



Neotectónica y paleosismología de la Falla de Algeciras, Huila, Colombia

SERVICIO GEOLÓGICO COLOMBIANO

MINISTERIO DE MINAS Y ENERGÍA

Uptc® Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia

Neotectónica y paleosismología de la Falla de Algeciras, Huila, Colombia

Eliana Gómez-Hurtado / Luis Miguel Aguirre-Hoyos /
Hans Diederix / Franck Albert Audemard M. / Héctor Mora-Páez /
Olga Patricia Bohórquez-Orozco / Oscar Freddy Muñoz /
Danilo Alfonso González / Julián Andrés López-Isaza /
Lusette Karime Escobar-Rey / Gina Patricia Martínez-Díaz /
Jair Ramírez-Cadena / Javier Idárraga-García /
Nelson Ricardo López-Herrera / William Barragán /
Yeimy Paola Tique / Héctor Antonio Fonseca /
Jaime Andrés Jiménez / Juliana Marcela Plazas-Ruiz

SERVICIO GEOLÓGICO COLOMBIANO

MINISTERIO DE MINAS Y ENERGÍA

Uptc® Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia

Servicio Geológico Colombiano ©
Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia ©

ISBN impreso: 978-958-53993-7-2
ISBN digital: 978-958-53993-8-9
DOI: https://doi.org/10.32685/9789585399389
Colección: Publicaciones Geológicas Especiales vol. 44

Julio Fierro Morales
Director general
Servicio Geológico Colombiano

José Gilberto Bermúdez
Director(e) de Geociencias Básicas
Servicio Geológico Colombiano

John Makario Londoño
Director de Geoamenazas
Servicio Geológico Colombiano

Héctor Mora Páez
Coordinador Grupo de Investigaciones Geodésicas Espaciales
Servicio Geológico Colombiano

Julián Andrés López Isaza
Coordinador Grupo de Investigación en Geodinámica
Servicio Geológico Colombiano

Oscar Hernán Ramírez
Rector
Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia

Enrique Vera López
Vicerrector de Investigaciones y Extensión
Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia

Héctor Antonio Fonseca Peralta
Decano Facultad Seccional Sogamoso
Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia

Autores
Eliana Gómez-Hurtado – Servicio Geológico Colombiano
Luis Miguel Aguirre-Hoyos – Servicio Geológico Colombiano
Hans Diederix – Consultor
Franck Albert Audemard M. – Consultor
Héctor Mora-Páez – Servicio Geológico Colombiano
Olga Patricia Bohórquez-Orozco – Servicio Geológico Colombiano
Oscar Freddy Muñoz – Servicio Geológico Colombiano
Danilo Alfonso González – Servicio Geológico Colombiano
Julián Andrés López-Isaza – Servicio Geológico Colombiano
Lusette Karime Escobar-Rey – Servicio Geológico Colombiano
Gina Patricia Martínez-Díaz – Servicio Geológico Colombiano
Jair Ramírez-Cadena – Servicio Geológico Colombiano
Javier Idárraga-García – Universidad del Norte
Nelson Ricardo López-Herrera – Personería de Bogotá
William Barragán – Universidad Distrital Francisco José de Caldas
Yeimy Paola Tique – Servicio Geológico Colombiano
Héctor Antonio Fonseca – Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia
Jaime Andrés Jiménez – Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia
Juliana Marcela Plazas-Ruiz – Servicio Geológico Colombiano

Comité Editorial
Servicio Geológico Colombiano

Presidenta
Teresa Duque

Integrantes
José Gilberto Bermúdez (e)
John Makario Londoño
Marco Antonio Rincón (e)
Hernán Olaya Dávila
Humberto Andrés Fuenzalida
Hernando Camargo
Victoria Díaz Acosta
Virgilio Amaris Ibáñez
Viviana Dionicio
Julián Escallón
Armando Espinosa
Constanza Martínez
Juan Guillermo Ramírez

Comité Editorial SGC
Diagonal 53 n.° 34-53
Bogotá D. C., Colombia
Teléfono: (601) 2 200 200, ext.: 3048
ceditorial@sgc.gov.co

Edición y diagramación
Servicio Geológico Colombiano y Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia

Noviembre, 2022

Las figuras o fotografías de este libro que no están atribuidas a fuentes externas son de los autores

© Servicio Geológico Colombiano. (2022). Esta obra es distribuida bajo licencia internacional Creative CommonsAtribución/Reconocimiento 4.0



Citación:
Gómez-Hurtado, E., Aguirre-Hoyos, L. M., Diederix, H., Audemard M., F. A., Mora-Páez, H., Bohórquez-Orozco, O., Muñoz, O., González, D., López-Isaza, J. A., Escobar-Rey, L. K., Martínez-Díaz, G. P., Ramírez-Cadena, J., Idárraga-García, J., López-Herrera, N. R., Barragán, W., Tique, Y., Fonseca, H., Jiménez, J. y Plazas-Ruiz, J. (2022). *Neotectónica y paleosismología de la Falla de Algeciras, Huila, Colombia*. Servicio Geológico Colombiano y Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia. https://doi.org/10.32685/9789585399389

Impresión
Imprenta Nacional de Colombia
Carrera 66 N.º 24-09
PBX: (601) 457 8000
www.imprenta.gov.co
Bogotá, D. C., Colombia

Agradecimientos

Los autores expresamos especial agradecimiento al Servicio Geológico Colombiano por el soporte financiero para la realización de esta investigación, y a la Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia por el apoyo y logística en la ejecución de las tareas de campo y del proyecto. Así mismo, a la Universidad Distrital Francisco José de Caldas por su apoyo para los levantamientos con drones y el procesamiento de imágenes, que permitieron generar productos fotogramétricos de alta precisión. De igual manera, un especial reconocimiento al geólogo José A. Mahan G. por su apoyo en el levantamiento de transectos geológicos, a Fredy Díaz Mila, Leidy Sorany Giraldo, Edgar Álvarez y Nancy Gutiérrez, del Grupo de Investigaciones Geodésicas Espaciales, por su apoyo en la elaboración de material ilustrativo, en las operaciones geodésicas de campo y en el procesamiento de datos geodésicos, y al sociólogo Ricardo Hurtado C. por liderar exitosamente las tareas de socialización con las autoridades civiles y la comunidad.

Igualmente, a las autoridades civiles y militares, así como a las comunidades entre las zonas de Balsillas, en el departamento de Caquetá, y Pitalito, en el departamento del Huila. Un profundo agradecimiento a la comunidad de la vereda Miraflores en Garzón, Huila, representados por los integrantes de la junta de acción comunal, a las profesoras y niños de la Escuela Miraflores por su hospitalidad, interés y cuidado, y a los propietarios de los predios por su apoyo para llevar a término esta investigación.

Especial reconocimiento y agradecimiento a quienes facilitaron la ejecución de las tareas de campo para alcanzar las metas propuestas, proveer el apoyo con transporte, el acompañamiento a los diversos sitios, la apertura y cubrimiento de trincheras, la vigilancia y la alimentación, entre otras acciones.



Contenido

Presentación 7
Introducción 9

2. Metodología 13
2.1 Antecedentes 14
2.2 Objetivos y fases de la metodología 14
2.3 Revisión de la información existente 16
2.4 Levantamiento de información neotectónica 16
2.5 Exploración paleosismológica por intermedio de trincheras 18
2.6 Integración e interpretación 18
2.7 Estudios complementarios 20

3. Marco geológico y tectónico regional 27

4. Sismicidad histórica e instrumental asociada al Sistema de Fallas de Algeciras 33
4.1 Sismos históricos 34
4.2 Sismos instrumentales 38

5. Estudios paleosismológicos previos 45
5.1 Apique Aguas Claras 46
5.2 Apique La Piragua 46
5.3 Apique Chillurco 46
5.4 Trincheras paleosismológicas en el municipio de Algeciras, Huila 48
5.5 Otros datos paleosismológicos en el SFA 50

6. Análisis morfoestructural del Sistema de Fallas de Algeciras 57
6.1 Falla de San Agustín-El Agrado-Hobo 58
6.2 Falla de Suaza-Acevedo 61

7. Análisis morfométrico regional 63
7.1 Perfiles de franja 64
7.2 Índice de verticalidad normalizada del drenaje (Ksn) 67
7.3 Factor de asimetría de cuencas hidrográficas 68
7.4 Integral hipsométrica (HI) 69
7.5 Perfil longitudinal normalizado del drenaje 72

8. Estudio geodésico en el Sistema de Fallas de Algeciras 77
8.1 Geodesia tectónica 78
8.2 Infraestructura geodésica GNSS y datos obtenidos 81
8.3 Generación de series de tiempo y estimación de velocidades geodésicas 84
8.4 Levantamiento de información geodésica como apoyo a la generación de información geoespacial 96

9. Caracterización estructural de la zona dañada 109
9.1 Metodología 110
9.2 Resultados 110

9.3 Transecto Garzón 110
9.4 Transecto Algeciras 116
9.5 Discusión 121

10. Análisis morfoneotectónico 125
10.1 Sector Algeciras (desde Tres Esquinas en el SO hasta El Paraíso en el NE, incluido el valle de Algeciras - 34 km) 127
10.2 Sector Zuluaga (desde Tres Esquinas en el NE hasta el río Majo en el SO - 16 km) 129
10.3 Sector Garzón (desde el río Majo en el NE hasta el cruce del río Suaza con la FA cerca La Jagua – 14 km) 130
10.4 Sector Altamira (desde el cruce del río Suaza con la FA, hasta el municipio de Altamira – 16 km) 131
10.5 Sector Timaná (desde Altamira en el noreste hasta el comienzo del valle de Pitalito en el suroeste – 26 km) 132
10.6 Sector Pitalito (cubre toda la distancia del borde norte de la cuenca de Pitalito - 20 km) 134

11. Identificación de sitios de interés para análisis paleosismológico 137

12. Elaboración de productos fotogramétricos digitales de alta resolución 145
12.1 Metodología 146
12.2 Procesamiento de datos fotogramétricos 148
12.3 Resultados 149
12.4 Fotografías aéreas obtenidas 150
12.5 Productos fotogramétricos obtenidos 150

13. Prospección geoeléctrica de detalle en sitios de interés paleosismológico 163
13.1 Metodología 164
13.2 Localización de zonas seleccionadas, adquisición, procesamiento y resultados 165

14. Selección de sitios para exploración paleosismológica 179
14.1 Finca Mirador (Garzón, Huila) 180
14.2 Vereda Miraflores (Garzón, Huila) 181
14.3 Vereda Naranjal (Timaná, Huila) 185

15. Apertura y levantamiento de información de trincheras paleosismológicas 189
15.1 Proceso de apertura 190
15.2 Proceso de levantamiento de información geológica y estructural 196
15.3 Caracterización microtectónica 202
15.4 Levantamiento con escáner láser y dron 208

16. Descripción geológica de las trincheras paleosismológicas 219
16.1 Descripción sedimentológica de la trinchera Potrerillos 220
16.2 Trinchera Miraflores. Descripción sedimentológica 232

17. Análisis, interpretación y discusión 241
17.1 Interpretación paleosismológica de la trinchera Potrerillos 242
17.2 Interpretación paleosismológica de la trinchera Miraflores 246

18. Conclusiones y recomendaciones 251

Referencias 257
Anexos 267



Presentación

El Servicio Geológico Colombiano (SGC) y la Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia (UPTC) presentan a la comunidad geocientífica la publicación *Neotectónica y paleosismología de la Falla de Algeciras, Huila, Colombia*.

Este libro refleja las actividades de las dos instituciones, bajo el convenio 022 de 2019, con recursos del Sistema General de Regalías, asignados al proyecto Modelo Tectónico de la Dirección de Geociencias del SGC. Investigadores de los grupos de investigación en Geodinámica (antes Tectónica) de la Dirección de Geociencias Básicas y de Investigaciones Geodésicas Espaciales de la Dirección de Geoamenazas del SGC, junto con investigadores de la Escuela de Ingeniería Geológica de la UPTC, Sogamoso, expertos internacionales de Holanda y Venezuela y el apoyo de la Universidad Distrital Francisco José de Caldas unieron sus esfuerzos para emplear las técnicas más relevantes en las investigaciones neotectónicas y paleosismológicas, de vital importancia para ser aplicadas en el país.

Sin lugar a dudas los resultados permiten avanzar en el conocimiento del Sistema de Fallas de Algeciras, probablemente el sistema de fallas más representativo de Colombia continental en términos de su potencial sismogénico, y proporcionan información valiosa para el avance del conocimiento de la amenaza sísmica del país.

Héctor Mora Páez
Coordinador Grupo de Investigaciones Geodésicas Espaciales
Supervisor SGC

Héctor Antonio Fonseca Peralta
Decano Facultad Seccional Sogamoso
Supervisor UPTC



1

Introducción

El Servicio Geológico Colombiano (SGC), instituto científico y técnico adscrito al Ministerio de Minas y Energía, como integrante del Sistema Nacional de Ciencia, Tecnología e Innovación, y la Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia (UPTC), institución de educación superior oficial, suscribieron el convenio interadministrativo n.° 022 de 2019, bajo el cual, con recursos del Sistema General de Regalías asignados al proyecto "Modelo tectónico" de la Dirección de Geociencias Básicas del SGC, investigadores de los grupos de investigación en Geodinámica de la Dirección de Geociencias Básicas y de Investigaciones Geodésicas Espaciales de la Dirección de Geoamenazas del SGC, especialistas de la Escuela de Ingeniería Geológica de la UPTC, Sogamoso, y expertos internacionales de Holanda y Venezuela contratados por la universidad, y el apoyo de la Universidad Distrital Francisco José de Caldas, unieron esfuerzos para adelantar investigaciones neotectónicas y paleosismológicas en un sector del Sistema de Fallas de Algeciras.

La ejecución del convenio se planeó teniendo en cuenta las siguientes etapas, expuestas en los diferentes capítulos de este documento:

1. Fotointerpretación y análisis de imágenes satelitales y modelos digitales del terreno.
2. Comprobación de campo de mapa morfotectónico preliminar y socialización del proyecto.
3. Caracterización de la zona dañada de la falla a lo largo de transectos estructurales
4. Vuelos con dron y fotocontrol.
5. Procesamiento de la información adquirida en campo.
6. Visita de campo con expertos para revisión de la información existente, y definición de sitios y arreglos geofísicos.
7. Adquisición geofísica, construcción de estaciones geodésicas y campaña de campo para toma de datos.
8. Procesamiento e interpretación de los datos de geoeléctrica, procesamiento paralelo, y análisis de información geoeléctrica y definición de sitios para apertura de trincheras.
9. Apertura de trincheras, talleres y socialización de resultados.
10. Procesamiento de información levantada en la trinchera. Envío de muestras al laboratorio.
11. Integración, análisis de información y entrega de resultados, y publicación del informe final.

Así, mediante trabajo de campo con las técnicas más adecuadas para este tipo de investigaciones, de diferentes disciplinas científicas, se generó esta publicación que corresponde a la investigación "Estimación del potencial sismogénico de la Falla de Algeciras mediante la elaboración de cartografía morfoneotectónica y morfoestructural, evaluación paleosismológica y análisis cinemático a partir de métodos de geodesia espacial".

Para el capítulo de "Metodología", se tuvieron en cuenta los fundamentos técnicos que han surgido de la elaboración de este tipo de estudios en diferentes partes del mundo, a partir de un procedimiento sistemático y riguroso que garantice la obtención de excelentes resultados. En este capítulo se presenta una revisión de los antecedentes de investigación en el país, de la que se concluye una ausencia significativa en estas aplicaciones, y lo cual debe ser promovido, no solo desde el SGC sino desde los programas académicos y otros grupos de investigación en Colombia. Adicionalmente se describen las fases que se siguieron para el levantamiento neotectónico y la exploración paleosismológica, en la que se establece un diagrama de flujo que responde a la ejecución de las actividades de diversos campos del conocimiento, incluyendo técnicas complementarias como geofísica y, por primera vez en el país, de levantamiento de información geoespacial.

La estructura del documento responde a la forma en la que se abordaron cada una de las etapas de la investigación, a escalas regional y local. Bajo este esquema, desde una perspectiva regional, se desarrollan los siguientes capítulos:

El "Marco geológico y tectónico regional" presenta al lector las consideraciones sobre el Bloque Norte de los Andes, sus límites y su tasa estimada de movimiento, y el significado del Sistema de Fallas de Algeciras desde esta perspectiva geodinámica.

En el capítulo "Sismicidad histórica e instrumental asociada al Sistema de Fallas de Algeciras", que es la expresión de la deformación activa en esta región de la esquina noroccidental de Suramérica, se describen los sismos que han ocurrido en el suroccidente de Colombia, con especial énfasis en los sismos de 1827 y 1967, asociados a la estructura geológica objeto de este estudio.

En el "Análisis morfoestructural del Sistema de Fallas de Algeciras" se hace una caracterización de esta estructura geológica, y en especial de la zona de estudio, para lo cual se tuvieron en cuenta las fallas geológicas que forman parte de dicho sistema, como las fallas de El Agrado, Suaza-Acevedo y Algeciras, entre otras.

En el "Análisis morfométrico regional" se exponen los resultados de la aplicación de índices morfométricos, como perfiles de franja, índice Ksn, factor de asimetría de cuencas, curva e integral hipsométrica y perfiles longitudinales normalizados del drenaje a lo largo de la traza principal del Sistema de Fallas de Algeciras, entre los municipios de Algeciras (al norte) y Pitalito (al sur).

En esta oportunidad se emplea una nueva técnica de análisis, como se observa en el capítulo "Estudio geodésico en el Sistema de Fallas de Algeciras", cuyos resultados están basados en la infraestructura geodésica nacional con propósitos geodinámicos, establecida por el Grupo de Investigaciones Geodésicas Espaciales, bajo un esquema sistemático de densificación y toma de datos, en estaciones geodésicas GNSS permanentes y de operación continua.

En el capítulo "Caracterización estructural de la zona dañada" se presenta la descripción y clasificación morfoneotectónica y geomorfológica que permitió la selección de transectos que fueron objeto de trabajo de campo. Para esto se recurrió al levantamiento geológico-estructural detallado, acompañado de muestreo de rocas de falla.

Por otra parte, a escala local, se ejecutaron las siguientes acciones que condujeron a la elaboración de los siguientes capítulos:

En el capítulo "Análisis morfoneotectónico" se describen de forma detallada los aspectos morfoneotectónicos hallados en la zona de estudio, la cual para este caso fue dividida en seis sectores, cada uno con características particulares.

En la "Identificación de sitios de interés para el análisis paleosismológico" se presentan las características de catorce sitios identificados a lo largo de la zona de estudio, su evaluación y la selección de los cuatro sectores definitivos para la generación de insumos fotogramétricos detallados y exploración geofísica.

En el capítulo de "Elaboración de productos fotogramétricos digitales de alta resolución" se presenta otra aplicación tecnológica de generación de información geoespacial como apoyo a este tipo de estudios, por primera vez en el país. Con la participación del Laboratorio de Cartografía Automatizada de la Facultad de Medio Ambiente y Recursos Naturales de la Universidad Distrital Francisco José de Caldas, se realizaron vuelos fotogramétricos con drones que permitieron la generación de ortofotos, modelos digitales de superficie, curvas de nivel y modelos 3D en zonas específicas seleccionadas por los investigadores.

A su vez, en el capítulo "Prospección geoeléctrica de detalle en sitios de interés paleosismológico" se expone el procedimiento y los resultados obtenidos a partir de la aplicación de técnicas geofísicas de tomografía eléctrica resistiva, en trece secciones o perfiles del subsuelo, en los cuatro sectores seleccionados del Sistema de Fallas de Algeciras.

El capítulo "Selección de sitios para exploración paleosismológica" es un componente concluyente que presenta la integración y análisis de los diferentes aspectos sustantivos obtenidos siguiendo el procedimiento metodológico riguroso durante las etapas previas, mediante la ejecución de las diversas actividades y el empleo de técnicas de análisis en la zona de estudio que permiten la selección de sitios idóneos y garantizan el éxito de la exploración paleosismológica mediante la apertura de trincheras.

El capítulo "Apertura y levantamiento de información de trincheras paleosismológicas" detalla el procedimiento para la apertura y levantamiento de la información geológica, estructural y paleosismológica en cada trinchera explorada. Este capítulo incluye cómo metodológicamente se elaboró la cartografía de detalle, la identificación y selección de horizontes y rasgos de interés, y la selección de sitios específicos para la toma de muestras y contramuestras para datación. Adicionalmente, se adelantó una caracterización microtectónica de las trincheras, y por primera vez en Colombia, mediante técnicas digitales de información geoespacial, el levantamiento con láser escáner y dron.

En el capítulo "Descripción geológica de las trincheras paleosismológicas" se aborda la descripción sedimentológica de cada horizonte, así como los hallazgos en cuanto a las estructuras indicativas de la ocurrencia de paleosismos y la cartografía detallada de ambas trincheras de la exploración paleosismológica, así como las edades reportadas en el proceso de datación de las muestras.

En el "Análisis, interpretación y discusión" se esbozan las interpretaciones derivadas del análisis de las trincheras de Potrerillos y Miraflores, que permiten exponer la historia sísmica reciente de la Falla de Algeciras en ese sector del departamento del Huila.

Por último, en el apartado de "Conclusiones y recomendaciones" se establece la importancia de este método de estudio y la necesidad de emprender una investigación sistemática en el país de la tectónica activa, a través de diferentes técnicas y métodos de análisis. Igualmente, se listan algunas recomendaciones para otros ejercicios similares en el país con propósitos relacionados.

Se busca que este documento y sus resultados sirvan no solo de apoyo a los estudios de la amenaza sísmica del país, sino también de instrumento de estudio para los interesados en esta temática, así como para los programas académicos de geología, como la forma apropiada de difundir estas técnicas de análisis.





2

Metodología

2.1 Antecedentes

Los primeros estudios regionales sistemáticos sobre la actividad tectónica asociada a sistemas de fallas en Colombia fueron introducidos por la compañía norteamericana Woodward-Clyde & Associates, que adelantó investigaciones a nivel regional con el fin de lograr una primera evaluación de la amenaza sísmica. Estas iniciativas fueron emprendidas en la década de 1970, a solicitud del Gobierno y del sector energético, con el propósito de desarrollar el potencial de recursos hídricos para la generación de energía a nivel nacional.

Los estudios de geología sísmica se consideran como pioneros en neotectónica y tectónica activa en Colombia. Woodward-Clyde & Associates practicó la paleosismología, por medio de la excavación de trincheras exploratorias sobre varias fallas en el país. Su metodología se basó, principalmente, en la observación del terreno desde el aire, mediante el uso frecuente de sobrevuelos por helicóptero, que resaltaron la importancia del componente morfotectónico de estos estudios.

Posteriormente, la neotectónica en Colombia recibió un impulso adicional mediante cursos de especialización en el Centro Interamericano de Fotointerpretación (CIAF) en Bogotá, entre 1986 y 1989. Estos cursos tenían un fuerte énfasis en el uso de fotografías aéreas como la principal herramienta en levantamientos y estudios para mejorar el conocimiento sobre el grado de actividad de fallas activas o potencialmente activas, y así establecer, eventualmente, su potencial sismogénico y la amenaza inherente.

De ahí en adelante, la práctica de estudios enfocados en neotectónica para la evaluación de la amenaza sísmica fueron esporádicos e intermitentes, ligados especialmente a proyectos de microzonificación sísmica de las ciudades principales, como Bogotá (1996) y las capitales de algunos departamentos como Popayán (1992), Manizales (1993), Medellín (1994), Bogotá, Bucaramanga (1997), Pereira (1998-2011), Cali (2005), Palmira-Buga-Tuluá (2006), el área metropolitana de Medellín y el Valle de Aburrá (2007), y Buenaventura (2008). La conceptualización y ejecución de estos proyectos de microzonificación se dio a raíz de los sismos destructores de Popayán, en 1983, y Armenia, en 1999.

Entre tanto, se desarrollaron otros trabajos regionales de compilación como el *Mapa neotectónico preliminar de Colombia* (Paris y Romero, 1993b), las *Fallas activas en Colombia* (Paris y Romero, 1993a; 1994), el *Mapa de fallas activas de Colombia* (Montes *et al.*, 1998) y la *Base de datos de fallas activas de Colombia* (Montes y Sandoval, 2001). Uno de los trabajos regionales de mayor relevancia fue publicado en el 2000, el cual integraba información en un inventario y una base de datos sobre las fallas cuaternarias del país, titulado *Map and database of Quaternary faults and folds in Colombia and its offshore regions* (Paris *et al.*, 2000), publicación de acceso libre (Open-File report) del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS).

Entre 2003 y 2010, en el SGC se desarrollaron varios estudios neotectónicos de manera sistemática, bajo el marco del proyecto "Levantamiento, compilación y generación de información geodinámica", por un grupo de trabajo que se dedicó al estudio neotectónico y paleosismológico de algunas fallas conocidas y, probablemente, activas, entre las cuales estaban la Falla de Ibagué, Bucaramanga, el sistema Guaicáramo del borde llanero y la extensión meridional de la Falla de Boconó en Colombia, en el área de Cúcuta. Estos estudios permitieron establecer el grado de actividad de estas fallas, su tasa de desplazamiento y los indicios de periodos de recurrencia de sismos.

Luego en 2012, se retomaron los estudios neotectónicos dentro del proyecto GeoRED del Grupo de Investigaciones Geodésicas Espaciales con propósitos geodinámicos, que se enfocaron en el potencial sismogénico de dos sistemas de fallas mayores, Falla Bucaramanga y Falla de Algeciras, respectivamente. Adicionalmente, para alimentar bases de datos en el marco de proyectos internacionales, se generó el *Informe del análisis de la base de datos de fallas peligrosas de Colombia* (López, 2015), para el proyecto *South America Risk Assessment Project (SARA)* del *Global Earthquake Model (GEM)*, cuyos resultados se resumen en la publicación *Hazardous faults of South America, compilation and overview* (Costa *et al.*, 2020).

2.2 Objetivos y fases de la metodología

En todos los proyectos relacionados con neotectónica y paleosismología en Colombia, y en el SGC, se ha aplicado el uso de una metodología de trabajo aceptada y practicada internacionalmente, que se apoya en la aplicación de técnicas de estudio geológico y geomorfológico clásico de cartografía a diferentes escalas, mediante fotografías aéreas e imágenes obtenidas con de sensores remotos (terrestres y espaciales), previo a la comprobación de campo. El nivel de máximo detalle en la observación se alcanza en la ejecución de la fase de evaluación paleosismológica (p. ej., Audemard, 2003; 2005; Michetti *et al.*, 2005). Esta metodología ha sido ajustada, perfeccionada y complementada con la aplicación de técnicas geofísicas, geodésicas y fotogramétricas que potencian el logro de los objetivos de la evaluación neotectónica y paleosismológica (p. ej., Audemard y Michetti, 2011).

En términos generales, la metodología se enfoca en el estudio de las estructuras neotectónicas y en la definición del potencial sismogénico asociado, con el fin de ajustar los niveles de amenaza sísmica a los cuales podría verse

afectado el territorio del país. Durante los últimos años se han desarrollado estudios específicos relacionados con la definición del potencial sismogénico de algunas fallas a lo largo y ancho del territorio nacional. Metodológicamente el estudio de fallas activas en Colombia se basa en dos aproximaciones que tienen que ver con la escala de detalle a la que se debe trabajar, ya sea regional o local.

A escala regional los análisis buscan entender el estilo estructural, la deformación y la jerarquización de las estructuras. Estos análisis se basan en observaciones cartográficas regionales de las trazas de falla, pliegues y demás estructuras relacionadas, que se realizan a partir de fotografías aéreas, imágenes satelitales y modelos digitales de elevación (DEMs, por *Digital Elevation Model* en inglés) con resoluciones menores a 30 m por pixel.

En lo posible, estos estudios regionales deben estar acompañados de información geofísica del subsuelo como sísmica, métodos electromagnéticos, gravimetría y magnetometría, entre otros, con el fin de incluir la tercera dimensión en estos análisis. Además, se puede complementar con técnicas cuantitativas para el análisis del relieve como la morfometría, cuyo objetivo principal es la identificación de dominios morfoestructurales relacionados con la evolución del paisaje.

A partir de los resultados del análisis regional, se seleccionan sitios de interés en los que se abordan estudios de escala local. Estos estudios conducen, finalmente, a la investigación paleosismológica en secciones o en segmentos de falla específicos, que hayan sido identificados como potencialmente sismogénicos y de importancia para la estimación de la amenaza sísmica. Como parte de la caracterización de una zona de falla, también es importante identificar y describir las zonas de deformación o zonas dañadas a través de transectos geológico-estructurales.

En el análisis a escala local y detallada, es necesario refinar la cartografía de los rasgos morfológicos de deformación, a partir de modelos digitales de alta resolución espacial y de fotografías aéreas, con el fin de generar mapas morfotectónicos a escalas detalladas, donde se observen rasgos sutiles de deformación que no puedan ser observados a escalas más regionales. Adicionalmente, la cartografía detallada de las unidades geológicas de edad Neógeno-Cuaternaria permite obtener información sobre la actividad tectónica de las estructuras estudiadas dentro del periodo neotectónico.

Con estos mapas morfotectónicos detallados, se busca identificar y seleccionar sitios potenciales para su posterior exploración paleosismológica. Esta última tiene un impacto directo sobre los modelos de amenaza sísmica, pues permite establecer magnitudes, tasas de recurrencia y la edad de paleoterremotos. Estos análisis proveen datos y criterios para la cuantificación de tasas de actividad tectónica en una región, la influencia de esa actividad en la evolución del paisaje y el constreñimiento de modelos estructurales.

De acuerdo con esto, la metodología para el desarrollo de los estudios paleosismológicos, en general, incluye: i) la selección de sitios potenciales a partir de análisis morfotectónicos detallados con comprobación de campo, y ii) la generación de modelos digitales de elevación (DEMs) y la toma de fotografías aéreas de alta resolución (centimétrica) sobre los sitios seleccionados con drones. Las imágenes de alta resolución son clave para la detección de rasgos morfotectónicos no identificables en fotografías y modelos de menor resolución y, por ende, para la elección final del sitio de excavación de la trinchera.

Un complemento excepcional, cuando esté disponible, es la prospección geofísica, principalmente con perfiles geoeléctricos e imágenes obtenidas por radar de penetración terrestre o georadar (GPR, por sus siglas en inglés), entre otros. Estos análisis permiten la localización, con alta precisión, de la geometría de las trazas de falla en los primeros metros del subsuelo y la obtención de información preliminar de la naturaleza de las capas sedimentarias subsuperficiales. Al integrar esta información se obtiene la localización exacta de la excavación de la trinchera, a partir de la cual se realiza el levantamiento geológico-estructural para identificar y describir evidencias de paleoterremotos y el muestreo para dataciones por métodos de geocronología del Cuaternario.

Para el caso del Sistema de Fallas y la Falla de Algeciras se desarrolló la metodología sistemática, partiendo de una escala regional con mapas a escalas 1:100 000 y 1:25 000. Posteriormente, se realizaron análisis a escala local, detallada, mediante el proceso de *zooming in*, en el que se adquiere, en cada fase, un mayor nivel de conocimiento y los indicios de la capacidad generadora de terremotos. Con el fin de lograr los objetivos, el estudio neotectónico y paleosismológico se desarrolla en cuatro fases o etapas consecutivas (p. ej., Audemard, 1989; Michetti *et al.*, 2005):

1. Fase de revisión de información existente. En esta fase no se explora solamente información neotectónica previa, sino de cualquier índole y no necesariamente del área de geociencias.
2. Fase neotectónica que abarca la cartografía geológica y geomorfológica a diferentes escalas y que termina en la selección de sitios para la excavación de trincheras paleosismológicas.

En particular, este estudio ha contado con otras técnicas o enfoques complementarios en la evalua-

ción neotectónica que, por un lado, ha permitido una localización más precisa de la traza de la falla en el terreno y a profundidad (métodos geofísicos) y, por el otro, una mejor definición del entorno temporal y espacial geotectónico (transectos estructurales) y geomorfológico regional de la falla o sistema de fallas, y de los procesos tectónicos regionales activos sobre el desarrollo y evolución de la morfología del paisaje (métodos morfométricos); técnicas de las que se hablará más adelante.

3. Fase de paleosismología. Es la culminación del proceso anterior con la recolección de datos que proporcionan evidencia y cuantificación sobre la actividad contemporánea, histórica y prehistórica de la falla, e incluye tasas de movimiento, magnitud de sismos y periodos de recurrencia de sismos.
4. Fase de integración e interpretación de datos. Es la fase que permite llegar a una síntesis sismotectónica. Esta última síntesis se puede lograr por dos vías independientes, pero complementarias. La primera se alcanza al cruzar la síntesis o cartografía neotectónica obtenida en la fase 2, con la sismicidad instrumental de la región bajo estudio, conocida como asociación sismotectónica (p. ej., Audemard, 1989). Así se puede refinar si se cuenta con estudios de sismología histórica previos, o ejecutados en el marco del proyecto en ejecución, que permitan integrar en la síntesis sismotectónica los sismos destructores reportados históricamente (p. ej., Audemard, 1989) para definir las fallas fuentes o generadoras de dichos terremotos dañinos (asociación sismotectónica). El otro camino es determinar dicha asociación por medio de los resultados de la evaluación paleosismológica (p. ej., Michetti *et al.*, 2005; este estudio), por vía de la excavación de trincheras u otro método o enfoque.

A continuación se detallan los aspectos metodológicos, más relevantes, aplicados al análisis neotectónico y paleosismológico (por trincheras) de la Falla Algeciras.

2.3 Revisión de la información existente

Para establecer el potencial sismogénico de una falla, al igual que cualquier otro estudio regional de cartografía geológica, se inicia con la recolección y revisión de la información existente, disponible y relevante, para el objeto de estudio (p. ej., Audemard, 1989). Esto incluye mapas geológicos y topográficos a diferentes escalas, publicaciones o informes, o artículos (geocientíficos o no), estudios específicos tectónicos o de geología estructural y documentación sobre la sismicidad histórica e instrumental (catálogos sismológicos), entre otros.

Esta información permite definir y delimitar el objeto de estudio, generalmente un sistema de fallas o una falla en particular, que facilita la formulación de hipótesis sobre su ubicación y extensión, su posible grado de actividad y su capacidad de generar terremotos mayores que, con base en preguntas de investigación, direccionan los esfuerzos hacia la generación de nuevo conocimiento.

La revisión también implica la búsqueda, colección y adquisición de coberturas adecuadas de diferentes tipos de imágenes satelitales, modelos digitales de elevación (DEMs) y, en particular, fotografías aéreas a diferentes escalas, de utilidad para la detección de los rasgos morfotectónicos. Hoy, se puede contemplar el uso de imágenes obtenidas por cualquier método de sensoramiento remoto, desde plataformas satelitales de gran cobertura o desde vehículos teledirigidos (p. ej., drones) de cobertura limitada, pero de gran resolución, en el espectro visible, radar en sus diversas formas y LIDAR (*Light Detection and Ranging*), entre otros, para complementar las fotos aéreas disponibles que permitan identificar y elaborar la cartografía de los accidentes estructurales activos de una región. Es importante destacar que los desarrollos de sensoramiento remoto están en clara expansión, y abren un abanico de aplicaciones con nuevas posibilidades de observación.

2.4 Levantamiento de información neotectónica

Es la adquisición de datos mediante la ejecución de trabajos de cartografía geológica y geomorfológica, con base en la interpretación de imágenes satelitales como Landsat y de Radar satelital, modelos digitales de elevación (DEMs) y fotografías aéreas, y su posterior confirmación en campo. Se resalta la importancia del uso de fotografías aéreas, pues por su alta resolución espacial 3D es el medio más adecuado para la identificación de rasgos morfotectónicos. A su vez, la caracterización morfotectónica detallada provee el mejor criterio para la selección de sitios aptos para la exploración paleosismológica, mediante la excavación de trincheras (p. ej., Audemard, 2003; 2005, Michetti *et al.*, 2005).

La identificación de indicios morfotectónicos en fotografías aéreas es superior a la identificación en campo. Los indicios morfotectónicos incluyen geoformas como escarpes y contra-escarpes de falla, lomos de obturación y lomos de falla, lagunas de falla, silletas de falla en espolones, control y anomalías de drenajes, entre otras (p. ej., Yeats *et al.*, 1997; Keller y Pinter, 2002). Por esto, la identificación de sitios con presencia de depósitos aluviales cuaternarios, como abanicos y terrazas, es de gran relevancia para los análisis paleosismológicos y constituye un factor determinante en la selección de sitios para la excavación de trincheras.

También, el registro cartográfico de la traza de la falla con todos los indicios morfotectónicos, identificados sobre las fotografías aéreas, es transferido a planchas topográficas a escala 1:25 000 del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC). Estas anotaciones son transferidas a las bases topográficas sobre una franja de unos pocos kilómetros a ambos lados de la traza de la falla, y da lugar a representaciones conocidas como mapas en franja (*strip maps*). De acuerdo con el alcance del análisis, se puede optar por transferir las anotaciones de los *strip maps* a planchas a escalas 1:50 000 o 1:100 000.

Los *strip maps* con los indicios morfotectónicos, en conjunto con las fotos aéreas, se estudian detalladamente para identificar los lugares donde la traza de la falla cruza depósitos aluviales cuaternarios, previamente identificados o cartografiados, o no, en el mapa geológico de Colombia en su versión actualizada, pues estos sectores son los que pueden presentar localidades potenciales para la ejecución de estudios paleosismológicos, por medio de la ubicación de afloramientos relevantes ya existentes o la excavación necesaria de trincheras. En el caso de no existir afloramientos para evaluar el accidente bajo estudio, estos sectores son verificados en campo para efectuar la selección de sitios *(site selection*) aptos para la excavación de trincheras paleosismológicas. Hay una serie de criterios, tanto geológicos como prácticos (logísticos), que son decisivos en la selección definitiva de los sitios (p. ej., Audemard, 2003; 2005).

En términos geológicos es importante establecer si se va a encontrar una o más trazas de falla (p. ej., Audemard, 2003; 2005). Esto incide en la existencia de distribución de la deformación, pues la presencia de trazas superpuestas puede distribuir el desplazamiento total del sistema. La presencia de materiales geológicos jóvenes, como sedimentos blandos aluviales de edad cuaternaria, es de gran importancia para este tipo de investigaciones porque pueden incluir materiales fechables mediante métodos convencionales (p. ej., Audemard, 2003; 2005). Idealmente, estos sedimentos deben haber sido depositados de manera continua, sin interrupción por eventos erosivos, para garantizar el hallazgo de una historia sísmica completa (p. ej., Audemard, 2003; 2005). Asimismo, se recomiendan ambientes sedimentarios con tasas de sedimentación lenta, pero de granulometría variable, donde se registren fácilmente las deformaciones por la acción de los terremotos (p. ej., Audemard, 2003; 2005). De esta forma, el sitio debe cumplir con una serie de condiciones o criterios de carácter práctico (p. ej., Audemard, 2003; 2005) como el uso y tenencia de la tierra que determina si será posible obtener permiso para realizar la excavación. En relación con esto, también se debe contar con la aceptación de la comunidad local, para lo cual son necesarias estrategias de socialización en cada etapa de la investigación.

Otros aspectos logísticos, como la accesibilidad al sitio o la presencia de vegetación o cultivos, son de suma importancia, pues de acuerdo con la infraestructura vial existente, se determina la posibilidad del uso de maquinaria pesada para la excavación o su maniobrabilidad (p. ej., Audemard, 2003; 2005). Otros aspectos de interés como la profundidad del nivel freático y las características litológicas, o las propiedades mecánicas de los materiales excavados, condicionan la estabilidad de las paredes de la trinchera y la seguridad del personal, especialmente cuando se trata de excavación manual (p. ej., Audemard, 2003; 2005). Esto significa que solamente algunos sitios, de los seleccionados en la fase del levantamiento neotectónico, serán seleccionados para la exploración paleosismológica mediante la excavación de trincheras.

Para facilitar la selección final del mejor sitio para excavar la trinchera, es recomendable construir una tabla resumen de todos los sitios inspeccionados, en la que se compilen las características favorables y desfavorables de cada uno, con el fin de facilitar la comparación (p. ej., Audemard, 2003; 2005). El éxito de los estudios paleosismológicos por trincheras depende de la selección del sitio con mejores opciones, lo cual está fuertemente condicionado por la calidad y exactitud de la cartografía neotectónica previamente realizada (p. ej., Audemard, 2003; 2005).

Finalmente, es de suma importancia tener la máxima certidumbre sobre la posición exacta de la traza de la falla en el sitio de selección, que se puede refinar o mejorar mediante investigación geofísica complementaria (p. ej., Audemard y Michetti, 2011). Para esto se realizan transectos de resistividad eléctrica (tomografía eléctrica) con arreglos en dirección ortogonal a la traza de la falla y el análisis mediante *Ground Penetrating Radar* (GPR), o georadar, que también se levanta de la misma manera (p. ej., Audemard y Michetti, 2011). Ambos tipos de estudio pueden mejorar la precisión de la localización de la traza de la falla en los primeros metros de profundidad, con el beneficio de poder reducir las dimensiones efectivas de la trinchera y optimizar costos.

Una vez cumplido el proceso de selección de los sitios más aptos para la excavación de trinchera, se pasa a la fase final de este proceso: la fase de la paleosismología (p. ej., Michetti *et al.*, 2005). A nivel mundial, esta disciplina novedosa ha probado ser de suma importancia y decisiva para la evaluación del potencial sismogénico de fallas activas, mediante la determinación de los sismos máximos probables y su periodo de retorno (p. ej., Audemard, 2003; 2005).

2.5 Exploración paleosismológica por intermedio de trincheras

El proceso de excavación de trincheras para exploración paleosismológica inicia con la demarcación en el terreno del lugar y de las dimensiones de la excavación por medio de estacas, que facilitan al operador de la retroexcavadora, o al personal, comenzar su trabajo. Este proceso debe contar con la continua presencia de geólogos, quienes lo dirigen y monitorean e indican, por ejemplo, la necesidad de cambios en las dimensiones o profundidad, en función de los hallazgos.

Generalmente, se recomienda iniciar la excavación desde la que será la parte más profunda de la trinchera y la máquina, preferiblemente de oruga, debe contar con espacio suficiente para operar. En la parte más profunda de la trinchera se recomienda excavar un pozo, algo más profundo (0,5 a 1 m o más) que el fondo de la excavación, que permita almacenar agua subterránea o de lluvia para su fácil extracción por bombeo. Adyacente a la trinchera se recomienda dejar suficiente espacio para la acumulación del material extraído/removido, el cual se usa para rellenar la trinchera una vez se termina la investigación paleosismológica y para tratar de restaurar, de la mejor manera posible, las condiciones originales del sitio excavado. Es deseable que ambas márgenes de la trinchera queden libres de material en la superficie para tener espacio de observación y movilización alrededor de la excavación.

Durante el proceso de excavación, se recomienda ir limpiando las paredes por medio de raspado manual para crear la visibilidad de la estratigrafía revelada por la continua observación. Una vez cumplida la excavación y la limpieza de las paredes, se instala una retícula de hilos horizontales y verticales en patrón de cuadrados (por ej., métricos para trincheras de corta longitud), que luego se codifica con números y letras para su referencia en el proceso de registro y dibujo.

El registro y dibujo de trincheras cortas se hace preferiblemente a escala 1:10 o 1:20 en papel milimétrico, pues permite una cartografía geológica en plano vertical con máximo detalle. Como apoyo al levantamiento de las paredes es posible marcar los límites y contactos de las unidades con puntillas o chinches de diferentes colores, que resalten las unidades estratigráficas y estructuras, y así tener una mejor visibilidad. Este levantamiento termina con la selección de sitios de toma de muestras y contramuestras para la obtención de edades absolutas (figura 2.1). Al mismo tiempo, se establece una columna estratigráfica con descripción detallada de las unidades sedimentarias y se presta especial atención a la ocurrencia de rasgos, como cuñas rellenas con material de suelos (*filled open cracks*), la presencia de paleosuelos, la deformación o desplazamientos de unidades y la presencia de estructuras sedimentarias como sismitas, las cuales pueden ser interpretadas como evidencia de paleosismos (p. ej., Audemard, 2005).

El levantamiento en papel de las paredes debe estar siempre acompañado de un profuso registro fotográfico de respaldo. Se recomienda tomar imágenes fotográficas para construir foto-mosaicos, así como de cualquier detalle o sector relevante dentro de la excavación, preferiblemente con distintas iluminaciones solares.

Cabe resaltar que los objetivos primordiales de cualquier investigación paleosismológica son los de proveer un mayor conocimiento de la actividad cuaternaria de la falla, el desplazamiento cosísmico, la segmentación de la falla, la magnitud y el periodo de recurrencia de los sismos históricos, así como los prehistóricos que conllevan a establecer su asociación sismotectónica con algún accidente tectónico en específico (p. ej., Audemard, 2003; 2005). Datos sobre el desplazamiento cosísmico por evento, la tasa de desplazamiento y la longitud de ruptura constituyen los datos fundamentales de entrada (*input*) para lograr una evaluación realista de la magnitud de la amenaza que presenta una falla (p. ej., Audemard, 2003; 2005).

2.6 Integración e interpretación

Una vez terminado el registro cartográfico geológico y la toma de muestras, se deben ordenar todos los datos y asegurar que los registros cartográficos (*logs*) de las paredes de la trinchera tengan toda la información relevante levantada. Entonces, se inicia la fase de análisis de los datos, donde se intenta reconstruir las deformaciones observadas y ubicarlas en un marco temporal referencial, al recibir del laboratorio especializado los resultados de dataciones de las muestras e integrarlos con la demás información.

La interpretación se centra en fechar los eventos identificados y la construcción de la ocurrencia de una serie de eventos sísmicos que permiten establecer el desplazamiento cosísmico y la magnitud de los terremotos, los intervalos de recurrencia de estos eventos, la longitud de ruptura de la falla, la segmentación de la falla, la asociación sismotectónica de los sismos históricos y el establecimiento del tiempo en el que ocurrió el último sismo (p. ej., Audemard, 2003; 2005).

Toda esta información sirve como dato de entrada en el proceso de evaluación de la amenaza sísmica asociada a dicha falla. Esta información también se combina con las observaciones de carácter morfológico y, en especial, morfotectónico, para entender la cinemática y la deformación de la falla y de las fallas satélites vecinas que en conjunto forman un sistema local.

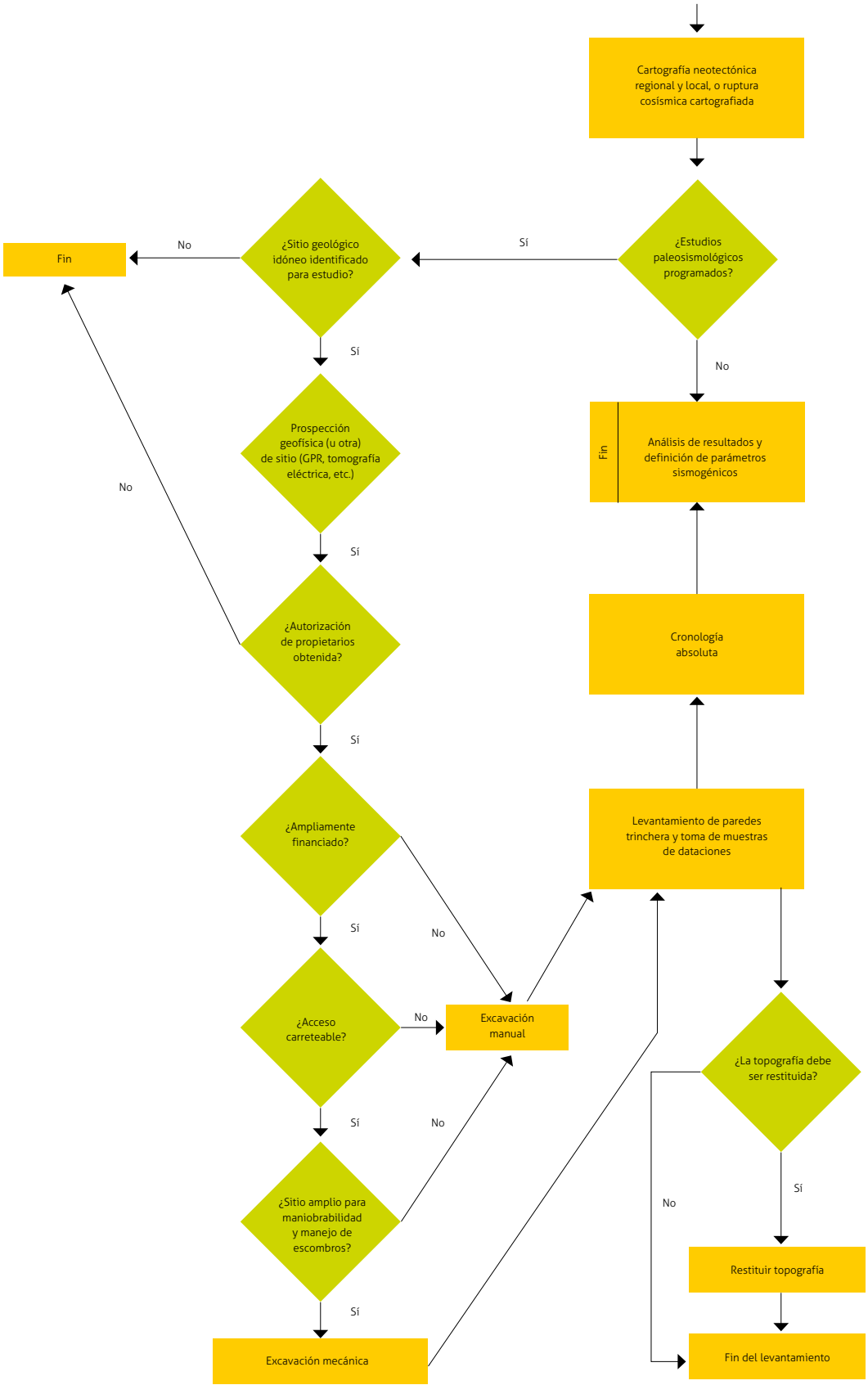


Figura 2.1. Flujograma de toma de decisiones para la ejecución de una investigación paleosismológica

Esta interpretación es un proceso complejo que frecuentemente puede llevar a proponer distintas soluciones, sin suficientes argumentos para inclinarse por una o varias de ellas, y que conlleva a recomendar investigaciones adicionales como estudios paleosismológicos suplementarios o la apertura de más trincheras en otros sitios sobre el mismo sistema de fallas.

2.7 Estudios complementarios

Como se indicó, el complemento con otros estudios, técnicas y tecnologías permite ampliar el conocimiento neotectónico del sistema de fallas o la falla en estudio, mejorar los insumos y reducir las incertidumbres. A continuación se describen los estudios complementarios ejecutados en este proyecto de investigación.

2.7.1 Fotogrametría aérea empleando sistemas de aeronaves pilotadas remotamente

La metodología empleada para la generación de productos fotogramétricos, por medio de drones para la captura de fotografías aéreas, inicia con la planeación de los vuelos, la captura de información en campo y con el procesamiento de datos en *software* especializado.

La planeación de los vuelos requiere determinar las áreas a sobrevolar y elegir el tipo de aeronave que se empleará. Definidas estas dos variables, se inicia la solicitud de permisos ante la Aeronáutica Civil de Colombia para la ejecución de los vuelos. Además, en la planeación de los vuelos, dependiendo de la exigencia de cada proyecto, se hacen cálculos del tamaño del pixel y de las precisiones que requiere, para obtener, mediante dichos cálculos, la altura de vuelo promedio, el trazado de las líneas de vuelo que debe seguir la aeronave, la velocidad de captura del sensor y de la trayectoria del dron, las zonas de despegue y aterrizaje y el número de fotografías que se requieren para garantizar el cubrimiento de la zona de interés, entre otros (Abdullah, 2019).

Por otra parte, para obtener parámetros de orientación interna y externa, previo a los vuelos, se calibran las cámaras y se realiza la distribución, localización y materialización de los puntos de control terrestre (fotocontrol), teniendo en cuenta lo planteado por Tahar (2013); para lo cual se sigue lo establecido por el Grupo de Investigaciones Geodésicas Espaciales (GeoRED) del SGC (GeoRED, 2020).

Para la captura de fotografías aéreas, se ubica la estación de control terrestre del dron en el punto de despegue y aterrizaje, y en campo se hace una lista de chequeo antes de iniciar los vuelos, revisando todos los parámetros de seguridad y las condiciones meteorológicas visibles, de acuerdo con los lineamientos de la Unidad Administrativa Especial de Aeronáutica Civil, según la Resolución 4201 de diciembre de 2018, o la que la reemplace. Por otra parte, se toman los datos en los puntos de control terrestre con instrumental geodésico GNSS (*Global Navigation Satellite System*), durante ocho horas en cada uno.

Una vez obtenidos los datos en campo, se inicia el procesamiento fotogramétrico y de los datos geodésicos para la determinación de las coordenadas de los puntos de control. El procesamiento fotogramétrico inicia con la alineación de las fotos que conforman el bloque fotogramétrico, donde se emplean parámetros de orientación interna y externa con el fin de obtener modelos digitales que representen la realidad del terreno sobrevolado (Abdullah, 2019).

En la figura 2.2 se muestra el diagrama de flujo sintetizado de la metodología empleada para el proceso fotogramétrico.

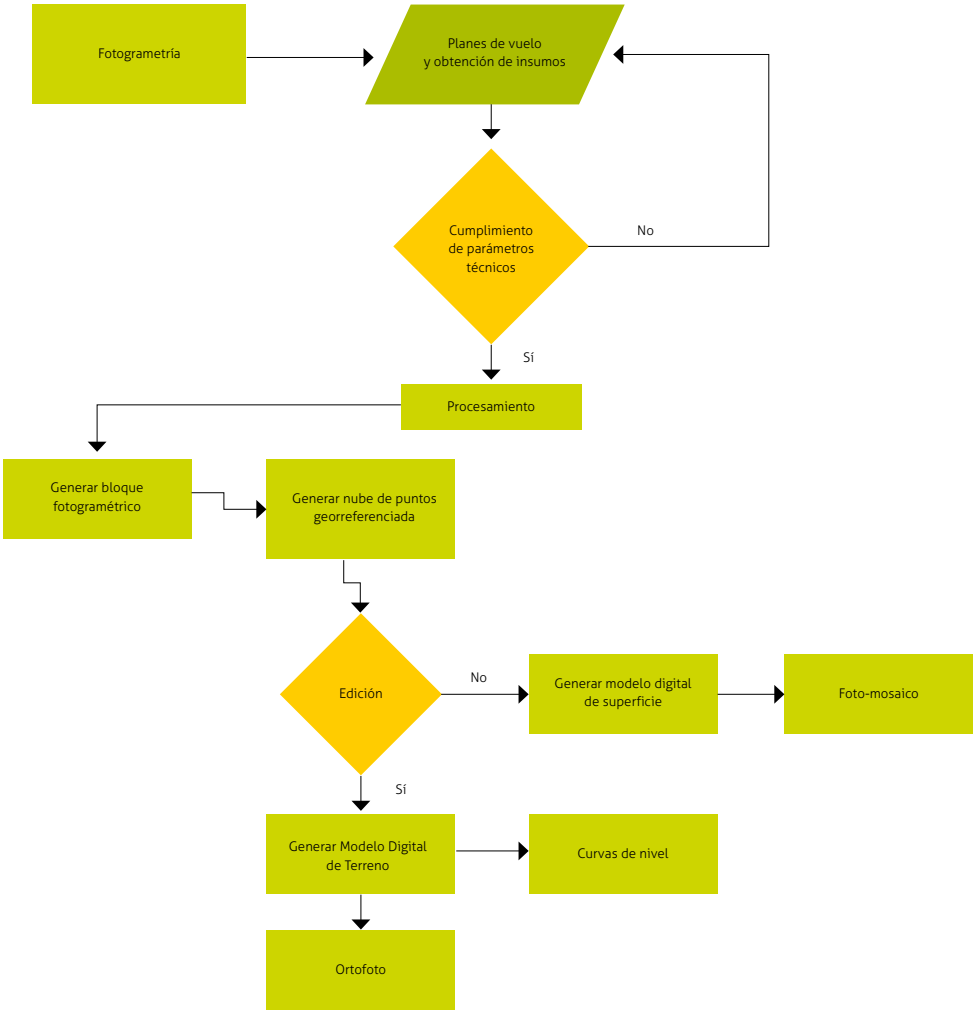


Figura 2.2. Diagrama de procesamiento fotogramétrico

2.7.2 Levantamiento con láser escáner terrestre y fotografías en trinchera paleosismológica

La ejecución de este tipo de levantamientos se divide en tres etapas fundamentales. La primera es la calibración del sensor para garantizar la precisión en los datos que serán adquiridos. En esta etapa, así como con cualquier instrumento topográfico o geodésico, se debe garantizar que en el momento de la toma de la información se tenga el menor número de errores sistemáticos o de imperfecciones. Para esto, se determinan los parámetros de la orientación interna del sensor, que consisten en la materialización de una red de puntos con coordenadas conocidas, donde se hace la medición de esos puntos con el equipo láser, y estas mediciones son comparadas con las de determinación previa. Estas mediciones se integran en un sistema de ecuaciones para establecer una transformación entre los dos sistemas de coordenadas, principalmente compuestas por tres giros, uno por cada eje, y tres desplazamientos sobre cada eje (Förstner y Wrobel, 2004). Este conjunto de parámetros entre ambos sistemas es conocido como parámetros de orientación externa, en donde son tenidas en cuenta las coordenadas del punto, las matrices de rotación en los ejes y las coordenadas de origen del sistema medido.

La segunda etapa corresponde a la planeación de la toma de datos. De manera estratégica se ubican previamente las posibles estaciones para localizar el sensor para la toma de datos. Esta ubicación debe permitir la visibilidad entre ellas y cubrir todo el entorno donde se quiere obtener la información. Concretamente, se ubican cuatro estaciones de forma que cada una esté muy cerca de la esquina del rectángulo que compone la trinchera, y una adicional en la parte central interior. De esta manera se garantiza que las nubes de puntos y fotografías obtenidas en campo tengan el traslapo necesario para su integración posterior. Paralelamente, se ubican unas esferas que son totalmente diferentes a los elementos en el terreno, y sirven como conectores entre cada una de las nubes de

puntos capturadas. Además de las fotografías tomadas por el láser escáner, se toman fotografías terrestres y aéreas de las trincheras, siguiendo los fundamentos básicos de la fotogrametría para la captura de información (Barragán *et al.*, 2020).

La tercera etapa corresponde al procesamiento informático necesario para obtener una nube de puntos altamente densa. Esta nube permite medir las distancias, y calcular las áreas y el volumen. Luego de la nube de puntos de alta densidad, se procede a generar un modelo de triángulos irregulares, donde se puedan incluir las superficies para generar un sólido que tenga como función principal establecer medidas y cálculos (Barragán *et al.*, 2017). Ese modelo tridimensional se exporta a diferentes extensiones para su interoperabilidad y disposición en línea, o en una dirección electrónica. Este sitio web se crea para ser operado por los diferentes especialistas que quieran tener interacción con el modelo virtual.

Por otra parte, inicia la aerotriangulación para el procesamiento de las fotografías terrestres y aéreas obtenidas con mayor resolución, que permite dar coordenadas al bloque fotogramétrico y generar las texturas de los modelos tridimensionales.

2.7.3 Levantamiento geoeléctrico

La tomografía eléctrica resistiva (TER) es una técnica geofísica para generar secciones o perfiles del subsuelo con base en mediciones de caída de potencial eléctrico. Éste método consiste en inducir una corriente eléctrica al interior del suelo, la cual regresa al voltímetro en forma de una diferencia de potencial (ΔV), producto de las variaciones en resistencia que resultan de cada tipo de material o estrato de suelo. Dado que cada tipo de material tiene diferentes formas de "resistir" una corriente eléctrica, los buenos conductores o materiales humedecidos presentan una baja resistencia a la inducción de corriente, mientras que los materiales aislantes presentan resistencias eléctricas mayores. Lo anterior, es relativo a diversos parámetros geológicos como el contenido mineralógico y de humedad, así como a la porosidad y el grado de saturación del agua dentro del material de estudio.

La adquisición de datos de campo se puede realizar con configuraciones de electrodos que pueden variar su arreglo, y que dependen estrictamente del objeto para el cual se realiza la exploración. Dentro de estos se utilizan comúnmente los de Wenner, Schlumberger, Gradiente, Polo-Polo y Dipolo-Dipolo. La tomografía eléctrica es una técnica multielectródica reciente, en la que todo el proceso de adquisición de datos está totalmente automatizado, y permite realizar un gran número de medidas, tanto en profundidad como lateralmente, en un breve espacio de tiempo (del orden de 524 medidas en una cuarentena de minutos), para obtener modelos 2D y 3D de gran resolución que permiten ser interpretados de acuerdo con las condiciones litoestratigráficas y estructurales del área de estudio.

2.7.4 Geodesia aplicada con fines cinemáticos

La geodesia aplicada en estudios geodinámicos en Colombia es el quehacer investigativo del Grupo de Investigaciones Geodésicas Espaciales por medio del proyecto GeoRED, que corresponde a la infraestructura geodésica nacional GNSS, compuesta por estaciones permanentes de operación continua (cGNSS) y estaciones de campo de toma de datos bajo la modalidad de campañas episódicas de campo (eGNSS) (Mora-Páez *et al.*, 2018). Se fundamenta en el concepto de geodesia tectónica, definida como la medición de cambios en la posición de una red de puntos establecidos sobre la superficie terrestre para estudiar los movimientos y la deformación de la Tierra (Gupta, 2011). Elliott *et al.* (2016) ilustran ampliamente el papel de las observaciones espaciales para entender la tectónica activa y los sismos, que permite el mapeo de las superficies de ruptura y estimar la distribución del deslizamiento en fallas en profundidad para muchos sismos continentales, así como para generar modelos que puedan explicar la deformación de la superficie, dependiendo del tiempo y de la evolución a largo plazo de zonas de fallas y geoformas tectónicas.

Una red de estaciones geodésicas (GNSS) permite la validación tectónica de modelos geológicos-estructurales y, por medio de la integración de información multidisciplinaria, conocer no solo el estado de deformación sino el campo de esfuerzos regional actual. La geodesia espacial permite el análisis y estudio de la deformación interplaca e intraplaca, y juega un papel esencial para entender el ciclo sísmico. Es la única tecnología que proporciona en la actualidad información antes, durante y después de la ocurrencia de un sismo.

Las mediciones geodésicas tienen aplicación en estudios a diferentes escalas, desde global a local. A escala regional permite establecer los patrones de velocidad de la corteza terrestre, tanto absolutos como relativos que pueden indicar las zonas donde se presenta tensión, y sugerir la probable orientación de los campos de esfuerzo locales; mientras que las mediciones de deformación a escala local, probablemente asociadas a plegamiento o fallamiento, permiten caracterizar el estilo y magnitud de los desplazamientos que corresponden a la variedad de diversas velocidades en la corteza terrestre (Burbank y Anderson, 2012). Bajo esta perspectiva, surgen los conceptos de geodesia de campo lejano y geodesia de campo cercano.

Esto implica, por tanto, la combinación del análisis de estaciones cGNSS para abordar, principalmente, el análisis a nivel regional, mediante arreglos que pueden conformar figuras geométricas tipo cuadrilátero, con los vértices localizados a ambos lados de la traza de la falla, o transectos geodésicos perpendiculares a la traza de la falla, con estaciones localizadas a diferentes distancias entre sí con respecto a la traza de la falla.

En el caso de la Falla de Algeciras se obtuvieron resultados del campo regional a partir de datos de estaciones con tiempos de observación mayores a 2,5 años, y figuras geométricas a ambos lados de la falla que requieren más campañas de observación.

2.7.5 Análisis morfométricos

Para determinar y entender la evolución del paisaje se definen diversos elementos geomorfológicos a través de métodos numéricos (Scheidegger, 2004), los cuales tienen como fin la caracterización cuantitativa del paisaje y se complementan con análisis morfotectónicos, que buscan entender la relación entre la evolución de la morfología del paisaje y los procesos tectónicos que allí han actuado (Scheidegger, 2004).

Por medio de análisis de modelos digitales de elevación del terreno y mediante sistemas de información geográfica (SIG), ampliamente difundidos y de fácil obtención en la actualidad, es posible calcular diferentes índices morfométricos que permiten obtener resultados de diversos rasgos del paisaje para evaluar aspectos como: cuencas hidrográficas, perfiles longitudinales de drenajes y perfiles topográficos, entre otros. A continuación, se profundiza sobre la obtención y el significado de algunos de estos índices.

Perfiles de franja (*swath profiles*)

Los perfiles de franja son una herramienta generalizada que se usan para eliminar las estructuras de pequeña escala de los perfiles topográficos, al apilar varios perfiles paralelos a la línea principal (línea central) a partir de la cual se generará la franja. A partir de esta línea del perfil original, los datos de elevación se apilan para calcular al menos un valor medio de las elevaciones, donde también se determina y analiza el comportamiento y la relación entre los valores mínimo y máximo y el relieve local (Hergarten *et al.*, 2013; Telbisz *et al.*, 2013). El uso de estos perfiles ha sido amplio en geomorfología tectónica para la cuantificación del levantamiento tectónico, la subsidencia, la localización de fallas geológicas y los análisis de drenajes, entre otros (Telbisz *et al.*, 2013).

Para este estudio se empleó el complemento para ArcGIS de SwathProfiler (Pérez-Peña *et al.*, 2017), para la elaboración de nueve perfiles, donde ocho son perpendiculares a la tendencia estructural regional y uno paralelo a la misma; para los perfiles de franja, se definió un ancho de franja de 12 000 m. Como insumo base, se utilizó un modelo digital de elevación (DEM) de 30 m de resolución.

Índice de verticalidad normalizada o índice Ksn

El índice de verticalidad normalizada (Ksn) es la representación de la pendiente del canal, normalizada por el área de drenaje, y se usa generalmente para resaltar cualquier factor externo que pueda desviar el perfil de río del estado de equilibrio y, así, producir un estado transitorio del perfil de un río. La normalización de este índice permite la comparación entre perfiles con diferentes áreas de drenaje (Whipple y Tucker, 1999; Wobus *et al.*, 2006; Whittaker *et al.*, 2008; Kirby y Whipple, 2012).

Para este estudio se empleó la función AutoKsnProfiler del Topographic Analysis Kit (TAK) (Forte y Whipple, 2018), la cual requiere del programa MATLAB. La función AutoKsnProfiler busca identificar puntos de quiebre a lo largo de perfiles de drenajes individuales y, posteriormente, ajustar un único valor de Ksn a los segmentos entre estos puntos (Forte y Whipple, 2018). Para este índice se utilizó un modelo digital de elevación (DEM) de 30 m de resolución.

Factor de asimetría de cuencas hidrográficas (AF)

El factor de asimetría (AF, por sus siglas en inglés) es un índice que ha sido desarrollado para detectar basculamientos tectónicos perpendiculares a la dirección del flujo del drenaje de la cuenca analizada.

Este factor está definido por la siguiente ecuación:

$$AF = 100(Ar/At)$$

Donde Ar es el área a la derecha del drenaje principal (aguas abajo) y At es el área total de la cuenca. En condiciones tectónicamente estables este factor debería ser 50 o muy cercano a 50 (Keller y Pinter, 2002).

Para la selección de cuencas se utilizó un DEM de 30 m de resolución y se seleccionaron cuencas cuyos drenajes principales fueran paralelos a la tendencia estructural regional.

Curva e integral hipsométrica (HI)

La curva hipsométrica de una cuenca de drenaje corresponde a la proporción relativa del área por debajo de una altura dada, siendo una herramienta útil para la caracterización del relieve, en cuanto al estadio de evolución de una cuenca hidrográfica (Strahler, 1952). La forma de estas curvas está directamente relacionada con los es-

tadios de evolución (juvenil, maduro o senil). Así, curvas convexas representan paisajes juveniles, curvas en forma de S representan paisajes maduros y curvas cóncavas paisajes en estados seniles (Strahler, 1952).

Otra manera sencilla de caracterizar el paisaje es calcular la integral hipsométrica (HI, por sus siglas en inglés), definida como el área bajo la curva donde una integral hipsométrica alta representa paisajes juveniles, y valores bajos paisajes seniles (Keller y Pinter, 2002). Una función útil de este índice es que permite comparar cuencas de diferentes tamaños, pues la curva hipsométrica es independiente de las diferencias de tamaño y relieve de las cuencas (Strahler, 1952).

Para obtener la curva e integral hipsométrica se utilizó el complemento CalHypso de ArcGIS (Pérez-Peña *et al.*, 2008; 2009), aplicado a veintinueve cuencas hidrográficas seleccionadas a lo largo del área de estudio, teniendo como base un DEM de 30 m de resolución.

Perfiles longitudinales normalizados del drenaje

El análisis de los perfiles longitudinales del drenaje ha sido empleado para detectar cambios en factores que controlan el río, como la litología, el clima, los procesos de levantamiento y la pendiente. Sin embargo, la comparación entre perfiles longitudinales de ríos con diferentes longitudes y gradientes puede ser complicada. Para facilitar dicho proceso, Demoulin (1998) propone la elaboración de perfiles conocida como perfil longitudinal normalizado y se construye mediante la normalización de elevaciones con respecto a la elevación relativa, amplitud y distancias respecto a la longitud total del canal. Esta representación permite comparar ríos con diferentes longitudes y gradientes. Además, esta representación normalizada destaca variaciones de gradiente como perfiles claros semilogarítmicos.

Estos perfiles se obtienen con la herramienta N-profiler (Pérez-Peña *et al.*, 2017), que es un complemento del programa ArcGIS. Con el cálculo de este índice se busca detectar los diferentes factores que controlan los drenajes, por medio de la evaluación de perfiles normalizados de drenaje de cada una de las subcuencas que constituyen la zona de estudio.

Para obtener estos perfiles se seleccionó el drenaje principal de cada cuenca, que se generan a partir de la ejecución de un proceso secuencial de herramientas en ArcGIS, como el *Fill*, *Flow Direction* y *Flow Accumulation*, aplicados sobre un DEM de 30 m de resolución.

2.7.6 Transectos geológicos-estructurales y análisis de zonas de cizalla

La caracterización geológico-geomorfológica de zonas de falla permite identificar los procesos y fenómenos que controlan el fallamiento, sus condiciones reológicas, mecánicas y cinemáticas, la afectación sobre macizos rocosos y la evaluación de actividad y amenaza sísmica por rupturas o desplazamientos en dicha zona de falla.

La caracterización de una zona de falla consiste en su identificación geomorfológica inicial, a partir de modelos de elevación del terreno, fotografías aéreas y ortofotos, entre otros, para conocer rasgos físicos que se imprimen en el paisaje (geoformas o indicios morfológicos de actividad cuaternaria).

Una vez identificada la zona de falla con base en la geomorfología, se hace una inspección de las vías de acceso que se tengan para llegar a dicha zona de falla y realizar su caracterización; estas pueden ser vías constituidas, carreteables, caminos reales o quebradas, entre otros, donde preferiblemente se seleccionan los tramos con dirección de corte aproximadamente ortogonal a la zona de falla.

Posteriormente, se realiza un inventario de puntos de interés definidos por la intercepción de la traza del transecto seleccionado y la traza de estructuras, lineamientos, puntos de contacto litológico, entre otros, que permitan entregar información para su caracterización.

Una vez identificada la zona de falla y seleccionados los transectos para su estudio, se realiza un reconocimiento de campo con el fin de determinar cuál de estos transectos es posible levantar y cuál puede arrojar más información. Idealmente, se levantan todos los seleccionados, pero depende de la logística y el tiempo estimado para la fase de campo. En esta fase de reconocimiento de campo, se busca determinar, a lado y lado de la traza de la falla principal, el grado de deformación que presenta la roca hasta encontrar una zona donde su deformación sea muy baja en el dominio estructural frágil.

Una vez delimitada la zona dañada, se procede al levantamiento geológico estructural detallado, que inicia con la observación de la totalidad del afloramiento, a partir de la cual se representa un bosquejo de estructuras predominantes que puedan ser medidas para obtener datos de planos y líneas (López-Isaza *et al.*, 2021).

De esta manera, se profundiza el levantamiento de la información ofrecida por el afloramiento y, sobre una línea de altura constante, se inician las mediciones de todas las estructuras planares o lineales observadas, las cuales se reportan o consignan en una libreta de campo (*field notebook*).

Las medidas que se toman corresponden a datos estructurales de rumbo y buzamiento de los planos, o azimut del buzamiento, dependiendo de la brújula que se emplea y de los datos de *plunge, trend* y *pitch* para estructuras lineales inmersas dentro de estructuras planares (McClay, 1987; López-Isaza *et al.*, 2021). Además de las mediciones de los datos mencionados, se deben identificar indicadores cinemáticos que permitan establecer la dirección y el sentido del desplazamiento de los bloques afectados por una falla geológica (Simpson y Schmid, 1983; Petit *et al.*, 1983; Hancock, 1985; Petit, 1987; Doblas, 1987; 1998; Doblas *et al.*, 1997 a y b; Sugden, 1987; Hanmer y Passchier, 1991; Mawer, 1992; Passchier y Trouw, 2005; Passchier y Coelho, 2006). Estos datos son reportados sobre la falsilla de Schmidt con hemisferio inferior, en cartera o libreta de campo, así como el cálculo del respectivo polo y la dirección de las estrías de falla. De igual manera, la actitud de las estructuras planares se grafica sobre diagramas polares, con espaciamientos de 10°, para determinar un patrón estadístico en las direcciones medidas que, junto con la cinemática y la relación con otras estructuras, permita clasificar las fallas o fracturas de cizalla dentro de los modelos Riedel y Wilcox (Wilcox *et al.*, 1973; McClay, 1987; Petit, 1987; Davis *et al.*, 2000; López-Isaza *et al.*, 2021).

La identificación de estructuras tectónicas se acompaña de la descripción muy detallada de la fábrica de la roca que está siendo deformada, así como de su clasificación composicional de campo, para poder confirmar o descartar rocas de falla que además de ser indicadores de la existencia de la falla, también evidencian las condiciones reológicas en las cuales fueron deformadas (Forero-Ortega *et al.*, 2021; López-Isaza *et al.*, 2021; Suárez-Arias *et al.*, 2021).

Finalmente, en cada transecto se levantan tantos afloramientos como sea posible, con el mismo nivel de detalle, para lograr la mayor cantidad de datos estructurales que permitan, a su vez, caracterizar la cinemática de la falla y calcular el tensor de esfuerzos tanto local, como regional. Todo esto para concluir si las fallas medidas se encuentran dentro de un régimen de actividad o inactividad, por comparación con el tensor imperante en el Cuaternario determinado en rocas de dicha edad en proximidad al transecto bajo evaluación.

Además, se realiza un muestreo de rocas de falla, identificando y midiendo las caras libres, el techo y la base, junto con la identificación del norte, con el fin de realizar un análisis cinemático y microtectónico petrográfico que confirme los datos capturados a escala macroscópica y mesoscópica (Passchier y Trouw, 2005; Forero-Ortega *et al*., 2021).

La identificación de venas de pseudotaquilita dentro de las rocas de falla, y en el ambiente de la zona de daño de la falla en estudio, permite identificar paleohipocentros exhumados por los mismos procesos tectónicos que generan el fallamiento (López *et al.*, 2008). La datación certera de estos procesos exhumativos requiere la aplicación de técnicas de desarrollo relativamente moderno, como la termocronología de baja temperatura sobre apatitos o zircones (Forero-Ortega *et al.*, 2021).





3

Marco geológico y tectónico regional

La deriva del Bloque Norte de los Andes (BNA) en dirección NE es un hecho que hoy está generalmente aceptado como el modelo geodinámico vigente para la esquina noroccidental del continente suramericano (Audemard, 1993, 2014; Audemard *et al.*, 2021; Diederix *et al.*, 2020, 2021; Egbue y Kellogg, 2010; Freymueller *et al.*, 1993; Gutscher *et al.*, 1999; Kellogg *et al.*, 1995; Mora-Páez *et al.*, 2019; Nocquet *et al.*, 2014; Pennington, 1981; Taboada *et al.*, 2000; Witt *et al.*, 2006). Este movimiento del bloque se considera un "escape tectónico" (Egbue y Kellogg, 2010; Pennington, 1981), resultado de la subducción oblicua de la Placa Nazca, junto con la dorsal de Carnegie, por debajo del continente suramericano (Alvarado *et al.*, 2016; Ego *et al.*, 1996; Gutscher *et al.*, 1999; Witt *et al.*, 2006). El Proyecto GeoRED, en años recientes, ha cuantificado la velocidad de esta deriva del BNA en 8,6 mm/año en dirección general noreste (Mora-Páez *et al.*, 2016). Este movimiento puede ser descompuesto en una componente de movimiento paralelo al margen del continente de 8,1 mm/año y un componente de movimiento normal al margen de 4,3 mm/año (Mora-Páez *et al.*, 2016).

El movimiento del BNA está siendo primordialmente acomodado a lo largo de una amplia zona de fallamiento conocido como *Eastern Frontal Fault System* (EFFS) (Pennington, 1981), o Sistema de Fallas Fronteriza de los Andes Orientales (SFFAO). Este sistema se extiende desde el golfo de Guayaquil en la costa Pacífica de Ecuador, hasta la costa Caribe en Venezuela, y cubre una distancia de 2000 km, aproximadamente (Audemard, 1993; Audemard *et al.*, 2021; Diederix *et al.*, 2020; Egbue y Kellogg, 2010; Ego *et al.*, 1996; Freymueller *et al.*, 1993; Gutscher *et al.*, 1999; Mora-Páez *et al.*, 2016; Nocquet *et al.*, 2014; Paris *et al.*, 2000; Witt *et al.*, 2006). Se trata de un sistema de fallas transformante o transcurrente con orientación SW-NE y desplazamiento lateral derecho sobre la mayor parte de su extensión.

En Colombia se distinguen tres sectores principales del SFFAO, desde el NE al SW: 1) la Falla de Guaicáramo, que define el cinturón de pliegues y cabalgamientos frontal que marca el límite entre la cordillera Oriental y los Llanos Orientales (Bayona *et al.*, 2008), 2) el Sistema de Fallas de Algeciras (SFA), que atraviesa oblicuamente toda la cordillera Oriental y el Valle Superior del Magdalena (Audemard *et al.*, 2021; Diederix *et al.*, 2020; Velandia *et al.*, 2005) y 3) el Sistema de Fallas de Sibundoy-Afiladores, que conecta con la continuación del SFFAO en Ecuador (Tibaldi *et al.*, 2007; Velandia *et al.*, 2005). El consenso general es que la actividad del SFFAO comenzó hace 2,4 Ma con la apertura del graben de Jambelí en el golfo de Guayaquil (Audemard, 1993; Gutscher *et al.*, 1999; Nocquet *et al.*, 2014; Witt *et al.*, 2006).

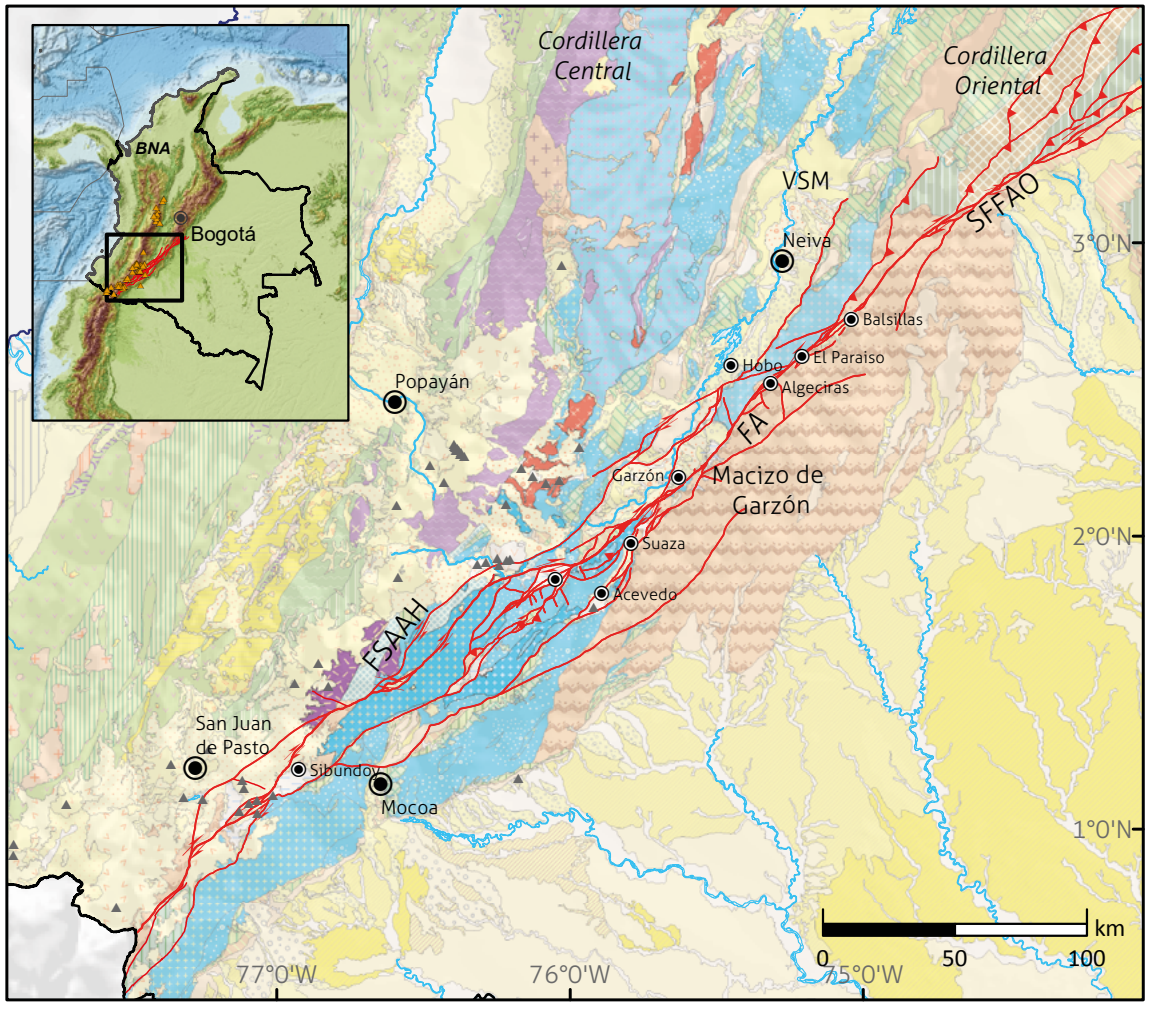
La mayor parte del sector central del SFFAO que atraviesa la cordillera Oriental se encuentra en el departamento del Huila, del cual se deriva su nombre, pues Algeciras es un municipio huilense que se encuentra en el centro de una cuenca de tracción del mismo nombre, la cual es la expresión morfológica más prominente de la falla transcurrente (Chorowicz *et al.*, 1996; Diederix *et al.*, 2020, 2021; Diederix y Romero, 2009; Guillande, 1988; Velandia *et al.*, 2005).

El SFA en el Huila está conformado por un arreglo de fallas mayores que se entrelazan e interconectan con la traza central mayor, que es la Falla de Algeciras (FA) (Diederix *et al.*, 2020), en publicaciones anteriores también nombrado como Falla de Garzón (Chorowicz *et al.*, 1996; Guillande, 1988) (figura 3.1). El borde occidental del sistema es la Falla de San Agustín-El Agrado-Hobo que controla largos trayectos del río Magdalena y sigue en dirección noreste, a lo largo del borde oriental de la cordillera Central, pasa por el municipio de El Agrado, luego por donde se encuentra ahora el dique de la represa del Quimbo en el río Magdalena, cruza el abanico de Hobo y continúa hacia la cordillera Oriental para encontrarse, eventualmente, con la traza principal, la FA, cerca de la cuenca El Paraíso, al norte del valle de Algeciras (figura 3.1) (Diederix *et al.*, 2020; Guillande, 1988).

A lo largo de toda su extensión esta falla muestra indicios morfotectónicos de actividad cuaternaria. Dentro de esta falla y la FA se encuentra el sinclinal de Tarqui, que ocupa 20 km del Valle Superior del Magdalena (figura 3.1), y que afecta principalmente formaciones sedimentarias molásicas del Cenozoico.

Esta estructura es una manifestación de la fase inicial de la orogenia andina, que comenzó durante el Mioceno y es anterior a la actividad del SFA. El límite oriental de este sistema está formado por la Falla Suaza-Acevedo, que comienza a divergir del ramal principal (FA) en el corregimiento de Zuluaga, se extiende en dirección SW y pasa por los municipios de Guadalupe y Suaza, Huila, donde se bifurca en ramales mayores, el más occidental continúa hacia el suroeste, donde se conoce como la Falla de Villalobos y, más al sur, como la Falla de San Francisco-Yunguillo, para unirse al ramal principal (FA) cerca al municipio de Sibundoy (figura 3.1).

La traza oriental continúa en la misma dirección, siguiendo el río Suaza, pasando por el municipio de Acevedo para luego, en el suroeste cerca al municipio de Sibundoy, unirse con el otro ramal. Más al suroeste, pasando el valle de Sibundoy y la laguna de la Cocha, el SFA se cierra para continuar en dirección N-S a la frontera con Ecuador como la Falla de Afiladores (figura 3.1), fuera del límite sur del departamento del Huila. Todas las fallas del SFA mencionadas muestran una clara evidencia morfotectónica de actividad cuaternaria.



Cabecera municipal
Capital departamental
Volcanes
Límite nación
Falla de Algeciras (FA)
Sistema de fallas de Algeciras (SFA)
Falla
Falla de rumbo dextral
Falla de rumbo sinestral
Falla inversa o de cabalgamiento
BNA Bloque Norte de los Andes
FA Falla de Algeciras
SFFAO Sistema de Fallas Fronteriza de los Andes Orientales
FSAAH Falla de San Agustín-El Agrado-Hobo

Neógeno
Grupo Honda
Formación Gigante
Formación Guacayo
Paleógeno
Formación Seca
Cretácico Inferior
Formación Penderisco
Formación Villeta
Formación Caballos
Cretácico Inferior
Complejo Quebradagrande
Complejo Arquía

Jurásico
Monzodiorita de Sombrerillos
Monzogranito de Altamira
Monzogranito de Algeciras
Batolito de Ibagué
Monzogranito de Mocoa
Formación Saldaña
Triásico
Metamorfitas de Pompeya
Complejo Cajamarca
Paleozoico
Granito de La Plata
Formación Chingual
Grupo Farallones
Proterozoico
Complejo Garzón

Figura 3.1. SFA desde la frontera con Ecuador, hasta La Uribe, Meta.
Base geológica tomada del Atlas geológico de Colombia a escala 1: 500 000 (Gómez y Montes, 2020).

La FA tiene una traza notablemente rectilínea, considerando que atraviesa terreno montañoso, y marca el límite occidental del Macizo Proterozoico de Garzón. Este macizo, que constituye el núcleo de la cordillera Oriental al sur de la latitud 4°N, se levantó desde el Mioceno medio cuando la cordillera comenzó a manifestarse por primera vez como elemento orográfico (Butler y Schamel, 1988; Kroonenberg *et al.*, 1990; Van der Wiel, 1991), que causó un cambio en el drenaje original, y que bajó de la cordillera Central y se dirigió directamente hacia el este, en dirección a las cuencas Amazónica y Orinoquia. Desde entonces el drenaje del río Magdalena comenzó a dirigirse al norte en dirección al Caribe, condición que continúa hasta hoy.

El levantamiento sucedió en dos pulsos acelerados, el primero alrededor de 12,5 y 9,0 Ma, y el segundo, más fuerte y paroxismal, durante un periodo transicional del Plio-Pleistoceno entre 6 y 3 Ma. (Anderson *et al.*, 2016; Egbue y Kellogg, 2010b; Kroonenberg *et al.*, 1990; Mora-Páez *et al.*, 2016; van der Hammen *et al.*, 1973; van der Wiel, 1991; van Houten, 1976). Después, la tasa del levantamiento disminuyó y actualmente es menor. El levantamiento del macizo fue generado en un proceso de acortamiento tectónico por medio de fallas inversas o de cabalgamiento, de bajo ángulo con vergencia externa hacia ambos flancos de la cordillera (Anderson *et al.*, 2016; Butler y Schamel, 1988; Guillande, 1988; Kroonenberg *et al.*, 1990; Saeid *et al.*, 2017).

Posteriormente, durante los últimos 3 Ma, el levantamiento de la cordillera disminuyó notablemente y esto coincidió con un cambio del régimen tectónico, que modificó un sistema compresivo, o transpresivo, en un sistema dominado por fallamiento transcurrente con movimiento dominante lateral derecho, concentrado en el SFA. El origen de este cambio de régimen tectónico se atribuye a una transición del proceso de subducción de la Placa Nazca, hacia una mayor oblicuidad, y a la convergencia de la dorsal de Carnegie en la zona de subducción, que se estima sucedió hace alrededor de 2,4 Ma, a comienzos del Cuaternario (Alvarado *et al.*, 2016; Anderson *et al.*, 2016; Audemard, 1993; Diederix *et al.*, 2020; Ego *et al.*, 1996; Gutscher *et al.*, 1999; Witt *et al.*, 2006).

Se cree que el SFA ha participado en todo el proceso de acortamiento y levantamiento, y en los cambios tectónicos desde el inicio de la fase orogénica, hace 12 Ma. Esto implicaría que el SFA tiene una larga historia que comenzó hace 12 Ma. Al respecto, hay un mayor consenso alrededor de que el SFA registra el comienzo del proceso de escape tectónico del BNA que inició durante la apertura del Graben de Jambeli en el golfo de Guayaquil, datado en 2,4 Ma al comienzo del Cuaternario (Audemard, 1993; Egbue y Kellogg, 2010; Ego *et al.*, 1996; Gutscher *et al.*, 1999; Mora-Páez *et al.*, 2020; Witt *et al.*, 2006). Sin embargo, en la zona de estudio a lo largo de la FA, en superficie, no se encuentra evidencia de movimiento de bajo ángulo asociado a cabalgamiento. Al contrario, la FA sigue con traza notablemente rectilínea, como se ha comentado anteriormente; pero sí se ha encontrado evidencia de un componente de movimiento vertical durante estudios paleosismológicos en la trinchera de Lagunillas en el valle de Algeciras (Diederix *et al.*, 2020).

Se observa que la traza recta de la FA, entre la Jagua y Tres Esquinas, marca con notable contraste el contacto del Macizo de Garzón con los sedimentos cenozoicos del valle del Magdalena y al norte de Tres Esquinas la traza de la FA, con igual rectilinearidad indica el contacto entre el macizo y el complejo cristalino Jurásico en el oeste. Sin embargo, alejado de la traza de la FA, directamente al norte de Tres Esquinas, el límite orográfico de la cordillera Oriental se desplaza abruptamente hacia el oeste. La Falla de Rivera es una falla inversa o de cabalgamiento, con vergencia al oeste, y causa el sobrecorrimiento de rocas cristalinas de edad Jurásico sobre sedimentos cenozoicos del valle del Magdalena.

Al sur de Tres Esquinas se encuentra fallamiento inverso, marcando el límite del Macizo de Garzón donde, cerca del pueblo de La Jagua, el Macizo se desconecta de la FA y continua en dirección sur, siguiendo el borde oriental del valle del río Suaza. Estas observaciones sugieren un caso de contemporaneidad de movimiento transcurrente y movimiento vertical u oblicuo, que indica una repartición de deformación que debe tener origen en la convergencia oblicua de la Placa Nazca con el continente suramericano. Como ya se ha indicado, esta oblicuidad de convergencia puede ser descompuesta en un componente de movimiento paralelo al margen de la placa y un componente normal al margen de la placa, en el cual el componente paralelo al margen está representado por el movimiento transcurrente de la FA y el componente normal al margen está representado por fallamiento inverso o de cabalgamiento, incluso cabalgamiento no aflorante.

La parte central del SFA abarca la parte sur del Valle Superior del Magdalena, relleno principalmente con depósitos molásicos Cenozoicos deformados en forma de una gran estructura sinclinal, el Sinclinal de Tarqui, que tiene su terminación sur en el cañón del Pericongo, entre Timana y Pitalito, Huila, que también define la terminación sur del Valle Superior del Magdalena como mayor rasgo orográfico. Coincide con el giro hacia el oeste del rumbo de la FA, que simultáneamente marca el límite norte del valle de Pitalito, una cuenca tectónica mayor, rellena con sedimentos lacustres cuaternarios de espesor máximo de 1200 m (Bakker, 1990; Kroonenberg *et al.*, 1990).

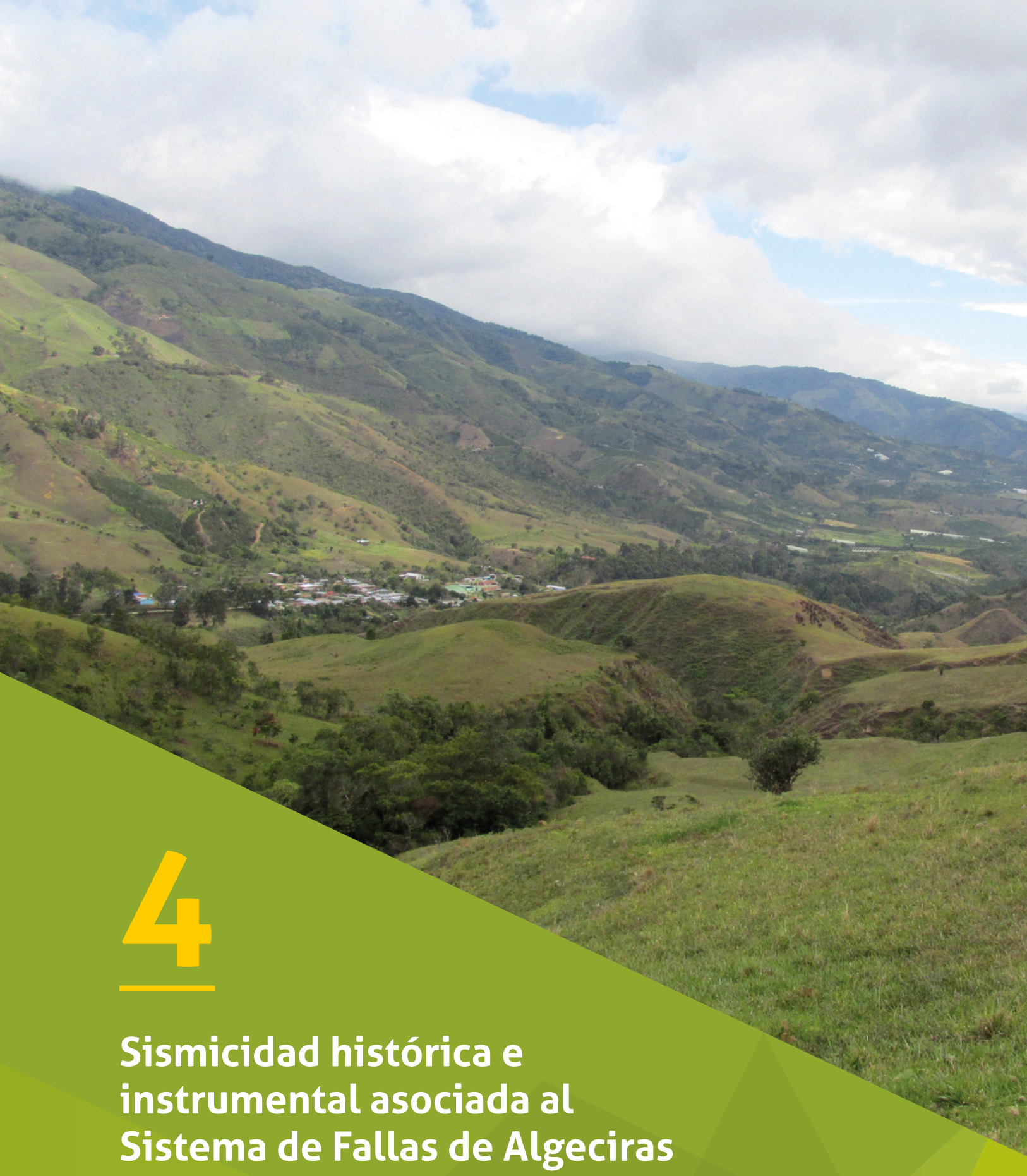
Como se ha mencionado, la fase principal de levantamiento y deformación de las cordilleras Central y Oriental, incluso del Macizo de Garzón, se produjo durante el periodo de transición del Plio-Pleistoceno (Anderson *et al.*, 2016; Egbue y Kellogg, 2010; Kroonenberg *et al.*, 1990; Mora-Páez *et al.*, 2016; van der Hammen *et al.*, 1973; van der Wiel, 1991; van Houten, 1976). Como consecuencia de esto, la mayoría de los depósitos cuaternarios sin- o post-orogénicos están compuestos en gran parte por sedimentos volcánicos, principalmente originados en la cordillera Central, donde se encontró el foco del volcanismo, siendo notable entre estos depósitos las ignimbritas de la Formación Guacacallo, que cubren grandes extensiones en el área al noroeste de Pitalito, al lado occidental del río Magdalena. Igualmente, hay depósitos de lahares que también tienen origen en la cordillera Central, notablemente el llamado Lahar de Altamira, que se extiende a lo largo del margen oriental del río Magdalena, cerca al municipio de Garzón.

Todos estos depósitos volcánicos descansan discordantemente sobre los depósitos Cenozoicos de la Formación Gigante. Más recientes aún, de edad cuaternaria, son las lavas y piroclastos máficos del área de San Agustín y San José de Isnos, en el extremo suroeste del área de estudio, mientras que en el valle del río Suaza, cerca del municipio de Acevedo, se encuentra una cobertura de basaltos olivinicos que, junto con los anteriores, constituyen una provincia de volcanismo monogenético nueva, y que sugiere un origen en el manto (Kroonenberg *et al.*, 1982, 1987; Monsalve-Bustamante *et al.*, 2020). No se puede excluir la posibilidad de que la zona de falla del SFA, al presentar zonas de transtensión, pueda proveer vías de acenso de magmas profundos originados en el manto (Diederix *et al.*, 2020).

Otros depósitos cuaternarios, que se encuentran a lo largo de la traza de la FA, son acumulaciones de flujos de escombros, producto de la exhumación y erosión del Macizo de Garzón, conformados por arcillas y limos con cantos y bloques de rocas cristalinas precámbricas. Estos depósitos descansan discordantemente sobre la Formación Gigante, y cubren como un manto el relieve labrado en esta formación. Se considera que estos depósitos de escombros representan la fase proximal de la unidad denominada por van der Wiel (1991) como la Formación de Las Vueltas, de edad Plio-Pleistoceno, y que cubren una larga zona, concentrada en la región entre Tres Esquinas, en el norte, Zuluaga y la Quebrada Majo, en el sur.

Las cuencas tectónicas en la zona central de la FA, como las cuencas de Pitalito, Algeciras y El Paraíso, y cuencas más pequeñas que se interpretan como cuencas de tracción (*pull- apart basins*) (Diederix *et al.*, 2020; Velandia, 2005), contienen rellenos de arcillas lacustres, que alcanzan edades del Holoceno. En superficie, distribuidos por toda la zona de estudio, se encuentran depósitos aluviales en los lechos de los ríos, en terrazas y abanicos, en su mayoría de edad holoceno. Estas secuencias, en caso de ser afectadas por la traza de la FA, se presentan como objetivos interesantes para la selección de sitios para la excavación de trincheras paleosismológicas.





4

Sismicidad histórica e instrumental asociada al Sistema de Fallas de Algeciras

Las sismicidades histórica e instrumental se deben tener en cuenta en la integración de datos relacionados con la estructura y dinámica de la litosfera, en un contexto de deformación reciente y actual, pues son la evidencia de la tectónica activa.

El SFA está conformado por fallas anastomosadas. En algunos segmentos se simplifica en menos trazas o, incluso, en su traza principal la FA. En los segmentos donde confluyen varios ramales, se ha identificado que la actividad sísmica es frecuente y se distribuye a lo largo de las diferentes trazas, con una tendencia similar a la orientación de las fallas fotointerpretadas. Para este análisis la ventana de tiempo que se consideró va desde 1785 hasta el 31 de diciembre de 2021, con base en la información histórica e instrumental disponible en las bases de datos de la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) del SGC.

La información de la sismicidad histórica y de sismos mayores es útil para identificar las estructuras geológicas sismogénicas e identificar algunos periodos de recurrencia, mientras que la sismicidad instrumental es útil para identificar los segmentos de fallas con mayor liberación de energía sísmica e identificar los tipos de ruptura que se producen cuando ocurren sismos de magnitudes mayores a 3,5, así como estimar los regímenes de esfuerzos dominantes en cada segmento de falla.

En la escala INQUA-IES-2007, por sus siglas en inglés *Intenational Union for Quaternary Research - Enviromental Intensity Scale* (Michetti *et al.*, 2007), se han unificado los criterios para la definición de la escala de intensidad, con base en efectos ambientales y geológicos de los terremotos, en un rango entre I y XII niveles. Para lograr un acercamiento a esta escala, se han extraído los efectos ambientales de la zona de estudio de la base de datos de sismos históricos de Colombia, para identificar los daños causados por cada uno y su valor aproximado en esta escala, si existen elementos para hacerlo.

En este capítulo se presenta la información procesada y compilada por el SGC, así como de otros autores, en relación con la actividad sísmica histórica e instrumental, desde el límite entre Ecuador y Colombia, hasta la zona suroccidental del departamento del Meta. La información sísmica analizada fue seleccionada siguiendo una orientación que oscila entre 45° y 55°, similar a la tendencia del Sistema de Fallas del Frente Oriental Andino.

4.1 Sismos históricos

El SGC, en su portal Sismicidad histórica [https://http://sish.sgc.gov.co/visor], ofrece el catálogo de sismicidad histórica de Colombia con datos desde el siglo XVII hasta la actualidad. En él se han compilado los estudios más reconocidos y confiables de los sismos históricos en Colombia, teniendo en cuenta los datos de catálogos, informes, revistas, periódicos y libros que han descrito los sucesos de los municipios más cercanos a los epicentros de los terremotos.

Los primeros registros de sismos fueron del siglo XVII, con reportes de sismos destructivos a lo largo del SFA desde 1785, y la ocurrencia de cinco sismos históricos mayores que se complementan con otros dos sismos registrados instrumentalmente con magnitudes cercanas a 6.

En la tabla 4.1 se presentan los siete sismos en orden cronológico y se resumen sus características más destacadas, teniendo en cuenta su ubicación, profundidad, magnitud, tipo de magnitud, intensidad, la población más cercana al epicentro, la identificación de la intensidad macrosísmica europea, EMS-98 a una distancia de 200 km, los efectos ambientales reportados y la orientación de la distribución de daños de acuerdo con las intensidades reportadas.

Tabla 4.1. Sismos más importantes a lo largo del SFA

ID	Datos cuantitativos del sismo	Zona epicentral	Intensidad máxima a R = 200 km EMS-98[1]	Efectos[2]	Orientación de daños mayores desde el epicentro
1	1785/07/12 07:45 2,98°-74,37° Profundidad = 10 km Mw = 7,1 Ie = 7	28 km al SE de La Uribe, Meta	6	Ver apartado	Daños moderados y leves hacia el norte y occidente del epicentro.
2	1827/11/16 18:00 2,1°-75,7° Profundidad = 10 km Mw = 7,1 Ie = 10		6	Ver apartado	Daños muy destructivos hasta severos en sentido SSW-NNE en el valle del río Magdalena, al occidente del epicentro.

(…/…)

[1] Tabla de intensidades EMS-98:1 = no sentido, 2 = apenas sentido, 3 = débil, 4 = observado ampliamente, 5 = fuerte, 6 = daño leve, 7 = moderado, daño general, 8 = daño muy severo, 9 = daño destructivo, 10 = muy destructivo.

[2] (P) Primarios: rupturas en superficie, elevación o subsidencia; (S) Secundarios: grietas, movimientos en masa, licuefacción, oleajes anómalos, tsunamis, anomalías hidrogeológicas, movimientos de árboles (INQUA-IES-2007).

ID	Datos cuantitativos del sismo	Zona epicentral	Intensidad máxima a R = 200 km EMS-98[1]	Efectos[2]	Orientación de daños mayores desde el epicentro
3	1834/01/20 07:00 1,1°-76,93° Profundidad = 15 km Mw = 6,7 Ie = 9	9 km al sureste de Santiago, Putumayo	5	Ver apartado	Los daños más severos ocurrieron hacia el occidente, en la ladera occidental de la cordillera Central y en Pasto. Fue destructivo en Santiago.
4	1917/08/31 07:00 3,78°-74,00° Profundidad = 15 km Mw = 6,7 Ie = 9	Flanco oriental de la cordillera Oriental, 17 km al SW de San Luis de Cubarral, Meta	6	(S); se produjeron grandes deslizamientos en la cordillera oriental, que represaron el río Ariari en dos ocasiones: la primera vez durante 30 horas y la segunda por 45 horas. Se abrieron grandes grietas en el terreno. Se sintieron réplicas hasta el 27 de septiembre. (San Martín, Meta).	Daños destructivos, muy severos, y severos hacia el norte. Sentido SE-NW.
5	1967/02/09 10:24 2,85°-74,8° Profundidad = 36 km (ISC,2001) Mw = 7 Ie = 10	19 km al NE de Guayabal, Caquetá, flanco oriental de la cordillera Oriental.	7	Ver apartado	Los daños muy destructivos a muy fuertes se presentaron en dirección NNE-SSW, en el valle del río Magdalena, al occidente del epicentro.
6	2016/10/30 19:30 3,405°-74,636° Profundidad = 13,2 km Ml = 5,2 Ie = 6	Divisoria de aguas de la cordillera Oriental, 18 km al NE de Colombia, Huila.	4	(S) Se presentó caída de rocas en el sector de la vereda Boca de la Zanja, lo que obstruyó por algunas horas la vía que comunica a Neiva con Colombia. En la vereda Ariari (sector "El Volador"), que se ubica a 7 km de la cabecera municipal de la vía entre Colombia y el corregimiento de Santana, se observaron rupturas en el terraplén y un movimiento en masa que dejaron inhabilitada la vía. Se reportó un ruido previo al sacudimiento que fue descrito como un bramido o zumbido al interior de la tierra y en el aire.	Daños leves y sentido fuerte hacia el suroccidente en el valle del río Magdalena.
7	2019/12/24 14:03 3,46°-74,18° Profundidad = 13 km Mw = 6.0 Ie = 6	17 km al NW de Mesetas, Meta	4	En Lejanías, Meta, a 19 km del epicentro, reportaron deslizamientos en cerros y apertura de grietas en vía veredal.	La dirección de los daños se propagó en sentido paralelo a la Falla Algeciras

A continuación, se describen y analizan algunos de los daños causados por los sismos de mayores magnitudes en la región.

4.1.1 Sismo de 1785/07/12 – suroriente de Cundinamarca

Hora local: 7:45 a. m.; epicentro: 2,98°-74.37°; profundidad: 10 km; magnitud: 7,1 (Mw); intensidad EMS-98: 7.

Según los reportes, este sismo se sintió fuertemente en poblaciones del centro del país; en Bogotá colapsaron varias iglesias y se destaca el colapso de la capilla de Nuestra Señora del Rosario, además de daños severos de ocho iglesias más. En poblaciones de Cundinamarca, alrededor de Bogotá, hubo daños graves en iglesias, principalmente. En Neiva, colapsaron casas como el cabildo, la casa del gobernador, el hospital y la cárcel, entre otras.

Como efectos ambientales secundarios en Cajamarca, Tolima, los documentos históricos describen: "se produjeron derrumbes sobre el cauce del río Anaime". Hubo réplicas durante los cinco días siguientes [http://sish.sgc.gov.co/visor/sesionServlet?metodo=irAInfoDetalladaDa&idSismo=7#].

4.1.2 Sismo de 1827/11/16 – Altamira, Huila

Hora local: 6:00 p. m.; epicentro macrosísmico: 2,1°-75,7°; profundidad: 10 km; magnitud: 7,3 (Mw); intensidad EMS-98: 10.

Este sismo se referencia como uno de los más destructivos en la historia de Colombia. Los relatos son impresionantes y dan muestra del daño general que hubo en muchas poblaciones; se mencionan numerosas muertes, heridos, el colapso de edificaciones y graves efectos en la naturaleza como represamientos de ríos por deslizamientos, inundaciones y avalanchas.

El departamento del Huila fue el más devastado, pues casi todos sus municipios presentaron daños graves en las construcciones, además de importantes efectos en la naturaleza. Estos datos se recuperaron de [http://sish.sgc.gov.co/visor/sesionServlet?metodo=irAIntensidadesSismo&idSismo=27].

En cuanto a las construcciones, hubo poblaciones como Timaná y Altamira que fueron devastadas y sus habitantes establecidos provisionalmente donde hoy es la población de Elías.

Los efectos en la naturaleza, que pueden ser útiles en la escala de intensidad INQUA-IES-2007, fueron múltiples;

algunos de estos efectos fueron recuperados del portal de sismicidad histórica (RSNC, 2022a). A continuación se resumen por municipio:

- Se produjo un derrumbe que taponó el caudal del río Suaza durante una noche. Se sintieron réplicas continuas durante seis días (Acevedo, Huila).
- Se reportaron deslizamientos que obstruyeron las quebradas Rioblanco, El Quebradón y Las Damas (Algeciras, Huila).
- El cerro Grifo (Altamira) y el Guapotón (Guadalupe) se derrumbaron a la altura de la quebrada el Pescado, deteniendo las aguas del río Suaza durante 55 días. El cura del pueblo reportó haber visto la ondulación del suelo, de casi un metro de alto (Altamira, Huila).
- El derrumbe que obstruyó el río se calculó en 120 m de alto, 200 m de ancho y entre 200 y 500 m de largo. La inundación causada por el derrumbe cubrió las veredas Lagunilla, Los Cauchos, Turupamba y La Viciosa.
- La tierra se agrietó y brotó agua negra (Guadalupe, Huila).
- En el sitio Piravante se perdieron todos los cultivos, debido a las avenidas de los ríos Neiva y Frío, y las quebradas La Rivera y Volcán (Campoalegre, Huila).
- En algunas partes se observaron agrietamientos del suelo de más de 50 centímetros. Se sintieron numerosas réplicas (Fortalecillas Huila).
- Los cerros aledaños se derrumbaron, y se obstruyó el caudal de las quebradas y los caminos. Un derrumbe obstruyó el caudal de la quebrada Mayo (actualmente llamada Majo), lo cual produjo una posterior avenida torrencial de gran magnitud, que arrasó cultivos, viviendas y personas (Garzón, Huila).
- Se derrumbaron los cerros vecinos. La quebrada La Honda fue obstruida por un deslizamiento que generó, horas más tarde, una gran avenida torrencial, arrasó con todo lo que se encontraba en sus vegas y causó el ahogamiento de más de 100 personas. El sitio conocido como San Antonio de La Honda, ubicado entre la quebrada Honda y el río Magdalena, desapareció al ser inundado por las avenidas torrenciales (Gigante, Huila).
- Se desplomó un cerro que obstruyó el caudal de la desembocadura de los ríos Íquira y Yaguará (Iquirá, Huila).
- Un derrumbe en el sitio Chillurco obstruyó el río Magdalena. Otro deslizamiento cayó en la unión del río Guarapas con el Guachicos (Pitalito, Huila).
- Se presentó un deslizamiento en las faldas del volcán Puracé. Este obstruyó el río Anambio y generó una avenida torrencial, que afectó el caudal de los ríos Vinagre y Cauca (Coconucos, Cauca).

Con base en la escala INQUA-ESI-2007 (Michetti *et al.*, 2007) se concluye que en poblaciones como Guadalupe la intensidad fue cercana a IX y en Fortalecillas a VII. No se encuentra un parámetro que evalúe la altura de la ondulación en el terreno dentro de esta escala.

La distribución de las intensidades entre Altamira, al sur, y Colombia, al norte, mantuvo una tendencia NE-SW.

Finalmente, en un estudio paleosismológico de 2009 explican que "la zona afectada por deslizamientos corresponde a un área de alrededor de 5000 km^2. La zona de los grandes deslizamientos del cerro Guapotón y Grifo (?) se encuentra en un área cercana a la de mayores daños, considerada como el epicentro macrosísmico" (Romero *et al.*, 2009). Lo anterior indica que fue un sismo muy destructivo (IX a X) en la escala ESI-2007. También, los autores sugieren que las mayores evidencias de los grandes deslizamientos, que contribuyeron al represamiento del río Suaza, provienen del cerro Guapatón (cerro Buena Vista); aunque la información histórica menciona al cerro El Grifo, en la vertiente W, como fuente del gran deslizamiento que favoreció al represamiento.

4.1.3 Sismo de 1834/01/20 Santiago, Putumayo

Hora local: 7:00 a. m.; epicentro: 1,1°-76,93°; profundidad: 15 km; magnitud: 6,7 (Mw); intensidad EMS-98: 9.

Los reportes encontrados en el portal del SGC sobre este sismo describen que: "Se registraron grandes deslizamientos en la parte oriental de la población (La Laguna, Pasto Nariño). Hubo grandes y numerosos deslizamientos en los cerros vecinos a la población de Santiago, que arrasaron la cobertura vegetal, y se reportó que la zona afectada parecía una sábana cubierta de piedra y arena. Ocurrieron grandes deslizamientos en el páramo de Bordoncillo, uno de los cuales obstruyó el río Quinchoa, que en su destape generó una inundación que terminó de destruir lo que quedaba de la población de Santiago" (RSNC, 2022b).

Los deslizamientos provocados por el sismo son considerados en la escala INQUA-ESI-2007 (Michetti *et al.*, 2007) como un efecto ambiental de intensidad cercana a VI, siendo tres puntos menor que al valor obtenido con la escala EMS-98, a partir de los daños en construcciones.

4.1.4 Sismo de 1967/02/09

Hora local: 10:24 a. m.; epicentro: 2,85°-74,80°; profundidad: 36 km aprox.; magnitud: 7,1 (Mw); intensidad EMS-98: 10.

Fue sentido en casi todo el país en sitios tan distantes como Barranquilla, Bucaramanga y Pasto. Los daños más significativos ocurrieron en el departamento del Huila, en municipios como Colombia y Campoalegre, donde colapsaron muchas viviendas y edificios públicos. Cerca

de 8000 construcciones resultaron destruidas o averiadas en todo el departamento. Según cifras oficiales, hubo casi un centenar de muertos y más de 300 heridos a causa del terremoto (Cifuentes y Sarabia, 2009).

Los efectos en la naturaleza, que podrían ser útiles en la escala de intensidad INQUA-ESI-2007, fueron múltiples y algunos efectos recuperados del portal de sismicidad histórica (RSNC, 2022c) se resumen a continuación por municipio:

- La gente observó ondas en el suelo de aproximadamente 50 centímetros de altura (Altamira, Huila).
- Ocurrieron deslizamientos en la vía Ataco-Planadas, que obstruyeron la vía en varios tramos. En la vía Ataco-Polo ocurrieron grandes deslizamientos y en la vía hacia Planadas hubo un derrumbe de 300 metros (Ataco, Tolima).
- Ocurrió un deslizamiento de tierra de considerable magnitud (Balsillas, Caquetá).
- Hubo deslizamientos que arrasaron viviendas. Se reportaron agrietamientos del terreno en las veredas del municipio. En el Llano Norte, cerca de Campoalegre, brotó agua con arena grisácea. Según relataron los campesinos, la tierra se abrió y expulsó agua caliente, en Vega de Oriente (Campoalegre, Huila).
- Ocurrieron voluminosos deslizamientos en la vía Pitalito-Garzón-Gigante, en un tramo de dos kilómetros, que obstruyeron el paso de vehículos (Garzón, Huila).
- En la hacienda San Rafael hubo licuación de suelos en una extensión de 300 m, por donde brotó arena y agua caliente (Natagaima, Tolima).
- Hubo deslizamientos en la zona montañosa del municipio. Los campesinos informaron que se abrieron grietas en el suelo, de las que salía humo negro, de aproximadamente 15 km^2. El número de réplicas decayó de manera exponencial con el tiempo. Reportó que el agua de las quebradas aumentó sustancialmente de temperatura (Rivera, Huila).
- Se abrieron grietas en el suelo, con longitudes entre los 20 y 40 metros (Villa Vieja, Huila).

Beltrán (2007), en su estudio de las evidencias de actividad neotectónica en el segmento norte del SFA, concluyó que: "A partir de los valores de intensidad macrosísmica se infiere que la longitud de ruptura para el sismo del 9 de febrero de 1967 debe superar los 150 km para corresponder a los 280 km de intensidad macrosísmica superior a VII, comprendida entre las poblaciones de Altamira y Colombia en el Huila."

Finalmente, los efectos ambientales y geológicos descritos en los documentos revisados no presentaron suficientes datos cuantitativos que permitieran realizar una correspondencia con la escala INQUA-ESI-2007.

4.1.5 Sismo de 2019/12/24 Mesetas, Meta

Hora local: 14:03; epicentro: 3,46°-74,18°; profundidad: 13 km; magnitud: 6,0 (Mw); intensidad EMS-98 Ie = 6.

Este evento fue sentido en gran parte del territorio colombiano, sin causar daños materiales considerables. Durante un mes, la RSNC registró y localizó 426 réplicas con magnitudes entre 2,0 y 5,8; esta última se registró 16 minutos después del sismo principal. La localización de las réplicas marca un área epicentral de 15 km^2 con dirección preferencialmente en sentido NNE.

La evaluación de la intensidad del sismo principal en la escala EMS-98 determinó que la intensidad máxima para este evento corresponde a 6 (daño leve). Este sismo fue sentido fuerte; personas perdieron el equilibrio, hubo vibración, caída de objetos y se reportaron daños no estructurales como grietas en muros y caída de partes del revestimiento. Dicha intensidad fue evaluada en municipios cercanos al epicentro como Fuente de Oro, Puerto Concordia, El Dorado, Lejanías, Villavicencio y Mesetas, en el departamento del Meta. El máximo valor de intensidad instrumental calculado fue 6, que coincide con la máxima intensidad macrosísmica reportada (Mayorga *et al.*, 2020).

Al comparar con la escala INQUA-ESI-2007 y el área afectada por las réplicas, se estima que fue un sismo dañino con intensidad VI, semejante a los anteriores valores de intensidad mencionados.

Finalmente, el sismo principal y sus réplicas se asocian a la actividad de la Falla de Algeciras de acuerdo con los mecanismos focales calculados, los cuales indican rupturas con desplazamiento en rumbo lateral derecho con componente inverso, justo en la zona de transferencia con el Sistema de Fallas de Guaicáramo (Mayorga *et al.*, 2020).

De otra parte, se presenta un recuento de los principales acontecimientos que remarcaron el terremoto y *tsunami* de Tumaco de 1979, pues tuvo efectos ambientales y geológicos a una distancia de 500 km, con valores de intensidad VI, que infieren el origen de las deformaciones en sedimentos blandos, encontradas en una de las trincheras paleosismológicas estudiadas en el municipio de Garzón, Huila.

4.1.6 Sismo de 1979/12/12 Tumaco

Hora local: 2:59 a. m.; epicentro: 1,155-79,28°; profundidad: 23,6 km; magnitud: 8,1 (Mw); intensidad EMS-98: 10.

El epicentro fue localizado a 70 km de la costa de Tumaco y a 28 km de profundidad (Willemann *et al.*, 2001). El sismo fue sentido en gran parte del territorio colombiano y ecuatoriano, y ocurrió 19 días después del sismo

del eje cafetero. Derivado de este sismo se produjo un *tsunami* que, según observaciones de testigos, fueron entre 2 y 3 olas con una altura de 3 m, las cuales arrastraron a su paso personas, animales, viviendas y enseres. Este tsunami afectó toda la costa comprendida entre el municipio de Guapi, Cauca, al norte, y Tumaco, Nariño, al sur. Hubo más de doscientos cincuenta muertos, cerca de mil heridos, numerosos desaparecidos, una veintena de poblaciones con graves daños materiales y la destrucción de quinientas casas y edificios.

Fue difícil diferenciar los daños causados por el sismo o el *tsunami*, pero, al parecer, este último fue el que más causó daños y pérdidas de vidas. Se registraron numerosas réplicas posteriores al sismo principal y algunas de mayor magnitud. Además del *tsunami*, hubo algunos otros efectos secundarios en la naturaleza como agrietamientos del terreno, licuación y hundimientos. El sismo se sintió fuerte en sitios ubicados a más de quinientos km del epicentro como en Manizales, Armenia, Pereira y Quibdó (Sarabia y Cifuentes, 2007).

Según la escala INQUA-ESI-2007, la altura de las olas reportada de dos a tres metros, a una distancia mayor de setenta km del epicentro, indica que se produjeron efectos ambientales con una intensidad de X. La figura 4.1 presenta la relación distancia-intensidad de acuerdo con los datos históricos compilados por el SGC (RSNC, 2022d).

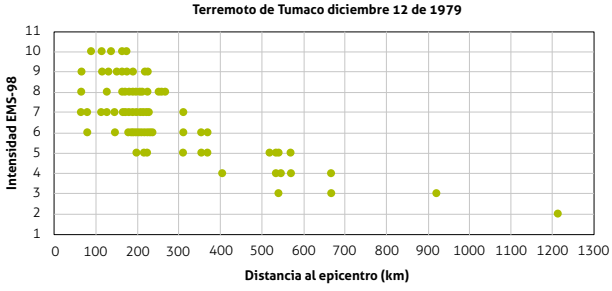


Figura 4.1. Distribución de intensidades EMS-98 vs. distancia para el sismo de Tumaco
Datos obtenidos de http://sish.sgc.gov.co/visor/sesionServlet?metodo=irAInfoDetallada&idSismo=61#

4.2 Sismos instrumentales

Para identificar el grado de actividad sísmica a lo largo del SFA se seleccionaron los sismos localizados por la RSNC entre 1993 y diciembre de 2021, en un área entre las fallas de Chillurco-Pitalito, El Pital-El Agrado-Betania, Suaza, y el ramal central y oriental de la FA, entre otras.

Para mejorar la selección de los sismos, se descartaron aquellos con errores de localización RMS > 0,4 s, errores en la longitud y latitud > 45 km y errores en profundidad > 100 km, para obtener una base de datos final de 20 531 eventos, distribuidos geográficamente entre el límite colombo-ecuatoriano y la zona suroccidental del departamento del Meta. El resumen estadístico de los datos usados se presenta en la figura 4.2, donde se observa que la mayoría de los sismos presentan valores bajos de RMS, cerca de 0,40 segundos, profundidades de alrededor 5 km y magnitudes menores a 2,4.

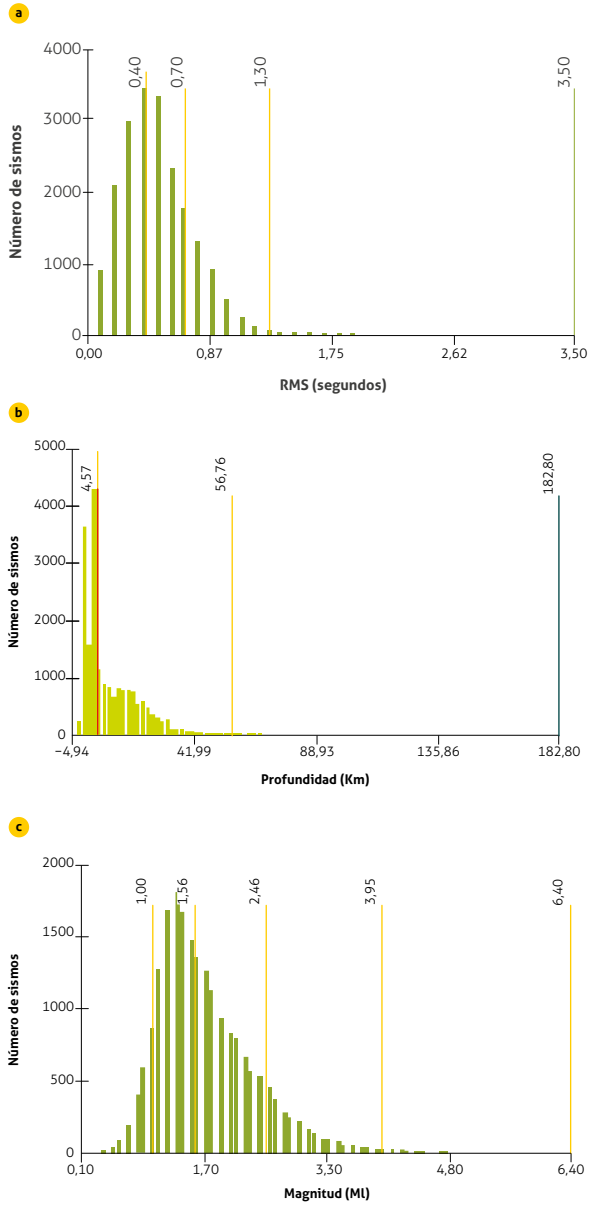


Figura 4.2. Histogramas con la población de datos utilizada para el análisis de la sismicidad a lo largo del SFA
a) RMS; b) profundidades y c) magnitudes.

4.2.1 Relación Gutenberg-Richter

El número de terremotos ocurridos durante un periodo de tiempo con diferentes rangos de magnitud se describe con la relación logarítmica de Gutenberg-Richter:

$$\mathrm{Log}_{10}\, N = a - bM$$

Donde N es el número de terremotos ocurridos en cierto periodo de tiempo con magnitud mayor o igual a M, *b* es la pendiente de la relación y *a* la ordenada en el origen. De acuerdo con el modelo de amenaza sísmica realizado por el SGC y Global Earthquake Model Foundation (GEM), se calcularon los valores de *a* y *b* del segmento comprendido entre el sur de Pitalito y San Luis de Cubarral, con valores de 4,75 y 1,17, respectivamente, para una magnitud máxima de 7, y con base en una muestra de sismos amplia (Arcila Rivera *et al.*, 2020).

Con base en los sismos registrados por la RSNC durante 28 años, localizados entre el límite colombo-ecuatoriano y la zona suroccidental del departamento del Meta, se calcularon los valores de *a* y *b* de 4,5 y 0,65, respectivamente (figura 4.3). Se debe tener en cuenta que un valor de *b* cercano a 2 indica un típico enjambre de terremotos y, por tanto, un decaimiento de los esfuerzos de deformación, mientras que un valor de *b* cercano a 1 indica altas condiciones de esfuerzo, lo cual disminuye la actividad sísmica y aumenta la probabilidad de que ocurra un terremoto de gran magnitud. Por esto, se interpreta que para esta ventana de tiempo el valor de 0,65 indica una probabilidad moderada para la ocurrencia de un terremoto de gran magnitud.

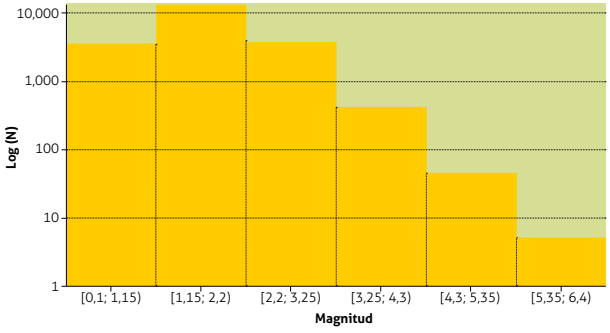


Figura 4.3. Relación Richter-Gutenberg para los sismos localizados a lo largo del SFA en una ventana de tiempo de 28 años
El parámetro *b* hallado fue de 0,65.

4.2.2 Distribución de sismos

Los sismos de mejor calidad analizados en el apartado anterior se caracterizan por ser principalmente de profundidad somera, cercana a los 5 km, y de bajas magnitudes, menores a 2,4. Sin embargo, al reproducirlos en el mapa se diferencia una distribución irregular, con zonas de mayor concentración sísmica que otras en diferentes segmentos que conforman el SFA, lo que indica la heterogeneidad de los tipos de rocas afectadas o dañadas por las fallas y la geometría del SFA. También, su distribución se asocia con el índice de calidad del macizo rocoso que involucra factores como el tamaño de bloques del macizo rocoso, la resistencia al corte, la densidad de diaclasas, la presencia de un conjunto de estructuras en el macizo rocoso, la condición de agua en el macizo rocoso y el coeficiente de los efectos asociados a las condiciones de esfuerzos (Naithani, 2019).

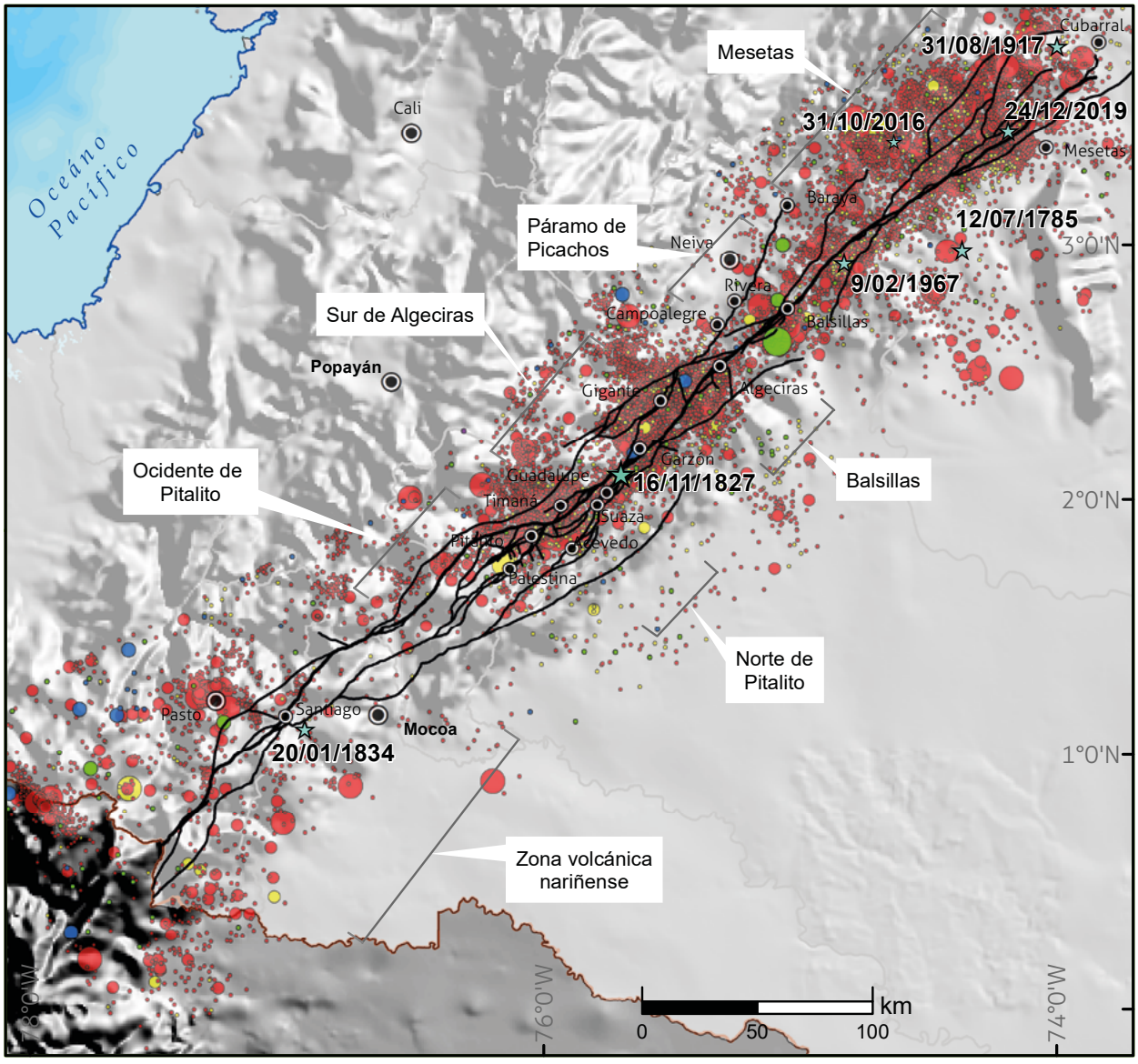
Las zonas diferenciadas con mayor actividad sísmica fueron siete, las cuales se han identificado con ayuda de la fotointerpretación de los modelos digitales de terreno de 12,5 m (METI, 2007), y fueron nombradas de acuerdo con su posición geográfica como Mesetas (1), páramo de Picachos (2), Balsillas (3), sur de Algeciras (4), norte de Pitalito (5), occidente de Pitalito (6) y zona volcánica nariñense (7) (figura 4.4).

A continuación, se describen algunas características de cada segmento, teniendo en cuenta los aspectos mencionados.

4.2.2.1 Mesetas: Este segmento de aproximadamente 95 km de longitud, con rumbo N47°E presenta una actividad sísmica constante, localizada principalmente dentro del bloque norte de la FA, y se distribuye tanto en el flanco occidental como en el oriental de la cordillera Oriental, donde se identifican fallas secundarias asociadas a la terminación de la FA, que tiene una estructura en cola de caballo. De acuerdo con el mapa geológico de Colombia, las unidades cronoestratigráficas que se presentan en este sector son: arcillolitas y limolitas negras, con intercalaciones menores de arenitas y calizas, segmento de cuarzoarenitas de grano fino a grueso y conglomerados, de edad Cretácico (Gómez *et al.*, 2015; Gómez y Montes, 2020).

Al norte se observa una sismicidad cercana al municipio de Colombia, que se extiende por unos 60 km y ocurre dentro de una litología, conformada por filitas, esquistos, cuarcitas, pizarras, meta-conglomerados, meta-limolitas y mármoles, de edad Ordovícico (Gómez *et al,* 2015; Gómez y Montes, 2020). Este tipo de rocas se caracterizan por presentar una calidad de roca mala a muy mala, con tamaño de bloques del macizo rocoso triturado y baja resistencia al corte; la densidad de diaclasas y la presencia de conjunto de estructuras en el macizo rocoso es alta. En este segmento se registraron cuatro sismos de magnitudes mayores a 5,2 como los sismos históricos de 1728 y 1917, y los sismos de Colombia, Huila, de 2016, y el sismo de Mesetas, Meta, de 2019.

4.2.2.2 Páramo de Picachos: Segmento de 50 km de longitud, con rumbo cercano a N45°E. La actividad sísmica está distribuida entre ambos bloques de la falla, pero con mayor concentración de sismos en el lado suroriental de la cordillera Oriental. Las unidades cronoestratigráficas del área donde se encuentra esta sismicidad son: arcillolitas y



Convenciones

Sismicidad

Instrumental

Magnitud (Ml)

- 0 - 3
- 3 - 4
- 4 - 5
- 5 - 6
- 6 - 7

Profundidad (km)

- 0 - 30
- 31 -70
- 71 - 120
- 121 - 180
- >181

Histórica

Magnitud

- 5 - 6
- 6 - 7
- > 7

- Falla de Algeciras
- Sistema de Fallas de Algeciras
- Cabecera municipal
- Límite maritimo
- Límite departamental
- Límite nacional

Figura 4.4. Localización de sismos históricos e instrumentales a lo largo del SFA, donde se diferencian siete segmentos con características diferentes de unidades litológicas y geometría del SFA
Fuente: Base de datos SGC-RSCN, 1993 a 2021.

limolitas negras de edad Cretácico, gneises cuarzo feldespáticos, migmatitas, granulitas, anfibolitas, ortogneises, cuarcitas y mármoles de edad Neoproterozoico, y la unidad geológica conocida como Monzogranito de Algeciras de edad Jurásico (Gómez *et al,* 2015; Gómez y Montes, 2020). A diferencia de la zona de Mesetas la resistencia de las rocas es buena; un macizo rocoso en bloques de mayor tamaño y presencia de algunas estructuras masivas de las rocas. En este segmento se registró el sismo de magnitud 7 de 1967 al oriente de Colombia.

4.2.2.3 Balsillas: Este segmento es de aproximadamente 34 km con un rumbo cercano a N45°E. La actividad sísmica en este sector es menor y menos dispersa, se han presentado sismos con magnitud hasta de 4,8, la actividad sísmica es mayor en el bloque oriental de la FA, muy cerca del eje de la cordillera Oriental. Las unidades cronoestratigráficas presentes en este sector son rocas de edad Neoproterozoico compuestas por ortogneises y cuarcitas, y rocas de edad Jurásico compuesta por granodioritas, que conforman la unidad geológica Monzogranito de Algeciras (Gómez *et al*, 2015; Gómez y Montes, 2020). Estas rocas se caracterizan por una alta resistencia, macizos rocosos masivos y en este sector se concentran varios ramales de la FA. Las máximas magnitudes registradas allí no superan el valor de 4,8.

4.2.2.4 Sur de Algeciras: Conformado por dos segmentos, uno de 54 km con rumbo N74°E y otro de 64 km con dirección N45°E. Su actividad sísmica es una de la más abundantes de los siete segmentos, pero con magnitudes menores a 2, principalmente. Este sector se caracteriza por la confluencia de la Falla de San Agustín-El Agrado-Hobo en el flanco oriental de la cordillera Central, con la traza central de la FA en el flanco occidental de la cordillera Oriental. Las unidades geológicas presentes en este sector, son el Monzogranito de Algeciras de edad Jurásico y los ortoneises de edad Neoproterozoico (Gómez *et al,* 2015; Gómez y Montes, 2020). Estas rocas se caracterizan por una alta resistencia, un macizo rocoso masivo y una alta afectación por la FA. Las magnitudes máximas registradas instrumentalmente en este sector no son superiores a 4,5.

4.2.2.5 Norte y occidente de Pitalito: Es un segmento de unos 40 km con rumbo de N71°E, con abundante sismicidad de magnitud menor a 2,2, que se encuentran distribuidos dentro del valle de Pitalito y sus flancos. En este sector confluyen algunas fallas del SFA como la Falla Suaza y la Falla Oriental en Pitalito, donde se localiza la Falla Chillurco, la traza central de la FA, entre otras. Las unidades geológicas presentes en esta región están conformadas por rocas de edad Jurásico de la Formación Saldaña, la Formación Caballos de edad Cretácico y depósitos de edad Holoceno (Gómez *et al,* 2015, Gómez y Montes, 2020). La resistencia de estas rocas es regular comparada con la de los segmentos anteriores. Los sismos registrados instrumentalmente tienen magnitudes menores a 6,4, y el sismo histórico más importante fue de magnitud 7,2.

4.2.2.6 Zona volcánica nariñense: La actividad sísmica relacionada con las fallas activas es dispersa y menos frecuente, siendo mayor la sismicidad relacionada a la actividad volcánica, la cual no se ha tenido en cuenta en este análisis. No se observa una relación directa en superficie de los sismos con el SFA, y las fallas se encuentran divididas en tres ramales principales y afectan rocas de edad Jurásico de la Formación Saldaña, compuesta por tobas, aglomerados y lavas, ocasionalmente, e intercalaciones de capas rojas de arenitas líticas y limolitas; rocas de la Cuarzo-Monzodiorita de Sombrerillos, también de edad Jurásico, y rocas de edad Plioceno, correspondientes a lavas e ignimbritas de composición andesítica (Gómez *et al.*, 2015); la calidad de las rocas oscila entre buena y muy buena, pues son rocas resistentes y masivas. La zona afectada por las fallas del SFA se delimita en franjas estrechas de algunos km de ancho. Los sismos registrados instrumentalmente tienen magnitudes máximas de 6,7, y el sismo histórico más destacado fue de magnitud 6,9.

4.2.3 Mecanismos focales

Los mecanismos focales usados en esta investigación fueron obtenidos del Catálogo de Mecanismo Focal y Tensor Momento Sísmico del SGC. Estas soluciones fueron calculadas por los métodos de determinación de los parámetros de fuente, con base en inversión de ondas de sismogramas con transformada de Fourier (SWIFT, por sus siglas en inglés), inversión de tensor de momento en el programa SeisComP (SCMTV, por sus siglas en inglés), el método de inversión con deconvolución iterativa, ISOLA y, en menor proporción, por las soluciones de los planos de falla que mejor se ajustan a un conjunto de polaridades de los primeros arribos de la onda P (RSNC, 2022b).

Dentro de los siete segmentos se identificaron alrededor de 19 mecanismos focales, los cuales tienen un comportamiento variable. Sin embargo, son dominantes las soluciones de mecanismos focales de tipo transcurrente lateral derecho o dextral, especialmente en la zona de Balsillas y en el sur de Algeciras, mientras que en el extremo norte es dominante la ruptura de fallas inversas y oblicuas, especialmente hacia el sector del municipio de Colombia.

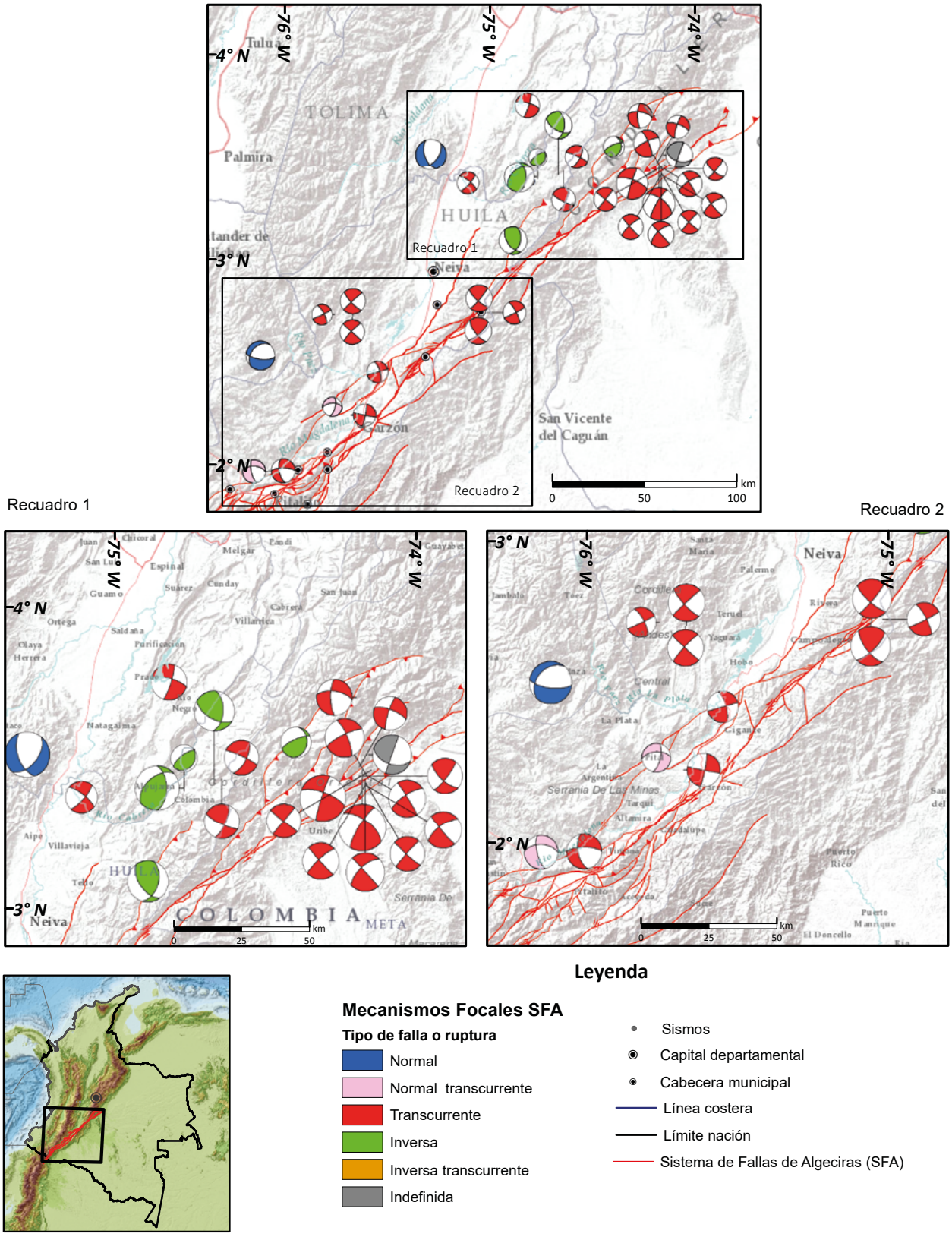


Figura 4.5. Mecanismos focales seleccionados del catálogo de la RSNC-SGC, a lo largo del SFA
Los mecanismos focales de mayor tamaño corresponden a magnitudes mayores a 5. Fuente: mecanismos focales RSNC; unidades cronoestratigráficos tomadas de Gómez *et al.* (2015).

La actividad sísmica presentada entre el 24 de diciembre de 2019 y enero de 2020 permitió caracterizar la sismicidad localizada en Mesetas, Meta, y al oriente de Colombia, Huila, donde se obtuvieron soluciones de 13 mecanismos focales (figura 4.5), que incluyen el sismo principal de magnitud 6 y doce réplicas que indican principalmente rupturas de tipo transcurrente con movimiento dextral. Las localizaciones de los sismos indican una zona epicentral limitada a una longitud cercana a los 8 km con rumbo N53°E, similar a la dirección principal del SFA (Mayorga *et al.*, 2020).

4.2.4 Contexto de la amenaza sísmica

Teniendo en cuenta el modelo de amenaza sísmica de 2018, con enfoque probabilista, en el que se consideraron las aceleraciones sísmicas espectrales para periodos estructurales menores a 5 segundos y para periodos de retorno de 31, 225, 475, 975 y 2475 años (Arcila Rivera *et al.*, 2020), se analizó el municipio de Garzón, Huila, donde han calculado un espectro de amenaza uniforme en roca firme, con valores de aceleración máxima que oscilan entre 0,3 y 1,3 g, concentrados en un periodo estructural de 1 segundo.

Estos valores se consideran bajos para eventos sísmicos con un periodo de retorno de 31 y 225 años, moderados a altos para sismos con un periodo de retorno de 475 y 975 años, y muy altos para sismos con un periodo de retorno de 2475 años. Son valores mínimos, pues los centros poblados y las cabeceras municipales cercanas al municipio evaluado se encuentran asentadas en su mayoría sobre depósitos no consolidados, con espesores variables entre algunos metros a centenares de metros, que produce un efecto de amplificación de ondas en el terreno y aumenta la amenaza sísmica. Específicamente, si se toma un periodo de retorno cercano a los 500 años, la aceleración espectral máxima esperada es de 0,6 g, un valor moderado en roca que podría ser mayor si se tienen en cuenta las condiciones del suelo mencionado.

Además, en los análisis realizados con el modelo de fuentes corticales tipo falla, donde se ha considerado como parte del borde suroriental colombiano la Falla de Algeciras, en un segmento entre Pitalito, Huila y Cubarral, Meta, se calculó una tasa de deslizamiento de 1,8 mm/año y una longitud de ruptura de 17 km. Esto permite estimar un sismo de magnitud máxima de 6,5 a 7.

En el mismo modelo de amenaza sísmica de 2018, dentro de otro análisis realizado con el modelo de sismicidad distribuido en fuentes tipo área, donde se permite la inclusión de todos los eventos de origen cortical, calcularon una magnitud máxima esperada para el segmento mencionado de 7,4, y para la zona intra cordillerana, contigua al occidente, una magnitud máxima de 7,1, para este mismo segmento, obteniendo un valor del parámetro *b* de 1,028, considerado alto.

Los resultados del estudio de modelo de amenaza sísmica pueden ser referencia para actividades de conocimiento y reducción del riesgo sísmico, así como para fortalecer la capacidad de respuesta ante desastres de escalas nacional y regional, en términos de factibilidad.





5

Estudios paleosismológicos previos

Los primeros estudios de neotectónica en el Sistema de Fallas de Algeciras (SFA) se iniciaron en los años 80 con las observaciones de Wood Word Clyde Consultants (WWCC), quienes estudiaron las fallas activas, evaluando la amenaza sísmica para los proyectos hidroeléctricos en Colombia, y la paleosismología en algunos segmentos de fallas de la zona occidental de Colombia (Ingeominas y Dagma, 2005). Luego, en 1991, se realizaron estudios más detallados de neotectónica sobre la FA, y se inició la identificación de los rasgos morfoneotectónicos más sobresalientes en uno de los segmentos más activos como el valle de Algeciras y El Paraíso (Diederix y Gómez, 1991).

Posteriormente, en el 2005, como parte de los estudios de microzonificación sísmica de Cali (MZSC), se realizaron las primeras excavaciones de paleosismología con la apertura de tres trincheras transversales a la FA. Se obtuvo información de dos segmentos, localizados entre los municipios de Timaná y Pitalito, departamento del Huila, y se realizaron los apiques en las fincas Carmen, vereda Aguas Claras, y El Nacedero, vereda La Piragua, municipio de Timaná; estos apiques se abrieron en el ramal principal de la FA. El tercer apique se realizó en la finca La Gaitana, vereda Chillurco, municipio de Pitalito, en el ramal occidental de la FA, llamado Falla Chillurco-Pitalito (Ingeominas y Dagma, 2005). En este capítulo se resumen las descripciones de la morfotectónica de los sectores donde se abrieron los apiques, su sedimentología y los hallazgos de posibles eventos sísmicos en las paredes excavadas.

5.1 Apique Aguas Claras

Este apique se hizo en un lomo de falla adyacente a una laguna de falla donde abanicos de edad Cuaternario son confinados por la presencia del lomo, también se observa un drenaje desplazado unos 250 m en sentido dextral; el lago perenne se localiza hacia el lado SW de la depresión. La sedimentología descrita en el apique expone una sucesión de suelos orgánicos con distinto contenido de fracción gruesa y arcilla, que conforma lentes, sobre un basamento de arenas y arcillas color pardo, relacionados respectivamente con depósitos distales de abanico aluvial y meteorización de brechas de falla que afloran en el lomo lineal.

Se identificó una zona caótica de acumulación de arena verdosa y suelo orgánico (50 cm) por debajo de los suelos continuos. También se halló una grieta rellena (*crevasse*), que afecta un suelo pardo rojizo conglomerático y, en la base, presenta abundantes trozos de cerámica y algunas rocas labradas. Se obtuvo una edad de 2910 años, por el método ^{14}C, para el paleosuelo enterrado y, posterior a esta edad, se interpretó otro sismo que causó la grieta de tensión con acumulación de fracción gruesa y fragmentos de cerámica (Ingeominas y Dagma, 2005). La figura 5.1 muestra su localización y la tabla 5.1 sus especificaciones.

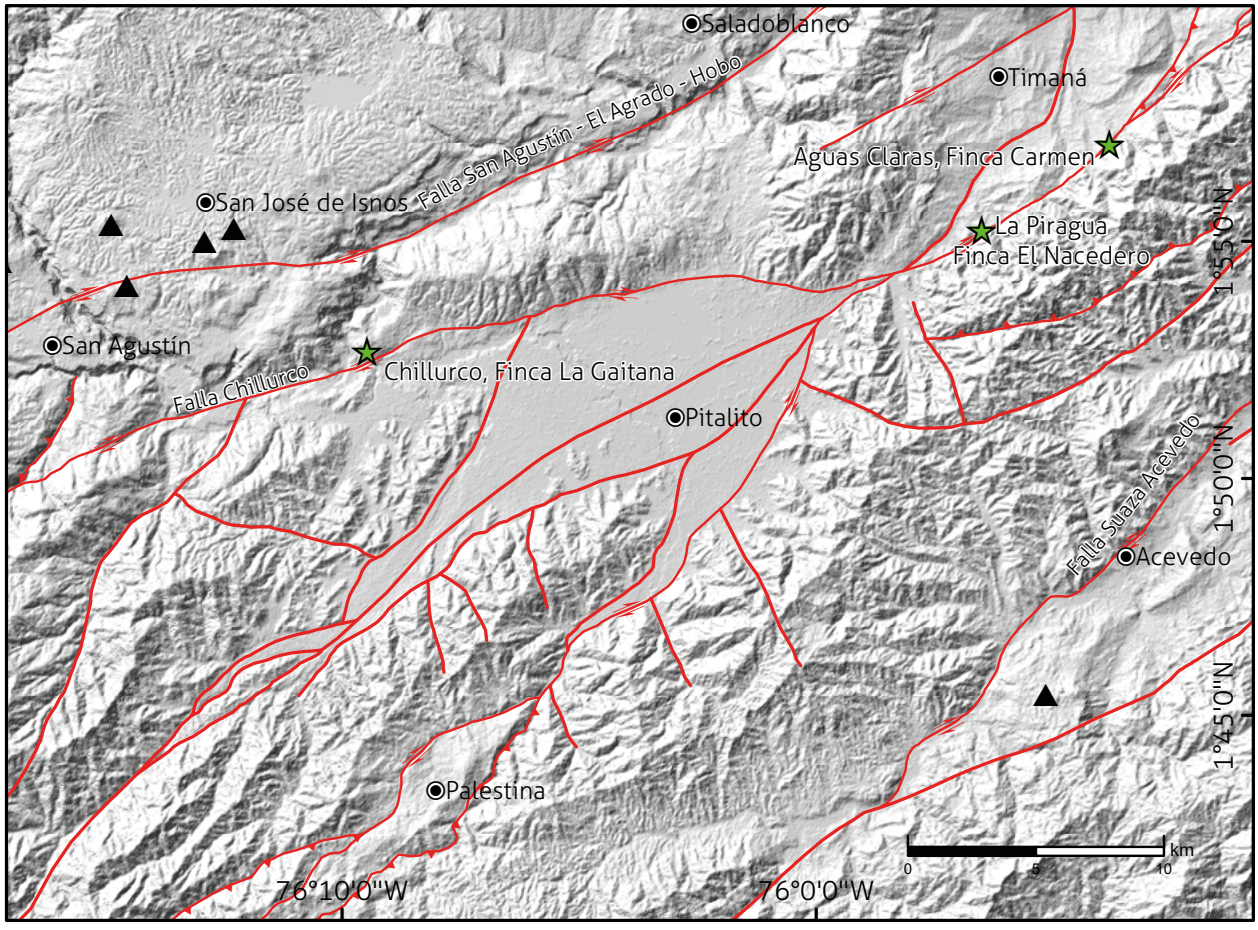
5.2 Apique La Piragua

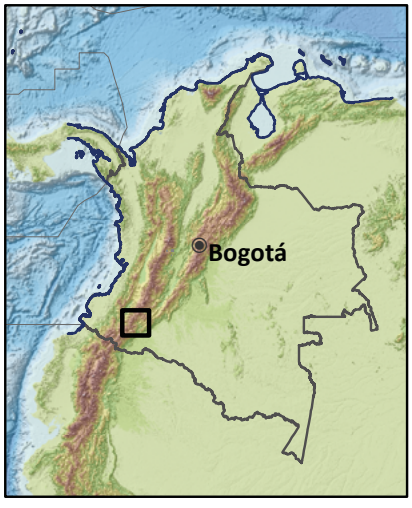
Fue abierto en la base de un lomo de obturación en medio de dos facetas triangulares, con un pequeño abanico intermedio, que presenta una escarpilla de falla, una silleta de falla y un lomo alargado, que obtura un drenaje que se desplaza 380 m en sentido dextral. En el apique se identificaron nueve niveles de suelo orgánico que varían en su tamaño de grano, de fracción gruesa hasta arcilla, y en su plasticidad. El basamento de la cuenca contiene arcillas de la meteorización de la brecha de falla identificada en el lomo de obturación. Además, se identificaron depósitos de arena, conglomerados y arcillas de la parte distal del abanico que proviene del SE, y se estableció una edad de apertura de la cuenca en 3540 años, y una edad de 680 años al paquete de paleosuelos, que cubre completamente el abanico aluvial por el método ^{14}C (Ingeominas y Dagma, 2005). La figura 5.1 indica su localización y la tabla 5.1 sus especificaciones.

5.3 Apique Chillurco

Este apique se hizo al borde de un pequeño lago. Las paredes muestran la acumulación alternante de distintos niveles de suelo orgánico con diferentes granulometrías, desde arenosos, arcillosos a conglomeráticos. También, se observó acumulación anómala de material grueso en bloques y gravas, en forma de cuñas, en el fondo del apique, diferenciables de los niveles orgánicos continuos superiores. Se observó la ruptura y el desplazamiento de los niveles orgánicos en la parte inferior de las paredes. Se hallaron dos rangos de dataciones, por el método ^{14}C, en el nivel inferior desde 2460 a 2380 años, y en los niveles de paleosuelos más superficiales el rango de edades está entre 1420 y 1430 años. Las perturbaciones halladas en los paleosuelos se asocian a dos posibles eventos sísmicos, el primero asociado a la apertura de la cuenca y el segundo a la formación de la pequeña laguna de falla (Ingeominas y Dagma, 2005). La figura 5.1 muestra su localización y la tabla 5.1 sus especificaciones.

Finalmente, se destaca que, en los estudios realizados para la MZSC, las perturbaciones halladas en los depósitos cuaternarios, principalmente en paleosuelos, dentro del SFA, se interpretaron como eventos sísmicos que produjeron la apertura de grietas y la formación de depresiones, las primeras hace máximo 3500 años y las segundas hace 640 años, edades obtenidas por el método ^{14}C. Sin embargo, no se encontraron evidencias de los sismos históricos reportados en 1827 y 1967.





Leyenda

Estudios Paleosismologicos previos

- Apique

Sistema de Fallas de Algeciras

- Falla
- Falla de rumbo dextral
- Falla inversa o de cabalgamiento
- Municipios
- Volcanes

Figura 5.1. Localización de los apiques realizados para el estudio de MZSC en 2005

Tabla 5.1. Resumen de información obtenida de los apiques hechos en el SFA para el proyecto de MZSC en 2005

Lugar	Municipio	Localización aproximada-Longitud, latitud	Segmento de la FA estudiado	Lugar excavado	Tamaño apiques L×A×P (m)	Edades ^{14}C	Edades de paleosuelos	Paleosismos
Aguas Claras, finca Carmen	Timaná	75°53'48,81"O 1°57'2,08"N	Ramal central entre Garzón y Timaná	Borde de un lomo de falla, adyacente a una laguna de falla	11×2×2,1	2	Mayor edad 2910 años	2
La Piragua, finca El Nacedero	Timaná	75°56'30,19"O 1°55'14,17"N	Ramal central entre Garzón y Timaná	Borde de lomo de obturación	6×2×2	3	Entre 3540 años 680 y 640 años	2
Chillurco, finca La Gaitana	Pitalito	76°09'28" O 1°52'41" N	Ramal occidental en la Falla Chillurco Pitalito	Borde de un lago de falla	5,5×2×2,7	6	desde 2460 a 2380 años y entre 1420 y 1430 años	Mínimo 2 eventos

5.4 Trincheras paleosismológicas en el municipio de Algeciras, Huila

En el 2015 se retomó el estudio de la FA para realizar un análisis morfotectónico regional y local, a partir de la interpretación de fotografías aéreas, imágenes satelitales y modelos digitales del terreno. Se identificaron sitios aptos para la excavación de trincheras paleosismológicas en el segmento del ramal central y activo de la FA, entre Arcadia y El Paraíso, municipio de Algeciras.

Después de la confirmación en campo, se escogieron dos de los cinco sitios preseleccionados para la apertura de las trincheras paleosismológicas: la finca El Porvenir, vereda Lagunillas, y la finca Santa Elena, vereda Quebradón Norte. A continuación, se presentarán algunas características de la geomorfología del sitio, la sedimentología de las paredes, las dataciones de paleosuelos obtenidas por el método radiométrico ^{14}C-AMS y algunos cálculos estimados de la tasa de velocidad de la FA para este segmento.

5.4.1 Trinchera Lagunillas – finca El Porvenir

Esta trinchera se excavó en un escarpe de la falla de atajo, que corta la cuenca de tracción del valle de Algeciras en el borde de una laguna de falla, que actualmente está evacuada. La falla de atajo desplaza abanicos de flujos de escombros, llanuras aluviales y depósitos de pendiente. Además, en el valle aflora un contraescarpe que bloquea la salida de los depósitos de abanicos y algunos drenajes se adaptan al nuevo relieve (Diederix *et al.*, 2021). En la figura 5.2 se aprecia su localización a diferentes escalas.

El sitio escogido se encuentra en el borde norte de una laguna de falla, que ha creado condiciones apropiadas para una buena sedimentación. Las paredes de la trinchera presentan una sucesión de cinco niveles de sedimentos diferenciados, que provienen del lado noroccidental (NO) donde está el contraescarpe con formación de cuñas coluviales y saprolitos. Otros cuatro niveles de sedimentos provienen de la parte plana y del lado suroriental (SE) con presencia de abanicos de flujos de escombros y depósitos aluviales. La distribución de los estratos en ambas paredes de la trinchera presenta: dos niveles de paleosuelos afectados por la falla, un canal de drenaje abandonado, grietas abiertas y rellenas de arena, volcanes de arena o *sand blow*, y grietas en los estratos sedimentarios recientes, con excepción del nivel de sedimentos actual (Diederix *et al.*, 2021).

En esta trinchera se estimaron edades aproximadas de siete eventos sísmicos de por lo menos Mw 7, en un periodo de poco más de 10 000 años y un intervalo de recurrencia probable de 1200 a 1500 años, con una tasa de movimiento mínima de 0,7-0,8 mm/a (Diederix *et al.*, 2021). La figura 5.8 muestra su localización y la tabla 5.2 sus especificaciones.



Figura 5.2. Zona de excavación de la trinchera Lagunillas
a) Sitio seleccionado a lo largo de la Falla de atajo de Algeciras (línea roja); b) Sitio de apertura de excavación (flecha blanca). Al fondo se observa el contraescarpe de la falla y a la izquierda de la flecha la depresión de la antigua laguna, y c) Levantamiento de información en la pared NE de la trinchera paleosismológica.
Fuente: a) Google Earth.

5.4.2 Trinchera paleosismológica de Santa Elena

La segunda excavación localizada en la vereda Quebradón Norte, está a unos 7 km al norte del centro poblado de Algeciras y a 5 km al norte de la trinchera Lagunillas. La trinchera Santa Elena se hizo en un estrecho valle lineal paralelo a la falla, que se formó por la presencia de un lomo de obturación alargado localizado al occidente, el cual deja en el cambio de pendiente la acumulación de sedimentos cuaternarios de origen coluvial y aluvial y que obligó el desplazamiento del drenaje aproximadamente 140 m hacia el norte. En la figura 5.3 se muestran los detalles de su localización.

Una de las características de esta excavación es que presenta una capa gruesa de paleosuelo, la cual indica una alta saturación de agua. Además, presenta una cuña coluvial discontinua, una línea de piedra fragmentada, raíces enterradas en forma aislada y la presencia de una gruesa capa arcillosa que ha enmascarado la deformación frágil.

En la figura 5.3c se observan las capas de la pared norte de la trinchera de Santa Elena. En ambas paredes fue posible describir doce niveles de depósitos, y se recolectaron ocho muestras para datación por el método ^{14}C. Las dataciones obtenidas oscilaron desde 3506 a. C. hasta el presente

Una interpretación preliminar de la excavación indicó que se estimaron edades aproximadas de tres eventos sísmicos por el método ^{14}C, en un periodo de poco más de 5000 años y un intervalo de recurrencia probable mínimo de 1200 a 1700 años, con una tasa de movimiento mínima de 0,3 mm/a. La figura 5.8 muestra su localización y la tabla 5.2 algunas especificaciones.

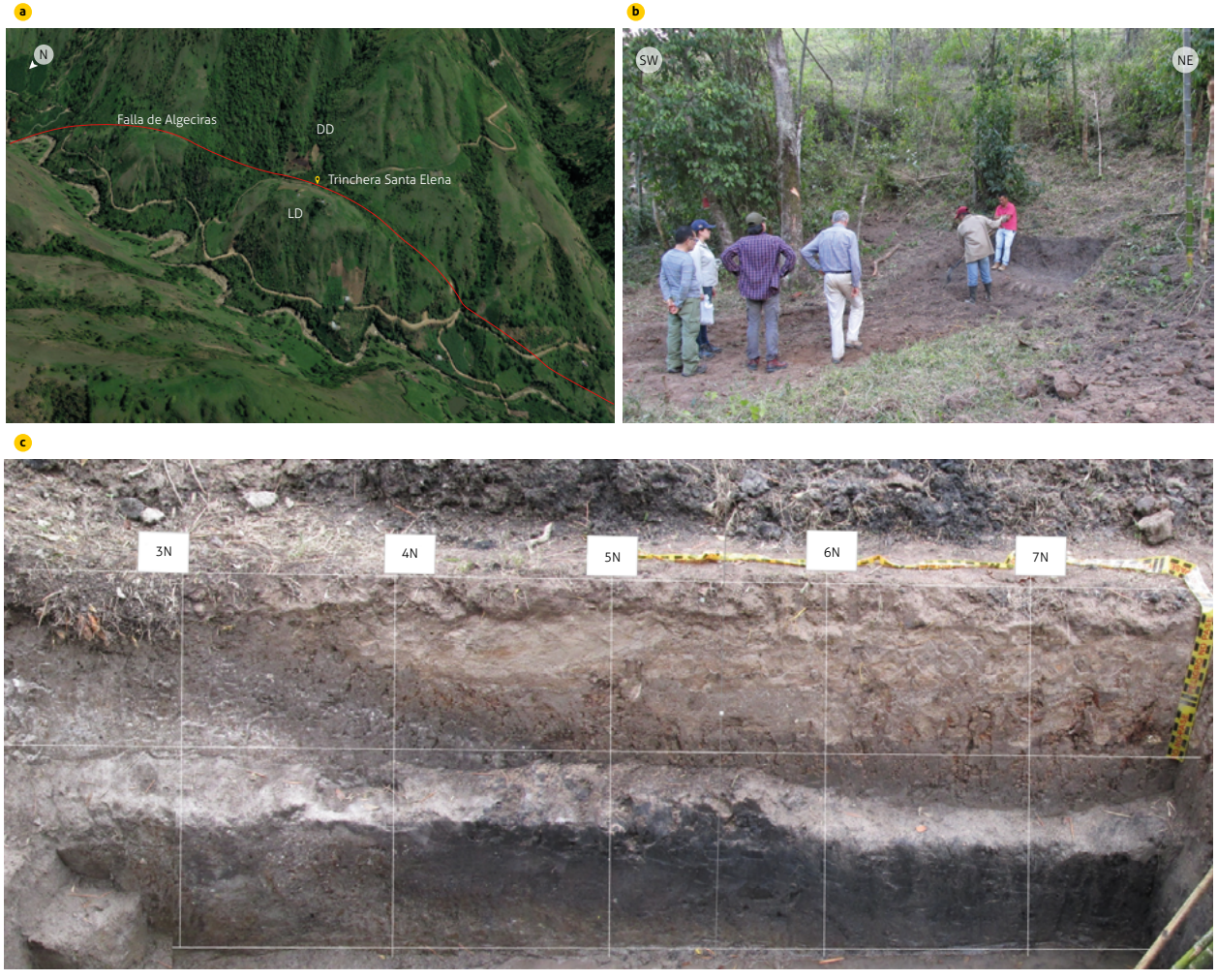


Figura 5.3. a) Vista general de la geomorfología local donde se aprecia el drenaje desplazado (DD) y el lomo desplazado (LD); b) Sitio de acumulación de sedimentos dentro del valle lineal estrecho; c) Pared norte de la trinchera
Fuente: a) Google Earth y Windows Live, 2021.

5.5 Otros datos paleosismológicos en el SFA

En el 2018 fue posible complementar la información paleosismológica gracias a los datos de afloramientos de fallas que afectan depósitos cuaternarios y que hacen parte de SFA como las fallas Suaza-Acevedo y San Agustín-El Agrado-Hobo.

5.5.1 Falla de Suaza-Acevedo

Este sistema de fallas controla el valle del río Suaza, un valle estrecho en dirección NNE-SSW sobre una distancia de 40 km desde el municipio de Acevedo, en el sur, hasta el pueblo de Suaza, en el norte. Se extiende desde su convergencia con el ramal principal de la FA, cerca al pueblo de Zuluaga en el norte, hasta el área de la ciudad de Mocoa en el sureste, donde converge otra vez con el ramal principal, localmente conocida con el nombre de la Falla Aucuyaco, cerca al municipio Sibundoy, que cubre una distancia total de 225 km. La naturaleza y génesis del valle de Suaza y su control por el ramal oriental del SFA es todavía un interrogante (Diederix, 2018).

Un afloramiento en la vía Suaza-Altamira presenta un depósito cuaternario que se encuentra cortado oblicuamente por la Falla de Suaza-Acevedo. Se tomaron muestras de material carbonizado y sedimentos con materia orgánica, tanto en la base como en el tope del afloramiento. Los resultados más confiables se obtuvieron de la muestra superficial de la base de un apique de la cual se obtuvo una edad de 11 972 y 10 622 a. C., por el método ^{14}C. Estas edades se encuentran entre las más antiguas de todas las dataciones realizadas hasta el momento en el SFA. En la figura 5.4 se presentan características de la morfología y detalles del afloramiento, la figura 5.8 su localización y la tabla 5.2 algunas especificaciones.

a





Figura 5.4. a) Morfología del depósito plio-cuaternario de origen aluvial que aflora en la vía Suaza-Altamira, afectado por La Falla de Suaza; b) Detalle del depósito; c) Evidencia de la falla en sedimentos cuaternarios con un salto vertical de unos 3 m y que afectan los sedimentos más superficiales; d) Sitio de apique (flecha amarilla) donde se tomó una de las muestras de sedimentos con material orgánico
Fuente: Bohórquez-Orozco (2018).

5.5.2 Afloramiento de terraza en la quebrada Seca, vía Altamira-Suaza

La continuación hacia el norte del ramal principal de la Falla de Suaza-Acevedo, entre el municipio de Suaza y el desvío abrupto del río, al encontrar el gran lomo de obturación a lo largo de la FA entre Altamira y La Jagua, siempre ha sido difícil de comprobar. La falla en este tramo hace una curva notable hacia la derecha y, en combinación con el movimiento lateral derecho, probablemente ha resultado en la creación de una cuenca de tracción (*pull-apart basin*), que explica la presencia de la cuenca muy amplia donde se encuentra el municipio de Guadalupe, que en su límite norte termina en el cañón del río Suaza, que a su vez termina contra el gran lomo de obturación a lo largo de la FA. Este lomo ha desviado el río y desplazado la falla controlante sobre una distancia de 4,4 km, lo que indica que la FA es la estructura dominante y más activa con una taza de desplazamiento mucho mayor que la Falla de Suaza-Acevedo (Diederix, 2018). Para establecer la taza de desplazamiento de la falla se han encontrado marcadores morfotectónicos indicativos de tectónica activa, que permiten medir distancias de desplazamiento en terrazas aluviales deformadas, con suelos enterrados, los cuales pueden ser datados por el método de ^{14}C.

Este afloramiento se encuentra en el segmento que constituye el inicio del extremo norte de la Falla de Suaza-Acevedo, el cual se une al SFA a lo largo del valle del río Suaza, al norte del municipio de Guadalupe. Tiene una orientación promedio N25°E y, por lo sinuoso de la traza, se calcula una inclinación aproximada de 50°E para el plano de falla, con movimiento de tipo inverso y una longitud de 102 km. Esta falla limita al occidente con las rocas metamórficas de edad Neoproterozoico del Macizo de Garzón y las pone en contacto con rocas volcanoclásticas de edad Jurásico y sedimentarias de edad Cretácico y Paleógeno en el valle del río Suaza.

De la vía Guadalupe-Altamira se deriva una carretera veredal hacia el oriente, que pasa el puente sobre la quebrada Seca, donde aflora una antigua terraza aluvial de 8 m de altura y 15 m de ancho. Se puede observar que las capas de arena y gravas se encuentran por encima de un paleosuelo e inclinadas hacia el occidente. Estos sedimentos fueron depositados con dirección opuesta a la inclinación del paleosuelo subyacente (al oriente). Sin embargo, los estratos se han deformado y basculado hacia el occidente (figura 5.5).



Figura 5.5. Detalle del afloramiento en la quebrada Seca de una terraza basculada por la Falla de Suaza, que se localiza en el lado occidental de la terraza
Fuente: Bohórquez-Orozco (2018).

Según las observaciones de la morfología local, la antigua quebrada Seca nace en la cuenca suroriental, cerca de la vereda Pajiji, y pudo haber sido un afluente del río Magdalena, pero posterior al levantamiento de los sedimentos continentales del Eoceno, localizados en el lado oriental de la FA, la quebrada fue desplazada y cambió su curso hacia el oriente, y erosionó los sedimentos del Eoceno y las rocas intrusivas del Jurásico asociadas con el Monzogranito de Altamira, que están en proceso de levantamiento.

Del anterior episodio existe un sector al sur de Altamira que podría preservar sedimentos del cauce abandonado de la quebrada Seca, por la vía que conduce a la vereda Pajiji, donde el cerro El Chilco crea una barrera natural que ayuda a preservar el depósito aluvial (ver figura 5.6). En este sitio se podrían encontrar evidencias del sismo de 1827 mediante exploración paleosismológica.

El paleosuelo datado que se encuentra enterrado aproximadamente 5 m por debajo de una gruesa capa de sedimentos de llanura aluvial, pudo haber sido el nivel original de la terraza de la quebrada El Aguacate. La edad del paleosuelo, obtenida por el método ^{14}C, oscila entre 254 y 687 años d.C. Es importante hallar más información del lado occidental de la Falla de Suaza-Acevedo para proponer, con mayor precisión, un modelo evolutivo de la terraza aluvial deformada y de toda la cuenca de la quebrada Seca. Finalmente en la figura 5.8 se presenta su localización y en la tabla 5.2 algunas especificaciones.

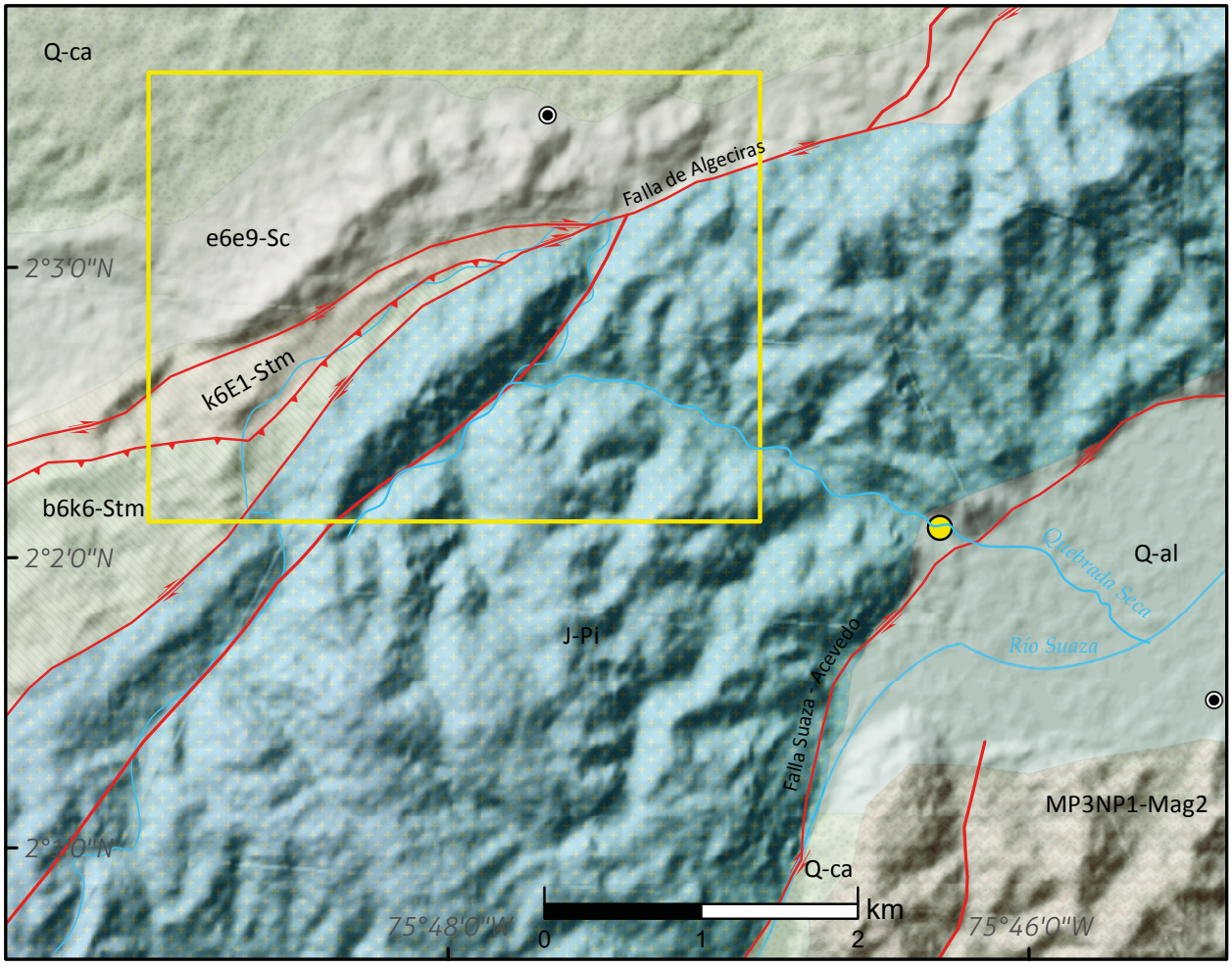


Figura 5.6. Desvío de la quebrada Seca que drenaba hacia el noroccidente y actualmente drena hacia el suroriente por presencia de un lomo de obturación (recuadro amarillo)
Las unidades cronoestratigráficas tomadas del Mapa geológico de Colombia, presentes en la zona son: MP3NP1-Mag2: rocas proterozoicas como Gneises cuarzofeldespáticos, migmatitas, granulitas, anfibolitas y otras; Jpi: Monzogranito jurásico; b6k6-Stm: rocas sedimentarias cretácicas conformadas por shales, calizas, arenitas, cherts y fosforitas; k6E1-Stm: rocas sedimentarias del Paleoceno conformadas por shales, calizas, arenitas, cherts y fosforitas; e6e9-Stm: Rocas del Paleógeno conformadas por Arcillolitas rojizas con intercalaciones de cuarzoarenitas de grano fino y mantos de carbón a la base; Qca: depósitos cuaternarios coluviales; Qal: depósito cuaternarios aluviales. Fuente: Base de unidades cronoestratigráficas (Gómez *et al.*, 2015).

5.5.3 Afloramiento en la Falla San Agustín-El Agrado-Hobo

Entre las poblaciones de San Agustín, al sur de Pitalito y del pueblo El Paraíso, en el extremo noreste de la cuenca de Algeciras, se extiende el ramal occidental del sistema Algeciras sobre una distancia de 170 km. Este ramal, que debe su nombre al pueblo El Agrado por donde pasa esta falla, conecta en el suroeste, justo al sur de San Agustín, con el ramal principal del sistema, la propia FA, y en el noreste en cercanías del pueblo El Paraíso otra vez con el ramal principal (Diederix, 2018). La falla pasa cerca al centro poblado de El Agrado, donde se ha observado una pequeña cuenca de tracción a lo largo de su traza. La evidencia geológica y geomorfológica sugiere un movimiento dextral. En la mitad suroeste la falla tiene una expresión geomorfológica marcada, pues controla segmentos del curso del río Magdalena y, al oeste del municipio de Tarqui, presenta numerosos indicadores morfotectónicos que todo en conjunto sugiere una actividad tectónica cuaternaria y desplazamiento lateral derecho (Diederix, 2018).

La Falla El Agrado – Betania es un segmento de falla que tiene una longitud de 147 km con orientación de N35°E a N60°E. Algunas evidencias de actividad neotectónica hacia el sur del segmento identifican rasgos morfotectónicos indicativos como facetas triangulares, trincheras de falla, quiebres de pendiente y silletas, que afectan rocas de edad Jurásico, pero no depósitos cuaternarios. Mientras que, hacia la parte media se identifican rasgos de actividad reciente como cuaternarios truncados, facetas triangulares, trincheras de falla, drenajes desplazados y lomos de falla; estos últimos concentrados específicamente en un extenso depósito cuaternario al norte de El Pital y El Agrado (Romero *et al.*, 2005).

Al oeste de la población de Tarqui una cresta larga y prominente de conglomerados y areniscas de la Formación Eocena de Gualanday ha sido desplazada en sentido dextral sobre una distancia horizontal de 10 km para reaparecer muy cerca del municipio de El Agrado. Dentro del centro poblado fue posible identificar una cárcava que se formó justo donde se localiza la Falla San Agustín-El Agrado-Hobo, donde se aprecian algunas evidencias de estratos desplazados. La cárcava hace parte de un drenaje corto que nace en este punto y continua hacia el NE.

El afloramiento presenta un depósito matriz soportado que contiene arenas gruesas, gravas y arenas finas. La datación obtenida por el método ^{14}C*, de la muestra de paleosuelo recolectada allí, indica un rango de edad entre 6023 y 5321 AC que permite inferir la ocurrencia de un sismo posterior a esta fecha y que dislocó estratos como mínimo por 7 cm. No se evidenciaron rupturas posteriores a este sismo mayor, debido a la erosión a la cual está sometida esta depresión. Los sedimentos datados se encuentran a 2 m de profundidad con respecto al nivel del suelo actual (figura 5.7). En la figura 5.8 se presenta su localización y en la tabla 5.2 algunas especificaciones.

Tabla 5.2. Resumen de principales características de las excavaciones paleosismológicas y afloramientos estudiados para la identificación de paleosismos en estudios anteriores

Lugar	Municipio	Localización aproximada longitud latitud	Segmento de FA estudiado	Lugar excavado o analizado	Tamaño apiques L×A×P (m)	Edades ^{14}C	Rango de edades de paleosuelos (años)	Paleosismos
Lagunillas, finca El Porvenir	Algeciras	75°18'14.00"O 2°32'15.29"N	Falla de atajo en medio de cuenca de tracción en el valle de Algeciras	Contraescarpe de falla, adyacente a laguna de falla	12×3×3	12	Presente a 8120 a.C. +- 145	7
Quebradón Norte, finca Santa Elena	Algeciras	75°15'57.07"O 2°33'56.05"N	Ramal central entre Algeciras y El Paraíso	Valle lineal en borde de lomo de obturación	7×3×2,3	8	De 1957 d.C. a 3530 a.C.	2
Vía Altamira-Suaza	Suaza	75°47'41.01"O 1°58'53.34"N	Confluencia de la FA ramal oriental con la Falla de Suaza -Acevedo	Afloramiento de depósito coluvial cortado por falla oblicua	70×20	3	De 11972 a.C. a 10622 a.C.	1
Quebrada Seca, vía Altamira-Guadalupe	Guadalupe	75°46'14.33"O 2° 2'2.06"N	Confluencia de la FA ramal oriental con la Falla de Suaza -Acevedo	Afloramiento de Terraza basculada	15×8	2	De 254 d.C. a 687 d.C.	1
Cantera calle 9, carrera 8	El Agrado	75°46'29.51"O 2°15'31.97"N	Ramal occidental Falla San Agustín-El Agrado-Hobo	Afloramiento de cárcava con planos de falla en depósitos cuaternarios	5×6	1	De 7279 a.C. a 7979 a.C.	1

*Método de datación radiométrica que usa el isótopo radioactivo 14C. En adelante datación 14C o radiocarbónica.

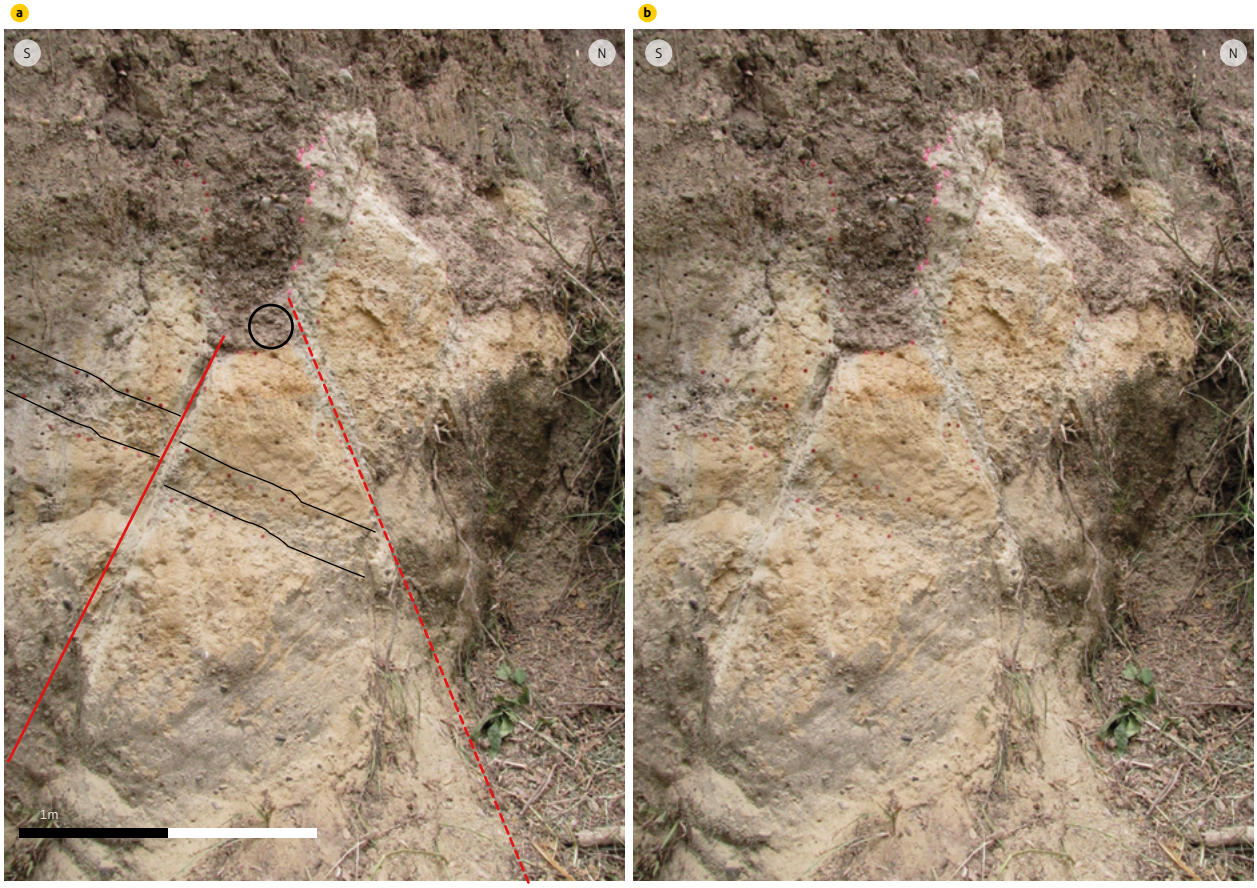
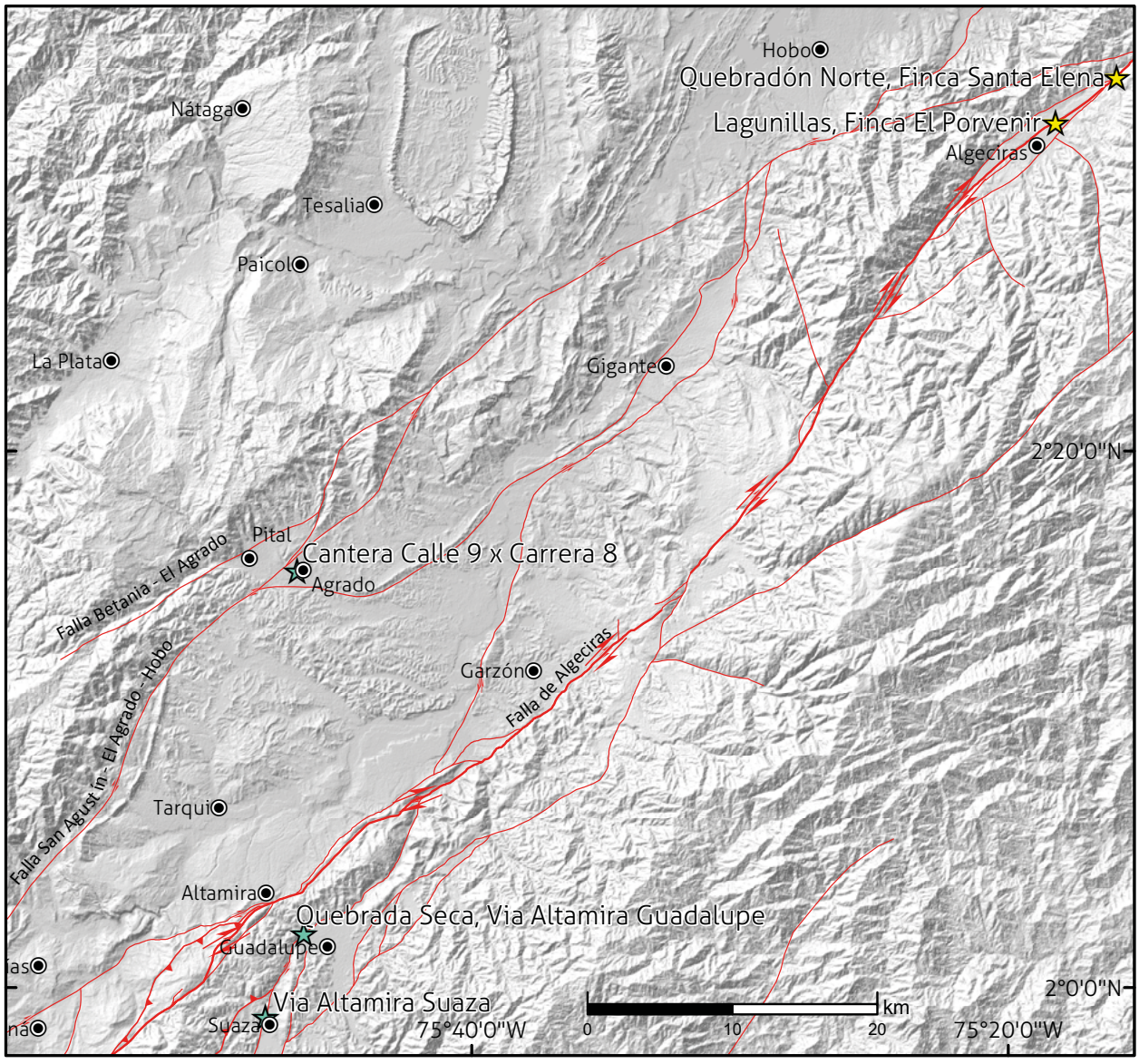
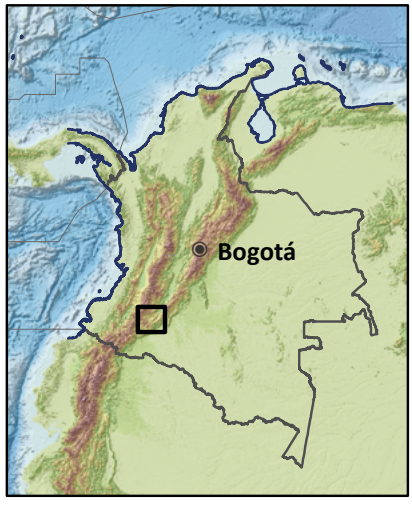


Figura 5.7. a) Detalle del afloramiento dentro de una cárcava en la Falla San Agustín-El Agrado-Hobo
Nótese la grieta rellena con guijarros y gravas de color marrón y con alto contenido de materia orgánica por encima de la falla que corta depósitos de arenas conglomeráticas, provenientes de un depósito de llanura aluvial. El círculo indica el sitio donde se tomó la muestra; b) foto original. Fuente: Bohórquez-Orozco (2018).





Leyenda

Estudios Paleosismologicos previos

- Trinchera
- Afloramiento
- Municipios
- Volcanes

Sistema de fallas de Algeciras

- Falla
- Falla de rumbo dextral
- Falla de rumbo sinestral
- Falla inversa o de cabalgamiento

Figura 5.8. Localización de trincheras y afloramientos que presentaron evidencias de actividad cuaternaria de la FA, realizados por el SGC entre 2016 y 2018
El recuadro de borde negro indica la zona de la figura 5.6.



6

Análisis morfoestructural del Sistema de Fallas de Algeciras

Neotectónica y paleosismología de la Falla de Algeciras, Huila, Colombia

El Sistema de Fallas de Algeciras (SFA) es la parte del Sistema de Fallas Fronteriza de los Andes Orientales (SFFAO) que atraviesa oblicuamente todo el ancho de la cordillera Oriental, el municipio La Uribe (Meta), al pie del borde oriental de la cordillera, todo el ancho del Valle Superior del Magdalena y continua por la cordillera Central hasta la frontera con Ecuador (figura 6.1) (Pennington, 1981; Audemard, 1993, 2014; Ego *et al.*, 1996; Gutscher *et al.*, 1999; Velandia *et al.*, 2005; Tibaldi y Ferrari, 1992; Witt *et al.*, 2006; Egbue y Kellogg, 2010; Nocquet e*t al.*, 2014; Baize e*t al.*, 2014; Alvarado *et al.*, 2016; Diederix e*t al.*, 2020; Mora-Páez *et al.*, 2020).

En la zona de este estudio, el SFA se encuentra totalmente en la parte sur del departamento del Huila, al sur de su capital Neiva. Cubre la parte que se extiende desde la vereda El Paraíso, a unos 8 kilómetros al noreste del municipio de Algeciras, hasta el municipio de San Agustín en el suroeste, y cubre una distancia de 126 km (figura 6.2). El sistema consiste en varias fallas mayores que se interconectan y entrelazan, en una franja amplia que varía entre 20 y 40 km y abarca el Valle Superior del Magdalena, entre la falla externa occidental, la Falla de San Agustín-El Agrado-Hobo (se sugiere usar la denominación Falla de El Agrado) y la falla principal del sistema: la Falla de Algeciras (FA). Más al sur de Garzón, la falla externa oriental del sistema es la Falla de Suaza-Acevedo (figura 6.2). A continuación, se presenta una breve descripción de las fallas externas y en el capítulo 10 se describe con más detalle la falla central del sistema, la FA, objetivo principal de este estudio.

6.1 Falla de San Agustín-El Agrado-Hobo

Esta falla tiene su origen a 23 km al oeste del municipio de Pitalito y cerca de San Agustín, donde se desconecta del ramal principal del sistema, la FA, y comienza a dirigirse en dirección noreste, siguiendo inicialmente el cauce del río Magdalena aguas abajo, donde ejerce fuerte control sobre varios sectores rectos del río. Entre los municipios de Oporapa y Elías, Huila, el río Magdalena hace un giro abrupto hacia el este, mientras que la falla continúa rectilínea en dirección noreste, marcando el borde de la Serranía de las Minas, flanco oriental de la cordillera Central.

En este sector la falla muestra una amplia variedad de rasgos morfotectónicos como drenajes desplazados y desviados, drenajes en rastrillo, contraescarpes en terrazas cuaternarias y facetas triangulares, que indican un notable grado de actividad (figura 6.3). La traza de falla se identifica muy cerca del municipio El Agrado donde por su actividad se formó una pequeña laguna de falla (s*ag pond*), y en la confluencia del río Páez con el río Magdalena cruza por donde actualmente está el dique de la represa El Quimbo, anclado en rocas duras conglomeráticos y areniscas de la Formación Gualanday (frecuentemente referido también como la Formación Baché del Grupo Chicoral de edad Eoceno), en el cual se observa una abundancia de espejos de falla con estrías que indican un movimiento oblicuo de bajo ángulo (figura 6.4).

Luego, la falla atraviesa el abanico aluvial de Hobo y se puede continuar su traza hacia el NE donde corta rocas cristalinas de edad Jurásico del borde occidental de la cordillera Oriental y donde se evidencian valles longitudinales muy profundos asociados a ella. Finalmente, cerca de la vereda El Paraíso, la FA converge con el ramal principal (figura 6.2). La parte de la falla que marca el borde de la Serranía de las Minas, directamente opuesto al municipio de Tarqui en el sinclinal, de igual nombre al municipio y en el centro del valle del Magdalena, parece haber desplazado lateralmente hacia el norte una cresta muy prominente de conglomerados y areniscas de la Formación Gualanday (Formación Bache), por una distancia de aproximadamente 10 km. Probablemente, mucho de este desplazamiento horizontal es aparente, ya que parte del mismo puede ser por movimiento inverso a causa de la componente vertical de la falla transcurrente (Diederix y Gómez, 1991). Especulativamente, la distancia de 10 km de desplazamiento horizontal podría implicar una tasa de desplazamiento de la falla de 4 mm/a que parece ser un valor alto. Desafortunadamente no se han adelantado hasta ahora estudios paleosismológicos específicos para establecer su tasa de desplazamiento, ni tampoco el potencial sismogénico.

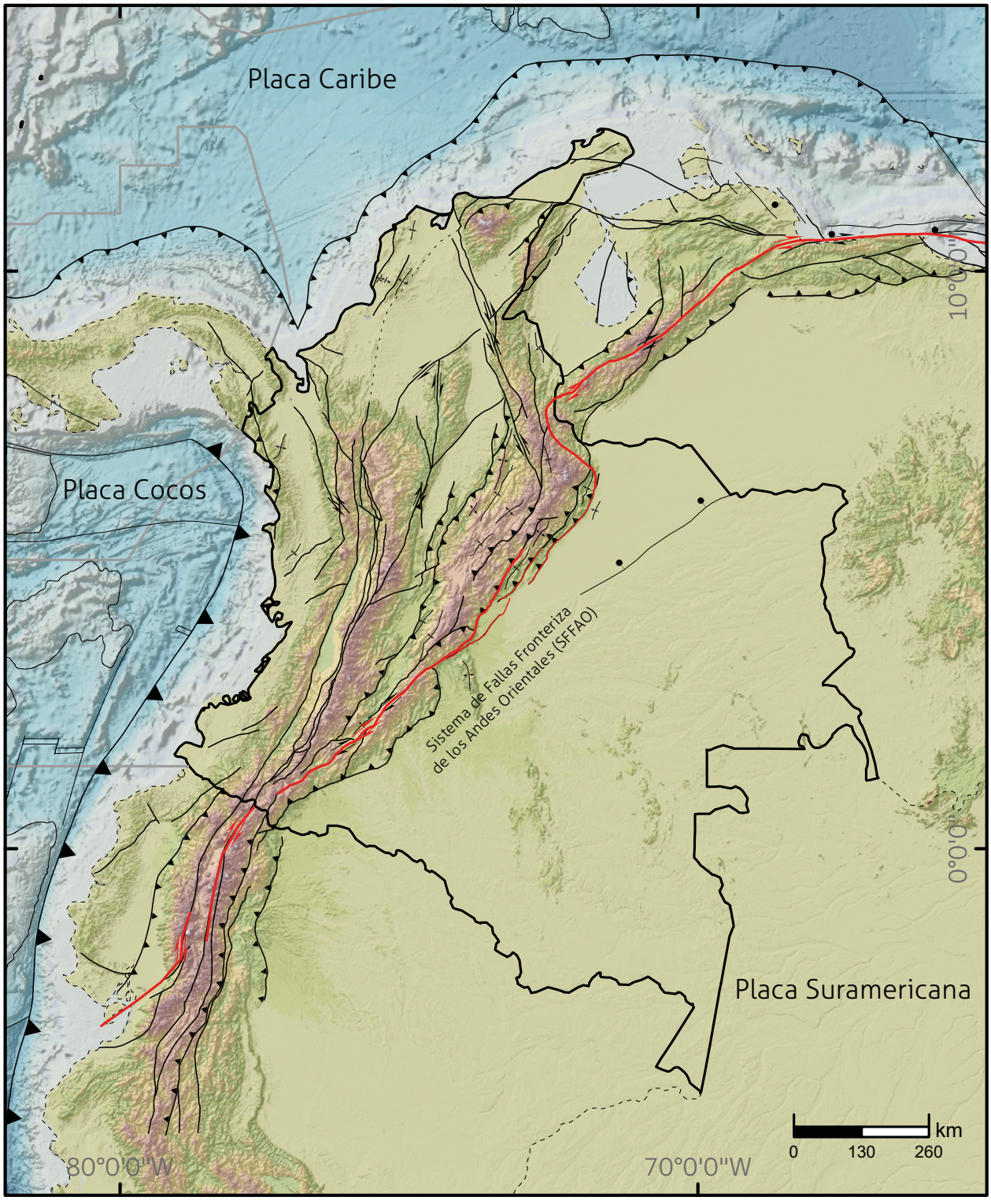


Figura 6.1. Marco geotectónico del SFA como parte del Sistema de Fallas Frontal Oriental Andino, en rojo.

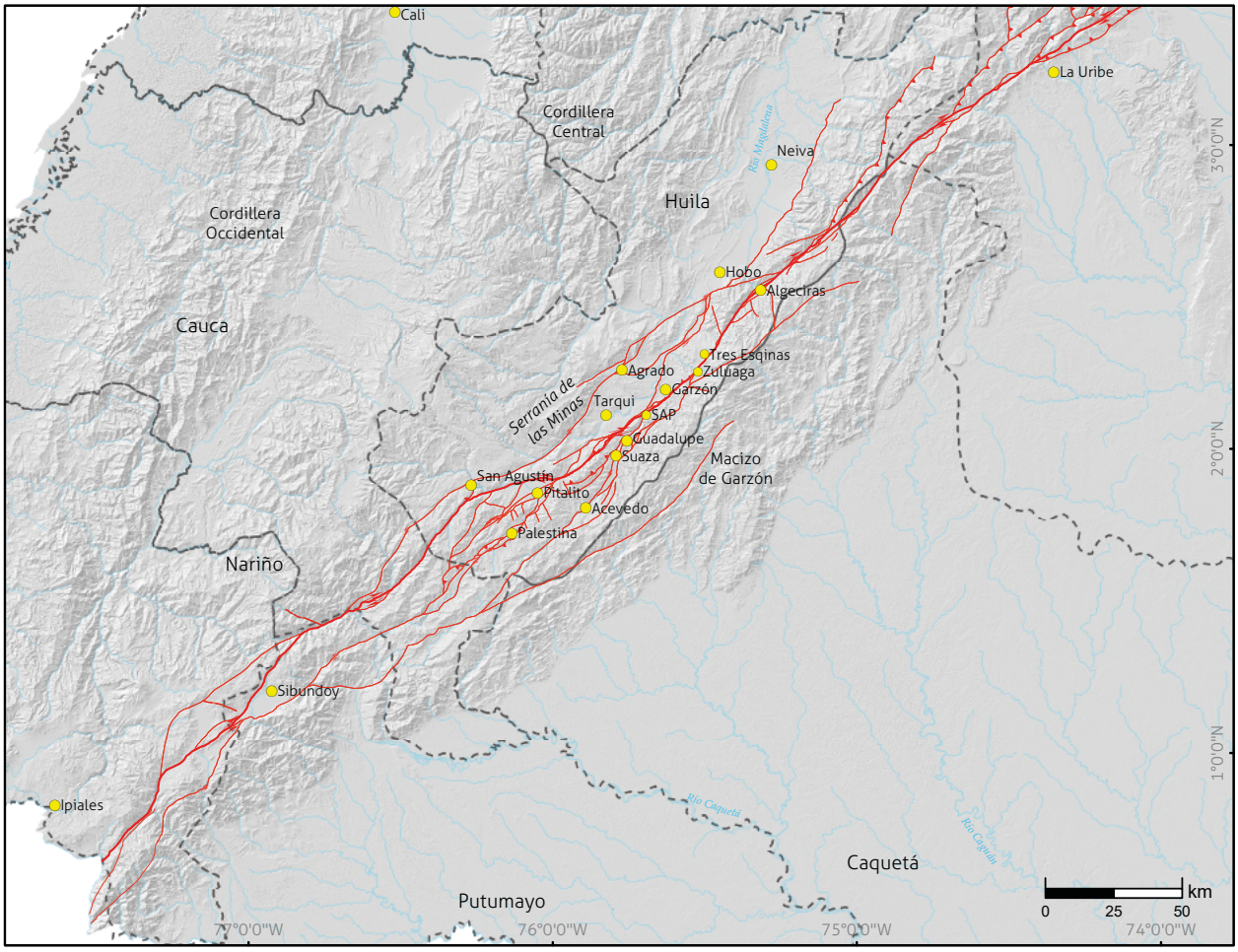


Figura 6.2. SFA desde el límite colombo ecuatoriano hasta el límite suroccidental del departamento del Meta
Se observa su geometría anastomosada y dirección NE.



Figura 6.3. a) Contraescarpe en depósito coluvial de la Falla de El Agrado, con altura de 2 m, aproximadamente; b) Vista hacia el suroccidente de silletas de fallas presentes en diferentes tipos de rocas



Figura 6.4. Espejos de falla con estrías de falla que indican un movimiento oblicuo de bajo ángulo en rocas de la formación Baché de edad Eoceno.

6.2 Falla de Suaza-Acevedo

Es una estructura que controla el valle del río Suaza y constituye el límite oriental del SFA, específicamente es una zona de falla más amplia que consiste en dos grandes fallas paralelas, aproximadamente. La más occidental es la Falla de Palestina que en su extensión hacia el suroeste se conoce también como la Falla San Francisco-Yunguillo y la Falla de Villalobos (Velandia *et al.*, 2005; Diederix *et al.*, 2020) (figura 6.2). La más oriental es la Falla de Suaza-Acevedo que en su mayor extensión sigue el valle del río Suaza (figura 6.2). Ambas fallas son el resultado de una divergencia de una falla que pasa por el margen sur de la cuenca de Sibundoy en el suroeste, fuera de la zona de este estudio, en el departamento de Putumayo (figura 6.2). Desde el punto de divergencia, ambas fallas siguen paralelamente en dirección noreste hasta converger en el municipio de Suaza para continuar en la misma dirección como la Falla de Suaza, hasta su terminación contra la falla principal, la FA, que en este lugar está marcada por una cresta larga de la Formación Gualanday y que ha causado el desvío del río Suaza.

A una distancia de 15 km al sur del municipio de Suaza, diverge otro ramal que sigue también en dirección noreste, pasando por los municipios de Guadalupe y San Antonio del Pescado hacia el municipio de Zuluaga, donde justo antes termina de converger con el ramal principal, la FA (figura 6.2). En este tramo de la falla, cerca de San Antonio del Pescado hacia el norte, se ha observado la presencia de algunas fallas satelitales en relación anastomosada con la traza principal que indica cierta repartición del desplazamiento.

Se ha observado evidencia de actividad de la falla en forma de índices morfotectónicos solo en ciertos sectores, principalmente por un alineamiento de silletas de falla, el control sobre ciertos tramos del río Suaza y la presencia de algunas cuencas de tracción (Velandia *et al.*, 2005; Diederix *et al.*, 2020). En un afloramiento a lo largo de la vía principal, a pocos km al norte del municipio de Suaza, sedimentos de edad Cuaternario han sido desplazados oblicuamente por la Falla de Suaza (figura 6.5). Sobre toda su longitud, en la zona de estudio, el valle del río Suaza está controlado por la falla y también marca el límite occidental del Macizo de Garzón. Indicios cinemáticos han sido encontrados en varios afloramientos como estrías de falla, las cuales muestran desplazamiento lateral derecho horizontal o ligeramente oblicuo.



Figura 6.5. Afloramiento de sedimentos cuaternarios desplazados oblicuamente por la Falla de Suaza en la vía Suaza-Guadalupe

En la zona de estudio, el SFA abarca en su totalidad todo el valle del río Magdalena, pero es notable que el valle esté confinado solo entre la Falla de El Agrado en el oeste y el ramal principal del sistema, la FA en el este; la Falla de Suaza-Acevedo no interactúa sino hasta el pun-

to donde se encuentra la falla principal, la FA, al sur del municipio de Garzón (figura 6.2), desde allí hacia el suroeste, la Falla de Suaza-Acevedo sí constituye el límite oriental del SFA.

El relleno sedimentario del valle sur del Magdalena en su mayoría está compuesto por depósitos de edad Cenozoico que descansan sobre depósitos de edad Cretácico y han sido deformados por plegamiento durante fases de fuerte acortamiento, relacionado a la subducción de la Placa de Nazca, por debajo del continente suramericano, en dos fases durante el Mioceno Medio, de 12,5 Ma a 9 Ma, y el Mio-Plioceno, de 6 Ma a 3 Ma (Anderson *et al*., 2016), que fue la fase paroxismal de la segunda parte de la orogenia andina durante la cual se levantó la cordillera Oriental.

La deformación que ha afectado a los sedimentos del valle del Magdalena ha resultado en una gran estructura sinclinal, el sinclinal de Tarqui, que marca el extremo sur del valle donde ambos flancos de esta estructura están marcados por estratos resistentes de la Formación Gualanday de edad Eoceno (la Formación Baché), que están en posición vertical. Al norte de esta estructura se encuentra el anticlinal de Matambo, que marca un alto topográfico del mismo nombre, y consiste enteramente de depósitos de la Formación Gualanday. Al este de esta estructura, entre Garzón en el sur y Gigante en el norte, se encuentran algunos pliegues visibles en las rocas del Cenozoico de la Formación Gigante, que incluyen el anticlinal de Garzón, el sinclinal de Zuluaga y el anticlinal de Gigante (Diederix y Gómez, 1991).



7

Análisis morfométrico regional

A continuación se presentan los resultados de la aplicación de un grupo de índices morfométricos para el área de estudio del SFA. Estos índices (perfiles de franja, índice Ksn, factor de asimetría de cuencas, curva e integral hipsométrica y perfiles longitudinales normalizados del drenaje) han sido evaluados a lo largo de la traza principal del SFA entre los municipios de Algeciras (al norte) y Pitalito (al sur) para cuantificar las variaciones morfométricas. Los resultados se obtuvieron a partir de cálculos de índices de carácter regional y local.

7.1 Perfiles de franja

En el área de interés se realizaron nueve perfiles de franja (*swath profiles*) (figura 7.1), ocho de ellos en dirección NW-SE de 50 km de longitud, perpendiculares a la traza principal del SFA, y uno en dirección NE-SW de 155 km de longitud, subparalelo a la traza principal del SFA. Estos perfiles fueron elaborados con la extensión SwathProfiler para ArcGIS (Pérez-Peña *et al.*, 2017), usando un ancho de franja de 12 km; 6 km a ambos lados de la línea (central) del perfil principal.

De manera general y con base en el relieve promedio (línea azul, figura 7.2) la región evidencia una alta variabilidad topográfica, con un rango de alturas sobre el nivel del mar entre los 500 m de altura en el sector del Valle Superior del Magdalena (VSM) y 3500 m en el sector del Macizo de Garzón.

En los nueve perfiles se observa una marcada variación en los valores de relieve local (línea roja, figura 7.2), que sugieren una alta tasa de incisión del terreno representada por valores altos. Los relieves montañosos como el Macizo de Garzón al oriente, en conjunto con otros relieves prominentes al occidente de la traza de la FA, presentan valores altos de relieve local, que indican la ocurrencia de procesos tectónicos o de levantamiento, y que han llevado el paisaje a un estado de transitoriedad. Es importante resaltar que, a pesar de la cinemática dominante en rumbo de este sistema de fallas, una componente vertical conjugada debe ser considerada.

A su vez, los valores topográficos máximos, promedio y mínimos, además de los valores del relieve local (línea naranja, azul, verde y roja, respectivamente, en la figura 7.2), que se encuentran muy cercanos entre sí, sugieren zonas de mayor estabilidad tectónica y baja incisión, las cuales se localizan principalmente sobre el área del Valle Superior del Magdalena; una región relativamente plana en la que se registran principalmente procesos de depositación.

Hacia el sur, como se puede observar en los perfiles 6, 7 y 8, el sistema de fallas presenta una mayor amplitud, con más ramificaciones y fallas satélites, formando cuencas de tracción, como la observada en la región de la cuenca de Pitalito (CP). Estas cuencas se encuentran limitadas al oriente y occidente por fallas del sistema. En estos sectores también se obtienen valores altos de relieve local asociados con la actividad de estas estructuras.

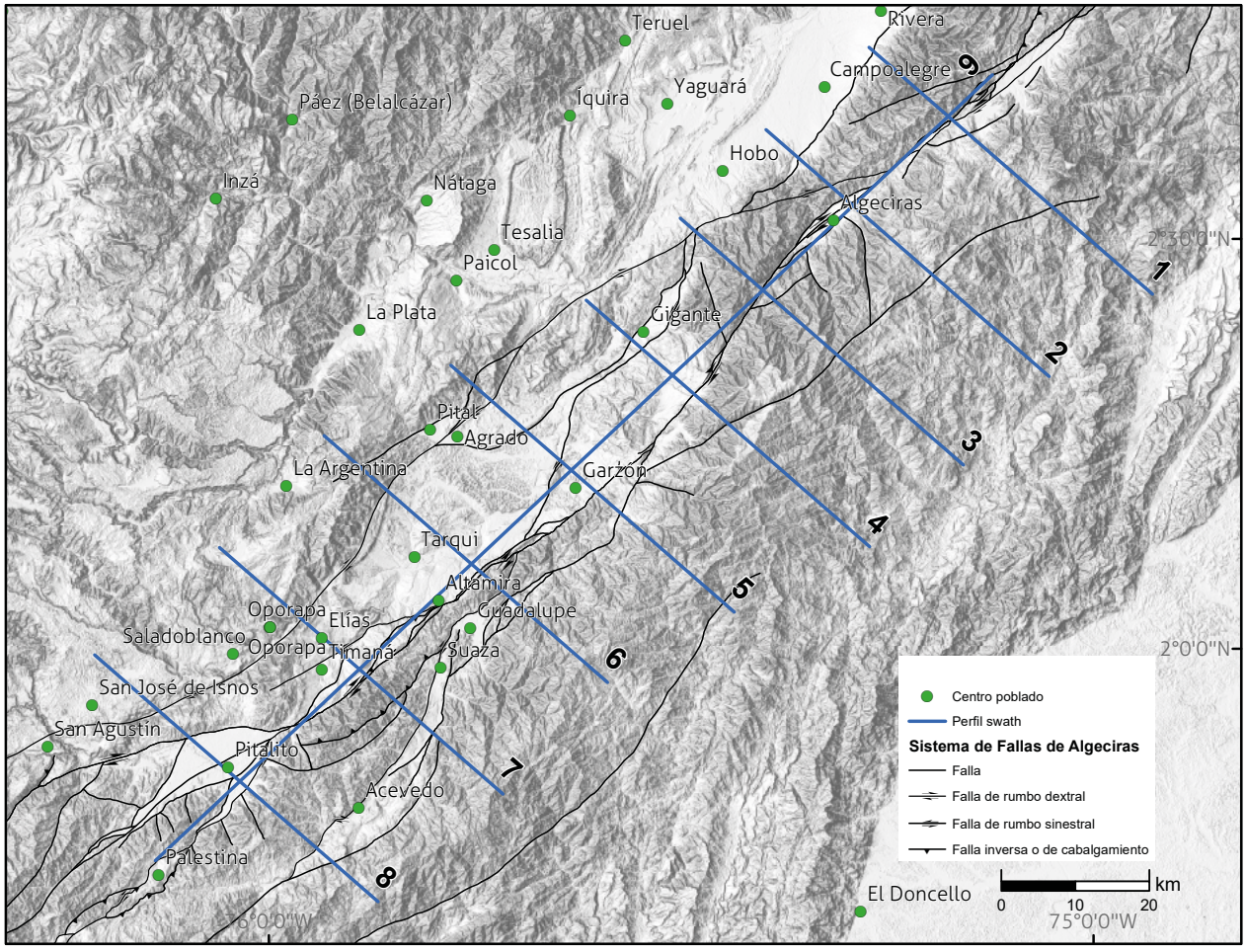


Figura 7.1. Mapa de localización de los perfiles de franja (*swath profiles*) entre los municipios de Algeciras y Pitalito (Huila)

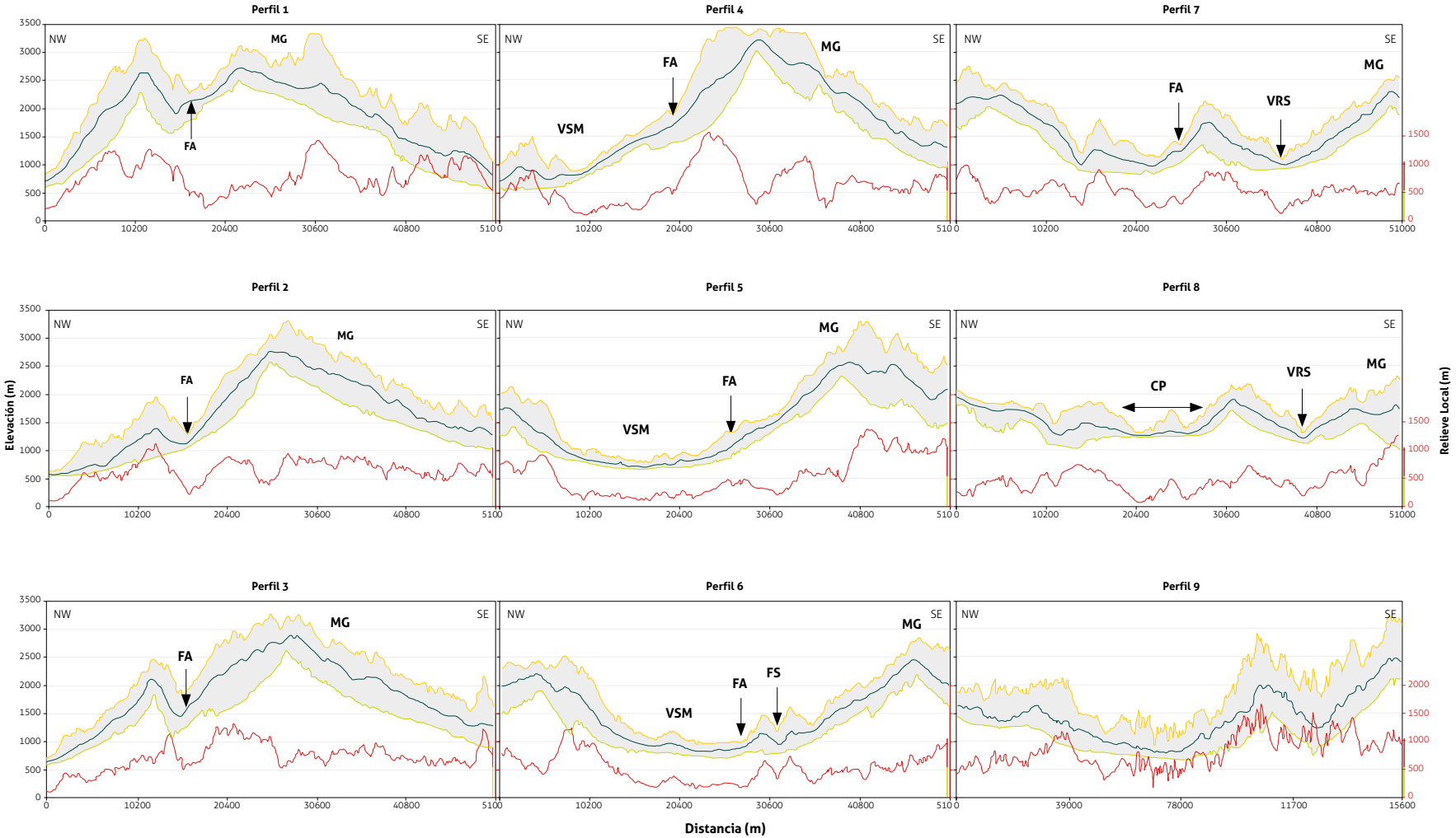


Figura 7.2. Resultados de los perfiles de franja en el área de estudio
MG: Macizo de Garzón, FA: Falla de Algeciras, VSM: Valle Superior del Magdalena, VRS: Valle del río Suaza, FS: Falla de Suaza y CP: Cuenca de Pitalito. Resultados descritos en el texto. Ver localización en la figura 7.1.

7.2 Índice de verticalidad normalizada del drenaje (Ksn)

Este índice representa la relación empírica que expresa la pendiente (S) en función de la inclinación del canal (ks) y el área de drenaje (A), reconocida por primera vez por Hack (1957) y ahora conocida como ley de Flint (1974). Para una cuenca determinada, la inclinación del canal debería aumentar al incrementar la tasa de levantamiento y disminuir para rocas más débiles o en regiones con mayor cantidad de precipitaciones (Kirby y Whipple, 2012; Whipple, 2004; Whipple y Tucker, 1999).

Este índice se calculó con la opción automática AutoKsn, integrando los parámetros que el programa sugiere por defecto. Cabe anotar que esta herramienta corresponde a un conjunto de funciones basadas en Matlab para los análisis topográficos (*Topographic Analysis KitTAK*) (Forte y Whipple, 2019).

Los resultados para el corredor de estudio del SFA, entre los municipios de Algeciras (al norte) y Pitalito (al sur), muestran un contraste marcado que varía paulatinamente de sur a norte, donde los valores más bajos se ubican en el sector sur y los valores más altos en el sector nororiental (figura 7.3).

Por otro lado, los valores más altos se encuentran en la región de la cuenca de Algeciras, donde la traza de la falla presenta las geoformas más evidentes asociadas a este sistema de fallas (cuenca de tracción —*pull-apart*—, escarpes de falla, corrientes controladas y desplazadas, entre otras). En este sector se presenta la convergencia de la traza de falla en una única traza principal, que pone en contacto rocas metamórficas del Macizo de Garzón al oriente con rocas ígneas plutónicas al occidente. Teniendo en cuenta la concepción teórica de este índice y las condiciones litológicas del sector norte del área de estudio, se establece que los procesos dominantes asociados con estos resultados son controlados por procesos tectónicos, más que por procesos erosivos.

Por otra parte, en el sector sur los valores disminuyen, encontrando los valores más bajos en el sector dominado por las rocas sedimentarias de la cuenca del VSM, donde

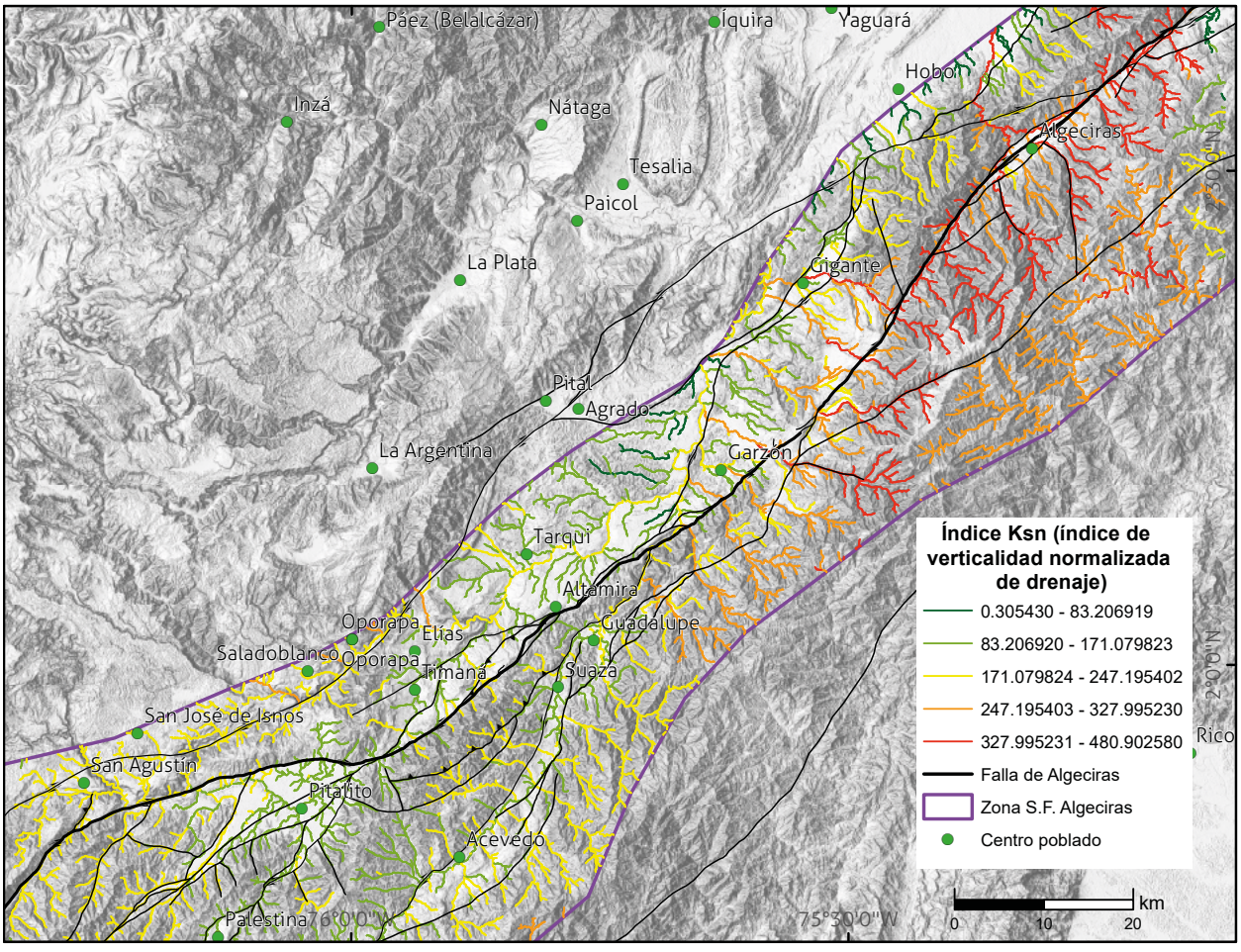


Figura 7.3. Resultados del índice de verticalidad del drenaje (Ksn), dentro del corredor de estudio del SFA
Nótese el aumento en los valores de SW a NE.

está presente un predominio en los procesos de erosión depositación sobre los procesos tectónicos, que demuestra la coherencia directa entre las características morfológicas presentes en el paisaje y el resultado obtenido por este índice morfométrico.

7.3 Factor de asimetría de cuencas hidrográficas

El factor de asimetría se basa en las características geométricas de las cuencas y es definido por la relación entre el área de la cuenca a la derecha del drenaje principal y el área total.

El factor de asimetría (AF, por sus siglas en inglés) es evaluado con el fin de detectar basculamientos tectónicos perpendiculares al flujo del drenaje principal de una cuenca. De acuerdo con esto, para la mayoría de redes de drenaje que se formaron y continúan en condiciones tectónicas estables, el valor de este factor debería ser igual o cercano a 50 (igual área a ambos lados del drenaje principal). Los valores que se alejan por encima o por debajo de dicho valor sugieren basculamiento tectónico (Keller y Pinter, 2002).

El factor de asimetría se calculó para tres cuencas que abarcan el área de interés y se disponen de forma paralela a la traza principal del SFA. El drenaje principal definido para cada una de las cuencas presenta una dirección preferencial SW-NE, dirección paralela a la tendencia principal del SFA. Los resultados obtenidos para este índice sobre estas tres cuencas (tabla 1) muestran un patrón de asimetría con una dirección preferente en dirección al NW y, a su vez, una variación en el rango de asimetría de las cuencas de levemente asimétricas a fuertemente asimétricas en dirección S-N (figura 7.4). Dichos resultados sugieren un basculamiento regional preferencial en dirección NW.

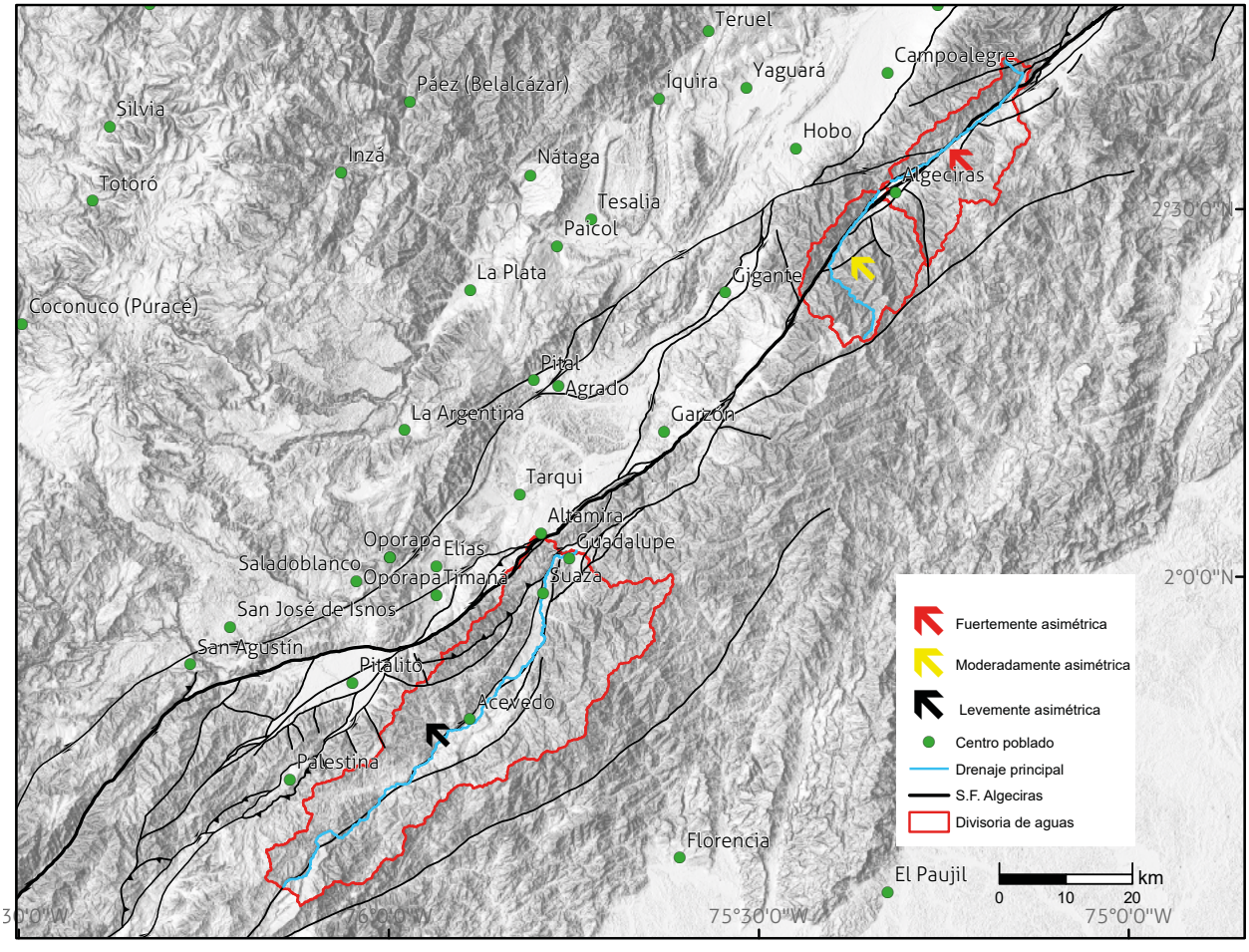


Figura 7.4. Resultados gráficos del factor de asimetría de las cuencas mayores
Nótese una dirección preferencial de asimetría hacia el NW, que varía desde leve a fuerte en dirección SW-NE

Tabla 1. Resultados numéricos del factor de asimetría de las tres cuencas mayores

Factor de asimetría - AF=(Ar/At)*100 (Cuencas mayores)					
Cuenca	**Área a la derecha (km2)**	**Área total (km2)**	**Valor de asimetría**	**Nivel de asimetría**	**Dir Asimetría**
1	77,331701	302,128901	25,59559868	FAs	Der
2	168,777521	276,954449	60,9405343	MAs	Izq
3	699,566067	1169,485022	59,81830069	LAs	Izq

LAs: Levemente asimétrica, MAs: moderadamente asimétrica, FAs: Fuertemente asimétrica y S: simétrica.

7.4 Integral hipsométrica (HI)

La curva hipsométrica representa la proporción relativa del área de una cuenca por debajo de una altura dada (Hurtrez e*t al.*, 1999). Así, al normalizar la altura y el área se obtiene una curva con parámetros adimensionales, que permite la comparación entre cuencas de tamaños y formas diferentes (Strahler, 1952). Por su parte, la integral hipsométrica (HI, por sus siglas en inglés) corresponde al área bajo la curva hipsométrica y representa el área de la cuenca que no ha sido erosionada (El Hamdouni *et al.*, 2008).

Estas curvas y datos estadísticos fueron obtenidos mediante la aplicación de la herramienta CalHypso (Pérez-Peña *et al.*, 2009), que es un complemento de ArcGIS. Con la estimación de este índice se busca conocer cuál es la edad relativa del relieve, al evaluar las diferentes subcuencas que componen la zona de estudio.

Los valores de integral hipsométrica (HI) obtenidos para las veintinueve cuencas a lo largo de la zona de estudio (figuras 7.5 y 7.6) presentan un rango de variación aproximado entre 0,200 a 0,600 (tabla 2). La distribución de los valores permite inferir que en el sector sur de la zona de estudio (Pitalito-Altamira-Garzón-Gigante) predominan las cuencas en estado maduro a viejo, mientras que el sector norte (Algeciras) predominan de cuencas en estado maduro a juvenil. Estas evidencias sugieren una evolución del paisaje, en dirección sur-norte. Se debe tener en cuenta que dentro de la zona predomina un sentido de drenaje en dirección E-W

Tabla 2. Resultados numéricos de la integral hipsométrica de las cuencas estudiadas y el estado o edad relativa de evolución del paisaje

Cuenca	HI	Estado
1	0,450	Maduro
2	0,566	Juvenil
3	0,541	Juvenil
4	0,408	Maduro
5	0,441	Maduro
6	0,516	Juvenil
7	0,436	Maduro
8	0,494	Maduro
9	0,512	Juvenil
10	0,424	Maduro
11	0,547	Juvenil
12	0,607	Juvenil
13	0,471	Maduro
14	0,339	Viejo
15	0,409	Maduro
16	0,319	Viejo
17	0,476	Maduro
18	0,489	Maduro
19	0,331	Viejo
20	0,378	Viejo
21	0,295	Viejo
22	0,271	Viejo
23	0,233	Viejo
24	0,330	Viejo
25	0,524	Juvenil
26	0,448	Maduro
27	0,388	Viejo
28	0,277	Viejo
29	0,377	Viejo

La localización de las cuencas se observa en la figura 7.5.

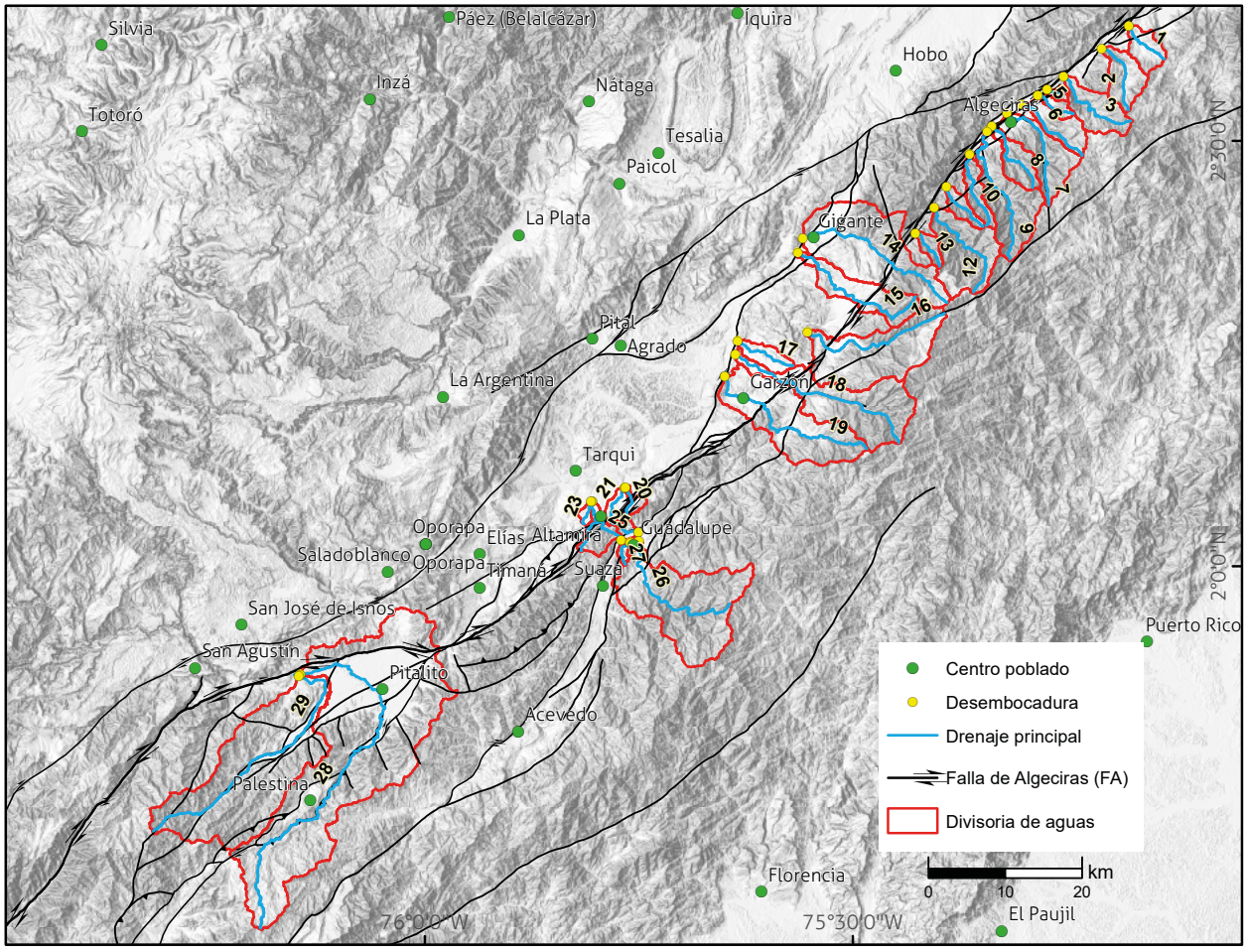


Figura 7.5. Distribución geográfica de las veintinueve cuencas evaluadas por el método de Integral Hipsométrica (HI)

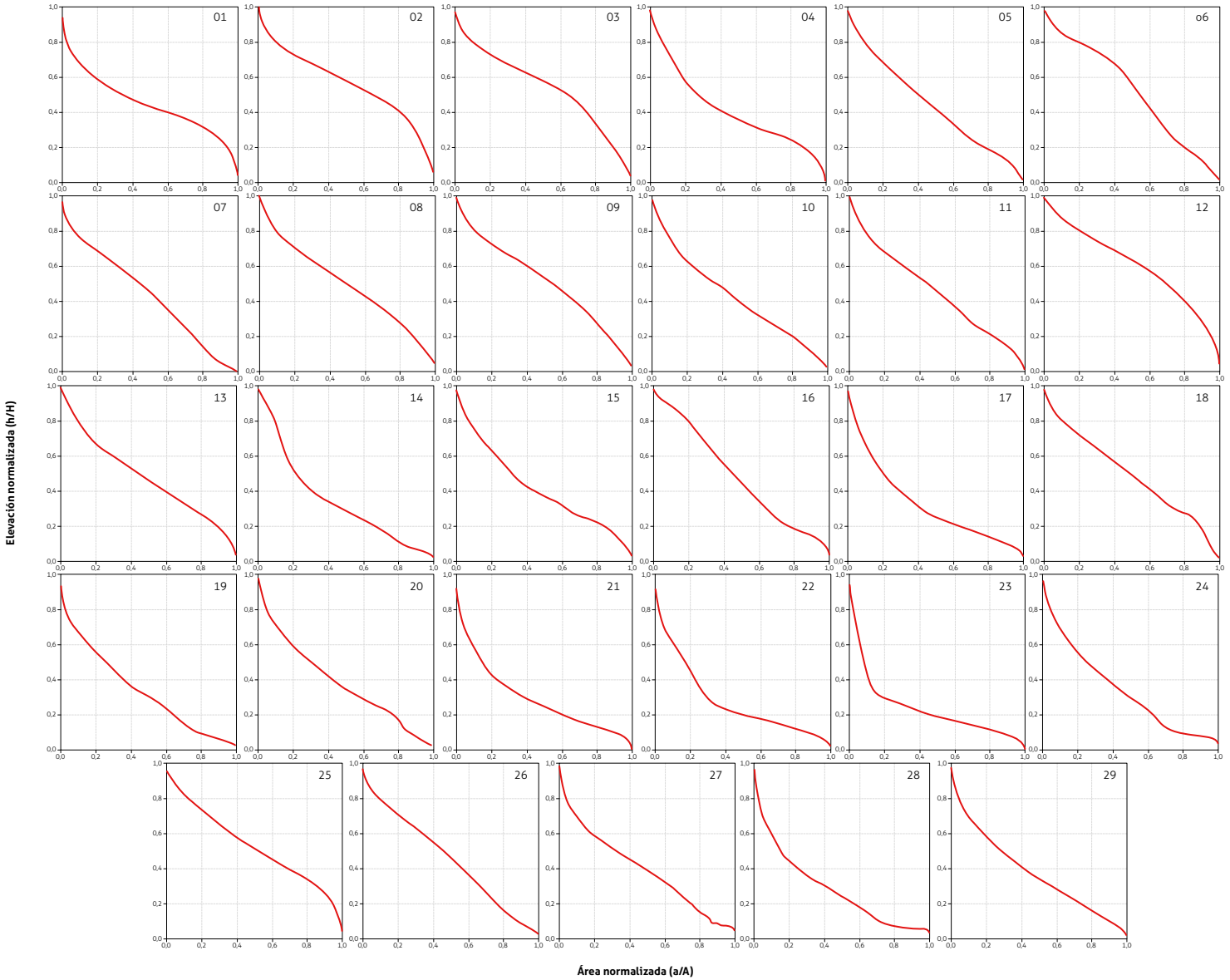


Figura 7.6. Gráficas de curvas hipsométricas para veintinueve cuencas seleccionadas del área de estudio
Ver localización de las cuencas en la figura 7.5. Ver discusión en el texto.

7.5 Perfil longitudinal normalizado del drenaje

El análisis de los perfiles longitudinales del drenaje ha sido empleado para detectar cambios en los factores que controlan el río como la litología, el clima, los procesos de levantamiento y la pendiente. Sin embargo, la comparación entre perfiles longitudinales de ríos con diferentes longitudes y gradientes puede ser complicada. Para facilitar dicho proceso Demoulin (1998) propuso la presentación de los perfiles longitudinales del río en una forma normalizada. Este procedimiento se conoce como perfil longitudinal normalizado y se construye mediante la normalización de elevaciones con respecto a la elevación relativa, amplitud y distancias respecto a la longitud total del canal. Esta representación permite comparar ríos con diferentes longitudes y gradientes. Además, esta representación normalizada destaca variaciones de gradiente como perfiles claros semilogarítmicos.

Estos perfiles han sido obtenidos con la herramienta N-profiler (Pérez-Peña *et al.*, 2017), que es un complemento del programa ArcGIS. Con el cálculo de este índice se busca detectar los diferentes factores que controlan los drenajes, a través de la evaluación de perfiles normalizados de drenaje de cada una de las subcuencas que constituyen la zona de estudio.

Los resultados obtenidos para cada una de las veintinueve subcuencas (tabla 3 y figuras 7.7, 7.8 y 7.9) evidencian que el sector sur de la zona de estudio presenta los mayores valores de concavidad y, asociado a esto, similitud en los valores de erosión y levantamiento (Up = Eros). Por otro lado, la concavidad disminuye progresivamente hacia el norte, donde están presentes los menores valores de concavidad, que sugieren un predominio del levantamiento sobre la erosión (Up > Eros). Hay que tener en cuenta que la zona de estudio presenta una alta homogeneidad litológica por lo que se pueden asociar como factores principales de control, el levantamiento y la erosión.

Tabla 3. Resultados numéricos del cálculo del perfil longitudinal normalizado de los drenajes principales y sus parámetros estadísticos relacionados

Cuenca	Concavidad	Cmax	Lmax	Predominio	Gradación del perfil*
1	4,51%	0,091	0,294	Up>Eros	Buena
2	13,52%	0,123	0,165	Up>Eros	Muy Buena
3	10,03%	0,097	0,678	Up>Eros	Moderada
4	11,57%	0,163	0,322	Up>Eros	Buena
5	29,01%	0,265	0,322	Up>Eros	Buena
6	22,83%	0,198	0,549	Up>Eros	Moderada
7	24,85%	0,174	0,482	Up>Eros	Buena
8	32,60%	0,249	0,192	Up>Eros	Muy Buena
9	29,26%	0,222	0,310	Up>Eros	Buena
10	28,07%	0,218	0,204	Up>Eros	Muy Buena
11	22,06%	0,168	0,631	Up>Eros	Moderada
12	15,04%	0,115	0,525	Up>Eros	Moderada
13	21,46%	0,166	0,247	Up>Eros	Muy Buena
14	29,87%	0,279	0,388	Up>Eros	Buena
15	30,03%	0,255	0,302	Up>Eros	Buena
16	26,64%	0,207	0,471	Up>Eros	Buena
17	44,13%	0,370	0,384	Up=Eros	Buena
18	40,47%	0,315	0,259	Up=Eros	Buena
19	41,18%	0,293	0,231	Up=Eros	Muy Buena
20	30,13%	0,246	0,259	Up>Eros	Buena
21	36,27%	0,317	0,271	Up=Eros	Buena
22	45,86%	0,418	0,212	Up=Eros	Muy Buena
23	39,14%	0,346	0,090	Up=Eros	Muy Buena
24	54,53%	0,421	0,420	Up=Eros	Buena
25	13,19%	0,157	0,455	Up>Eros	Buena
26	53,40%	0,410	0,333	Up=Eros	Buena
27	49,32%	0,378	0,184	Up=Eros	Muy Buena
28	49,28%	0,410	0,290	Up=Eros	Buena
29	47,01%	0,353	0,239	Up=Eros	Muy Buena

*Hace referencia a la calificación directa de la longitud (Lmax) entre la fuente y el punto de máxima concavidad (Cmax)

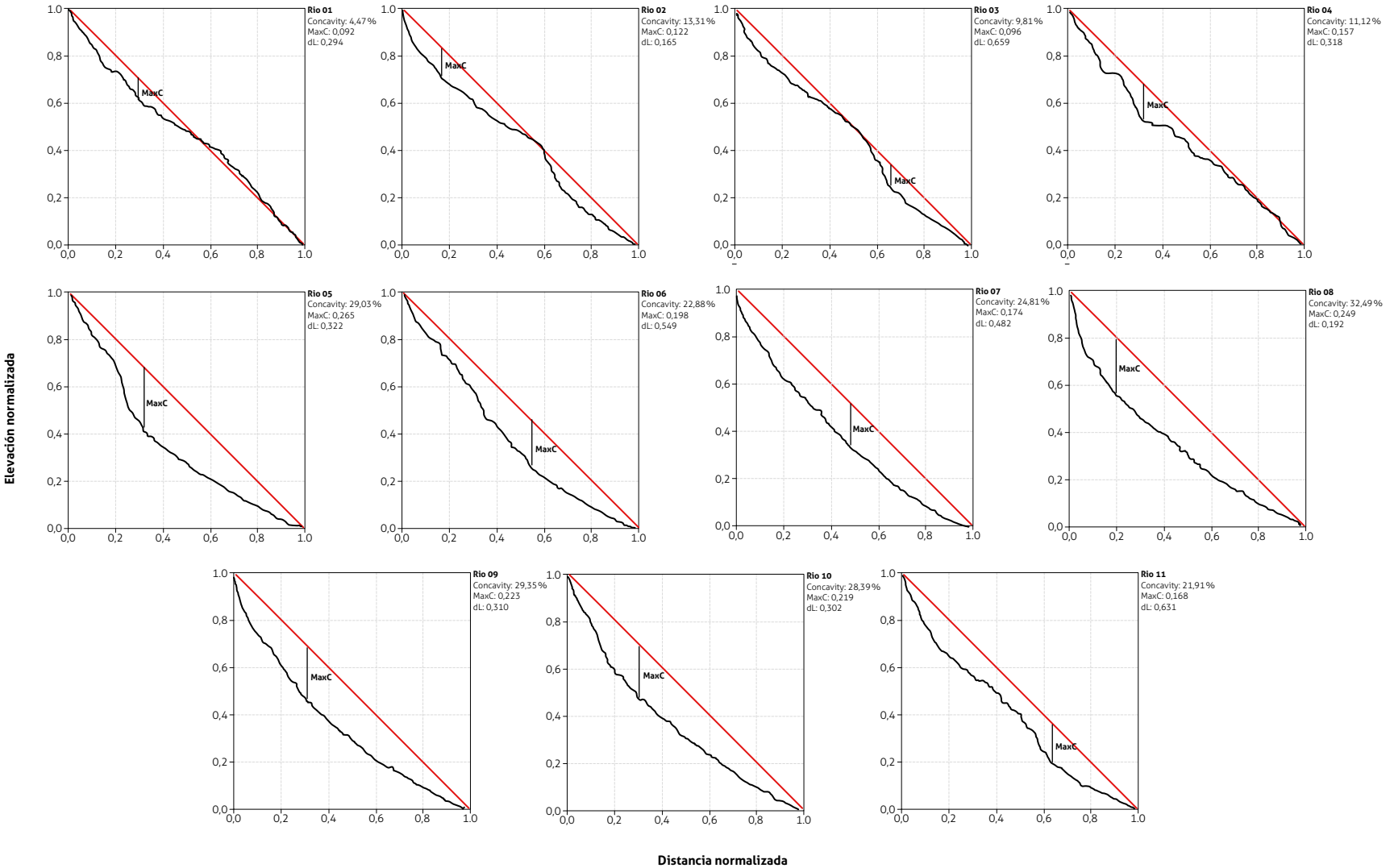


Figura 7.7. Resultados gráficos de perfiles longitudinales normalizados del drenaje de 29. Localización de las cuencas en la figura 7.5

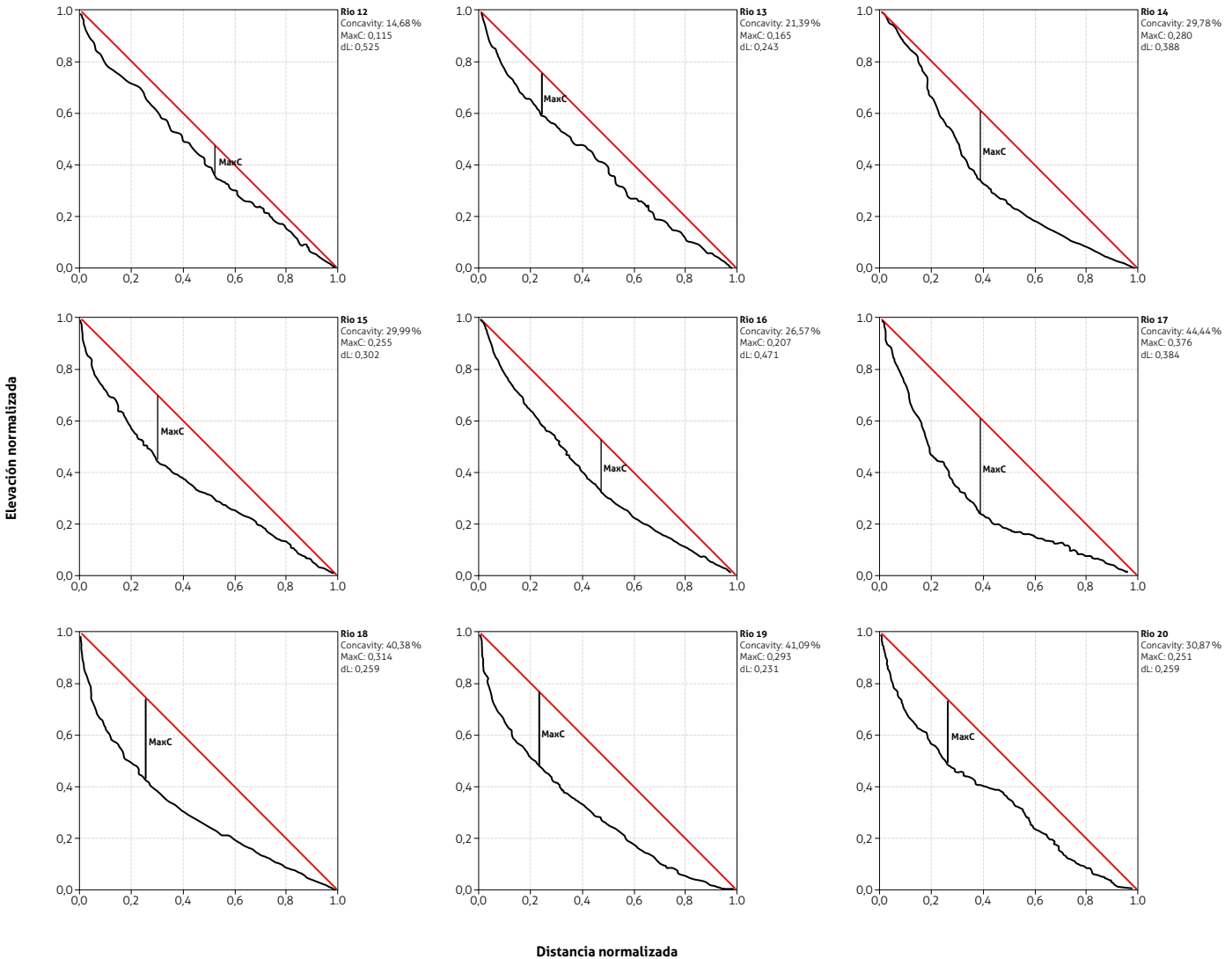


Figura 7.8. Continuación. Resultados gráficos de perfiles longitudinales normalizados del drenaje de 29. Localización de las cuencas en la figura 7.5.

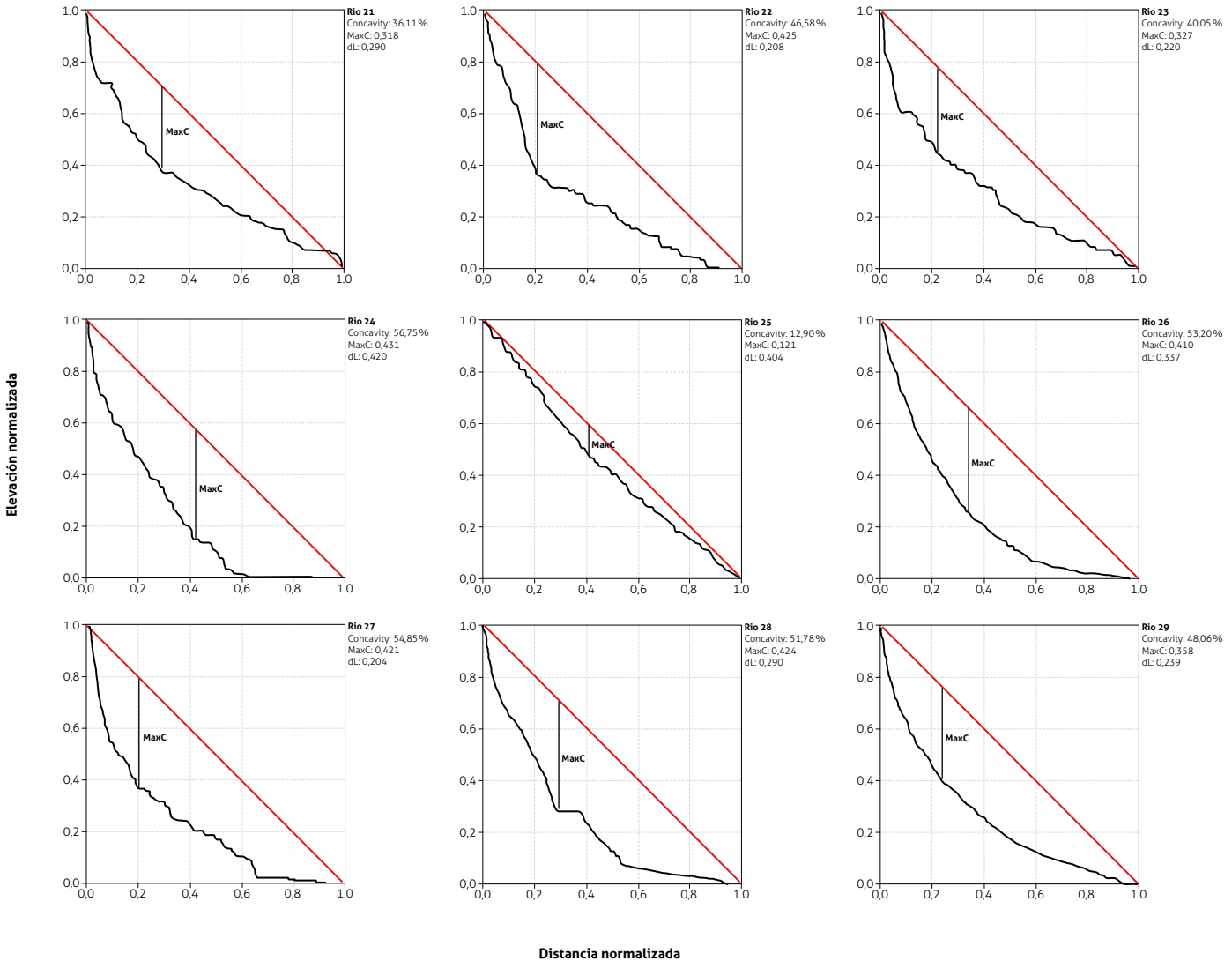


Figura 7.9. Continuación. Resultados gráficos de perfiles longitudinales normalizados del drenaje de 29. Localización de las cuencas en la figura 7.5





8

Estudio geodésico en el Sistema de Fallas de Algeciras

Neotectónica y paleosismología de la Falla de Algeciras, Huila, Colombia

Este capítulo presenta las diferentes actividades que permitieron ejecutar la investigación geodésica en la región de estudio con el propósito de conocer el estado de deformación de la corteza terrestre. Además, se describen las actividades geodésicas y topográficas de precisión para apoyar la generación de productos geoespaciales como insumos para el estudio de la FA. Esta ejecución la realizó el Grupo de Investigaciones Geodésicas Espaciales de la Dirección de Geoamenazas.

8.1 Geodesia tectónica

La geodesia tectónica es una aplicación que emplea las mediciones geodésicas para cuantificar los movimientos de placas tectónicas y mejorar el entendimiento de procesos en el subsuelo, que conducen a la generación de sismos y deformaciones relacionados. Estas mediciones han sido ilustradas por diversos autores desde 1890 con la ocurrencia de sismos en Japón, Indonesia e India, que produjeron movimientos medibles de la superficie y claramente relacionados con fallas geológicas (Bürgmann y Thatcher, 2013). Sin embargo, el estudio geodésico de sismos surgió, posiblemente, cuando Reid empleó la magnitud del desplazamiento de los puntos geodésicos al este y oeste de la Falla de San Andrés, del sismo de San Francisco de 1906, para proponer su teoría del rebote elástico (Reid, 1910).

Los primeros trabajos se basaron en técnicas de triangulación y, posteriormente, de trilateración, con muchos ejemplos de aplicaciones. Entre ellos Savage (1975), quien investigó el movimiento de la corteza terrestre empleando métodos geodésicos convencionales. Por su lado, Thatcher (2018) ilustró la geodesia tectónica moderna, definida como la medición de cambios en la posición de una red de puntos establecidos sobre la superficie terrestre para estudiar los movimientos y la deformación de la Tierra (Gupta, 2011).

Un elemento fundamental que permitió un mayor campo de acción de la geodesia en esta clase de aplicaciones fue la aparición de la era espacial, la cual permitió el desarrollo del sistema de posicionamiento global por satélite, inicialmente GPS y, luego, a raíz del surgimiento de nuevas constelaciones, del concepto de GNSS. La transición de geodesia terrestre a geodesia espacial amplió el rango de aplicaciones para el estudio de diferentes fenómenos geodinámicos.

Así, la geodesia espacial se ha convertido en una disciplina básica para el análisis y estudio de la deformación interplaca e intraplaca y juega un papel esencial para entender el ciclo sísmico, pues actualmente es la única tecnología que proporciona información antes, durante y después de su ocurrencia. Otras redes instrumentales permiten conocer los fenómenos sísmicos y están orientadas a la mitigación de daños a la población y a sus bienes, que se originan directa o indirectamente por dicho fenómeno. Desconocer el fenómeno natural físico al que la sociedad se ve enfrentada es no poder evaluar la amenaza y el riesgo, y desestimar la toma de medidas y decisiones de forma oportuna, eficaz y confiable para evitar, o disminuir, el impacto de los desastres relacionados con cada fenómeno.

Una red geodésica espacial permite validar la tectónica de modelos geológicos estructurales e integrar información multidisciplinaria para conocer no solo el estado de deformación, sino el campo de esfuerzos regional actual, y proporciona información básica de referencia para estudios aplicados a la geología económica, a partir del conocimiento de los ambientes geológicos. Es una herramienta fundamental para el entendimiento de la geodinámica de la litosfera en la esquina noroccidental de Suramérica que, a su vez, requiere de la integración multidisciplinaria con otras líneas de estudio de la tectónica activa del territorio colombiano, como paleosismología, geotectónica, geofísica y sismicidad instrumental, entre otras.

GeoRED (Geodesia: Red de Estudios de Deformación) es la Red Nacional de Estaciones Geodésicas GPS/GNSS con propósitos geodinámicos, que se ha desplegado gradualmente desde el 2007, al ampliar su cobertura espacial y temporal mediante la instalación de instrumentos geodésicos adquiridos por el SGC y por otras entidades, privadas y gubernamentales, siguiendo los lineamientos técnicos establecidos por el Grupo de Investigaciones Geodésicas Espaciales. GeoRED es el proyecto líder de investigación y desarrollo en el país con base en tecnología geodésica espacial para el estudio de la geodinámica en la esquina noroccidental de Suramérica. Su objetivo general es mejorar las capacidades técnicas, científicas y operacionales para el análisis, interpretación y formulación de políticas sobre el estado de deformación de la corteza terrestre en Colombia, empleando tecnología satelital GNSS (Mora, 2006).

Además, es un excelente complemento de otras redes de monitoreo, como las operadas actualmente por el SGC, por lo que algunas estaciones geodésicas permanentes de operación continua se han establecido en estaciones de la Red Sismológica Nacional para aprovechar su infraestructura. Dado el aumento del espectro de aplicaciones de la tecnología geodésica espacial en diversas ramas de las geociencias, es posible orientar muchas acciones al estudio integral de las sinergias naturales y humanas en la interface geosfera-biosfera-atmósfera y agregar valor por su potencial contribución a proyectos de importancia e impacto global.

Por tanto, para estudiar la deformación de la corteza terrestre la primera tarea de un proyecto de geodesia espacial es la estimación de las velocidades relativas no solo de las placas tectónicas que convergen en la esquina noroccidental de Suramérica, sino también a lo largo de fallas que se consideren activas; razón por la cual se instalan estaciones permanentes y de campo. El análisis de la tectónica activa actual es importante en términos de la doctrina geológica del uniformitarismo, bajo la condición de que el presente es la clave del pasado. Es decir, que los procesos geológicos actuales, que ocurren a las mismas tasas observadas hoy y de la misma manera, son responsables de las características geológicas de la tierra, y fundamentales para entender la evolución geológica del terriorio colombiano.

8.1.1 Marco tectónico regional y geodesia

El extremo norte donde termina la cordillera de los Andes, en Ecuador, Colombia y Venezuela, se caracteriza por la alta complejidad en la interacción de las placas que convergen en esta parte del mundo (Nazca, Suramérica, Caribe y Cocos), así como de los bloques acuñados entre dichas placas de Bloque Norte de los Andes (BNA), Bloque de Panamá (BP), Bloque Chocó (BC), Bloque Triangular de Maracaibo (BM) y Bloque de Bonaire (BB) (figura 8.1).

El BNA ha sido descrito por varios autores como Pennington (1981), Kellogg *et al.* (1985), Freymueller *et al.* (1993), Taboada *et al.* (2000), Audemard (2001, 2003, 2014), Audemard y Audemard (2002), Collot *et al.* (2002) y Bird (2003). Trenkamp *et al.* (2002) denominaron esta zona compleja de Ecuador, Colombia y Venezuela como "margen amplio de la placa", y Nocquet *et al.* (2014) describieron al BNA como un *sliver* en lugar de bloque. Así, con base en estudios previos, el BNA es definido al oeste por la trinchera colombo-ecuatoriana y el BP; al sur por el *megathrust* de Dolores-Guayaquil; al este y noreste por el Sistema de Fallas del Borde Oriental, que abarca la Falla de Pallatanga en Ecuador, Algeciras, Guaicáramo y Yopal en Colombia, y la Falla de Boconó en Venezuela; y al norte el Cinturón deformado del Sur del Caribe, el cual se extiende oeste-este desde el golfo de Urabá, en el límite entre Colombia y Panamá, hasta el cañón de Los Roques.

Previamente, bajo el marco del proyecto Central and South America (CASA) GPS Project (Kellogg y Dixon, 1990), los resultados geodésicos confirmaron la tectónica de escape del BNA como había sido sugerida por Pennington (1981) (Freymueller *et al.*, 1993; Kellogg y Vega, 1995; Mora, 1995; Trenkamp *et al.*, 2002). El cálculo más reciente del movimiento del BNA fue realizado bajo el marco del proyecto GeoRED, con una magnitud de 8,6 ± 1,0 mm/año y una dirección N60°E (Mora-Páez *et al.*, 2019), en virtud de la estimación del polo de Euler para el BNA, a partir de trece estaciones localizadas en Colombia y Ecuador.

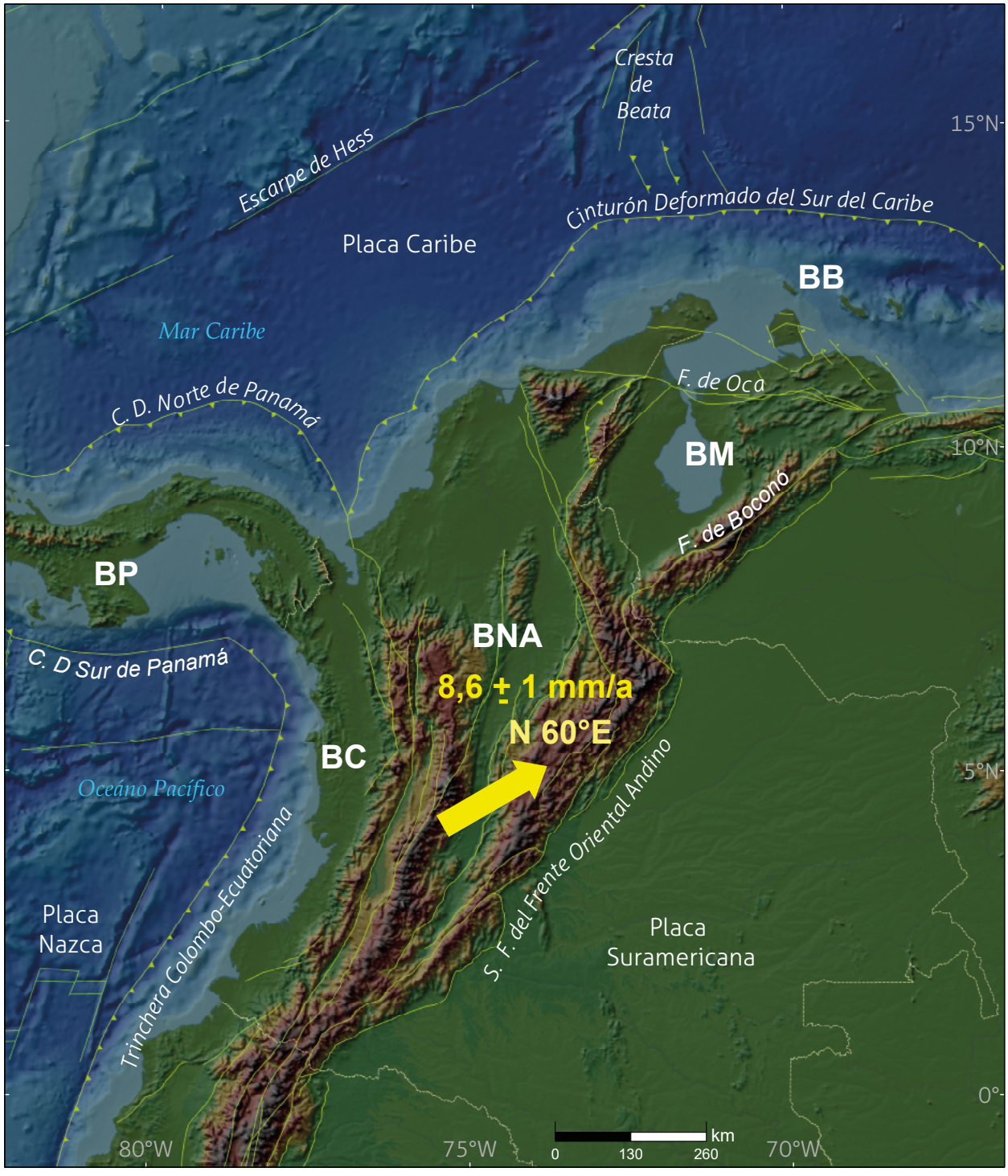


Figura 8.1. Placas tectónicas y bloques geológicos en la zona de estudio
Se muestra la estimación del movimiento del Bloque Norte de los Andes con respecto a Suramérica, con base en Mora-Páez *et al.* (2019).

8.2 Infraestructura geodésica GNSS y datos obtenidos

Como resultado de las actividades del proyecto GeoRED, se ha realizado el despliegue en todo el país, tanto en la zona continental como insular, de estaciones geodésicas permanentes (cGNSS) y de campo, de ocupación episódica bajo la modalidad de campañas de campo (eGNSS).

Con el fin de contribuir a las investigaciones relacionadas con la FA, desde la perspectiva de la investigación geodésica en la región de estudio, se han encaminado acciones para la selección de los sitios más apropiados para la instalación de estaciones tanto cGNSS como eGNSS, mediante el análisis de imágenes satelitales y su posterior verificación en campo.

8.2.1 Estaciones geodésicas permanentes de operación continua – cGNSS

Las estaciones geodésicas permanentes de operación continua, que forman parte de GeoRED, cuentan con instrumental geodésico de altas características técnicas, de diferentes fabricantes y modelos, que garantizan alta precisión. Este instrumental está compuesto por receptores geodésicos GNSS y antenas geodésicas. La instalación de las estaciones se ha realizado sobre la superficie terrestre, preferiblemente sobre afloramiento rocoso, cuando ha sido posible, o material debidamente consolidado en otros casos, y ha sido un proceso de densificación a través del tiempo (Mora-Páez *et al.*, 2018). Todas las estaciones instaladas en la zona de estudio de la FA, y empleadas para los análisis correspondientes, son del SGC, a excepción de la estación CCSQ, cuyo propietario es el Centro de Investigación de la Caña de Azúcar de Colombia (Cenicaña). La figura 8.2 indica las estaciones geodésicas ubicadas en la zona de estudio.

La selección de los sitios apropiados para la instalación de las estaciones geodésicas responde a un trabajo interdisciplinar de profesionales en geodesia y geología, que sigue los procedimientos técnicos establecidos por el

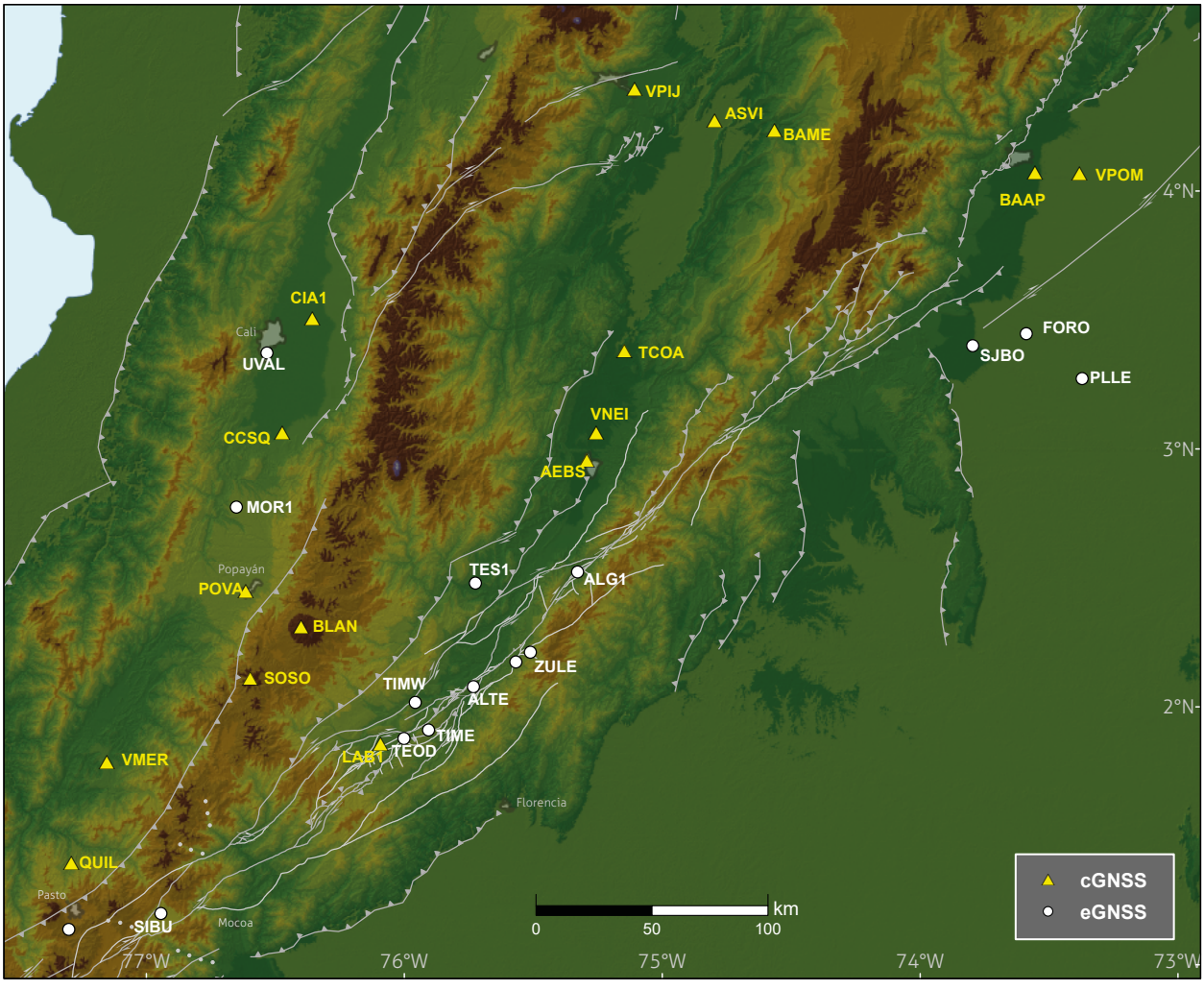


Figura 8.2. Estaciones geodésicas cGNSS (triángulos amarillos) y eGNSS (círculos blancos) de la región de estudio

Grupo de Investigaciones Geodésicas Especiales, bajo criterios geológicos, geodésicos, de seguridad, logísticos, y de análisis de fuentes electromagnéticas externas. La instalación de las estaciones cGNSS, realizada por el subgrupo de Infraestructura Geodésica, implica tener en cuenta factores esenciales asociados a la calidad de la monumentación de las estaciones, quizás el factor más importante que se debe considerar en la implementación de una red geodésica con propósitos geodinámicos (Langbein *et al.*, 1995; Blewitt y Lavallée, 2002).

Como el tipo y calidad de la monumentación tiene implicaciones importantes en la calidad de los datos, los productos y el comportamiento de una estación geodésica en el tiempo dependen de la calidad de las señales recibidas en la antena geodésica. Instituciones con gran experiencia en este tema como el International GNSS Service (IGS), UNAVCO y el National Geodetic Survey (NGS) de Estados Unidos, entre otras, han elaborado lineamientos generales sobre la monumentación de estaciones (Langbein *et al.*, 1995; Combrinck y Schmidt, 1998; Blewitt *et al.*, 2009; Blume *et al.*, 2013; Bartel, 2014; ICSM, 2014; UNAVCO, 2016; IGS, 2017). También, han sometido a diversas pruebas los diferentes tipos de antenas geodésicas de varios fabricantes, con las que se han establecido parámetros de calibración de las antenas y se han generado los modelos respectivos para emplear en el procesamiento de los datos. Así mismo, han proporcionado indicaciones para el análisis de la calidad de los datos GPS obtenidos en cada estación. La experiencia de estas instituciones, junto con la adquirida por el Grupo de Investigaciones Geodésicas Especiales durante estos años de trabajo, es el pilar fundamental para las mejores prácticas en la instalación de estaciones geodésicas en el territorio colombiano. La figura 8.3 es la antena geodésica GNSS instalada en el aeropuerto de Pitalito, Huila.

8.2.2 Estaciones geodésicas de campo de operación episódica – eGNSS

De igual manera, se han densificado estaciones de campo para la toma de datos mediante campañas episódicas de campo. Varias de estas estaciones fueron consideradas para el análisis geodésico de la zona de estudio (figura 8.2). De acuerdo con el análisis de la distribución de las estaciones eGNSS de GeoRED localizadas en la región comprendida entre el municipio de Garzón y el corregimiento de Zuluaga en el departamento del Huila, sector en el cual la traza de la falla es un poco más simplificado, se consideró conveniente seleccionar cuatro sitios potenciales para instalar estaciones de campo, alejadas un poco de la traza de la falla.

Mediante el uso de imágenes y fotografías aéreas se propusieron unos sitios, cuya verificación en campo permitió definir el sitio de ubicación exacto y apropiado para la construcción de las estaciones, como se hizo en el 2019 bajo el marco del convenio. Estas localizaciones se aprecian en el mapa de la figura 8.4.

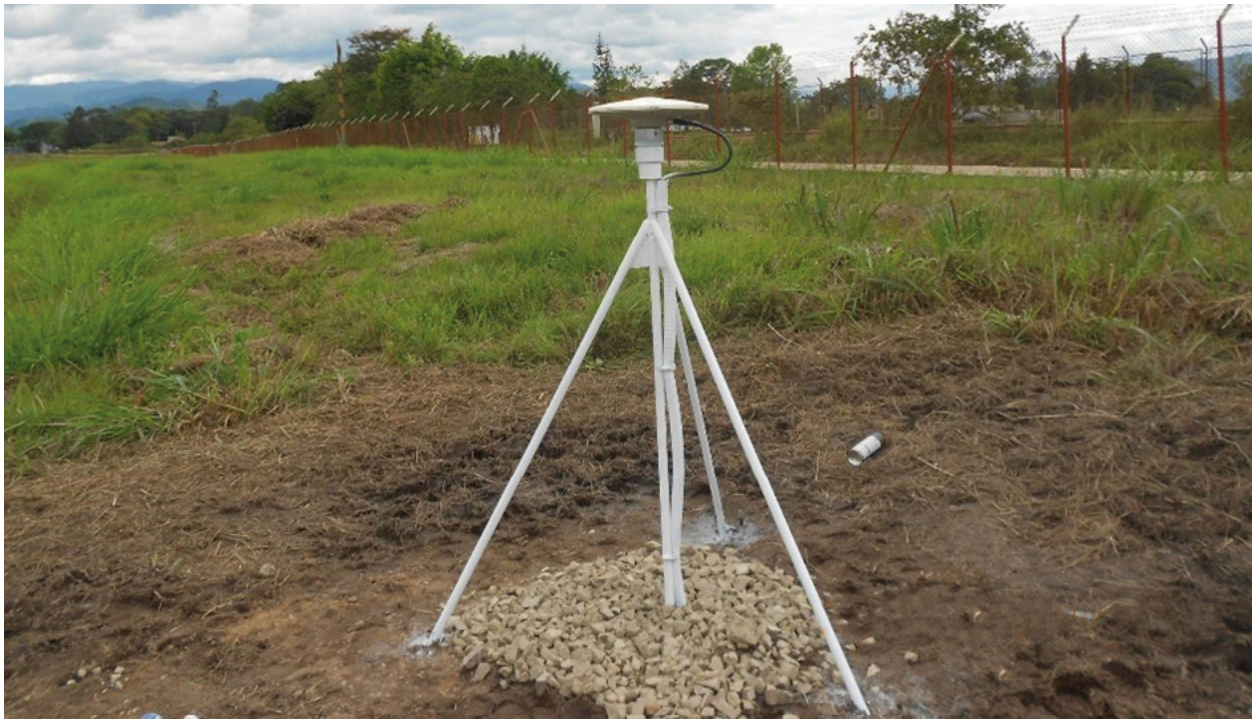


Figura 8.3. Estación LAB1 instalada en el aeropuerto de Pitalito, Huila, con la colaboración de la Unidad Administrativa Especial de la Aeronáutica Civil

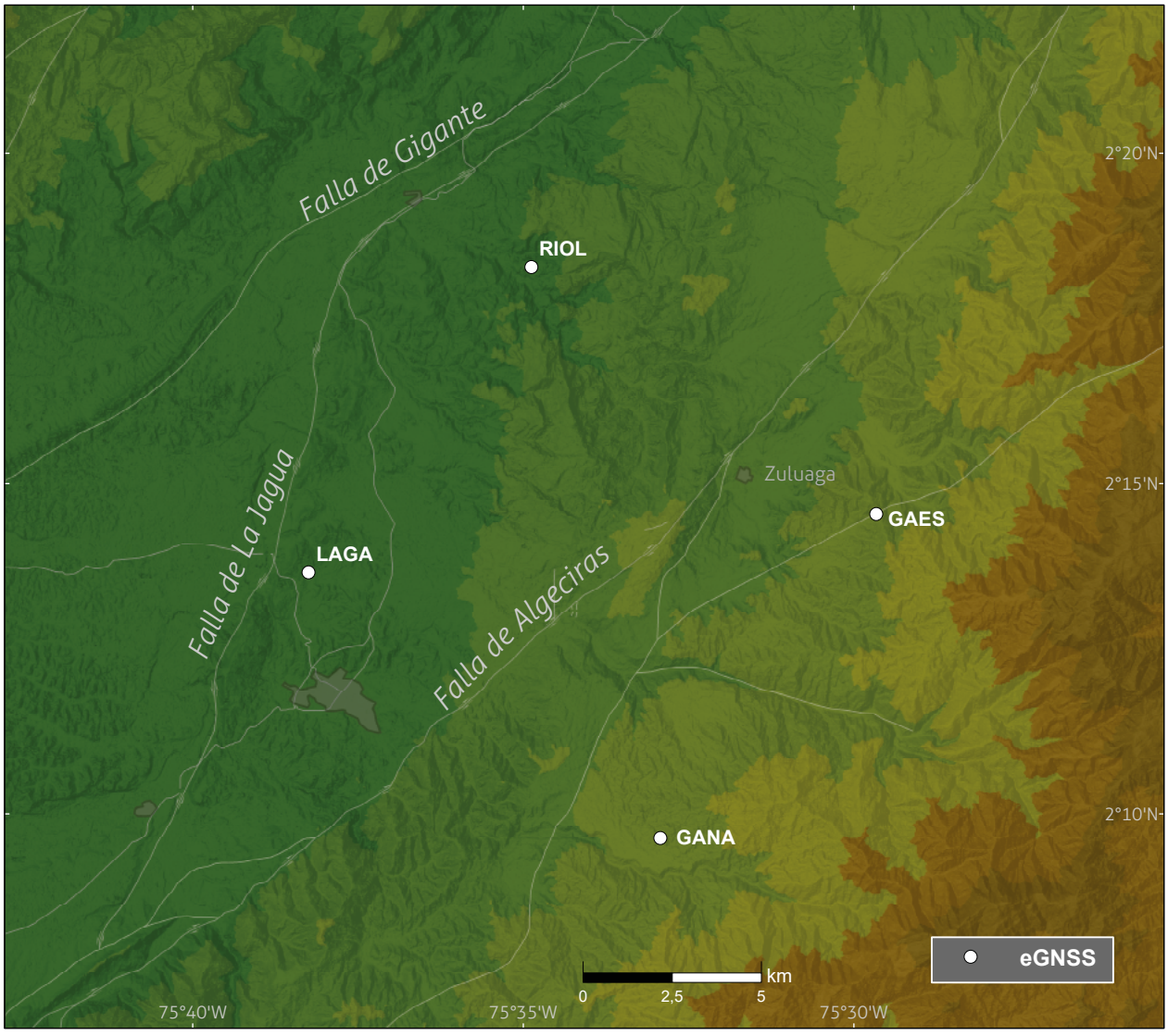


Figura 8.4. Localización de estaciones eGNSS construidas en la región de estudio

a) **Estación GANA:** localizada en la finca Nápoles de la vereda Las Mercedes del corregimiento de Zuluaga, municipio de Garzón, filo los Loros, y ubicada aproximadamente a 6 km de la FA.
b) **Estación GAES:** localizada en la finca La Estrella, vereda El Vergel, corregimiento de Zuluaga, municipio de Garzón, aproximadamente a 4 km de la falla.
c) **Estación RIOL:** localizada en la finca Cascadalito del corregimiento de Rioloro del municipio de Gigante, a 6 km de la falla.
d) **Estación LAGA:** La Laguna, localizada en la salida que de Garzón conduce al municipio de El Agrado, en el sector conocido como El Pantano, antes de cruzar el viaducto del embalse del Quimbo. La estación se localiza aproximadamente a 6 km de la falla.

Estas estaciones fueron construidas de acuerdo con las características técnicas que se mencionan a continuación, previa autorización de los propietarios de los predios (figura 8.5):

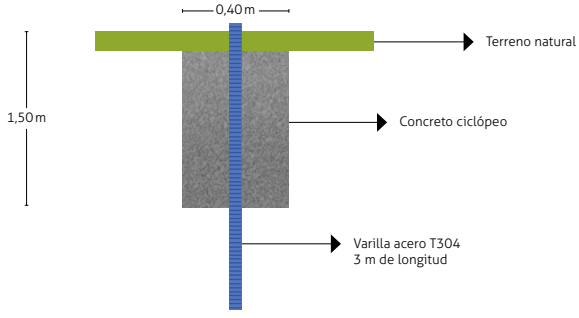


Figura 8.5. Esquema del estilo de monumentación de estación eGNSS



Figura 8.6. Monumentación de la estación eGNSS GANA
a) Excavación, b) Monumento final.

a) Excavación de 0,40 × 0,40 m de sección superficial y 1,50 m de profundidad.
b) Varilla de acero inoxidable T-304 de 3 m de longitud y 1" de diámetro, empotrada en la parte central de la excavación.
c) Concreto ciclópeo.
d) Varilla central sobresaliendo de la superficie alrededor de 2 cm, con orificio pequeño en la parte superior que sirve para centrar la base de la antena geodésica.

La figura 8.6 muestra el procedimiento en campo para la construcción del monumento que constituye una estación eGNSS.

8.2.3 Datos de estaciones GNSS

Los datos de las estaciones cGNSS, empleadas en este tipo de estudio, se obtuvieron de acuerdo con los mecanismos de transmisión existentes en el proyecto GeoRED, y fueron procesados en el Laboratorio Geodésico Internacional del Grupo de Investigaciones Geodésicas Espaciales en la sede de Bogotá del SGC. Dichos sistemas de transmisión son modem celular; radio-enlace y conexión internet de la entidad donde se instala la estación; combinación de radio modem y radio-enlace; internet satelital; fibra óptica; o sistema de transmisión satelital de la Red Sismológica Nacional, operado también por el SGC.

Por otro lado, los datos de las estaciones eGNSS en la zona de estudio se obtuvieron mediante campañas de campo, generalmente anuales. La captura de datos se realizó de forma continua, en un período de tiempo entre 96 y 120 horas UTC, mediante el sistema de montaje de antena tipo spike-mount de 1 m, que permite tener altura instrumental constante en todos los casos (figura 8.7). Para la estimación de las velocidades, se requieren datos de al menos tres campañas de campo (de preferencia cuatro). Durante el tiempo de la toma de los datos se realiza una verificación periódica del funcionamiento de los equipos y del correcto almacenamiento de los datos; igualmente se verifica la verticalidad de la antena y el sistema de alimentación, revisando la carga de las baterías. Terminado el tiempo de rastreo, se hace la descarga de los datos y se realiza su control de calidad.



Figura 8.7. Montaje de antena geodésica en estaciones eGNSS localizadas en la región de estudio, corregimiento de Zuluaga

En el 2021, a pesar de las restricciones por la pandemia del COVID-19, se logró la toma de información en cuatro estaciones de campo localizadas en el municipio de Garzón, siguiendo las especificaciones establecidas por el Grupo de Investigaciones Geodésica Espaciales. Desafortunadamente, en esta visita se encontró que la estación LAGA, construida en 2019, había sido destruida por el propietario del predio para construir el soporte de una tarabita.

8.3 Generación de series de tiempo y estimación de velocidades geodésicas

La generación de las series de tiempo y el cálculo de las velocidades, a partir de las series de tiempo, corresponde a un procedimiento de alta rigurosidad para garantizar resultados altamente confiables, como se ilustra a continuación.

8.3.1 Análisis de calidad de datos GNSS

El análisis de calidad de datos GNSS se realiza mediante el *software* TEQC (por su sigla en inglés de translation, editing, quality, check) (Estey y Meertens, 1999), con el que se generan rutinas para la lectura y conversión de formatos nativos binarios a archivos RINEX de observación y navegación, y se generan archivos de calidad (QC) a partir de los datos observados y del análisis de los parámetros de calidad de la señal en todas las frecuencias observadas.

Este análisis de calidad considera varios aspectos como la adquisición, integridad y verificación del tamaño de los archivos, la identificación de las variaciones del efecto de multipath sobre las señales L1 y L2, y el número de observaciones y de saltos de ciclo, de valores estadísticos y de recepción de señales. Otros factores importantes en este análisis, e igualmente considerados, son la estabilidad de la estación y el desempeño del instrumental geodésico instalado: receptor, antena y sistema de alimentación.

8.3.2 Coordenadas geocéntricas 3D y geodésicas

El procesamiento de los datos obtenidos en las estaciones geodésicas es realizado mediante el *software* GIPSY-X/RTGx v 1.3, desarrollado por Jet Propulsion Laboratory (JPL) de NASA (Bertiger *et al.*, 2020), que emplea el SGC en virtud del convenio de cooperación. El uso de esta versión del *software* corresponde al proceso de actualización tecnológica que permitió la transición de GIPSY-OASIS-II a GIPSY-X/RTGx v 1.3 (Mora-Páez *et al.*, 2020). Para este procesamiento solo se emplean las señales de la constelación GPS.

El *software* GIPSY-X se usa para el posicionamiento, la navegación y la medición de tiempo, empleando mediciones de tres técnicas geodésicas: GNSS (Global Navigation Satellite Systems), SLR (Satellite Laser Ranging) y DORIS (*Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite*); en la actualidad está en etapa de desarrollo el componente VLBI (Very Long Baseline Interferometry). Además, el *software* facilita la estimación combinada de parámetros geodésicos y geofísicos, mediante un filtro de Kalman en datos reales o simulados, tanto en posproceso como en tiempo real. Los parámetros estimados incluyen las coordenadas de la estación y las velocidades, las órbitas y los relojes satélitales, la orientación de la Tierra, y los retrasos ionosféricos y troposféricos. También, es capaz de realizar una referencia terrestre dinámica mediante el análisis y la combinación de series de tiempo de coordenadas de estaciones terrestres (Bertiger *et al.*, 2020).

El Laboratorio Geodésico Internacional del Grupo de Investigaciones Geodésicas Espaciales, de la Dirección de Geoamenazas del SGC, realiza el procesamiento diario de los datos, que incluye todas las estaciones geodésicas instaladas en Colombia con propósitos geodinámicos, tanto de GeoRED como de otras entidades o estaciones que han sido instaladas por el SGC. Así mismo, de las estaciones localizadas en países que forman parte de redes nacionales, de instituciones de investigación como la Escuela Politécnica Nacional de Quito, entidad con la que hay un programa de intercambio de datos; y de proyectos y redes de investigación internacionales como las estaciones del International GNSS Service (IGS) y de UNAVCO con el proyecto COCONet (Braun *et al.*, 2012; Mora-Páez *et al.*, 2019; Mora-Páez y Audemard, 2021).

La estrategia adoptada para el procesamiento de datos geodésicos GNSS emplea el concepto de posicionamiento preciso de punto (PPP), que recurre a productos precisos de satélites y órbitas para ajustar los parámetros asociados con la estación individual y con el archivo RINEX. Para el procesamiento diario de los datos geodésicos se emplean insumos externos de archivos y modelos, requeridos en las rutinas de procesamiento. Entre estos productos se señalan las órbitas finales JPL-NASA, que incluyen órbitas de satélites, parámetros de relojes de los satélites y parámetros de orientación de la Tierra, suministrados en formato nativo para Gipsy-X. Para la corrección del retraso troposférico, que impacta las señales provenientes de las constelaciones de los satélites GNSS, se emplea el modelo conocido como Función de Mapeo de Viena (VMF1) (Boehm *et al.*, 2006). Por su parte, las correcciones de cargas oceánicas son obtenidas del Observatorio Espacial de Onsala y aplicadas para eliminar las mareas terrestres y oceánicas. Las amplitudes y fases de los términos principales de carga de marea oceánica son estimadas mediante el modelo FES2014b.

Para la estimación de coordenadas de las estaciones de GeoRED es utilizado el marco internacional terrestre de referencia (ITRF2014) (Altamimi *et al.*, 2016), mediante datos de entrada de series de tiempo de posiciones de estaciones, así como de parámetros de orientación terrestre (EOP), proporcionados por los centros técnicos de procesamiento de técnicas geodésicas espaciales.

De esta forma, las coordenadas obtenidas de las estaciones geodésicas GNSS son el resultado de un riguroso método sistemático que implica la adecuada gestión de la información, la cual consiste en la generación de los datos en cada estación y su análisis de calidad, mediante la evaluación de aspectos como la completitud y la verificación de los resultados. Como se indicó, las coordenadas están expresadas en ITRF2014; sin embargo, es importante tener en cuenta que las soluciones ITRF no usan directamente un elipsoide. Las soluciones ITRF son detalladas por coordenadas cartesianas geocéntricas x, y, z, por tanto, cuando se requiere la transformación de

estas coordenadas a coordenadas geodésicas de latitud, longitud y altura, se deben referir a un elipsoide.

A nivel global, se ha recomendado el uso del elipsoide GRS80 (Sistema Geodésico de Referencia 1980) (Moritz, 1992; 2000), el cual es utilizado por el Grupo de Investigaciones Geodésicas Espaciales en la estimación de las coordenadas.

El elipsoide GRS80 tiene los siguientes parámetros:

$$a = 6\,378\,137{,}0\ m$$
$$1/f = 298{,}257222101$$
$$e^2 = 000669438002290$$

A su vez, las alturas ortométricas son obtenidas en función del modelo gravitacional EGM2008 (Pavlis *et al.*, 2012; 2013), que es un modelo armónico esférico del potencial gravitacional de la Tierra.

8.3.3 Generación de series geodésicas de tiempo

Para estimar la deformación de la parte superior de la corteza terrestre es fundamental analizar las variaciones de posición en el tiempo de la estación, con base en los movimientos observados en las componentes norte, este y vertical de cada estación cGNSS. Así mismo, es esencial precisar las posibles causas de las variaciones identificadas en el comportamiento de las estaciones, que se pueden deber a la inestabilidad de los sistemas de montaje, a los efectos estacionales, a los cambios de instrumentación o a los fenómenos geodinámicos, y que requieren la aplicación de modelos adecuados tanto en el procesamiento de los datos, como en la generación de las series de tiempo geodésicas (Mora-Páez *et al.*, 2019).

Una estación geodésica proporciona información 3D, por lo cual se puede considerar que una serie de tiempo geodésica es una secuencia de observaciones respecto al tiempo de las componentes norte, este y vertical de cada estación GNSS, las cuales son generadas y medidas secuencialmente (Box *et al.*, 2008). La variación temporal del conjunto de coordenadas puede ser expresada en milímetros y el tiempo mínimo sugerido de observación para soluciones de velocidades con propósitos de interpretación tectónica, o para la generación de marcos geodésicos de referencia, es 2,5 años para estaciones permanentes (Blewitt y Lavalle 2002).

Montillet y Bos (2020) indican que las series de tiempo son trayectorias y, por tanto, los modelos utilizados para describir las series de tiempo son modelos de trayectoria. Así, el modelo de trayectoria es la suma de tres modos de desplazamiento, o distintas clases de movimiento, que describen la tendencia progresiva de la trayectoria, los saltos instantáneos de posición (fenómenos naturales o intervención humana) y los desplazamientos periódicos o cíclicos (ciclos de lluvia, sequía, variaciones de almacenamiento de agua subterránea, entre otros).

Los archivos de salida del procesamiento diario (coordenadas geocéntricas tridimensionales expresadas con respecto a ITRF2014) son incorporados en el *software* HECTOR (Bos *et al.*, 2013), desarrollado por SEGAL de la Universidad del Interior Beira de Portugal, para la estimación de las series de tiempo en cada estación y la generación de las respectivas velocidades. HECTOR es un *software* especializado para el estudio de series geodésicas de tiempo mediante el tratamiento de los datos atípicos, que permite incluir señales anuales y semestrales, estimar desplazamientos (*offsets*) y estimar la línea de tendencia en series de tiempo con correlaciones de ruido temporales. Es un *software* dinámico que solo acepta ruido estacionario con propiedades de ruido constantes y que facilita el uso rápido de operaciones matriciales, con lo que se logra disminuir el tiempo de procesamiento.

Emplea la estimación de máxima verosimilitud (MLE), un enfoque que permite calcular la cantidad de ruido blanco y el ruido de la ley de potencia en las series de tiempo geodésicas de estaciones permanentes de operación continua (cGNSS). También, calcula el movimiento secular observado en cada estación geodésica, junto con las señales periódicas y compensaciones instantáneas, mediante el modelo de ley de potencia + ruido blanco. Este aspecto es importante porque las señales estacionales, en este caso anuales, son consideradas en las estimaciones de las velocidades seculares para establecer su influencia en la estimación de la velocidad. El estado actual de la técnica asume que la amplitud de tales señales es constante en cada período considerado y es descrita mediante una curva sinusoidal.

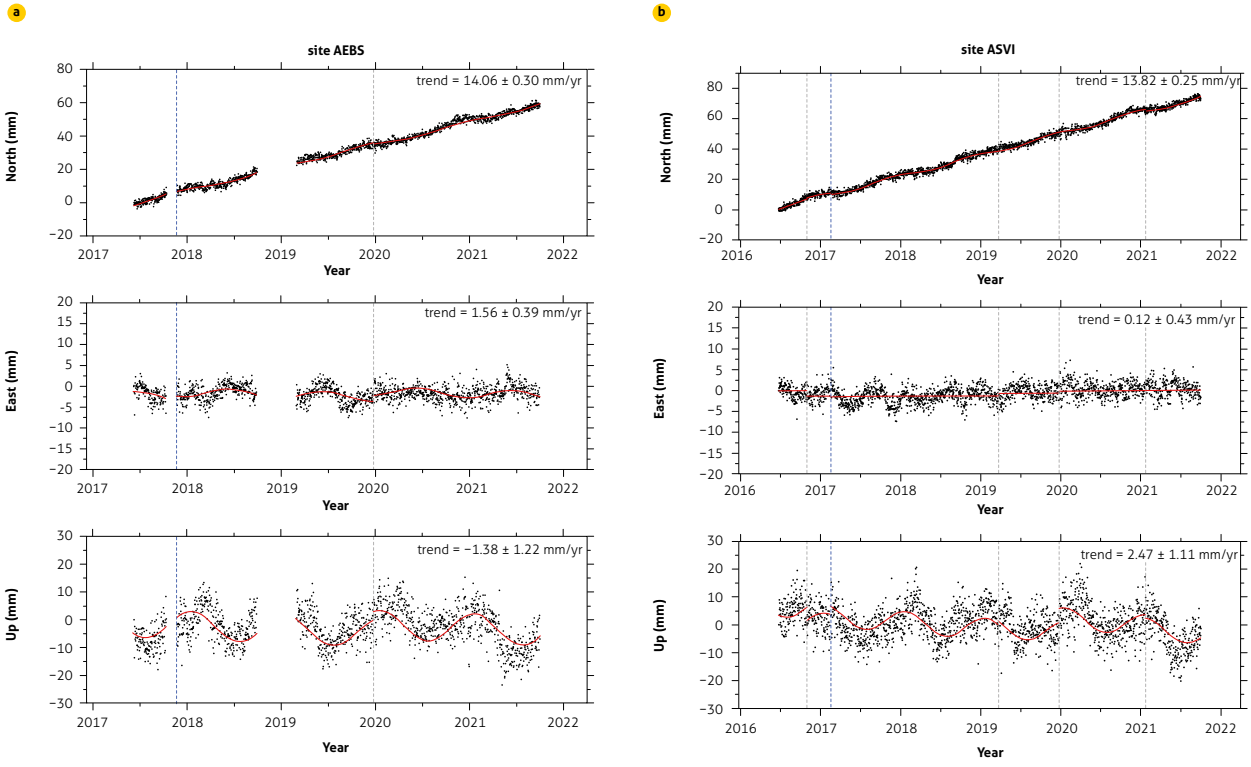
El propósito esencial en la generación de las series geodésicas de tiempo es poder analizar de forma confiable el comportamiento en las tres componentes de una estación geodésica. En dichas series se pueden observar y analizar las variaciones de la posición 3D a través del tiempo, lo que proporciona información importante sobre algunos procesos geofísicos que se puedan presentar o sobre cambios de instrumentación. Es necesario tener en cuenta algunos parámetros estadísticos en el procesamiento para la generación de las series geodésicas de tiempo, como:

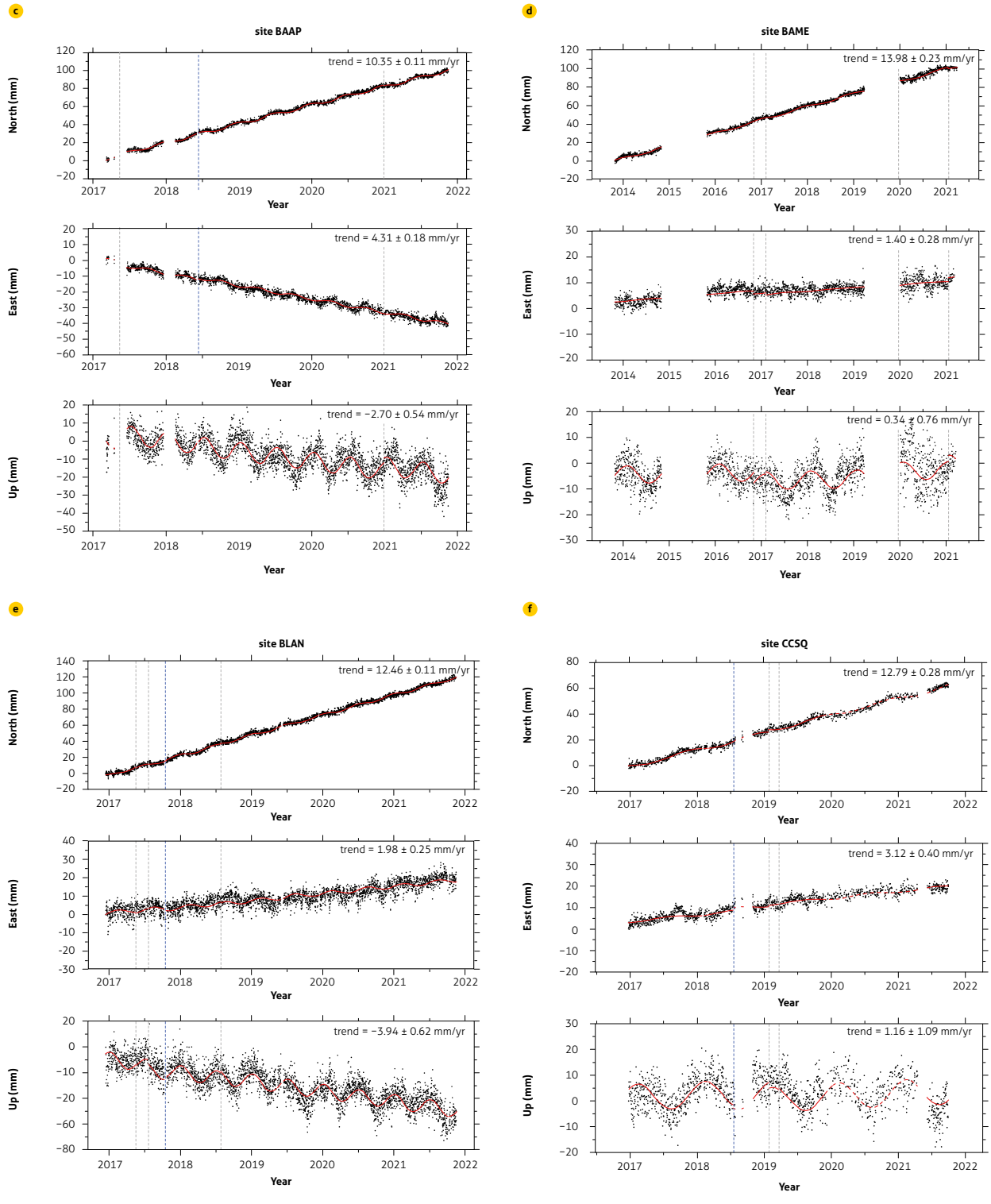
- **a)** Señales estacionales y media estacional,
- **b)** época de referencia,
- **c)** rango intercuartil,
- **d)** desplazamientos (*offsets*), análisis de ruido,
- **e)** verificación de modelo de ruido
- **f)** diagrama espectral de potencia (PSD, por sus siglas en inglés).

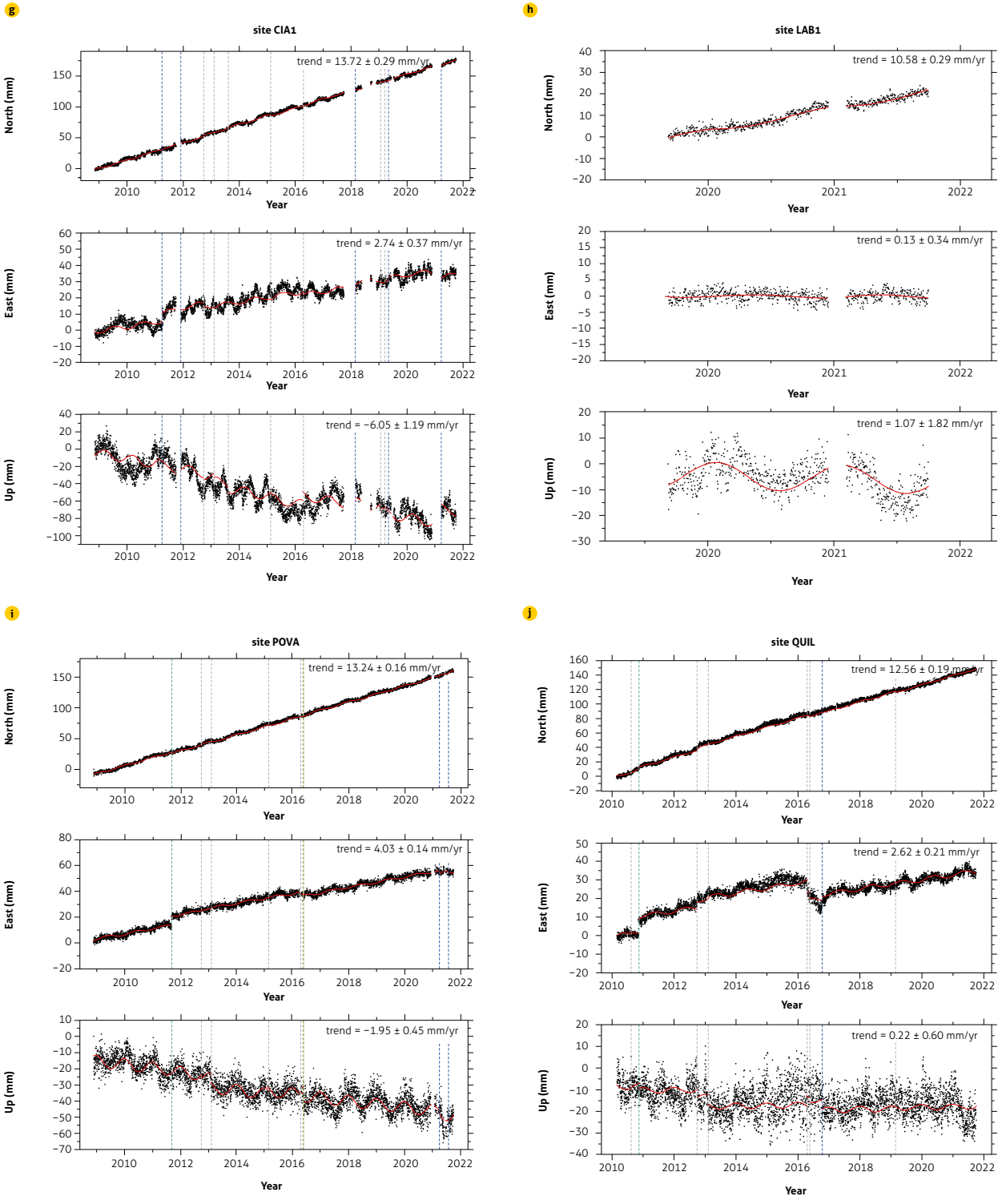
Para la generación de las series geodésicas de tiempo se han tenido en cuenta, además, los siguientes parámetros:

a) el tratamiento de datos atípicos con un rango intercuartil 3.0;
b) un modelo de ley de potencia + ruido blanco;
c) la consideración de algunos componentes estacionales y saltos instantáneos de posición como resultado del cambio de instrumentación o por la ocurrencia de sismos.

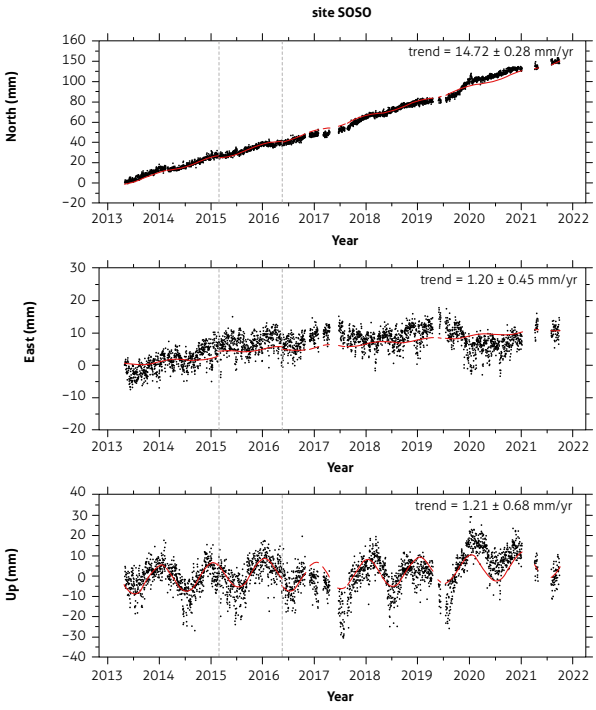
La figura 8.8 presenta las series geodésicas de tiempo de dieciséis estaciones geodésicas permanentes de operación continua (cGNSS), establecidas en la región de estudio, con tiempos de observación de 2,9 años (AEBS) a 11,7 años (POVA). La estación LAB1, aunque solo tiene 1,5 años de observación a la fecha de corte del procesamiento de los datos, se presenta para observar su tendencia.



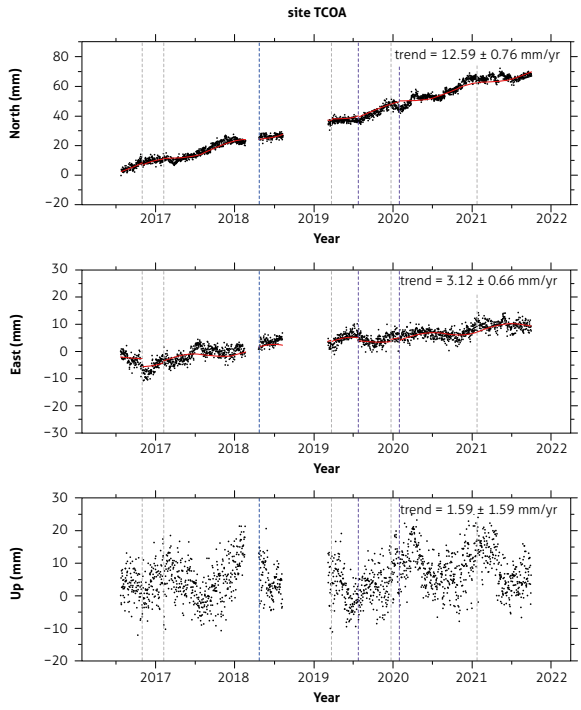

c
site BAAP
North (mm)
trend = 10.35 ± 0.11 mm/yr
East (mm)
trend = 4.31 ± 0.18 mm/yr
Up (mm)
trend = −2.70 ± 0.54 mm/yr
Year
d
site BAME
North (mm)
trend = 13.98 ± 0.23 mm/yr
East (mm)
trend = 1.40 ± 0.28 mm/yr
Up (mm)
trend = 0.34 ± 0.76 mm/yr
Year
e
site BLAN
North (mm)
trend = 12.46 ± 0.11 mm/yr
East (mm)
trend = 1.98 ± 0.25 mm/yr
Up (mm)
trend = −3.94 ± 0.62 mm/yr
Year
f
site CCSQ
North (mm)
trend = 12.79 ± 0.28 mm/yr
East (mm)
trend = 3.12 ± 0.40 mm/yr
Up (mm)
trend = 1.16 ± 1.09 mm/yr
Year


g
site CIA1
North (mm)
trend = 13.72 ± 0.29 mm/yr
East (mm)
trend = 2.74 ± 0.37 mm/yr
Up (mm)
trend = −6.05 ± 1.19 mm/yr
Year
h
site LAB1
North (mm)
trend = 10.58 ± 0.29 mm/yr
East (mm)
trend = 0.13 ± 0.34 mm/yr
Up (mm)
trend = 1.07 ± 1.82 mm/yr
Year
i
site POVA
North (mm)
trend = 13.24 ± 0.16 mm/yr
East (mm)
trend = 4.03 ± 0.14 mm/yr
Up (mm)
trend = −1.95 ± 0.45 mm/yr
Year
j
site QUIL
North (mm)
trend = 12.56 ± 0.19 mm/yr
East (mm)
trend = 2.62 ± 0.21 mm/yr
Up (mm)
trend = 0.22 ± 0.60 mm/yr
Year

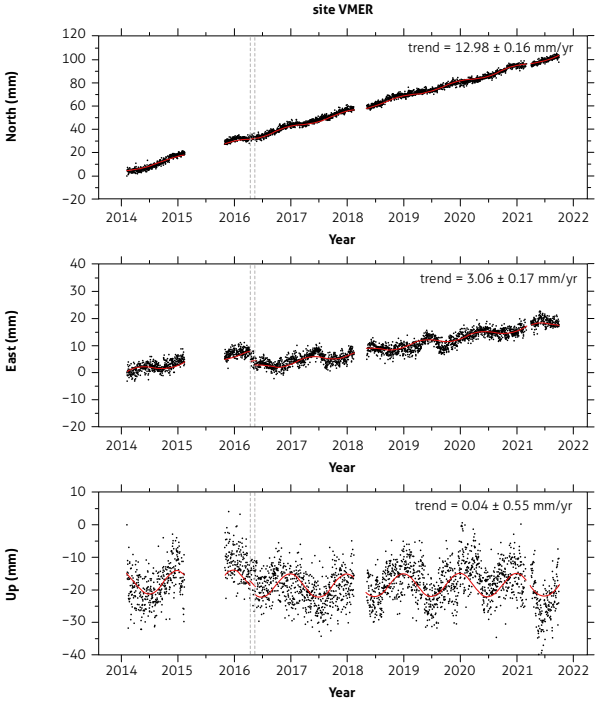
k


site SOSO
North (mm)
trend = 14.72 ± 0.28 mm/yr
East (mm)
trend = 1.20 ± 0.45 mm/yr
Up (mm)
trend = 1.21 ± 0.68 mm/yr
Year

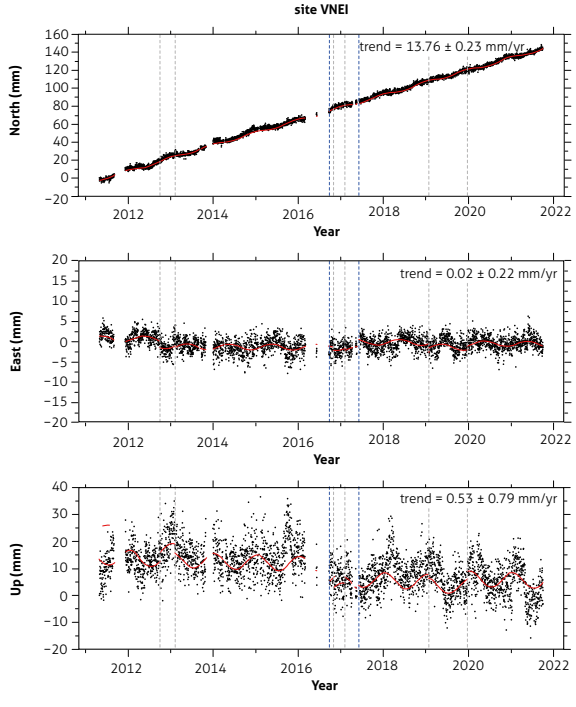
l


site TCOA
North (mm)
trend = 12.59 ± 0.76 mm/yr
East (mm)
trend = 3.12 ± 0.66 mm/yr
Up (mm)
trend = 1.59 ± 1.59 mm/yr
Year

m


site VMER
North (mm)
trend = 12.98 ± 0.16 mm/yr
East (mm)
trend = 3.06 ± 0.17 mm/yr
Up (mm)
trend = 0.04 ± 0.55 mm/yr
Year

n


site VNEI
North (mm)
trend = 13.76 ± 0.23 mm/yr
East (mm)
trend = 0.02 ± 0.22 mm/yr
Up (mm)
trend = 0.53 ± 0.79 mm/yr
Year

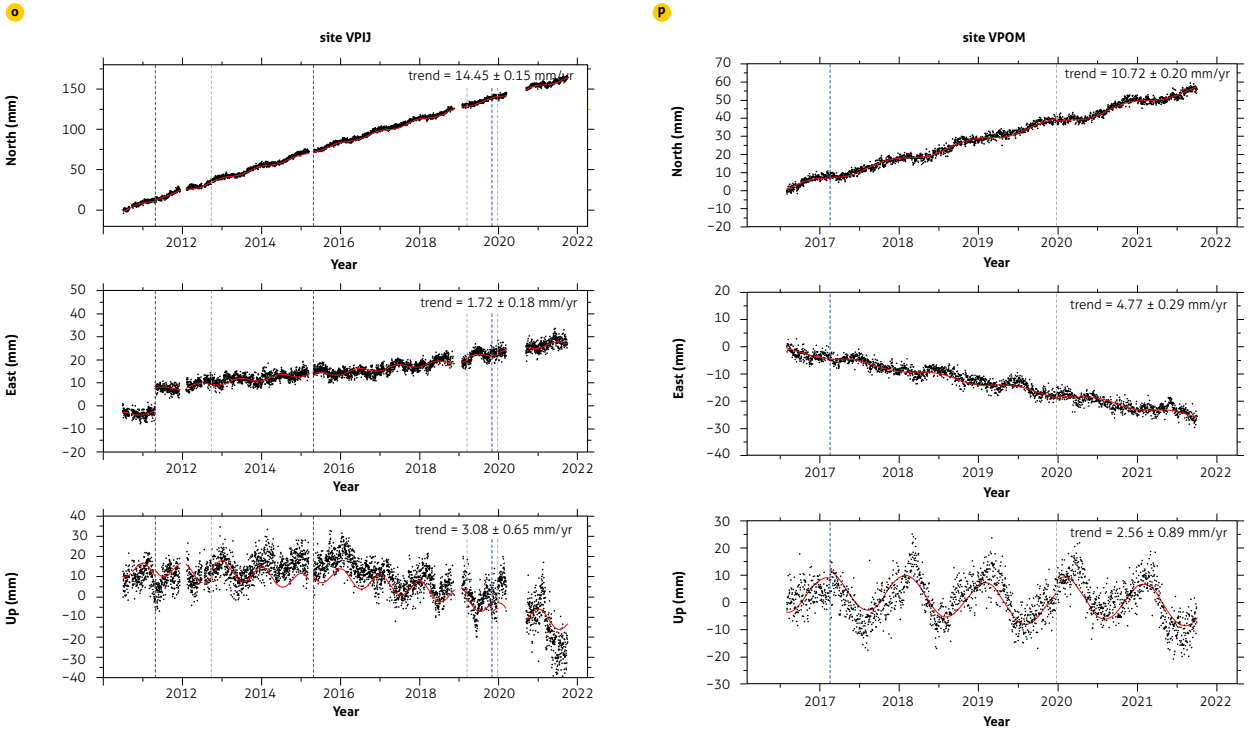


Figura 8.8. Series geodésicas de tiempo de estaciones geodésicas permanentes de operación continua cGNSS localizadas en la zona de estudio
a) Aeropuerto Neiva, b) Aeropuerto Flandes, c) Base Aérea Apiay, d) Base Aérea Melgar, e) Cerro Blanco, f) Santander de Quilichao, g) Palmira, h) Aeropuerto Pitalito, i) Aeropuerto Popayán, j) Aeropuerto Chachagui, k) Estación SOSO, l) Desierto Tatacoa, m) VOR Mercaderes, n) VOR Neiva, o) VOR Picaleña, p) VOR Pompeya.

8.3.4 Velocidades geodésicas

Las técnicas geodésicas espaciales son una herramienta esencial para la medición y deformación de la corteza terrestre porque permiten determinar el movimiento de placas tectónicas, así como constreñir algunas consideraciones en la reología de la corteza terrestre y el manto. También proveen datos para analizar la cinemática en fallas activas, monitorear el ciclo sísmico y determinar deformaciones y tasas de deformación superficiales, entre varios campos de las aplicaciones geológicas (Dixon, 1991).

Las velocidades geodésicas y sus incertidumbres son derivadas de mediciones repetitivas en el tiempo de la posición de las estaciones geodésicas. Las posiciones de las estaciones secuencialmente en el tiempo corresponden a las soluciones diarias obtenidas en estaciones geodésicas permanentes de operación continua para cada día GPS mediante el procesamiento científico de datos GNSS, realizado con el *software* Gipsy-X/RTGx v.1.3. Estas coordenadas geocéntricas x, y, z, son transformadas en coordenadas topocéntricas, que permiten que los cambios diarios en las coordenadas se puedan expresar en términos de desplazamientos locales en las componentes norte, este y Up (NEU), con respecto a una posición en una época inicial.

También, estas coordenadas son organizadas y dispuestas de acuerdo con la estructura requerida por el *software* HECTOR de generación de series geodésicas de tiempo (Bos *et al.*, 2013). Las coordenadas geocéntricas, las series de tiempo y las velocidades geodésicas son expresadas en el marco de referencia cuyo modelo haya sido incorporado en el procesamiento, en este caso ITRF2014 (Altamimi *et al.*, 2016).

La tabla 8.1 presenta el identificador de cada estación, el tipo de estación (permanente (cGNSS) o de toma de datos mediante ocupación episódica, eGNSS), las coordenadas geodésicas de latitud y longitud, las velocidades horizontales en sus componentes este y norte, los sigmas de error para cada componente (para dieciséis estaciones permanentes y trece empleadas para analizar la FA), y los años de datos de observación en estaciones cGNSS o el número de campañas de campo en estaciones eGNSS.

El mapa de la figura 8.9 muestra las velocidades de las estaciones geodésicas con respecto al marco internacional terrestre de referencia vigente, ITRF2014 (Altamimi, 2016) que aparecen en la tabla 8.1.

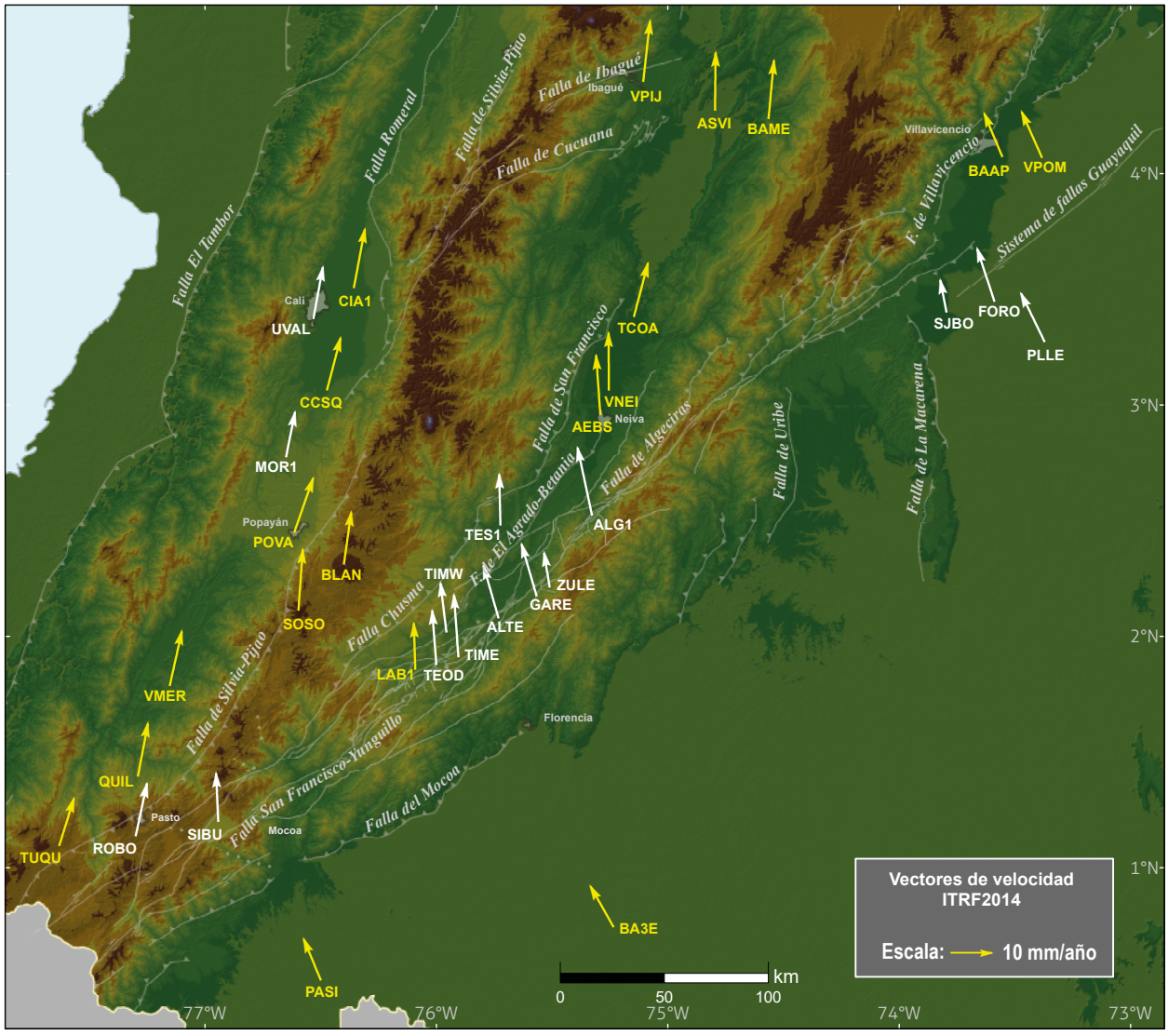


Figura 8.9. Velocidades geodésicas horizontales de la región de estudio con respecto a ITRF2014

Tabla 8.1. Coordenadas y velocidades geodésicas con respecto a ITRF2014 de veintinueve estaciones geodésicas en la zona de estudio, tanto cGNSS como eGNSS

N.°	ID est.	Longitud	Latitud	Vel este (mm/año)	Vel norte (mm/año)	Sigma este	Sigma norte	Tipo	Datos años/campañas
1	AEBS	-75,291762	2,955823	-1,0	14,3	0,6	0,4	cGNSS	2,9
2	ASVI	-74,796274	4,272442	0,2	13,8	0,6	0,3	cGNSS	4,5
3	BAAP	-73,554013	4,071803	-4,4	10,4	0,3	0,1	cGNSS	7,7
4	BAME	-74,565085	4,235597	1,3	14,1	0,4	0,2	cGNSS	5,4
5	BLAN	-76,400457	2,310537	1,8	12,4	0,3	0,1	cGNSS	8,7
6	CCSQ	-76,473640	3,063084	3,3	12,6	0,8	0,4	cGNSS	3,1
7	CIA1	-76,357426	3,505289	2,7	14,1	1,2	0,6	cGNSS	10,7
8	LAB1	-76,091570	1,855235	-0,3	11,2	0,6	0,6	cGNSS	1,3
9	POVA	-76,614744	2,449090	4,6	13,0	0,4	0,2	cGNSS	11,7
10	QUIL	-77,290949	1,393926	2,5	12,6	0,4	0,2	cGNSS	10,6
11	SOSO	-76,596843	2,111180	1,1	14,7	0,6	0,5	cGNSS	7,0
12	TCOA	-75,147147	3,380382	3,4	12,9	0,9	1,3	cGNSS	3,7
13	VMER	-77,153296	1,785014	3,0	13,1	0,2	0,2	cGNSS	5,9
14	VNEI	-75,255305	3,062247	0,0	13,8	0,3	0,3	cGNSS	8,3
15	VPIJ	-75,106692	4,396689	1,7	14,5	0,2	0,1	cGNSS	9,2
16	VPOM	-73,382242	4,067728	-4,9	11,0	0,5	0,2	cGNSS	4,4
1	ALG1	-75,327563	2,521976	-3,5	16,2	1,4	2,1	eGNSS	3
2	ALTE	-75,731367	2,077303	-3,6	12,7	2,4	2,4	eGNSS	5
3	FORO	-73,587846	3,446157	-4,2	12,6	2,8	1,6	eGNSS	8

(.../...)

N.°	ID est.	Longitud	Latitud	Vel este (mm/año)	Vel norte (mm/año)	Sigma este	Sigma norte	Tipo	Datos años/campañas
4	MOR1	-76,650459	2,773784	2,2	10,9	1,1	1,2	eGNSS	4
5	PLLE	-73,370957	3,271889	-5,7	11,7	0,1	0,5	eGNSS	3
6	SIBU	-76,943160	1,197755	-0,5	11,7	1,7	2,2	eGNSS	4
7	SJBO	-73,795199	3,399374	-1,5	7,7	2,9	9,0	eGNSS	6
8	TEOD	-76,000696	1,876154	-1,0	13,0	1,3	1,3	eGNSS	3
9	TES1	-75,723630	2,478967	-0,3	12,2	2,6	1,5	eGNSS	3
10	TIME	-75,905139	1,909186	-1,0	14,9	1,9	1,7	eGNSS	4
11	TIMW	-75,956759	2,016239	-1,4	11,8	1,1	5,0	eGNSS	5
12	UVAL	-76,532171	3,371829	2,3	12,4	0,8	1,7	eGNSS	6
13	ZULE	-75,510605	2,211014	-1,4	8,3	5,1	1,9	eGNSS	5

Los datos de años de observación corresponden a estaciones CGNSS, así como el número de campañas que se hicieron para la toma de datos en cada estación eGNSS.

Los movimientos relativos actuales entre placas son representados mediante las denominadas rotaciones instantáneas, las cuales son descritas por vectores angulares de velocidad que siguen los procedimientos de álgebra vectorial. Los modelos del movimiento actual de placas tectónicas, usualmente llamados modelos geológicos actuales de placas, son medidos usando tecnologías satelitales como mediciones GPS (Argus y Heflin, 1995) o de geodesia espacial (Argus *et al.*, 2010), y otras observaciones.

Para describir el movimiento de una placa se emplean los conceptos de polo de rotación y la velocidad angular alrededor de este polo. Las placas tectónicas pueden ser observadas como casquetes rígidos en la superficie de una esfera. Así, el movimiento de una placa puede ser descrito por la rotación de un eje virtual que pasa por el centro de la esfera, conocido como el Teorema de Euler. Para el caso de la Tierra, esto implica que un solo vector de velocidad angular, que se origina en el centro del globo terráqueo, puede describir el movimiento de una placa. Los parámetros más usados son la posición (latitud y longitud) donde el eje de rotación cruza la superficie terrestre, y una tasa de rotación que corresponde a la magnitud de la velocidad angular, expresada en grados por millones de años o microrradianes por año. La latitud y la longitud del vector de velocidad angular constituye lo que se denomina polo de Euler.

Para estimar las velocidades relativas de movimiento de las estaciones en la región de estudio se realizaron los cálculos para expresar dichas velocidades geodésicas con respecto a la placa suramericana (SOAM), empleando los parámetros del polo de Euler estimados por Mora-Páez *et al.* (2019), que son: longitud = –130,447, latitud = –18,727 y velocidad angular 0,1187° (ma). La tabla 8.2 presenta las velocidades geodésicas obtenidas con respecto a la placa suramericana.

El mapa de la figura 8.10 representa las velocidades de las estaciones geodésicas con respecto a la placa suramericana (SOAM), expresadas en el ITRF2014, cuyos valores aparecen en la tabla 8.2.

Tabla 8.2. Coordenadas y velocidades geodésicas con respecto a la placa suramericana (SOAM) en ITRF2014 de 29 estaciones geodésicas cGNSS y eGNSS en la zona de estudio

N.°	ID	Longitud	Latitud	Vel este (mm/año)	Vel norte (mm/año)	Sigma este	Sigma norte	Tipo
1	AEBS	-75,29176	2,95582	3,6	4,1	0,6	0,4	cGNSS
2	ASVI	-74,79627	4,27244	4,9	3,5	0,6	0,3	cGNSS
3	BA3E	-75,23408	0,74248	-1,2	-0,5	1,2	0,2	cGNSS
4	BAAP	-73,55401	4,07180	0,3	-0,1	0,3	0,1	cGNSS
5	BAME	-74,56509	4,23560	6,1	3,7	0,4	0,2	cGNSS
6	BLAN	-76,40046	2,31054	6,3	2,3	0,3	0,1	cGNSS
7	CCSQ	-76,47364	3,06308	8,0	2,4	0,8	0,4	cGNSS
8	CIA1	-76,35743	3,50529	7,4	3,9	1,2	0,6	cGNSS
9	LAB1	-76,09157	1,85523	4,1	1,0	0,6	0,6	cGNSS
10	PASI	-76,49940	0,51278	0,2	-0,3	0,5	0,2	cGNSS
11	POVA	-76,61474	2,44909	9,1	2,9	0,4	0,2	cGNSS
12	QUIL	-77,29095	1,39393	6,9	2,6	0,4	0,2	cGNSS
13	SOSO	-76,59684	2,11118	5,6	4,6	0,6	0,5	cGNSS
14	TCOA	-75,14715	3,38038	8,1	2,6	0,9	1,3	cGNSS
15	TUQU	-77,63097	1,09396	8,0	1,4	0,9	0,6	cGNSS
16	VMER	-77,15330	1,78501	7,4	3,0	0,2	0,2	cGNSS
17	VNEI	-75,25531	3,06225	4,6	3,5	0,3	0,3	cGNSS
18	VPIJ	-75,10669	4,39669	6,4	4,2	0,2	0,1	cGNSS
19	VPOM	-73,38224	4,06773	-0,2	0,5	0,5	0,2	cGNSS
1	ALG1	-75,32756	2,52198	1,1	1,4	6,0	2,1	eGNSS
2	ALTE	-75,73137	2,07730	0,9	2,4	2,5	2,4	eGNSS

(…/…)

N.°	ID	Longitud	Latitud	Vel este (mm/año)	Vel norte (mm/año)	Sigma este	Sigma norte	Tipo
3	FORO	-73,58785	3,44616	0,4	2,8	2,2	1,6	eGNSS
4	MOR1	-76,65046	2,77378	6,8	1,1	0,8	1,2	eGNSS
5	PLLE	-73,37096	3,27189	-1,1	0,1	1,2	0,5	eGNSS
6	ROBO	-77,30030	1,13579	7,1	2,2	2,6	2,6	eGNSS
7	SIBU	-76,94316	1,19776	3,9	1,7	1,6	2,2	eGNSS
8	SJBO	-73,79520	3,39937	3,1	2,9	-2,7	9,0	eGNSS
9	TEOD	-76,00070	1,87615	3,5	1,3	2,8	1,3	eGNSS
10	TES1	-75,72363	2,47897	4,3	2,6	2,0	1,5	eGNSS
11	TIME	-75,90514	1,90919	3,4	1,9	4,7	1,7	eGNSS
12	TIMW	-75,95676	2,01624	3,1	1,1	1,6	5,0	eGNSS
13	UVAL	-76,53217	3,37183	7,0	0,8	2,3	1,7	eGNSS
14	ZULE	-75,51060	2,21101	3,1	5,1	-2,0	1,9	eGNSS

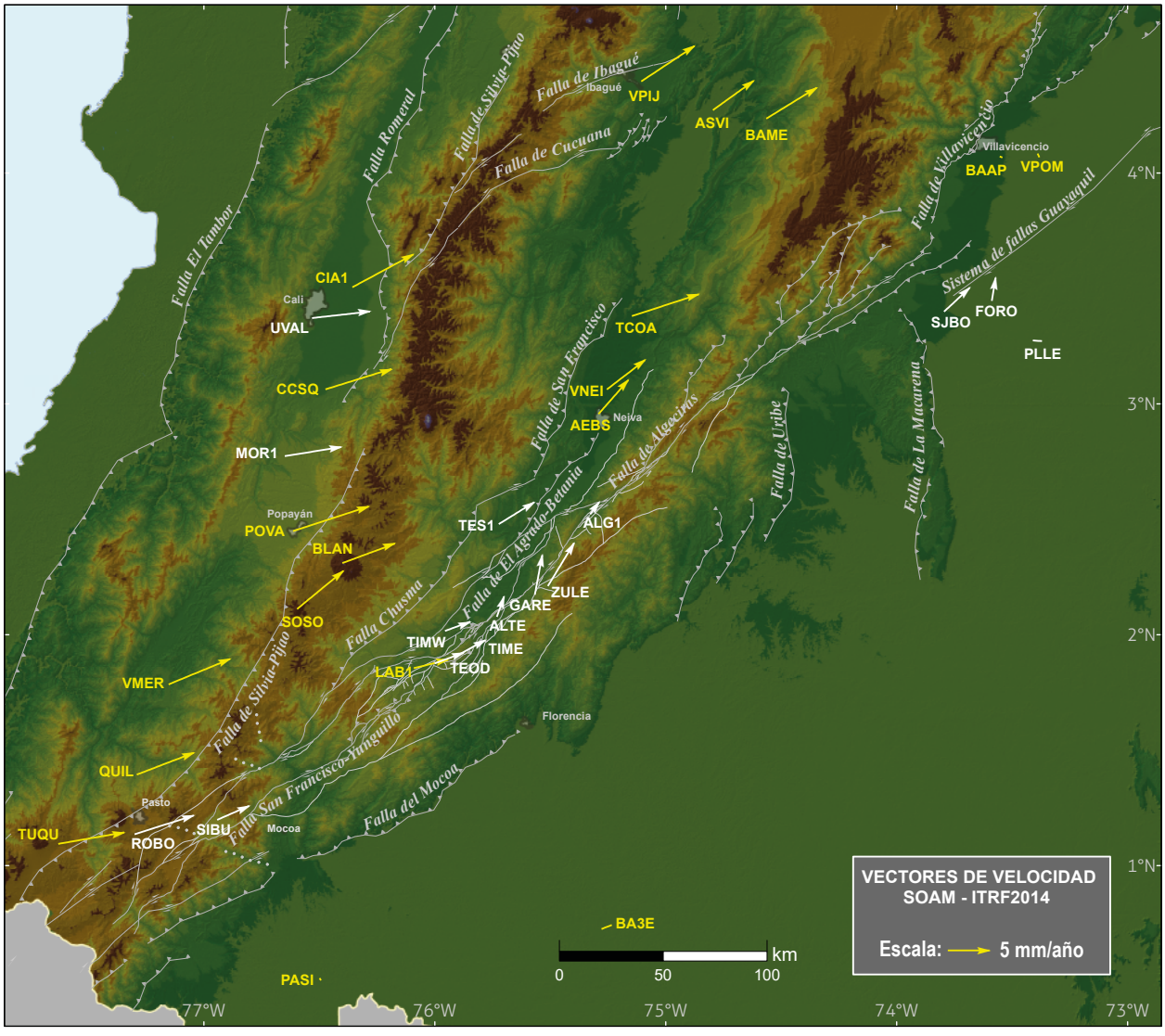


Figura 8.10. Velocidades geodésicas horizontales de la región de estudio con respecto a la placa suramericana en ITRF2014

8.3.5 Resultados geodésicos

Uno de los propósitos fundamentales del uso de la geodesia espacial en la FA es determinar la cinemática a lo largo de esta falla geológica. Una aproximación sencilla a la estimación de cinemática de fallas se basa en el cálculo de velocidades paralelas y normales a la dirección de una falla. En este caso, y asumiendo una tendencia general de la dirección del Sistema de Fallas del Borde Oriental del orden de 45° de azimut, que abarca a las fallas de Algeciras y Guaicáramo en el sector colombiano, se han tomado las velocidades en algunas estaciones geodésicas cGNSS con respecto a Suramérica y se ha realizado una rotación, que ha permitido la estimación de las velocidades horizontales paralelas a la dirección de la tendencia citada, las cuales se pueden apreciar en el mapa de la figura 8.11.

Las estaciones empleadas fueron QUIL, VMER, POVA, BLAN, AEBS y TCOA, localizadas al oeste de la traza de los sistemas de fallas mencionados, es decir, están localizadas sobre el Bloque Norte de los Andes, a una distancia perpendicular a la traza de la falla del orden de 181, 139, 45, 38, 98 y 142 km, respectivamente. Por su parte, las estaciones PASI, BA3E, BAAP y VPOM, están localizadas al este del sistema, sobre la placa suramericana. Estas estaciones están lo "suficientemente" alejadas de la traza del sistema.

El valor de movimiento, estimado a partir de las estaciones mencionadas, es de 7,2 mm/año, el cual, en este caso, estaría representando el movimiento total combinado del movimiento asociado a la FA más el movimiento del Borde Oriental Llanero en su conjunto. No obstante, estaría probablemente confirmando un movimiento dextral derecho de la FA, como fue expresado por Diederix *et al.* (2021).

Desafortunadamente los resultados de las estaciones eGNSS localizadas cerca a la traza del SFA no permiten hacer la corrección debido a la deformación elástica, por lo cual una de las principales sugerencias es desplegar una serie de transectos geodésicos, así como construir otras estaciones más separadas de la traza principal de la falla. Aunque se construyeron algunas estaciones con este propósito, todavía no tienen el tiempo suficiente de observación para obtener velocidades confiables.

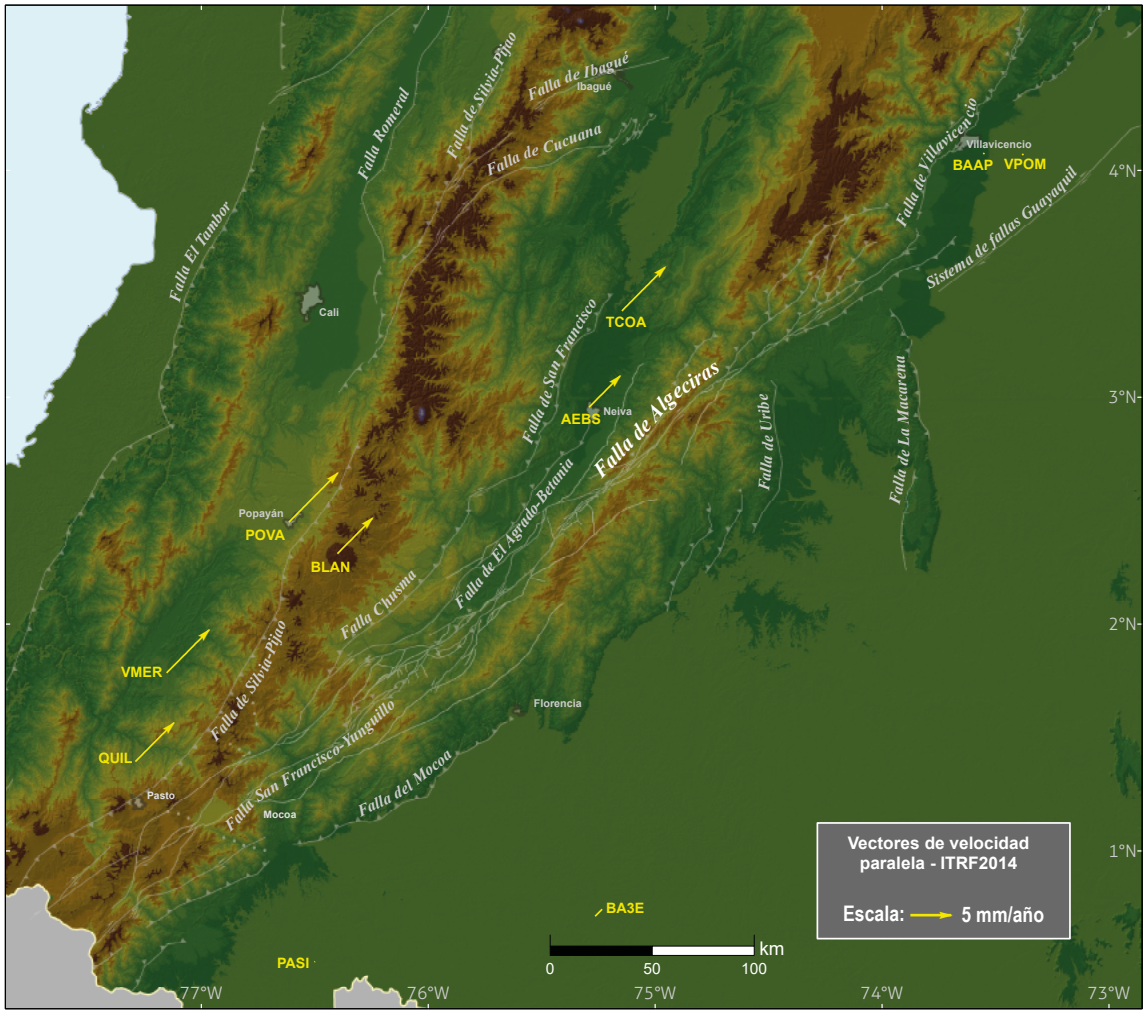


Figura 8.11. Velocidades geodésicas paralelas a la tendencia general asumida del Borde Oriental Llanero de 45°

8.4 Levantamiento de información geodésica como apoyo a la generación de información geoespacial

Con el objeto de generar información geoespacial para apoyar el estudio de la FA se realizaron algunos levantamientos de geodesia espacial y terrestre, cuyas aplicaciones y resultados se presentan a continuación.

8.4.1 Levantamientos geodésicos como apoyo a generación de productos fotogramétricos

Las actividades geodésicas de determinación de puntos de control terrestre, o fotocontrol, se presentan como apoyo a los levantamientos fotogramétricos. Un punto de fotocontrol es una marca física dispuesta sobre el terreno, y localizada y distribuida dentro del polígono del vuelo. Se establece en zonas despejadas que permitan su fácil fotoidentificación en las fotografías aéreas adquiridas con el dron. Las coordenadas precisas de estos puntos son determinadas mediante el posicionamiento geodésico con el instrumental GNSS, y son utilizadas para ajustar el bloque fotogramétrico y corregir los errores de posición.

Después de la visita de campo, de la selección de áreas de interés y del prediseño del polígono con todos los rasgos identificados por parte de los geólogos del proyecto con referencia de imágenes de Google Earth, se determinó la posible localización de los puntos de control terrestre de acuerdo con las diferencias de altura, la forma y área del polígono. Una vez en campo, se solicitaron los permisos con los propietarios de los predios para la construcción de los puntos de fotocontrol, teniendo en cuenta que su construcción no interfiriera con las actividades desarrolladas en los predios, y garantizando que cumplieran con las características técnicas definidas por el Grupo de Investigaciones Geodésicas Espaciales GeoRED en cuanto a visibilidad y perdurabilidad en el tiempo.

Una vez definidos los sitios, se realizó la monumentación de los mojones con las siguientes características: mojón en concreto de 0,40 × 0,40 m, profundidad de 0,80 a 1 m de acuerdo con las características del terreno y varilla de acero inoxidable de la referencia T304 de 2,5 m de longitud. Luego de materializar los mojones se pintaron de blanco y rojo en cuatro partes iguales y, con el fin de garantizar la fotoidentificación, se preseñalizó con una cruz de color blanco, como se ve en las fotografías de la figura 8.13.

Terminada la materialización de los puntos de fotocontrol se tomaron los datos geodésicos para la determinación de las coordenadas de alta precisión, utilizando instrumental GNSS de doble frecuencia. En cada polígono se definió una estación de referencia que permaneció rastreando durante el tiempo que se tomaron los datos de las otras tres estaciones para poder así realizar un procesamiento diferencial de cada uno de los polígonos (figura 8.14).

La toma de datos de las estaciones se realizó por un tiempo mínimo de rastreo de 6 a 8 horas, con una tasa de rastreo de 15 segundos, máscara de elevación de 0° y montaje de altura de antena constante de 1 m. Estos parámetros son establecidos para la toma de datos bajo la modalidad de campañas de campo del Grupo de Investigaciones Geodésicas Espaciales para estudios de la dinámica terrestre.



Figura 8.12. Fotografía puntos de control



Figura 8.13. Identificación de puntos de control en campo
a) División del monumento en 4 partes iguales, b) Pintura del mojón con colores foto identificables.



Figura 8.14. Toma de datos Geodésicos punto de fotocontrol

8.4.2 Procesamiento de puntos de fotocontrol

El procesamiento de los datos se realizó con el *software* científico Gipsy X, empleado por el Laboratorio Geodésico Internacional. Las coordenadas obtenidas de los 19 puntos de control que fueron determinados están expresadas en el marco internacional terrestre de referencia ITRF2014 (tabla 8.3).

Tabla 8.3. Coordenadas geodésicas de los puntos de control terrestre

Estación	Latitud			Longitud			Altura elipsoidal GRS80 (m)	Altura ortométrica EGM2008 (m)
	°	'	"	°	'	"		
Hacienda Mirador								
MIR1	2	13	2,98097	-75	33	57,37095	1385,159	1362,343
MIR2	2	13	1,10535	-75	34	13,34793	1234,269	1211,507
MIR4	2	13	30,81501	-75	34	20,8923	1283,235	1260,549

(.../...)

Estación	Latitud			Longitud			Altura elipsoidal GRS80 (m)	Altura ortométrica EGM2008 (m)
	°	'	"	°	'	"		
Naranjal								
NAR1	1	59	28,94145	-75	50	44,18217	1533,265	1509,99
NAR4	1	59	37,91246	-75	51	23,43134	1402,483	1379,148
NAR2	1	59	40,77737	-75	50	51,392	1531,301	1508,02
NAR3	1	59	24,09335	-75	51	8,84359	1414,824	1391,506
Miraflores								
MIF1	2	14	22,43869	-75	32	53,20113	1591,618	1568,705
MIF2	2	14	19,91714	-75	32	53,17016	1598,911	1575,993
MIF3	2	14	21,09211	-75	32	58,68553	1600,479	1577,584
MIF4	2	14	10,30969	-75	33	13,86786	1556,805	1533,947
Guayabal								
GUA1	2	14	45,111	-75	32	24,338	1479,135	1456,155
GUA2	2	14	46,807	-75	32	21,281	1477,504	1454,515
GUA3	2	14	49,84	-75	32	23,974	1484,593	1461,62
GUA4	2	14	47,665	-75	32	24,708	1492,287	1469,313
Potrerillos								
POT1	2	14	14,99	-75	32	48,991	1586,073	1563,131
POT2	2	14	12,504	-75	32	48,285	1581,953	1559,003
POT3	2	14	17,02	-75	32	42,689	1574,874	1551,911
POT4	2	14	18,55	-75	32	45,642	1584,515	1561,566

8.4.3 Levantamientos topográficos en zonas de particular interés

Con el fin de tener una superficie topográfica mejor definida en zonas de interés específico, se describen los levantamientos topográficos con énfasis en componente altimétrico ejecutados como apoyo a los levantamientos geoeléctricos realizados dentro del proyecto. Estas actividades permitieron la generación de curvas de nivel de 0,25 m de intervalo. Los levantamientos topográficos se realizaron en polígonos ubicados en los predios de Guayabal y Potrerillo, teniendo en cuenta los arreglos correspondientes a los levantamientos geoeléctricos (figura 8.15).

Para el cálculo y amarre del levantamiento se posicionaron puntos con instrumental GNSS doble frecuencia, con el fin de obtener coordenadas precisas para iniciar el levantamiento con una línea de acimut conocida. En la figura 8.16 se muestra el posicionamiento de uno de los puntos de referencia del levantamiento topográfico.

Para el levantamiento del polígono localizado en la finca Potrerillo se usaron las estaciones POT1 y POT2 para determinar la línea de azimut y, desde allí, se trasladaron las coordenadas a la estación POT5 y POT6 desde las cuales se hizo el levantamiento mediante la radiación con estación total, y se determinaron las coordenadas de 114 puntos.

Por otra parte, para el levantamiento del polígono localizado en la finca Guayabal se usaron las estaciones GUA1 y GUA5 para la línea de azimut, y desde estos dos puntos se realizó la radiación y el cálculo de las coordenadas de 160 puntos. La radiación en los dos casos permitió la generación de las curvas de nivel. La figura 8.17 muestra el uso de una estación total y la toma de distancias y ángulos, tanto horizontales como verticales, mediante el método de radiación hacia puntos determinados con prisma o reflector sobre bastón.

El cálculo de las coordenadas de precisión de cada uno de los puntos establecidos para determinar la línea de azimut se realizó con el *software* RtkLib, el cual permite hacer el cálculo con datos GNSS de menos de 8 horas de rastreo, y emplea órbitas precisas y parámetros de corrección. Una vez obtenidas las coordenadas de precisión se cambiaron de origen nacional a planas cartesianas origen Huila usando el aplicativo desarrollado por el IGAC Magna Sirgas Pro. Para la descarga y ajuste de los datos tomados en campo con la estación total se usó el *software* Trimble Business Center TBC y archivo de cálculo en Excel. Para generar las curvas de nivel, una vez ploteados los puntos tomados con la estación total, se empleó el *software* ArcGIS, lo que generó un DEM para la generación de curvas de nivel cada 0,25 m. La tabla 8.4 muestra las coordenadas de los puntos de referencia para los levantamientos topográficos.

La tabla 8.5 muestra las coordenadas planas de los puntos radiados que sirvieron para la generación del modelo digital de elevación, el cual permitió la generación de las curvas de nivel en el sector de Potrerillos.

En la figura 8.18 se muestran las curvas de nivel generadas en el polígono de Potrerillos que sirvieron de apoyo para la interpretación de la tomografía con los datos geoeléctricos.

A su vez, la tabla 8.6 muestra las coordenadas cartesianas obtenidas como resultado del levantamiento realizado en el sector de Guayabal.

La figura 8.19 presenta las curvas de nivel del sector Guayabal, obtenidas a partir del levantamiento topográfico realizado, y utilizadas para apoyar la interpretación de los resultados del levantamiento geoeléctrico.



Figura 8.15. Área de levantamiento topográfico del área de estudio
a) Sector de Guayabal, b) Sector Potrerillo. Las líneas rojas corresponden al arreglo del levantamiento geoeléctrico.



Figura 8.16. Posicionamiento GNSS de punto de referencia para el levantamiento



Figura 8.17. Levantamiento topográfico
a) Estación total, b) Punto radiado en levantamiento topográfico con prisma sobre bastón.

Tabla 8.4. Coordenadas de las estaciones de referencia para el levantamiento topográfico

ID Punto	Planas cartesianas origen nacional		Planas cartesianas origen Huila		Altura ortométrica (m)
	Norte (m)	Este (m)	Norte (m)	Este (m)	EGM 2008
Coordenadas estaciones referencia Potrerillos					
POT1	1805508,337	4716823,482	739257,251	1170275,693	1563,131
POT2	1805431,928	4716845,145	739180,886	1170297,492	1559,003
Coordenadas estaciones referencia Guayabal					
GUA1	1.806.432,40	4.717.586,98	740.182,63	1.171.037,48	1456,155
GUA5	1.806.455,87	4.717.608,64	740.206,14	1.171.059,10	1452,535

Tabla 8.5. Coordenadas de las estaciones de referencia para el levantamiento topográfico en el sector de Potrerillos

Punto	Norte (m)	Este (m)	Altura ortom. (m)	Punto	Norte (m)	Este (m)	Altura ortom. (m)
POT5	739281,311	1170313,06	1589,4995	59	739269,597	1170333,82	1587,013
1	739289,331	1170306,07	1592,5899	60	739269,101	1170337,2	1587,9605
2	739289,955	1170307,87	1592,67	61	739271,346	1170339,93	1587,6858
3	739294,945	1170308,76	1593,6377	62	739267,814	1170340,99	1588,0818
4	739297,171	1170306,33	1593,925	63	739272,243	1170337,43	1587,3464
5	739293,847	1170296,4	1593,7176	64	739273,019	1170334,28	1585,9749
6	739291,377	1170299,29	1593,1433	65	739280,982	1170344,79	1585,9598
7	739294,692	1170295	1594,0515	66	739287,41	1170349,02	1583,9444
8	739298,461	1170293,47	1595,4444	67	739281,319	1170334,9	1583,9721
9	739300,289	1170291,7	1596,4099	68	739286,42	1170324,19	1590,0788
10	739300,618	1170288,66	1597,2895	69	739293,331	1170326,84	1590,9498
11	739297,464	1170301,84	1594,0839	70	739294,649	1170328,72	1590,0709
12	739295,207	1170311,35	1593,3836	71	739298,901	1170331,11	1589,5978
13	739294,899	1170308,85	1593,6106	72	739302,688	1170331,42	1590,1654
14	739299,644	1170310,93	1594,359	73	739306,038	1170333,97	1589,162
15	739296,046	1170313,37	1593,3841	74	739310,363	1170337	1588,3737
16	739302,763	1170311,81	1594,845	75	739295,506	1170337,61	1586,9114
17	739293,637	1170316,57	1592,3729	76	739316,969	1170339,98	1588,7106
18	739300,756	1170318,92	1593,6551	77	739296,737	1170339,33	1586,6161
19	739304,083	1170319,93	1593,8712	78	739321,974	1170343,53	1588,9903
20	739307,137	1170320,84	1594,1275	79	739327,039	1170346,27	1589,0663
21	739310,086	1170321,89	1594,3662	80	739334,454	1170349,86	1589,6474
22	739306,1	1170327	1592,7816	81	739305,818	1170330,88	1590,9814
23	739307,789	1170326,36	1593,0631	82	739306,022	1170325,96	1593,1153
24	739308,065	1170328,35	1592,3505	83	739295,461	1170337,97	1586,7628
25	739304,904	1170326,73	1592,6558	84	739297,509	1170340,74	1586,2558
26	739299,337	1170328,26	1591,0149	85	739291,625	1170332,36	1587,6466
27	739302,76	1170325,68	1592,6286	86	739287,881	1170333,03	1586,3309
28	739299,088	1170323,53	1592,88	87	739293,558	1170339,62	1585,5409
29	739292,198	1170327,14	1590,4697	88	739285,558	1170334,67	1584,7187
30	739293,681	1170320,2	1592,0352	89	739290,529	1170338,15	1585,0807
31	739290,157	1170325,1	1590,6531	90	739284,205	1170337	1583,5887
32	739288,475	1170318,35	1591,0063	91	739287,076	1170338,51	1583,5924
33	739287,974	1170322,26	1590,7046	92	739287,341	1170341,64	1583,2259
34	739290,211	1170315,92	1591,4846	93	739287,459	1170344,52	1583,0549
35	739285,785	1170319,67	1590,2313	94	739277,561	1170333,18	1584,2719
36	739282,851	1170321,8	1589,1827	95	739287,667	1170345,3	1583,0424
37	739285,569	1170322,94	1589,9908	96	739273,751	1170330,21	1584,5617
38	739286,791	1170326,29	1589,4413	97	739274,562	1170335,07	1585,4076
39	739287,77	1170328,89	1588,6533	98	739287,067	1170348,13	1584,29
40	739278,715	1170323,4	1586,4281	99	739284,474	1170356,97	1586,6245
41	739280,018	1170319,35	1588,3845	100	739282,246	1170362,71	1588,4997
42	739276,783	1170323,02	1586,0855	101	739274,686	1170338,19	1586,6884
43	739275,889	1170316,72	1587,2065	102	739274,632	1170341,98	1586,9839
44	739275,696	1170325,65	1584,8952	103	739279,973	1170366,23	1589,0094
45	739277,011	1170328,25	1584,6981	104	739271,257	1170346,05	1587,6098
46	739272,872	1170318,75	1586,7642	105	739284,698	1170366,86	1588,6872
47	739277,535	1170328,16	1584,6246	106	739268,302	1170347,65	1588,0095
48	739270,124	1170319,82	1585,9517	107	739277,375	1170362,34	1588,6909
49	739271,504	1170321,41	1585,4779	108	739264,387	1170348,36	1586,9972
50	739266,107	1170324,57	1584,7013	109	739267,629	1170339,97	1588,0692
51	739270,132	1170326,11	1584,7304	110	739266,078	1170336,63	1588,2901
52	739265,458	1170326,75	1584,7521	111	739273,354	1170346,32	1587,4248
53	739268,687	1170328,94	1584,5811	112	739274,938	1170341,71	1586,958
54	739265,769	1170328,9	1585,9247	113	739262,599	1170332,46	1588,395
55	739264,705	1170332,5	1588,0353	114	739263,084	1170329,31	1587,5373
56	739271,227	1170332,41	1585,2872	115	739276,042	1170338,59	1586,0733
57	739263,128	1170337,25	1588,6547	116	739281,334	1170313	1589,383
58	739262,1	1170341,3	1588,281	117	739281,341	1170313,02	1589,3835

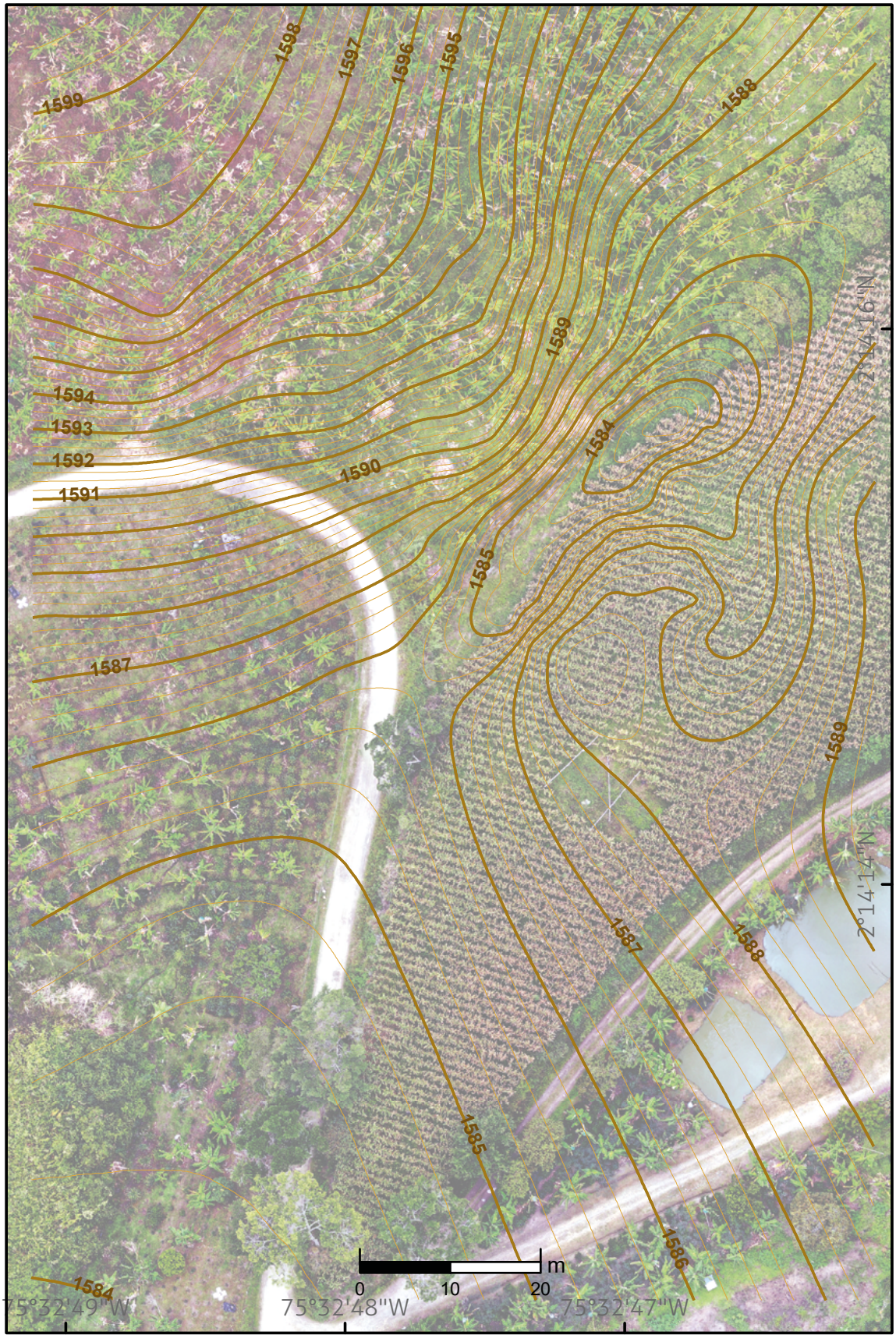


Figura 8.18. Curvas de nivel del sector Potrerillos

Tabla 8.6. Coordenadas de las estaciones de referencia para el levantamiento topográfico en el sector de Guayabal

Punto	Norte (m)	Este (m)	Altura Ortom. (m)	Punto	Norte (m)	Este (m)	Altura Ortom. (m)
1	740173,496	1171020,42	1456,3177	82	740168,477	1171031,96	1451,1026
2	740174,438	1171022,78	1456,5359	83	740171,71	1171031,43	1451,5079
3	740176,465	1171022,31	1456,1861	84	740174,812	1171032,98	1451,641
4	740176,417	1171024,34	1456,5407	85	740168,022	1171034,41	1450,4173
5	740179,166	1171021,7	1456,485	86	740159,935	1171033,95	1449,691
6	740179,464	1171024,38	1455,8469	87	740157,35	1171035,84	1448,5806
7	740178,418	1171026,25	1456,4402	88	740159,128	1171039,52	1446,7295
8	740181,437	1171022,87	1456,2359	89	740158,507	1171041,31	1445,7739
9	740181,191	1171025,25	1455,76	90	740161,933	1171043,9	1446,0083
10	740180,578	1171027,39	1456,4136	91	740159,106	1171045,89	1444,2555
11	740183,511	1171023,88	1455,9724	92	740152,697	1171034,68	1449,0987
12	740184,561	1171027,53	1455,7229	93	740158,995	1171028,17	1451,8993
13	740183,388	1171029,27	1456,3094	94	740162,231	1171025,7	1453,4354
14	740186,659	1171024,01	1456,203	95	740165,39	1171022,35	1455,1905
15	740187,221	1171029,63	1455,8156	96	740181,131	1171033,09	1455,3143
16	740185,314	1171031,7	1455,8063	97	740183,445	1171035,47	1455,4592
17	740190,18	1171027,64	1455,6852	98	740183,678	1171038,76	1454,5092
18	740190,821	1171031,66	1455,4979	99	740185,852	1171040,47	1453,8514
19	740188,616	1171034,19	1455,4549	100	740189,162	1171042,39	1453,4012
20	740192,554	1171030,17	1455,5078	101	740193,162	1171042,59	1453,7286
21	740193,376	1171033,67	1454,8475	102	740195,966	1171045,88	1452,7825
22	740190,684	1171036,24	1455,2728	103	740200,509	1171048,31	1452,8104
23	740195,486	1171032,71	1454,9219	104	740209,635	1171048,32	1452,9226
24	740196,413	1171037,64	1454,4137	105	740209,59	1171045,82	1453,3501
25	740193,955	1171040,69	1454,173	106	740212,056	1171045,47	1453,2839
26	740199,546	1171037,96	1454,2449	107	740213,294	1171042,97	1453,8198
27	740199,359	1171041,58	1454,0139	108	740215,699	1171041,56	1454,3642
28	740196,873	1171043,84	1453,5719	109	740218,426	1171039,5	1455,0991
29	740201,674	1171041,38	1453,8387	110	740217,122	1171036,68	1455,7605
30	740202,55	1171045,38	1453,2583	111	740220,549	1171036	1456,3162
31	740200,045	1171047,59	1452,846	112	740222,358	1171033,75	1457,1668
32	740204,992	1171043,83	1453,3118	113	740226,122	1171032,02	1458,0856
33	740208,505	1171050,11	1452,7474	114	740227,111	1171028,18	1459,887
34	740205,995	1171053,69	1452,9302	115	740229,014	1171026,44	1460,8136
35	740209,151	1171049,4	1452,7208	116	740231,688	1171025,29	1461,896
36	740211,032	1171052,54	1452,1979	117	740232,105	1171022,24	1463,2287
37	740214,492	1171055,94	1451,8853	118	740235,213	1171020,73	1464,4408
38	740209,434	1171055,78	1452,7558	119	740236,649	1171018,62	1465,581
39	740214,496	1171055,99	1451,8917	120	740237,562	1171017,71	1466,206
40	740218,371	1171058,78	1451,6821	121	740237,078	1171012,95	1469,0972
41	740221,762	1171061,17	1451,3522	122	740204,821	1171051,8	1452,8763
42	740225,47	1171063,89	1451,1996	123	740202,476	1171053,31	1452,7791
43	740228,538	1171067,01	1450,9321	124	740201,109	1171056,73	1452,9033
44	740232,397	1171070,01	1450,5695	125	740198,25	1171056,2	1451,5481
45	740236,06	1171073,06	1449,9383	126	740200,039	1171060,28	1452,4144
46	740239,971	1171075,73	1449,8191	127	740196,795	1171057,35	1450,6771
47	740175,234	1171021,21	1456,262	128	740201,425	1171051,36	1452,6047
48	740176,688	1171018,24	1457,5045	129	740195,582	1171058,11	1450,0501
49	740181,96	1171009	1460,9485	130	740198,778	1171052,65	1451,7056
50	740182,792	1171005,28	1461,5973	131	740193,291	1171054,32	1449,2189
51	740184,038	1170997,19	1464,7933	132	740195,503	1171050,29	1450,9822
52	740183,97	1170993,62	1466,0024	133	740191,443	1171054,85	1448,3495
53	740183,414	1170990,7	1467,1572	134	740192,337	1171050,36	1450,1777
54	740183,818	1170986,39	1468,6361	135	740190,433	1171051,53	1449,2681
55	740183,811	1170983,1	1470,118	136	740188,152	1171049,52	1449,8041
56	740183,708	1170979,39	1471,7361	137	740188,122	1171052,31	1448,3859
57	740184,111	1170971,34	1476,7688	138	740184,666	1171048,98	1449,519
58	740199,79	1170981,97	1474,2917	139	740185,46	1171052,61	1447,8404
59	740201,921	1170985,32	1471,9618	140	740183,178	1171051,03	1447,9602
60	740199,783	1170987,44	1470,308	141	740181,973	1171052,92	1446,716
61	740198,7	1170989,97	1469,4057	142	740178,716	1171051,22	1446,873
62	740197,179	1170996,35	1467,0519	143	740180,875	1171053,35	1446,3329
63	740196,198	1170998,5	1466,1424	144	740176,822	1171052,48	1445,9237
64	740194,526	1171000,36	1465,0285	145	740180,866	1171053,33	1446,332
65	740193,77	1171001,99	1464,3527	146	740207,159	1171054,66	1452,9509
66	740193,212	1171004,1	1463,4037	147	740209,529	1171058,2	1453,2433
67	740192,537	1171006,33	1462,1431	148	740208,848	1171061,67	1454,3759
68	740191,58	1171008,05	1461,6455	149	740211,277	1171065,53	1454,6613

(…/…)

Punto	Norte (m)	Este (m)	Altura Ortom. (m)	Punto	Norte (m)	Este (m)	Altura Ortom. (m)
69	740190,54	1171010,12	1460,9041	150	740209,849	1171068,49	1454,4978
70	740189,285	1171012,37	1460,2442	151	740212,246	1171070,01	1454,6005
71	740188,757	1171014,94	1459,4729	152	740212,229	1171069,97	1454,5977
72	740187,506	1171016,72	1459,0448	153	740216,151	1171055,34	1451,8059
73	740186,888	1171018,17	1458,4811	154	740224,775	1171052,13	1452,8946
74	740185,937	1171019,15	1458,0427	155	740227,825	1171052,71	1453,0528
75	740185,343	1171021,19	1457,2298	156	740232,343	1171052,34	1453,2284
76	740183,597	1171022,54	1456,4554	157	740229,966	1171048,74	1453,8952
77	740185,28	1171025,19	1455,8335	158	740238,039	1171054,41	1453,1354
78	740171,629	1171024,05	1455,8692	159	740222,516	1171044,22	1454,3138
79	740168,476	1171027,23	1454,5661	160	740247,224	1171066,08	1451,2894
80	740164,805	1171029,8	1452,5716	161	740181,939	1171029,95	1456,5461
81	740163,767						

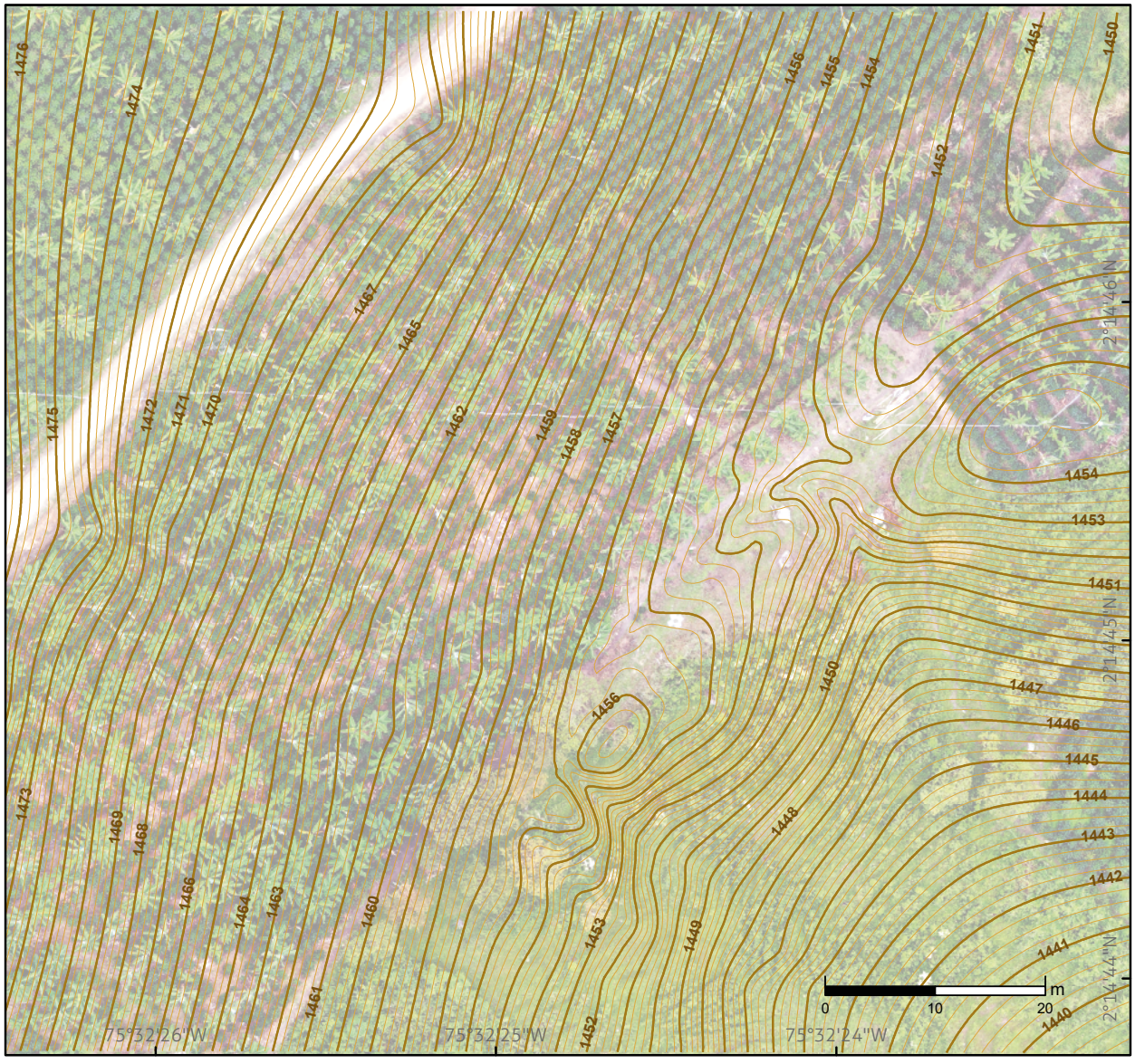


Figura 8.19. Curvas de nivel sector Guayabal

8.4.4 Levantamiento geodésico y topográfico de las trincheras Potrerillos y Miraflores, y puntos de control de las paredes, sector de Miraflores

Con el fin de establecer los puntos de control sobre las paredes de la trinchera para el levantamiento con láser escáner, se determinaron coordenadas mediante instrumental geodésico y topográfico.

En primera instancia se establecieron los puntos de referencia adicionales a los establecidos para fotocontrol, en cercanías al sitio de excavación de la trinchera, y cuyas coordenadas fueron determinadas mediante instrumental geodésico. Esta antena fue establecida con sistema de montaje *spike-mount* de 1 m (figura 8.20).

Las lecturas angulares y de distancias se tomaron mediante una estación total electrónica, de marca Trimble. Con este tipo de instrumentación se determinaron los bordes de la trinchera mediante primas sobre bastón, y se hicieron lecturas sobre puntos directos en las paredes de las trincheras (figura 8.21).

La figura 8.22 muestra la poligonal y los puntos principales que definen la trinchera, tanto en su parte alta como baja.

En las fotografías de las figuras 8.23-8.26 se muestran los puntos de control en las paredes oeste, suroeste, noreste y este de la trinchera Potrerillos.

La tabla 8.7 presenta las coordenadas planas obtenidas en el levantamiento geodésico y topográfico de los puntos de control para el levantamiento que se realizó con láser escáner.

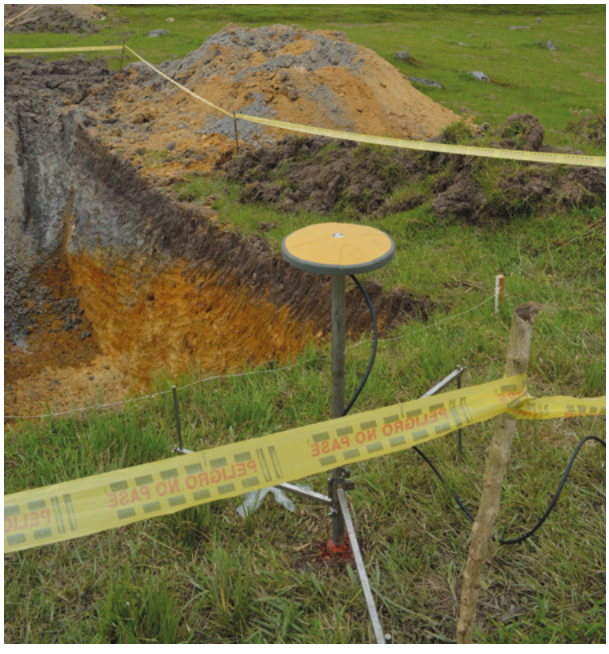


Figura 8.20. Punto de control para determinación de puntos de referencia



Figura 8.21. Levantamiento de borde de trinchera

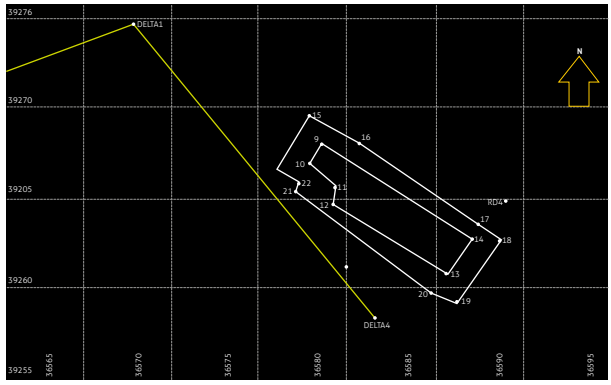


Figura 8.22. Levantamiento topográfico de la trinchera Potrerillos



Figura 8.23. Puntos de control pared oeste. W22-Pared W. Eje vertical2, eje horizantal2. W10-Pared W. Eje vertical 1, eje horizontal 0. W31-Pared W. Eje vertical 3, eje horizontal 1
Los números sobre cada línea son las distancias verdaderas en metros entre punto y punto.

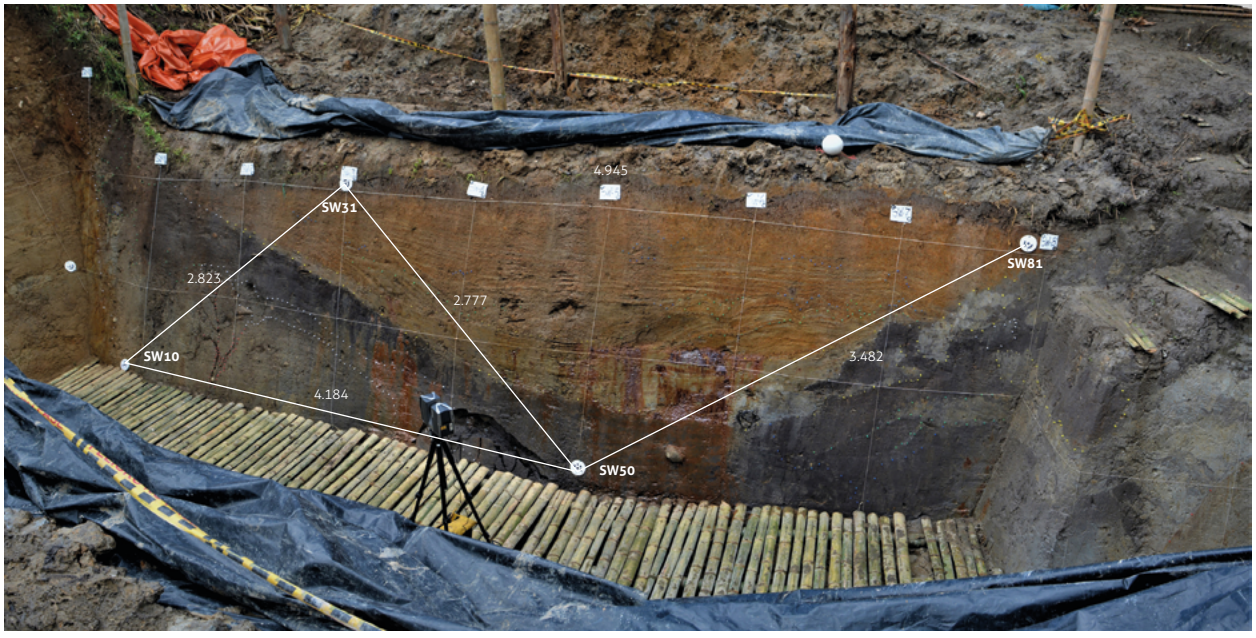


Figura 8.24. Puntos de control pared suroeste. SW10-Pared SW. Eje vertical 1, eje horizontal 0; SW31. Pared SW. Eje vertical 3, eje horizontal 1. SW50-Pared SW. Eje vertical 5, eje horizontal 0; SW81-Pared SW. Eje vertical 8, eje horizontal 1
Los números sobre cada línea son a las distancias verdaderas en metros entre punto y punto. Las distorsiones en la verticalidad y horizontalidad de los hilos se deben a la proyección cónica del cámara.

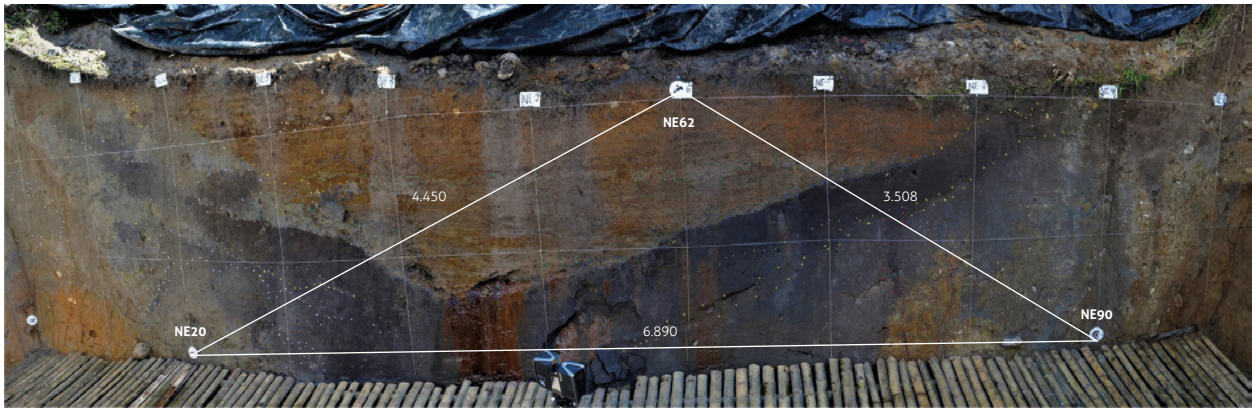


Figura 8.25. Puntos de control pared noreste. NE20-Pared NE. Eje vertical 2, eje horizontal 0. NE62-Pared NE. Eje vertical 6, eje horizontal 2. NE90-Pared NE. Eje vertical 9, eje horizontal 0
Los números sobre cada línea son las distancias verdaderas en metros entre punto y punto. Las distorsiones en la verticalidad y horizontalidad de los hilos se deben a la proyección cónica del cámara.

Tabla 8.7. Coordenadas planas de puntos de control de levantamiento con láser escáner

Puntos	Norte	Este	Elevación	Observaciones
NE90	739256,210	836586,073	1557,943	Pared NE
NE61	739259,109	836587,017	1559,677	Pared NE
NE20	739263,090	836586,393	1557,789	Pared NE
W10	739265,122	836586,342	1557,949	Pared W
W21	739266,013	836585,574	1560,511	Pared W
W31	739265,459	836584,777	1558,709	Pared W
E13	739254,798	836585,690	1558,753	Pared E
SW81	739263,058	836583,311	1559,664	Pared SW
SW50	739260,125	836583,764	1557,843	Pared SW
SW31	739258,119	836583,080	1559,637	Pared SW
SW10	739255,943	836583,750	1557,967	Pared SW
E43	739255,081	836583,347	1558,729	Pared E
E31	739254,049	836584,216	1560,543	Pared E

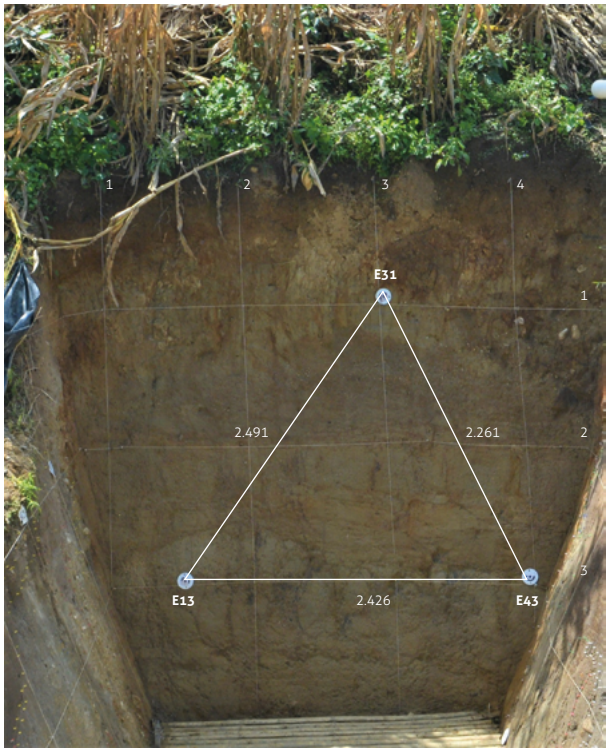


Figura 8.26. Puntos de control pared este. E13-Pared E. Eje vertical 1, eje horizontal 3. E31-Pared E. Eje vertical 3, eje horizontal 1. E43-Pared E. Eje vertical 4, eje horizontal 3
Los números sobre cada línea son las distancias verdaderas en metros entre punto y punto.

Para la trinchera Miraflores, localizada al NW de la trinchera Potrerillos anterior, en el costado de la vía que conduce al municipio de Garzón, en cercanías de la escuela rural de la vereda de Miraflores, se realizó el mismo procedimiento indicado con anterioridad. La figura 8.27 presenta el croquis general de la trinchera Miraflores, tanto en su parte superior como inferior.

Las fotografías de las figuras 8.28-8.31 muestran los puntos de control cuyas coordenadas fueron determinadas. En la figura 70 se observa una distorsión en el tamaño y homogeneidad de la cuadrícula, debido al uso de un lente gran angular que facilitaba la toma completa de la pared.

La tabla 8.8 presenta las coordenadas de los puntos de control de la trinchera Miraflores.

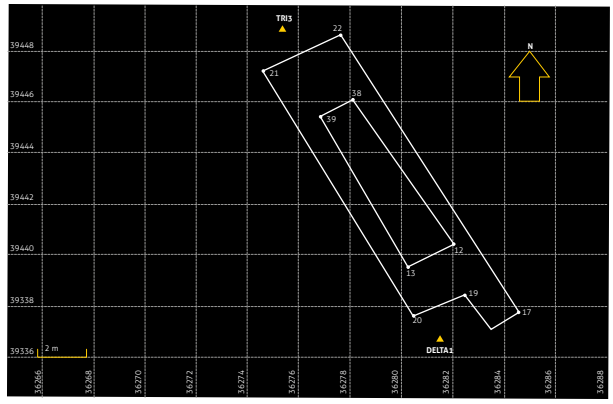


Figura 8.27. Croquis de la trinchera Miraflores

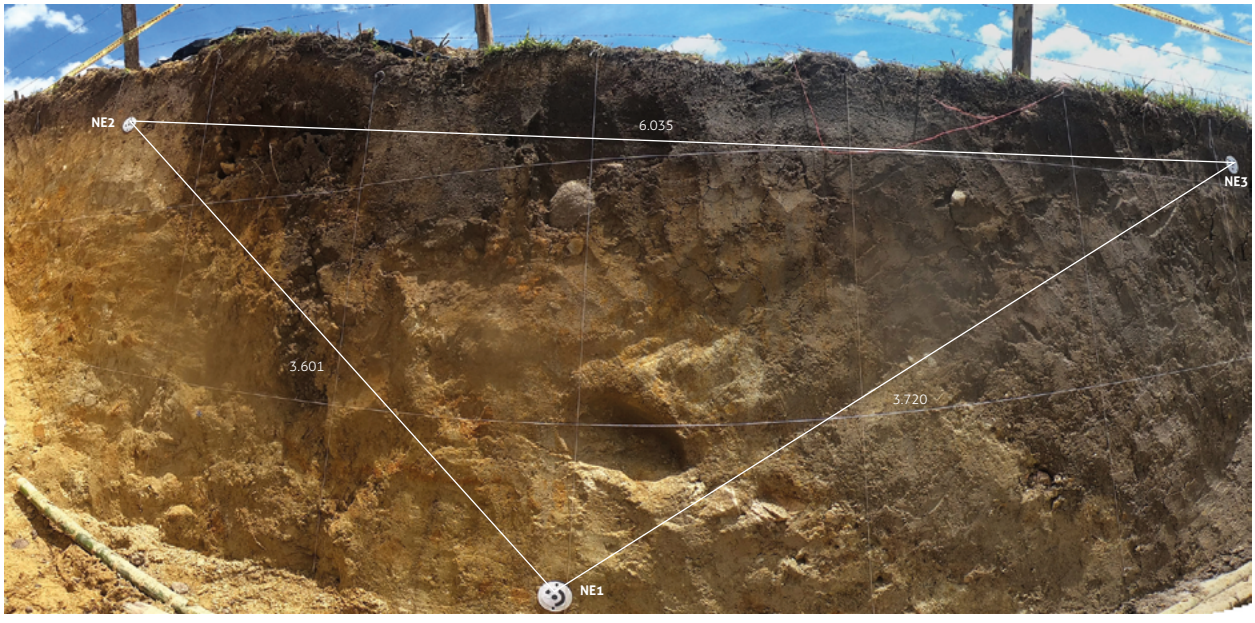


Figura 8.28. Puntos pared noreste. NE2-Pared NE. Eje vertical 2.NE1-Pared NE. Eje vertical 1. NE3-Pared NE. Eje vertical 3
Los números sobre cada línea son las distancias verdaderas en metros entre punto y punto. Las distorsiones en la verticalidad y horizontalidad de los hilos se deben a la proyección cónica del cámara.

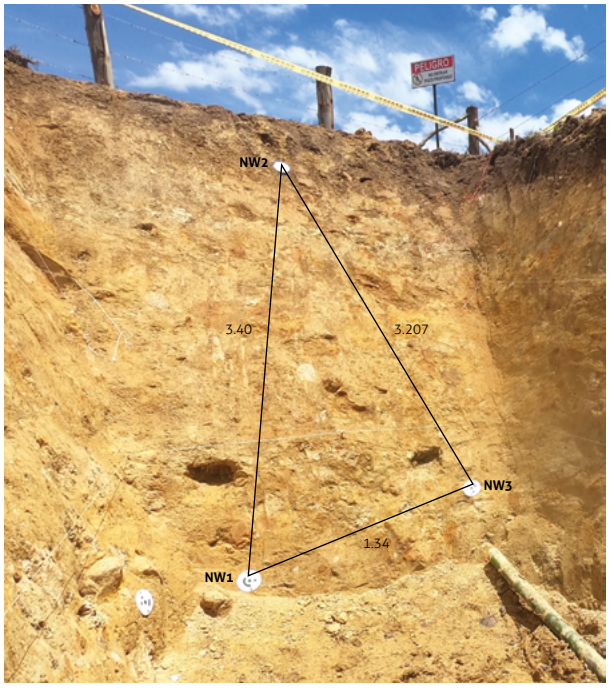


Figura 8.29. Puntos de control pared noroeste. NW1-Pared NW. Eje vertical 1.NW2-Pared NW. Eje vertical 2. NW3-Pared NW. Eje vertical 3
Los números sobre cada línea son las distancias verdaderas en metros entre punto y punto.

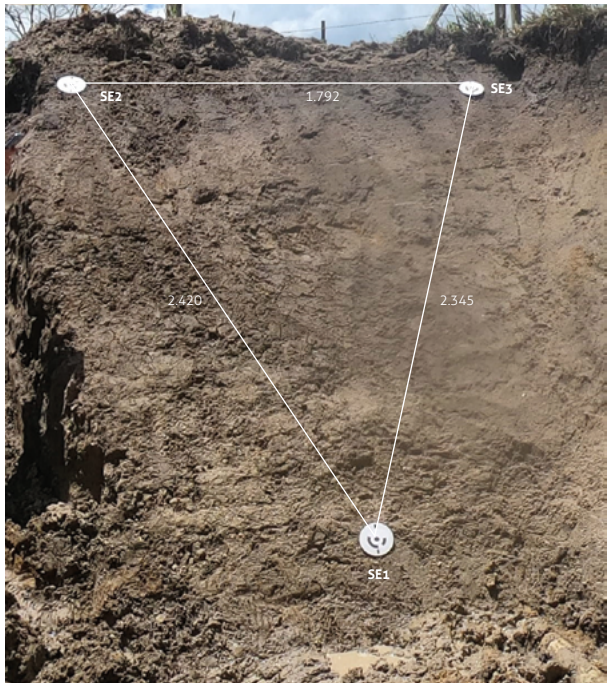


Figura 8.30. Puntos de control pared sureste. SE1-Pared SE. Eje vertical 1.SE2-Pared SE. Eje vertical 2. SE3-Pared SE. Eje vertical 3
Los números sobre cada línea son las distancias verdaderas en metros entre punto y punto.

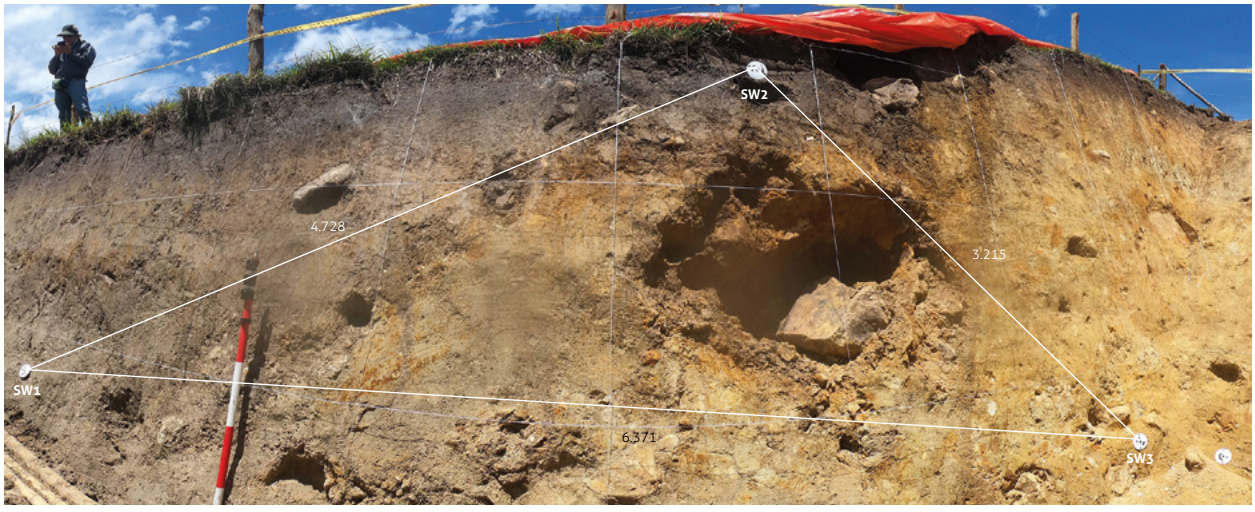


Figura 8.31. Puntos de control pared suroeste. SW1-Pared SW. Eje vertical 1. SW2-Pared SW. Eje vertical 2. SW3-Pared SW. Eje vertical 3
Los números sobre cada línea son las distancias verdaderas en metros entre punto y punto. Las distorsiones en la verticalidad y horizontalidad de los hilos se deben a la proyección cónica del cámara.

Tabla 8.8. Coordenadas de puntos de control de la trinchera Miraflores

Punto	Norte	Este	Elevación
SE3	739437,880	836280,709	1574,725
SE1	739439,441	836280,786	1572,977
SE2	739438,612	836282,342	1574,635
SW1	739439,562	836279,879	1573,032
SW3	739445,102	836276,745	1572,763
SW2	739442,849	836277,126	1575,025
NE2	739446,551	836279,085	1574,873
NE3	739441,457	836282,282	1574,377
NE1	739443,844	836279,990	1572,677
NW1	739445,643	836276,891	1572,752
NW3	739446,354	836277,993	1573,026
NW2	739447,696	836276,310	1575,403

Nota: Valores en metros.





9

Caracterización estructural de la zona dañada

La amplitud de la zona dañada (*damage zone*) de una falla geológica se evidencia por la frecuencia y dimensión de las estructuras producto de la actividad de la falla, como grietas y diferentes tipos de fracturas, incluidas bandas de deformación, clivajes de cizalla e intensa cataclasis sobreimpresa en las rocas circundantes, entre otras. Estos rasgos disminuyen a medida que aumenta la distancia desde el núcleo de la falla o traza principal, mientras que en sus extremos generalmente son muy reducidas y la roca tiende a ser preservada de la deformación (Choi *et al.*, 2016; Fossen, 2010; Twiss y Moores, 2007)

El estudio de una zona dañada de falla se puede abordar de tres maneras: la primera, a lo largo de su traza, siguiendo su dirección y observando las variaciones en el comportamiento de la deformación; la segunda, por medio de un estudio de la zona dañada de la falla concentrada en su terminación (*Tip*), la cual puede mostrar variaciones considerables en el estilo estructural con respecto al resto de la traza principal de la falla, y la tercera, por una caracterización de la zona dañada a través de la falla (Choi *et al.*, 2016; Kim *et al.*, 2003, 2004).

De esta manera, la traza principal del SFA, reconocido regionalmente como la FA, fue abordada en dos transectos geológico-estructurales que cortan su zona dañada de manera ortogonal, además de algunos puntos de control ubicados a lo largo de su traza. La caracterización se realizó con el fin de observar continuidad y consecuencia de los estilos estructurales, como los que se definieron en la morfotectónica regional, adquirir los datos para calcular el paleotensor de esfuerzos que ha dominado esta estructura y establecer los mecanismos de deformación asociados y los niveles corticales exhumados a superficie a partir del entendimiento de las rocas de falla generadas.

Así mismo, a partir de los datos adquiridos en campo, se pudieron definir cuáles estructuras dentro de la zona dañada de la falla tienden a mantenerse activas ante el actual régimen de esfuerzos. El análisis de los datos de campo, mediante el cálculo del círculo de Mohr y de diagramas de reactivación tectónica, permitió establecer que algunas trazas de esta falla son una fuente de amenaza sismogénica para sus poblaciones aledañas.

9.1 Metodología

La metodología describe las fases para la obtención de los resultados.

1. **Fase previa al campo:** incluye la revisión bibliográfica de trabajos geocientíficos publicados en torno al SFA. Así mismo, se realizó la descripción y clasificación morfotectónica y geomorfológica con énfasis en la identificación de las trazas de falla que configuran el SFA. Además, luego de identificar las estructuras mencionadas, se seleccionaron los sectores óptimos para realizar los transectos geológico-estructurales con el fin de delimitar la zona dañada y caracterizar sus rocas de falla durante la fase de campo. En esta fase, también se revisó la cartografía geológica publicada por el SGC a escala 1:100 000 en las planchas 345 - Campoalegre (Morales *et al.*, 2001) y 366 - Garzón (Velandia *et al.*, 2001).
2. **Fase de campo:** abarca la delimitación de la zona dañada de las trazas de falla incluidas en los transectos, cortando la traza principal de la FA. Una vez reconocidos y seleccionados los transectos más favorables, se realizaron los levantamientos geológico-estructurales a detalle de acuerdo con las metodologías propuestas por Forero Ortega *et al.* (2021), López-Isaza *et al.* (2021) y McClay (1987). Adicionalmente, durante esta fase, se realizó el muestreo de rocas de falla para la caracterización microtectónica y temporal.
3. **Fase de oficina:** durante esta fase se sistematiza la información levantada en campo, se procesan los datos estructurales medidos, se calculan los paleotensores de esfuerzos y, con base en las observaciones geomorfológicas, de campo y estadísticas, se plantea el estilo estructural.

9.2 Resultados

El levantamiento de transectos geológico-estructurales se realizó en los municipios de Garzón y Algeciras (Huila), y consistió en la medición de diferentes estructuras que sustentan la clasificación y caracterización de segmentos de trazas de falla y de los estilos estructurales relacionados.

9.3 Transecto Garzón

El transecto Garzón se localiza sobre la vía que conduce del municipio de Garzón hacia el sector conocido como San Antonio del Pescado, específicamente hasta el sector de la quebrada Las Damas.

Geomorfológicamente a lo largo de este transecto se observa el SFA como una estructura continua que delimita el contacto entre el Valle Superior del Magdalena (VSM) y el Macizo de Garzón (MG). El bloque SE de la traza principal de la FA corresponde a un alto topográfico relacionado con el MG, el cual se encuentra cabalgando sobre el VSM.

En este sector la FA afecta rocas de edad Proterozoico asociadas al Grupo Garzón y rocas plutónicas de edad Jurásica relacionadas a la unidad Granito de Garzón. A lo largo de este transecto se observan estructuras previas a la deformación impresa por la FA y estructuras sintectónicas a la actividad de la falla.

Se identificaron estructuras como clivajes (*C*), foliaciones (S_n), diaclasas (*J*), venas (*T*) y estructuras cinemáticas que describen el sentido y dirección de fallas geológicas, las cuales fueron clasificadas en el sistema Riedel por su actitud estructural y cinemática, como cizalla *Y* (falla principal) cizalla *R* (Riedel sintética), cizalla *R'* (Riedel antitética), cizalla *P* (Riedel sintética tardía o post-riedel) y cizalla *X* (post-riedel antitética) (Petit, 1987). A partir de la medición de las actitudes de estas cizallas se realizó el cálculo del paleotensor de esfuerzos local y regional. En total se hicieron doce estaciones de campo, seis sobre la vía, una en el sector residencial conocido como Brisas de Monserrate, cuatro en la vía Garzón-Alto de Monserrate y una en la vía Garzón-Zuluaga, específicamente en la vereda Claro (figura 9.1).

La cizalla *Y* presenta orientación SW-NE, con rumbo que oscila entre 40° y 60° y buzamiento hacia el SE con ángulos de inclinación preferente entre 60° y 70° (± 20°). La cinemática generalmente es transcurrente lateral derecha u oblicua lateral derecha inversa, definida a partir de indicadores cinemáticos como las cizallas Riedel, surcos, escalones, lineaciones y acanaladuras de falla (figura 9.2).

La cizalla *R* se observa con una orientación WSW-ENE, con diferencia angular de aproximadamente 20°, a partir de las trazas principales de la FA definidas como cizalla *Y*.

La cizalla *R'* se observa con orientación preferente SE-NW y cinemática lateral izquierda. Estas fracturas pueden estar cortadas por cizallas *X*.

La cizalla *P* se observa en dirección SW-NE y puede tener variaciones a la N-S.

El cálculo del paleotensor de esfuerzos se realizó con base en el análisis por estación y usando el método de diedros rectos de Angelier y Mecheler (1977), con el fin de presentar balones de playa correlacionables con los mecanismos focales (figura 9.3). Los balones de playa permiten diferenciar la zona de compresión o máximo esfuerzo compresivo (color blanco) de la zona de tensión (sombreada en color azul). Es posible reconocer que para el transecto Garzón el tensor de esfuerzos local presenta una dirección W-E, predominantemente. En algunos afloramientos presenta cinemática lateral derecha.

El paleotensor de esfuerzos regional se calculó a partir del análisis de los planos de cizalla *Y*, procesados bajo la misma metodología de Angelier y Mecheler (1977) para obtener el respectivo balón de playa correlacionable con el mecanismo focal de generación del fallamiento. Se observa que el máximo esfuerzo compresivo (σ_1) tiene baja inclinación y su dirección azimutal es de 290°, mientras que el mínimo esfuerzo compresivo (σ_3) se observa con tendencia horizontal (3° de inclinación) y una dirección azimutal de 198°. Esta información se ve reflejada en la generación de mecanismos focales con una dirección WNW-ESE. Los planos de falla en esta medición presentan un rumbo promedio de 50° y buzamientos mayores de 50°. Los datos de lineación, por su parte, evidencian un comportamiento transcurrente, confirmado por el valor de R = 0,53, pero la mayoría de datos de lineaciones con un plunge que oscila entre los 0 y 30° manifiesta la ocurrencia de un sistema oblicuo transpresivo lateral derecho (figura 9.4).

La zona dañada, producto de la influencia de la traza principal de la FA en el sector de Garzón, presenta un ancho total aproximado de 4 km. Por fuera de la zona dañada se observa que las rocas se encuentran dominadas principalmente por diaclasas con baja densidad de fracturamiento.

Dentro de la zona dañada definida en el transecto Garzón se observaron rocas de falla no cohesivas y cohesivas, que incluyen harina de falla (gouge), brechas y cataclasitas (figura 9.5). Dentro de cataclasitas se reporta la presencia de venas de pseudotaquilita, las cuales evidencian la presencia de hipocentros paleosísmicos exhumados para la FA (Di Toro y Pennacchioni, 2004; López *et al.*, 2008; Mitchell *et al.*, 2016; Nieto-Samaniego *et al.*, 2003; Philpotts, 1964; Rowe *et al.*, 2005; Scholz, 1988).

Las venas de pseudotaquilita a lo largo del transecto Garzón se encuentran emplazadas en rocas de la serie de las cataclasitas. Estas pseudotaquilitas están dispuestas de manera concordante y discordante a la foliación metamórfica de las rocas del Grupo Garzón. A escala microscópica, las pseudotaquilitas del transecto Garzón se observan como un enjambre de venas que cortan la fábrica de la roca hospedante, y se identifican relaciones de corte entre las distintas generaciones de venas de pseudotaquilita. Se desarrollan como venas de falla o venas de generación desde donde nuclean pequeñas venas de inyección, las cuales transfieren el material de las venas de pseudotaquilita a la roca caja.

Las venas de pseudotaquilita están conformadas por material vítreo desvitrificado que envuelve fragmentos líticos angulares a subangulares de la roca hospedante. En el centro de la vena se observan algunos clastos con bordes de grano subredondeados a redondeados, localmente con embahiamientos producto de la fusión parcial por la rápida fricción durante la fase sísmica de una falla geológica. Además, es posible diferenciar bordes de enfriamiento y bandas de flujo que confirman el origen de estas finas venas (figura 9.6).

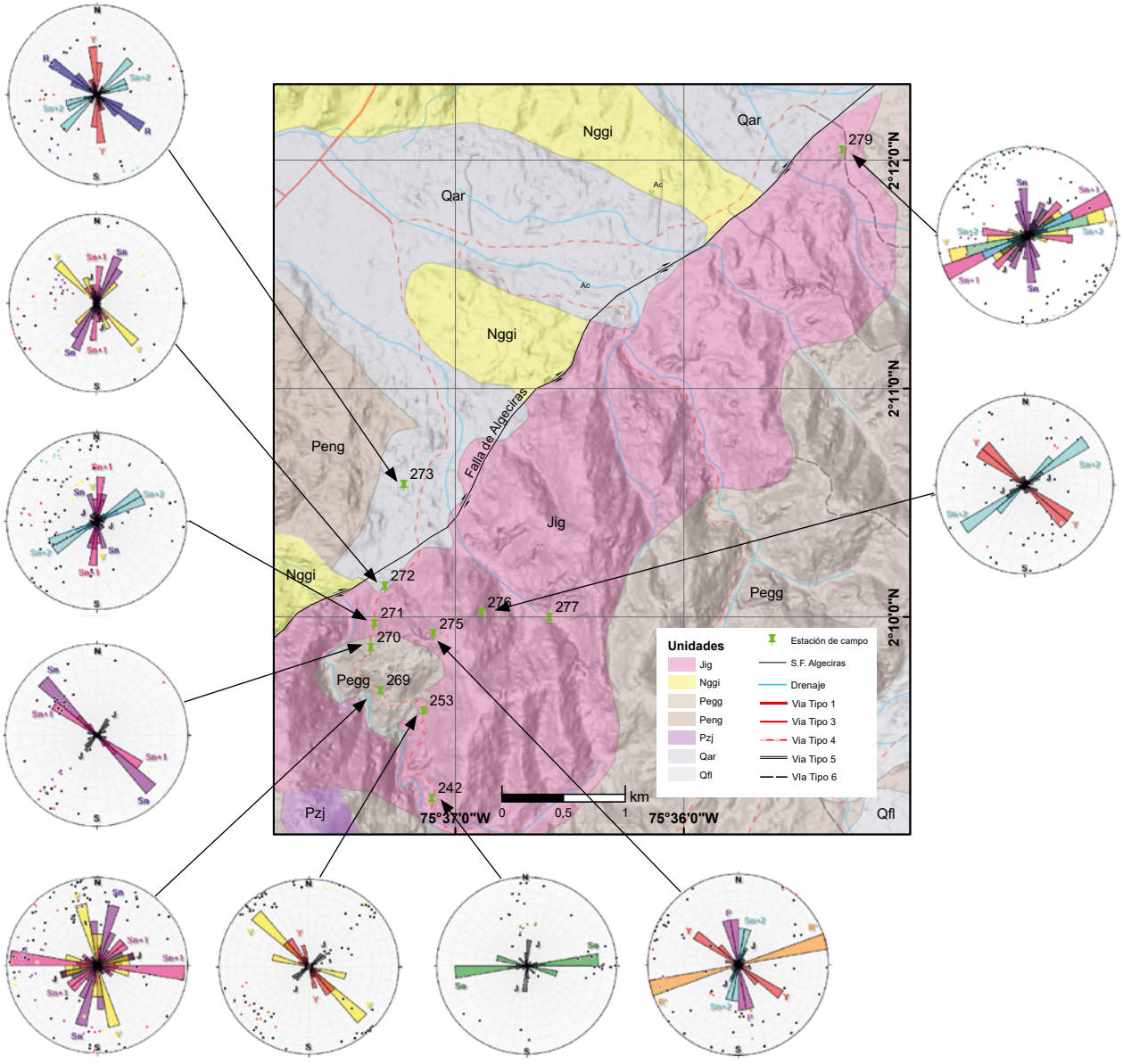


Figura 9.1. Estaciones de campo realizadas a lo largo del transecto Garzón
La figura muestra la ubicación de las estaciones de campo y las gráficas del análisis de los datos estructurales planares. Los datos estructurales fueron ploteados en el *software* Stereonet Win 11.3 (Allmendinger, 2020). La información geológica es tomada de Velandia *et al.* (2001). Los colores de los pétalos de los diagramas de rosas representan: verde: estructuras primarias o genéticas (S0); negro: diaclasas (*J*); amarillo: venas y grietas de tensión (*V*); magenta: foliación metamórfica (*Sn*); fucsia: clivaje de transposición (*Sn + 1*); turquesa: clivaje disyuntivo. Algunas fallas que están ploteadas en estos gráficos corresponden a: color rojo: cizalla *Y*, color azul: cizalla *R*.

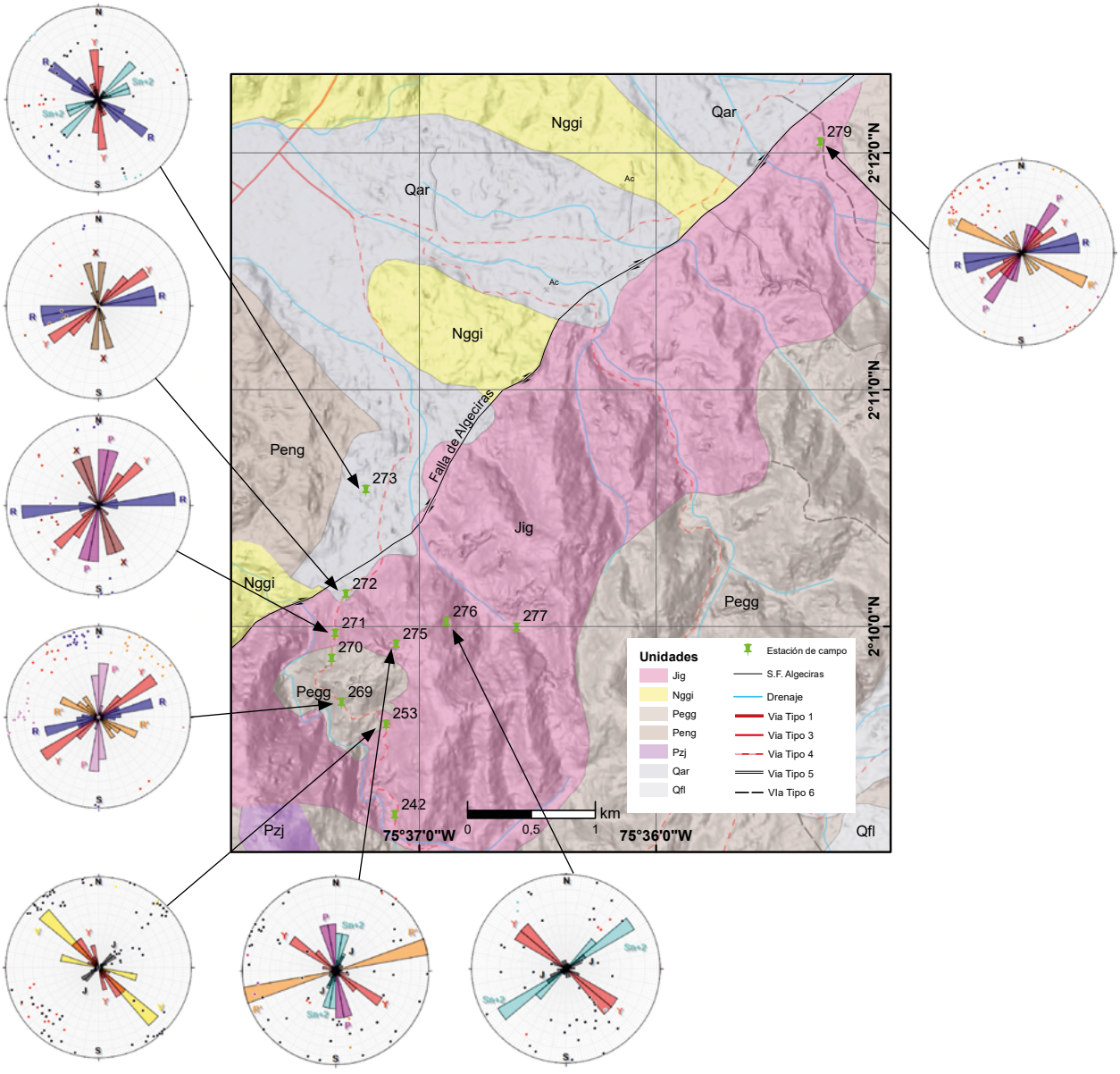


Figura 9.2. Localización del transecto Garzón
Ubicación de estructuras cinemáticas en cada estación de campo. Los diagramas de rosas fueron ploteados en el *software* libre Stereonet Win 11.3 (Allmendinger, 2020). La información geológica es tomada de Velandia *et al.* (2001). Los colores de los pétalos de los diagramas de rosas representan: rojo: cizalla *Y*; azul: cizalla *R*, naranja: cizalla *R'*; rosa: cizalla *P*; marrón: cizalla *X*. Otras estructuras se observan en estos diagramas y corresponden a: negro: diaclasas (*J*); turquesa: clivaje disyuntivo (*Sn* + 2), amarillo: venas y grietas de tensión (*V*).

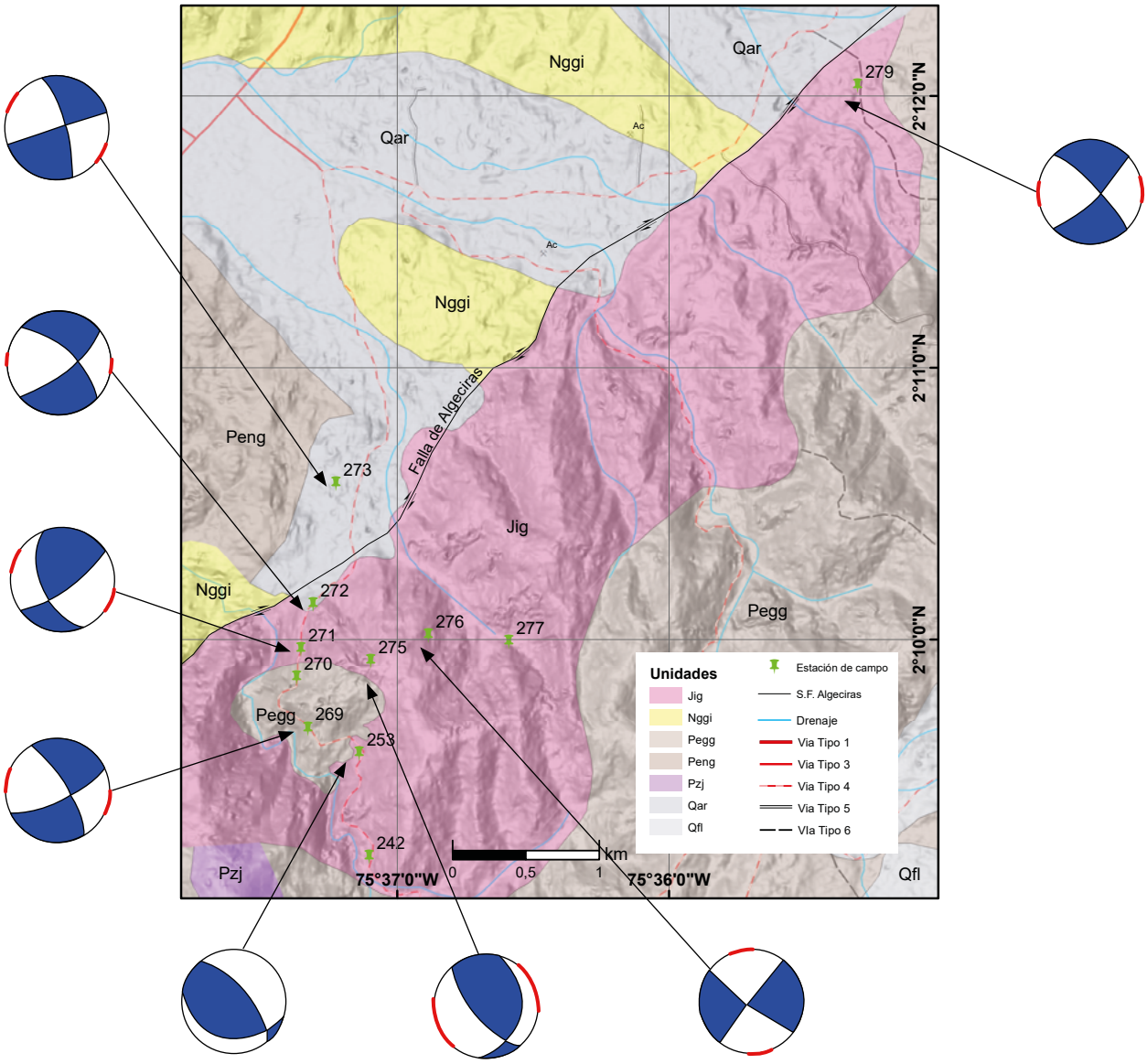


Figura 9.3. Balones de playa correlacionables con mecanismos focales
Estos diagramas fueron obtenidos por estación de campo a partir del análisis de planos de falla con líneas de deslizamiento e indicadores cinemáticos. Los mecanismos focales fueron calculados en el *software* libre Win Tensor 5.8.4. (Delvaux, 2015). La información geológica fue tomada de Velandia *et al.* (2001).

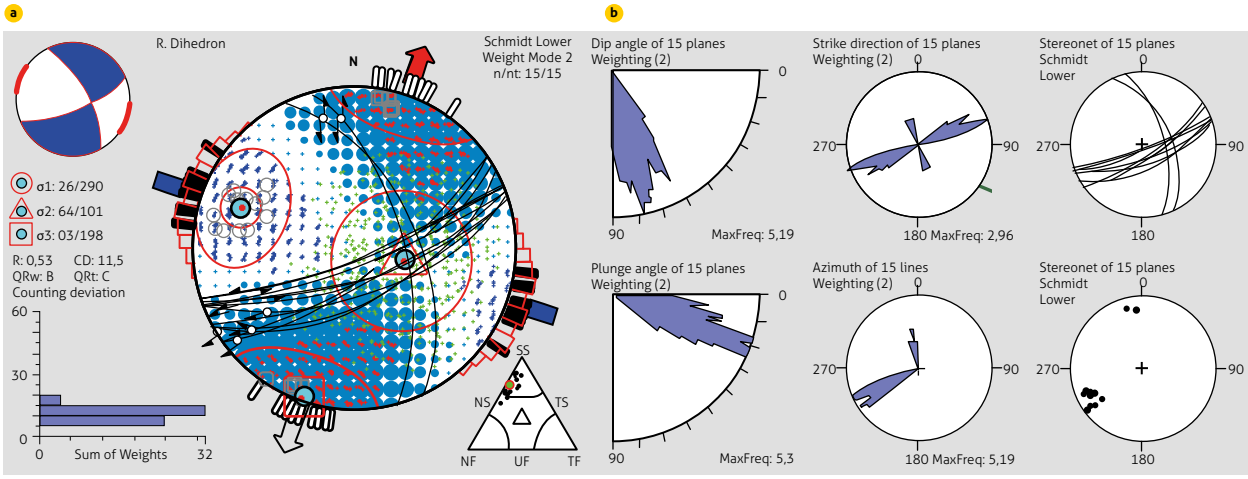


Figura 9.4. Cálculo del tensor de esfuerzos regional
a) Tensor de esfuerzos calculado a partir del método de diedros rectos, y generación de mecanismos focales. b) Representación estereográfica y estadística en diagramas de rosas donde se observan las estructuras planares en la parte superior y estructuras lineales en la parte inferior. Figuras generadas en el *software* libre Win Tensor 5.8.4. (Delvaux, 2015).



Figura 9.5. Afloramiento
a) Estación LJOD-366-003 donde se evidencian las dimensiones del afloramiento. b) Planos de fallas muy bien definidos por bandas oscuras de cataclasitas que contienen pseudotaquilitas y una fuerte cataclasis. c) Estructuras planares con indicadores cinemáticos (planos de falla). d) Venas de pseudotaquilita en cataclasitas (sensu lato).

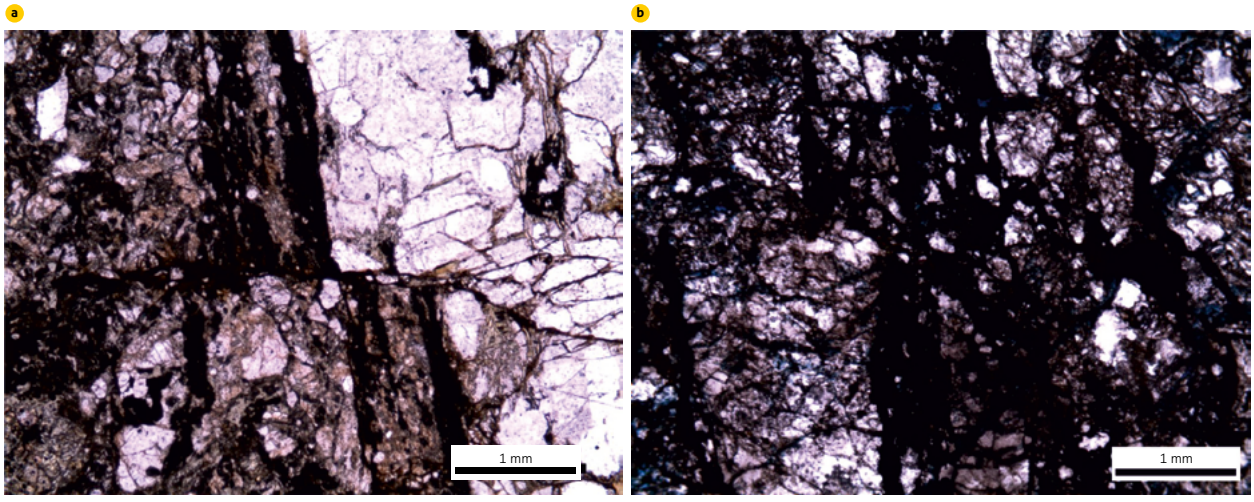


Figura 9.6. Microfotografías de Pseudotaquilitas. Estación LJOD – 366 -003
a) Evidencia de las venas de generación y venas de inyección, que pueden ser cortadas por otras venas de pseudotaquilita más recientes. b) fragmentos líticos subredondeados emplazados en venas de falla (pseudotaquilitas).

9.4 Transecto Algeciras

El transecto Algeciras se localiza en la vía que conduce desde el municipio de Algeciras hacia el municipio de Campoalegre (Huila), e incluye puntos de control en los sectores conocidos como La Arcadia y El Paraíso.

La descripción morfotectónica de esta zona sugiere el desarrollo de un sector deprimido aplanado levemente basculado, donde se encuentra edificado el municipio de Algeciras. Este sector deprimido es una cuenca de tracción delimitada por dos escarpes con caras libres que convergen hacia la zona deprimida. Es posible observar, además, que en el centro de esta *llanura* se desarrolla un escarpe generado por la actividad reciente de la falla que delimita zonas levantadas y hundidas (figura 9.7).

El material que rellena la cuenca de tracción corresponde a depósitos aluviales y coluviales de edad Cuaternario, de acuerdo con lo que se reporta en Morales *et al.* (2001). En este sector el SFA afecta a rocas de edad Proterozoico correspondientes a rocas metamórficas de alto grado de metamorfismo asociadas al Grupo Garzón, así como a rocas plutónicas de edad Jurásico como el Monzogranito de Algeciras. El SFA también deforma los depósitos no consolidados que rellenan la cuenca.

Se identificaron estructuras como foliaciones (S_n), clivajes (S_{n+X}), venas (*T*) y diaclasas (*J*) que fueron analizadas y graficadas por estaciones (figura 7). Igualmente, se caracterizaron planos de falla, clasificados en el sistema Riedel como: falla principal (cizalla *Y*), Riedel sintética (cizalla *R*), Riedel antitética (cizalla *R'*), post-riedel o Riedel sintética tardía (cizalla *P*) y Riedel antitética tardía (cizalla *X*), de acuerdo con su cinemática y actitud estructural.

La cizalla *Y* o traza principal de la falla se encuentra generalmente en dirección SW-NE, con un rumbo que varía desde 40° a 60° y buzamiento hacia el oriente con ángulos entre 60° y 70°. La cinemática de estas fallas se obtuvo a partir de planos estriados con indicadores cinemáticos que corroboran un movimiento transcurrente lateral derecho general con zonas transtensivas locales.

La cizalla *R* se observa en dirección WSW-ENE y presenta cinemática transcurrente lateral derecha. Por su parte, las estructuras antitéticas *R'* y X presentan una dirección predominante hacia el NW.

En general, el comportamiento de los balones de playa correlacionables con mecanismos focales calculados para el transecto Algeciras se caracteriza por presentar orientación W-E para la zona de compresión y una zona de tensión que puede variar en dirección de NW-SE a N-S (figura 9.8).

El paleotensor de esfuerzos se calculó a partir del procesamiento de mediciones, aplicando la metodología de Angelier y Mecheler (1977), con el fin de obtener el paleotensor de esfuerzos de manera local por estaciones y, de manera regional, que incluya las cizallas *Y* para este transecto (figura 9.9).

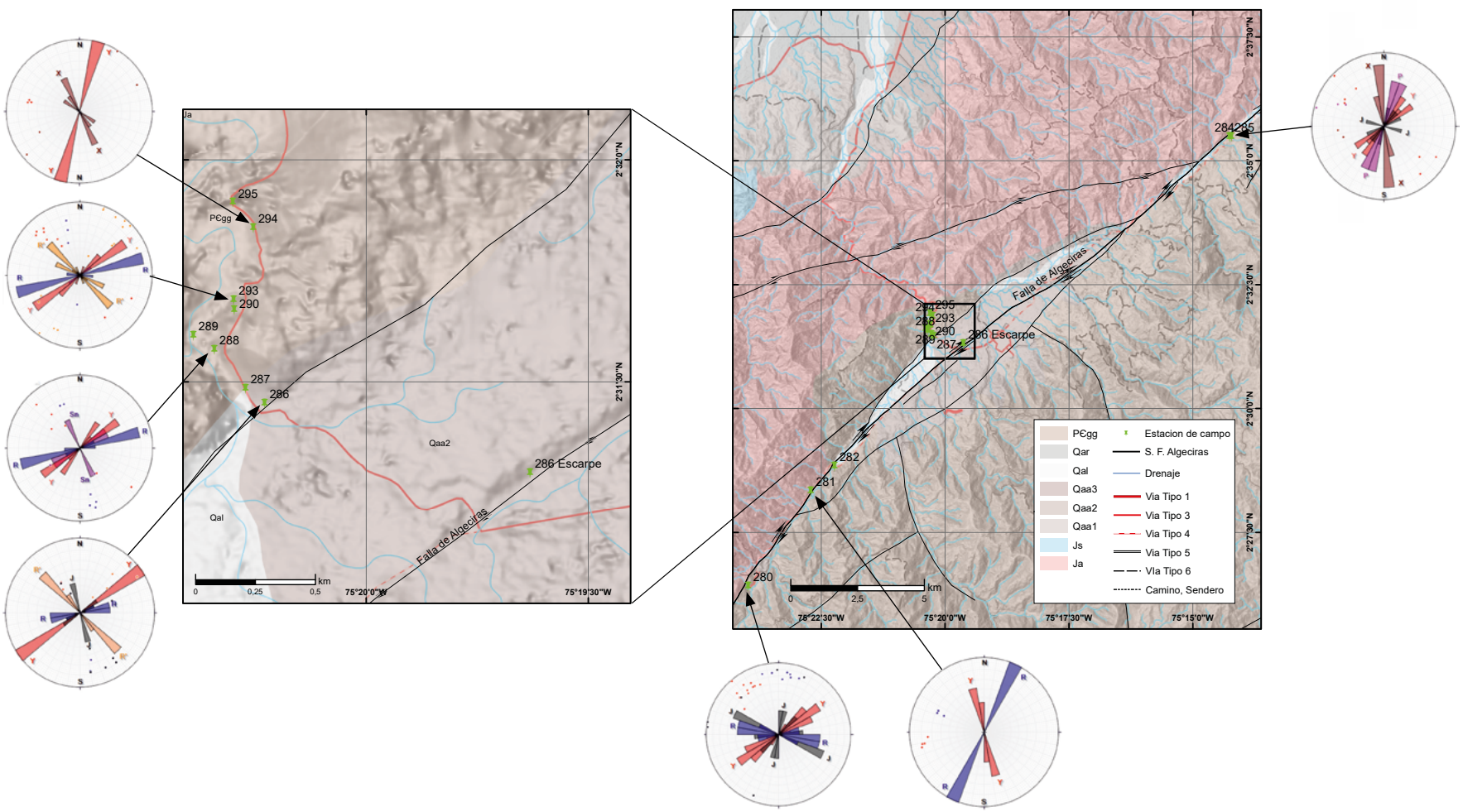


Figura 9.7. Localización del transecto Algeciras
Se observa la localización de las estaciones de campo levantadas y la representación gráfica estadística de las estructuras tectónicas no cinemáticas y cinemáticas medidas para este transecto. La información geológica es tomada de Morales *et al.* (2001). Los colores de los pétalos de los diagramas de rosas representan: rojo: cizalla *Y*; azul: cizalla *R*, naranja: cizalla *R'*; rosa: cizalla *P*; marrón: cizalla *X*; verde: estructuras primarias o genéticas (S_0); negro: diaclasas (*J*); amarillo: venas y grietas de tensión (*V*); magenta: foliación metamórfica (Sn); fucsia: clivaje de transposición (*Sn + 1*); turquesa: clivaje disyuntivo (*Sn + 2*).

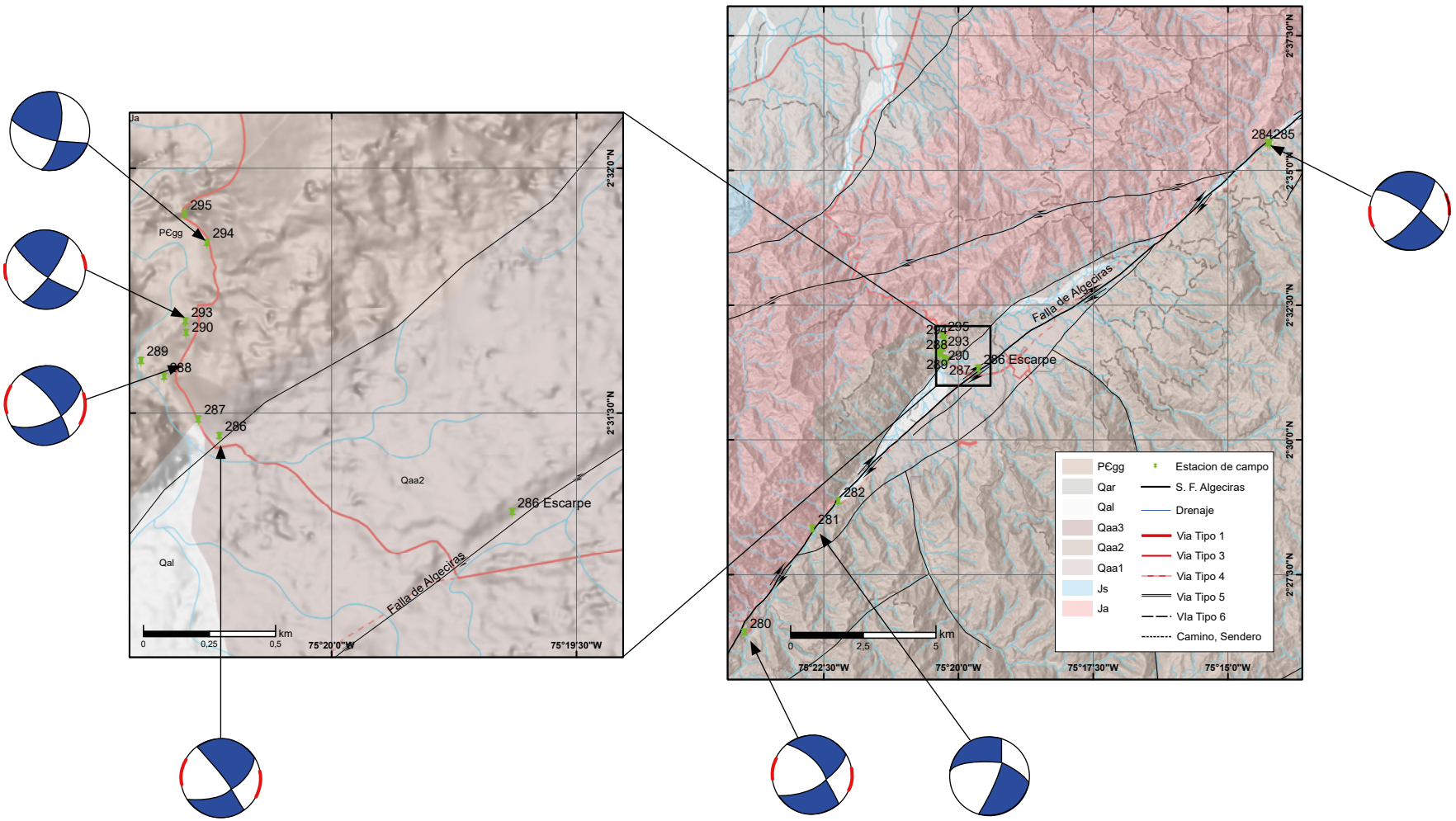


Figura 9.8. Mecanismos focales del transecto Algeciras
Localización de mecanismos focales por estaciones, calculados a partir de datos de estrías por el método de diedros rectos de Angelier y Mecheler (1977).

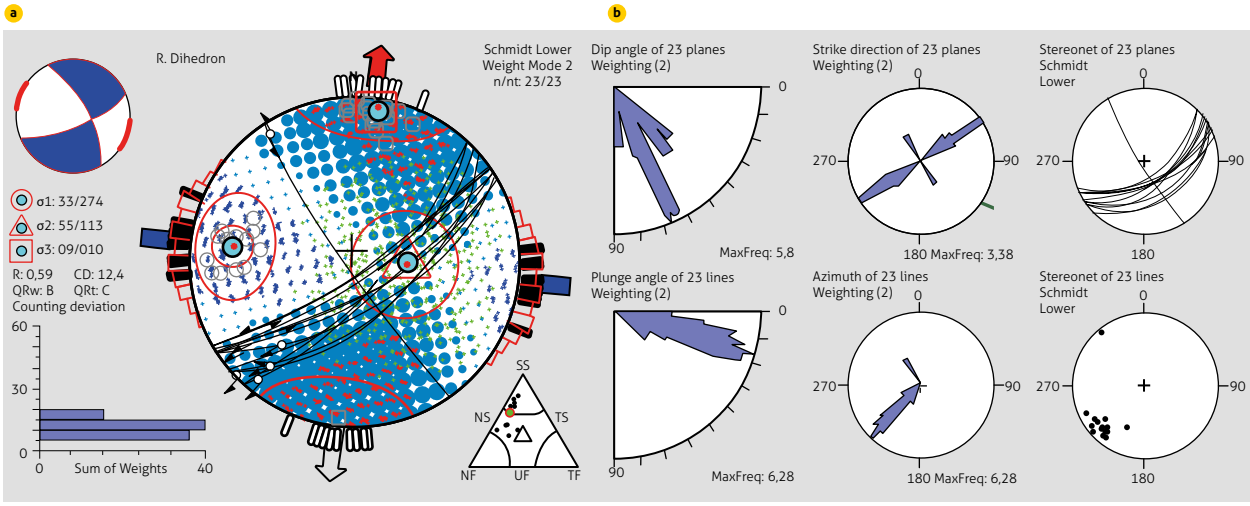


Figura 9.9. Paleotensor regional del transecto Algeciras
a) Cálculo del paleotensor de esfuerzos a partir de planos de falla estriados del transecto Algeciras. En la esquina superior izquierda se observa el mecanismo focal calculado a partir de estos datos. b) Representación gráfica en diagramas polares de las estructuras planares (parte superior) y lineales.

La zona de daño caracterizada en los alrededores del municipio de Algeciras presenta una extensión aproximada de 2 km en su costado occidental (figura 9.10).

Asociado a la traza de falla se diferenciaron rocas de falla, cohesivas y no cohesivas como harina de falla (*gouge*), brechas de falla y cataclasitas.

También, se identificaron pseudotaquilitas emplazadas en rocas cataclásticas en forma de enjambres de venas, que se clasificaron tanto en campo como en lámina delgada. Estos enjambres de venas se observan a escala de afloramiento en la estación LJOD-345-019 como venas de espesor milimétrico a centimétrico, emplazadas en rocas metamórficas de alto grado de composición félsica y máfica (figura 9.11 a, b).

A escala microscópica se observa que las venas de pseudotaquilita del transecto Algeciras tienen espesor milimétrico y están constituidas por una matriz de material vítreo o material microcristalino (fracturado), en la que se encuentran embebidos fragmentos líticos angulares y subangulares de tamaño de grano mucho más fino, y fragmentos líticos con bordes subredondeados y redondeados con embahiamientos, producto de la fusión parcial por la rápida fricción que ocurre durante los eventos paleosísmicos. También, se diferencian bandas de flujo, bordes de enfriamiento, texturas *porosas* con desarrollo de vacuolas, amígdalas y fracturas rellenas de material vítreo. La ocurrencia de este tipo de rocas en superficie implica la exhumación de paleohipocentros sísmicos, relacionados con la actividad sismogénica de la traza de la FA (figura 9.11 c, d).

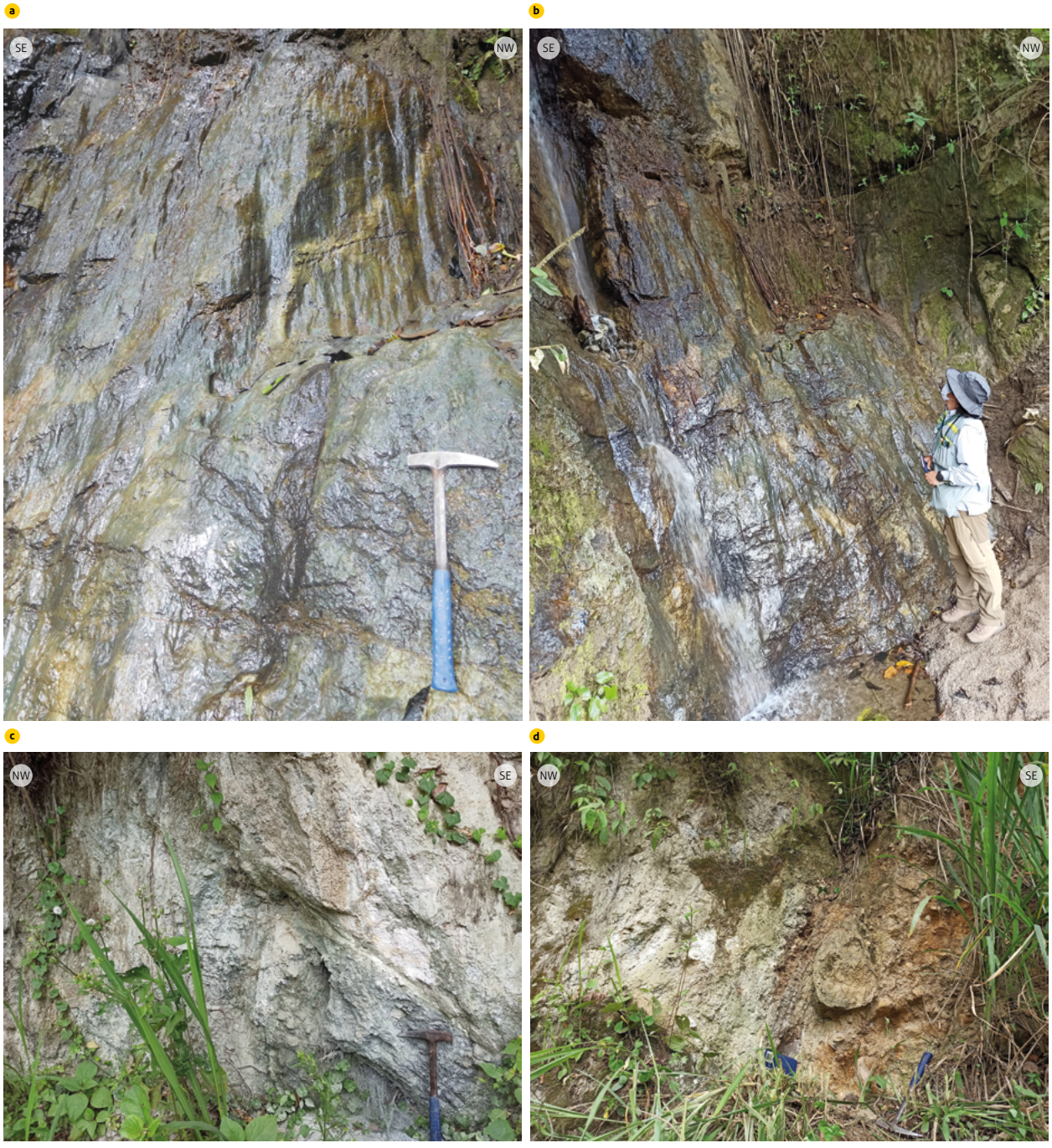


Figura 9.10. Fotografías de afloramiento
a) Plano de falla normal en la zona de apertura de la cuenca de tracción de Algeciras, en su extremo sur. b) Detalle de indicadores cinemáticos, surcos y escalones de falla. c) Plano de falla con cinemática inversa lateral derecho en el sector de El Paraíso. d) Contacto fallado entre depósitos cuaternarios y rocas graníticas del Macizo de Garzón.

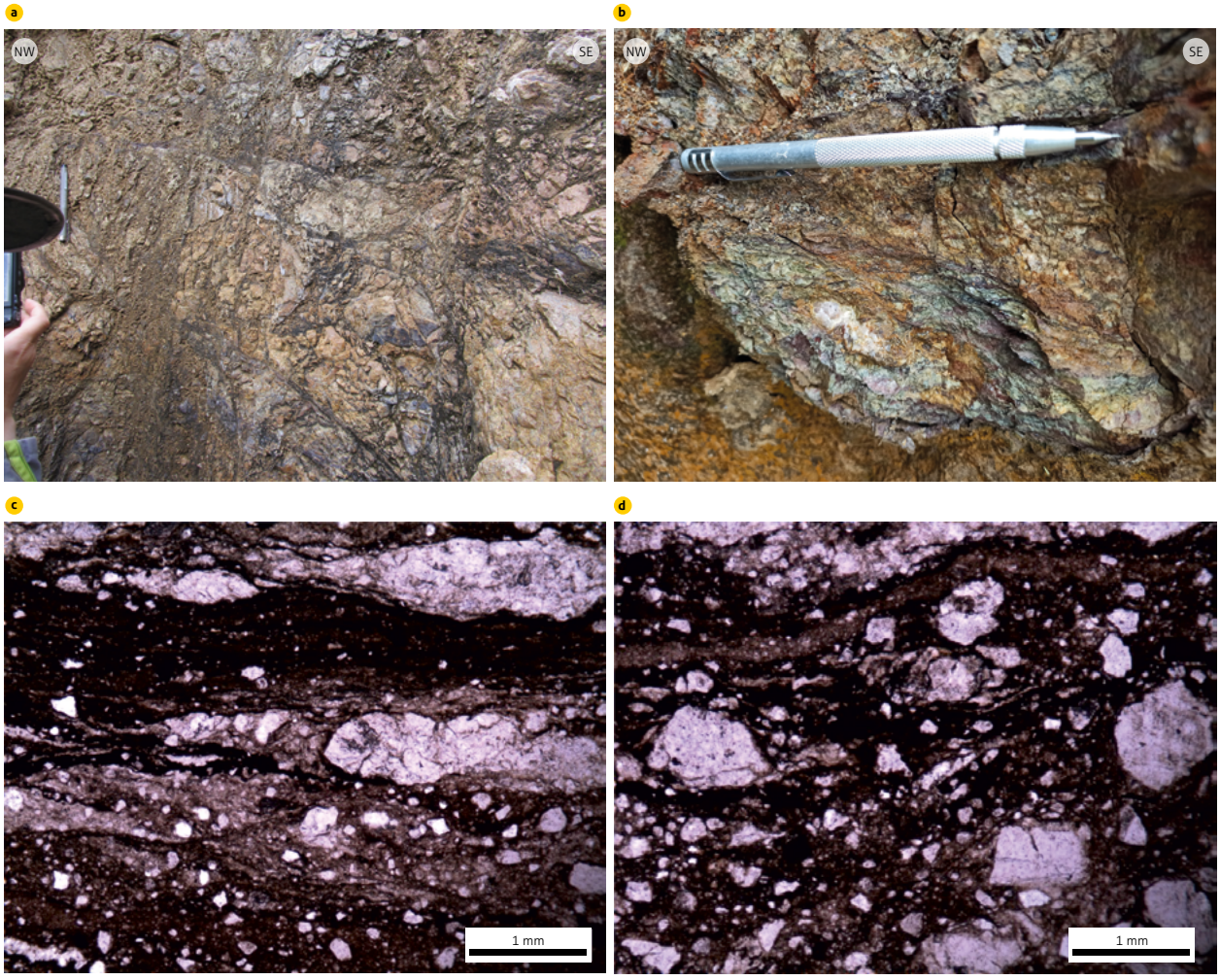


Figura 9.11. Pseudotaquilitas en el transecto Algeciras
a) Fotografía de afloramiento donde se observan venas de falla y venas de inyección a escala mesoscópica. b) Detalle de las rocas de falla que emplazan las pseudotaquilitas. c) Microfotografía de sección delgada de venas de pseudotaquilitas donde se reconoce la matriz vítrea, las bandas de flujo y los fragmentos líticos por la trituración de la roca. d) Microfotografía en nicoles paralelos que muestra la zona de generación de pseudotaquilitas y la disposición de fragmentos líticos angulares en una matriz anisotrópica.

9.5 Discusión

Se plantea que el segmento de la zona de falla del SFA, comprendido entre los municipios de Garzón y Algeciras (figura 9.12), es una zona de cizallamiento frágil (*sensu* McClay, 1987) que afecta rocas con edades que van desde el Proterozoico hasta depósitos de edad Cuaternario.

La presencia de rocas de falla generadas a profundidades relativamente someras (menores a 8 km en un perfil idealizado de aproximadamente 35 km), y de un régimen de deformación frágil como harina de falla (*gouge*), brechas y cataclasitas cohesivas y no cohesivas (López-Isaza *et al.*, 2021), localmente superpuestas, permite establecer edades relativas de reactivación reciente, en concordancia con lo planteado por Anderson *et al.* (2016) para las zonas entre Garzón y Hobo.

A partir del procesamiento e interpretación de datos se corrobora lo propuesto por Diederix *et al.* (2021), Diederix y Romero (2002), Velandia *et al.* (2005) y Velandia *et al.* (2001), en lo relacionado con el estilo estructural del SFA, para el que se establece un sistema general de transcurrencia con variaciones a lo largo de la traza principal de la falla debido a saltos, pandeos y traslapes, que generan localmente ambientes tectónicos de transpresión y transtensión.

La geometría de la FA en el segmento entre Garzón y Algeciras presenta un rumbo que oscila entre los 30° y 60° en sentido NE, y una componente vertical. Los planos presentan un buzamiento general hacia el oriente con variaciones que van desde 40° hasta la vertical, siendo más repetitivos los datos de buzamiento que oscilan entre 60° y 70°. Estas variaciones se relacionan con la generación de ambientes tectónicos de transpresión y transtensión mencionados.

Los paleotensores de esfuerzos y mecanismos focales, calculados para los dos transectos levantados, con-

cuerdan con los mecanismos focales relacionados al sismo del 9 de febrero de 1967 con epicentro en el sector de Balsillas (reportado por la red sismológica nacional y referenciado por Diederix *et al.* (2021)). Además, estos campos de esfuerzo son correlacionables con los datos microtectónicos medidos en trincheras paleosismológicas excavadas sobre diferentes trazas de falla pertenecientes al SFA, en los sectores conocidos como Miraflores y Potrerillos. Esto demuestra que el campo de esfuerzo, que controla la tectónica activa evidenciada en depósitos recientes no consolidados, es semejante a la que deformó para este sector las rocas del Macizo de Garzón y el Valle Superior del Magdalena.

La cinemática de los planos de falla identificados permite definir un sistema Riedel evolucionado para el SFA, donde las fallas principales (o cizallas *Y*) presentan un movimiento trasncurrente con sentido lateral derecho concordante con lo reportado por Velandia *et al.* (2005).

Con respecto a la actividad del SFA, se evidenció en el campo la ocurrencia de pseudotaquilitas que confirman paleohipocentros exhumados y, en este sentido, el carácter paleosísmico para el SFA. La deformación de depósitos de edad Cuaternario y el fuerte control morfotectónico permiten definir al SFA como un grupo de estructuras con actividad tectónica, las cuales representan un alto riesgo para las poblaciones aledañas a su traza principal.

La zona dañada de la FA tiene aproximadamente un ancho de 4 km, con 2 km a cada lado de la traza principal (figura 9.12), caracterizada por la presencia de rocas de falla de regímenes estructurales frágiles de poca profundidad (menor a 8 kmm aproximadamente). En el límite de la zona dañada las rocas presentan una baja deformación asociada.

En cuanto a los estilos estructurales propuestos a partir de los datos de campo, en conjunto con los resultados del análisis para la obtención de tensores y paleotensores, y apoyados en datos morfotectónicos aportados por Diederix y Romero (2002) y Velandia *et al.* (2001), para el transecto Garzón, se confirma una zona de transpresión con bloque cabalgante al SE. En este contexto el Macizo de Garzón cabalga sobre la cuenca del VSM, a lo largo de planos con desplazamiento oblicuo y cinemática lateral derecha inversa. Para el sector de Algeciras se confirma un estilo estructural en flor negativa, que origina la cuenca de tracción donde se encuentra edificado el municipio de Algeciras (figura 9.13).

Los cálculos realizados en el círculo de Mohr y en el *software* libre Reactiva 2.4 (Tolson *et al*., 2001), a partir de los datos de fallamiento, muestran que el SFA tiende a formar nuevos planos de ruptura y reactivar planos preexistentes. Esta interpretación está basada en los análisis de compatibilidad tectónica, en los que se evidencia que los polos correspondientes a planos de falla están sobre las zonas sombreadas que representan zonas de reactivación (figura 9.14).

En el *software* libre Reactiva 2.4 (Tolson *et al.*, 2001) fueron ploteados todos los datos de fallas geológicas medidas en los transectos levantados en el campo. Todos los polos que representan planos de falla, dentro de la zona sombreada, se encuentran en la zona de reactivación tectónica.

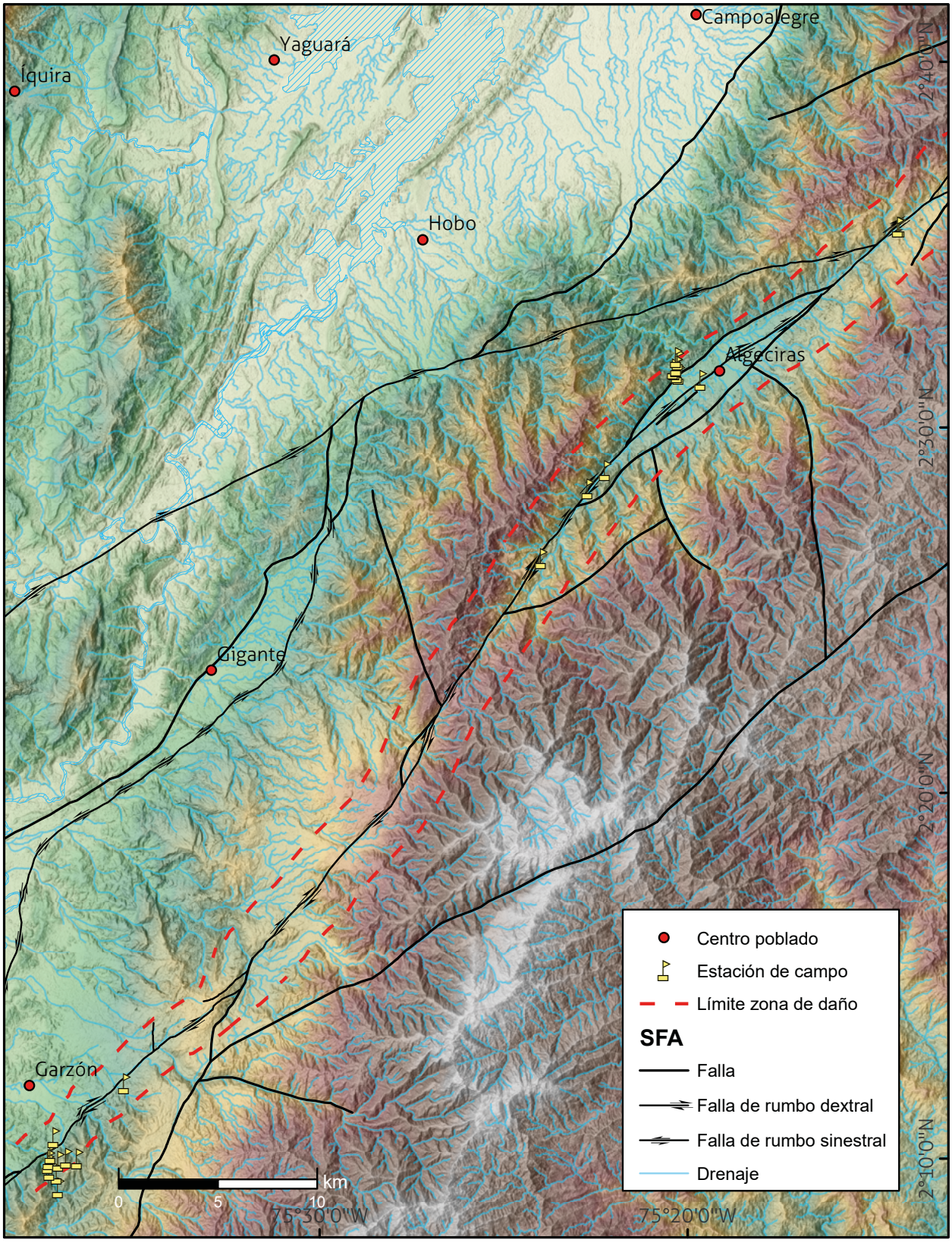


Figura 9.12. Zona de daño de la FA
En esta figura se presenta una aproximación del espesor de la zona de daño asociada a la traza principal de la FA, con base en los transectos levantados en los bloques NW y SE.

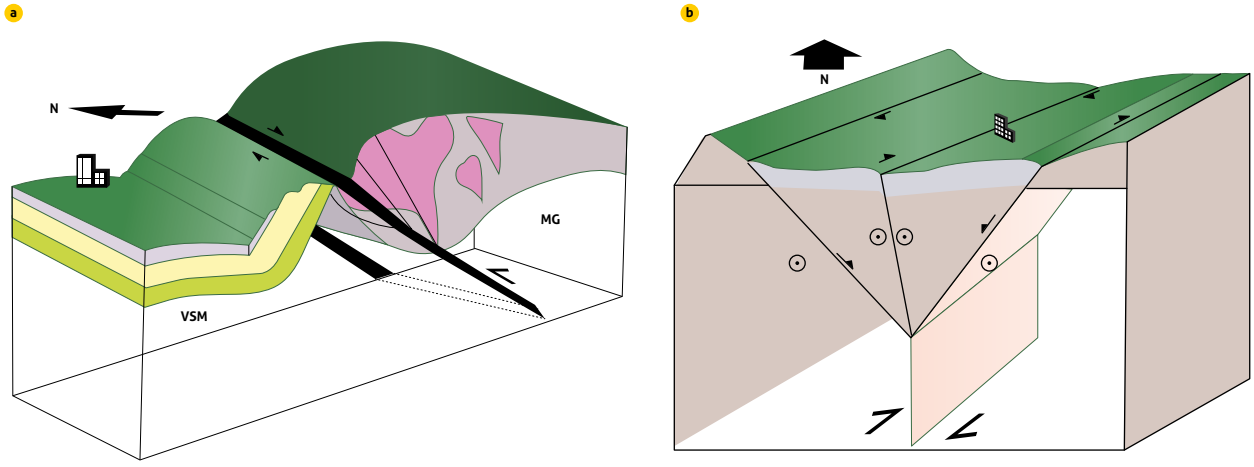


Figura 9.13. Estilos estructurales
a) Bloque diagrama fuera de la escala del estilo estructural propuesto para el área del transecto Garzón. b) Bloque diagrama fuera de la escala del estilo estructural propuesto para el área del transecto Algeciras.

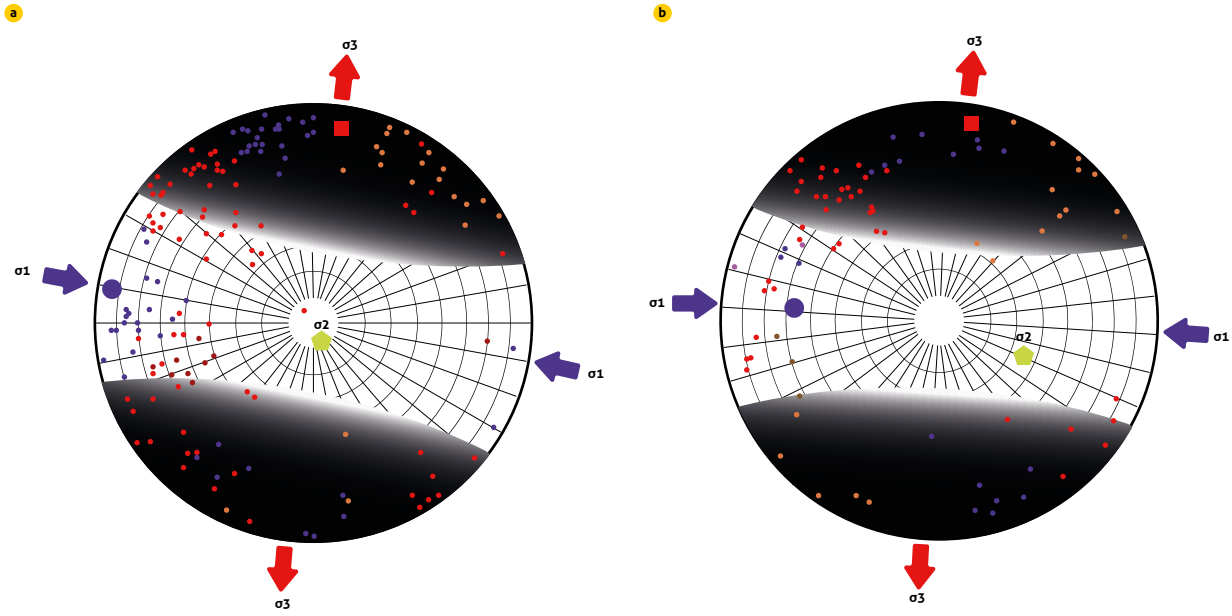
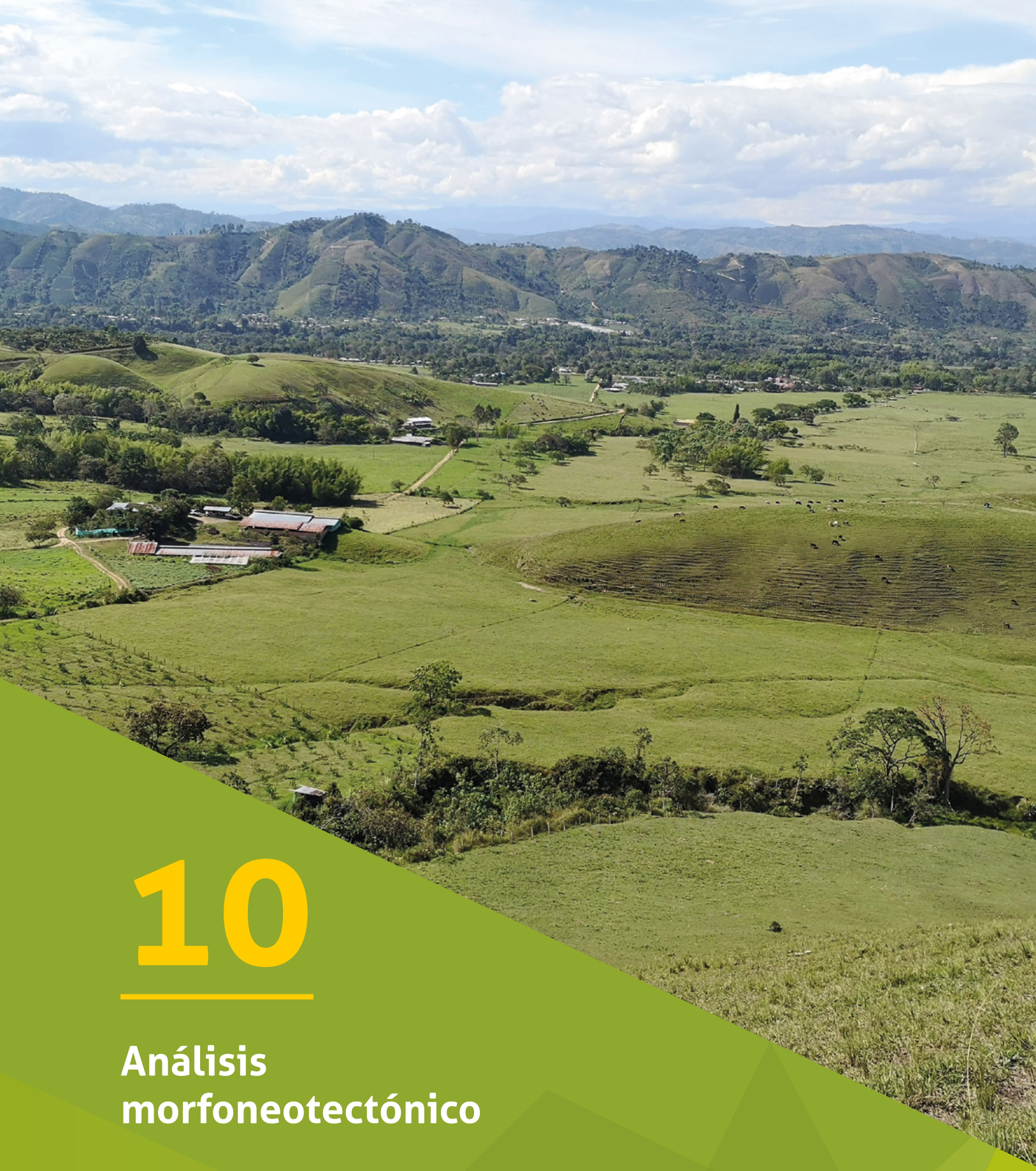


Figura 9.14. Diagramas de compatibilidad tectónica
Las zonas sombreadas representan el campo de reactivación. a) Diagrama de compatibilidad para las fallas del transecto Garzón. b) Diagrama de compatibilidad para las fallas del transecto Algeciras.



10

Análisis morfoneotectónico

El elemento estructural más importante del SFA es la FA, que se encuentra en la línea central del sistema y forma el núcleo de mayor movimiento. Se caracteriza por una fuerte expresión morfotectónica, claramente observable tanto en imágenes satelitales y aéreas como en campo, y es notable por su traza rectilínea que, además, llama la atención por su ubicación en una zona montañosa en condiciones morfoclimáticas húmedo tropicales, con una alta tasa de meteorización y erosión. La geometría rectilínea de la falla también marca el borde occidental del Macizo proterozoico de Garzón y gran parte del límite entre el Valle Superior del Magdalena y la cordillera Oriental (figura 10.1).

Es conocido que el levantamiento de la cordillera Oriental y del Macizo de Garzón se dio durante la orogenia Andina del Neógeno, y que se desarrolló por medio de fallas inversas o de cabalgamiento de doble vergencia hacia el este y oeste (Butler y Schamel, 1988). Este tipo de fallamiento fue comprobado por una perforación petrolera en el sector de Zuluaga que encontró sedimentos Cretácicos por debajo de rocas metamórficas del Macizo de Garzón (Saeid *et al.*, 2017) sobrecorridas con bajo ángulo. Sin embargo, en superficie no se observa este tipo de fallamiento, pues la FA, que marca el límite occidental del Macizo de Garzón, mantiene su geometría rectilínea.

El límite occidental del Macizo de Garzón, que corresponde a un contacto limitado por falla con el Valle Superior del Magdalena, se observa al sur del municipio de Garzón, donde el río Suaza, antes de su confluencia con el río Magdalena, cruza la traza de la FA, cerca del corregimiento de La Jagua. Desde este punto hacia el sur, el borde occidental del Macizo de Garzón coincide con el cauce del río Suaza en dirección SE.

La geometría de la FA, en combinación con su desplazamiento lateral derecho, favorece la creación de zonas de transtensión y transpresión. Las cuencas de tracción son ejemplos de transtensión, en las cuales las más importantes son las cuencas de Pitalito, Algeciras y El Paraíso (figura 10.2); no obstante, se observan algunas otras cuencas de dimensiones menores. Por otro lado, un ejemplo de transpresión es el Alto de Pita entre Zuluaga y el río Majo, donde hay un traslape de dos ramales de falla, asociado a un salto lateral restrictivo (*restraining side-step*).

A continuación, se describen con más detalle los aspectos morfotectónicos de la FA por sectores.

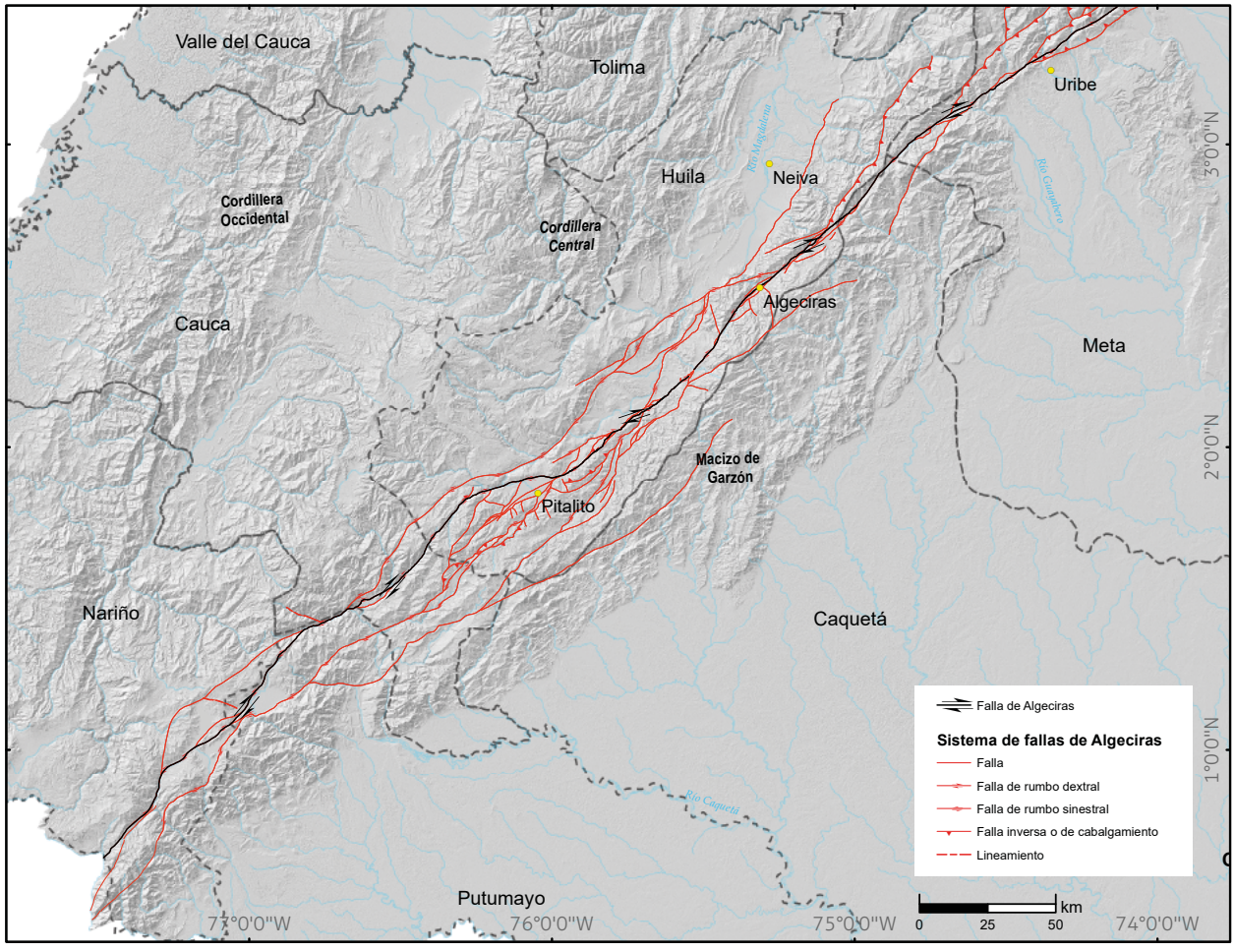


Figura 10.1. Demarcación de la falla de Algeciras en el Sur de Colombia entre La Uribe, Meta e Ipiales, Nariño

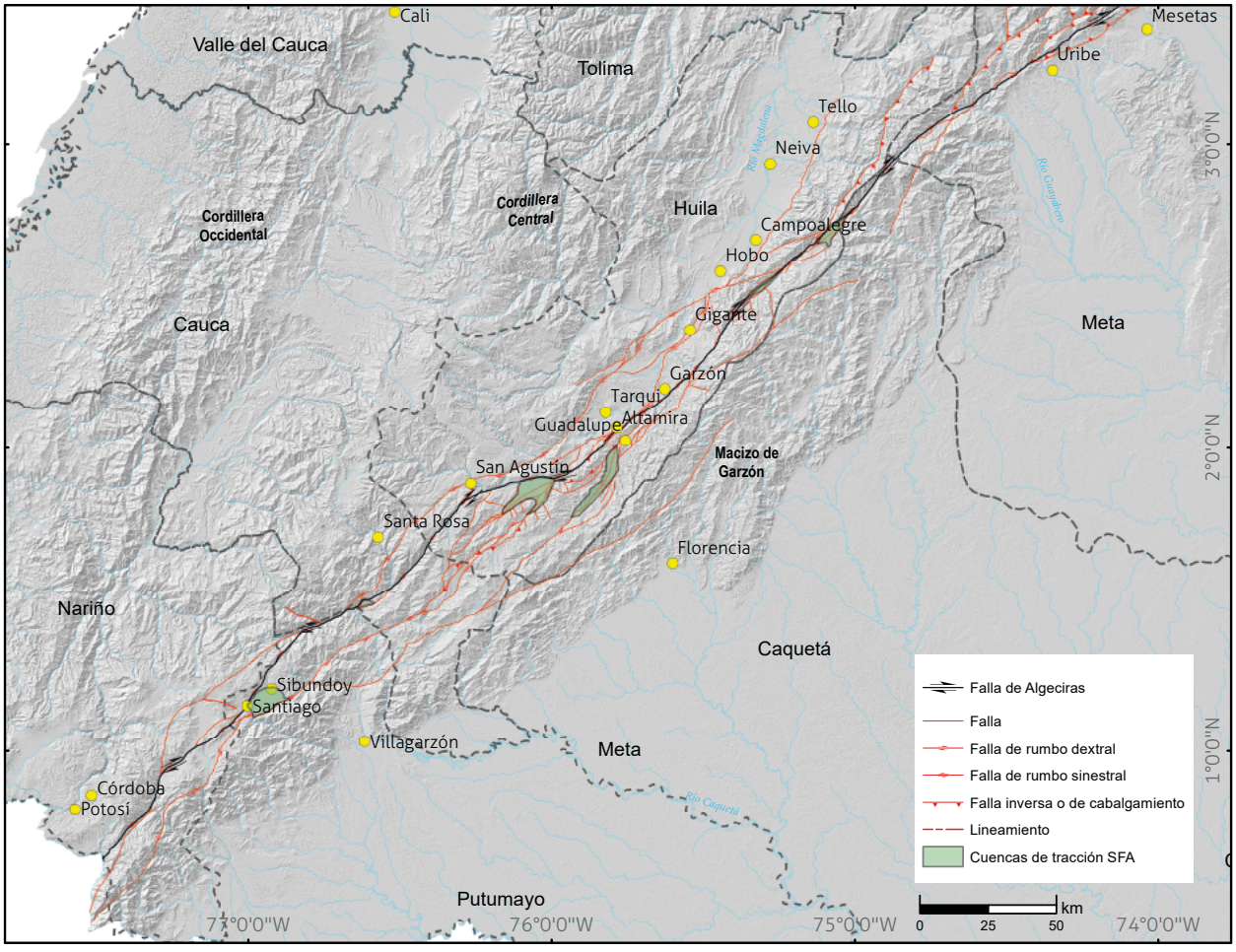


Figura 10.2. Identificación de las cuencas de tracción a lo largo del SFA

10.1 Sector Algeciras (desde Tres Esquinas en el SO hasta El Paraíso en el NE, incluido el valle de Algeciras - 34 km)

Desde Tres Esquinas hacia el norte la FA se marca el contacto entre rocas del Macizo de Garzón en el este y rocas cristalinas del Jurásico en el oeste. Este contacto es bien rectilíneo, desde el corregimiento de Arcadia hacia el noreste, y controla los ríos Blanco y Neiva. Estos ríos confluyen cerca del municipio Algeciras, pero fuera del límite del valle de Algeciras.

El valle corresponde a una cuenca de tracción (*pull apart basin*), resultado de una leve curvatura hacia la derecha (*lazy Z bend*) en la traza de la falla que, en combinación con su desplazamiento lateral derecho, ha causado su apertura (figura 10.3) (Chorowicz *et al.*, 1996; Diederix y Romero, 2009; Diederix *et al.*, 2020). Se trata de un valle asimétrico en perfil transversal, pues el lado oriental, en el Macizo de Garzón, es mucho más alto que el lado occidental, del cual todo el aporte de material de relleno llega de un solo lado y se remueve por los ríos Blanco y Neiva, que siguen la traza de la falla y mantienen fresca su morfología. Esta morfología se caracteriza por una multitud de facetas triangulares, que no se puede tomar como evidencia de la actividad de la falla (en este caso particular) (figura 10.3) (Diederix y Romero, 2009).

Una clara evidencia de la actividad es la presencia de una falla de atajo, cuya traza atraviesa el valle de forma diagonal longitudinal (figura 10.3) y afecta el relleno de sedimentos cuaternarios. Esta falla genera un contraescarpe que, en gran parte, es el resultado del desplazamiento horizontal del relieve del terreno (figura 10.4). La forma del valle es romboidal alargada (figura 10.3) y sus dimensiones pueden indicar la magnitud de desplazamiento de la falla, al medir la longitud del valle paralela a la dirección de la traza de la falla (Chorowicz *et al.*, 1996). En una sencilla operación de reconstrucción por retrodeformación esta distancia se ha calculado en 7,5 km, mientras que el desplazamiento producido por la falla de atajo alcanza los 3,5 km;

Al tomar el comienzo del Cuaternario como 2,4 Ma y un desplazamiento acumulativo de la falla de 11 km, se calcula una tasa de movimiento de la falla de 4,8 mm/a.

Este dato hasta ahora representa el de mayor credibilidad obtenido con base puramente en indicios morfotectónicos y no paleosismológicos, que indican un valor considerablemente menor de 0,8 mm/a (Diederix *et al.*, 2021). Sin embargo, hay indicios morfológicos de que el valle puede tener una historia más larga y compleja, pues se pueden observar remanentes de niveles de terrazas con alturas mucho mayores al cauce actual del río en ambos lados de los flancos del valle (Diederix *et al.*, 2020) (figura 10.5).

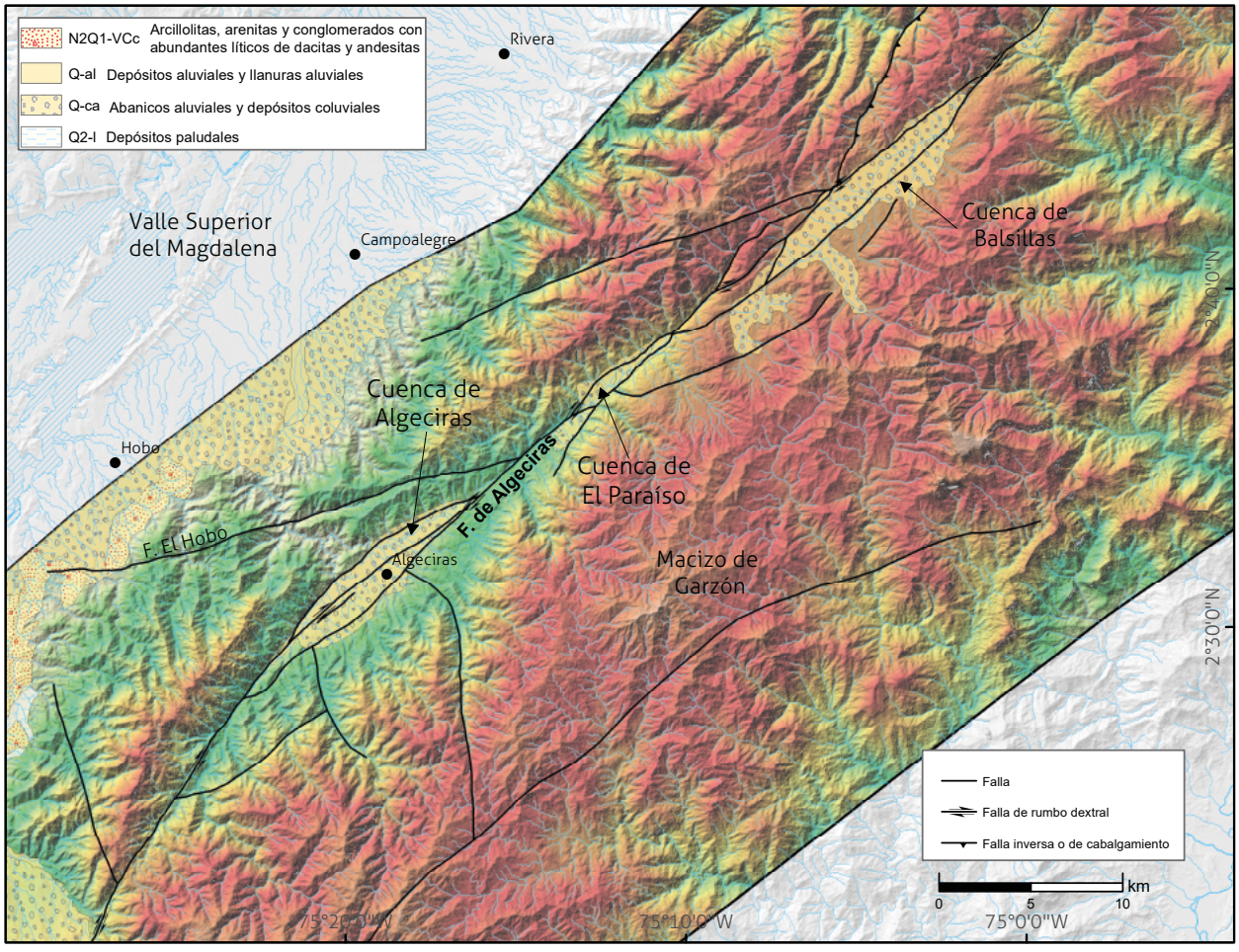


Figura 10.3. FA en líneas negras, que demarca la geometría romboidal de la cuenca de tracción donde está el valle de Algeciras, Huila



Figura 10.4. Vista general hacia el occidente del valle de Algeciras donde se aprecia el relleno de sedimentos cuaternarios que están marcados por un contraescarpe en medio del valle



Figura 10.5. Vista hacia el suroccidente de remanentes de terrazas con niveles a alturas mayores que el nivel actual del río Neiva en el valle de Algeciras

10.2 Sector Zuluaga (desde Tres Esquinas en el NE hasta el río Majo en el SO - 16 km)

La FA marca el límite de la cordillera Oriental y del Valle Superior del Magdalena desde Tres Esquinas hacia el suroeste, con rocas metamórficas del Macizo de Garzón a un lado y rocas sedimentarias cenozoicas de la Formación Gigante al otro, que indican una zona de alto grado de erosión, pero con una amplia cobertura de depósitos de flujos de escombros. Este depósito es la fase proximal de la Formación Las Vueltas de edad Pleistoceno (van der Wiel, 1991), que cubre el relieve de la mayor parte de esta zona.

Este depósito de flujos de escombros está conformado por una matriz de limos y arcillas rojas con canto de rocas ígneo-metamórficas precámbricas, en parte matrizsoportado y en parte clastosoportado, como producto del desgaste saprolítico y de la exhumación del macizo.

Los cantos encontrados en superficie, en mayoría de rocas metamórficas de alto grado, alcanzan frecuentemente dimensiones métricas, pues probablemente representan los llamados *core stones*. Este depósito también cubre el Alto de la Pita directamente al suroeste de Zuluaga, que posiblemente es una zona de transpresión generada por la interacción por traslape en una estructura de *restraining side-step* (escalón restrictivo) de dos ramales de la FA: el ramal de Miraflores, que sigue hacia el noreste en dirección de Tres Esquinas, y el ramal de Garzón, que sigue hacia el suroeste en dirección de Garzón. Este lomo de falla del traslape ha sido el escenario de la excavación de dos trincheras paleosismológicas, una en predios de la finca Potrerillos, sobre el ramal de Garzón, y otra en predios de la escuela de Miraflores, sobre el ramal de Miraflores, que se presenta en detalle más adelante.

Otra evidencia de transtensión se encuentra a lo largo del ramal de Miraflores, cerca del corregimiento de Silvania, donde se observan dos lomos estrechos y alargados que marcan la traza de la falla. Estos se han interpretado como típicos "lomos de falla", un rasgo morfotectónico característico de fallas transcurrentes (McCalpin, 2009 y Yeats *et al.*, 1997). Este sector también se caracteriza por la presencia de una serie de fallas satélites, los llamados Riedels sintéticos y algunos Riedels antitéticos con laguna de falla o *sagpond* cerca de la finca Mirador (figura 10.6).

En este sector llama la atención una falla Riedel sintética, particularmente prominente por su extensión de 12 km, identificada desde el corregimiento de Zuluaga con dirección NE, que entra al Macizo de Garzón. Igualmente, la zona alberga varias lagunas someras con sedimentos arcillosos. Se han identificado por lo menos dos pequeñas cuencas de tracción, una sobre el ramal principal de la FA, a unos kilómetros al noreste de Tres Esquinas, en un lugar llamado Pompeya (figura 10.7), y otra sobre el ramal de Garzón, justo al suroeste de la trinchera Potrerillos, una cuenca estrecha, pero de varios kilómetros de longitud con relleno de arcillas, litología comprobada en la trinchera de Potrerillos, que fue excavada en la parte terminal noreste de esta cuenca, como se puede observar más adelante en esta publicación. En esta zona cubierta por depósitos de flujos de escombros puede ser algo difícil detectar la posición de la traza de la falla en campo, debido a que la tasa de sedimentación de este depósito es igual de rápida o más rápida que la tasa de desplazamiento de la falla.

Desde el corregimiento de Zuluaga se desprende del ramal principal la FA, la parte más norte de la Falla Suaza-Acevedo, con dirección sur hacia San Antonio del Pescado y a los municipios de Guadalupe y Suaza. En la primera parte de este trayecto esta falla se asocia con un escarpe de falla prominente, producto del levantamiento del Macizo de Garzón.

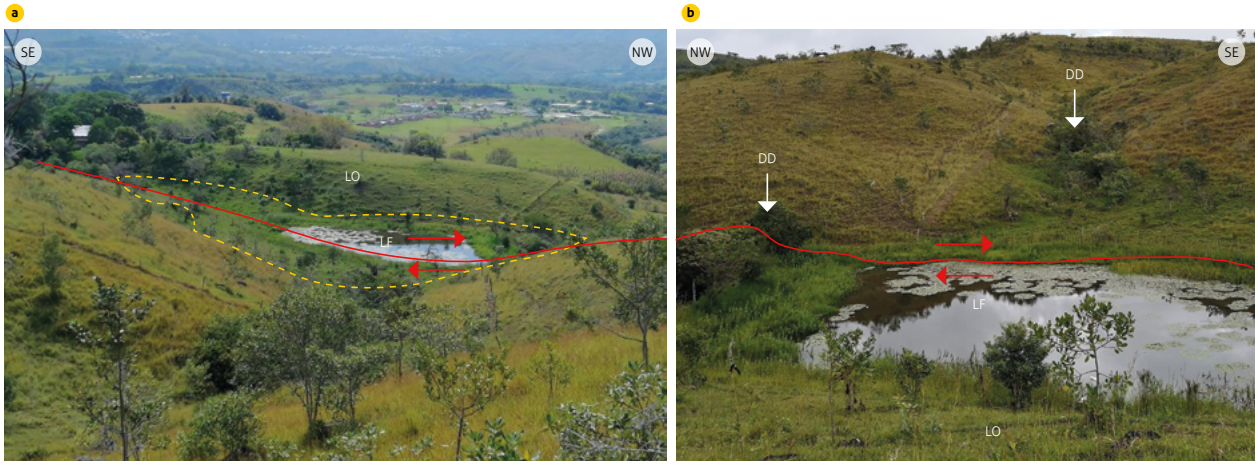


Figura 10.6. a) Laguna de falla (LF) en el sector El Mirador, formada por el bloqueo y represamiento de un drenaje por un lomo de obturación (LO); b) drenaje obturado y desplazado en sentido dextral (DD)
En rojo se representa la probable localización de la traza de falla, la cual corresponde a un Riedel sintético de la FA.

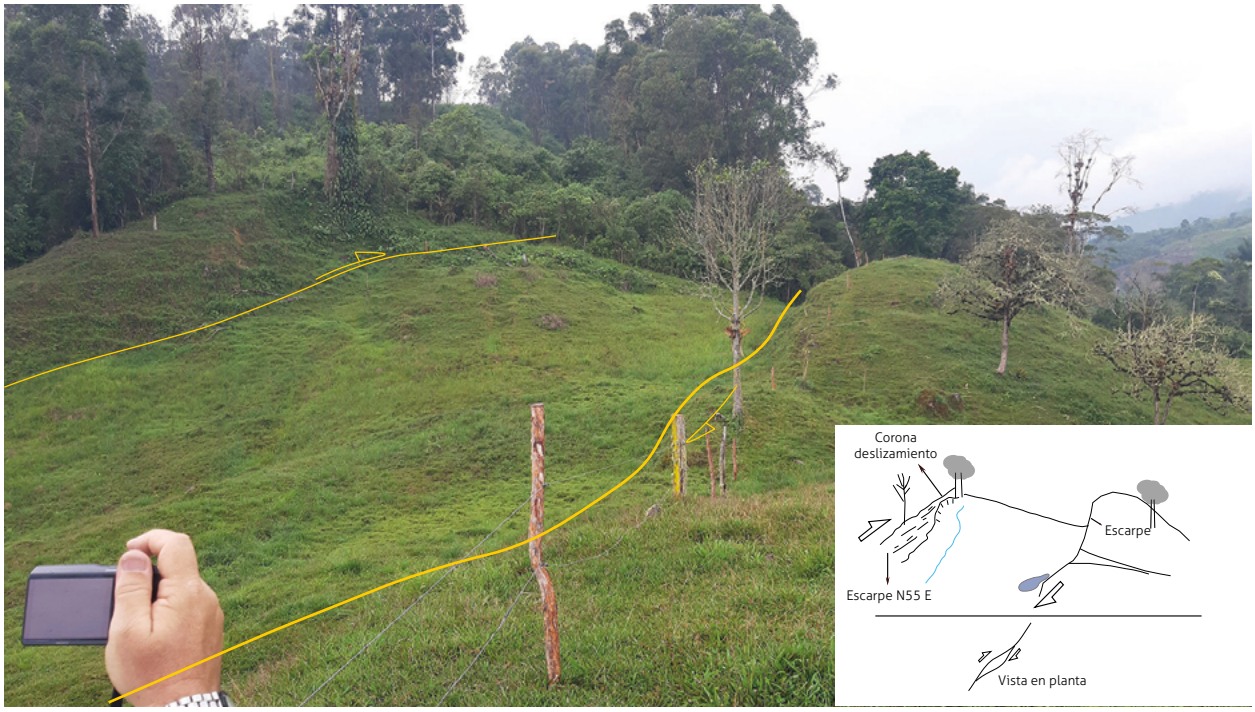


Figura 10.7. Cuenca de tracción (*Pull Apart Basin)* en el sector de Tres Esquinas (predio Pompeya)

10.3 Sector Garzón (desde el río Majo en el NE hasta el cruce del río Suaza con la FA cerca La Jagua – 14 km)

La FA en este sector marca el límite entre el Macizo de Garzón al este y el Valle del Magdalena al oeste (figura 10.8), con afloramientos principalmente de la Formación Gigante de edad Cenozoico. El escarpe de falla que indica el levantamiento del macizo en el tramo al norte de Garzón se presenta en dos niveles o escalones. El primero está definido por la misma FA, que marca un levantamiento de no más que 150 m, pero el segundo resulta en un salto mayor hasta una altitud de 1800 m, con un escarpe controlado por el ramal de la Falla Suaza, que corre desde Zuluaga hasta Guadalupe y Suaza, vía al pueblo de San Antonio del Pescado ya descrito.

Entre estos dos escarpes hay una zona relativamente plana llamada Loma Chata, que corresponde a un plano levemente ondulado, con apariencia de remanente de una antigua llanura de inundación, que podría haberse dado en una época representativa de un tipo de penillanura que cubrió la cordillera Oriental antes de su levantamiento; es decir, de edad Mioceno, probablemente (Kroonenberg *et al.*, 1990 y Anderson *et al.*, 2016). A la latitud del municipio de Garzón, la FA marca con un solo escarpe el levantamiento del macizo, y a lo largo de la traza de la falla hay un despliegue de múltiples índices morfotectónicos, como drenajes desplazados y desviados, espolones desplazados, facetas triangulares y silletas de falla alineadas. Es muy notable la ocurrencia de un gran deslizamiento sobre la traza de la falla en la orilla norte de la confluencia de la quebrada Aguascalientes con el río Suaza. Este gran deslizamiento debió provocarse por alguno de los sismos de 1967 o 1827; no obstante, al considerar la frescura del rasgo, es más probable que se asocie al sismo más reciente.

La ocurrencia de un gran afloramiento de rocas cristalinas metamórficas cerca de la ciudad de Garzón es muy interesante, pues se extiende como una lengua desde el escarpe hacia el plano que ha sido cortado por la FA. La interpretación aquí es que está relacionado con un caso de tectonismo o deslizamiento gravitacional, que marca el frente del corrimiento de bajo ángulo del macizo durante su levantamiento. Es el único lugar en la zona de estudio donde encontramos evidencia de sobrecorrimiento del macizo sobre formaciones mucho más recientes.

El cruce del río Suaza con la FA marca la terminación suroeste de este sector y, también, la terminación de la FA como marcador del borde occidental del Macizo de Garzón, pues desde este punto el borde del macizo comienza a migrar hacia el interior de la cordillera, siguiendo el cauce del río Suaza.

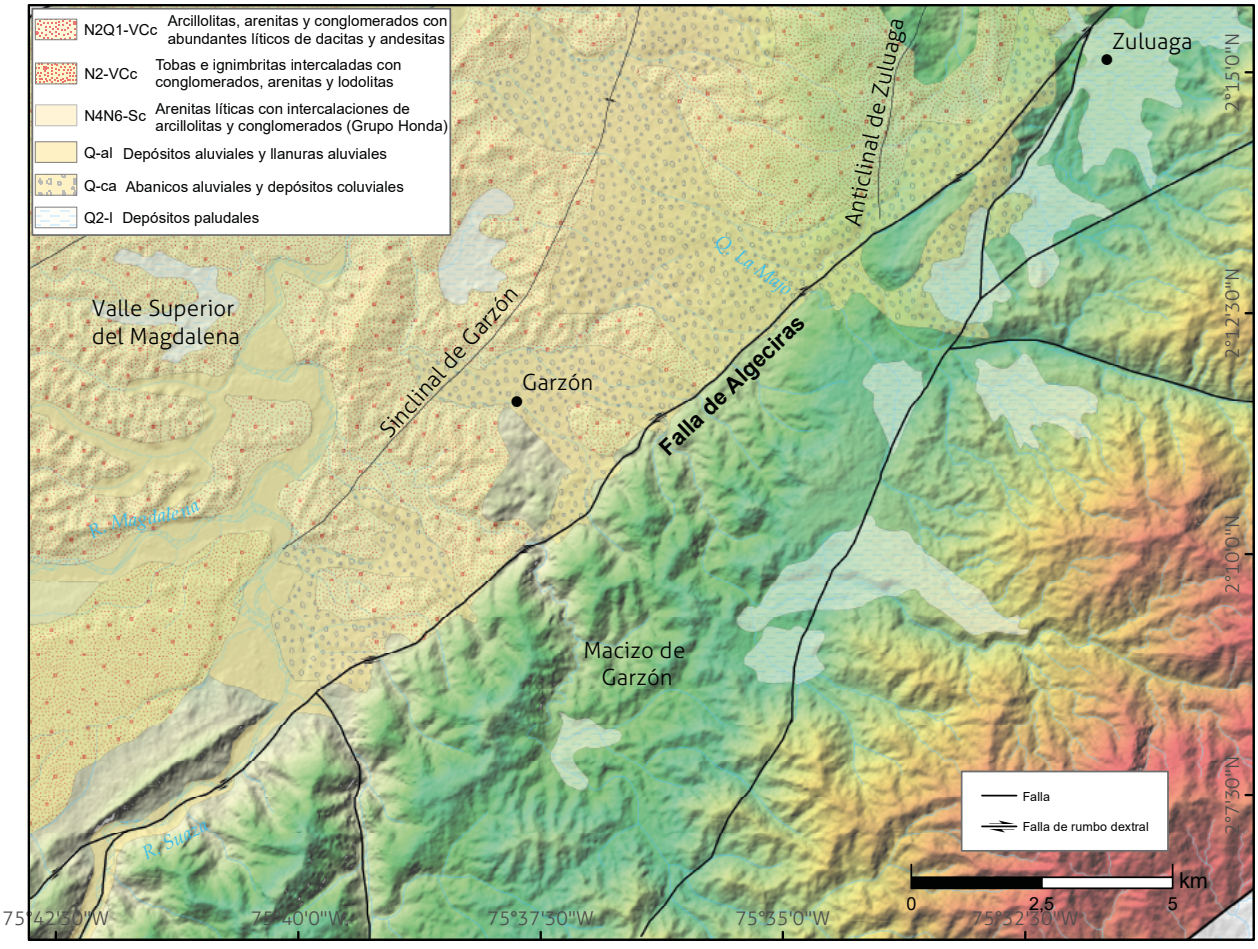


Figura 10.8. Mapa de la FA en el sector de Garzón
Se resalta la presencia de un frente montañoso bien definido donde la FA es el límite entre el Macizo de Garzón y el Valle Superior del Magdalena.

10.4 Sector Altamira (desde el cruce del río Suaza con la FA, hasta el municipio de Altamira – 16 km)

Sobre toda la distancia de este sector, la franja de la traza del FA está marcada por crestones largos de rocas cenozoicas muy resistentes (figura 10.9) de conglomerados y arenitas bien cementadas de la Formación Eocena de Gualanday, también referida en otras publicaciones como la Formación Bache del Grupo Chicoral. Estos crestones o crestas de niveles conglomeráticos/arenoso alternan con niveles arcillosos no cementados. Esta secuencia tiene buzamiento subvertical, igual como la FA en el mismo lugar, que hace difícil su propia detección e identificación, pues puede confundirse con fallamiento capa a capa (*bedding slip*) intraformacional. Crestones equivalentes de la misma Formación Gualanday, e igualmente verticalizados, marcan el flanco opuesto del gran sinclinal de Tarqui (Diederix y Gómez, 1991).

Esta situación de la franja de estos crestones, junto con la presencia del plano de falla igualmente subvertical de la FA, ha producido rasgos morfológicos típicos de control sobre el drenaje, como desplazamientos de cauces y patrones de rastrillo. Lo cierto es que esta zona de largos crestones ha funcionado como un obstáculo para el drenaje y ha forzado el desvío hacia la derecha del cauce del río Suaza sobre una distancia de 4 km, que ha sido interpretado, erróneamente, como una cuantificación de la magnitud de desplazamiento cumulativa de la falla.

Al lado oriental de la falla en este sector se encuentran rocas cristalinas y volcánicas (Formación Saldaña) del Jurásico, salvo en la cuña entre la FA y el cauce del río Suaza en el extremo noreste, donde afloran rocas Cretácicas y Paleógenas.

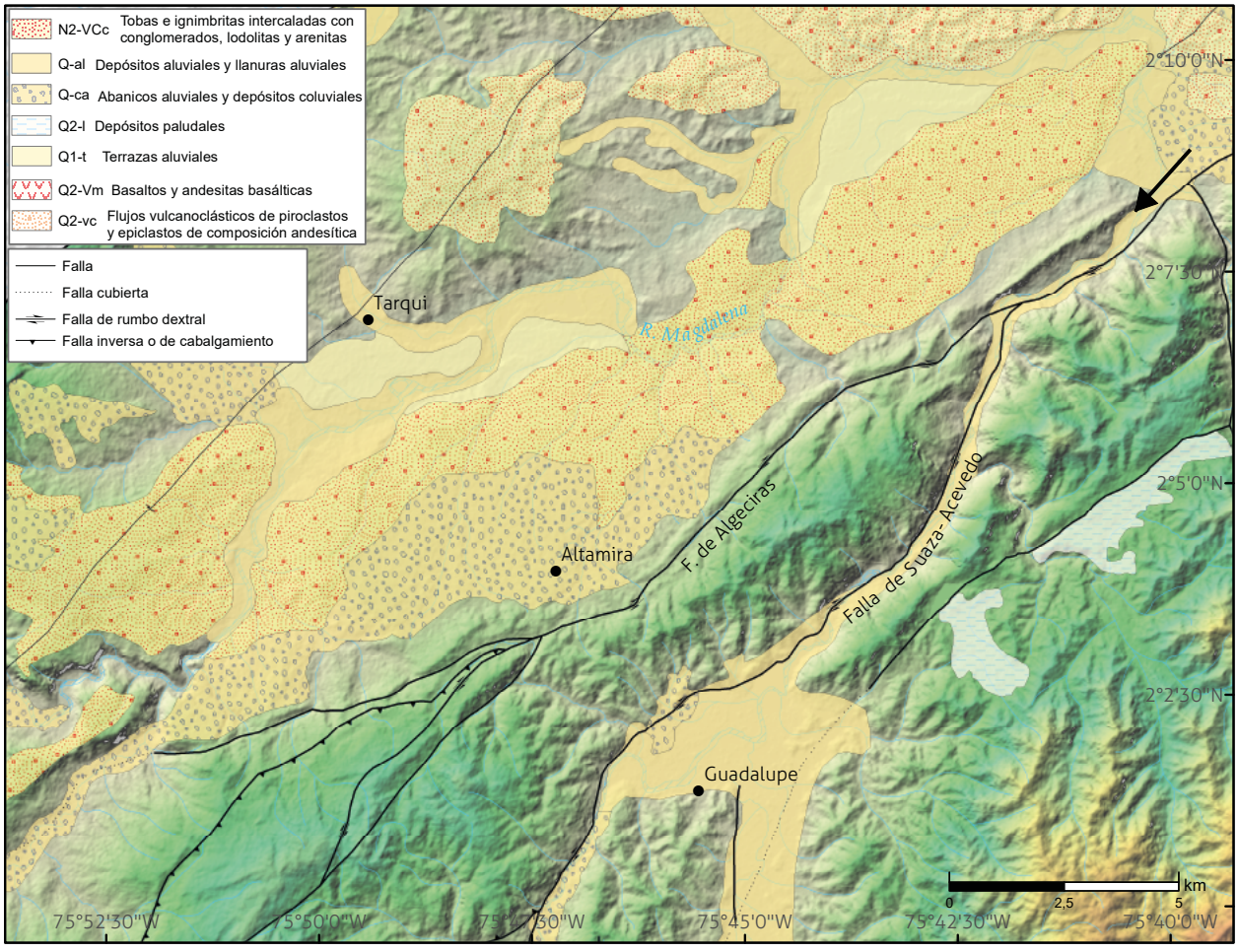


Figura 10.9. Zona del SFA marcada por crestones largos (flecha negra) y paralelos a la FA, compuestos principalmente por rocas sedimentarias muy competentes

10.5 Sector Timaná (desde Altamira en el noreste hasta el comienzo del valle de Pitalito en el suroeste – 26 km)

En esta zona, el Valle Superior del Magdalena, como un rasgo orográfico mayor, termina con el cierre del sinclinal de Tarqui, representado por un gran cuerpo de conglomerados de la Formación Gualanday, estratificado horizontalmente y atravesado por el río Magdalena, que ha erosionado el impresionante cañón del Pericongo. También, los márgenes de las cordilleras Central y Oriental convergen aquí. En el flanco oriental de esta estructura se sigue la traza de la FA hasta el fin del sector donde comienza a girar a una dirección este-oeste. En todo el sector, la FA marca un gran escarpe con las rocas cristalinas y volcánicas Jurásicas en el lado alto y los depósitos Cretácicos y Cenozoicos en la parte baja.

Sobre toda la longitud del sector la FA está acompañada por una falla satelital paralela separadas por una distancia de máximo 2500 m. Esta falla satelital sin nombre atraviesa depósitos mesozoicos y paleógenos, y forma una laja estrecha y larga que incluye en su parte extrema suroeste un largo lente o *sliver* de conglomerados y areniscas de la Formación Gualanday, que parece haber sido recortado del flanco del sinclinal de Tarqui, cerca de Altamira, y transportada a lo largo de la FA sobre una distancia de 24 km (Diederix y Gómez, 1991, Rodríguez *et al.*, 2010). Si es correcto, podría significar el registro de un desplazamiento acumulado de la FA de la misma magnitud desde su inicio hace 2.4 Ma. Esto implicaría una tasa de desplazamiento de 10 mm/a para la FA. No obstante, no es claro si esto es realmente factible, aunque esta tasa de desplazamiento es comparable a tasas de desplazamiento de la Falla Cayambe-Afiladores-Sibundoy reportadas por Tibaldi *et al.* (2007) del sistema SFOA en la zona fronteriza entre Ecuador y Colombia (Tibaldi *et al.*, 2007; Baize *et al.*, 2014; Nocquet *et al.*, 2014; Audemard *et al.*, 2022).

En este sector, al igual que en el sector de Zuluaga, se observa la presencia de algunas fallas satélites tipo Riedel sintético y antitético. El mejor ejemplo del tipo Riedel sintético es la Falla de Timaná (figura 10.10), que corre de manera oblicua a la FA, desde Altamira, sobre una distancia de 10 km, hasta el río Timaná en el centro del valle.

Al otro lado del valle, al oeste del municipio de Timaná, corre en dirección N-S, a lo largo de una franja de formaciones Cretácicas y casi ortogonal a la FA, una falla Riedel antitética sobre una distancia de 12 km, y se extiende por unos 6 km más al otro lado de la traza del FA, penetrando el complejo cristalino Jurásico. Particularmente en este tramo esta falla Riedel antitética manifiesta un número de rasgos morfotectónicos muy claros como facetas triangulares y desplazamientos de drenajes.

Cerca del pueblo de Naranjal, y al pie del escarpe de la FA, hay un pequeño valle profundo que tiene apariencia de cuenca de tracción, pero su verdadero carácter no se ha podido establecer. Se requieren más estudios geofísicos para verificar si este valle está completamente controlado por falla, como debe ser en caso de una cuenca de tracción, o si es resultado de una interrelación de la FA y una estructura de plegamiento en rocas Cretácicas.

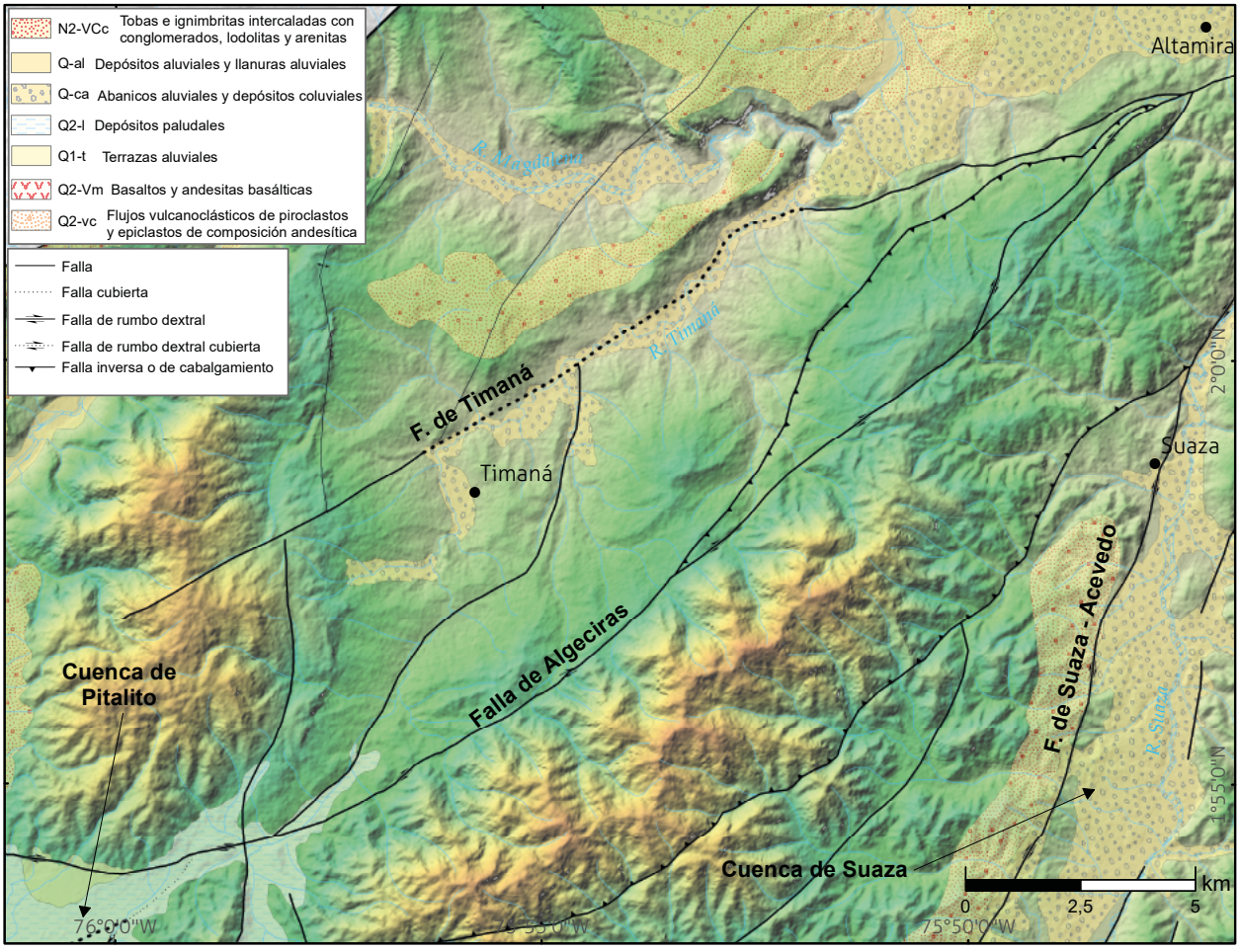


Figura 10.10. Mapa del SFA en el sector de Timaná
El SFA en este sector está compuesto por varias trazas de falla, entre ellas las fallas de Algeciras, Timaná y Suaza.

10.6 Sector Pitalito (cubre toda la distancia del borde norte de la cuenca de Pitalito - 20 km)

La cuenca de Pitalito está situada precisamente en el área donde la traza de la FA ha cambiado de dirección NE-SO hacia la orientación E-O. Este cambio de geometría del plano de la FA, en combinación con el movimiento transcurrente lateral derecho en dirección NE, crea condiciones de esfuerzo transtensional que han resultado en la formación de esta cuenca de tracción (*pull apart basin*), que es la de mayores dimensiones a lo largo del SFA en el área de estudio (figura 10.11). En este caso particular las condiciones de transtensión debieron tener un componente vertical muy fuerte. Esto explica que esta cuenca en su esquina NE alcanza una profundidad de 1200 m, como fue establecido por Bakker (1990), mediante estudios de sondeos verticales de resistividad eléctrica. Este autor ha sugerido un proceso de basculamiento del fondo de la cuenca hacia su margen norte que explica su gran profundidad. También puede ser la explicación del porqué el margen sur de la cuenca tiene una definición tan pobre.

Bakker (1990) ha establecido también la presencia de una falla normal con rumbo NO-SE y un salto de 700 m que atraviesa la cuenca, y que marca la división entre la parte profunda de la mitad noreste de la cuenca, caracterizado por sedimentos finos y un alto contenido orgánico, y la parte somera de la mitad suroeste por sedimentos de grano grueso y una profundidad alrededor de 300 m. El aporte de los sedimentos gruesos se ha dado desde el suroeste por los ríos Guarapas y Guachicos que, en el centro de la cuenca, cambian abruptamente el curso de sus cauces hacia el NO, debido a la captura por el río Magdalena, que tiene su nivel base más bajo.

Bakker (1990) estimó la fecha de la apertura de la cuenca en 4,5 Ma durante el Plioceno Superior. Esta edad es con base en estimativos de tasas de sedimentación de 0,25-0,30 m/1000 años, calculadas en sedimentos de turbas con métodos de dataciones con Carbono 14. Estas dataciones fueron tomadas en los depósitos de turbas en la columna estratigráfica somera de la parte profunda de la cuenca y, por eso, es posible que para toda la columna de 1200 m la tasa de sedimentación sea más rápida. Esto implicaría que la fecha de apertura de la cuenca puede concordar con la fecha del inicio de la FA establecida a 2,4 Ma (Audemard, 1993, 2014; Tibaldi y Ferrari, 1992; Gutscher *et al.*, 1999; Witt *et al.*, 2006; Tibaldi *et al.*, 2007; Alvarado *et al.*, 2016).

La división de la cuenca también es notable en el terreno en una parte profunda y una parte somera, pues la parte noreste de la cuenca es una zona de humedal y, visto desde distancia, parece que tiene una pendiente leve hacia el noreste.

El margen norte de la cuenca es una zona montañosa en rocas cristalinas del Jurásico con una cobertura en el sector noreste de ignimbritas de la Formación Guacacallo de edad Plio-Pleistoceno (Kroonenberg y Diederix, 1984; Diederix y Gómez, 1991). La traza de falla en este tramo pasa a lo largo del pie de monte, donde su actividad es evidenciada por algunos índices morfotectónicos, como drenajes desplazados, abanicos aluviales cortados por la falla, escarpillas y facetas triangulares. Desafortunadamente, la visibilidad de la traza en superficie no es muy clara en el noreste de la cuenca, donde atraviesa una llanura aluvial, lo cual implica que no hay un sitio identificado con potencial para la excavación de una trinchera paleosismológica.

Al otro lado de la cuenca, la zona sur, el margen de la cuenca no ha podido ser establecido con certeza. Desde el suroeste entra la Falla Villalobos, que forma la cuenca de tracción de Palestina antes de llegar a la cuenca de Pitalito. Desde allí, cambia su nombre a Falla de Palestina que, al entrar en el valle de Pitalito, se desvía hacia el noreste en dirección del pueblo de Suaza donde converge con la Falla de Suaza y continúa hacia el norte para eventualmente converger con el ramal principal del sistema, la FA.

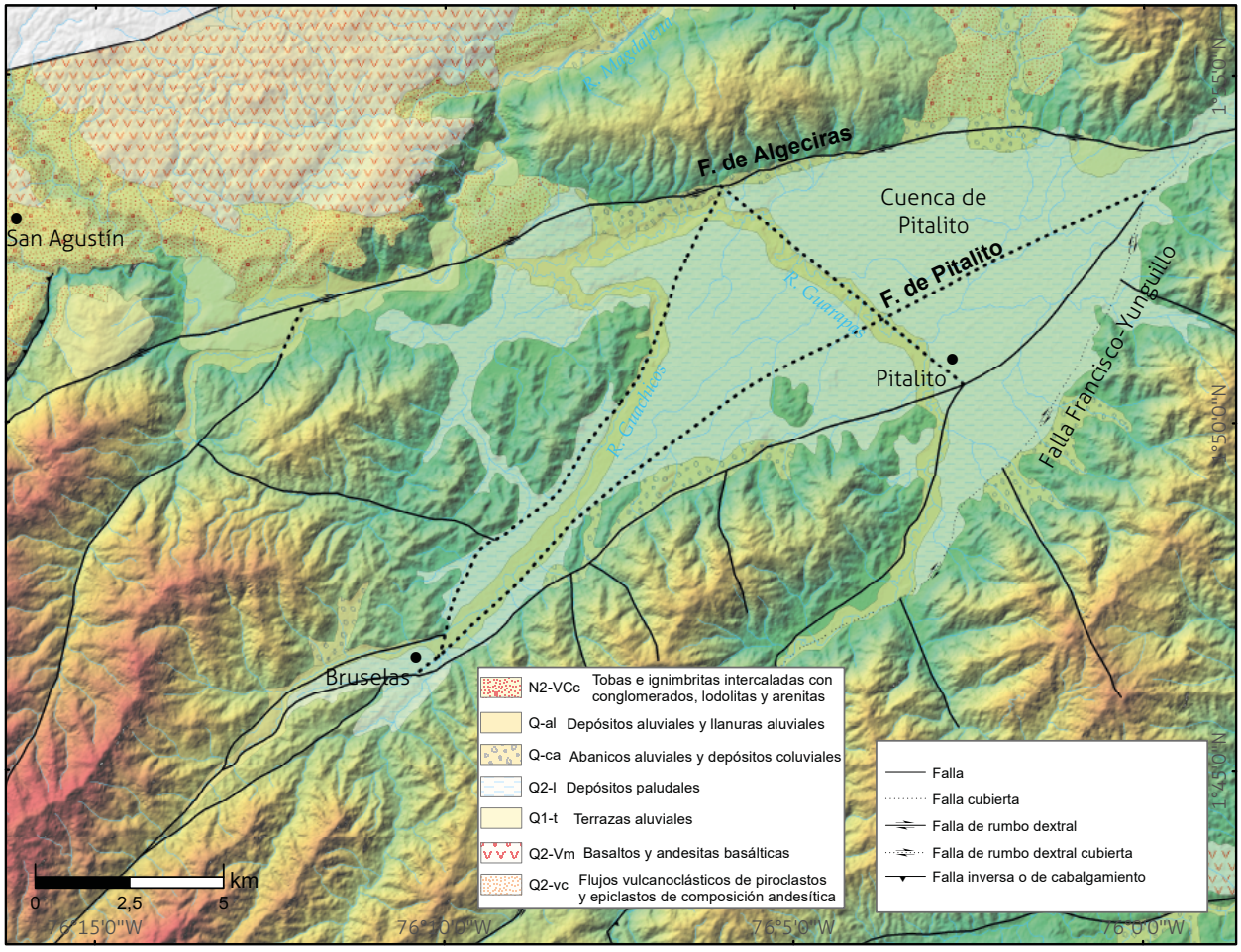


Figura 10.11. Mapa del SFA en el sector de Pitalito
En este sector, el SFA está compuesto por varias trazas de falla, entre ellas la FA, la cual controla el piedemonte norte de la cuenca, Pitalito, la cual se extiende por el centro de la cuenca, y Francisco-Yunguillo, que controla el piedemonte sur de la cuenca. La cuenca de Pitalito se genera en una amplia curva a la derecha de la falla principal del SFA: la FA.





11

Identificación de sitios de interés para análisis paleosismológico

Posterior al análisis morfotectónico, donde se identificaron rasgos morfológicos relacionados con la actividad neotectónica y reciente del SFA, se realizó un reconocimiento detallado, mediante un recorrido de campo entre El Paraíso (Algeciras) y Pitalito, Huila, con el fin de identificar sitios con condiciones favorables que permitieran la conservación del registro paleosismológico.

La preselección y selección de sitios para la exploración paleosismológica están relacionadas con la cuantificación y cualificación de factores condicionantes que permitan este tipo de estudios. De acuerdo con Audemard (2003, 2005), diversos aspectos deben converger en un mismo sitio para tener éxito en la exploración por trinchera, los cuales se pueden dividir en dos grandes grupos: condiciones geográficas y logísticas del sitio y condiciones geológicas del mismo (tabla 11.1).

Durante el recorrido de campo, se identificaron catorce sitios con potencial paleosismológico a lo largo del SFA. Cada sitio fue evaluado teniendo en cuenta sus ventajas y desventajas, e incluyendo las condiciones de la tabla 11.1. Posteriormente, con base en estos criterios, se asignó una calificación de priorización en una escala de 1 (mayor prioridad) a 3 (menor prioridad). La evaluación y calificación, en términos de prioridad, de las condiciones de cada uno de los sitios identificados, se encuentra en la tabla 11.2.

Tabla 11.1. Aspectos a evaluar en sitios de interés paleosismológico

Condiciones geográficas y logísticas	Condiciones geológicas
Uso y tenencia de la tierra. Tipo de propiedad	Simplicidad del rasgo tectónico a escala regional
Topografía del sitio y accesibilidad	Ubicación exacta del trazo a excavar
Vegetación en el sitio	Sedimentos cuaternarios blandos que permitan detectar deformaciones recientes, y que puedan ser datados por los métodos convencionales
Presencia de agua en superficie o a poca profundidad	Registro sedimentario continuo, con baja tasa de sedimentación y erosión
Estabilidad mecánica de los materiales	Estructuras claras y contrastes litológicos

Fuente: adaptado de Audemard (2003, 2005).

Tabla 11.2 Identificación y evaluación de los sitios con interés paleosismológico

Prioridad	Sitio	Lat. (N)	Long. (W)	Alt.	Localización	Ventajas	Desventajas	Tipo de Propiedad	Permiso del propietario / condiciones	Litología	Observaciones adicionales	Fotografía de referencia
2	1	2°34'40.0"	75°15'07.2"	1289	Algeciras – Huila. Punto en el cruce de vías hacia Villa Líbano y El Paraíso.	• Trazo principal de la FA • Sedimentación fina • Rasgos morfotectónicos claros: lomo de presión u obturación y trinchera de falla • Fácil acceso al predio	• Posible intervención antrópica para vía • Es posible encontrar material de relleno empleado para la vía	Sin información del propietario del predio	Sin contacto con el propietario	Depósito de flujo de escombros	• Es necesario identificar el ápice del flujo de escombros • La trinchera debe hacerse antes de llegar a la zona con mayor pendiente y erosión. Es decir, debe hacerse al S de la puerta de ingreso al predio.	
2	2	2°21'56.8"	75°26'41.5"	1822	Gigante – Huila, vereda Pradera, finca La Albania. Vía Gigante - Arcadia, sobre flanco izquierdo de la vía	• Trazo principal de la FA • Zona plana • Poca erosión • Rasgos morfotectónicos claros: hombrera de falla • Fácil acceso	• Posiblemente rocas de la Fm. Garzón, muy cerca de la superficie • Posible intervención antrópica para vía • Es posible encontrar material de relleno empleado para la vía	Privada	Permiso concedido parcialmente.	Depósito coluvial sobre Fm. Garzón?	Se sugiere excavar apique de 1 m3 para verificar la presencia, cerca de superficie, de rocas de la Fm. Garzón.	
1	3	2°19'20.0"	75°28'21.1"	1879	Gigante – Huila, corregimiento Tres Esquinas, predio Pompeya.	• Trazo principal de la FA Valle de fondo plano • Poca erosión • Posible sedimentación fina • Sin aparente intervención antrópica • Rasgos morfotectónicos claros: Pequeño *pull apart*, lagunas de falla, lomos de obturación • Fácil acceso	• Terreno saturado; sin embargo, se identificó sitio con menor saturación • Cuerpos de deslizamientos dentro del *pull apart*	Sin información del propietario del predio. Al parecer es un predio municipal que hace parte de la zona Amortiguadora del Parque Regional Cerro Páramo Miraflores	Sin contacto con el propietario	Depósito de flujo de escombros		

(…/…)

Prioridad	Sitio	Lat. (N)	Long. (W)	Alt.	Localización	Ventajas	Desventajas	Tipo de Propiedad	Permiso del propietario / condiciones	Litología	Observaciones adicionales	Fotografía de referencia
1	4	2°14'45.8"	75°32'23.6"	1470	Garzón – Huila, vereda Miraflores, finca Guayabal	• Trazo principal de la FA • Zona plana • Poca erosión natural • Terreno seco • Posible sedimentación fina • Rasgos morfotectónicos claros: Escarpe, silleta de falla • Fácil acceso	• Predio cultivado con café • Posible erosión antrópica para cultivo • Presencia de bloques rodados	Privada	Permiso concedido verbalmente por el propietario. Solicitar acompañamiento a él o alguien encargado para indicar dónde exactamente se encuentra un tubo de acueducto, antes de empezar la excavación.	Posible flujo de escombros		
1	5	2°14'15.2"	75°32'47.3"	1571	Garzón – Huila, vereda Miraflores, finca Potrerillos	• Trazo principal de la FA • Zona plana • Sin presencia de agua • Poca erosión • Sedimentación fina • Rasgos morfotectónicos claros: depresión tectónica con paredes bien definidas • Fácil acceso	• Muy cerca de cultivos de plátano y maíz	Privada	Permiso concedido verbalmente por el propietario. Sin condiciones especiales solicitadas al momento del diálogo.	Depósito aluvial / lagunar		
1	6	2°14'20.7"	75°32'58.0"	1593	Garzón – Huila, vereda Miraflores, finca Buenavista. Frente a la escuela de Miraflores	• Zona plana • Sin presencia de agua en el sitio seleccionado • Poca erosión • Rasgos morfotectónicos claros: escarpe al SE, laguna de falla • Fácil acceso	• Posible intervención antrópica	Privada	Permiso concedido verbalmente por la propietaria. Condiciones: no intervenir la zona cercana a la laguna	Depósito de flujo de escombros y depósito lagunar	Indagar con la dueña del predio el grado de intervención antrópica.	

(…/…)

Prioridad	Sitio	Lat. (N)	Long. (W)	Alt.	Localización	Ventajas	Desventajas	Tipo de Propiedad	Permiso del propietario / condiciones	Litología	Observaciones adicionales	Fotografía de referencia
3	7	2°13'19.1"	75°34'32.4"	1214	Garzón – Huila, vereda Alto Sartanejo, finca Mirador.	• Zona plana • Sin presencia de agua en el sitio seleccionado • Poca erosión • Rasgos morfotectónicos claros: Laguna de falla, lomo de obturación, drenaje y cresta desplazados, escarpe bien definido • Fácil acceso	• Falla Riedel • Se observan bloques en superficie, que seguramente se encontrarán en profundidad	Privada	Permiso concedido verbalmente por el propietario. Restablecer la cobertura vegetal con las semillas que ellos indiquen.	Depósito de flujo de escombros		
1	8	2°13'13.0"	75°34'11.1"	1234	Garzón – Huila, vereda Alto Sartanejo, finca Mirador.	• Trazo principal de la FA • Zona plana • Sin presencia de agua • Poca erosión • Sedimentación fina • Poca incisión de drenajes • Rasgos morfotectónicos claros: Lomo *pop-up*, escarpe, posibles riedeles cosísmicas • Fácil acceso	• Cuerpos de pequeños deslizamientos • Se observan algunos bloques en superficie	Privada	Permiso concedido verbalmente por el propietario. Restablecer la cobertura vegetal con las semillas que ellos indiquen.	Terraza aluvial y depósito de flujo de escombros	Realizar excavación paleosismológica lo más perpendicular posible al lomo.	
3	9	2°12'47.6"	75°34'20.6"	1217	Garzón – Huila, vereda Claros, finca Campestre Masaralú. Vía pavimentada Garzón - Zuluaga.	• Trazo principal de la FA • Zona plana • Poca erosión • Rasgos morfotectónicos claros: contraescarpe con dirección N50°E • Fácil acceso	• No se logra determinar la génesis del contraescarpe, ¿erosivo o tectónico? • A 2 m del punto se encuentra un cauce artificial de drenaje, posiblemente se encuentre la tabla de agua muy cerca de superficie.	Privada. No se encuentra el propietario.	Sin contacto con el propietario		Definir génesis del contraescarpe.	

(…/…)

Prioridad	Sitio	Lat. (N)	Long. (W)	Alt.	Localización	Ventajas	Desventajas	Tipo de Propiedad	Permiso del propietario / condiciones	Litología	Observaciones adicionales	Fotografía de referencia
3	10	2°12'04.7"	75°35'18.4"	1077	Garzón – Huila, vereda Fátima. No fue posible obtener el nombre del predio	• Zona plana • Sin presencia de agua • Sin aparente intervención antrópica • Poca erosión • Rasgos morfotectónicos claros: lomo de presión, trinchera de falla • Fácil acceso	• Dos trazas de falla cercanas • No es claro el sitio exacto de la traza en superficie en este predio • Deformación repartida en las dos trazas	No se tiene contacto del propietario del predio	Sin contacto con el propietario		Definir la traza exacto de la falla en superficie mediante geofísica..	
3	11	2°11'36.5"	75°35'39.8"	1091	Garzón – Huila, vereda Claros, finca Bella Vista	• Zona plana • Sin presencia de agua • Pocos bloques en superficie • Poca erosión • Rasgos morfotectónicos claros: silleta de falla • Fácil acceso	• Dos trazas de falla cercanas • Se identifican pequeños cuerpos de deslizamientos • Posible intervención antrópica para apertura de vía hasta el lago • Deformación repartida en las dos trazas	Privada	Permiso concedido verbalmente por el propietario. Sin condiciones especiales solicitadas al momento del diálogo.			
2	12	2°04'57.8"	75°45'06.3"	1102	Altamira – Huila, vereda El Grifo	• Zona plana • Sin presencia de agua • Sin aparente intervención antrópica • Poca erosión • Sedimentación fina • Rasgos morfotectónicos claros: lomo de obturación, abanico truncado, contraescarpe con dirección al E • Fácil acceso	• Dos trazas de falla cercanas, FA y Falla de Suaza • Deformación repartida en las dos trazas de falla	Privada	Permiso concedido verbalmente por el propietario.	Depósito aluvial (Abanico aluvial)		

(…/…)

Prioridad	Sitio	Lat. (N)	Long. (W)	Alt.	Localización	Ventajas	Desventajas	Tipo de Propiedad	Permiso del propietario / condiciones	Litología	Observaciones adicionales	Fotografía de referencia
2	13	2°03'53.8"	75°45'50.4"	1085	Altamira – Huila, vereda Sampero, finca Lote # 1	• Zona plana • Sin presencia de agua • Sin aparente intervención antrópica • Poca erosión • Sedimentación fina • Rasgos morfotectónicos claros: lomo de obturación, abanico truncado, y posible *open crack*, contraescarpe • Fácil acceso	• Dos trazas de falla cercanas, FA y Falla de Suaza • Deformación repartida en las dos trazas de falla • Posiblemente no se encuentre mucha materia orgánica • Presencia de bloques en zona alta	Privada	Permiso concedido verbalmente por el propietario. Sin condiciones especiales solicitadas al momento del diálogo.	Depósito aluvial (Abanico aluvial) y coluvión a la base del lomo		
3	14	1°59'20.6"	75°51'10.3"	1420	Timaná – Huila, vereda El Alto Naranjal, finca El Limón	• Zona plana • Sin presencia de agua • Sedimentación fina por escorrentía • Rasgos morfotectónicos claros: silleta de falla, drenajes desplazados, *wind gap*, ¿laguna de falla? • Fácil acceso	• Zona con alta tasa de erosión y baja tasa de sedimentación • Contacto de dos unidades litológicas contrastantes: Granito de Altamira (Jurásico) y Fm. Hondita-Loma Gorda (Cretácico • Laguna intervenida antrópicamente	Privada	Permiso concedido verbalmente por el propietario. Sin condiciones especiales solicitadas al momento del diálogo.	Coluviones y pequeños abanicos sobre Granito de Altamira (Jurásico). Depósito lagunar	Aunque no es muy apto para trinchera, debido a la baja sedimentación, es de interés para el entendimiento estructural de la región	

La evaluación presentada arroja como resultado que los sitios Guayabal (sitio 4), Potrerillos (sitio 5), Buenavista (sitio 6), todos en la vereda Miraflores, y Mirador (sitio 8) en la vereda Sartanejo, del municipio de Garzón, Huila, tuvieron una calificación de 1, es decir, prioridades altas (celdas identificadas con color verde en la tabla 11.2), ver figura 11.1. Se resalta que en la vereda Miraflores la deformación está repartida en dos trazas subparalelas, que posiblemente conforman un relevo transpresivo (*Restraining step-over*), por lo cual denotan la misma importancia a la hora de la evaluación paleosismológica, pues el registro de sismos se puede complementar a partir de la apertura de trincheras en ambas estructuras.

El sitio 14, en el sector de El Naranjal del municipio de Timaná - Huila, con prioridad baja, se recomienda para exploración geofísica pues, aunque tiene una baja tasa de sedimentación y una alta tasa de erosión limitantes para evaluación paleosismológica, puede presentar detalles en profundidad que ayuden a un mejor entendimiento del estilo estructural de la región.

Los sitios con una baja calificación al momento de la evaluación de sus condiciones, presentaban altas tasas de erosión, distribución de la deformación en varias estructuras, sedimentación gruesa, intervención antrópica, limitantes administrativas o dificultades en la obtención del permiso de los propietarios de los predios para desarrollar las siguientes etapas de la investigación.

Como apoyo al análisis para la selección final de sitios para exploración paleosismológica (capítulo 14), se procedió a realizar un plan de vuelos con dron para obtener productos con resolución detallada, y arreglos geofísicos para la adquisición de tomografías eléctricas y arreglos geofísicos para la adquisición de tomografías eléctricas, pues sus resultados son determinantes para la identificación de la traza de falla en profundidad. Con estas técnicas se apoya la selección del sitio exacto para la excavación, su dirección, longitud y profundidad (ver capítulos 12 y 13).

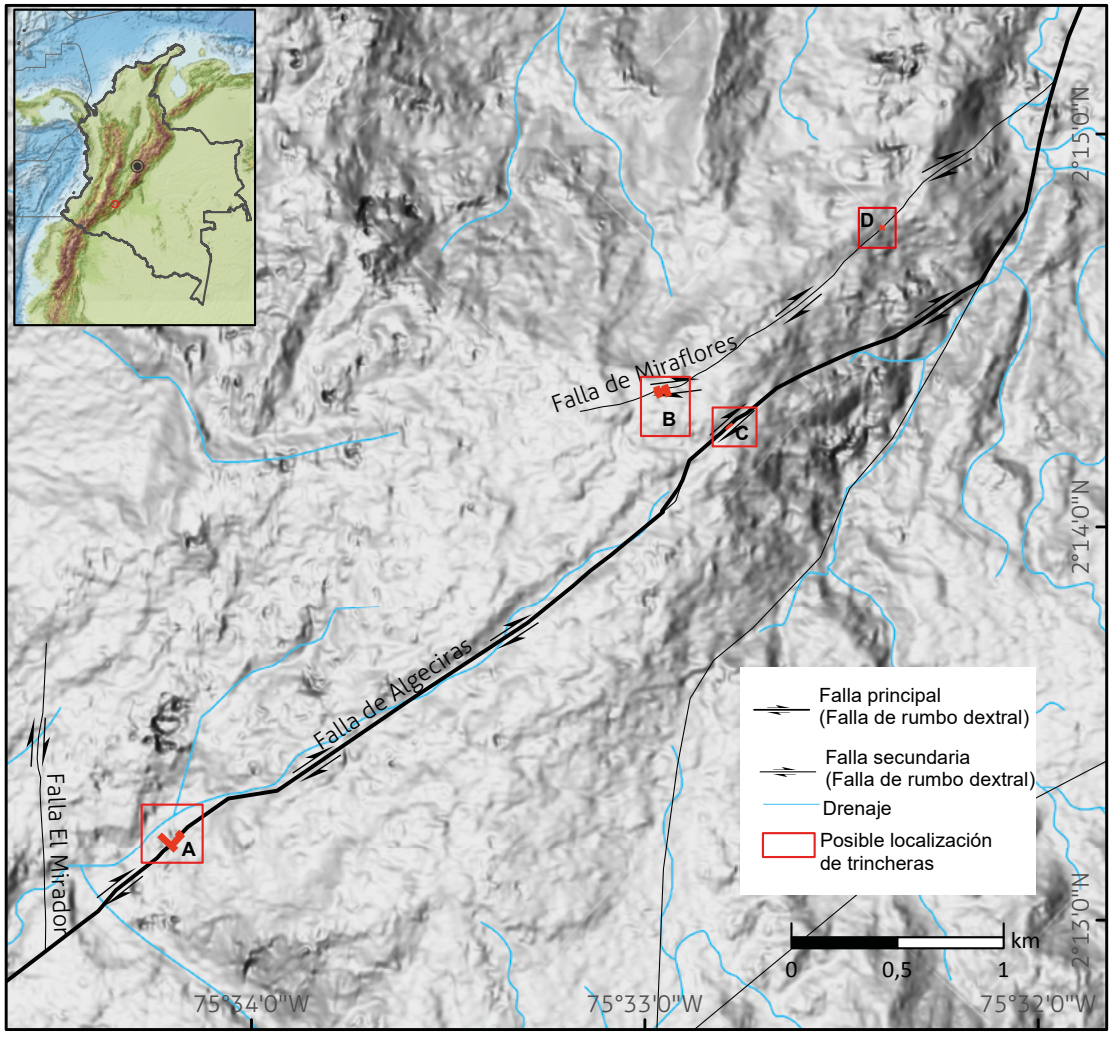


Figura 11.1. Localización de los sitios con priorización alta para posible exploración paleosismológica
A: Mirador (sitio 8); B: Buenavista (sitio 6); C: Potrerillos (sitio 5); D: Guayabal (sitio 4).



12

Elaboración de productos fotogramétricos digitales de alta resolución

Neotectónica y paleosismología de la Falla de Algeciras, Huila, Colombia

Como se ha presentado en otros capítulos, los análisis morfotectónicos y neotectónicos a escala regional, inicialmente abordados en esta investigación sobre el SFA, se hicieron mediante modelos digitales del terreno de 12,5 m y fotografías aéreas con escalas 1:25 000 y 1:40 000, además de una rigurosa comprobación de campo. No obstante, se implementaron técnicas fotogramétricas con drones dada la necesidad de contar con productos a escalas detalladas y con mejor resolución para identificar rasgos difícilmente identificables en estos insumos, así como para generar curvas de nivel para ajustar la cartografía neotectónica y estructural en las zonas de estudio, que sirvan de base para los levantamientos geofísicos en áreas potenciales de exploración paleosismológica.

Estas técnicas se basan en la captura sucesiva de fotografías verticales que toman áreas comunes en el terreno, de las cuales es posible obtener coordenadas en dos o más fotografías a partir de un eje de referencia relativo y, de esta forma, encontrar semejanzas geométricas entre dichas imágenes, que permitan mediciones precisas de objetos y obtener características de dimensiones, forma y posición del objeto fotografiado (Pérez Álvarez, 2001).

El uso de drones como medio de captura de imágenes aéreas permite obtener información en zonas específicas, y facilita el acceso y la reducción de costos y tiempo en la adquisición de información digital con fines métricos. La combinación de esta técnica con geodesia espacial, en la determinación de coordenadas de puntos de fotocontrol y fotogrametría, se está empleando por investigadores a nivel mundial en muchos campos científicos para elaborar modelos digitales que permitan analizar con mayor resolución espacial la superficie terrestre, incluida la neotectónica (Abdullah, 2019; Carrivick *et al*., 2013).

En este caso específico, para la adquisición de imágenes en la FA se emplearon dos tipos de aeronaves, una tipo VTOL (Take-Off and Landing), ideal para cartografiar grandes áreas con una calidad y precisión de imágenes que cumplen con estándares internacionales aceptados por la International Society for Photogrammetry and Remote Sensing (ISPRS), y con la cual se sobrevolaron los polígonos con mayor extensión de área como Naranjal, El Mirador y Miraflores; y otra aeronave multirrotor DJI Mavic 2 Pro, con la que se volaron los polígonos de Guayabal y Potrerillos.

Para la ejecución de estos vuelos se contó con los permisos necesarios de la Aeronáutica Civil, el Ejército Nacional y los propietarios de los predios, en cumplimiento de la Resolución 4201 del 27 de diciembre de 2018, de la Unidad Administrativa Especial de la Aeronáutica Civil, y "por la cual incorporan a la norma RAC 91 de los Reglamentos Aeronáuticos de Colombia unas disposiciones sobre la operación de sistemas de aeronaves no tripuladas UAS".

A continuación, se presenta la metodología adoptada para los levantamientos fotogramétricos y los resultados obtenidos.

12.1 Metodología

La metodología empleada para la captura y procesamiento de datos para obtener productos fotogramétricos digitales de alta resolución inició con la planeación de los vuelos para la posterior captura de fotografías aéreas, la construcción y el posicionamiento de los puntos de fotocontrol y el procesamiento fotogramétrico.

12.1.1 Planes de vuelo y captura de información en campo

Después del análisis morfotectónico y neotectónico se identificaron sitios de interés en los que era importante tener información a escala detallada. Para la captura de fotografías aéreas con dron se establecieron cinco zonas en los municipios de Timaná y Garzón, en el departamento del Huila: Naranjal, El Mirador, Miraflores, Potrerillos y Guayabal. En la figura 12.1 se presenta como ejemplo la delimitación inicial de las áreas. En este caso se observa el polígono ubicado en la vereda Naranjal en líneas rojas.

El cálculo de los planes de vuelo consiste en cubrir un área determinada con imágenes que cumplen con un recubrimiento o solape longitudinal y transversal específico, del 85 % para este caso en particular. La zona fue sobrevolada con una altura de vuelo calculada en función del *Ground Sampling Distance* (GSD), que corresponde a la distancia en el terreno equivalente al tamaño del píxel. Por esta razón, la aeronave debe volar a una altura constante y siguiendo unas líneas de vuelo calculadas a una velocidad constante que permita capturar fotografías a intervalos regulares (Kraus, 2007).

En la figura 12.2 se ilustra en qué consisten los planes de vuelo y se muestran las líneas de vuelo o trayectoria que sigue la aeronave. Cada punto sobre las líneas representa la captura de las fotografías, los rectángulos representan la huella de la cámara y se representa el área de recubrimiento o solape longitudinal y transversal.

Posteriormente, en cada uno de los polígonos se realizó la distribución homogénea de mínimo cuatro puntos de fotocontrol, a lo largo y ancho de cada una de las zonas de interés, teniendo en cuenta los vértices y cambios significativos de altura en el terreno, y con el fin de obtener mediciones precisas en las tres componentes espaciales. Así, es posible ajustar los modelos digitales de acuerdo con los diferentes cambios de altura de la superficie terrestre, y realizar la triangulación aérea que, como míni-



Figura 12.1. Polígono de sobrevuelo ubicado en la vereda Naranjal

mo, requiere tres puntos de fotocontrol (Aber *et al.*, 2010; Tahar, 2013). La construcción, la toma de datos GNSS y el procesamiento de los datos de los puntos de fotocontrol son presentados y explicados en el capítulo de geodesia, donde se expone la importancia de la sinergia entre la geodesia y la fotogrametría.

Como ejemplo, en la figura 12.3 se muestra la ubicación de los cuatro puntos de control planteados (triángulos de color amarillo), denominados punto de control 1, 2, 3 y 4 dentro del polígono de Miraflores, delimitado con línea roja.

Para identificar las diferencias de altura en el terreno y garantizar el cumplimiento de la Resolución 4201 de 2018, sobre el contacto visual con la aeronave y evitar la pérdida de señal entre el piloto y el dron, se trazaron perfiles longitudinales y transversales para identificar el punto más alto y, desde allí, realizar el despegue y aterrizaje de la aeronave.

Por otra parte, teniendo en cuenta que el polígono de Naranjal tiene un área aproximada de 0,6 km^2, el de El Mirador de 2,1 km^2 y el de Miraflores de 0,11 km^2, y que la topografía de cada uno tiene diferencias significativas de pendientes por ser un terreno montañoso con extensas áreas de interés, se determinó el uso de la aeronave tipo VTOL WintraOne, mostrada en la figura 12.4.

En la figura 12.5 se muestra el dron Mavic 2Pro con el cual se realizaron los vuelos en los polígonos de Guayabal (un área aproximada de 0,132 km^2) y Potrerillos (0,133 km^2). En estas dos zonas se realizaron vuelos cruzados a una altura promedio de 80 m, y se tomaron fotografías ortogonales a la superficie terrestre y otras con un ángulo de inclinación de 45°.

Con el fin de determinar el modelo geométrico del sensor y obtener parámetros como la distancia focal, el punto principal, las distorsiones de la lente y las dimensiones físicas de la fotografía, que generan productos con mayor precisión, se calibró la cámara (McGlone *et al.*, 2004).

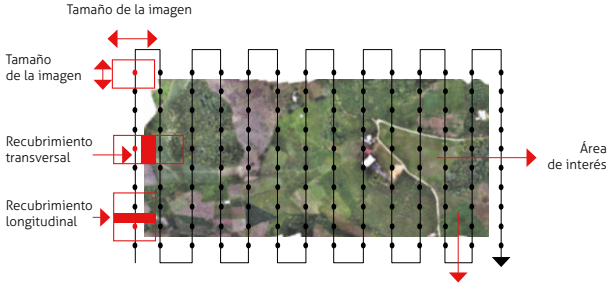


Figura 12.2. Planes de vuelos fotogramétricos.

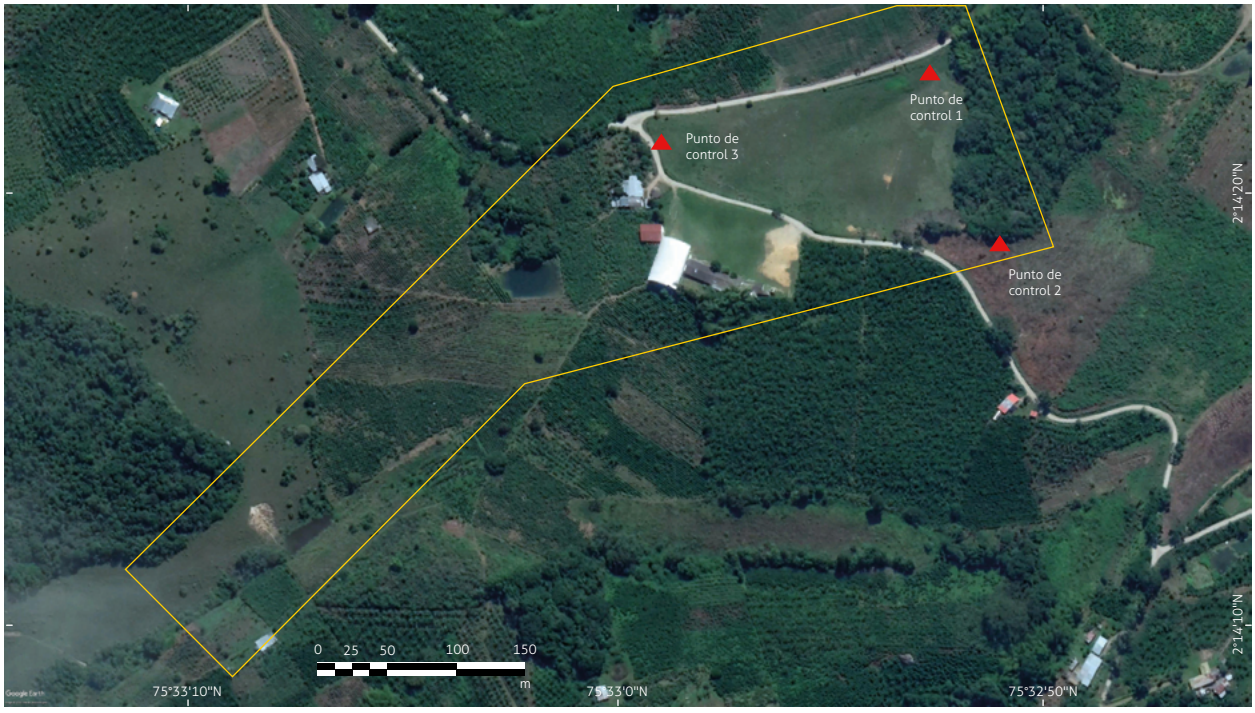


Figura 12.3. Puntos de control terrestre en Miraflores



Figura 12.4. Dron de WingtraOne y cámara Sony RX1RII



Figura 12.5. Dron Mavic 2Pro.

12.2 Procesamiento de datos fotogramétricos

Antes de iniciar el procesamiento fotogramétrico se recomienda revisar y clasificar las fotografías, y excluir aquellas que no cumplen con el estándar de calidad por estar distorsionadas, borrosas o fuera del área de interés, con el fin de no dañar la resolución radiométrica de los productos finales y evitar un procesamiento innecesario de las fotografías que no corresponden al área.

Para la generación de productos fotogramétricos es necesario contar con estaciones fotogramétricas robustas y *software* especializados. Para este caso se emplearon los siguientes: Agisoft metashape, Pix4D, context capture y Global Mapper.

El procesamiento fotogramétrico inicia con la alineación de las fotografías, donde se emplean parámetros de orientación interna que permiten transformar los pixeles del archivo de la foto a sus dimensiones físicas reales, y transformar las coordenadas de la imagen a un sistema cartesiano de coordenadas 3D, cuyo origen es el centro de proyección del sensor (Aber *et al.*, 2010; Schenk, 2002).

Una vez se obtienen las coordenadas de los puntos de control, se realiza el proceso de fotoidentificación y geolocalización dentro de las imágenes aéreas y, con esto, se da paso al cálculo de la orientación externa, que determina la posición y orientación exacta de la cámara al momento de la captura de la fotografía, y se establece la relación entre el terreno y la imagen. Esto implica una transformación del sistema de coordenadas del terreno al sistema de coordenadas de la imagen, calculado a partir

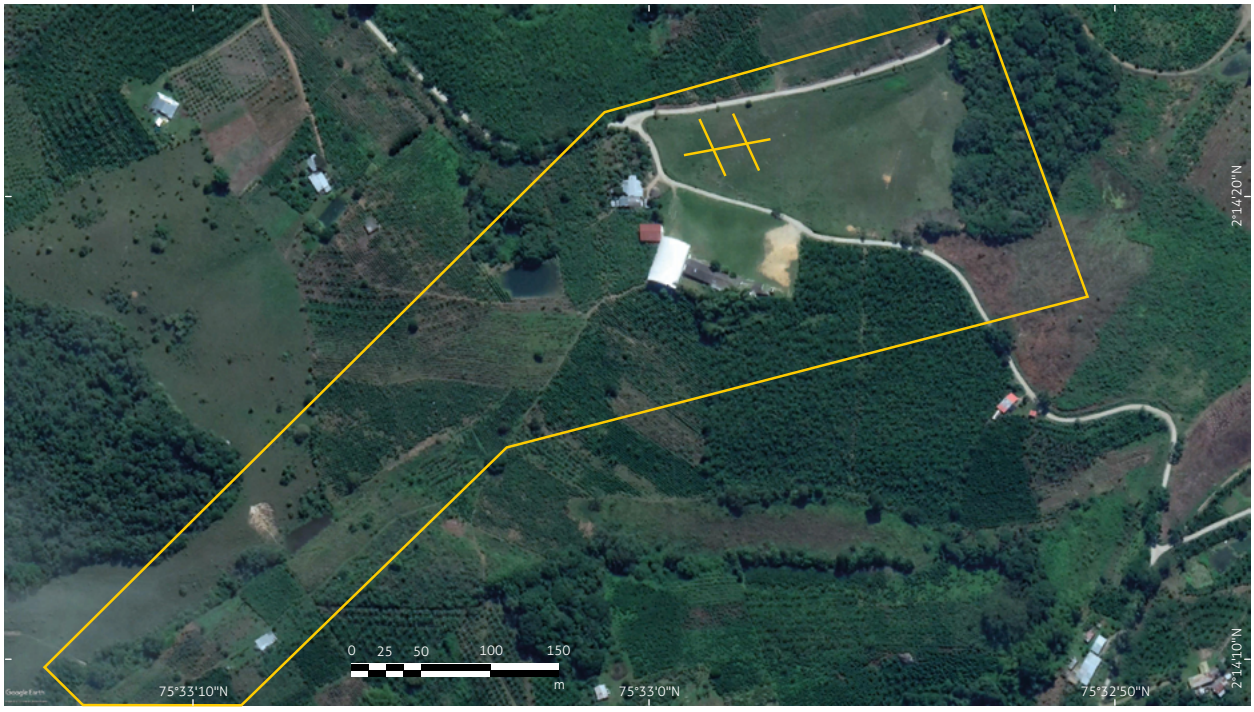


Figura 12.6. Ubicación de líneas de geoeléctrica

de puntos de control terrestre y de puntos de enlace (*tie points*) (Kraus, 2007; Schenk, 2002).

Posteriormente, se genera una nube densa de puntos georreferenciada en las tres componentes espaciales, la cual es utilizada para la generación de un modelo matemático que contempla las alturas de los diferentes elementos presentes en la superficie terrestre, conocido como modelo digital de superficie (MDS).

Para obtener un MDT o modelo matemático que representa la distribución espacial de una variable cuantitativa y continua, que corresponde al relieve del área de estudio (Mendoza, 2018), se edita la nube de puntos densa, clasificando los diferentes elementos presentes en la superficie y extrayendo edificios, vegetación y demás elementos que no formen parte del terreno. A partir del MDT se generaron curvas de nivel a 1 m.

En el caso del polígono de Miraflores, en la zona donde se hizo el levantamiento de las líneas de información geoeléctrica (líneas de color amarillo en la figura 12.6), se generaron curvas de nivel a 0,5 m para proporcionar el insumo base de topografía para el procesamiento de este tipo de información y obtener perfiles geoeléctricos ajustados a la realidad del terreno; esto fue posible porque la vegetación era baja.

Luego de la aerotringulación fotogramétrica se generaron los modelos 3D de cada una de las zonas. Durante el procesamiento fotogramétrico fue posible generar los modelos 3D con altas resoluciones para los cinco polígonos (Naranjal, El Mirador, Miraflores, Guayabal y Potrerillos), debido a la rigurosidad con la que fueron planeados los vuelos y capturada la información.

12.3 Resultados

La planeación y ejecución de los vuelos fotogramétricos, donde se incluyó la calibración de las cámaras, la materialización y posicionamiento de los puntos de control, y el procesamiento riguroso de los datos, permitieron la obtención de ortofotos, modelos digitales de superficie y del terreno, curvas de nivel y modelos 3D de los polígonos Naranjal, El Mirador y Miraflores.

En los polígonos Guayabal y Potrerillos solo se generaron ortofotos, modelos digitales de superficie y modelos 3D, debido a que en dichas zonas la vegetación era preponderante y los vuelos fotogramétricos para obtener información del terreno no arrojarían las precisiones necesarias. Por tal razón, se realizó un levantamiento altimétrico para obtener curvas de nivel en zonas específicas. En estos casos, donde la vegetación es predominante, se recomienda el uso de sensores como LIDAR, que tienen la capacidad de penetrar la vegetación y capturar información del terreno.

A continuación se muestran los resultados de la captura de información fotogramétrica en campo y los productos generados para cada uno de los polígonos.

12.4 Fotografías aéreas obtenidas

Las fotografías aéreas capturadas en noviembre de 2019, donde se empleó el dron tipo VTOL WintraOne en los polígonos de Naranjal, El Mirador y Miraflores, están relacionadas en la tabla 12.1.

En los vuelos de septiembre de 2021 con el dron multirrotor Mavic 2Pro, en los polígonos de las fincas Potrerillos y Guayabal, se capturaron las fotografías aéreas relacionadas en la tabla 12.2.

La planeación de los vuelos permitió minimizar los riesgos en la operación de la aeronave y la captura de información de los cinco polígonos planteados sin colisiones. Adicionalmente, la captura de fotografías con un recubrimiento del 85 % longitudinal y transversal, tomadas ortogonalmente y con diferentes ángulos de inclinación, permitió generar modelos 3D de alta resolución en los cinco sitios. Se sugiere planear los vuelos cruzados para capturar información de las diferentes caras de los objetos presentes en la superficie y, de esta manera, realizar la reconstrucción 3D de zonas extensas.

Tabla 12.1. Fotografías aéreas tomadas con dron WintraOne

Zona	Fotografías aéreas
Naranjal, Timaná	2992
El Mirador, Garzón	2079
Miraflores, Garzón	653
Total	5724

Tabla 12.2. Fotografías aéreas capturadas en los polígonos de Potrerillos y Guayabal

Zona	Fotografías aéreas
Potrerillos	939
Guayabal	419
Total:	1358

12.5 Productos fotogramétricos obtenidos

En esta sección inicialmente se muestran los productos fotogramétricos obtenidos con los sobrevuelos realizados en noviembre de 2019 para los polígonos de Miraflores, El Mirador y Naranjal, seguido por los obtenidos en agosto de 2021, en los polígonos de las fincas Guayabal y Potrerillos. Al finalizar, se encuentra una comparación entre un modelo de sombras, a partir del Modelo Digital de Elevación de Alos Palsar y el Modelo Digital de Elevación, para el polígono de El Mirador.

En las figuras 12.7 a 12.10 se muestran los productos fotogramétricos generados en el polígono de Miraflores, como: una Ortofoto cuya resolución espacial es de 1,41 cm, un Modelo Digital de Superficie con una resolución de 2,82 cm, al igual que el Modelo Digital del Terreno y las cuevas de nivel a 1 m.

El modelo 3D generado para el polígono Miraflores se muestra en la figura 12.11. Como ejemplo, dentro de esta figura, se muestra una línea amarilla, la cual tiene una longitud de 51,39 m, y cuya diferencia de nivel entre el punto inicial (rojo) y el final (verde) es de 0, 97 m. Con lo anterior, se muestra la capacidad de los modelos 3D de medir las tres componentes espaciales a un nivel de detalle y precisiones centimétricas, lo cual es relevante en este tipo de estudios, donde los rasgos morfotectónicos son de escalas métricas a centimétricas en muchas ocasiones.

De igual manera, en El Mirador se generó una ortofoto con resolución espacial de 3,41 cm y Modelos Digitales de 13,6 cm en tamaño de píxel, así como curvas de nivel cada metro, y un modelo 3D sobre el cual se pueden realizar mediciones (figuras 12.12 a 12.16).

En el polígono de Naranjal se obtuvo una ortofoto con un tamaño de píxel de 3,02 cm y 12,1 cm en los Modelos Digitales de Superficie y de Terreno, respectivamente, con curvas de nivel a 1 m (figuras 12.17 a 12.20).

En la figura 12.21 se muestra el modelo 3D generado para el polígono de Naranjal. Sobre este modelo se pueden realizar mediciones, tal como se representa con la línea amarilla, cuya longitud es de 201,02 m, con una diferencia de altura entre el punto rojo y verde de 86,90 m.

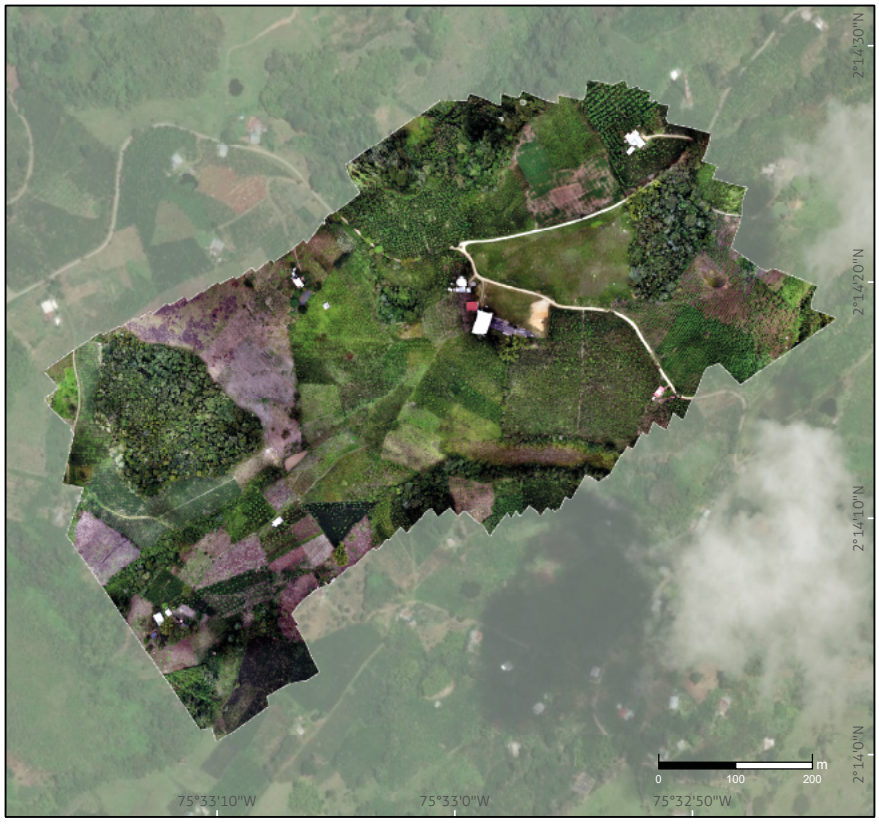


Figura 12.7. Ortofoto del polígono Miraflores

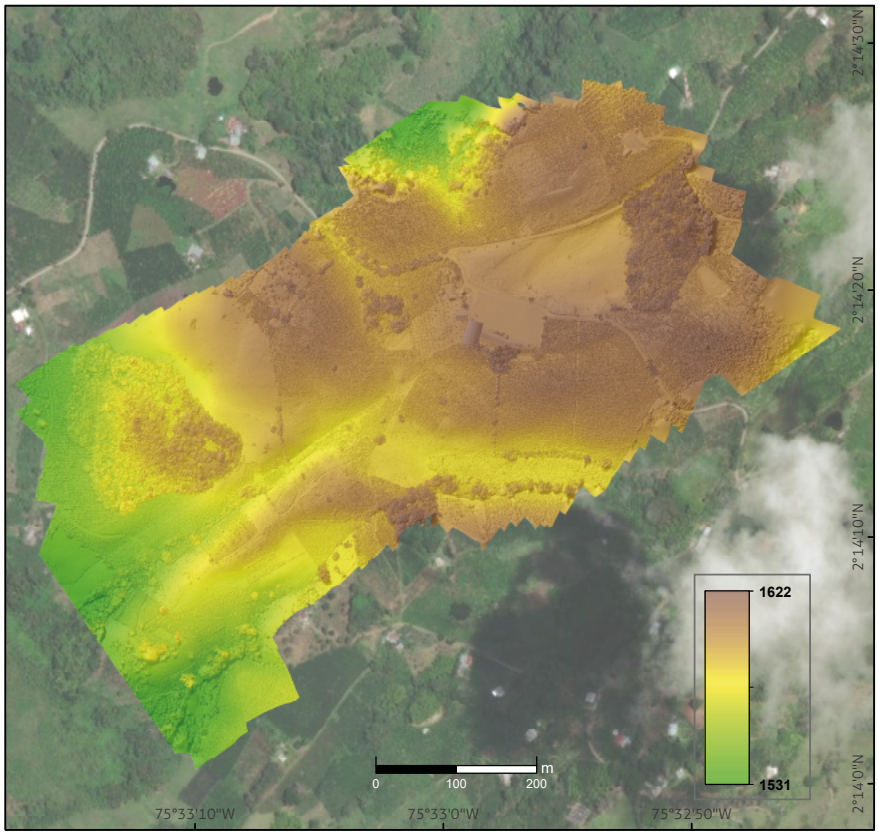


Figura 12.8. Modelo Digital de Superficie de polígono Miraflores

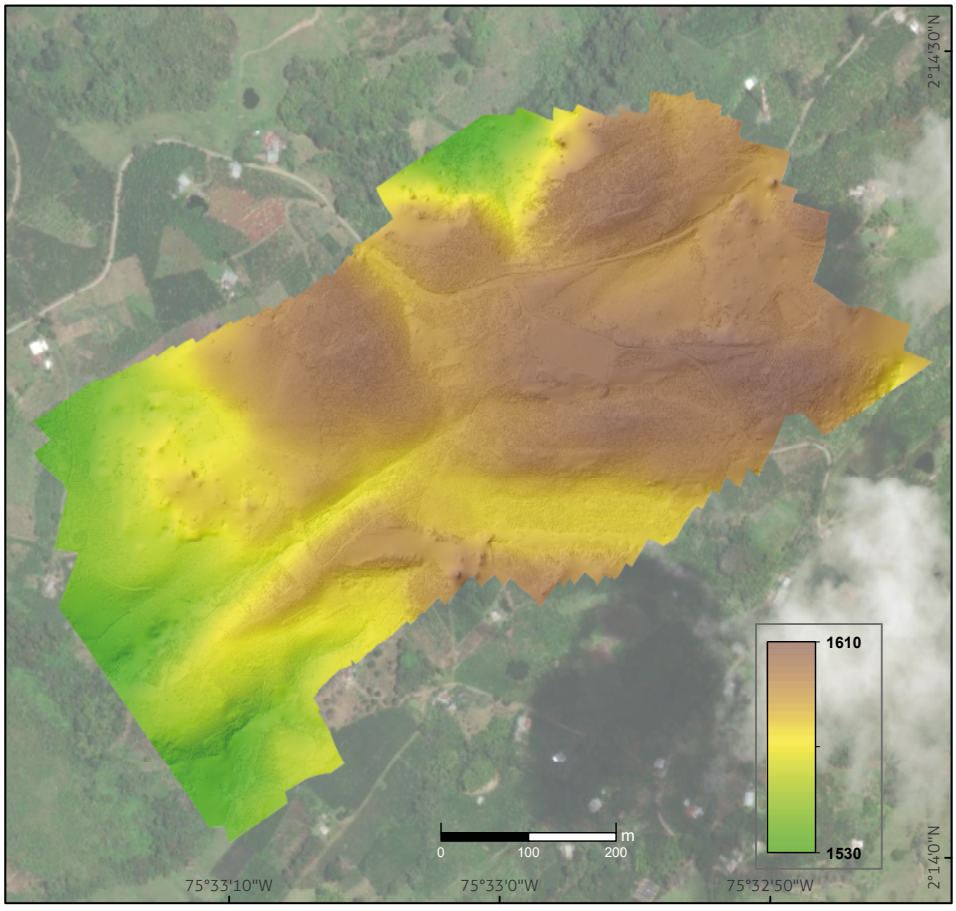


Figura 12.9. Modelo Digital del Terreno del polígono Miraflores



Figura 12.10. Curvas de nivel del polígono Miraflores



Figura 12.11. Modelo 3D de polígono Miraflores.

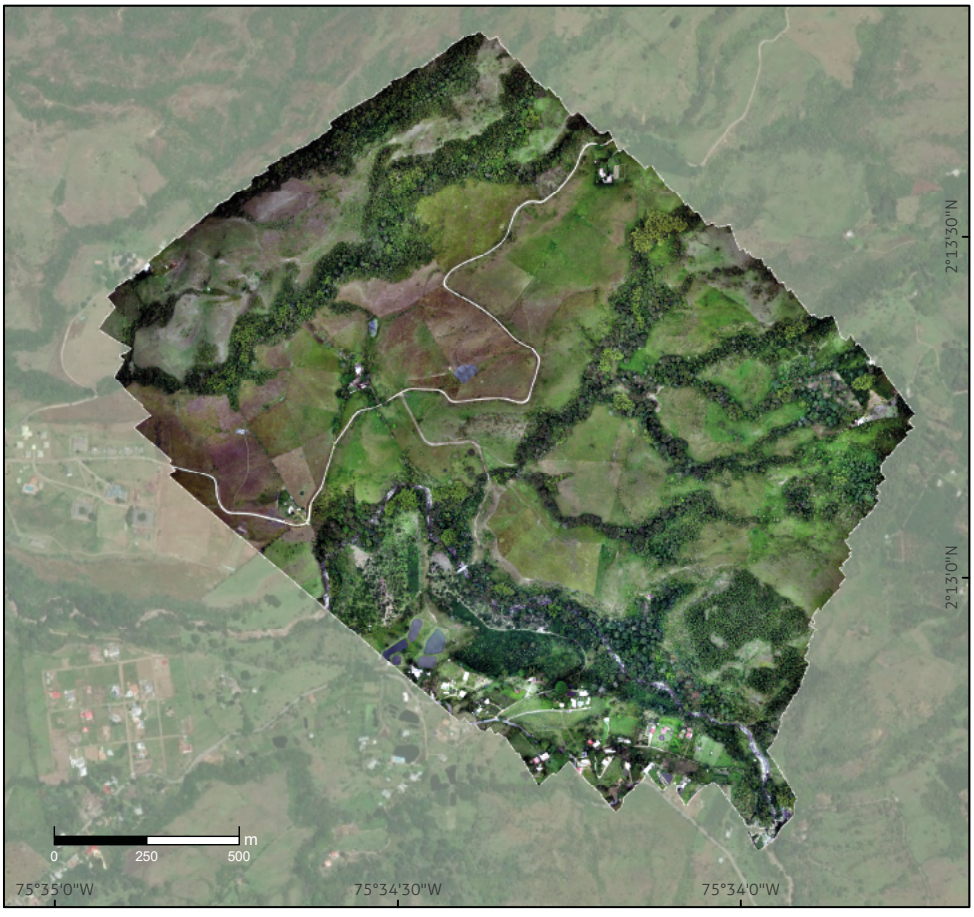


Figura 12.12. Ortofoto del polígono El Mirador

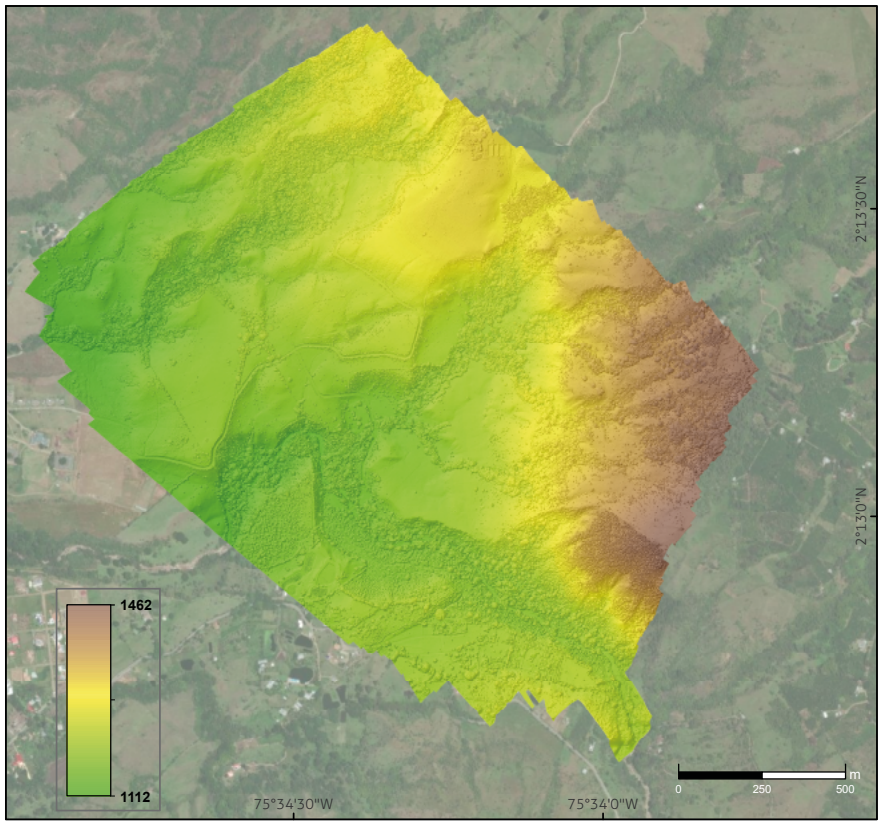


Figura 12.13. Modelo Digital de Superficie del polígono El Mirador

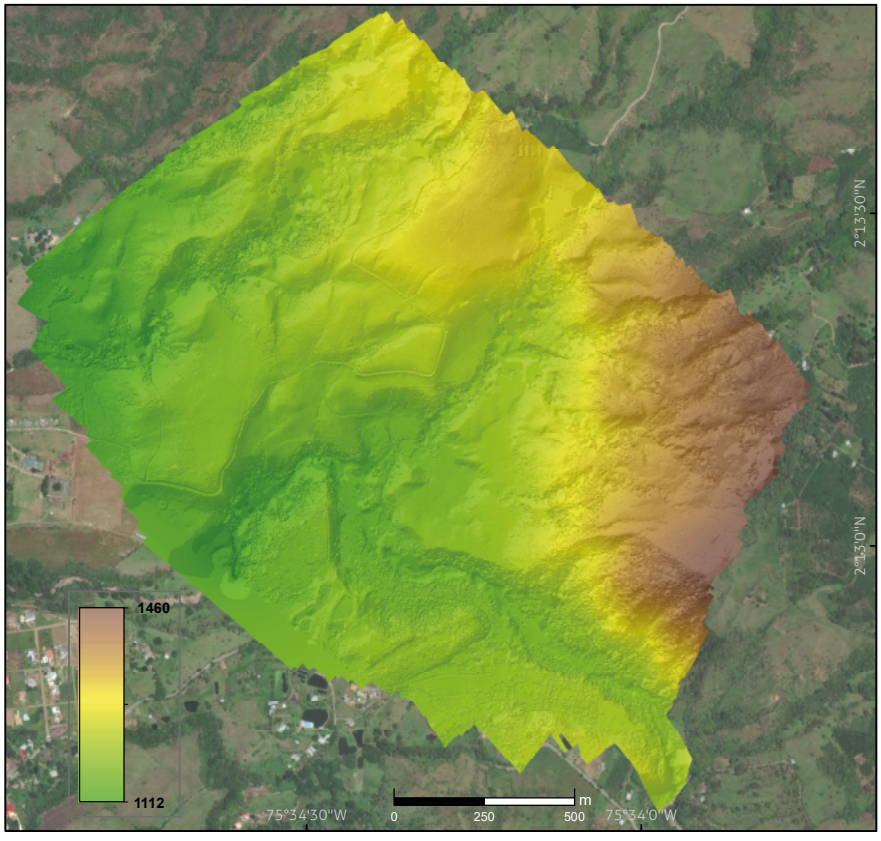


Figura 12.14. Modelo Digital de Terreno del polígono El Mirador

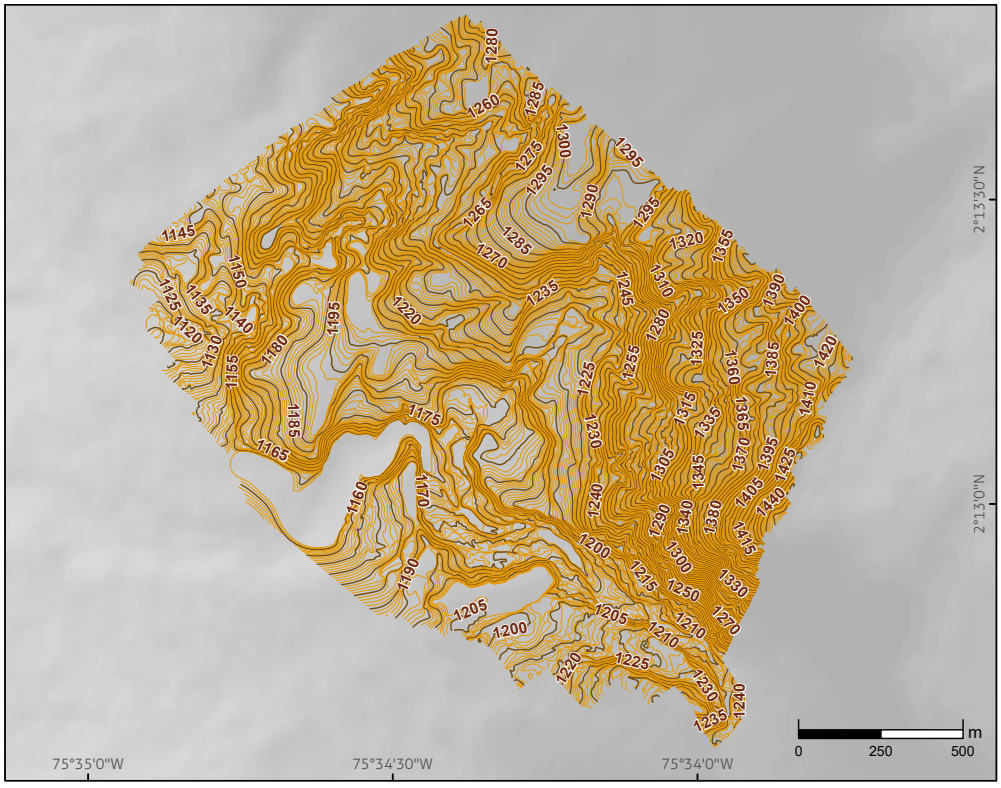


Figura 12.15. Curvas de nivel del polígono El Mirador

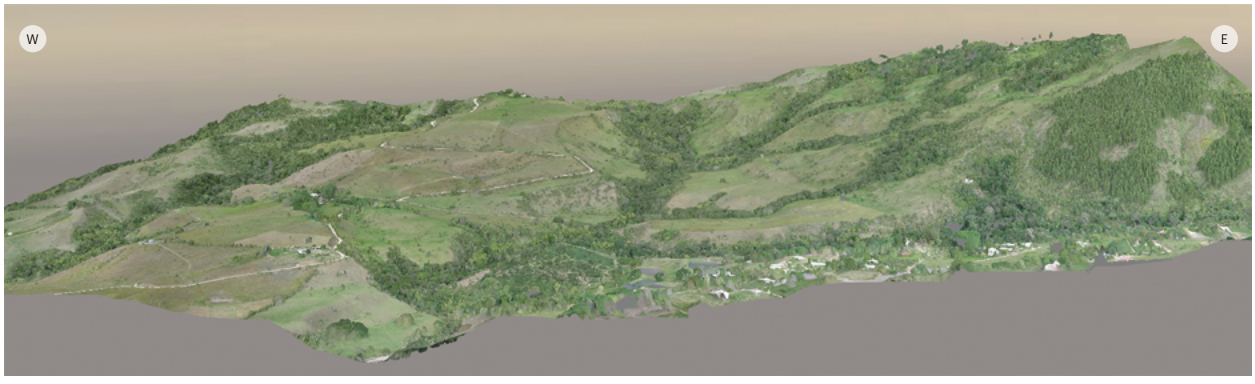


Figura 12.16. Modelo 3D del polígono El Mirador



Figura 12.17. Ortofoto del polígono Naranjal

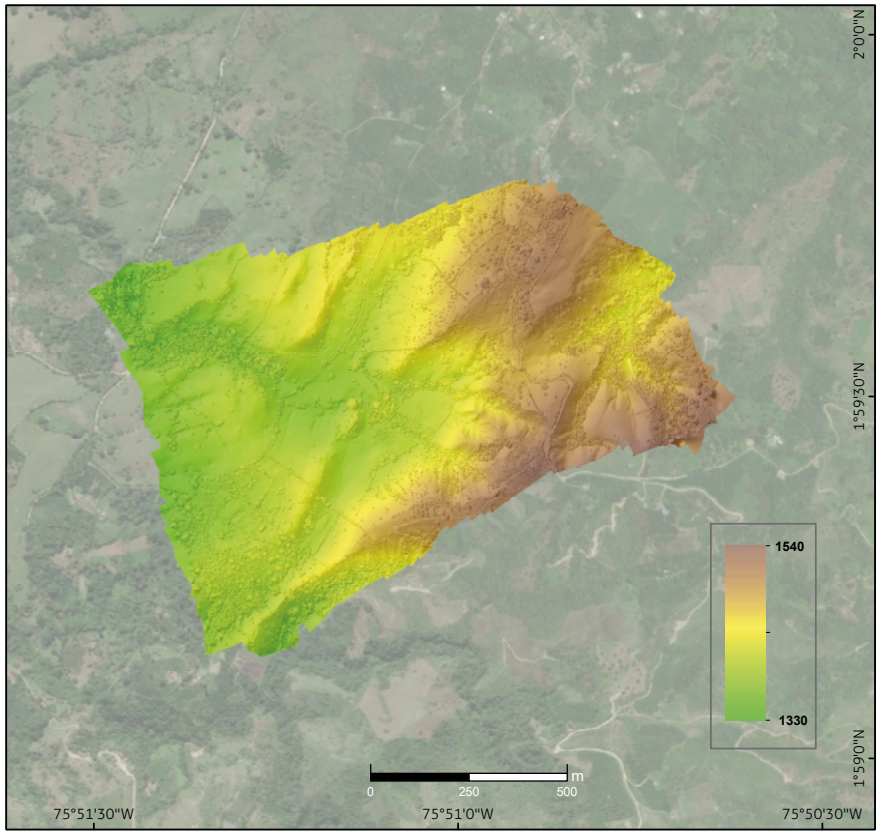


Figura 12.18. Modelo Digital de Superficie del polígono Naranjal

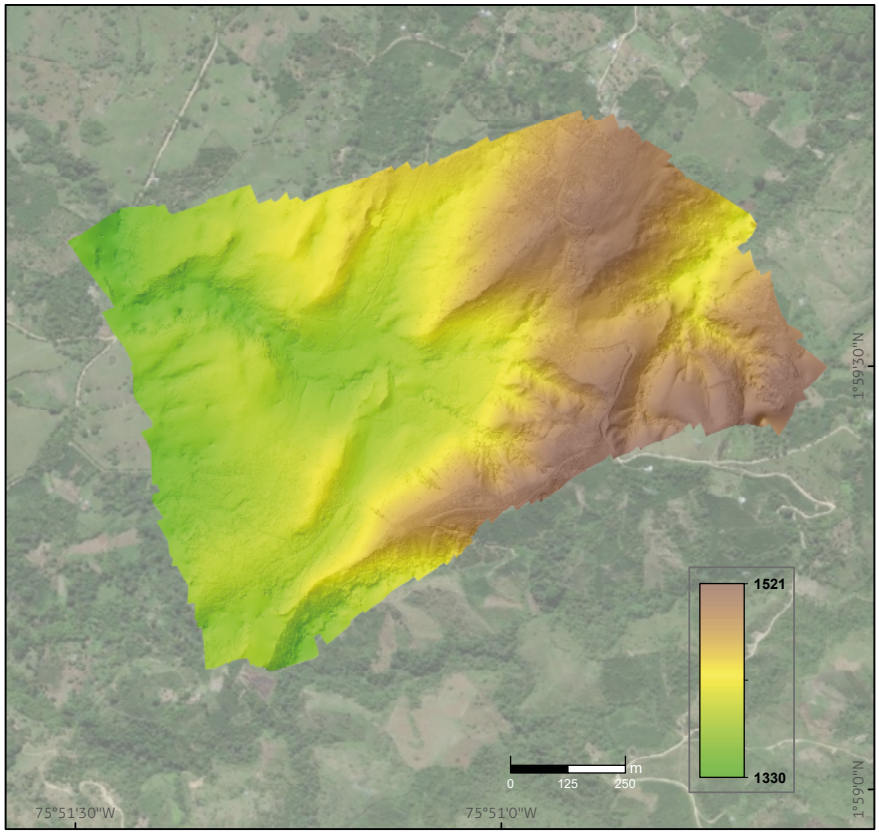


Figura 12.19. Modelo Digital del Terreno del polígono Naranjal



Figura 12.20. Curvas de nivel del polígono Naranjal



Figura 12.21. Modelo 3D del polígono Naranjal

A continuación se muestran los productos fotogramétricos generados a partir de los vuelos realizados en agosto de 2021.

En el polígono Guayabal, la ortofoto tiene una resolución de 2,48 cm y la del Modelo Digital de Superficie de 4,95 cm, como se muestra en las figuras 12.22 y 12.23.

El modelo 3D del polígono de Guayabal se puede observar en la figura 12.24, donde se muestra un ejemplo de medición (línea amarilla), cuya longitud en línea recta es de 134,75 m, y la diferencia de altura entre el punto rojo y verde es de 57,85 m.

De igual manera, en las figuras 12.25 y 12.26 se muestra la ortofoto con resolución de 2,08 cm y el Modelo Digital de Superficie con tamaño de píxel de 4,17 cm del polígono ubicado en la finca Potrerillos.

En la figura 12.27 se muestra el modelo 3D generado para el polígono de Potrerillos. La línea amarilla corresponde a una medición de ejemplo, cuya longitud es de 67,03 m y la diferencia de nivel entre los dos puntos (rojo y verde).

En la figura 12.28, como ejemplo y para mostrar las virtudes que ofrecen los productos fotogramétricos mediante el uso de drones, se muestra una comparación para el polígono El Mirador entre el DEM generado en este estudio, con una resolución de 13,6 cm (a), y el DEM de Alos Palsar, con resolución de 12,5 m (b), que permite demostrar que con productos de mayor resolución se pueden identificar rasgos morfotectónicos y neotectónicos que difícilmente son identificables en insumos disponibles actualmente.

El trabajo fotogramétrico realizado en este proyecto permitió la generación de productos digitales de alta precisión con resoluciones centimétricas. En el caso del polígono de Miraflores se logró obtener un GSD de 1,41 cm en la ortofoto, debido a que el área de la zona y la topografía permitió realizar los vuelos a menor altura. Por tal razón se obtuvo mayor resolución en comparación con los polígonos de El Mirador y Naranjal, cuyos GSD fueron de 3,41 cm y 3,02 cm, respectivamente, teniendo en cuenta que la captura de las fotografías aéreas de estos tres polígonos fueron tomadas con el mismo sensor y dron.

Los puntos de control terrestre son un insumo necesario para el procesamiento fotogramétrico, para realizar la orientación exterior y, de esta manera, para ajustar los modelos en cuanto a las coordenadas del terreno, con una mayor precisión en la posición de los objetos que se encuentran en la superficie terrestre. Adicionalmente, el uso de los puntos de control permite obtener las coordenadas del terreno en caso de que el GPS del dron y el IMU no funcionen correctamente y no se tenga información del momento de la captura de la fotografía.

La precisión del mapeo según Popescu *et al.* (2016) depende de muchos factores como la calidad de los parámetros de calibración de la cámara, la calidad y tamaño de un dispositivo de carga acoplada (CCD) de la cámara digital, la superposición de imágenes, la calidad de la señal GNSS, la calidad y densidad de puntos de control terrestre, la triangulación aérea y la capacidad del *software* de procesamiento para manejar la deriva y el cambio de GNSS, y para manejar la autocalibración de la cámara. Por tal razón, para minimizar estos errores en los modelos digitales obtenidos, se construyeron y posicionaron cuatro puntos de control terrestre por cada una de las zonas de estudio, empleando equipos GNSS de doble frecuencia bajo la modalidad de rastreo estático. Así, se contó con una herramienta precisa y efectiva porque se involucra-

ron dos o más equipos GNSS de manera simultánea para la determinación de coordenadas de puntos de control terrestre, y se lograron posicionar los modelos en un sistema de coordenadas nivelado.

Adicionalmente, para minimizar la ocurrencia de dichos errores en la precisión de los modelos, y teniendo en cuenta que la cámara empleada no es métrica, se calibraron los sensores utilizados para conocer los parámetros de orientación interior y el modelo geométrico de la cámara que, combinado con la planificación de los vuelos, donde se evidencia un recubrimiento longitudinal y transversal del 80 %, y el uso de los puntos de fotocontrol con ocho horas de rastreo continuo, constituyeron un conjunto de elementos que permitieron la obtención de productos fotogramétricos precisos y confiables.

Teniendo en cuenta que, en la fotogrametría digital, uno de los principios fundamentales es la correlación píxel a píxel entre dos o más imágenes, se recomienda que al emplear plataformas aéreas tripuladas remotamente se planeen los vuelos con un aérea de superposición longitudinal y transversal de al menos el 70 %. De esta forma se facilita y optimiza el procesamiento fotogramétrico, y se garantiza la conformación del bloque fotogramétrico.

Por otra parte, cuando se emplean cámaras como la del dron DJI Mavic 2Pro para la generación de modelo 3D, se recomienda realizar vuelos cruzados verticales y con un ángulo de inclinación en la cámara de al menos 45°, con el fin de obtener información de las diferentes caras de los elementos presentes en la superficie terrestre.

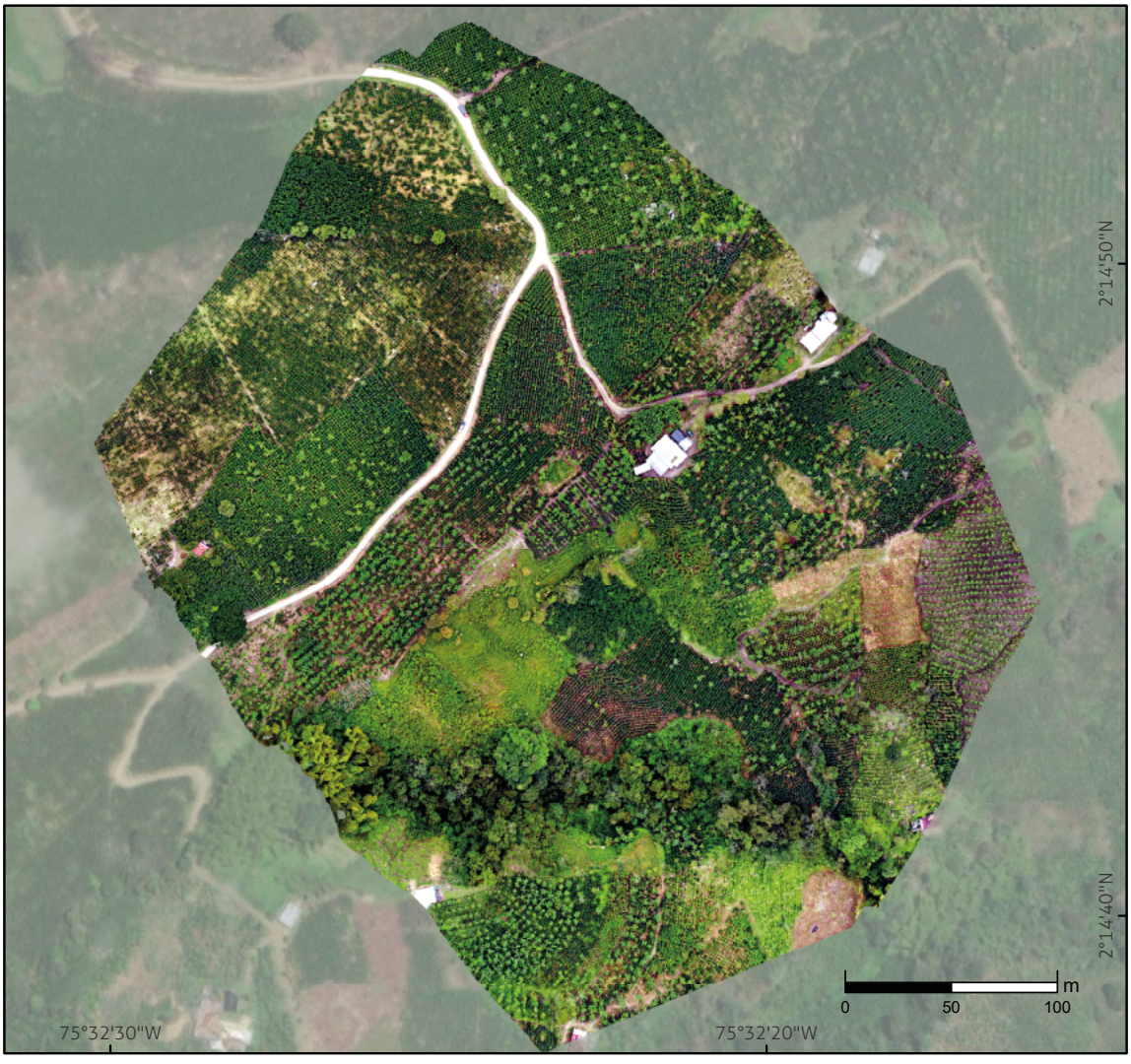


Figura 12.22. Ortofoto del polígono Guayabal

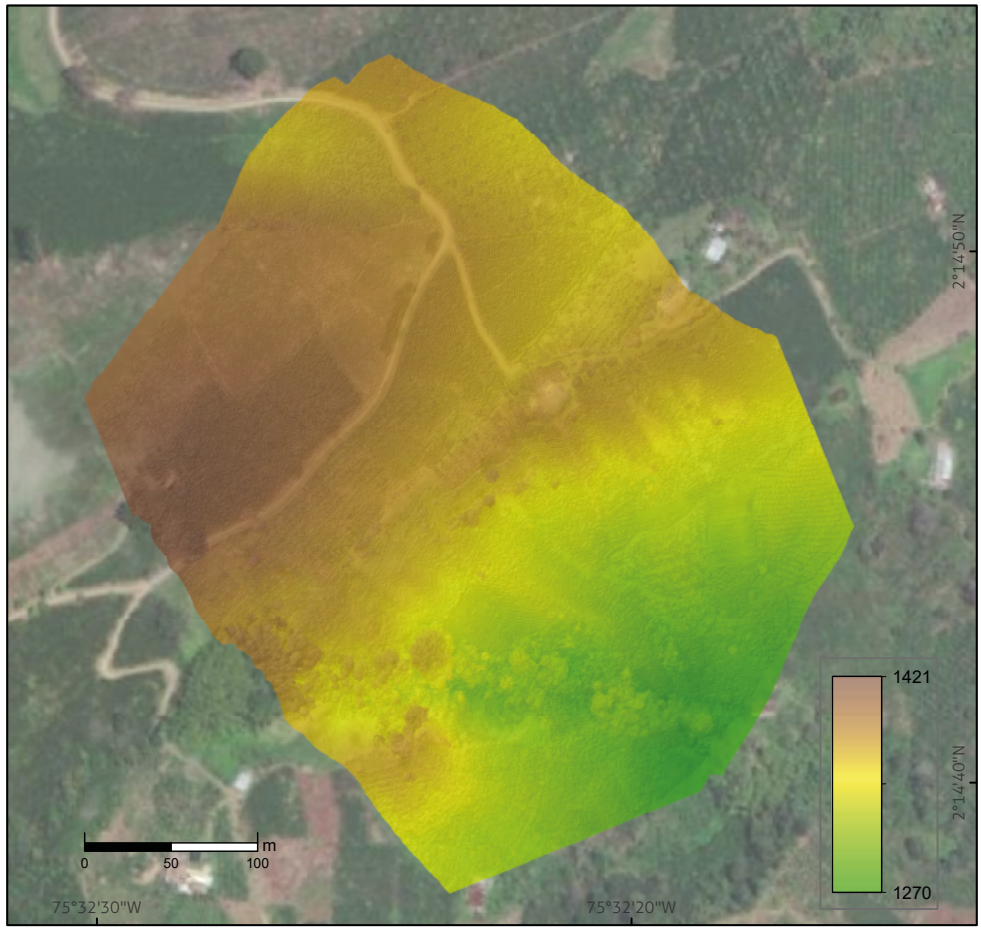


Figura 12.23. Modelo Digital de Superficie del polígono Guayabal

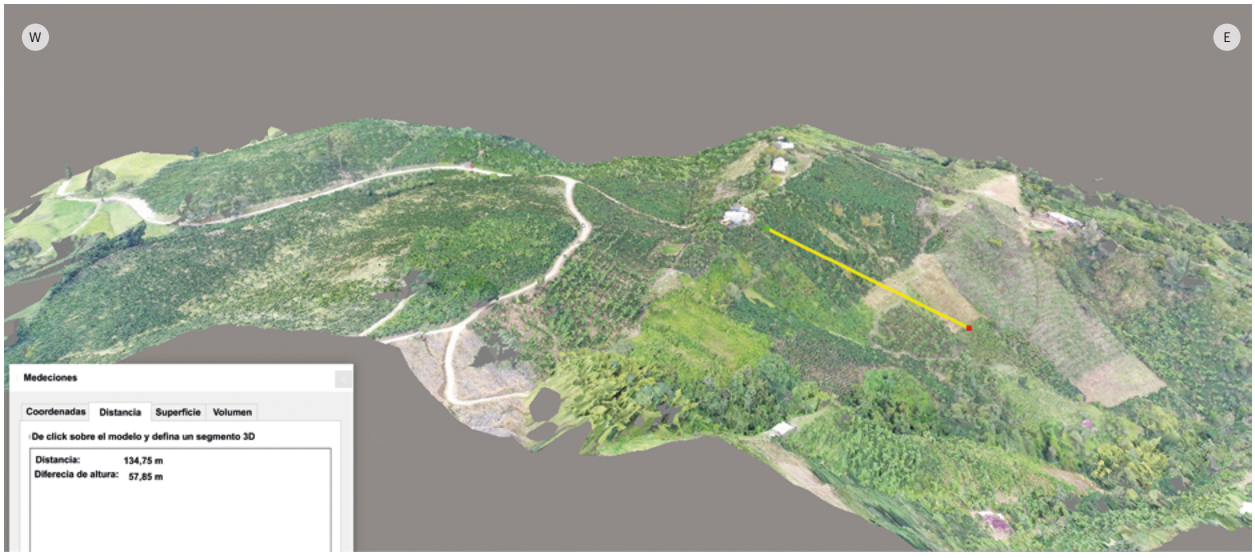


Figura 12.24. Modelo 3D del polígono Guayabal



Figura 12.25. Ortofoto del polígono Potrerillos

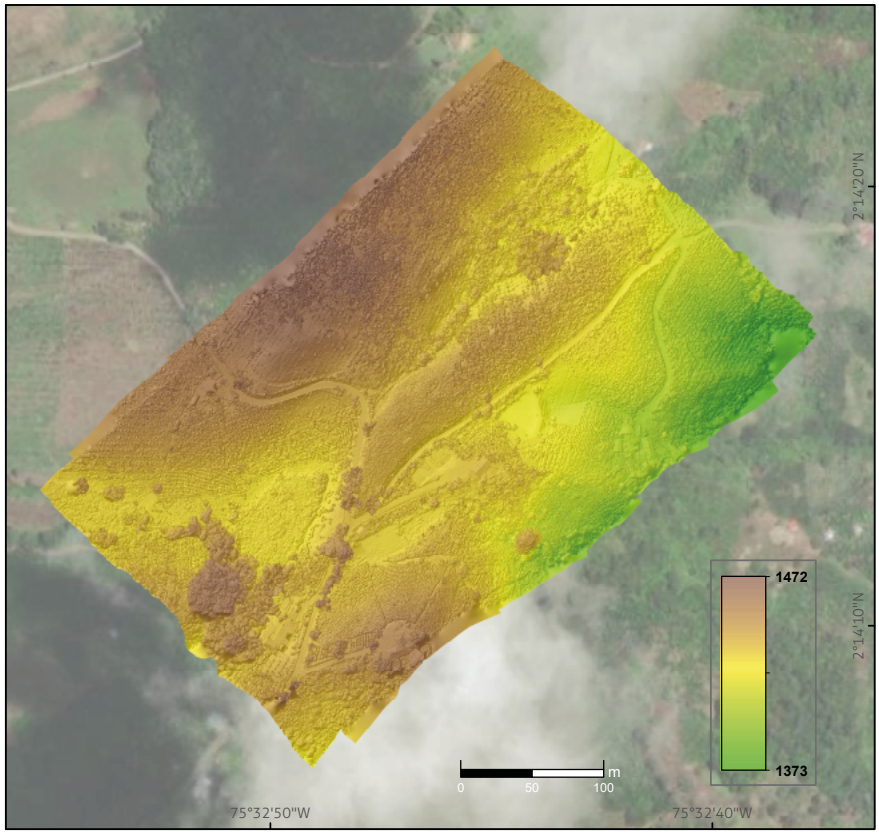


Figura 12.26. Modelo Digital del Superficie del polígono Potrerillos



Figura 12.27. Ortofoto del polígono de Miraflores

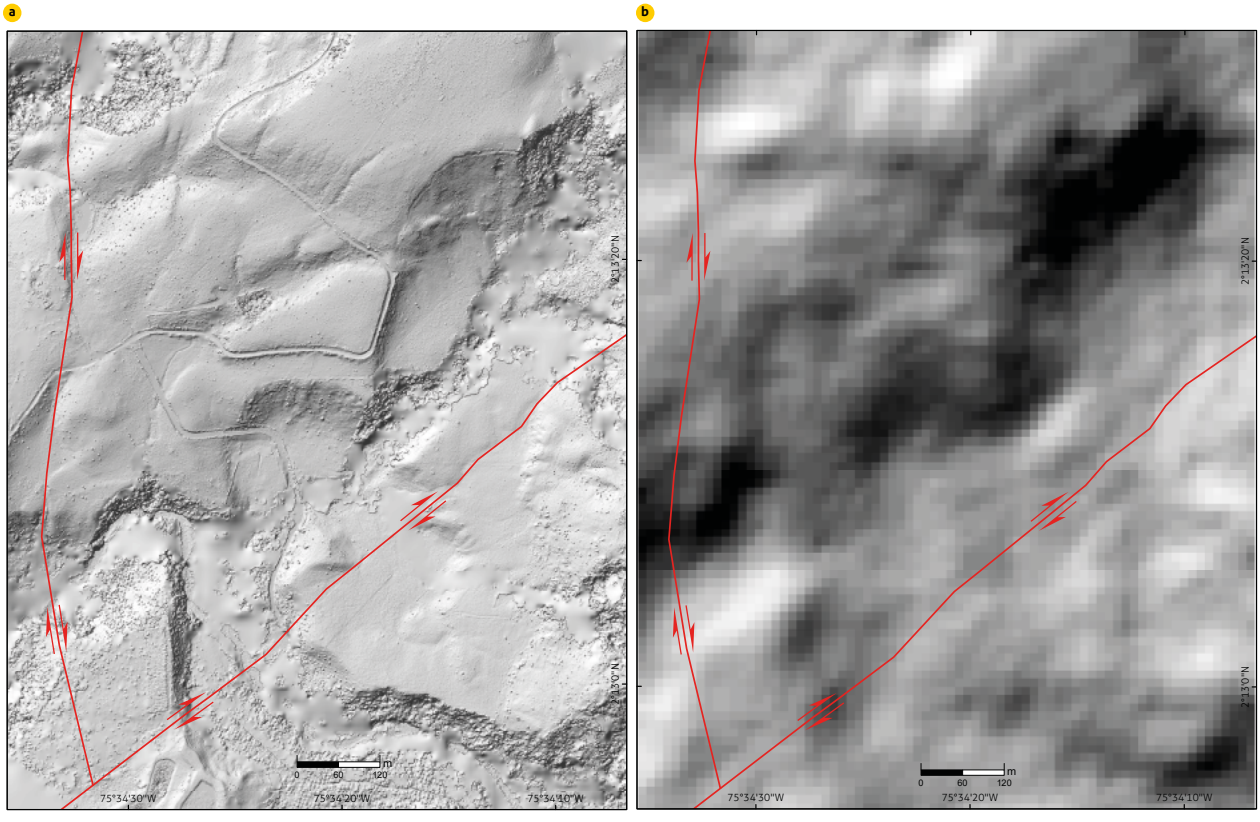


Figura 12.28. DEM obtenido mediante fotogrametría con dron Vs DEM Alos Palsar



13

Prospección geoeléctrica de detalle en sitios de interés paleosismológico

Luego de la identificación y evaluación de los sitios potenciales para exploración paleosismológica, se planteó la adquisición, procesamiento e interpretación de trece tomografías eléctricas resistivas dentro de los tres sectores: Miraflores, El Mirador y Naranjal, en los municipios de Garzón y Timaná, Huila.

Dado que realizar exploración geofísica permite precisar la traza de la falla en profundidad, su geometría y relación con las unidades geológicas que conforman el terreno y aproximar la determinación del grado de saturación de los materiales, esto es relevante desde el punto de vista logístico para las excavaciones, pues permite planear mejor su dirección y dimensiones, y optimizar recursos financieros y técnicos en la exploración paleosismológica.

La tomografía eléctrica resistiva (TER) es una técnica geofísica para generar secciones o perfiles del subsuelo con base en mediciones de caída de potencial eléctrico. Este método consiste en inyectar una corriente al interior del suelo, la cual regresa al voltímetro en forma de una diferencia de potencial (ΔV), producto de las variaciones en resistencia de cada tipo de material o estrato de suelo (figura 13.1.). Conociendo de antemano que cada tipo de material tiene diferentes formas de "resistir" una corriente eléctrica, los buenos conductores o materiales humedecidos presentan una resistencia baja a la inyección de corriente, mientras que materiales aislantes presentan resistencias eléctricas mayores. Lo anterior, es relativo a diversos parámetros geológicos como el contenido mineralógico y de humedad, así como a la porosidad y el grado de saturación del agua dentro del material de estudio.

En este capítulo se describe la metodología empleada para realizar levantamientos geofísicos de resistividad, se analiza la importancia del estudio de la resistividad eléctrica de los suelos, se enumeran los factores más importantes que determinan sus valores para diversos materiales geológicos y se describen el método de resistividad y el principio fundamental que gobierna su empleo en la práctica para estudios del subsuelo.

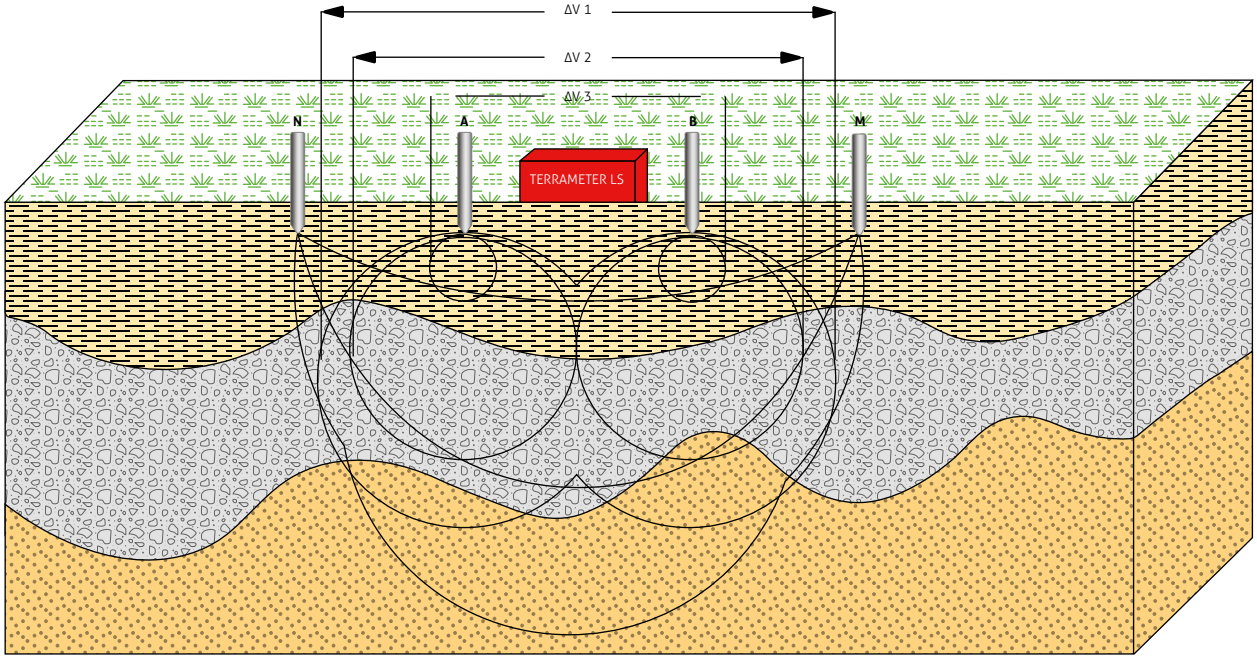


Figura 13.1. Principio teórico de operación de las TER

13.1 Metodología

La tomografía eléctrica tiene por objetivo determinar la distribución real de la resistividad del subsuelo entre varios sondeos, o hasta un cierto rango de profundidad, a lo largo de un perfil de medida y a partir de los valores de resistividad aparentes obtenidos mediante métodos convencionales de corriente continua. Un factor clave de esta técnica es el número y distribución de las medidas de campo, pues de estos depende su resolución como la profundidad de investigación (mayor espaciamiento, mayor profundidad). Como regla general, un estudio mediante tomografía eléctrica requiere de un número elevado de datos con un pequeño espaciado entre medidas para conseguir la resolución lateral necesaria, que viene dada por la siguiente formula:

$$d = Xtotal / No.° electrodos$$

Donde:
d = distancia entre electrodos

X total = distancia de la línea extendida
N.° electrodos = electrodos a utilizar

También, se requiere que las medidas se realicen involucrando de forma progresiva varios rangos de profundidad.

El resultado final de este tipo de estudio es una sección distancia-profundidad con la distribución de la resistividad real del subsuelo, fácilmente comprensible en términos geológicos o geotécnicos. Para obtener estos resultados se procede a insertar los parámetros para el cálculo y la medición de las resistividades en campo, mediante el método o dispositivo que, en este caso, fue el de Schlumberger, en el *software* RES2DINV.

13.2 Localización de zonas seleccionadas, adquisición, procesamiento y resultados

Para la adquisición de las trece tomografías de resistividad eléctrica se utilizó un equipo Terrameter LS, con cuatro carretes de 210 m, cada uno, y 81 electrodos de acero, corriente mínima inyectada 2 mA y máxima 2000 mA (ajustada por el equipo de forma automática de acuerdo con el voltaje). La adquisición de datos se realizó en época de lluvias, y para su interpretación se asociaron sus rangos resistivos a litologías probables en base a valores y tabulaciones publicadas (Loke, 2000; Loke y Dahlin, 2002; Ingeominas, 2001, 2003; Keller y Frischknecht, 1966; Orellana, 1972). Para el procesamiento de la información se requirió emplear un programa de inversión, con el que se transformaron las resistividades aparentes, obtenidas de la campaña de campo, a valores de resistividad real. A continuación, se describen los procesos y se presenta el resultado de la línea más representativa en cada uno de los sectores evaluados.

13.2.1 Sector Miraflores, fincas Potrerillos, Buenavista y Guayabal

El primer sector está la vereda Miraflores, en el municipio de Garzón, Huila, donde se distribuyeron ocho líneas, cinco ubicadas en la parte nororiental de la vereda, en las fincas Potrerillos y Buenavista. De estas, cuatro perpendiculares y una paralela a la traza de falla en la zona más extensa (figura 13.2). La información de estas líneas se puede consultar en la tabla 13.1.

Las tres líneas restantes, fueron ubicadas en la zona central de la vereda, en la finca Guayabal; dos distribuidas de manera perpendicular y una paralela a la traza de la falla (figura 13.3).

Para ajustar el levantamiento tomográfico realizado en las fincas Guayabal y Potrerillos con la topografía real del terreno, el SGC realizó un levantamiento altimétrico de detalle, por medio de una nivelación trigonométrica, con una estación total Trimble M3.

Inicialmente, con instrumental geodésico de doble frecuencia se realizó el posicionamiento de cuatro puntos de amarre de la nivelación (dos ubicados en la finca el Guayabal y dos en la finca Potrerillos), con una tasa de rastreo de 15 segundos durante 4 horas. Esto, con el fin determinar las coordenadas de alta precisión e iniciar el levantamiento con una línea de acimut conocido. Desde los puntos establecidos como estaciones de referencia, se realizaron radiaciones de 160 puntos en la zona de las líneas de geoeléctrica de la finca Guayabal y 114 en la finca Potrerillos, tomando puntos representativos de la topografía para la generación de las curvas de nivel.

Para el cálculo de las coordenadas de precisión de los cuatro puntos tomados como estaciones de referencia se utilizó el *software* RtkLib, el cual permite procesar datos GNSS de menos de ocho horas de rastreo, empleando orbitas precisas y parámetros de corrección para su cálculo. Posteriormente, para el cálculo de coordenadas de los puntos tomados con la estación total, se usó el *software* Trimble Business Center-TBC.

En las figuras 13.4 y 13.5 se muestran las curvas de nivel generadas cada 0,25 m para las líneas de geoeléctrica de las fincas Guayabal y Potrerillos respectivamente.

Continuando con el procesamiento geofísico, se depuraron los datos con algún tipo de ruido, que pudieran generar inestabilidad y un aumento del porcentaje de error. Con el modelo ya listo, se introdujo la topografía en cada sección de TER, y se realizó la inversión con un máximo de iteraciones de hasta siete, mediante la inclusión de electrodos a la mitad del espaciamiento tomado en campo para que el programa realizara un mayor número de interpolaciones y se obtuviera un modelo más detallado y ajustado.

Tabla 13.1. Información de líneas realizadas en la vereda Miraflores. Origen: Magna Colombia Bogotá

ID Línea	Sector	Punto inicial		Punto final		Azimut hacia el Inicio	L (m)	P (m)	Datos adquiridos resistividad (m)
		E	N	E	N				
Línea tomografía 1	Miraflores	836239	739459	836264	739405	334°	56	12,8	1200
Línea tomografía 2	Miraflores	836268	739467	836297	739410	334°	64	12,9	1200
Línea tomografía 3	Miraflores	836225	739426	836304	739441	259°	80	19,1	1200
Línea tomografía 4	Miraflores	836563	739277	836600	739230	321°	56	10,6	1200
Línea tomografía 5	Miraflores	836575	739291	836609	739248	322°	56	9,8	1200
Línea tomografía 6	Miraflores	837323	740189	837300	740217	141°	40	9,3	1200
Línea tomografía 7	Miraflores	837313	740182	837284	740209	131°	40	9,4	1200
Línea tomografía 8	Miraflores	837338	740234	837285	740174	41°	80	13,9	1200

L: Longitud, P= Profundidad obtenida.

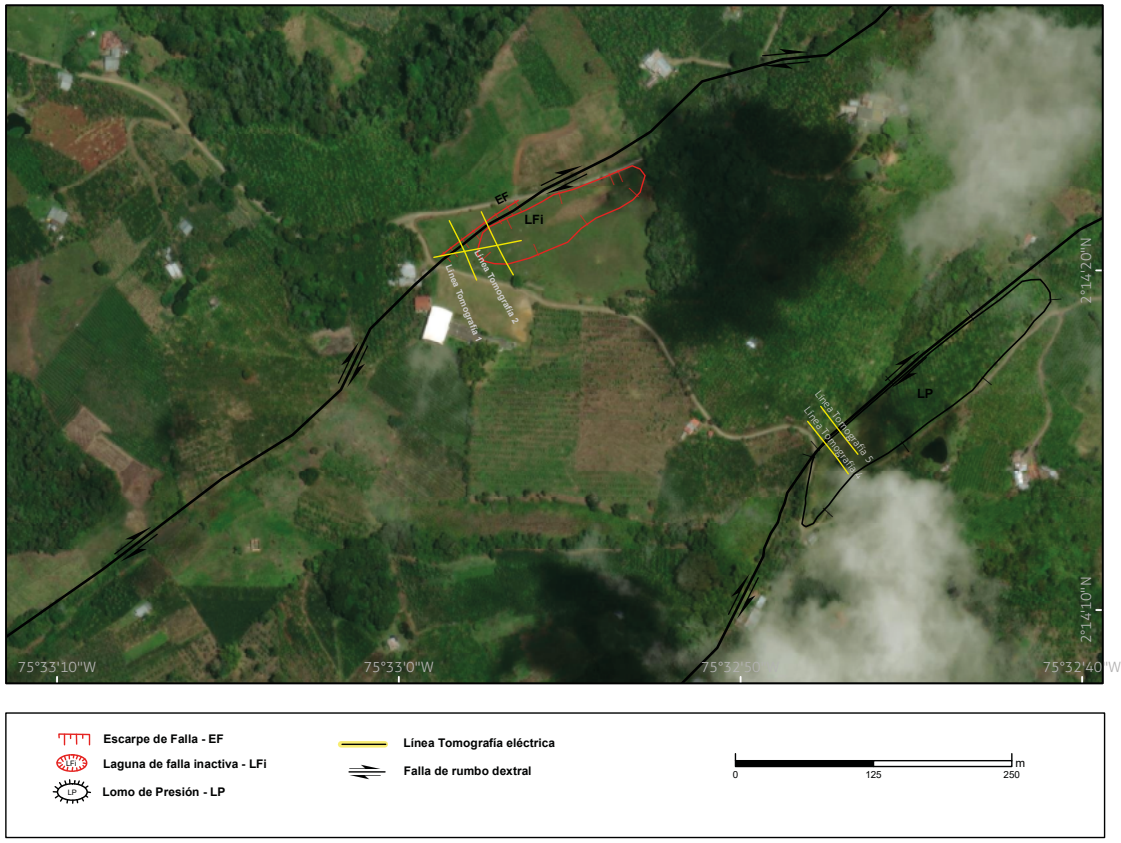


Figura 13.2. Localización de líneas de tomografía en el sector Miraflores, fincas Potrerillos y Buenavista



Figura 13.3. Localización de líneas de tomografía en el sector centro de la vereda Miraflores, finca Guayabal

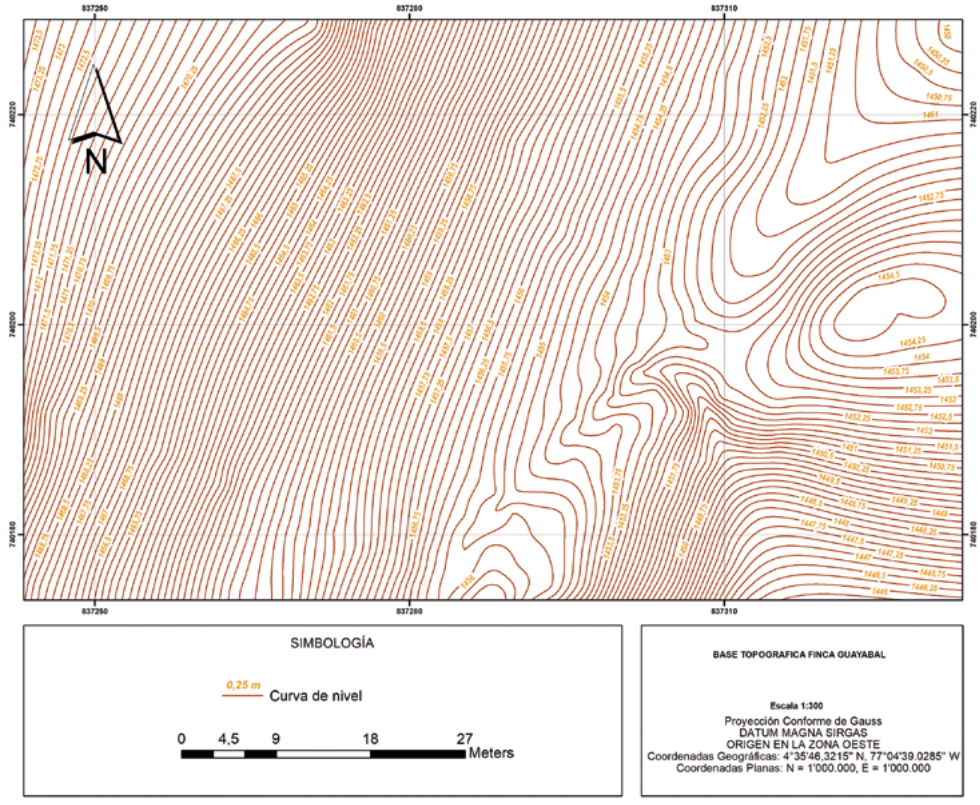


Figura 13.4. Curvas de nivel, polígono Guayabal

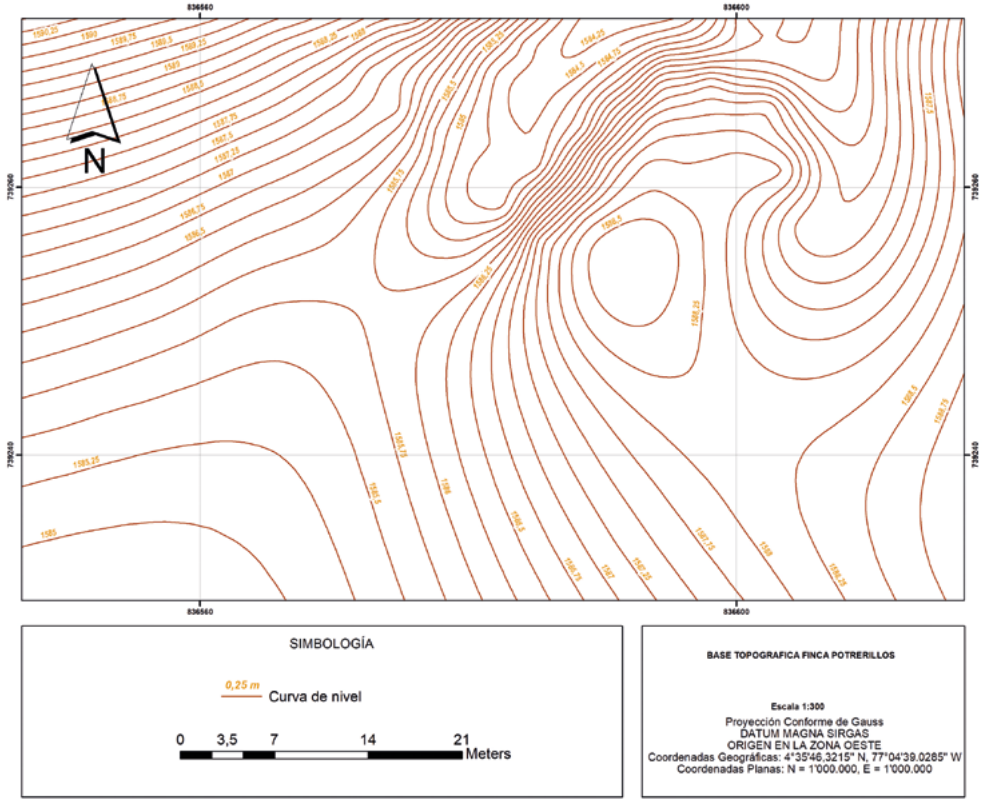


Figura 13.5. Curvas de nivel, polígono Potrerillos

13.2.1.1 Tomografía 1 de la finca Buenavista

Esta línea, con una longitud de 56 m, se diseñó en dirección NW-SE perpendicular a la traza de falla cartografiada, y se configuró con un espaciamiento entre electrodos de 0,7 m, (figura 13.6).

Para la interpretación se definieron niveles geoeléctricos según rangos de valores de resistividad, delimitación de los contornos en cada perfil y continuidad lateral geométrica. El modelo geológico se basó en posibles correlaciones con unidades geológicas expuestas por la cartografía de la plancha 367 del Servicio Geológico Colombiano (Ingeominas, 2003), y la morfología dispuesta del área de estudio. Esta relación entre datos geoeléctricos y geológicos se analizó con base a la localización del trazado del SFA (dirección NE-SW), lo que permitió la identificación de las unidades geológicas en superficie, su distribución y las unidades aflorantes en sus inmediaciones, con base en los rasgos geométricos y de profundidad de los niveles geoeléctricos definidos en la descripción del modelo.

Esta tomografía eléctrica se realizó de forma perpendicular a la traza de la FA, sobre depósitos cuaternarios asociados a depósitos paludales (más recientes) y abanicos aluviales o flujos de escombros (menos recientes), donde se observan cuatro niveles subhorizontales. El primer nivel superior, asociado a depósitos de bloques de rocas de composición ígnea a metamórfica en matriz arenosa a arcillosa, presenta resistividades elevadas del orden de 20,3 a 485 ohm.m, con espesores variables entre 1 a 5,8 m, por lo que se entendería su variación. El nivel subyacente, asociado a arenas, presenta valores de resistividad entre los 80,1 a 99,3 ohm.m y espesores que varían de 0,5 a 1,5 m, de composición uniforme, que se pone en contacto con limos (tercer nivel) que trascienden hasta los X = 29 m, con resistividades entre los 44,9 a 80,1 ohm.m y espesores de 0,5 a 2,5 m. Hacia la base se presentan el cuarto y el último nivel (inferior) con materiales más conductivos, asociados a materiales arcillosos o lodosos saturados, con valores de resistividad que oscilan entre los 1,88 a 44,9 ohm.m, con un espesor de 5 m, que puede aumentar en profundidad. En general se describen niveles geoeléctricos de techo a base, rangos de mayor a menor resistividad, y se traduce en términos litológicos de tamaño de grano grueso a más fino.

El espesor del nivel 1 va disminuyendo hacia la sección final de la tomografía, la cual es considerada como la zona más resistiva, teniendo en cuenta que se observaron en campo grandes bloques de rocas que estarían generando este aumento en los valores de resistividad.

Se observaron dos anomalías entre los tramos X = 24-28 m y X = 46,9-50,4 m, la primera (20,3-219 ohm.m) de forma subvertical, coincide con el lineamiento de la falla en la cartografía geológica de acuerdo con la geometría de los horizontes resistivos, donde se interrumpen la continuidad de los cuatro niveles y hay un descenso de resistividades en profundidad, que se normalizan conforme se dirigen en dirección suroriental.

La segunda anomalía de forma vertical, se asocia a una falla de tipo local con descenso de resistividades hasta los 1,88 ohm.m (zonas de mayor saturación observadas en campo), se presentan depresiones que favorecen la acumulación de agua de escorrentía, y se presume que favorecería la infiltración de agua. La delimitación de nivel freático corresponde a valores entre los 20 a 99,3 ohm.m y su profundidad puede variar de los 6,5 a 1,5 m.

Para las otras dos líneas (TER 1 y 2) se obtuvieron valores de resistividad correlacionables a la TER 1, donde se evidenciaron la continuidad de los niveles geoeléctricos y del paso de la estructura geológica, teniendo en cuenta la importancia del trazado.

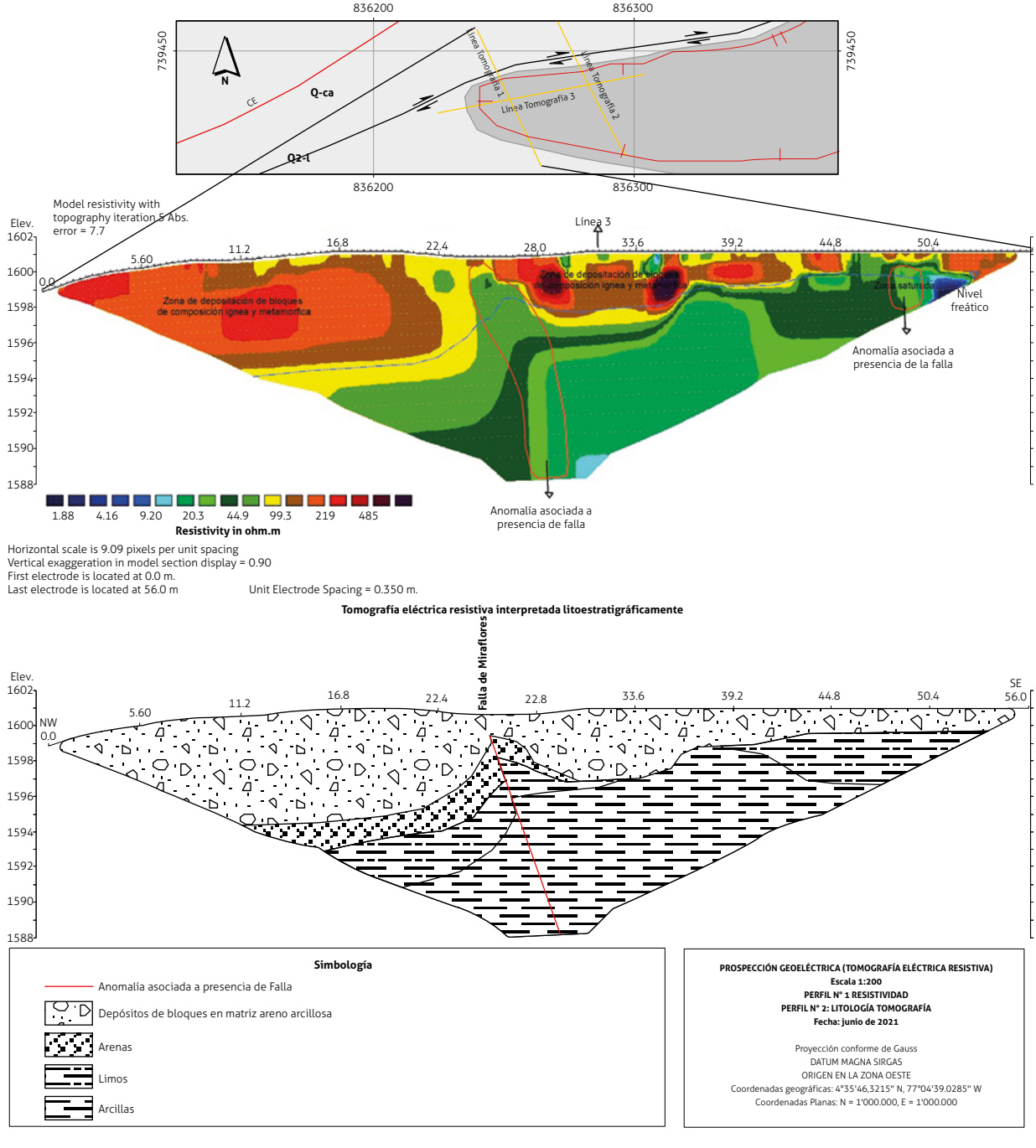


Figura 13.6. Perfil n.° 1 y 2. Buenavista: resistividad y litología de los materiales presentes

13.2.1.2 Tomografía 4 de la finca Potrerillos

La cuarta sección (figura 13.7) fue ubicada en la finca Potrerillos, perpendicular a la traza de la falla. Se definieron cuatro niveles geoeléctricos, el primero, o superior, considerado como el más resistivo, asociado a depósitos heterogéneos compuestos por bloques de rocas en matriz areno arcillosa, con valores de resistividad que oscilan entre los 61,9-573 ohm.m y espesores de 0,1 a 2,5 m con geometría subhorizontal. El segundo compuesto por material con gran porcentaje de grano, asociado a arenas (70-188 ohm.m) de moderada resistividad, presentado en pequeñas secciones de acumulación con geometría irregular y espesores de 2 a 3,5 m. El tercero asociado a arcillas muy conductivas (11,6-35,5 ohm.m), que presentan geometría subhorizontal (espesor de 8 m) y se entrecortan por una anomalía asociada al cuarto y último nivel, denominado como una posible zona de falla (61,9-573 ohm.m y espesor de 7 m) de geometría subvertical, que permite inferir la traza cartografiada de la FA (X = 28-33 m). Las zonas más conductivas tienden a presentar saturación, cuyos flujos superficiales tienen dirección hacia la zona anómala.

La morfología de la zona anómala presenta una depresión topográfica que puede estar delimitando zonas estructurales. En la TER 5, dispuesta a unos 17 m hacia el NE de la TER 4, igualmente perpendicular a la falla, las resistividades fueron similares, con litologías correlacionables.

13.2.1.3 Tomografía 6 de la finca Guayabal

Esta TER (figura 13.8) se diseñó perpendicular a la traza de falla (en dirección de la pendiente) para distinguir en el subsuelo este lineamiento. En esta línea se definieron tres niveles geoeléctricos inclinados a subhorizontales, con resistividades contrastantes. El primer nivel superior, asociado a la presencia de bloques de gran tamaño en matriz areno arcillosa, presenta resistividades del orden de 20,3 a 287 ohm.m, con profundidades que varían entre 0,5 a 1,2 m. Esta variación se debe a la geometría discontinua del horizonte que rellena zonas de menor pendiente.

El nivel geoeléctrico subyacente se asoció a limos y arenas, más conductivo (39,3-120 ohm.m), y tiene de espesor entre 2,8 a 4 m. Su geometría es subhorizontal y es afectada por dos anomalías. El siguiente nivel geoeléctrico se asocia a materiales arcillosos muy conductivos (< 39,3 ohm.m), con espesores entre 1,88 a 8 m. Su geometría es subhorizontal y se repite su secuencia en el tramo final de la línea.

Se identificaron dos anomalías por la irrupción de los niveles geoeléctricos y las constantes caídas de forma vertical. La primera se encuentra entre los X = 20,0-24,0 m, con resistividades del orden de 10,5 a 20,3 ohm.m, y coincide con la traza de la falla en este sector. La segunda se presenta hacia los X = 12,0-16,0 m, con valores de resistividad entre los 20,3 a 39,3 ohm.m. El nivel freático en este sector se encuentra entre 1 a 2 m de profundidad, con el nivel superior considerablemente saturado.

La línea 7 se realizó de manera paralela a la TER anterior, separada por una distancia de 15 m (hacia el SW), mientras que la línea 8 fue realizada en forma perpendicular a las líneas 6 y 7, paralela al lineamiento de la traza de la falla. En estas líneas fueron identificados los mismos tres niveles geoeléctricos, caracterizados por resistividades bajas en profundidad, asociadas a litologías predominantemente arcillosas, que tienden a aumentar conforme se acercan a las anomalías delimitadas. Estos valores reflejan las condiciones de saturación que presentaba el área de estudio en la etapa de campo, como consecuencia de lluvias a lo largo del día.

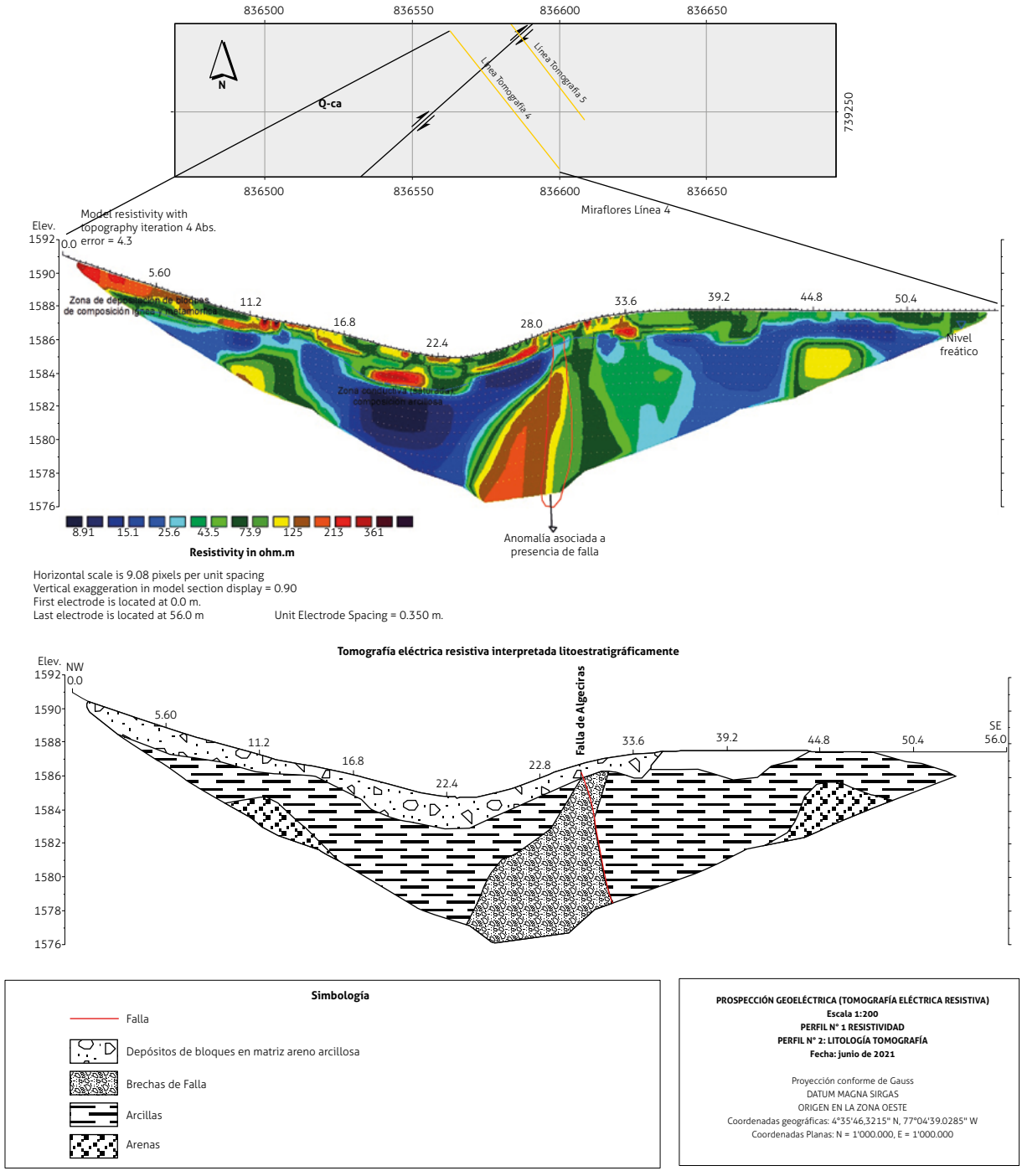


Figura 13.7. Perfil n.° 1 y 2, Potrerillos: resistividad y litología de los materiales presentes

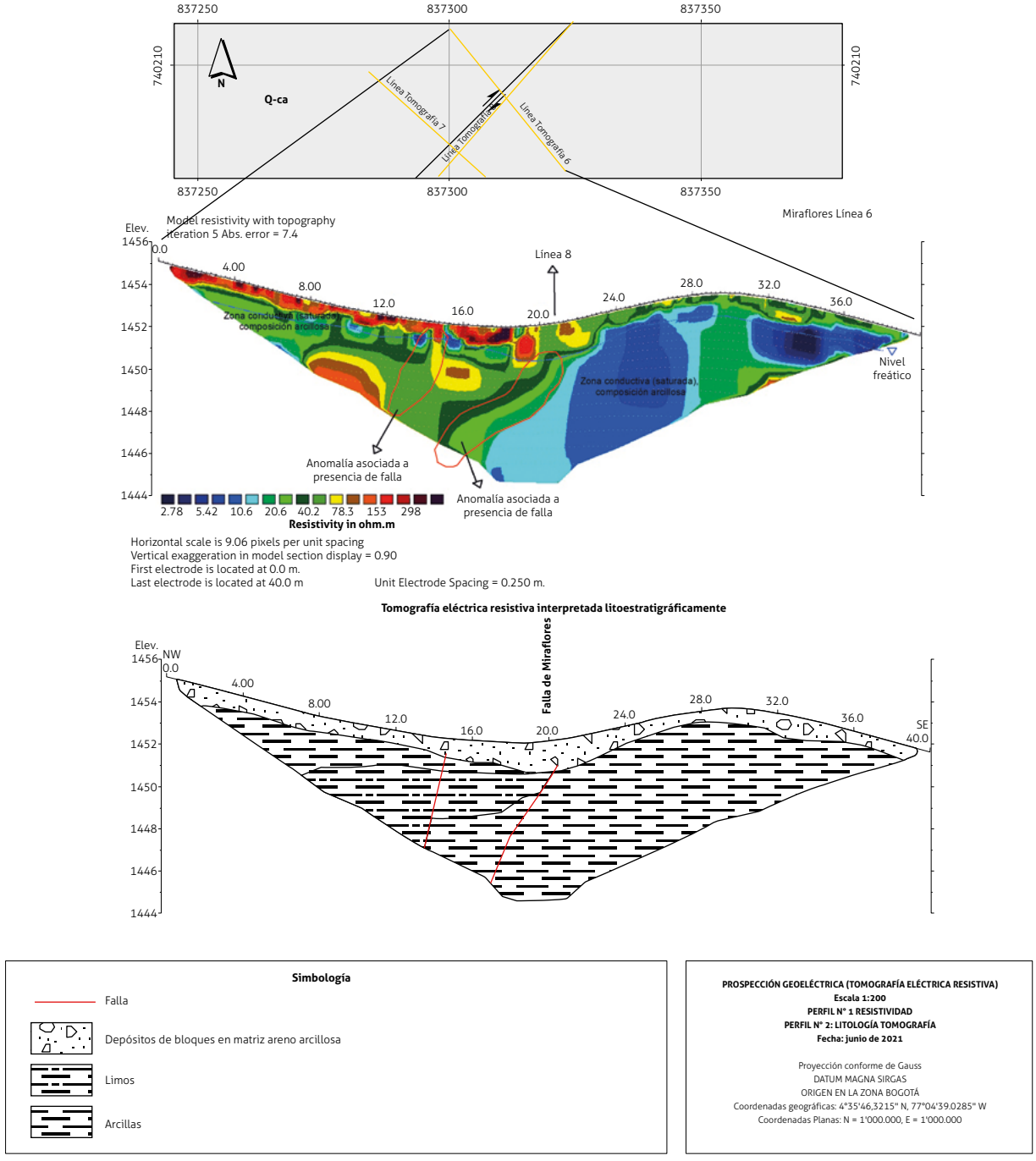


Figura 13.8. Perfil n.° 1 y 2, Guayabal: resistividad y litología de los materiales presentes

13.2.2 Sector El Mirador

En el segundo sector, en la finca Mirador, en la vereda Alto Sartanejo, en el municipio de Garzón, Huila, se distribuyeron tres líneas, dos perpendiculares y una paralela a las trazas de falla cartografiadas, pertenecientes al SFA (figura 13.9 y tabla 13.2).

Tabla 13.2. Información de líneas realizadas en la vereda El Mirador, origen Magna Colombia oeste

ID Línea	Sector	Punto inicial		Punto final		Azimut hacia el Inicio	L (m)	P(m)	Datos adquiridos resistividad
		E	N	E	N				
Línea tomografía 1	El Mirador	1167773	737328	1167714	737378	132°	80	13,5	1200
Línea tomografía 2	El Mirador	1167732	737284	1167662	737354	134°	100	18	1200
Línea tomografía 3	El Mirador	1167758	737371	1167698	737311	45°	80	15,5	1200

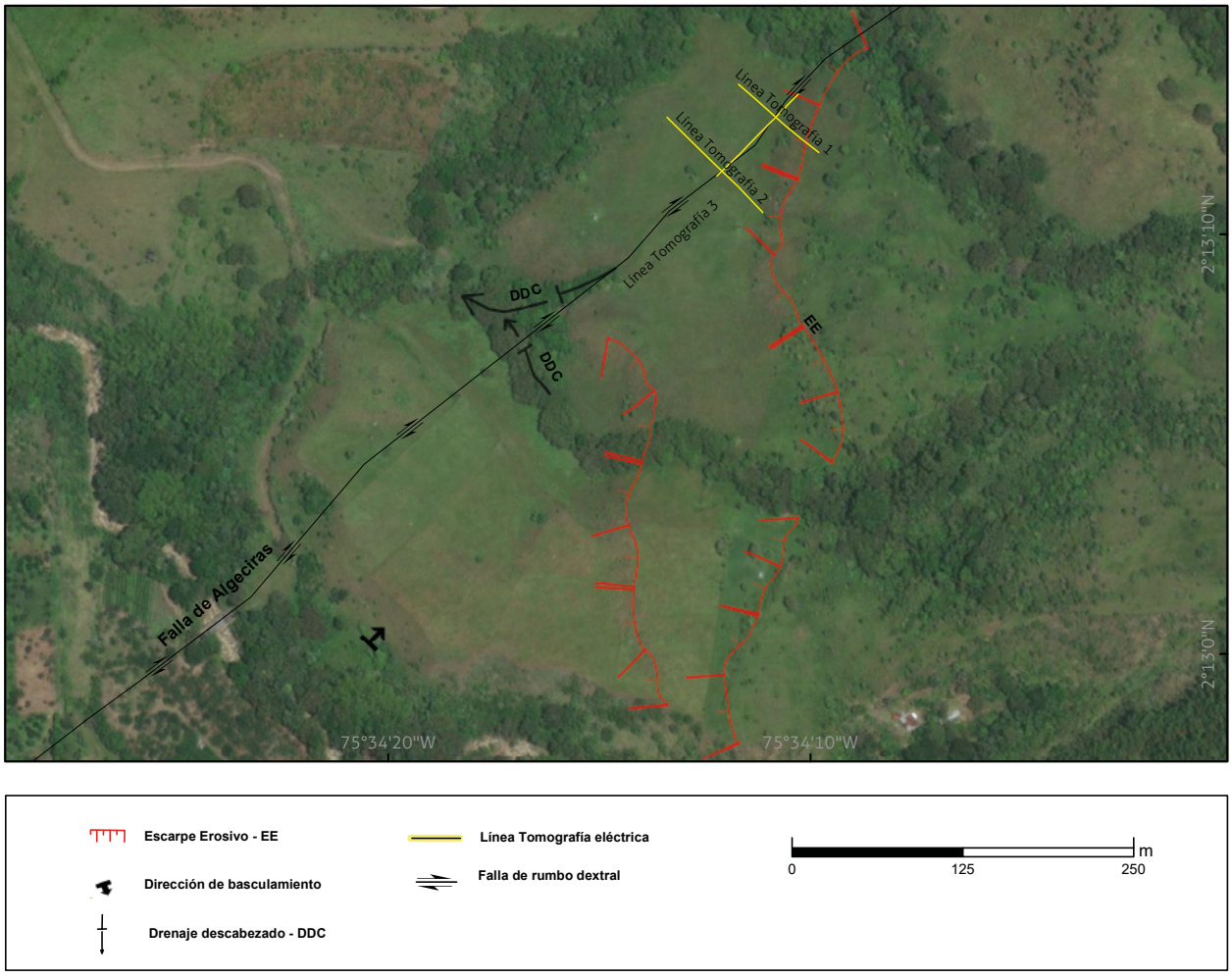


Figura 13.9. Localización de líneas de tomografía sector El Mirador

13.2.2.1 Tomografía 1 de El Mirador

La línea 1 (figura 13.10) del sector El Mirador se ubicó perpendicular a la traza de falla, identificada en profundidad a partir de la irrupción de los horizontes resistivos presentes en los depósitos y abanicos aluviales, dispuestos en el área de estudio. Morfológicamente, se identificaron cambios de pendiente de suavemente inclinadas a abruptas. En el bloque levantado se presentan movimientos en masa en zonas inestables saturadas, al parecer recurrentes en los periodos lluviosos.

Se definieron cuatro niveles geoeléctricos, el nivel superior asociado a depósitos recientes de material heterogéneo con matriz limosa (8,07-216 ohm.m), de espesores entre 1 y 2,5 m, con geometría subhorizontal. El segundo nivel está compuesto por arcillas de resistividades que varían entre 2,17 a 50 ohm.m, espesores de 2 a 3,5 m y geometría subhorizontal; entrecortada por el tercer nivel asociado a limos de resistividades entre los 30-50 ohm.m, con espesor mínimo de 6 m, que aumenta en profundidad, y de geometría subhorizontal. El cuarto nivel (inferior), asociado a una pequeña sección de resistividades en el centro de la TER, donde se observa que los valores aumentan en profundidad < 58,0 ohm.m, y definido como arenas arcillosas.

La anomalía asociada en los X = 20-27 m, de resistividades entre los 8,07-60 ohm.m, infieren la traza de la FA, debido a los horizontes que tienden a verticalizarse en este tramo y que coinciden con el lineamiento de la cartografía geológica. La concentración de flujos de agua en el tramo X = 35-44 m indica la presencia de zonas de alta conductividad, zona de almacenamiento o saturación.

Hacia los X = 44-55 m se presenta un movimiento en masa, que se caracteriza en la TER por valores variables de resistividad (30-216 ohm.m), lo cual se evidenció en el terreno y permitió delimitar lo que se denomina como el plano de falla.

La TER 2 de este sector fue trazada de manera paralela a la TER 1, distanciada unos 43 m hacia el SW. El comportamiento geoeléctrico fue similar al anterior, con la diferencia de que los depósitos heterogéneos (más recientes – nivel superior, 31,1-69,0 ohm.m) tienen menor proyección y espesor (< 1,5 m) y geometría subhorizontal.

La TER 3 fue ubicada en sentido paralelo al lineamiento de la traza de falla para observar su comportamiento en profundidad en dirección NW-SE, donde se identificaron los mismos cuatro niveles correlacionables con las TER 1 y 2.

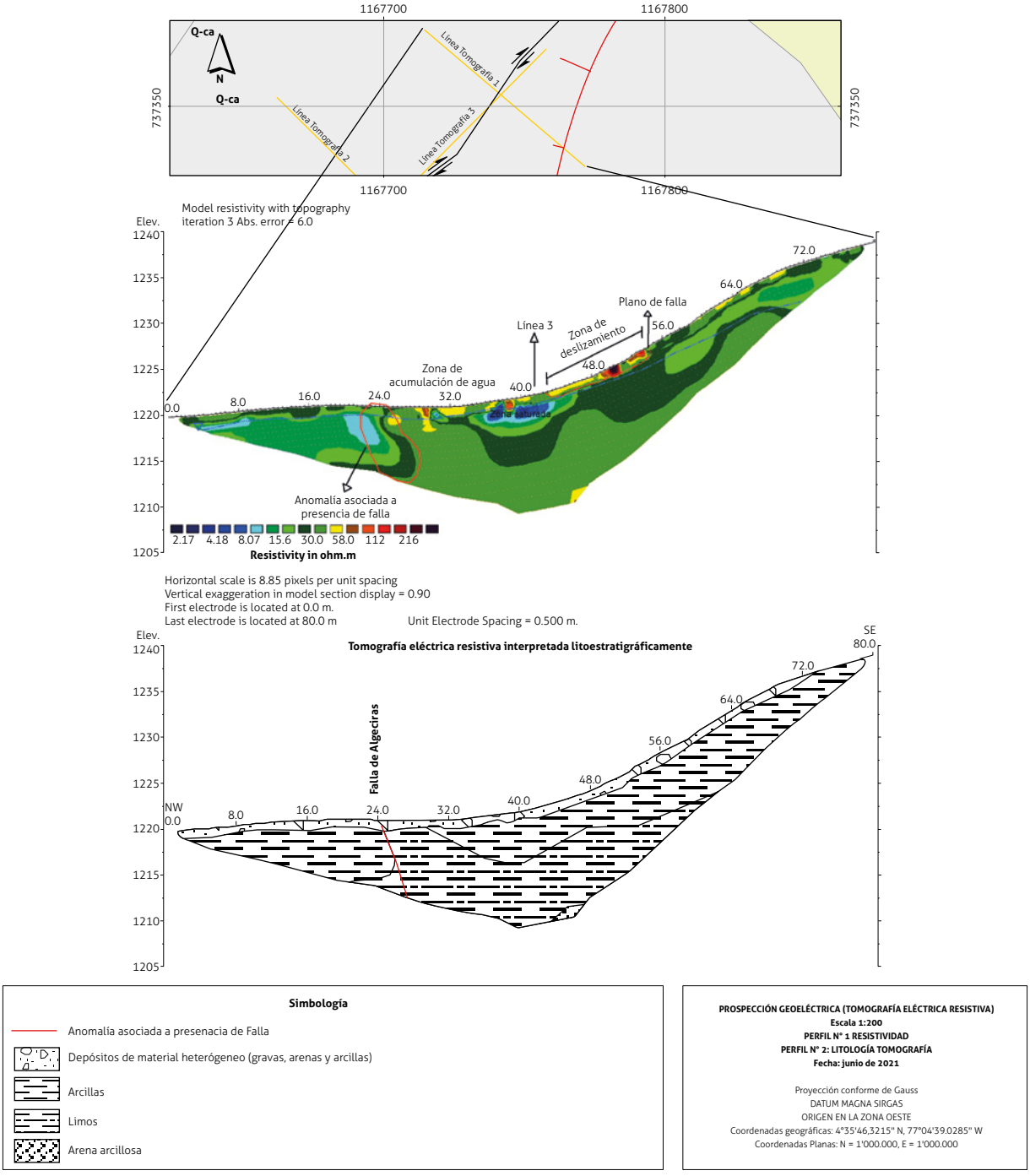


Figura 13.10. Perfil n.° 1 y 2. El Mirador: resistividad y litología de los materiales presentes

13.2.3 Sector Naranjal

El tercer y último sector denominado Naranjal, ubicado en la vereda El Alto Naranjal, finca El Limón, en el municipio de Timaná – Huila, se distribuyeron dos líneas perpendiculares a la traza de falla (figura 13.11 y tabla 13.3).

Tabla 13.3. Información de líneas realizadas en la vereda Alto Naranjal en origen Magna Colombia oeste

ID Línea	Sector	Punto inicial		Punto final		Azimut hacia el inicio	L (m)	P (m)	Datos adquiridos resistividad
		E	N	E	N				
Línea tomografía 1	Naranjal	1136434	711829	1136273	711896	113°	180	30,5	1200
Línea tomografía 2	Naranjal	1136306	711737	1136205	711820	130°	140	20	1200

L: longitud; P = profundidad obtenida.

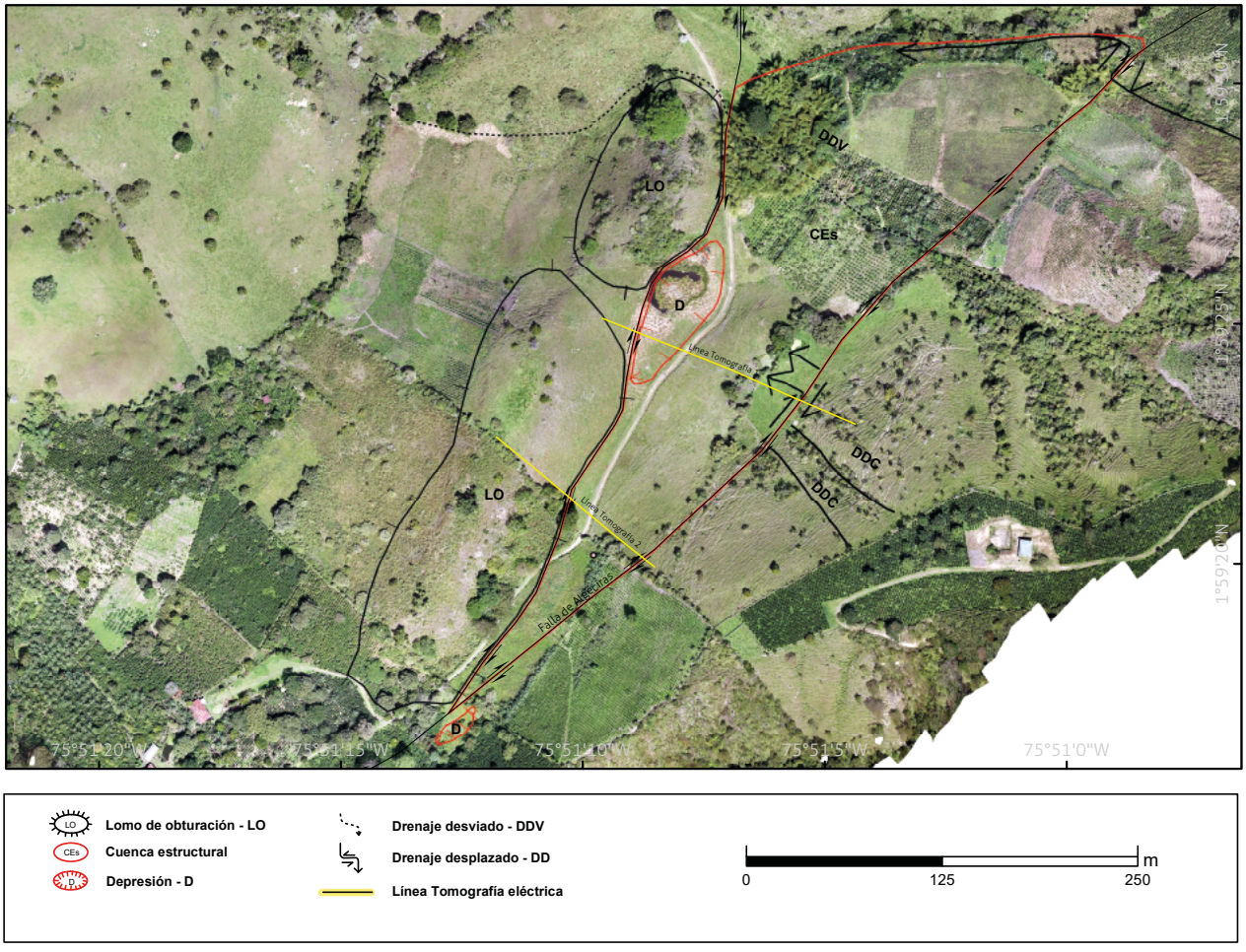


Figura 13.11. Localización de líneas de tomografía del sector Naranjal

13.2.3.1 Tomografía 1 del sector Naranjal

En este sector fueron dispuestas dos líneas perpendiculares a las trazas de falla cartografiadas. Geológicamente se identifica una cuenca alargada en sentido NE, conformada por rocas de la Formación Hondita —Loma Gorda (Cretácico) al oeste, y Granito de Altamira (Jurásico) al este—, rellena con depósitos de abanicos recientes y paludales (Cuaternarios). La TER 1 (figura 13.12), con longitud de 180 m, se orientó con dirección NW-SE perpendicular a la cuenca, y el arreglo contó con un espaciamiento entre electrodos de 2,26 m.

En este perfil fueron definidos tres niveles geoeléctricos, el primero (superior) está compuesto por materiales heterogéneos embebidos en matriz arcillosa a limosa, y presenta resistividades entre los 28,3-418 ohm.m, espesores de 2 a 10 m, geometría irregular y se caracteriza por un mayor espesor en la zona de mayor depresión. El segundo nivel, asociado a materiales conductivos arcillosos, tiene un alto nivel de saturación, resistividades del orden de los 3,76-55,4 ohm.m, espesores que pueden aumentar en profundidad (hasta 22 m) y geometría subhorizontal. El tercer nivel, en el costado suroriental, presenta limos de resistividades entre los 55,4-213 ohm.m, espesores de 10 m o más y geometría subhorizontal.

Algunas anomalías se identificaron en los tramos de X = 16-22 m y X = 127-152 m, las cuales presentan resistividades entre los 7,35-109 ohm.m y 28,3-213 ohm.m. Teniendo en cuenta la disposición de los lineamientos cartografiados, se definió su correlación con la presencia de cortes en los niveles resistivos en los extremos de la TER, y su geometría subvertical permite inferir su disposición en profundidad. La acumulación de flujos superficiales y subterráneos, en gran proporción a lo largo de toda la línea (en especial hacia los X= 15-90 m), dan indicio de zonas de transición de las fallas, así como de niveles freáticos casi en superficie (1 a 6 m en promedio), que generan valores de resistividad muy bajos.

La TER 2 del sector Naranjal fue dispuesta de forma paralela a la TER 1, ubicada a unos 130 m hacia el SW. Su morfología consecuente con laderas pronunciadas y menor área del depósito infieren el afloramiento de rocas de la Formación Hondita – Loma Gorda, sobre el eje noroccidental de la línea. Las zonas más conductivas que se encuentran en la zona de menor pendiente son el resultado de direcciones de flujo que tienden a almacenarse y formar cuerpos de agua superficiales, lo que genera saturación en sectores específicos y valores de resistividad muy bajos.

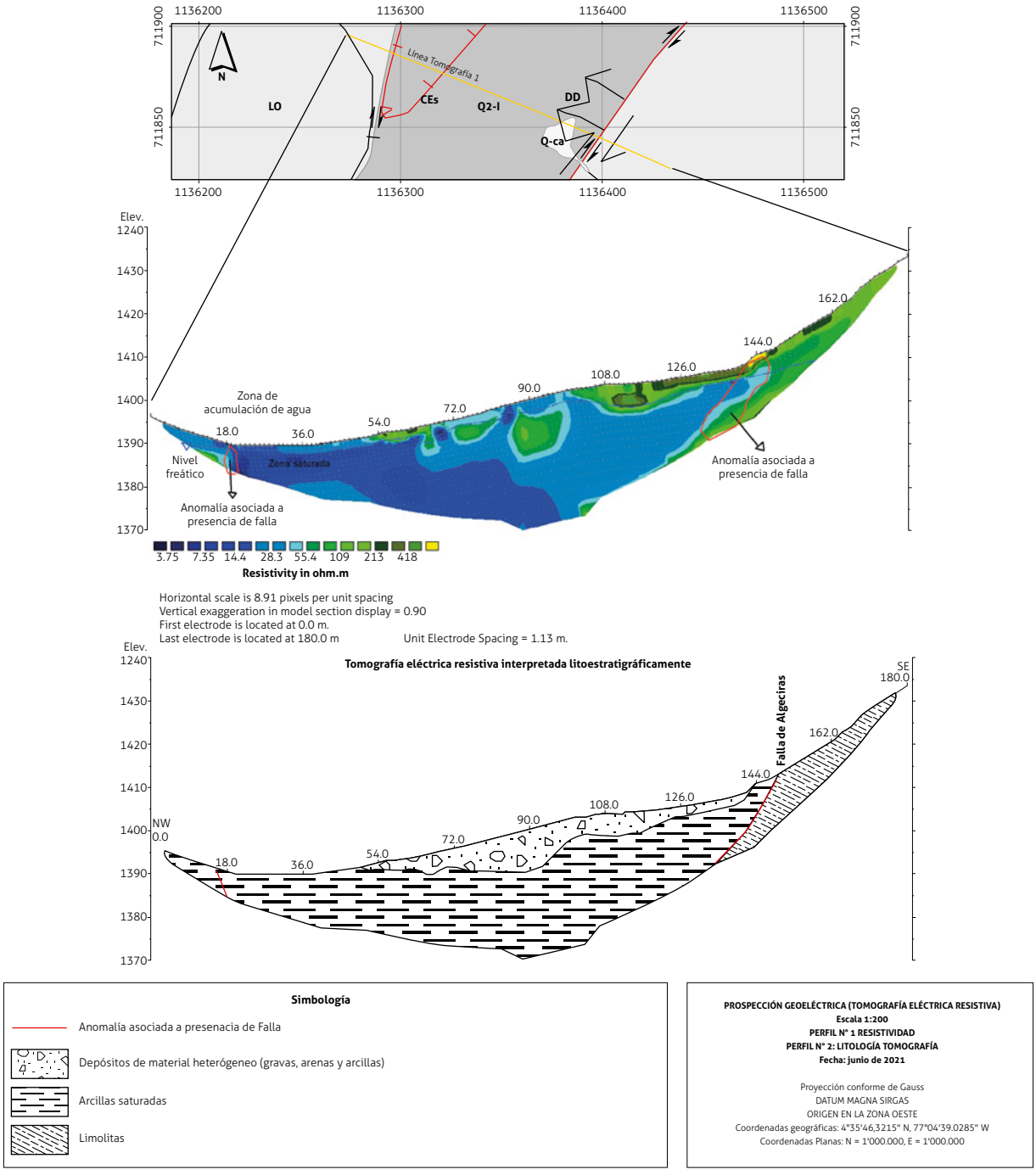


Figura 13.12. Perfil n.° 1 y 2, Naranjal: Resistividad y litología de los materiales presentes



14

Selección de sitios para exploración paleosismológica

La selección final de sitios para la excavación de trincheras paleosismológicas se deriva de un proceso metodológico sistemático, que inicia con análisis regionales, que permiten caracterizar morfológicamente la falla o el sistema de fallas de estudio. Luego, se hace un control riguroso de campo para cartografiar, verificar y complementar las observaciones morfológicas iniciales y, de esta manera, detallar y aumentar la escala de trabajo hasta localizar sitios específicos para el levantamiento de información geofísica y, así, identificar las trazas de falla en el subsuelo, ajustar la cartografía estructural y determinar, con mayor exactitud, la posición más adecuada para la excavación.

Este proceso se realiza con el fin de obtener información sobre el comportamiento sismogénico prehistórico, histórico y reciente, en este caso, de las fallas del SFA. Asimismo, toda la información recopilada y generada en las etapas anteriores, incluidas las etapas de caracterización morfotectónica y los resultados de tomografías eléctricas, fue analizada conjuntamente para definir la potencialidad técnica de exploración paleosismológica de cada uno de los sitios que se presentan a continuación.

14.1 Finca Mirador (Garzón, Huila)

Este predio se encuentra en la vereda Sartanejo, aproximadamente a 1 km al E del Batallón Pigoanza, sobre la vía que conduce del Batallón a la vereda Los Medios. Este sitio se encuentra sobre la traza principal de la FA, en una zona relativamente plana sobre una terraza aluvial en la margen norte de la quebrada Majo, sin presencia permanente de agua y con poca erosión (figura 14.1). En este sector, rasgos morfotectónicos evidencian la traza de falla, como un pequeño contraescarpe con dirección N50°E alineado con la falla principal, que trunca un abanico proveniente de uno de los sistemas de corrientes intermitentes, y drenajes descabezados (figura 14.2). Adicionalmente, se identifican un drenaje y una cuchilla desplazados, un lomo de obturación y una laguna de falla, asociados a una falla Riedel. Es importante aclarar que, en el mapa de este sector, algunas características no son representables debido a su escala, como el abanico o el contraescarpe.

Los resultados de las tomografías eléctricas, expuestos en el capítulo anterior, validan la presencia de la traza de falla en profundidad y algunas discontinuidades se interpretan como planos de fallas, que pueden corresponder a fallas tipo Riedel en este sector. Teniendo en cuenta esto, se corrobora la potencialidad técnica de este sitio para la exploración paleosismológica. Los resultados de tomografías eléctricas permiten ajustar la cartografía de la traza de la FA en este sector.

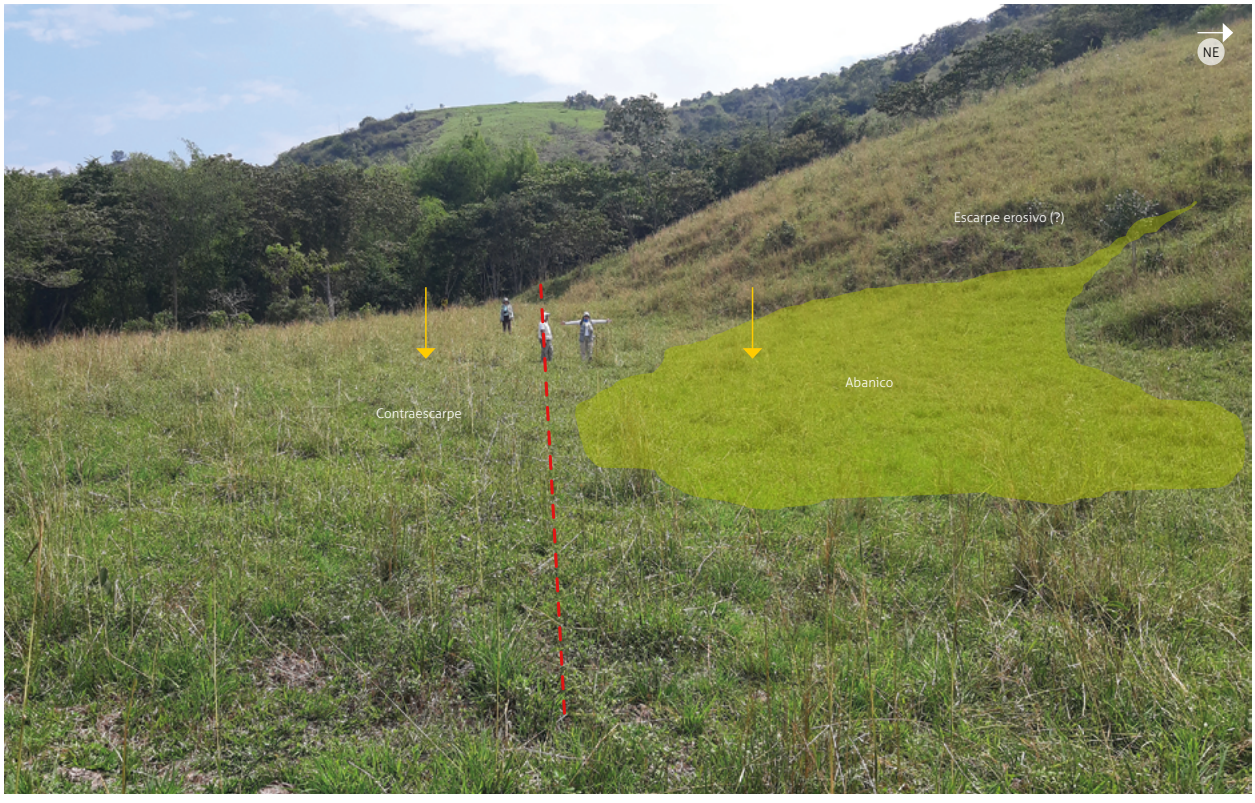


Figura 14.1. Potrero Granadillo, finca Mirador
La línea punteada roja representa proyección aproximada de la taza de la FA. Las flechas amarillas indican el inicio y fin de una posible excavación paleosismológica.

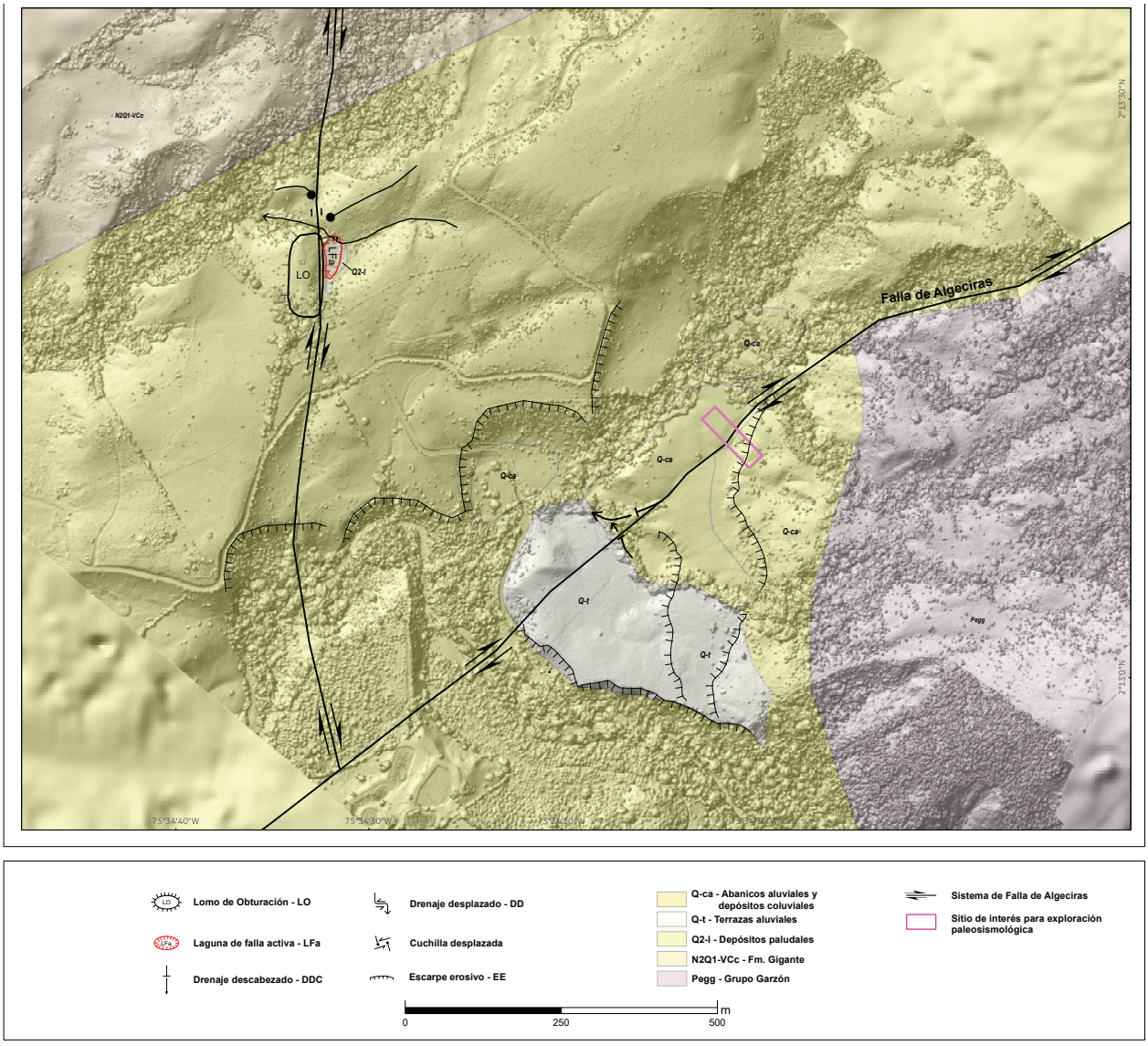


Figura 14.2. Mapa morfotectónico del sitio finca Mirador (Garzón, Huila)
El recuadro rosado representa la zona con potencialidad paleosismológica en el potrero Granadillo.

14.2 Vereda Miraflores (Garzón, Huila)

En la vereda Miraflores se exploraron tres sitios localizados tanto en la traza principal de la FA, como en la traza de la Falla Miraflores, conocida también como Falla Tres Esquinas-Algeciras (figura 14.5). Estos sitios se describen a continuación.

14.2.1 Predio finca Buenavista, frente a la escuela de la vereda Miraflores

Se encuentra sobre la vía que conduce desde esta vereda al corregimiento de Zuluaga y se ubica sobre la traza de la Falla Miraflores (o Tres Esquinas-Algeciras) del SFA, en una zona con poca pendiente, sin presencia de agua (específicamente en el sitio seleccionado), con una tasa de erosión baja y presencia de rasgos morfotectónicos claros, representados principalmente por un escarpe, con cara libre hacia el sureste (figura 14.4), una laguna de falla (figura 14.3) y un drenaje desplazado.

La interpretación a partir de los resultados de tomografías eléctricas corrobora la presencia de una zona de falla con varias discontinuidades relacionadas, y con una traza concordante con la cartografiada en superficie, asociada a los rasgos morfotectónicos identificados en ese sector.

A partir de la interpretación geofísica y dadas las evidencias morfotectónicas observadas y cartografiadas, la baja tasa de erosión y la comprobación de una zona de falla en profundidad, este sitio es pertinente para adelantar la exploración paleosismológica.



Figura 14.3. Rasgos morfotectónicos en el predio de la finca Buenavista, vereda Miraflores
La línea punteada roja indica la traza cartografiada de la Falla Miraflores. LF: Laguna de falla dentro de polígono de línea amarilla. Las flechas amarillas indican el escarpe.



Figura 14.4. Detalle del escarpe en la finca Buenavista, indicado con flechas rojas
La línea punteada roja indica la traza cartografiada de la Falla Miraflores.

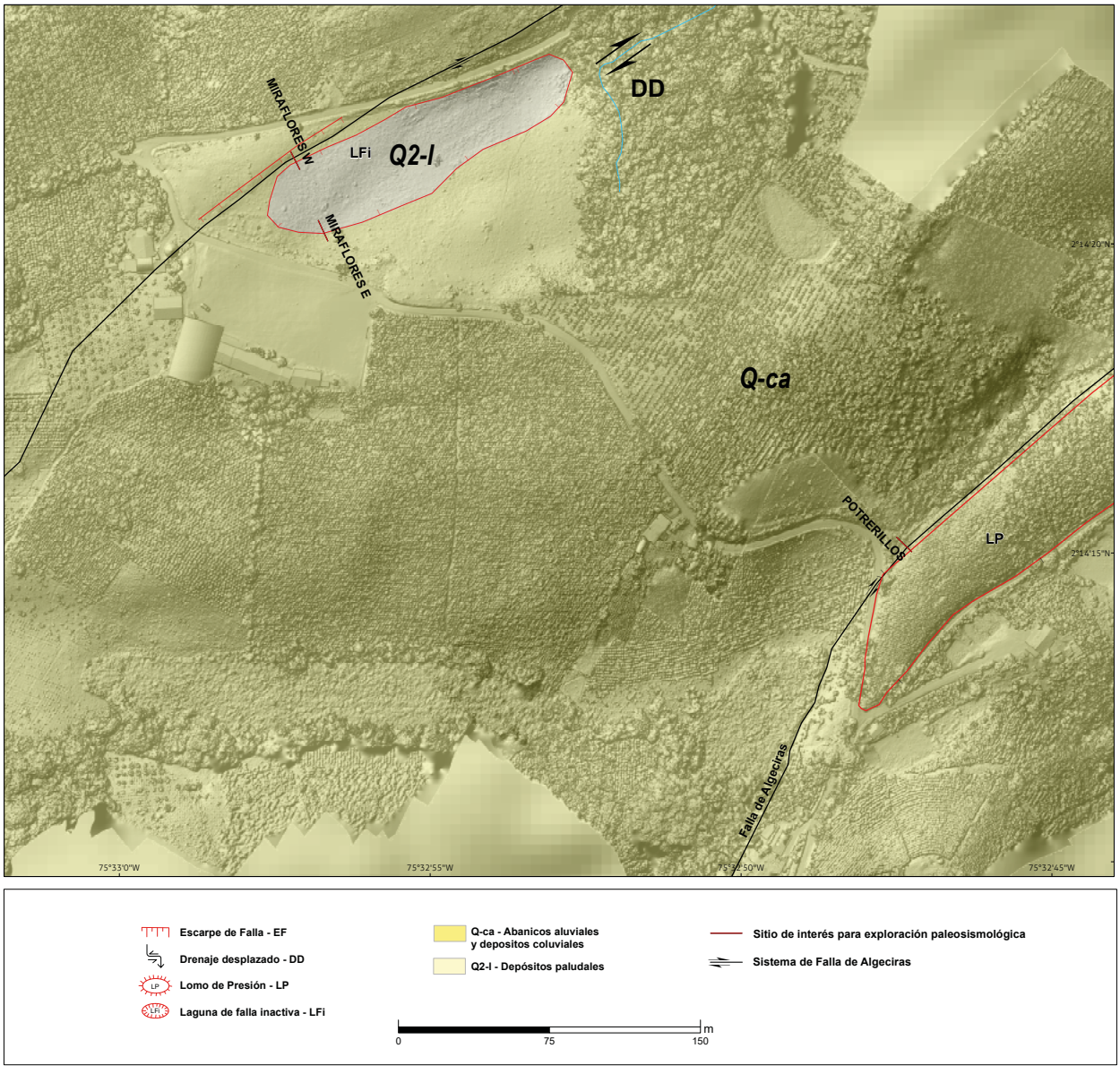


Figura 14.5. Mapa morfotectónico del sector de la vereda Miraflores (Garzón, Huila)

14.2.2 Predio finca Potrerillos

Este predio se encuentra a 400 m, aproximadamente, hacia el sureste de la escuela de la vereda Miraflores (figura 14.5), sobre la vía La Pita-Miraflores, dentro de un lote de la finca Potrerillos. Este sitio se ubica sobre el trazo principal de la FA (también nombrada localmente como ramal Garzón) y presenta un rasgo morfotectónico muy claro, correspondiente a una pequeña depresión tectónica, de fondo plano, que lo hace un sitio propicio para la sedimentación de material fino, favorecido, además, por la ausencia de agua permanente y poca erosión. Dada la escala del mapa, dichas características no son observables.

A partir de las tomografías eléctricas adquiridas en este sector, se identifica la presencia en profundidad de variaciones laterales en la resistividad, anomalías que indican la presencia de discontinuidades con tendencias subverticales, asociadas a la(s) traza(s) de falla.

Dado que este sitio se encuentra sobre la traza principal de la FA, en una depresión tectónica, la baja tasa de erosión a la que se encuentra sometido el terreno, las condiciones de sedimentación y la comprobación de la presencia en profundidad de anomalías asociadas a la falla, hacen este un sitio ideal y muy promisorio para encontrar evidencias paleosismológicas de actividad prehistórica y, posiblemente, histórica.



Figura 14.6. Pequeña depresión tectónica en el predio de la finca Potrerillos
La línea discontinua blanca representa la posible traza de la FA.

14.2.3 Predio finca Guayabal

Se encuentra, aproximadamente, a 1,5 km hacia el noreste de la escuela de Miraflores, sobre la vía Zuluaga-Miraflores, y sobre la traza de la Falla Miraflores (o Tres Esquinas-Algeciras) del SFA. En él se encuentra una zona relativamente plana con poca erosión natural, que propicia la acumulación de sedimentos de tamaño fino. Además, se observan rasgos morfotectónicos como escarpes y un valle lineal de falla, en el cual se puede encontrar una silleta de falla (figura 14.7).

A partir del procesamiento e interpretación de tomografías eléctricas, se evidencia la presencia en profundidad de discontinuidades asociadas a la zona de falla, las cuales concuerdan con la traza de la falla cartografiada previamente. Adicionalmente, se identifican tres niveles geoeléctricos que pueden corresponder a tres capas u horizontes; el nivel superior, al tope de la secuencia, presenta resistividades del orden de 20,3 a 287 ohm.m, con profundidades que varían de 0,5 a 1,2 m y, se observan anomalías asociadas a la presencia de bloques de gran tamaño en matriz areno arcillosa. En superficie, también se observan bloques rodados de tamaño considerable (métrico).

Pese a la identificación de los rasgos morfotectónicos indicativos de actividad reciente y a la confirmación de la traza de falla en profundidad, la presencia de bloques en superficie y dentro de los primeros metros de la secuencia sedimentaria, probablemente de un flujo de escombros, dificultan la apertura de la trinchera y, muy posiblemente, el hallazgo de evidencia paleosismológica.



Figura 14.7. Predio Guayabal
La línea discontinua blanca indica la traza de la falla.

14.3 Vereda Naranjal (Timaná, Huila)

La zona de análisis se encuentra en la finca El Limón, en la vereda Naranjal, municipio de Timaná (Huila) (figura 14.9). En este sector se localiza la traza principal de la FA y una traza de falla secundaria tipo Riedel, a las cuales se les asocian rasgos morfotectónicos identificados como lomos de obturación, drenajes desplazados en sentido dextral, drenajes desviados, silletas de falla, depresiones y contraescarpes (figura 14.8).

Mediante la interpretación de las tomografías eléctricas adquiridas en este sitio, se correlacionan anomalías identificadas en profundidad con la traza principal de la falla. Sin embargo, como resultado de la evaluación del conjunto de información recopilada y generada, se estableció que, probablemente, la tasa de erosión en esta zona es más alta que la tasa de sedimentación, por lo cual el registro sedimentario y la evidencia paleosismológica podrían no estar completos. No obstante, aunque este lugar no tenga el potencial suficiente para exploración paleosismológica, la confirmación de trazas de falla en profundidad aporta información relevante para el ajuste de la cartografía y el entendimiento de la configuración tectónica de la región.

De acuerdo con los análisis técnicos efectuados en los sitios preseleccionados, se concluye que los predios de las fincas Potrerillos y Buenavista, en la vereda Miraflores, y el predio en la finca El Mirador son sitios apropiados para la excavación de trincheras paleosismológicas, dados los rasgos morfotectónicos evidenciados y la comprobación de la presencia en profundidad de anomalías correspondientes a trazas de fallas y discontinuidades asociadas, a partir de técnicas geofísicas. Por su parte, los predios de Guayabal y Naranjal son menos apropiados, pues dadas las condiciones de sedimentación y erosión, es probable que el registro paleosismológico no se encuentre bien preservado o completo.

Finalmente, por cambios del permiso concedido por los propietarios de la finca El Mirador, así como por la posible mala preservación del registro paleosismológico en Guayabal y Naranjal, se determinó la ejecución de la exploración paleosismológica con la posibilidad de realizar dos o tres excavaciones en Potrerillos y Miraflores (finca Buenavista).



Figura 14.8. Sector Naranjal
SF: Silleta de Falla. DD: Drenaje Desplazado. La línea discontinua roja indica la traza de la FA.

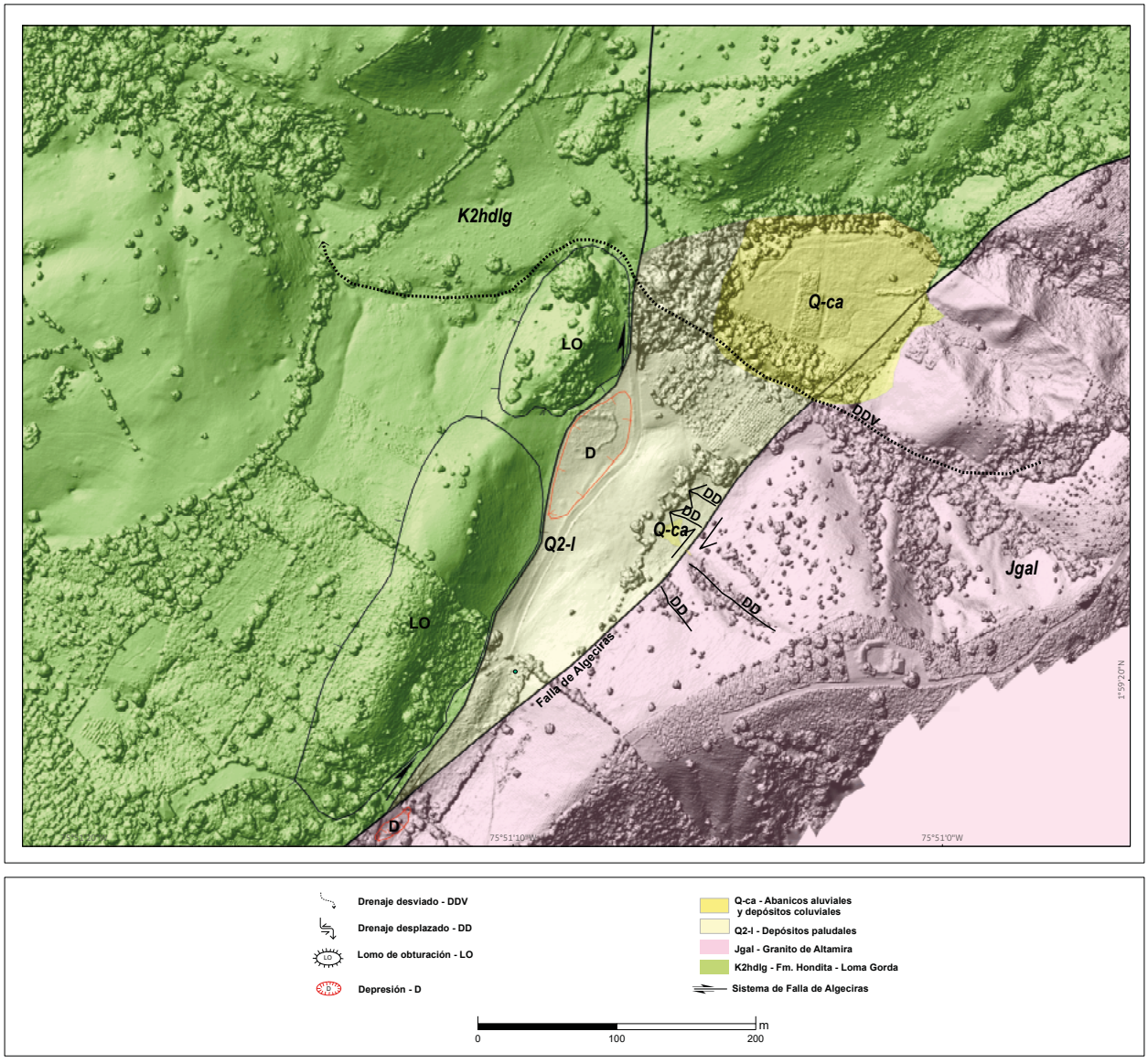


Figura 14.9. Mapa morfotectónico del sector Naranjal (Timaná, Huila) donde se encuentra la Finca El Limón
Nótese la representación de rasgos indicativos de deformación reciente, como drenajes desplazados y desviados, entre otros.





15

Apertura y levantamiento de información de trincheras paleosismológicas

Neotectónica y paleosismología de la Falla de Algeciras, Huila, Colombia

Las excavaciones para estudios paleosismológicos comenzaron a finales de la década de 1960 (Wallace, 1987). Desde entonces, se han convertido en la herramienta más poderosa para estudiar la naturaleza de los paleoterremotos y analizar el comportamiento sismogénico de los segmentos de falla estudiados (McCalpin, 2009). Estas excavaciones permiten recolectar datos relevantes del comportamiento sismogénico de las fallas, que difícilmente, y solo en situaciones muy excepcionales, se podrían obtener por medio de análisis en afloramientos naturales (e.g., Audemard *et al.*, 2016), como el desplazamiento cosísmico por evento, la tasa de desplazamiento promediada de la falla, la longitud de ruptura cosísmica, el tiempo transcurrido entre eventos, el tiempo transcurrido desde el último evento y la probabilidad de ocurrencia del próximo (Audemard, 2003). Este conjunto de datos geológicos es útil para el desarrollo de modelos de segmentación de falla y de recurrencia sísmica, y constituyen el fundamento moderno del análisis probabilístico de la amenaza sísmica (Audemard, 2003; McCalpin, 2009).

A continuación se presenta el procedimiento para la apertura y levantamiento de información geológica y estructural de las trincheras paleosismológicas: Potrerillos y Miraflores.

15.1 Proceso de apertura

Una vez fueron definidos los sitios de trinchera, se proyectó la dirección de la falla con el uso de una brújula y, de forma perpendicular, se proyectó la dirección de la trinchera. Posteriormente se demarcó la posición exacta de la excavación sobre el terreno, mediante estacas que fueran fácilmente observables (figuras 15.1 y 15.2), y un hilo, o cabuya, para delinear el polígono en el que se hizo la excavación.

Para la trinchera Potrerillos se estimaron dimensiones iniciales aproximadas de 4 m de ancho por 10 m de largo, y se planeó un espacio libre en superficie, entre el borde de la excavación y la zona de depósito del material removido, de al menos 2 m de ancho, para el tránsito de forma segura alrededor de la trinchera.

Esta trinchera se excavó manualmente, debido al poco espacio de ingreso y maniobrabilidad de la maquinaria. Para esto, se requirió el apoyo de ocho personas, así como una polea de carga (figura 15.3), a partir de los 2 m de profundidad, con el fin de remover el material de la excavación sin estropear sus paredes, y un par de personas en la parte exterior para el deposito del material extraído a una distancia prudente, de forma que no obstaculizara la zona de tránsito, ni interfiriera con las labores.

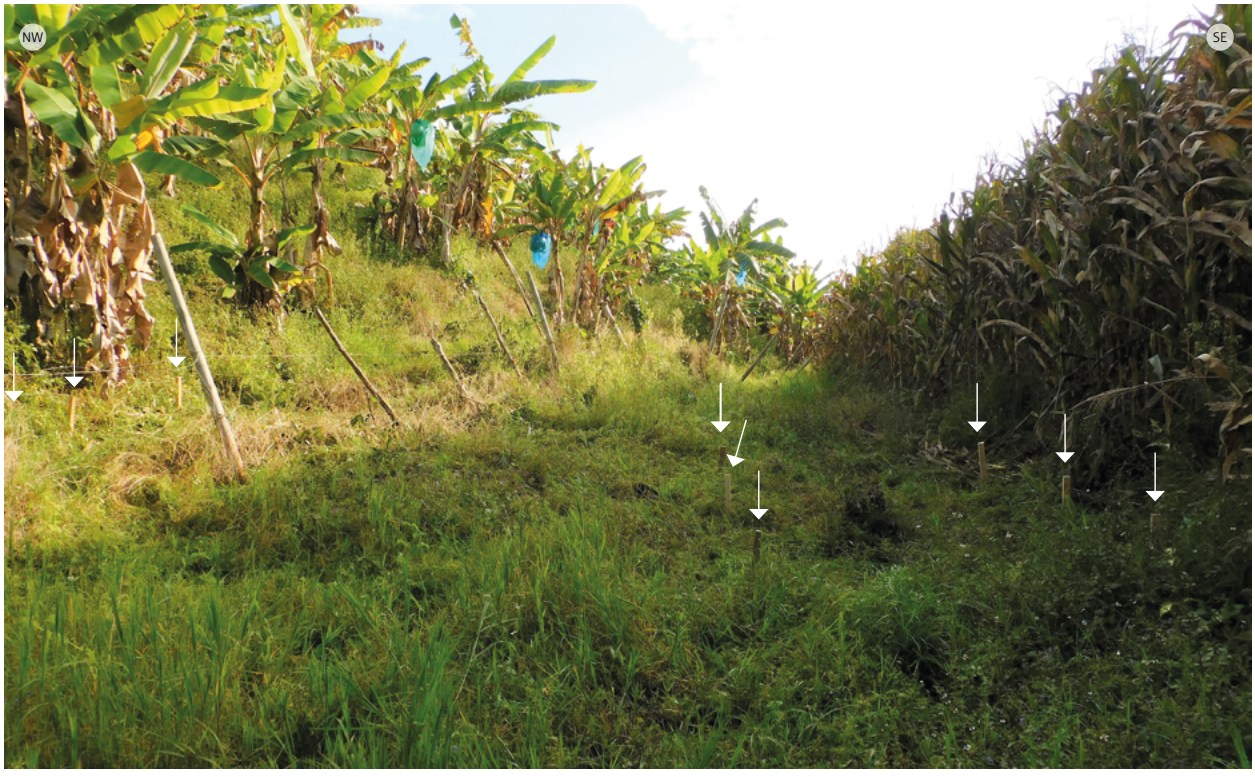


Figura 15.1. Delimitación del sitio de excavación de la trinchera Potrerillos
Las flechas blancas señalan cada una de las estacas del polígono

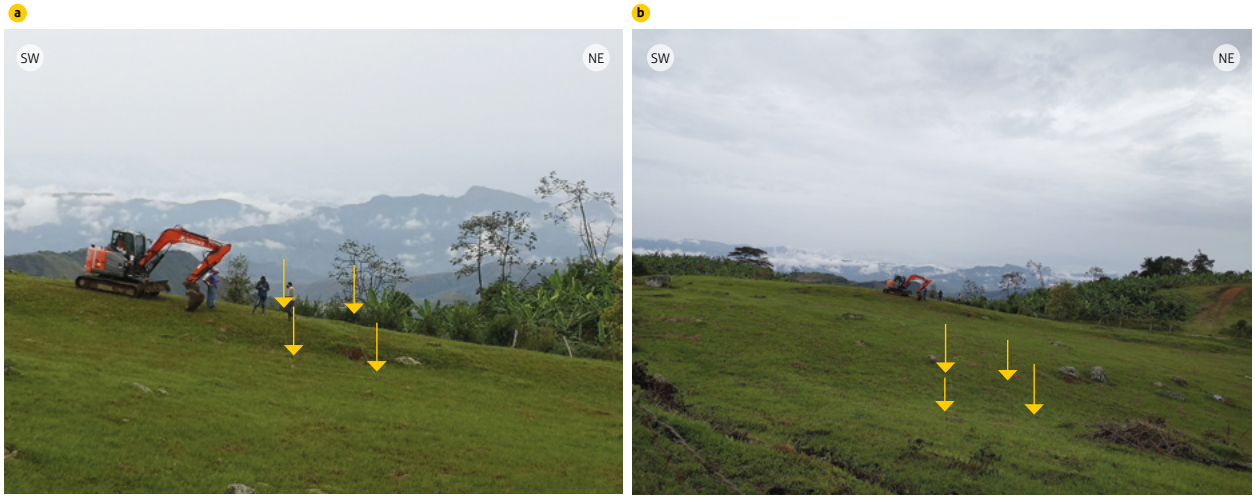


Figura 15.2. Marcas de delimitación (flechas amarillas) de las trincheras excavadas en el predio de Miraflores
a) Trinchera Miraflores occidental (W); b) trinchera Miraflores oriental (E).



Figura 15.3. Proceso de extracción del material a través de una polea de carga para evitar el daño de las paredes de la excavación

Dadas las condiciones climáticas adversas de la zona durante el desarrollo de las actividades, fue necesario excavar un pozo de acumulación de agua dentro de la trinchera, y una inclinación preferente hacia este en el fondo (piso) (figura 15.4), para recoger el agua lluvia y extraerla de forma rápida con el uso de una motobomba, previo al inicio de las labores de cada jornada de excavación. Esto evitó la socavación de la base de las paredes y mejoró las condiciones de trabajo dentro de la trinchera.

Este tipo de pozos se deben excavar, idealmente, en el sitio de menor relevancia geológica y estructural de la trinchera, para evitar que interfiera en las labores de levantamiento de información. En este caso, y favorecido por la apertura manual y la evaluación constante que esto permite, se decidió excavar en el centro de la trinchera, pues hacia ambos extremos se iban identificando estructuras relevantes en la investigación.



Figura 15.4. Fosa para acumulación y extracción de agua de la excavación

Igualmente, y para evitar el colapso de las paredes de la trinchera y la erosión de estructuras y rasgos relevantes por el agua de escorrentía, así como tener condiciones adecuadas para continuar con las labores pese a la lluvia, se adecuó como techo una estructura fabricada en guadua recubierta con plástico, que permitiera movilizar el agua a zonas donde su drenaje no afectara el avance del trabajo (figura 15.5).

Una vez culminadas las labores diarias, se cubrían con plástico cada una de las paredes de la trinchera para su conservación (figura 15.6). Los plásticos se aseguraron con estacas y rocas al borde de la trinchera, de forma que el agua escorrentía drenara sobre ellos y no se infiltrara a las paredes.

Las dimensiones de la trinchera planteadas inicialmente aumentaron a medida que se avanzó con la excavación, pues se observaron nuevas estructuras en los extremos de la trinchera. Esto implicaba extender, necesariamente, la excavación para lograr la mejor visualización de cada rasgo y estructura. Finalmente, las dimensiones de la trinchera Potrerillos fueron de 4 m de ancho por 13 m de largo y una profundidad promedio de 2,5 m.



Figura 15.5. Cobertura de la trinchera con estructura de guadua y plástico para evitar la caída de agua en la excavación durante la jornada de trabajo



Figura 15.6. Cobertura de cada una de las paredes de la trinchera durante la fase de excavación, con el fin de evitar su erosión en caso de lluvia

Ya con las dimensiones finales de la excavación, y dadas las condiciones climáticas y el material arcilloso encontrado en la trinchera, se construyó una estructura sobre la cual se pudiera caminar libremente, con el fin de proporcionar condiciones aptas de trabajo y evitar que el personal que realizaría el levantamiento geológico quedara enterrado en la arcilla. Esto permitió, además, optimizar el tiempo de trabajo.

Esta superficie fue elaborada con guaduas completas que reposaban en el fondo de la excavación y sobre las cuales se tendieron y clavaron láminas de guadua, en forma de estera (figura 15.8). Previo a esto, se mejoró el pozo de acumulación, con una pequeña excavación, más profunda, en el centro del piso de la trinchera, y canales en los bordes y en el centro del piso, que condujeran el agua hacia el pozo para recolectarla y poder continuar con su extracción mecánica (figura 15.7). Este diseño evitó el derrumbe de las paredes de la trinchera por la humedad, producto de la acumulación de agua.

Por su parte, la apertura de las trincheras en Miraflores se realizó mediante una retroexcavadora tipo oruga. La excavación de la trinchera fue supervisada por un único profesional para asegurar una buena comunicación con el operador de la máquina y garantizar que se lograran las dimensiones programadas, y también para poder indicar las acciones en caso de encontrar nuevas evidencias durante el avance (figuras 15.9 y 15.10).



Figura 15.7. Excavación de pozo de acumulación de agua y canales para su conducción



Figura 15.8. Construcción de estera en guadua para la cobertura del fondo de la trinchera, y fosa en el centro para la acumulación de agua



Figura 15.9. Proceso de excavación de la trinchera W en Miraflores



Figura 15.10. Proceso de apertura de la trinchera E en Miraflores

A partir del acuerdo con los propietarios de las diferentes fincas donde se hicieron las trincheras, para la seguridad de las personas que transitaban en la zona, así como la de los semovientes y demás animales, se construyó un cerramiento de protección con sus respectivas señales de precaución (figuras 15.11 y 15.12). Adicionalmente, se acordó que, al finalizar todo el proceso de levantamiento de información, y una vez se pudieran abandonar las trincheras, la excavación de Potrerillos sería usada por el dueño del predio para su beneficio, y las excavaciones de Miraflores debían ser rellenadas nuevamente para dejar el terreno lo más parecido a su estado inicial.

En referencia a los pros y contras de ambos métodos de excavación, la excavación manual puede ser más compleja e implica más tiempo, pero permite tener un mayor control de los hallazgos, y redirigir, si es necesario, la excavación hacia alguno de los extremos de acuerdo con los rasgos paleosismológicos o estructuras identificadas, lo cual conlleva a que las evidencias en el terreno sean mejor conservadas y muestreadas, a medida que se avanza en la excavación. Por su lado, en la excavación mecánica se emplea un tiempo sustancialmente más corto, lo que permite dedicar más tiempo al levantamiento geológico, pero se reduce considerablemente la probabilidad de conservar todas las evidencias expuestas durante la fase de excavación.



Figura 15.11. Cerramiento de la trinchera Miraflores W con la respectiva señal de peligro



Figura 15.12. Cerramiento de la trinchera Potrerillos con la respectiva señal de peligro

15.2 Proceso de levantamiento de información geológica y estructural

Una vez terminada la apertura de las trincheras se inicia el proceso sistemático para el registro de toda la información geológica y estructural en cada una de las paredes de las excavaciones. El orden del proceso fue el mismo en cada una de las trincheras.

Para obtener la información geológica, sedimentológica y estructural con el mayor grado de detalle posible, se deben limpiar cada una de las paredes a estudiar de forma profunda y cuidadosa. Para ello se utilizaron herramientas como palines, navajas, espátulas, *scrapers*, brochas y, en algunos casos, las manos (figura 15.13).

La limpieza se realiza para eliminar las marcas de las herramientas o maquinaria empleadas en el proceso de excavación, remover la salpicadura del material extraído, nivelar las zonas que posiblemente fueron erosionadas dentro las capas, limpiar el material depositado en zonas por donde drenó agua de escorrentía, o eliminar otras impurezas que enmascaren estructuras sedimentarias, tectónicas o rasgos paleosismológicos importantes.

Con las paredes de la trinchera ya limpias, se toman las mediciones necesarias para fijar una retícula de referencia, de utilidad para el dibujo a escala. Esta retícula fue diseñada para que cada cuadro tuviera 1 m^2 (1 m de alto por 1 m de ancho). Para el diseño de esta retícula, se fijó un primer hilo horizontal de referencia a 1 m de altura desde el fondo (piso) de la excavación, nivelado con niveles de mano y brújula en la parte central de una de las dos paredes principales. Una vez se tuvo nivelado el hilo horizontal de referencia, se alinearon y nivelaron paralelamente líneas horizontales superiores con 1 m de separación, hasta llegar al tope de la trinchera.

Posteriormente, con ayuda de una plomada que garantizara la verticalidad del hilo, se procedió a fijar un hilo vertical de referencia, y medir y fijar las demás líneas verticales con 1 m de separación (figura 15.14), hasta tener un cubrimiento total de la trinchera con la cuadricula final a lo largo y ancho de todas las paredes de la excavación (figura 15.15). Para fijar los hilos a las paredes de cada trinchera se emplearon puntillas de acero.



Figura 15.13. Proceso de limpieza de las paredes de la trinchera Potrerillos a) Limpieza de paredes con *scraper*; b) Limpieza de paredes con brocha



Figura 15.14. Proceso de demarcación y fijación de los hilos para formar la retícula
La secuencia del proceso de montaje de la retícula sigue el orden alfabético de las imágenes



Figura 15.15. Ejemplo de la retícula final fijada en una parte de la pared NE de la trinchera Potrerillos

Una vez instalada la retícula final de 1 m × 1 m, se codificaron los hilos verticales y horizontales. El identificador horizontal inició con los caracteres H1 en el hilo inferior y se mantuvo igual en todo el perímetro. Para el caso de los hilos verticales, la codificación se realizó de W a E, empleando los caracteres NE o SW según la pared, y un número secuencial (ej. NE0, NE1, SW0, SW1, etc.).

Antes de iniciar el proceso de cartografía a detalle, se demarcaron los contactos entre los diferentes horizontes o capas que conforman la estratigrafía de la trinchera, así como la demarcación de las estructuras geológicas, como fallas, grietas, pliegues y deformaciones en los sedimentos (figura 15.16), mediante chinchetas o tachuelas de diferentes colores. Esto permite tener un mayor realce y, por ende, facilita la observación durante el proceso de dibujo a escala de las paredes de la excavación, pues algunos horizontes, o unidades geológicas, no son diferenciables a simple vista, en algunos casos por la similitud de su color, por lo cual es necesario hacer una diferenciación textural y composicional para su correcta demarcación (figura 15.17).

Finalmente, y después de tener todo el montaje completo de la retícula y las chinchetas, se realiza el dibujo detallado a escala 1:20 (para estos casos), cuadrícula por cuadrícula. Para optimizar este proceso, se recomienda, de ser posible, trabajar en parejas, de forma que una persona toma las mediciones sobre la pared y la otra registra la información en el papel milimetrado (figura 15.18).

Otra de las tareas importantes en el levantamiento de información paleosismológica, es el muestreo de material datable para constreñir los modelos de reconstrucción de la historia paleosismológica de la(s) estructura(s) en estudio. Este proceso se puede realizar durante la excavación, o posterior a su finalización. Durante la excavación es posible encontrar material datable que puede no estar ubicado sobre una de las paredes. Por tanto, para poder extrapolar esta información con las unidades geológicas que se describan, es importante registrar muy bien las coordenadas con respecto a los límites de la excavación y profundidad conocidos.

Con la cartografía ya detallada, y el conocimiento de la estratigrafía y estructuras presentes en la trinchera, se seleccionan los horizontes y rasgos de interés para la toma de muestras y contramuestras para dataciones. Para la toma de muestras, en el caso del radiocarbono, se deben utilizar elementos como papel aluminio limpio para almacenar la muestra, y elementos plásticos o metálicos limpios (p. ej. una navaja) para extraer el material que será sometido a análisis de laboratorio y, así, evitar la contaminación de las muestras con material adyacente o con material que se encuentre en las manos de quien la toma (figura 15.19).



Figura 15.16. Proceso de demarcación de capas, horizontes y estructuras geológicas mediante chinchetas o tachuelas de diferentes colores

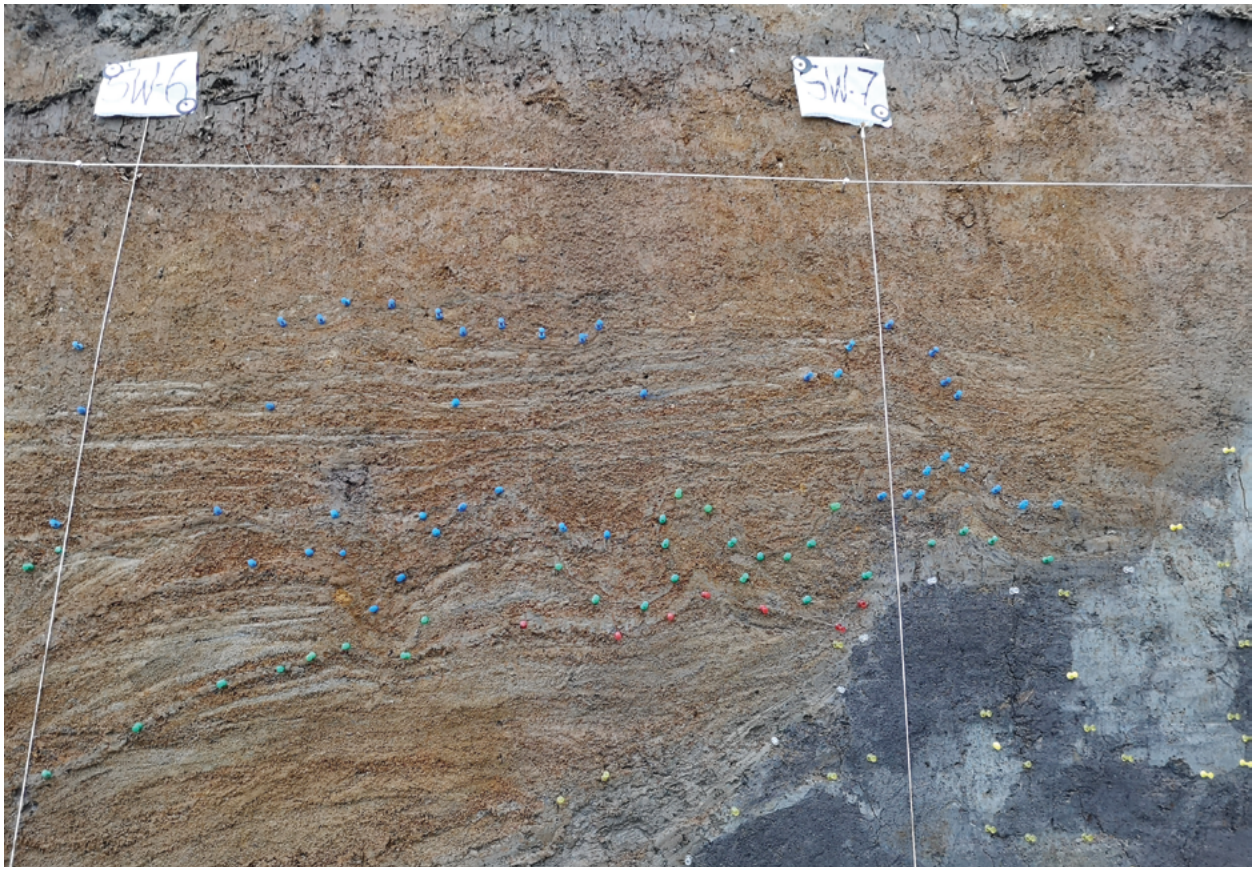


Figura 15.17. Ejemplo de estructuras de deformación en sedimentos blandos demarcadas por chinchetas de diferentes colores

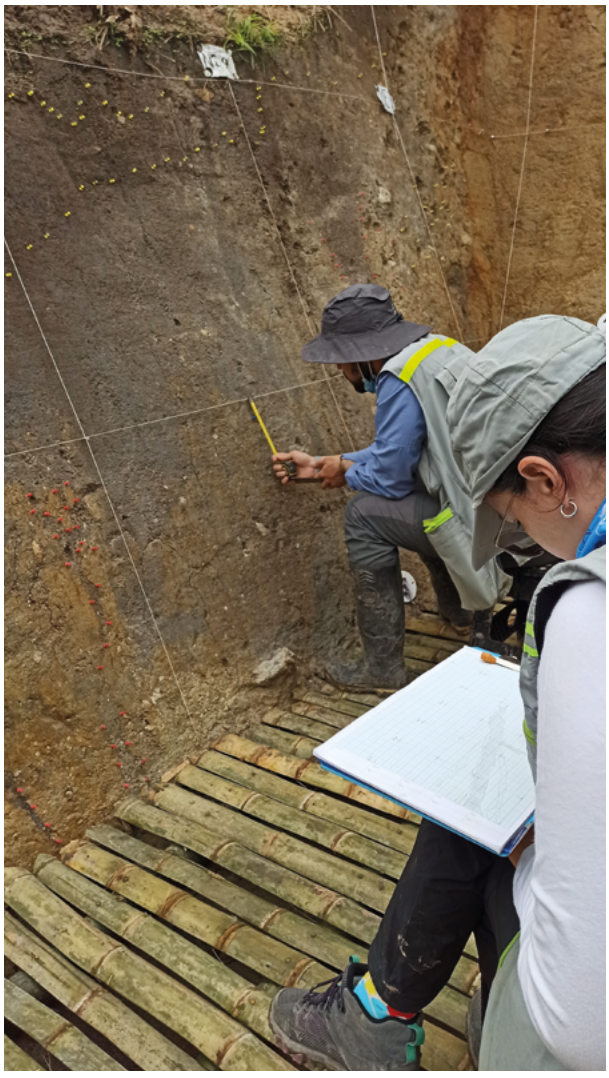


Figura 15.18. Proceso de cartografía a escala 1:20
Mientras un geólogo mide las distancias en la pared de la trinchera, otro grafica los datos en el papel milimetrado.

Igualmente, para que la muestra más profunda no se contamine con la toma de la muestra superior, se recomienda muestrear cada pared de base a tope, particularmente si hay distintas muestras por tomar en un mismo sentido vertical. Por sugerencia de los laboratorios para el análisis de radiocarbono, es suficiente y necesario contar con un máximo de 10 gr de muestra, pues las fracciones que se requieren para los análisis son mínimas.

Cada muestra recolectada debe ser empacada en papel aluminio y en bolsa hermética, y rotulada y almacenada minuciosamente. Además, el sitio exacto de la toma de cada una de las muestras debe ser cartografiado en el dibujo a escala.

El mismo proceso de muestreo se debe realizar con las muestras arqueológicas, aunque dependiendo del tipo de técnica de datación que se requiera aplicar a estos materiales, las condiciones de recolección y almacenamiento variarán.

Para finalizar el levantamiento de información geológica, es necesario hacer una descripción estratigráfica y sedimentológica detallada *in situ*, con el fin de tener información relevante de cada elemento, con la cual se pueda basar la reconstrucción ambiental (figura 15.20). Se recomienda, además, tomar muestras del material de los diferentes niveles, capas o estructuras, por si es necesario corroborarlo o analizarlo a futuro.

Finalmente, se realizó el levantamiento detallado de las trincheras Potrerillos y Miraflores W (en adelante trinchera Miraflores), dado que en la trinchera Miraflores E no se encontró información paleosismológica o estructural.

Todas las descripciones sedimentológicas, así como las estructuras y evidencias paleosismológicas de las trincheras Poterillos y Miraflores se describen en el capítulo 16.



Figura 15.19. Proceso de muestreo para datación por radiocarbono
a) Limpieza superficial y demarcación del sitio donde se tomará la muestra; b) toma de muestra mediante utensilios metálicos como navaja; c) muestra y contra-muestra (muestra de respaldo) marcada para el envío al laboratorio.



Figura 15.20. Descripción sedimentológica de cada una de los niveles

15.3 Caracterización microtectónica

Como parte del proceso de levantamiento de información estructural, se realizó una caracterización microtectónica en cada una de las trincheras. A continuación, se presentan los resultados de la descripción de fallas y fracturas que afloran en las trincheras Potrerillos y Miraflores, así como un análisis estadístico de datos microtectónicos medidos en campo, para finalmente proponer estilos y configuraciones estructurales locales para cada segmento de falla estudiado, específicamente en el sitio de excavación de las trincheras.

15.3.1 Trinchera Potrerillos

Dentro del volumen excavado de la trinchera Potrerillos, y en las paredes cartografiadas, se observaron una gran cantidad de fallas geológicas y fracturas que cortan la estructura de rocas, suelo y sedimentos no consolidados, de las cuales se identificaron fallas principales o cizalla *Y*, fallas tipo Riedel (*R*) o fallas sintéticas y diaclasas (*J*) (Petit, 1987). Algunos planos de falla se identificaron a partir del desplazamiento evidente en niveles guía, de la ruptura de clastos y del corte de la estructura general del material por el cual se propagaron. En algunas fallas de mayor extensión se observaron estrías de falla que sirvieron para definir la cinemática, sentido y dirección de movimiento de los bloques (Tolson, 1996).

Las fallas de la pared oriental tienen rumbo SW-NE y un alto buzamiento hacia el oeste (figura 15.21). Son irregulares en su traza, debido a que se propagan tanto en rocas, presuntamente de la Formación Gigante, como en sedimentos no consolidados. Sobre la traza de falla se puede observar la generación de zonas de brecha no cohesiva y la ruptura de las estructuras primarias aflorantes.

Se observaron algunas líneas de deslizamiento en fracturas que son aprovechadas para la percolación del agua superficial, como lo sugiere la presencia de costras de oxidación. Algunas diaclasas son generadas en las zonas más cercanas a la influencia de estas estructuras.

En la pared oriental de la trinchera Potrerillos se evidencia la traza de falla por una discontinuidad marcada por cambios de materiales depositados (figura 15.22). Esta estructura se propaga por sedimentos no consolidados hasta niveles cercanos a la superficie, donde se horizontaliza. La unidad conocida como depósitos de escombros (Morales *et al.*, 2001; Velandia *et al.*, 2001), dispuesta hacia la base, se encuentra altamente fracturada, y desarrolla diaclasas y fallas con cinemática definida por la generación de líneas muy finas de deslizamiento. El buzamiento de estas estructuras también es alto con inclinación al este y rumbo similar a las fallas de la pared occidental, con preferencia SW-NE.



Figura 15.21. Fallas geológicas y fracturas en la pared oriental de la trinchera Potrerillos
a) Localización de la traza de la FA, que delimita el costado oriental de la cuenca en estudio y fallas satélites, que muestra un alto buzamiento hacia el oeste (centro de la cuenca); b) Pared suroriental de rocas de la "Formación Gigante", donde se ve un alto fracturamiento; c) Detalle de una de las caras de las fracturas, paralela a la cara de la pared oriental de la trinchera Potrerillos, donde se observaron estrías de falla.

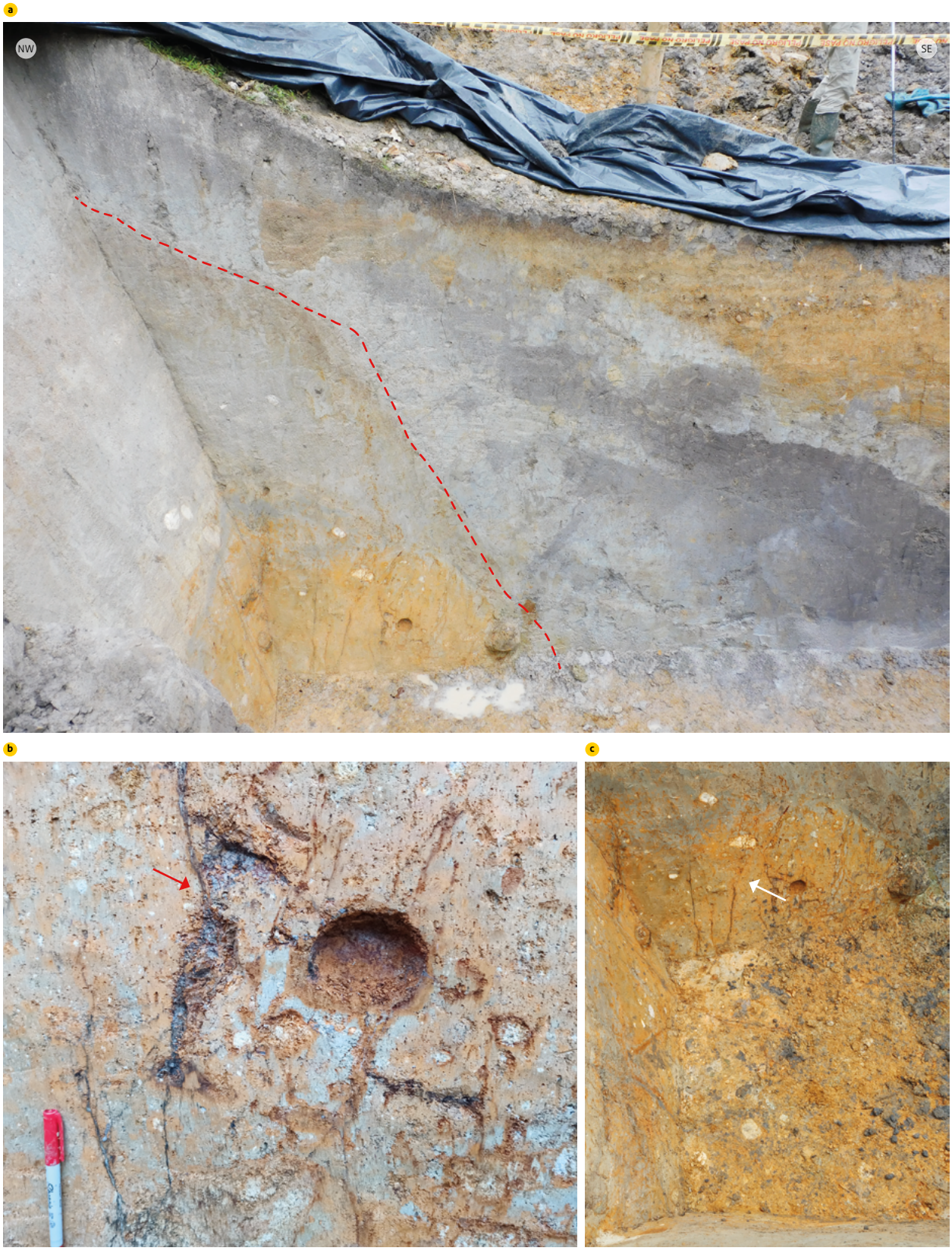


Figura 15.22. Fallas y fracturas en la pared oriental de la trinchera Potrerillos
a) Se observa la traza de la falla principal que aflora en las inmediaciones de la pared oriental. Se observa cómo, en su terminación vertical, la falla se horizontaliza; b) fallas y fracturas en la zona de falla. Los planos que muestran un color negro (señalados con la flecha roja) desarrollan estrías y líneas de deslizamiento; c) Vista superior de la zona de falla y de fracturas en el sector occidental de la trinchera (flecha blanca).

Al plotear los datos estructurales de la pared oriental (tabla 15.1), se obtuvo que las fallas principales, o cizalla *Y*, presentan una orientación preferencial en dirección SW-NE, entre los rumbos 50 y 70° (figura 15.26). Por su parte, la cizalla Riedel muestra una orientación preferencial en dirección W-E, que concuerda con los reportados para el SFA en los transectos geológicos-estructurales. Al calcular el tensor de esfuerzos, a partir del único dato con estrías de falla y bajo el método de diedros rectos de Angelier y Mecheler (1977), se obtiene que el máximo esfuerzo compresivo tiene un bajo buzamiento, al igual que el mínimo esfuerzo compresivo, lo que confirma un régimen transcurrente (figura 15.23).

Los datos estructurales de la pared occidental de la trinchera Potrerillos (tabla 15.2) corresponden a planos de falla principal o cizalla *Y*, a planos de falla identificados como cizalla *P* y a fallas antitéticas tipo *X*, de acuerdo con los criterios de Petit (1987), Tolson (1996) y López-Isaza *et al.* (2021). Los datos de cizalla *Y* fueron los únicos que mostraron estrías de falla, medidas para el cálculo cinemático para obtener el tensor de esfuerzos por el método de diedros rectos de Angelier y Mecheler (1977).

Tabla 15.1. Datos estructurales medidos en las inmediaciones de la pared oriental de la trinchera Potrerillos

Tipo de dato estructural	Nomenclatura	Dip	Dip/ DipDir	Plunge	Trend	Cinemática	Indicadores cinemáticos	Observaciones
Plano de falla	Y	66	320			Dextral		Desplazamiento de niveles guía; generación de microbrechas de falla
Plano de falla	Y	68	295			Dextral		
Estratificación	S0	42	150					Estratificación de la Formación Gigante en el límite E de la trinchera
Plano de falla	R	88	356					
Plano de falla	R	86	358					
Plano de falla	R	86	4					
Plano de falla	Y	66	325					
Plano de falla	Y	62	332					
Plano de falla	Y	68	344					
Plano de falla	Y	89	150	31	57	Dextral/Normal	Acanaladuras de falla; estrías de falla; escalones congruentes de falla	Plano de falla con acanaladuras en rocas de la Formación Gigante
Plano de falla	Y	84	339					
Plano de falla	Y	66	332					
Plano de falla	Y	64	318					
Estratificación	S0	51	169					Laminación

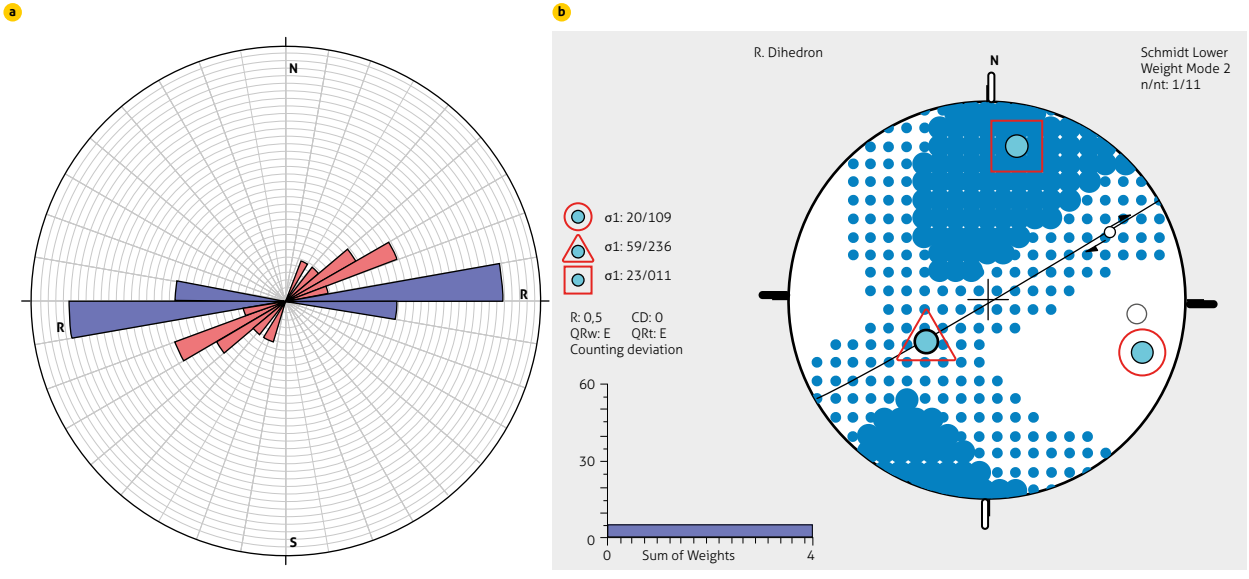


Figura 15.23. Representación estadística de datos estructurales
a) Ploteo de diagramas rosa, a partir de los datos de rumbo de las fallas principales y fracturas Riedel; b) cálculo del tensor de esfuerzos para el plano de falla con líneas de deslizamiento, medido en la pared oriental de la trinchera Potrerillos. Fuente: generados mediante los *softwares* Stereonet Win 11.3 (Allmedinger, 2020) y Win Tensor 5.8.4 (Delvaux, 2015).

Tabla 15.2. Datos estructurales medidos en las inmediaciones de la pared occidental de la trinchera Potrerillos

Tipo de dato estructural	Nomenclatura	Dip	Dip/ DipDir	Plunge	Trend	Cinemática	Indicadores cinemáticos	Observaciones
Plano de falla	P	70	130			Dextral	Relaciones de corte, Riedel	Establecidos por la angularidad con respecto a la cizalla Y
Plano de falla	P	72	116			Dextral	Relaciones de corte, Riedel	Establecidos por la angularidad con respecto a la cizalla Y
Plano de falla	P	75	305			Dextral	Relaciones de corte, Riedel	Establecidos por la angularidad con respecto a la cizalla Y
Plano de falla	P	88	130			Dextral	Relaciones de corte, Riedel	Establecidos por la angularidad con respecto a la cizalla Y
Plano de falla	P	80	318			Dextral	Relaciones de corte, Riedel	Establecidos por la angularidad con respecto a la cizalla Y
Plano de falla	X	86	96			Sinestral	Relaciones de corte, Riedel	Establecidos por la angularidad con respecto a la cizalla Y
Plano de falla	X	85	70			Sinestral	Relaciones de corte, Riedel	Establecidos por la angularidad con respecto a la cizalla Y
Plano de falla	X	63	29			Sinestral	Relaciones de corte, Riedel	Establecidos por la angularidad con respecto a la cizalla Y
Plano de falla	X	75	58			Sinestral	Relaciones de corte, Riedel	Establecidos por la angularidad con respecto a la cizalla Y
Plano de falla	X	49	250			Sinestral	Relaciones de corte, Riedel	Establecidos por la angularidad con respecto a la cizalla Y
Plano de falla	P	66	308			Dextral	Relaciones de corte, Riedel	Establecidos por la angularidad con respecto a la cizalla Y
Plano de falla	Y	53	158			Dextral	Relaciones de corte, Riedel	
Plano de falla	Y	72	162			Dextral	Relaciones de corte, Riedel	
Plano de falla	Y	82	150			Dextral	Relaciones de corte, Riedel	
Plano de falla	P	66	118			Dextral	Relaciones de corte, Riedel	Establecidos por la angularidad con respecto a la cizalla Y
Plano de falla	Y	89	337	14	250	Dextral/ Normal	Riedel, escalones de falla, relaciones de corte	Relaciones de corte

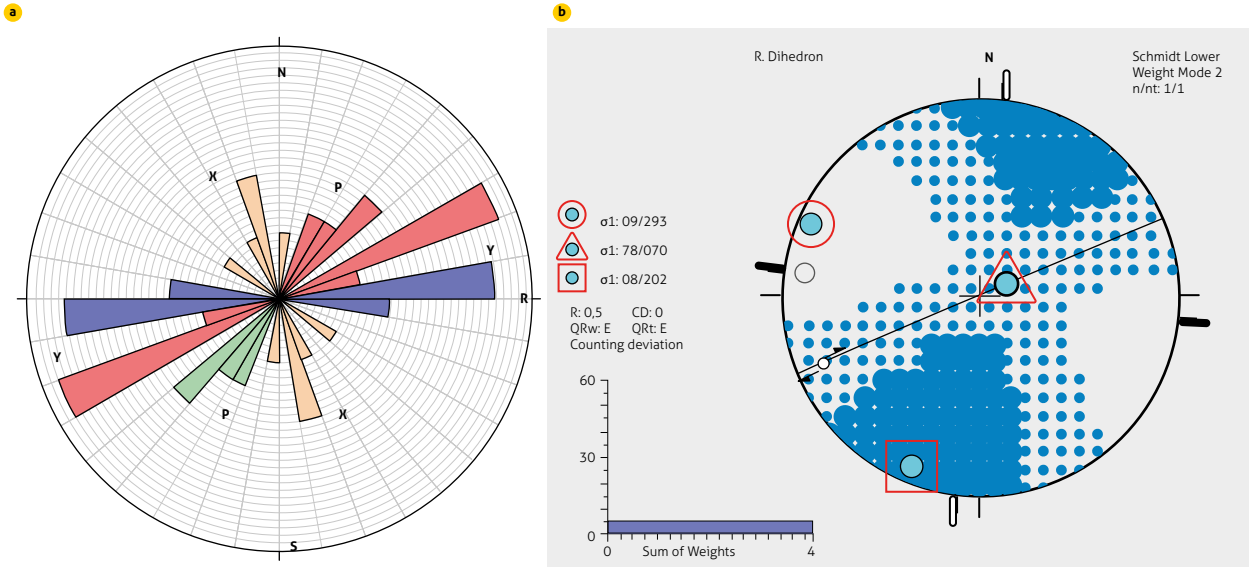


Figura 15.24. Representación estadística de los datos de la pared W de la trinchera Potrerillos
a) Ploteo de diagramas rosa, a partir de los datos de rumbo de las fallas principales y fracturas asociadas; b) cálculo del tensor de esfuerzos para el plano de falla con líneas de deslizamiento, medido en la pared occidental de la trinchera Potrerillos. Fuente: Stereonet Win 11.3 (Allmedinger, 2020) y Win Tensor 5.8.4 (Delvaux, 2015).

Las gráficas obtenidas muestran que la cizalla *Y* es predominante en la dirección N 70° E, mientras que la cizalla *P* muestra ocurrencia en las direcciones N 20°-50° E, con una cinemática lateral derecha; algunas estructuras antitéticas tienen dirección NW (figura 15.24b). Sobre la pared occidental se obtuvo un dato con estrías que permitió calcular un tensor de esfuerzos, con un máximo esfuerzo compresivo con dirección azimutal 293° y un buzamiento de 9°, mientras que para el mínimo esfuerzo compresivo se obtuvo una dirección azimutal 202°, con un buzamiento de 8°, que confirma un ambiente transcurrente. Los balones de playa observados confirman la misma zona de compresión y extensión que en la pared oriental, pero con una aplicación del esfuerzo de manera convergente (figura 15.24a).

En general, la cuenca sedimentaria donde se excavó la trinchera Potrerillos presenta una distribución geométrica que concuerda con una zona transtensiva, donde se observa que la zona central está más deprimida que las zonas laterales, y que las capas en los costados convergen. Algunos niveles rotos, fracturados y fragmentados, además de la geometría mencionada, permiten inferir subsidencia y colapso en diferentes periodos de tiempo, relacionado con los sismos ocurridos en la zona (ver capítulo 17).

15.3.2 Trinchera Miraflores

En la trinchera Miraflores se identificó una zona de falla muy bien definida por un plano de falla discreto, el cual presenta un alto ángulo de inclinación y buzamiento hacia el oriente. El rumbo de esta estructura es coherente con los datos de falla, medidos a partir de sensores remotos y con base en características morfotectónicas. Esta zona de falla desarrolla brechificación sobre depósitos de escombros y se encuentra cubierta por el suelo actual. En general, se observaron fracturas sin desplazamiento que, a menudo, fueron aprovechadas para el emplazamiento de diques clásticos (figura 15.25).

Se midieron datos estructurales planares (tabla 15.3), pues en los planos de falla no se observan estrías.

Los datos estructurales medidos, más las evidencias estratigráficas y tectónicas, permiten establecer los estilos estructurales para cada zona de estudio. Para la trinchera Potrerillos se describe un estilo estructural en flor negativa, relacionado con una cuenca de tracción (*Pull apart basin*), donde la traza de la FA sufre un pandeo a la derecha que genera transtensión. Esta cuenca está delimitada al oriente por la FA, que pone en contacto rocas, presuntamente de la Formación Gigante, con los sedimentos no consolidados de la cuenca. El límite occidental corresponde a una zona de falla claramente identificada por la discontinuidad de las capas sedimentarias, definida por un plano de falla que buza hacia el centro de la trinchera y tiende a horizontalizarse en la parte superior.

En la trinchera Miraflores se identificó la falla con una traza discreto, propagado en materiales no consolidados, que desarrolla una centimétrica zona dañada, caracterizada por la ocurrencia de brechas incohesivas de falla. Así mismo, esta traza, de acuerdo con su cinemática lateral derecha-normal, permite interpretar un ambiente transtensivo que generó la apertura de una pequeña cuenca asimétrica. Además, se observa un ambiente sedimentario, correlacionable con una laguna, que bajo el contexto local correspondería a una laguna de falla, cuyo límite occidental corresponde al escarpe generado por esta traza de falla y el límite oriental corresponde a un límite estratigráfico, donde el basamento está conformado por depósitos de flujos de escombros.

En la figura 15.26 se representan los estilos estructurales propuestos para cada una de las trincheras paleosismológicas excavadas y su respectiva traza de falla, de manera esquemática y fuera de escala en un bloque diagrama.

Los diagramas de balones de playa, que representan el campo de esfuerzos calculados a partir de datos de estrías, son congruentes con los aportados por la Red Sismológica Nacional de Colombia, y referenciados por Diederix *et al.* (2021), para un sismo en el sector de Balsillas – Huila, así como los datos de tensores de esfuerzos y mecanismos focales, calculados en los transectos geológicos estructurales levantados en los sectores de Garzón y Algeciras.

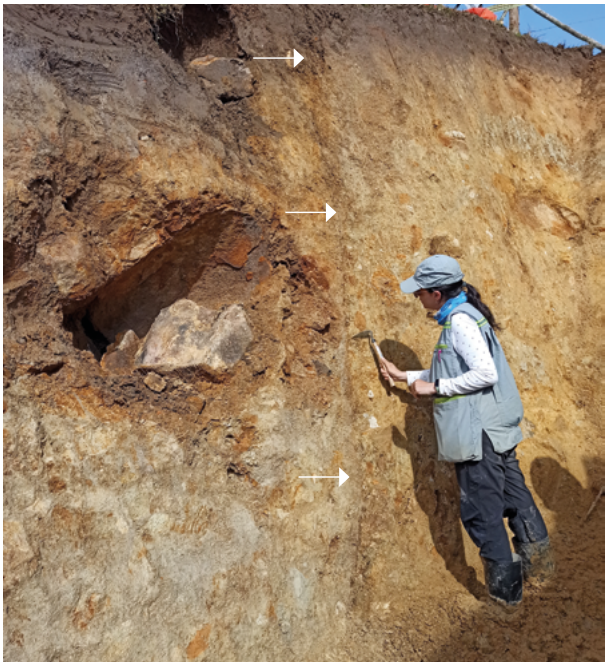


Figura 15.25. Zona de falla en la trinchera Miraflores
Definida por un plano de falla discreto. En la fotografía se señala con flechas blancas

Tabla 15.3. Datos estructurales medidos en la trinchera Miraflores.

Tipo de dato estructural	Nomenclatura	Dip	Dip/DipDir	Cinemática	Indicadores cinemáticos	Observaciones
Plano de falla	Y	78	162	Dextral	Relaciones de corte, Riedel	
Plano de falla	R	70	195	Dextral	Relaciones de corte, Riedel	
Estratificación	S0	40	22	N/A		

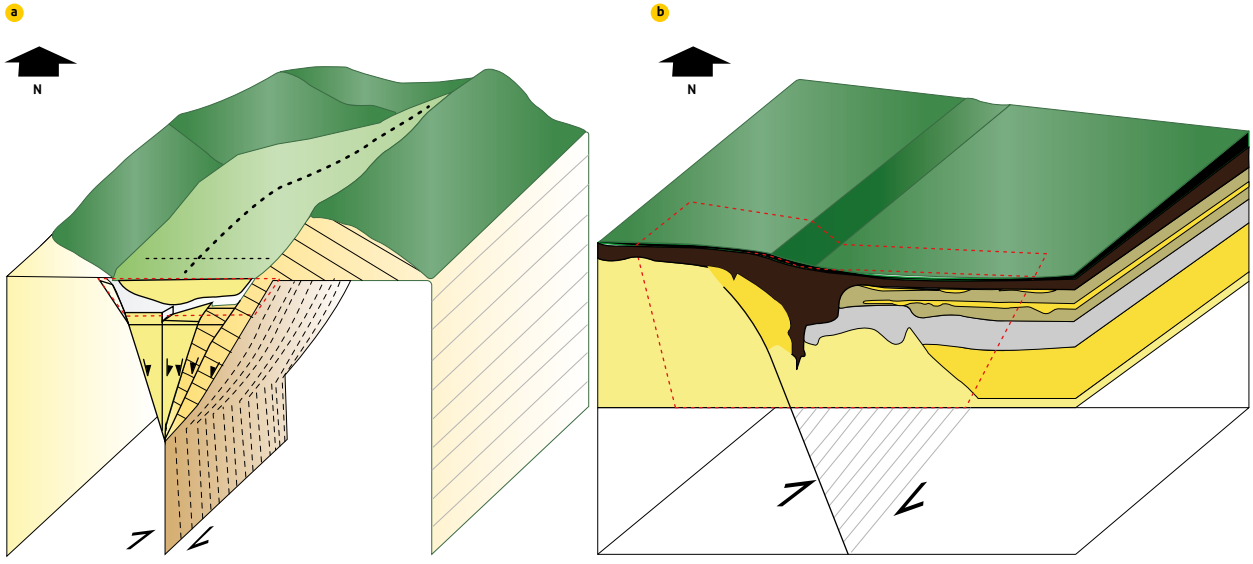


Figura 15.26. Estilos estructurales
a) Representación esquemática del estilo estructural propuesto para la trinchera Potrerillos donde se observa la vista superior del componente geomorfológico, la zona cartografiada a detalle, delimitada por una línea punteada roja, y la interpretación a profundidad con base en la geofísica y datos de campo; b) Representación esquemática del estilo estructural propuesto para la trinchera Miraflores donde se observa la vista superior del componente geomorfológico, dentro de la línea roja el volumen excavado con una aproximación a la pared norte y la interpretación a profundidad de la falla geológica, con base en datos de campo y métodos geofísicos.

15.4 Levantamiento con escáner láser y dron

Con el propósito de tener productos digitales de alta resolución que a futuro puedan ser consultados y empleados para fines de divulgación o académicos, se emplearon nuevas técnicas y tecnologías, como la toma de información de láser escáner y dron para obtener modelos 3D de las trincheras.

De acuerdo con los últimos desarrollos tecnológicos, existen diferentes métodos para la adquisición de datos en 3D, como fotogrametría aérea, fotogrametría de objeto cercano, escaneo láser aerotransportado o terrestre, cartografía móvil y levantamiento GPS, entre otros, para los cuales es necesario tener en cuenta, principalmente, la resolución y precisión de recopilación de los datos. En el desarrollo de este trabajo se tomaron datos de nubes de puntos y datos de fotografías en la trinchera Potrerillos (figura 15.27), ubicada en las coordenadas geográficas para su centroide, con valores de latitud 2°14´15.0912663857", longitud 75°32´47.229082128" y altitud 1437.4 m s. n. m.



Figura 15.27. Vista aérea de la trinchera paleosismológica

15.4.1 Captura de nubes de puntos

Los datos de nubes de puntos 3D fueron adquiridos mediante tecnología de escaneo láser. Esta tecnología ofrece una recopilación precisa de los datos 3D, al utilizar un láser sin contacto directo con la trinchera paleosismológica, mediante un pulso para medir el perfil de la superficie de los elementos incluidos en ella. El método es rápido y eficiente en la recopilación, y los datos de superficie proporcionan una medición de alta precisión de objetos. Existen varios modelos de escáneres láser, subdivididos en grupos de acuerdo con la distancia máxima de cubrimiento. Existen láseres de corto alcance (2 a 3 m), alcance medio (500 a 1000 m) y largo alcance (hasta varios kilómetros). Estos escáneres se adaptan generalmente a un rango particular y un tamaño de objeto. El escáner láser puede digitalizar toda la información 3D relacionada con el sitio de estudio con gran detalle.

La serie de nubes de puntos adquirida proporciona la base para la reconstrucción o el modelado de superficies. Las nubes de puntos también contienen información como el tamaño del objeto, forma, ubicación y características de la superficie de los objetos del estudio (Barragán *et al.*, 2019). Para este caso, se realizó un modelo en función de la información extraída de nubes de puntos en línea, accediendo a http://sampledata.me/Potrerillos.html y http://sampledata.me/Miraflores.html, como se visualiza en la figura 15.28, donde a la derecha se muestra la nube de puntos densa y a la izquierda las principales herramientas para edición, manipulación y medición.

Complementariamente, en la figura 15.29 se observan las diferentes visualizaciones y presentaciones de los datos, que permiten ubicar las estaciones origen de la captura de los datos. Se muestran las diversas notaciones de las nubes de puntos, las diferencias de alturas y las representaciones de los sólidos que corresponden al área de estudio.

15.4.2 Toma de datos de imágenes

El enfoque con base en imágenes es un método convencional para adquirir datos 3D, que usa pares de imágenes estéreo. Fotogramétricamente, es posible medir objetos en dos o tres dimensiones a partir de fotogramas. La fotogrametría estéreo es un enfoque convencional para el mapeo 3D y la reconstrucción de objetos, con base en una serie de imágenes superpuestas (Barragán *et al.*, 2017). El uso de cámaras, asociadas a los laser escáner terrestre, ha llegado al nivel en el que se pueden utilizar para capturar imágenes de objetos y reconstruirlos. Las imágenes adquiridas con el escáner láser utilizan la triangulación como principio y, así, se puede medir un punto 3D (figura 15.30).

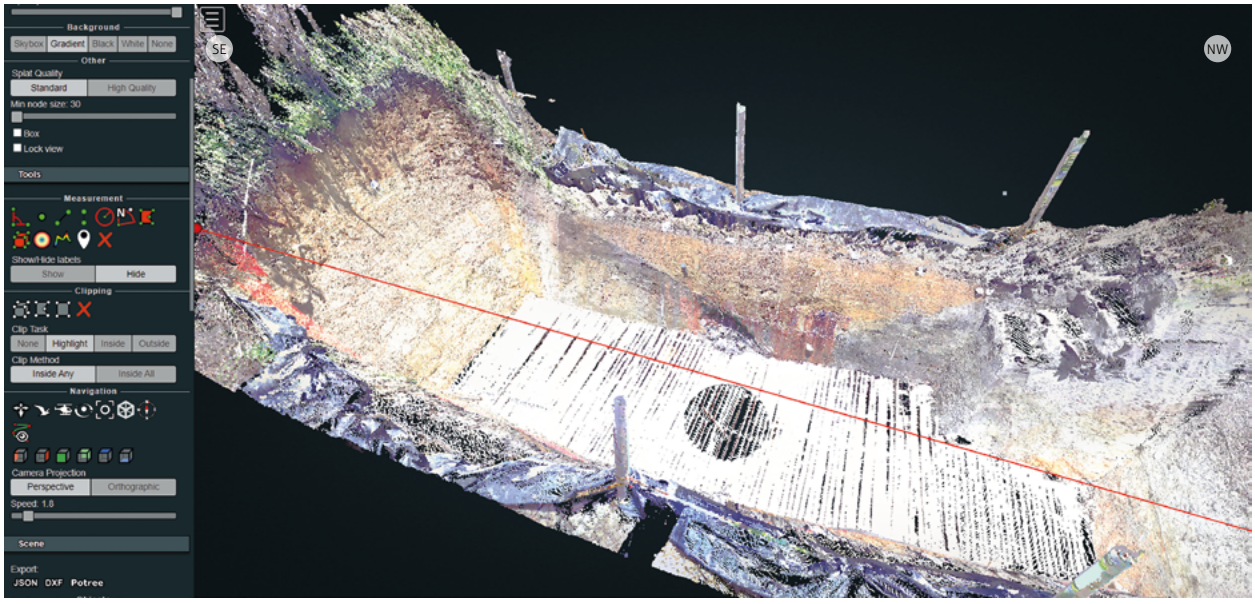


Figura 15.28. Nube de puntos ON-LINE

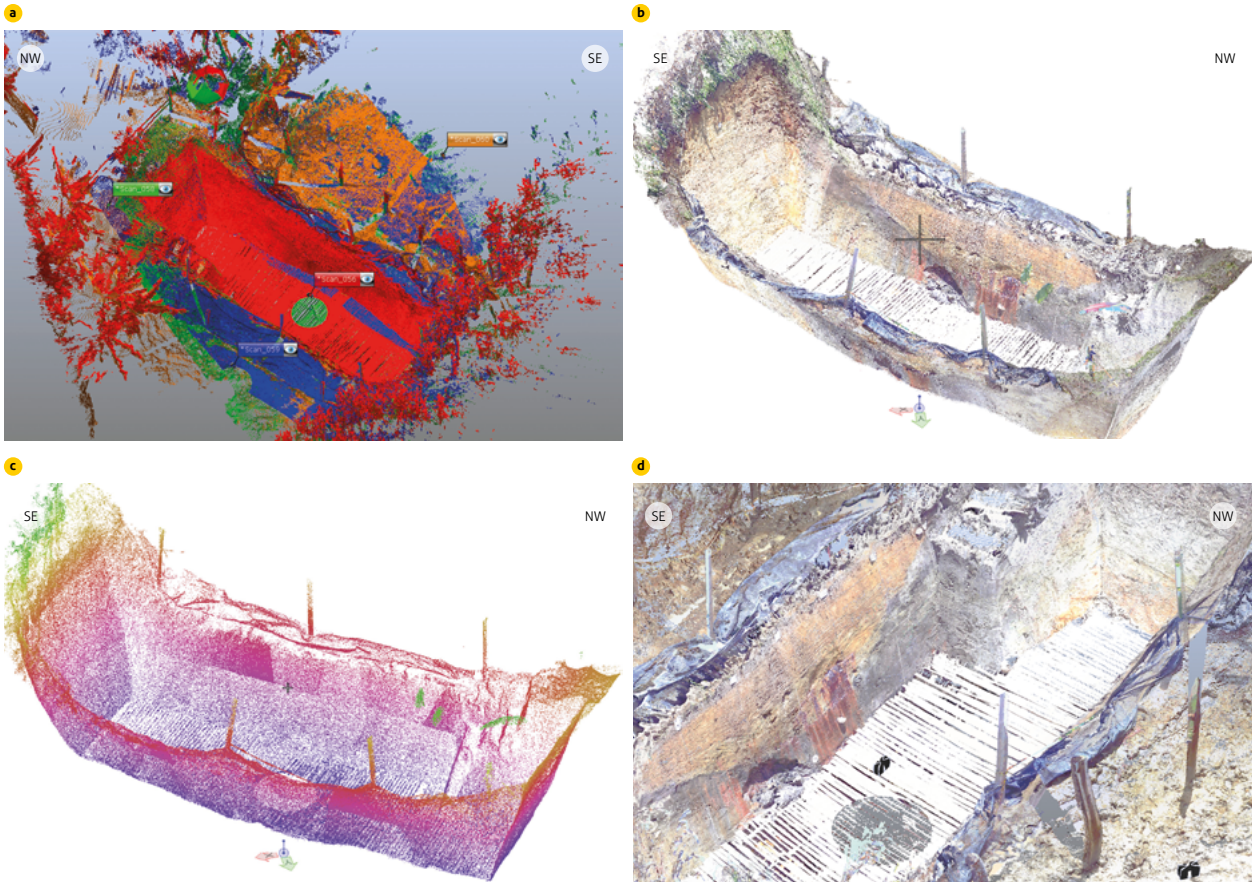


Figura 15.29. Vista tridimensional de la trinchera paleosismológica Potrerillos
a) Vista de las posiciones de los diferentes escaneos; b) nube de puntos en color RGB; c) nube de puntos que muestra la diferencia de alturas; d) nube de puntos que muestra la intensidad.



Figura 15.30. Producto final de imágenes laser escáner

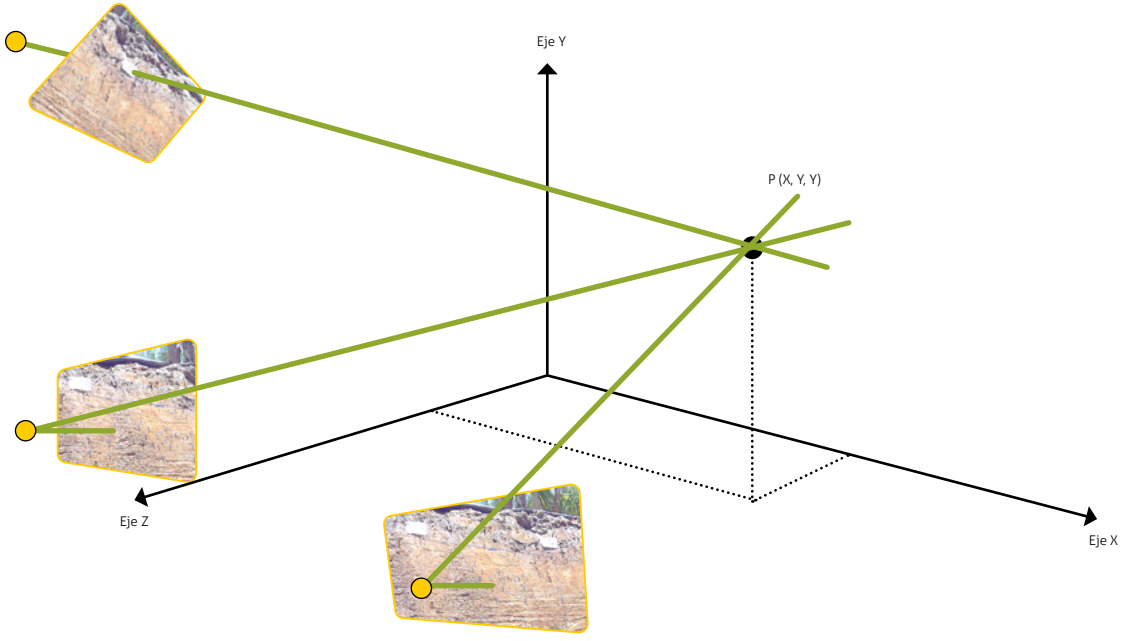


Figura 15.31. Principio elemental de la fotogrametría de objeto cercano

La toma de fotografías con el láser escáner terrestre adopta principios de la fotogrametría de objeto cercano (figura 15.31), mediante la triangulación como principio fundamental. Así, es posible medir un punto 3D a corta distancia y teniendo como referente un conjunto de imágenes orientadas a una coordenada. Como se muestra en la figura 15.31, donde las posiciones x, y, z, y la rotación de los ángulos de las imágenes (ω, φ, κ) se deben determinar antes del procesamiento final (Mugnier *et al.*, 2013).

Estos procedimientos de fotogrametría de objeto cercano son muy versátiles y aplicables para la adquisición de datos 3D, empleados en diferentes estudios, de carácter micro, en medicina o arqueología y, de carácter macro, en geología. Con el desarrollo de la tecnología de imágenes digitales, estos procedimientos han mejorado en efectividad y rentabilidad.

Adicionalmente, se mapearon las paredes de las dos trincheras mediante un dron multirrotor para generar modelos 3D y un fotomosaico, con fines métricos, de cada una de las paredes de la trinchera, a partir de fotografías terrestres.

Inicialmente se sobrevolaron las trincheras con el dron, siguiendo los principios básicos de la fotogrametría aérea, los cuales son explicados en el capítulo 12, realizando vuelos ortogonales y oblicuos para obtener más información de cada uno de los detalles de las paredes, con un 80 % de traslapo longitudinal y transversal.

En la figura 15.32 se muestra el modelo 3D generado a partir de las fotografías tomadas con dron en la trinchera Potrerillos. Los modelos 3D de las trincheras Potrerillos y Miraflores pueden ser consultados en los anexos, donde se puede interactuar con ellos y tomar mediciones.

En la figura 15.33 se muestra el modelo 3D de la trinchera Miraflores.

En la figura 15.34 se muestra el modelo 3D generado para la pared NE de la trinchera Miraflores.

Estos modelos fueron escalados gracias al uso de puntos de control ubicados sobre la pared, cuyas distancias se calcularon por topografía convencional, mediante el uso de estación total y con mediciones sin prisma.



Figura 15.32. Modelo 3D de la trinchera Potrerillos, generado a partir de fotografías tomadas con dron

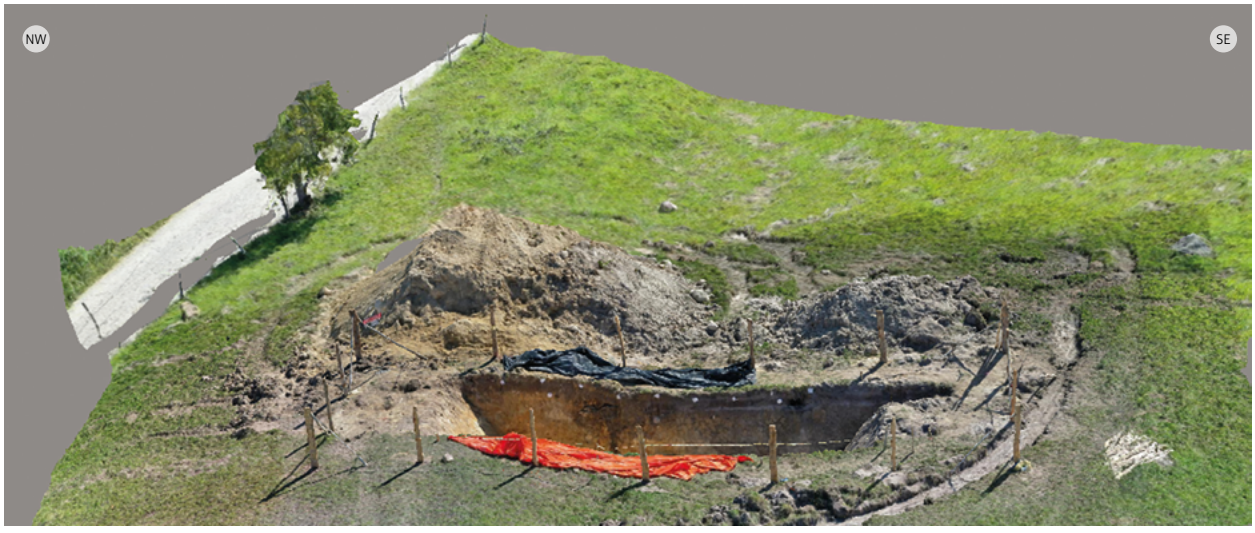


Figura 15.33. Modelo 3D de trinchera Miraflores

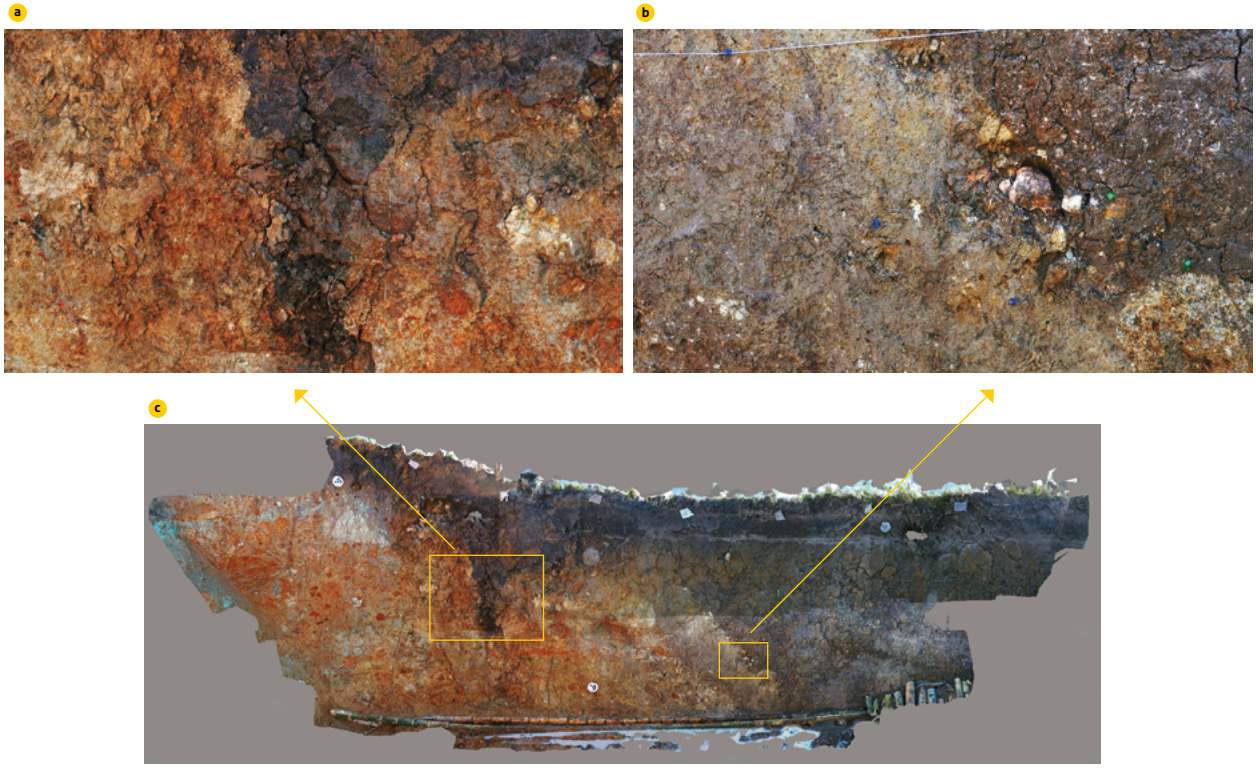


Figura 15.34. Modelo 3D, pared NE trinchera Miraflores
a) y b) muestran con mayor detalle dos puntos ubicados sobre la pared NE; c) Vista de la pared NE.

15.4.3 Integración de información

La integración de la nube de puntos con las imágenes adquiridas simultáneamente por el escáner láser terrestre genera una nube de puntos que se puede utilizar para reconstruir la geometría de los objetos, y las imágenes permiten identificar su textura y color (Barragán *et al.*, 2016). La combinación de la nube de puntos y la imagen puede producir visualización real y representación de objetos capturados en la escena. Además, se pueden obtener modelos 3D reconstruidos con precisión milimétrica. La textura de la nube y la imagen es útil, y está disponible, para posibles aplicaciones interactivas, exploración y análisis. La nube de puntos densa puede apoyar la visualización interactiva, los modelos 3D y la simplicidad de manejo en herramientas conocidas de modelado, como AutoCAD, 3Ds Max, Revit y SketchUp, ente otros.

La integración del entorno de datos 3D de manera simple aprovecha todas las ventajas de los datos 3D y las nuevas tendencias de realidad aumentada. Con respecto a la gestión de las imágenes digitales y la creación de la imagen sólida, se puede considerar una imagen fotográfica digital, con una buena aproximación, como perspectiva central del elemento adquirido. Si los parámetros de orientación interna y externa de la cámara son conocidos, se puede establecer la dirección en el espacio de cada punto del objeto que se representa por un píxel en la imagen. Con el uso de un modelo de superficie digital densa (DDSM) de la escena adquirida, y teniendo cada dirección en el espacio, se puede asociar al valor de la distancia entre el centro de perspectiva y el punto del objeto que está representado por el píxel en sí. De esta manera, cada píxel se puede convertir en un lugar en el espacio en tercera dimensión y presentar la posición del punto correspondiente del objeto en un sistema de referencia apropiado.

La integración de los datos geométricos DDSM con la imagen y los datos radiométricos permiten obtener un nuevo concepto de imagen sólida, que para este trabajo produce un modelo imprimible en 3D. Estos productos solidos se pueden utilizar en diversas aplicaciones para determinar, en tiempo real, la posición de cualquier punto en un sistema de referencia 3D. Además, las imágenes orientadas y el DDSM relacionado permiten la consolidación de pares estereoscópicos artificiales y el modelo a color 3D.

15.4.4 Validación de las precisiones

Con el fin de dar validez, credibilidad y contundencia a los datos obtenidos, se realizó una evaluación de la precisión. Los resultados muestran que el escáner láser proporciona una alta precisión en la medición de objetos y dimensiones. Para obtener una evaluación de precisión sistemática, la evaluación de la precisión de la estimación se llevó a cabo utilizando la ecuación:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} \alpha_i^2} = \sqrt{\frac{\alpha_1^2 + \alpha_2^2 + \cdots + \alpha^2 N}{N}} \qquad (1.1)$$

Donde:

α = cada valor en el conjunto de datos

N = número de valor en el conjunto de datos

El error medio cuadrático (RMSE) se utilizó para medir las diferencias entre las distancias de los valores registrados en la nube de puntos y los valores realmente medidos en campo. El RMSE se usa en investigación para describir la precisión de las características y es aceptable para medir el error y estimar su calidad. Cuanto menor sea el valor de RMSE, mejor será la precisión.

Mientras tanto, el análisis para este estudio incluyó la comparación de la medición entre los datos de la nube de puntos y el método convencional. La medida real de los objetos se obtuvo mediante una estación topográfica total marca TRIMBLE S3 (figura 15.35), medición sin prisma, y se ratificaron las mediciones con cinta métrica, utilizando dianas o *target* diseñados para garantizar la fácil identificación del punto exacto y mediciones inequívocas. En la tabla 15.4 se encuentra la comparación de medidas el registro de la descripción en la pared de la trinchera donde se tomaron las mediciones, junto con las medidas realizadas, las diferencias entre las mediciones, el valor al cuadrado de esa diferencia y el cálculo del error medio cuadrático. El valor de RMSE de los datos de la nube de puntos y el método convencional fue de 0,00269 m. Esto significa que los valores esperados están desfasados en 2,6 mm con respecto a los medidos y asumidos como reales.

De acuerdo con el resultado que se muestra en la tabla 15.4, las mayores diferencias de medición se dan en la distancia n.° 14, localizada en la pared noreste. Las diferencias medias fueron de 0,006 m, probablemente debido al ángulo de incidencia del láser en el momento de la toma de la información. Las diferencias de medición más bajas fueron en las paredes más pequeñas de la trinchera, específicamente en la pared oeste, en las mediciones 18 y 19, y en la pared este en las mediciones 6 y 7, con diferencias de medidas de 0,001 m y en la medición 10, donde no hay diferencia. Esto debido a que en estas paredes las distancias medidas fueron sustancialmente más cortas. Según la comparación, se ha demostrado que el método de escaneo láser es preciso y suficiente para producir modelos 3D virtuales y detallados y con alto poder de confiabilidad, incluso para objetos pequeños y complejos.

Tabla 15.4. Comparación de la medición entre el método convencional y los datos de la nube de puntos de alta densidad

Característica	ID Distancia medida	Medida distanciómetro	Medida nube de puntos	Diferencia medida, X	X2
Medidas en pared suroeste	1	4,375	4,373	0,002	0,000004
	2	6,518	6,521	-0,003	0,000009
	3	2,516	2,518	-0,002	0,000004
	4	0,921	0,924	-0,003	0,000009
	5	0,771	0,773	-0,002	0,000004
Medidas en pared este	6	1,692	1,691	0,001	0,000001
	7	0,456	0,455	0,001	0,000001
	8	2,080	2,082	-0,002	0,000004
	9	2,933	2,936	-0,003	0,000009
	10	2,185	2,185	0,000	0,000000
Medidas en pared noreste	11	6,849	6,845	0,004	0,000016
	12	5,416	5,418	-0,002	0,000004
	13	1,582	1,585	-0,003	0,000009
	14	2,865	2,859	0,006	0,000036
	15	0,969	0,965	0,004	0,000016
Medidas en pared oeste	16	0,262	0,264	-0,002	0,000004
	17	0,846	0,842	0,004	0,000016
	18	0,941	0,940	0,001	0,000001
	19	0,287	0,286	0,001	0,000001
	20	0,792	0,790	0,002	0,000004
				Total	0,000152
				Promedio	0,000007
				RMSE	**0,002690**

Para llegar a estos resultados promisorios en precisión, se ha utilizado tecnología de última generación, donde se pueden destacar los escáneres láser terrestres, de importante utilidad en los últimos años, utilizados principalmente en geodesia, fotogrametría y, en general, en las ciencias de la tierra. De hecho, se puede considerar un puente entre la geodesia de ingeniería y la fotogrametría, que combina principios de diseño de instrumentos similares a los tradicionales con métodos de procesamiento de datos derivados de técnicas fotogramétricas. Los escáneres láser generan nubes de puntos 3D que representan una superficie del objeto. Estas nubes de puntos 3D se pueden considerar un producto final o una base para generar productos de datos estructurados con valor agregado.

Los instrumentos láser, que se encuentran actualmente en el mercado, se pueden clasificar según diferentes criterios de acuerdo con el campo de visión. Muchos escáneres láser ofrecen un campo de visión horizontal panorámico de 360° con un ángulo de apertura entre 80° y 135°. Otros, ofrecen un campo de visión limitado similar al de una cámara. Por otro lado, el principio de medición de alcance es utilizado en la medición del tiempo de viaje de la onda para determinar el alcance. La precisión de la medición del tiempo de viaje de la onda suele estar limitada a 5-10 mm. Algunos escáneres usan técnicas de modulación de fase para lograr una precisión de medición de rango superior a 1-3 mm.

La precisión más alta, aunque en un rango bastante limitado, se puede lograr mediante escáneres que siguen el principio de triangulación, con una fuente láser y un receptor que proporciona una medición angular dispuesta en una base fija. Para el escaneo directo de la superficie es importante determinar el principio de deflexión del haz, donde los escáneres láser escanean la superficie de un objeto secuencialmente con el haz desviado por espejos galvanométricos, ruedas poligonales, espejos elípticos giratorios, rotación del instrumento o combinaciones entre estos. En este trabajo se utilizó una técnica conjunta de espejo oscilatorio y giratorio, como se muestra en la figura 15.36. Otros factores diferenciadores pueden ser el alcance máximo (entre menos de 20 m para los escáneres de triangulación y más de 6000 m para algunos escáneres de tecnología con base en digitalización de retornos y procesamiento de longitudes de onda) o la velocidad de datos, cercana a 1 000 000 de puntos por segundo. En el momento de toma de los datos, se utilizó un instrumento con cámara integrada, que permitió la adquisición de texturas superficiales de alta resolución, la fusión de la nube de puntos y el procesamiento de datos de imágenes.

En este estudio se utilizó el escáner láser, que tiene las características descritas, y los datos escaneados se gestionaron con el *software* Leica Cyclone. El escáner Focus faro 120 de alta precisión y sistema de escaneo láser de escaneo de rango medio tiene asociado una cámara RGB, con focalización rápida del láser y escaneos texturizados. Es un escáner láser de rango medio, diseñado para aplicaciones de espacios medianos como construcción, planta industrial, civil y topografía, y forense.

La tecnología detrás de este escáner láser se basa en el tipo de desplazamiento de fase o principio de medición del tiempo de vuelo (Barragán *et al.*, 2020). Gira

horizontalmente 360° y usa un espejo para capturar el rango de puntos en un corte vertical con un rango de visión de 270°. Es considerado un escáner panorámico que gira horizontalmente, y cuenta con un espejo rotatorio vertical de alta velocidad, que permite tomar el entorno, a excepción de la parte inferior, donde se localiza el trípode que lo soporta. Es un escáner con velocidad de medición máxima de captura 976 000 puntos por segundo, un intervalo de precisión de 122 hasta 488 Kpts/seg, a una distancia de 614 m, y de 976 Kpts/seg, a una distancia de 307 m. Cuenta con incidencia vertical hasta un 90 % de superficie reflectiva, campo de visión vertical de 300°, campo de visión horizontal de 360° y velocidad máxima de escaneo vertical de 5820 rpm o 97 Hz. En cuanto al transmisor óptico maneja una longitud de onda, una divergencia de haz de luz de 0,19 mrad (0,011°) (1/e, medio ángulo) y un diámetro de haz de luz a la salida de 2,25 mm (1/e).



Figura 15.35. Elementos para mediciones de campo
a) Estación topográfica total de medición sin prisma; b) Ejemplo de target utilizado como punto de control para mediciones; c) ubicación de puntos de control; d) mediciones de alta precisión Geodésica con equipos GNSS.

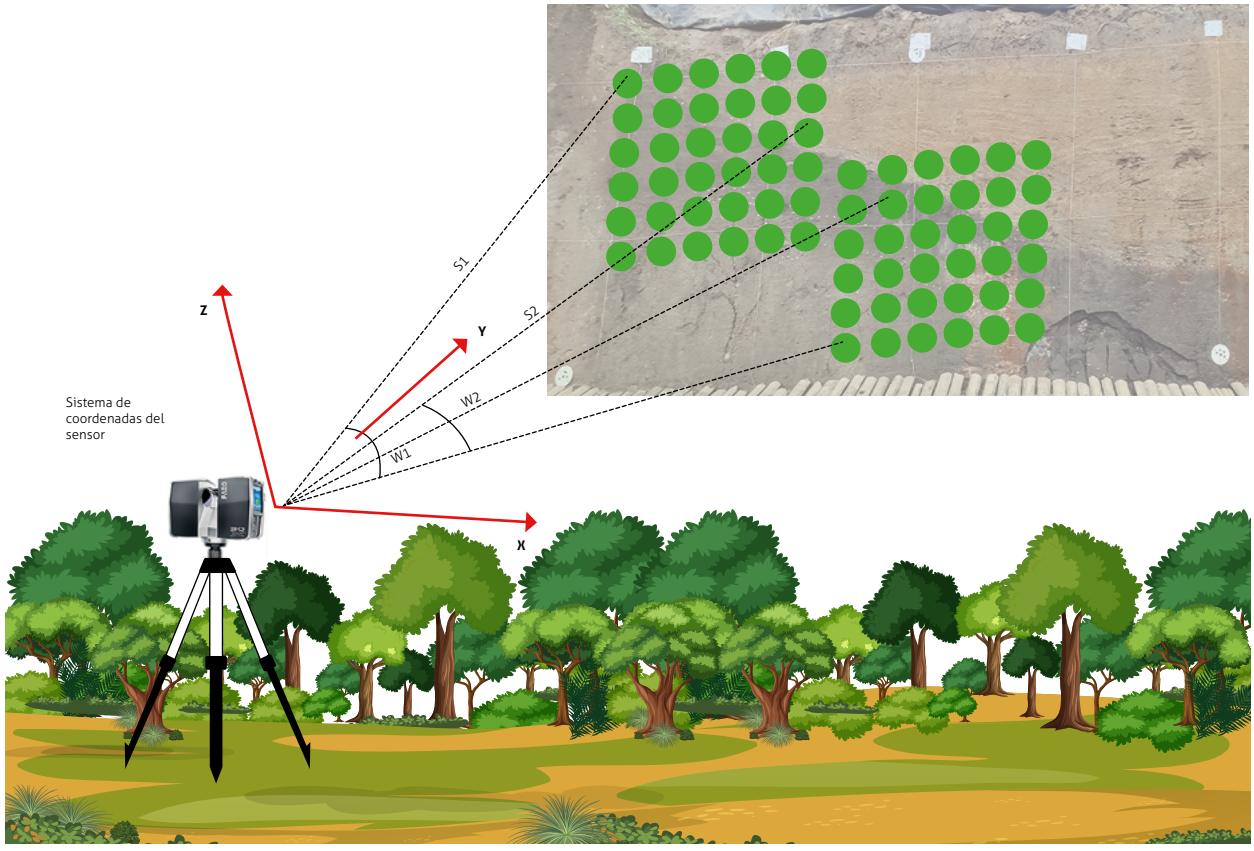
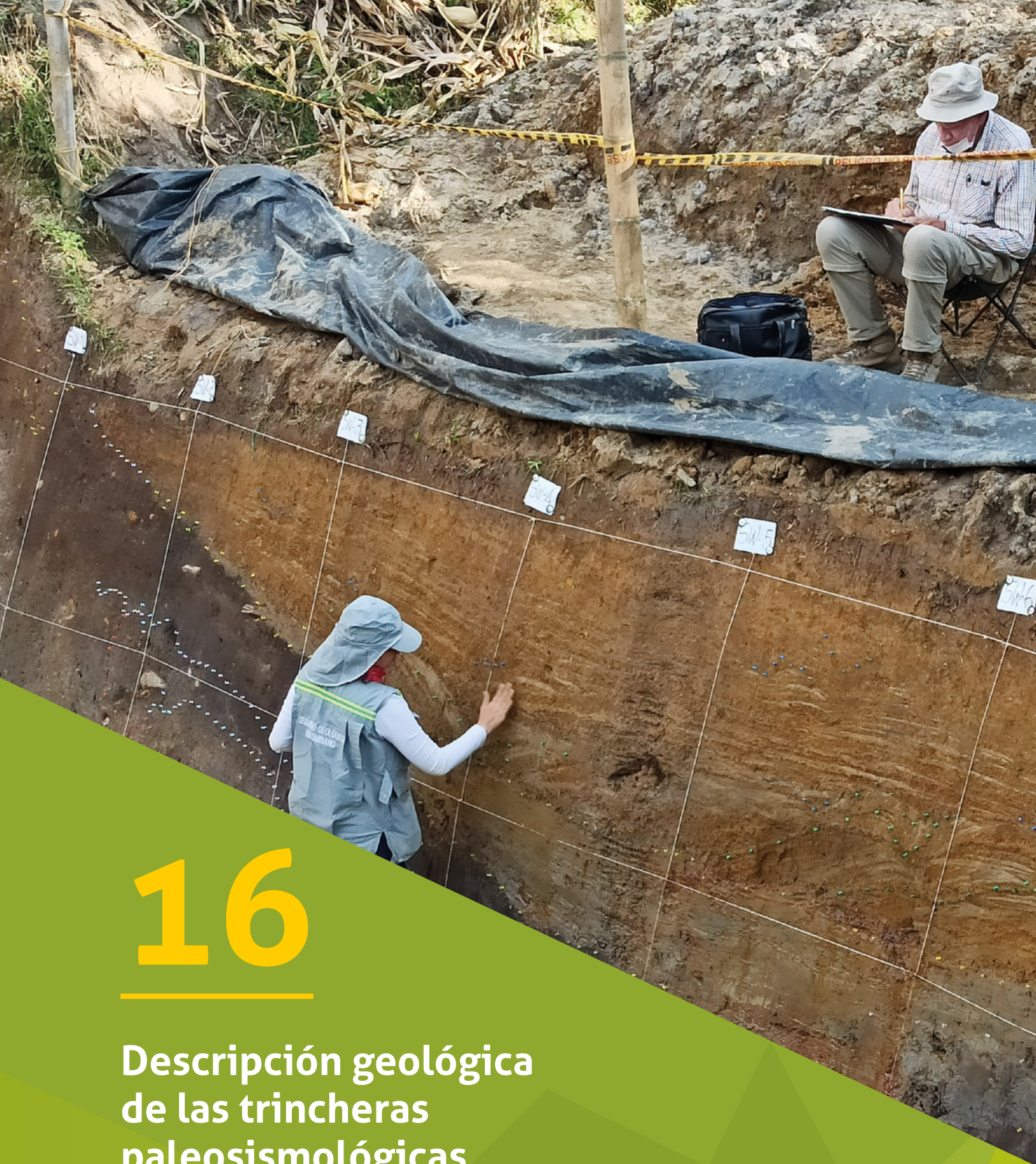


Figura 15.36. Técnica conjunta de espejo oscilatorio y giratorio





16

Descripción geológica de las trincheras paleosismológicas

En este capítulo se presentan las descripciones sedimentológicas de las secuencias encontradas en ambas trincheras de exploración paleosismológica, al igual que los hallazgos de estructuras indicativas de la ocurrencia de paleosismos, las edades reportadas por el laboratorio Beta Analytic y la cartografía detallada de cada una de las paredes de las trincheras a escala 1:20.

16.1 Descripción sedimentológica de la trinchera Potrerillos

La trinchera Potrerillos exhibe una sedimentación aluvial lagunar, controlada por dos fallas, una en cada extremo. La falla en el sector NW pone en contacto los depósitos aluviales con un posible depósito de flujo de escombros, y la falla al SE pone en contacto los depósitos aluviales con la que podría ser la Formación Gigante.

A continuación se describe la secuencia sedimentaria levantada en la trinchera de base a techo. Cada nivel está claramente definido por un identificador reportado en las figuras 16.1 a y b, en las que se plasman también las edades obtenidas a partir de las dataciones de las muestras tomadas en las trincheras, las cuales se resumen en la tabla 16.1 o se detallan en el anexo, igualmente.

16.1.1 Descripción de capas en la pared SW entre SW10 y SW6, de base a techo

P1: Capa de color naranja, masiva, con presencia de cantos, guijos y guijarros. Esta porción se encuentra afectada por fallas locales, y es más evidente en las paredes NE y E, descritas en el aparte de microtectónica. Posiblemente corresponda a un depósito de flujo de escombros (ver figura 16.2).

P2: Capa lenticular irregular delgada, la cual se pincha al E. Conformada principalmente por arcilla, aunque hacia el tope se identifica una variación del tamaño de grano a arena fina.

P4: Capa compuesta por arena muy mal seleccionada, cuyo tamaño de grano varía de fino inferior a muy grueso, con presencia de gránulos y guijos. Los granos son subangulares a subredondeados, subelongados a subesféricos, y corresponden a cuarzo principalmente, con cantidades menores de óxidos, magnetita y fragmentos de cristales de plagioclasa, en matriz de arena muy fina y arcilla. La forma de esta capa es irregular y está embebida dentro de P3 en la pared NE. En la pared W se observan guijarros esféricos y redondeados de granitoides, y en la pared NE guijarros angulares y elongados.

P3: Capa con geometría lenticular irregular con espesor variable entre 17 y 63 cm (localización aproximada SW8 y SW10). En la parte superior, se encuentra limitada por la falla que la pone en contacto con P5; y en la parte inferior, limita en contacto irregular con P4. Esta capa está compuesta casi en su totalidad, por arcillas de color café oliva claro (5/6-5Y del sistema Munsell). Hacia el contacto con P4 se observa que el tamaño de grano aumenta a arenas finas a medias. Dentro de esta capa se observan raíces actuales en la pared W.

P5: Esta capa se localiza entre las cuadrículas SW10 y SW5, y N0 y N4. Localmente se observan variaciones granulométricas con la presencia de materiales más gruesos (arenas finas a gruesas). Los contactos son muy irregulares ya que se encuentra perturbada y mezclada localmente con el paleosuelo (P11). En la pared NE, esta capa tiene mayor espesor.

P22: Capa en forma de "bolsa" compuesta por arcilla, en contacto irregular con el paleosuelo (P11) al E y con P5 al W. Presenta hasta un 5 % de arena fina y algunos granos de arena muy gruesa. El color de la capa es gris (5/1-2,5Y del sistema Munsell). En la pared NE, en la zona perturbada, se encuentra un fragmento de esta capa dentro de P5 y en contacto con fragmentos de P11.

Entre estas cuadrículas (SW10 y SW6), el paleosuelo (P11) alcanza un espesor mucho mayor y presenta variaciones laterales y verticales de granulometría. Los granos son subangulares a subredondeados, y subesféricos a subelongados. En esta sección, esta capa de paleosuelo es muy irregular, pues se encuentran perturbaciones en su parte media y, por tanto, se observan mezclas de paleosuelos y arcillas. El color de la capa es café grisáceo oscuro (4/2-2,5Y del sistema Munsell).

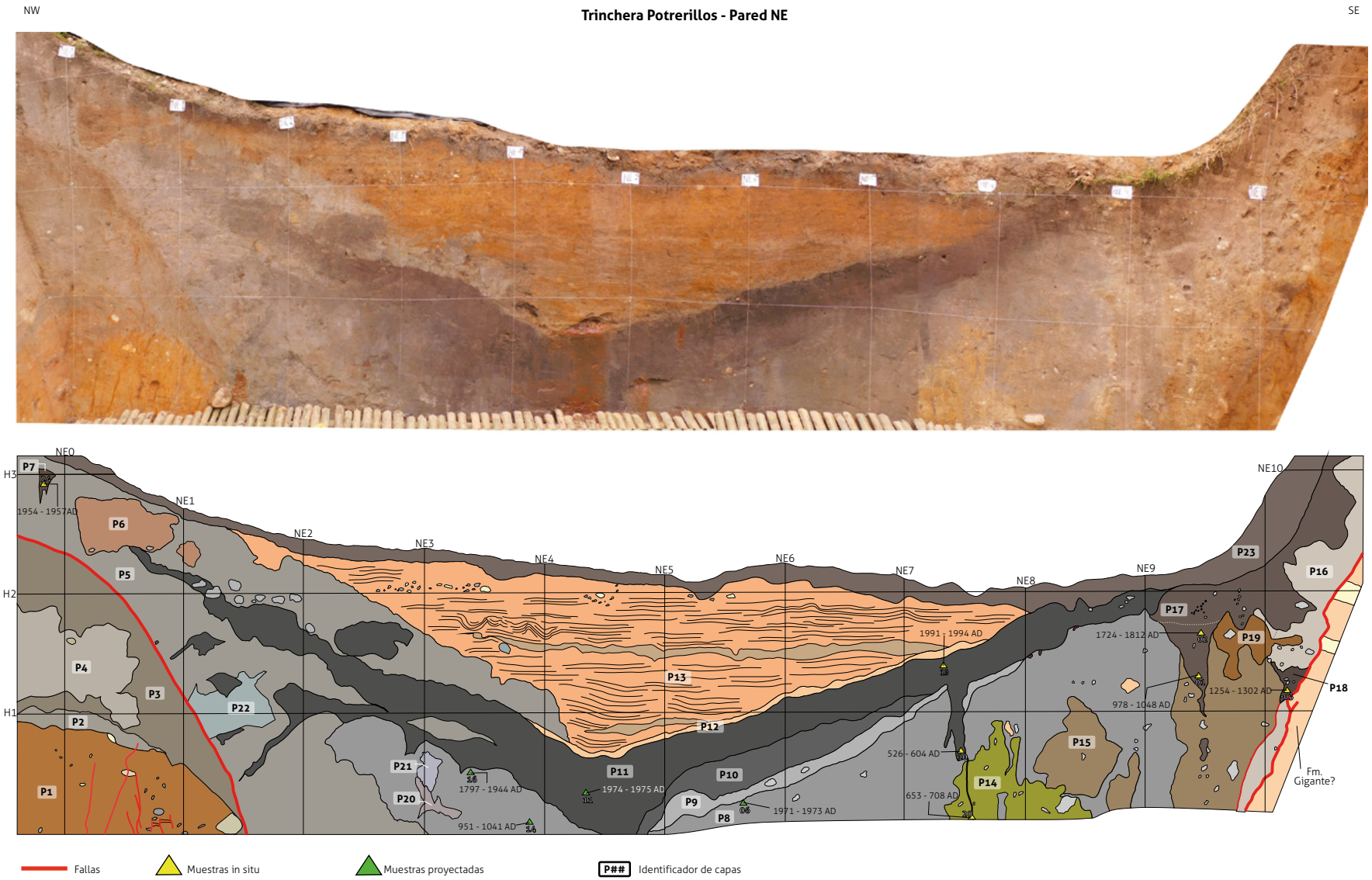


Figura 16.1a. Mosaico y *log* de cartografía geológica de la pared NE de la trinchera Potrerillos a escala 1:20
Las distorsiones en la verticalidad y horizontalidad de los hilos en el mosaico se deben a la proyección cónica de la cámara.

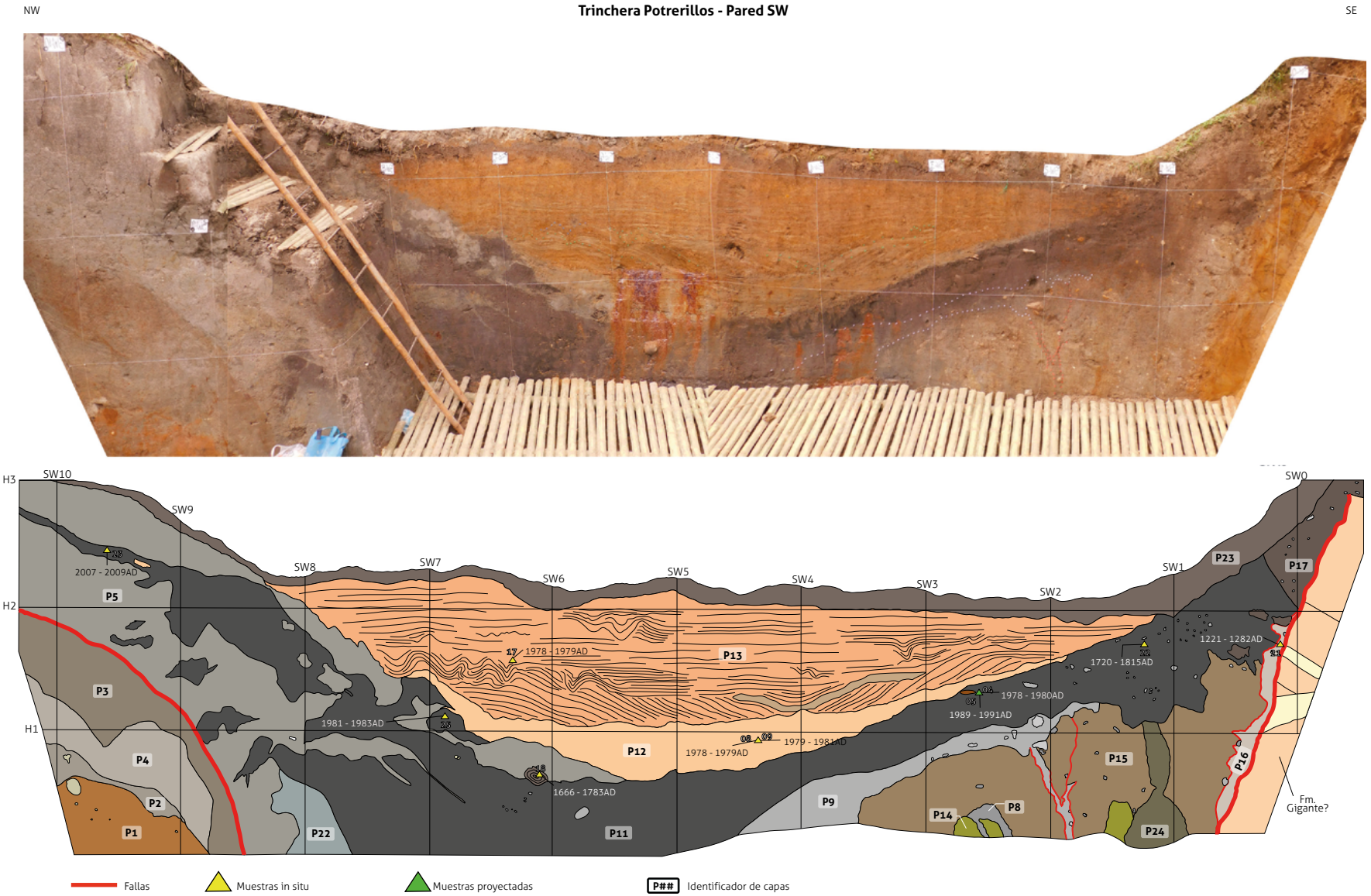


Figura 16.1b. Mosaico y *log* de cartografía geológica de la pared SW de la Trinchera Potrerillos, ambas reflejadas (espejo), a escala 1:20
Las distorsiones en la verticalidad y horizontalidad de los hilos en el mosaico se deben a la proyección cónica de la cámara.

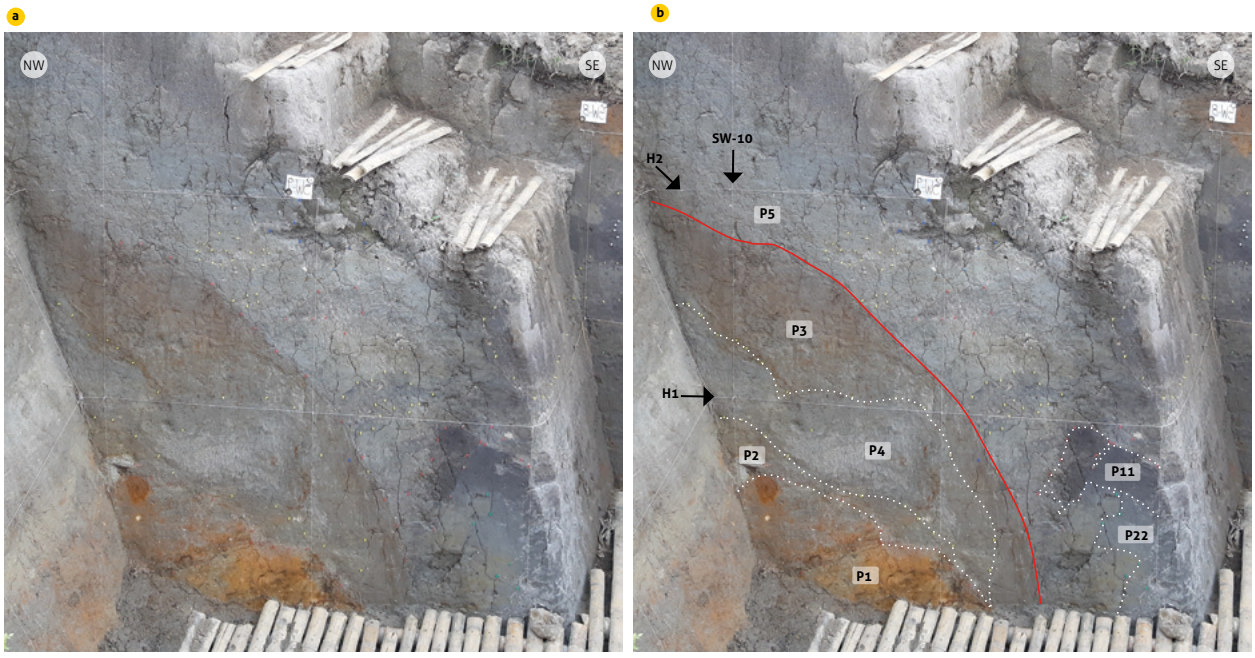


Figura 16.2. Secuencia sedimentaria en la pared SW entre los hilos horizontales H1 y H2, y verticales SW-10 y SW-8
a) Fotografía sin interpretar; b) fotografía interpretada. Figura reflejada.

16.1.2 Descripción entre NE5 y NE6 de base a techo

P8: Capa tabular gruesa de color gris (4/N-Gley 1 en el sistema Munsell), masiva, con presencia de algunos guijos (2 %), compuesta por arena gruesa superior (50 %), arcilla-limo? (30 %) y materia orgánica. La fracción arenosa contiene clastos angulares a subredondeados y subesféricos a subelongados de cuarzo (85 %) y líticos (15 %). El contacto de esta capa con la capa superior es neto. Esta capa, en la pared SW, se limita a una pequeña porción hacia la base de la trinchera, entre SW3 y SW2. Este nivel fue datado mediante la muestra COLALPO-14 compuesta por sedimento orgánico y tomada hacia la base de la capa, de la cual se obtuvo una edad calibrada de 951-1041 d. C.

Adicionalmente, se tomaron dos muestras más, la COLALPO-06 en madera y COLALPO-16 de un fragmento de material carbonizado, con las cuales se obtuvieron edades calibradas de 1971-1973 d. C. y 1797-1944 d. C., respectivamente. Dentro de esta capa, se encontraron fragmentos de tiestos de barro y una botella pequeña de vidrio, de color verde, en el sector donde se tomó la muestra COLALPO-14 (ver figura 16.3).

P9: Capa lenticular media de color gris (5/1-2,5Y en el sistema Munsell), masiva, con un espesor máximo de 15 cm, compuesta por arena muy gruesa, localmente con guijos y guijarros subangulares a subredondeados. La arena es subangular a subredondeada, bien seleccionada, compuesta por cuarzo (90 %) y líticos (10 %). El contacto de esta capa con la capa superior es neto. De acuerdo con sus características se puede inferir un posible origen aluvial. El espesor de la capa en la pared SW es mayor, aproximadamente de 40 cm.

P10: Capa lenticular media de color café grisáceo (5/2-2,5Y en el sistema Munsell), masiva, con un espesor máximo de 25 a 30 cm, compuesta por arena gruesa superior subangular a subredondeada, con una matriz arcillosa y localmente con gránulos de cuarzo. La arena está compuesta principalmente por cuarzo y, en menor proporción, por líticos. El contacto de esta capa con la capa superior es neto. Esta capa no está presente en la pared SW de la trinchera.

P11: Paleosuelo de color gris oscuro (4/1-2,5Y en el sistema Munsell) con geometría tabular media con un espesor máximo de 28 a 34 cm hacia el centro de la depresión, compuesto principalmente por arena fina superior y, en menor proporción, por arena media inferior. Es común la presencia de un alto contenido de materia orgánica, raíces y restos de troncos. Las raíces son, en su mayoría, delgadas con grosores de 0,5 a 1 mm, aunque algunas alcanzan espesores de 2 a 3 mm. El contacto de esta capa con la capa superior es erosivo (irregular). Hacia el W de la trinchera, esta capa está perturbada y mezclada con las capas P5 y P22.

En la pared SW, entre SW6 y SW7, el paleosuelo alcanza un espesor de casi 60 cm. Dentro de este nivel, entre NE7 y NE8, se encuentra una grieta rellena *open crack* de la cual, hacia la base, se extrae la muestra COLALPO-20, compuesta por sedimento orgánico y de la que se obtiene una edad calibrada de 653-708 d. C., y COLALPO-10, también de sedimento orgánico, de la que se obtuvo una edad calibrada de

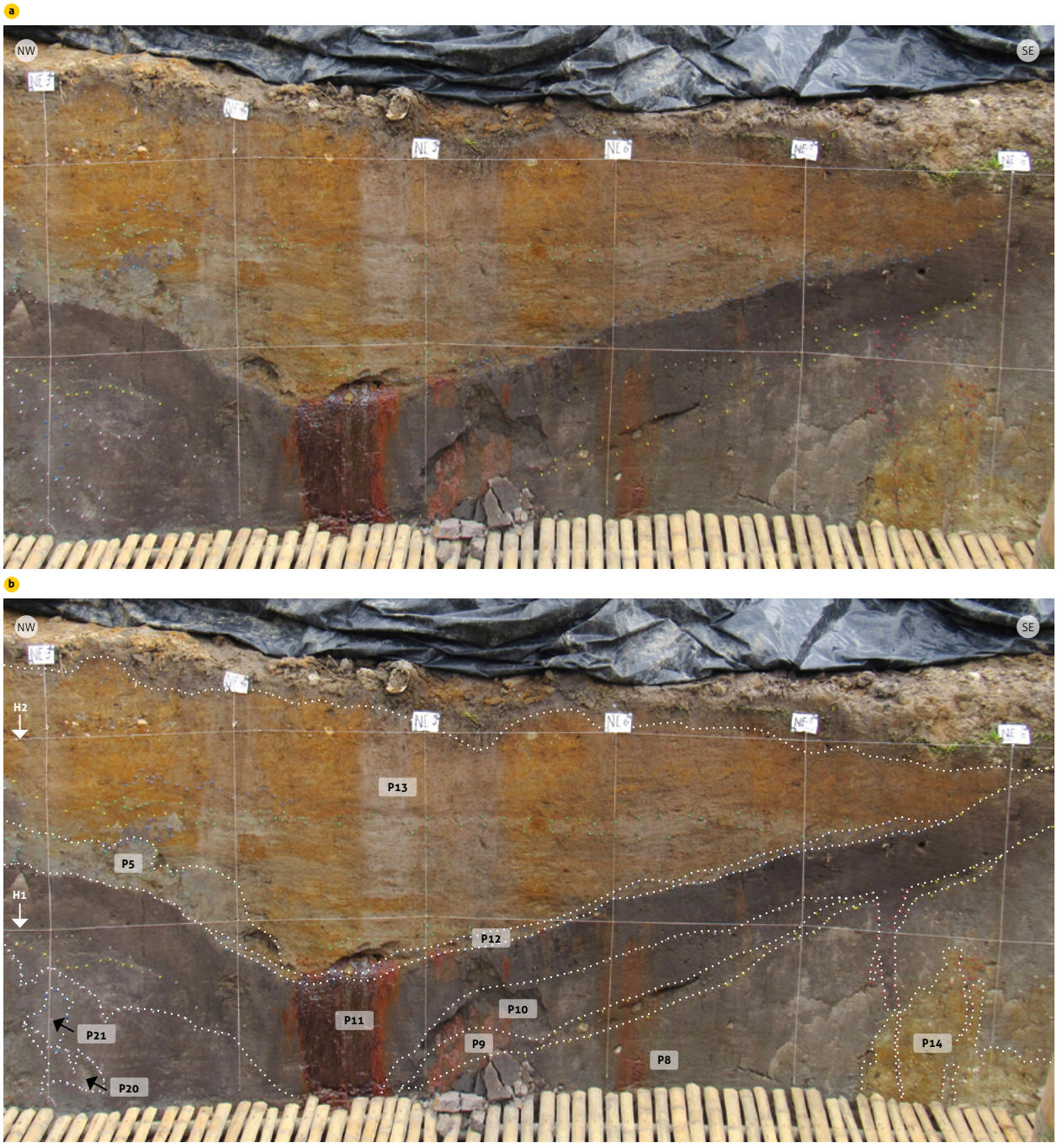


Figura 16.3. Capas descritas en la pared NE de la trinchera Potrerillos
Irregularidad en los hilos por distorsión de la fotografía. Las distorsiones de los hilos en la fotografía se deben a la proyección cónica de la cámara.

526-604 d. C. Otras muestras fueron tomadas dentro de esta capa, como se puede observar en el log (figura 16.1) y en el anexo. Estas muestras fueron extraídas estratigráficamente más arriba que las antes mencionadas y arrojaron edades recientes; esta discusión se presenta en el capítulo 17.

P12: Capa lenticular delgada de color gris (6/1-2,5Y en el sistema Munsell; el color se torna un poco más claro en la muestra húmeda), con un espesor entre 5 y 8 cm en la pared NE. Está compuesta por arcilla muy blanda, con laminación plano paralela muy delgada y presencia de algunos granos de arena muy fina; también, se presentan cantidades menores de mica moscovita. De acuerdo con sus características, se puede inferir un ambiente de depositación lagunar. En la pared SW, el espesor varía entre 3 y 34 cm y se encuentran gran cantidad de hojas entre la laminación, principalmente entre SW4 y SW5. El contacto con la capa inferior es irregular (¿erosivo?), mientras que el contacto superior es claramente erosivo (discordante con el paleo-

canal). De esta capa se tomaron las muestras COLALPO-08 y COLALPO-09 en madera y material vegetal, respectivamente. Se obtuvieron edades calibradas de 1978-1979 d. C. para COLALPO-08 y de 1979-1981 d. C. para COLALPO-09.

P13: Paleocanal, cuya estructura interna está conformada por intercalación de láminas delgadas y muy delgadas de arena y arcilla; aunque, en la parte inferior y media se presentan dos lentes de arcilla con un espesor entre 2 y 12 cm. En general, la laminación es plano paralela continua y, en algunas partes, se observan laminaciones onduladas y estructuras de deformación de sedimentos blandos (estratificación convoluta) con un espesor máximo de 17 cm. La fracción arena, en su mayoría, es de tamaño fino superior, bien seleccionada, y compuesta por granos subredondeados a subangulares y subelongados a subesféricos, de cuarzo, mica moscovita y magnetita, en menor proporción. Su color es café oliva claro (5/6-5Y en el sistema Munsell).

Adicionalmente, se presentan otros niveles de arena media superior a arena muy gruesa superior con algunos gránulos, compuestos por cuarzo (80 %), líticos (15 %) y óxidos (5 %). Este paleocanal, entre los hilos NE2 y NE4, presenta una "línea de piedra" horizontal, con una longitud de hasta 1,1 m, compuesta por clastos de tamaño guijo de rocas graníticas, chert y cuarzos. Este rasgo parece extenderse, de manera discontinua, entre los hilos NE5 y NE6. En esta capa no se encontró material orgánico que permitiera datarla, además de un fragmento de madera en la pared SW (COLALPO-17), para el cual se obtuvo una edad calibrada de 1978-1979 d. C.

16.1.3 Descripción de capas aisladas encontradas en la pared NE entre NE0 y NE4

P20: Capa con forma irregular de arena gruesa a muy gruesa. Compuesta principalmente por cuarzo angular a subangular y subelongado a subesférico y, en menor proporción, arcilla. Esta capa se encuentra embebida en P8, y en la pared SW no logró identificarse.

P21: Fragmento de arcilla con arena fina, con geometría circular irregular sin estructura interna. El color es gris (5/1-2,5Y del sistema Munsell). Igual que P21, esta capa no tiene continuidad en la pared SW y se encuentra embebida en P8.

P6: Capa con geometría tabular (irregular) corta, compuesta por arena gruesa inferior y media superior, moderadamente seleccionada, con granos subangulares a subredondeados y subelongados a subesféricos. Compuesta por cuarzo y, en menor proporción, magnetita, líticos, mica moscovita y chert, en una matriz arcillosa. Hacia los extremos de esta capa la granulometría aumenta, con partículas que varían desde arenas muy gruesas (predominantemente) hasta gránulos y guijos. Esta fracción gruesa tiene partículas subangulares a subredondeadas y subelongadas a subesféricas. Hacia la base de esta capa, se presentan algunos intraclastos de arcilla. Localmente, se observa una estratificación incipiente. Su color es café oliva claro (5/6-2,5Y del sistema Munsell).

P7: Paleosuelo dentro de una grieta abierta (*open crack*) compuesto por arena fina. Su color es café grisáceo oscuro (4/2-2,5Y del sistema Munsell) y se encuentra en la parte superior de la trinchera, a la izquierda de NE0. Se extrajo la muestra COLALPO-24, la cual arrojó una edad calibrada de 1954-1957 d. C.

16.1.4 Descripción de unidades pared SW entre SW0 y SW3, de base a techo

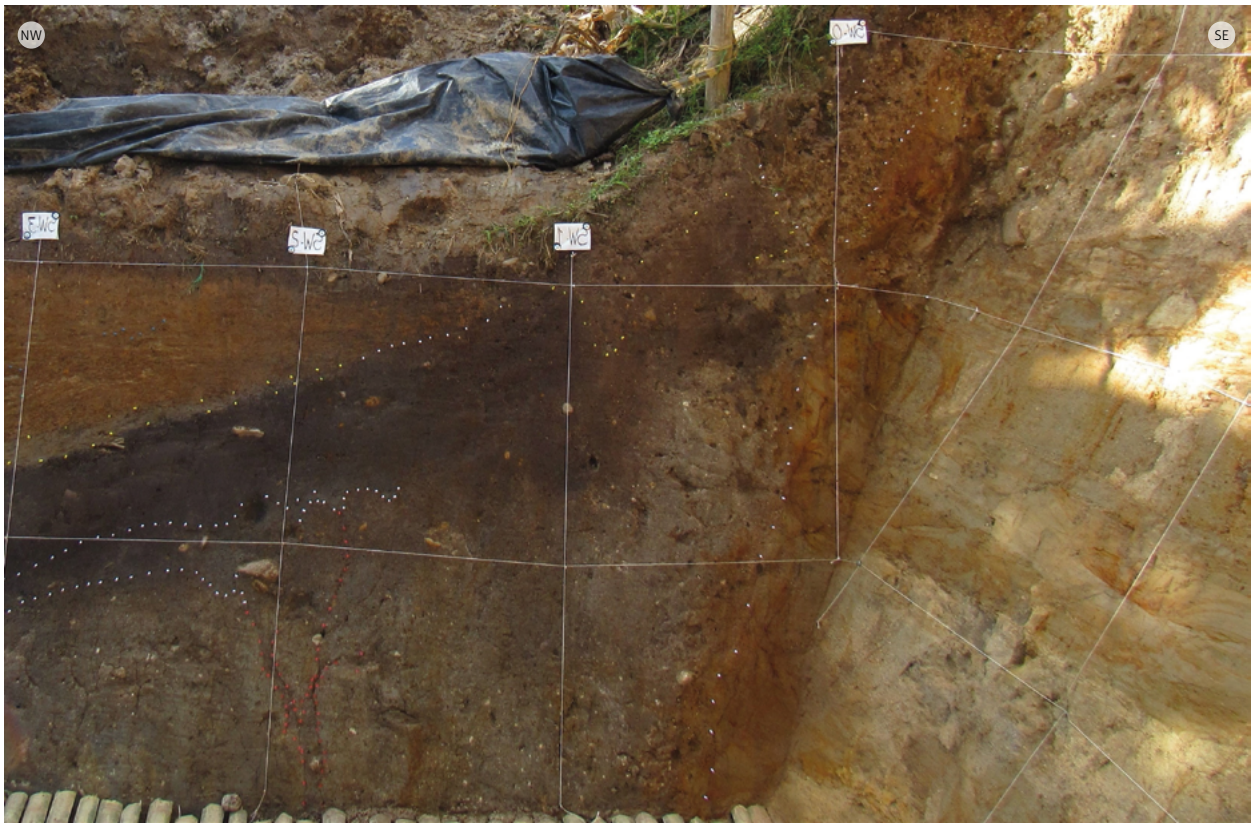
Las capas descritas a continuación se identifican igualmente en la pared NE (figura 16.4), donde las variaciones o diferencias serán descritas oportunamente. En este extremo de la trinchera, se identifica una alternancia de capas de arena fina a limo, con capas de arena media a gruesa, correlacionable con la Formación Gigante (?), en contacto fallado con las capas sedimentarias de origen lagunar descritas en esta publicación.

P15: Capa de apariencia masiva de arcilla y arena, que varía desde muy fina inferior hasta muy gruesa superior, con presencia de gránulos, guijos y guijarros. Estos últimos, con composición granítica principalmente. También, se presentan carbones en muy poca proporción y de tamaño milimétrico. El color de esta capa es variado y moteado, pero el predominante es gris claro (7/2-2,5Y del sistema Munsell). El contacto superior de la capa es muy irregular y hacia el E se encuentra en contacto con la zona de falla. Dentro de esta capa, se observan clastos de arcilla y paquetes de arena, que parecen haber sido inyectados. Por último, sobre el hilo SW2, a 1,5 m de la zona de falla (P16), se presenta una fractura abierta, rellena por el material de la capa P9, en la cual no se encontró muestra para datación. Igualmente, entre SW2 y SW3, hacia la base, se encuentran fragmentos de P8 y P14. En la pared NE esta capa tiene menor continuidad lateral, encontrándose únicamente NE10 y NE9, así como un pequeño cuerpo entre NE9 y NE8.

P16: Capa con geometría irregular, limitada al E por el plano de falla que pone en contacto la Formación Gigante con los depósitos del W. El espesor máximo es de 29 cm. Dentro de esta capa, se observa un fragmento de paleosuelo, que fue datado (COLALPO-21) y arrojó una edad calibrada de 1221-1282 d. C, fragmentos de la Formación Gigante y fragmentos de P15. El tamaño de grano varía desde arenas finas hasta guijos de composición granítica.

Esta zona parece estar relacionada con la actividad de la falla y se puede seguir continuamente hasta el hilo H2 en la pared SW. En la pared NE, tiene una mayor continui-

a



b

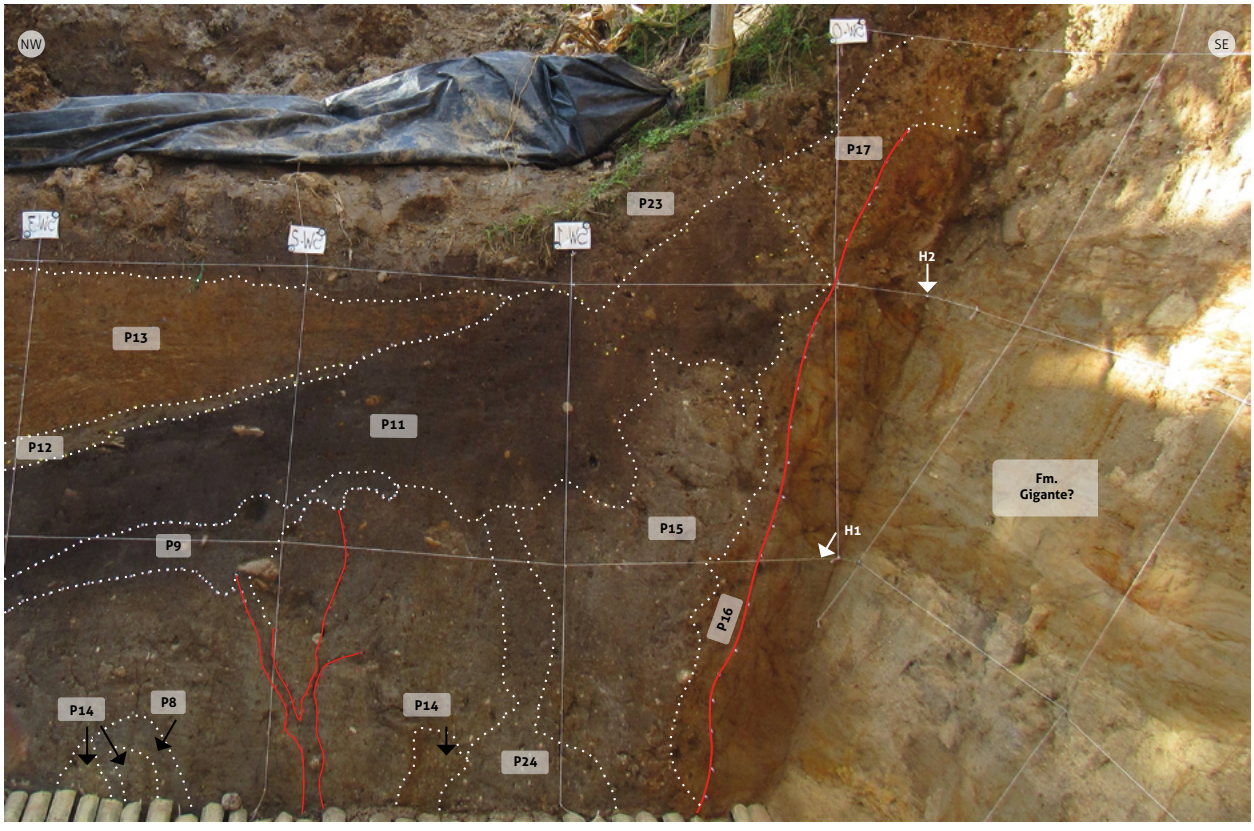


Figura 16.4. Capas descritas en la pared SW de la trinchera Potrerillos
Foto reflejada. Las distorsiones de los hilos en la fotografía se deben a la proyección cónica de la cámara.

dad vertical y mayor espesor hacia el tope de la trinchera. Igualmente, dentro de ella a la derecha de NE10 y entre los hilos H1 y H2, se encuentra una grieta rellena *open crack* con sedimento orgánico, identificada como P18, la cual fue datada mediante la muestra COLALPO-03, y se obtuvo una edad calibrada de 1254-1302 d. C.

P24: Capa con forma de reloj de arena, rellena con arenas muy mal seleccionadas, con tamaño de grano medio inferior a grueso. Estas arenas son subangulares y subelongadas a subesféricas, y están compuestas por cuarzo, líticos, magnetita, óxidos y fragmentos de plagioclasa. Los límites de esta capa son irregulares. Localmente, se diferencian guijos muy angulares de composición granítica. El color de la capa es marrón claro (6/2-2,5Y del sistema Munsell). En la pared NE, no fue posible identificarla.

P14: Capa que varía de arenas finas hasta gránulos, mal seleccionadas, compuesta por cuarzo, magnetita, óxidos, plagioclasa (?) y mica moscovita. Esta capa podría corresponder a un saprolito de roca granítica que se encuentra hacia la base de la trinchera en ambas paredes, o a la epidotización de plagioclasas de fragmentos líticos cuarzofeldespáticos, en medios subacuáticos. Al momento de la excavación, la capa tenía un color verde intenso, pero una vez expuesta en superficie tomó un color anaranjado (5/6-2,5Y del sistema Munsell). En la pared NE, entre N9 y N7, tiene mayor extensión, aunque se limita a esa sección de la trinchera.

P11: En este sector de la trinchera se describe una variación lateral del paleosuelo (P11), entre SW2 y SW1, donde se observa de color café grisáceo (5/2-2,5Y en el sistema Munsell), de geometría irregular, compuesto por arena media superior a gruesa inferior y mal seleccionada, debido a la presencia de gránulos, guijos y clastos de arcilla. La arena está compuesta por fragmentos angulares a subredondeados y elongados a subesféricos de cuarzo, líticos, óxidos y magnetita; también se presentan fragmentos de raíces. Los contactos con las capas adyacentes son irregulares y, en algunos casos, se observan interdigitados. En esta sección, se tomó la muestra COLALPO-22, la cual corresponde a un fragmento de material carbonizado y del cual se obtuvo edad calibrada de 1720-1815 d. C.

P17: Cuña coluvial compuesta por gránulos y guijos en una matriz de arena fina y materia orgánica. Está compuesta por cuarzos, líticos, óxidos y raíces. Esta cuña se localiza bajo el suelo actual y, hacia la pared oriental varía el tamaño de los clastos a guijarros. Adicionalmente, el material de esta cuña rellena una grieta abierta (*open crack*) que se encuentra en la pared NE entre N10 y N9. En esta sección, se tomaron dos muestras para datación, COLALPO-01 de sedimento orgánico hacia la base de la grieta abierta, de la cual se obtuvo una edad calibrada de 978-1048 d. C., y COLALPO-08 en un fragmento de material carbonizado de edad calibrada 1724-1812 d. C.

16.1.5 Evidencias paleosismológicas en la secuencia sedimentaria de la trinchera Potrerillos

Según Weldon *et al.* (1996) y McCalpin *et al.* (2009), existen por lo menos seis rasgos identificables en las secuencias sedimentarias, que son evidencias claras de la ocurrencia de paleosismos. A continuación, se describen los rasgos o estructuras cartografiados en las paredes de la trinchera Potrerillos. Las interpretaciones y asociaciones de estos rasgos con eventos sísmicos ocurridos son detalladas en el capítulo 17.

16.1.5.1 Horizontes deformados entre horizontes sin deformar

En ambas paredes de la trinchera se observaron niveles deformados dentro de niveles sin deformar en el paleocanal (P13), los cuales fueron asociados a horizontes evento u horizontes sísmicos como lo sugiere Weldon *et al*. (1996)

Este paleocanal se encuentra depositado sobre un horizonte delgado de arcillas expansivas grises, de espesor variable, y cuyo espesor disminuye proporcionalmente a su extensión horizontal. El primer nivel sísmico aparece en el tope de una capa de arenas con laminación cruzada. En este nivel se observa estratificación convoluta y plegamiento (figura 16.5).

Sobre el tope del nivel con estratificación cruzada y evidencias de deformación, se observa un nivel de arenas de grano fino a medio con laminación plano-paralela, sin evidencia de deformación. Sobre el nivel con laminación plano-paralela, se observa una capa deformada, compuesta por sedimentos con la misma granulometría, que sugiere perturbaciones posdepositacionales, asociadas, posiblemente, a la ocurrencia de eventos sísmicos. Este nivel está cubierto por una capa de arenas sin evidencias de deformación. Dentro de la sucesión de arenas se observan localmente intercalaciones con niveles delgados de arcillas grises y horizontes con magnetita.

16.1.5.2 Diques clásticos

Dentro del volumen excavado en la trinchera Potrerillos, se observaron diques de pocos centímetros de espesor (figura 16.6), compuestos por arenas con tamaño de grano fino a medio. Los diques cortan la estructura de la sucesión estratigráfica de la trinchera Potrerillos, así como clastos redondeados de composición granítica, con tamaños que varían de guijos a guijarros.

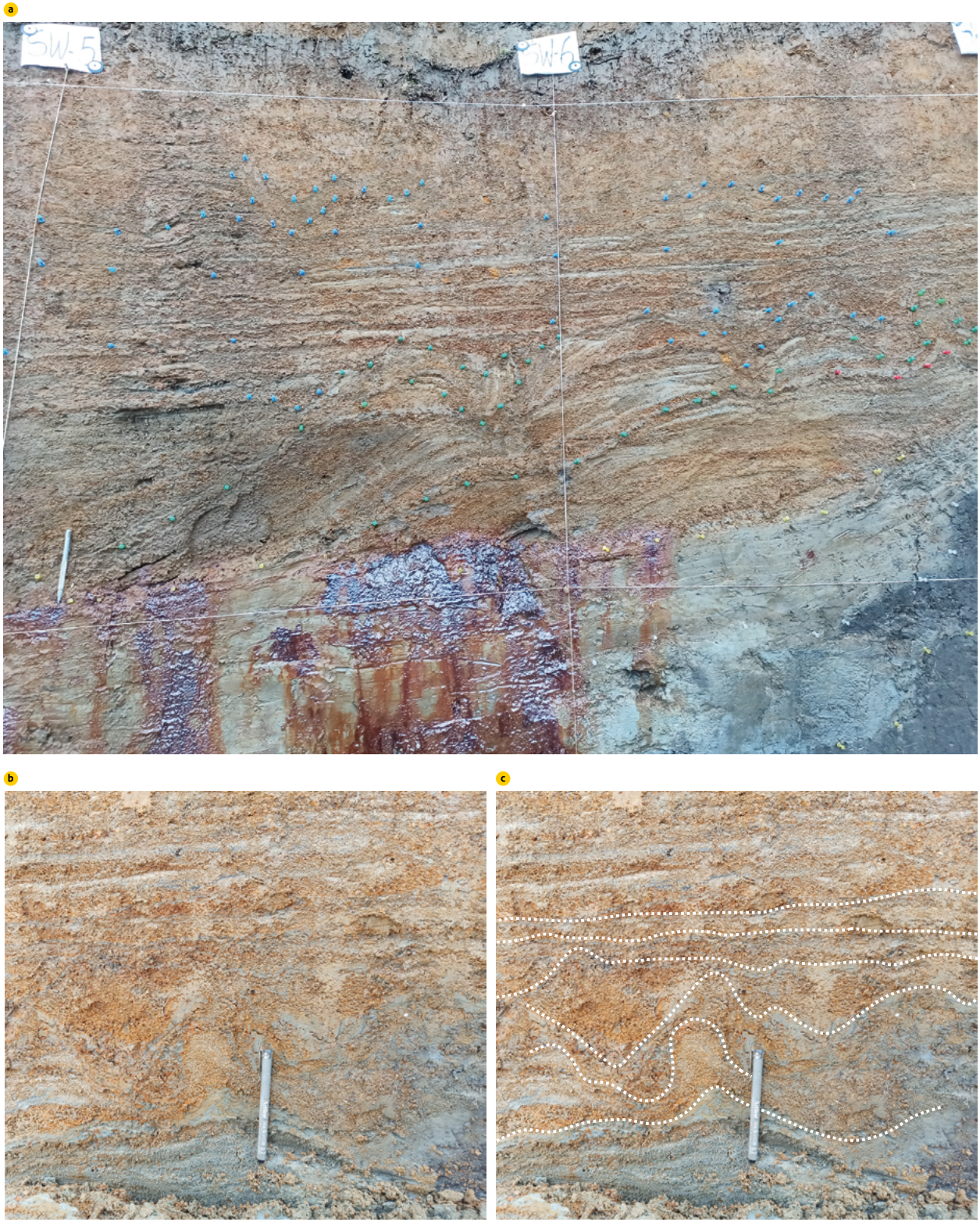


Figura 16.5. Deformación en sedimentos blandos en la pared SW de la trinchera Potrerillos
a) Se observan dos niveles deformados, separados por un nivel con laminación planoparalela. El primer nivel está definido por chinchetas de color verde, que resaltan las estructuras de deformación y, el último nivel está señalado con chinchetas de color azul; b) Estratificación convoluta entre los hilos SW6 y SW7, fotografía sin interpretar; c) fotografía interpretada. Las distorsiones de los hilos en la fotografía se deben a la proyección cónica de la cámara.



Figura 16.6. Diques de arena en la trinchera Potrerillos
a) Dique de arena gris que corta un nivel estratigráfico compuesto por fragmentos líticos de rocas graníticas en una matriz areno-arcillosa; b) Enjambre de diques de arena; c) Clasto roto e intruído por dique de arena de color gris. Las flechas negras señalan los diques de arena en todos los casos.

16.1.5.3 Grietas rellenas (*open crack*)

Dentro de la secuencia estratigráfica de la trinchera Potrerillos se observaron varias grietas rellenas (figura 16.7) con materiales de niveles estratigráficos superiores, generalmente con materia orgánica, las cuales fueron muestreadas para obtener edades absolutas por el método ^{14}C, y establecer la edad del evento sísmico que generó la apertura de la grieta. Las grietas se pueden desarrollar con depositación sintectónica o previas al inicio de la depositación del material que las rellena, como lo indica Weldon *et al.* (1996).

La primera grieta se encuentra al E, entre los hilos H1 y H2, a la derecha de NE10 (figura 16.8), y corresponde a una fractura con forma de triángulo invertido, descrita como P18, rellena con un material oscuro rico en materia orgánica, con algunos fragmentos líticos. Esta grieta se encuentra en contacto con la traza de la falla principal, definida en esta trinchera.

La siguiente grieta (P17) está localizada aproximadamente a 50 cm al W de la anterior (figura 16.9). Tiene cerca de 1 m de profundidad, 50 cm en su parte más ancha, y se encuentra rellena con material orgánico que proviene del nivel de paleosuelo.

Entre las líneas verticales NE7 y NE8 se identificó otra grieta, que corta de base a techo las capas P14, P8, P9 y P11 y está rellena por sedimentos de esta última capa. Esta fractura disminuye su espesor hasta alcanzar unos pocos centímetros y continúa a profundidad cortando el material arcilloso de color verde, que como se mencionó puede corresponder a epidotización de plagioclasas en medios subacuáticos.

La última grieta (P7) se identificó en el extremo W de la pared NE, a la derecha del hilo NE0. Esta grieta se encuentra rellena por un paleosuelo compuesto por arena fina de color café grisáceo oscuro.



Figura 16.7. Grietas rellenas en la pared NE de la trinchera Potrerillos
Las distorsiones de los hilos en la fotografía se deben a la proyección cónica de la cámara.

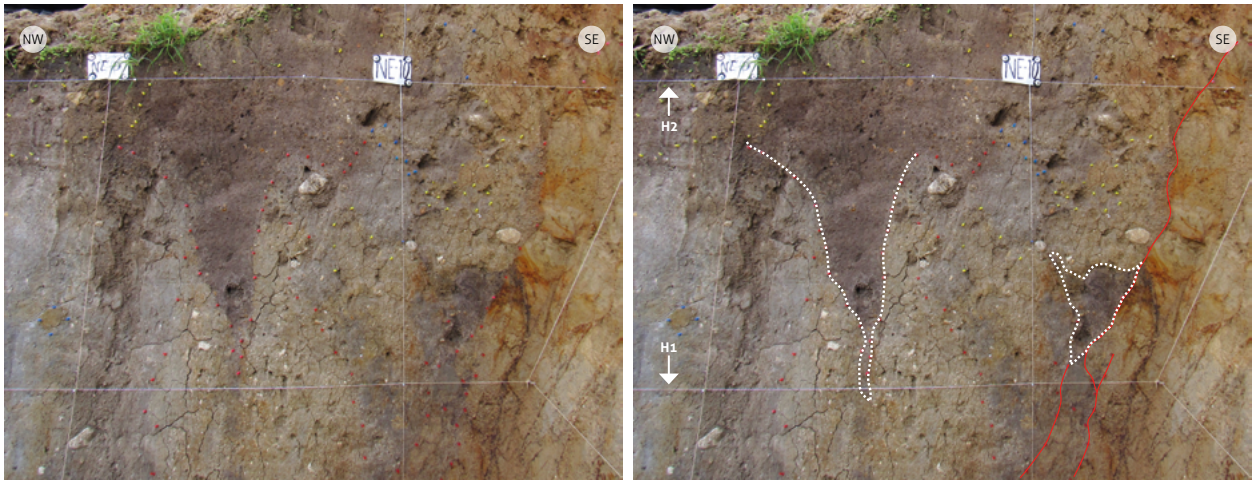


Figura 16.8. Detalle de grietas rellenas en la pared NE, entre el hilo NE9 y el plano de falla
Las distorsiones de los hilos en la fotografía se deben a la proyección cónica de la cámara.



Figura 16.9. Grietas rellenas en la trinchera Potrerillos
a) Grieta en la pared NE entre los hilos NE7 y NE8; b) Grieta en la pared NE a la izquierda del hilo NE0.

16.1.6 Dataciones

A continuación, se presenta en la tabla 16.1, a manera de resumen, las edades calibradas para las 21 muestras recolectadas en la trinchera Potrerillos, y enviadas al laboratorio Beta Analytic para su datación. Esta tabla contiene el código identificador de la muestra (ID), la ubicación de la muestra en términos de pared y nivel estratigráfico, y la estructura en la cual fue tomada, si fue el caso. Para mayor detalle se puede consultar el anexo.

Tabla 16.1. Resumen de edades reportadas por el laboratorio para las muestras tomadas en la trinchera Potrerillos

Id muestra	Pared	Nivel estratigráfico	Estructura o dato adicional	Edad calibrada
COLALPO-01	NE	P17	*Open crack*	978-1048 d.C.
COLALPO-02	NE	P17	*Open crack*	1724-1812 d.C.
COLALPO-03	NE	P18	*Open crack*	1254-1302 d.C.
COLALPO-04	SW	P11		1978-1980 d.C.
COLALPO-05	SW	P11		1989-1991 d.C.
COLALPO-06	NE	P8		1971-1973 d.C.
COLALPO-08	SW	P12		1978-1979 d.C.
COLALPO-09	SW	P12		1979-1981 d.C.
COLALPO-10	NE	P11	*Open crack*	526-604 d.C.
COLALPO-11	NE	P11		1974-1975 d.C.
COLALPO-14	NE	P8	Sedimento que envolvía un tiesto	951-1041 d.C.
COLALPO-16	NE	P8		1797-1944 d.C.
COLALPO-17	SW	P13		1978-1979 d.C.
COLALPO-18	SW	P5	Tronco en posición horizontal	1666-1783 d.C.
COLALPO-19	NE	P11		1991-1994 d.C.
COLALPO-20	NE	P11	Base de grieta rellena	653-708 d.C.
COLALPO-21	SW	P21	Fragmento de paleosuelo dentro de zona de falla	1221-1282 d.C.
COLALPO-22	SW	P11		1720-1815 d.C.
COLALPO-23	SW	P11		2007-2009 d.C.
COLALPO-24	NE	P7	*Open crack*	1954-1957 d.C.
COLALPO-25	SE	P11	*Open crack*	1981-1983 d.C.

16.2 Trinchera Miraflores. Descripción sedimentológica

La trinchera Miraflores expone dos secuencias contrastantes a ambos lados de la zona de falla (figura 16.10). Hacia el NW se encuentran capas caóticas con bloques y clastos de tamaño variable, embebidos en matriz limo arcillosa, las cuales se pueden interpretar como depósitos de diferentes pulsos de flujos de escombros. En el centro se encuentra la zona de falla, que pone en contacto los flujos de escombros con una secuencia sedimentaria hacia el SE, conformada por capas tabulares compuestas, principalmente, por sedimentos con tamaño de grano arena.

A continuación se describen, de base a techo, las secuencias sedimentarias encontradas en la trinchera y las edades de las capas que fueron datadas. Esta descripción es con base en lo observado y descrito en la pared NE.

16.2.1 Descripción sedimentaria en la pared NE de la trinchera, a la izquierda de la falla

Las unidades descritas a continuación posiblemente corresponden a diferentes pulsos de flujos de escombros (*debris flows*), separados por capas de sedimentos finos. Están limitadas a la derecha por el plano de falla (ver figura 16.11).

M1: Capa de forma tabular gruesa, de color café pálido (7/3-10YR del sistema Munsell). Correspondiente a un depósito caótico, matriz-soportado, con presencia de guijos y guijarros, de composición granítica principalmente. Los guijos y guijarros son subredondeados y subesféricos, mientras que la matriz es limo-arcillosa. Es común observar los cantos saprolitizados. La fracción fina (matriz) está compuesta por cuarzo, plagioclasas (?), micas y magnetita.

M2: Capa tabular media de disposición subhorizontal, masiva, de color café pálido (8/2-2,5Y del sistema Munsell), conformada por granos de tamaño limo y arena fina, de cuarzo, óxidos y trazas de magnetita. Los cuarzos son generalmente subangulares. Los contactos con las capas inferior y superior son irregulares (erosivos).

M3: Capa de forma tabular gruesa a muy gruesa, de color amarillo (7/6-2,5Y del sistema Munsell), correspondiente a un depósito caótico, matriz-soportado, con presencia de clastos, que varían de guijos a bloques, subredondeados a subangulares y subesféricos a subelongados, compuestos por líticos graníticos, principalmente. La matriz es limo-arcillosa y algunas zonas tienen arena fina. La matriz está compuesta por cuarzo y mica moscovita, observables a simple vista y bajo la lupa. En esta capa se pueden observar fracturas rellenas de arcilla, que incluso atraviesan varios clastos de manera subvertical. De esta capa se tomo una muestra en la pared SW, para datación. La edad calibrada para esta muestra (COLALMI-03) es 1130-972 a.C.

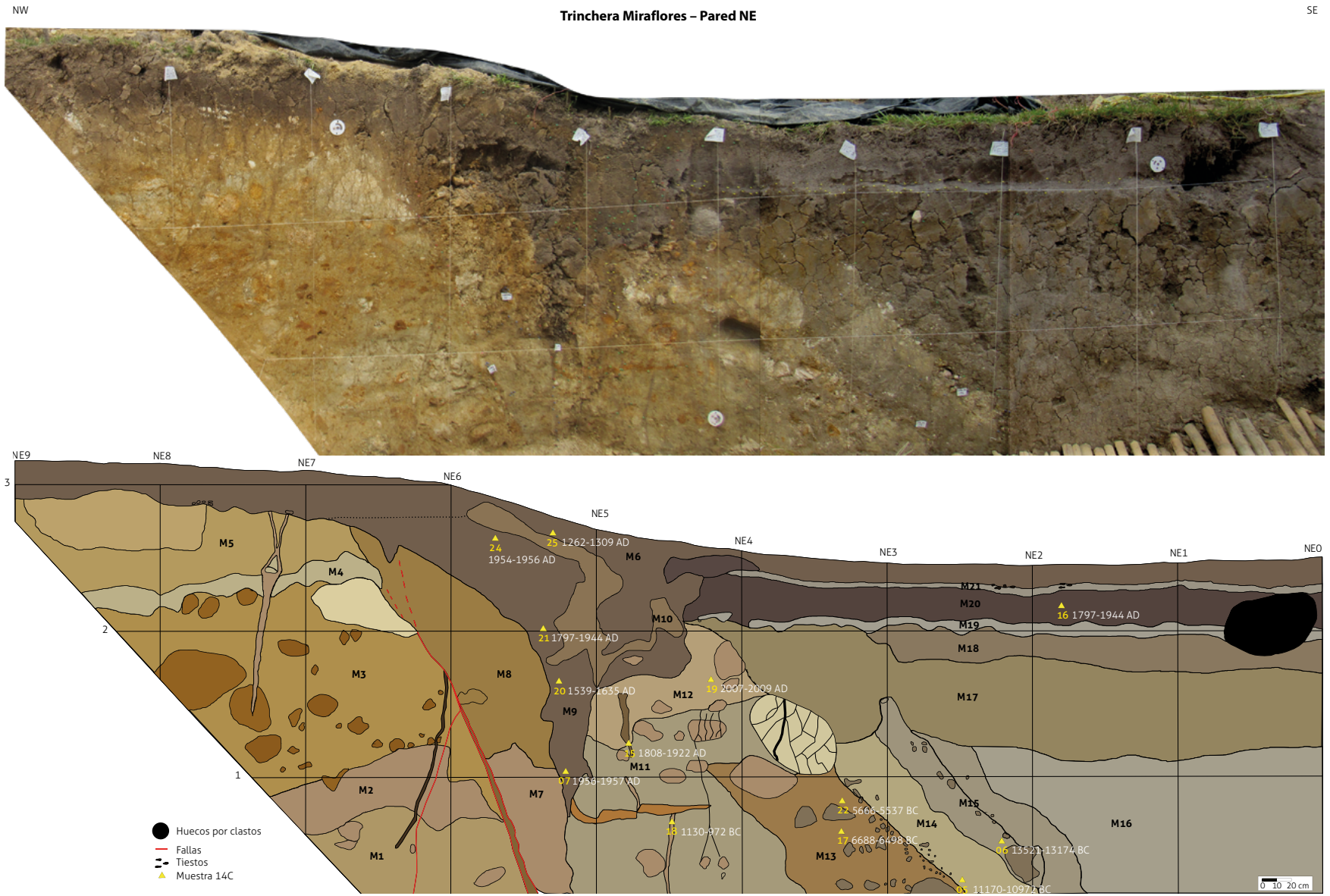


Figura 16.10a. Cartografía geológica de la pared NE de la trinchera Miraflores
Escala 1:20. Distorsiones en la verticalidad y horizontalidad de los hilos en el mosaico, se deben a la proyección cónica de la cámara.

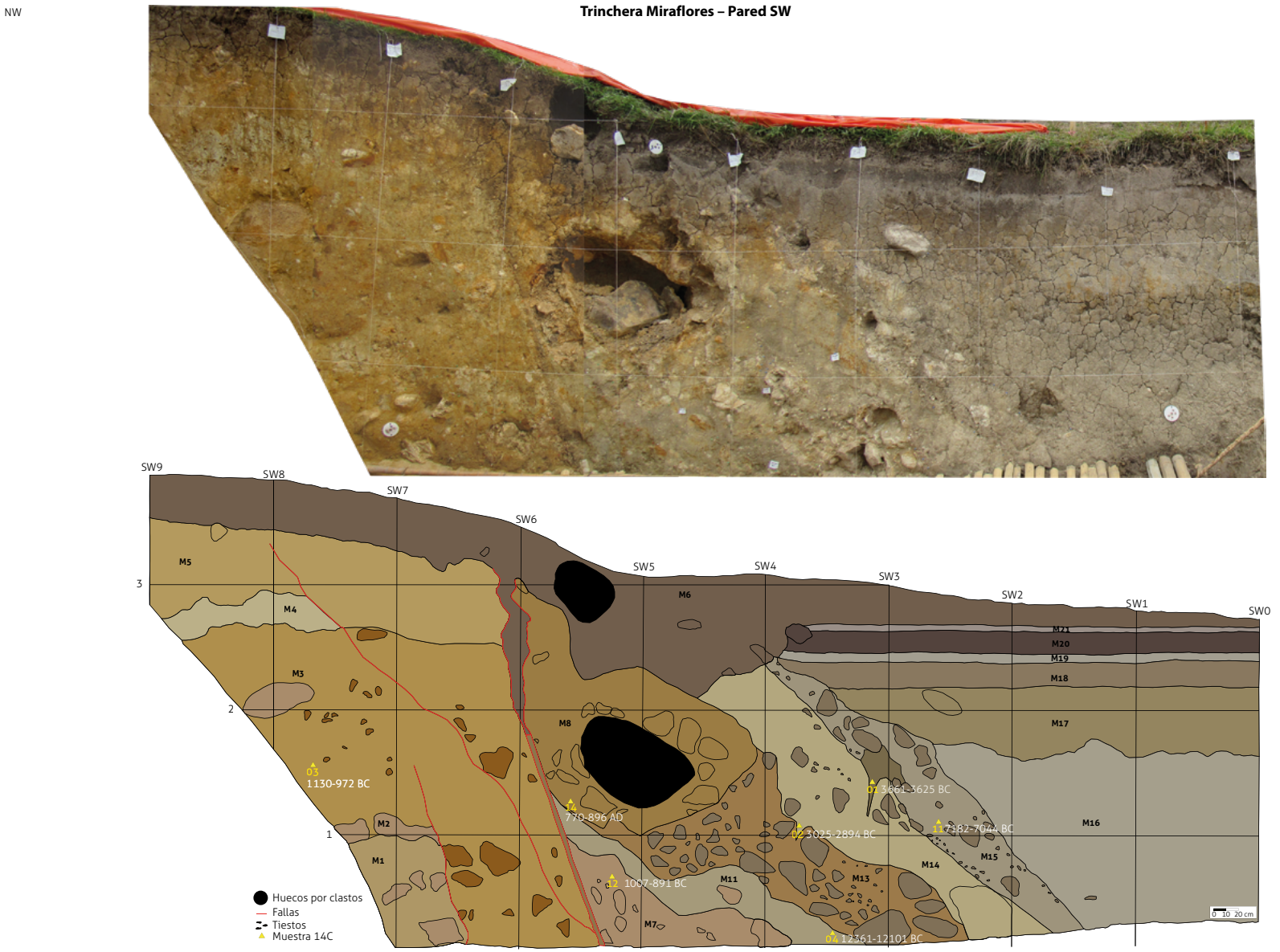


Figura 16.10b. Cartografía geológica de la pared SW de la trinchera Miraflores
Imagen reflejada (espejo). Escala 1:20. Distorsiones en la verticalidad y horizontalidad de los hilos en el mosaico, se deben a la proyección cónica de la cámara.

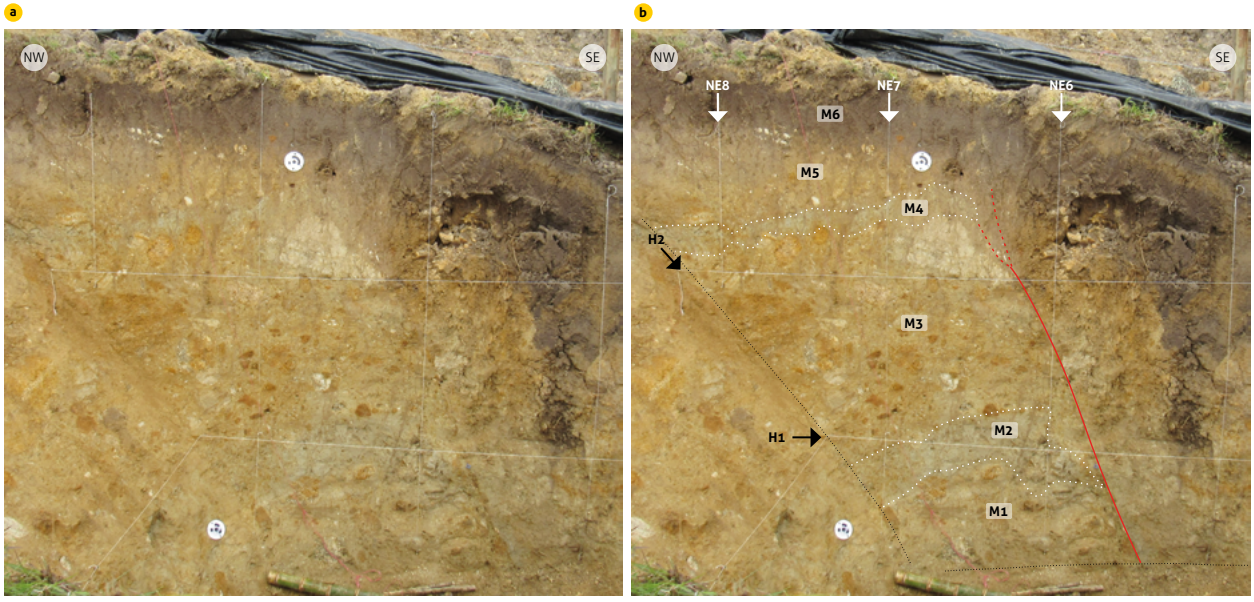


Figura 16.11. Capas descritas en la pared NE entre los hilos NE8 y NE6 por debajo del plano de falla
a) Fotografía sin interpretar; b) Fotografía interpretada. Las distorsiones de los hilos en la fotografía se deben a la proyección cónica de la cámara. La línea roja representa el plano de falla.

M4: Capa tabular delgada a media, conformada principalmente por limo y arena, de fina a media. Sin estructura interna (masiva) y color 8/2-2,5Y. Compuesta por cuarzo, óxido y trazas de magnetita.

M5: Capa de geometría tabular media, de color café pálido, correspondiente a un depósito matriz-soportado caótico, con presencia de guijos y guijarros de composición granítica principalmente, los cuales son subredondeados y subelongados de manera general. La matriz de este depósito es arcillo-limosa predominantemente, y llega hasta arena fina.

M6 (suelo actual): El suelo actual en la zona de falla, y hacia la izquierda del hilo NE-4, es más grueso que sobre los depósitos lagunares. Está conformado por arenas finas a medias subangulares y subesféricas. Presenta algunos gránulos y guijos de cuarzo. En la parte central de la pared NE, entre los hilos NE5 y NE6 se tiene la muestra COLALMI-25 con edad calibrada de 1262-2309 d. C.

16.2.2 Descripción de unidades por encima del plano de falla entre NE-6 y NE-2

Las unidades descritas a continuación se encontraron en la zona de falla en el centro de la trinchera, y hacia al SE (ver figura 16.12).

M7: Capa irregular (en cono), de color café pálido (7/4-2,5Y del sistema Munsell), conformada por arcillas (aproximadamente de 80 a 85 %) hasta arena fina a media, y compuesta por cuarzos (angulares a subredondeados), mica moscovita, algunos óxidos y trazas de magnetita. Los límites de esta capa son irregulares. Localmente, se reconocen algunos guijos de origen ígneo (graníticos). En la pared SW se tiene la muestra COLALMI-12 con edad calibrada de 1007-891 a. C.

M8: Capa en forma de cuña o cono, localizada sobre el plano de falla y contra el paleosuelo a la derecha, conformada por arenas, gránulos y guijos, mal seleccionada. Su color es amarillo pardo (6/6-10 YR del sistema Munsell), aunque en algunas zonas es más claro. Esta capa exhibe *molimiento*, pues se encuentra contra la zona de falla (dentro del *open crack*), y su contacto izquierdo está limitado por la falla; el contacto restante es irregular con el paleosuelo. En la pared SW, se tiene la muestra COLALMI-14 con edad calibrada de 770-896 d. C.

M9: Suelo-paleosuelo (¿?). Capa de forma cónica o de V, de color café claro (5/3-2,5Y del sistema Munsell), que se encuentra rellenando el gran *open crack* en la parte central. Está conformada por arena media a gruesa y materia orgánica, con granos subelongados a subesféricos y subangulares a subredondeados de cuarzo, minerales oxidados y trazas de magnetita. La proporción de arena y arcilla es de 40 % a 60 % y hay presencia de raíces con grosor de hasta 7 mm. Entre el hilo NE-4 y el NE-5, no es diferenciable fácilmente del suelo que está en la superficie. Dentro de esta capa, se tomaron cuatro muestras para datación, las cuales se presentan a continuación, de base a tope del *open crack*, con sus edades calibradas respectivas: COLALMI-07 con edad 1956-1957 d. C., COLALMI-20 con edad 1539-1635 d. C., COLALMI-21 con edad 1797-1944 d. C. y COLALMI-24 con edad 1954-1956 d. C.

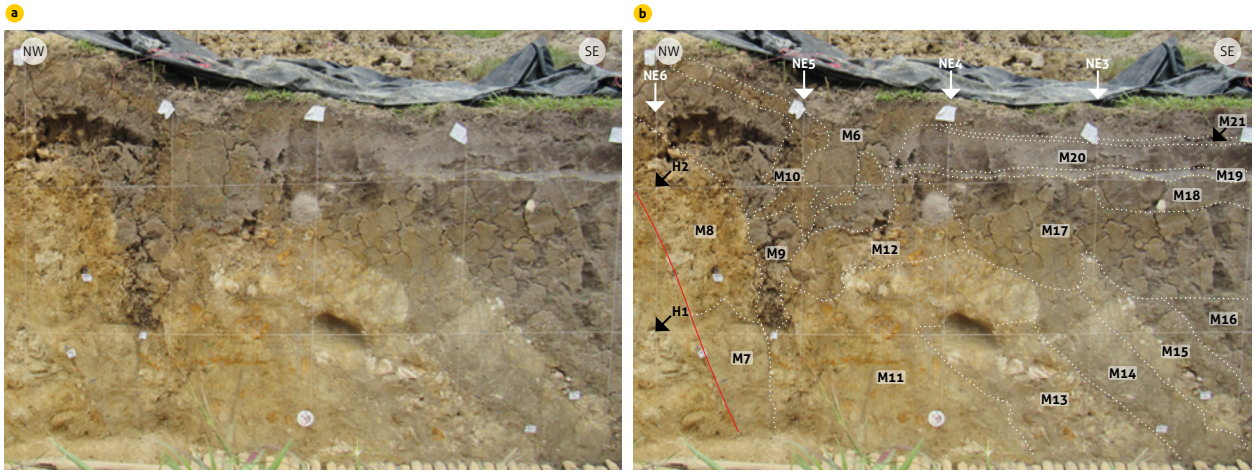


Figura 16.12. Capas descritas en la pared NE entre los hilos NE-6 y NE-2 por debajo del plano de falla
a) Fotografía sin interpretar; b) Fotografía interpretada. Las distorsiones de los hilos en la fotografía se deben a la proyección cónica de la cámara. La línea roja representa el plano de falla.

M10: Capa de geometría irregular, embebida dentro del paleosuelo del gran *open crack*. Está conformada por arcilla en un 30 % y material más grueso, que alcanza como máximo tamaño gránulo. En la fracción de arena predomina la arena media a gruesa, con granos subredondeados a subangulares y subelongados a subesféricos, principalmente de cuarzo, mica moscovita y algunos óxidos. Los gránulos son de cuarzo y líticos.

M11: Capa con forma irregular, que aparentemente hace parte de las unidades de flujos de escombros, o similares. Corresponde a un depósito caótico, altamente saprolitizado, con presencia de guijos, guijarros y bloques de origen ígneo (granítico). La matriz en la que están embebidos los clastos es desde arcillosa hasta arena media, compuesta principalmente por cuarzo, óxidos, trazas de magnetita, mica moscovita y plagioclasa. Esta capa, al igual que las de la izquierda de la falla, están afectadas por una serie de fracturas subverticales rellenas de arcilla de color café (marrón), también presenta un nivel subhorizontal de material oxidado color rojizo. Los contactos son irregulares con las unidades circundantes. Dentro de una de las grietas verticales rellenas se toma una muestra para datación (COLALMI-18), que arroja una edad calibrada de 1130-972 a. C. En la pared SW, se tiene la muestra COLALMI-04 con edad calibrada de 12361-12101 a. C.

M12: Capa de forma irregular que hace parte de un posible gran *open crack*, de color café pálido (6/3-10YR del sistema Munsell), conformada por aproximadamente 70 a 80 % de arcilla y, el restante, por arena media a muy gruesa. La fracción de arena está compuesta por granos de cuarzo, los cuales son subredondeados a subangulares y subesféricos a subelongados, plagioclasas (¿?) y óxidos. Los límites de esta capa son muy irregulares. Al interior de esta capa se observa una fractura vertical rellena, a partir de la cual se toma una muestra para datación (COLALMI-15), con edad calibrada de 1808-1922 d. C. Adicionalmente, dentro de esta capa 12, se toma otra muestra (COLALMI-19), con una edad calibrada de 2007-2009 d. C.

M13: Capa tabular media a gruesa, con un espesor de 74 cm y color café amarillento (6/5-10YR del sistema Munsell), correspondiente a un depósito caótico, mal seleccionado, conformado por guijos, guijarros y bloques ígneos graníticos. Presenta una matriz arcillo-arenosa (arena fina a media), compuesta por cuarzo, óxidos y plagioclasas (¿?). De esta capa se tomaron dos muestras para datación, la muestra COLALMI-17 con edad 6688-6498 a. C. y la muestra COLALMI-22 con edad 5666-5537 a. C.

M14: Capa con forma tabular inclinada y paralela a la unidad M13, con un espesor promedio de 40 cm y color gris rosáceo (6/2-7,5 YR del sistema Munsell). Está conformada por limo y arcilla hasta arena media, con granos subangulares y subesféricos a subelongados, principalmente de cuarzo y, en menor proporción, óxidos y líticos ígneos. Adicionalmente, se observan gránulos y guijos, y un guijarro. Los límites de la capa son netos con las capas M13 y M15; hacia la base presenta más concentración de granos gruesos y el tamaño de grano disminuye hacia el techo. Hacia la base, y en la parte inferior de esta capa, se toma una muestra (COLALMI-05) para datación, que arroja una edad calibrada de 11170-10972 a. C. Además, en la pared SW se tiene una pequeña grieta hacia la base, donde se tiene la muestra COLALMI-02, con edad calibrada de 3025-2894 a. C.

M15: Capa con forma tabular inclinada de tamaño medio, con un espesor promedio de 20 cm y color café grisáceo (5/2-2,5Y del sistema Munsell), conformada por guijos, guijarros y bloques saprolitizados de origen ígneo. La matriz es limo-arcillosa con arena fina a media inferior.

La arena está compuesta por cuarzo, plagioclasa (¿?) y trazas de magnetita. El límite superior de esta capa es de tipo *onlap* con la secuencia de origen lagunar, mientras que el límite inferior es neto y algo irregular con la capa M14. Por otro lado, se observa una variación del tamaño de grano dentro de esta capa, donde hacia el techo se presentan guijarros y hacia la base los clastos más finos. Hacia la base de esta capa, se toma una muestra (COLALMI-06) para datación, con edad calibrada de 13521-13174 a. C. Adicionalmente, en la pared SW, se toman dos muestras más; la COLALMI-01 dentro de una grieta rellena, posible *open crack*, con edad calibrada de 3661-3625 a. C y la COLALMI-11, con edad calibrada de 7182-7044 a. C.

16.2.3 Descripción de capas, entre los hilos NE-1 y NE-2

M16: Capa tabular muy gruesa de disposición horizontal, de color café (5/2-7,5YR del sistema Munsell), ubicada a la base del depósito lagunar. Su límite superior corresponde a un límite subhorizontal neto, mientras que el límite izquierdo es neto (¿*onlap*?). Esta capa está compuesta por arena fina superior a gruesa y muy gruesa (60 %), con matriz limo arcillosa (40 %), muy mal seleccionada. Los granos de arena son subangulares y subredondeados a subesféricos. Adicionalmente, presenta de forma diseminada gránulos y guijos de colores blancos, principalmente líticos, y fragmentos de rocas graníticas con trazas de magnetita.

M17: Capa tabular gruesa de disposición horizontal, ubicada sobre M16, con aproximadamente 60 cm de espesor y color gris claro (6/2-2,5Y del sistema Munsell). Su límite superior es irregular discordante y se extiende lateralmente hasta NE-4, aproximadamente. Esta capa está compuesta por arena fina a gruesa (25 % de arena media, 10 % de arena fina y 5 % de arena gruesa) y de arcilla (60 %). La fracción de arena contiene granos subangulares a subredondeados y subesféricos a subelongados de cuarzo, plagioclasas (?) y líticos graníticos. Localmente se observan algunos gránulos y guijos.

M18: Capa tabular media de disposición subhorizontal, de color café grisáceo (5/2-10YR del sistema Munsell), ubicada sobre M17. Los contactos superior e inferior de esta capa son netos, y lateralmente se pincha hacia el NE-3. Está compuesta por arena muy mal seleccionada, con granos subangulares a subredondeados y subesféricos a subelongados de cuarzo, óxidos y magnetita. En menor proporción (10 %) se presenta material fino de tamaño limo. Localmente se observan algunos guijarros y guijos.

M19: Capa tabular delgada de disposición subhorizontal, ubicada sobre M18. Los contactos de esta unidad son netos al techo y a la base, y lateralmente termina en la cuadrícula NE-5 y NE-4. Su color es gris claro (7/1-10YR del sistema Munsell). La capa está compuesta por un 5 % de limo y un 95 % de arena gruesa a muy gruesa, moderadamente seleccionada, con granos de cuarzo y, en menor proporción, mica moscovita y magnetita.

M20: Capa tabular media de disposición subhorizontal, de color café grisáceo oscuro (4/2-2,5Y del sistema Munsell), ubicada sobre M19. Tiene aspecto de suelo muy arenoso (¿paleosuelo?). Esta capa está compuesta por material fino (tamaño limo) y arena media en mayor proporción, con la presencia de algunas raíces (¿actuales?). La fracción de arena varía en tamaño de grano de fino a medio, con granos subredondeados y subesféricos a subangulares de cuarzo y, en menor proporción, magnetita. Adicionalmente, se presentan algunos fragmentos muy pequeños de tiestos. Entre los hilos NE1 y NE2, se tiene la muestra COLALMI-16, con edad calibrada de 1797-1944 d. C.

M21: Capa tabular delgada de disposición subhorizontal, de color café grisáceo (5/2-10YR del sistema Munsell), ubicada entre M20 (paleosuelo) y el suelo actual. Está conformada por arena de tamaño de grano medio, moderadamente seleccionada, que varía de fina a gruesa, y compuesta, casi en su totalidad, por granos de cuarzo subredondeados a subangulares y subesféricos a subelongados. Adicionalmente, se presentan algunas trazas de magnetita y restos de tiestos.

16.2.4 Evidencias paleosismológicas en la secuencia sedimentaria de la trinchera Miraflores

A continuación, se describen las estructuras generadas a partir de eventos sísmicos, encontradas en la trinchera Miraflores.

16.2.4.1 Grietas rellenas (*open crack*)

En la trinchera Miraflores, en el bloque de techo (por encima del plano de falla), se encontró una grieta rellena muy bien definida, de gran tamaño, con extensión vertical de un poco más de 2 m de alto, con apertura de aproximadamente 1,5 m de ancho en la parte superior de la pared NE, la cual coincide con el contraescarpe actual. Esta grieta está rellena de materia orgánica oscura proveniente del suelo actual, el cual fue muestreado para obtener la edad del material (figura 16.13).

También, se observó una grieta con menor dimensión, en la pared SW, rellena con material clástico de tamaño de grano arena y materia orgánica.



Figura 16.13. Grieta abierta rellena
a) Fotografía sin interpretar; b) fotografía interpretada. Las distorsiones de los hilos en la fotografía se deben a la proyección cónica de la cámara.

16.2.4.2 Diques clásticos

En la trinchera Miraflores, por la estratigrafía del basamento del sector se observa una gran distribución de bloques y cantos correspondientes a depósitos de escombros. Bordeando estos clastos, es posible observar delgados diques arenosos de color gris claro que se infiltran por los espacios vacíos en la matriz areno-arcillosa. Estos tienen una geometría sinusoidal, con poco espesor y tienden a migrar a la superficie. Los diques clásticos observados en la trinchera Miraflores cortan de manera tajante las diferentes capas encontradas, incluso clastos de composición granítica (figura 16.14).

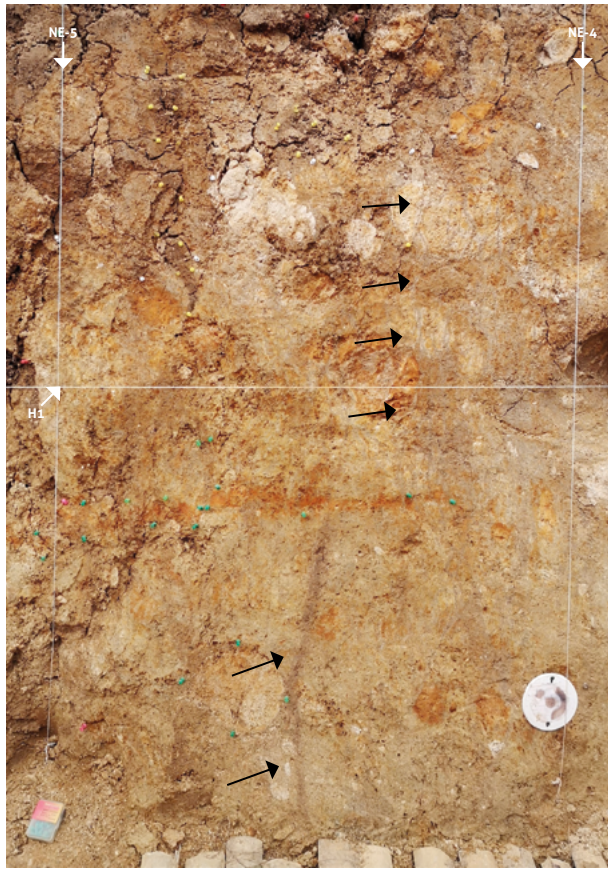


Figura 16.14. Diques clásticos en la trinchera Miraflores (flechas negras)

16.2.4.3 Cuñas coluviales

Las cuñas coluviales se generan durante movimientos sísmicos, cuando el material clástico que se encuentra en el borde de un escarpe de falla, se desprende y deposita en una zona más baja. Por lo general, estos sedimentos guardan la geometría del escarpe o paleorelieve anterior a su depositación y, por consiguiente, tienden a tener una geometría alargada e inclinada en dirección a la depresión topográfica (Weldon *et al.*, 1996). En la trinchera Miraflores se observaron, en ambas paredes, cuñas coluviales sobre la zona de falla, por debajo de la grieta de mayor dimensión y por debajo del depósito de sedimentos arcillosos y arenosos que, posiblemente, estén relacionados con ambientes fluviolacustres (figura 16.15).

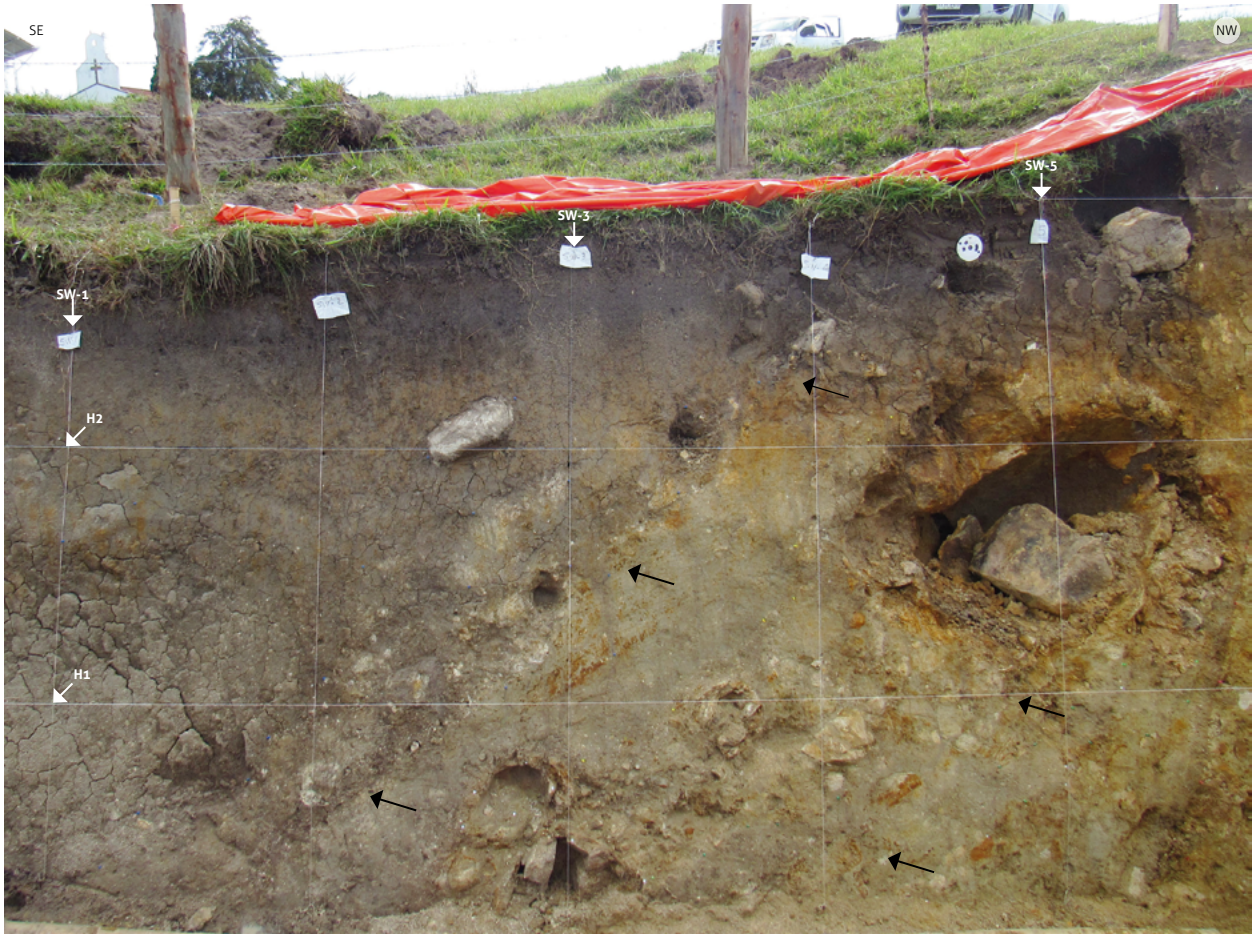


Figura 16.15. Cuñas coluviales en la pared SW de la trinchera Miraflores
Las flechas negras indican la base de las capas. Las distorsiones de los hilos en la fotografía se deben a la proyección cónica de la cámara.

16.2.5 Dataciones

A continuación se presentan las edades calibradas para las veinte muestras tomadas en la trinchera Miraflores y enviadas al laboratorio Beta Analytic para su datación (tabla 16.2). Esta tabla contiene el código identificador de la muestra (ID), la ubicación de la muestra, términos de pared y nivel estratigráfico, y la estructura en la cual fue tomada, si fue el caso. Para mayor detalle consultar el anexo.

Tabla 16.2. Resumen de edades reportadas por el laboratorio para las muestras tomadas en la trinchera Miraflores

Id muestra	Pared	Nivel estratigráfico	Estructura o dato adicional	Edad calibrada
COLALMI-01	SW	M15	*Open crack*	3661-3625 a.C.
COLALMI-02	SW	M14	Pequeño *open crack*	3025-2894 a.C.
COLALMI-03	SW	M3		1130-972 a.C.
COLALMI-04	SW	M11		12361-12101 a.C.
COLALMI-05	NE	M14		11170-10972 a.C.
COLALMI-06	NE	M15		13521-13174 a.C.
COLALMI-07	NE	M9	*Open crack*	1956-1957 d.C.
COLALMI-11	SW	M15		7182-7044 a.C.
COLALMI-12	SW	M7		1007-891 a.C.
COLALMI-14	SW	M8		770-896 d.C.
COLALMI-15	NE	?	Grieta rellena con material fino	1808-1922 d.C.
COLALMI-16	NE	M20		1797-1944 d.C.
COLALMI-17	NE	M13		6688-6498 a.C.
COLALMI-18	NE	?	¿Grieta rellena?	1130-972 a.C.
COLALMI-19	NE	M12		2007-2009 d.C.
COLALMI-20	NE	M9	*¿Open crack?*	1539-1635 d.C.
COLALMI-21	NE	M9	*¿Open crack?*	1797-1944 d.C.
COLALMI-22	NE	M13		5666-5537 a.C.
COLALMI-24	NE	M9	*¿Open crack?*	1954-1956 d.C.
COLALMI-25	NE	M6		1262-1309 d.C.


PELIGRO



17

Análisis, interpretación y discusión

Este capítulo resume las interpretaciones del análisis paleosismológico de las trincheras excavadas cerca a la vereda Miraflores: Potrerillos y Miraflores, para exponer la historia sísmica reciente de la FA, en el departamento del Huila. Ambas excavaciones han sido descritas extensamente en el capítulo anterior. La trinchera Potrerillos explora el ramal Garzón, que se extiende desde Potrerillos hacia el SW, mientras que la trinchera Miraflores se excavó sobre el ramal Tres Esquinas-Algeciras de la FA, que se extiende hacia el NE de Miraflores (figura 11.1). Esta figura muestra cómo estas dos trazas están dispuestas en Miraflores en relevo o salto transpresivo (hacia la izquierda).

17.1 Interpretación paleosismológica de la trinchera Potrerillos

Del análisis de los levantamientos de las dos paredes de la trinchera Potrerillos o los *logs* (figura 16.1 a y b), se determina que la FA en esta localidad se expresa como una zona de falla de 10 m de ancho, limitada por dos fallas principales con alto buzamiento centrípeto (buzamiento de la una hacia la otra), que controla una sedimentación primordialmente aluvial-lagunar. Esta sedimentación, en el extremo SE de la excavación, está en contacto de falla con una unidad que se podría correlacionar con la Formación Gigante, mientras que en el extremo NW, el contacto de falla se hace con posibles depósitos de flujos de escombros.

Gran parte de la secuencia expuesta en esta depresión tectónica, de unos 2 m de espesor, resulta ser muy joven; depositada esencialmente en el último cuarto del siglo pasado, como lo confirman las diversas dataciones radio-carbónicas realizadas. Los niveles suprayacentes a P8, es decir P9 a P13, que incluyen a un paleosuelo (P11) inundado por un paleo-canal discordante (P13), se depositaron en una hondonada en forma de V amplia a partir de 1970 d.C., como lo corroboran las dataciones de las muestras COLALPO 06, 11 y 19 en la pared NE de la excavación, las muestras COLALPO 04, 05, 08, 09, 23 y 25, y la muestra COLALPO-17 extraída de un nivel intermedio propio al último canal aluvial arenoso discordante, muestreadas en la pared SW. El tope de P8 resulta ser joven: 1797 a 1944 d.C. (COLALPO-16) y 1971-1973 d.C. (COLALPO-06), ambas muestras en la pared NE. Aunque este nivel envejece rápidamente como lo corrobora la muestra COLALPO-14, a no más de 25 cm por debajo del paleosuelo P11, con una fecha de ocurrencia calibrada de 951-1041 d.C.

Adicionalmente, esta secuencia (en paleosuelo P11) contiene numerosos fragmentos de tiestos y una botella de vidrio, que confirma el carácter histórico de la sedimentación de estos depósitos. La única datación aparentemente disonante en esta sección estratigráfica es la edad de un tronco de unos 17 cm de diámetro, contenido en un nivel de arena fina y reposando sobre el paleosuelo P11, en posición horizontal. El tronco es más viejo que las unidades circundantes, por arrojar una fecha de ocurrencia calibrada de 1666-1783 d.C., comparada con edades más jóvenes que 1970 d.C. Se debe interpretar que este fragmento de tronco fue removilizado por el canal que se instalará posteriormente de forma discordante sobre este paleosuelo.

Por su parte, la deformación tectónica se presenta de tres formas distintas. Como se ha señalado, una secuencia aluvial-lagunar se deposita en una depresión tectónica, que aún muestra expresión superficial como una trinchera de falla (*fault trench*), a la cual se asocia una verdadera laguna de falla (*sag pond*). Esto informa que la tasa de deformación tectónica vertical aparenta superar sin dificultad la tasa de sedimentación en esta localidad de Potrerillos, donde la sedimentación se ha alternado entre fases más aluviales (como durante P-12 y P-13) y otras fases más lagunares (como P-11), con espesos desarrollos de paleo suelos. En tal sentido, la medición microtectónica 10 (tabla 15.1) arroja que la FA contra la Formación Gigante, en el extremo SE de la trinchera, presenta cinemática dextral normal según una estría de 31°. Es decir, que la falla en esta localidad acomoda el doble de desplazamiento oblicuo (o total) que de componente vertical. Además, se estableció que la tasa tectónica vertical supera la tasa de sedimentación local.

La depresión tectónica, que aloja un canal o una laguna, dependiendo del nivel de profundización de la depresión y del consecuente nivel energético del sistema, es una pequeña cuenca en tracción en un relevo transtensivo de la FA, que exhibe sus dos trazas principales en ambos extremos de la excavación paleosismológica de Potrerillos. En conclusión, esta excavación muestra evidencias claras de deformación frágil que interfiere con la superficie del terreno o topografía. Lo anterior permitió el reconocimiento de dicho sitio potencial para excavación y de los depósitos más superficiales (en los últimos 2 m de profundidad.) del Holoceno Tardío, pues la edad más vieja arrojada por las dataciones radiocarbónicas es siempre posterior al inicio de la era cristiana (d. C.).

Sin embargo, la secuencia expuesta en las paredes de la trinchera registra, además de los planos de falla detectados, perturbaciones tectónicas de otras dos maneras: por grietas abiertas rellenas (*filled open cracks)*, como las definidas por Audemard (2005) y descritas por Audemard (2011) durante el sismo de Cariaco de 1997 sobre la Falla El Pilar, y por deformaciones en sedimentos blandos (o no consolidados), como deformaciones convolutas.

Las primeras se observan por debajo del paleo-suelo P11, mientras que las segundas solo en el canal aluvial P13, lo cual significa, de manera preliminar, que su génesis no es atribuible a un mismo sismo. De igual manera, inicialmente y previo a obtener los resultados de las dataciones radio-carbónicas, se había interpretado tentativamente que un sismo mayor pos-P11 había introducido un hundimiento súbito de la topografía (donde P11 era su suelo), que habría generado la profundización de la laguna de falla, entre 2 a 4 m de desnivel (figura 17.1, según el escenario 2), lo que da cabida a una sedimentación de mayor nivel energético, como el canal P13, de muy buen desarrollo.

Con las dataciones disponibles, se consideró que la forma general en V abierta del paleosuelo corresponde a una adaptación a una paleo-topografía ya diferenciada, donde un canal se establecerá discordantemente *a posteriori*, siguiendo un escenario 3 de la figura 17.1. No se puede descartar que estos cambios sedimentológicos y ambientales prominentes desde 1970, expuestos por esta excavación, no resulten de una eventual modificación antrópica, introducida por los agricultores de la zona.

17.1.1 Cronología de los eventos en la trinchera Potrerillos

En referencia a los sismos generadores de grietas abierta rellenas, reconocer distintas generaciones de ellas, así como varios sismos generadores, no era tan obvio sin el concurso de las dataciones radio-carbónicas, aunque contra la falla del extremo SE (figura 16.1 a y b) –contra las rocas correlacionables con la Formación Gigante (?)–, se podía apreciar la ocurrencia de grietas rellenas telescópicas (*entrenched o emboités*). Aquí, se debe precisar que la edad o fecha de ocurrencia del sismo generador de la grieta se establece con aquella de los materiales más profundos encontrados en el relleno de la grieta, partiendo de la presunción de que esos materiales estaban en la superficie presismo (cayendo primero –casi cosísmicamente– que los materiales que terminan por colmatar la grieta abierta, provenientes progresivamente de niveles

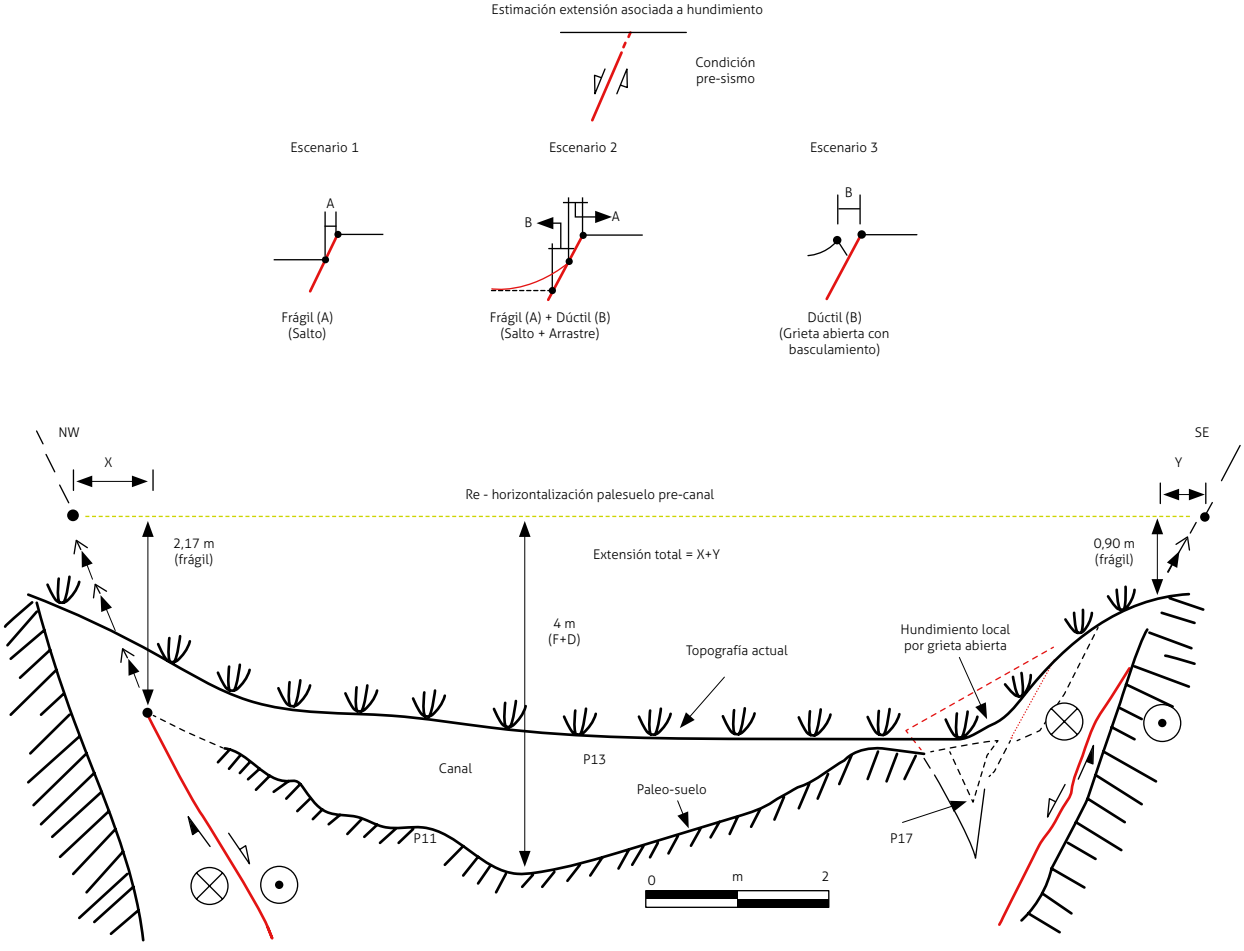


Figura 17.1. Escenarios de extensión asociada a hundimiento
Rehorizontalización del paleosuelo precanal.

más profundos por erosión), por lo que el sismo debe ser levemente más reciente que esa fecha arrojada por la datación radio-carbónica.

En esta trinchera, la identificación de los sismos interpretados a partir de grietas rellenas reposa, generalmente, sobre una única datación, excepto por dos casos, cuya datación reposa sobre dos muestras, una por cada pared. Esta doble datación congruente o convergente les otorga confiabilidad a los resultados de las dataciones obtenidas durante este estudio, lo cual, indirectamente, valida aquellas dataciones aplicadas a otros depósitos durante estas investigaciones paleosismológicas. Los dos eventos así datados corresponden a: 1) las dataciones de las muestras COLALPO 02 y 22, extraídas del depósito P17 (o del extremo suroriental de P11, con granulometría más gruesa), que precede al paleosuelo P11, y cuyas fechas de ocurrencia calibrada son de 1724-1812 d.C. y 1720-1815 d.C., respectivamente; fechas muy similares. Estas grietas rellenas podrían haber sido generadas por el sismo histórico del 16 de noviembre de 1827, con epicentro al norte de Florencia y al este de Pitalito (latitud 1,80° y longitud -75,52°), a 40 km al SE de la traza de la FA y al SW del sitio de trinchera. Su profundidad y magnitud fueron estimadas en 10 km y Mw 7,1, respectivamente (Portal de Sismicidad Histórica de Colombia, SGC).

2) El otro sismo con doble datación habría ocurrido más reciente que las fechas COLALPO 03 y 21, con ocurrencia en 1254-1302 d.C. y 1221-1282 d.C., respectivamente, las cuales datan el depósito P16 en la pared SW (o P18 en la pared NE, que corresponde al fondo de P16). Esta última grieta rellena es cortada por la de ocurrencia próxima a 1800 d.C., donde P16 reposa contra el plano principal de la FA en el extremo SE de la trinchera; y con P18, ambas enraizadas sobre ese plano. Es decir, este evento estaría próximo a 1300-1350 d.C., ocurrido unos 500 años antes que el de 1827 d.C. y unos 150 años antes de la conquista española.

Otras grietas rellenas se pueden interpretar en asociación con este plano de falla SE, igualmente enraizadas sobre esta falla, pero a mayores profundidades, como P15, P24(?) y otra penetrativa a P15 (asociada al plano de falla en la figura 16.1), pero no identificada ni muestreada para datación. Otras grietas rellenas, reportadas en las paredes de la trinchera, identificarían otros sismos potenciales prehistóricos con ocurrencia levemente posterior a:

1. 653-708 d.C. (COLALPO-20), que corresponde a la parte profunda de una grieta cuya parte superior resulta más vieja (COLALPO-10 con fecha de 526-604 d.C.) y aparenta estar conectada en su tope con el paleosuelo P11. Esta grieta ubicada entre los hilos verticales NE7 y 8 (figura 16.1a) es penetrativa a P14 y muestra la típica inversión de edades de base a tope, dado que por erosión la grieta progresivamente recibe y acumula materiales más profundos y viejos, cercanos a la superficie del terreno.
2. El depósito P17, correspondiente al relleno de una grieta abierta cosísmica, hacia su base o ápice profundo de la grieta, arroja una fecha de ocurrencia de 978-1048 d.C. (COLALPO 01). Se presume que podría ser otra grieta rellena del evento alrededor de 1300 d.C., que no fue posible diferenciar. Por tanto, el muestreo no se hizo ciertamente en el vértice más profundo de la grieta.
3. Una única grieta pequeña (depósito P7), ubicada en el extremo NW de la pared NE (cerca de hilo NE0), que arroja una fecha de ocurrencia de 1954-1957 d.C. (COLALPO-24). Esta grieta se podría asociar al sismo del 9 de febrero de 1967, pero este sismo, de magnitud Mw 7,0, se ha asignado a una profundidad de ocurrencia de 50 km (Portal de Sismicidad Histórica de Colombia SGC). Con esta asignación de profundidad, no parece viable que tenga ruptura cosísmica con expresión superficial. En cualquier caso, este sismo de 1967 necesariamente requeriría una reevaluación de los parámetros de la fuente, a partir de sus datos macrosísmicos, para precisar su fuente generadora y determinar su grado real de asociación con la FA. En tal sentido, su epicentro cercano a la traza de la FA (no más de 10 km) permitiría interpretar que sea más somero, si finalmente es producido por esta falla.

No obstante, el sismo de 1967, con la actual localización hipocentral (epicentro y profundidad focal, según el Portal de Sismicidad Histórica de Colombia SGC), podría ser responsable del tercer tipo de deformaciones observadas en las paredes de la excavación, restringidas a sedimentos blandos o no consolidados. Por su parte, aquellas deformaciones cosísmicas en sedimentos blandos observadas en los depósitos del canal aluvial, hacia su parte media, la cual ha sido fechada en 1978-1979 d.C. (COLALPO-17), requerirían de un evento contemporáneo más reciente a 1967 d.C. Entonces, se debería evaluar igualmente la posibilidad de otros sismos pos-1979, con la magnitud suficiente y la proximidad necesaria para disparar estas deformaciones en sedimentos blandos, con una magnitud local probablemente superior a Mw 5,0 en Potrerillos.

Sismos como el de Tumaco de 1979 de Mw 8,1, somero y a unos 400 km de distancia (Portal de Sismicidad Histórica de Colombia SGC), podría introducir perturbaciones en sedimentos blandos a distancias como

la del sitio de excavación de Potrerillos. Por el contrario, los sismos de Popayán de 1983 (Mw 5,6) y Tauramena de 1995 (Mw 6,5) parecieran no ser lo suficientemente importantes para generar la intensidad de sitio necesaria en Potrerillos, para introducir tales deformaciones generadas por la sacudida sísmica. Por otra parte, no se puede descartar totalmente que el sismo de 1967 pueda estar vinculado a la formación de la grieta pequeña P7 observada en el extremo NW de la pared NE de la trinchera de Potrerillos.

En síntesis, la excavación de Potrerillos muestra evidencias de varios sismos, enumerados por orden creciente de antigüedad:

1. Un sismo contemporáneo, no necesariamente de la FA, con fecha de ocurrencia en el último cuarto del siglo XX, con una intensidad de sitio MMI cercana a VII, o magnitud local de al menos ml 5,0, evidenciado por laminaciones convolutas en la parte media del canal superior y con fecha de 1978-1979 d. C. Para este sismo, un excelente candidato que pudo generar estas deformaciones, podría ser el sismo de Tumaco de 1979 de Mw 8,1 y profundidad somera de 23,6 km.
2. Otro sismo contemporáneo, de la segunda mitad del siglo XX, eventualmente sobre la FA, particularmente vinculado a la traza más NW expuesta en la trinchera, evidenciado por una grieta rellena muy pequeña (P7), se puede asociar al sismo del 9 de febrero de 1967, pero su profundidad focal estimada a 50 km hace poco creíble que tenga expresión cosísmica superficial. Por su parte, la evidencia de este sismo tampoco parece clara por sus modestas dimensiones; por tanto, podría ser atribuida a otro proceso, como a desecación del terreno o actividad antrópica.
3. Un último sismo de la FA, en el tramo bajo estudio (en asociación a la traza SE de la trinchera), con ocurrencia posterior a 1815 d. C., evidenciado por el relleno de la parte superior de la grieta abierta P17 en la pared NE (o el extremo oriental del paleosuelo P11 en la pared SW; igualmente de granulometría más gruesa que el resto de P11). Para este sismo, un buen candidato histórico, asociado a estas deformaciones, sería el sismo del 16 de noviembre de 1827. Según el Portal Sismicidad Histórica de Colombia del SGC, el epicentro de este sismo se ubicó entre Garzón y Florencia, en proximidad al N de Florencia, a unos 40 km al SE de la traza de la falla. Igualmente, se precisa que su profundidad está estimada en 10 km y su magnitud en Mw 7,1. Tal magnitud sísmica en eventos asociados a fallas transcurrentes ya deben presentar ruptura superficial, por lo que la FA se convierte en una fuerte candidata como fuente generadora del sismo de 1827. Por otra parte, considerando que la ubicación hipocentral sea correcta, esto apuntaría a que la FA en esta región tendría buzamiento intermedio a leve hacia el sur, como lo soporta la sísmica interpretada por Saeid *et al*. (2016).
4. Un penúltimo sismo de la FA, en el tramo bajo estudio (particularmente en la traza SE), prehistórico, con ocurrencia alrededor de 1300 d. C., evidenciado por el relleno de la grieta abierta P16 en la pared SW (o su ápice identificado como P18 en la pared NE). Cuya parte profunda del relleno de la grieta P17 pareciera ser evidencia suplementaria de este evento.
5. Un antepenúltimo sismo de la FA, en el tramo bajo estudio (también en asociación a la traza SE de la trinchera), con ocurrencia apenas posterior a 653-708 d. C. (COLALPO-20), datado por el material de relleno ubicado en el vértice inferior de una grieta abierta rellena, penetrativa a P14 (en pared NE), ubicada entre los hilos verticales N07 y N08.

17.1.2 Recurrencia sísmica de los eventos en la trinchera Potrerillos

Aceptada la cronología de los eventos expuesta, se puede estimar que los sismos con expresión (ruptura) superficial sobre la falla transcurrente dextral de Algeciras, particularmente dextral normal con una estría próxima a los 30°, aparentan recurrir cada 500-600 años, con fechas de ocurrencia de estos sismos mayores alrededor de 700 d. C., 1300 d. C. y 1815 d. C. Se espera que estos sismos sean de magnitud próxima a Mw 7,0, dado que cortan la superficie del terreno.

17.1.3 Magnitud de los eventos en la trinchera Potrerillos

Como se señaló reiteradamente, la observación de deformaciones directas a lo largo de las trazas de falla en Potrerillos y de deformaciones claras y diagnósticas del tipo frágil (planos de falla estriados (15.3) y grietas abiertas cosísmicas de tamaño significativo), en las paredes de la excavación de Potrerillos, permite estimar, preliminarmente, que los sismos generados por tales deformaciones cosísmicas deben tener magnitudes aproximadas a Mw 7,0.

En el caso particular de la FA en la localidad de Potrerillos, se han realizado algunos cálculos del tamaño de las posibles deformaciones cosísmicas, observadas y medidas en las paredes expuestas en la trinchera, tanto frágiles como dúctiles, que permitan acotar la magnitud de sus sismos asociados, al usar relaciones empíricas como las de Wells y Coppersmith (1994).

Antes de obtener los resultados de las dataciones radiocarbónicas, se debe recordar que se había interpretado, inicial y tentativamente, que un sismo mayor pos-P11 había introducido un hundimiento súbito de la topografía y del suelo asociado (P11), e imprimió al paleosuelo P11 una forma de V abierta, que generaría la profundización de la laguna de falla, entre 2 a 4 m de desnivel (figura 17.1., escenarios de extensión asociada a hundimiento, rehorizontalización del paleosuelo precanal, según el escenario 2), dando cabida al espacio de acomodo de una sedimentación de mayor nivel energético, como la del canal P13. El espesor de este solo canal P13 representa 1,6 m de los 4 m de hundimiento que habría sufrido la paleo-topografía precanal, asumiendo que el paleosuelo P11 constituía una superficie predeformación plana y horizontal (ver figura 17.1).

No obstante, con las dataciones disponibles, que apuntan que la secuencia comprendida entre el tope de P8 a P13 es muy joven (pos-1970 d. C.), se interpreta que la forma general en V abierta del paleosuelo corresponde a una adaptación a una paleo-topografía ya diferenciada, la cual sí es resultado de la apertura de la grieta multievento P17, que basculó el tope de P8, y que dio cabida a la sedimentación pos-P8, incluyente del desarrollo del paleosuelo P11 y del depósito del canal P13 (figura 17.1). En tal sentido, la grieta P17 tuvo dos fases de apertura y ensanchamiento, que iniciaron con el sismo de 1300 d. C. y se ampliaron con el sismo de 1800 d. C., aproximadamente. Estas grietas telescópicas se abren durante ambos sismos en igual cuantía, 50 cm, hasta totalizar 1 m de apertura en la boca de la grieta. Esta extensión es equivalente a un salto sobre el plano de falla SE, al cual está asociada esta grieta abierta, de 2,17 m; valor que, de manera fortuita, coincide con el hundimiento frágil del paleosuelo P11 sobre el plano de falla NW, calculado sobre la presunción de un paleosuelo desarrollado a lo largo de una paleo-topografía horizontal (figura 17.1).

En consecuencia, este salto vertical de 2,17 m debe ser distribuido de manera similar entre los dos sismos registrados por el relleno de la grieta P17, en las fechas de 1300 y 1800 d. C. Es decir, que cada sismo resultaría de un movimiento vertical normal de unos 1,08-1,10 m. Conocida que la estría sobre este plano de falla es de unos 30° (medida microtectónica 10 de los datos estructurales presentados en la tabla 15.1 del capítulo 15), el movimiento total oblicuo sobre esta falla SE en cinemática dextral-normal sería del orden de unos 2,20 m, lo cual, aplicando las relaciones de Wells y Coppersmith (1994), correspondería al desplazamiento cosísmico total generador de sismos próximos a Mw 7,4. Esta magnitud pareciera asemejarse con aquella del sismo del 16 de noviembre de 1827 (Mw 7,1), aunque algo más pequeño, y es congruente con magnitudes superiores a Mw 7,0 para aquellas fallas transcurrentes que exhiben rupturas superficiales. Por cierto, las rupturas superficiales responsables de sismos de tal magnitud de Mw 7,4 alcanzan longitudes de unos 120-150 km de largo.

17.1.4 Tasa de movimiento de la FA a partir de datos de la trinchera Potrerillos

Se ha estimado que los sismos de 1300 d. C. y 1800 d. C. en la trinchera de Potrerillos resultan de desplazamientos cosísmicos individuales de unos 2,20 m en cinemática dextral-normal. Por otra parte, se ha calculado que el período de retorno entre los tres últimos sismos (700, 1300 y 1800 d. C.) es de unos 500 a 600 años. En tal sentido, se puede estimar la tasa de desplazamiento de este ramal Garzón de la FA, en este sector huilense, en 4,0 ± 0,4 mm/a. El cálculo igualmente se puede hacer al estimar que la falla se desplazó 4,40 m en una ventana temporal de 1100 años (tiempo transcurrido entre 700 d. C. y 1800 d. C.), que arroja una tasa de desplazamiento promediada de 4 mm/a.

17.2 Interpretación paleosismológica de la trinchera Miraflores

La trinchera Miraflores muestra una disposición general de capas y unidades sedimentarias a un lado y otro de la falla, típica o característica de falla transcurrente (figura 16.5). Es decir, la parte central de la excavación expone la zona de falla, que pone en contacto dos secuencias bien contrastadas en los bloques contiguos (figura 16.5).

En mayor detalle, la zona NW contiene esencialmente una secuencia de capas gruesas subhorizontales de contactos irregulares, con bloques líticos de tamaño muy variable, flotando en una matriz limosa, que puede interpretarse como distintos pulsos de depósitos de flujos de escombros (figura 16.10 a y b). Una única datación (COLALMI-03) en esta secuencia indica que su parte media arroja una fecha de 1130-972 a. C.

La zona SE exhibe una secuencia sedimentaria de menor energía, representada por capas más tabulares y menos espesas de sedimentos más finos y menos heterogéneos, dominadas por detritos del tamaño de grano arena. La parte superior de esta secuencia arroja una fecha de 1797-1944 d. C. (58,2 %; o 1671-1779 d. C. en 37,2 %; COLALMI-16 muestreada en M20), claramente más joven que la otra zona.

Por su parte, la zona de falla, de hasta unos 3 m de ancho, muestra de NW a SE (figura 16.10a):

a) Un nítido plano de falla principal, de alto buzamiento al sur (de unos 70°), del cual divergen o conver-

gen otros planos de falla subordinados en el bloque yacente. Dos de estos planos menores, visibles en la pared NE de la excavación, muestran componente vertical normal, donde la secuencia está engrosada hacia la base de los depósitos M3 y M5 en sus bloques deprimidos ubicados al SE.

El plano principal expuesto en la pared de la trinchera corresponde con un escarpe de falla con cara libre al SE, de unos 0,7 a 0,8 m de desnivel vertical en la topografía actual, lo cual permite interpretar que el desnivel al momento de alguno de los sismos haya sido aún mayor, próximo a 1 m de altura.

Además de la establecida componente dextral, a partir de la cartografía neotectónica presentada en este estudio, en esta excavación fue evidente la componente vertical significativa en falla normal (no despreciable), con bloque SE deprimido, confirmada por las edades de las secuencias en los bloques contiguos a la falla (comparar las fechas de las muestras COLALMI-03 y-16), como se estableció también en la trinchera de Potrerillos.

b) Enraizadas en profundidad sobre el plano de falla principal en la pared NE de la excavación, o de la terminación superior de la falla principal en la pared SW, se observan grietas abiertas rellenas de mayor dimensión en la pared NE, que alcanzan una apertura que supera el 1,5 m en su extremo superior; mientras que, en la prolongación hacia arriba del plano de falla principal, en la pared SW, la grieta es de apenas unos 20 cm.

c) Por último, depósitos tabulares gruesos e inclinados, al menos unos 45° SE, reposan directamente contra el plano de falla principal, como se aprecia en la pared SW de la trinchera (M7-M8 y M11-M15). Estos depósitos están cortados, en ocasiones, por las grietas abiertas descritas en la pared NE. Vale la pena recalcar que la inclinación de estos depósitos no solo reposa en sus contactos inclinados, sino también en la orientación de los ejes más largos de sus guijarros. Estos depósitos inclinados arrojan curiosamente edades que parecieran caóticas a primera vista. Sin embargo, luego de un análisis más cuidadoso y detallado, muestran la clara y típica inversión de edades en cuñas coluviales, asociadas a la creciente erosión del tope de un bloque tectónicamente levantado. Estos depósitos se generarían por la erosión de los depósitos de los flujos de escombros del bloque piso elevado, al depositarse al pie del escarpe de la falla principal expuesta en trinchera (y coincidente con el escarpe de falla de exposición SE visible en el paisaje). Las fechas obtenidas permiten interpretarlas como dos fases de generación de cuñas coluviales, las cuales están todas selladas discordantemente y en *onlap* por los depósitos de arena subhorizontales (M16-M21), de probable origen aluvial-fluvial.

El primer ciclo contendría M7 y M11, de base a tope, con unas fechas de 1000 a. C. (COLALMI-12) y 12200 a. C. (COLALMI-04), respectivamente. El segundo y más reciente ciclo de degradación del escarpe, infrayacente a los depósitos aluviales dispuestos en *onlap* y hasta en discordancia erosiva, contendría los depósitos M13 a M15, con fechas aproximadas crecientes de 6600 a. C. (COLALMI-17) a 5600 a. C. (COLALMI-22) para M13, 11100 (COLALMI-05) para M14 y 13300 (COLALMI-06) para M15.

17.2.1 Cronología de los eventos en la trinchera Miraflores

Los terremotos ocurridos sobre esta traza de la FA (ramal Tres Esquinas-Algeciras; figura 11.1) pueden ser establecidos con base en tres criterios distintos (figura 16.10a y b): a) La terminación superior de falla, tal como ocurre con las fallas secundarias presentes en el bloque piso, en la pared SW (entre hilos verticales SW6 y SW8); b) Cuñas coluviales desarrolladas al pie del escarpe de falla, y c) Grietas abiertas rellenas, todas presentes en el bloque techo de la falla principal (en pared NE), o a la vertical de la terminación superior de la falla principal (en pared SW).

A continuación, estableceremos los distintos sismos ocurridos sobre esta traza de falla, considerando los niveles o cuerpos estratigráficos que pudieron ser datados en la excavación de Miraflores, y aplicando alguno de los tres criterios citados. Por el criterio de terminación superior de falla, sobre una falla satélite, presente en el piso de la falla, en el extremo NW de la pared SW de la trinchera, se puede establecer la ocurrencia de un evento levemente posterior a la fecha 1130-972 a. C. (COLALMI-03 muestreada en M3).

Por su parte, de la secuencia de cuñas coluviales preservadas y expuestas en la trinchera, se podrían establecer dos eventos sísmicos por la presencia de dos ciclos distintos de acumulación de cuñas coluviales, establecidos por la típica inversión de edades propia a esta sedimentación de pie de escarpe: a) Primer ciclo contentivo de M7 y M11, de base a tope, con unas fechas de 1000 a. C. (COLALMI-12) y 12200 a. C. (COLALMI-04), respectivamente; b) Segundo y más reciente ciclo, contentivo de M13 a M15, con fechas aproximadas crecientes entre 5600 a. C. y 13300 a. C. Se podría pensar que la cuña coluvial M7, fechada cerca de los 1000 a. C. (COLALMI-12 con fecha 1007-891 a. C.), coincide con el evento datado por la terminación superior de falla descrita (datado con COLALMI-03).

Entonces, dos criterios distintos acotarían este evento. Por su parte, el segundo evento, más reciente, habría ocurrido entre la acumulación de la cuña M13-M15 y la de M7 y M11, la primera de las dos es la más reciente (por relación estratigráfica), pero con fechas más antiguas, por lo que no se puede establecer su fecha de ocurrencia, aunque se puede precisar que debe ser más reciente que 1000 a. C.

De manera similar a la trinchera Potrerillos, las grietas abiertas rellenas en Miraflores son excelentes criterios de identificación de sismos por vía geológica. Se reconocen al menos tres generaciones de grietas abiertas rellenas, donde la última y más reciente se expresa de manera clara, rellena de materia orgánica oscura, con una extensión vertical próxima a la altura de la pared NE de la trinchera (más de 2 m de alto) y de más de 1 m de largo en la pared opuesta, mientras que su apertura en la parte superior puede alcanzar más de 1,5 m de ancho en la pared NE. Las tres generaciones de grietas subverticales se disponen de manera que, al hacerse más jóvenes conforme a las dataciones radiocarbónicas, se acercan al plano de falla inclinado al SE y suben en sección (figura 16.10).

En tal sentido, la grieta más vieja datada arroja una fecha de formación de 1130-972 a. C. Esta sería la tercera fecha que apunta a un sismo ocurrido próximo a 1000 a. C., el cual habría dejado múltiples evidencias de su ocurrencia en esta exposición artificial de Miraflores y registrado por los tres criterios geológicos de identificación de sismos aquí observados (tanto terminación superior de falla, cuña coluvial, como grieta abierta rellena).

La segunda grieta arroja una fecha de formación de 1808-1922 d. C. (69,2 %, o 1690-1728 d. C. en 26,2 %; COLALMI-15), y la tercera y más reciente tiene cuatro fechas (figura 16.5). Las dos fechas al tope y base de la grieta cercanas a 1955 d. C. (1954-1956 d. C. en COLALMI-24 y 1956-1957 d. C. en COLALMI-07, respectivamente), y las otras dos (COLALMI-21 y -20 en secuencia descendente) en la parte central de la grieta de 1797-1944 d. C. (58,2 %) /1671-1779 d. C. (37,2 %) y 1539-1635 d. C. (55,4 %) /1460-1530 d. C. (40 %). Esta tercera grieta necesariamente debe estar asociada a un sismo contemporáneo (más reciente que 1955 d. C., probablemente) y de magnitud significativa por el tamaño de la grieta abierta rellena asociada, al cual, en gran medida, debe asociarse el salto actual del escarpe. Esta grieta, en su parte central, parece haber recibido sedimentos de la unidad M20 de la secuencia aluvial subhorizontal, por la coincidencia de edad entre las muestras COLALMI-16 y -21.

En resumen, a partir de los niveles muestreados y datados, tres sismos se interpretan de las paredes de la trinchera Miraflores: a) el más antiguo cercano a 1000 a. C. (hace unos 3000 años atrás), con base a tres evidencias distintas observadas en las exposiciones de la trinchera; b) un penúltimo entre 1690 y 1922 d. C., aunque esta edad debe tomarse con cuidado porque tal grieta resulta cortar un depósito más joven (M12, fechado en 2007-2009 d. C.; COLALMI-19), lo cual es imposible físicamente, y permite pensar que estas edades estén todas perturbadas por retrabajo u otra causa, y c) un sismo contemporáneo importante para la región, con ocurrencia posterior a 1954-1957 d. C.

Si las edades obtenidas no presentan algún problema, esta interpretación levanta de nuevo la posibilidad de que el sismo aquí registrado, por la presencia de esta amplia, clara y bien definida grieta abierta rellena, sea el sismo del 9 de febrero de 1967, a pesar de que la profundidad del foco a 50 km no sea cónsona con la formación de tales evidencias de ruptura superficial.

Por otra parte, es difícil que estas evidencias con esas dimensiones, asociadas a un escarpe de falla de casi 1 m de alto, hayan pasado desapercibidas o no descritas durante un sismo ocurrido en 1967 d. C., a menos que la región estuviera, entonces, bajo el control de cuerpos irregulares y, en consecuencia, no hubiera sido posible el levantamiento de información macrosísmica en campo, dejando la región sin descripción del evento.

El epicentro de este evento, localizado en las coordenadas longitud -74,800° y latitud 2,846° (Portal de Sismicidad Histórica de Colombia del SGC), ubicado a solo unos 10 km al E de la traza de la FA, al norte de Balsillas, Caquetá, pudo ser generado por esta estructura. Las evidencias y este análisis sugieren que pudo originarse a menos de 10 km de profundidad, haciendo posible que el último sismo ocurrido sobre el ramal Tres Esquinas-Algeciras sea el sismo del 9 de febrero de 1967 de Mw 7,0., y este hubiese, igualmente, perturbado los sedimentos aún no consolidados expuestos en la trinchera cercana de Potrerillos, ubicada a través del ramal Garzón de la FA.

17.2.2 Recurrencia sísmica de los eventos en la trinchera Miraflores

Luego de conocer la ocurrencia de tres eventos en una ventana temporal de 3000 años (1000 a. C. al presente) y al ser el último uno contemporáneo, se puede estimar, inicialmente, que los sismos con expresión (ruptura) superficial sobre el ramal Tres Esquinas-Algeciras de la falla transcurrente dextral de Algeciras, recurren gruesamente cada 1500 años, con fechas de ocurrencia mayores de alrededor 1000 a. C., uno prehistórico (o histórico según las fechas 1690-1922 d. C.) y el reciente de 1967 d. C. Dado que estos sismos cortan la superficie del terreno sobre fallas transcurrentes, se estima que sean de magnitud próxima a Mw 7,0.

17.2.3 Magnitud de los eventos en la trinchera Miraflores

En esta trinchera, el desnivel topográfico entre ambos bloques, equivalente al menos a la altura de la cara libre del escarpe, responde a la apertura (rotacional) de la última grieta abierta rellena M9, que arrojó una edad de relleno más reciente que 1954-1957 d. C. (figura 17.1), lo cual permite estimar la magnitud de ese último evento. En tal sentido, el escarpe de falla de exposición SE, asociado al plano principal buzante unos 70° SE, presenta un desnivel vertical mínimo de 0,7 a 0,8 m al nivel de la topografía actual.

Conocida que la FA, en la trinchera de Potrerillos, en el ramal subparalelo de Garzón, arrojó una medida de estría con 31° de pitch (medición microtectónica 10, tabla 15.1), según una cinemática dextral normal, se puede estimar, por similitud con el ramal de Tres Esquinas-Algeciras (en orientación NE-SW, y estilo estructural dextral normal), que un salto vertical de 0,7-0,8 m durante este último sismo, resulta de un movimiento oblicuo total de unos 1,4-1,6 m, lo cual puede generar un sismo de magnitud de momento sísmico (Mw) de 7,2, aplicando las relaciones de Wells y Coppersmith (1994).

Cabe resaltar que la magnitud así estimada no difiere mucho de la magnitud de Mw 7,0 calculada para el sismo del 9 de febrero de 1967, que podría ser el sismo más reciente ocurrido a lo largo del ramal Tres Esquinas-Algeciras. Sismos de esta magnitud se asocian con rupturas superficiales en falla transcurrente de unos 110-140 km de longitud.

17.2.4 Tasa de movimiento de la FA, a partir de datos de la trinchera Miraflores

A pesar de los valores más imprecisos arrojados por la evaluación de la trinchera Miraflores, se puede indicar que el último sismo, muy probablemente contemporáneo y de Mw 7,2, resulta de un desplazamiento cosísmico de 1,4 a 1,6 m. La recurrencia de ese sismo en este ramal está mal acotada, pero se ha indicado que tres sismos toman lugar en un periodo de unos 3000 años, por lo que recurren cada 1500 años, aproximadamente. En tal sentido, este ramal, más lento que el de Garzón, que arroja una tasa de movimiento próximo a 4 mm/a (tal como calculado más arriba), tendría una velocidad de desplazamiento promediada cercana a 1 mm/a, por lo que la FA, al sumar las tasas de sus dos ramales en este sector (figura 11.1), presentaría una tasa de movimiento cercano a los 5 mm/a. Tal valor se acerca a la tasa de desplazamiento estimada por Audemard *et al*. (2019; 2021) de entre 4 y 6 mm/a para la totalidad del SFA.

17.2.5 Comparación entre los ramales Garzón y Tres Esquinas-Algeciras

Como se ha indicado, la FA en esta región se divide en al menos dos ramales subparalelos, aquí nombrados Garzón y Tres Esquinas-Algeciras (figura 11.1). Estas dos trazas de la FA están dispuestas en relevo o salto transpresivo en la localidad de Miraflores, por lo que se tomó la decisión de excavar dos trincheras para tratar de estudiar la totalidad de la FA en esta región huilense. La trinchera Potrerillos exploró el ramal Garzón, que se extiende desde Potrerillos hacia el SW, mientras que la trinchera Miraflores se excavó sobre su otro ramal (Tres Esquinas-Algeciras; figura 11.1). Dada esta configuración geométrica de la FA, cabe comparar, consecuentemente, los resultados arrojados entre las dos excavaciones.

En términos de magnitud de los eventos, ambos ramales tienen un potencial similar porque generan sismos máximos probables entre 7,2 y 7,4, producto de rupturas superficiales que varían entre 110 y 150 km, Sin embargo, se podría indicar que el ramal Garzón podría generar sismos algo más grandes que su ramal contiguo al norte (7,4 contra 7,2), pero parece que la recurrencia sí es más corta en el ramal Garzón que en su contraparte: 500-600 años en el primero y 1500 (¿?) en el segundo, lo cual arroja que la tasa de desplazamiento del ramal Garzón es cuatro veces la del ramal Tres Esquinas-Algeciras, que se estima preliminarmente en solo 1 mm/a.

En consecuencia, la tasa de desplazamiento total de la FA es de unos 5 mm/a en este sector huilense; tasa comparable a la estimada por Audemard *et al*. (2019; 2021) recientemente a través de la cuenca de Algeciras. A pesar de que las estrías medidas en las excavaciones de la vereda Miraflores, denotan una cinemática dextral con componente normal significativa sobre la FA, confirmado por el comportamiento sedimentario apreciado en ambas trincheras, no necesariamente representa la cinemática dominante de la FA a lo largo de toda su traza.

En referencia a la cronología de eventos sísmicos en cada traza o ramal, determinada a partir de cada una de las exploraciones paleosismológicas aquí ejecutadas y estudiadas, en primera impresión, parece que los eventos reportados en cada trinchera, y en cada ramal, por ende, no coinciden. En el ramal Garzón estarían ocurriendo eventos en aproximadamente 700 d. C., 1300 d. C. y 1800 d. C. (siglo XIX), mientras que en el otro ramal se precisa que ocurren sismos en 1000 a. C. (3000 años atrás), un penúltimo evento mal fechado y un último en el siglo XX. Inicialmente, se podría indicar que cada ramal tiene su propia historia sísmica y aparentan moverse como verdaderos segmentos sismogénicos independientes.

Por otra parte, en referencia al último sismo registrado, ambos ramales parecen acomodar un sismo histórico: el ramal Garzón parece responsable del sismo del 16 de noviembre de 1827, mientras que Tres Esquinas-Algeciras alberga el del 6 de febrero de 1967. Las posiciones epicentrales de ambos eventos permiten esta asociación en primera instancia, dado que el evento de 1967 (al este de Neiva) es más norteño que el de 1827 (al este de Pitalito). Cabe destacar que, si ambos sismos fueron producidos por la FA, confirmarían el buzamiento de la falla hacia el SE, tal como lo evidencia la sísmica interpretada por Saeid *et al.* (2017).



18

Conclusiones y recomendaciones

Los nuevos datos presentados en esta publicación, junto con los compilados en estudios anteriores, contribuyen a la comprensión espacio-temporal de la historia sísmica general de las distintas rupturas de la FA durante múltiples ciclos de ruptura en el Holoceno; una escala de tiempo adecuada para la evaluación del peligro sísmico y el modelamiento de fallas. En otras palabras, la evaluación paleosismológica, como la desarrollada, es necesaria para la evaluación de la amenaza sísmica de las fallas activas (sismogeneradoras) que surcan el territorio colombiano. Esta aproximación metodológica no se puede pasar por alto para aquellas fallas con menor velocidad que la FA, que presenta una tasa de desplazamiento significativa de unos pocos mm/a y, por ende, con periodos de retorno más largos para sus sismos mayores.

El relieve de la región bajo estudio, con base en la relación directa entre los índices integral hipsométrica, el perfil longitudinal normalizado del drenaje, el índice de verticalidad del drenaje (Ksn) y el factor de asimetría de las cuencas, permite asegurar que el paisaje ha evolucionado diacrónicamente en dirección sur-norte y que, a su vez, el sector norte no solo presenta el estadio evolutivo más reciente, si no que el levantamiento o afectación tectónica en el sector está en actividad o se dio en un pasado muy reciente, lo cual cataloga el paisaje en la zona norte como uno transitorio, en el que al parecer predominan los procesos tectónicos sobre los erosivos.

Por su parte, los resultados de los perfiles de franja sugieren que el área total presenta procesos de incisión importantes, pero que la deformación más fuerte se encuentra hacia el norte, en los alrededores de la cuenca de Algeciras. Esto significa que estamos en presencia de una zona tectónicamente activa, en fase de surrección.

En referencia a la expresión superficial del SFA, y en particular de la FA, cuya extensión se reconoce de manera transversal a la cordillera Oriental de Colombia y próxima al borde oriental llanero, al bordear en algunos sectores el margen oeste del Macizo de Garzón, se puede seguir con base a los numerosos criterios morfotectónicos o geoformas característicos de falla transcurrente, donde la presencia de varias cuencas en tracción (p. ej., Balsillas, Algeciras y Pitalito) no solo resaltan la traza tectónica del sistema, sino precisan su cinemática trancurrente dextral.

En tal sentido, las estructuras y microestructuras, confrontadas con el análisis de datos estructurales capturados en el campo durante este proyecto, permiten establecer estos ambientes transtensionales, que generan depresiones topográficas donde se han desarrollado lagos o lagunas, y de las cuales hoy solo queda el registro geológico. Particularmente, las trincheras de Potrerillos y Miraflores estudiadas fueron excavadas en tal situación topográfica y estructural, exponiendo sedimentos finos propios de ambientes lacustres o fluviales de baja energía, y reposando sobre un sustrato de geología variable en el bloque techo de las fallas.

A pesar de su dominante componente de movimiento horizontal derecho y de la presencia de numerosas cuencas en tracción, que evidencian regímenes transtensionales locales asociados a complejidades geométricas la traza de la falla, la FA, particularmente a lo largo del borde occidental del Macizo de Garzón y del margen oriental del Valle Superior del Magdalena, exhibe una componente significativa de movimiento vertical en falla inversa, evidenciada morfológicamente por los prominentes crestones de extensión pluri-kilométrica de la Formación Gualanday, pero respaldada estructuralmente por líneas sísmicas petroleras publicadas a través del Macizo de Garzón.

Esta componente secundaria inversa de la FA se vería sustentada por los perfiles de Franja (Swath), que evidencian el rejuvenecimiento del paisaje del Macizo de Garzón a lo largo de su flanco occidental, bajo la influencia directa de la falla, en comparación con su flanco oriental que muestra un paisaje más antiguo y denota un basculamiento general hacia el este de este macizo.

La FA como estructura principal del SFA debe entenderse como una zona de cizallamiento frágil, conformada por diferentes trazas, tanto en el bloque colgante como en el bloque yacente.

En cuanto a los análisis estructurales y microtectónicos realizados en los dos transectos geológico estructurales levantados, se puede decir que a lo largo de la geometría anastomosada de la traza principal del SFA se desarrollan estilos estructurales propios de un ambiente transcurrente, que localmente varía de transcurrencia pura a transtensión y a transpresión.

El transecto Garzón es un claro ejemplo, donde se observa un subambiente transpresivo, los planos de falla observados sobre la zona dañada presentan un rumbo noreste con un buzamiento al sureste, sobre estos planos puede observarse el levantamiento de rocas cristalinas del Macizo de Garzón, sobre la cuenca del Valle Superior del Magdalena. Es posible identificar en este transecto rocas de falla de la serie de las cataclasitas, donde se observan, cataclasitas (*sensu lato*), brechas, *gouge* y harina de falla, donde además son cortadas por venas de pseudotaquilita.

Respecto al transecto Algeciras, el estilo estructural dominante corresponde a una cuenca de tracción (*pull apart basin*) donde se identificaron dos escarpes con caras libres convergentes hacia el centro de la cuenca. De

manera diagonal, se observa la traza de un segmento activo de esta falla, identificada por el levantamiento de un escarpe de falla generada sobre depósitos aluviales de edad cuaternaria.

Los planos de falla medidos en el transecto Algeciras muestran una dirección noreste y un buzamiento al sureste, con una cinemática dextral normal, que desarrolla rocas de falla de la serie de las cataclasitas donde se emplazan enjambres de venas de pseudotaquilita, que cortan la fábrica de la roca.

La zona dañada fue delimitada aproximadamente a 2 km a cada lado de la traza principal del SFA, para un total de 4 km de amplitud, que es coherente con la longitud de esta estructura.

El control de campo de geoformas asociadas al relieve juvenil que evidencia actividad tectónica, confirma la actividad inferior a 10 000 años de la falla, aun cuando los lomos de presión caracterizados estén conformados por rocas más antiguas.

El paleotensor de esfuerzos calculado concuerda con el tensor de esfuerzos actual. Por esta razón y mediante los diagramas de reactivación tectónica y los criterios de Mohr Coulomb, la FA tiende a formar trazas de falla nuevas con potencial sismogénica, así como la reactivación de planos existentes.

La presencia de pseudotaquilitas sugiere el carácter paleosísmico de la FA. Con base en los datos de levantamiento del Macizo de Garzón, aportados por Anderson *et al*. (2016), se puede inferir la ocurrencia de sismos lo suficientemente recientes para considerar esta estructura regional como activa.

Dada la importancia de la geodesia en los estudios geodinámicos, el Grupo de Investigaciones Geodésicas Espaciales (GIGE) del Servicio Geológico Colombiano ha densificado gradualmente la red geodésica espacial con propósitos geodinámicos, tanto de estaciones permanentes de operación continua, como de estaciones de toma de dato de ocupación episódica, cuya localización ha permitido hacer una primera aproximación para el estudio de la FA. El tipo de monumentación ha considerado las mejores prácticas a nivel mundial para garantizar la calidad de las observaciones geodésicas.

Los datos han sido objeto de análisis de calidad, y para el procesamiento el SGC, en virtud del convenio, ha empleado el *software* GIPSY-X/RTGx v 1.3, paquete de procesamiento de datos geodésicos desarrollado por Jet Propulsion Laboratory (JPL) de la NASA. Este procesamiento, realizado en el Laboratorio Geodésico Internacional del GIGE, ha permitido la estimación de coordenadas cartesianas geocéntricas 3D en dieciséis estaciones geodésicas permanentes de la zona de estudio, con periodos de observación mínimos de 2,5 años para las estaciones de acuerdo con experiencias internacionales, y datos obtenidos en tres campañas de campo para trece estaciones GNSS de ocupación episódica, que permitieron generar las respectivas series de tiempo y, por ende, de velocidades, cuyos mapas y tablas se presentaron en los resultados de geodesia. Las coordenadas están expresadas en el Marco Internacional Terrestre de Referencia ITRF2014, y las velocidades, con respecto a este mismo marco, así como a la placa suramericana, emplearon los parámetros de polo de Euler estimados en estudios previos por parte del GIGE.

Las actividades de campo, junto con el procesamiento fotogramétrico y los puntos de fotocontrol, permitieron generar productos digitales de alta precisión como: ortofotos con resoluciones espaciales entre 1,5 y 4 cm, nubes de puntos densas georreferenciadas, MDT y MDS con resoluciones entre 2,5 cm y 13,6 cm, y modelos 3D y curvas de nivel, los cuales fueron la base para la cartografía neotectónica de las áreas establecidas, la identificación de zonas para evaluación geológica potencialmente aptas para la apertura de trincheras paleosismológicas y la actualización de la cartografía estructural de detalle en esos sectores.

Si bien una correcta identificación y cartografía de rasgos morfotectónicos, indicativos de actividad tectónica reciente, el conocimiento detallado de la configuración litológica de cada sitio y las tasas de erosión imperantes en cada uno son factores fundamentales y decisorios para la selección de sitios aptos para la exploración paleosismológica, la aplicación de técnicas geofísicas, como las tomografías eléctricas ejecutadas, evidenciaron discontinuidades o anomalías asociadas a la zona de falla en los primeros metros de profundidad, lo que minimizó la incertidumbre en la localización y en la extensión final de la excavación, y optimizó costos y factores logísticos.

La sismicidad histórica de los últimos 250 años en Colombia muestra un registro de al menos cinco eventos sísmicos mayores: 1785 – suroriente de Cundinamarca, Mw 6,8; 1827 – Altamira, Huila, Mw 7,1; 1834 – Sibundoy, Putumayo, Mw 6,7; 1917 – San Luis de Cubarral, Meta, Mw 6,8; 1967 – Colombia, Huila, Mw 7,0. Los cinco eventos fueron superficiales con profundidades menores a 36 km, el más fuerte de ellos fue el terremoto de Altamira con epicentro en el sector norte del valle de Suaza, muy cerca a la población de Altamira, situado a lo largo de la traza principal de la FA. Ese evento devastó el departamento de Huila y casi todos sus pueblos y aldeas sufrieron una gran destrucción y pérdida de vidas.

La importante actividad sísmica en tiempos históricos, que continúa hoy, es evidencia de que el SFA es pro-

bablemente el más peligroso en la región de Colombia continental, capaz de causar terremotos de gran magnitud en el futuro.

En este proyecto se ejecutaron dos excavaciones paleosismológicas, una manual (Potrerillos) y otra mecánica (Miraflores). La justificación principal para usar dos métodos distintos de excavación recayó en el reducido espacio para la maniobrabilidad de maquinaria en la primera localidad. Se apreció que el proceso de excavación manual se lleva a cabo de forma más lenta, y facilita la conservación, el muestreo y la descripción de las evidencias que pueden exponerse a medida que se avanza en la excavación, lo cual se dificulta con la excavación mecánica por la alta eficiencia en términos de tiempo en la remoción del material.

A pesar de que la componente inversa de la FA al oeste del Macizo de Garzón y al este del Valle Superior del Magdalena es muy significativa, esta estructura presenta diferentes segmentos y ramificaciones que pueden desarrollar subambientes tectónicos propios, tanto transpresionales como transtensionales, según las complicaciones geométricas de la traza y la cinemática dextral dominante de la falla. Esto se confirma, a nivel local, en la vereda Miraflores, por la trinchera Potrerillos, la cual expone una secuencia aluvial fina al tope, que erosiona otra secuencia lagunar oscura y orgánica, ambas depositadas en un aparente micro graben (claro control tectónico), que topográfica y morfológicamente corresponde a una trinchera de falla. También se confirma por las medidas microtectónicas tomadas dentro de la trinchera, que evidencian estrías de 30° de *pitch* sobre planos de fallas orientados NE-SW, según una cinemática dextral normal.

De manera general, se pudo establecer que los segmentos de la FA (Tres Esquinas-Algeciras y Garzón), evaluados por las trincheras Miraflores y Potrerillos, son altamente activos sismogénicamente y representan una amenaza para las poblaciones que se encuentran asentadas cerca a estas estructuras geológicas, como los centros poblados de Zuluaga y Garzón y demás veredas del municipio de Garzón. Su afectación o generación de daños considerables puede llegar tan lejos como a la ciudad de Bogotá, tal como ocurrió en el sismo de 1967.

Más específicamente, en términos del potencial sismogénico y la amenaza sísmica, se puede precisar, a partir de las excavaciones de Potrerillos y Miraflores, que ambas trincheras excavadas expusieron deformaciones frágiles notorias. Es decir, que ambas trincheras revelaron y confirmaron estructuralmente las trazas morfotectónicas de Tres Esquinas-Algeciras y Garzón de la FA, que presentan una geometría en relevo transpresivo en cercanías a Miraflores.

Se identificaron varios sismos grandes en las paredes de las trincheras, con base en los criterios geológicos de grieta abierta –que resultó ser la evidencia más profusa–, cuñas coluviales y terminación superior de falla.

A partir de las numerosas dataciones radiocarbónicas realizadas, se puede precisar que ambas trazas tienen actividad holocénica. Más específicamente, la deformación frágil registrada en la trinchera Miraflores es más joven que 2000 a. C. (3000 últimos años), mientras que la más antigua interpretada en Potrerillos es de alrededor 700 d. C. (1300 años).

Ambas trazas, a partir de la interpretación, muestran al menos tres sismos mayores, con magnitud mínima próxima a Mw 7,0. En el caso de la trinchera Potrerillos, las fechas de ocurrencia de estos tres eventos rondarían alrededor de 700 d. C., 1300 d. C. y 1800 d. C. Por su parte, los sismos interpretados sobre la traza Tres Esquinas-Algeciras habrían ocurrido alrededor de 1000 a. C. y 1955 d. C. y un penúltimo evento intermedio a los dos anteriores.

De lo ya expresado, los resultados paleosismológicos apuntan a que el último sismo en cada una de las trazas de Tres Esquinas-Algeciras y Garzón son históricos. Por una parte, el sismo del 9 de febrero de 1967 parece haber sido generado por la traza de falla Tres Esquinas-Algeciras, al extender su ruptura superficial desde el sector Miraflores hacia el norte, probablemente hasta la cuenca de Balsillas, por algo más de 100 km, lo cual confirmaría su magnitud de 7,0, publicada en los catálogos sismológicos históricos de la nación. Por otra parte, el sismo del 16 de noviembre de 1827 correspondería al último evento producido por la traza Garzón de la FA, cuya ruptura más bien se extendería desde Miraflores hacia el sur.

La ubicación hipocentral de cada uno de los sismos históricos de 1827 y 1967, según el portal de Sismología Histórica de Colombia, está localizado hacia el sureste de la traza activa cartografiada en este estudio de la FA. Si ambos fueron generados por la FA, la ubicación de sus focos apunta a que definitivamente la FA en esta región buza al sur y su componente vertical de movimiento debe ser inversa para poder así explicar, por ejemplo, el basculamiento hacia el sureste del Macizo de Garzón.

En función de las edades de los sismos interpretados sobre la traza de Garzón, evaluados en la trinchera Potrerillos, el periodo de retorno de los sismos sería de unos 500-600 años. Además, estos sismos resultarían de movimientos totales oblicuos del orden de 2,2 m, lo que permitiría estimar la magnitud máxima probable en Mw 7,4; valor apenas superior a la magnitud de 7,1 del sismo de 1827. En este sentido, se puede estimar que la tasa de movimiento de esta traza es de 4,0 ± 0,4 mm/a.

Por su parte, el periodo de retorno en la traza Tres Esquinas-Algeciras preliminarmente se fija a unos 1500 años (3 sismos en 3000 años). Partiendo de que el último sismo tiene asociado un escarpe de falla de unos 0,7-0,8 m de altura y la falla igualmente aquí actúa según una cinemática dextral normal como en Potrerillos, se ha estimado el desplazamiento total de dicho sismo entre 1,4 y 1,6 m, lo cual permite estimar el sismo máximo probable en Mw 7,2 (usando relaciones empíricas publicadas), y la tasa de movimiento de esta traza en el orden de 1 mm/a. Cabe resaltar que el portal de Sismología Histórica de Colombia reporta una magnitud Mw de 7,0 del sismo de Balsillas de 1967. Es muy probable que está magnitud esté subestimada, así como su profundidad sobreestimada.

Considerando que ambas excavaciones están muy cerca una de la otra y cortan individualmente ambas trazas de una falla, que delimitan un relevo transpresivo, se puede estimar que la FA en el sector de la vereda Miraflores presenta una tasa de movimiento del orden de unos 5 a 6 mm/a, tal como fue sugerido por algunos autores anteriormente.

Bajo el concepto de geodesia tectónica, a partir de los datos de GeoRED, se determinó el valor del movimiento del bloque norte de los Andes en el orden de 8,6 ± 1,0 mm/año y su dirección general con respecto a Suramérica N60°E. De igual forma, a partir de las velocidades geodésicas estimadas de diez estaciones con respecto a Suramérica, lo suficientemente alejadas de la traza de falla, tanto al oeste como al este de la misma, se realizó una aproximación sencilla a la estimación de cinemática de fallas con base en el cálculo de velocidades paralelas y normales, mediante rotación en función de la tendencia general de la dirección del Sistema de Fallas del Borde Oriental del orden de 45° de azimut, que abarca el sector colombiano a las fallas de Algeciras y Guaicáramo.

La dirección paralela de las velocidades se muestra en el respectivo mapa, y la estimación del movimiento es de 7,2 mm/año, valor que representa el movimiento total combinado del movimiento asociado al SFA más el movimiento del borde oriental llanero en su conjunto, y que confirman el movimiento dextral de la FA, indicado por otros autores.

Es importante señalar que las estaciones eGNSS localizadas cerca a la traza del SFA no permiten hacer la corrección debido a la deformación elástica, dado el tiempo limitado de observación y la necesidad de tener un mayor número de estaciones, separadas a distancias diferenciales de la traza de la falla, en transectos paralelos, pero perpendiculares a la dirección de la traza citada. Esto se constituye en una recomendación fundamental, y es continuar con el proceso de densificación de estaciones, tanto cGNSS como eGNSS.

Finalmente, en el capítulo de geodesia se presentan diversos tipos de aplicaciones que soportan la generación de información geoespacial como apoyo a las actividades centrales del proyecto. Así, se aprecia cómo se realizaron diversos levantamientos que sirvieron de apoyo a la generación de productos fotogramétricos mediante el empleo de dron, para establecer una serie de puntos de control fotogramétrico terrestre y mejorar la generación de los modelos empleados para la selección de sitios y la apertura de trincheras. Asimismo, como apoyo a los levantamientos geoeléctricos, se hicieron levantamientos topográficos para la generación de curvas de nivel con intervalos de 0,25 m.

Recomendaciones finales generales

Las excavaciones de Potrerillos y Miraflores exhibieron información geológica y estructural muy relevante para la reconstrucción de la historia paleosismológica de un segmento del SFA, que confirma que el seguimiento de la metodología sistemática para este tipo de estudios es imperativo para el éxito de la investigación.

El SFA, con su extensión oblicua a la cordillera Oriental de Colombia y próxima al borde oriental llanero, con su comportamiento de falla transcurrente combinada en algunos segmentos de fallas inversas, su forma anastomosada y la presencia de sismos históricos dañinos, indican la complejidad y peligrosidad de la falla, por lo que se recomienda continuar la apertura de nuevas excavaciones paleosismológicas sobre depósitos cuaternarios deformados con la metodología propuesta en este estudio y ajustando los valores del potencial sismogénico de las fallas del borde oriental en sitios como Mesetas-Meta, Balsillas-Caquetá, Altamira-Huila, Valle de Sibundoy-Nariño y Santiago-Putumayo.

A pesar de la recolección de datos paleosismológicos para el SFA, aún quedan numerosos aspectos por abordar entre ellos el estilo estructural (cinemática) de la propia FA en toda su extensión, la segmentación sismogenética de la falla, la asociación sismotectónica de sismos históricos, los patrones de ruptura de los grandes terremotos y las características de la recurrencia de los terremotos.

A partir de los ensayos de asociación sismotectónica practicados, sugerimos que los sismos históricos, mencionados como potenciales candidatos, sean reevaluados en función de su eventual asociación con el SFA. Particularmente, el sismo de 1967, por su amplia área sentida con intensidad VIII y eje mayor de unos 200 km de largo, sugiere que su magnitud pueda ser más alta o su profundidad hipocentral más somera, lo cual concor-

daría mejor con un epicentro a sólo unos 10 km de distancia del sureste de la traza de la FA. En consecuencia, los parámetros de la fuente sísmica de este sismo, como de otros, requieren reevaluación.

La continuación de estudios con buen detalle permitirán cuantificar, de forma más acertada, la tasa de deslizamiento y la evaluación de su riesgo sísmico, lo cual se apoya adicionalmente del uso de la tecnología de geodesia satelital, así como de otras herramientas de geofísica y neotectónica, ya descritas.

Se sugiere el uso de un escáner láser para documentación paleosismológica con un rango mínimo de adquisición de 100 m y una velocidad de datos de al menos 300 000 puntos por segundo. Para flexibilidad en la adquisición de datos, debe ofrecer un campo de visión panorámica y la precisión de la medición del rango debe ser mejor a 2 mm. Se debe prestar especial atención a los problemas causados por múltiples ecos obtenidos de un pulso único para evitar perdida de información con el fenómeno de oclusión. Paralelamente, es necesario tener en cuenta que todos los principios de medición de rango pueden producir puntos fantasmas o inexistentes, los cuales deben ser considerados en el desarrollo de esquemas de procesamiento de datos y permitir su correcta clasificación.

Es notable el rápido desarrollo de la tecnología de escaneo láser durante la última década, la TLS se ha utilizado ampliamente en la adquisición de datos geométricos para diversas aplicaciones, en su gran mayoría las aplicaciones de TLS siguen centradas en la recopilación de datos geométricos para la reconstrucción de modelos, el cálculo de mediciones, volúmenes y áreas, la detección de defectos en la superficie y la documentación general. Estas aplicaciones pueden tener relevancia en trabajos futuros de documentación paleosismológica. Los flujos de trabajo actuales de posprocesamiento de datos, en su mayoría, son manuales o semiautomáticos, lo que requiere una experiencia significativa de los usuarios, y los resultados también son sensibles a los criterios predefinidos seleccionados por el usuario. Una de las principales vertientes de trabajos futuros, sería dada para detección automática de elementos preponderantes en el área de estudio.

Para futuros proyectos se recomienda realizar el levantamiento de las paredes de las trincheras, con una sobreposición longitudinal y transversal superior al 80 %, que garantice la obtención de modelos detallados.



Referencias

Abdullah, Q. (2019). Harnessing Drones The Photogrammetric Way. *Photogrametric Engineering & Remote Sensing*, *85*(5), 329-337. https://doi.org/10.14358/PERS.85.5.329

Aber, J., Marzolff, I. y Ries, J. (2010). *Small-Format Aerial Photography*. Elsevier.

Allmedinger, R. (2020). Stereonet Win (11.3). http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/stereonet.html

Altamimi, Z., Rebischung, P., Métivier, L. y Collilieux, X. (2016). ITRF2014: A new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling nonlinear station motions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *121*(8), 6109-6131. https://doi.org/10.1002/2016JB013098

Alvarado, A., Audin, L., Nocquet, J. M., Jaillard, E. Mothes, P., Jarrin, P., Segovia, M., Rolandone, F. y Cisneros, D. (2016). Partitioning of oblique convergence in the northern Andes subduction zone: Migration history and the present-day boundary of the North Andean sliver in Ecuador. *Tectonics*, *35*(5), 1048-1065. https://doi.org/10.1002/2016TC004117

Anderson, V. J., Horton, B. K., Saylor, J. E., Mora, A., Tesón, E., Breecker, D. O. y Ketcham, R. A. (2016). Andean topographic growth and basement uplift in southern Colombia: Implications for the evolution of the Magdalena, Orinoco and Amazon River system. *Geosphere*, *12*(4), 1235-1256. https://doi.org/10.1130/GES01294.1

Angelier, J. y Mecheler, P. (1977). Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bulletin de la Société Géologique de France*, *6*, 1309-1318. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XIX.6.1309

Arcila Rivera, M. M., García, J., Montejo Espitia, J. S., Eraso, J. F., Valcárcel Torres, J. A., Mora Cuevas, M. G., Viganò, D., Pagani, M. y Díaz Parra, F. J. (2020). *Modelo nacional de amenaza sísmica para Colombia*. Servicio Geológico Colombiano. https://doi.org/10.32685/9789585279469

Argus, D. F. y Heflin, M. B. (1995). Plate motion and crustal deformation estimated with geodetic data from the Global Positioning System. *Geophysical Research Letters*, *22*(15), 1973-1976. https://doi.org/10.1029/95GL02006

Argus, D. F., Gordon, R. G., Heflin, M. B., Ma, C., Eanes, R. J., Willis, P., Peltier, W. R. y Owen, S. E. (2010). The angular velocities of the plates and the velocity of Earth's centre from space geodesy. *Geophysical Journal International*, *180*(3), 913-960. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04463.x

Audemard F. E. y Audemard, F. A. (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*, *345*(1-4), 299-327. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00218-9

Audemard M., F. A., Perucca L., L. P., Pantano, A., Ávila, C. R., Onorato, M. R., Vargas, H. N., Alvarado, P. y Viete, H. (2016). Holocene compression in the Acequión valley (Andes Precordillera, San Juan province, Argentina): Geomorphic, tectonic, and paleoseismic evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, *67*, 140-157. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.02.005

Audemard, F. A. (1989). Néotectonique du Languedoc méditerranéen : examen critique et synthèse des données existantes. *Rapport D.E.A., Montpellier II (U.S.T.L.)*.

Audemard, F. A. (1993). *Neotectonique, Sismotectonique et Aléa Sismique du Nord-oest du Venezuela (Systeme de failles d´Oca-Ancon)* [Thesis de doctorado]. Université Montpellier.

Audemard, F. A. (2003). Estudios paleosísmicos por trincheras en Venezuela: métodos, alcances, aplicaciones, limitaciones y perspectivas. *Revista Geográfica Venezolana*, *44*(1), 11-46. http://www.saber.ula.ve/handle/123456789/24592

Audemard, F. A. (2005). Paleoseismology in Venezuela: objectives, methods, applications, limitations and perspectives. *Tectonophysics*, *408*(1-4), 29-61. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.034

Audemard, F. A. (2011). Multiple trench investigation across the newly ruptured segment of the El Pilar fault in northeastern Venezuela, after the Cariaco 1997 earthquake. En F. A. Audemard, A. M. Michetti y J. Mccalpin (eds.). *Geological criteria for evaluating seismicity revisited: 40 years of paleoseismic investigations and the natural record of past earthquakes*, GSA Special papers N.° 479, Boulder. https://doi.org/10.1130/2011.2479(06)

Audemard, F. A. (2014). Active block tectonics in and around the Caribbean. En *The northeastern limit of the South American plate – Lithospheric structures from surface to mantle*. Editorial Innovación Tecnológica.

Audemard, F. A. y Michetti, A. M. (2011). Geological criteria for evaluating seismicity revisited: 40 years of paleoseismic investigations and the natural record of past earthquakes. In AUDEMARD, F. A., MICHETTI A. M. AND MCCALPIN, J. (eds.) En F. A. Audemard, A. M. Michetti y J. Mccalpin (eds.). *Geological criteria for evaluating seismicity revisited: 40 years of paleoseismic investigations and the natural record of past earthquakes*, GSA Special papers N.° 479, Boulder. https://doi.org/10.1130/2011.2479(00)

Audemard, F. A., Mora-Páez, H. y Fonseca, H. A. (2021). Net right-lateral slip of the Eastern Frontal Fault System, North Andes Sliver, northwestern South America. Special Issue 8th International Symposium on Andean Geodynamics. *Journal of American Earth Sciences*, *109*. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103286

Audemard, F. A., Mora-Páez, H., Diederix, H., Bohórquez, O., Gómez Hurtado, E., Idárraga, J., Fonseca Peralta, H. A., Ramírez, J., Corchuelo, Y. y Díaz, F. (2019). *Plio-Quaternary Tectonic Escape of the North Andean Sliver (NAS): A reappraisal*. Informe. Servicio Geológico Colombiano.

Baize, S., Audin, L., Winter, T., Alvarado, A., Pilatasig-Moreno, L., Taipe, M., Reyes,P. y Yepes, H. (2014). Paleoseismology and tectonic y of the Pallatanga fault (central Ecuador), a major structure of the South-American crust. *Geomorphology*, *237*, 14-28. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.02.030

Bakker, J. G. M. (1990). *Tectonic and climatic controls on Late Quaternary sedimentary processes in a neotectonic intramontane basin (The Pitalito basin, South Colombia)* [Tesis de doctorado]. University of Wageningen.

Barragán, W. B., De la Rosa, L. y Aparicio, L. E. (2020). Modelo para evaluación de la exactitud de escáner láser terrestre. *Revista Logos Ciencia y Tecnología*, *12*(1), 45-57. https://doi.org/10.22335/rlct.v12i1.1019

Barragán, W. y Campos, A. (2016). Automatic generation of building mapping using digital, vertical and aerial high resolution photographs and lidar point clouds. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, *XLI-B7*, 171-176. https://doi.org/10.5194/isprs-archives-XLI-B7-171-2016

Barragán, W. y Escobar, K. (2017). Obtención de parámetros óptimos en la clasificación de nubes de puntos LiDAR, a partir de sensores aerotransportados. *Avances Investigación en Ingeniería*, *14*(1), 9-20. https://doi.org/10.18041/1794-4953/avances.1.1280

Bartel, B. (2014). *Stability of PBO GPS Monument Types, Earth Scope, Project Highlight*. http://www.earthscope.org/articles/PBO_GPS_monument, (accessed on June 18, 2018)

Bayona, G., Cortés, M., Jaramillo, C., Ojeda, G., Aristizabal, J. J. y Reyes-Harker, A. (2008). An integrated analysis of an orogen-sedimentary basin pair: Latest Cretaceous-Cenozoic evolution of the linked Eastern Cordillera orogen and the Llanos foreland basin of Colombia. *GSA Bulletin*, *120*(9-10), 1171-1197, https://doi.org/10.1130/B26187.1

Beltrán, M.A. (2007). *Estudio de evidencias de actividad neotectónica en el segmento norte del Sistema de Fallas de Algeciras*. Informe final. Ingeominas.

Bertiger, W., Bar-Sever, Y., Dorsey, A., Haines, B., Harvey, N., Hemberger, D., Heflin, M., Lu, W., Miller, M., Moore, A. W., Murphy, D., Ries, P., Romans, L., Sibois, A., Sibthorpe, A., Szilagyi, Valisneri, M. y Willis, P. (2020). GipsyX/RTGx, a new tool set for space geodetic operations and research. *Advances in Space Research*, *66*(3), 469-752. https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.04.015

Bird, P. (2003) An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *4*(3), 1027. https://doi.org/10.1029/2001GC000252

Blewitt, G. y Lavallée, D. (2002). Effect of annual signals on geodetic velocity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *107*(B7), ETG9-1-ETG9-11. https://doi.org/10.1029/2001JB000570

Blewitt, G., Hammond, W. C. y Kreemer, C. (2009). Geodetic observation of contemporary deformation in the northern Walker Lane: 1. Semipermanent GPS strategy. En J. S. Oldow y P. H. Cashman (eds.). *Late Cenozoic Structure and Evolution of the Great Basin–Sierra Nevada Transition*. The Geological Society of America. https://doi.org/10.1130/2009.2447(01)

Blume, F., Berglund, H., Feaux, K., Austin, K., Dittman, T., Walls, C., Mattioli, H. y Herring, T. (2013). *Stability of GNSS Monumentation: Analysis of co-located monuments in the Plate Bpundary Observatory*. American Geophysical Union.

Boehm, J., Werl, B. y Schuh, H. (2006). Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*,*111*(B2). https://doi.org/10.1029/2005JB003629

Bohórquez-Orozco, O. (2018). Informe técnico final según contrato N.° 817 de 2017 y otrosí N.° 1. Servicio Geológico Colombiano.

Bos M. S., Fernandes, R. M. S., Williams, S. D. P. y Bastos, L. (2013). Fast error analysis of continuous GNSS observations with missing data. *Journal of Geodesy*, *87*(4), 351-360, https://doi.org/10.1007/s00190-012-0605-0

Box, G., Jenkins, G. M. y Reinsel, G. (2008). *Time Series Analysis. Forecasting and Control*. Wiley & Sons Inc.

Braun, J., Mattioli, G., Calais, E., Carlson, D., Dixon, T. H., Jackson, M., Kursinski, R., Mora-Páez, H., Miller, M., Pandya, R., Robertson, R. y Wang, G. (2012). Focused Study of Interweaving Hazards Across the Caribbean. *EOS*, *93*(9), 89- 104. https://doi.org/10.1029/2012EO090001

Burbank, D. W. y Anderson, R. S. (2012). *Tectonic Geomorphology*. Wiley. https://doi.org/10.1002/9781444345063

Bürgmann R. y Thatcher, W. (2013). *Space geodesy: A revolution in crustal deformation measurements of tectonis processes*. The Geological Society of America. https://doi.org/10.1130/2013.2500(12)

Butler, K. y Schamel, S. (1988). Structure along the eastern margin of the Central Cordillera, Upper Magdalena valley, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, *1*(1), 109-120. https://doi.org/10.1016/0895-9811(88)90019-3

Carrivick, J. L., Smith, M. W., Quincey, D. J. y Carver, S. J. (2013). Developments in budget remote sensing for the geosciences. *Geology Today*, *29*(4), 138-143. https://doi.org/https://doi.org/10.1111/gto.12015

Choi, J. H., Edwards, P., Ko, K. y Kim, Y. S. (2016). Definition and classification of fault damage zones: A review and a new methodological approach. *Earth-Science Reviews*, *152*, 70-87. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.006

Chorowicz, J., Chotin, P. y Guillande, W. (1996). The Garzón fault: active southwestern boundary of the Caribbean plate in Colombia. *Geologische Rundschau*, *85*, 172-179. https://doi.org/10.1007/BF00192075

Cifuentes, H. y Sarabia, A.M. (2009). *Revisión de información histórica y reevaluación de intensidades del sismo del 9 de febrero de 1967, Colombia (Huila)*. Ingeominas.

Collot, J. Y., Charvis, P., Gutscher, M. A. y Operto, S. (2002). Exploring the Ecuador-Colombia active margin and interplate seismogenic zone. *Eos*, *83*(17), 185-190, 2002. https://doi.org/10.1029/2002EO000120

Combrinck, W. L. y Schmidt, M. (1998). Physical Site Specifications: Geodetic Site Monumentation. Position Paper. IGS Network Systems Workshop. https://www.researchgate.net/publication/256296473_Physical_Site_Specifications_Geodetic_Site_Monumentation

Costa, C., Alvarado, A., Audemard, F. A., Audin, L., Benavente, C., Bezerra, F. H., Cembrano, J., González, G., López, M., Minaya, E., Santíbañez, I., García, J., Arcila, M., Pagani, M., Pérez, I., Delgado, F., Paolini, M. y Garro, H. (2020). Hazardous faults of South America; compilation and overview. *Journal of*

South American Earth Sciences, *104*, 102837. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102837

Davis, A. H., Bump, A. P., García, P. E. y Ahlgren S. G. (2000). Conjugate riedel deformation band shear zones. *Journal of Structural Geology*, *22*(2), 169-190. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00140-6

Delvaux, D. (2015). Win Tensor (5.8.4). https://damiendelvaux.be/Tensor/WinTensor/win-tensor.html

Demoulin, A. (1998). Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe). *Geomorphology*, *24*(2-3), 189-208. https://doi.org/10.1016/S0169-555X(98)00016-6

Di Toro, G. y Pennacchioni, G. (2004). Superheated friction-induced melts in zoned pseudotachylytes within the Adamello tonalites (Italian Southern Alps). *Journal of Structural Geology*, *26*(10), 1783-1801. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.03.001

Diederix, H. (2018). *Informe 2018*. Servicio Geológico Colombiano.

Diederix, H. y Gómez, H. (1991). *Mapa geológico del sur del departamento del Huila, Escala: 1:1 000 000*. Instituto Geográfico Agustín Codazzi.

Diederix, H. y Romero, J. (2002). 5.3.4 Falla Algeciras (Co-29H). 1, 235-243.

Diederix, H. y Romero, J. (2009). 5.3.4. Falla Algeciras (C- 29H). En *Atlas de deformaciones Cuaternarias de los Andes*. Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las comunidades Andinas. Publicación Geológico Multinacional No. 7.

Diederix, H., Bohórquez, O. P., Mora-Páez, H., Peláez, J. R., Cardona, L., Corchuelo, Y., Ramírez, J. y Díaz-Mila, F. (2020). The Algeciras Fault System of the Upper Magdalena Valley, Huila Department. En J. Gómez y A. O. Pinilla-Pachón (eds.), *The geology of Colombia*, volume 4 Quaternary. Servicio Geológico Colombiano. https://doi.org/10.32685/pub.es.38.2019.12

Diederix, H., Bohórquez-Orozco, O., Gómez-Hurtado, E., Idarraga-García, J., Rendón- Rivera. A., Audemard, F. y Mora-Páez, H. (2021). Paleoseismologic trenching Confirms recent Holocene activity of the major Algeciras fault system in Southern Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 109, 103263. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103263

Dixon, T. H. (1991), An introduction to the Global Positioning System and some geological applications. *Reviews of Geophysics*, *29*(2), 249-276. https://doi.org/10.1029/91RG00152

Doblas, M. (1987). Criterios del sentido de movimiento en espejos de fricción: Clasificación y aplicación a los granitos cizallados de la sierra de San Vicente (sierra de Gredos). *Estudios Geológicos*, *43*(1-2), 47-55. https://doi.org/10.3989/egeol.87431-2570

Doblas, M. (1998). Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*, *295*(1-2), 187-197. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00120-6

Doblas, M., Faulkner, D., Mahecha, V., Aparicio, A., López Ruiz, J., y Hoyos, M. (1997b). Morphologically ductile criteria for the sense of movement on slickensides from an extensional detachment fault in southern Spain. *Journal of Structural Geology*, *19*(8), 1045-1054. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(97)00032-1

Doblas, M., Mahecha, V., Hoyos, M., y López Ruiz, J. (1997a). Slickenside and fault Surface kinematic indicators on active normal faults of the Alpine Betic cordilleras, Granada, southern Spain. *Journal of Structural Geology*, *19*(2), 159-170. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(96)00086-7

Egbue, O. y Kellogg, J.N. (2010). Pleistocene to present North Andean "escape".Tectonophysiscs, 489(1), 248-257. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.04.02.

Ego, F., Sebrier, M., Lavenu, A., Yepes, H. y Egues, A. (1996). Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, *259*(1-3), 101-116. https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00075-5

El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacón, J. y Keller, E. A. (2008). Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology*, *96*(1-2), 150-173. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.08.004

Elliott, J. R., Walters, R. J. y Wright, T. J. (2016). The role of space-based observation in understanding and responding to active tectonics and earthquakes. *Nature Communications*, *7*(1), 13844. https://doi.org/10.1038/ncomms13844

Estey, L. H. y Meertens, C. M. (1999). TEQC: The Multi-Purpose Toolkit for GPS/GLONASS Data. *GPS Solutions*, *3*(1) 42-49. https://doi.org/10.1007/PL00012778

Ferrari, L. y Tibaldi, A. (1992). Recent and active tectonics of the north-eastern Ecuadorian Andes. *Journal of Geodynamics*, 15(1-2), 39-58. https://doi.org/10.1016/0264-3707(92)90005-D

Flint, J. J. (1974). Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. *Water Resources Research*, 10(5), 969-973. https://doi.org/10.1029/WR010i005p00969

Forero-Ortega, A. J., López-Isaza, J. A., López Herrera, N. R., Cuéllar-Cárdenas, M. A., Cetina Tarazona, L. M. y Aguirre Hoyos, L. M. (2021). Geological-structural mapping and geocronology of shear zones: A methodological proposal. *Boletín Geológico*, *48*(1), 81-122. https://doi.org/10.32685/0120-1425/bol.geol.48.1.2021.524

Förstner, W. y Wrobel, B. (2004). Mathematical concepts in photogrammetry. En J. C. McGlone, E. M. Mikhail, J. Bethel y R. Mullen (eds.), *Manual of Photogrammetry*, American Society of Photogrammetry and Remote Sensing.

Forte, A. M. y Whipple, K. X. (2018). Topographic Analysis Kit (TAK) Manual v1.0. https://esurf.copernicus.org/preprints/esurf-2018-57/esurf-2018-57-supplement.pdf

Forte, A. M. y Whipple, K. X. (2019). Short communication: The Topographic Analysis Kit (TAK) for TopoToolbox. *Earth Surface Dynamics*, *7*(1), 87-95. https://doi.org/10.5194/esurf-7-87-2019

Fossen, H. (2010). *Structural Geology*. Cambridge University Press.

Freymueller, J. T., Kellogg, J. N. y Vega. V. (1993). Plate Motions in the North Andean region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *98*(B12), 21853-21863 https://doi.org/10.1029/93JB00520

GeoRED. (2020). *Especificaciones técnicas construcción estaciones para captura de datos de campo*. Informe interno. Servicio Geológico Colombiano.

Gómez, J. y Montes, N. E. (comps.). (2020). *Mapa geológico de Colombia 2020. Escala 1:1 000 000*. Servicio Geológico Colombiano.

Gómez, Montes, N., Nivia, Á. y Diederix, H. (2015). *Mapa geológico de Colombia 2015. Escala 1:1'000.000*. Servicio Geológico Colombiano. http://www2.sgc.gov.co/Geologia/Mapa-geologico-de-Colombia.aspx

Guillande, R. (1988). *Evolution méso-cenozoiqued'une vallée intercordilleraine: la Haute Vallée du río Magdalena (Colombie)* [Tesis de doctorado]. Université Pierre et Marie Curie.

Gupta H. (ed), (2011). *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*. Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-030-58631-7

Gutscher, M. A., Malavielle, J., Lallemand, S. y Collot, J. Y. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, *168*(3-4), 255-270. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00060-6

Hack, J. T. (1957). *Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland (núm. 294-B)*. US Government Printing Office. https://pubs.usgs.gov/pp/0294b/report.pdf

Hancock, P. L. (1985). Brittle microtectonics: Principles and practice. *Journal of Structural Geology*, *7*(3-4), 437-457. https://doi.org/10.1016/0191-8141(85)90048-3

Hanmer, S. y Passchier, C. (1991). *Shear-sense indicators: A review*. Paper no. 90-17. Geological Survey of Canada. https://doi.org/10.4095/132454

Hergarten, S., Robl, J. y Stüwe, K. (2013). Generalized swath profiles. *Earth Surface Dynamics Discussions*, *1*(1), 387-405. https://doi.org/10.5194/esurfd-1-387-2013

Hurtrez, J., Lucazeau, F., Lavé, J. y Avouac, J. (1999). Investigation of the relationships between basin morphology, tectonic uplift, and denudation from the study of an active fold belt in the Siwalik Hills, central Nepal. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *104*(B6), 12779-12796. https://doi.org/10.1029/1998JB900098

ICSM. (2014). Guideline for Continuously Operating Reference Stations Special Publication 1, version 2.1, Intergovernmental Committee on Survey and Mapping (ICSM) Permanent Committee on Geodesy (PCG), Australia, 43 p.

IERS. (2003). International Earth Rotation and Reference System Services Conventions, IERS Technical Note 32, 23, https://www.iers.org/IERS/EN/Publications/TechnicalNotes/tn32.html

IERS. (2010). International Earth Rotation and Reference System Services Conventions, IERS Technical Note 36, http://www.iers.org/IERS/EN/Publications/TechnicalNotes/tn36.html

IGS. (2017). *Current IGS Site Guidelines*. International GNSS Service. https://kb.igs.org/hc/en-us/articles/202011433-Current-IGS-Site-Guidelines

Ingeominas y Dagma. (2005). *Estudio de microzonificación sísmica de Santiago de Cali*.

Ingeominas. (2001). *Memoria explicativa, levantamiento geológico de la Plancha 366 - Garzón*.

Ingeominas. (2003). *Memoria explicativa, geología de las planchas 367 Gigante, 368 - San Vicente del Caguán, 389 - Timaná, 390 - Puerto Rico, 391 - Lusitania (parte noroccidental) y 414 - El Doncello departamentos de Caquetá*.

Keller, E. A. y Pinter, N. (2002). *Active tectonics: Earthquakes, uplift, and landscape*. Prentice Hall. https://books.google.com.co/books?id=sXASAQAAIAAJ

Keller, G. y Frischknecht, F. (1966). Electrical methods in geophysical prospecting. Pergamon: Press Inc.

Kellogg, J. N. y Dixon T. H. (1990). Central and South America GPS Geodesy - CASA UNO. *Geophysical Research Letters*, *17*(3), 195-198. https://doi.org/10.1029/GL017i003p00195

Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., Dixon, T. H., Neilan, R. E., Ropain, C., Camargo, U. S., Fernández, M., B., Stowell, C. J. L., Salazar, A., Mora, J., Espin, V., L., Perdue, V. y Leos, L. (1990). First GPS baseline results from the North Andes. *Geophysical Research Letters*, 17(3), 211-214. https://doi.org/10.1029/GL017i003p00211

Kellogg, J. N., Ogujioford, I. J. y Kansakar, D. R. (1985). *Cenozoic tectonics of the Panama and North Andes blocks*. Memorias Congreso Latinoamericano de Geología 6. Ingeominas.

Kellogg, J. y Vega, V. (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constraints from Global Positioning System geodesy studies and gravity. En P. Mann (ed.), *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America*. Special Paper 295. Geological Society of America

Kim, Y. S., Peacock, D. C. y Sanderson, D. J. (2003). Mesoscale strike-slip faults and damage zones at Marsalforn, Gozo Island, Malta. *Journal of Structural Geology*, *25*(5), 793-812. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00200-6

Kim, Y. S., Peacock, D. C. y Sanderson, D. J. (2004). Fault damage zones. *Journal of Structural Geology*, *26*(3), 503-517. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.08.002

Kirby, E. y Whipple, K. X. (2012). Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, *44*, 54-75. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.07.009

Kraus, K. (2007). Photogrammetry: Geometry from Images and Laser Scans. De Gruyter. https://doi.org/https://doi.org/10.1515/9783110892871

Kroonenberg, S. B. y Diederix, H. (1984). *Geology of south-central Huila, uppermost Magdalena Valley, Colombia. A preliminary note*. Guide Book 21th Annual Field Trip. Colombian Society of Petroleum Geologists and Geophysicists.

Kroonenberg, S. B., Bakker, J. G. M. y van der Wiel, A. M. (1990). Late Cenozoic uplift and paleogeography of the Colombian Andes: constraints on the development of high-Andean biota. *Geologie en Mijnbouw*, *69*, 279-290.

Kroonenberg, S. B., Pichler, H. y Diederix, H. (1982). Cenozoic alkalibasaltic to ultrabasic volcanism in the uppermost Magdalena Valley, Southern Huila Department, Colombia. *Geologìa Norandina*, *5*, 19-26.

Kroonenberg, S. B., Pichler, H. y Schmitt, C. (1987). Young alkali-basaltic to nephelinitic volcanism in the southern Colombian Andes: Origin by the subduction of a spreading rift? *Zeitblatt fùr Geologie und Paleontologie*, *I*(7-8), 919-936.

Langbein, J., Wyatt, F., Johnson, H., Hamann, D. y Zimmer, P. (1995), Improved stability of a deeply anchored geodetic monument for deformation monitoring. *Geophysical Research Letters*, *22*(24), 3533-3536. https://doi.org/10.1029/95GL03325

Loke, M. (2000). *Topographic modelling in resistivity imaging inversion*. 62nd EAGE Conference & Technical Exhibition Extended Abstracts.

Loke, M. y Dahlin, T. (2002). A comparison of the Gauss-Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion. *Journal of Applied Geophysics*, *49*(3), 149-162. https://doi.org/10.1016/S0926-9851(01)00106-9

López Isaza, J. A., Cuéllar Cárdenas, M. A., Cetina Tarazona, L. M., Forero Ortega, A. J., Suárez Arias, A. M., Muñoz Rodríguez, O. F., Muñoz Rodríguez, O. F., Aguirre Hoyos, L. M. y Gutiérrez López, M. J. (2021). Graphical representation of structural data in the field: A methodological proposal for its application in deformed areas. *Boletín Geológico*, *48*(1), 123-139. https://doi.org/10.32685/0120-1425/bol.geol.48.1.2021.504

López Isaza, J. A., Cuéllar Cárdenas, M. A., Osorio Naranjo, J. A., Bernal Vargas, L. E. y Cortés Castillo, E. (2008). Pseudotaquilitas y el carácter paleosísmico de un segmento del Sistema de Fallas de Bucaramanga (SFB), noreste del municipio de Pailitas, departamento del Cesar, Colombia. *Boletín de Geología*, 30(2), 79-92. https://revistas.uis.edu.co/index.php/revistaboletindegeologia/article/view/42.

López, M. C. (2015). *Informe del análisis de la base de datos de fallas peligrosas de Colombia*. Informe Interno. Servicio Geológico Colombiano.

Mawer, C. K. (1992). Kinematic indicators in shear zones. En M. J. Bartholomew, D. W. Hyndman, D. W. Mogk y R. Mason (eds.), *Basement tectonics 8: Characterization and comparison of ancient and Mesozoic continental margins*. Proceedings of the 8th International Conference on Basement Tectonics (Butte, Montana, 1988). Kluwer Academic Publishers. https://doi.org/10.1007/978-94-011-1614-5

Mayorga, E., Dionicio, V., Lizarazo, M., Pedraza, P., Poveda, E., Mercado, O., Siervo, D., Aguirre, L., Bolaños, R., Garzón, F., Velásquez, L., Castillo, L., García, H., Mazo, E., Arcila, M., Barbosa, D., Sarabia, A., López, M., Días, F., Valcárcel, J. y Bohórquez, O. (2020). *El sismo de Mesetas, Meta del 24 de diciembre de 2019. Aspectos sismológicos, movimiento fuerte y consideraciones geodésicas*. Servicio Geológico Colombiano.

McCalpin, J. P. (ed.). (2009). *Paleoseismology*. Academic Press.

McClay, K. R. (1987). *The mapping of geological structures*. John Wiley & Sons.

McGlone, C., Mikhail, E., Bethel, J. y Mullen, R. (2004). *Photogrammetry*. ASPRS.

Mendoza Priesseng, C. L. (2018). *Prácticas de fotogrametría básica y problemas*. Alfaomega.

Meti, J. (2007). *ASF's Radiometric Terrain Correction Project*. Alaska Satellite Facility. https://doi.org/10.5067/Z97HFCNKR6VA

Michetti, A. M., Audemard F. A. y Marco, S. (2005). Future trends in paleoseismology: Integrated study of the seismic landscape as a vital tool in seismic hazard analyses. *Tectonophysics*, *408*(1-4), 3-21. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.035

Michetti, A. M., Esposito, E., Guerrieri, L., Porfido, S., Serva, L., Tatevossian, R. y Roghozin, E. (2007). *Environmental seismic intensity scale-ESI 2007*. Memorie descrittive della carta geologica d'Italia.

Mitchell, T. M., Toy, V., Di Toro, G., Renner, J. y Sibson, R. H. (2016). Fault welding by pseudotachylyte formation. *Geology*, *44*(12), 1059-1062. https://doi.org/10.1130/G38373.1

Monsalve-Bustamante, M. L., Gómez-Tapias, J. y Núñez-Tello, A. (2020). Rear–Arc Small–Volume Basaltic Volcanism in Colombia: Monogenetic Volcanic Fields. En J. Gómez y A. O. Pinilla-Pachón (eds.); *The Geology of Colombia*, volume 4 Quaternary. Servicio Geológico Colombiano. https://doi.org/10.32685/pub.esp.38.2019.10

Montes, N. E. y Sandoval M., A. (2001). *Base de datos de fallas activas de Colombia, recopilación bibliográfica*. Ingeominas.

Montes, R. N. E., Sandoval M. A. y Vergara, S. H. (1998). *Mapa de fallas activas de Colombia. Escala 1:1 500 000*. Ingeominas.

Montillet, J. P. y Bos, M. S. (2020). *Geodetic Time Series Analysis in Earth Sciences*, J. P. Montillet y M. S. Bos (eds.). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-030-21718-1

Mora Páez, H., Corchuelo, Y., Gutiérrez, N. P., Díaz, F., Moreno, R., Álvarez, C. y Escalante, C. (2020). *Coordenadas estaciones geodésicas - GeoRED 2.0 - 2019 - ITRF2014*. Servicio Geológico Colombiano.

Mora Páez, H., Peláez Gaviria, J. R., Diederix, H., Bohórquez Orozco, O., Cardona Piedrahita, L., Corchuelo Cuervo, Y., Ramírez Cadena, J. y Díaz Mila, F. (2018). Space Geodesy Infrastructure in Colombia for Geodynamics Research. *Seismological Research Letters*, *89*(2A), 446-451. https://doi.org/10.1785/0220170185

Morales, C., Caicedo, J. C., Velandia, F. y Núñez, A. (2001). *Memoria explicativa geología de la plancha 345 Campoalegre. Escala 1:100.000*. Ingeominas

Mora-Páez, H. (1995). *Central and South America GPS Geodesy: Relative Plate Motions Determined From 1991 and 1994 Measurements in Colombia, Costa Rica, Ecuador, Panamá and Venezuela* [Tesis de maestría]. University of South Carolina.

Mora-Páez, H. (2006). *Red Nacional de Estaciones Geodésicas Satelitales GPS con propósitos geodinámicos, Propuesta de proyecto presentada al Ministerio de Minas y Planeación Nacional*, Documento BPIN.

Mora-Páez, H. y Audemard, F. (2021). GNSS Networks for Geodynamics in the Caribbean, Northwestern South America, and Central America. En B. Erol y S. Erol (eds.), *Geodetic Sciences - Theory, Applications and Recent Developments*. IntechOpen. https://doi.org/10.5772/intechopen.97215

Mora-Paèz, H., Kellogg, J. N. y Freymueller, J. T. (2020). Contributions of space geodesy for geodynamic studies in Colombia: 1988 to 2017. En J. Gómez, y A. O Pinilla-Pachón

(eds.), *The Geology of Colombia*, volume 4 Quaternary. Servicio Geológico Colombiano. https://doi.org/10.32685/pub.esp.38.2019.14

Mora-Páez, H., Kellogg, J. N. y Freymueller, J. T. (2020). Contributions of space geodesy for geodynamic studies in Colombia: 1988 to 2017. En J. Gómez, y A. O Pinilla-Pachón (eds.), *The Geology of Colombia*, volume 4 Quaternary. Servicio Geológico Colombiano. https://doi.org/10.32685/pub.esp.38.2019.14

Mora-Páez, H., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., Mencin, D., R. Fernandes, M. S., Diederix, H., LaFemina, P., Cardona-Piedrahita, L., Lizarazo, S., Peláez-Gaviria, J.-R., Díaz-Mila, F., Bohórquez-Orozco, O., Giraldo-Londoño, L. y Corchuelo-Cuervo, Y. (2019). Crustal deformation in the northern Andes – A new GPS velocity field. *Journal of South American Earth Sciences*, *89*, 76-91, https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.11.002

Mora-Páez, H., Mencin, D. J., Molnar, P., Diederix, H., Cardona-Piedrahita, L., Peláez-Gaviria, J. R., y Corchuelo-Cuervo, Y. (2016). GPS velocities and the construction of the Eastern Cordillera of the Colombian Andes. *Geophysical Research Letters*, *43*(16), 8407-8416. https://doi.org/10.1002/2016GL069795

Moritz, H. (1992). Geodetic Reference System 1980. *Bulletin Géodésique*, 66(2), 187-192. https://doi.org/10.1007/BF00989270

Mugnier, C., Förstner, W., Wrobel, B., Paderes, F. y Munjy, R. (2013). The Mathematics of Photogrammetry. En *Manual of Photogrammetry*. American Society for Photogrammetry and Remote Sensing.

Naithani, A. K. (2019). Rock Mass Classification and Support Design using the Q-System. *Journal of the Geological Society of India*, *94*(4), 443-443. https://doi.org/10.1007/s12594-019-1336-0

Nieto-Samaniego, Á., Alaniz-Álvarez, S. y Tolson, G. (2003). Características y criterios de identificación de las pseudotaquilitas asociadas a la falla de Los Planes, La Paz, B.C.S. *Geos*, 23(3), 295-301. http://www.ugm.org.mx/publicaciones/geos/pdf/geos03-3/Nieto.pdf

Nocquet, J. M., Villegas-Lanza, J. C., Chlieh, M., Mothes, P. A., Rolandone, F., Jarrin, P., Cisneros, D., Alvarado, A., Audin, L., Bondoux, F., Matin, X., Font, J., Regnier, M., Vallée, M., Tran, T., Beauval, C., Maguiña Mendoza, J. M., Martines, W., Tavera, H. y Yepez, H. (2014). Motion of continental slivers and creeping subduction in the Northern Andes. *Nature Geoscience*, *7*, 287-291. https://doi.org/10-1038/NGeo2099

Orellana, E. (1972). *Prospección geoeléctrica en corriente continua*. Paraninfo.

Paris, G. y Romero L., J. A. (1993a). *Fallas activas en Colombia*. Informe. Ingeominas.

Paris, G. y Romero L., J. A. (1993b). *Mapa neotectónico preliminar de Colombia*. Ingeominas.

Paris, G. y Romero, J. A. (1994). Fallas activas en Colombia. *Boletín Geológico*, *34*(2-3), 3-25. https://doi.org/10.32685/0120-1425/bolgeol34.2-3.1994.347

Paris, G. y Sarria, A. (1986). *Proyecto Geofísico del Nordeste Colombiano-Neotectónica del Nororiente Colombiano*. Ingeominas.

Paris, G., Machette, M., Dart, R. y Haller, K. (2000). *Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Colombia and its offshore Regions*. U.S. Geological Survey Open-File Report 00-284. U.S. Geological Survey.

Passchier, C. W. y Coelho, S. (2006). An outline of shear-sense analysis in high-grade. *Gondwana Research*, *10*(1-2), 66-76. https://doi.org/10.1016/j.gr.2005.11.016

Passchier, C. W. y Trouw, R. A. J. (2005). *Microtectonics*. Springer. https://doi.org/10.1007/3-540-29359-0

Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C. y Factor, J. K. (2012). The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *117*(B4), B04406, https://doi.org/10.1029/2011JB008916

Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C. y Factor, J. K. (2013). Correction to "The Development and Evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008)". *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *118*(5), 2633, https://doi.org/10.1002/jgrb.50167

Pennington, W. D. (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonics of Northwestern South America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *86*(B11), 10753-10770. https://doi.org/10.1029/JB086iB11p10753

Pérez Álvarez, J. A. (2001). *Apuntes de Fotogrametría III*. Centro Universitario de Mérida.

Pérez-Peña, J. V., Al-Awabdeh, M., Azañón, J. M., Galve, J. P., Booth-Rea, G. y Notti, D. (2017). SwathProfiler and NProfiler: Two new ArcGIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. *Computers y Geosciences*, *104*, 135-150. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.08.008

Pérez-Peña, J. V., Azañón, J. M. y Azor, A. (2008). CalHypso: Un programa para extraer curvas hipsométricas y sus momentos estadísticos en ArcGIS. Ejemplo de aplicación en Sierra Nevada, SE de España. *Geo-temas*, 10, 1227-1230.

Pérez-Peña, J. V., Azañón, J. M. y Azor, A. (2009). CalHypso: An ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. *Computers & Geosciences*, *35*(6), 1214–1223. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2008.06.006

Petit, J. P. (1987). Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, *9*(5-6), 597-608. https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90145-3

Petit, J. P. (1987). Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, *9*(5-6), 597-608. https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90145-3

Petit, J. P., Proust, F. y Tapponnier, P. (1983). Critèriesde sens de movement sur les miroirs de failles en roches non cal- caires. Bulletin de la Société Géologique de France, *XXV*(4), 589-608. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XXV.4.589

Philpotts, A. R. (1964). Origin of pseudotachylites. *American Journal of Science*, *262*(8), 1008-1035. https://doi.org/10.2475/ajs.262.8.1008

Popescu, G., Lordan, D. y Paunescu, V. (2016). The Resultant Positional Accuracy for the Orthophotos Obtained with Unmanned Aerial Vehicles (UAVs). *Agriculture and Agricultural*

Science Procedia, *10*, 458-464. https://doi.org/10.1016/j.aaspro.2016.09.016

Reid, H. F. (1910). *The Mechanics of the Earthquake, The California Earthquake of April 18, 1906*. Report of the State Investigation Commission, vol. 2. Carnegie Institution of Washington.

Rodríguez, G., Zapata, G. y Velásquez, M. (2010). *Mapa geológico de la plancha 389 Timaná escala 1:100.000 (Versión digital)*. Ingeominas y Geoestudios.

Romero, J. A., Acosta, J., Montes, N., Castro, E., Pulgarín, B., González, L. y Castellanos, C. (2005). *Estudio de Microzonificación Sísmica de Santiago de Cali*. Informe No. 1-3 Investigaciones Neotectonicas en el centro occidente colombiano. Ingeominas.

Romero, J., Sarabia, A.M. y Cifuentes, H. (2009). *El sismo del 16 de noviembre de 1827. Guadalupe, Huila. Reconocimiento de efectos geológicos y medio-ambientales. Una aproximación a la paleosismología*. Informe. Ingeominas.

Rowe, C. D., Moore, J. C., Meneghini, F. y McKeirnan, A. W. (2005). Large-scale pseudotachylytes and fluidized cataclasites from an ancient subduction thrust fault. *Geology*, *33*(12), 937-940. https://doi.org/10.1130/G21856.1

RSNC. (2022a). Efectos del sismo de 1827/11/16. http://sish.sgc.gov.co/visor/sesionServlet?metodo=irAInfoDetallada&idSismo=27#

RSNC. (2022b). Efectos del sismo de 1834/01/20. http://sish.sgc.gov.co/visor/sesionServlet?metodo=irAInfoDetallada&idSismo=28#

RSNC. (2022c). Efectos del sismo de 1967/02/09. http://sish.sgc.gov.co/visor/sesionServlet?metodo=irAInfoDetallada&idSismo=15#

RSNC. (2022d). Sismos históricos en Colombia. http://sish.sgc.gov.co/visor/sesionServlet?metodo=irAInfoDetallada&idSismo=61#

Saeid, E. Bakioglu, K. B., Kellogg, J., Leier, A., Martinez, J. A. y Guerrero, E. (2017). Garzón Massif basement tectonics: structural control on evolution of petroleum systems in the Upper Magdalena and Putumayo basins, Colombia. *Marine and Petroleum Geology*, *88*, 381-401. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.08.035

Savage, J. C. (1975). Crustal Movements Investigations. *Reviews of Geophysics*, *13*(3), 263-265. https://doi.org/10.1029/RG013i003p00263

Scheidegger, A. (2004). *Morphotectonics*. Springer-Verlag. https://doi.org/10.1007/978-3-642-18745-2

Schenk, T. (2002). *Fotogrametría digital* (vol. I). (I. Alonso Martínez, ed.). Marcombo, S.A.

Scholz, C. H. (1988). The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geologische Rundschau*, 77, 319-328. https://doi.org/10.1007/BF01848693

Simpson, C. y Schmid, S. M. (1983). An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *GSA Bulletin*, *94*(11), 1281-1288. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<1281:AEOCTD>2.0.CO;2

Strahler, A. N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *GSA Bulletin*, *63*(11), 1117-1142. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1952)63[1117:HAAOET]2.0.CO;2

Suárez-Arias, A. M., López-Isaza, J. A., Forero-Ortega, A. J., Cuéllar-Cárdenas, M. A., Quiroz-Prada, C. A., Cetina Tarazona, L. M., Muñoz-Rodríguez, O. F., Aguirre Hoyos, L. M. y López Herrera, N. R. (2021). Relevant aspects to the recognition of extensional environments in the field. *Boletín Geológico*, *48*(2). https://doi.org/10.32685/0120-1425/bol.geol.48.2.2021.543

Sugden, T. (1987). Kinematic indicators: Structures that record the sense of movement in mountain chains. *Geology Today*, *3*(3-4), 93-99. https://doi.org/10.1111/j.1365-2451.1987.tb00496.x

Taboada, A., Rivera, L. A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Hervé, P., Bijwaard, H., Olaya, J. y Rivera, C. (2000). Geodynamics of the Northern Andes: subducctions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, *19*(5), 787-813. https://doi.org/10.1029/2000TC900004

Tahar, K. (2013). An evaluation on different number of ground control points in unmanned aerial vehicle photogrammetric block. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, *XL-2*/W2, 93-98. https://doi.org/10.5194/isprsarchives-XL-2-W2-93-2013

Telbisz, T., Kovács, G., Székely, B. y Szabó, J. (2013). Topographic swath profile analysis: A generalization and sensitivity evaluation of a digital terrain analysis tool. *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, *57*(4), 485-513. https://doi.org/10.1127/0372-8854/2013/0110

Thatcher, W. (2018). *James C Savage and the Birth of Modern Tectonic Geodesy*. American Geophysical Union, Fall Meeting. Abstract #T24C-03. https://agu.confex.com/agu/fm18/meetingapp.cgi/Paper/381024

Tibaldi, A. y Ferrari, L. (1992). Latest Pleistocene-Holocene tectonics of the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, *205*(1-3), 109-125. https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90421-2

Tibaldi, A., Rovida, A. y Corazzato, C. (2007). Late Quaternary kinematics, slip rate and segmentation of a major Cordillera-parallel transcurrent fault: The Cayambe-Afiladores-Sibundoy system, NW South America. *Journal of Structural Geology*, *29*, 664-680. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.11.008

Tolson, G. (1996). Un catálogo de indicadores cinemáticos en rocas cizalladas. *Geos*, *16*(1), 9-14. https://ugm.org.mx/publicaciones/geos/pdf/geos96-1/catalogo-16-1.pdf

Tolson, G., Alaniz-Álvarez, S. y Nieto-Samaniego, Á. (2001). *ReActiva 2.4. A plotting program to calculate the potential of reactivation of preexisting planes of weakness*. Universidad Nacional Autónoma de México.

Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T. y Mora, H. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, *15*(2), 157-171. https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00018-4

Twiss, R. J. y Moores, E. M. (2007). Structural geology. W. H. Freeman and Company.

Unavco. (2016). *Unavco Resources: GNSS Station Monumentation*. https://kb.unavco.org/pdf-104.html

Van der Wiel, A. M. (1991). Uplift and volcanism of the SE Colombian Andes in relation to Neogene sedimentation in the Upper Magdalena Valley [Tesis de doctorado]. University of Wageningen.

Van Houten, F. (1976). Late Cenozoic volcaniclastic deposits, Andean foredeep, Colombia. *GSA Bulletin*, *87*(4), 481-495. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1976)87<481:LCVDAF>2.0.CO;2

Velandia, F. P., Ferreira, P. V., Rodríguez, G. y Núñez, A. (2001). *Levantamiento Geológico de la Plancha 366 Garzón. Escala 1:100.000*. Memoria explicativa. Ingeominas.

Velandia, F., Acosta, J., Terraza R. y Villegas, H. (2005). The current tectonic motion of the Northern Andes along the Algeciras Fault System in SW Colombia. *Tectonophysics*, *399*(1-4), 313-329. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.028

Wallace, R. E. (1987). A perspective of Paleoseismology. En A. J. Crone y E. M. Omdahl (eds.), *Directions in paleoseismology*. U.S Geological Survey.

Weldon, R. J., McCalpin, J. P. y Rockwell, T. K. (1996). Paleoseismology of strike-slip tectonic environments. En *International Geophysics*, vol. 62. Elsevier. https://doi.org/10.1016/S0074-6142(96)80073-8

Wells, D. y Copersmith, K. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *84*(4), 974-1002. https://doi.org/10.1785/BSSA0840040974

Whipple, K. X. (2004). Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *32*(1), 151-185. https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.101802.120356

Whipple, K. X. y Tucker, G. E. (1999). Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *104*(B8), 661-674. https://doi.org/10.1029/1999JB900120

Whipple, K. X. y Tucker, G. E. (1999). Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *104*(B8), 17661-17674. https://doi.org/10.1029/1999JB900120

Whittaker, A. C., Attal, M., Cowie, P. A., Tucker, G. E. y Roberts, G. (2008). Decoding temporal and spatial patterns of fault uplift using transient river long profiles. *Geomorphology*, *100*(3-4), 506-526. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.01. 018

Wilcox, R., Harding, T. y Seely, D. (1973). Basic wrench tectonics1. *AAPG Bulletin*, *57*(1), 74-96. https://doi.org/10.1306/819A424A-16C5-11D7-8645000102C1865D

Willemann, R. J. y Storchak, D. A. (2001). Data collection at the international seismological centre. *Seismological Research Letters*, *72*(4), 440-453. https://doi.org/10.1785/gssrl.72.4.440

Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F. y Ordoñez, M. (2006). Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block escape. *Tectonics*, *25*(3). https://doi.org/10.1029/2004TC001723

Wobus, C., Whipple, K. X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B. y Sheehan, D. (2006). Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. En *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution*. The Geological Society of America. https://doi.org/10.1130/2006.2398(04)

Yeats, R. S., Sieh, K. y Allen, C. R. (1997). *The Geology of Earthquakes*. Oxford University Press.





Anexos

Anexos

1. Dataciones
2. Modelos 3D

Los anexos se pueden descargar en línea en el siguiente enlace:

https://doi.org/10.32685/9789585399389

Esta publicación corresponde al esfuerzo conjunto entre el Servicio Geológico Colombiano (SGC) y la Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia (UPTC) para avanzar en el conocimiento de la Falla de Algeciras (FA) en el departamento del Huila. Investigadores del SGC, de las direcciones técnicas de Geociencias Básicas y Geoamenazas, junto con investigadores de la Escuela de Ingeniería Geológica de la UPTC y asesores internacionales, estimaron el potencial sismogénico de la FA mediante la elaboración de cartografía morfoestructural y morfoneotectónica y la evaluación paleosismológica, y dejaron las bases para el análisis cinemático a partir de métodos de geodesia espacial.

ISBN: 978-958-53993-7-2