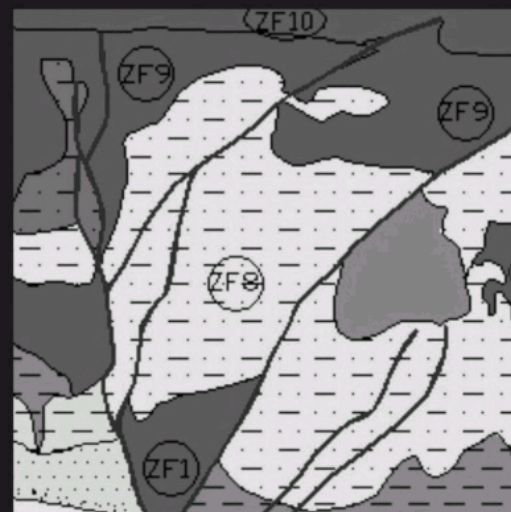
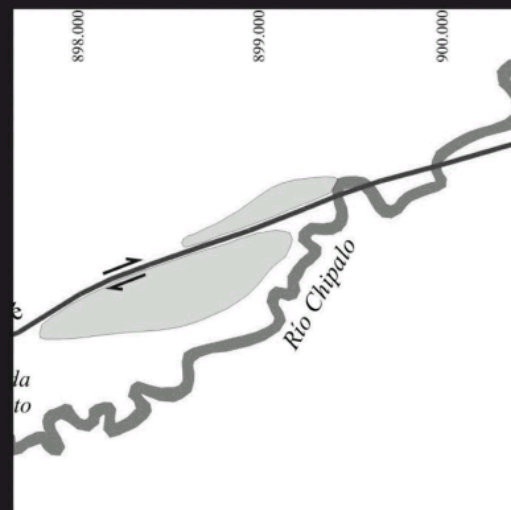
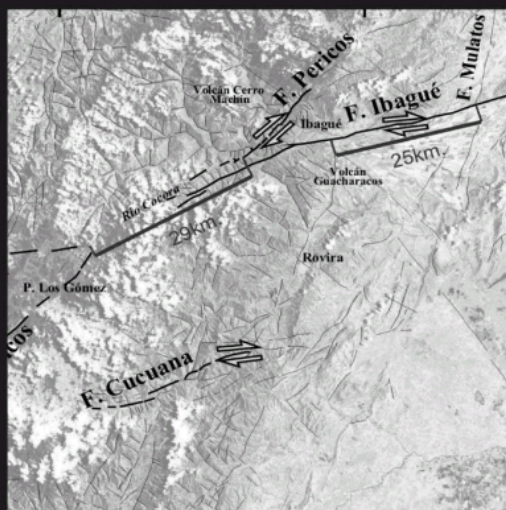


Paleosismología de la Falla de Ibagué

Jairo A. Osorio N.
Nohora E. Montes R.
Francisco A. Velandia P.
Jorge E. Acosta G.

Jaime A. Romero L.
Hans Diederix
Franck Audemard
Alberto Núñez T.



PUBLICACIONES GEOLÓGICAS ESPECIALES • Número 29, 2008



INGEOMINAS
INSTITUTO COLOMBIANO
DE GEOLOGÍA Y MINERÍA
República de Colombia

Paleosismología de la Falla de Ibagué

Paleosismología de la Falla de Ibagué

Paleosismología de la Falla de Ibagué

Parte 1

Estudio paleosismológico de la Falla de Ibagué

Jairo A. Osorio N.
Nohora E. Montes R.
Francisco A. Velandia P.
Jorge E. Acosta Ga.
Jaime A. Romero L.
Hans Diederix
Franck Audemard
Alberto Núñez T.

Parte 2

Cyclicity in the Sedimentary Record of a Small Pull-apart Basin as Paleoseismic Evidence of Surface Faulting During the Holocene Along the Ibagué Fault, Colombia

Hans Diederix
Jairo Alonso Osorio
Nohora Montes
Franck Audemard



Libertad y Orden

**INSTITUTO COLOMBIANO
DE GEOLOGÍA Y MINERÍA
INGEOMINAS**
República de Colombia

MINISTERIO DE MINAS Y ENERGÍA
Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS

Mario Ballesteros Mejía
Director General

César David López Arenas
Director Técnico Servicio Geológico

Francisco Alberto Velandia Patiño
Subdirector Recursos del Subsuelo

Orlando Navas Camacho
Subdirector Geología Básica

Marta Lucía Calvache Velasco
Subdirectora Amenazas Geológicas y Entorno Ambiental

© Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS

© **Jairo Alonso Osorio Naranjo**

Nohora Emma Montes Ramírez

Francisco Alberto Velandia Patiño

Jorge Enrique Acosta Garay

Jaime Arturo Romero León

Hans Diederix

Franck Audemard

Alberto Núñez Tello

Primera Edición, 2008

ISBN: 978-958-97896-7-4

Luis Eduardo Vásquez Salamanca
Preparación editorial

D'vinni
Impresión

BOGOTÁ DC, COLOMBIA 2008
www.ingeminas.gov.co

CONTENIDO

Parte 1

Estudio paleosismológico de la Falla de Ibagué

Introducción	11
Objetivos	12
General	12
Específicos	12
Localización	12
Reseña histórica de Ibagué	13
Periodo prehispánico	14
Fundación	15
El desarrollo de la ciudad	16
Estudios anteriores	17
Metodología	18
Personal participante	21
Marco tectónico	23
Geología	23
Sismicidad	28
Contexto de amenaza sísmica	29
La Falla de Ibagué en la Cordillera Central	35
La Falla de Ibagué en el Abanico de Ibagué	39
Sector 1	48
Sector 2	51
Sector 3	52
Selección del sitio de trinchera de exploración paleosismológica	55
Corte San Isidro	57
Modelia	57
La Ceibita Oeste	59
La Ceibita Este	59
Chucuní	59
Los Gomos	60
Alcalá	60
Mediciones microtectónicas y campo de esfuerzos derivado	69
Métodos de análisis microtectónicos	69
Mediciones microtectónicas en la Falla de Ibagué y campo de esfuerzos derivado (hacienda San Isidro)	71
Desarrollo de la trinchera de exploración paleosismológica en el sitio	77
Los Gomos	77
Paleosismología	91
Estratigrafía de la trinchera Los Gomos	91
Sector norte de la trinchera Los Gomos	93
Sector sur de la trinchera Los Gomos	101
Zona de falla en la trinchera Los Gomos	107
Correlación	110
Modelo Cinemático de la Falla de Ibagué en la trinchera Los Gomos	116

Discusión	121
Modelo de ruptura y deformación asociada	122
Parámetros de amenaza e impacto	124
Evolución de la Falla de Ibagué	128
Conclusiones	131
Referencias Bibliográficas	133
Anexo 1	
Ficha Bibliográfica para Sismos Históricos N.º 1 Fecha : 22-VIII-1996	
Datos de la Fuente	139
Anexo 2	
Anaglifos y Estereopares	140
Anexo 3	
Mapa morfotectónico de la Falla de Ibagué	151
Anexo 4	
Cartografía de la trinchera de Los Gomos, Falla de Ibagué.	
Localización de muestras y dataciones	152
Anexo 5	
Dataciones. Informe de laboratorio	153
Anexo 6	
Levantamiento morfotopográfico de la trinchera construida	
en la Falla geológica de Ibagué, departamento del Tolima, Colombia	188
 Parte 2	
Cyclicity in the Sedimentary Record of a Small Pull-apart Basin as Paleoseismic Evidence of Surface Faulting During the Holocene Along the Ibagué Fault, Colombia	215
Introduction	215
Regional geological setting	216
Morphotectonic indicators	217
Paleoseismology	220
Trench	220
Stratigraphy of the basin fills	221
Sampling for C¹⁴ dating	225
Depositional basin evolution	226
Faulting and basin development	229
Seismogenic potential	231
Discussion	232
Conclusions	234
Acknowledgments	235
References	237

PARTE UNO

Estudio paleosismológico de la Falla de Ibagué

Jairo A. Osorio N.

Nohora E. Montes R.

Francisco A. Velandia P.

Jorge E. Acosta G.

Jaime A. Romero L.n

Hans Diederix

Franck Audemard

Alberto Núñez T.

La Falla de Ibagué presenta rasgos contundentes de actividad neotectónica asociados con su trazo, los cuales la definen como una estructura potencialmente productora de grandes sismos. En el campo cercano existen importantes centros poblados del país con cerca de 13 millones de habitantes (Ibagué, Bogotá, Armenia, Pereira y Manizales son los más importantes). Por esta razón, el panorama de la amenaza sísmica asociada a esta estructura es evaluado por medio de una combinación de diferentes técnicas para conocer su verdadero potencial sismogénico.

Las disciplinas de la neotectónica, como la morfotectónica y la paleosismología, son imprescindibles para ampliar el tiempo de observación y para determinar el grado de actividad sísmica derivada de una estructura geológica. La morfotectónica estudia las geoformas creadas por las fallas activas, particularmente las fallas sismogénicas; la paleosismología integra estudios geomorfológicos y estratigráficos por medio de la correlación de las geoformas y los procesos de su formación asociadas a las fallas activas y su correspondiente ambiente deposicional (McCalpin, 1996). Con base en la importancia manifiesta de la Falla de Ibagué en el esquema actual de actividad sísmica del país y en la incertidumbre de la evaluación de su potencial, se proyectó un estudio completo de cartografía y caracterización sismotectónica y se programó, en el estado final, la apertura de una trinchera de exploración paleosismológica que permitiera determinar los parámetros sísmicos en una localidad de la falla. Para conocer de forma adecuada el contexto tectónico y sismológico de la estructura, sería necesario abrir otras trincheras a lo largo de la falla. En este trabajo se presentan los resultados de las fases cumplidas

para la selección del sitio de trinchera, durante las cuales se obtuvo el conocimiento básico de la geometría y la cinemática de la falla; además, se presenta la metodología y los resultados obtenidos en la apertura de la trinchera en la Falla de Ibagué.

Objetivos

General

Elaborar un estudio morfotectónico que lleve a la apertura de una trinchera de exploración paleosismológica en la Falla de Ibagué y determinar su potencial sismogénico en la localidad donde se abra la trinchera.

Específicos

- Realizar cartografía morfotectónica para determinar el trazo detallado y la cinemática de la Falla de Ibagué.
- Proponer una geometría del tensor de esfuerzos local actual por medio de la inversión de datos de estrías de falla.
- Identificar un sitio favorable para la apertura de una trinchera de exploración paleosismológica en la Falla de Ibagué.
- Definir el potencial sismogénico local de la Falla de Ibagué, por medio del levantamiento cartográfico detallado de la trinchera y del estudio de dataciones de niveles de referencia como paleosuelos.
- Mostrar la metodología que se aplicará en la apertura de trincheras de exploración paleosismológica, que sirva para planear y programar futuros estudios de microzonificación que incluyan la apertura de trincheras.
- Determinar la continuidad del trazo de la Falla de Ibagué hacia el occidente de la ciudad, sobre la cordillera Central.

Localización

La Falla de Ibagué se localiza en la parte central de la cordillera Central de Los Andes colombianos; esta estructura tiene clara expresión geomorfológica en el piedemonte oriental de la cordillera Central y sirve de límite a las cuencas del valle superior y medio del río Magdalena, en el departamento del Tolima, a una latitud aproximada de 4° 30' N y longitud de 75° W (figura 1).

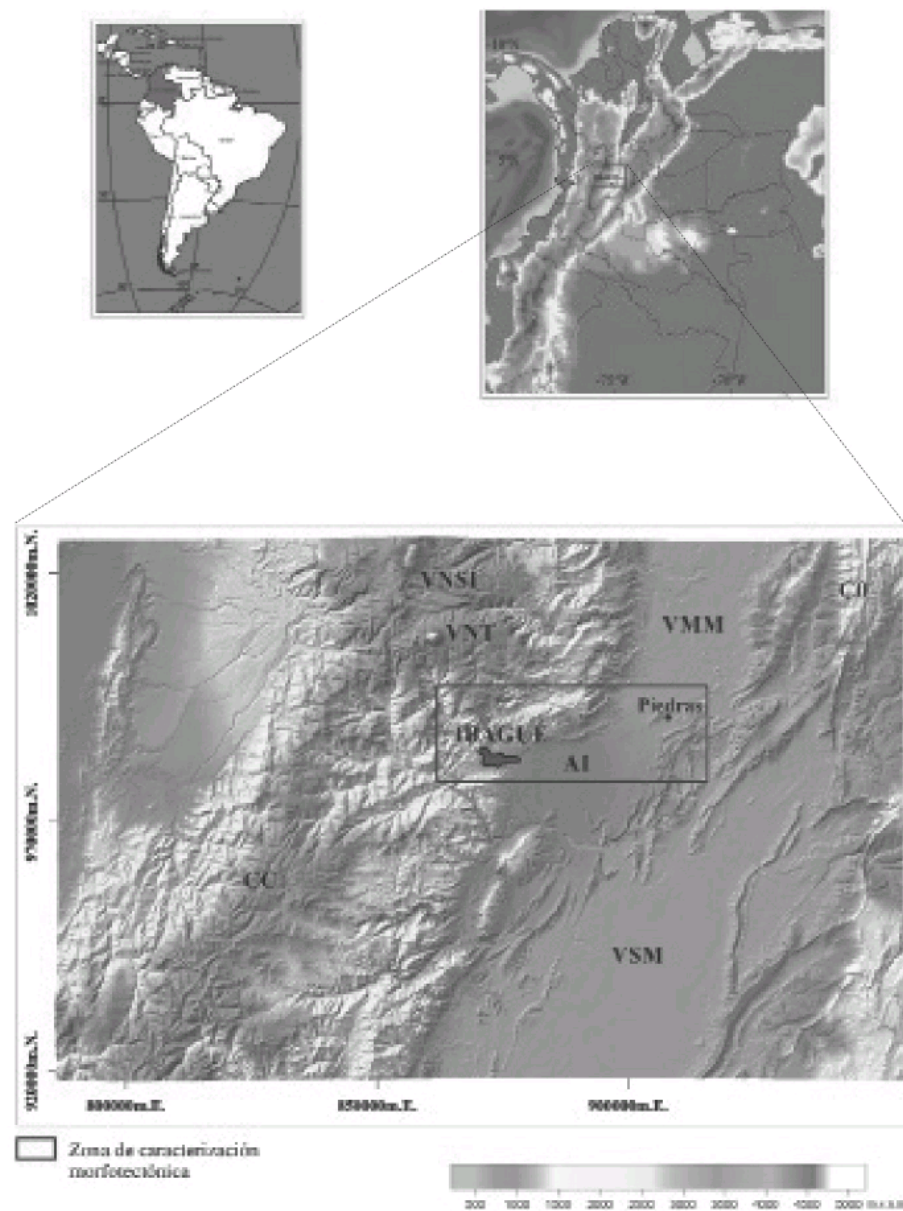


Figura 1. Localización del área de estudio. CC: Cordillera Central, AI: Abanico de Ibagué, VMM: Valle medio del río Magdalena, VSM: Valle superior del río Magdalena, CO: Cordillera Oriental, VNSI: Volcán Nevado Santa Isabel, VNT: Volcán Nevado del Tolima.

Reseña histórica de Ibagué

La ciudad de Ibagué, cabecera del municipio del mismo nombre y capital del departamento del Tolima, está localizada sobre una planicie constituida por depósitos de origen aluvial, aluviotorrencial, volcánico y fluviovolcánico. Esta planicie, que forma parte de las estribaciones orientales de la cordillera Central, está inclinada hacia el oriente en dirección al valle del río Magdalena.

Geográficamente, la ciudad se encuentra a 4° 27' de latitud norte y 75° 15' de longitud oeste; la altura promedio es 1.285 msnm, con temperatura, también promedio, de 21 °C y 2.217 mm de precipitación anual (Instituto Geográfico Agustín Codazzi, IGAC, 1980).

De acuerdo con las proyecciones del DANE (www.dane.gov.co; septiembre de 2003), el municipio de Ibagué cuenta en la actualidad una población de 439.785 habitantes, 94% de los cuales habita la cabecera municipal. El crecimiento de la población urbana en el lapso 1973-1993, tomando como base las cifras reportadas por IGAC (1980) y DANE (www.dane.gov.co, septiembre de 2003), fue 93%, mientras que para el periodo 1993-2003 fue 21%. Para el censo de 1993 (www.dane.gov.co, septiembre de 2003), se reportaron 72.780 viviendas en la cabecera municipal, que comparadas con las 26.701 de 1973 (IGAC, 1980), indican un incremento de 172%.

La ocupación del territorio actual de la ciudad, así como de las áreas vecinas, se remonta a épocas precolombinas. Pueden identificarse varios periodos o etapas en el poblamiento de la zona.

Periodo prehispánico

En concepto de Ramírez (en edición), “la genealogía del poblamiento antiguo del municipio de Ibagué, se inscribe en el universo histórico cultural del Alto Magdalena”. El autor reporta que “La Mesa de Ibagué fue explorada inicialmente por sociedades igualitarias de cazadores-recolectores, que cruzaban la cordillera Central tras las últimas manadas de caballo americano y mastodonte”. Las cuencas hidrográficas, los valles aluviales y las terrazas naturales que constituyen el ámbito geográfico en el cual se encuentra actualmente Ibagué ofrecieron “la diversidad climática, la orientación, la altura y la intensidad luz-día, necesarias para el desarrollo de los procesos histórico-culturales denominados tardíos” (Ramírez, en edición).

Las investigaciones arqueológicas muestran la evolución de los grupos nómadas cazadores-recolectores a sociedades semisedentarias que aprovecharon los recursos manipulando el entorno natural. En los primeros siglos después de Cristo, ocuparon las laderas de la cordillera (Ramírez, en edición). Estas exploraciones arqueológicas, llevadas a cabo en el área de los ríos Combeima y Coello, y en la meseta de Ibagué, revelan la presencia de una economía de

subsistencia agrícola, sustentada por tierras fértiles y con abundancia de agua en climas templados y fríos.

Durante el formativo tardío hubo comunidades que se asentaron en la región que los conquistadores españoles llamaron valle de Las Lanzas, entablando intercambios comerciales, políticos y culturales entre las sociedades del valle medio del río Cauca y del valle alto del río Magdalena. Estas redes de intercambio fueron utilizadas, posteriormente, por los conquistadores españoles, quienes las denominaron Camino del Quindío (Ramírez, en edición).

Fundación

Los conquistadores españoles buscaron un camino seguro que les permitiera unir las ciudades de Santa Fe con Cartago y Popayán; el valle de Las Lanzas fue el lugar propicio para establecer una población y desde allí atravesar la cordillera rumbo a Cartago, no obstante la insistencia de los pijaos por mantener el dominio sobre estos caminos que cruzaban la cordillera (Ramírez, en edición). En el sector del valle de Las Lanzas o valle de Combaima o Combeima se encontraban establecidas las tribus de los ibagué y combaima, nombres que persisten en la ciudad y su fuente hidrográfica principal. Según Ardila (2000), el fundador Andrés López de Galarza “nombró como valle de Las Lanzas a las depresiones de los ríos Coello y San Juan, porque allí le salieron al encuentro batallones de indios armados de lanzas”.

IGAC (1980) y *El Espectador* (1995) afirman que

la fundación de Ibagué tuvo su origen en la petición que elevaron los habitantes de Tocaima y Santa Fe a la Real Audiencia, con el fin de lograr la pacificación de los indígenas pantágoras del otro lado del río Grande de La Magdalena, de manera que se facilitara el camino entre las gobernaciones de Santa Fe y Popayán.

Se envió una expedición para fundar un pueblo intermedio entre las dos gobernaciones, a cargo de

Don Andrés López de Galarza, secundado por los capitanes Francisco de Prado y Juan Bretón, quienes en medio de la dura travesía, le confirieron el grado militar de capitán, en razón de ser el jefe de la expedición y alto comisionado de la Real Audiencia. La localidad fue fundada con el nombre de San Bonifacio de Ibagué (*El Espectador*, 1995) el 14 de octubre de 1950, en terrenos próximos a la meseta que ocupa actualmente la cabecera

municipal de Cajamarca, distante 35 km al occidente de la ubicación actual de Ibagué.

La hostilidad de los pijaos obligó a trasladar el poblado recién fundado; se buscó un sitio más protegido, que ofreciera mayores posibilidades para el desarrollo futuro, y se seleccionó el valle de Las Lanzas, a la orilla izquierda del río Combeima. Este lugar corresponde a la ubicación actual de la ciudad. El traslado se realizó el 7 de febrero de 1551 (BundeNet.com-El Portal del Tolima, agosto de 2003).

La fundación de la ciudad consolidó la red de caminos que habían sido utilizados por las comunidades prehispánicas y que sirvieron a los españoles para entablar relaciones políticas y comerciales con el virreinato del Perú. Los combeimas, asentados en la meseta de Ibagué, fueron sometidos por el fundador Galarza y repartidos en encomiendas distribuidas en todo el sector del valle medio-alto del Magdalena.

El poblado y los territorios de su jurisdicción fueron elevados a la categoría de municipio en 1606; en 1887, la ciudad fue designada capital del departamento del Norte, que formaba parte del Estado del Tolima. Desde 1910, cuando fue creado el departamento del Tolima, la ciudad de Ibagué fue erigida su capital. En 1903 fue creada la diócesis de Ibagué; 65 años después fue elevada a la categoría de arquidiócesis.

Camilo Pérez Salamanca indica que la ubicación inicial de la población fue el lugar conocido como La Hoyada (*Tolima 7 Días*, 2003), cerca al río Combeima en la vía hacia el Nevado del Tolima, que en la actualidad corresponde al barrio Libertador, carreras 1.ª y 2.ª entre calles 2.ª y 5.ª de la nomenclatura urbana actual. Esta zona estaba ubicada en el camino por el cual se llegaba a los corregimientos de Toche y Cartago; de allí se partía hacia Tocaima y Santa Fe por el camino real, que corresponde a lo que es actualmente la carrera 5.ª de Ibagué, que a partir de 1917, con la llegada de los primeros vehículos, se transformó en la principal vía de acceso a la ciudad desde la actual calle 25, a donde también llegaba el camino real de Honda, por lo que este sector era conocido como Tres Esquinas.

El desarrollo de la ciudad

A pesar de sus 453 años, la ciudad no conserva vestigios arquitectónicos ni de la época de la conquista ni de la colonia, situación que llevó al periodista que escribe con el seudónimo de El Conde D'Arthalluz en Estampas Ibague-

reñas (2000) a pregonar que “Ibagué parece avergonzarse de sus ancestros y ha demolido la mayor parte de los referentes urbanos que le eran caros y le proporcionan a sus habitantes sentido de pertenencia”.

A finales del siglo XIX, Ibagué era una población pequeña, de calles estrechas, casas de bahareque; solo a comienzos del siglo XX, cuando el poblado contaba unos 25.000 habitantes, empiezan a asomar formas de vida urbana en un área que crecía hacia el oriente (*Tolima 7 Días*, 2003). Su desarrollo y progreso lo alcanzó a lo largo del siglo XX (Ríos, 2000).

El desarrollo y la expansión urbanística de Ibagué estuvieron ligados a las vías que la comunican con la capital de la república, con el norte del departamento del Tolima y con el occidente del país. Estos ejes viales y su prolongación en la zona urbana son, como escribe Camilo Pérez Salamanca (*Tolima 7 Días*, 2003), “testigos de las aventuras y desventuras de la ciudad”.

El crecimiento de la población y, por tanto, los requerimientos de espacio para viviendas, infraestructura, vías, espacio público y demás servicios que requiere una ciudad en expansión no fueron tenidos en cuenta; por tanto, el territorio fue ocupado indiscriminadamente, sin ninguna planeación y concepción técnica, lo que llevó al relleno y la ocupación de las cañadas y zonas expuestas a inundación y avenidas torrenciales, asentamientos urbanos desordenados, ocupación de laderas, así como bases y bordes de taludes inestables, es decir, ubicación de la comunidad, sus bienes e infraestructura en zonas expuestas a amenazas geológicas. Frente a esta situación se puede decir, como escriben Alfonso y Millán (1999), que la localización de la población y sus obras obedeció más a necesidades sociales, económicas y políticas que a un proceso de planificación urbana.

Estudios anteriores

Los primeros autores en reportar actividad neotectónica para la Falla de Ibagué son Raasveldt y Carvajal (1956), Lobo-Guerrero (1974), Pérez (1979) y Mosquera et ál. (1982). Acosta y Ramírez (1985) modelaron el Abanico de Ibagué, utilizando información sedimentológica y petrográfica del depósito.

Murcia y Vergara (1987) realizan un estudio de los riesgos geológicos potenciales de la ciudad de Ibagué relacionados con la actividad del Nevado del Tolima, la actividad de la Falla de Ibagué e inundaciones del río Combeima y determinan, para la Falla de Ibagué, un bajo grado de actividad con ratas de

fallamiento de 0,007 mm/año para los desplazamientos verticales inversos, y 0,08 mm/año para los movimientos destrolaterales.

Diederix et ál. (1987), mediante un estudio fotogeológico y reconocimiento de campo, identifican y describen una serie de rasgos morfotectónicos característicos que les permiten clasificar la Falla de Ibagué como una estructura activa, de movimiento transcurrente lateral derecho.

Vergara (1989) demuestra que es una estructura activa en el Holoceno reciente y corrobora que la falla es, principalmente, de tipo transcurrente en sentido lateral derecho; determina tasas de deformación de altas a moderadas y periodos de retorno de cientos a miles de años.

Marquínez (2001), al utilizar información de sondeos eléctricos verticales y descripción de muestras de zanja de diferentes perforaciones, genera un modelo de la paleogeografía y paleogeología existente bajo el Abanico de Ibagué y describe los principales conjuntos litológicos que lo componen; de igual forma, considera que la Falla de Ibagué tiene una importante componente inversa, con plano inclinado hacia el norte y un ángulo fuerte (no precisa el valor) en superficie que disminuye en profundidad, e identifica un sinclinal en formaciones mesozoicas, paleógenas y neógenas, subyacente al abanico, con un eje de dirección Este-Oeste cuyo flanco norte estaría limitado por la Falla de Ibagué.

Estos estudios confirman que la Falla de Ibagué es una de las principales estructuras transcurrentes activas del país; además, los trabajos realizados sobre el Abanico de Ibagué muestran evidencias morfotectónicas contundentes de esa actividad. Sin embargo, ninguno menciona su continuidad hacia el occidente. En consecuencia, este trabajo incluye algunas observaciones sobre la continuación de la estructura y determina las fallas asociadas.

Metodología

El éxito de un estudio paleosismológico depende de la ubicación del sitio de trinchera, razón por la cual es importante llevar a cabo un levantamiento neotectónico detallado de la falla, previo a la excavación de la misma. Para ello, se deben utilizar fotografías aéreas multitemporales a diferentes escalas, que permitan realizar el mapeo detallado de las estructuras y rasgos morfotectónicos asociados a la traza de falla. Las interpretaciones realizadas en el presente estudio se transfirieron a las planchas topográficas en escala 1:10.000

y 1:25.000, y se integraron en mapas en escala 1:50.000. La digitalización de los rasgos morfotectónicos se realizó escaneando las fotografías aéreas con la interpretación; estas se georreferenciaron con el *software Arcgis* 8.2, con base en la cobertura topográfica digital de las planchas 1:25.000 del IGAC. Finalmente, se digitalizó la fotointerpretación en diferentes coberturas. Con esta metodología se mejora la precisión en el traspaso de la información, debido a que las planchas topográficas de la zona tienen poco detalle por ser un área muy plana. Sin embargo, para mayor precisión se debería hacer ortorrectificación de las fotografías, lo cual no se hizo en este estudio.

Con el escaneo de las fotografías aéreas utilizadas en la fotointerpretación y utilizando el *software* ILWIS, se realizaron estereopares para visualización en anaglifo (gafas 3D rojo y azul) y en estereopar (estereoscopio de bolsillo). También se realizó un anaglifo regional, a partir del modelo digital de terreno de la NASA (resolución de 90 metros) y las escenas de satélite *path 8 row 57* y *path 9 row 57* (resolución de píxel 30 metros). Algunos de estos estereopares y anaglifos se presentan en el anexo 2.

Para definir la prolongación de la Falla de Ibagué hacia el occidente de la ciudad (cordillera Central), se llevó a cabo una interpretación de fotografías aéreas en varias escalas y de imágenes radar y Landsat TM5 (procesada con ecualización de histogramas, filtros de realce de bordes y varias composiciones en falso color) y se complementó con la información de las planchas geológicas existentes.

Después de obtener un modelo neotectónico y un conocimiento preliminar del trazo principal de la Falla de Ibagué, en el Abanico de Ibagué se realizó una campaña de campo para caracterizar en detalle los rasgos geomorfológicos asociados a los trazos de falla, así como para visitar y evaluar los sitios previamente identificados en la fotointerpretación, favorables para excavar la trinchera. En esta etapa se descartaron algunos lugares y se definieron los potencialmente más favorables. Para cada uno de estos sitios se identificaron las ventajas y desventajas, y se anotaron las recomendaciones necesarias para la excavación de la trinchera, lo cual ayudó a descartar o elegir el sitio.

Esta etapa de campo permitió la selección de siete lugares potenciales para la excavación de la trinchera; el lugar elegido finalmente fue la finca Los Gomos, donde se pudo observar la traza principal de la falla y la secuencia de sedimentos preservada, incluido el Abanico de Ibagué. La selección cui-

dadosa del sitio se tradujo en la apertura de una trinchera de exploración paleosismológica exitosa.

Así mismo, y como parte de la verificación del campo para lograr una ubicación exacta de la traza de falla en el sitio Los Gomos, se realizó un levantamiento topográfico detallado (microtopografía), con un teodolito tipo distanciómetro electrónico (EDM: *electronic distance measuring*), comúnmente conocido como estación total (*total station*). Se produjo un mapa topográfico muy detallado con curvas de nivel estrechamente espaciadas, que realzan bien la morfología del terreno (anexo 6). Esto facilita una ubicación más precisa de la(s) falla(s), un mejor análisis de la morfotectónica local, y el grado y el control tectónico del drenaje. Este levantamiento brinda mejores posibilidades para una interpretación cinemática y paleosismológica.

La metodología de la etapa de apertura, levantamiento y muestreo de la trinchera se desglosa con detalle en el capítulo de metodología, con el objetivo de que la experiencia obtenida en la excavación de la trinchera de la Falla de Ibagué sirva de aporte para la planeación de futuros estudios de este tipo.

En la etapa del levantamiento o dibujo en detalle estratigráfico de las paredes de la trinchera, se hizo una interpretación paleosismológica preliminar de la Falla de Ibagué, la cual se afinó posteriormente con las dataciones de muestras seleccionadas. Dependiendo del contenido de materia orgánica, las muestras colectadas en la trinchera se analizaron mediante las técnicas de radiocarbono de ^{14}C y AMS (*Accelerator Mass Spectrometric*) en los laboratorios de la compañía *Beta Analytic Inc*, Miami, Estados Unidos (beta@radiocarbon.com).

También se tomaron datos de estrías de falla en depósitos del Abanico de Ibagué, en dos sitios localizados a lo largo del trazo de falla; estos datos se procesaron mediante métodos de análisis poblacional de fallas físicomecánicas (método de inversión de Reches) y geométricos (método de diedros rectos y el método estereográfico de dispersión de los ejes P y T). Se utilizaron diferentes métodos, ya que la convergencia de las distintas soluciones proporciona mayor confiabilidad de la solución.

Los dibujos de campo del levantamiento de las paredes de la trinchera se escanearon y digitalizaron a escala 1:20 con el *software* Autocad 2000. En los registros de las paredes se ubicaron las muestras datadas y se anotaron las respectivas edades; de las edades reportadas por la compañía *Beta Analytic*

Inc. (anexo 5), se escogió la edad con dos sigmas de desviación, con una probabilidad de 95%. Con el registro de la trinchera impreso, se analizó e integró toda la información. Finalmente, se hizo la interpretación paleosismológica de la Falla de Ibagué en el sitio de trinchera.

Personal participante

Dada la importancia del inicio de los estudios de paleosismología en Colombia, INGEOMINAS quiso compartir la experiencia de la apertura y el levantamiento de la trinchera en la Falla de Ibagué con diferentes entidades.

Además de personal de INGEOMINAS; de la sede central y las regionales de Ibagué, Popayán y Manizales; se contó con la participación de la Fundación Venezolana de Sismología, FUNVISIS, el Observatorio Sismológico del Suroccidente Colombiano, OSSO; las universidades del Quindío, Caldas y Eafit de Medellín, con tesis de pregrado y posgrado. En todas las etapas fue fundamental la participación y el apoyo del director del Servicio Geológico de INGEOMINAS, geólogo Alberto Núñez Tello, y la coordinación técnica del geólogo jefe de proyecto Jairo Alonso Osorio y, posteriormente, del doctor Jorge Acosta.

La etapa de la selección del sitio de trinchera se realizó con la asesoría del doctor Franck Audemard, experto paleosismólogo de FUNVISIS, del geólogo Hans Diederix, experto en morfotectónica del ITC de Holanda y con la participación de los geólogos Nohora Montes, Francisco Velandia (MSc), Jairo Alonso Osorio y Jaime Romero (PhD) de INGEOMINAS, Bogotá. En la etapa del levantamiento topográfico detallado participaron el ingeniero geodesta Msc. Héctor Mora y el topógrafo Milton Ordóñez de INGEOMINAS, regional Manizales (el informe detallado de esta etapa por Ordóñez y Mora, 2003, se presenta en el anexo 6).

En la etapa de apertura, levantamiento y toma de muestras, además de los geólogos mencionados, participaron los geólogos Luis Enrique Franco, Alejandra Toro, Lina Marcela Castaño, Lina Constanza García y Claudia Liliana Hurtado, de INGEOMINAS, Bogotá; el geólogo Carlos Eduardo Cardona, de INGEOMINAS, regional Popayán; los geólogos Olga Patricia Bohórquez, Francia Helena Muñoz y Liliana González, y el ingeniero Fernando Gil, de INGEOMINAS, regional Manizales; la geóloga Lina María Ospina, del Observatorio Sismológico de la Universidad del Quindío; la geóloga Miriam Carlota López, del OSSO; el geólogo Raimy Castilla, de FUNVISIS; la geóloga Claudia

Patricia Lalinde, tesista de maestría de la Universidad EAFIT de Medellín, y los estudiantes, Luz Amparo Orozco y Aracelly Gallego, tesistas en el programa de Geología de la Universidad de Caldas.

La etapa de la interpretación paleosismológica de la trinchera Los Gomos de la Falla de Ibagué fue realizada por los geólogos Jairo Alonso Osorio, Francisco Velandia y Nohora Montes, con el apoyo del doctor Jorge Acosta, la asesoría del doctor Franck Audemard y el geólogo Hans Diederix.

La Falla de Ibagué desplaza en sentido lateral derecho la zona central de Los Andes colombianos y, junto con las fallas destrales de Garrapatas y Cucuana, forma parte de una compleja zona de transferencia de esfuerzos y deformación actual entre las latitudes de 4° y 5° N (Toro & Osorio, 2003). Al norte de esta zona las estructuras regionales de dirección NNE se caracterizan por presentar movimientos transcurrentes de componente principal sinistral (por ejemplo, las fallas de San Jerónimo, Silvia-Pijao, Cauca-Almaguer, Murindó, Bituima-La Salina, Santa Marta-Bucaramanga, entre otras). La cinemática de estas estructuras genera un régimen transpresivo en esta parte del país, atribuido por varios autores a la colisión del bloque Chocó en el occidente colombiano durante el Mioceno tardío (Audemard, 1993; 1998; Acosta, 2002; Audemard & Audemard, 2002, entre otros). Al sur de la zona de transferencia se observan, en las fallas con dirección NNE, movimientos transcurrentes de tipo dextral principalmente (por ejemplo, las fallas Buesaco, Cauca-Almaguer, Cali-Patía, Sistema Algeciras, entre otras), producto de la partición de esfuerzos generados por la convergencia oblicua de la placa Nazca con la margen continental (Toro & Osorio, 2003; Audemard, 2003), figura 2.

Geología

La Falla de Ibagué atraviesa la parte central de la cordillera Central y hacia el este se extiende en dirección N70° E hasta el valle del río Magdalena. A su paso, afecta principalmente rocas metamórficas paleozoicas del Complejo Cajamarca, rocas ígneas de edad jurásica del Batolito Ibagué, rocas sedimen-

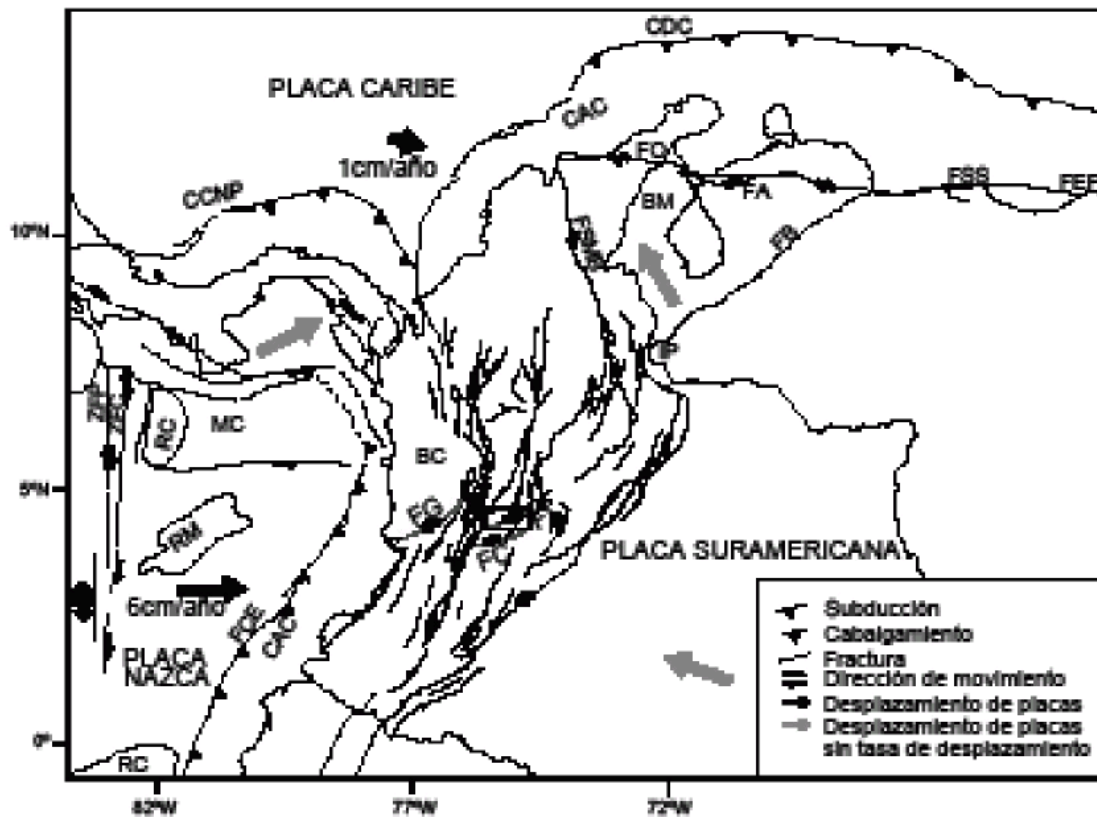


Figura 2. Esquema geotectónico de Los Andes del Norte. El recuadro corresponde a la zona de estudio. FG: Falla de Garrapatas, FI: Falla de Ibagué, FC: Falla Cucuana, CCNP: Cinturón Cabalgante Norte de Panamá, CAC: Cuña acrecionada del Caribe, CDC: Cinturón deformado del Caribe, ZFP: Zona de Falla de Panamá, ZFC: Zona de Falla de Coiba, RC: Ridge de Coiba, RM: Ridge de Malpelo, RC: Ridge de Carnegie, FCE: Fosa Colombo Ecuatoriana, CAC: Cuña acrecionada Colombiana, BC: Bloque Chocó, ID: Idéntor de Pamplona, FSM: Falla de Santa Marta-Bucaramanga, BM: Bloque Maracaibo, FO: Falla de Oca, FB: Falla de Boconó, MC: Microplaca Coiba, FA: Falla de Ancón, FSS: Falla de San Sebastián, FEP: Falla de El Pilar (las flechas indican dirección de convergencia, tomadas de Arcila et ál., 2002).

tarias paleógenas y neógenas de los grupos Gualanday y Honda, y el depósito neógeno cuaternario del Abanico de Ibagué (INGEOMINAS, 1997 y Marquínez, 2001), figura 3. La manifestación morfológica más relevante a escala regional de la falla es que corta y desplaza la cordillera Central en sentido dextral, al igual que las estructuras falladas más antiguas de dirección noreste que atraviesan la cordillera.



Con el fin de entender la génesis de los depósitos cuaternarios del Abanico de Ibagué, es importante hacer referencia a los volcanes Tolima y cerro Machín, cuya descripción se hace con base en el *Atlas de amenaza volcánica en Colombia*, INGEOMINAS (1999).

El volcán nevado del Tolima es un estratovolcán activo en estado de reposo, localizado en la cordillera Central de Colombia a una distancia de 28 kilómetros al noroccidente de Ibagué. El edificio volcánico es un cono simétrico, con una cima coronada por un casquete glaciar que alcanza una altura máxima de 5.220 m. Los productos típicos de este volcán pertenecen a la serie calcoalcalina, descritos como andesitas de dos piroxenos; estos productos cubren un área proximal de 100 km². La actividad volcánica del Tolima ha producido flujos de lava y de piroclastos, depósitos de caída de piroclastos y flujos de lodo (Cepeda et ál., 1988). Estos últimos, favorecidos por la presencia del casquete glaciar, representan la mayor amenaza para la ciudad de Ibagué. Se tienen registros históricos de actividad explosiva del volcán en 1825, 1826 y 1943; de actividad fumarólica en 1918, y desde 1950 hasta el presente. La actividad actual presenta niveles bajos.

El volcán cerro Machín está situado en la cordillera Central de Colombia a una distancia de 17 kilómetros al occidente de Ibagué. La máxima altura en el volcán alcanza 2.750 msnm. Presenta un cono volcánico conformado por un complejo de anillos piroclásticos que se interceptan, un cráter de 2,4 km de diámetro mayor, taponado por domos con actividad fumarólica. Sus productos tienen composición dacítica, a lo cual se le atribuye su carácter explosivo. Este volcán presenta una historia geológica muy corta y solo se registran seis erupciones durante el Holoceno (cuatro plinianas y dos por colapso de domos), la última hace 800 años. En cada erupción se han producido domos, columnas de erupción mayores de 20 km de altura sobre el cráter, flujos, oleadas piroclásticas y grandes volúmenes de depósitos de lahares (flujos de escombros e hiperconcentrados), que cubren un área un poco mayor a 1.000 km² hacia el valle del río Magdalena (Méndez et ál., 2002). La actividad actual del volcán se traduce en la presencia de fumarolas en los domos, fuentes termales y niveles bajos de actividad sísmica.

Los depósitos de origen volcánico encontrados en el área de Ibagué comprenden en su mayoría flujos volcánicos provenientes del volcán nevado del

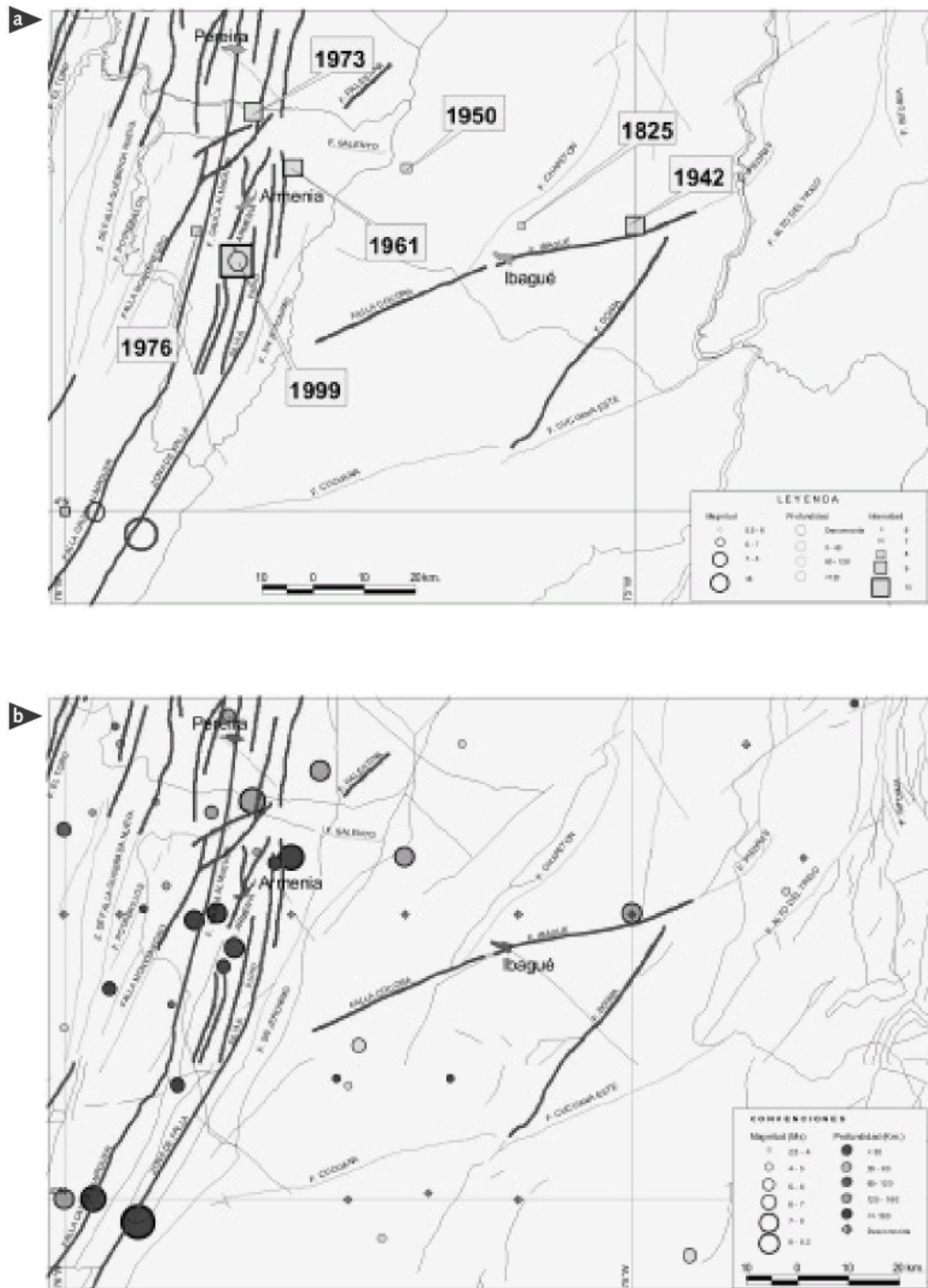


Figura 4. a. Grandes sismos ocurridos en cercanía a la Falla de Ibagué, eventos con magnitud $M_s \geq 5.5$ o intensidad $\geq VI$ contenidos en el *Catálogo de Sismos de Colombia para estudios de amenaza sísmica* (1566-1999). b. Sismicidad del área de la Falla de Ibagué, *Catálogo de Sismos de Colombia para estudios de amenaza sísmica* (1566-1999).

Tolima; además, se presentan algunos depósitos del volcán Machín, restringidos a las riberas del río Coello. Los depósitos de caída piroclástica del Machín se encuentran distribuidos hacia el occidente del volcán; se calcula que el eje de dispersión fue de dirección S85° W, es decir, que los vientos predominantes en la región provenían del este (Méndez et ál., 2002). Por esta razón, a pesar de su cercanía, en el área de Ibagué es difícil encontrar depósitos piroclásticos provenientes del volcán cerro Machín.

Sismicidad

El *Catálogo de Sismos de Colombia para estudios de amenaza sísmica* (Alvarado, 1999) contiene sismos preinstrumentales e instrumentales, y se elaboró con información tomada del catálogo de terremotos para América del Sur en la parte colombiana, periodo 1566 a 1981 (Céresis, 1985), la actualización de la información sísmica de Colombia, periodo 1980 a 1987 (ITEC, ISA, 1988), el Catálogo del Observatorio Sismológico del Suroccidente Colombiano, periodo 1987 a 1990 (OSSO, Universidad del Valle), el catálogo del ISC, periodo 1904 a 1993, el catálogo del NEIC, periodo 1566 a 1998, el catálogo de la Red Sismológica Nacional de Colombia (INGEOMINAS), periodo junio de 1993 a junio de 1998 y los estudios recientes de sismicidad histórica en Colombia (Gómez & Salcedo, 2000). Este catálogo está homogeneizado a magnitudes calculadas a partir de ondas superficiales (M_s).

La figura 4a presenta la distribución en la región de Ibagué de los epicentros de los grandes sismos con magnitud $M_s \geq 5,5$ o intensidad $\geq VI$, contenidos en el *Catálogo de sismos de Colombia para estudios de amenaza sísmica*. Se observa que solo dos epicentros se localizan cerca de la Falla de Ibagué: el sismo del 22 de mayo de 1942, que con una magnitud M_s de 5,8 alcanzó una intensidad epicentral de VIII en Ibagué, y el sismo del 1 de enero de 1825, denominado sismo Ibagué, de magnitud 4, intensidad VI y profundidad desconocida. Según los relatos recopilados por Ramírez (1975) en su libro *Historia de los terremotos en Colombia*, este sismo se describe como un violento temblor de tierra que hizo evacuar a muchos habitantes de sus casas en las ciudades de Ibagué y Honda; también se menciona que el sismo fue antecedido durante dos meses por ligeros temblores (anexo 1). Según este relato, la magnitud del sismo sería mucho mayor que 4; por tanto, estaría subvalorada en el Catálogo.

Al analizar la distribución de todos los epicentros contenidos en este *Catálogo de Sismos de Colombia* para estudios de amenaza sísmica (figura 4b) se observa que solo nueve epicentros sísmicos se distribuyen en la proximidad de la falla, siete de los cuales presentan magnitud $M_s < 5$.

La distribución epicentral del catálogo de la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC, INGEOMINAS), en el área de estudio, muestra en los últimos 10 años (figura 5a) numerosos eventos de magnitud Richter menor de 4 y de profundidad ≤ 30 km, distribuidos a lo largo de la Falla de Ibagué, y dos fuentes sísmicas superficiales: una localizada en la confluencia de la terminación de la Falla de Ibagué, en el sector más oriental, con cabalgamientos de dirección del plano norte sur, y otra, en el Quindío. Esta última, generada por las réplicas del sismo del Quindío ocurrido el 25 de enero de 1999. Al eliminar la sismicidad posterior al sismo del Quindío (figura 5b) se observa que la fuente sísmica de Pulí es recurrente, mientras que la fuente del Quindío desaparece; además, se nota un notorio decrecimiento de la sismicidad en todo el área, lo cual puede estar relacionado con el sismo del Quindío y la secuencia de réplicas, ya que este sismo pudo haber activado algunas estructuras por transferencia o cambio de esfuerzos. Sin embargo, la actividad sobre la Falla de Ibagué continua siendo evidente.

Contexto de amenaza sísmica

Según Audemard & Singer (1987), la evaluación de la amenaza sísmica con fines de reducción de la vulnerabilidad de las estructuras ante la eventualidad de un sismo no puede basarse exclusivamente en el análisis de la sismicidad de una región, ya sea registrada en forma instrumental (sismicidad instrumental) o evaluada a partir del análisis crítico de documentos históricos (sismicidad histórica). La razón es que algunos de los grandes terremotos son de baja recurrencia y su periodo de retorno es mayor que la tradición escrita de la región y que el registro instrumental. Además, en zonas tectónicamente activas, de gran complejidad estructural, donde la sismicidad está distribuida en una franja de deformación, se dificulta la asociación sismotectónica de dicha actividad con la estructura. Varios autores (Schwartz & Coppersmith, 1984; Singh et ál., 1983, en Krinitzsky, 1993) han demostrado que para algunas fallas los grandes terremotos no se

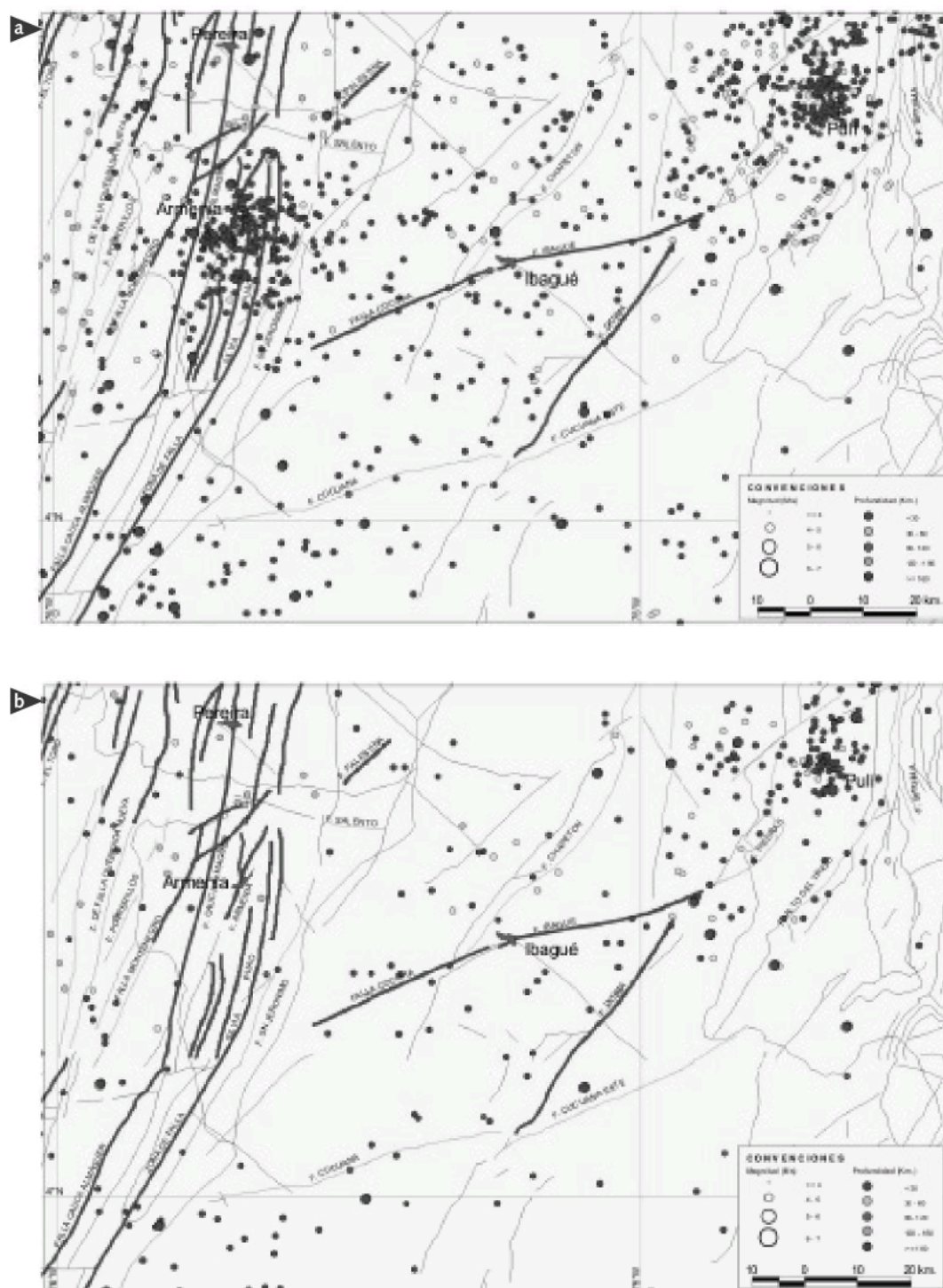


Figura 5. a. Distribución epicentral de los eventos registrados por la RSNC (1993-2002). b. Sismicidad registrada por la RSNC (1993 a 25 de enero de 1999, sismo del Quindío).

rigen por la relación de Gutenberg-Richter, la cual sí es generalmente válida para sismos con magnitud inferior a 5,5 (figura 6).

En las regiones donde no es posible evaluar la amenaza sísmica exclusivamente a través del análisis de la sismicidad instrumental e histórica, como es el caso de Colombia, se debe acudir a la geomorfología y a la geología clásica a través de varias disciplinas modernas (neotectónica, sismotectónica y paleosismología), figura 7. Aplicando estas disciplinas se identifican las fallas activas o potencialmente activas de una región y se caracteriza su capacidad generadora de terremotos que podrían eventualmente afectar ciertas estructuras que sean de importancia económica o representen peligrosidad para la comunidad durante su vida útil prevista (Audemard & Singer, 1987).

En el Mapa de amenaza sísmica de Colombia (AIS et ál., 1998), el sector de Ibagué presenta una amenaza sísmica intermedia (figura 8a). Para elaborar este mapa, los autores aplicaron el método probabilístico de línea fuente, en el cual, después de analizar los datos sísmicos del catálogo asignándolos a las líneas fuente y de utilizar relaciones de atenuación de otros países, obtuvieron curvas de igual aceleración máxima esperada para todo el territorio, elaboraron mapas de isoaceleración y dividieron el país en zonas de amenaza sísmica baja, intermedia y alta; la magnitud máxima de las fuentes la determinaron con la relación de Gutenberg-Richter.

La Falla de Ibagué es una de las 32 fuentes sismotectónicas que se contemplaron en la determinación de la amenaza sísmica de Colombia; en este estudio, la regresión de magnitudes Gutenberg-Richter para la Falla de Ibagué arrojó una magnitud máxima de 4,3 (figura 8b), valor muy bajo si se consideran otros aspectos geológicos y morfotectónicos que se discutirán en el presente estudio.

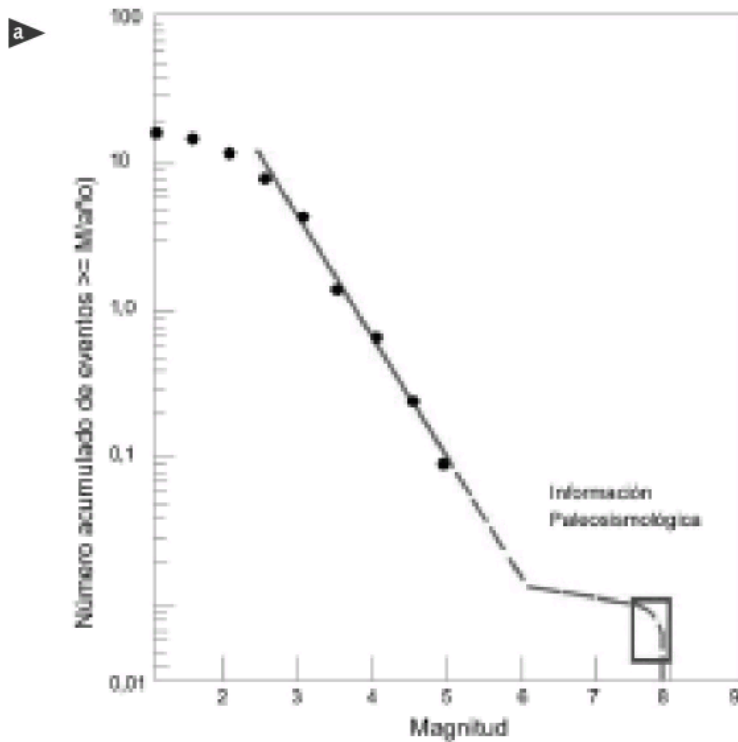
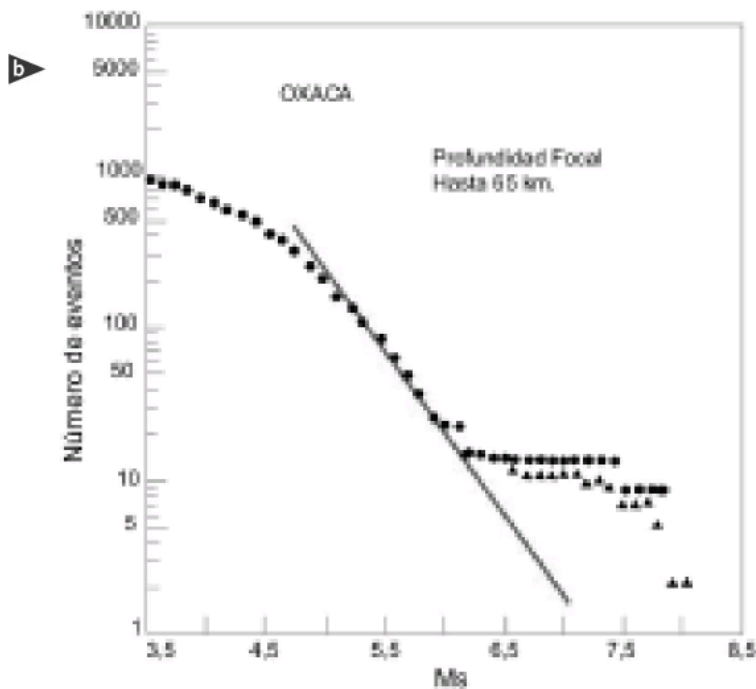


Figura 6. a. Relación de Gutenberg-Richter en donde se observa la perfecta correlación lineal en escala semilogarítmica para sismos de magnitud inferior a 5, pero no hay correspondencia con la información geológica obtenida para la misma falla en lo referente al sismo máximo (en el recuadro) (según Schwartz & Coppersmith, 1984).



b. Ejemplo de la subducción pacífica en México, donde se observa la pérdida de correlación para el valor b (relación de Gutenberg-Richter) para los sismos de magnitud superior a 6 (según Singh et ál., 1993, en Krinitzky, 1993).

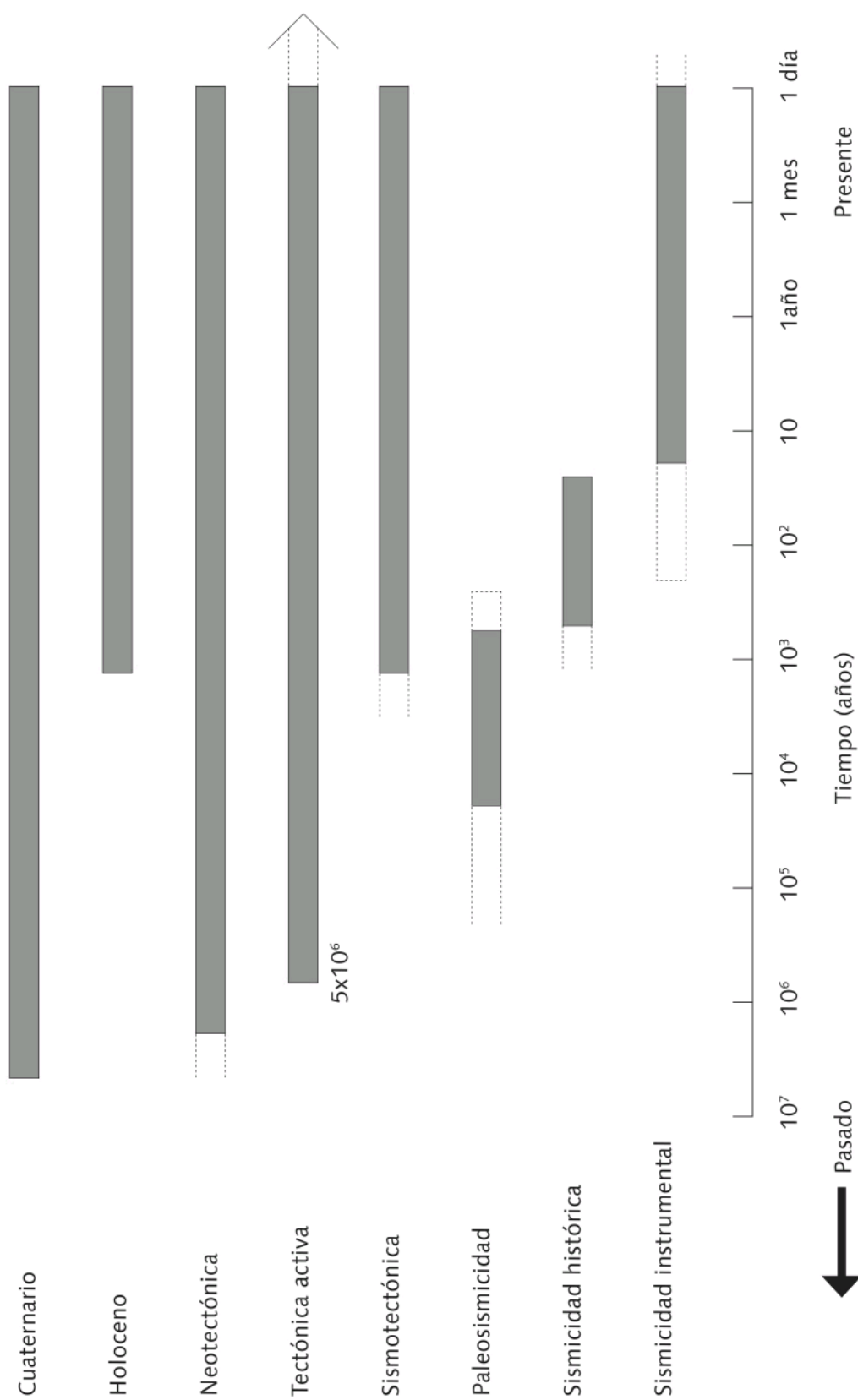


Figura 7. Ventanas de observación geológica y sísmológica en Colombia (modificado de Diederix, 2001).

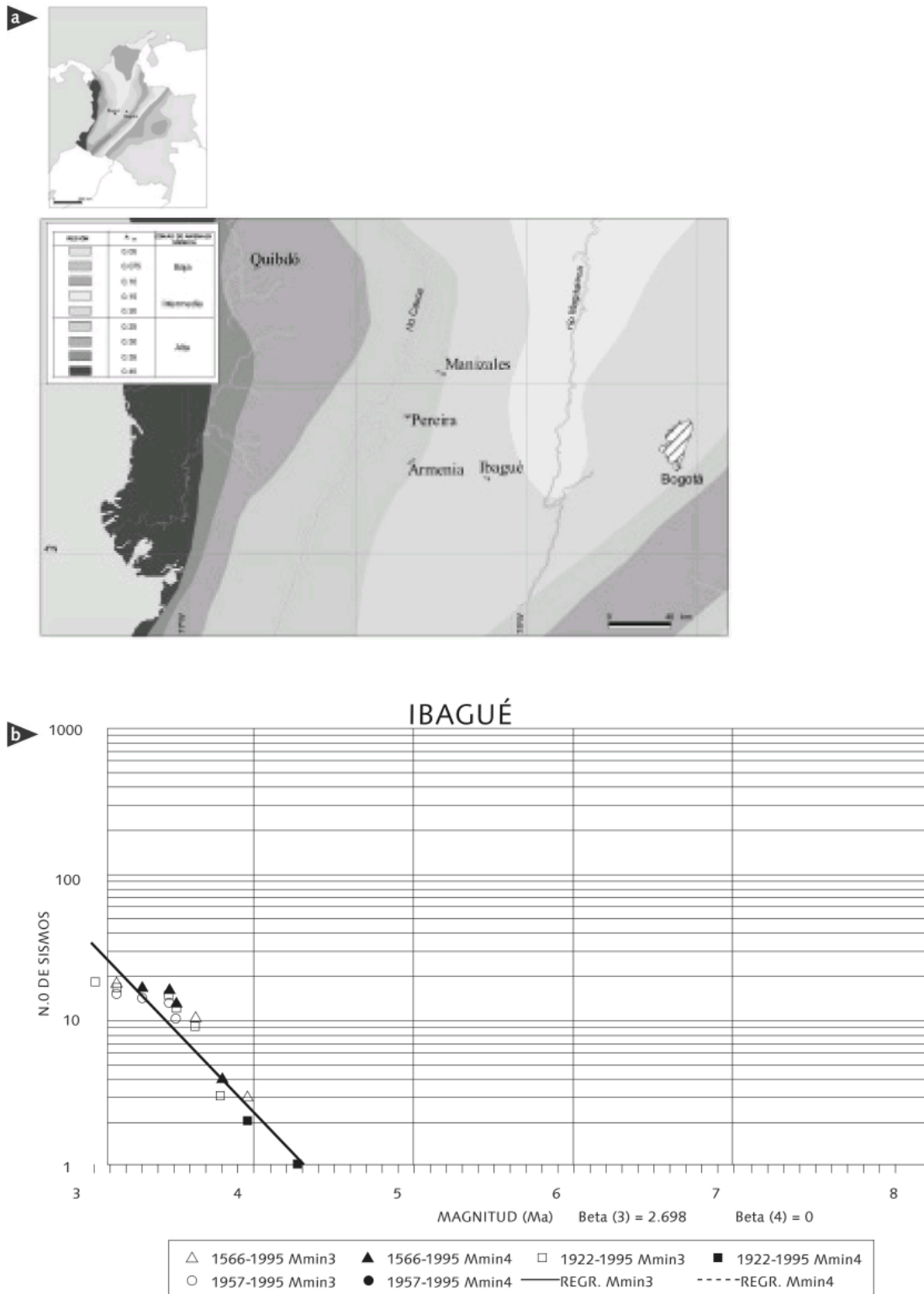


Figura 8. a. Amenaza sísmica de la zona central de Colombia (modificado de AIS et ál., 1998), b. Análisis de recurrencia para la fuente sísmogénica de la Falla de Ibagué utilizada para el cálculo de la amenaza sísmica de Colombia (tomado de AIS et ál., 1998).

Regionalmente, la Falla de Ibagué se encuentra ubicada en medio de una zona de cizalla transversal con dirección NEE que afecta la parte central de Los Andes colombianos; sin embargo, a pesar de la alta densidad de fallas que forman parte de esta zona de cizalla y que afectan las cordilleras y cuencas andinas, la cartografía geológica las ha reportado con trazos interrumpidos.

Aunque la Falla de Ibagué, en el sector donde cruza el Abanico de Ibagué, presenta contundentes rasgos de actividad neotectónica, hacia la cordillera Central la continuidad de su trazo no se ha establecido con la misma definición, especialmente por tratarse de un área con constante nubosidad, espesa vegetación, abrupta topografía y difícil acceso. Para definir su prolongación, se llevó a cabo una interpretación de fotografías aéreas en varias escalas y de imágenes radar y Landsat TM5, y se complementó con la información de las planchas geológicas existentes (Montes et ál, 2005).

La continuidad de la Falla de Ibagué desde el valle del río Cauca, a través de la cordillera Central, se interpreta en la imagen Landsat como una zona de cizalla formada por segmentos rectos con saltos laterales a la izquierda (figura 9). Los segmentos más occidentales que afectan el piedemonte occidental de la cordillera Central se identifican cerca al municipio de Tuluá, pasan por Génova y terminan cerca al páramo Los Gómez (departamento del Tolima). A partir de este punto, la falla presenta un salto lateral a la izquierda de 4,2 km, donde se inicia otro segmento que, con la misma dirección, cruza el páramo Los Gómez y termina en el lineamiento interpretado como la continuación sur de la Falla Pericos. Desde este punto hasta el río Cocora no se observó el lineamiento debido a la nubosidad de la imagen Landsat en este sector.

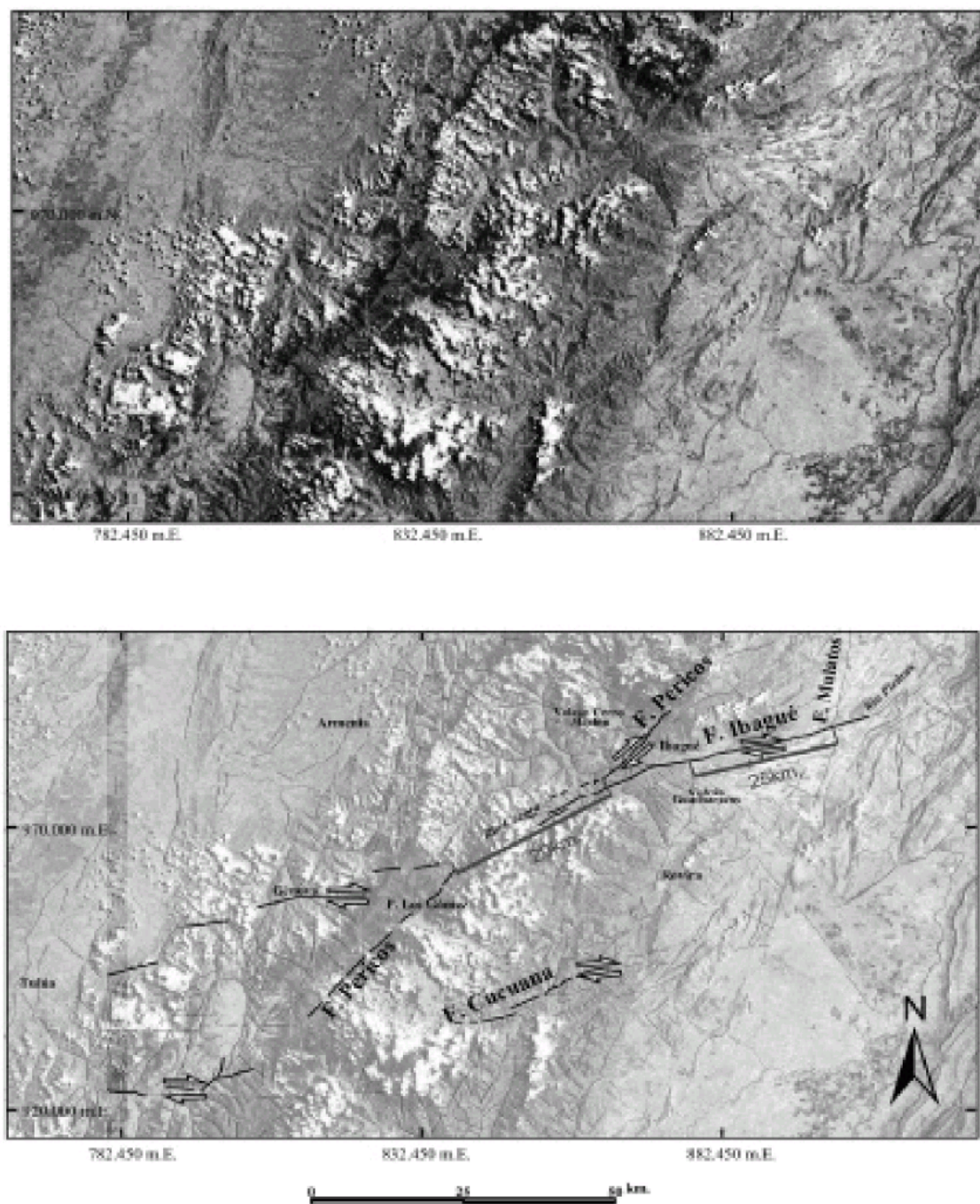


Figura 9. Interpretación regional imagen de satélite Landsat TM.

Desde el río Cocora se observa otro salto lateral izquierdo para definir el trazo regional de mayor longitud (60 km), el cual controla el valle del río Cocora en la cordillera. Luego, al salir de la cordillera, continúa a través del Abanico de Ibagué en dirección de la población Piedras cerca del río Magdalena. El trayecto de la falla a lo largo del Abanico de Ibagué se muestra regionalmente como un solo trazo, pero en escala meso, se observa el mismo comportamiento de saltos laterales predominantemente a la izquierda, que conforman relevos transpresivos.

La Falla de Ibagué desplaza, en sentido lateral derecho, las principales estructuras de las márgenes occidental y oriental de la cordillera Central. La Falla de Pericos es desplazada en aproximadamente 29 km, desde el páramo de Los Gómez hasta los sitios Chapetón-Pericos, al noroccidente de la ciudad de Ibagué. Un valor similar (25 km) es observado en el desplazamiento de la margen oriental de la Cordillera Central al norte de la ciudad de Ibagué, lo que indica que la falla ha desplazado la cordillera en un promedio de 27 km (Montes et ál, 2005). En la intersección de la Falla de Ibagué con la falla que delimita el valle de Rovira, se presenta vulcanismo básico cuaternario que indicaría un ambiente extensivo local relacionado con la alta profundidad de fallamiento, afectando la parte inferior de la corteza.

En la zona montañosa, al occidente de la ciudad de Ibagué, la Falla de Ibagué se ubica paralelamente con el trazo de la Falla de Pericos. Un arreglo de fallas ortogonales y paralelas entre sí ocurre entre los dos planos de las fallas principales. Esto se interpreta como un estado inicial de una estructura dúplex, o estructura tipo biblioteca (*bookshelves*), figura 10, resultado de cizalla simple, que daría origen a la rotación interna de los bloques. Esta estructura actuaría como un freno mecánico a la acción de la Falla de Ibagué, que en términos de amenaza sísmica representaría una zona de acumulación de esfuerzos tectónicos que podría resultar en un sismo de mayor magnitud.

La relación estructural de la Falla de Ibagué, con respecto a las demás estructuras regionales de dirección NE, indica que la Falla de Ibagué representa una rampa lateral, que desplaza un bloque cortical de la cordillera Central en sentido oeste-este, acorta el ancho del valle del Magdalena en este sector y genera en su extremo más oriental la fuente sísmica activa denominada fuente Pulí (Red Sismológica Nacional de Colombia), figura 10.

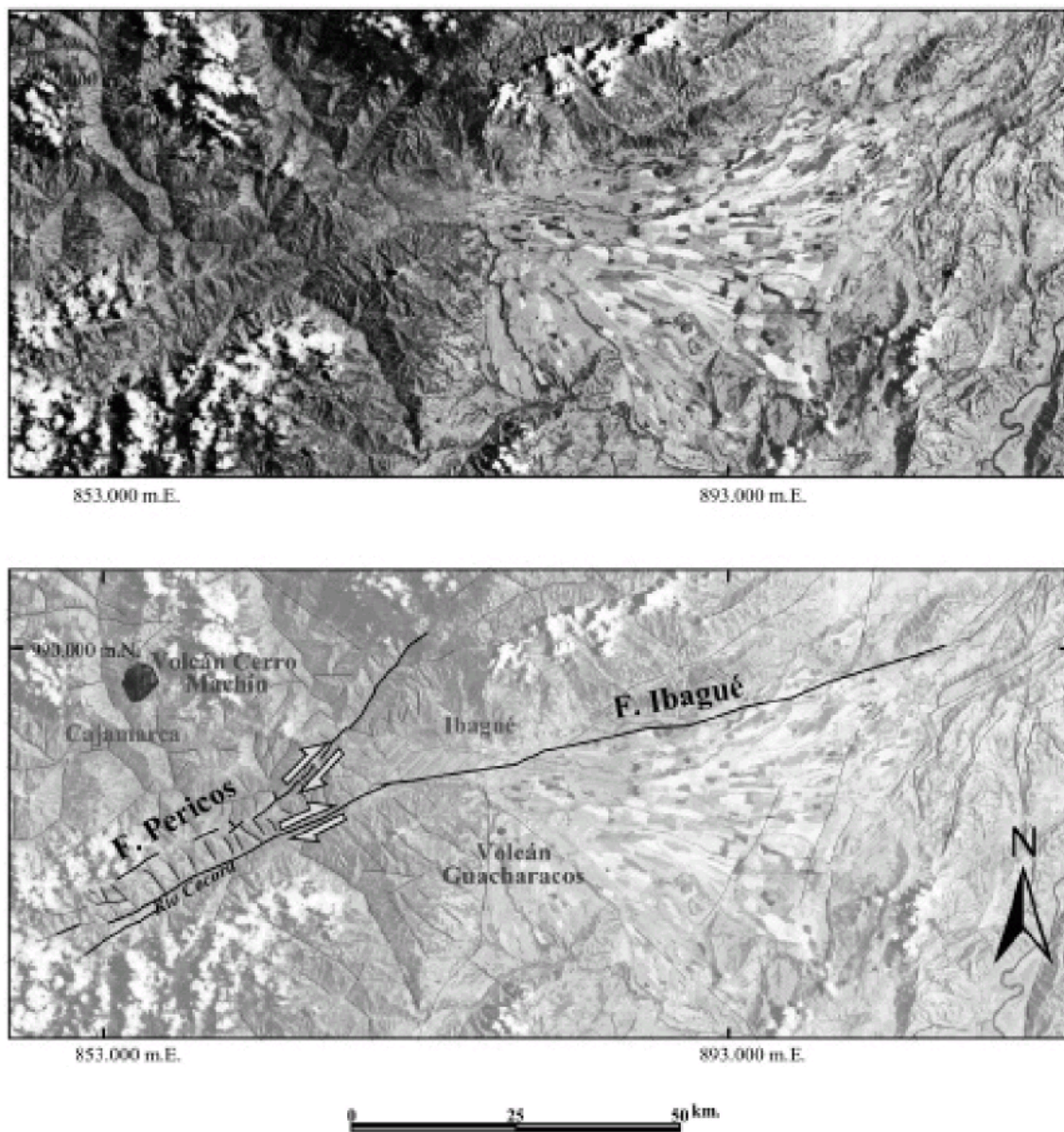


Figura 10. Detalle. Interpretación imagen de satélite Landsat TM, área de Ibagué.

El estudio morfotectónico de la Falla de Ibagué, realizado con fotografías aéreas multitemporales a diferentes escalas, destaca los principales rasgos de actividad neotectónica desarrollados sobre el Abanico de Ibagué. Este es un depósito y rasgo geomorfológico de gran extensión que mide en su eje longitudinal 35 km, aproximadamente; está constituido por intercalaciones de estratos de origen volcánico provenientes del nevado del Tolima y fluvio-volcánico predominantemente de grano muy grueso. Estos depósitos rellenan una cuenca tectónica, la cual sería el resultado de la actividad de la Falla de Ibagué. Un mapa de isópacas realizado por Marquínez (2001) muestra que, a lo largo de la Falla de Ibagué, el espesor del abanico aumenta hacia el este.

El trayecto de la falla, a lo largo del Abanico de Ibagué, se muestra regionalmente como un solo trazo, pero en la fase de campo e interpretación de fotos aéreas, se observaron numerosos y variados rasgos morfotectónicos característicos de fallamiento transcurrente (Montes et ál, 2005), como lomos de presión lineales, lagos de falla, lomos desplazados, drenajes desplazados, trincheras de falla y escarpes de falla, entre otros (figura 11, anexos 2 y 3). A escala meso la traza de la falla se caracteriza por presentar un arreglo de cizallas tipo *Riedel* sintéticos, destrales y en *echelon* con saltos a la izquierda. Esta geometría favorece la formación de alrededor de 30 lomos de presión de diferentes tamaños, que oscilan entre 60 m y 1.480 m en su eje mayor, como ha sido demostrado en ensayos de laboratorio donde la forma y el tamaño de los lomos de presión depende de la dimensión del espaciamiento de los saltos de las fallas (figura 12a). La variedad en el tamaño de los lomos tam-

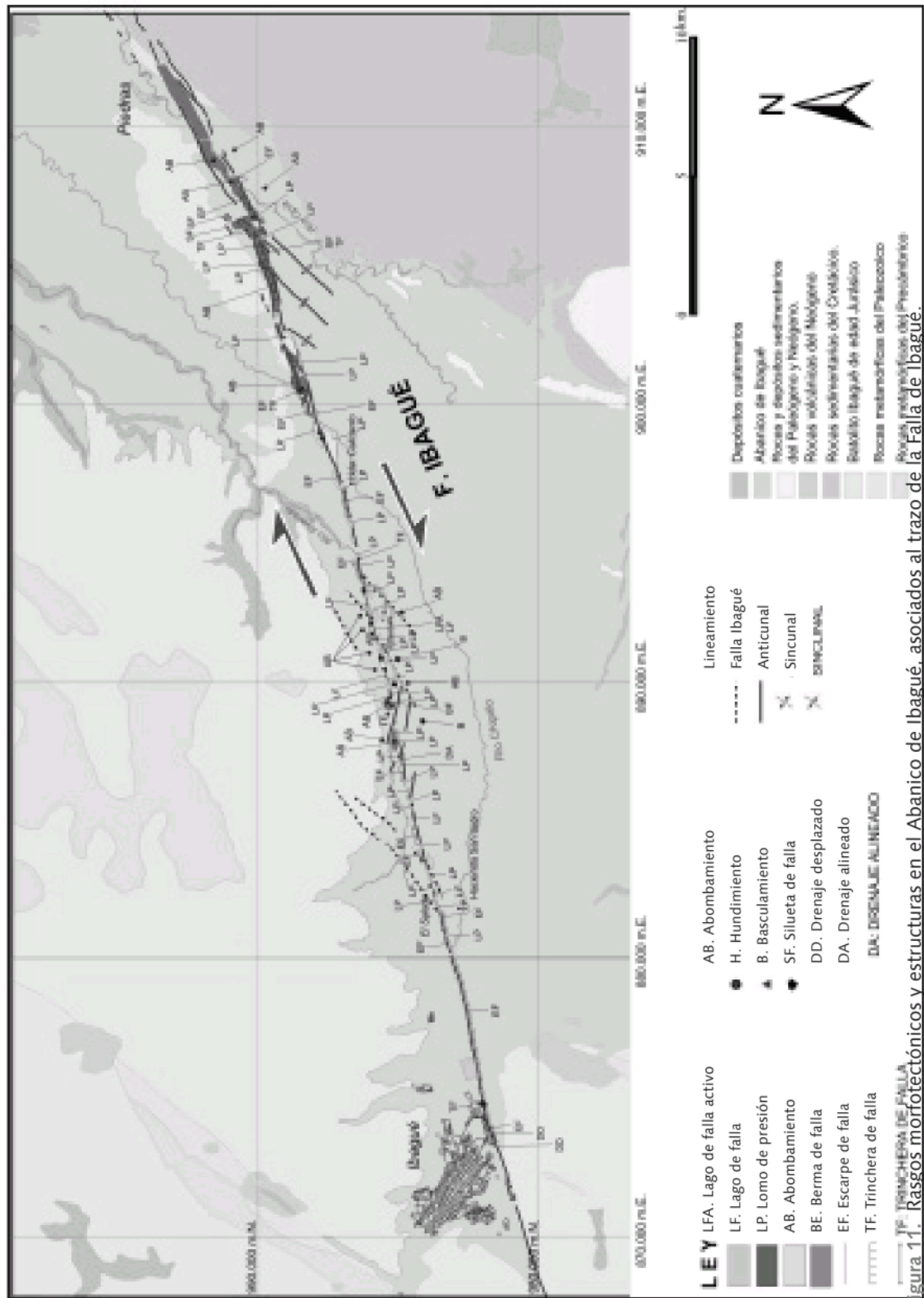


Figura 11. Rasgos morfotectónicos y estructuras en el Abanico de Ibagué, asociados al trazo de la Falla de Ibagué.

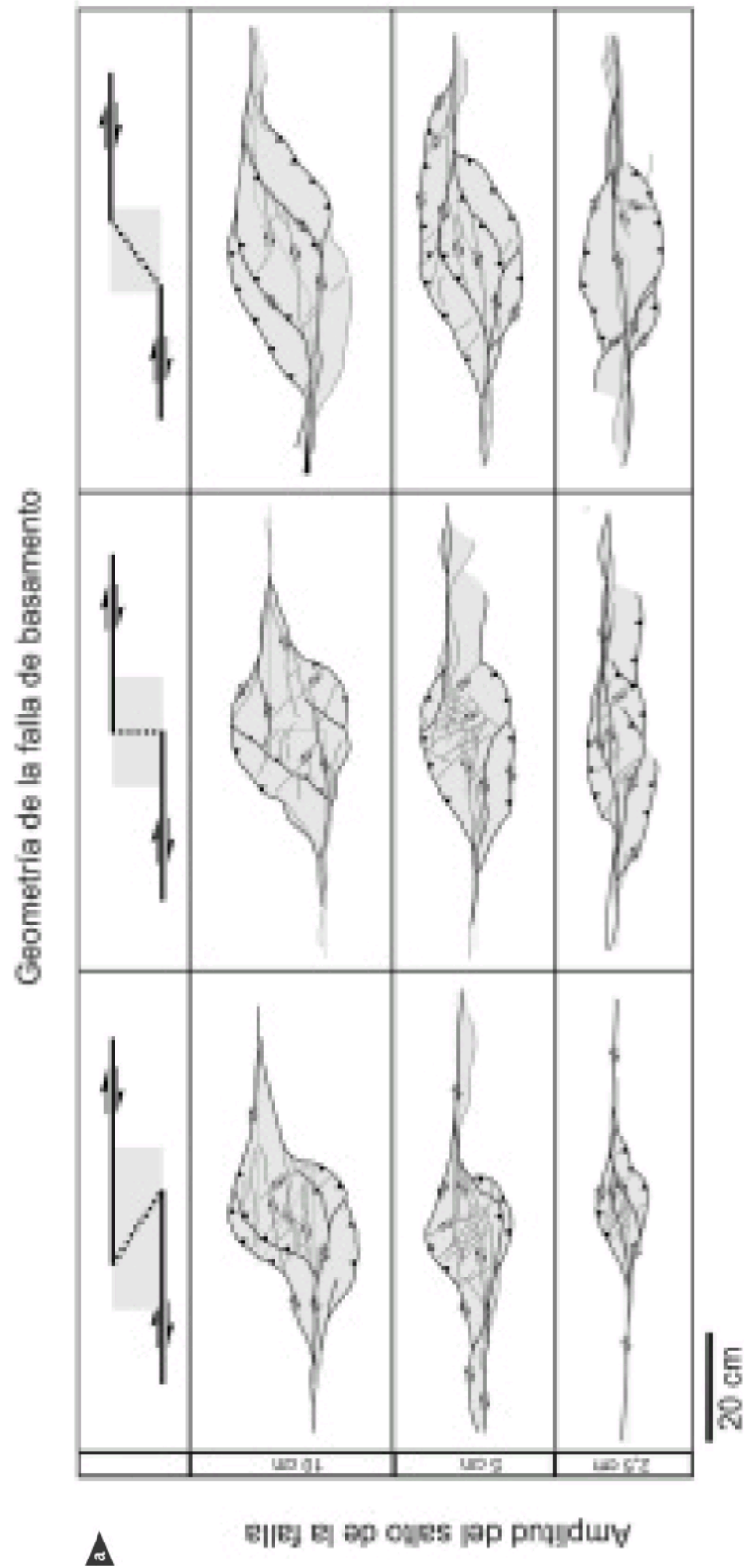


Figura 12. a. Estructuras pop-up generadas por saltos compresivos espaciados desde 10 a 2,5 cm. En todos los experimentos, el desplazamiento en las fallas maestras de basamento es 10 cm; el espesor del paquete de arena es de 5 cm (modificado de McClay & Bonara, 2001).

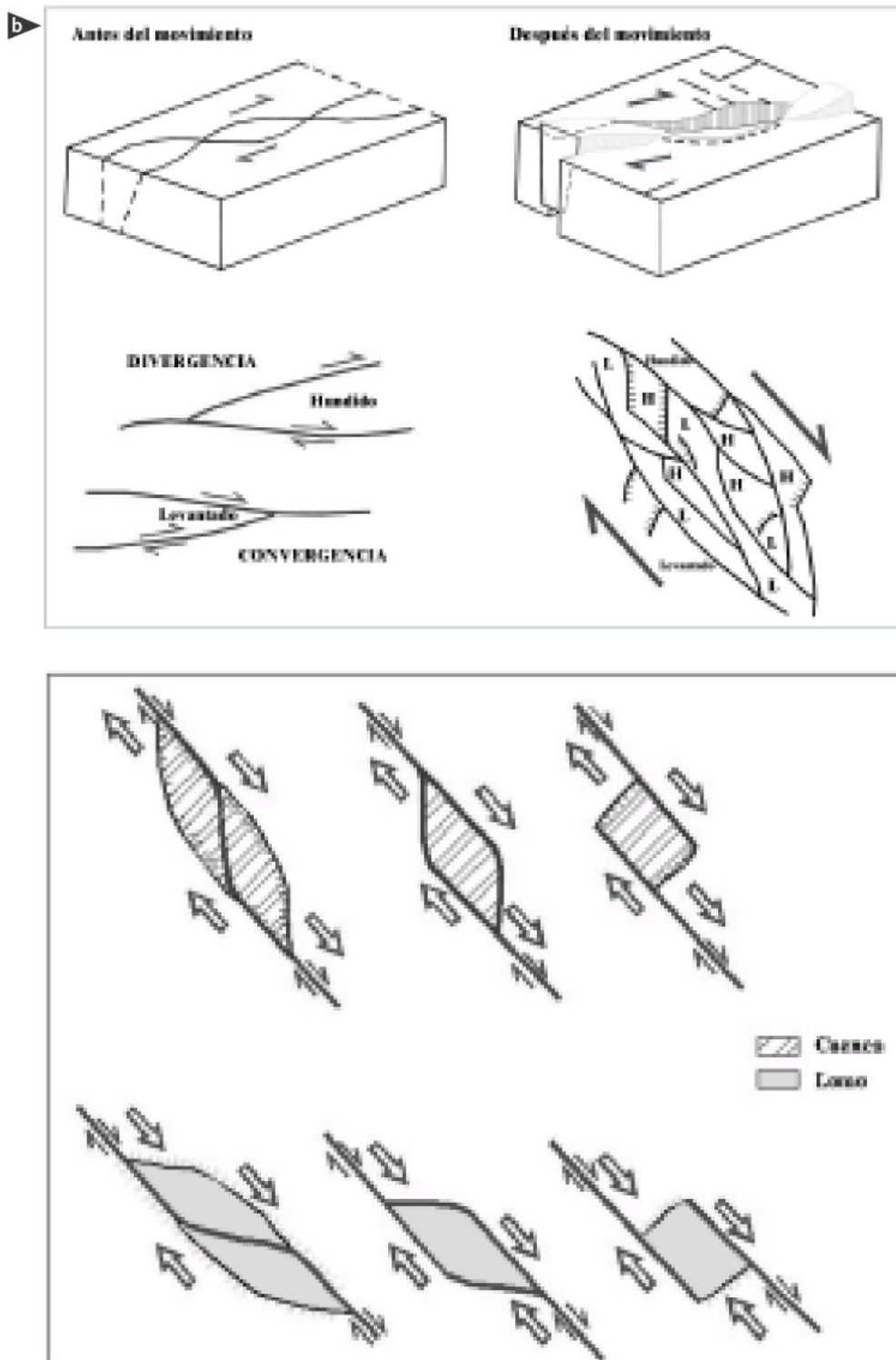


Figura 12. b. Diferentes modelos que muestran cómo se generan los lomos de presión (*pop-up*) y las cuencas de tracción (*pull apart basin*) al combinar variables en la geometría de la falla y el movimiento en rumbo de una estructura.

bién puede estar relacionada con la diferencia de espesor del abanico (figura 13), el cual aumenta hacia el este al igual que las dimensiones de los lomos de presión. Esto sugiere otra posible interpretación para la situación de la Falla de Ibagué.

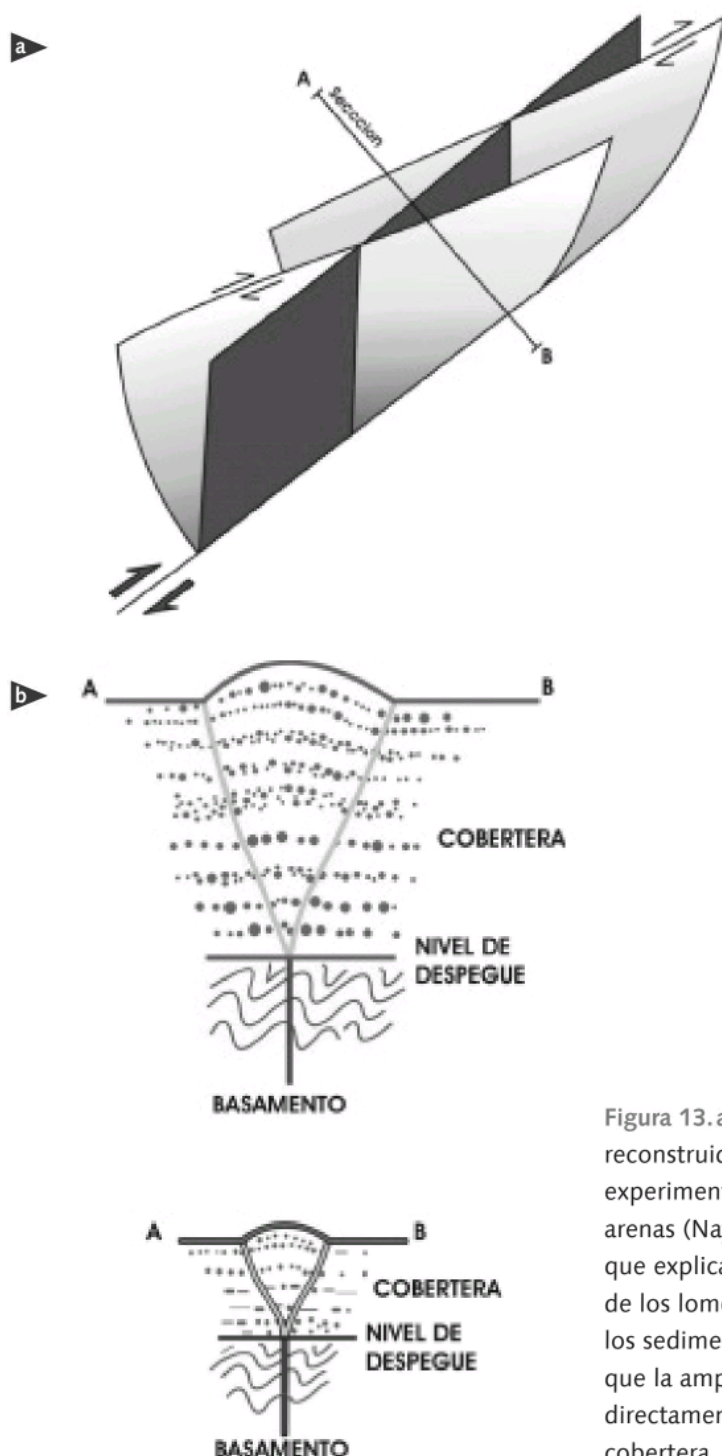


Figura 13. a. Forma de cizallas Riedels reconstruida a partir de modelos experimentales de cizalla simple en cajas de arenas (Naylor et ál., 1986). b. Sección A-B que explica la relación entre las dimensiones de los lomos de presión y el espesor de los sedimentos sobre el basamento. Note que la amplitud y el tamaño del lomo son directamente proporcionales al espesor de la cobertera.

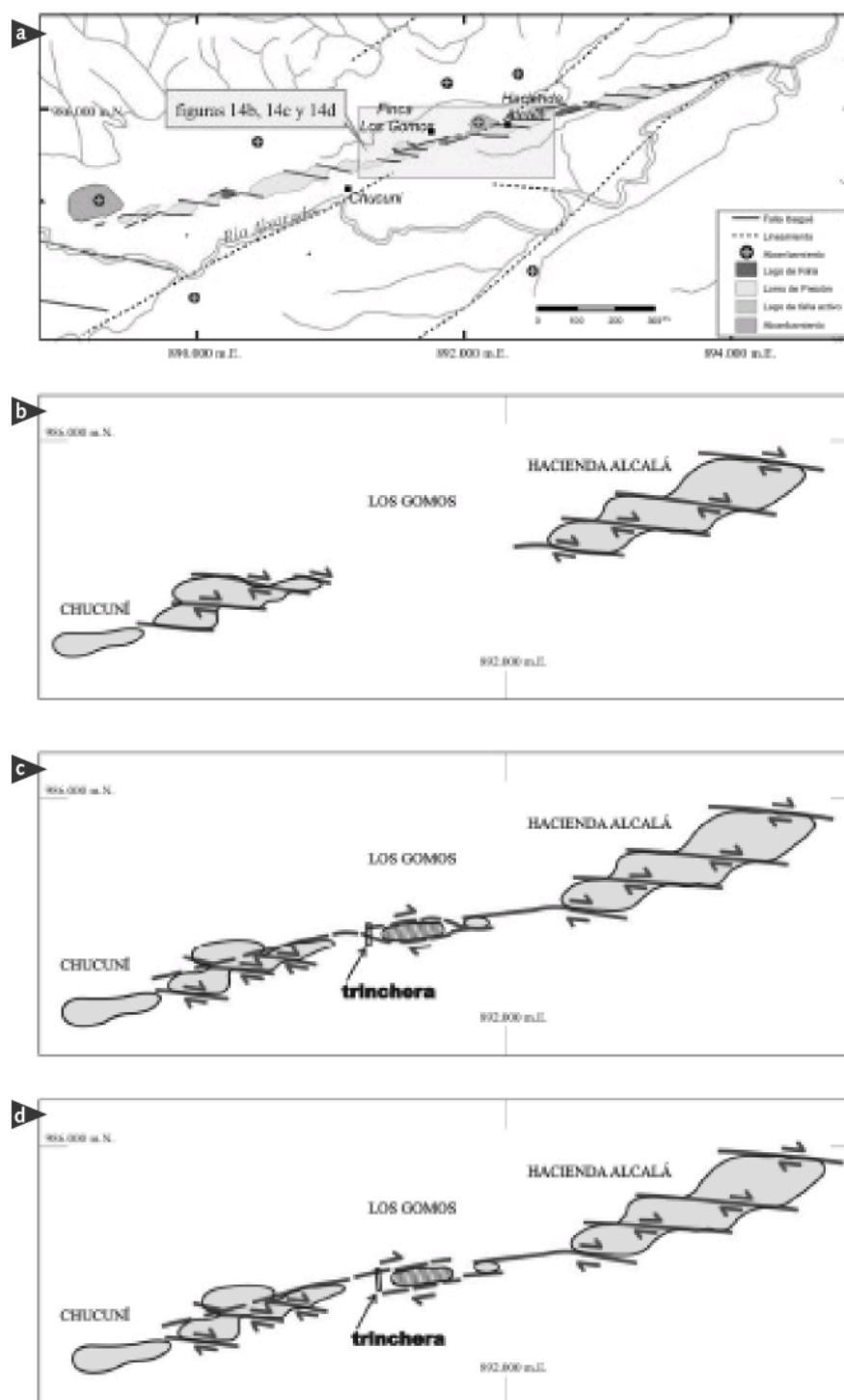


Figura 14. a. Trazo de la Falla de Ibagué. El área sombreada corresponde a las figuras 14b, 14c y 14d. b. Modelo propuesto para la formación de los lomos de presión, en el sitio Chucuní, el cual se plantea con un juego o sucesión de *Riedels* sintéticos destrales, situación anterior a la formación de la cuenca Los Gomos. c. Formación de la cuenca de tracción Los Gomos en curva de relevo destro. d. Formación de la cuenca en escalón de relevo destro.

La forma y la distribución de los lomos indican que estos se generaron por varios mecanismos (figura 11). Hacia el sector oriental de la falla, el lomo El Pulpito y el abombamiento cerca a Piedras (anexo 3) parecen haber sido generados como lomos de presión en curvas o escalones compresivos siniestros (figuras 11 a y b), mientras la forma de otros lomos, como Chucuní y Alcalá (figuras 14 y 15), sugiere el funcionamiento de los *Riedels*, ya que muestran una segmentación marcada por lineamientos oblicuos y un contorno indentado acorde con el modelo original cinemático de un juego o sucesión de *Riedels*.

Algunos de los lomos mayores parecen estar cortados y desplazados en sentido dextral por el plano de la falla principal. La gran cantidad de lomos de falla, tan característicos de la Falla de Ibagué, contrasta marcadamente con la escasez de lagos de falla (*sagponds*), que cuentan no más de cinco, comparado con 30 lomos. Esta discrepancia numérica puede explicarse por la cinemática del sistema de *Riedels* dextrales en *echelon*. En la zona de traslape de cada sucesión de *Riedels* se crea un ambiente transpresivo que origina la formación de lomos de falla. Evidentemente, predominan los *Riedels* sintéticos con saltos a la izquierda sobre los saltos de relevo a la derecha, dando como resultado un número mayor de sitios transpresivos (lomos de falla) que sitios transtensivos (cuencas de tracción con lagunas de falla). Este modelo es idéntico a lo que, en escala pequeña, se llama *mole-tracks* o “huellas de topo”, observadas con frecuencia por Audemard (1997) y Philip et ál. (1992) en deformaciones superficiales generadas durante sismos mayores.

La abundancia de los lomos de falla es la manifestación morfotectónica más destacada de la Falla de Ibagué al atravesar el Cuaternario del Abanico de Ibagué. Sin embargo, se ha notado en varios lugares la presencia de abombamientos en la superficie del abanico, de mayor envergadura que los lomos (anexo 3). Estos carecen de su linealidad, no se restringen al trazo mismo de la falla y están ubicados a un lado, como sucede en el sector de la vereda Chucuní (anexo 3). El abombamiento más notorio se encuentra en el sector próximo a la población de Piedras en el extremo más oriental de la falla, el cual puede interpretarse como un lomo de presión clásico. Los otros abombamientos, en cercanías de Chucuní, son más difíciles de interpretar y posiblemente tienen relación con la proximidad de la cordillera, con el plano de la falla que buza hacia el norte en profundidad y con la presencia de unas fallas paralelas satélites que solo se manifiestan como lineamientos débiles.

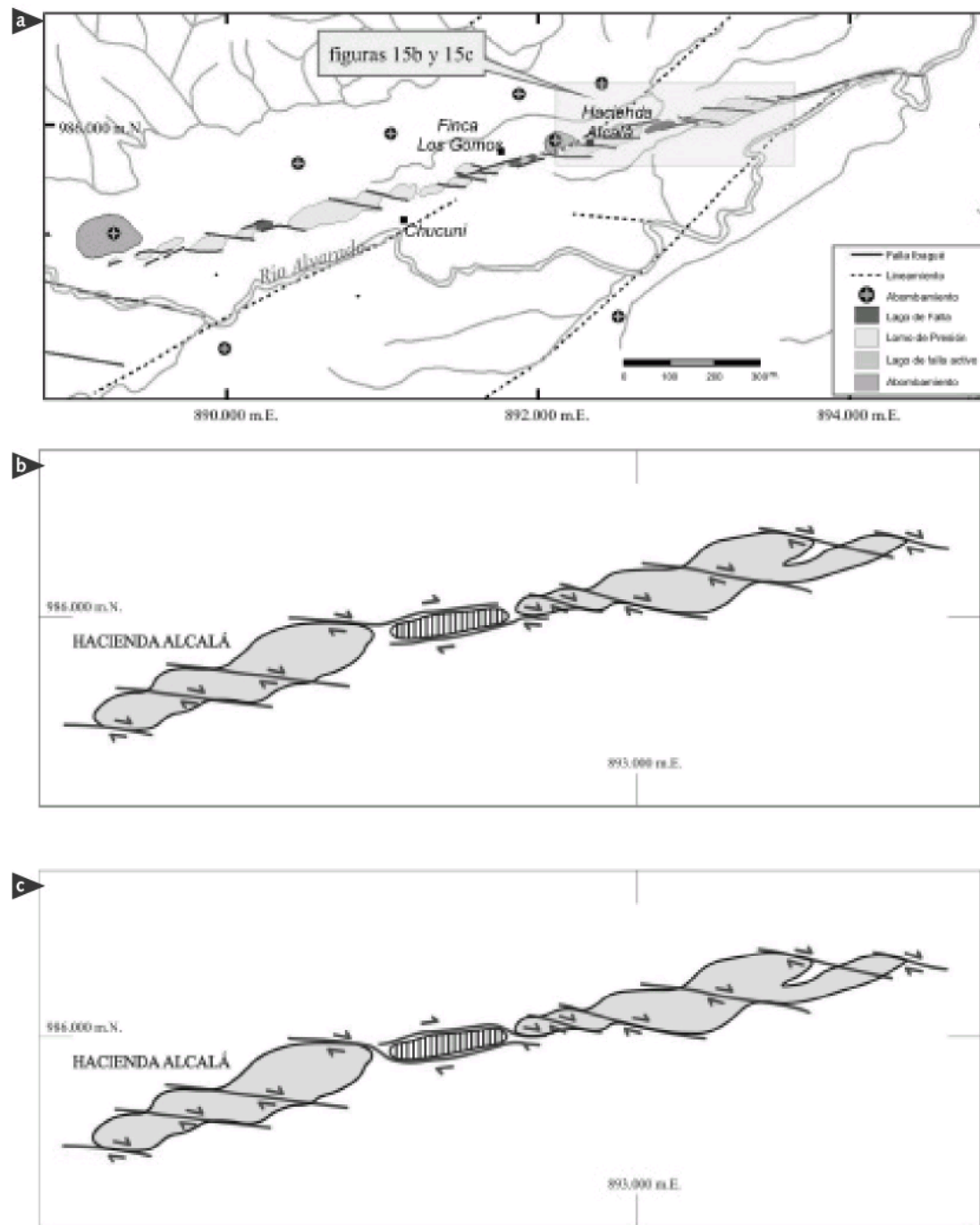


Figura 15. a. Trazo de la Falla de Ibagué, el área sombreada corresponde a las figuras 15b y 15c. b. Modelos propuestos para la formación de los lomos de presión y la cuenca de tracción en el sitio hacienda Alcalá, para los lomos se plantea con un juego o sucesión de *Riedels* sintéticos destraes y para la cuenca con escalón de relevo destro. c. Formación de la cuenca en curva de relevo destro.

La deformación a lo largo de una falla transcurrente, como la Falla de Ibagué, crea condiciones de cizalla simple (*simple shear*) que dan origen a una extensión en la dirección del eje mayor del elipsoide de deformación y compresión en dirección ortogonal conforme a los experimentos y el modelo de *Riedel* (Harding, 1974; Wilcox et ál., 1973), figura 16. Esto puede dar como resultado la formación de anticlinales y sinclinales con ejes paralelos al eje principal del elipsoide de deformación (Harding, 1974; Wilcox et ál., 1973). En varios lugares a lo largo de la Falla de Ibagué, se ha encontrado evidencia de plegamiento con ejes en un ángulo de aproximadamente 30° con la traza principal de la falla. Este es el caso entre los ríos Chipalo y Opia, donde se observan ondulaciones notables en la superficie del abanico. En el sector occidental, en la hacienda San Isidro, directamente al oeste de la población El Salado, es notable una depresión ovalada situada parcialmente sobre la traza de la falla, que puede interpretarse como un sinclinal. La presencia de suelos hidromórficos sobre un paleosuelo oxidado es evidencia de deformación reciente.

Además de estas manifestaciones morfotectónicas, es importante también la presencia de escarpes de falla o escarpes de línea de falla, con frentes opuestos, que marcan la traza de la falla. Estos rasgos son característicos de fallas transcurrentes y se originan por el desplazamiento horizontal de la topografía y los efectos de erosión.

La disposición y orientación de estructuras secundarias en la Falla de Ibagué, como los *Riedel* sintéticos y antitéticos, estructuras P y pliegues en *echelon*, son consecuentes con las estructuras generadas en los modelos de laboratorio para una zona de cizalla simple. Estos modelos han sido ampliamente desarrollados y difundidos por diferentes autores (Harding, 1974; Wilcox et ál., 1973 & Tchalenko, 1968, entre otros), figura 16.

A lo largo de la traza de la Falla de Ibagué, se observan tres sectores que presentan una expresión morfotectónica en superficie característica, los cuales se describen a continuación de oeste (Ibagué) a este (Piedras), figura 17.

Sector 1

Localizado entre Ibagué y el sur del corregimiento El Salado (anexo 3). En este sector se presenta una traza de falla simple dominada por un gran escarpe de falla, con cara hacia el norte, de 5 km de longitud y un desnivel aproximado de 15

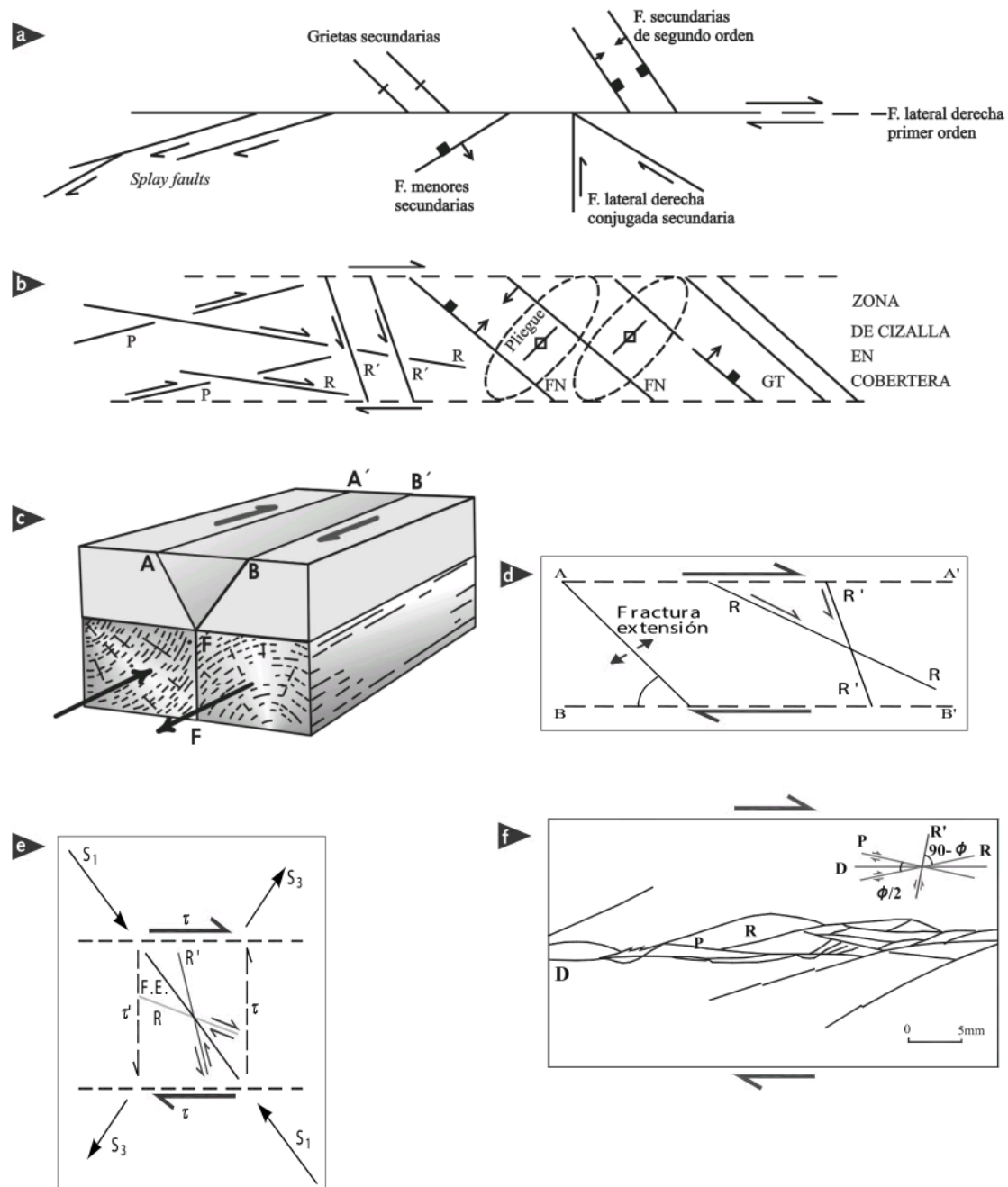


Figura 16. a. Tipos de estructuras secundarias desarrolladas adyacentes a una falla de primer orden en rocas de basamento. b. Estructuras secundarias formadas en rocas de cobertura sobre una falla principal de rumbo en el basamento, FN: falla normal, GT: grieta de tensión. c. Modelo usado por Riedel (1929) para simular la deformación de la cobertura como resultado de movimiento de rumbo en una falla F-F' en el basamento. d. Tipo de fracturas desarrolladas en la superficie en la zona de cizalla entre los límites AA' y BB' (ver figura anterior (c)). e. Interpretación del sistema de esfuerzos que originan las fracturas mostradas en (d). f. Terminología usada por Tchalenko (1968) para describir cizalla discontinua en una tableta de arcilla sujeta a cizalla uniforme en dirección D.

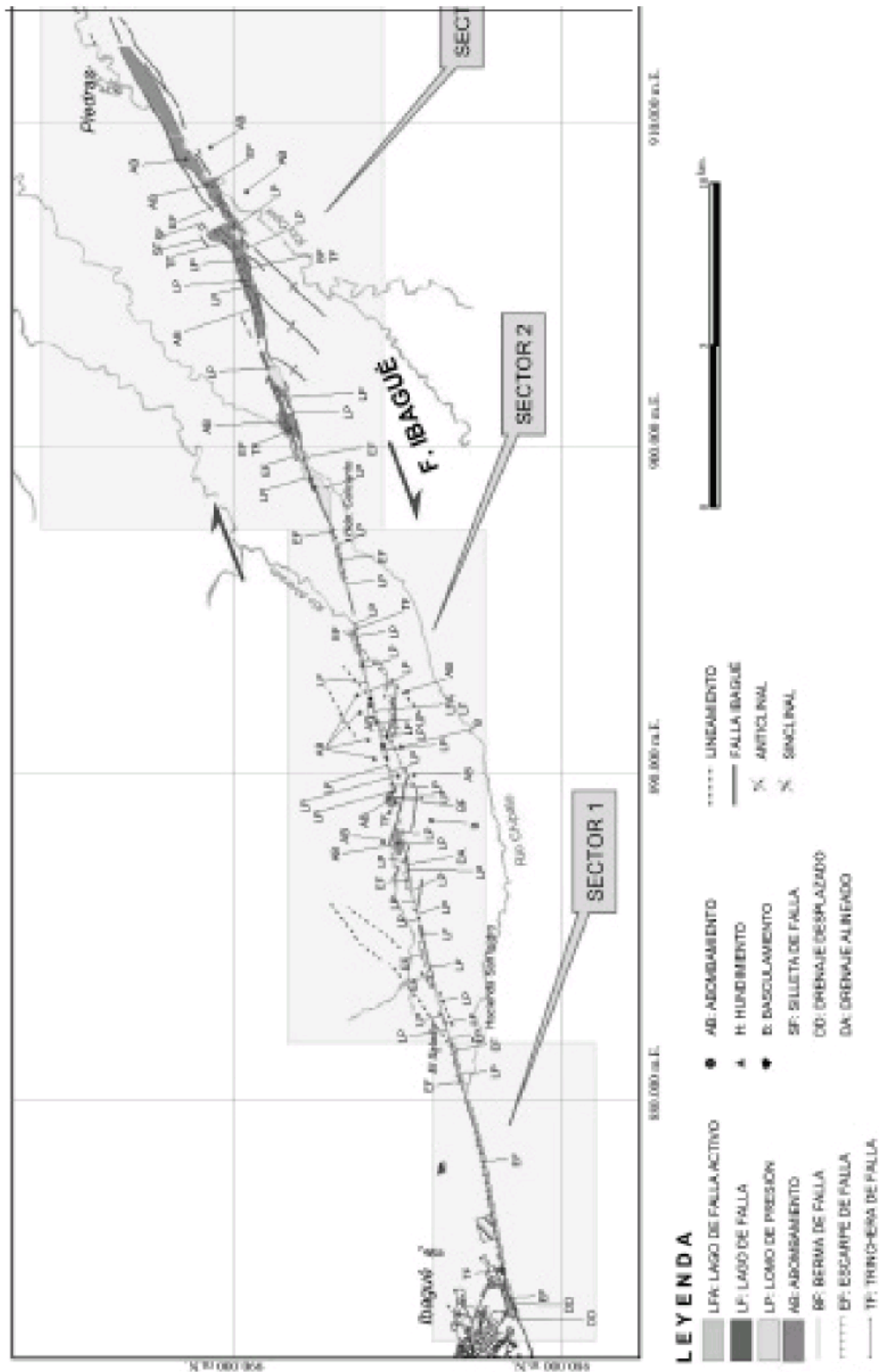


Figura 17. Sectores a lo largo de la Falla de Ibagué con expresión morfológica característica.

m sobre la quebrada Chipalo, la cual es deflectada a lo largo del pie del escarpe. Cerca de Ibagué se observan algunos drenajes desplazados en sentido destral.

Sector 2

Localizado entre El Salado y la hacienda Calicanto (anexo 3 y figuras 2 a 6 del anexo 2). Se caracteriza por una colección de lomos de presión (figura 18), lagos de falla, escarpes de falla y abombamientos relacionados con las estructuras *Riedel*. La geometría de la falla está definida por las estructuras *Riedel* en *echelon*, estructuras P y en algunas partes por el plano principal de la falla. La interacción de estas estructuras podría ser una causa para la formación tanto de los lomos de presión como de los lagos de falla, como se explicó.

En este sector, en inmediaciones del corregimiento El Salado, se observan cuatro lomos de presión y un lago de falla; los lomos presentan dimensiones entre 150 y 670 m. Más al este aparecen dos escarpes en una longitud de 1,4 km de cara mirando al sur; al pie de los escarpes se deflecta la quebrada La Ceiba, la cual se deflecta de nuevo más al este a lo largo de una estructura *Riedel* asociada a la falla. En este punto, ubicado al este de la hacienda La Ceiba, se encuentra un lago de falla que en la actualidad se encuentra vaciado por la erosión del río Alvarado. El tramo entre la hacienda La Ceiba y el sitio denominado El Recodo se caracteriza por la presencia de varios lomos de presión con dimensiones entre 200 y 500 m de longitud, un escarpe de falla con cara al sur y algunas estructuras *Riedel*. En la intersección de la falla con el río Alvarado se observa una trinchera de falla muy estrecha, y el río Alvarado es deflectado en uno de los *Riedel*.

El tramo entre El Recodo y el río Alvarado se caracteriza por lomos de presión de diferentes tamaños, que alternan con dos lagos de falla, uno en la finca Los Gomos y el otro en la hacienda Alcalá. En este tramo se presenta gran cantidad de abombamientos que afectan los depósitos del abanico (figura 17, anexo 3).

Uno de los lomos, localizado en el sitio Chucuní (figura 14), está cortado por un nuevo segmento de la falla, que tiende a simplificar el arreglo por medio de un trazo más continuo, que une las estructuras en *Riedel* dispuestas a 22° de la estructura principal.



Figura 18. Vista al oeste de la Falla de Ibagué, tomada desde el lomo Calicanto. Obsérvese que la traza de falla está definida principalmente por alineación de lomos de presión (sector 2).

Sector 3

Localizado entre la hacienda Calicanto y Piedras (anexo 3 y figuras 2 y 8 a 11 del anexo 2). Este sector coincide con la curva de la falla hacia el norte, geometría que genera una transpresión local, la cual es responsable de la generación de grandes abombamientos y estructuras plegadas relacionadas con el trazo de la falla. En este sector, la geometría de la falla es más compleja y se observan diferentes trazas de falla. En la hacienda Calicanto se presenta un lomo de presión de 1.485 m aproximadamente en su eje mayor, el cual está cortado y desplazado por el plano de falla principal en sentido dextral por 565 m (figura 19). Al parecer, en un estadio tardío de la formación del lomo, se presentó un rearreglo cinemático por el cual la falla principal cortó los *Riedels*, que previamente habían formado el lomo y que entonces dejaron de funcionar.

A partir de este punto, hacia el este, aparecen varias trazas de falla y algunos lomos de presión de gran tamaño, como el del Púlpito (1.200 m), el del norte del río Opia (850 m) y algunos lomos de dimensiones más pequeñas de hasta 250 m, asociados a la traza de falla que aparece más al sur. Además, se observa el abombamiento más notorio de toda la falla, localizado en proximidades de la población de Piedras en el extremo más oriental de la falla. Allí se nota que

la superficie del abanico está marcadamente levantada, por lo menos unos 60 m. El río Opia ha tenido incisión de manera antecedente en esta estructura creciente, dejando varios niveles de terrazas. En este caso, el abombamiento coincide con un cambio de dirección en la traza principal de la falla de ENE a NE; por tanto, es correcto interpretarlo como un lomo de presión clásico. Los abombamientos de este sector están limitados al norte y al sur por las trazas de fallas más exteriores. Entre los ríos Chipalo y Opia, al sureste de la Falla de Ibagué, aparece una serie de plegamientos anticlinales y sinclinales con ejes en un ángulo de 30° aproximados con la traza principal de la falla, desarrollados en los depósitos del abanico y generados por el arrastre causado por el movimiento dextral de la Falla de Ibagué.

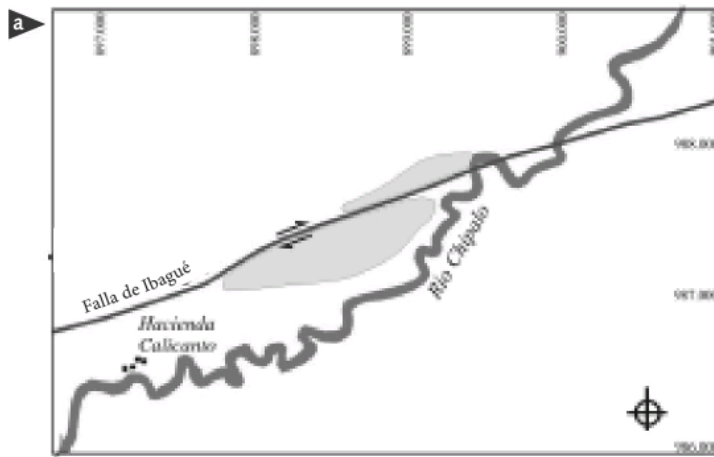
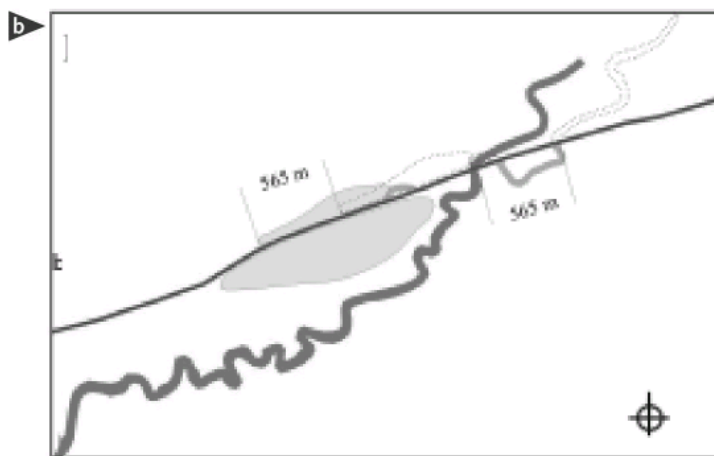


Figura 19. a. Geoforma actual del lomo de presión ubicado en la hacienda Calicanto, el cual ha sido cortado y desplazado en sentido dextral por la Falla de Ibagué. El cauce del río Chipalo también ha sido afectado por la falla.



19. b. Situación hipotética del lomo de presión en una fase anterior del proceso de actividad de la Falla de Ibagué, en la cual el lomo y el cauce del río Chipalo aún no han sido desplazados. Obsérvense en color gris los meandros actuales del río Chipalo y la coincidencia del cauce del río al norte y sur de la falla al devolver el desplazamiento dextral inferido, así como la ubicación actual del lomo y del río en trazos punteados. Se calcula un desplazamiento de 565 m.



Figura 19. c. Vista sur del lomo.



19. d. Trinchera de falla originada por el desplazamiento del lomo Calicanto.

SELECCIÓN DEL SITIO DE TRINCHERA DE EXPLORACIÓN PALEOSISMOLÓGICA

Con base en la cartografía elaborada de las diferentes estructuras y geoformas asociadas a la Falla de Ibagué, se definieron los sitios más favorables y se llevó a cabo una campaña de campo para evaluar los sitios identificados previamente. Para esta labor se tuvo en cuenta las principales condiciones que deben cumplirse para hacer factible y provechosa la excavación de una trinchera paleosismológica. Reconociendo que algunas de estas condiciones pueden variar en ambientes geográficos distintos, se aprovecha aquí la experiencia de la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, FUNVISIS, en el ambiente morfoclimático andino (Audemard, 2003). Con base en eso se destacan los siguientes criterios principales:

- La geometría de la traza de falla debe ser lo más simple posible y se debe tener la mayor probabilidad posible de que la trinchera corte el trazo de la falla que está investigándose.
- Debe ser un sitio de continua sedimentación donde haya acumulación de sedimentos finos y orgánicos datables.
- No debe tener erosión natural ni intervención antrópica, lo cual asegura que no haya pérdida de registros y, por consiguiente, que la historia paleosismológica esté completa.
- La longitud de la trinchera es proporcional con la longitud de los rasgos morfotectónicos. Si el rasgo es muy grande, la trinchera será de mucha longitud y los costos se elevarán.

- El nivel freático no debe estar muy somero, ya que la acumulación de agua en la trinchera puede afectar la estabilidad de las paredes y dificultar las labores de excavación.
- Debe haber buen acceso al sitio para permitir la entrada y la operación de la maquinaria de excavación.
- El rasgo morfotectónico a excavar no debe involucrar infraestructura que no se pueda afectar, es decir, carreteras, canales de riego, entre otros.
- Por último, se debe contar con los permisos necesarios de las autoridades y los propietarios del terreno para ejecutar la excavación.

Evidentemente es muy excepcional encontrar en cualquier falla activa un sitio que cumpla todos estos criterios. Entonces hay que conciliar entre los aspectos positivos y negativos de cada sitio y llegar a una ponderación de todas las condiciones actualmente encontradas. Por eso, es recomendable hacer un listado de las condiciones presentes en los sitios indicados, que permita hacer una comparación que sirva como base para elaborar una categorización prioritaria de los sitios potenciales para trinchera.

Los lagos de falla en cuencas de tracción (*pull-apart basins*), generados en zonas locales de relevo transtensional, son considerados los sitios más promisorios para excavar trincheras paleosismológicas, ya que favorecen la acumulación de sedimentos finos con material orgánico en una secuencia continua. Sin embargo, con frecuencia la erosión regresiva del sistema de drenaje local puede eliminar las evidencias sedimentológicas. También con mucha frecuencia, por tratarse de lagos o depresiones naturales, son objeto de aprovechamiento o intervención antrópica que igualmente lleva a la destrucción de evidencia. Un problema universal con los lagos de falla es el alto nivel freático que hace imposible o difícil su excavación en trinchera. Por tanto, aunque los lagos de falla representen sitios muy promisorios, en realidad hay muy pocos idóneos para la ubicación de una trinchera paleosismológica.

Durante la campaña de campo, en la cual se visitaron y analizaron todas las posibilidades, se seleccionaron siete lugares potenciales para la ejecución de la trinchera (figura 20). Estos sitios se describen a continuación en sentido oeste este, para cada uno se enumeran las ventajas y las desventajas, y se hacen las recomendaciones previas a la excavación de la trinchera que ayudarán a descartar o elegir con más certeza el sitio.

Corte San Isidro

Este sitio está ubicado al oeste de la casa principal de la hacienda San Isidro. El terreno es privado y corresponde a un canal construido para una antigua acequia que está inactiva, en cuyo corte por cerca de 50 m afloran sedimentos del Abanico de Ibagué y sedimentos lacustres afectados por fallamiento. Las ventajas de este sitio son que el corte ya está hecho, es decir, no habría ningún costo de excavación y existe un largo afloramiento para su estudio, que con seguridad presenta fallamiento. Es un sitio excelente para una estación microtectónica, ya que presenta contraste de sedimentos desde grano muy fino a muy grueso y los sedimentos más jóvenes están interrumpidos y son potencialmente datables (^{14}C). La desventaja del sitio San Isidro es que el afloramiento está muy cubierto de vegetación. Se debe hacer una limpieza profunda del afloramiento, al menos una porción de 50 m cerca de la zona de falla identificada. La prioridad de este sitio es 1 y, por los bajos costos que representa y la seguridad de encontrar los depósitos fallados, su estudio sería complementario a la apertura y el estudio de la otra trinchera (figura 21b).

Modelia

Al este de la Inspección de Policía El Salado, se presenta una serie de lomos y un lago de falla. Algunas de estas geoformas están intervenidas antrópicamente: el lago está profundizado hacia el sector más occidental y uno de los lomos ha sido destruido para utilizar el material en construcción. La única opción de sitio de trinchera en estas geoformas es el lado oriental del lago de falla, cerca del sector sur del barrio Modelia. El permiso lo daría el gobierno, por estar ubicado en un barrio en construcción. Entre las ventajas del sitio están la no perturbación o erosión, el contenido de sedimentos finos –por ser un lago de falla seco–, es un sitio de muy fácil acceso y, desde el punto de vista de orden público, es seguro por estar dentro de un barrio habitado.

Las desventajas del sitio Modelia están en que los rasgos morfotectónicos son de gran dimensión (lagos de falla y lomos muy anchos). Esta trinchera debe tener una longitud mayor de 120 m, lo que se traduce en un costo muy alto; al sur, el sitio está muy cerca de una acequia activa, utilizada para sembrado de arroz, la cual tendría que ser cortada. Como actividad previa se recomienda hacer un pequeño apique de 1,5 x 1,5 x 1,5 m, el cual daría luces acerca del espesor de los depósitos del lago de falla y el contenido de materia

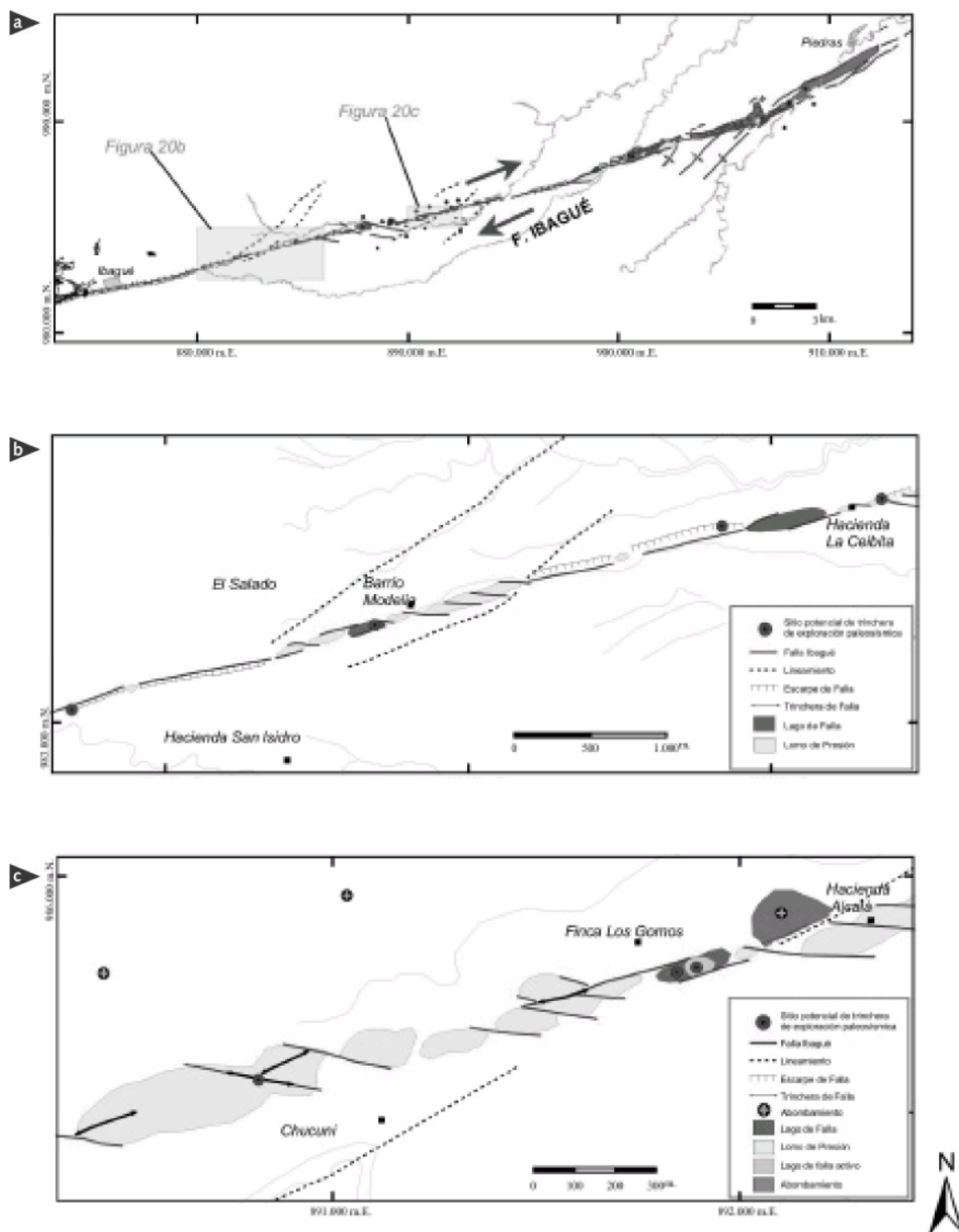


Figura 20. a. Trazo de la Falla de Ibagué. Las áreas sombreadas corresponden a las figuras 20b y 20c. b. Ubicación de los sitios potenciales de trinchera entre El Salado y la hacienda La Ceibita (corte San Isidro, Modelia, La Ceibita Oeste y La Ceibita Este). c. Ubicación de los sitios potenciales de trinchera entre Chucuní y la hacienda Alcalá (sitios Chucuní, Los Gomos y Alcalá).

orgánica. Con base en todas las observaciones anteriores, se asigna al sitio Modelia una prioridad de excavación 3 (figura 21c).

La Ceibita Oeste

Localizada al oeste de la casa principal de la hacienda La Ceibita, corresponde a un terreno privado, utilizado para el cultivo de arroz. Las ventajas del sitio están en que el plano de falla fue identificado en dos acequias paralelas a la carretera, las cuales cortan el escarpe en forma de S; se observa la presencia de la cuña coluvial y presenta materiales datables. La desventaja es que la trinchera sería muy superficial, ya que los depósitos gruesos del abanico se encuentran a poca profundidad, por lo menos a 1,5 m, lo que permitiría la determinación de unos pocos eventos sísmicos. La prioridad de este sitio es 1 (figura 21d).

La Ceibita Este

Este sitio está ubicado al norte de la casa principal de la hacienda La Ceibita y se usa para el cultivo activo de arroz. El sitio corresponde a una trinchera de falla estrecha a lo largo del *Shear Riedel* y presenta sedimentos finos orgánicos, lacustres. En este sitio se hizo una somera perforación con barreno y se encontró que los depósitos gruesos del abanico están muy superficiales, lo cual indica que, de realizarse en este sitio la trinchera, aportaría muy pocos datos. Como una actividad previa a la excavación, se debe hacer un pequeño apique de 1,5 x 1,5 x 1,5 m, que permita tener una idea del espesor de los depósitos del lago y su contenido orgánico. La prioridad de este sitio es 2 (figura 21e).

Chucuní

Este sitio está localizado al oeste de la vereda Chucuní, en un terreno privado, usado para actividades de pastoreo. Se trata de un lomo de presión elongado en dirección E-W, afectado por una estrecha trinchera de falla, a lo largo de un *Riedel*, relleno con sedimentos erosionados del lomo de presión. La desventaja es que los depósitos del Abanico de Ibagué podrían estar muy superficiales, por debajo del depósito de material fino acumulado en la trinchera de falla. Se recomienda como actividad previa excavar una zanja superficial corta que

podría ser de ayuda para tomar la decisión final. La prioridad es 2 y constituiría una trinchera complementaria (figuras 22b y 22c).

Los Gomos

Este sitio está ubicado en la hacienda Los Gomos, entre Chucuní y la hacienda Alcalá, y corresponde a un lago de falla localizado entre lomos de presión, en un terreno privado. La ventaja del sitio es que se trata de la cuña oeste de un lago de falla activo, que podría asegurar la presencia de materiales finos, estratificados y datables. La desventaja de este lugar es que está dentro de un bosque, que debería deforestarse en caso de ejecutarse la trinchera. Se le asignó prioridad 2. Sin embargo, se tiene en cuenta que esta geoforma representaría uno de los mejores sitios para la exploración paleosismológica de la Falla de Ibagué (figura 22d).

Alcalá

Este sitio está localizado en la hacienda Alcalá, al oeste de Los Gomos y corresponde al borde activo del lago de falla Los Gomos (con un cuerpo de agua de aproximadamente un metro de profundidad). En este lugar se podría asegurar la presencia de material estratificado, fino y datable; además, los depósitos lacustres podrían estar estratificados con depósitos provenientes de la erosión del lomo de presión adyacente. Este sitio representa un excelente lugar si se

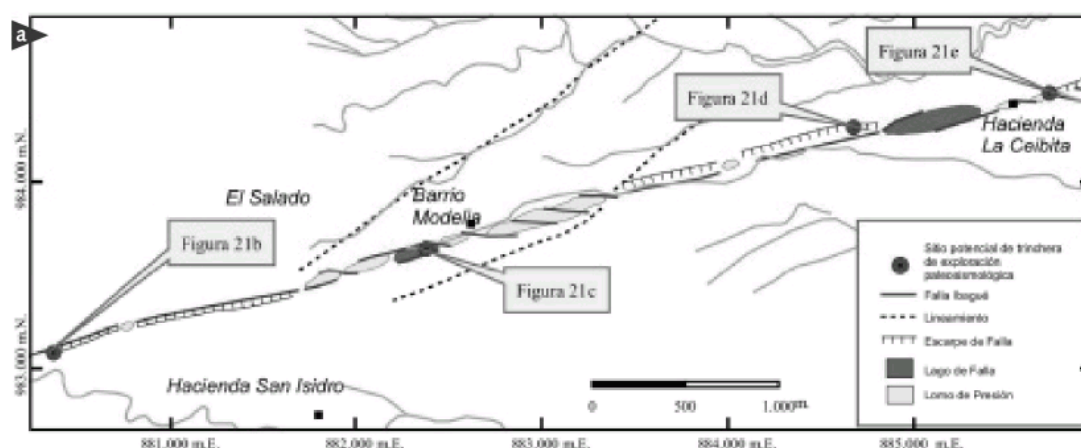


Figura 21. a. Ubicación de los sitios potenciales de trinchera entre la hacienda San Isidro y la hacienda La Ceibita (Corte San Isidro, Modelia, La Ceibita Oeste y La Ceibita Este).



Figura 21. b. Afloramiento del Corte San Isidro.



c. Lomo de presión y lago de falla del barrio Modelia.



d. Escarpe de falla del sitio denominado La Ceibita Oeste.



e. Lomo de presión y lago de falla en el sitio La Ceibita Este.

pudiera mantener seco; por consiguiente, antes de tomar la decisión final en la elección del sitio de trinchera se debe hacer un seguimiento de los niveles de agua al comienzo de la estación seca y evaluar la posibilidad de vaciarlo artificialmente. La prioridad para este sitio es 1 (figura 22e).

Al terminar la campaña de campo se concluye que aunque la Falla de Ibagué tiene un número alto de evidencias morfotectónicas, el análisis *in situ* proporciona pocos sitios idóneos para trinchera (tabla 1). Esto se debe, en gran parte, a la presencia dominante de materiales muy gruesos, producto de los flujos volcanoclásticos, depositados en eventos catastróficos. El tamaño de los cantos dificulta el estudio paleosismológico, reduciendo la visibilidad de los disturbios cosísmicos en los sedimentos, y disminuye la posibilidad de encontrar materiales datables, además de constituir un problema para la excavación misma.

Con base en las consideraciones de campo, se programó otra campaña corta en época de verano para hacer seguimiento de los lugares elegidos previamente y definir el sitio apropiado para la trinchera. El lago de falla denominado Alcalá seguía con el mismo nivel de agua, con baja probabilidad de que se evaporara en el verano. La idea de vaciar el lago de falla e intervenirlo era remota, por tratarse de un sitio muy apreciado por los dueños del terreno y porque resulta técnicamente muy costoso.

Finalmente, se tomó la decisión de excavar la trinchera de exploración paleosismológica en el sitio 6, denominado Los Gomos, caracterizado por presentar una colección de lomos y un lago de falla activo, que representa el mejor sitio de preservación de una columna continua de sedimentación, con materiales orgánicos. Es claro que el lago no ha sufrido intervención antrópica ni erosión natural; además, al parecer, cubrió un área mayor previamente, es decir, que la extensión del cuerpo de agua ha disminuido naturalmente. Esta condición favorece la ubicación de la trinchera, ya que facilita la intersección de los sedimentos lacustres, sin mayor peligro de encontrar el nivel freático.

La formación del lago estuvo controlada por un salto de relevo destral de la falla. En campo se observa una línea de árboles que marca el sitio donde la fotointerpretación había proyectado un lineamiento de falla.

Aunque en el análisis inicial este sitio se catalogó con prioridad 2 por la presencia de bosque (tabla 1), la observación detallada de campo permitió dar más peso a los argumentos geológicos y reevaluar las desventajas de su

ubicación, ya que si bien el nivel freático podría ser alto, las condiciones climáticas secas disminuirían el riesgo de afectación a la trinchera; también se reconsideró el costo ambiental por la deforestación, ya que se trata de vegetación arbustiva de rápido crecimiento, y la trinchera se localizaría hacia el borde del bosque. Finalmente, hubo coincidencia con la voluntad del propietario de la finca Los Gomos para readecuar esta parte del terreno y aprovecharlo en labores agropecuarias.

El sitio de trinchera corresponde a la zona oeste de dicho lago de falla (figura 23). Esta localización trata de minimizar tanto la presencia de material grueso derivado del lomo cercano como el riesgo de encontrar un nivel freático elevado. Se programó una trinchera de 50 m de largo, 3,5 de ancho y entre 3 y 5 m de profundidad; estas dimensiones garantizaron la visualización de la traza principal de la falla y de la secuencia de sedimentos completa, incluido el abanico subyacente. La selección cuidadosa del sitio se tradujo en

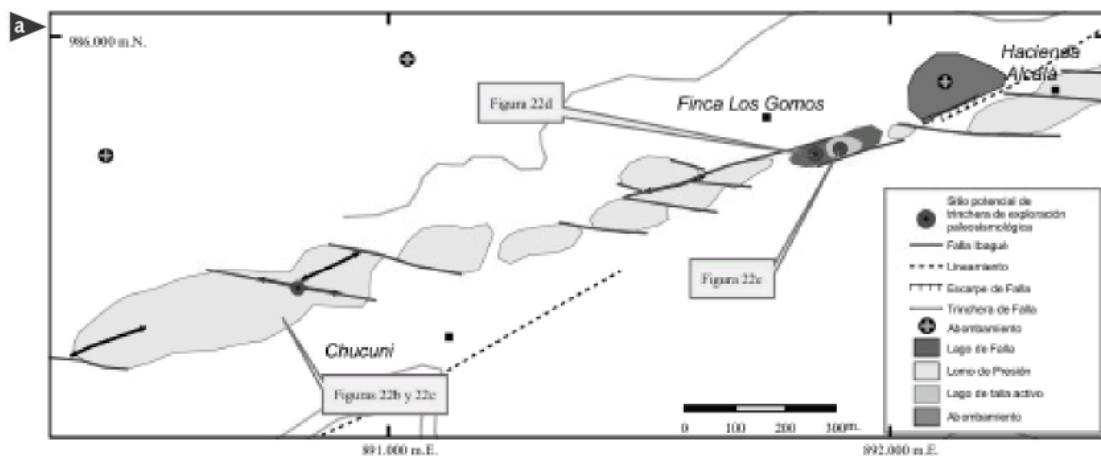


Figura 22.a. Ubicación de los sitios potenciales de trinchera relacionados entre Chucuní y la hacienda Alcalá (Chucuní, Los Gomos y Alcalá).



Figura 22. b. Lomo de falla en la vereda Chucuní.



c. Trinchera de falla desarrollada en un *Riedel* en el lomo de presión del sitio Chucuní.



d. Lago de falla inactivo del sitio Los Gomos.



e. Lago de falla activo del sitio Alcalá.

Selección de sitio de trinchera paleosismológica en la Falla de Ibagué, entre Ibagué y Piedras						
Prioridad de excavación	Nombre de la trinchera	Localización	Propiedad	Ventajas del sitio	Desventajas del sitio	Recomendaciones pretrinchera
1 (complementario)	Corte San Isidro	Al oeste de la hacienda San Isidro	- Privado, hacienda San Isidro. - utilizado para criadero de toros de casta.	- La trinchera ya está excavada y corresponde a una antigua acequia. - El afloramiento expuesto es muy largo.	- El afloramiento tiene abundante vegetación. - Materiales poco datables, excepto para los del tope.	Limpieza del afloramiento completo o al menos 50 metros a partir de la zona de falla reportada.
				- Claramente fallado, excelente para estimación microtectónica. - Contraste de sedimentos desde muy finos a muy gruesos. - Sedimentos más jóvenes pueden estar interrumpidos y son potencialmente datables (14C).		
3	Modelia	Al este del Salado, en las inmediaciones del barrio Modelia	Comunidad	- Sin perturbación. - Sedimentos finos. - Lago de falla seco. - Sitio muy accesible. - Seguro (dentro de un barrio).	- Longitud de la trinchera muy larga. (aproximadamente 120 m), por lo ancho del lago. - Tabla de agua superficial. - Permiso de la comunidad.	Un pequeño apique (1,5 x 1,5 x 1,5 m) que indique el espesor y contenido orgánico de los depósitos lacustre.
1	La Ceibita Oeste	Oeste de la casa principal de la hacienda La Ceibita	- Privado, hacienda La Ceibita. - Campo activo de cultivo de arroz.	- Plano de falla identificado en dos acequias paralelas a la carretera, que corren el escarpe de falla en forma de S. - Cuña coluvial observada. - Materiales datables.	- Trinchera superficial, ya que el depósito del abanico está a menos de 1,5 m de profundidad. - Determinación de pocos, últimos terremotos. - Tabla de agua superficial*.	

Tabla 1. Resumen de las características de los sitios potenciales para la ejecución de una trinchera paleosismológica en la Falla de Ibagué. (Continúa)

Selección de sitio de trinchera paleosismológica en la falla de Ibagué, entre Ibagué y Piedras						
Prioridad de excavación	Nombre de la trinchera	Localización	Propiedad	Ventajas del sitio	Desventajas del sitio	Recomendaciones pretrinchera
2	La Ceibita Este	Al norte de la casa principal de la hacienda La Ceibita	- Privado, hacienda La Ceibita. - Campo de arroz activo.	- Trinchera de falla estrecha a lo largo de la cizalla Riedel. - Sedimentos lacustres orgánicos finos.	- Trinchera muy superficial, en prueba de barreno los depósitos gruesos del abanico pueden estar muy superficiales. - Tabla de agua superficial.*	Excavación de un pequeño apique (1,5 x 1,5 x 1,5 m) que indique el espesor y el contenido orgánico de los depósitos de lago.
			Al oeste del caserío Chucuní, en el tope de un lomo elongado E-W	- Privado. - Colina utilizada para pastoreo.	Trinchera de falla estrecha a lo largo de la cizalla Riedel, rellena con sedimentos generados por la erosión de lomos de presión adyacentes.	Los depósitos del Abanico Ibagué podrían estar muy superficiales.
2	Los Gomos	Hacienda Los Gomos entre Chucuní y la hacienda Los Alcalá	Privado.	Cuña oeste de un lago de falla activo que podría asegurar la presencia de materiales finos, estratificados y datables.	- El mejor lugar estaría dentro del bosque, por lo que se requeriría gran deforestación en terreno privado. - Cuerpo de agua de 1 m de profundidad.*	
1	Alcalá	Hacienda Alcalá	Privado.	- Cuña este del mismo lago de falla activo que podría asegurar la presencia de materiales finos, estratificados y datables. - los depósitos lacustres podrían estar interestratificados con depósitos generados por erosión de lomos de presión adyacentes.	Cuerpo de agua de 0,5 m de profundidad.*	- Excelente lugar si se pudiera mantener seco, se podría evaluar las posibilidades de drenar el lago. - Podría ser visitada en época de verano para ver si el lago se seca, como lo aseguran los habitantes del lugar.

Tabla 1. Resumen de las características de los sitios potenciales para la ejecución de una trinchera paleosismológica en la Falla de Ibagué. (Continuación)

la apertura de una trinchera de exploración paleosismológica exitosa, cuyo estudio permitió caracterizar y determinar el potencial sismogénico de la Falla de Ibagué, identificando alrededor de 10 eventos sísmicos.

Como parte de la verificación del campo y con el fin de lograr una ubicación exacta de la traza de falla en el sitio seleccionado para la trinchera, se realizó un detallado levantamiento topográfico (microtopografía). Se usó un teodolito tipo distanciómetro electrónico (EDM: *electronic distance measuring*), comúnmente conocido como estación total (*total station*). Esto facilita producir un mapa topográfico muy detallado, con curvas de nivel estrechamente espaciadas que realzan la morfología del terreno y permiten una ubicación más precisa de la(s) falla(s), un mejor análisis de la morfotectónica local, y el grado y el control tectónico del drenaje. Este análisis brinda mejores posibilidades para una interpretación cinemática y paleosismológica.

Paralelamente a la apertura de la trinchera Los Gomos, se programó la limpieza y el desmonte del afloramiento de la hacienda San Isidro (sitio 2) con el objeto de estudiarlo y realizar allí una estación para la toma de medidas microtectónicas de estrías de falla.

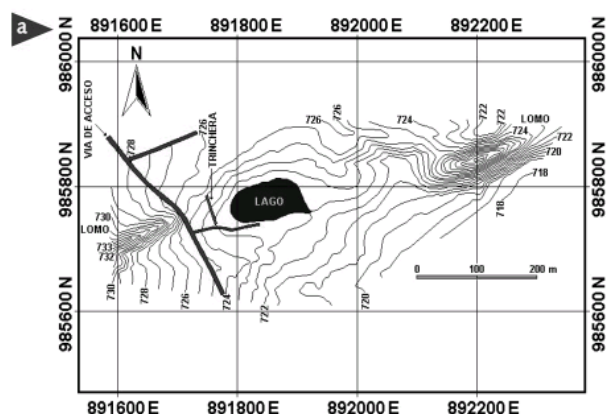
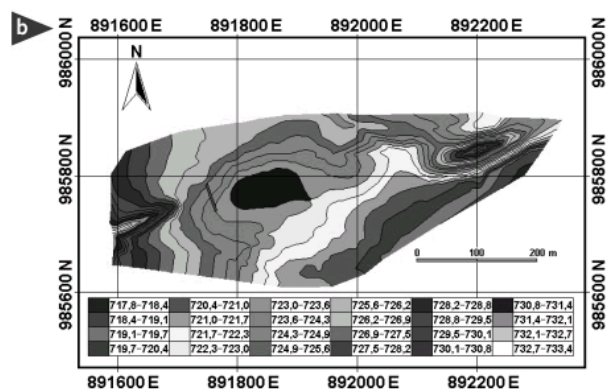
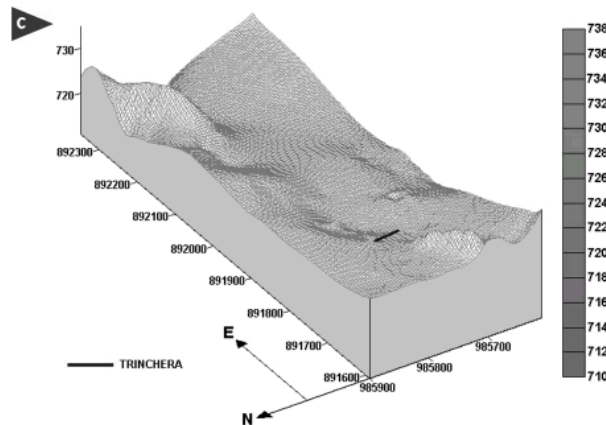


Figura 23.a. Mapa topográfico del terreno donde se construyó la trinchera de exploración paleosismológica de la Falla de Ibagué, finca Los Gomos.



b. Mapa ipsométrico del terreno donde se excavó la trinchera.



c. Modelo digital de terreno de la trinchera y sus alrededores visto desde el noroeste (las figuras a, b y c son tomadas del anexo 6).



d. Vista desde el norte del lago de falla activo.

Los movimientos y deformaciones en la corteza terrestre son el resultado de la acción de esfuerzos tectónicos sobre los materiales que componen la corteza; el balance entre los distintos esfuerzos en un área determinada da como resultado un campo de esfuerzos regional que condiciona la dinámica de la deformación en la zona. En algunos casos, si los tensores de esfuerzos puntuales deducidos no presentan grandes variaciones ni en su orientación ni en su forma, se puede considerar que el estado de esfuerzos de esa zona está definido por un tensor de esfuerzos regional. Para el análisis de las estrías de falla se han desarrollado métodos de análisis poblacional de fallas tanto geométricos (método de diedros rectos y el método estereográfico de dispersión de los ejes P y T) como físicos mecánicos (método de inversión de Reches).

Métodos de análisis microtectónicos

A continuación se describen brevemente los métodos utilizados en este estudio con base en las descripciones contenidas en el Proyecto SIGMA (CSN, 1998).

El método de los diedros rectos fue concebido por Pegoraro (1972) y difundido por Angelier & Mechler (1977). Este método geométrico, aplicable de forma directa, se basa en limitar para cada falla las zonas del espacio compatibles en compresión y extensión, superponiendo estos campos en proyección estereográfica (CSN, 1998). Cada plano de falla y su estría sirven para dividir el espacio en cuatro cuadrantes. Los planos que los limitan son el plano de falla; el plano normal a este es el auxiliar, cuyo polo es la estría. Así,

teniendo en cuenta el sentido de movimiento de la falla, quedan definidos los dos diedros rectos opuestos dos a dos (en extensión T y en compresión P). El eje de esfuerzos máximo σ_1 se sitúa en el diedro compresivo (P); el eje de esfuerzos mínimo σ_3 , en el extensivo (T). Para σ_2 no hay construcciones geométricas. El método se puede aplicar manualmente, superponiendo los diedros en proyección estereográfica; los ejes P y T quedarían ubicados en la bisectriz de los diedros. Las zonas delimitadas son lugares geométricos en el espacio con el mismo tipo de movimiento, ya sea en compresión o en extensión, y no deben considerarse ejes teóricos del elipsoide, a no ser que estén muy bien definidas (Giner, 1996). Mediante este método, se obtiene una solución cualitativa que permite una inmediata visualización de las zonas de compresión y extensión.

El método estereográfico de dispersión de los ejes P y T encuentra una distribución estadística de las zonas de compresión y dilatación en función de la ubicación de los ejes P y T. Los ejes de esfuerzos máximo y mínimo σ_1 y σ_3 no ocupan las zonas centrales de los dominios P y T, sino que pueden ocupar cualquier parte del cuadrante; la precisión de los resultados depende de las orientaciones geométricas de los planos y estrías; cuanto más diversas sean las orientaciones más ajustadas serán las zonas compatibles de compresión y tensión. Resulta muy importante obtener fallas con cabeceos puros (90° o 0°) y fallas oblicuas.

Los métodos de inversión consisten en determinar el tensor de esfuerzos medio (T) a partir de las orientaciones y los sentidos de deslizamiento de una población de fallas medida en el campo, donde se supone que cada vector de deslizamiento (definido por la estría de falla) tiene la misma orientación y el mismo sentido que el esfuerzo de cizalla correspondiente a un tensor de esfuerzos común. Esta suposición no deja de ser una aproximación y obliga a que se cumplan los siguientes requisitos: el estado de esfuerzos que actúa sobre el volumen rocoso es homogéneo a la escala estudiada; el tensor de esfuerzos activa un número de planos preexistentes, suficientemente elevados; en cada plano, el deslizamiento se produce paralelamente a la dirección del máximo esfuerzo tangencial sobre ese plano.

En teoría y en condiciones de poca profundidad, los diferentes tipos de deformación pueden ser explicados por la forma y la orientación del tensor de esfuerzos. La forma es definida por el valor de la relación $R = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$ desde ($0 < R < 1$). Cada valor particular de R da la forma del tensor, la

cual, acoplada a la definición de la orientación del tensor en el espacio, define un tipo específico de deformación (figura 24).

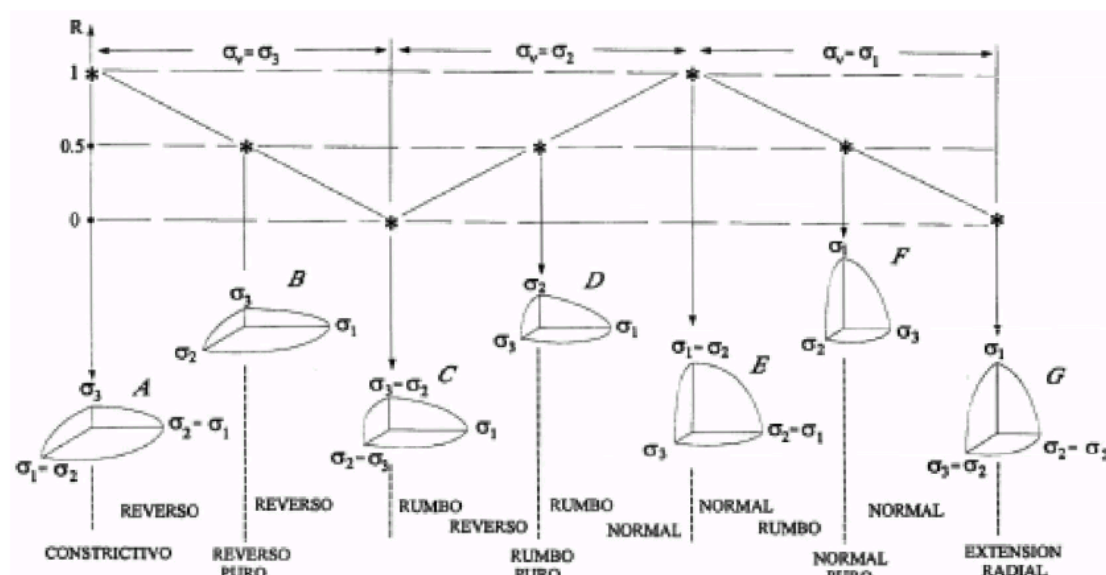


Figura 24. Tipos de deformación en tectónica frágil, en términos de la forma y la orientación del tensor de esfuerzos (tomado de Philip, 1987).

Mediciones microtectónicas en la Falla de Ibagué y campo de esfuerzos derivado (hacienda San Isidro)

Durante la etapa de campo se tomaron datos de estrías de falla en depósitos del Abanico de Ibagué en dos sitios localizados en la traza de falla (finca Los Gomos y hacienda San Isidro) (figura 25). Los datos tomados en la hacienda San Isidro se procesaron mediante métodos de análisis poblacional de fallas tanto fisicomecánicos (método de inversión de Reches) como geométricos (método de diedros rectos y el método estereográfico de dispersión de los ejes P y T). La convergencia de las diferentes soluciones proporciona una mayor confiabilidad de la solución.

La inversión de los datos de estrías, utilizando el *software stress* (Reches, 1996 versión 2,9), arrojó un tensor de esfuerzos local, para la estación en la hacienda San Isidro, con esfuerzos máximo horizontal (σ_1) de dirección $311^\circ/18^\circ \pm 15^\circ$, intermedio (σ_2) $106^\circ/70^\circ \pm 15^\circ$ y mínimo horizontal (σ_3) $209^\circ/4^\circ \pm 9^\circ$, con un ángulo de fricción de 0,6 (figura 26a) y un factor de forma $R=0,62$, que indican un régimen de esfuerzos de tipo transcurrente. Este resultado es comparable con la dirección del esfuerzo máximo regional

($\sigma_1=290^\circ$) definido previamente para esta zona (Toro y Osorio, 2003). Para esta solución, se evaluaron los márgenes de confianza de acuerdo con el método *bootstrapping* definido por Michael (1987) y desarrollado en el programa *stress* de Reches (1996), donde se encuentra una solución ideal para una población de fallas teóricas evaluadas en este tensor, encontrando los ángulos críticos de estabilidad para cada componente del tensor (figura 26b). Asimismo, se usaron métodos de análisis poblacional de fallas que emplean una aproximación de estabilidad geométrica con el fin de tener un punto de vista diferente para la solución fisicamecánica definida por el método de Reches.

Nombre estación	ID	Dirección DIP	DIP	Azimut	Plunge	Sentido
Hacienda San Isidro	1	200	89	110	13	Destral
	2	10	76	282	11	Destral
	3	0	70	273	8	Destral
	4	335	77	247	10	Destral
	5	187	65	109	25	Inversa
	6	194	85	104	5	Destral
	7	345	85	258	34	Inversa
	8	10	89	280	5	Destral
	9	350	78	263	12	Destral
	10	0	75	272	7	Destral
	11	5	85	276	12	Destral
	12	60	85	330	4	Siniestral
	13	62	85	332	4	Siniestral
	14	60	85	330	4	Siniestral
	15	167	89	80	69	Normal
	16	240	80	151	5	Siniestral
Finca Los Gomos	1	200	85	111	10	Destral
	2	200	76	114	14	Destral
	3	150	85	61	16	Destral
	4	200	85	112	20	Destral
	5	240	80	151	5	Siniestral

Tabla 2. Datos microtectónicos tomados en las estaciones hacienda San Isidro y Los Gomos, localizadas en la traza de la Falla de Ibagué.

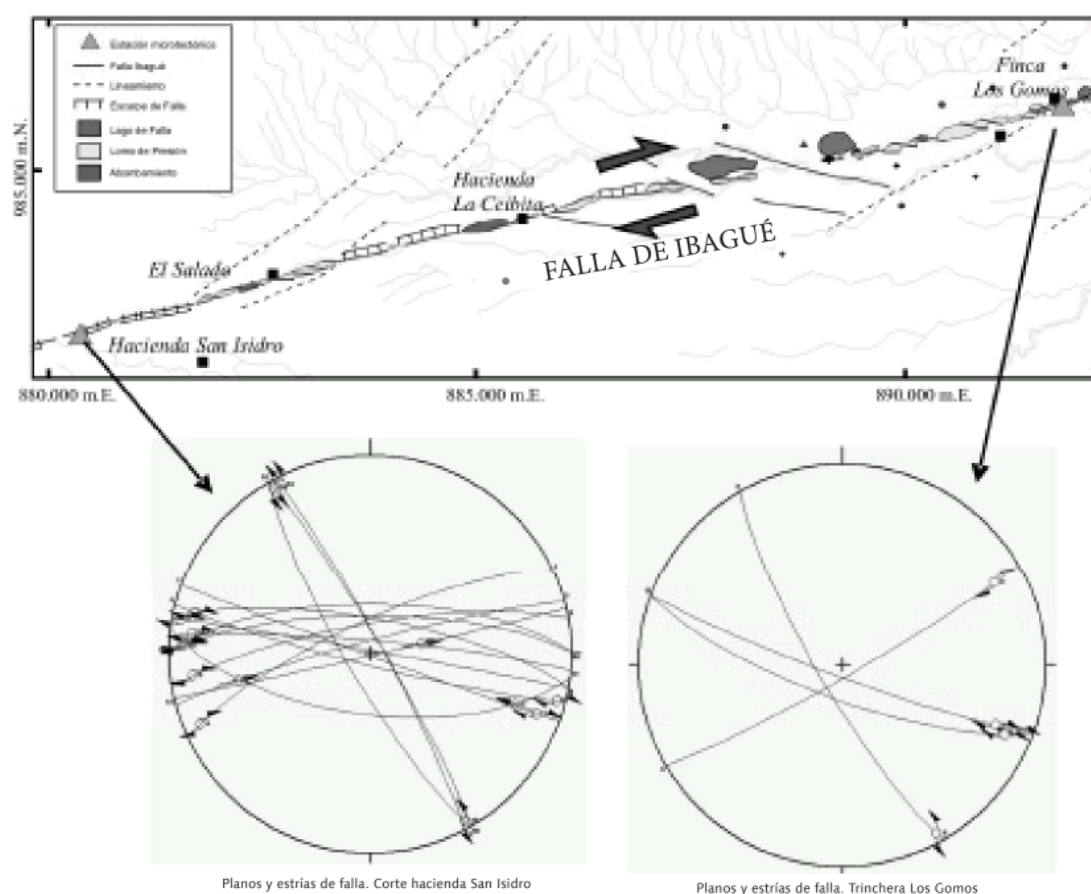


Figura 25. Trazo de la Falla de Ibagué y localización de las estaciones microtectónicas con los diagramas de planos y estrías de falla para cada estación.

Basados en el desarrollo de Angelier & Mechler (1977), se calculó el diagrama de diedros rectos, que muestra un diedro recto de tipo transcurrente, donde los valores propio son: para el σ_1 , $310^\circ/4^\circ$; para σ_2 , $60^\circ/79^\circ$; y para σ_3 , $219^\circ/11^\circ$. Esta solución concuerda con la definida por el método de Reches (figuras 26c y 26d).

La solución de dispersión de los ejes P y T, para las estrías medidas, se calculó usando el diagrama de estabilidad de la solución definido por los ángulos máximos de desviación de la solución ideal; la solución particular para cada estría (figura 26e). Se obtuvo definiendo el ángulo de correlación crítico θ en 34° . Así se obtuvieron los ejes P en dirección $306^\circ/5^\circ$ con un factor de correlación $R=86\%$, T de $211^\circ/7^\circ$ $R=84\%$, y B de $359^\circ/86^\circ$ $R=83\%$, que muestra una excelente correlación de todas las estrías para la solución

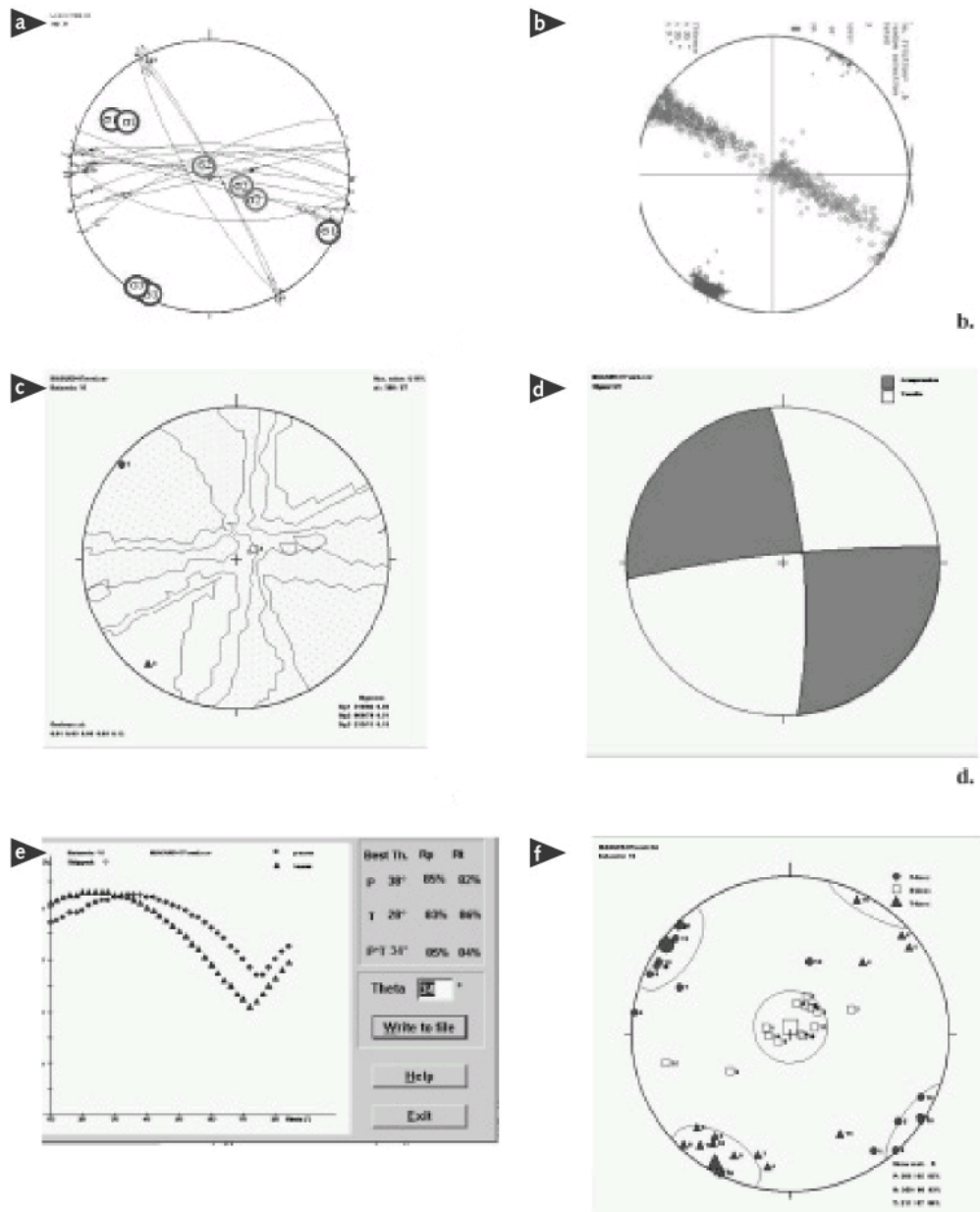


Figura 26. a. Diagrama de esfuerzos resultante de la inversión de estrías medidas en la Falla de Ibagué (hacienda San Isidro). b. Diagrama de dispersión para la solución de inversión; para las figuras a y b se utilizó el método de Reches (1996). c. Diagrama de diedros rectos calculado con base en el desarrollo de Angelier & Mechler (1977). d. Representación con sombras del diedro recto. e. Diagrama de estabilidad geométrica de la dispersión de los ejes P y T calculado con el software Tectonicsfp. f. Diagrama de dispersión de ejes P y T.

general, que a su vez es muy cercana a las soluciones encontradas por los métodos anteriores.

El diagrama de planos y estrías muestra dos familias típicas (figura 26a): la primera, en dirección promedio $110^{\circ}/70^{\circ}$, se caracteriza por ser la más común y presentar movimientos de tipo dextral interpretados como el sistema de *riedels* sintéticos, asociado a la falla principal; la segunda, en dirección promedio $350^{\circ}/80^{\circ}$, presenta movimientos sinistres que asociados como un sistema de *riedels* antitéticos, comparable con el modelo teórico (Riedel, 1929; Wilcox et ál., 1973; Tchalenko, 1975, entre otros), como se ilustra en los modelos teóricos de laboratorio (figura 27). Asimismo, es característico encontrar muy pocas estrías en planos asociados directamente a la geometría de la falla principal. Esto indica que el estilo deformativo del sistema en superficie se basa en las fallas tipo *Riedel* responsables de la formación característica de lomos de presión entre sus saltos a la izquierda. Las fallas antitéticas conforman estructuras abiertas, como grietas de relajación que posteriormente son rellenas con material; por tanto, son estructuras importantes para desarrollar estudios paleosismológicos, ya que allí queda preservado el vestigio de un evento sísmico instantáneo asociado a todo el sistema.

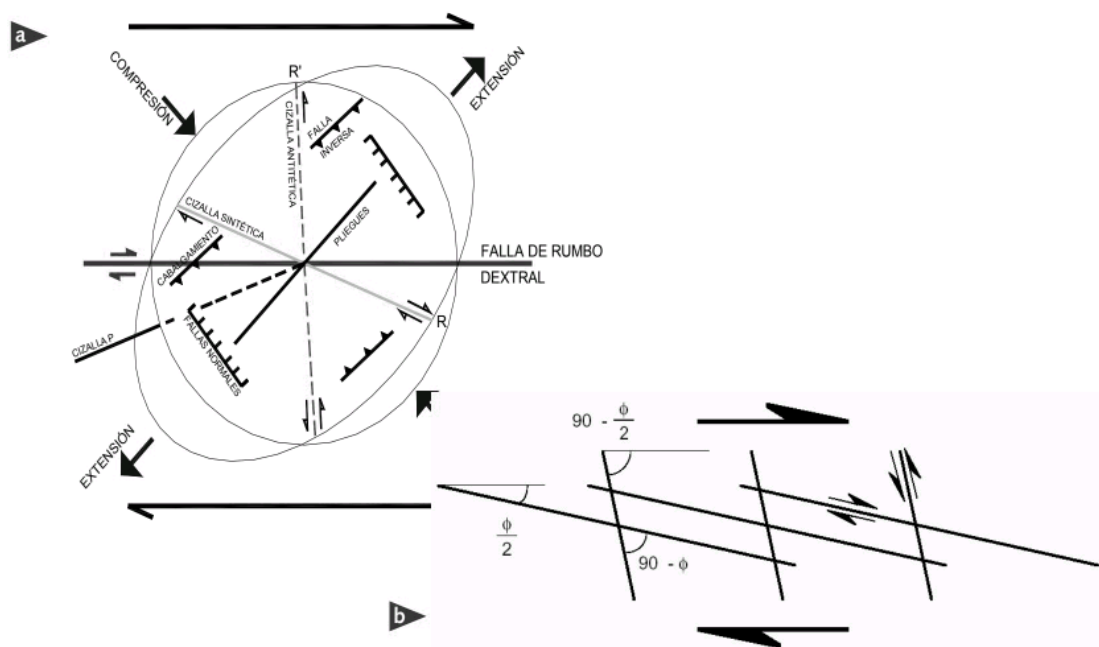


Figura 27. a. Orientación de fracturas de cizalla, fallas y pliegues asociados con cizalla simple en una zona de falla de rumbo lateral derecha (modificado de Sylvester & Smith, 1976). b. Sistema de fracturas Riedel, sintéticas y antitéticas, asociadas con fallamiento rumbo deslizante lateral derecho producido por cizalla simple.

DESARROLLO DE LA TRINCHERA DE EXPLORACIÓN PALEOSISMOLÓGICA EN EL SITIO LOS GOMOS

Para la apertura de la trinchera de exploración paleosismológica en el sitio Los Gomos, Falla de Ibagué, se siguió el procedimiento descrito a continuación.

1. Para iniciar la excavación fue necesario hacer un descapote del suelo en la zona, para dejarla libre de árboles y ramas, y permitir así el paso de la retroexcavadora. Se marcó con estacas un corredor de 15 m de ancho que permitió tener 5 metros de espacio útil para la excavación de la trinchera y 10 m para la zona de depósito de los materiales extraídos. Las estacas eran grandes y vistosas para que fueran fácilmente observables (figuras 28 y 29).



Figura 28. Marcación con estacas de la línea de referencia para hacer el descapote de vegetación del lago de falla indicado con la flecha.



Figura 29. Sitio de trinchera después del descapote de la vegetación.

2. Con la ayuda de la brújula se proyectó la dirección de la trinchera perpendicular a la dirección de la falla. Puesto que la dirección de la falla es N70° E, el azimut de la trinchera sería 160°, pero al considerar la posibilidad de cortar estructuras *Riedel*, se dejó un margen de 5° adicionales para que quedaran semiortogonales al plano de la trinchera; finalmente, la trinchera se proyectó con un azimut de 165°. Para delimitar la zona que iba a excavar, se colocaron estacas cada 5 metros por una longitud de 53 m y 5 m de ancho. El operario de la máquina debe ser de mucha experiencia para asegurar un corte recto en las paredes de la trinchera. El éxito de un buen corte depende de los primeros 5 m de excavación, ya que al comienzo se define la correcta dirección de la trinchera.

3. La excavación se debe iniciar desde la parte más profunda de la trinchera y la máquina debe tener espacio para retroceder y operar libremente (figura 30). La retroexcavadora debe ser de oruga, preferiblemente, con un brazo de 15 m, ya que estas especificaciones permiten más estabilidad de la máquina y facilitan la excavación. Durante el tiempo de excavación debe estar presente un experto que dirija al maquinista y asegure que las paredes queden lo más vertical posible (figura 31). En la parte más profunda de la trinchera Los Gomos, la excavación se hizo de 5 m para generar un pozo de acumulación de aguas; la parte más somera se hizo de 3 m, dejando en el piso una pendiente aproximada de 2°. Esta es útil si se presenta agua en la trinchera, ya sea de

lluvia o subterránea, debido a que ésta correrá y se acumulará en la parte más profunda. Adyacente a la trinchera se dejaron 10 m para la acumulación del material extraído, el cual se devolverá a la trinchera después de terminada la investigación, para dejar el terreno en su estado original.



Figura 30. Inicio de la excavación de la trinchera de exploración paleosismológica Los Gomos. Las líneas de estacas delimitan, al este y al oeste, la zona que va excavarse.



Figura 31. La excavación en Los Gomos se hizo de sur a norte; observe el corte vertical de la pared.

4. A medida que se avanzó en la apertura de la trinchera, se inició la limpieza de las paredes con herramientas de jardinería como azadones, *scraper*, martillo y escaleras. Este raspado se hizo para quitar las marcas dejadas por los dientes de la pala de la retroexcavadora en las paredes, ya que enmascararían las estructuras y no permiten tener una visión acertada de estas (figura 32).

Los niveles arenosos blandos se dejaron raspar fácilmente con *scraper*; para facilitar la limpieza de los niveles arcillosos compactos fue preciso humedecer un poco las paredes. Los niveles muy duros se picaron con la ayuda de martillos. Es muy importante que la limpieza de la trinchera la realicen los geólogos, ya que a medida que se raspa se hace la detallada observación y exploración de la estratigrafía y las estructuras en las paredes.



Figura 32. Trabajo de raspado y limpieza de las paredes. Observe las profundas marcas dejadas por la pala de la retroexcavadora.

5. Cuando las paredes estuvieron lisas, se procedió a su lavado a chorro (a presión) para eliminar los residuos y resaltar la diferencia en la textura y los colores de los materiales. Esto permitió observar mejor las estructuras y la estratigrafía de la trinchera. Tan pronto terminó la excavación, la zona de la trinchera se demarcó con una cinta de seguridad para disminuir el riesgo de accidentes (figuras 33 y 34).



Figura 33. Lavado a chorro de las paredes de la trinchera y demarcación con cinta de seguridad.



Figura 34. Pared este de la trinchera Los Gomos. Se observa que, después del raspado y el lavado, resaltan los niveles estratigráficos y las diferentes estructuras del lago de falla. Sin este trabajo, sería imposible el levantamiento paleosismológico de las paredes de la trinchera.

6. Al final de cada jornada de trabajo, la trinchera se protegió con plásticos para evitar que las aguas lluvias ensuciaran las paredes; los plásticos se aseguraron con estacas, troncos y rocas para evitar el paso del agua de escorrentía (figura 35).



Figura 35. Protección de las paredes de la trinchera con plásticos.

7. Permanentemente se contó con una motobomba de gran capacidad para drenar el agua lluvia y subterránea, ya que si se deja cierto volumen de agua en la trinchera, puede socavar la base y causar el derrumbamiento de las paredes (figura 36).

8. El piso de la trinchera fue cubierto con troncos, como medida para evitar la formación de lodo y charcos, y permitir el tránsito de las personas encargadas de su estudio (figura 37).

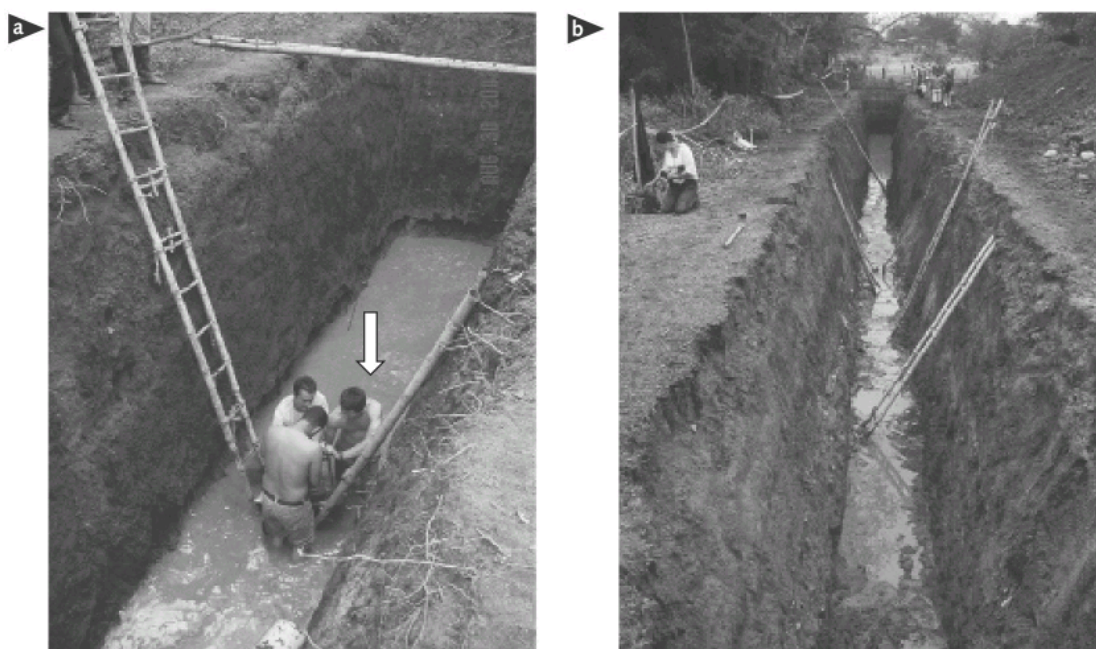


Figura 36. a. Acumulación de aguas lluvias en la parte más profunda. Note la pendiente que favorece el flujo de agua hacia el fondo de la trinchera. b. Extracción del agua con motobomba.



Figura 37. Trabajo de adecuación de troncos y palos generados en el descapote para cubrir el piso de la trinchera. Si se tiene guadua, es más fácil de colocar y permite un cómodo desplazamiento dentro de la trinchera.

9. Con las paredes suficientemente limpias, para permitir la observación directa de la estratigrafía y de las estructuras, se procedió a colocar la retícula. El espaciamiento de esta se define de acuerdo con el terreno, el tiempo de que se disponga para hacer el trabajo y el detalle que se requiera; la cuadrícula ideal es de 1 m x 1 m. Para trazarla se utilizan hilos de color y grosor visibles a 3 m de distancia, que resalten con el fondo de la pared. Si las cuerdas no se visualizan bien, se puede usar una pintura de aerosol. También se necesitan puntillas, estacas, niveles de mano y brújula. Como la retícula es una proyección plana del terreno, si las paredes son verticales se toman los datos directamente; de lo contrario, se toman los datos y se proyectan asumiendo la retícula vertical o se tiene en cuenta la inclinación del terreno para hacer posteriormente las correcciones pertinentes.

Para reticular la trinchera Los Gomos, primero se traza una línea horizontal y luego una vertical guía de fácil acceso con respecto a la topografía del terreno; la línea horizontal comenzó en la parte más baja. Por medio de un nivel de mano, y con puntillas, se aseguró el hilo cada 5 m hasta cubrir con este las cuatro paredes de la trinchera (figura 38). A partir de este hilo se colocaron los demás hilos, espaciados 1 m, conservando siempre el nivel horizontal. Algunas veces es más fácil trazar las líneas verticales primero.



Figura 38.
Trazado de la línea
horizontal guía.

10. Para instalar los hilos verticales guía se colocaron dos estacas de referencia, una en cada pared con una dirección igual a la dirección de la falla $N70^{\circ} E$; a partir de estas estacas, se comenzó a colocar los hilos verticales cada metro con el fin de lograr que la cuadrícula sea un espejo a lado y lado de la trinchera. Con la ayuda de una plomada de nivel y brújula, que aseguró la verticalidad de la cuerda, se colocó el primer hilo con puntillas; a partir de este, se colocaron los hilos restantes cada metro hasta que se cubrió toda la pared (figura 39). El procedimiento se realizó igual en las dos paredes (figura 40).



Figura 39. Instalación de los hilos verticales; se inició desde la parte más baja de la trinchera.



Figura 40. Reticulado final de las paredes de la trinchera. En color amarillo, los hilos horizontales; en color verde, los hilos verticales.

11. Con la retícula instalada, se codificó cada cuadrícula con números y letras para proceder a la exploración, el levantamiento y el dibujo de las paredes (figura 41).



Figura 41. Codificación de la retícula con la ayuda de papel y marcador. Los hilos verticales se marcaron con números cada cinco metros, comenzando desde la parte más baja; los hilos horizontales, con letras.

12. Con la ayuda de chinchas o estoperoles de cabeza grande y de diferentes colores que sobresalieran en la pared, se hizo un seguimiento y una marcación de las estructuras y los contactos de niveles guía con el objeto de resaltar y facilitar el levantamiento y el dibujo de las paredes (figura 42).



Figura 42 Marcación, con estoperoles, de los diferentes niveles estratigráficos y las estructuras.

13. En papel milimetrado, a escala 1:20, se elaboró el dibujo detallado de la trinchera, cuadrícula por cuadrícula (figura 43). Con ayuda de cintas métricas se miden, a partir de las cuerdas de la retícula, los niveles estratigráficos y las estructuras, y se pasan al dibujo. Este mismo procedimiento se aplica hasta levantar todas las paredes de la trinchera.

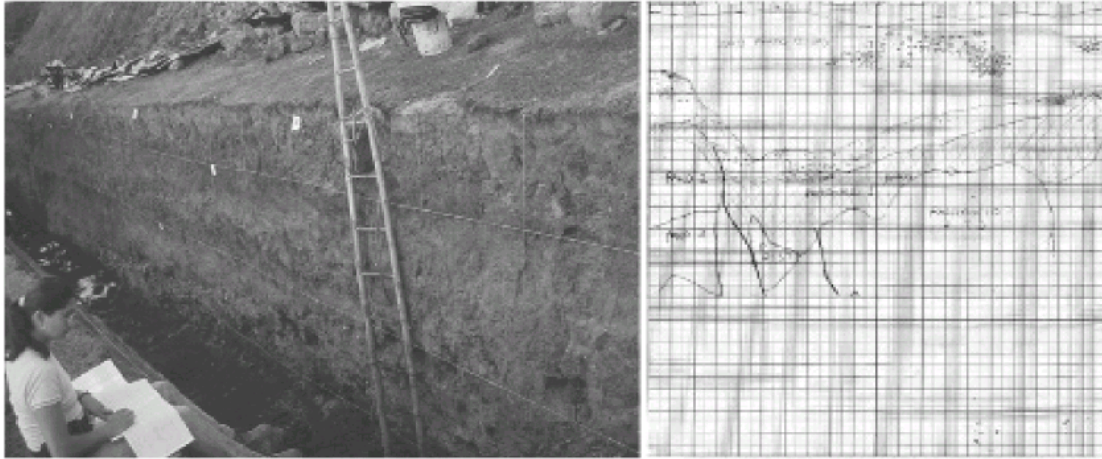


Figura 43. Levantamiento detallado de las paredes de la trinchera.

14. Con el dibujo detallado y la interpretación preliminar paleosismológica de la trinchera (en campo), se procede a elegir los niveles importantes de datar y se rotulan directamente en las paredes (figura 44). Para tomar las muestras y contramuestras, se utiliza una navaja, papel de aluminio, cinta de enmascarar y bolsas gruesas con cierre hermético. Es muy importante tener los cuidados necesarios en la toma de las muestras para evitar que se contaminen. Con la ayuda de la navaja se remueve el material que será datado y, evitando el contacto directo con las manos, se deposita en una hoja doble de papel aluminio. Se empaca en este y se envuelve con cinta de enmascarar; se le coloca una etiqueta con el mismo rótulo utilizado en la pared y se protege la muestra en la bolsa plástica de cierre hermético.

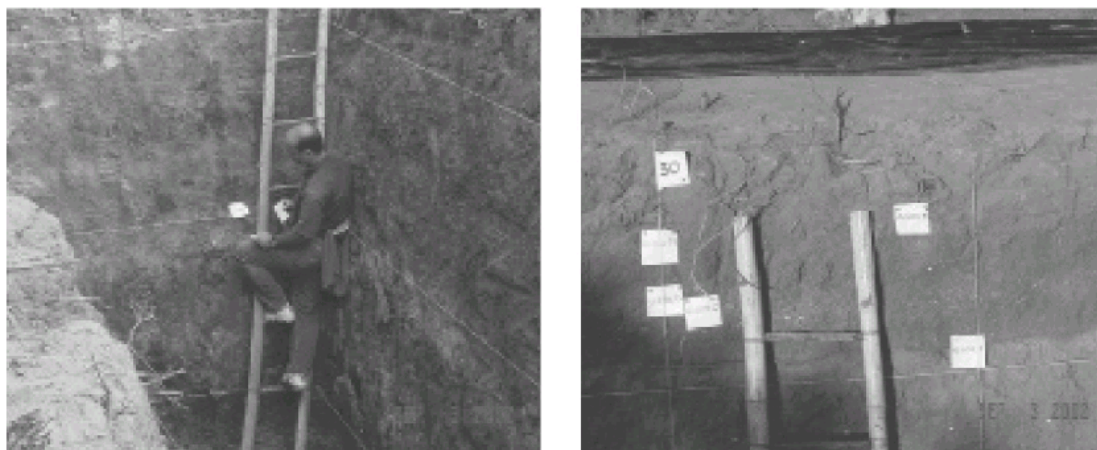


Figura 44. Rotulación de la base y el techo de los niveles estratigráficos de interés para la interpretación paleosismológica de la trinchera Los Gomos.

Cuando el nivel que va a datarse presenta un gran contenido de materia orgánica, se toma 1 kilo de muestra para datar con la técnica de ^{14}C (figura 45); cuando el contenido de materia orgánica es poco, se toman muestras para datar con AMS (*Accelerator Mass Spectrometric*), figura 46.



Figura 45. Niveles de la grieta 3, de los cuales se tomó muestra para datar con ^{14}C .

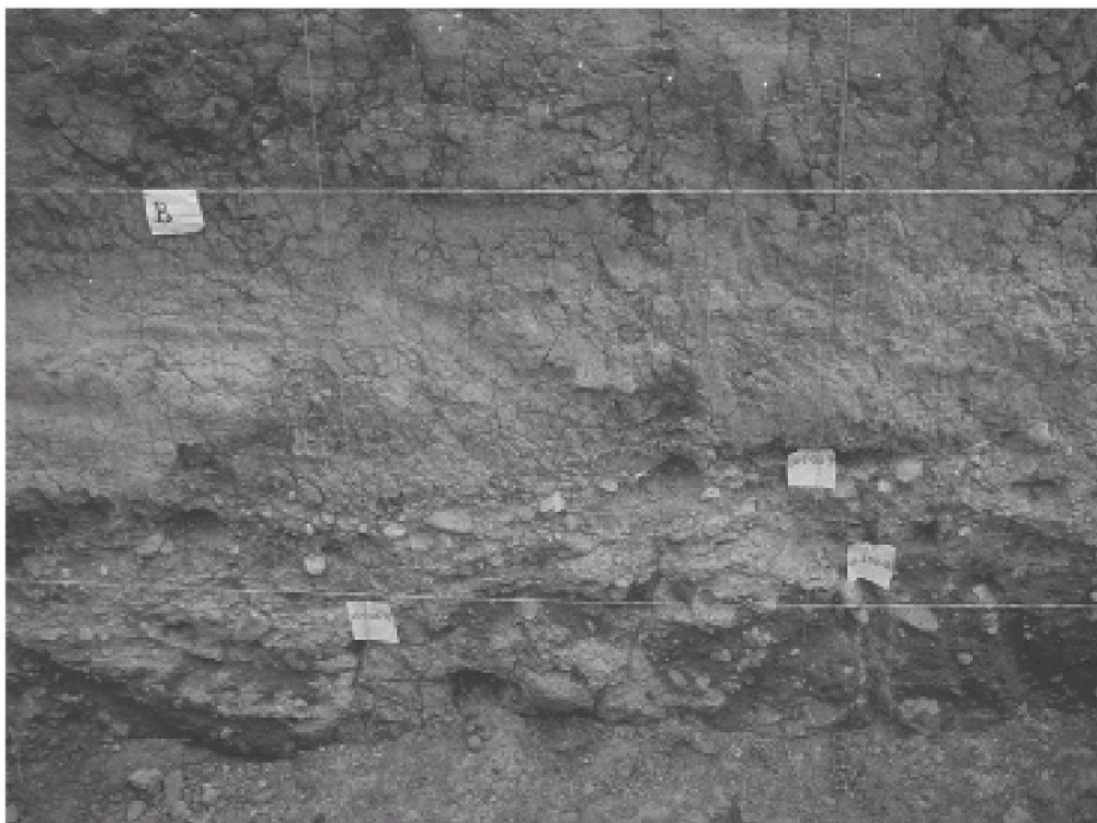


Figura 46. Las muestras tomadas en las grietas 1 y 2, indicadas con la flecha, serán dotadas con AMS debido al bajo contenido de materia orgánica.

15. Como medida ambiental, el terreno utilizado para la excavación de la trinchera debe recuperar su estado original; por consiguiente, se rellenó la trinchera con el material extraído, comenzando en sentido contrario al de apertura (figura 47). Se utilizó una máquina pequeña para pisar el material de relleno conforme se fue llenando, en este caso se utilizó un tractor con pala.



Figura 47. Aspecto del terreno después de rellenar la excavación realizada para la trinchera de exploración paleosismológica Los Gomos en la Falla de Ibagué.

La sismicidad histórica de una región tiene un periodo de registro más corto que el “ciclo sísmico” característico para un segmento de falla. Por esta razón, se deben estudiar los sismos prehistóricos con base en las deformaciones o rupturas superficiales del terreno y en la integración de registros morfotectónicos, estratigráficos y de sus dataciones radiométricas (paleosismología) (McCalpin, 1996). Los capítulos anteriores tratan sobre los estudios morfotectónicos elaborados para la ubicación de la trinchera paleosismológica de Ibagué; en este capítulo, se discutirá la paleosismología del segmento de falla observado en la trinchera Los Gomos. Además, se describirá la estratigrafía junto con las dataciones radiométricas obtenidas y se explicarán los mecanismos de generación y la cronología de las estructuras observadas en la trinchera.

Estratigrafía de la trinchera Los Gomos

La trinchera de exploración paleosismológica Los Gomos presenta una sucesión de capas irregulares con marcada intercalación de material grueso y fino (anexo 4). Además, diferencias en litología y en estructuras sedimentarias entre los costados sur y norte de la trinchera, se observan. Estas diferencias se marcan cerca de la parte central, donde está la zona principal de falla (metro 20), figura 48, anexo 4. Igualmente, entre las paredes este y oeste de la trinchera, ocurren cambios estratigráficos importantes. Por tanto, a continuación se describen de manera informal, de base a techo, las “secuencias estratigráficas” observadas a cada lado de la zona principal de falla y en la zona de falla misma (figura 49). Esta descripción se hará con base en lo expuesto en la pared oeste. También se muestran los cambios encontrados en la pared este.



Figura 48. Cartografía geológica de la trinchera Los Comos, Falla de Ibagué.

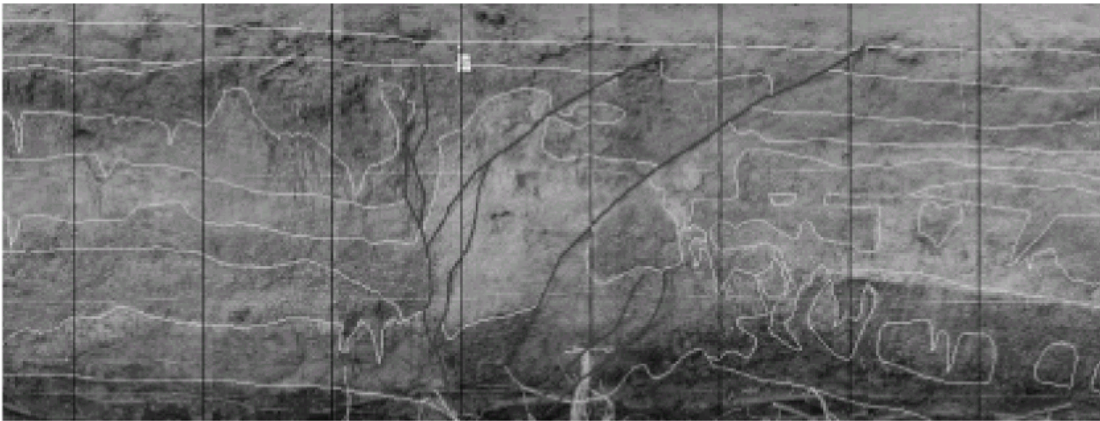


Figura 49.a. Zona de falla en la trinchera Los Gomos, Falla de Ibagué, pared este.



Figura 49. b. Figura 49a sin interpretación.

Sector norte de la trinchera Los Gomos

Nivel N1

La parte superior de este nivel, hacia el extremo norte de la trinchera, es irregular y erosiva, mientras que la parte inferior del nivel no aflora en la trinchera. El nivel consta de gravas no consolidadas, mal seleccionadas, con clastos de tamaño guijo a bloques, subangulares a subredondeados, de composición andesítica, con trazas de filitas micáceas; algunos clastos están recubiertos de materia orgánica. Esta grava es matriz soportada, con matriz formada por arena fina a media, de composición litocuarzosa, de color pardo claro a oscuro. Las características litológicas sugieren un depósito fluviovolcánico.

Este nivel está afectado por grietas subverticales de paredes subparalelas y abertura de hasta 2 cm, algunas de las cuales están rellenas por material orgánico (figura 50). Sobre este nivel se presentan tres depósitos diferentes.

Hacia el sur, un delgado nivel de gravas (Nivel N3); hacia el norte, un depósito caótico de origen coluvial (Nivel N2), en cuyo extremo sur hay un depósito de 2 cm de espesor de material orgánico donde se encontraron fragmentos fósiles de huesos, al parecer de mastodontes. El material orgánico rellena una grieta ubicada en el Nivel N1.

En la pared este, el tope del Nivel N1 se encuentra en contacto directo con el nivel N3 o N7. En esta pared, las gravas están interdigitadas y cambian lateralmente de gravas de gránulos a arena muy gruesa, con clastos angulares a subredondeados de andesita y cuarzo (Nivel N1A).

Nivel N2

Depósito cubetiforme con un espesor máximo de 60 cm (figura 50), conformado por gravas no consolidadas, mal seleccionadas, con clastos de tamaño gránulos a guijarros, angulares a subangulares, de composición andesítica. Estas gravas son matriz soportada, con matriz formada por arena media a gruesa, de color amarillo a pardo. El contacto inferior es ondulado y erosivo, y el contacto superior, con el Nivel N7, es ondulado suave. Las características litológicas sugieren un depósito coluvial. Algunas de las grietas descritas en el Nivel N1 también afectan el nivel N2, el cual no se observó en la pared este.

Nivel N3

Depósito plano paralelo de 4 cm de espesor, que termina hacia el norte contra los niveles N2 y N7 (figura 50). Consta de gravas moderadamente seleccionadas, con clastos de tamaño guijarro, subredondeado, de composición andesítica, con leve imbricación. Los contactos superior e inferior son plano paralelos. Las características litológicas sugieren un depósito de línea de piedras (*stone line*). Este nivel no se observó en la pared este.

Nivel N4

Depósito cuneiforme que se pincha hacia el norte y termina contra los niveles N3 y N6, presenta un espesor máximo de 29 cm. Hacia el sur, está erodado lateralmente por el Nivel N5.

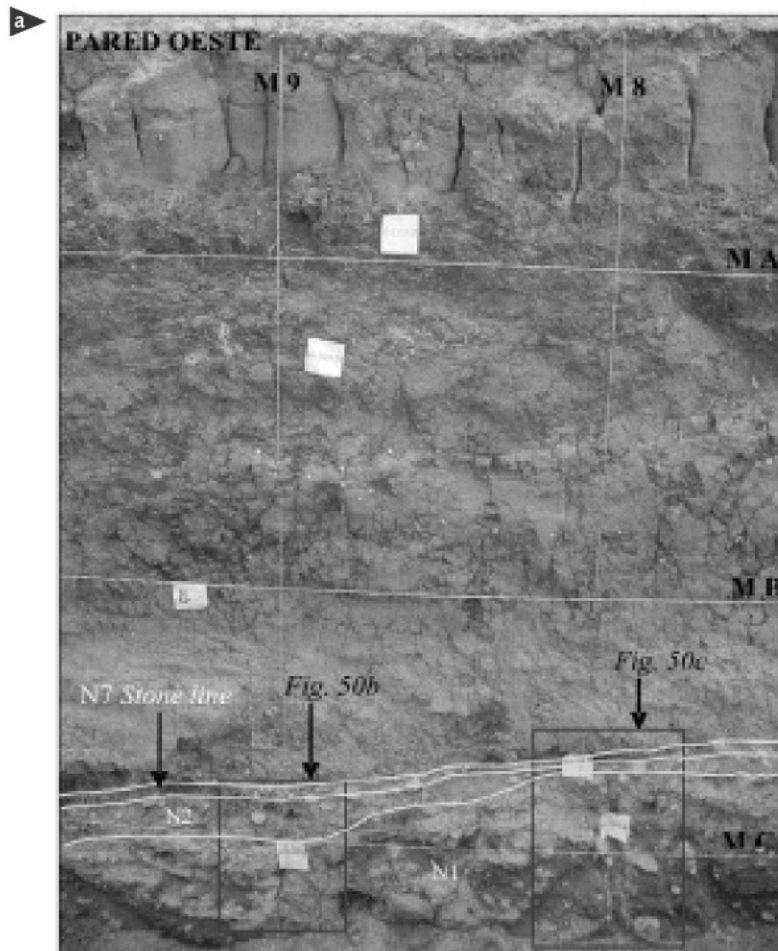


Figura 50.a. Grietas que afectan el Nivel N1, y localización de las figuras 50b y 50c.

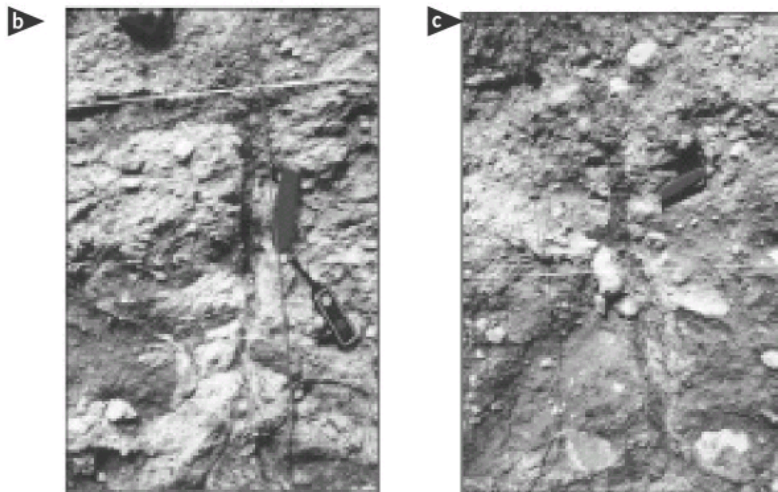


Figura 50. b. Detalle de la grieta 1 que afecta el Nivel N1. c. Detalle de la grieta 2 que afecta los niveles N1, N2 y N7. La materia orgánica que rellena las grietas 1 y 2 fue muestreada para datación ^{14}C con la técnica AMS.

Nivel N5

Consta de arenas gruesas a gravas de guijos, con clastos de hasta 12 cm de diámetro, mal seleccionados, redondeados a subredondeados, de composición andesítica. Los límites superior e inferior son plano paralelos. Las características litológicas sugieren un depósito aluvial. Este nivel no se observó en la pared este.

Nivel N6

Depósito onduloso paralelo de espesor máximo de 5 cm, que se acuña hacia los bordes. Está formado por una línea de piedras (*stone line*) de características similares al Nivel N3. El Nivel N6 termina al norte contra el Nivel N7; al sur, contra la zona de falla.

Nivel N7

Depósito onduloso paralelo con un espesor máximo de 6 cm, formado por una línea de piedras (*stone line*) (figura 51) que se acuña al sur contra los niveles N3 y N6. Al norte, el nivel está cortado y desplazado por una falla, en sentido normal, aproximadamente 40 cm. Las características litológicas son similares a las de los niveles N3 y N6. En campo no se pudo establecer la continuidad del Nivel N7 con alguna de las otras dos líneas de piedra (niveles N3 y N6), indicando que el Nivel N7 podría ser la continuación hacia el norte de alguno de esos niveles.

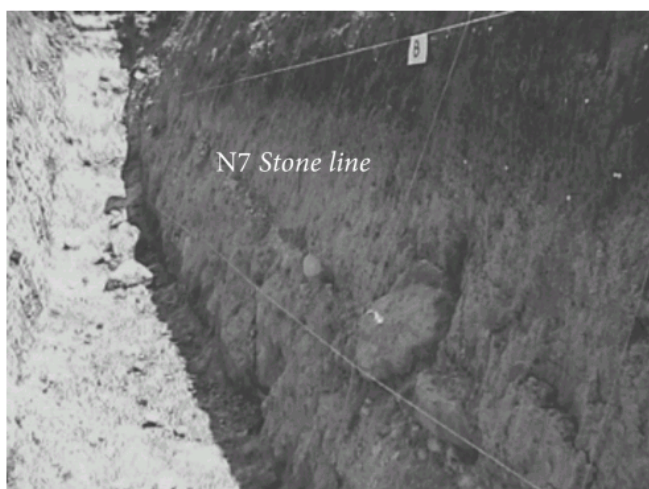


Figura 51. Depósito de línea de piedra (*stone line*) en la pared este.

Nivel N8

Depósito irregular con un espesor máximo de 70 cm, que termina lateralmente hacia el norte, con un contacto erosivo, contra el Nivel N9; hacia el sur, contra la zona principal de falla. Consta de una secuencia gradada de gravas de guijos en la base a arcillas, con laminación plano paralela en el techo. Las características litológicas sugieren un depósito aluvial. El contacto inferior, con el Nivel N6, es erosivo, al igual que el contacto superior con el Nivel N9. Este nivel no se observó en la pared este.

Nivel N9

Depósito cubetiforme, con un espesor máximo de 1,1 m. Consta de arcilla limosa hacia la base a arcilla areno limosa en el techo, de color verde oliva, con estratificación lenticular interna. Los lentes son formados por arena gruesa a gravosa, con clastos redondeados a subredondeados de cuarzo y líticos de rocas volcánicas. El contacto inferior con el Nivel N8 es corrosivo. El depósito N9 yace de forma transgresiva hacia el norte sobre el Nivel N7. Las características litológicas sugieren un depósito fluviolacustre. Hacia el sur, el Nivel N9 termina contra la zona de falla, donde es flexurado por efecto de esa estructura. En la pared oeste, la base del Nivel N9 está en contacto con un paleosuelo delgado y lenticular, datado en 12.630 a 12.960 años BP (Muestra LG-I-COL19, anexos 4 y 5).

En la pared este, y hacia la base de este nivel, en el metro 11 desde el norte, se encontró un hueso fósil de mastodonte (figura 52), el cual podría corresponder con los fragmentos de huesos encontrados en el nivel orgánico ubicado sobre tope del Nivel N1. En la pared este y hacia el norte, este nivel presenta abundantes estructuras de inyección en los lodos del Nivel N11



Figura 52. Hueso fósil de mastodonte encontrado en la pared este.

Nivel N10

Depósito cuneiforme con un espesor máximo de 31 cm. Está definido al norte de la pared oeste y está formado por gravas no consolidadas, mal seleccionadas de gránulos y guijos, subangulares a subredondeados, de composición andesítica. Estas gravas son matriz soportada, con matriz formada por arena media a gruesa, lítica, de color gris claro. El contacto inferior es discordante sobre el Nivel N7, en el cual se acuña hacia el sur. Lateralmente termina al norte contra una falla normal que desplaza el Nivel N7 aproximadamente 40 cm. Las características litológicas y la posición estratigráfica indican un depósito coluvial a manera de cuña, originado por erosión del escarpe de falla, producto del desplazamiento de la estructura. Este nivel no se observó en la pared este.

Nivel N11

Depósito irregular a semitabular, con un espesor máximo de 75 cm y estructuras de carga hacia el techo. Consta de arcilla limosa, orgánica, de color gris oscuro a negro, con lentes de arena fina de líticos y cuarzo hacia el techo. El nivel posee grietas producidas por raíces, las cuales están rellenas por nódulos de carbonatos. Hacia el metro 4, desde el norte, se presenta un dique de inyección de arena (Nivel N11A) con estructuras de flujo ascendente y alineación de los clastos (figura 53), que se interpreta como una estructura de licuación. Las características litológicas indican un depósito paludal. Al igual que el Nivel N9, se flexura hacia la zona de falla. El Nivel N11 se dató en la base y en el techo, obteniendo edades de 11.540 a 12.330 años BP y 11.200 a 11.740 años BP, respectivamente (muestras LG-I-COL-16 y LG-I-COL-17, anexos 4 y 5). En la pared este, las estructuras de carga hacia el techo son más abundantes y están mejor desarrolladas.

Nivel N12

Depósito irregular que se adelgaza hacia el norte, presenta un espesor máximo de 1,2 m y mínimo de 30 cm. Consta de arena media a gruesa, con matriz limosa, color gris claro, con estratificación lenticular; en la pared este, los lentes son formados por lodo de material orgánico (Nivel N12 A). Las arenas tienen estructuras de diques de inyección, las cuales afectan la estratificación interna del depósito, indicando fuertes estructuras de licuación. Hacia la base

del depósito, son abundantes los calcos de carga. En la pared este, se pueden diferenciar niveles de arenas licuadas hacia la base y el techo (niveles N12B y N12C), figura 54.

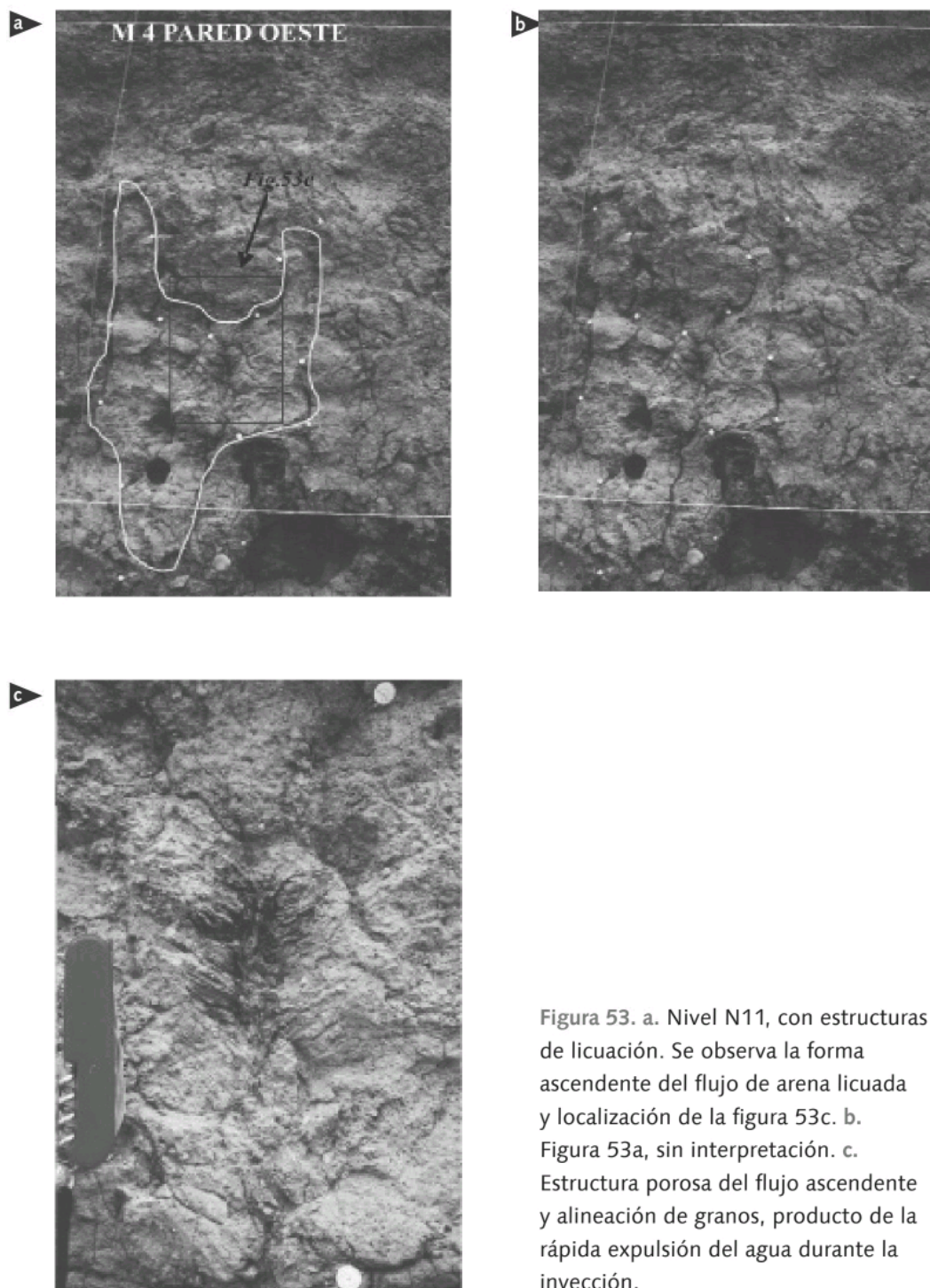


Figura 53. a. Nivel N11, con estructuras de licuación. Se observa la forma ascendente del flujo de arena licuada y localización de la figura 53c. b. Figura 53a, sin interpretación. c. Estructura porosa del flujo ascendente y alineación de granos, producto de la rápida expulsión del agua durante la inyección.

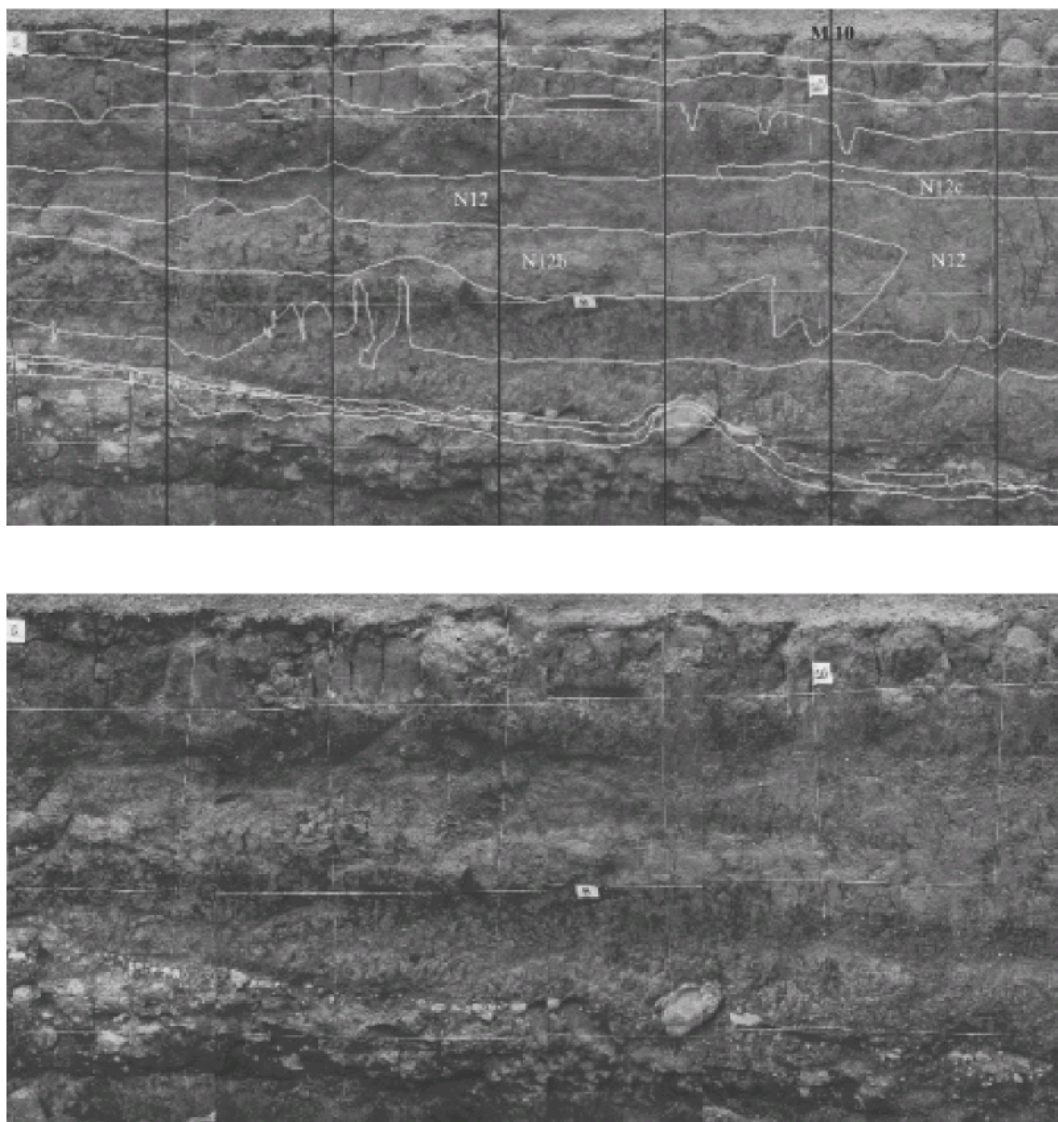


Figura 54. a. Calcos de carga en la base del Nivel N12. En la fotografía, se registran los metros 5 a 11 de la pared este. b. Figura 54a, sin interpretación.

Nivel N13

Depósito onduloso no paralelo con espesores máximo de 75 cm y mínimo de 22 cm. Conformado por arcillas limosas, gris oscuro a negro, con clastos diseminados de arena fina a media, de cuarzo rosado, subhedral y cuarzo oxidado; también posee anfíboles alterados a epidota, abundante materia orgánica y raíces de plantas. Contiene abundantes nódulos de caliche que

rellenan grietas en bandas paralelas a la estratificación. Las características litológicas del nivel indican ambientes paludales someros. Este nivel se dató en la base y en el techo, y se obtuvieron edades de 5.030 a 5.460 años BP y 3.140 a 3.380 años BP, respectivamente (muestras LG-I-COL-20 y LG-I-COL-21, anexos 4 y 5). Este nivel tiene las mismas características en la pared este, aunque ahí se desarrollan grietas de desecación.

Nivel N14

Depósito cuneiforme que se adelgaza hacia el sur cerca de los 16 metros desde el norte y presenta un espesor máximo de 40 cm. Consta, en la parte inferior, de arena gravosa de color gris claro, con clastos de andesitas, cuarzo y anfíboles, subredondeados. La parte superior está formada por lentes de gravas de guijos, clastosoportadas, subredondeadas, compuestas por andesita fuertemente alterada. La matriz está formada por arena arcillosa con abundante cuarzo. El depósito está afectado por grietas de desecación. Las características litológicas indican un depósito de inundación torrencial.

Sector sur de la trinchera Los Gomos

Nivel S1

Ocurre en los extremos norte y sur del sector, donde se expone únicamente la parte superior de este nivel. Consta de arcillas compactas de color verde oliva, con materia orgánica, que da al color oliva un moteado negro. Litológicamente corresponde al Nivel N9 del sector norte.

Nivel S2

Depósito onduloso no paralelo con un espesor máximo de 93 cm. Está conformado por arcillas limosas orgánicas, de color gris oscuro a negro, semi-compactas. El contacto superior con el Nivel S3 está inclinado hacia el norte. La edad obtenida para el techo de este nivel es de 10.210 a 10.590 años BP (muestra LG-I-COL-01, anexos 4 y 5). Por la posición estratigráfica y la litología, este nivel podría corresponder con el Nivel N11.

Nivel S3

Depósito onduloso no paralelo con un espesor máximo de 40 cm. Consta de limo arcilloso, color gris claro, con materia orgánica que rellena grietas

subverticales. En la pared este y hacia el norte, este nivel parece continuar con lentes muy gruesos aislados del mismo material, los cuales asemejan una geometría cubetiforme para el depósito.

Nivel S4

Depósito onduloso no paralelo que se tiende a acuñar hacia el sur y alcanza un espesor máximo de 1,5 m hacia el centro del sector sur, donde no se observa la base por ocurrir hacia la parte inferior de la trinchera. Consta de arcillas negras, orgánicas, compactas y fracturadas. Hacia el norte, en la pared oeste, cerca de la zona de falla principal, este nivel se mezcla con los lentes del Nivel S3 y con el Nivel S2, lo que hace imposible la diferenciación de estos tres niveles. El Nivel S4 se dató en la base y en el techo, y se obtuvieron edades de 8.300 a 8.460 años BP y 7.330 a 7.580 años BP, respectivamente (muestras LG-I-COL-02 y LG-I-COL-03, anexos 4 y 5).

Nivel S5

Depósito onduloso no paralelo, flexurado hacia el norte, con espesores máximo de 60 cm y mínimo de 18 cm. Consta de limos arcillosos de color gris claro, con grietas rellenas por material orgánico. En la pared este, ocurren inyecciones de material de este nivel en los niveles superiores, cerca al metro 30 donde se inicia la flexura (figura 55). Estas inyecciones interrumpen la continuidad lateral del Nivel S6. Desde la zona de falla y hacia el metro 27, el Nivel S5 es más espeso. Allí el nivel está flexurado por la falla y se interpreta como un amalgamamiento de los niveles S5, S6 y S7.

Nivel S6

Formado por depósitos ondulosos, lenticulares, que terminan lateralmente al norte, cerca al metro 24, en la pared este. Este nivel presenta un espesor máximo de 35 cm y consta de limos arcillosos, de color gris oscuro, con alto contenido de materia orgánica. Los contactos son netos con los niveles superior e inferior. Este nivel se dató en la base y en el techo hacia el sur del nivel, y se obtuvieron edades de 6.990 a 7.310 años BP y 5.910 a 6.190 años BP, respectivamente (muestras LG-I-COL-04 y LG-I-COL-05, anexos 4 y 5).

Nivel S7

Depósito onduloso no paralelo con un espesor máximo de 55 cm, que termina lateralmente en la pared oeste en el metro 27; en la pared este, cambia lateralmente al Nivel S7a, descrito más adelante. El Nivel S7 consta de limo arcilloso, color gris claro, con grietas de desecación hacia el techo, rellenas por material del nivel superior. En la pared este se observan estructuras de licuación que imposibilitan la diferenciación de este nivel con el S9 (figura 53).

Niveles S7a y S7b

Son cambios laterales del Nivel S7, los cuales tienen mayor cantidad de material arcilloso orgánico y presentan estructuras de licuación (figura 55). Los espesores máximos de estos niveles son 50 cm y 38 cm, respectivamente.

Nivel S8

Depósito onduloso a lenticular, más continuo hacia la pared este; el espesor máximo de este nivel es 40 cm. Lateralmente, este nivel termina al norte, en la pared este contra el Nivel S7a, mientras que en la pared oeste parece continuar hasta la zona de falla principal donde termina. Consta de arcillas orgánicas, de color pardo oscuro. Los contactos inferior y superior son netos. El Nivel S8 se dató en la base y en el techo, y se obtuvieron edades de 4.830 a 5.050 años BP y 4.400 a 4.580 años BP, respectivamente (muestras LG-I-COL-06 y LG-I-COL-07, anexos 4 y 5).

Nivel S9

Depósito onduloso no paralelo con un espesor máximo de 40 cm, que termina lateralmente en la pared oeste cerca al metro 27; en la pared este, cambia lateralmente al Nivel S7a. El Nivel S9 consta de limos arcillosos, con líticos en algunos sectores, color gris claro. Tiene grietas rellenas por el material del Nivel S10.

Nivel S10

Depósito onduloso no paralelo, grueso a delgado, que se extiende desde el límite sur de la trinchera hasta la zona de falla. Consta de limo arcilloso a arcilla limosa color pardo oscuro, compacto y poroso. Este nivel se dató en la base y en el techo, y se obtuvieron edades de 2.330 a 2.740 años BP y

1.840 a 2.050 años BP, respectivamente (muestras LG-I-COL-08 y LG-I-COL-09, anexos 4 y 5).

Nivel S11

Depósito onduloso no paralelo, grueso a delgado, cuyo contacto superior está erodado por el Nivel S13. El Nivel S11 es continuo y alcanza al norte la zona de falla donde es flexurado y desplazado por una falla normal. El nivel consta de arcilla limosa, gris pardo, compacta y presenta una porosidad mayor a la observada en los niveles descritos.

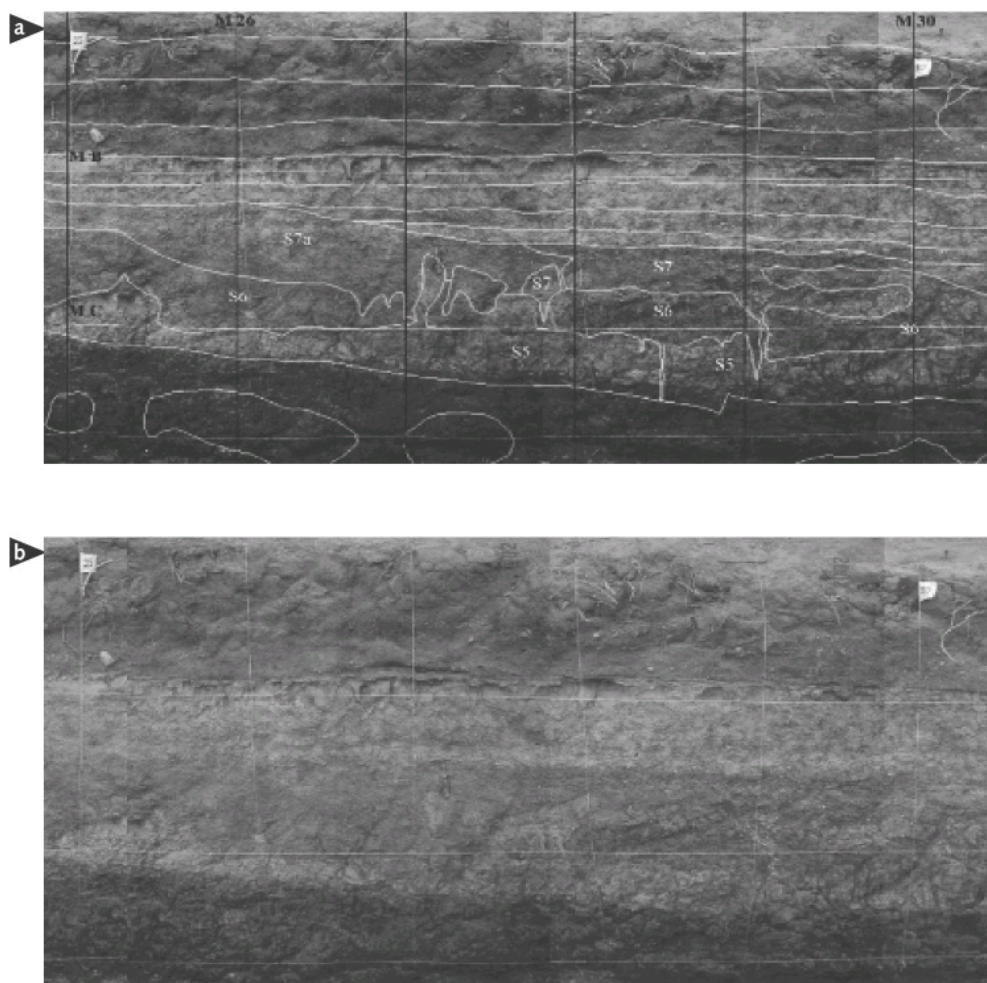


Figura 55. a. Nivel S5 en la pared este. Se observan las inyecciones de este nivel interrumpiendo el Nivel S6. b. Sin interpretación.

Nivel S12

Depósito lenticular, medio a delgado, que está erodado por el Nivel S13. Consta de limo de color gris oscuro, con cintas de materia orgánica; presenta líticos de cuarzo rosado subhedral y cristales brillantes que pueden ser mica o vidrio. La datación de este nivel dio una edad de 550 a 790 años BP (muestra LG-I-COL-10, anexos 4 y 5).

Las características litológicas y morfológicas de los niveles S2 al S12 sugieren una secuencia de por lo menos seis paleosuelos, donde la parte limosa representa el horizonte A de cada paleosuelo (niveles S3, S5, S7, S9 y S11) y la parte arcillosa oscura representa la acumulación de material orgánico lixiviado del nivel superior (niveles S4, S6, S8, S10 y S12). Estos paleosuelos indicarían un depósito marginal lacustre subaéreo a subacuático.

Nivel S13

Depósito plano no paralelo levemente ondulado, medio a grueso, que se extiende desde el límite sur de la trinchera y termina contra una falla normal. Este nivel reposa discordantemente sobre la secuencia de paleosuelos descrita anteriormente. Consta de gravas arenosas de gránulos a arena gravosa, color pardo rojizo, con clastos redondeados a subangulares de cuarzo y líticos de andesitas. Las características litológicas sugieren un cambio brusco en la dinámica de la sedimentación de la cuenca. Este nivel se dató en la base y en el techo, y se obtuvieron edades de 530 a 650 años BP y 0 a 450 años BP, respectivamente (muestras LG-I-COL-11 y LG-I-COL-12, anexos 4 y 5).

Nivel S14

Depósito plano no paralelo, ligeramente ondulado, medio a grueso, que se extiende desde el sur de la trinchera hasta la zona de falla, donde termina lateralmente contra una falla normal. Consta de gravas de gránulos arenosas, color pardo oscuro, con alto contenido de materia orgánica. En la pared este, hacia el metro 35, presenta un par de depósitos cubetiformes (niveles S14a y S14b) compuestos por gravas de clastos hasta de tamaño guijos, que rompen la continuidad del Nivel S14 y se interpretan como paleocanales (figura 56). Las características litológicas sugieren que este nivel corresponde a un paleosuelo desarrollado al sur de la falla principal, el cual fue afectado por

corrientes fluviales. El Nivel S14 se dató en la base y en el techo, y se obtuvieron edades de 320 a 400 años BP y 0 a 300 años BP, respectivamente (muestras LG-I-COL-13 y LG-I-COL-14, anexos 4 y 5).

Nivel S15

Es un nivel plano no paralelo, ligeramente ondulado, que se presenta a lo largo de la trinchera y cubre discordantemente los costados norte y sur, y la zona de falla. Este nivel constituye el suelo actual y está conformado por material limoarenoso, color pardo claro, con minerales como cuarzo, micas y vidrios. La datación de la base de este nivel corresponde a los últimos 50 años (muestra LG-I-COL-15, anexos 4 y 5).

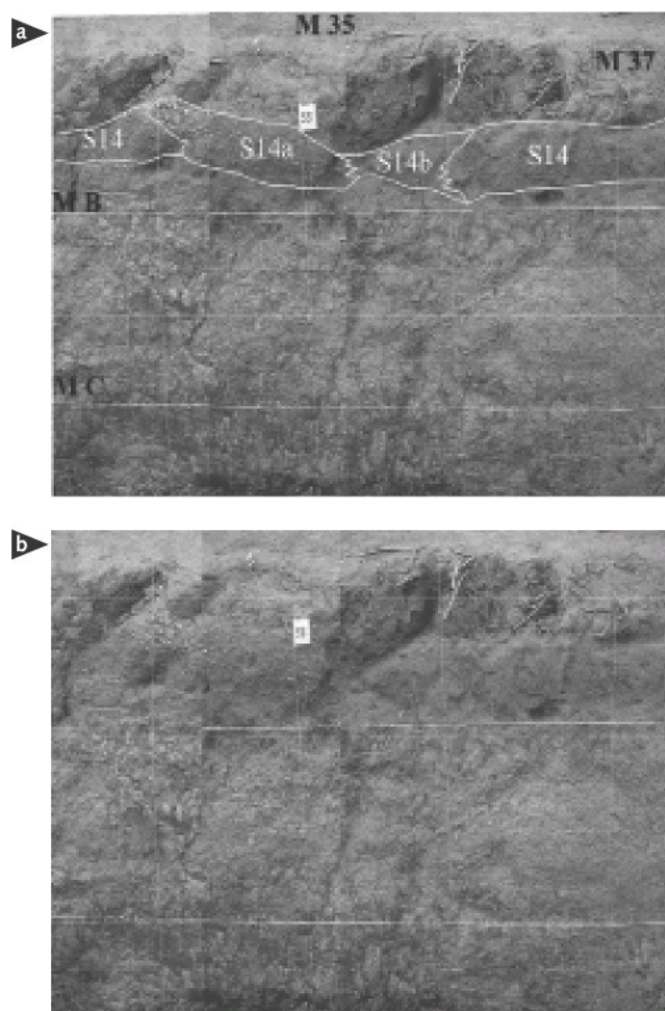


Figura 56. a. Niveles S14, S14a y S14b que ocurren hacia el metro 35, en la pared este.
b. Sin interpretación.

Zona de falla en la trinchera Los Gomos

A continuación se describe cada uno de los niveles que forman el bloque ubicado entre las fallas y su posible correspondencia litológica con los sectores norte y sur (figura 57, anexo 4).

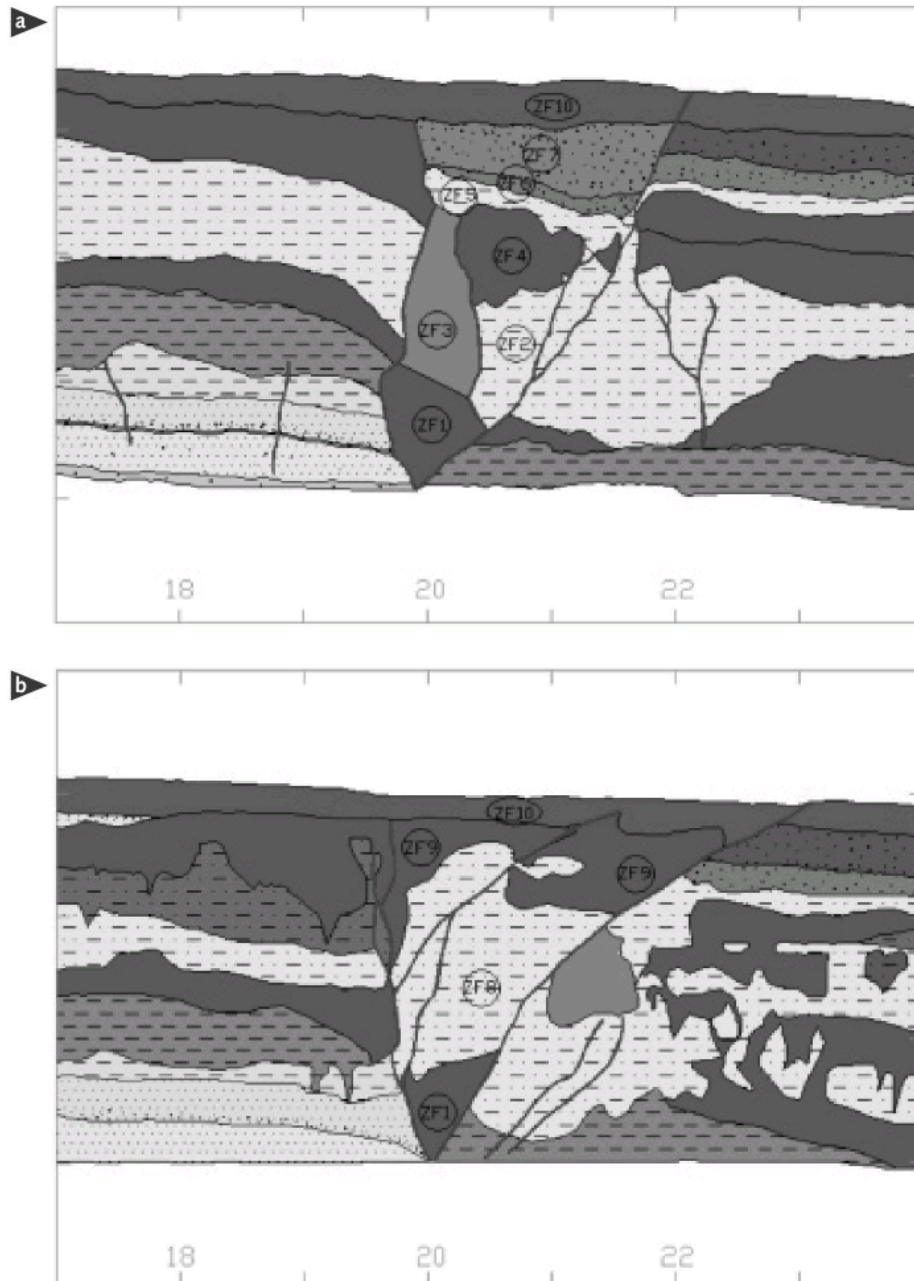


Figura 57. Zona de falla en la trinchera Los Gomos. a. Pared oeste (figura 49). b. Pared este.

Nivel ZF1

La base de la trinchera presenta un nivel formado por arcilla limosa orgánica, de color gris oscuro a negro, el cual se dató en la pared este, hacia el techo, y se obtuvo una edad de 9.550 a 10.200 años BP (muestra LG-I-COL-24, anexos 4 y 5), lo cual indica que este nivel correspondería con los niveles N11 y S2. En la pared oeste, el techo de este nivel se encuentra inclinado hacia el sur, mientras que, en la pared este, el nivel se encuentra subhorizontal, lo que sugiere un basculamiento hacia el sur o una rotación interna del bloque. Este nivel se encuentra cubierto discordantemente por los niveles ZF2 y ZF3, en la pared oeste, y por el nivel ZF8, en la pared este.

Nivel ZF2

Litológicamente está constituido por limo arcilloso gris claro, fuertemente compactado y lavado, el cual se encuentra lateralmente en contacto erosivo con el nivel ZF3 y discordantemente bajo el Nivel ZF4.

Nivel ZF3

Litológicamente consta de limo arcilloso gris medio a oscuro, el cual se encuentra fuertemente cizallado y deformado. Lateralmente, se encuentra en contacto erosivo con el nivel ZF2 y ZF4.

Nivel ZF4

Morfológicamente es un nivel irregular, el cual forma aparentemente un bloque caído sobre un depósito preexistente, ya que se encuentra en contacto discordante con todos los niveles adyacentes. Litológicamente consta de limo arcilloso, de color gris medio a oscuro, el cual se observa fuertemente cizallado y deformado. Lateralmente se encuentra en contacto discordante con los niveles ZF2 y ZF4.

Nivel ZF5

Depósito ondulado hacia la base a subhorizontal en el techo, inclinado hacia el sur. Consta de arcilla limosa, gris pardo, compacta y porosa. Por su ubicación estratigráfica y sus características litológicas, este nivel podría corresponder con el Nivel S11.

Nivel ZF6

Depósito onduloso no paralelo a subhorizontal, el cual se acuña hacia el norte y se vuelve más espeso hacia el sur contra una falla de apariencia normal. En general, este nivel está inclinado hacia el sur. Consta de gravas arenosas de gránulos a arena gravosa, color pardo a rojizo. Por las características litológicas, este nivel podría corresponder con el Nivel S13.

Nivel ZF7

Depósito trapezoidal con límites ondulosos a semiplanos, más grueso hacia el sur, donde termina contra una falla normal. Consta de gravas de gránulos, arenosas, color pardo oscuro, con alto contenido de materia orgánica. Litológicamente, este nivel corresponde con el Nivel S14; sin embargo, hacia la base del depósito, cerca a la falla sur, se dató con una edad de 1.320 a 1.520 años BP (muestra LG-I-COL-27, anexos 4 y 5). Esta edad no correspondería con la del Nivel S14, datado hacia la base, con una edad máxima de 320 a 400 años BP (muestra LG-I-COL-13, anexos 4 y 5). Esta situación deja dos posibilidades abiertas: el depósito ZF7 es más antiguo que sus adyacentes o que la falla sur sea una falla inversa.

El depósito ZF7 está formado por material retrabajado del Nivel S11, adyacente a manera de cuña coluvial relacionada con una falla normal.

Nivel ZF8

Con forma irregular, este nivel se presenta solo en la pared este, con contactos erosivos hacia la base y el techo. Consta de limos arcillosos, color gris claro, compacto, aunque en el interior está muy deformado y lavado. En edad y litología, podría corresponder con el Nivel N12 o con los niveles S3-S7.

Nivel ZF9

Es un depósito irregular localizado bajo el suelo actual, consta de arcillas limosas, gris oscuro a negro, abundante materia orgánica y raíces de plantas. Por la litología y la edad de la base del depósito (4.420 a 4.640 años BP, muestra LG-I-COL-25, anexos 4 y 5), este nivel correspondería en parte con el Nivel N13.

Nivel ZF10

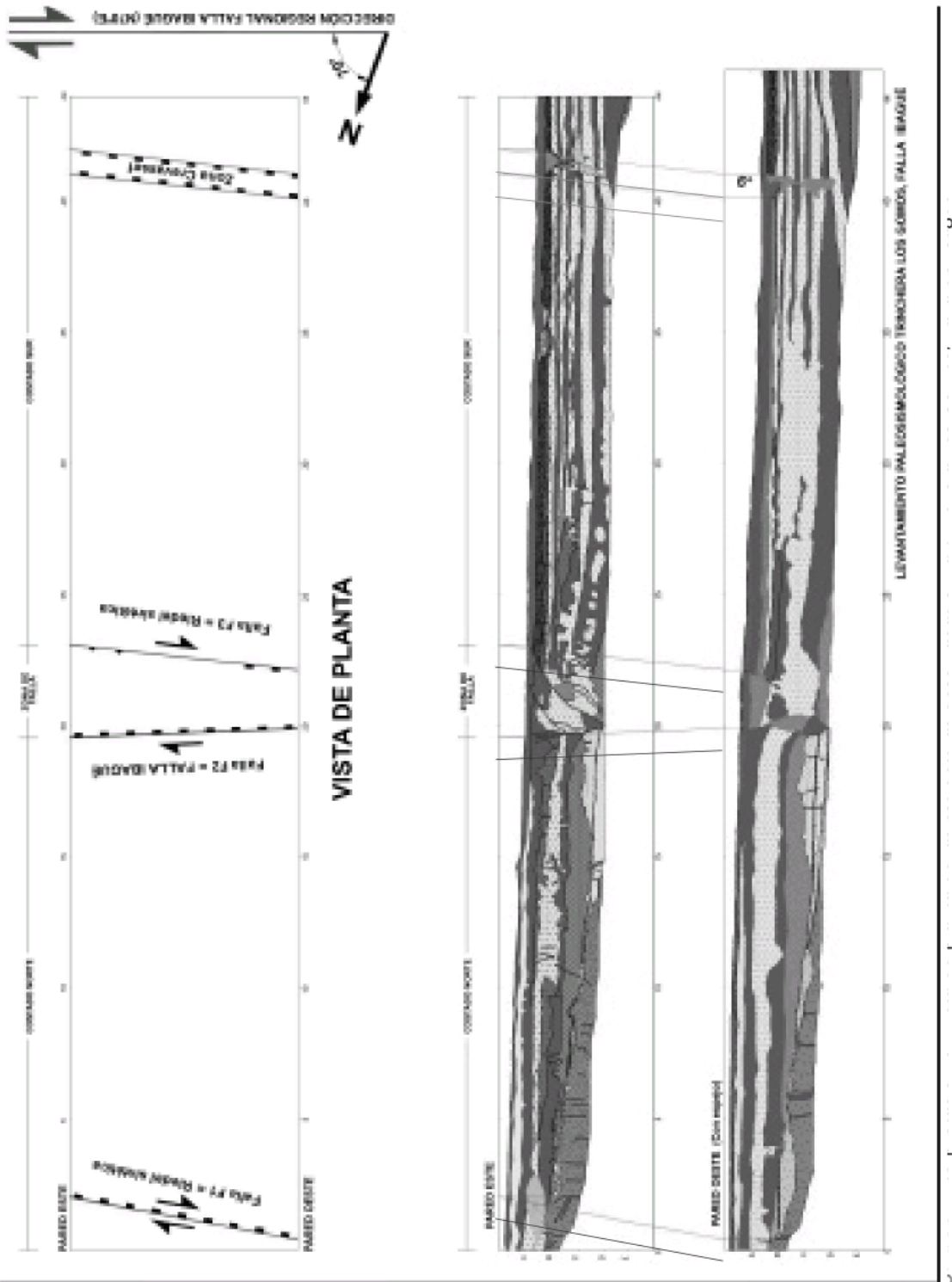
(Niveles N15, S15). Es un nivel plano no paralelo, ligeramente ondulado, que forma el suelo actual; yace discordantemente sobre el Nivel ZF9. Consta de material limoarenoso, color pardo claro, afectado por la falla sur (F3).

El registro de la trinchera revela un bloque central limitado por fallas, cuyas terminaciones superiores (*tips*), al ser proyectadas en superficie, revelan que la falla que limita este bloque por el norte es paralela a la dirección regional de la Falla de Ibagué y la falla que limita el bloque por el sur forma un ángulo de 8° con respecto a la falla norte (figura 58). Estas características geométricas sugieren que la falla norte (F2) correspondería con la estructura principal del sistema; la falla sur (F3), que presenta una fuerte componente de desplazamiento lateral derecho, correspondería con una estructura *Riedel* sintética a la Falla de Ibagué.

El desplazamiento de niveles observados en el registro de la trinchera muestra que la falla norte (F2) tiene una componente normal por transtensión, mientras que la falla sur (F3) presenta dos comportamientos diferentes: en la pared oeste algunos niveles están desplazados con corrimiento normal por transtensión; en la pared este, los niveles se desplazan de manera inversa por transpresión, lo que indicaría ajustes compresivos y distensivos superficiales causados posiblemente por una rotación horaria interna del bloque que forman estas dos fallas (figura 58).

Correlación

El valor de correlación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (correlación de isótopos estables) es una medida que permite la corrección de la medida de la edad de ^{14}C , basada en la cantidad de separación de isótopos (caída o enriquecimiento) de cada muestra individual en comparación con los estándares actuales (Stuiver & Polach, 1977). Esta medida también se usa para identificar materiales, porque los valores estimados son muy cercanos a los valores encontrados en la actualidad en el mismo tipo de materiales orgánicos. Por esta razón por la cual Stuiver & Polach (1977) presentaron una tabla con los valores de la relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ estándar, respecto a materiales y ambientes de formación (figura 59). Por tanto, para la comprensión de los eventos sedimentológicos y tectónicos de la Falla de Ibagué, los valores de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, obtenidos



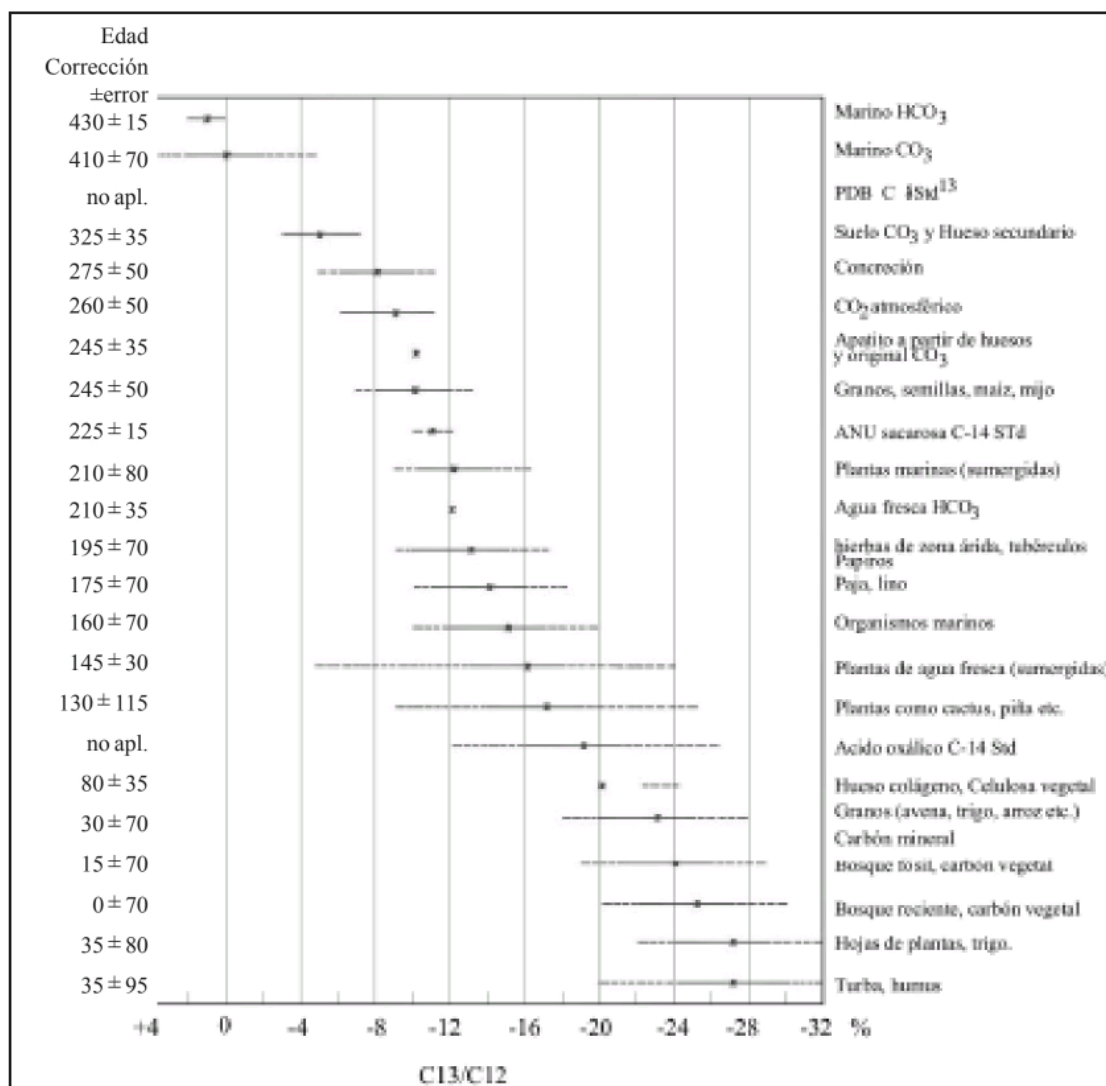


Figura 59. Valores de carbono en la naturaleza (modificado de Stuiver & Polach, 1977).

de las muestras datadas en la trinchera Los Gomos, se correlacionaron con los valores propuestos por Stuiver & Polach (1977), table 3, figura 60, anexo 4 y 5.

N.º Muestra Lab. beta	N.º Muestra	Nivel estratigráfico datado	Pared	Edad años BP con 2 sigmas de calibración	Edad promedio años BP	13C/12C
179450	LG-I-COL-01	S2 (tope)	Este	10.210-10.590	10.400	-14,2
179451	LG-I-COL-02	S4 (base)	Este	8.300-8.460 8.210-8.260	8.335	-13,3
179452	LG-I-COL-03	S4 (tope)	Este	7.330-7.580	7.455	-12,9
179453	LG-I-COL-04	S6 (base)	Sur	6.990-7.310	7.150	-12,6
179454	LG-I-COL-05	S6 (tope)	Sur	5.910-6.190	6.050	-12,6
179455	LG-I-COL-06	S8 (base)	Este	4.830-5.050	4.940	-13,3
179456	LG-I-COL-07	S8 (tope)	este	4.400-4.580	4.490	-12,3
179457	LG-I-COL-08	S10 (base)	Este	2.330-2.740	2.535	-12,3
179458	LG-I-COL-09	S10 (tope)	Este	1.840-2.050	1.945	-12,5
179459	LG-I-COL-10	S12	este	550-790	670	-13,8
179460	LG-I-COL-11	S13 (base)	Este	530-650	590	-14,9
179461	LG-I-COL-12	S13 (tope)	Este	0-450	400	-14,7
179462	LG-I-COL-13	S14 (base)	Este	320-400	360	-14,4
179463	LG-I-COL-14	S14 (tope)	Este	0-300	150	-14,7
	LG-I-COL-15	S15 (base)	Este	Post 0	Post 0	-15,4
179465	LG-I-COL-16	N11 (base)	Este	11.350-11.500 11.540-12.330	11.840	-19,1
179466	LG-I-COL-17	N11 (tope)	Oeste	11.200-11.740 11.860-11.950 12.060-12.080	11.630	-12,3
179467	LG-I-COL-18*	Grieta2	Oeste	9.010-9.140 9.180-9.220	9.115	-22,4
179468	LG-I-COL-19	Paleosuelo bajo el N9	Oeste	12.430-12.460 12.630-12.960	12.695	-22,1
179469	LG-I-COL-20	N13 (base)	Oeste	4.990-5.010 5.030-5.460	5.225	-11,7
179470	LG-I-COL-21	N13 (tope)	Oeste	3.140-3.380	3.260	-11,6
179471	LG-I-COL-22*	Grieta1	Oeste	7.270-7.430	7.350	-19,7
179472	LG-I-COL-23*	Relleno plano falla F1	Oeste	7.650-7.780	7.715	-22,9
179473	LG-I-COL-24	ZF1 (tope)	Oeste	9.550-10.200	9.875	-16,1
179474	LG-I-COL-25	ZF9 (base)	Este	4.420-4.640 4.760-4.810	4.615	-12,7
179475	LG-I-COL-26	ZF9 (tope)	Este	670-910	790	-14
179476	LG-I-COL-27	ZF7 (base)	Oeste	1.320-1.520	1.420	-16,4
179477	LG-I-COL-28	Grieta3	Este	2.760-3.160	2.960	-12,7
179478	LG-I-COL-29	Grieta3	Este	1.930-2.490 2.650-2.700	2.315	-14,6
179479	LG-I-COL-30	Grieta3	Este	1.050-1.300	1.175	-13,8

Tabla 3. Resumen de las edades reportadas por el laboratorio Beta Analytic (anexo 5) para las muestras tomadas en la trinchera Los Gomos, Falla de Ibagué.

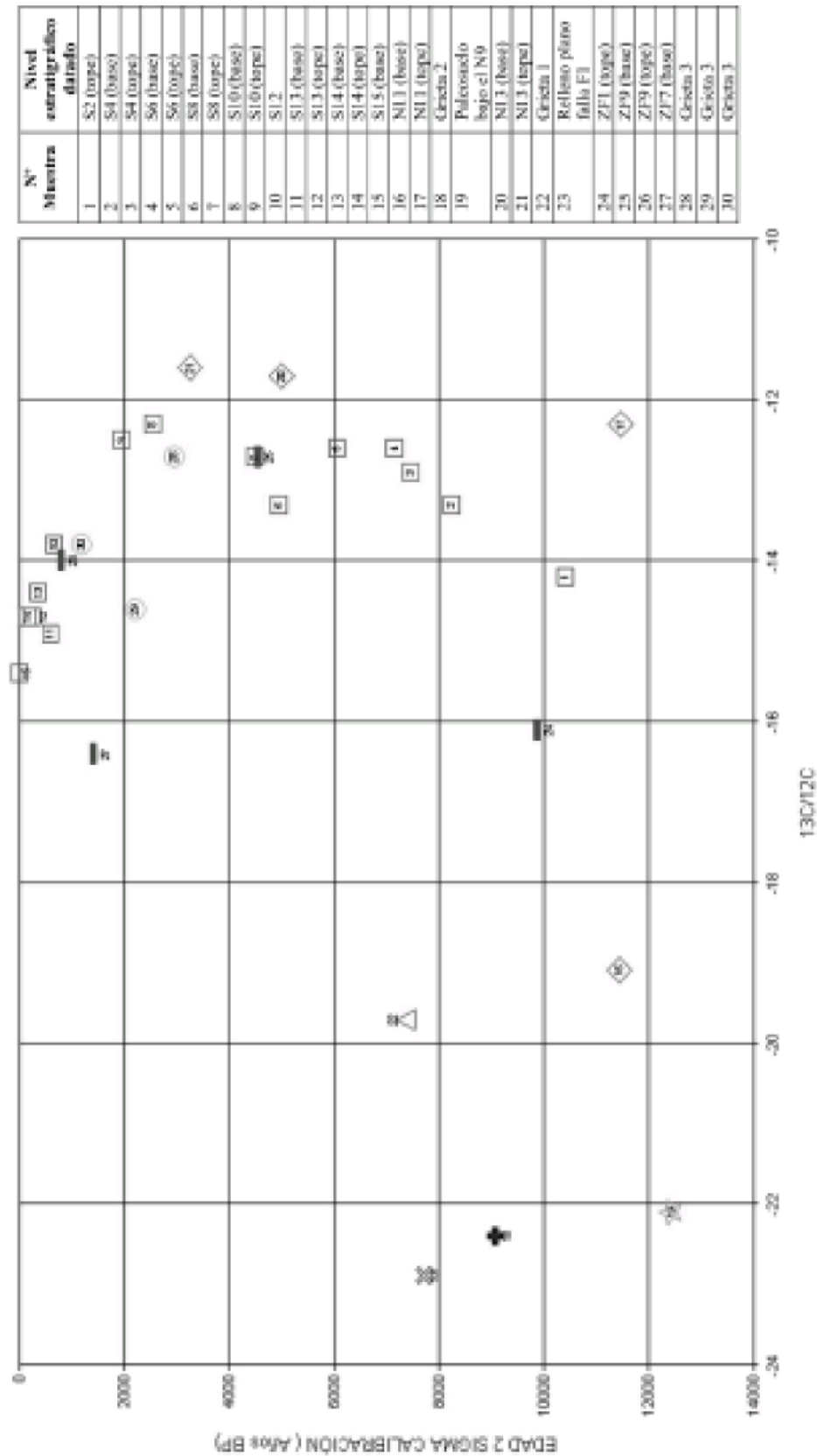


Figura 60. Relación $^{13}C/^{12}C$ para las muestras de la trinchera Los Gomos, Falla de Ibagué. Los símbolos representan las diferentes estructuras donde se tomaron las muestras listadas en la tabla 3.

El valor de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ para los techos de los niveles N11 y S2 tiene una perfecta correlación en el tiempo y confirma su relación con el tope del Nivel ZF1. El valor de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ más bajo del Nivel ZF1 se interpreta como un retrabajamiento de los niveles N11 y S2 ocurridos en la zona de falla. El valor de la relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de la base del Nivel N11 es similar al obtenido para materia orgánica ósea, lo que se interpreta como materia orgánica liberada por los restos de mastodonte encontrados cerca a este nivel.

Los valores $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ para los niveles S2 al S10 representan un depósito en ambiente subacuático, que cambia gradualmente a ambientes subaéreos en los niveles S13 al S15, y muestran la colmatación del lago en el nivel S13. Los valores $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ del Nivel S8 se correlacionan con el Nivel N13 y corresponden con la base del Nivel ZF9 en la zona de falla. Esta correlación indica que la secuencia ubicada entre los niveles S3 a S7 estaría condensada en el nivel N12 y la posición estratigráfica actual de esos niveles indica la existencia de una falla normal, cuyo bloque colgante estaría formado por los niveles S3 al S7. La posición estratigráfica del Nivel ZF9, con respecto al Nivel S8, indicaría un movimiento inverso de la falla del costado sur de la zona de falla.

Los valores y las dataciones del Nivel S10 se correlacionan con el fondo de la Grieta 3, mientras que las dataciones de la parte media y superior de la Grieta 3 y los valores $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ se correlacionan con los niveles por encima del nivel S12, lo cual indica que la grieta tuvo una formación instantánea a manera de colapso de la secuencia sedimentaria.

El Nivel ZF7 se correlaciona en tiempo con el Nivel S12, aunque la relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ presenta una notoria diferencia, la cual se interpreta que es debida al retrabajamiento del Nivel S12, que daría origen al nivel ZF7, lo cual es coherente con la erosión del escarpe producida al generarse la falla normal F3.

Finalmente, sobre el Nivel N1 se tomaron muestras en grietas rellenas de material orgánico, cuyos valores de edad resultan anómalos con la posición estratigráfica. Los valores de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ sugieren un retrabajamiento, que podría asociarse a un proceso de lixiviación de niveles orgánicos superiores.

Modelo Cinemático de la Falla de Ibagué en la trinchera Los Gomos

En la trinchera Los Gomos de la Falla de Ibagué se identificaron dos fallas principales (F1 y F2) cuyos bloques colgantes se hundieron de manera diferencial con respecto a los bloques yacentes (figura 58), y generaron una cuenca de tracción con un *sag pond* donde se depositaron los niveles estratigráficos descritos. El mecanismo que permitió la apertura de la cuenca está relacionado con movimientos transcurrentes a lo largo de la Falla de Ibagué desde 12.695 años BP, como se explica adelante. Los eventos más importantes que dieron origen a las estructuras observadas en la trinchera y su temporalidad se describen a continuación.

La apertura de la cuenca ocurrió antes de 12.695 años BP, como resultado del desplazamiento relativo del bloque colgante a lo largo de la Falla F1. Esta afirmación se pone de manifiesto por el depósito de las cuñas coluviales (N2 y N10) observadas sobre los niveles N1 y N7 en el bloque colgante de la Falla F1 (figuras 48, 58 y 61). La edad de este evento se infiere por la datación del nivel orgánico encontrado bajo el Nivel N9 (edad promedio 12.695 años BP), el cual se encuentra ubicado a la misma altura estratigráfica de la cuña coluvial e indica el inicio de la sedimentación lacustre (anexo 4). Esta cuña sugiere, además, la formación y la rápida erosión de un escarpe de falla cuyo salto en la vertical es aproximadamente 40 cm. En la Falla F1 se midieron estrías con cabeceo de 10° hacia el sur, lo cual indica un desplazamiento con sentido lateral derecho, de aproximadamente 3 m, del bloque colgante a lo largo del rumbo.

El segundo evento importante fue la formación de la Falla F2 (figuras 57 y 58) alrededor de 11.840 años BP. Esta afirmación se sustenta en el cambio notorio de la sedimentación entre los niveles N9 y N11 (edad promedio hacia la base de 11.840 años BP) o S1 y S2. Este evento inicialmente desplaza el Nivel N9 y S1, hundiéndolo y desplazando el bloque colgante a lo largo del rumbo con sentido lateral derecho.

El desarrollo de la Falla F2 se evidencia en el hundimiento y desplazamiento del bloque colgante sobre el bloque yacente, en un proceso que pudo haber sido intermitente o continuo. En el primer caso (intermitente), los cambios en la sedimentación en el bloque colgante (costado sur de la trinchera) se deben a eventos cosísmicos instantáneos que producen el hundimiento y el

desplazamiento del bloque y el depósito de un nivel más clástico, que representa un medio más agitado.



Figura 61.a. Falla F1 desplazando el Nivel N7 (*stone line*). Se observan los depósitos de cuñas coluviales (niveles N2 y N10). Registro de la pared oeste, metros 0 al 1.



b. Figura 61a. Sin interpretación.

De aceptar esta hipótesis, cada uno de los eventos ocurrió en los siguientes tiempos:

- 2A 10.400 años BP
- 2B 7.455 años BP
- 2C 6.050 años BP
- 2D 4.490 años BP
- 2E 1.945 años BP
- 2F 670 años BP

En el caso de un evento continuo, no existirían eventos cosísmicos mayores, sino que el hundimiento del bloque colgante ocurriría por subsidencia progresiva con sismos de baja magnitud o asísmicos. En este caso, los cambios en la sedimentación estarían relacionados con los diferentes periodos de aportes de sedimentos ocurridos durante la formación de los niveles superiores del Abanico de Ibagué.

En esta segunda hipótesis, la Falla F2 debió haber actuado de manera asísmica hasta 670 años BP. En ese tiempo, el bloque colgante se desplazó de manera relativa alrededor de 1,2 m en la vertical; con este desplazamiento y con la estría de 10° con cabeceo al sur, medidos en la Falla F2, se obtiene un desplazamiento de 7 m en la horizontal.

El tercer evento principal corresponde a la generación de la Falla F3 (figuras 57 y 58), en un evento cosísmico instantáneo, como resultado del desplazamiento de la Falla F2, el cual se estima menor de 300 años BP, debido a que la Falla F3 corta y desplaza niveles de esa edad. La Falla F3 presenta un comportamiento diferente en cada una de las paredes de la trinchera, para su bloque colgante (figuras 57 y 58). En la pared oeste la geometría de la falla y el desplazamiento de los niveles S13 y S12 sugieren una componente normal. Sin embargo, el Nivel ZF7, que tiene una edad de 1.420 años BP, está ubicado sobre el Nivel S13 de edad a base y tope de 590 y 400 años BP, respectivamente. Esta situación, aparentemente anómala, queda solucionada al observar las características litológicas y estratigráficas del nivel ZF7 (descrito arriba), lo cual permite inferir el retrabajamiento y posterior depósito en el bloque colgante de la Falla F3 de un nivel estratigráficamente inferior al Nivel S13.

En la pared este, la situación es completamente diferente. La geometría de la Falla F3 y los depósitos del nivel ZF9 de edad 4.615 años BP hacia la base y 790 años BP hacia el tope, se colocan sobre los niveles S13 y S14 de edades 590 a 150 años BP, respectivamente, lo cual indica que la Falla F3 es una estructura inversa.

El comportamiento diferente de la Falla F3, en cada bloque, se explica como el resultado superficial de la acomodación de volumen, debido a la transcurrencia a lo largo de la falla principal F2. Localmente, esta acomodación genera,

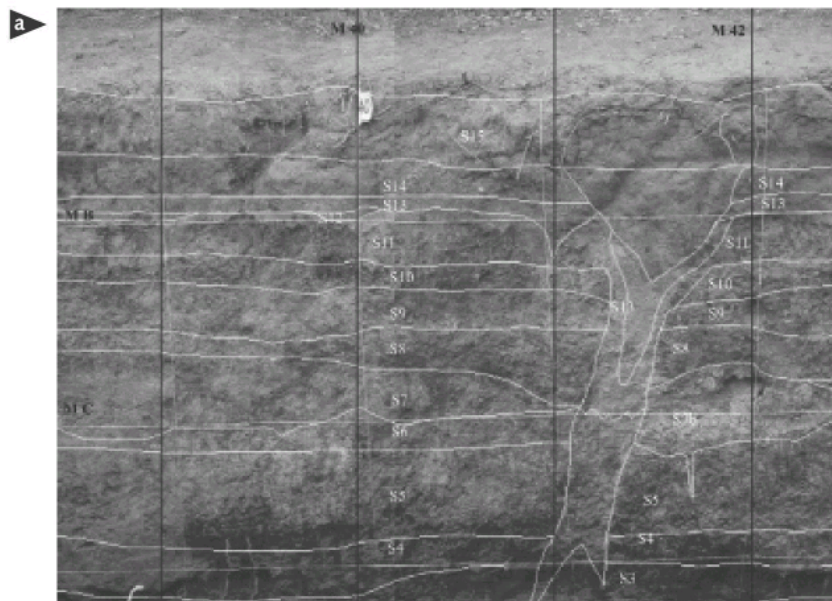
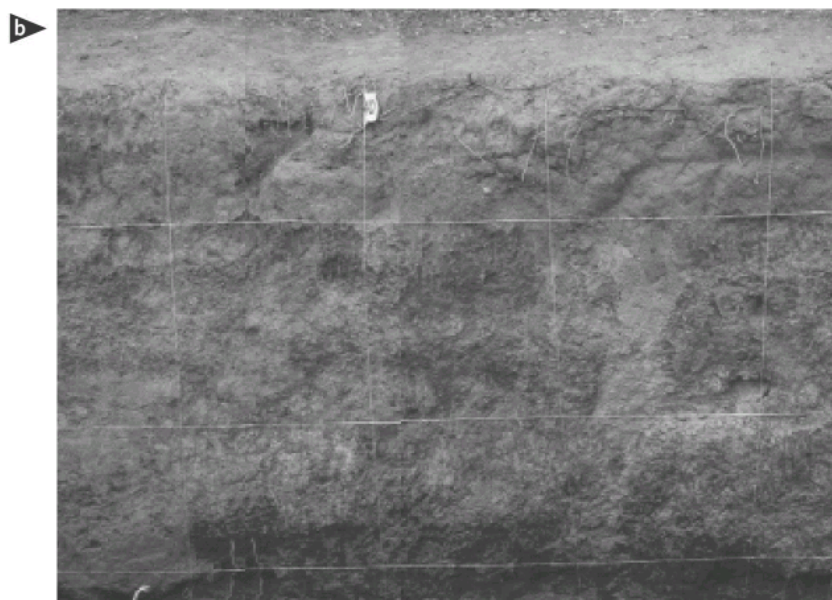


Figura 62.

a. Grieta 3 y niveles estratigráficos que se registran en los metros 39 a 42 de la pared este.



b. Sin interpretación.

al mismo tiempo, estructuras transtensivas y transpresivas por la rotación en sentido horario del bloque interno ubicado entre las fallas F2 y F3 (figura 58).

En el costado sur de la trinchera, se conserva la Grieta 3, cuyas edades en la parte superior son similares al Nivel ZF7, lo cual sugiere que esta estructura es coetánea con la formación de la Falla F3. La grieta se orienta de forma subparalela a la falla principal F2 (figuras 58 y 62), indicando que no es una estructura distensiva asociada al esfuerzo principal generador de la Falla de Ibagué, sino que podría representar una respuesta distensiva del suelo a la onda de choque.

La evaluación de la amenaza sísmica mundial tiene limitaciones por el corto periodo de instalación y validación de la sismicidad instrumental, así como por la escasez o la falta de documentos que permitan estudios detallados y completos de sismicidad histórica. Esto significa que la ventana de observación de los fenómenos sísmicos se debe ampliar con base en los estudios de paleosismología, geomorfología y geología que involucren, además de los sismos ocurridos recientemente, sobre todo los de edad pleistocena y neógena, si se tiene en cuenta que los grandes terremotos usualmente tienen un periodo de retorno superior a la historia escrita.

Los resultados de los estudios de paleosismología han sido utilizados para reevaluar la amenaza sísmica en zonas tectónicamente complejas y activas como Los Andes venezolanos (Audemard & Singer, 1996; Audemard, 2004, entre otros). Esa experiencia ha demostrado que, entre otros, el éxito de un estudio paleosismológico depende de la ubicación del sitio de trinchera. De ahí la importancia de los análisis geológicos y geomorfológicos previos a la excavación de la trinchera, mediante un levantamiento neotectónico detallado.

En el caso de la Falla de Ibagué, se demostró que la metodología aplicada en este estudio fue la adecuada para conseguir un excelente sitio de trinchera en la localidad de Los Gomos, donde pudo caracterizarse con éxito el potencial sismogénico de la Falla de Ibagué (figuras 22c y 23). Cada paso del estudio llevó a una fase siguiente más consolidada: la interpretación de imágenes de satélite para el análisis del comportamiento regional de la falla; el uso de fotografías aéreas con su aplicación para identificar los rasgos morfológicos en los depósitos cuaternarios y su cartografía detallada (figura 11). La observación posterior de estos rasgos en campo, así como las mediciones de

microtectónica en sitios identificados y su procesamiento. Cada una de estas fases y su integración permitió caracterizar la cinemática de la falla en este punto y entender su comportamiento reflejado en los trazos cartografiados (*Riedels* sintéticos y antitéticos, pliegues, lomos de presión y lagos de falla) y, con base en ello, tener varias opciones para ubicar el sitio de trinchera, cuya localización definitiva se hizo tras la evaluación detallada de campo (figuras 20, 21 y 22, tabla 1). El trabajo realizado es el primer paso para entender la amenaza sísmica de la Falla de Ibagué. Sin embargo, para la comprensión total del fenómeno y su amenaza, se deben excavar otras trincheras a lo largo de la falla, como la descrita en este trabajo.

Modelo de ruptura y deformación asociada

La Falla de Ibagué siempre se ha considerado una estructura continua, típica de rumbo lateral derecha (Vergara, 1989; Diederix et ál., 1987); sin embargo, el análisis morfoestructural desarrollado en el presente trabajo muestra que la estructura conforma una zona de falla con partición de la deformación a lo largo de su trazo por el Abanico de Ibagué. Esta partición se identifica en tres sectores, de acuerdo con la expresión superficial de la deformación, que muestra una mayor magnitud de expresión hacia el este (figura 17). Esta deformación varía: un trazo lineal al oeste; una sucesión de estructuras sintéticas y antitéticas que generan una serie lineal de lomos de presión, intercalados localmente con pequeñas cuencas de tracción, hacia la parte central del trazo de la falla; hacia el este la estructura termina con una ligera curvatura de la zona de falla hacia el norte, caracterizada por grandes abombamientos y plegamientos de los depósitos cuaternarios y exhumación de un bloque de las rocas del Batolito Ibagué al occidente de la población de Piedras (figura 11).

La terminación de la Falla de Ibagué hacia el este y el oeste no ha sido establecida con certeza. La disposición de las estructuras de la zona de falla sobre el Abanico de Ibagué sugiere que la Falla de Ibagué termina hacia el oriente en un frente transpresivo y que la deformación ha sido transmitida de oeste a este a lo largo de una rampa lateral que permite el desplazamiento de la cordillera Central al norte de la falla.

Hacia el oeste se identifican segmentos lineales con saltos a la izquierda, que afectan la zona axial de la cordillera Central y la atraviesan hasta cerca del sistema de fallas de San Jerónimo (figura 9), y provocan un cambio im-

portante en la dirección de esa falla y del costado occidental de la cordillera. Una serie de lineamientos menores entre las poblaciones de Tuluá y Génova podrían representar la continuidad más occidental de esta estructura en el valle del río Cauca. Hacia el este, la Falla de Ibagué tiene un trazo definido hasta la población de Piedras, desde donde se interpreta que la estructura atraviesa el río Magdalena y entra bajo el basamento al piedemonte de la cordillera Oriental, limitando y arrastrando en sentido horario la terminación sur del Sinclinal Guaduas. Desde allí, el movimiento de la Falla de Ibagué se traslada en un salto lateral izquierdo hacia la Falla de Vianí, configurando una estructura transpresiva entre esta dos fallas (figura 63). Esto implicaría tener un frente de cabalgamiento asociado a la Falla de Ibagué que actúa como rampa lateral y termina en una parte del basamento contra la Falla de La Salina. Esta terminación se manifiesta con la alta sismicidad de la fuente denominada Pulí (RSNC), que en promedio tiene una profundidad de 12 km y ocurre por debajo de la escamación delgada de la cobertera sedimentaria de la cordillera Oriental.

La notoria deformación observada a lo largo de la Falla de Ibagué se trasfiere a lo largo de la Falla de Vianí en el piedemonte de la cordillera Oriental y de otras estructuras en dirección a la zona axial (altiplano Cundiboyacense), conservando el mecanismo de deformación (Orozco & Osorio, 2002), es decir, rampas laterales en componente dextral y frentes de cabalgamiento asociados, los cuales generalmente ocurren en niveles de edad jurásica y cretácica inferior.

Este modelo implica que la acumulación de energía se concentra hacia las terminaciones de las rampas laterales y que su liberación ocurre como una deformación dúctil de la cobertera sedimentaria, o de manera frágil, en el basamento. Este mecanismo implica una mayor resistencia y una dispersión del esfuerzo acumulado a lo largo de la rampa transcurrente. Esto lleva a que las liberaciones instantáneas de energía, en forma de sismos mayores, ocurran en el frente de acumulación (por ejemplo, fuente Pulí) y a lo largo del trazo de la falla principal, en especial donde el trazo es más recto (sector 1 en la figura 17). La interacción de la Falla de Ibagué con otras estructuras también genera zonas de alta acumulación de energía.

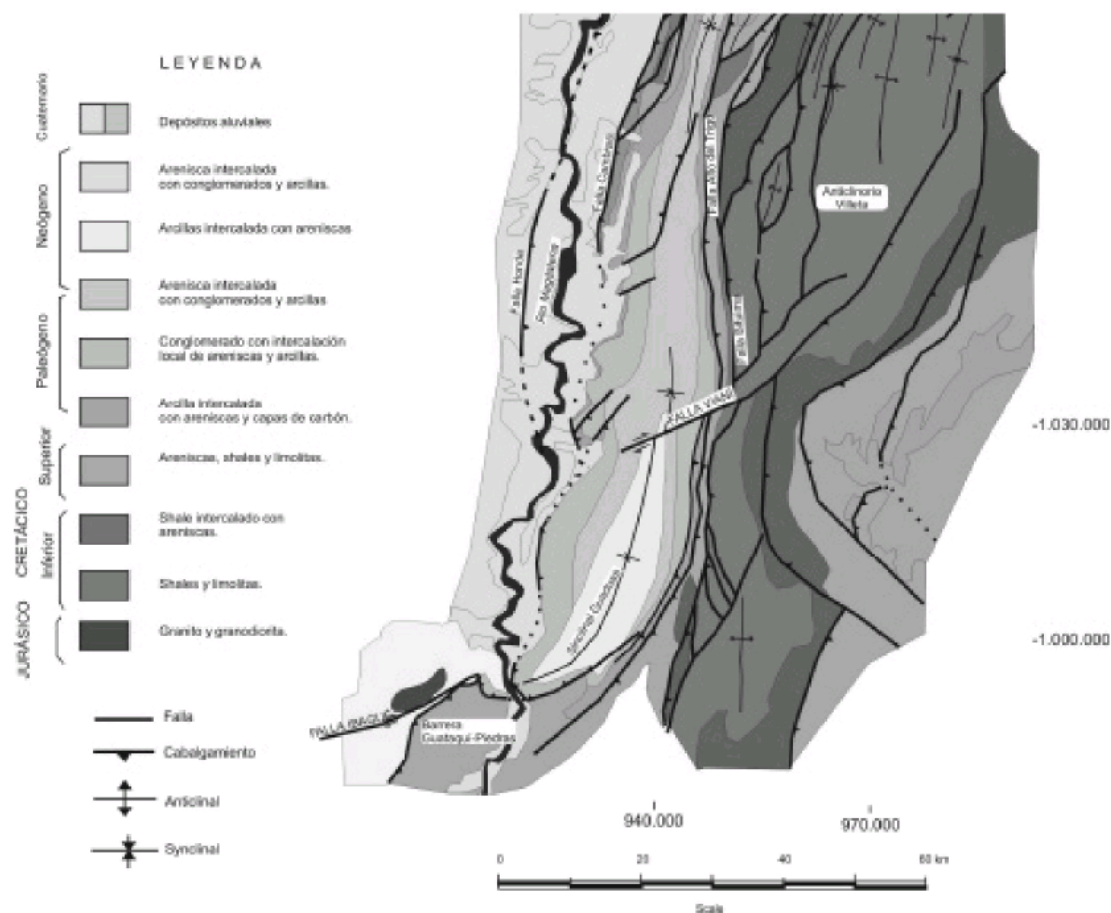


Figura 63. Mapa geológico y estructural del Valle Medio del río Magdalena. Se observa la Falla de Ibagué arrastrando el Sinclinal Guaduas y el salto siniestro a la Falla de Vianí (modificado de Acosta, 2002).

El acople de las fallas de Ibagué y de Pericos genera una estructura dúplex en rocas cristalinas, que, al no deformarse de manera dúctil, liberarían de forma súbita la energía acumulada.

Las zonas de intersección de la Falla de Ibagué con otras estructuras mayores a través de la cordillera Central representan zonas de acumulación y liberación súbita de energía; por ejemplo, el evento del sismo del Quindío, que aunque se asocia al Sistema de Fallas de Romeral, su epicentro se encuentra justo en la intersección con los segmentos de la Falla de Ibagué.

Parámetros de amenaza e impacto

La trinchera Los Gomos de la Falla de Ibagué fue excavada en un *sag pond* donde el trazo de la estructura es relativamente simple; por tanto, las deforma-

ciones allí observadas son indicativas de los principales eventos paleosísmicos ocurridos en la falla. Con los datos tomados en la trinchera, se determinan los siguientes desplazamientos cosísmicos y las tasas de actividad.

El primer evento ocurrió alrededor de 12.695 años BP, con un desplazamiento vertical de 40 cm. El desplazamiento horizontal (d) de este evento, se calculó con el valor de la estría medida en la falla, que tiene un cabeceo de 10° hacia el sur; por tanto, $d = 0,4\text{m}/\tan 10^\circ = 2,3 \text{ m}$. Con estos valores, se interpreta una tasa de desplazamiento (TD) para este primer evento, así:

TD = Desplazamiento total en dirección de la estría/tiempo

TD = $2.300 \text{ mm}/600 \text{ años}$, entonces, TD = $3,8 \text{ mm/año}$.

El segundo evento importante generó la Falla F2, la cual presenta una estría con un valor de cabeceo de 10° hacia el sur y un desplazamiento total del bloque colgante de 1,5 metros en la vertical; por tanto, el valor de desplazamiento horizontal se calcula en 8,6 metros. El valor del desplazamiento vertical de la falla se deduce del salto del Nivel S1 con respecto al Nivel N9 o también con la diferencia de espesor de las secuencias S2-S12 menos N11-N13. Este salto ocurrió en un tiempo acumulado de 11.200 años, lo que indica una tasa de desplazamiento promedio de $0,77 \text{ mm/año}$.

Conservando este valor promedio, asumiendo que la Falla F2 se generó en varios eventos cosísmicos y manteniendo constante la dirección de cabeceo de la estría de 10° , hacia el sur, se deducen los siguientes valores de tasa de desplazamiento para cada evento:

Evento	Edad (años BP)	Diferencia edad	Desplazamiento en dirección de la estría (metros)
2A	11.840 a 10.400	1.440	1,15
2B	10.400 a 7.455	2.945	2,31
2C	7.455 a 6.050	1.405	1,08
2D	6.050 a 4.490	1.560	1,15
2E	4.490 a 1.945	2.545	1,93
2F	1.945 a 670	1.275	1,0

Tabla 4. Cálculo del desplazamiento horizontal de cada evento generador de la Falla F2.

Con base en esos valores, se obtiene un promedio de desplazamiento de 1,44 metros, con un máximo de 2,3 m y un mínimo de 1,0 m.

Para el tercer evento importante, que generó la Falla F3 y la grieta, no es posible determinar el desplazamiento real, debido al cambio de geometría de la estructura y a la falta de estrías en la falla.

La magnitud de los sismos (M) se calcula con base en el desplazamiento de las estructuras, para lo cual se utilizó el trabajo de Wells & Coppersmith (1994), que plantea la ecuación $M = a + b * \log (MD)$. Donde a y b son coeficientes de la regresión de una curva realizada con base en 43 sismos de fallas de rumbo a escala mundial, con un coeficiente de correlación de 0,9, y donde MD es el desplazamiento promedio. Los valores de a y b son $a = 6,81$ y $b = 0,78$. Aplicando esta ecuación, el primer evento tendría una magnitud de 7,1 Ms; el segundo tendría, para el valor mayor de desplazamiento, una magnitud de 7,1 Ms, el valor promedio tendría una magnitud de 6,9 Ms; y el valor menor de desplazamiento tendría una magnitud de 6,8 Ms.

Para confirmar estos valores, se utilizaron las ecuaciones de Utsu & Seki (1954) con la siguiente ecuación $M = \log A + 4$, donde A es el área de ruptura en km^2 , que se calcula a partir del desplazamiento cosísmico según Aggarwal (1981), así: $D = 4 * A^{1/2}$, donde D es el desplazamiento cosísmico en centímetros. Por tanto, para el evento 1, el área es 3.300 km^2 , para el evento 2, el área mínima es 625 km^2 , la máxima es 3.300 km^2 , y la promedio es 1.296 km^2 . Con estos valores, las magnitudes serían: 7,5 Ms, para el evento 1; para el segundo evento se tendría una magnitud mínima de 6,8 Ms, máxima de 7,5 Ms y promedio de 7,1 Ms, similar al valor obtenido al hacer el cálculo por el método de Wells & Coppersmith (1994).

La longitud de ruptura es otro parámetro importante en la determinación de la amenaza. Para la Falla de Ibagué, este valor se determinó a partir del mapa morfotectónico, midiendo el segmento más continuo, que se ubica entre el nacimiento del río Cocora y la población de Piedras, con un valor aproximado de 60 km. Con los valores calculados por los dos métodos, se aceptaría un sismo característico de magnitud $7 \pm 0,1$, comparable con valores de sismos registrados y medidos en el mundo (tabla 5). Esos sismos presentan, además, longitudes de ruptura y desplazamientos cosísmicos similares, lo cual indica que la Falla de Ibagué tiene características sismológicas parecidas a las de

otras estructuras importantes en el mundo, entre las que se destacan algunas fallas en Turquía, China y Estados Unidos de América (tabla 5).

Para calcular el periodo de recurrencia del sismo característico para la Falla de Ibagué, se promedian los intervalos de tiempo de los eventos datados y se obtiene un valor de 1.686 años. Se usan las tablas de recurrencia propuestas por Slemmons & Depolo (1986). Utilizando el dato promedio de tasa de actividad, se obtiene un valor cercano a 1.300 años. Este periodo de retorno sustentaría la hipótesis de que la generación de la Falla F2 corresponde a un proceso intermitente de eventos cosísmicos sucesivos, como puede apreciarse en la diferencia de edad en que ocurre cada uno (tabla 5).

El evento que causó la Falla F3 podría ser comparable en magnitud con los descritos anteriormente, pues las estructuras relacionadas, como la Grieta 3 y los desplazamientos de la falla, representan una ruptura superficial que, de acuerdo con los valores obtenidos por Wells & Coppersmith (1994), son causados por sismos de magnitud mayor a 6,8 Ms. Este valor representa el último sismo importante ocurrido a lo largo de la Falla de Ibagué, el cual tiene una edad menor a 300 años BP, lo cual indicaría que este sismo podría corresponder con el sismo histórico de Ibagué, ocurrido el 31 de diciembre de 1824 o el 1 de enero de 1825 (anexo 1), cuya descripción de intensidad corresponde más a un sismo de este tipo y no a uno de magnitud >4 , como se reporta en el *Catálogo de Grandes Sismos de Colombia para estudios de amenaza sísmica*, de Alvarado (1999).

Los valores obtenidos en el presente estudio tienen fuertes implicaciones en el valor de la amenaza sísmica regional, pues el *Mapa de Amenaza Sísmica de Colombia* de AIS et ál. (1998) estima, para el área de Ibagué, una amenaza sísmica intermedia a partir de datos sismológicos, cuya magnitud máxima calculada a partir del método Gutenberg-Richter es 4,3 (figura 8b) y la profundidad media, de 31,09 km. Esos valores están por debajo del promedio obtenido en el presente trabajo, donde la magnitud máxima para el sismo característico es $7,0 \pm 0,1$ Ms, la tasa de desplazamiento promedio de 0,77 a 3,8 mm/año y un periodo de retorno máximo de aproximadamente 1.300 años, valores comparables con los obtenidos en diferentes partes del mundo para fallas rápidas y altamente peligrosas, donde se considera muy alta la amenaza sísmica (tabla 5). La profundidad de la fuente sísmica estaría relacionada con la presencia del basamento, el cual es muy superficial bajo el Abanico de Ibagué; por tanto, se

esperarían sismos superficiales, como lo confirma la existencia de estructuras de licuación observadas en la trinchera Los Gomos.

Los resultados obtenidos en la presente investigación muestran la importancia del criterio geológico para el cálculo de los parámetros básicos en la evaluación de la amenaza sísmica, lo cual implica que deben reevaluarse los resultados de los estudios anteriores para determinar la amenaza regional. Estos estudios fueron realizados únicamente con datos tomados de los catálogos sísmicos.

El conocimiento geológico de la estructura y de su evolución permite proponer modelos de ruptura y deformación que definen los posibles patrones de radiación de la energía sísmica. En el caso de la Falla de Ibagué, la ruptura y la deformación indicarían que la radiación de la energía sísmica se transmitiría directamente hacia la cordillera Oriental en dirección a Bogotá, ya que, como se mencionó, la deformación en la Falla de Ibagué avanza de oeste a este.

Evolución de la Falla de Ibagué

La tasa promedio de actividad calculada para la Falla de Ibagué es de 0,77 mm/año. Si se considera esta tasa de actividad a una velocidad constante y con referencia al desplazamiento de 25 km del bloque norte de la estructura, se encuentra que la falla empezó a actuar hace alrededor de 32 millones de años, tiempo que representaría la edad máxima para esta estructura. Sin embargo, si se considera que la velocidad no ha sido constante y se asumen tasas mayores de desplazamiento (como se evidencia en algunos de los eventos observados en la trinchera), se encuentra que la falla comenzó a actuar en tiempos más recientes.

Los eventos regionales que pudieron haber producido y acelerado el desarrollo de la estructura se relacionan con: la deformación y el levantamiento de la cordillera Central entre el Eoceno y Oligoceno (Schammel, 1991); la ruptura y la división de la placa Farallón en las placas de Nazca y Cocos, lo que incrementó la velocidad de convergencia entre las placas de Nazca y Suramérica, en el Oligoceno tardío a 27 Ma (Mattson, 1984); la acreción del bloque Chocó en el Mioceno medio (Duque-Caro, 1990); y la colisión del *ridge* de Carnegie hace aproximadamente 8 Ma (Daly, 1989), por consiguiente, es probable que la Falla de Ibagué haya comenzado a actuar desde el Oligoceno.

Tabla 5. Parámetros de algunas fuentes de terremotos (modificado de Wells & Coppersmith, 1994). Al final de la lista y en negrilla aparecen los parámetros de fuente de la Falla de Ibagué, determinados en este estudio; note la similitud con las fallas listadas.

Localización	Terremoto	Fecha (m/d/a)	Tipo deslizamiento	Ms	M	Momento sísmico (10 ²⁶ Dina/cm)		Longitud ruptura (km)		Ancho rup- tura (km)	Área de ruptura (km ²)	Desplazamiento (m)	
								Superficie	Subsuelo			Máximo	Promedio
Estados Unidos, CA	Hayward	10/21/1868	Lateral derecha	6,8	(6,76)	15,6	48			12	(576)	0,9	
Estados Unidos, Nevada	Cedar	12/21/1932	Lateral izquierda	7,2	6,83	19,7	61	(80)				2,0	
Estados Unidos, CA	Imperial Valley	05/19/1940	Lateral derecha	7,2	6,92	27,0	60	(45)		11	(660)	5,9	1,5
Turquia	Erbaa	12/20/1942	Lateral derecha-Normal	7,2	(6,90)	25,0	47			10	(500)	2,0	0,66
Estados Unidos, CA	Country Kern	07/21/1952	Lateral derecha	7,7	7,38	130,0	57	64		19	1216	3,0	0,6
Turquia	Canakkale	03/18/1953	Lateral derecha	7,2	7,22	77,0	58			18	(1080)	4,35	2,1
Estados Unidos, Nevada	Fairview Peak	12/16/1954	Lateral derecha-Normal	7,2	7,17	64,0	57	50		15	(855)	4,1	2,8
Estados Unidos, Nevada	Dixie Valley	12/16/1954	Lateral derecha-Normal	6,8	6,94	29,0	45	(42)		14	(630)	3,8	2,1
Turquia	Abant	05/26/1957	Lateral derecha	7,0			40			8	(320)	1,65	0,55
Turquia	Varto	08/19/1966	Lateral derecha	6,8	6,88	23,5	30	(85)		(10)	(300)	0,4	0,15
Mongolia	Mogod	01/05/1967	Lateral derecha	7,4	7,03	39,0		13		7	91		
Turquia	Mudurna Valley	07/22/1967	Lateral derecha	7,4	7,34	113,0	80	(70)		(20)	(1600)	2,6	1,63
Grecia	Agios-Efstratios	02/19/1968	Lateral derecha	7,2	7,1	50,8	(4,4)	70				(0,5)	
China	Tangshan	07/27/1976	Lateral derecha	7,9	7,46	176,0	(10)	70		24	1680	(3,0)	
China	Genoma, Yunnan	11/06/1988	Lateral derecha	7,2	6,83	20,0	15,6	46				1,1	0,6

(*) Los parámetros de fuente que aparecen entre paréntesis son considerados por el autor como poco fiables y los datos incluidos en ningún análisis de regresión. Una descripción de la forma en que se calcularon los datos listados aparece en la referencia original (Wells & Coppersmith, 1994).

* Datos obtenidos a partir de Información paleosismológica.

CONCLUSIONES

La Falla de Ibagué es una falla transcurrente (*strike-slip*) que actúa como una rampa lateral y desplaza en sentido lateral derecho un bloque cortical de la cordillera Central, al igual que las principales estructuras geológicas de las márgenes occidental y oriental de esta cordillera.

La continuidad de la Falla de Ibagué, desde el valle del río Cauca y a través de la cordillera Central, se interpreta en la imagen Landsat como una serie de segmentos rectos con saltos laterales a la izquierda hasta definir el trazo regional más oriental de mayor longitud.

En el trayecto de la falla, a lo largo del Abanico de Ibagué, se caracteriza principalmente por presentar tres tipos de partición de la deformación: un trazo lineal al oeste, un arreglo de *riedels* sintéticos dextrales en *echelon* con saltos a la izquierda, con lomos de falla y algunas cuencas de tracción al centro, y grandes abombamientos y plegamientos hacia el oriente.

Los datos de las estrías de falla de la hacienda San Isidro se invirtieron y arrojaron una dirección de esfuerzo local máximo horizontal (σ_1) de $311^\circ/18^\circ \pm 15^\circ$ (NW-SE), una dirección para el esfuerzo intermedio (σ_2) vertical $106^\circ/70^\circ \pm 15^\circ$ y para el mínimo horizontal (σ_3) de $209^\circ/4^\circ \pm 9^\circ$, con un factor de forma $R = 0,62$, resultado que es similar al tensor regional calculado por Toro & Osorio (2203) a partir de la inversión de mecanismos focales de sismos mayores, quienes reportan para esta región del país un esfuerzo máximo horizontal compresivo de 118° . Estos valores indican que la dirección del esfuerzo máximo (σ_1) es oblicua a la dirección de la Falla de Ibagué, lo que favorece un régimen de esfuerzos de tipo transcurrente y una deformación de tipo transpresivo.

Se determinaron siete sitios idóneos para la apertura de la trinchera de exploración paleosismológica en la Falla de Ibagué, de los cuales se escogió la finca Los Gomos. La elección fue favorable ya que el *sag pond* no ha sufrido intervención antrópica, ni erosión natural; además, su tamaño parece haber sido más amplio en tiempos pasados. Por tanto, dejó suficiente espacio para abrir una trinchera, sin encontrar problemas mayores con el nivel freático.

Por lo menos tres eventos principales de fallamiento fueron determinados en la trinchera Los Gomos, los cuales son responsables de la apertura de una cuenca y de la rotación en sentido horario del bloque interno entre fallas.

Temporalmente estos eventos se ubican entre los 12.695 y 300 años BP, con una magnitud máxima para el sismo característico de $M_s 7,0 \pm 0,1$, tasa de actividad promedio entre 0,77 y 3.8 mm/año y un periodo de retorno máximo de aproximadamente 1.300 años.

A partir de los valores obtenidos y del análisis tectónico regional, se estima que la Falla de Ibagué se pudo haber generado en el Oligoceno.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Acosta, J. (2002). *Structure, tectonics and 3D models of the western foothills of the Eastern cordillera and Middle Magdalena Valley, Colombia*. Publicaciones Especiales, 25. Bogotá: INGEOMINAS, 213 p.
- Acosta, H. H. & Ramírez, J. R. (1985). *Ideas acerca del origen del abanico de Ibagué*. Tesis grado. Bogotá: Universidad Nacional de Colombia, 64 p.
- Aggarwal, Y. (1981). *Investigaciones sismológicas en el occidente de Venezuela: implicaciones para las consideraciones sísmicas. Proyecto Uribante-Caparo*. Informe para Cadafe. Caracas: FUNVISIS, 15 p.
- Alfonso, N. & Millán, J. A. (1999). *Zonas inestables en los cerros de Santa Fe de Bogotá*. Dirección de Prevención y Atención de Emergencias de Santa Fe de Bogotá. Bogotá, 48 p.
- Alvarado, C. (1999). *Actualización Catálogo de Sismos de Colombia para Estudios de Amenaza Sísmica, 1566-1998*. Proyecto interno. Bogotá: INGEOMINAS, 9 p.
- Angelier, J. & Mechler, P. (1977). Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Geol. France*, 19(7), 1309-1318.
- Arcila, M., Muñoz, A. & Vicente, G. (2002). Análisis sismotectónico de la convergencia Caribe, Nazca y Suramérica. Primer Simposio Colombiano de Sismología. Memoria digital. Bogotá: INGEOMINAS.
- Ardila, A. (2000). Nombre de cacique, doncella y misticismo. Ibagué “País de los Pijaos”. En *Facetas Ibaguereñas-Reminiscencias*. Ibagué: Editorial Aguasclaras, 282 p.
- Audemard, F. A. (2004). Paleoseismology in Venezuela: objectives, methods, applications, limitations and perspectives. *Tectonophysics*, 408, 29-61.
- Audemard, F. A. (2003). Geomorphic and geologic evidence of ongoing uplift and deformation in the Mérida Andes, Venezuela. *Quaternary International* 101-102C:43-65.

- Audemard, F. E. & Audemard, F. A. (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*, 345(1-4), 299-327.
- Audemard, F. A. (1998). Evolution Géodynamique de la Façade Nord Sud-américaine: Nouveaux apports de l'Histoire Géologique du Bassin de Falcón, Vénézuéla. XIV Caribbean Geological Conference, Port of Spain, Trinidad, 1995 (2), 327-340.
- Audemard, F. A. (1997). *Evaluación preliminar del sismo de Cariaco del 9 de julio de 1997, Estado Sucre, Venezuela: nucleación y progresión de la ruptura a partir de observaciones geológicas*. Caracas: FUNVISIS, 17 p.
- Audemard, F. A. (1993). *Néotectonique, Sismotectonique et Aléa Sismique du Nord-ouest du Vénézuéla (système de failles d'Oca-Ancón)*. Thèse de Doctorat, Université Montpellier II, 369 p.
- Audemard, F. A. & Singer, A. (1996). Active Fault Recognition in Northwestern Venezuela and its Seismogenic Characterization: Neotectonic and Paleoseismic approach. In: Enghdal, E.R., Castaño, J. & Berrocal, J. (eds.), Proceedings of the 1994 Regional Seismological Assembly in South America. *Geofísica Internacional*, 35(3), 245-255.
- Audemard, F. A. & Singer, A. (1994). Parámetros sismotectónicos para fines de evaluación de la amenaza sísmica en el noroccidente de Venezuela. 7 Congreso Venezolano de Geofísica, pp. 51-56.
- Audemard, F. A. & Singer, A. (1987). *La ingeniería de fallas activas en Venezuela: historia y estado del arte*. Caracas: FUNVISIS, pp.11-26.
- Cepeda, H. & Murcia, L. A. (1988). Mapa preliminar de amenaza volcánica potencial del Nevado del Tolima, Colombia, Sur América. Ingeominas, *Bol. Geol.*, 29(3), 33-75.
- CERESIS. (1985). Catálogo de terremotos para América del Sur. Datos de hipocentros e intensidades. Colombia. Eds. Askew, B. y Algermissen, S.T., *Asoc. Publ. Educ.*, 4, 1-269.
- Consejo de Seguridad Nuclear, CSN. (1998). *Proyecto SIGMA, análisis del estado de esfuerzos tectónicos, reciente y actual en la Península Ibérica*. Madrid, 200 p.
- Daly, M. (1989). Correlation between Nazca/Farallón plate kinematics and forearc evolution in Ecuador. *Tectonics*, 8, 769-790.
- Diederix, H. (2001). La neotectónica y la paleosismología para la evaluación del potencial sísmogénico de las fallas activas en Colombia: necesidades y prioridades. 8 Congreso Colombiano de Geología. Manizales, p.5.
- Diederix, H., Gómez, H., Khobzi, J. & Singer, A. (1987). Indicios neotectónicos de la Falla de Ibagué en el sector Ibagué-Piedras, departamento del Tolima, Colombia. *Revista CIAF*, 11(1-3), 242-252. Bogotá.
- Duque-Caro, H. (1990). The Choco Block in the northwestern corner of South America: Structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications. Galley Proofs, *J. S. Am. Earth Sci.*, 3(1), 1-14.

- El Conde D'arthaluz. (2000). Estampas Ibaguereñas. En *Facetas Ibaguereñas-Reminiscencias*. Ibagué: Editorial Aguasclaras, 282 p.
- El Espectador*. (1995). *Así es Colombia. Los municipios*. Bogotá: El Espectador, 672 p.
- Giner, J. J. (1996). *Sismicidad y peligrosidad sísmica en la Comunidad Autónoma Valenciana. Análisis de incertidumbre*. España: Universidad de Granada, 295 p.
- Gómez, A. & Salcedo, E. (2000). *Atlas de Sismicidad Histórica de Colombia*. Informe Interno. Bogotá: INGEOMINAS, 136 p.
- Gutenberg, B. & Richter, C. (1956). Earthquake magnitude. Intensity, energy and acceleration. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 46, 105-145.
- Harding, T. P. (1974). Petroleum traps associated with wrench faults. *AAPG Bull.* 58(7), 1290-1304.
- INGEOMINAS-AIS-UNIANDES. (1998). *Estudio general de amenaza sísmica de Colombia*. Publicaciones Especiales. Santa Fe de Bogotá: INGEOMINAS, 252 p.
- INGEOMINAS. (1999). *Atlas de amenaza volcánica en Colombia*. Bogotá: INGEOMINAS, 120 p.
- INGEOMINAS. (1997). *Atlas geológico digital de Colombia*. Escala 1:500.000. Versión 1.0. Santa Fe de Bogotá.
- Instituto Geográfico Agustín Codazzi, IGAC. (1980). *Diccionario Geográfico de Colombia*, 1-2. 2.^a ed. Bogotá: IGAC.
- ITEC- ISA. (1988). *Actualización de la información sísmica de Colombia*. Bogotá, 26 p.
- Krinitzky, E. (1993). Earthquake probability in engineering. Part 2: Earthquake recurrence and limitations of Gutenberg-Richter b-values for the engineering critical structures. *Engineering Geology*, 36,1-52.
- Lobo-Guerrero, A. (1974). *Notas sobre la Falla de Ibagué*. Informe interno. Ibagué: INGEOMINAS.
- Marquínez, G. (2001). Modelamiento del abanico de Ibagué con métodos geofísicos, implicaciones hidrogeológicas y estructurales, departamento del Tolima, Colombia. 8 Congreso Colombiano de Geología, *Memorias*. Manizales, 10 p.
- Mattson, P. (1984). Caribbean Structural breaks and plate movements. En: Bonini, R., Hargraves, R. y Shagan, R. (eds). *The Caribbean South American plate boundary and regional tectonics*. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 162, 131-152.
- McCalpin, J. P. (1996). *Paleosismology*. San Diego, California: Academic Press, 497 p.
- McClay, K. & Bonara, M. (2001). Analogy models of restraining stopovers in strike-slip fault systems. *AAPG Bull.*, 85(2), 233-260.
- Méndez, R., Cortés, G. P. & Cepeda, H. (2002). *Evaluación de la amenaza volcánica potencial del Cerro Machín, departamento del Tolima, Colombia*. Informe técnico 2601. Bogotá: INGEOMINAS, 65 p.

- Michael, A. J. (1987). Determination of stress from slip data: faults and folds. *J. Geophys. Res.*, 89.
- Montes, N., Velandia, F., Osorio, J., Audemard, F. & Diederix, H. (2005). Interpretación morfotectónica de la Falla de Ibagué para su caracterización paleosismológica. *Boletín de Geología*, Universidad Industrial de Santander, 27(44), 93-112.
- Mosquera, D., Núñez, A. & Vesga, C. J. (1982). *Mapa geológico preliminar de la Plancha 244 Ibagué*. Escala 1:100.000. Con memoria explicativa. Bogotá: INGEOMINAS.
- Murcia, A. & Vergara, H. (1987). Riesgos geológicos potenciales en la ciudad de Ibagué, departamento del Tolima, Colombia. *Revista CIAF*, 11(1-3), 330-345.
- Naylor, M. A., Mandi, G. & Sijpesteijn, C. H. K. (1986). Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *J. Struc. Geol.*, 8, 737-752.
- Ordóñez, M. & Mora, H. (2003). Levantamiento topográfico de trinchera construida sobre la Falla Geológica de Ibagué, departamento del Tolima, Colombia. Informe interno. Bogotá: INGEOMINAS, 24 p.
- Orozco, A. & Osorio, J. (2002). *Definición de provincias Sismotectónicas y bloques de deformación actual para Colombia*. Informe Interno. Bogotá: INGEOMINAS, 175 p.
- Pegoraro, O. (1972). *Applicattion de la microtectonique à un étude de neotectonique. Le golfe Maliaque (Grèce centrale)*. Thèse IIIème cycle. U.S.T.L. Montpellier.
- Pérez, H. (1979). *Algunos conceptos sobre la Falla de Ibagué*. Ibagué: INGEOMINAS, 10 p.
- Philip H. (1987). Plio-Quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision. *Annales Geophysicae*, 5B(3), 301-320.
- Philip, H., Rogozhin, E., Cisternas, A., Bousquet, J. C., Borisov, B. & Karakhanian, A. (1992). The Armenian earthquake of 1988, Dec. 7: faulting and folding, Neotectonics and paleoseismicity. *Geophys. J. Int.*, 110, 141-158.
- Price, N. J. & Cosgrove, J. W. (1990). *Analysis of geological structures*. Londres: Cambridge University Press, 153 p.
- Raasveldt, H. C. (1956). *Mapa geológico de la República de Colombia*, Plancha L-9 Girardot. Escala 1:200.000. Bogotá: Instituto Geológico Nacional.
- Ramírez, D. (en edición). Reseña de la Arqueología del municipio de Ibagué del valle de Las Lanzas. En *Compendio de Historia de Ibagué*. Ibagué: Academia de Historia del Tolima.
- Ramírez, J. E. (1975). *Historia de los terremotos en Colombia*. Documentación Geográfica. 2.ª ed. Bogotá: IGAC, 250 p.
- Reches, Z. (1996). Simulation of earthquake distribution in time and space along a heterogeneous 2D fault, EOS, Fall Meeting.

- Riedel, W. (1929). Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Miner. Geol. Paläont.*, B 354.
- Ríos, N. (2000). Siglo XX: Desarrollo y progreso en Ibagué. En *Facetas Ibaguerenas-Reminiscencias*. Ibagué: Editorial Aguasclaras, 282 p.
- Schammel, S. (1991). Middle and Upper Magdalena Basins, Colombia. In Biddle, T. (editor). *Active Margins. AAPG Memoir*, 52, 283-301.
- Schwartz, D. P. & Coppersmith, K. J. (1984). Fault behaviour and characteristic earthquakes: examples from the Wasatch and San Andreas Fault zones, *J. Geophys. Res.*, 89, 5681-5698.
- Slemmons, D. & Depolo, C. 1986. Evaluation of active faulting and associated hazards, In Wallace, Robert E. (ed.). *Active tectonics: Washington, D.C.* Washington: National Academy Press, pp. 45-62.
- Stuiver, M. & Polach, H. (1977). Radiocarbon. *Radiocarbon*, 19(3), 355-363.
- Sylvester, A. G. & Smith R. R. (1976). Tectonic transpression and basement-controlled deformation in San Andreas Fault zone, Salton trough, California: *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 60, 2081-2102.
- Tchalenko, J. S. (1968). The evolution of kink bands and the development of compression textures in sheared clays. *Tectonophysics*, 6, 159-74.
- Tchalenko, J. S. (1975). Seismicity and structure of the Kopet Dagh (Iran, U.S.S.R.). *Philos. Trans. Roy. Soc.*, 278, 1-28.
- Tolima 7 Días*. (2003). Ibagué Urbana. Ibagué.
- Toro, A. & Osorio, J. (2003). *Determinación de los tensores de esfuerzos actuales para el segmento norte de Los Andes calculados a partir de mecanismos focales de sismos mayores*. Bogotá: INGEOMINAS.
- Utsu, T. & Seki, A. (1954). A relation between the area of aftershock region and energy of main shock (in Japanese). *J. Seism. Soc. Jap.*, 7, 233-240.
- Vergara, H. (1989). Actividad neotectónica de la Falla de Ibagué, Colombia. 5 Congreso Colombiano de Geología. *Memorias*, I, 147-167. Bucaramanga.
- Wells, D. & Coppersmith, K. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 84(4), 974-1002.
- Wilcox, R. E., Harding, T. P. & Seely, D. R. (1973). Basic wrench tectonics. *AAPG Bull.* 57(1), 74-96.

ANEXO 1

Ficha Bibliográfica para Sismos Históricos N.º 1 Fecha : 22-VIII-1996

Datos de la Fuente :

- 1. Titulo de la publicación: Historia de los Terremotos en Colombia
- 2. Ciudad donde se imprime: Santafé de Bogotá _
- 3. Tipo de publicación (marque con x la casilla respectiva)
- REVISTA: VOL. _____, No. _____, año comienzo _____, año finalización _____
- PERIÓDICO : Periodicidad _____, año comienzo _____, año finalización _____
- LIBRO : Autor y año : Jesús Emilio Ramírez, 1975
- OTRO : Especifique:
- 4. Titulo del tema y página(s): Siglo XX, p.109-110
- 5. Biblioteca, Hemeroteca o Archivo donde se encuentra: Instituto Geofísico de los Andes

INFORME SOBRE LA NOTICIA SISMOLÓGICA (Haga una transcripción fielmente literal):

Hora (UT), Día 31 , Mes XII Año 1824 Sismo en Ibagué

Poblaciones que percibieron el sismo y efectos (en habitantes, edificios, terreno) causados por el sismo. Anote también algunos otros efectos secundarios que pudieron observarse. Si es necesario use otra hoja y péguela a esta ficha. Anexos: Sí _____, No _____, ¿Cuántos ? _____:

Proyecto Desarrollo del Modelo Sismotectónico del Territorio Colombiano

X

1824, diciembre 31-1825, enero lo-A su paso por Ibagué el Sr. Hamilton refiere la alarma, que le produjo a él y a su compañero Mr. Cade un temblor de tierra:

"La segunda noche que dormíamos en el convento me desperté de súbito al sentir que la cama se movía de un lado a otro como una zaranda, al propio tiempo que se estremecían con ruido extraño todos los muebles y objetos dispuestos en el cuarto. Al llamar a Mr. Cade, quien dormía en la estancia vecina, y preguntarle si había sentido el remezón que me despertara, me contestó que estaba seguro de haber sido un terremoto, mas, volviendo a quedar todo en calma, pasados algunos momentos volví a sumirme en profundo sueño. Al día siguiente, Mr. Cade me dijo que no había podido pegar los ojos el resto de la noche, temiendo a cada momento que el convento se desplomara sobre nosotros. Al preguntarle al juez político la causa de la alarma ocurrida, nos confirmó que había sido un violento temblor de tierra y que muchos de los habitantes, sobrecogidos de pánico, se habían echado fuera de sus casas y pasado toda la noche en la calle. Añadió que durante los últimos dos meses se habían sentido con frecuencia ligeros temblores y que temían sobreviniera de un momento a otro algún tremendo cataclismo, pues el tiempo había estado inusitadamente bochornoso durante los últimos tres meses sin que en todo este lapso hubiera llovido una sola gota en toda la provincia, lo que había acarreado miseria y males sin cuento a los campesinos, quienes habían visto sus sementeras arrasadas por completo. En Honda las clases acomodadas habían salido de sus casas en la población para albergarse en chozas improvisadas en las montañas circunvecinas, tal era el temor de que se repitiera el terremoto. En cuanto a Mr. Cade y a mí, hubimos de felicitarnos de no haber quedado sepultados bajo las ruinas del convento. Tiempo atrás, había sentido un temblor de tierra en Messina, Sicilia, pero nunca tan violento como el que nos alarmó en Ibagué' (90, T. II, p. 120-121).

ANEXO 2

Anaglifos y Estereopares

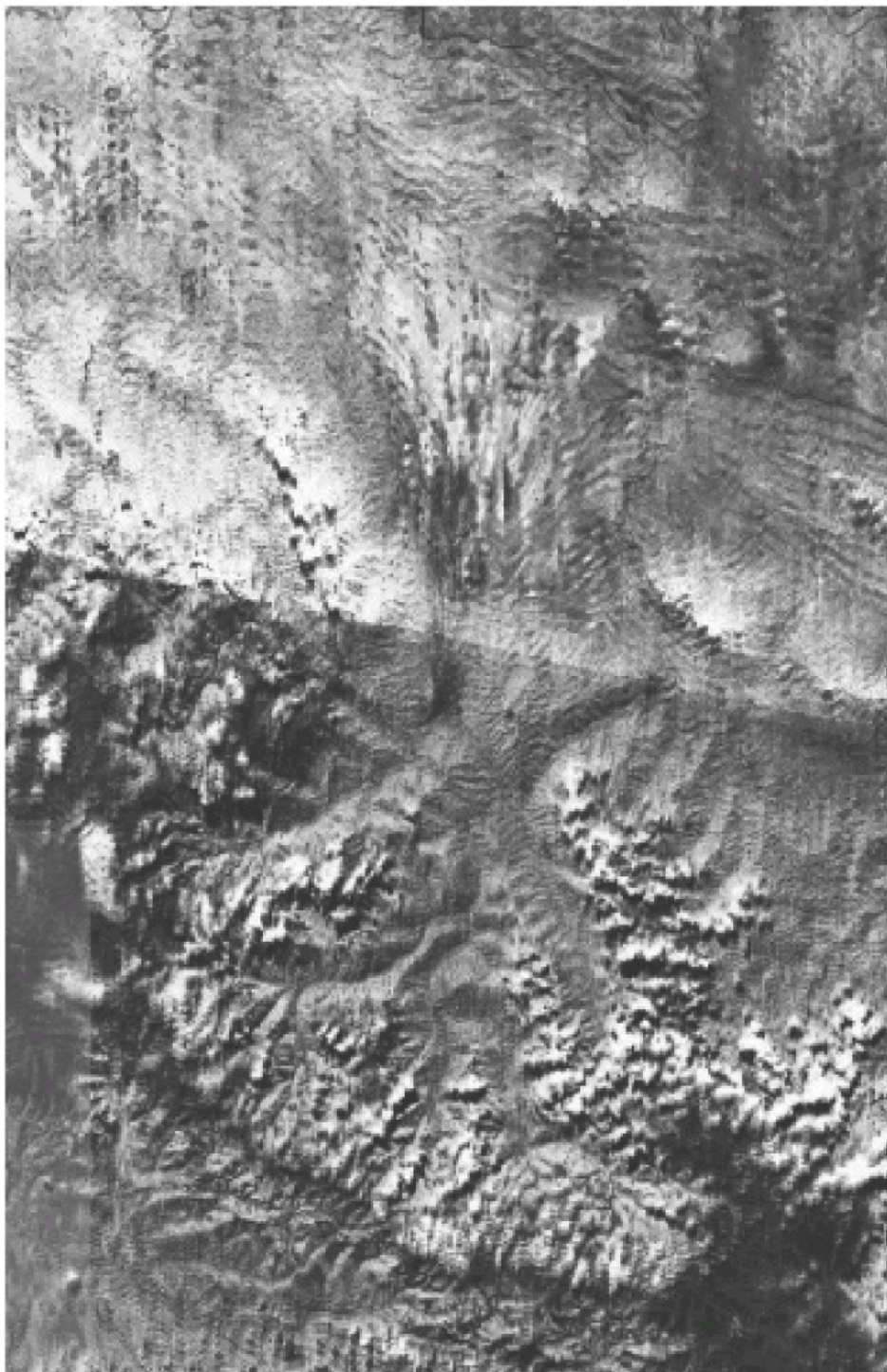


Figura 1. Anaglifo del trazo regional de la Falla Ibagué, para ver detalles comparar con las figuras 9 y 10 del texto. El anaglifo hecho a partir del modelo digital de terreno de la NASA y parte de las escenas de satélite path 8 row 57 y path 9 row está desplegado en colores rojo (ojo izquierdo) y azul (ojo derecho).

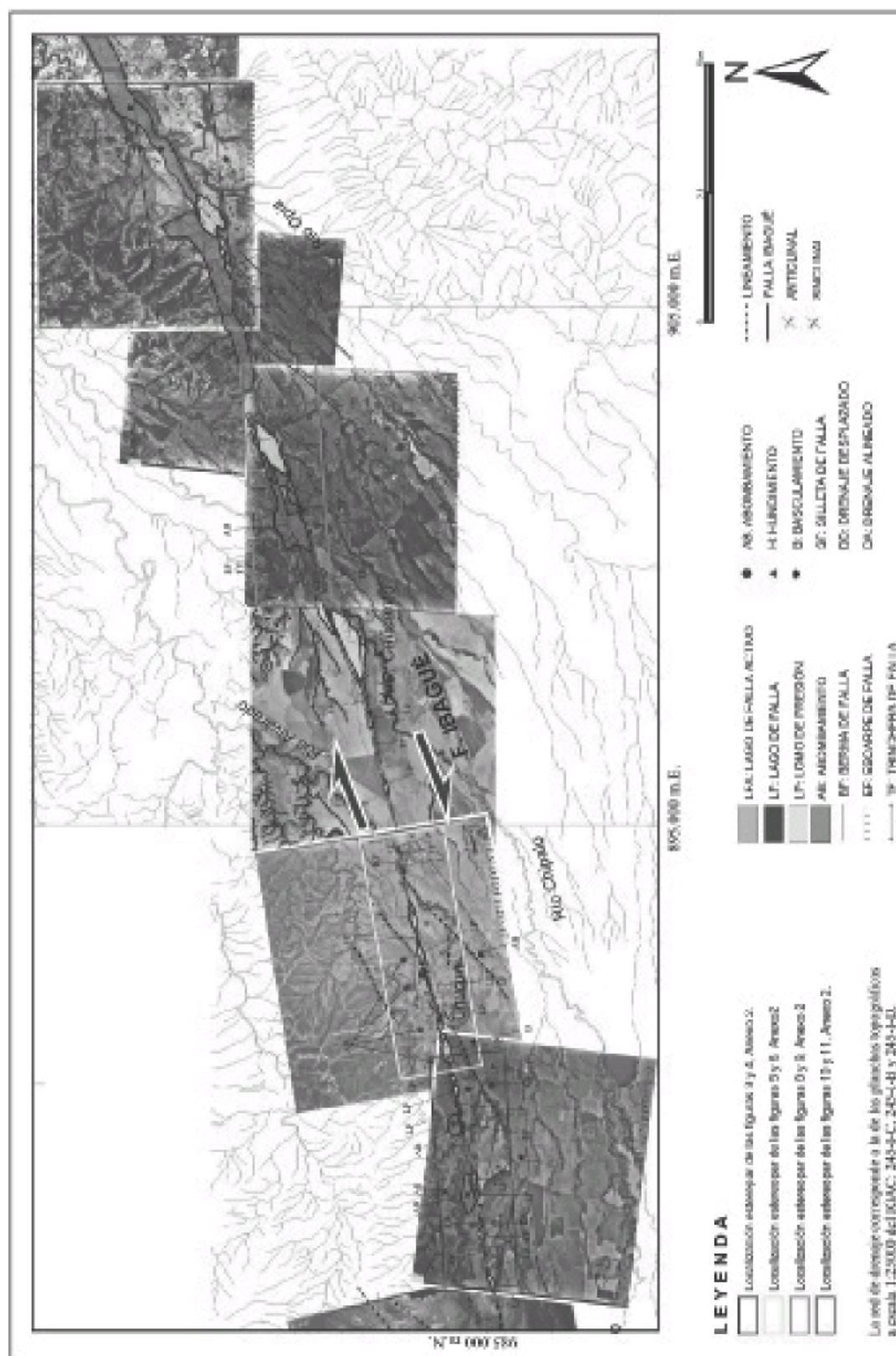


Figura 2. Localización de los estereopares mostrados en las figuras 3, 5, 8 y 10 y de los anaglifs mostrados en las figuras 4, 6, 9 y 11, desplegados en colores rojo (ojo izquierdo) y azul (ojo derecho). En los estereopares se identifica el trazo de la Falla Ibagué y los rasgos morfotectónicos asociados.

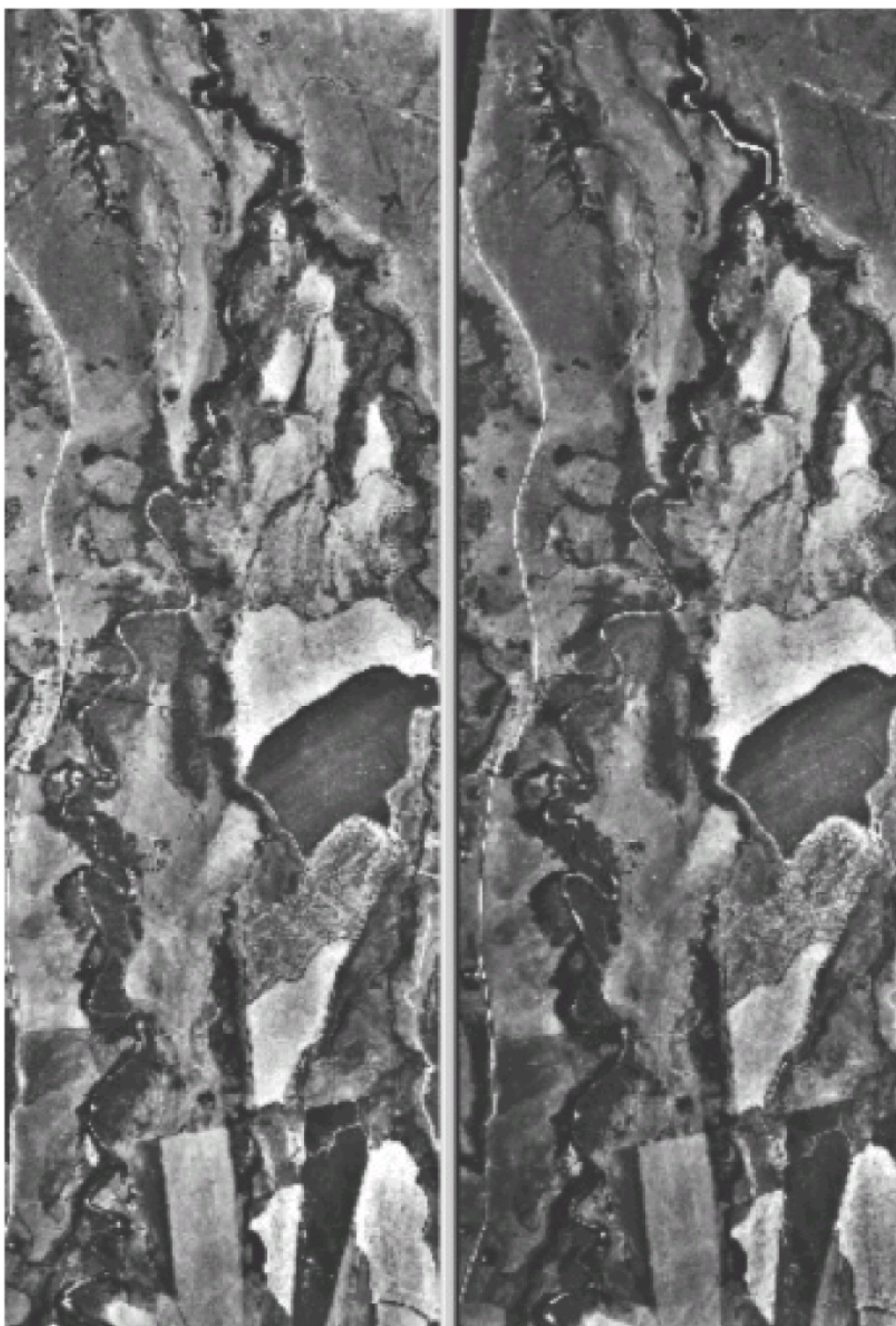


Figura 3. Estereopar de las fotografías aéreas N.º 158 y 157 (línea de vuelo N.º 1273, escala aproximada de las fotografías 1: 20.200), en el cual se registra el trazo de la Falla de Ibagué.

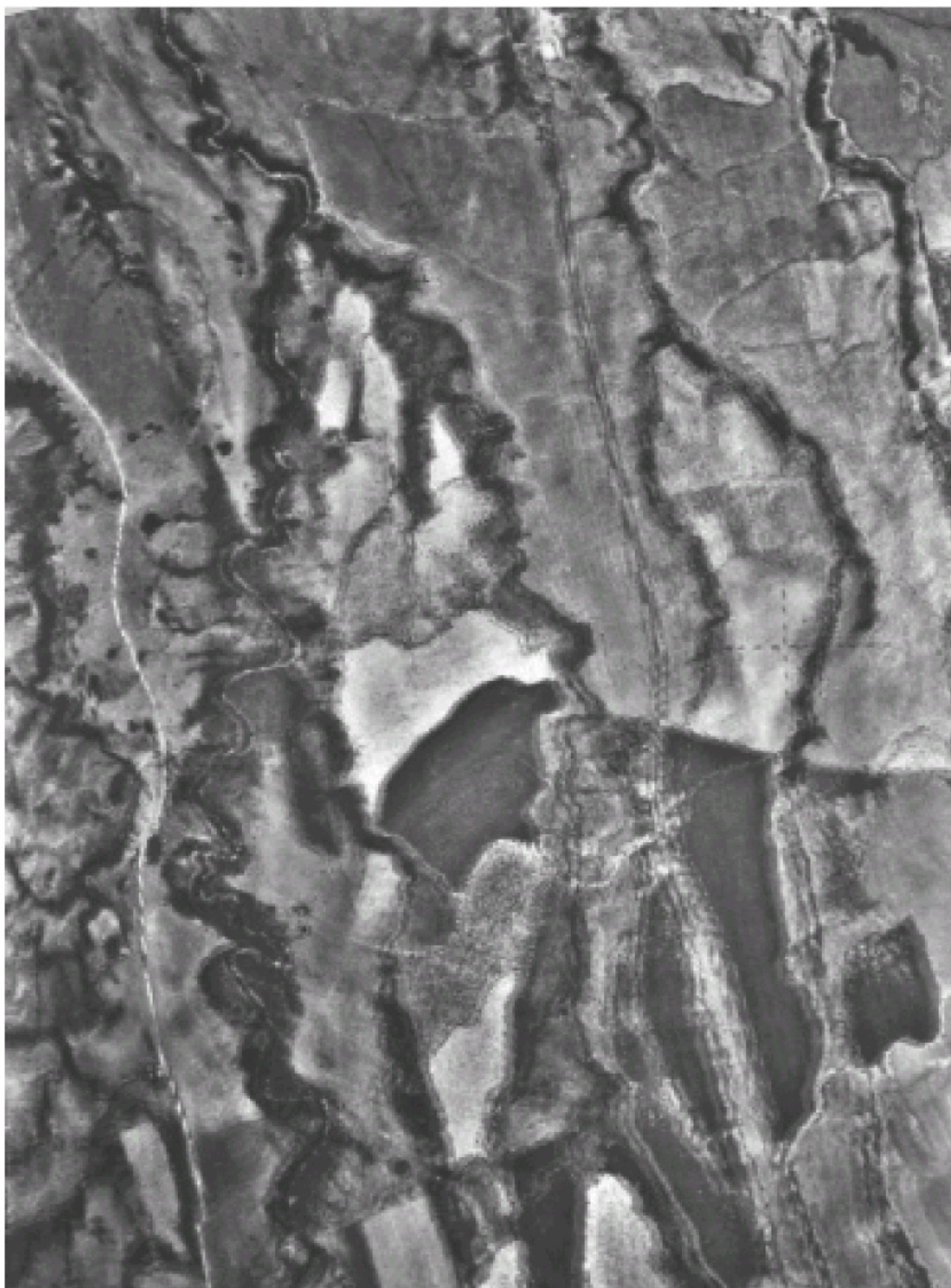


Figura 4. Anaglifo de las fotos aéreas N.º 158 y 157, L.V. N.º 1273, desplegado en colores rojo y azul.

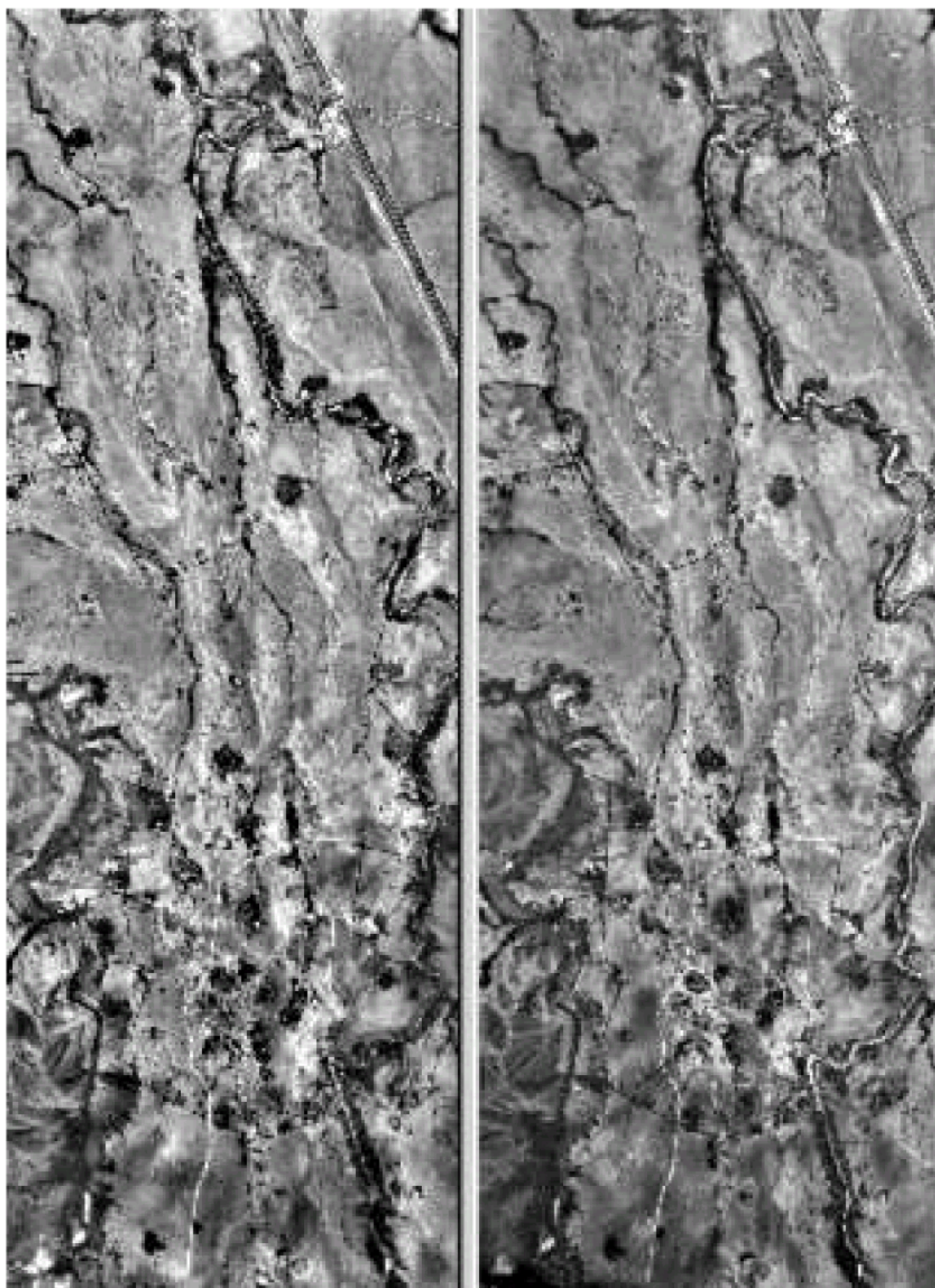


Figura 5. Estereopar de las fotografías aéreas N.º 175 y 174 (línea de vuelo N.º 1273, escala aproximada de las fotografías 1:20.500), en el cual se registra el trazo de la Falla de Ibagué.

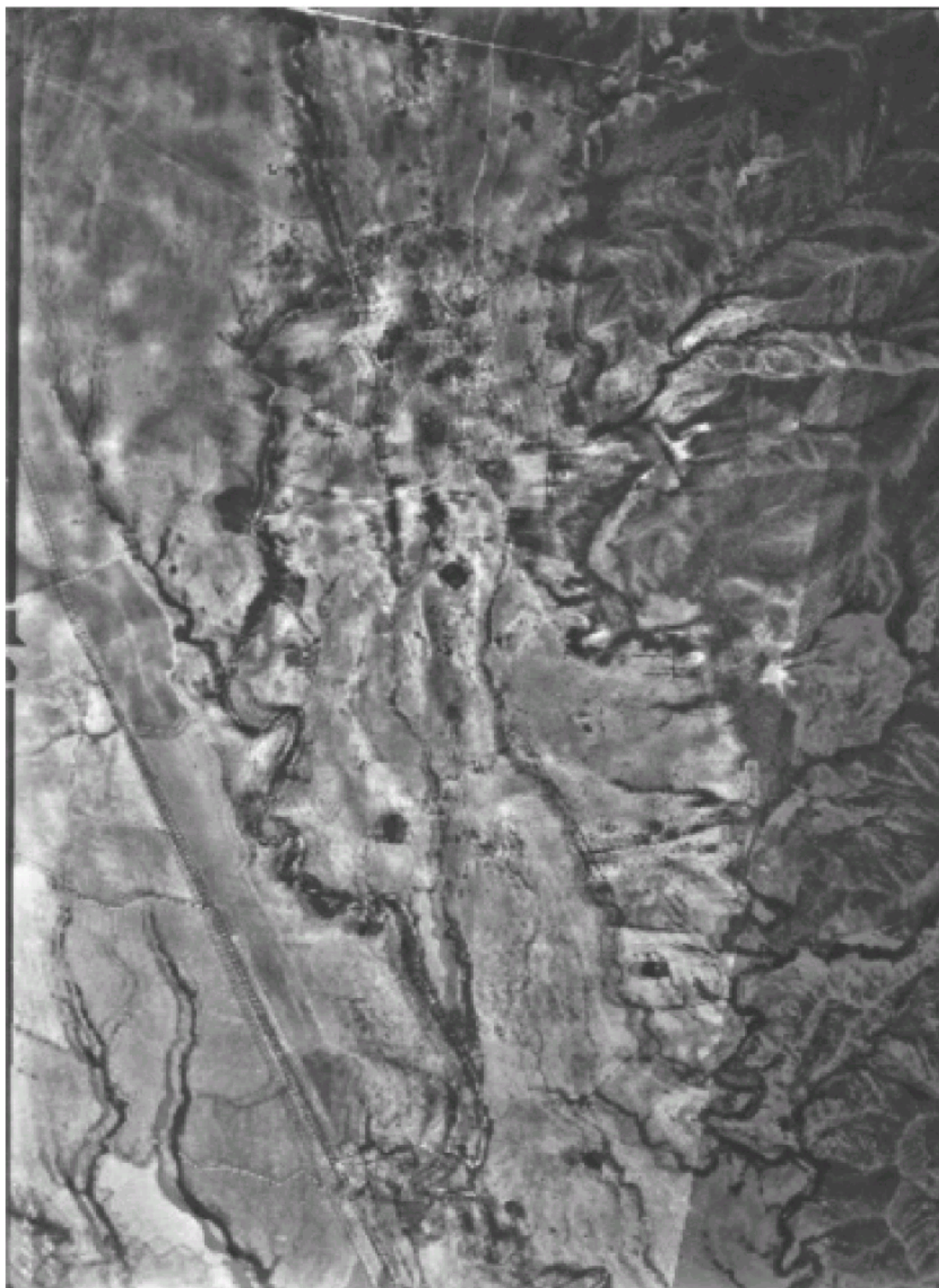


Figura 6. Anaglifo las fotos aéreas N.º 175 y 174, L.V. N.º 1273, desplegado en colores rojo y azul.



Figura 7. Anaglifo de las fotos aéreas N.º 175 y 174, L.V. N.º 1273, desplegado en colores rojo y azul. Anaglifo de detalle para el sitio de trinchera paleosismológica Los Gomos, Falla de Ibagué.

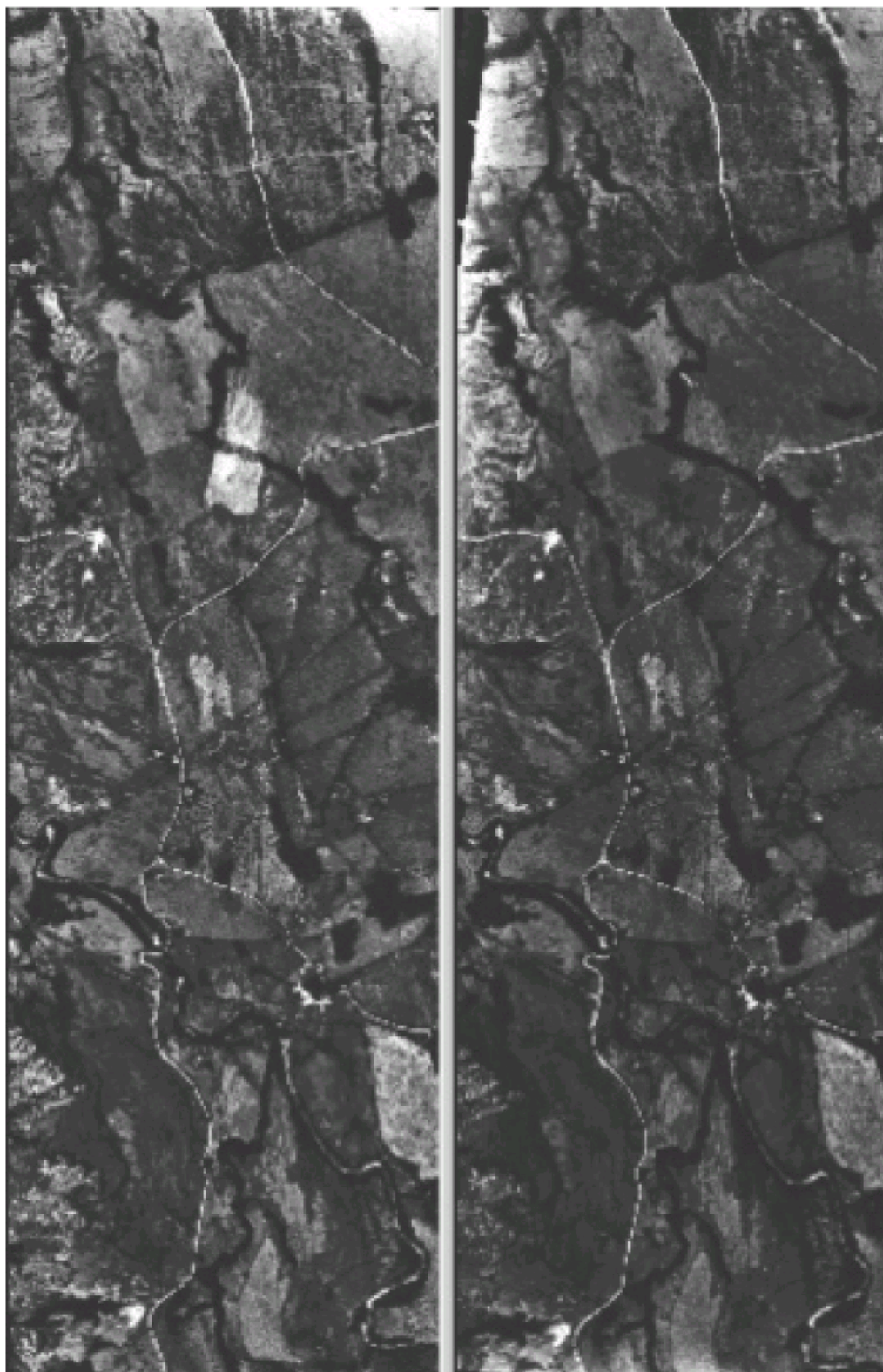


Figura 8. Estereopar de las fotografías aéreas N.º 58 y 59 (línea de vuelo N.º 1273, escala aproximada de las fotografías 1:20.300), en el cual se registra el trazo de la Falla de Ibagué.

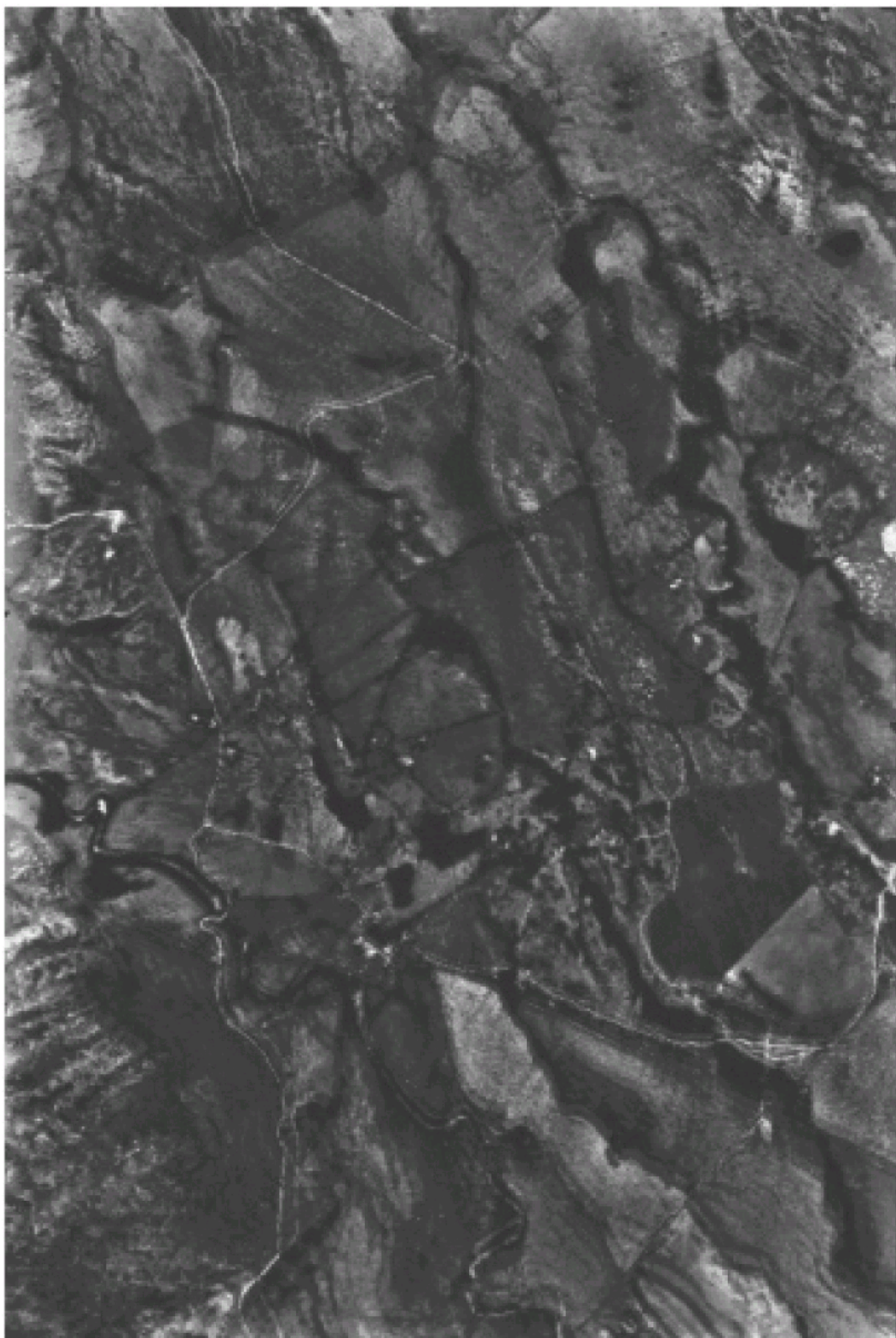


Figura 9. Anaglifo de las fotos aéreas N.º 58 y 59, L.V. N.º 1273, desplegado en colores rojo y azul.

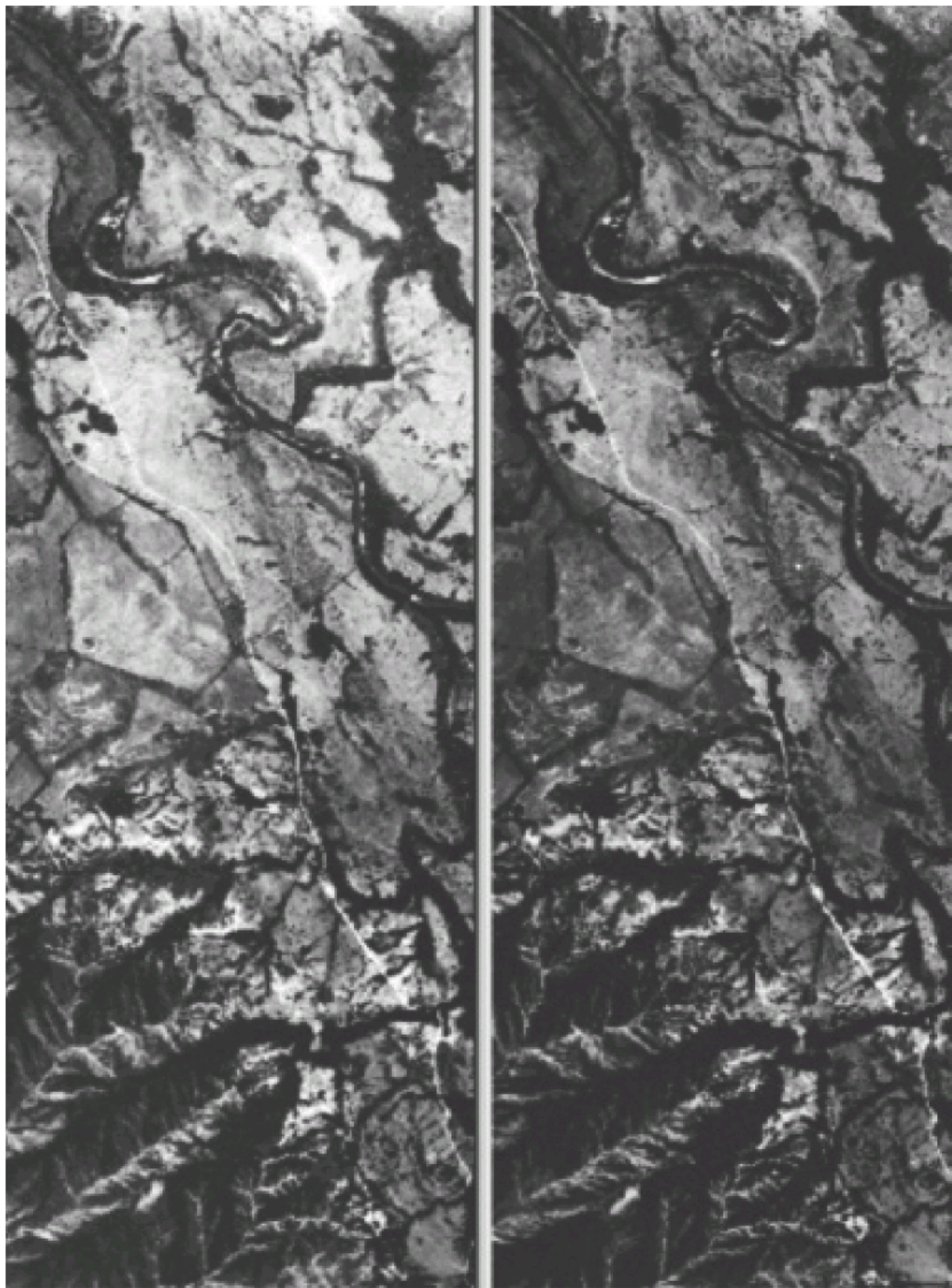


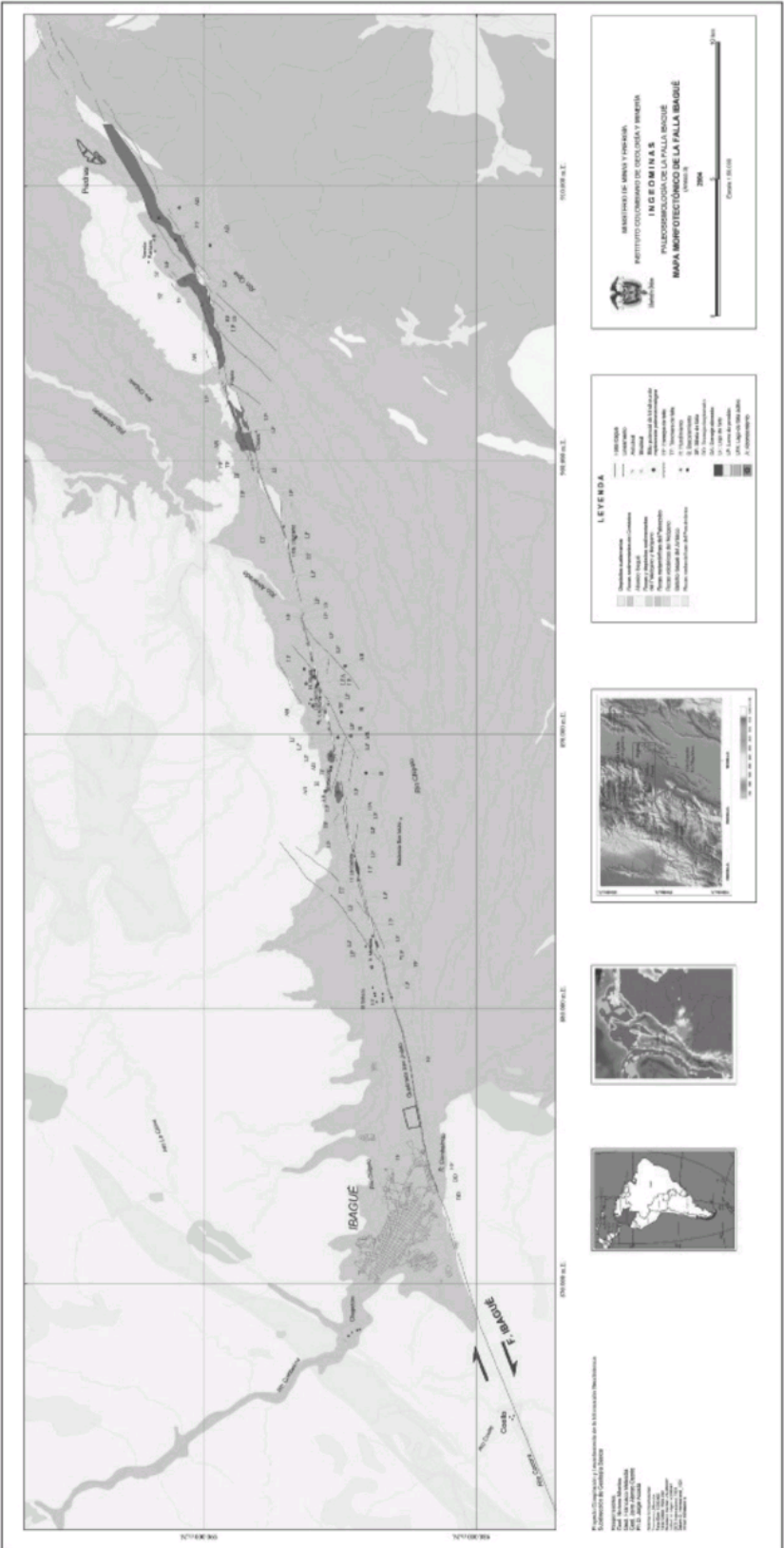
Figura 10. Estereopar de las fotografías aéreas N.ºs 29 y 30 línea de vuelo N.º 1273, escala aproximada de las fotografías 1:21.000), en el cual se registra el trazo de la Falla de Ibagué.



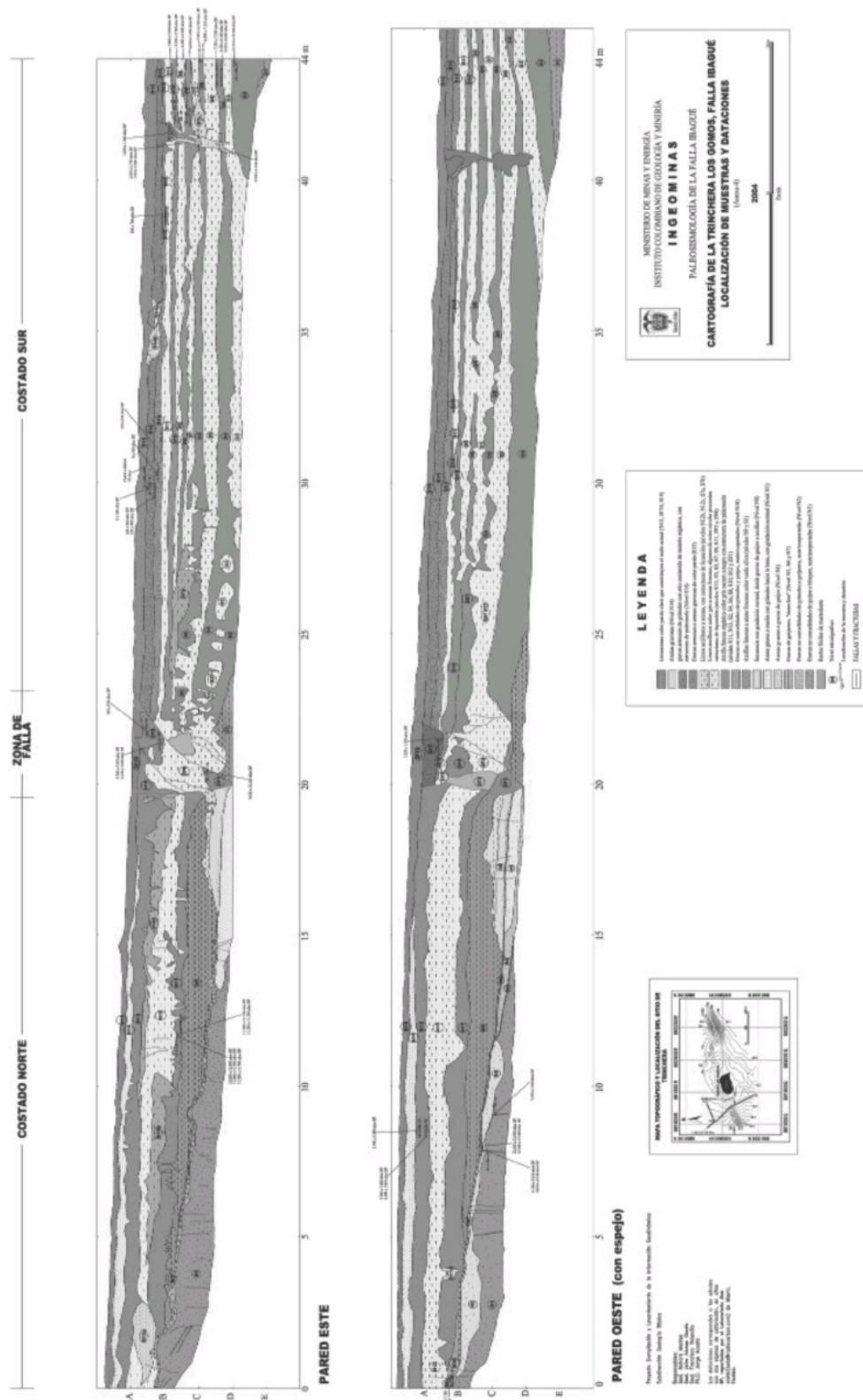
Figura 11 Anaglifo de las fotos N.ºs 29 y 30, L.V. N.º 1273, desplegado en colores rojo y azul.

1

N



Cartografía de la trinchera de Los Gomos, Falla de Ibagué. Localización de muestras y dataciones



ANEXO 5

Dataciones. Informe de laboratorio

BETA ANALYTIC INC.

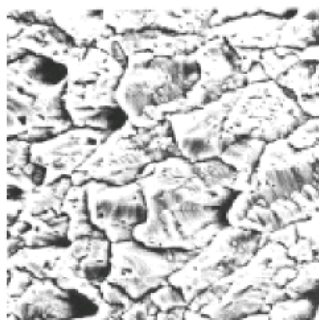
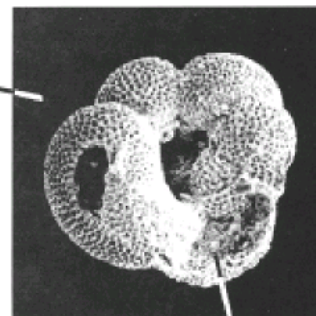
RADIOCARBON DATING SERVICES

Dr. MURRY A. TAMERS
Mr. DARDEN G. HOOD
Directors

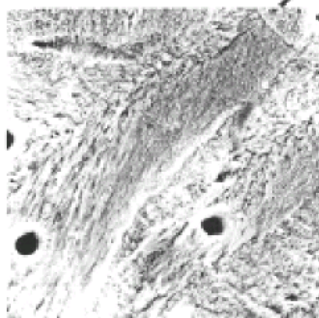
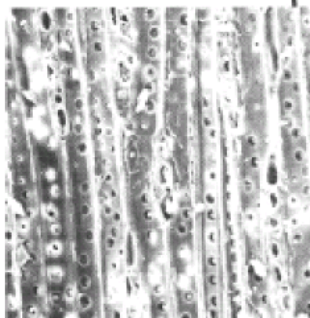
Mr. RONALD E. HATFIELD
Mr. CHRISTOPHER L. PATRICK
Deputy Directors

SCANNING ELECTRON MICROSCOPY (SEM) of materials submitted for radiocarbon dating

Scanning Electron Microscopy (SEM) can be used to magnify objects up to 10,000 times. SEM photographs showing microscopic details provide very useful information in the interpretation of radiocarbon dates. For instance, SEM can be used to distinguish primary vs. secondary shell structure and to identify very small wood, charcoal, and carbonate samples. SEM micrographs are also an excellent addition to reports and theses. We highly recommend this analysis through your own sources, or if not available, by our services.

Primary CaCO_3 , 690x, SEMSamples and pencil point
6x, light photo

Planktonic foraminifera, 95x, SEM

Secondary CaCO_3 , 690x, SEM

Cedar or cypress, 180x, SEM

 CaCO_3 foraminifera infilling, 1380x, SEM

APPROPRIATE MATERIALS: SEM is especially useful for AMS samples. It is recommended for: (1) very small carbonates which cannot be pretreated (forams, ostracods, coccoliths); (2) unidentified macro-fossils concentrated from sediments; and (3) wood or charcoal for which some taxon identification is useful.

THE SERVICE & COST: Three (3) micrographs of various angles and/or magnifications are provided for each sample. Micrographs are obtained on a representative portion of the material submitted for radiocarbon dating, not on the dated material itself. The technician will usually be able to choose the angles and magnifications which are most appropriate. The service does not include identification or characterization, but wherever possible, some will be provided.

4985 S.W. 74 COURT, MIAMI, FL 33155 U.S.A.
TELEPHONE: 305-667-5167 / FAX: 305-663-0964 / E-MAIL: beta@radiocarbon.com



*Consistent Accuracy ...
Delivered On Time.*

Beta Analytic Inc.
4985 SW 74 Court
Miami, Florida 33155 USA
Tel: 305 667 5167
Fax: 305 663 0964
Beta@radiocarbon.com
www.radiocarbon.com

Dr. MURRY A. TAMERS
Mr. DARDEN G. HOOD
Directors

Mr. RONALD E. HATFIELD
Mr. CHRISTOPHER L. PATRICK
Deputy Directors

ANALYTICAL PROCEDURES AND FINAL REPORT

Final Report

The final report package includes the final date report, a statement outlining our analytical procedures, a glossary of pretreatment terms, calendar calibration information, billing documents (containing balance/credit information and the number of samples submitted within the yearly discount period), and peripheral items to use with future submittals. The final report includes the individual analysis method, the delivery basis, the material type and the individual pretreatments applied. The final report will be sent by mail, fax or e-mail, where available.

Pretreatment

Pretreatment methods are reported along with each result. All necessary chemical and mechanical pretreatments of the submitted material are applied at the laboratory to isolate ^{14}C which may best represent the time event of interest. When interpreting the results, it is important to consider the pretreatments. Some samples cannot be fully pretreated, making their ^{14}C ages more subjective than samples which can be fully pretreated. Some materials receive no pretreatments. Please read the pretreatment glossary.

Analysis

Materials measured by the radiometric technique are analyzed by synthesizing sample carbon to benzene (92% C), measuring for ^{14}C content in a scintillation spectrometer, and then calculating for radiocarbon age. If the Extended Counting Service is used, the ^{14}C content is measured for a greatly extended period of time. AMS results are derived from reduction of sample carbon to graphite (100 %C), along with standards and backgrounds. The graphite is then detected for ^{14}C content in an accelerator-mass-spectrometer (AMS) located at one of 9 collaborating research facilities, who return the raw data to us for verification, isotopic fractionation correction, calculation calendar calibration, and reporting.

The Radiocarbon Age and Calendar Calibration

The "Conventional ^{14}C Age (*)" is the result after applying $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ corrections to the measured age and is the most appropriate radiocarbon age (the "" is discussed at the bottom of the final report). Applicable calendar calibrations are included for materials 0 and about 20,000 BP. If certain calibrations are not included with a report, the results were either too young, too old, or inappropriate for calibration.

PRETREATMENT GLOSSARY

Pretreatment of submitted materials is required to eliminate secondary carbon components. These components, if not eliminated, could result in a radiocarbon date which is too young or too old. Pretreatment does not ensure that the radiocarbon date will represent the time event of interest. This is determined by the sample integrity. The old wood effect, burned intrusive roots, bioturbation, secondary deposition, secondary biogenic activity incorporating recent carbon (bacteria) and the analysis of multiple components of differing age are just some examples of potential problems. The pretreatment philosophy is to reduce the sample to a single component, where possible, to minimize the added subjectivity associated with these types of problems.

"acid/alkali/acid"

The sample was first gently crushed/dispersed in deionized water. It was then given hot HCl acid washes to eliminate carbonates and alkali washes (NaOH) to remove secondary organic acids. The alkali washes were followed by a final acid rinse to neutralize the solution prior to drying. Chemical concentrations, temperatures, exposure times, and number of repetitions, were applied accordingly with the uniqueness of the sample. Each chemical solution was neutralized prior to application of the next. During these serial rinses, mechanical contaminants such as associated sediments and rootlets were eliminated. This type of pretreatment is considered a "full pretreatment". On occasion the report will list the pretreatment as "acid/alkali/acid - insolubles" to specify which fraction of the sample was analyzed. This is done on occasion with sediments (See "acid/alkali/acid - solubles")

Typically applied to: charcoal, wood, some peats, some sediments, textiles

"acid/alkali/acid - solubles"

On occasion the alkali soluble fraction will be analyzed. This is a special case where soil conditions imply that the soluble fraction will provide a more accurate date. It is also used on some occasions to verify the present/absence or degree of contamination present from secondary organic acids. The sample was first pretreated with acid to remove any carbonates and to weaken organic bonds. After the alkali washes (as discussed above) are used, the solution containing the alkali soluble fraction is isolated/filtered and combined with acid. The soluble fraction which precipitates is rinsed and dried prior to combustion.

"acid washes"

Surface area was increased as much as possible. Solid chunks were crushed, fibrous materials were shredded, and sediments were dispersed. Acid (HCl) was applied repeatedly to ensure the absence of carbonates. Chemical concentrations, temperatures, exposure times, and number of repetitions, were applied accordingly with the uniqueness of each sample. The sample, for a number of reasons, could not be subjected to alkali washes to ensure the absence of secondary organic acids. The most common reason is that the primary carbon is soluble in the alkali. Dating results reflect the total organic content of the analyzed material. Their accuracy depends on the researcher's ability to subjectively eliminate potential contaminants based on contextual facts.

Typically applied to: organic sediments, some peats, small wood or charcoal, special cases

"collagen extraction"

The material was first tested for friability ("softness"). Very soft bone material is an indication of the potential absence of the collagen fraction (basal bone protein acting as a "reinforcing agent" within the crystalline apatite structure). It was then washed in de-ionized water and gently crushed. Dilute, cold HCl acid was repeatedly applied and replenished until the mineral fraction (bone apatite) was eliminated. The collagen was then dissected and inspected for rootlets. Any rootlets present were also removed when replenishing the acid solutions. Where possible, usually dependant on the amount of collagen available, alkali (NaOH) was also applied to ensure the absence of secondary organic acids.

Typically applied to: bones

"acid etch"

The calcareous material was first washed in de-ionized water, removing associated organic sediments and debris (where present). The material was then crushed/dispersed and repeatedly subjected to HCl etches to eliminate secondary carbonate components. In the case of thick shells, the surfaces were physically abraded prior to etching down to a hard, primary core remained. In the case of porous carbonate nodules and caliche, very long exposure times were applied to allow infiltration of the acid. Acid exposure times, concentrations, and number of repetitions, were applied accordingly with the uniqueness of the sample.

Typically applied to: shells, caliche, calcareous nodules

"neutralized"

Carbonates precipitated from ground water are usually submitted in an alkaline condition (ammonium hydroxide or sodium hydroxide solution). Typically this solution is neutralized in the original sample container, using deionized water. If larger volume dilution was required, the precipitate and solution were transferred to a sealed separatory flask and rinsed to neutrality. Exposure to atmosphere was minimal.

Typically applied to: Strontium carbonate, Barium carbonate
(i.e. precipitated ground water samples)

"none"

No laboratory pretreatments were applied. Special requests and pre-laboratory pretreatment usually accounts for this.

"acid/alkali/acid/cellulose extraction"

Following full acid/alkali/acid pretreatments, the sample is rinsed in NaClO₂ under very controlled conditions (Ph = 3, temperature = 70 degrees C). This eliminates all components except wood cellulose. It is useful for woods which are either very old or highly contaminated.

Applied to: wood

"carbonate precipitation"

Dissolved carbon dioxide and carbonate species are precipitated from submitted water by complexing them as ammonium carbonate. Strontium chloride is added to the ammonium carbonate solution and strontium carbonate is precipitated for the analysis. The result is representative of the dissolved inorganic carbon within the water. Results are reported as "water DIC".

Applied to: water

**BETA ANALYTIC INC.
RADIOCARBON DATING LABORATORY
CALIBRATED C-14 DATING RESULTS**

Calibrations of radiocarbon age determinations are applied to convert BP results to calendar years. The short term difference between the two is caused by fluctuations in the heliomagnetic modulation of the galactic cosmic radiation and, recently, large scale burning of fossil fuels and nuclear devices testing. Geomagnetic variations are the probable cause of longer term differences.

The parameters used for the corrections have been obtained through precise analyses of hundreds of samples taken from known-age tree rings of oak, sequoia, and fir up to about 10,000 BP. Calibration using tree-rings to about 12,000 BP is still being researched and provides somewhat less precise correlation. Beyond that, up to about 20,000 BP, correlation using a modeled curve determined from U/Th measurements on corals is used. This data is still highly subjective. Calibrations are provided up to about 19,000 years BP using the most recent calibration data available (Radiocarbon, Vol 40, No. 3, 1998).

The Pretoria Calibration Procedure (Radiocarbon, Vol 35, No. 1, 1993, pg 317) program has been chosen for these calendar calibrations. It uses splines through the tree-ring data as calibration curves, which eliminates a large part of the statistical scatter of the actual data points. The spline calibration allows adjustment of the average curve by a quantified closeness-of-fit parameter to the measured data points. A single spline is used for the precise correlation data available back to 9900 BP for terrestrial samples and about 6900 BP for marine samples. Beyond that, splines are taken on the error limits of the correlation curve to account for the lack of precision in the data points.

In describing our calibration curves, the solid bars represent one sigma statistics (68% probability) and the hollow bars represent two sigma statistics (95% probability). Marine carbonate samples that have been corrected for $\delta^{13}C/^{12}C$, have also been corrected for both global and local geographic reservoir effects (as published in Radiocarbon, Volume 35, Number 1, 1993) prior to the calibration. Marine carbonates that have not been corrected for $\delta^{13}C/^{12}C$ are adjusted by an assumed value of 0 ‰ in addition to the reservoir corrections.

Reservoir corrections for fresh water carbonates are usually unknown and are generally not accounted for in those calibrations. In the absence of measured $\delta^{13}C/^{12}C$ ratios, a typical value of -5 ‰ is assumed for freshwater carbonates.

(Caveat: the correlation curve for organic materials assume that the material dated was living for exactly ten years (e.g. a collection of 10 individual tree rings taken from the outer portion of a tree that was cut down to produce the sample in the feature dated). For other materials, the maximum and minimum calibrated age ranges given by the computer program are uncertain. The possibility of an "old wood effect" must also be considered, as well as the potential inclusion of younger or older material in matrix samples. Since these factors are indeterminant error in most cases, these calendar calibration results should be used only for illustrative purposes. In the case of carbonates, reservoir correction is theoretical and the local variations are real, highly variable and dependant on provenience. Since imprecision in the correlation data beyond 10,00 years is high, calibrations in this range are likely to change in the future with refinement in the correlation curve. The age ranges and especially the intercept ages generated by the program, must be considered as approximations.)

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

Variables used in the calculation of age calibration → (Variables: est. C13/C12=-25-lab. mult=1)

Laboratory number: **Beta-123456**

The calendar age range in both calendar years (AD or BC) and in Radiocarbon Years (BP)

Conventional radiocarbon age¹: **2400±60 BP**

2 Sigma calibrated result: **Cal BC 770 to 380 (Cal BP 2720 to 2330)**

¹ C13/C12 ratio estimated

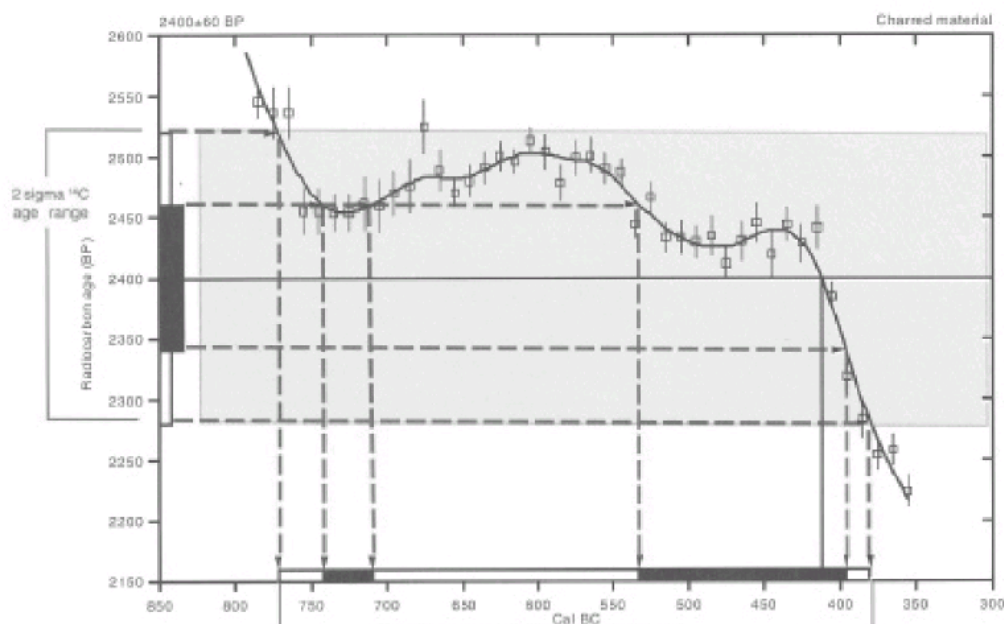
Intercept data

Intercept of radiocarbon age with calibration curve: **Cal BC 410 (Cal BP 2360)**

1 Sigma calibrated result: **Cal BC 740 to 710 (Cal BP 2690 to 2660) and Cal BC 535 to 395 (Cal BP 2485 to 2345)**

The uncalibrated Conventional Radiocarbon Age (± 1 sigma)

The intercept between the average radiocarbon age and the calibrated curve time scale. This value is illustrative and should not be used by itself.



References:

- Database used**
Intcal 98
Calibration Database
Editorial Comment
 Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, *Radiocarbon* 40(3), pxi-xii
INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration
 Stuiver, M., et. al., 1998, *Radiocarbon* 40(3), p1041-1083
Mathematics
 A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates
 Taha, A. S., Vogel, J. C., 1993, *Radiocarbon* 35(2), p317-322

References for the calibration data and the mathematics applied to the data. These references, as well as the Conventional Radiocarbon Age and the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio used should be included in your papers.

Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

4985 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)667-5167 • Fax: (305)663-0964 • E-mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-14.2;lab_mult=1)

Laboratory number: Beta-179458

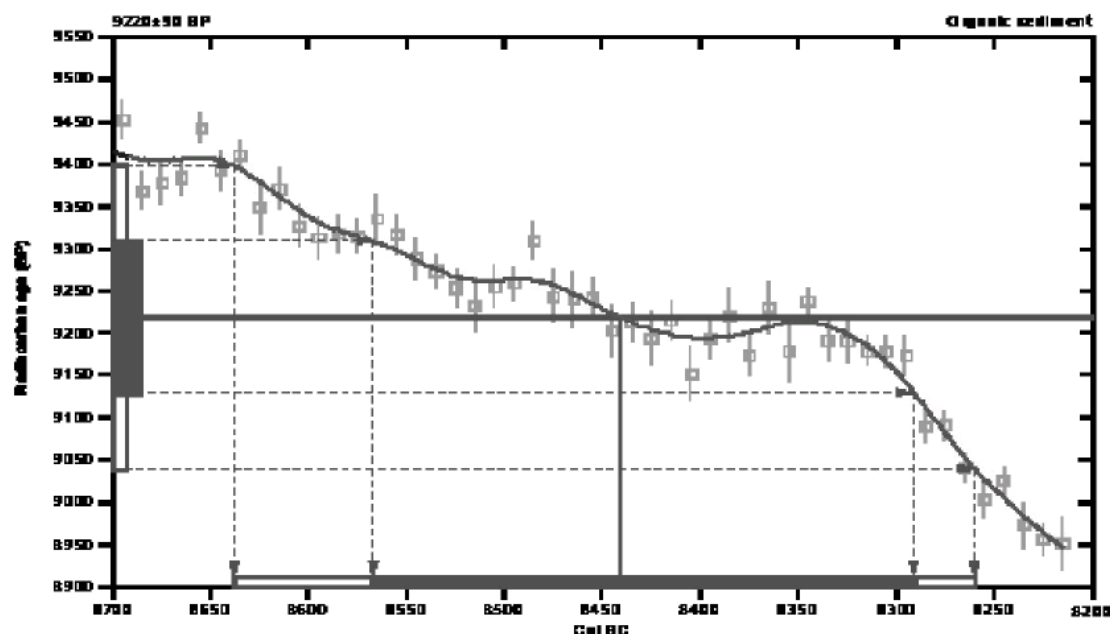
Conventional radiocarbon age: 9228±98 BP

2 Sigma calibrated result: Cal BC 2648 to 2268 (Cal BP 10598 to 10218)
(95% probability)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age
with calibration curve: Cal BC 2440 (Cal BP 10390)

1 Sigma calibrated result: Cal BC 2570 to 2290 (Cal BP 10520 to 10240)
(68% probability)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, *Radiocarbon* 40(3), p211-211

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, *Radiocarbon* 40(3), p1041-1063

Methodology

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talbot, A. S., Vogel, J. C., 1993, *Radiocarbon* 35(2), p317-323

Beta Analytic Inc.

4923 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 667 0994 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-13.3; lab. mult=1)

Laboratory number: Beta-179451

Conventional radiocarbon age: 7590±70 BP

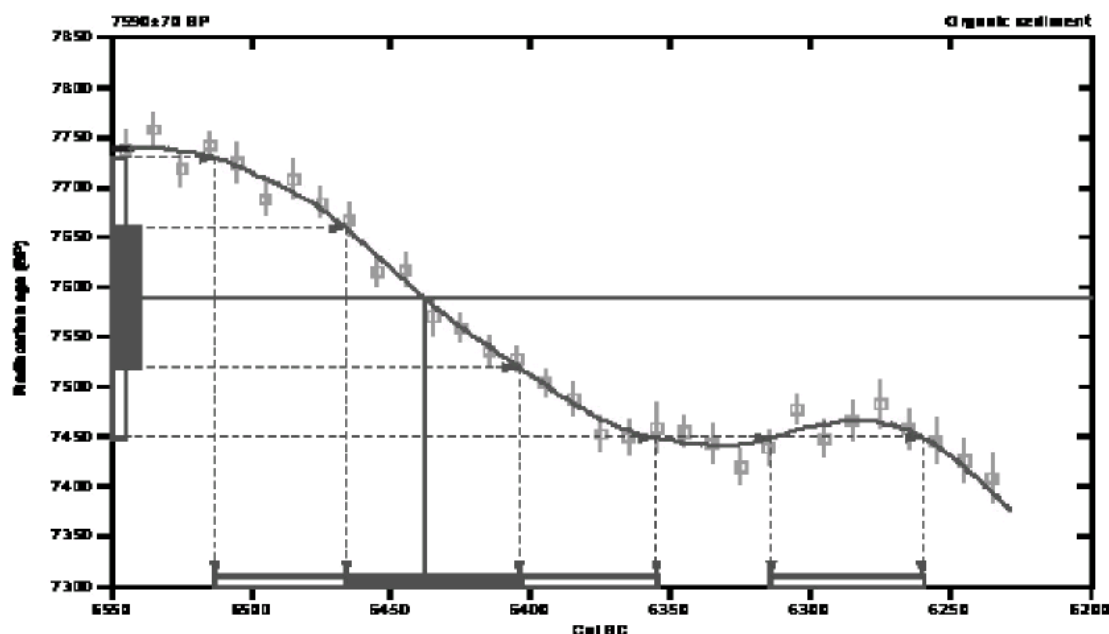
2 Sigma calibrated results: Cal BC 6510 to 6360 (Cal BP 8460 to 8300) and
(95% probability) Cal BC 6310 to 6260 (Cal BP 8260 to 8210)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age

with calibration curve: Cal BC 6440 (Cal BP 8390)

1 Sigma calibrated result: Cal BC 6470 to 6400 (Cal BP 8420 to 8350)
(62% probability)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), p381-381

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1641-1663

Methodology

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talbot, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 33(2), p317-323

Beta Analytic Inc.

4983 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 667 0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-12.9;lab_mult=1)

Laboratory number: Beta-179452

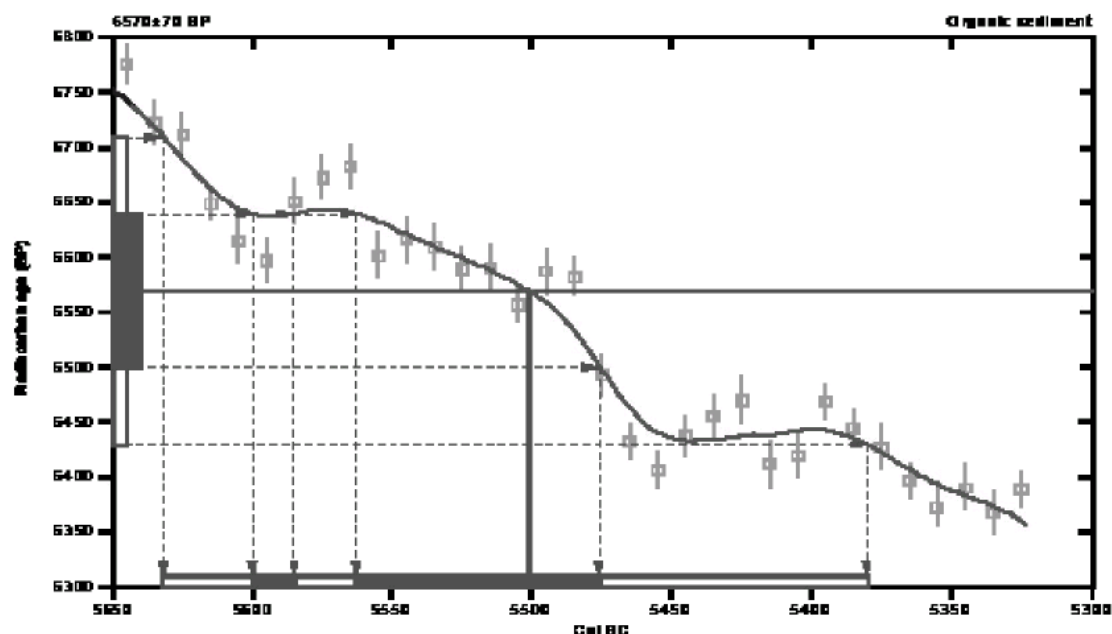
Conventional radiocarbon age: 6578±78 BP

2 Sigma calibrated result: Cal BC 5638 to 5388 (Cal BP 7588 to 7338)
(95% probability)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age
with calibration curve: Cal BC 5500 (Cal BP 7450)

1 Sigma calibrated results: Cal BC 5600 to 5580 (Cal BP 7550 to 7540) and
(68% probability) Cal BC 5560 to 5480 (Cal BP 7510 to 7430)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), pxi-xxi

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1661-1663

Methodology

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talbot, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-323

Beta Analytic Inc.

4925 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 667 0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-12.6;lab.mult=1)

Laboratory number: Beta-179453

Conventional radiocarbon age: 6260±70 BP

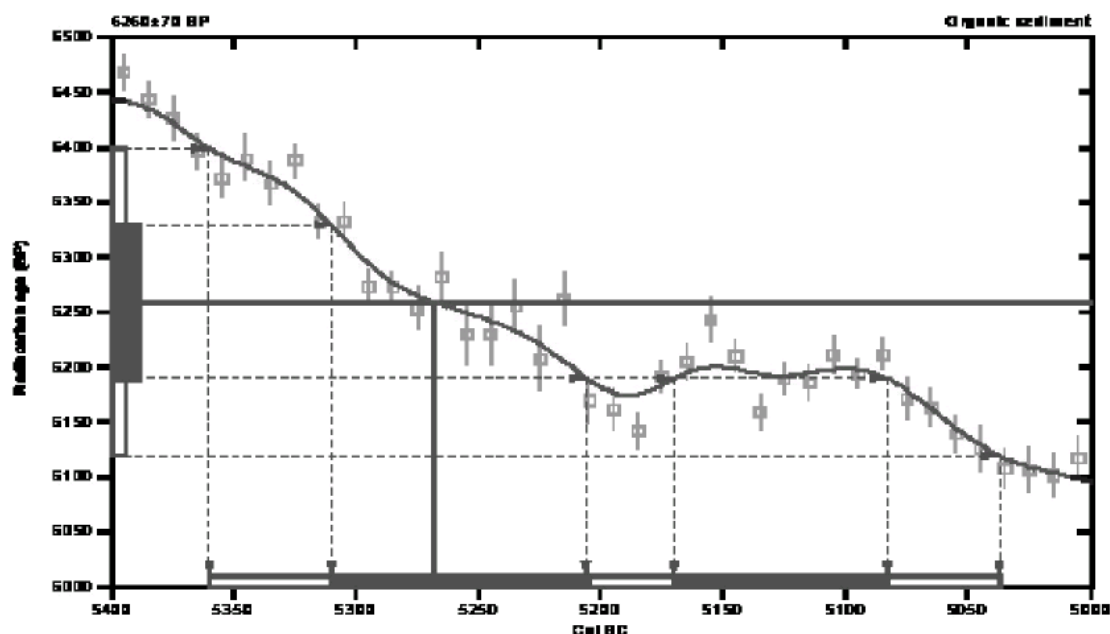
2 Sigma calibrated result: Cal BC 5360 to 5040 (Cal BP 7310 to 6990)
(95% probability)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age

with calibration curve: Cal BC 5270 (Cal BP 7220)

1 Sigma calibrated results: Cal BC 5310 to 5210 (Cal BP 7260 to 7160) and
(68% probability) Cal BC 5170 to 5080 (Cal BP 7120 to 7030)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), p381-381

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1641-1683

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talbot, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 33(2), p317-323

Beta Analytic Inc.

4903 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 667 0761 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-12.6;lab_mult=1)

Laboratory number: Beta-179454

Conventional radiocarbon age: 5268 ± 60 BP

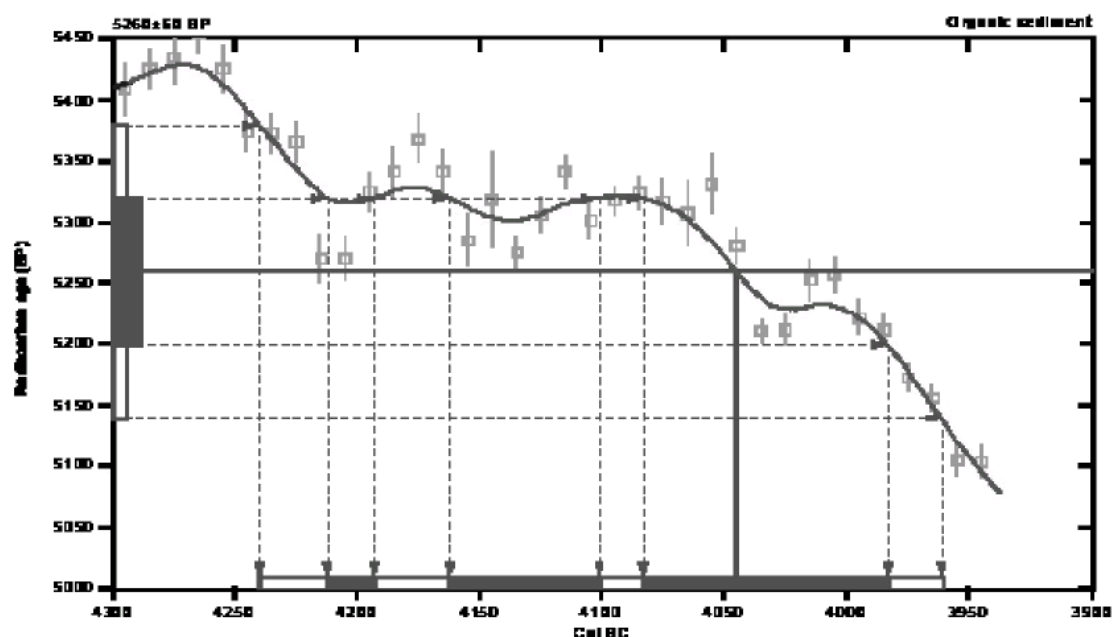
2 Sigma calibrated result: Cal BC 4240 to 3960 (Cal BP 6190 to 5910)
(95% probability)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age

with calibration curve: Cal BC 4040 (Cal BP 6000)

1 Sigma calibrated results: Cal BC 4210 to 4190 (Cal BP 6160 to 6140) and
(68% probability)
Cal BC 4160 to 4100 (Cal BP 6110 to 6050) and
Cal BC 4080 to 3980 (Cal BP 6030 to 5930)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, *Radiocarbon* 40(3), pxi-xlii

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, *Radiocarbon* 40(3), p1661-1683

Methodology

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talbot, A. S., Vogel, J. C., 1993, *Radiocarbon* 35(2), p317-323

Beta Analytic Inc.

4925 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 667 0994 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-13.3; lab. mult=1)

Laboratory number: Beta-179455

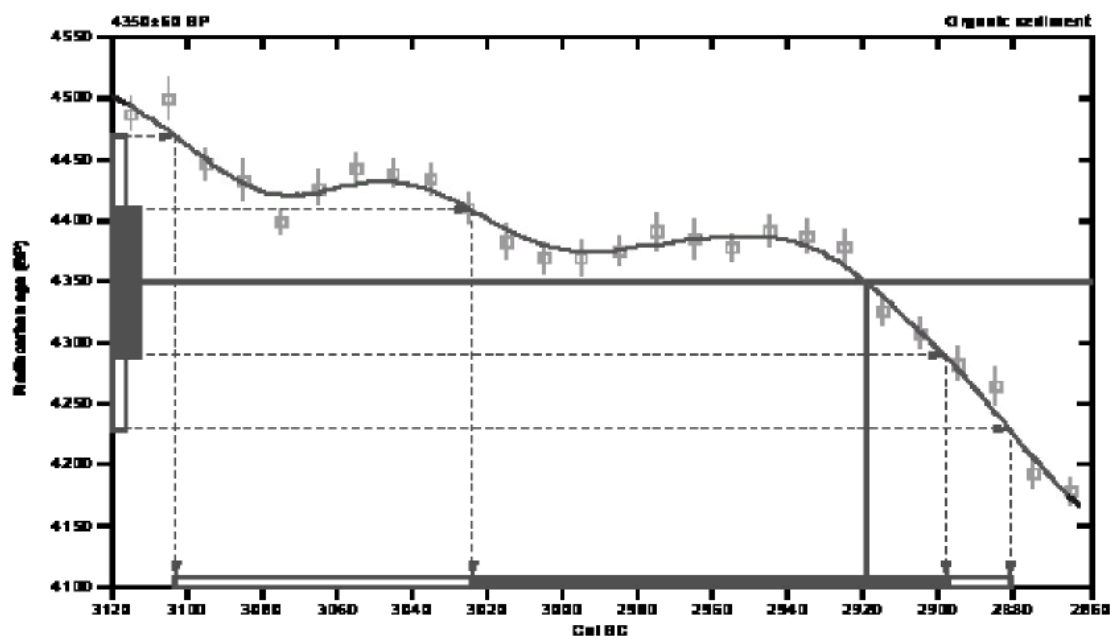
Conventional radiocarbon age: 4350±60 BP

2 Sigma calibrated result: Cal BC 3100 to 2880 (Cal BP 5050 to 4830)
(95% probability)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age
with calibration curve: Cal BC 2920 (Cal BP 4870)

1 Sigma calibrated result: Cal BC 3020 to 2900 (Cal BP 4970 to 4850)
(68% probability)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), p381-401

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1041-1083

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talbot, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 33(2), p317-323

Beta Analytic Inc.

4903 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 667 0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-12.7;lab_mult=1)

Laboratory number: Beta-179456

Conventional radiocarbon age: 4818±58 BP

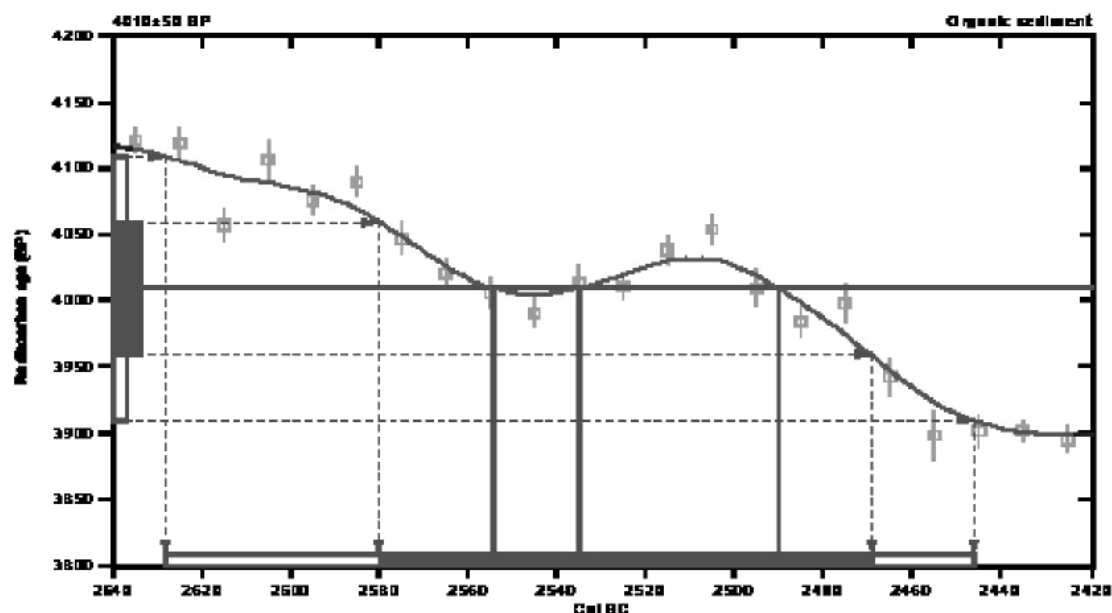
2 Sigma calibrated result: Cal BC 2638 to 2458 (Cal BP 4588 to 4488)
(95% probability)

Intercept data

Intercepts of radiocarbon age

with calibration curve: Cal BC 2550 (Cal BP 4500) and
Cal BC 2540 (Cal BP 4480) and
Cal BC 2490 (Cal BP 4440)

1 Sigma calibrated result: Cal BC 2580 to 2470 (Cal BP 4530 to 4420)
(68% probability)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), p211-216

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1041-1083

Methodology

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talbot, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-323

Beta Analytic Inc.

4925 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 667 0994 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-12.3; lab. mult=1)

Laboratory number: Beta-179457

Conventional radiocarbon age: 2438±78 BP

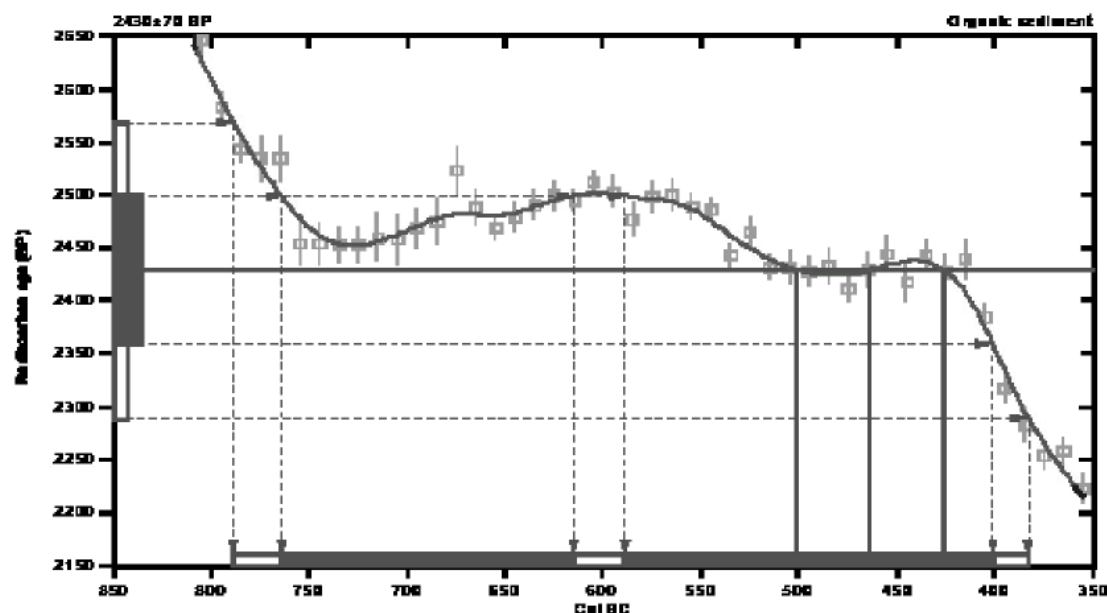
2 Sigma calibrated result: Cal BC 798 to 389 (Cal BP 2740 to 2330)
(95% probability)

Intercept data

Intercepts of radiocarbon age

with calibration curve: Cal BC 500 (Cal BP 2450) and
Cal BC 460 (Cal BP 2410) and
Cal BC 430 (Cal BP 2380)

1 Sigma calibrated results: Cal BC 760 to 620 (Cal BP 2710 to 2560) and
(62% probability) Cal BC 590 to 400 (Cal BP 2540 to 2350)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, *Radiocarbon* 40(3), p381-381

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, *Radiocarbon* 40(3), p1641-1663

Methodologies

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talbot, A. S., Vogel, J. C., 1993, *Radiocarbon* 33(2), p317-323

Beta Analytic Inc.

4983 SW 74 Court Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 667 0761 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-12.5;lab_mult=1)

Laboratory number: Beta-179458

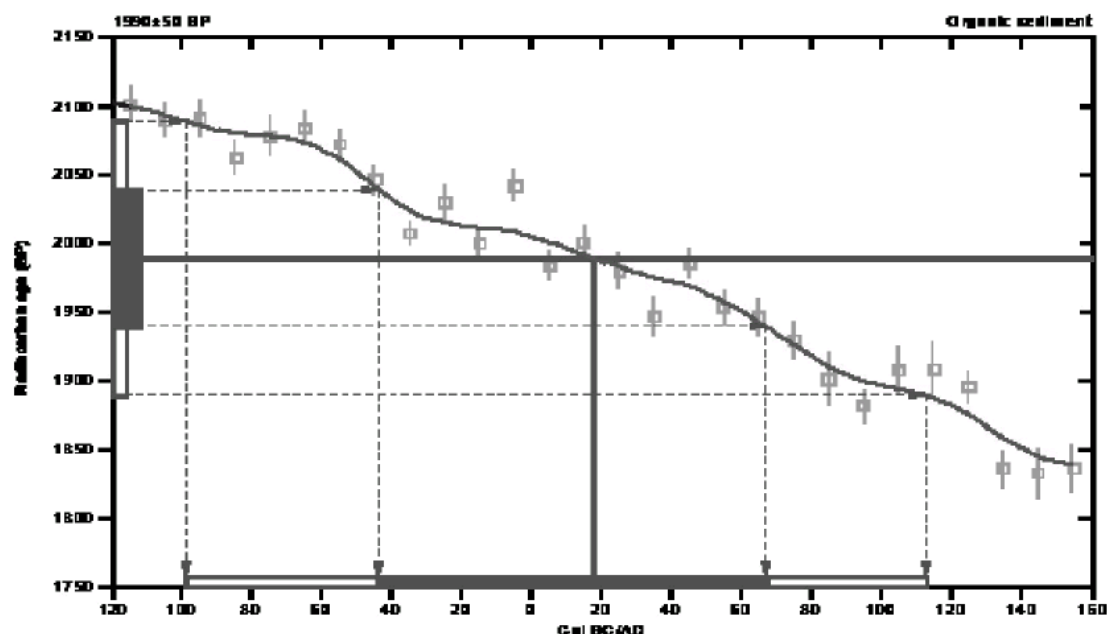
Conventional radiocarbon age: 1990±50 BP

2 Sigma calibrated result: Cal BC 100 to Cal AD 110 (Cal BP 2050 to 1840)
(95% probability)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age
with calibration curve: Cal AD 20 (Cal BP 1930)

1 Sigma calibrated result: Cal BC 40 to Cal AD 70 (Cal BP 1990 to 1880)
(68% probability)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, *Radiocarbon* 40(3), pxi-xlii

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, *Radiocarbon* 40(3), p1661-1663

Methodology

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talbot, A. S., Vogel, J. C., 1993, *Radiocarbon* 35(2), p317-323

Beta Analytic Inc.

4923 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 667 0994 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-13.8; lab. mult=1)

Laboratory number: Beta-179459

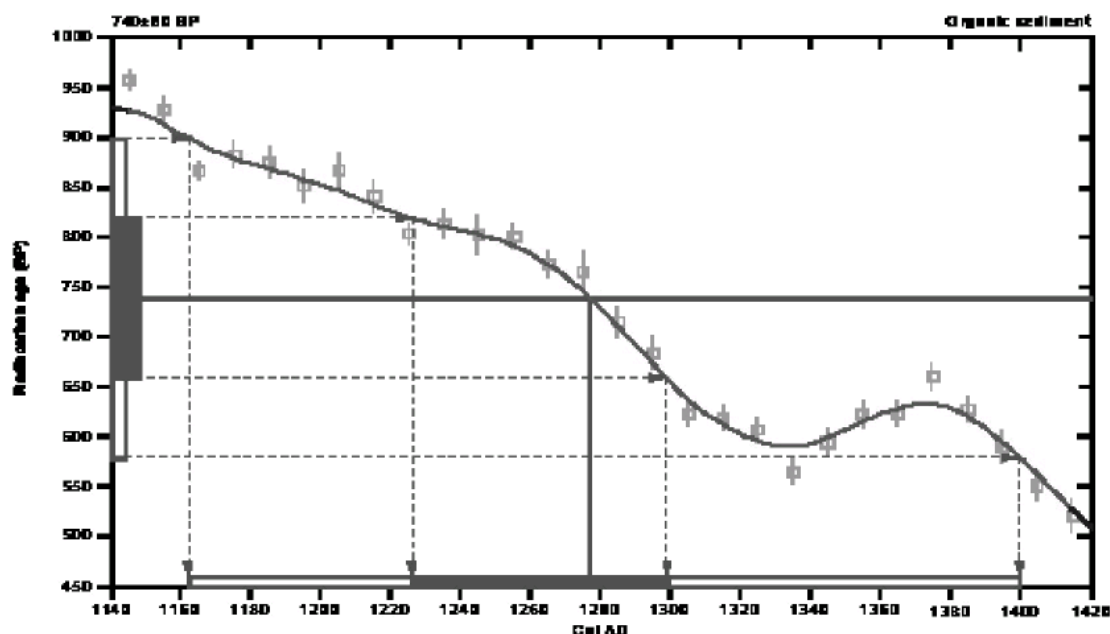
Conventional radiocarbon age: 740±80 BP

2 Sigma calibrated result: Cal AD 1160 to 1400 (Cal BP 790 to 550)
(95% probability)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age
with calibration curve: Cal AD 1280 (Cal BP 670)

1 Sigma calibrated result: Cal AD 1230 to 1300 (Cal BP 720 to 650)
(68% probability)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, *Radiocarbon* 40(3), p381-401

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, *Radiocarbon* 40(3), p1041-1083

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talbot, A. S., Vogel, J. C., 1993, *Radiocarbon* 35(2), p317-323

Beta Analytic Inc.

4903 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 667 0944 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-14.9;lab_mult=1)

Laboratory number: Beta-179469

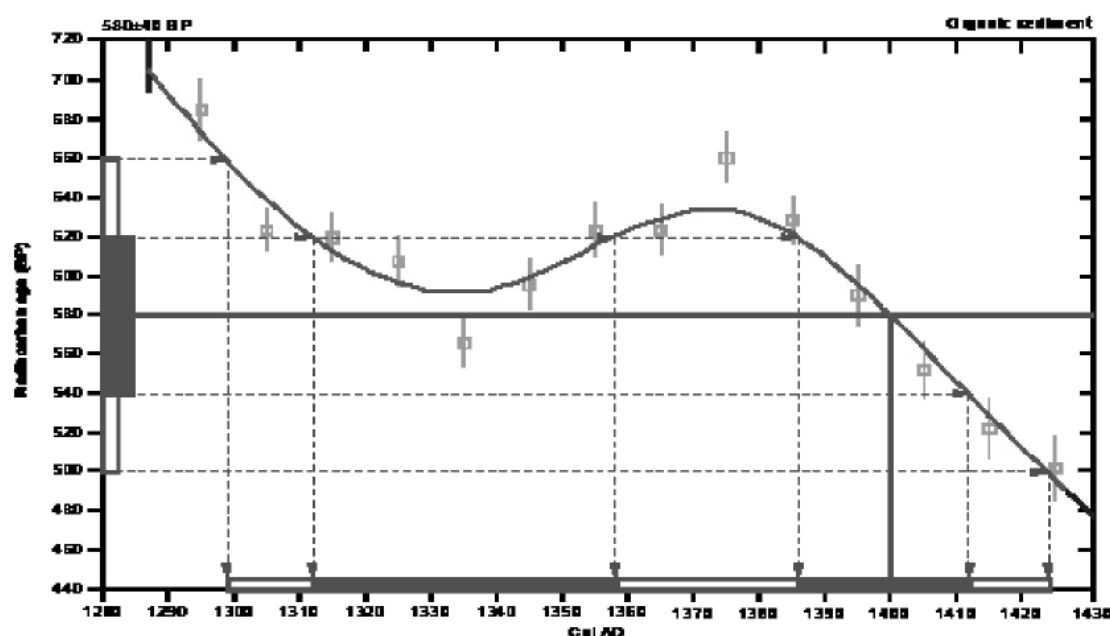
Conventional radiocarbon age: 589±48 BP

2 Sigma calibrated result: Cal AD 1390 to 1420 (Cal BP 650 to 530)
(95% probability)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age
with calibration curve: Cal AD 1400 (Cal BP 550)

1 Sigma calibrated results: Cal AD 1310 to 1360 (Cal BP 640 to 590) and
(68% probability) Cal AD 1390 to 1410 (Cal BP 560 to 540)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), pxi-xlii

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1661-1663

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talbot, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-323

Beta Analytic Inc.

4923 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 667 0994 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-14.7; lab. mult=1)

Laboratory number: Beta-179461

Conventional radiocarbon age: 220±70 BP

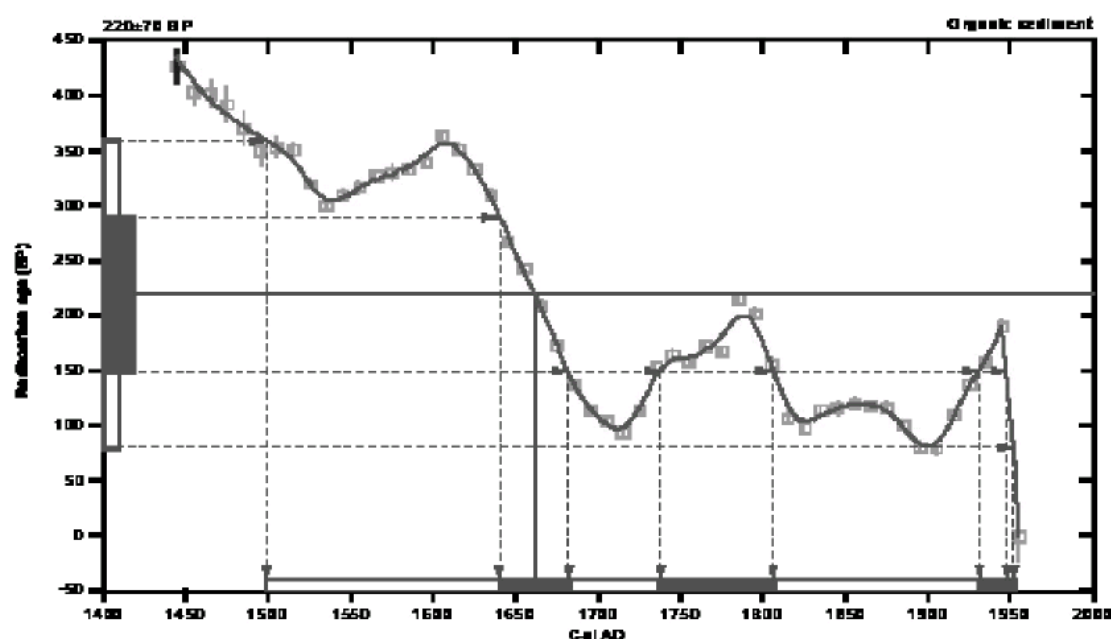
2 Sigma calibrated result: Cal AD 1500 to 1950 (Cal BP 450 to 0)
(95% probability)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age

with calibration curve: Cal AD 1660 (Cal BP 290)

1 Sigma calibrated results: Cal AD 1640 to 1680 (Cal BP 310 to 270) and
(68% probability) Cal AD 1740 to 1810 (Cal BP 210 to 140) and
Cal AD 1930 to 1950 (Cal BP 20 to 0)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), p381-381

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1641-1663

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 33(2), p317-323

Beta Analytic Inc.

4903 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 667 0944 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-14.4;lab_mult=1)

Laboratory number: Beta-179462

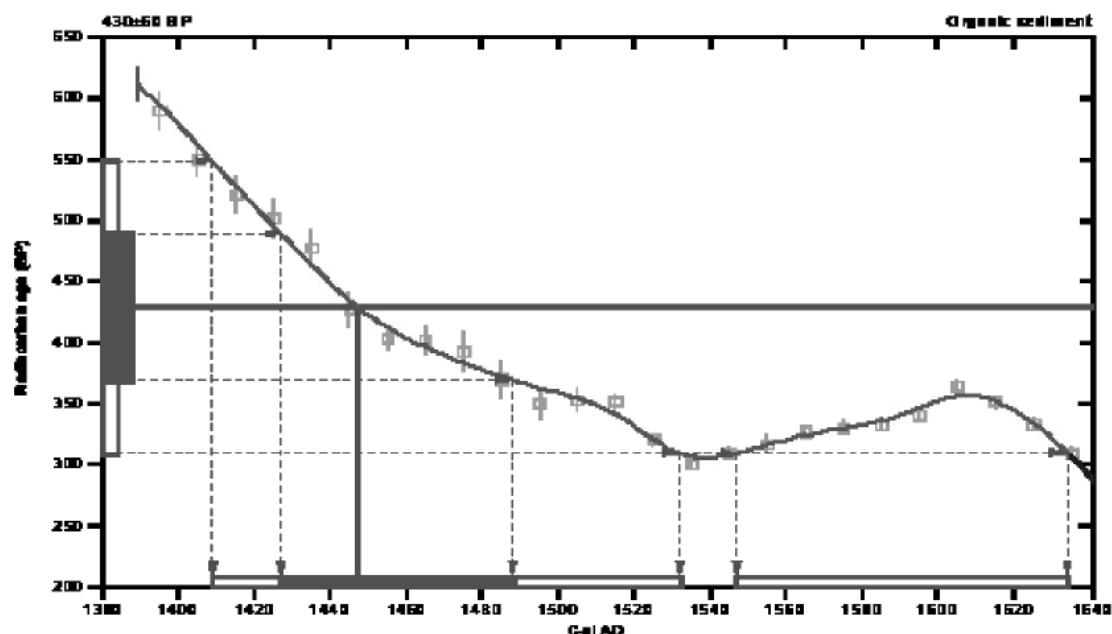
Conventional radiocarbon age: 430 ± 60 BP

2 Sigma calibrated results: Cal AD 1410 to 1530 (Cal BP 540 to 420) and
(95% probability) Cal AD 1550 to 1630 (Cal BP 400 to 320)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age
with calibration curve: Cal AD 1450 (Cal BP 500)

1 Sigma calibrated result: Cal AD 1430 to 1490 (Cal BP 520 to 480)
(68% probability)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), pxi-xxii

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1041-1083

Methodology

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talbot, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-323

Beta Analytic Inc.

4925 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 667 0994 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-14.7; lab. mult=1)

Laboratory number: Beta-179463

Conventional radiocarbon age: 158 ± 58 BP

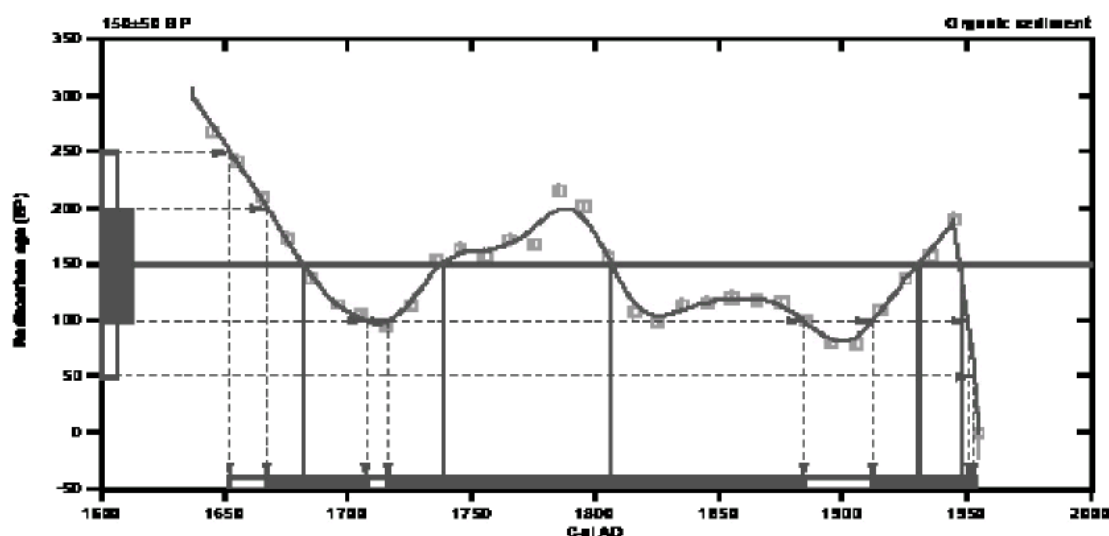
2 Sigma calibrated result: Cal AD 1658 to 1950 (Cal BP 300 to 0)
(95% probability)

Intercept data

Intercepts of radiocarbon age

with calibration curve: Cal AD 1680 (Cal BP 270) and
Cal AD 1740 (Cal BP 210) and
Cal AD 1810 (Cal BP 140) and
Cal AD 1930 (Cal BP 20) and
Cal AD 1950 (Cal BP 0)

1 Sigma calibrated results: Cal AD 1670 to 1710 (Cal BP 280 to 240) and
(62% probability) Cal AD 1720 to 1820 (Cal BP 230 to 70) and
Cal AD 1910 to 1950 (Cal BP 40 to 0)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, *Radiocarbon* 40(3), p381-381

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, *Radiocarbon* 40(3), p1641-1663

Methodologies

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talbot, A. S., Vogel, J. C., 1993, *Radiocarbon* 33(2), p317-323

Beta Analytic Inc.

4903 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 667 0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-19.1;lab_mult=1)

Laboratory number: Beta-179465

Conventional radiocarbon age: 10160±70 BP

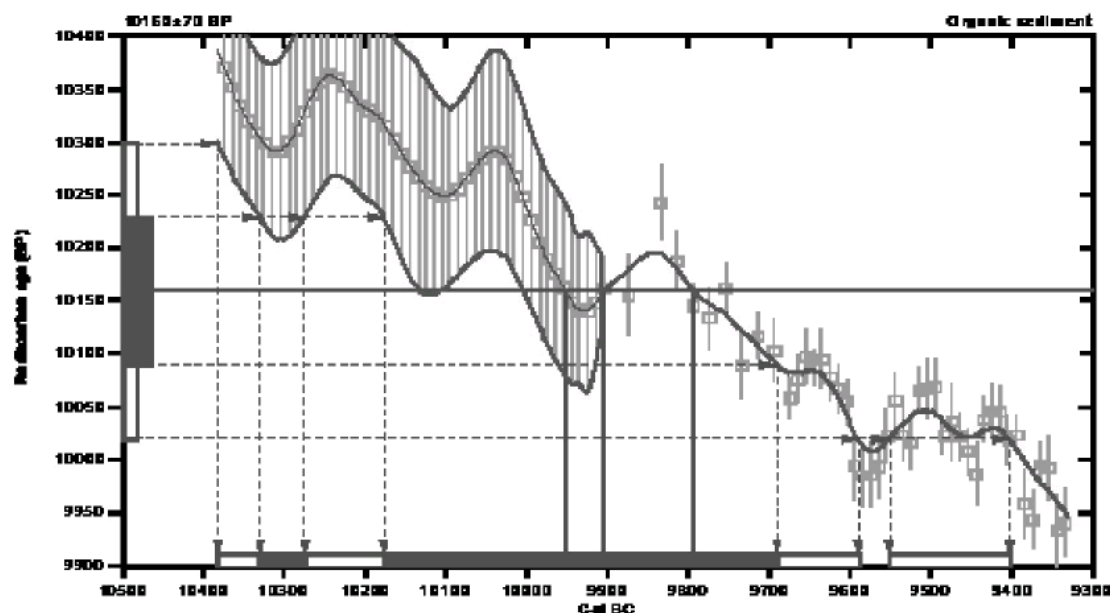
2 Sigma calibrated results: Cal BC 10380 to 9590 (Cal BP 12330 to 11540) and
(95% probability) Cal BC 9550 to 9400 (Cal BP 11500 to 11350)

Intercept data

Intercepts of radiocarbon age

with calibration curve: Cal BC 9950 (Cal BP 11900) and
Cal BC 9900 (Cal BP 11860) and
Cal BC 9790 (Cal BP 11740)

1 Sigma calibrated results: Cal BC 10330 to 10280 (Cal BP 12280 to 12220) and
(68% probability) Cal BC 10180 to 9890 (Cal BP 12130 to 11640)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, *Radiocarbon* 40(3), pxi-xxii

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, *Radiocarbon* 40(3), p1661-1663

Methodology

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talbot, A. S., Vogel, J. C., 1993, *Radiocarbon* 35(2), p317-323

Beta Analytic Inc.

4925 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 667 0994 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-12.3;lab.mult=1)

Laboratory number: Beta-179466

Conventional radiocarbon age: 9980±90 BP

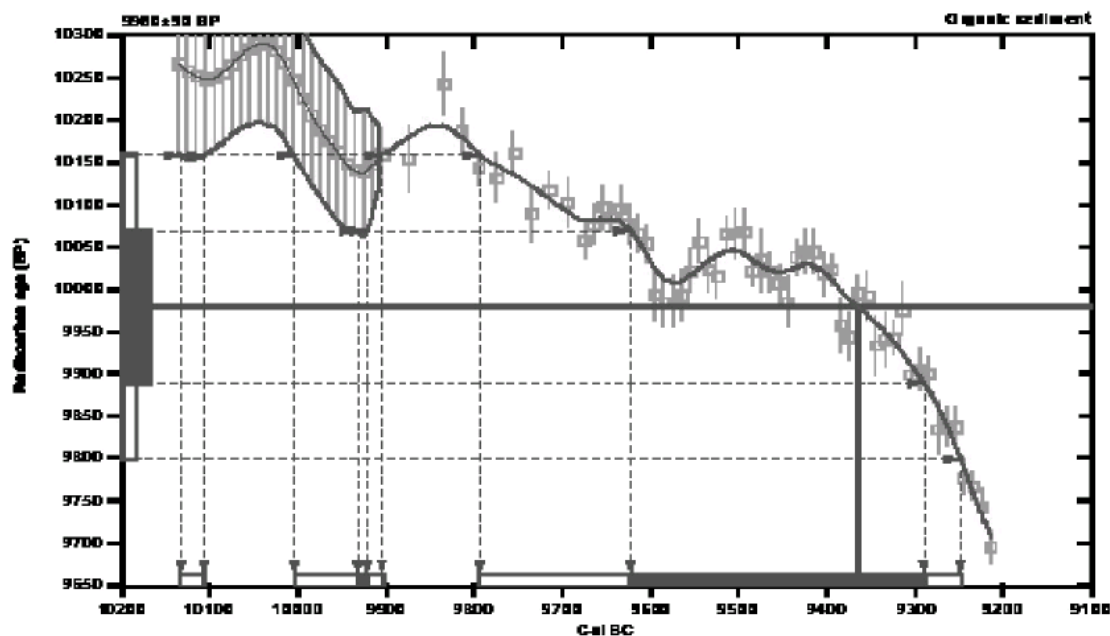
2 Sigma calibrated results: Cal BC 10130 to 10110 (Cal BP 12030 to 12060) and
(95% probability) Cal BC 10000 to 9900 (Cal BP 11950 to 11860) and
Cal BC 9790 to 9250 (Cal BP 11740 to 11200)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age

with calibration curve: Cal BC 9360 (Cal BP 11320)

1 Sigma calibrated results: Cal BC 9930 to 9920 (Cal BP 11880 to 11870) and
(68% probability) Cal BC 9820 to 9290 (Cal BP 11570 to 11240)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), p331-333

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1041-1083

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talbot, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 33(2), p317-323

Beta Analytic Inc.

4903 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 667 0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-22.4;lab_mult=1)

Laboratory number: Beta-179467

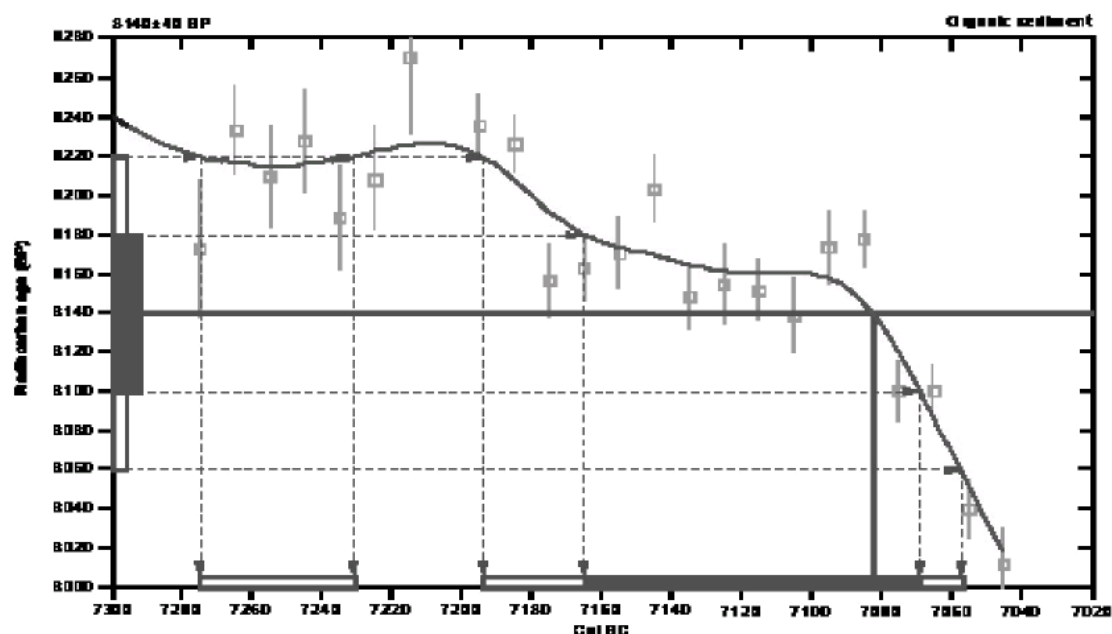
Conventional radiocarbon age: 8148±48 BP

2 Sigma calibrated results: Cal BC 7280 to 7230 (Cal BP 9220 to 9180) and
(95% probability) Cal BC 7190 to 7060 (Cal BP 9140 to 9010)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age
with calibration curve: Cal BC 7080 (Cal BP 9030)

1 Sigma calibrated result: Cal BC 7160 to 7070 (Cal BP 9120 to 9020)
(68% probability)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), p211-211

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1061-1063

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talbot, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-323

Beta Analytic Inc.

4925 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 667 0941 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-22.1; lab. mult=1)

Laboratory number: Beta-179468

Conventional radiocarbon age: 10710 $\pm$ 50 BP

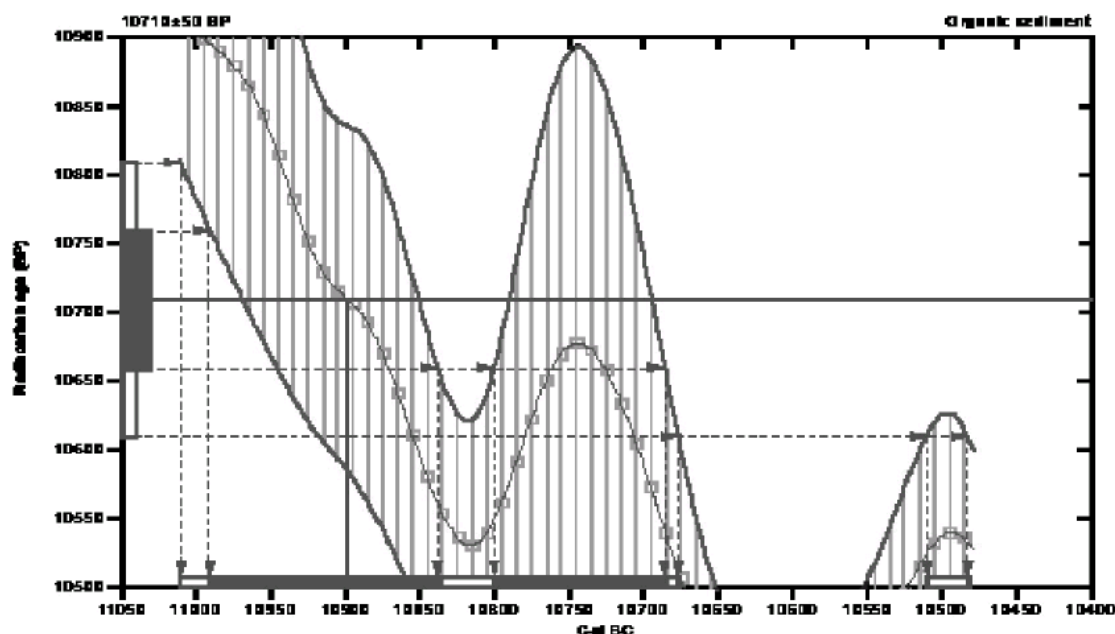
2 Sigma calibrated results: Cal BC 11010 to 10680 (Cal BP 12960 to 12630) and
(95% probability) Cal BC 10510 to 10480 (Cal BP 12460 to 12430)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age

with calibration curve: Cal BC 10900 (Cal BP 12850)

1 Sigma calibrated results: Cal BC 10990 to 10840 (Cal BP 12940 to 12790) and
(68% probability) Cal BC 10800 to 10690 (Cal BP 12750 to 12640)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), p331-333

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1641-1663

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talbot, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 33(2), p317-323

Beta Analytic Inc.

4903 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 667 0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-11.7;lab_mult=1)

Laboratory number: Beta-179469

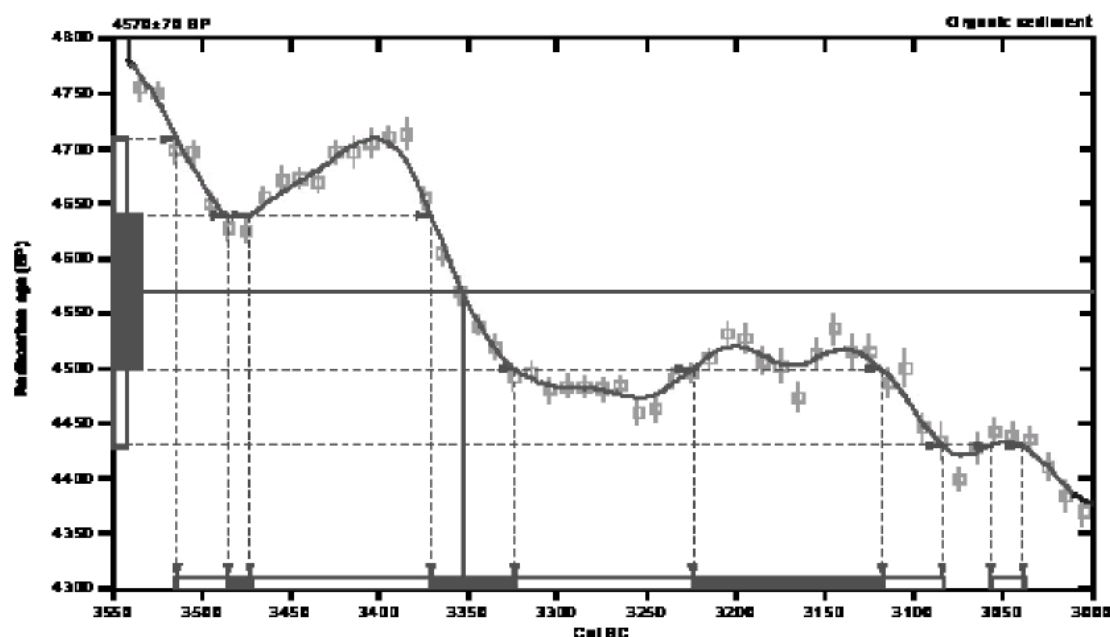
Conventional radiocarbon age: 4578±78 BP

2 Sigma calibrated results: Cal BC 3518 to 3088 (Cal BP 5468 to 5038) and
(95% probability) Cal BC 3068 to 3048 (Cal BP 5018 to 4998)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age
with calibration curve: Cal BC 3350 (Cal BP 5300)

1 Sigma calibrated results: Cal BC 3480 to 3470 (Cal BP 5440 to 5420) and
(68% probability) Cal BC 3370 to 3320 (Cal BP 5320 to 5270) and
Cal BC 3220 to 3120 (Cal BP 5170 to 5070)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), p211-216

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1041-1063

Methodology

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talbot, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-323

Beta Analytic Inc.

4925 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 667 0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-11.6; lab. mult=1)

Laboratory number: Beta-179470

Conventional radiocarbon age: 3060±50 BP

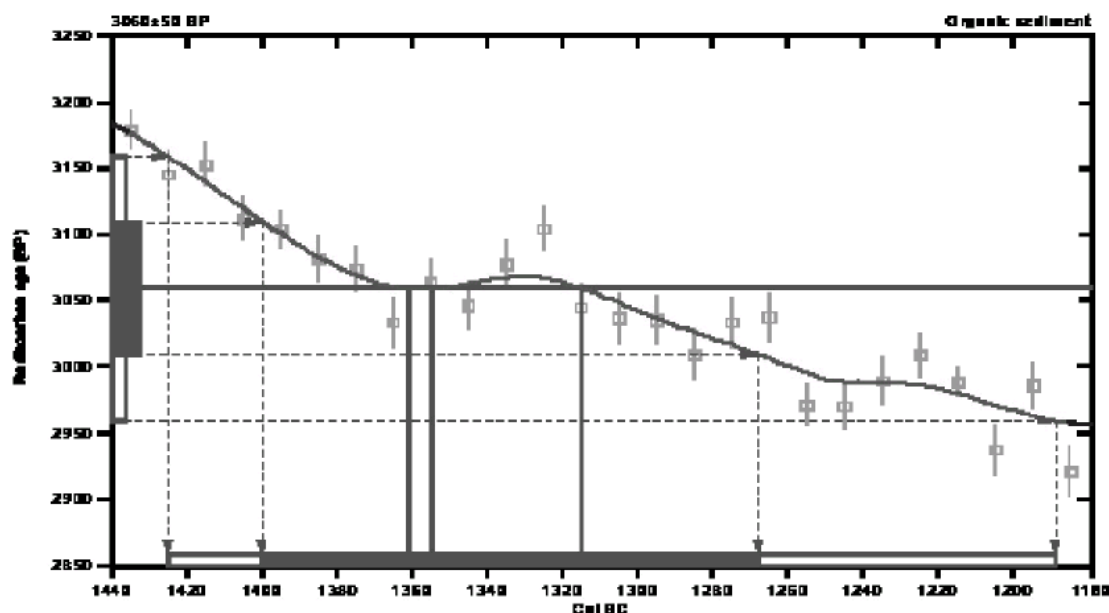
2 Sigma calibrated result: Cal BC 1420 to 1190 (Cal BP 3380 to 3140)
(95% probability)

Intercept data

Intercepts of radiocarbon age

with calibration curve: Cal BC 1360 (Cal BP 3310) and
Cal BC 1360 (Cal BP 3300) and
Cal BC 1320 (Cal BP 3260)

1 Sigma calibrated result: Cal BC 1400 to 1270 (Cal BP 3350 to 3220)
(68% probability)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), p381-381

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1641-1683

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talbot, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 33(2), p317-323

Beta Analytic Inc.

4903 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 667 0761 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-19.7;lab_mult=1)

Laboratory number: Beta-179471

Conventional radiocarbon age: 5448±48 BP

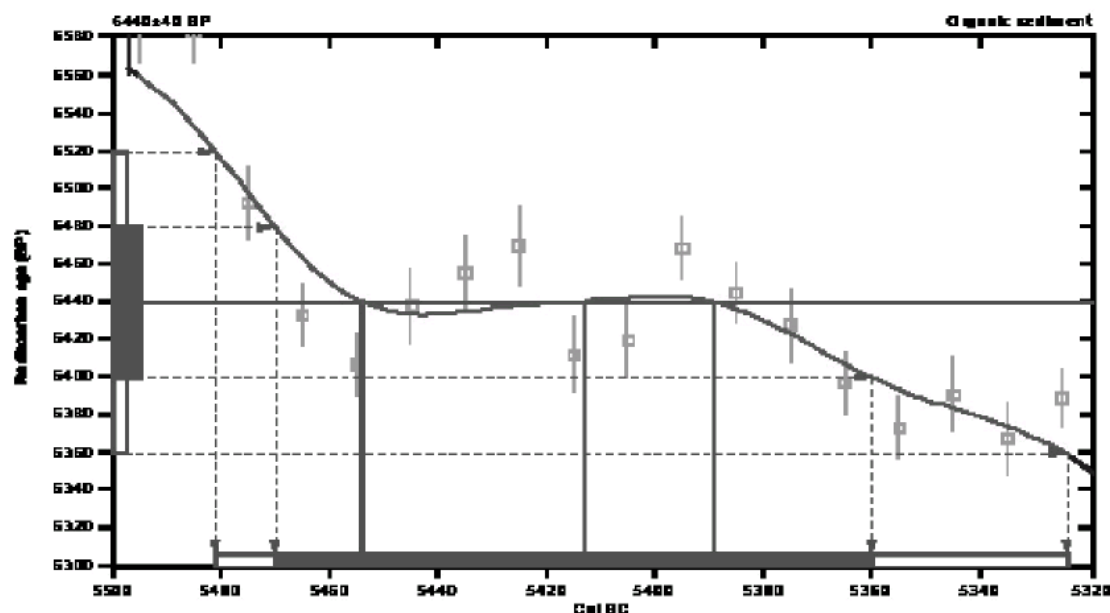
2 Sigma calibrated result: Cal BC 5480 to 5320 (Cal BP 7430 to 7270)
(95% probability)

Intercept data

Intercepts of radiocarbon age

with calibration curve: Cal BC 5450 (Cal BP 7400) and
Cal BC 5410 (Cal BP 7360) and
Cal BC 5390 (Cal BP 7340)

1 Sigma calibrated result: Cal BC 5470 to 5360 (Cal BP 7420 to 7310)
(68% probability)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), p211-211

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1061-1063

Methodology

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talbot, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-323

Beta Analytic Inc.

4923 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 667 0994 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-22.9;lab.mult=1)

Laboratory number: Beta-179472

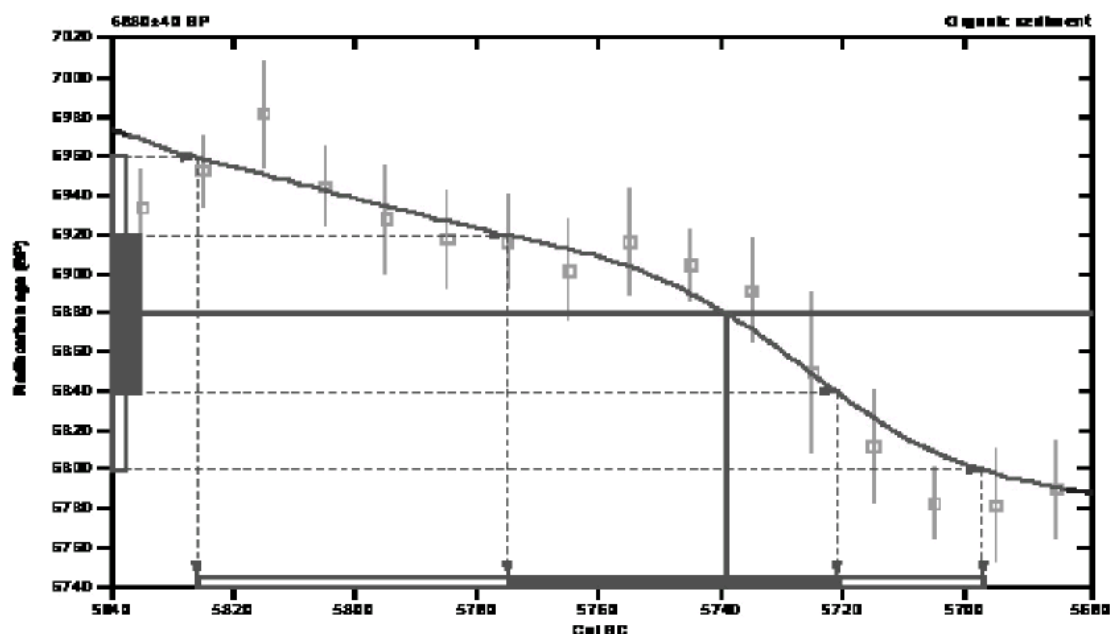
Conventional radiocarbon age: 5880±40 BP

2 Sigma calibrated result: Cal BC 5830 to 5700 (Cal BP 7780 to 7650)
(95% probability)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age
with calibration curve: Cal BC 5740 (Cal BP 7690)

1 Sigma calibrated result: Cal BC 5780 to 5720 (Cal BP 7720 to 7670)
(68% probability)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, *Radiocarbon* 40(3), p381-381

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, *Radiocarbon* 40(3), p1041-1083

Methodologies

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talbot, A. S., Vogel, J. C., 1993, *Radiocarbon* 33(2), p317-323

Beta Analytic Inc.

4983 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 667 0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-16.1:lab.mult=1)

Laboratory number: Beta-179473

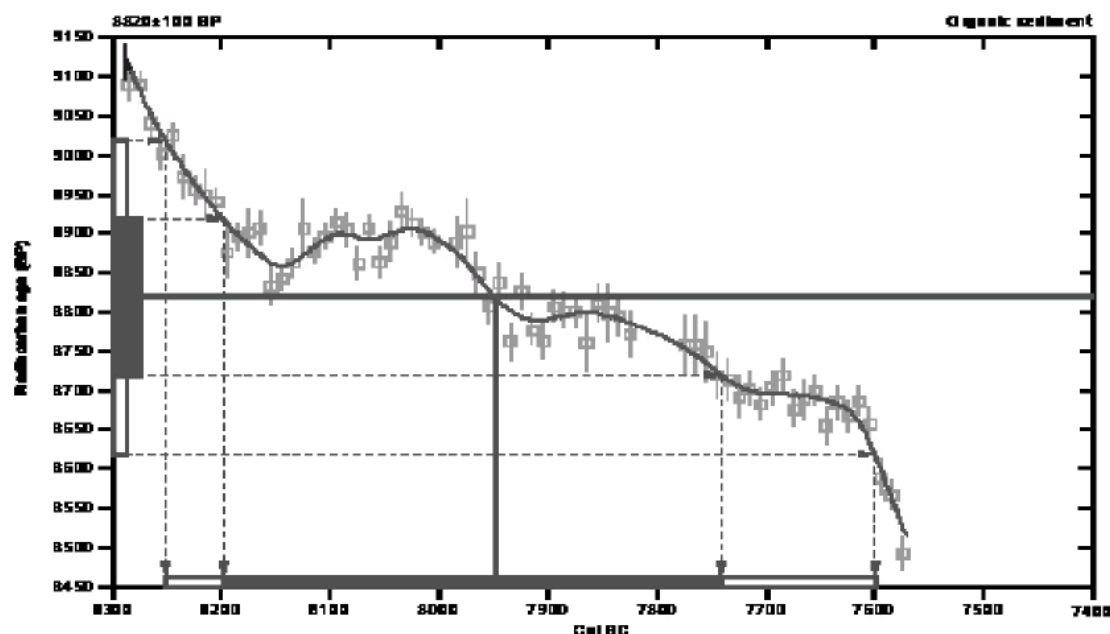
Conventional radiocarbon age: 8828±100 BP

2 Sigma calibrated result: Cal BC 8250 to 7600 (Cal BP 10200 to 9550)
(95% probability)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age
with calibration curve: Cal BC 7950 (Cal BP 9900)

1 Sigma calibrated result: Cal BC 8200 to 7740 (Cal BP 10150 to 9690)
(68% probability)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), pxi-xxii

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1041-1083

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talbot, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-323

Beta Analytic Inc.

4925 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 667 0994 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-12.7; lab. mult=1)

Laboratory number: Beta-179474

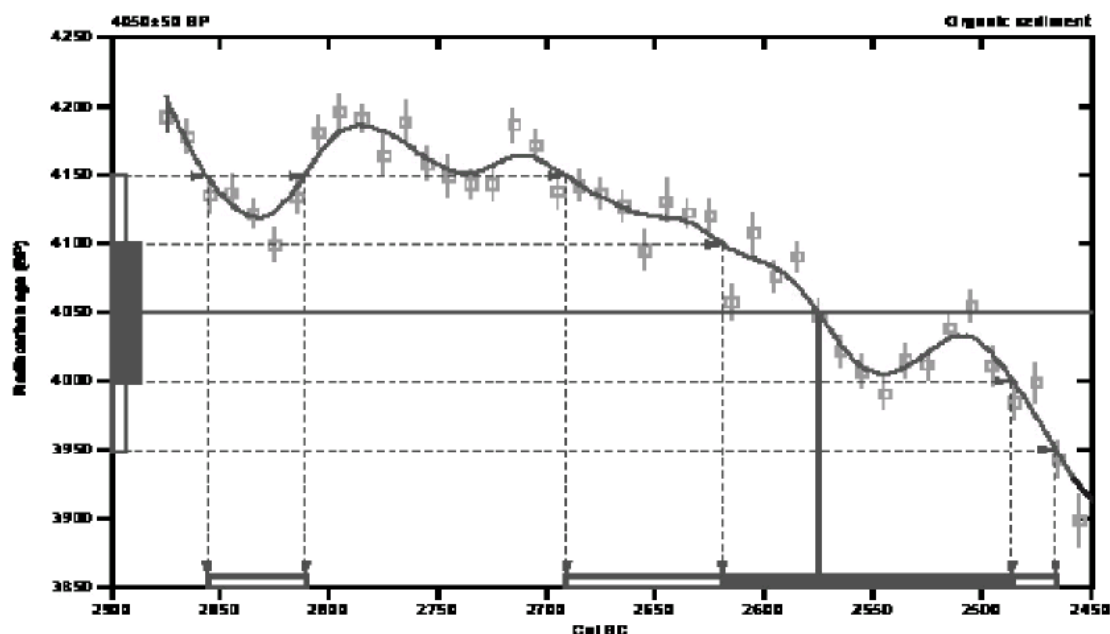
Conventional radiocarbon age: 4050±50 BP

2 Sigma calibrated results: Cal BC 2860 to 2810 (Cal BP 4810 to 4760) and
(95% probability) Cal BC 2690 to 2470 (Cal BP 4640 to 4420)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age
with calibration curve: Cal BC 2580 (Cal BP 4520)

1 Sigma calibrated result: Cal BC 2820 to 2490 (Cal BP 4570 to 4440)
(62% probability)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), p381-401

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1041-1083

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talbot, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 33(2), p317-323

Beta Analytic Inc.

4903 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 667 0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-14; lab. mult=1)

Laboratory number: Beta-179475

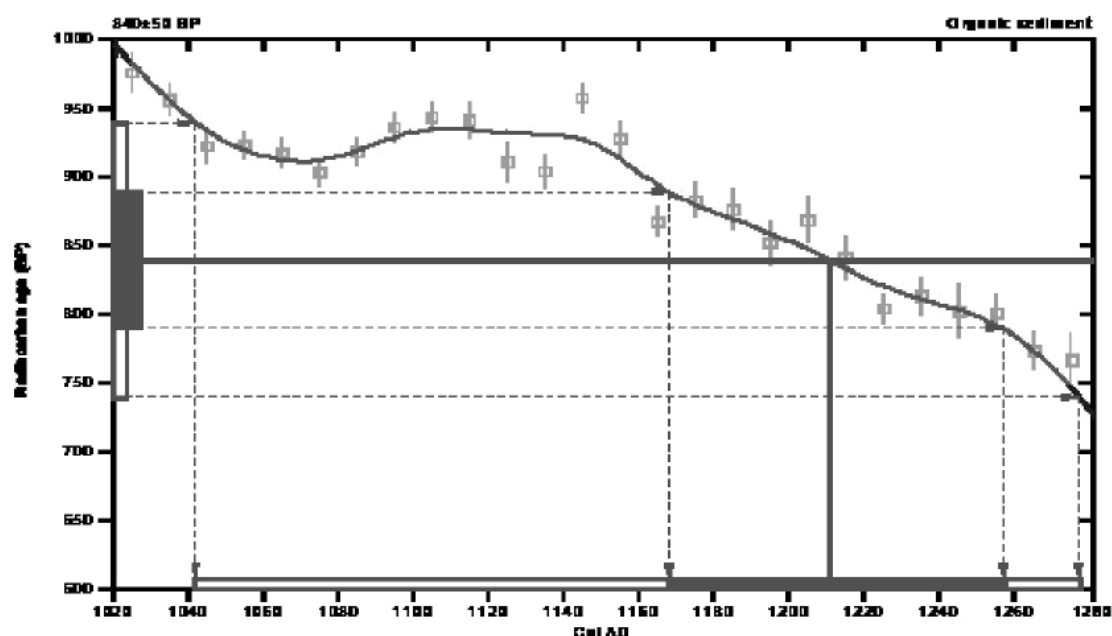
Conventional radiocarbon age: 840 ± 50 BP

2 Sigma calibrated result: Cal AD 1040 to 1280 (Cal BP 910 to 670)
(95% probability)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age
with calibration curve: Cal AD 1210 (Cal BP 740)

1 Sigma calibrated result: Cal AD 1170 to 1240 (Cal BP 780 to 690)
(68% probability)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), pxi-xlii

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1661-1663

Methodology

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talbot, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-323

Beta Analytic Inc.

4925 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 667 0994 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-16.4; lab. mult=1)

Laboratory number: Beta-179476

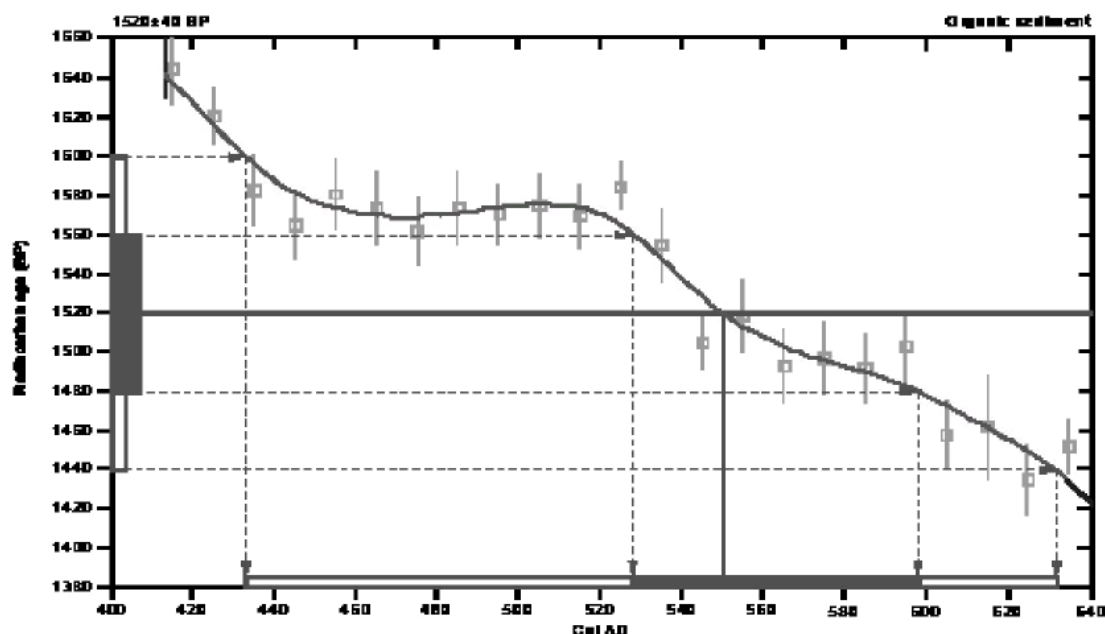
Conventional radiocarbon age: 1520±40 BP

2 Sigma calibrated result: Cal AD 430 to 630 (Cal BP 1520 to 1320)
(95% probability)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age
with calibration curve: Cal AD 550 (Cal BP 1400)

1 Sigma calibrated result: Cal AD 530 to 600 (Cal BP 1420 to 1350)
(68% probability)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), p331-333

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1041-1083

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talbot, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 33(2), p317-323

Beta Analytic Inc.

4903 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 667 0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-12.7;lab_mult=1)

Laboratory number: Beta-179477

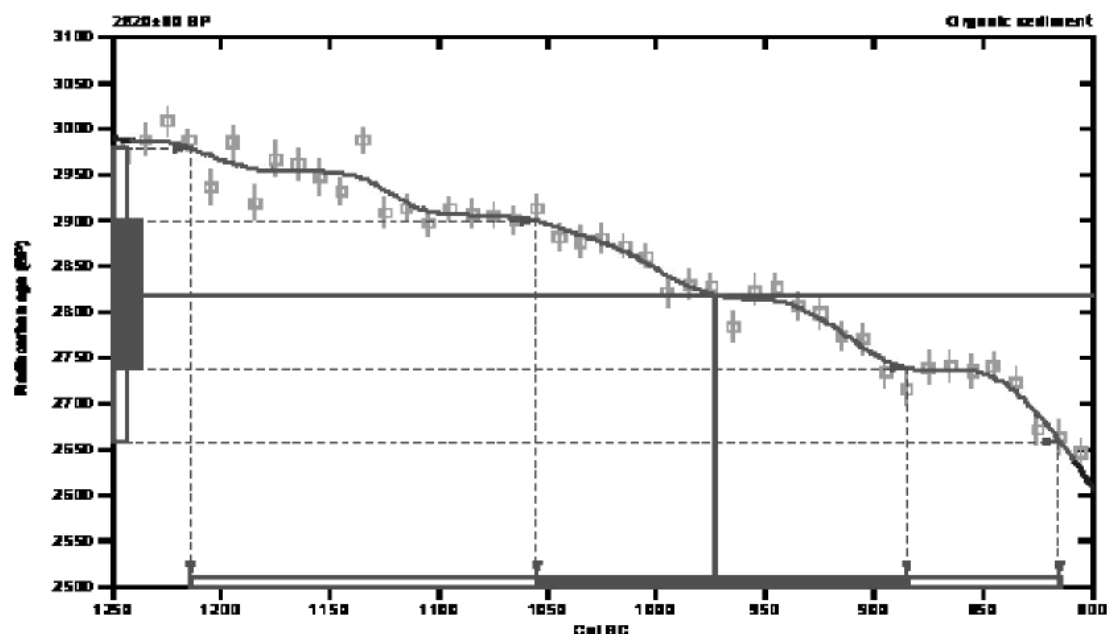
Conventional radiocarbon age: 2828±88 BP

2 Sigma calibrated result: Cal BC 1218 to 820 (Cal BP 3168 to 2768)
(95% probability)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age
with calibration curve: Cal BC 970 (Cal BP 2920)

1 Sigma calibrated result: Cal BC 1060 to 880 (Cal BP 3000 to 2840)
(68% probability)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), pxi-xxii

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1661-1663

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talbot, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-323

Beta Analytic Inc.

4923 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 667 0994 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-14.6;lab.mult=1)

Laboratory number: Beta-179478

Conventional radiocarbon age: 2238±128 BP

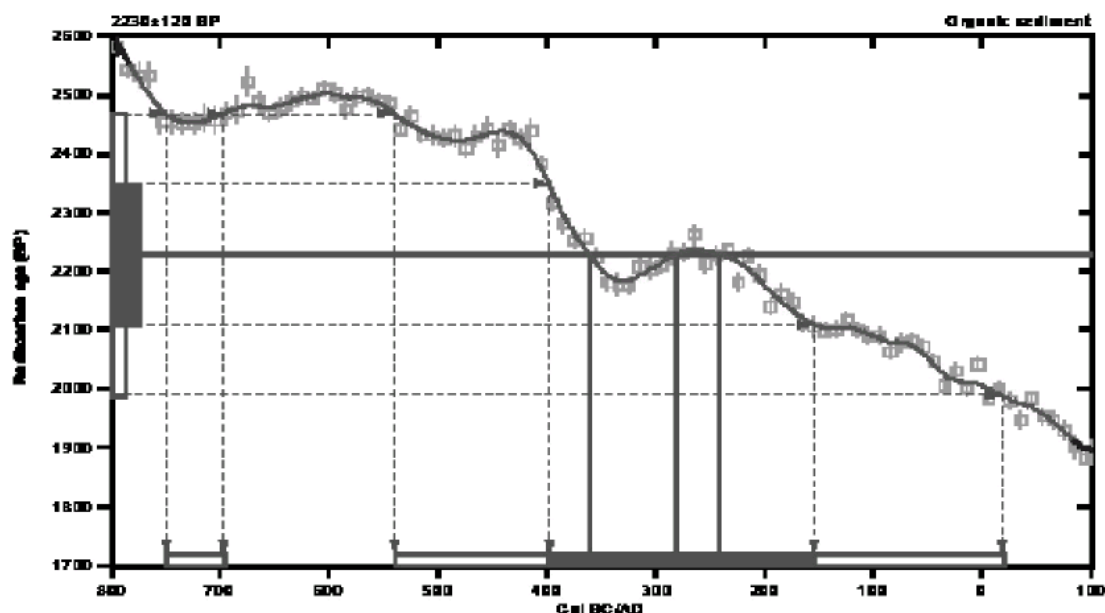
2 Sigma calibrated results: Cal BC 758 to 708 (Cal BP 2788 to 2658) and
(95% probability) Cal BC 548 to Cal AD 20 (Cal BP 2498 to 1938)

Intercept data

Intercepts of radiocarbon age

with calibration curve: Cal BC 360 (Cal BP 2310) and
Cal BC 280 (Cal BP 2230) and
Cal BC 240 (Cal BP 2190)

1 Sigma calibrated result: Cal BC 400 to 160 (Cal BP 2350 to 2100)
(68% probability)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), p381-381

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1641-1663

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talbot, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 33(2), p317-323

Beta Analytic Inc.

4983 SW 74 Court Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 667 0961 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-13.8;lab_mult=1)

Laboratory number: Beta-179479

Conventional radiocarbon age: 1278±78 BP

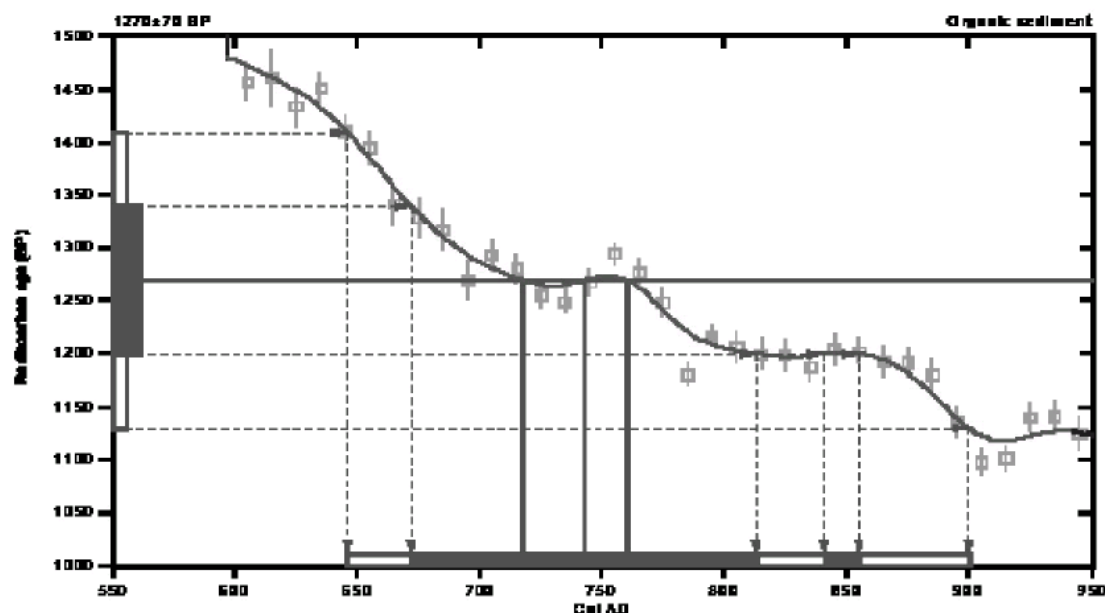
2 Sigma calibrated result: Cal AD 658 to 906 (Cal BP 1380 to 1050)
(95% probability)

Intercept data

Intercepts of radiocarbon age

with calibration curve: Cal AD 720 (Cal BP 1230) and
Cal AD 740 (Cal BP 1210) and
Cal AD 760 (Cal BP 1190)

1 Sigma calibrated results: Cal AD 670 to 810 (Cal BP 1280 to 1140) and
(68% probability) Cal AD 840 to 860 (Cal BP 1110 to 1100)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), p211-211

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1061-1063

Methodology

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talbot, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-323

Beta Analytic Inc.

4925 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 667 0994 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

ANEXO 6

Levantamiento morfotopográfico de la trinchera construida en la Falla geológica de Ibagué, departamento del Tolima, Colombia

Topógrafo Milton Ordóñez
Ingeniero Héctor Mora

Introducción

INGEOMINAS, en el marco del proyecto denominado Levantamiento, compilación y generación de información geodinámica, planteó la realización del estudio paleosísmico de algunos sectores de la Falla geológica de Ibagué. Por tal motivo se construyó una trinchera localizada al sureste de Ibagué, Corregimiento de El Salado, en el sector de Chucuní, donde las características geológicas y tectónicas permiten determinar claramente el trazo de la falla e inferir gran actividad neotectónica, marcada por una morfología típica de lomos de falla y *sag ponds* o lagunas de falla.

El objetivo del estudio paleosísmico es conocer el pasado sísmico de la zona a través de la identificación de terremotos históricos o prehistóricos. El proceso consiste en realizar un levantamiento detallado de las paredes de la trinchera para identificar sus características paleosísmicas (grietas de tensión, arrastre de capa, plegamiento, licuación y otras), la recurrencia de los sismos y aquellos indicadores que permiten determinar la deformación y la magnitud de los sismos ocurridos en el pasado, con la hipótesis que estos puedan ocurrir en el futuro.

Para la selección del lugar donde se construyó la trinchera, inicialmente se identificaron tres zonas deformadas de la falla, de las cuales se escogió la ubicada en el sector de Chucuní, ya que los terrenos donde se localiza han tenido una mínima intervención del hombre. Como una actividad complementaria del estudio paleosísmico, se realizó un levantamiento topográfico

de la trinchera y sus alrededores, el cual permite conocer el relieve detallado de la zona y se constituye en un insumo básico para el desarrollo del estudio.

Este informe presenta un detalle de las actividades realizadas y los resultados obtenidos con el levantamiento topográfico de la trinchera y sus alrededores.

Objetivos

General

- Realizar el levantamiento morfotopográfico de la trinchera construida en la Falla geológica de Ibagué, departamento del Tolima, Colombia.

Específicos

- Realizar mediciones GPS diferenciales para determinar las coordenadas geodésicas de tres puntos de referencia temporal.
- Realizar el levantamiento topográfico de la trinchera y sus alrededores
- Elaborar el mapa topográfico del levantamiento

Conceptos básicos

Topografía y geodesia

La topografía se encarga del estudio de pequeñas porciones de terreno que se consideran planas, donde se asume que:

- La línea que une dos puntos ubicados sobre la superficie terrestre es una recta y no una curva.
- La dirección de la plomada de punto, ubicada sobre el terreno, siempre será perpendicular al plano que representa la superficie terrestre, es decir, que las direcciones de las plomadas ubicadas en dos o más puntos ubicados sobre la superficie terrestre siempre serán paralelas.
- La superficie de referencia a partir de la cual se mide la elevación del relieve o alturas es una superficie plana.
- El ángulo formado por la intersección de dos líneas sobre la superficie terrestre siempre será un ángulo plano y no esférico.

Con los datos e información recolectada en campo por el topógrafo y mediante elementales procedimientos matemáticos, geométricos y trigonométricos, se calculan distancias, ángulos, direcciones, coordenadas, elevaciones, áreas

y volúmenes, según sea el caso. Esta información es plasmada en un plano o mapa bajo una simbolización y codificación específica y es la base para:

- Establecer límites de propiedades, medir terrenos, conocer su extensión y determinar los accidentes geográficos u objetos civiles dentro de ellos.
- Elaborar planos de la superficie terrestre.
- Levantar la topografía de un terreno como base para elaborar la mayoría de los trabajos de ingeniería, pues la ejecución de una obra civil se hace después de contar con los mapas y la información topográfica que represente fielmente todos los accidentes del terreno sobre el cual se construirá la obra.
- Trazar cartas de navegación para uso en aire, tierra y mar.
- Trazar líneas de conducción para acueductos, alcantarillados, energía eléctrica y vías de comunicación.
- Levantar la topografía del terreno como base para la ejecución de un sinnúmero de estudios geocientíficos.

Las primeras tendencias conceptuales del siglo XIX definían la geodesia como la ciencia de la medición y la representación de la superficie terrestre (Helmert, 1880), pero no existía una diferenciación clara con la topografía. En 1930, Hosmer definió la geodesia como la ciencia que trata de las investigaciones de la forma y las dimensiones de la superficie terrestre. Finalmente, en 1973, el Comité Asociación en Geodesia y Geofísica (Association Committee on Geodesy and Geophysics, 1973) definió oficialmente la geodesia como la ciencia de la medición y la representación de la Tierra, incluido su campo de gravedad terrestre, en un espacio tridimensional variante con el tiempo (Mora, 2002).

La geodesia y la topografía realizan mediciones sobre la superficie terrestre; la diferencia entre ellas radica en las magnitudes que se consideran. Mientras la topografía se encarga de pequeñas extensiones de terreno proyectadas siempre sobre un plano, la geodesia estudia grandes extensiones de terreno considerando la verdadera forma de la Tierra.

Al medir grandes extensiones de terreno pueden presentarse errores causados por el efecto de la curvatura terrestre. Si se considera un arco en la superficie terrestre de 20 km de longitud, éste sería un centímetro más largo que

la cuerda subtendida. De igual manera se cometería un error angular de un segundo por exceso esférico en un triángulo que tenga un área de 190 km².

La geodesia requiere la utilización de equipos e instrumentos más precisos y exactos, y un procesamiento más profundo de los datos e información geodésica recolectada. Al tratarse de mediciones de grandes extensiones de terreno, como en el caso de la confección de una carga geográfica regional o nacional, la superficie no se considera un plano, sino una esfera o un elipsoide de revolución, lo cual exige la utilización de modelos matemáticos, geométricos y trigonométricos más complejos.

La geodesia y la topografía, con propósitos cartográficos, permiten conocer y levantar los principales accidentes geográficos de un territorio. Así, se pueden confeccionar las cartas geográficas nacionales, regionales y locales de una zona.

Concepto de posicionamiento

Las posiciones geográficas pueden ser determinadas de diferentes formas, usando diferentes instrumentos o sistemas de instrumentos. Una posición puede ser determinada:

- Con respecto a un sistema de coordenadas.
- Con respecto a un punto.
- Dentro del contexto de varios puntos.

Por *posicionamiento* se entiende la determinación de posiciones de objetos estacionarios o móviles (Vaniceck & Krakiwsky, 1986; en Mora, 2002). Estas posiciones pueden ser determinadas:

- Con respecto a un sistema de coordenadas bien definido, usualmente de tres valores de coordenadas: *posicionamiento de punto*
- Con respecto a otro punto, el cual es tomado como el origen de un sistema local de coordenadas: *posicionamiento relativo o diferencial*.
- Pueden ser divididos también.
- Si el objeto por ser posicionado es estacionario: *posicionamiento estático*.
- Si el objeto se está moviendo: *posicionamiento cinemático*.

Datum geodésico

Un datum se define como aquella cantidad numérica o geométrica, o serie de tales cantidades que sirven de referencia o base para otras cantidades. En geodesia se consideran dos tipos de datums: horizontal y vertical. Al datum horizontal se refieren los cálculos sobre levantamientos para control horizontal, en los que se considera la curvatura de la Tierra. Al datum vertical se refieren las elevaciones. En otras palabras, las coordenadas de los puntos, tanto horizontales como verticales, se calculan a partir de ciertas cantidades iniciales (datum).

Sistemas geocéntricos de coordenadas

El avance tecnológico y de la ciencia, con el surgimiento de sistemas de medición más avanzados y exactos, ha generado la dificultad de encontrar aconsejables definiciones de sistemas de coordenadas. Básicamente se deben considerar dos tipos de coordenadas: espacio fijo y Tierra fija (Leick, 1995, en Mora, 2002).

Posicionamiento global por satélite

El uso de satélites terrestres artificiales para propósitos de navegación tuvo sus comienzos con el lanzamiento del satélite soviético *Sputnik*. La navegación satelital combinó los métodos de navegación celeste con los de radionavegación, y generó sistemas revolucionarios en precisión y en rendimiento. La diferencia fundamental entre la navegación por medio de satélites artificiales, que usan señales de radio, y el resto de los métodos de navegación es la distribución geométrica de los puntos emisores. El espacio ofrece la oportunidad para la radiación de señales sobre grandes extensiones, obviando el inconveniente de reducción de precisión por baja cobertura.

Desde que se inició la tecnología espacial, en los años cincuenta del siglo XX, se ha generado un sistema que proporciona al usuario precisión de la posición en el orden de pocos metros, mediciones de velocidad en el orden de una décima de metro por segundo e información de tiempo del orden de pocos nanosegundos.

El concepto de posicionamiento global se fundamenta en un sistema de posicionamiento espacial basado en señales de radio, que suministra, durante las 24 horas del día, posición tridimensional e información de velocidad y

tiempo mediante el uso de equipo apropiado en cualquier parte del mundo sobre la superficie de la Tierra. En la actualidad, existen dos sistemas de posicionamiento global: el sistema NAVSTAR, comúnmente conocido como GPS, es operado por el Departamento de Defensa de Estados Unidos, disponible ampliamente a los usuarios civiles; el sistema ruso, denominado GLONASS, aunque tiene algunas características particulares, es similar en operación y propósitos. Los Sistemas Globales de Navegación Satelital, GNSS, son sistemas extendidos de GPS, y suministran a los usuarios suficiente exactitud con integridad de la información para ser usada en aplicaciones críticas de navegación.

Posicionamiento relativo

El posicionamiento relativo, comúnmente denominado diferencial, consiste en hallar la posición de un punto, estático o móvil, mediante observaciones realizadas en ese punto a determinados satélites de manera simultánea a las realizadas en otro punto, llamado de referencia o base. La posición relativa del punto se establece a partir de la posición conocida *a priori* del punto de referencia; de ahí surge el concepto de *línea base*, que une el punto de referencia y el punto nuevo determinado.

Como las observaciones son efectuadas a partir de los satélites, la medición de la línea base no es directa sino indirecta. Las incógnitas no son los incrementos de coordenadas entre los dos puntos, sino los diferenciales (dx , dy , dz) que deben añadirse a las coordenadas aproximadas absolutas (X_0 , Y_0 , Z_0) de cada punto. Como el requisito fundamental del posicionamiento relativo es conocer *a priori* las coordenadas de la estación de referencia o estación base, las incógnitas se reducen a las del punto que se desea determinar, las cuales, al ser obtenidas y consideradas con respecto a la base, arrojarán las componentes y los valores de la línea base que une la estación base con la estación posicionada.

Para resolver el sistema de ecuaciones, se emplean soluciones de diferencias simples, dobles y triples, mediante las cuales se elimina gran parte de los errores que afectan a la observación y garantizan una posición relativa confiable entre dos puntos unidos por una línea base. Por tanto, con este método se pueden tener posiciones relativas muy precisas, pero las posiciones del nuevo

punto en términos de precisión dependerán de las condiciones de precisión, en la determinación, absoluta o relativa, del punto de referencia.

WGS84

El principal factor tenido en cuenta para la unificación de los sistemas geodésicos en un sistema mundial en que se han utilizado muchos sistemas geodésicos de referencia para el establecimiento de redes locales nacionales así como para la elaboración de mapas de determinadas zonas terrestres. Cada sistema de referencia (datum) fue desarrollado mediante la adopción de un modelo matemático de la Tierra que se aproximara lo más cercano posible a la verdadera forma de esta, de manera que las diferencias entre el referido modelo matemático y la zona cartografiada fueran mínimas. Una variedad de cuadrículas de latitud y longitud y, por consiguiente, distintos conjuntos de coordenadas geográficas fueron obtenidos de estas diversas referencias.

La magnitud del problema ocasionado por el uso de datos de diferentes referencias geodésicas por los países ha dado como resultado que en ciertos casos se obtengan diferentes valores de coordenadas geográficas correspondientes a la misma posición terrestre. Estas diferencias puedan variar de unos pocos metros a varios kilómetros, lo cual es una situación crítica. De allí la importancia de adoptar un sistema único de cobertura mundial, sujeto a los mismos márgenes de precisión establecidos.

A diferencia de las coordenadas calculadas mediante métodos convencionales terrestres, las obtenidas mediante sistemas inerciales y de navegación por satélites, como el Sistema de Posicionamiento Global (GPS), son referidas al centro de la Tierra. Generalmente no coinciden con las coordenadas basadas en un datum local. Debido a ello, cada vez es mayor el interés en que exista compatibilidad entre las coordenadas que se publican en los diversos tipos de mapas.

El WGS84 es definido como un sistema de referencia geodésica global, geocéntrica y tridimensional, de directa aplicación para la preparación de mapas y cartas, así como para la navegación y la geodesia. El sistema es estable y práctico, es decir, su estructura matemática no está sujeta a variaciones anuales; además, sirve como referencia geodésica para el GPS.

El WGS84 es un sistema ortogonal de coordenadas que sigue la regla de la mano derecha. En este tipo de sistema de coordenadas, estas pueden expre-

sarse en términos de X, Y y Z (distancias en metros desde el centro de masa terrestre), o como latitud, longitud y altura. Esta es la altura geométrica (o elipsoidal) sobre el elipsoide WGS84 o debajo de este.

En geodesia tradicional, las alturas eran determinadas mediante técnicas de nivelación basadas en el campo gravitacional de la Tierra, con referencia al nivel medio del mar (MSL). Las redes geodésicas nacionales constan de latitudes y longitudes definidas geométricamente y referenciadas a un elipsoide; las alturas de los sistemas nacionales utilizan un modelo del geoide como superficie de referencia. Hay solo un geoide real, pero no existe en la actualidad un método para medirlo con precisión. En consecuencia, todos los geoides son aproximaciones o modelos. Cada modelo geoidal puede considerarse un océano idealizado que se extiende por debajo de las masas continentales. Los modelos geoidales pueden definirse también como aproximaciones de la superficie gravitacional y equipotencial de la Tierra. Para los propósitos de los sistemas nacionales, los modelos geoidales han sido históricamente establecidos basados en observaciones mediante mareógrafos durante largos periodos. Sin embargo, la imposibilidad de medir los efectos del viento, la salinidad, las corrientes y otras magnitudes durante las observaciones puede producir desviaciones de hasta dos metros con respecto del geoide verdadero. En consecuencia, los puntos de referencia de las redes geodésicas nacionales diferentes (o incluso dentro de una red nacional) pueden no coincidir en magnitudes similares.

La altura elipsoidal difiere regularmente de las alturas ortométrica en el mismo punto. La diferencia puede ser variadamente referida como altura geoidal, separación geoidal u ondulación geoidal, ocasionada por el hecho de que el tamaño y la orientación del modelo matemáticamente perfecto de la Tierra (el elipsoide) no se ajusta perfectamente a la Tierra real (para propósitos de referencia vertical, el geoide verdadero). En algunos lugares, las diferencias son superiores a 80 metros. Debido a estas consideraciones, deben conocerse las diferencias entre altura ortométrica (altura geoidal, elevación) y altura elipsoidal WGS84.

El marco de referencia geocéntrico global y el conjunto de modelos, conocido como Sistema Geodésico Mundial 1984-WGS-84 (World Geodetic System 1984) ha tenido significativa evolución desde su creación a mediados de los años ochenta del siglo XX. El WGS-84 continúa siendo un sistema

sencillo, común, accesible y tridimensional para datos geoespaciales obtenidos a través de una amplia gama de fuentes. Algunos de estos datos geoespaciales muestran un alto grado de fidelidad “métrica” y requieren un marco de referencia global exento de alguna distorsión significativa o sesgos. Por esta razón, fue desarrollada una serie de mejoras al WGS84 en los pasados años, las cuales sirvieron para pulir la versión original. Un conjunto de coordenadas tridimensionales de estaciones globales infiere la localización del origen, la orientación de un conjunto ortogonal de ejes cartesianos y la escala. En esencia, un conjunto de coordenadas de estación permite deducir la particular realización de un marco de referencia. Las coordenadas de las estaciones que componen el marco de referencia operacional de WGS-84 corresponden a las establecidas para las estaciones de monitoreo permanente GPS realizado por el DoD.

En la última década del siglo XX, las coordenadas para estas estaciones fueron mejor definidas, la primera vez en 1994, y luego otra vez en 1996. Los dos conjuntos de coordenadas de GPS autoconsistentes derivadas han sido designados como WGS84 (G730) y WGS84 (G873), donde G indica que estas coordenadas fueron obtenidas mediante GPS y el número que sigue a la letra G indica la semana GPS cuando estas coordenadas fueron implementadas en el proceso de estimación de efemérides precisas por NIMA.

Las fechas en que este nuevo conjunto de coordenadas fueron implementadas en el Segmento de Control Operacional fueron junio 29 de 1994 y enero 29 de 1997, respectivamente.

Localización geográfica del área de estudio

El área de estudio está localizada en la parte central de Colombia en el sector suroriental del departamento del Tolima, aproximadamente a 10 km al sureste de la ciudad de Ibagué. Para el acceso a la zona de estudio, desde Ibagué se toma la vía que conduce hacia el sector de El Salado, continuando hasta llegar a Chucuní.

Instrumental empleado

Para realizar el levantamiento GPS y la determinación de las coordenadas geodésicas (WGS-84) de los tres puntos temporales, se utilizaron dos receptores GPS Trimble modelo 4000 SE de una frecuencia, los cuales ofrecen

precisiones centimétricas (1 cm + 1 ppm en la horizontal y 2 cm + 1 ppm en la vertical). El equipo GPS está constituido por:

- 2 receptores GPS Trimble 4000 SSE. Cada uno incluye antena, compartimento para baterías y cinta métrica para lectura de altura instrumental.
- 2 trípodes Topcon.
- 2 tribrachs Topcon.
- 2 bases nivelantes Topcon.
- Baterías Trimble de 12 voltios, 2.3 amperios.
- 2 baterías automotrices de 12 voltios, 38 amperios.
- 1 Módem Trimble para transferencia de datos receptor-computador y carga de baterías.
- 1 cable Trimble para conexión corriente AC.
- 1 cable Trimble de 9 pines para conexión receptor-computador.
- 2 cables Trimble para conexión de baterías al receptor.
- 2 cables Trimble.
- 1 caja plástica para transporte de los tribrach.
- 2 maletines en lona para protección y transporte de los receptores.
- 1 cargador de baterías de 12 v.

Para realizar el levantamiento topográfico, se empleó una estación topográfica electrónica Sokkisha modelo SDM3F (Alquiler), la cual posee una sensibilidad de 6 segundos y permite medir distancias electrónicamente hasta 500 m con un solo prisma. La estación se compone de los siguientes elementos:

- Estación topográfica electrónica Sokkisha modelo SDM3F.
- Trípode de madera Sokkisha.
- 3 baterías Sokkisha de 12 voltios, 2.3 amperios.
- Cargador de baterías.
- 4 porta prismas.
- 4 prismas.
- 4 bastones.

Metodología

Puntos temporales

Las mediciones GPS fueron realizadas sobre tres puntos temporales, los cuales se materializaron en los extremos de la trinchera por medio de estacas de madera (figura 1).

Mediciones GPS

Para la determinación de las coordenadas geodésicas (WGS-84) de los tres puntos temporales se realizaron tres mediciones GPS diferenciales. El procedimiento consistió en el establecimiento de un punto base denominado CHUCUNI-2 (CHU2) y dos puntos móviles denominados CHUCUNI-1 (CHU1) y CHUCUNI-3 (CHU3) (figura 1). Utilizando los dos receptores GPS de una sola frecuencia, se hicieron observaciones simultáneas entre la estación base CHU2 y los puntos móviles CHU1 y CHU3, rastreando como mínimo cuatro satélites por un periodo de 2 horas y media en cada línea base (CHU2-CHU1 y CHU2-CHU3).

El procedimiento básico para la realización de la medición GPS, tanto para la ocupación del punto base como para los puntos móviles, es el siguiente:

- Sobre la estaca de madera que identifica los puntos temporales, se instala el trípode, y sobre este se monta el tribrach y la base nivelante, la cual debe posicionarse y nivelarse sobre el punto central de la estaca.
- Sobre el tribrach se monta el receptor GPS Trimble 4000 SE.
- Al receptor se conecta una batería automotriz auxiliar de 12 voltios, 38 amperios.
- Se mide la altura instrumental inclinada del receptor a partir de la estaca, empleando la cinta métrica incorporada en el compartimento de baterías del equipo GPS.
- Se enciende el receptor y se introducen algunos parámetros de la observación, como la fecha, el código y el nombre de la estación, el número de sesión, la altura instrumental en metros y el tiempo de duración de la observación.
- Se verifican los parámetros introducidos en el receptor y se inicia la observación, chequeando periódicamente el funcionamiento del equipo.
- Una vez cumplido el tiempo de la sesión o medición, el receptor se apaga. Entonces, se procede a desmontar y empacar el equipo.

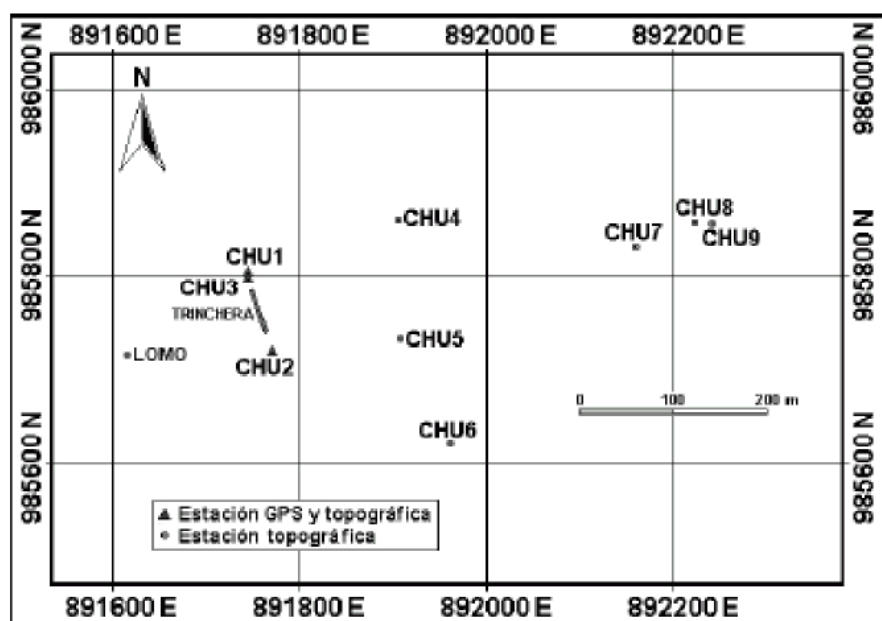


Figura 1. Estaciones GPS y topográficas establecidas para realizar el levantamiento topográfico de la trinchera.

Transferencia de información GPS

Para la transferencia de los datos GPS recolectados en campo se utilizó el programa Trim4000.exe de Trimble, un computador, un cable de nueve pines para la conexión de los receptores con el computador y un módem de transferencia. Los datos se registraron en el disco duro del computador y en dos copias de respaldo (disquetes de 3.5"). De la ocupación de cada punto temporal se generaron cuatro archivos: *.DAT, donde se almacenan los datos relacionados con las señales de posicionamiento, *.EPH donde se almacenan los datos referentes a la efemérides o geometría de los satélites, *.ION donde se almacenan los datos referentes a la información meteorológica de la ionosfera y *.MES donde se almacena un resumen de información referente a los datos de la estación, la fecha, duración de la observación GPS y sus coordenadas geodésicas (WGS-84) aproximadas.

Procesamiento información GPS

Para el procesamiento de los datos GPS, se empleó el *software* GPSurvey 2.3 de Trimble, que permite procesar cada línea base a través del programa WAVE (Weighted Ambiguity Vector Estimator), para lo cual se requiere el archivo

de datos (*.DAT) tanto para el punto base como para los puntos móviles. Este archivo contiene un conjunto de información relacionada con las fases portadoras observadas, enviadas por los satélites en la frecuencia L1 ($L1=1575.42$ MHz) y recibidas y grabadas por cada receptor GPS Trimble 4000 SE. El programa WAVE procesa cada línea base por medio de un continuo progreso de iteraciones y con una ordenada secuencia de soluciones, definiendo ambigüedades para las mejores candidatas, con sus correspondientes valores estadísticos. Para resolver el sistema de ecuaciones, el programa selecciona automáticamente el tipo de solución aplicado, ya sea de diferencias simples, dobles o triples, mediante las cuales se elimina gran parte de los errores que afectan a la observación y se garantiza una posición relativa confiable entre dos puntos unidos por una línea base. El tipo de solución obtenida después del procesamiento puede ser de tipo fixed o L1 Fixed final pass solution, que se logra cuando pueden obtenerse con éxito las ambigüedades de la frecuencia L1 para las dos observaciones (base y móvil). Este tipo de solución se obtiene cuando existen un gran número de datos de la frecuencia L1, errores muy pequeños tanto en el centraje del equipo y la lectura de la altura instrumental, pequeñas máscaras de elevación (buena visibilidad alrededor del punto), sincronización precisa de los relojes de los receptores, rastreo de más de seis satélites simultáneamente en los dos receptores y, principalmente, una buena geometría en los satélites, para obtener valores muy bajos en el factor PDOP (Disolución de la Precisión en la Posición de los satélites). Cuando no se cumplen estas características, se obtiene una solución de tipo Float, la cual incrementa notoriamente los errores, que pueden ser de varios centímetros.

Inicialmente, los datos de la estación base CHU2 fueron procesados empleando el método de Point Positioning o posicionamiento puntual, el cual permite determinar las coordenadas geodésicas (WGS-84) de una estación a partir de la posición conocida de los satélites. A partir de las coordenadas obtenidas en la estación CHU2, se procesaron las dos líneas base CHU2-CHU1 y CHU2-CHU3, obteniéndose de esta manera sus coordenadas geodésicas referidas al sistema WGS84.

En la tabla 1 pueden apreciarse los parámetros estadísticos obtenidos después del procesamiento de los datos GPS. En general, los resultados muestran un alto grado de precisión y exactitud. Sin embargo, debido a que los errores totales varían entre 4 y 6 cm en la línea base CHU2-CHU3, se optó por se-

leccionar la línea base CHU2-CHU1 y sus coordenadas geodésicas como la dirección inicial del levantamiento topográfico.

ESTACION		DISTANCIA	TIPO	RATIO	VAR	DES.	RMS	DELTA (mm)			ERROR TOTAL (Cm)		
BASE	MÓVIL	(metros)	SOLUCIÓN		Mm	EST.		N	E	H	N	E	H
CHU2	CHU1	86,489	Fixed	13,2	3,892	0,424	0,006	0,511	1,076	0,421	1,598	2,163	2,508
CHU2	CHU3	83,369	Float	-----	7,064	0,001	0,009	3,014	4,742	0,738	4,097	5,825	2,822

Tabla 1. Resultados estadísticos obtenidos después del procesamiento de los datos GPS.

El ratio está en milímetros, representa la relación de la varianza de la segunda solución candidata con la varianza de la primera solución candidata y expresa el grado de dispersión de los datos. Ratio con valores pequeños se asocian a un grupo de datos compactos. Las soluciones Float no arrojan valores de ratio, ya que no se pueden realizar relaciones. Los resultados estadísticos se muestran a través de la varianza y la desviación estándar, en mm, indicando el grado de dispersión de los datos. Se indica también en mm el Error Delta para las componente Norte (N), Este (E) y Altura (H), y el Error Total, en cm, considerando la precisión de los receptores GPS (1 cm + 1 ppm para N y E, y 2 cm + 1 ppm para H) y la longitud de la línea base (1 ppm, equivale a 1 mm de error por cada kilómetro de longitud). Aparece también el factor RMS (mínimos cuadrados).

Conversión de coordenadas

Empleando el programa GPSurvey, las coordenadas geodésicas WGS-84 de los tres puntos temporales se transformaron en coordenadas geográficas elipsoide Internacional y planas de Gauss, en las cuales se enmarca el levantamiento topográfico.

Levantamiento topográfico

Debido a que el terreno donde se localiza la excavación de la trinchera y los accidentes geográficos ubicados a su alrededor es relativamente extenso y existen obstáculos que impiden la visualización de toda el área de estudio desde un solo punto, se procedió a realizar el levantamiento topográfico

utilizando el método de poligonales, el cual consiste en trazar a lo largo del terreno un polígono conformado por una serie de estaciones o deltas, desde los cuales se hacen radiaciones hacia todos los accidentes geográficos para determinar su posición.

Para el amarre del levantamiento topográfico con los puntos temporales (de los cuales se conocen sus coordenadas), se montó y niveló el distanciómetro en la estación CHU1, desde la cual se visó la estación CHU2. A partir de este alineamiento base, se amarró el levantamiento topográfico realizando una serie de radiaciones que permitieron determinar la topografía de la trinchera y sus alrededores cercanos. Posteriormente, se trazaron 9 deltas adicionales (figura 2), desde los cuales se levantaron los detalles restantes (481 puntos) (figura 3).

El procedimiento de medición consistió en materializar las estaciones o deltas con estacas de madera de 30 cm de longitud, cuyo centro es determinado con la incorporación de una puntilla. Sobre la estaca que identifica cada estación se monta y nivela la estación topográfica electrónica y se mide su altura instrumental. La estación topográfica es alineada hacia un delta, con lo cual se fija la dirección inicial y, a partir de esta, se hacen las lecturas angulares horizontales y verticales hacia cada uno de los puntos o detalles a levantar. En los deltas y detalles topográficos se instala un bastón y porta prisma sobre el cual se realiza la medición electrónica de la distancia inclinada.

En la oficina se realizan los cálculos correspondientes (distancias y ángulos horizontales y verticales, direcciones, rumbos y azimuts, y proyecciones) para determinar las coordenadas planas y la altura ortométrica de cada delta o estación topográfica, así como de los detalles.

Mapa topográfico

Utilizando el sistema de información geográfica ArcView versión 3.2 y las coordenadas planas y alturas ortométricas de los 10 deltas y los 481 detalles levantados (anexo 1), se elaboraron dos mapas topográficos del terreno donde se construyó la trinchera. La figura 4 muestra la localización de la trinchera y la topografía (curvas de nivel) de la zona, la cual permite delimitar una depresión central o *sag pond* (lago) y dos zonas de elevación que corresponden a dos lomos de falla. La figura 5 muestra el comportamiento ipsométrico del terreno. Utilizando el *software* Surfer, se elaboró un modelo digital del terreno (figuras 6 y 7) que permite ver tridimensionalmente la zona de estudio.

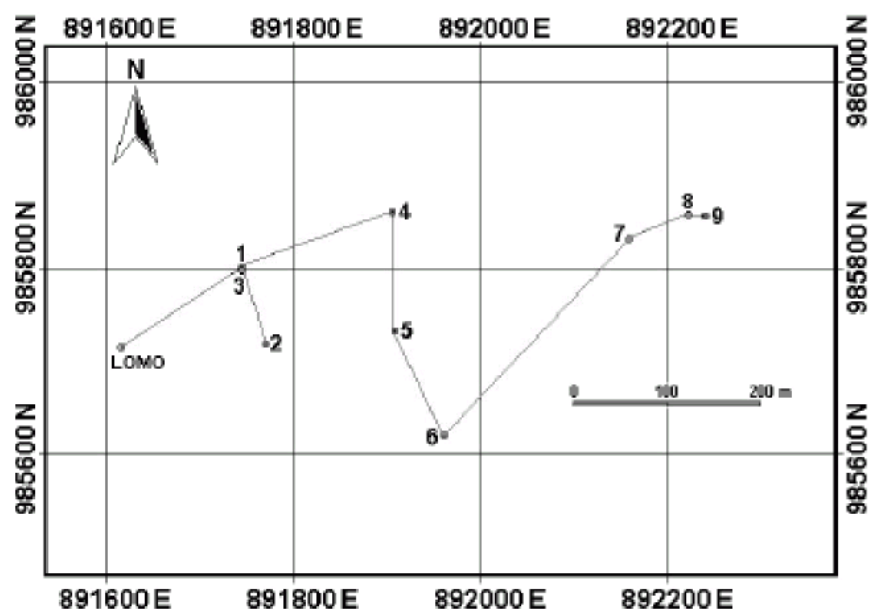


Figura 2. Poligonal construida como base para realizar el levantamiento topográfico de la trinchera y sus alrededores.

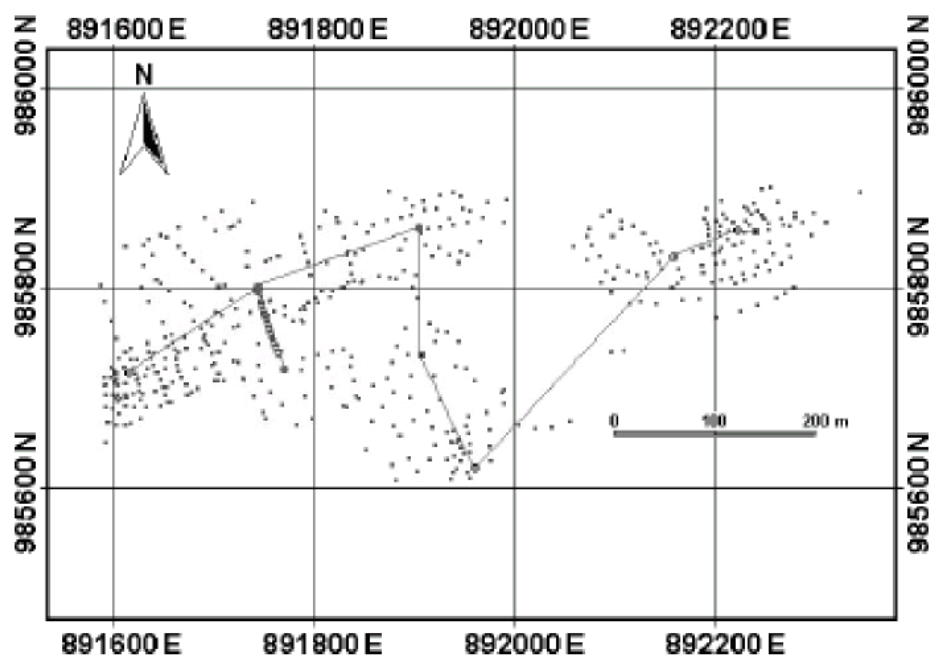


Figura 3. Puntos o detalles tomados como base para el levantamiento topográfico de la trinchera y sus alrededores. Los puntos de color rojo corresponden a la primera fase del levantamiento topográfico (septiembre de 2002); los azules corresponden a la segunda fase (diciembre de 2002).

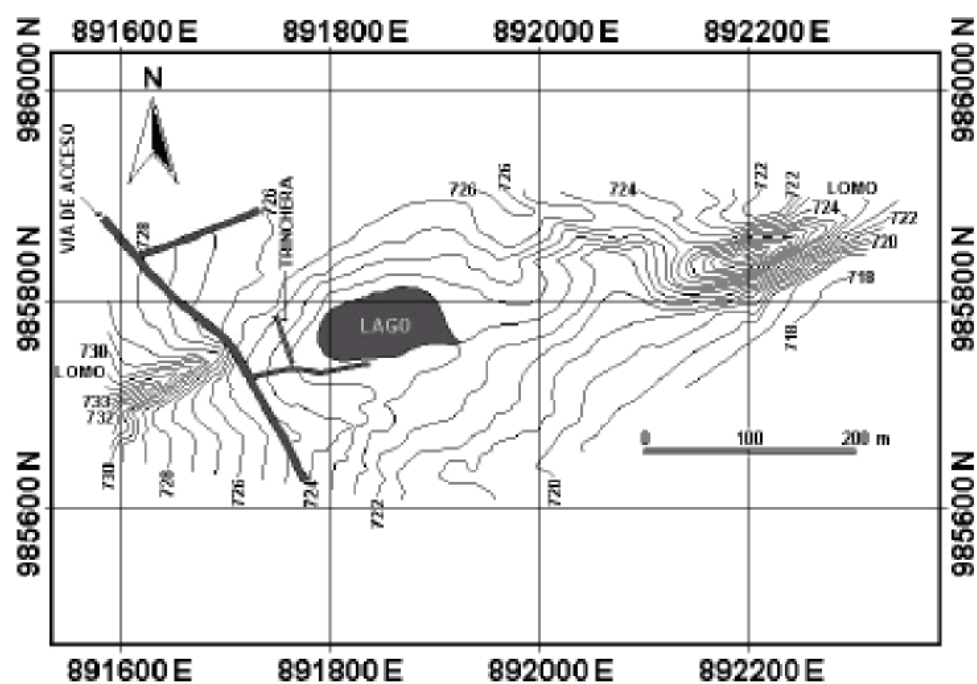


Figura 4. Mapa topográfico del terreno donde se construyó la trinchera.

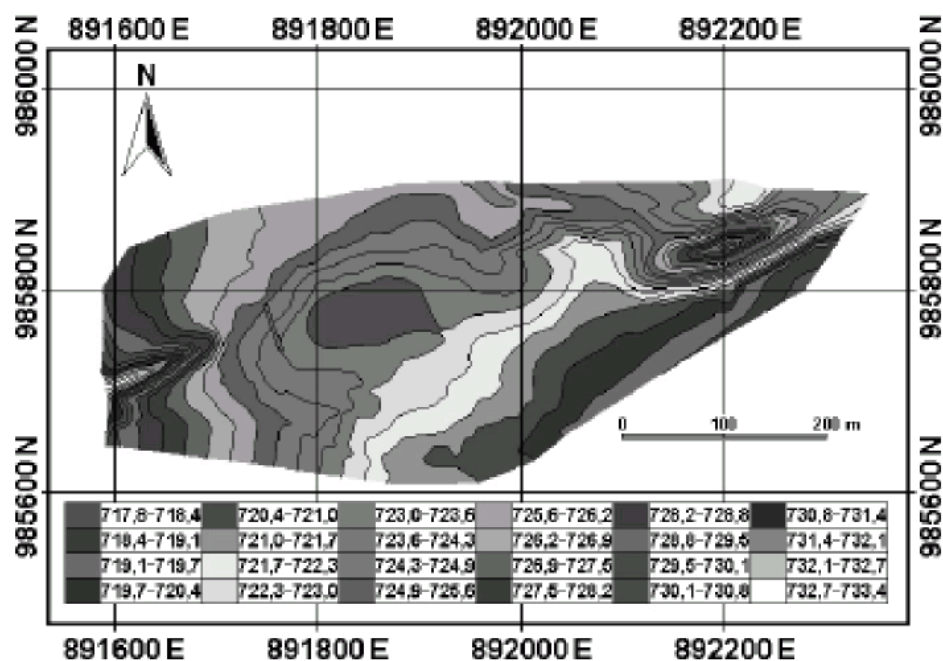


Figura 5. Mapa ipsométrico del terreno donde se construyó la trinchera.

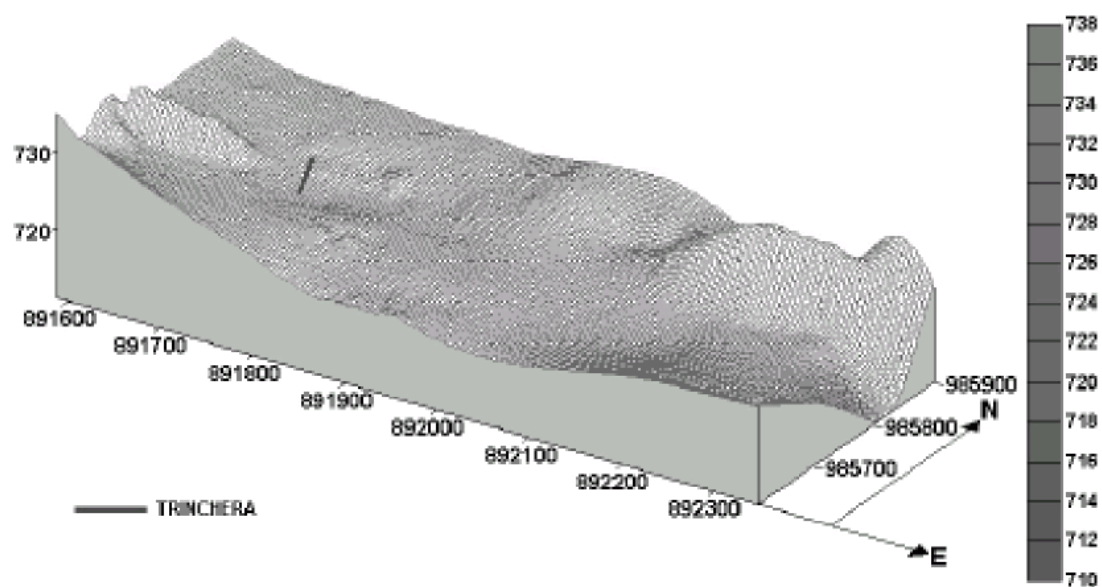


Figura 6. Modelo digital de terreno de la trinchera y sus alrededores visto desde el sur-este.

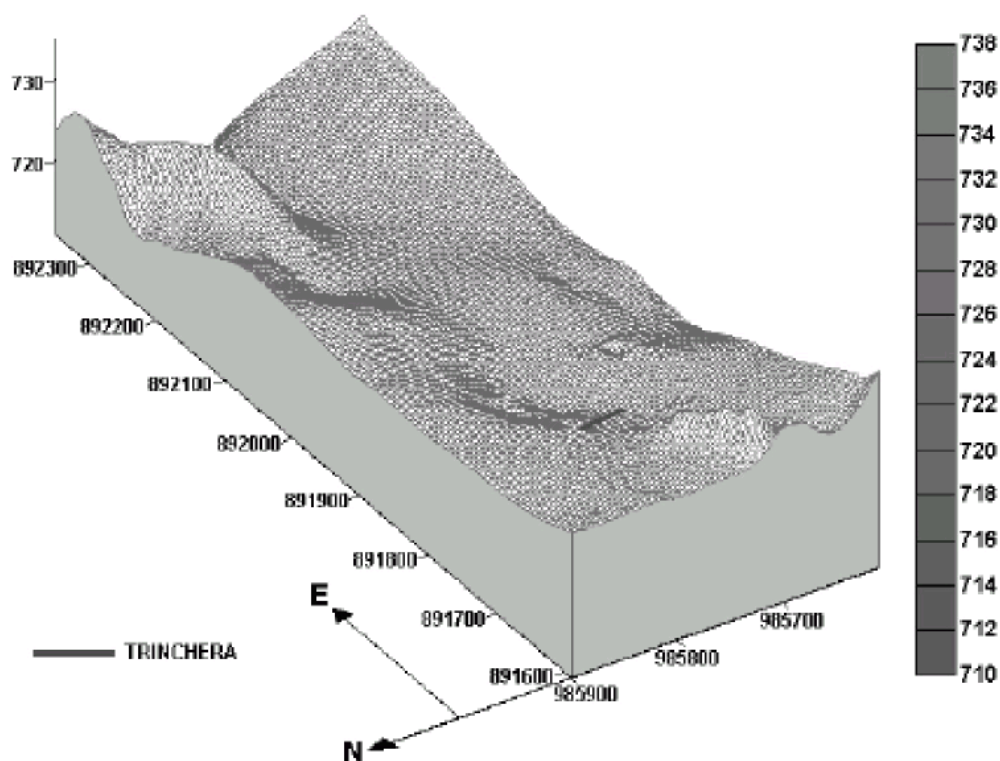


Figura 7. Modelo digital de terreno de la trinchera y sus alrededores, visto desde el noroeste.

Resultados

Mediante la realización de mediciones GPS de precisión, se determinaron las coordenadas geodésicas de tres puntos temporales que permitieron establecer la dirección y los puntos de amarre del levantamiento topográfico de la trinchera y sus alrededores.

Se elaboró un mapa topográfico, un mapa ipsométrico y un modelo digital de terreno de la trinchera y sus alrededores.

Conclusiones y recomendaciones

El posicionamiento satelital mediante el empleo de GPS es una herramienta útil para la determinación de coordenadas geodésicas con buena precisión y permite realizar el amarre de levantamientos topográficos como base para cualquier tipo de trabajo.

Un modelo topográfico más detallado de la trinchera y sus alrededores puede elaborarse con la toma de un mayor número de datos, para lo cual se requiere programar una comisión más extensa.

Tabla de datos de topografía

PUNTO	ESTE	NORTE	ALTURA	PUNTO	ESTE	NORTE	ALTURA
CHU3	891745,108	985795,905	725,722	T17	891752,449	985770,289	724,516
T1	891766,880	985738,488	723,594	T18	891754,172	985765,583	724,257
T2	891764,223	985737,133	723,743	T19	891755,707	985760,791	724,133
T3	891765,345	985742,835	723,565	T20	891757,356	985756,085	724,061
T4	891763,858	985747,602	723,758	T21	891759,103	985751,402	723,938
T5	891762,108	985752,273	723,694	T22	891760,841	985746,706	723,856
T6	891760,467	985757,033	723,952	T23	891762,611	985742,023	723,572
T7	891759,025	985761,813	724,116	A1	891791,167	985768,043	722,953
T8	891757,340	985766,490	724,200	A2	891794,129	985778,125	723,010
T9	891755,535	985771,181	724,440	A3	891796,446	985785,437	723,194
T10	891753,758	985775,859	724,573	A4	891804,305	985790,457	723,206
T11	891752,106	985780,566	724,688	A5	891810,365	985797,823	723,166
T12	891750,364	985785,236	724,773	A6	891821,432	985798,119	723,055
T13	891748,403	985787,397	724,933	A7	891830,167	985801,203	724,504
T14	891747,894	985784,558	724,865	A8	891836,471	985805,169	722,964
T15	891749,342	985779,779	724,766	A9	891842,812	985807,468	723,043
T16	891750,992	985775,064	724,656	A10	891851,101	985806,600	722,968

PUNTO	ESTE	NORTE	ALTURA
A11	891799,052	985812,630	723,778
A12	891797,403	985825,338	724,764
A13	891794,680	985836,069	725,226
A14	891791,412	985844,793	725,562
A15	891789,943	985851,571	725,654
A16	891808,048	985860,749	725,638
A17	891826,492	985865,610	725,474
A18	891833,033	985850,573	725,014
A19	891836,486	985836,624	724,416
A20	891838,946	985824,881	723,983
A21	891840,732	985813,824	723,555
A22	891782,559	985767,523	723,198
A23	891773,467	985773,518	723,807
A24	891763,690	985776,595	724,306
A25	891757,707	985786,810	724,618
PUNTO	ESTE	NORTE	ALTURA
A26	891757,029	985773,021	724,444
A27	891769,521	985736,761	723,664
A28	891721,958	985760,835	725,275
A29	891713,434	985746,280	725,048
A30	891706,995	985736,003	725,407
A31	891705,285	985776,328	725,846
A32	891707,476	985801,571	726,094
LOMO	891616,340	985713,395	733,360
B1	891711,795	985707,069	725,323
B2	891707,583	985715,311	725,386
B3	891704,009	985724,963	725,081
B4	891700,730	985734,945	726,045
B5	891697,218	985743,091	727,339
B6	891695,433	985747,728	727,860
B7	891693,145	985753,226	727,513
B8	891690,037	985759,939	726,740
B9	891682,716	985767,147	726,546
B10	891659,371	985753,668	727,682
B11	891661,531	985746,113	728,598
B12	891663,444	985738,595	729,991
B13	891664,690	985731,182	730,373
B14	891665,574	985724,837	728,820
B15	891667,635	985717,445	727,614

PUNTO	ESTE	NORTE	ALTURA
B16	891670,901	985711,128	726,687
B17	891675,209	985703,724	726,436
B18	891679,696	985695,790	726,339
B19	891656,693	985686,697	727,108
B20	891653,427	985693,893	727,134
B21	891650,708	985701,346	727,427
B22	891648,532	985708,415	728,214
B23	891646,139	985715,620	729,754
B24	891642,924	985722,422	732,093
B25	891640,475	985729,561	731,024
B26	891638,040	985736,383	729,462
B27	891636,499	985744,264	728,574
B28	891614,360	985735,414	729,073
B29	891619,393	985727,967	729,948
B30	891621,877	985719,919	732,183
B31	891624,261	985715,304	732,865
B32	891626,667	985710,224	731,266
B33	891628,055	985703,886	729,463
B34	891628,195	985697,053	728,421
B35	891628,710	985689,235	727,946
B36	891629,223	985669,584	728,258
B37	891613,581	985663,558	728,614
B38	891607,393	985675,021	730,368
B39	891606,493	985687,677	729,888
B40	891606,320	985693,025	729,762
B41	891606,945	985703,424	731,989
PUNTO	ESTE	NORTE	ALTURA
B42	891605,334	985708,885	733,220
B43	891604,401	985714,213	732,037
B44	891603,071	985718,094	730,710
B45	891599,760	985720,857	729,877
B46	891592,848	985711,483	730,917
B47	891593,629	985700,636	732,113
B48	891594,363	985681,203	731,765
B49	891595,395	985666,312	729,790
B50	891594,243	985646,835	729,204
B51	891613,932	985693,028	728,745
B52	891751,547	985676,687	725,080
B53	891733,787	985708,239	724,971

PUNTO	ESTE	NORTE	ALTURA
B54	891722,816	985727,381	724,971
B55	891701,525	985761,731	725,952
B56	891678,554	985782,519	726,438
B57	891649,321	985804,728	727,180
C1	891749,538	985792,107	724,838
C2	891724,376	985779,282	725,267
C3	891720,256	985788,645	725,491
C4	891713,701	985803,405	725,845
C5	891700,637	985809,651	726,204
C6	891691,024	985818,090	726,450
C7	891681,168	985826,700	726,626
C8	891673,873	985834,189	726,817
C9	891667,472	985841,984	726,962
C10	891655,499	985850,807	727,164
C11	891632,582	985842,770	727,674
C12	891640,902	985832,782	727,438
C13	891704,230	985856,304	726,396
C15	891722,288	985861,568	726,125
C16	891718,079	985860,076	726,204
C17	891735,940	985837,382	725,961
C18	891728,581	985866,533	726,152
C19	891767,024	985831,198	725,585
C20	891759,297	985828,866	725,621
C23	891755,186	985827,085	725,670
C24	891736,521	985821,702	726,011
C25	891789,502	985778,655	723,297
C26	891773,079	985782,516	724,192
C27	891760,113	985788,060	724,508
C28	891738,920	985775,533	724,896
C29	891726,643	985762,097	725,016
C30	891709,846	985772,872	725,601
C31	891695,767	985766,266	726,015
C32	891674,263	985786,287	726,400
C33	891657,611	985797,870	726,872
C34	891645,542	985807,587	727,191
C35	891632,221	985822,914	727,508
C36	891614,023	985841,942	727,944
C37	891637,019	985849,064	727,320
C38	891648,160	985853,150	727,105

PUNTO	ESTE	NORTE	ALTURA
C39	891667,839	985860,547	726,803
C40	891692,979	985870,851	726,378
C41	891709,170	985876,962	726,268
D1	891588,849	985803,070	728,301
D2	891593,056	985787,443	728,193
D3	891599,728	985767,198	728,367
D4	891604,634	985750,256	728,609
D5	891650,994	985765,219	727,313
D6	891637,830	985786,950	727,461
D7	891629,548	985800,206	727,563
CHU2	891771,383	985716,804	723,854
T1	891764,169	985736,948	723,665
T2	891767,233	985738,236	723,512
E1	891747,569	985744,800	724,087
E2	891767,134	985732,697	723,644
E3	891791,565	985729,703	723,163
E4	891806,376	985733,262	723,266
E5	891821,353	985737,040	723,116
E6	891831,583	985738,626	723,090
E7	891840,473	985731,549	723,369
E8	891838,893	985722,679	723,529
E9	891843,045	985707,073	723,718
E10	891848,068	985689,998	723,843
E11	891831,747	985682,381	724,093
E12	891820,622	985701,351	723,895
E13	891816,853	985720,647	723,612
E14	891791,651	985718,097	723,688
E15	891795,007	985692,158	724,119
E16	891800,602	985669,420	724,511
E17	891785,373	985664,026	724,776
E18	891770,943	985683,351	724,513
E19	891759,535	985696,040	724,229
E20	891749,730	985707,444	724,198
E21	891746,500	985723,467	724,056
E22	891727,659	985726,542	724,600
E23	891732,596	985709,658	724,779
E24	891742,269	985692,338	724,748
E25	891755,190	985670,151	725,034

PUNTO	ESTE	NORTE	ALTURA
CHU1	891745,793	985799,403	725,774
BL1	891791,817	985767,504	722,886
BL2	891793,303	985780,740	722,978
BL3	891806,369	985786,208	722,855
P1	891815,835	985825,129	724,239
P2	891814,740	985876,699	725,438
BL4	891819,620	985792,581	722,816
P3	891835,645	985833,139	724,199
P4	891825,814	985869,874	725,508
BL5	891833,367	985800,899	722,757
P5	891844,603	985834,595	724,175
P6	891845,350	985863,983	725,007
BL6	891850,695	985805,852	722,795
PUNTO	ESTE	NORTE	ALTURA
P7	891853,257	985837,729	724,204
P8	891856,764	985855,921	724,748
CHU4	891910,028	985857,319	724,517
P9	891867,813	985811,711	722,948
P10	891889,345	985837,714	724,192
P11	891861,907	985863,198	725,050
P12	891877,599	985896,681	725,475
P13	891879,156	985810,420	722,920
P14	891894,172	985848,839	724,307
P15	891877,136	985868,398	724,965
P16	891893,512	985888,790	725,204
P17	891893,373	985818,092	723,449
P18	891890,183	985870,062	724,899
P19	891901,255	985881,737	725,094
P20	891917,112	985858,690	724,555
BL	891885,335	985808,928	722,749
P21	891900,690	985872,465	724,888
P22	891913,262	985885,552	725,095
P23	891913,827	985877,613	725,078
P24	891928,687	985892,614	725,321
P25	891929,449	985860,790	724,810
P26	891924,684	985879,535	725,210
P27	891941,948	985895,199	725,515
BL	891900,988	985801,279	722,812
P28	891942,420	985863,104	725,309

PUNTO	ESTE	NORTE	ALTURA
P29	891949,929	985892,131	725,556
P30	891969,133	985846,741	725,305
P31	891905,624	985812,864	723,429
P32	891951,035	985879,440	725,559
P33	891956,110	985865,966	725,657
P34	891955,812	985833,126	724,634
P35	891949,790	985836,532	724,327
BL	891905,933	985791,058	722,724
P36	891958,250	985876,094	725,525
P37	891970,867	985870,160	725,847
P38	891947,713	985825,289	724,129
P39	891939,168	985832,952	724,277
P40	891939,221	985869,726	725,363
P41	891970,855	985870,224	725,855
P42	891928,049	985840,264	724,146
P43	891975,956	985885,506	726,049
P44	891991,937	985866,010	725,801
P45	891994,692	985888,246	726,058
P46	891914,708	985843,416	724,190
P47	891921,820	985831,388	724,068
CHU5	891910,687	985731,145	722,298
P48	891886,650	985742,031	722,336
P49	891881,790	985725,639	722,537
P50	891896,160	985733,884	722,377
P51	891893,759	985759,696	722,075
P52	891923,960	985747,163	722,116
PUNTO	ESTE	NORTE	ALTURA
BL	891918,833	985764,263	721,882
P53	891900,726	985712,277	722,470
BL	891926,750	985757,549	722,035
P54	891922,692	985712,839	722,275
P55	891945,527	985721,897	722,047
BL	891935,819	985755,345	722,029
P56	891898,884	985691,759	722,582
P57	891963,209	985707,370	721,919
BL	891947,842	985747,462	722,044
P58	891915,789	985678,030	722,270
P59	891989,679	985695,984	721,705
P60	891915,794	985678,068	722,274

PUNTO	ESTE	NORTE	ALTURA
P61	891954,964	985719,998	722,032
P62	891928,829	985688,215	722,378
P63	891876,529	985709,903	722,576
P64	891883,032	985695,582	722,698
P65	891992,886	985699,015	721,699
P66	891921,972	985661,100	721,900
P67	891861,555	985701,770	722,778
P68	891872,117	985681,533	722,589
P69	891992,234	985684,327	721,517
P70	891942,759	985658,005	721,451
P71	891846,006	985692,522	722,905
P72	891860,878	985667,688	722,714
P73	891974,611	985676,682	721,691
P74	891946,278	985645,910	721,066
P75	891835,152	985681,116	723,211
P76	891855,330	985639,451	722,001
P77	891957,883	985672,403	721,616
P78	891882,471	985662,918	722,134
P79	891902,541	985668,516	722,127
P80	891889,450	985652,694	721,725
CHU6	891965,432	985619,653	720,982
P81	891939,864	985647,919	721,403
P82	891955,082	985662,319	721,244
P83	891947,783	985648,785	721,051
P84	891923,727	985643,994	721,059
P85	891936,326	985629,006	721,144
P86	891957,103	985654,421	721,176
P87	891950,269	985641,574	721,030
P88	891944,304	985633,189	721,095
P89	891918,896	985628,425	721,146
P90	891959,067	985644,873	721,068
P91	891952,625	985634,780	720,994
P92	891941,228	985646,830	721,314
P93	891906,011	985617,816	721,337
P94	891959,212	985636,273	720,978
P95	891936,417	985656,635	721,560
P96	891949,635	985627,236	720,929
P97	891898,093	985630,251	721,251
P98	891977,729	985642,395	720,782

PUNTO	ESTE	NORTE	ALTURA
P99	891946,732	985620,319	721,225
P100	891956,616	985617,043	721,129
P101	891882,048	985624,431	721,364
P102	891942,025	985616,087	721,333
P103	891978,129	985628,272	720,824
P104	891940,150	985608,683	721,503
P105	891885,341	985607,541	721,374
P106	891958,640	985610,366	721,351
P107	891976,884	985659,360	720,675
P108	892006,725	985663,774	720,807
P109	892024,012	985660,430	720,295
P110	892040,095	985662,471	719,980
P111	892058,121	985668,108	719,885
P112	892098,855	985736,137	720,152
P113	892129,441	985787,342	721,268
P114	892112,111	985737,301	720,198
CHU7	892162,626	985829,342	727,567
P115	892076,970	985859,388	724,228
P116	892062,618	985842,099	721,732
P117	892105,939	985822,385	723,053
P118	892074,477	985852,286	723,092
P119	892074,224	985827,770	721,973
P120	892116,590	985816,939	723,771
P121	892078,961	985843,334	722,302
P123	892125,384	985813,631	723,998
P124	892089,301	985806,149	721,881
P125	892088,460	985831,532	722,215
P126	892134,225	985816,054	724,786
P127	892094,098	985816,268	722,156
P128	892099,951	985796,957	721,636
P129	892135,988	985810,902	724,153
P130	892101,932	985809,794	722,223
P131	892091,055	985871,253	724,930
P132	892101,133	985851,366	723,059
P133	892118,493	985785,119	721,221
P134	892151,029	985819,482	725,960
P135	892144,625	985784,065	720,989
P136	892098,721	985876,413	724,909

PUNTO	ESTE	NORTE	ALTURA
P137	892148,246	985825,112	726,586
P138	892109,838	985867,269	724,797
P139	892170,393	985788,431	720,636
P140	892108,890	985859,175	724,566
P141	892141,773	985834,800	726,219
P142	892188,088	985788,960	720,344
P143	892160,019	985800,158	722,382
P144	892121,873	985862,033	724,882
P145	892165,481	985804,788	723,287
P146	892200,125	985805,456	721,706
P147	892191,463	985815,292	724,163
P148	892170,137	985810,942	724,029
P149	892132,385	985853,891	725,074
PUNTO	ESTE	NORTE	ALTURA
P150	892189,713	985823,247	726,288
P151	892166,602	985818,872	726,023
P152	892138,397	985844,472	725,550
P153	892209,613	985840,077	730,304
P154	892143,889	985845,752	725,801
P155	892149,292	985837,154	726,739
CHU8	892225,060	985855,554	728,349
P156	892181,800	985837,376	728,811
P157	892195,569	985864,125	724,406
P158	892195,977	985859,556	725,628
P159	892196,642	985853,117	727,771
P160	892190,015	985840,021	728,984
P161	892204,832	985867,224	724,228
P162	892208,560	985861,366	726,269
P163	892207,650	985854,857	728,098
P164	892197,769	985842,551	729,039
P165	892215,094	985869,173	724,429
P166	892220,922	985865,226	725,771
P167	892218,126	985856,313	728,207
P168	892216,322	985849,492	728,532
P169	892237,688	985863,300	727,351
P170	892234,256	985867,215	725,923
P171	892232,417	985855,290	728,098
P172	892232,062	985880,627	722,273
P173	892210,889	985873,777	722,847
PUNTO	ESTE	NORTE	ALTURA
P174	892240,428	985873,835	725,413
P175	892210,096	985886,222	722,063
P176	892236,572	985878,424	723,310
P177	892256,507	985864,763	727,015
P178	892193,275	985868,913	723,372
P179	892194,167	985879,551	722,562
P180	892242,278	985884,110	722,962
P181	892269,331	985869,731	726,448
P182	892250,644	985899,093	722,410
P183	892250,165	985873,445	726,441
P184	892284,055	985875,233	725,523
P185	892252,427	985869,335	727,071
P186	892258,893	985900,474	723,363
P187	892266,383	985885,075	724,562
CHU9	892243,066	985854,925	727,828
P188	892202,146	985833,759	727,842
P189	892203,994	985823,746	725,331
P190	892210,272	985808,044	721,857
P191	892207,913	985836,745	727,906
P192	892213,212	985825,719	724,941
P193	892220,493	985810,834	721,162
P194	892222,612	985842,420	727,653
P195	892228,296	985829,498	723,916
P196	892230,880	985813,932	720,879
P197	892230,288	985845,797	727,505
P198	892243,114	985836,724	723,851
PUNTO	ESTE	NORTE	ALTURA
P199	892246,800	985821,430	720,636
P200	892256,130	985857,982	726,708
P201	892254,256	985827,228	720,830
P202	892257,770	985846,119	723,880
P203	892261,585	985834,474	721,061
P204	892271,850	985862,701	725,811
P205	892224,148	985804,286	719,832
P206	892246,743	985876,044	724,742
P207	892276,832	985843,084	720,523
P208	892278,143	985861,156	724,423
P209	892232,506	985807,691	719,626
P210	892282,008	985870,170	725,357

PUNTO	ESTE	NORTE	ALTURA
P211	892300,445	985852,993	719,441
P212	892244,145	985812,586	719,440
P213	892290,469	985864,939	723,708
P214	892290,685	985864,951	723,682
P215	892315,135	985865,013	720,797
P216	892257,443	985818,611	719,140
P217	892300,926	985875,731	724,951
P218	892270,455	985824,663	718,907
P219	892280,128	985830,671	718,658
P220	892283,748	985870,710	725,170
P221	892302,583	985875,826	724,972
P222	892282,136	985801,205	718,400
P223	892347,814	985895,663	723,086
P224	892274,233	985795,745	718,623
P225	892265,531	985790,769	718,672
P226	892245,697	985782,991	719,001
P227	892228,395	985777,109	719,308
P228	892205,246	985770,404	719,662
P229	891593,814	985693,585	731,793
P230	891600,907	985693,696	730,730
P231	891594,021	985681,424	731,664
P232	891604,687	985691,651	729,926
P233	891601,109	985680,415	730,864
P234	891610,437	985690,040	728,884
P235	891606,350	985702,441	731,681
P236	891614,145	985682,612	729,451
P237	891614,963	985690,649	728,824
P238	891614,316	985704,647	731,300
P239	891597,052	985666,393	729,885
P240	891621,065	985695,392	728,469
P241	891625,028	985708,589	731,126
P242	891605,419	985663,297	728,883
P243	891633,568	985712,138	730,396
P244	891618,469	985664,746	728,390
P245	891630,821	985694,257	727,854
P246	891622,202	985681,418	728,563
P247	891644,598	985716,323	729,928
P248	891635,005	985680,806	727,672
P249	891644,126	985697,554	727,452

PUNTO	ESTE	NORTE	ALTURA
P250	891653,505	985720,019	729,495
P251	891648,273	985682,599	727,240
P252	891654,588	985701,376	727,105
P253	891660,488	985686,275	726,897
P254	891661,335	985705,511	726,901
P255	891665,194	985728,211	729,492
P256	891676,552	985693,209	726,399
P257	891670,179	985711,055	726,644
P258	891689,812	985740,245	727,900
P259	891686,512	985699,258	726,052
P260	891684,170	985720,337	726,175
P261	891691,886	985749,168	727,963
P262	891704,798	985707,819	725,372
P263	891700,567	985723,697	725,569
P264	891712,139	985707,468	725,252
P265	891675,342	985739,681	730,013
P266	891682,631	985767,520	726,469
P267	891673,809	985750,913	728,047
P268	891667,032	985736,165	730,492
P269	891656,168	985742,379	728,980
P270	891653,947	985750,742	727,859
P271	891653,250	985729,760	731,015
P272	891642,005	985734,985	729,797
P273	891636,287	985745,520	728,431
P274	891635,761	985720,359	732,266
P275	891625,296	985728,320	730,090
P276	891618,460	985740,110	728,771
P277	891612,564	985721,151	730,952
P278	891607,835	985729,165	729,364
P279	891603,966	985706,422	732,872
P280	891605,368	985715,530	731,788
P281	891592,460	985711,706	730,532
P282	891605,013	985712,268	732,577
P283	891601,321	985708,806	731,319
P284	891599,310	985711,296	731,646
P285	891593,235	985700,725	731,781

P A R T E D O S

Cyclicity in the Sedimentary Record of a Small Pull-apart Basin as Paleoseismic Evidence of Surface Faulting During the Holocene Along the Ibagué Fault, Colombia

Hans Diederix

Jairo Alonso Osorio

Nohora Montes

Franck Audemard

CYCLICITY IN THE SEDIMENTARY RECORD OF A SMALL PULL-APART BASIN AS PALEOSEISMIC EVIDENCE OF SURFACE FAULTING DURING THE HOLOCENE ALONG THE IBAGUÉ FAULT, COLOMBIA

Hans Diederix*
Jairo Alonso Osorio*
Nohora Montes*
Franck Audemard**

Introduction

The Ibagué fault is a right lateral strike-slip fault that cuts obliquely across the Central Cordillera in a NE direction. Emerging from the eastern flank of the cordillera, the fault traverses the huge pleistocene alluvial fan of Ibagué over a distance of 35 km extending until the Magdalena river in the East (Figures 1 and 2). At this eastern end, the fault curves to the North to apparently merge with the N-S oriented Bituima-Salinas oblique West verging thrust system of the West flank of the Eastern Cordillera piedmont area.

Displacement along the Ibagué fault affects almost the entire width of the Central Cordillera and narrows the Magdalena Valley to the North of it (Montes et al. 2002; Acosta et al., 2004; Montes et al. 2005b). Along the 35 km stretch of the fault that traverses the Ibagué fan, it presents abundant morphotectonic features that are characteristic of strike-slip faults in an alluvial plain environment and which bear ample evidence of a high degree of activity during the Pleistocene (Diederix et al., 1987; Vergara, 1989; Montes et al., 2005b, Diederix et al., 2006).

In recent years the fault has been the subject of neotectonic and paleoseismologic studies undertaken by INGEOMINAS (Geological Survey of Colombia) for evaluating its past behaviour and seismogenic potential (INGEOMINAS, 2004; Montes et al., 2005a; Montes et al.; 2005b; Diederix et al.; 2006). This work included detailed neotectonic studies that resulted in a complete in-

* Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS, Colombia.

** Venezuelan Foundation for Seismological Research, FUNVISIS, Earth Sciences Department, Apartado Postal 76.880, Caracas 1070, Venezuela.

ventory of all morphotectonic features, their interpretation and kinematic modeling that permitted a qualitative evaluation of its degree of activity and led eventually to the selection of a suitable site for the excavation of a paleoseismologic trench (McCalpin, 1986; Audemard & Singer, 1987; Audemard, 2003a and 2005; INGEOMINAS, 2004). The opening of this trench, its logging and interpretation resulted in the quantification of the degree of activity of the fault during the Holocene; the results of which have been published (INGEOMINAS, 2004; Montes et al., 2005b; Diederix et al., 2006).

The present paper focuses on the method, the uncertainties and ambiguities of the method of paleoseismologic analysis applied, and the limitations and implications this might have for the evaluation of the seismogenic potential of the fault.

Regional geological setting

The Ibagué fault is considered to play a fundamental role in the seismotectonic framework of the so-called Northern Andean Block of Colombia, Ecuador and Venezuela, which is the result of complex interaction of the Nazca, Caribbean and South American plates (Pennington, 1981; Kellogg et al., 1995; Taboada et al., 2000; Arcila et al., 2002; Trenkamp et al., 2002; Cediél et al., 2003) (Figure 1). The Ibagué fault is thought to fulfill a fundamental role as part of a transfer zone that affects both the Western and Central Cordilleras and possibly has an extension further to the East in the Eastern Cordillera (Ego et al., 1995; Montes et al., 2003 and 2005; Arcila, 2002; Acosta et al., 2004; Taboada et al., 2000; Trenkamp et al., 2002; Cediél et al., 2003). This transfer zone relates to the collision of the Panama-Baudó arc with NW South America initiated approximately 8 million years ago during the Miocene (Figure 1) (Duque-Caro, 1980; Pennington, 1981; Ego et al. 1995; Taboada et al., 1998; Arcila, 2002; Acosta et al., 2002; Trenkamp et al., 2002; Audemard, 2003b; Montes et al., 2005; Cediél et al., 2003). It constitutes the dividing line between a left lateral transpressive seismotectonic regimes, to the North of the 4-5°N parallels, from a right lateral transpressive seismotectonic regime to the South. This happens along the N-S oriented Romeral and Cauca-Patía Fault Zone (RCPFZ), which traverses the entire length of the North Andean block along the western flank of the Cordillera Central (Ego et al., 1995; Acosta et al., 2004; Montes et al., 2005; Cediél et al., 2003).

The Ibagué fault has been active at least since Pliocene times and probably since the Middle Miocene. Historical seismicity data indicate events in 1825 and 1942 with an intensity of VII on the Mercalli scale within the urban perimeter of the town of Ibagué, which is situated across the fault trace at the apex of the Ibagué fan (Ramírez, 1975; Gómez & Salcedo, 2000).

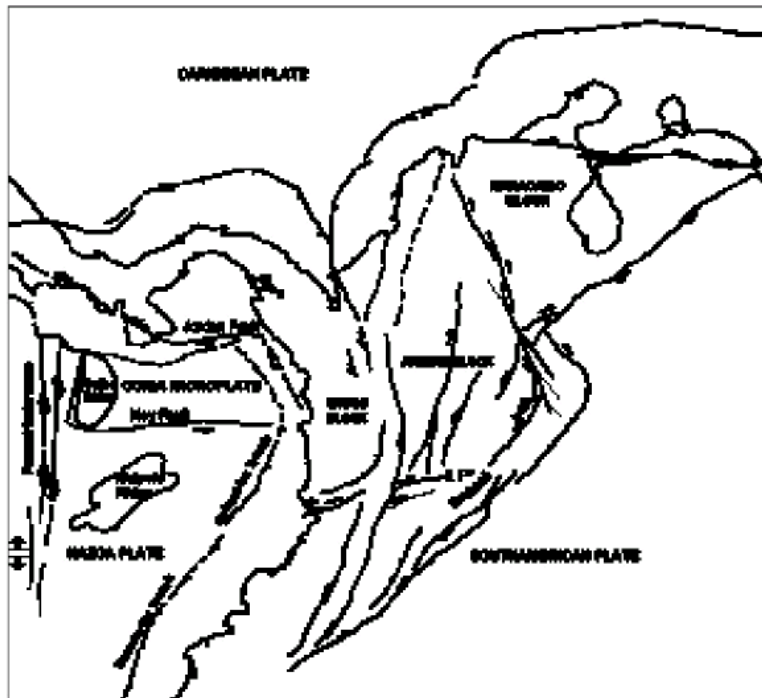


Figure 1. Geotectonic framework of the northern Andes and localization of the Ibagué fault zone. The arrows indicate the movements of plates relative to the stable South American plate (taken from: Trenkamp et al. 2002).

Morphotectonic indicators

Along the 35 km stretch of the fault that traverses the Ibagué fan between the Ibagué town in the West and the village of Piedras in the East, the fault trace is marked by an abundance of landforms that are characteristic morphotectonic indicators of active strike-slip faults in an alluvial plain environment (Figures. 2 and 3). Among these, one distinguishes fault scarps and scissored fault scarps, linear fault ridges, pressure ridges, fault benches and folds, controlled drainage, displaced and antecedent drainage, etc. (Diederix et al., 1987 ; Vergara, 1989 ; Montes et al., 2005 ; Diederix et al., 2006).

Of these features, the most common by far are the linear fault ridges and pressure ridges. Altogether 35 of these have been recognized, that vary in height between 3 m and 35 m and in length between 30 m and 1400 m. The

linear fault ridges always straddle the fault trace and in rare outcrops display positive flower structure arrangements. The pressure ridges are associated with slight restraining bends in the trace of the principal fault plane (Sylvester, 1988; Diederix et al., 1987; Vergara, 1989; Diederix et al., 2006). The difference in sizes of the fault ridges is thought to be related to the varying thicknesses of the sedimentary column of the alluvial fan deposit that overly the basement (Diederix et al., 2006).



Figure 2. Physiographic shaded relief map based on STRM data of 30 m resolution. Note the tilted planation surface remnants in the east flank of the Central Cordillera (CC) and their right lateral displacement by the Ibagué Fault. Magdalena Valley (MV), Planation Surface (PS), Ibagué Fan (IF), Volcano Machín (VM) and Volcano Tolima (VT).

In contrast to the great abundance of fault ridges, the occurrence of pull-apart basins and associated sagponds is restricted to only three. Of course these, would be the obvious targets for the siting of exploratory paleoseismic trenches, but unfortunately sagponds are also very much in demand as water reservoirs in use by the local farmers who have the habit of modifying these. Only one of the sites promised to be suitable. It was situated at a small releasing step-over, only partially ponded, located at the Los Gomos farm, the owner of which gave permission for the trench excavation (Ingeominas, 2002, Audemard & Singer, 1987, Audemard, 2003a and 2005)

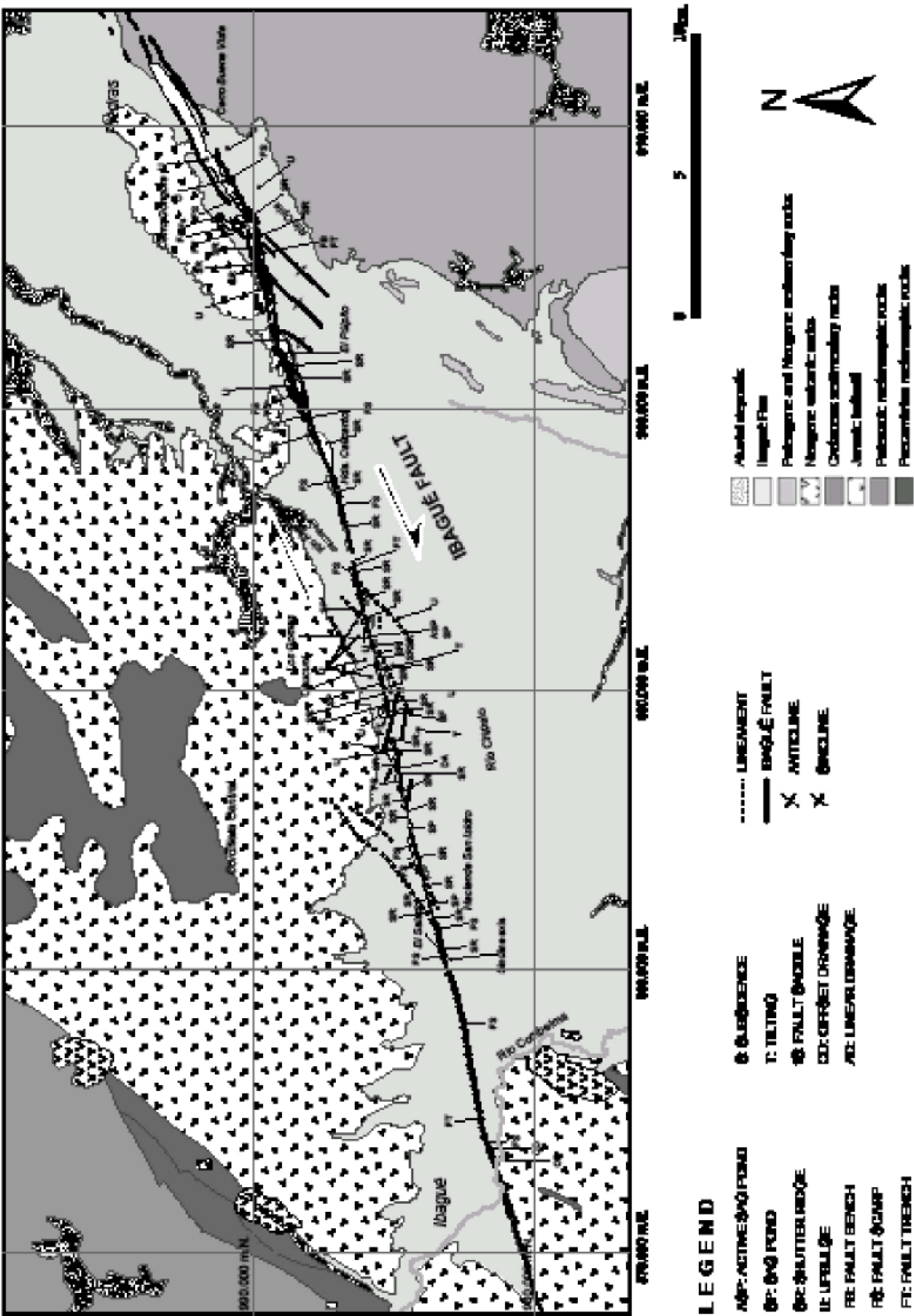


Figure 3. Strip map of the Ibagué fan where it crosses the main Ibagué fault, indicating the morphotectonic features.

In spite of the great abundance of morphotectonic indicators, very few of these present unequivocal criteria for establishing the sense and magnitude of strike-slip displacement. One such feature is a large pressure ridge at the Calicanto farm (Figure 3) where a process of kinematic adjustment (in fact a shortcutting or rectification of the principal fault trace) along the main fault plane, resulted in the longitudinal slicing and right lateral horizontal displacement of the North flank of the ridge and nearby drainage channel. Retrodeformation yielded a 565 m horizontal offset during Upper Pleistocene and Holocene times and an estimate for the slip rate of just over 5.6 mm/y for that period (INGEOMINAS, 2004; Diederix et al., 2006).

Another geomorphic marker of regional scale is the Miocene/Pliocene planation surface (peneplain) that truncates the Central Cordillera and has been tilted down to the East where it disappears under Pliocene formations and Quaternary alluvium of the Magdalena Valley (Page et al., 1981; Soeters, 1981; Diederix et al., 2006). This surface has been displaced horizontally and right laterally over a distance of 29 km by the Ibagué fault (Figure 2). A similar displacement has been observed in the Jurassic Ibagué batholith. It provides a reliable indicator of the sense and magnitude of displacement and yields an estimated slip rate for the Pliocene until the present of 5.8 mm/y, which agrees well with the findings for the displacement of the Calicanto pressure ridge (Diederix et al., 2006).

It is interesting to compare these qualitatively defined slip rates with the quantitative ones obtained from trench logging, which will be described in the following.

Paleoseismology

Trench

The selected site for trench excavation was situated in a shallow basin partially covered by a small pond, measuring approximately 60 by 80 m. This was interpreted to be a sagpond in a small pull-apart basin in a releasing right hand step-over along the main fault zone. At both ends of the basin are linear fault ridges that mark a right hand offset with respect to the orientation of the principal deformation zone (PDZ). The pond had not suffered any modification

through human interference and its size apparently fluctuates somewhat with seasonal rainfall variation.

The trench site itself was chosen halfway between the pond and the Chucuní fault ridge so as to minimize the influence of coarse materials accumulated downslope of the fault ridge and to reduce the risk of encountering an elevated ground water level close to the pond (Audemard and Singer, 1987; Audemard, 2003a and 2005; INGEOMINAS, 2004). As it turned out none of these problems became a reality.

The layout of the trench was orthogonal to the strike of the principal deformation zone at the North rim of the basin close to the northern controlling fault strand of the step-over. The trench had a maximum length of 45 m and a maximum depth of 4.20 m. Its width at surface was 2.50 m tapering down to a width of 1.00 m at its deepest point, in order to achieve sufficient wall stability for safe working conditions. The length of the trench covered the basin depocentre, which was encountered between 30 and 35 m measured from the northern limit of the trench (Figure 4). Beyond the trench limit, the southern controlling fault of the basin was not intersected whereas, at the north end, the trench just touched the northern controlling fault zone, prevented from further extension by the presence of a fish pond.

The ground surface of the basin area displays a slight saucer shape with the central part being 1.50 m lower than the flanks on either side. In order to achieve a more precise location of the controlling faults, a microtopographic survey was carried out with the aid of a total station (EDM) as well as traverses with a radon gas emission receiver.

Stratigraphy of the basin fills

The basement of the Los Gomos pull-apart basin is made up of the same material as the top of the Ibagué fan deposit which has been down flexed and is present at a depth of 6.80 m in the deepest part of the pull-apart basin, as was established by extrapolation from the trench log. The deposits that make up the Ibagué fan consist of poorly sorted coarse gravels with lithic clasts and large blocks, mostly matrix supported, of predominantly andesites and to a lesser extent of paleozoic phyllites derived from the Central Cordillera. The matrix consists of fine-grained sands and argillaceous silts of a yellowish colour that have a volcanic ash component. The character is that of a sequence of

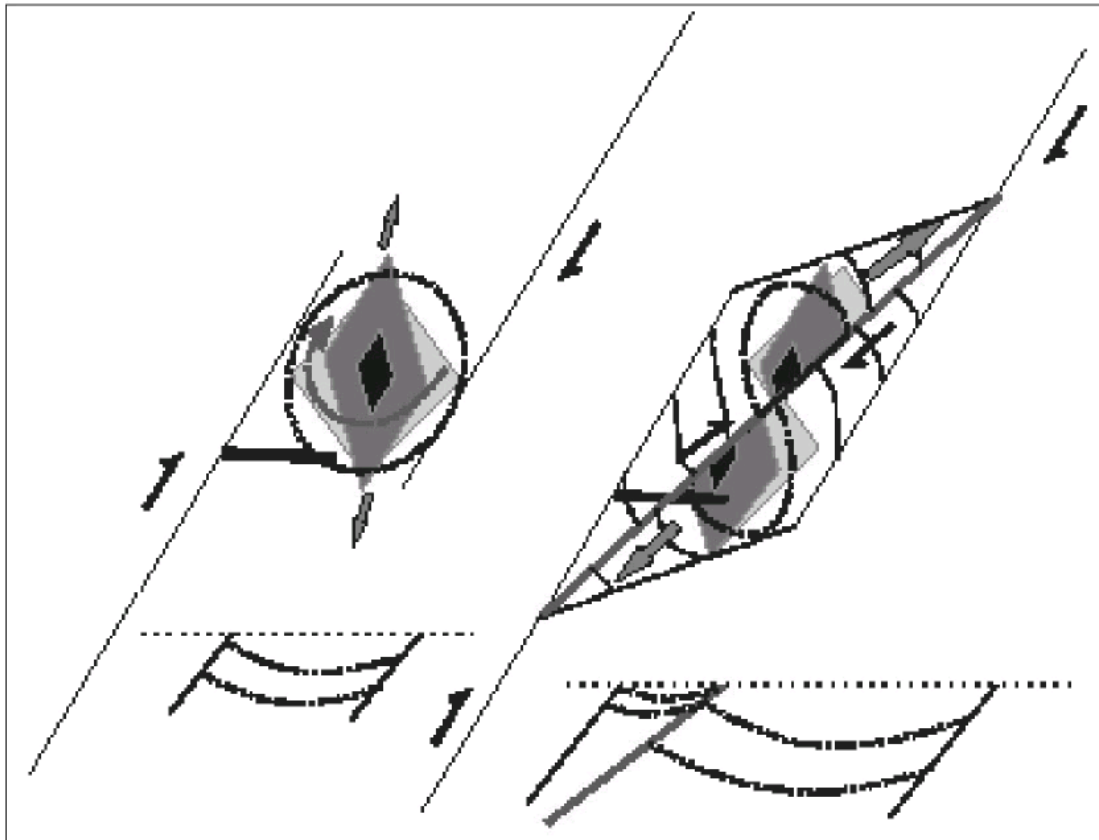


Figure 4. The Los Gomos trench site area, indicating the setting of the pull apart basin with sag pond in a right hand step over along the principal deformation zone (PDF). Note the diagonal cross basin fault, resulting from the kinematic adjustment process as well as the position of its intersection by the trench (fault zone B).

torrential gravels and mudflows of fluvio-glacial origin, well consolidated and highly compacted that gives it a high degree of stability in exposed slopes. For this reason, it is possible that it has acted as a virtual rigid basement for the soft sediment infill of the basin with probable implications for the mechanical behaviour of faulting. The fan deposits have their origin in the volcanic pile of the Nevado de Tolima (5156 m), the stratovolcano that straddles the crest of the Cordillera Central. The Ibagué fan is largely of pleistocene age and in local depressions of the fan surface, there may be holocene infill as is the case in the Los Gomos pull-apart basin.

The base of the stratigraphic column of the basin fill starts with two levels (1 and 2) of fine to medium grained sand and gravelly sand that are separated by a horizon of residual pebbles (stone line), whereas at the base of level 1 a

similar stone line is lying directly on top of the fan deposit. The sands have scarce content of scattered quartz pebbles and each level has a thickness of approximately 30 cm. The sands have probably been deposited in rather quiet conditions in a fluvio-lacustrine environment. Its deposition took place in two phases of subsidence, each triggered by a seismic surface rupture event.

Directly on top of it is a saucer shaped deposit of slightly olive green coloured silty clays that grade upwards into sandy clays and silts. It has a maximum thickness in the centre of 110 cm (level 3) (Figure 5). The base of this deposit is in erosional contact with the underlying sands, whereas towards the edge of the basin the deposit wedges out in a transgressive onlap relation against the side slope of the basin margin where it rests on the top of the fan surface (Figure 5). Its lithologic characteristics suggest a possible lacustrine anoxic environment of deposition. In the North flank of the basin, at the extreme northern limit of the trench, a small 40 cm high fault scarp indicates the presence of the controlling fault zone. This scarp is marked by the presence of a colluvial wedge consisting of transported fan materials that develops further downslope as a stone line underlying this unit (Figure 5). At the base of the deposit, a remnant patch of paleosol was encountered, that made possible to date the deposit.

On top of level 3 is a 3.50 m thick deposit of alternating dark grey to black strongly organic horizons with light grey less organic horizons in a sequence of 6 cycles (levels 4 to 9). Each cycle commences with the organic horizon at the base and the complete sequence reaches its greatest thickness in the depocentre of the basin. This is in the Southern half of the trench on the south side of a fault zone that divides the trench in two parts (see faulting and basin development section, P.). In the northern part, the sequence above the lowest organic level (level 4) is incomplete and depositional hiatuses have resulted in the merger of some levels into one.

The top level of the six cycles (level 9) has largely been removed by erosion. This erosion phase has been dated at approximately 700 y BP, and registers a change in climatic conditions from humid tropical to a drier seasonal climate indicated by the presence of ferruginous lateritic gravels and soils (levels 10 and 11). This change to drier conditions probably also marks the influence of men responsible for the removal of much of the forest cover. Just below this level, some potshards have been encountered.

At the South end of the trench, an open fissure occurs in both trench walls. This reaches from just below the present day top soil layer down to the base of the cyclic organic sequence (level 4) and is filled with material of levels 7, 8 and 10 as revealed by sample dates (Figure 5). This is an open crack generated by one or more surface rupture events (most likely events 9 and 10).

The depocentre of the basin is located in the deepest part of the Southern half of the trench where the entire sedimentary sequence is complete and reaches a thickness of 6.80 m. However, the base of the depocentre has not been exposed in the trench and consequently this figure is an approximation based on extrapolation of stratigraphic levels beyond the trench bottom.

No clear-cut evidence for the presence of seismites has been found as might have been expected to be the case in an environment of seismic shaking of soft sediments. However, there is evidence of liquefaction in cross cutting injection features in the cyclic organic rich sequence on both sides of the dividing fault zone B.

Sampling for C¹⁴ dating

Thirty samples for dating with the C¹⁴ method have been collected, most of these in the southern part of the west wall of the trench, covering the complete six cycle organic sequence. The samples were analyzed by means of the AMS method in the laboratories of Beta-Analytic in Miami. In this cyclic sequence, samples were taken at the bottom and top of each organic rich horizon. The oldest sample was collected from a remnant patch of paleosol situated on top of the stone line on the northern basin slope just underneath level 3. Older samples of organic remains were from mastodont bone fragments that had been found on top of the fan surface on the northern basin slope, but were not sent for C¹⁴ analysis. These are considered to range in age between 14 000 and 13 000 y BP. This agrees well with the date of the oldest paleosol sample of 12 630 to 12 960 y BP.

Additional sampling was carried out in the organic rich horizons of the incomplete sequence in the northern half of the trench, north of the cross-basin fault zone. This made cross fault stratigraphic correlations possible.

Within the zone of the cross-basin fault (fault zone B), four samples were collected and the results of these confirmed the complex mixing of different

stratigraphic levels in this disturbed fault zone which makes pre-deformational reconstruction or retrodeformation virtually impossible.

Three samples were also collected from the open crack fill at the southern end of the trench. Results ranged in age from 1050-1300 y BP at the top to 2760-3160 y BP at the base, a somewhat puzzling outcome as the trench log indicated youngest soil material from the surface layers to be part of the infilling.

Depositional basin evolution

The saucer like synclinal shape of the basin is determined by the flexed down surface of the pleistocene Ibagué fan that marks the depression at this particular site. The top level of the fan deposit, which is exposed over the entire geographic extent of the Ibagué fan, constitutes also the more or less rigid basement of the basin at Los Gomos at the end of the Pleistocene. One assumes that, at the time of the opening of the basin, this top of the alluvial fan occupied the same position as the topographic surface of today in the same locality. Therefore the total depth of the basin of 6.80 m represents a real measure of the subsidence of the basin since approximately 15 000 y BP.

The saucer shape of the basin, very slight at surface, becomes progressively more marked with depth (Figure 7). The interpretative model of basin evolution is that of repeated and abrupt subsidence episodes related to an equal number of surface rupture events of $M \geq 6.5$. This has resulted in periodic complete or partial infilling of the basin. Each abrupt change in sedimentation therefore correlates with a seismic event and the thickness of each sediment layer or cycle correlates with the magnitude of surface displacement.

The stratigraphic column indicates a threefold subdivision in the depositional episodes and the environment they represent (Figure 6). Thus, there is a first phase of infill representing the initial period of basin formation during the Upper Pleistocene. This is followed by the main phase of basin development, ponding and infill of richly organic sediments during the Holocene. At an early stage during this phase the newly formed cross-basin fault, strongly influenced the distribution of the sedimentation process. A third phase occurred in historic times when strong climatic and environmental changes caused the shrinking of the basin and a predominance of terrigenous sedimentation in much drier conditions that last until today.

During phase I of basin development, initial infill of the newly created basin was in the form of probably fluvio-lacustrine sandy to gravelly sediments deposited in two periods of rupture related subsidence. Progressive infill is registered by transgressive onlap relations of these sediments onto the basin margin slope. The final stage of phase I saw an extension of the basin area with the deposition of a rather thick deposit of a clayey to silty pale olive green deposit. The thickness of this deposit indicates a much wider area of infill as witnessed by the extensive transgressive onlap of it on the northern margin slope (Figure 5). The environmental depositional environment suggests possibly anoxic conditions in a rather cool climate and lack of aquatic organic growth at the very end of the Pleistocene.

The end of phase I and the beginning of phase II marked a profound change in the climate from cool rather dry conditions to humid tropical conditions and an expansion of the ponded area coinciding with the flourishing of abundant aquatic vegetation. Deposition was cyclic with repeated subsidence followed by gradual infill and abundant aquatic vegetation growth leading to gradual silting up and reduction in the dominance of this aquatic vegetation. Each cycle therefore begins with a dark organic rich horizon followed by a grey silty and less organic rich level. Six such cycles have been recorded in the depocentre area of the basin. At the end of the first cycle, the generation of a new basin-crosscutting fault (fault zone B) had a notable effect on basin configuration with the depocentre shifting sideways to the South (Figures 5 and 7) and the deposition in the northern sector becoming intermittent with hiatuses and merging of horizons in an incomplete sequence. Nevertheless, basin subsidence, although differentiated, continued over the entire width of the pull-apart basin area, by repeated and simultaneous down faulting of both the controlling basin margin faults and the new basin-crosscutting fault.

The last phase in basin development started with the erosion of the topmost layer of basin fill, a change in the environmental conditions, marked by dryer conditions with seasonally distributed rainfall and the reduction in the pond size. Soil development in a gravelly and gritty surface deposit is typical of terrigenous sediments and conditions very similar to those of today. Human influence, probably by extensive deforestation, must have been an important contribution to these new conditions.

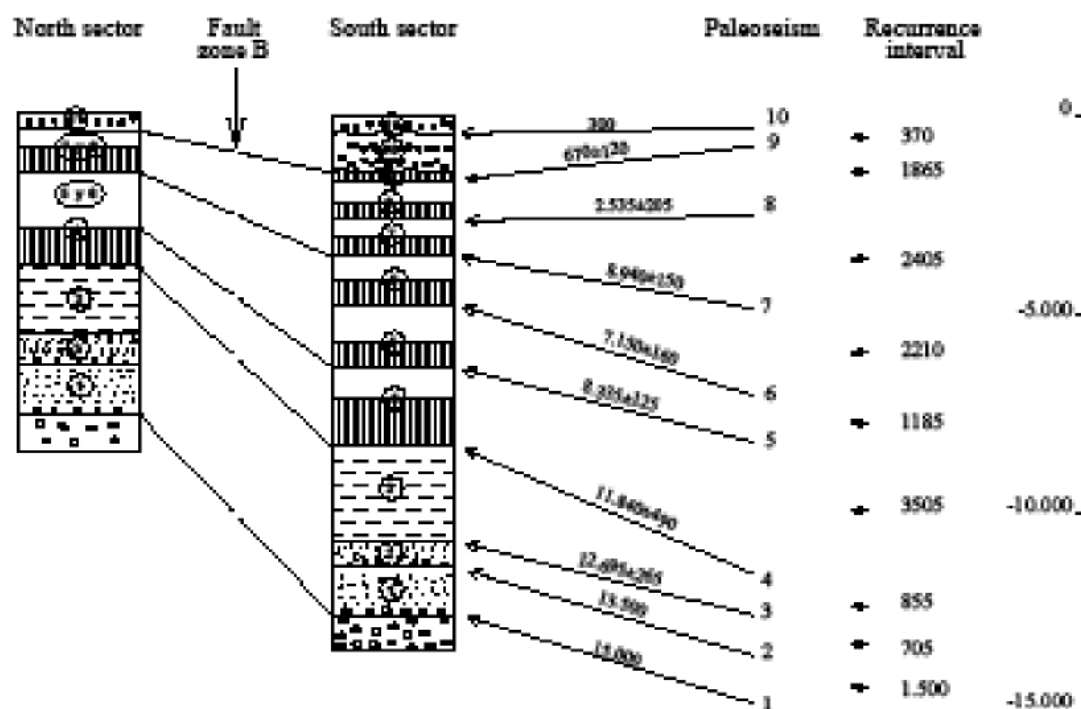


Figure 6. Stratigraphic columns of the north and south sector of the trench and their correlation across fault zone B. Indicated are the stratigraphic position and ages of paleoseismic events in the stratigraphic column as well as their recurrence intervals.

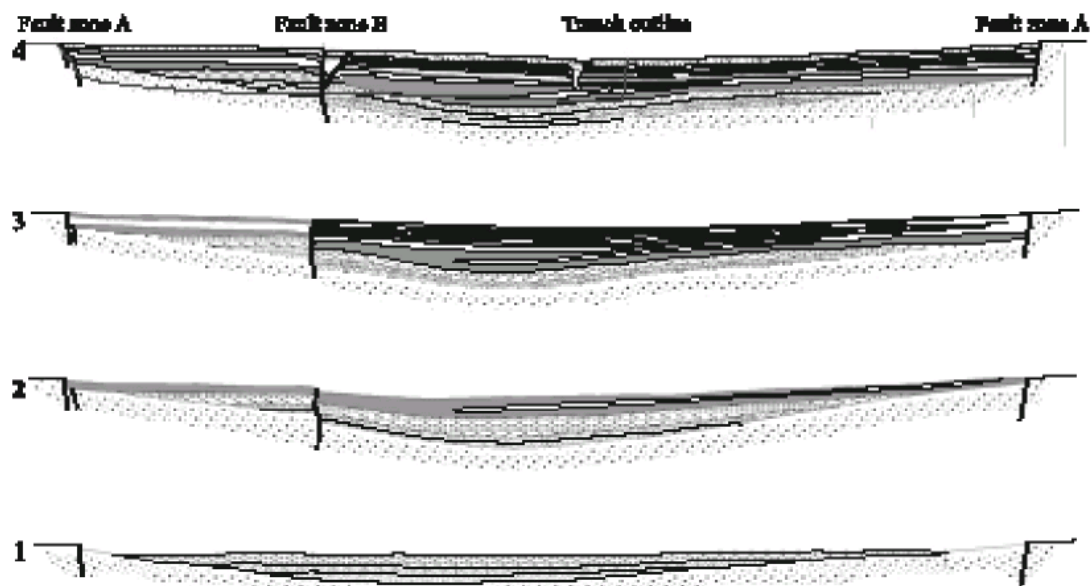


Figure 7. Schematic representation of four stages in the evolution of the pull apart basin. The outline of the trench has been indicated in stage 4. Also indicated are both basin side wall faults (fault zones A) and the cross basin fault (fault zone B).

The conclusion must be that, initially, during the first phases of periodic basin infilling (levels 1-4), subsidence was uniform across the entire width of the basin and was due to co-seismic slip along the controlling boundary faults. At the beginning of the Holocene, kinematic adjustment in the geometry of the faults caused the development of a new fault strand that cut diagonally across the basin (fault zone B), (Figs. 4 and 5). From that moment onwards, the principal strike-slip fault movement transferred to the new cross-basin fault with the earlier controlling basin sidewall faults playing a subsidiary role with mainly dip-slip or oblique slip displacement. This kinematic evolution bears similarities with the analog laboratory models described by Dooley and McClay (1997). Evidence for this development is that the complete sedimentary sequence, up to and including level 4, shows displacement by the new fault, which started operating after deposition of level 4, and can be easily correlated across the fault. But from level 5 upwards, this correlation is no longer straightforward because of partitioning of displacement over the new cross-basin fault and the earlier controlling faults. This has resulted in the sequence of the northern sector of the basin being incomplete. However, the thickness of each sedimentary cycle, as represented in the basin's depocentre, is thought to represent the sum total of vertical displacement along all faults and this constitutes the basis for the paleoseismic analysis.

A proviso has to be made with respect to the maximum thickness of the total sediment infill in the depocentre area, because in fact, excavation of the trench never touched the base of the basin. The total thickness of the stratigraphic column is therefore an estimate based on extrapolation from opposite sides of the basin slope angles and the thicknesses of levels 1, 2 and 3.

Faulting and basin development

The model adopted to explain the development of the Los Gomos pull-apart basin is that of a releasing right hand step-over in the principal deformation zone (PDZ) of a right lateral strike-slip fault. The basin is located in the open space between two linear fault ridges, the Chucuni ridge in the West and the Alcala ridge in the East. Co-seismic displacement along the controlling faults of the step-over caused the sagging of the area in the overlap zone and over the entire width of separation.

After the deposition of the first lacustrine organic rich sediment cycle (level 4), a new fault strand (fault zone B) became active and from then onwards most movement was concentrated along that fault, while the earlier controlling basin sidewall faults continued to act simultaneously. The new fault strand has an orientation diagonally across the step-over area more or less functioning as a short cut and is considered the result of a process of kinematic adjustment (Figure 4). This through going cross-basin fault zone is now acting as the PDZ and conforms rather well to the geometries and progressive evolution of releasing step-over basins studied in analog laboratory models by Dooley and McClay (1997). Similar kinematic adjustments have been observed in other localities along the Ibagué fault (i.e. the Calicanto pressure ridge–Par. 3) (Diederix et al., 2006) and in pull-apart basins along other strike-slip faults of Colombia (Diederix and Romero, 2008).

The trench intersected this new fault and in the log it was marked as fault zone B. It is a complex fault zone that has the characteristics of a flower structure with fault branches fanning out upwards. The stratigraphic units known from other parts of the trench occur in a confused juxtaposition within the fault zone, which is attributed to considerable along strike lateral displacements in a direction transverse to the trench wall. This complex juxtaposition is also confirmed by the C^{14} dates obtained in this fault zone, which present erratic distribution. In cross section it therefore presents both normal as well as reverse fault movement along the same fault branches. This situation makes cross fault correlation of stratigraphic units difficult and practically precludes pre-deformational reconstruction in an exercise of retrodeformation as is common practice in paleoseismologic trench interpretation (Audemard, 1996, 1997, 2005; Audemard & Singer, 1994, 1996; McCalpin, 1997; Burbank and Anderson, 2001).

This has motivated us to develop an alternative way of reconstructing the co-seismic deformation history of the basin. In this model, the registration of subsidence events is recorded in the sedimentation cycles that represent the repeated infilling of the basin. This means that each strata or cycle of two strata correlates to a co-seismic subsidence event. In this way, it was possible to differentiate 10 surface rupture events, eight of which have been age dated, with the oldest event dated at 12 960 y BP. Essential in this model is the

assumption that the thickness of each unit or cycle is a direct measure of the magnitude of surface displacement.

Seismogenic potential

Slickensides on fault planes encountered in the trench as well as in other localities along the trace of the fault, have provided kinematic indicators that have yielded a consistent orientation of 10° S in the rake of striae on the slip surfaces. This made possible to convert vertical fault offsets into values for horizontal or oblique along strike displacements. Magnitudes per event were then calculated by using the equation proposed by Wells and Coppersmith (1994): $M = a + b \cdot \log(MD)$, where a and b are regression coefficients of a curve constructed on the basis of 43 well studied strike-slip fault ruptures worldwide, with a correlation coefficient of 0.9 and MD representing average displacement. Values for a and b have been established empirically by Wells and Coppersmith (1994) to be 6.81 and 0.78 respectively.

Co-seismic displacement based on sediment cycle thicknesses, varies between 35 cm and 120 cm. Applying the Wells and Coppersmith equation, these values correspond to magnitudes of M 6.8 and M 7.5 respectively. The average of all 10 vertical displacements would be 68 cm, and this corresponds to an average magnitude of M 7.3 per event. In a similar manner, the average slip rate over the last 15 000 years of recorded synsedimentary deformation has been calculated on the basis of total sediment thickness being 6.80 m, which corresponds to a total accumulated vertical displacement of the same value. This converts to a horizontal displacement of 38.70 m, yielding a horizontal slip rate of 2.58 mm/y. This value is considerably higher than earlier estimates of 0.77 mm/y (INGEOMINAS, 2004). Corroboration of this slip rate can be found in the morphotectonic feature of the displaced Calicanto pressure ridge (Par. 3) and in the displacement of the Mio-Pliocene age planation surface that truncates the Cordillera Central (Par. 3). Both yield slip rates in the order of almost 6 mm/y for the Plio-Pleistocene (Page et al., 1981, Soeters, 1981, Diederix et al., 2007). Besides, the lower slip rate for the Holocene, calculated from the trench data, is comparable to the difference in relative velocity between the kinematic vectors derived by Trenkamp et al. (2002) for the areas to the North and South of the Ibagué-Garrapatas transfer zone that marks a division in the North Andean block.

Based on 10 surface rupture events that occurred between approximately 15 000 y BP and 300 y BP, this gives an average recurrence rate of 1875 years with a variance between a maximum of 3505 years and a minimum of 855 years (Figure 6).

Another parametric aspect of importance that relates directly to the estimated magnitude per event has to do with the length of the rupture segment. Aerial photo interpretation and field surveys have indicated a 60 km long section of the fault, which is almost straight, having only a slight curvature. It stretches from the headwaters of the Cocora River in the Central Cordillera in the West to the village of Piedras at the east end of the fault in the very distal part of the Ibagué fan close to the Magdalena River (figs. 2 and 3). Over the entire length of this section, only minor echelon step-overs or restraining or releasing bends have been observed, but these are of insufficient dimensions to have functioned as active barriers to rupture propagation. This means that a rupture segment of 60 km length would confirm the seismic magnitudes established by trench data and compares well to fault segments of similar dimensions listed by Wells and Coppersmith (1994), known from other parts of the world (table I).

Discussion

The kinematic model for the development of the Los Gomos basin and pond is that of a pull-apart basin developed in a releasing step-over along a strike-slip fault. It has a separation of approximately 80 m and an overlap of unknown length but certainly not more than 100 m. It was not possible to verify this model completely because the trench did not cover the entire separation width and only just touched the northern controlling basin sidewall fault. However, the geometry of the wider area along this sector of the principal fault zone does not leave any doubt as to its pull-apart character in a releasing step-over.

The trench has intersected a major fault zone (fault zone B), which is not one of the two controlling faults, and has only been operative since the fifth seismic event. It concerns a secondary strike-slip fault that has been interpreted to be the product of kinematic adjustment that resulted in a straightening or rectification of the principal deformation zone (PDF) that transferred the main part of the displacement to the new strand with an orientation diagonally across the basin (Figure 4). This new strand is now the principal through going

fault and geometrically functions as a cross-basin fault zone (Dooley and McClay, 1997). It has also resulted in a migration of the depocentre towards the south side of the new fault branch (Figures 4 and 7). Movement along the two controlling faults did not cease but was modified to dominantly dip-slip or oblique slip displacement. There is ample evidence that both the controlling sidewall faults and the new cross basin fault strand operated simultaneously. Dooley and McClay (1997) have described this model experimentally in the laboratory, achieving an analog model that strongly suggests similarities with the situation of the Los Gomos basin.

The correlation of stratigraphic horizons across the fault zone B in order to quantify displacement per event is difficult from level five upwards because of the horizontal along strike displacement of layers along this new fault zone, which practically precludes any plausible cross-fault reconstruction in vertical cross section. In addition, there is the impossibility of differentiating the contribution of each of the faults (that is the cross basin fault and the sidewall faults) to the sum total of displacement. This situation makes impossible to effectuate the classical retrodeformation exercise which is so common in paleoseismology (Audemard, 1996 and 1997; McCalpin, 1997; Burbank and Anderson, 2001; Audemard, 2003a, 2005). For this reason, we have opted for another method of analysis and interpretation that focuses on finding evidence for paleoseismic events in the stratigraphic column. In this model, the seismic history of the basin read in the sequence of sedimentary horizons (Marco and Amotz, 2005), where each deposition phase is the result of renewed subsidence triggered by surface rupture events. The top of each horizon or cycle is the event horizon and can be correlated to a seismic event. The thickness of each horizon or cycle is a direct measure of the magnitude of vertical surface displacement. It implies that the most complete seismic record, with respect to number of events as well as with respect to the magnitude per event, is to be found in the depocentre of the basin. There remains of course the uncertainty as to whether there has been a contribution by a-seismic movement. This remains an unknown.

The evident cyclicity in that part of the stratigraphic column, characterized by a sequence of organic rich dark horizons alternating with light grey less organic rich horizons, has been interpreted to be the result of repeated episodes of abrupt subsidence followed by an interseismic period of infilling

of a shallow pond in humid tropical climatic conditions. The interpretation is that each sag creates new lacustrine conditions that favour the flourishing of abundant aquatic vegetation. This abundant aquatic growth diminished with progressive infilling of the pond. Unfortunately, it has not been possible to test this hypothesis by systematic granulometric, botanical and pollen sampling of the entire stratigraphic column. However, it is thought that the absence of such test data does not fundamentally undermine the validity of the model as presented here. Another restriction is that it has not been possible to date the two lower stratigraphic levels that constitute the base of the column and mark the start of the basin infilling, because of the absence of datable organic material in these sediments. Consequently, the dates given in figure 7 for the two paleoseismic events related to these two levels are speculative and the result of extrapolation.

Conclusions

The Ibagué fault represents an important seismotectonic element in the geodynamic evolution of the North Andean block of Colombia, which is an area of complex interaction of lithospheric plates and crustal blocks. The Ibagué fault is considered to be part of a transfer zone that plays a fundamental role in the stress transfer generated by the collision of the Panama-Baudó arc with the North Andean block, initiated during the late Miocene ± 8.0 my BP (Duque-Caro, 1990; Pennington, 1981; Kellogg et al., 1995; Taboada et al., 2000; Arcila et al., 2002; Acosta et al., 2002; Trenkamp et al., 2002; Montes et al., 2005).

In this setting, the Ibagué fault has been active at least since late Miocene time when it started to displace dextrally the Central Cordillera over a distance of 29 km. This displacement took place for the major part during plio-pleistocene times and is best referenced by equal displacement of a pliocene tilted planation surface (peneplain) that truncates the Central Cordillera.

Along the 35 km long stretch of the fault that crosses the largely pleistocene alluvial Ibagué fan, it displays abundant morphotectonic evidence along its trace that reflects high degree of activity during the Quaternary. The results of paleoseismologic investigations carried out in a trench excavated in a small pull-apart basin with sag pond, which was preceded by detailed neotectonic

surveys (INGEOMINAS, 2004; Montes et al., 2002, 2005a; Diederix et al., 2006), have corroborated quantitatively what earlier morphotectonic evidence had indicated qualitatively.

Paleoseismologic trench studies have yielded evidence for 10 pre-historic surface rupture events that have occurred since approximately 15 000 y BP with an average magnitude of $M = 7.3$, a fault slip rate of 2.8 mm/y and a period of recurrence of 1875 years.

The method of paleoseismologic analysis applied has been based on the use of stratigraphic indicators that rests on the premise that each stratigraphic level or cycle can be correlated to a paleoseismic surface rupture event that caused the periodic and abrupt subsidence of the basin and its subsequent infilling. In this model, the thickness of individual stratigraphic units provides a direct measure of the vertical component of co-seismic surface displacement. Kinematic indicators on slip surfaces encountered in the trench and other localities along the fault trace subsequently facilitated the conversion to values for lateral displacements and magnitude per event.

Furthermore, the geometric disposition of faults encountered in the trench has given rise to the development of a model that explains the progressive kinematic evolution of a fault system in a releasing step-over along a right lateral strike-slip fault.

The results obtained from this study give a clear indication of the seismogenic potential of the Ibagué fault, which proves to be considerably higher than thought until recently. The Ibagué fault is the first and only fault in Colombia for which systematic neotectonic and paleoseismologic studies, supported by an adequate number of C^{14} dating, have been undertaken, and for which pertinent data on past and possibly future behavior are now available.

Acknowledgments

This work has been the fruit of research undertaken by INGEOMINAS in cooperation with geoscientists of other institutes in Colombia and other countries. The authors wish to express their thanks to the directors of INGEOMINAS for permission to use the data, included the C^{14} dating contracted with Beta Analytics of Miami, Florida, USA. Thanks are also due to all the geoscientists and students that participated in the field workshop convened at the occasion of the trench excavation and who collaborated with the arduous task of trench

wall cleaning, trench preparation, logging and sampling. Special thanks are expressed to the Flores family, owners of the Los Gomos farm, for giving permission to excavate the trench on their property.

References

- Acosta, J. (2002). *Structure, tectonics and 3D models of the Western foothills of the Eastern Cordillera and Middle Magdalena Valley, Colombia*. Publicaciones Especiales 25, Bogotá: INGEOMINAS, 213 p.
- Acosta, J., Lonergan, L. & Coward, M.P. (2004). Oblique transpression in the Western thrust front of the Colombian Eastern Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences* 17, 181-194.
- Arcila, M., Muñoz, A. & De Vicente, G. (2002). *Análisis sismotectónico de la convergencia Caribe, Nazca y Sudamérica*. Primer Simposio Colombiano de Sismología. Bogotá: Instituto Colombiano de Geología y Minería. Memoria digital.
- Audemard, F.A. (1996). Paleoseismicity studies on the Oca-Ancón fault system, northwestern Venezuela. In: Dewey, J. and Lamb, S. (eds.), *Geodynamics of the Andes. Selected papers. 2nd International Symposium on Andean Geodynamics*. Oxford, September 1993. *Tectonophysics*, 259, 67-80.
- Audemard, F.A. (1997). Holocene and historical earthquakes on the Boconó fault system, southern Venezuelan Andes: trench confirmation. In: Hancock, P. & Michetti, A. (eds). *Paleoseismology: understanding the past earthquakes using Quaternary Geology*. Symposium on Paleoseismology at the XIV INQUA Congress, Berlin, August 1995. *Journal of Geodynamics* 24(1-4), 155-167.
- Audemard, F.A. (2003a). Estudios paleosísmicos por trinchera en Venezuela: métodos, alcances, aplicaciones, limitaciones y perspectivas. *Revista Geográfica Venezolana*, 44(1), 11-46. Mérida: Universidad de los Andes.
- Audemard, F.A. (2003b). Geomorphic and geologic evidence of ongoing uplift and deformation in the Merida Andes, Venezuela. *Quaternary International*, 101-102C, 43-65.
- Audemard, F.A. (2005). Paleoseismology in Venezuela: objectives, methods, applications, limitations and perspectivas. *Tectonophysics* 408 (1-4): 29-61.
- Audemard, F.A. & Singer, A. (1987). La ingeniería de fallas activas en Venezuela: historia y estado del arte. Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, pp.11-26.
- Audemard, F.A. & Singer, A. (1994). Parámetros sismotectónicos para fines de la evaluación de la amenaza sísmica en el noroccidente de Venezuela. VII Congreso Venezolano de Geofísica, pp. 51-56.
- Audemard, F.A. & Singer, A. (1996). Active fault recognition in northwestern Venezuela and its seismogenic characterization: Neotectonic and paleoseismic approach. In:

- Engdahl, E.R., Castaño, J. & Berrocal, J. (eds.), Proceedings of the 1994 Regional Seismological Assembly in South America. *Geofísica Internacional*, 35(3), 245-255.
- Burbank, D.W. & Anderson, R. S. (2001). *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science, Oxford, U.K., 266 p.
- Cediel, F., Shaw, R.P. & Cáceres, C. (2003). Tectonic assembly of the Northern Andean block. *AAPG. Memoir* 79, 815-848.
- Diederix, H., Gómez, H., Khobzi, J. & Singer, A. (1987). Indicios neotectónicos de la Falla de Ibagué en el sector Ibagué-Piedras, departamento del Tolima, Colombia. *Revista del Centro Interamericano de Fotointerpretación*, 11 (1-3), 242-252.
- Diederix, H., Audemard, F.A., Osorio, J.A., Montes, N., Velandia, F. & Romero, J. (2006). Modelado morfotectónico de la Falla de Ibagué, Colombia. *Revista de la Asociación Geológica de Argentina*, 61(4), 492-503.
- Diederix, H. & Romero, J. (2008). Atlas de deformaciones cuaternarias de los Andes. Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas.
- Dooley, T. & McClay, K. (1997). Analog modeling of pull-apart basins. *AAPG Bulletin*, 81(11), 1804-1826.
- Duque-Caro, H. (1995). The Choco Block in the northwestern corner of South America: Structural, tectono-stratigraphic and paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 3 (1), 71-84.
- Ego, F., Sebrier, M. & Yepes, H. (1995). Is the Cauca-Patia and Romeral fault system left or right lateral? *Geophys. Res. Letters*, 22(1), 33-36.
- Gómez, A. & Salcedo, E. (2000). Atlas de Sismicidad Histórica de Colombia. Informe Interno. Bogotá: Instituto Colombiano de Geología y Minería, Ingeominas, 136 p.
- Ingeominas, (2004). Paleosismología de la Falla de Ibagué. Informe interno. Bogotá: Instituto Colombiano de Geología y Minería, Ingeominas, 123 p.
- Kellogg, J.N. & Vega, V. (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica and the Colombian Andes: constraints on global positioning system, geodetic studies and gravity. In: Mann, P. (ed.), *Geologic and Tectonic development of the Caribbean plate boundary in Southern Central America*. GSA Special Paper, 295, 75-90.
- Marco, S. & Amotz, A. (2005). High resolution stratigraphy reveals repeated earthquake faulting in the Masada Fault zone, Dead Sea Transform. *Tectonophysics*, Special Issue: Paleoseismology: Integrated study of the Quaternary Geological Record for earthquake deformation and faulting, 408 (1-4), 101-112.
- McCalpin, J.P. (1996). *Paleoseismology*. Academic Press, 494 p. San Diego, California.
- Montes, C., Restrepo-Pace, P. & Hatcher, R.D. Jr. (2003). Three-dimensional structure and kinematics of the Piedras-Girardot fold belt: Surface expression of transpressional deformation in the northern Andes. In: Bartolini, C., Buffler, R.T. & Blickwede, J.

- (eds.), The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics. AAPG Memoir 79: 849-873.
- Montes, C., Hatcher Jr., J.D. & Restrepo-Pace, P. (2005). Tectonic reconstruction of the northern Andean blocks: Oblique convergence and rotations derived from the kinematics of the Piedras-Girardot area, Colombia. *Tectonophysics* 399(1-4): 221-250.
- Montes, N., Osorio, J.A., Velandia, F., Acosta, J. & Núñez, A. (2005). Caracterización sismogénica de la Falla de Ibagué, Colombia. Décimo Congreso Colombiano de Geología. Bogotá.
- Montes, N., Velandia, F., Osorio, J.A., Audemard, F.A. & Diederix, H. (2005). Interpretación morfotectónica de la Falla de Ibagué para su caracterización paleosismológica. *Boletín de Geología*, 27(44), 95-114. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander.
- Page, W.D. & James, M.E. (1981). The antiquity of the erosion surfaces and Late Cenozoic deposits near Medellin, Colombia: implications for tectonics and erosion rates. *Revista del Centro Interamericano de Fotointerpretación*, 6(1-3), 421-454.
- Pennington, W.D. (1981). Subduction of the Eastern Panama basin and Seismotectonics of northwestern South America. *Jour. Geophys. Res.*, 86-B11, 10753-10770.
- Ramírez, J. (1975). *Historia de los terremotos en Colombia*, Segunda edición. Bogotá. Instituto Geográfico Agustín Codazzi, 250 p.
- Soeters, R. (1981). Algunos datos sobre la edad de dos superficies de erosión en la cordillera Central de Colombia. *Revista del Centro Interamericano de Fotointerpretación*, 6(1-3): 525-528.
- Taboada, A., Rivera, L.A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J. & Rivera, C. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subduction and Intra-continental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19, 787-813.
- Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymueller, J.T. & Mora, H. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Science*, 15, 157-171.
- Vergara, H. (1989). Actividad neotectónica de la Falla de Ibagué, Colombia. Memorias V Congreso Colombiano de Geología, I, 147-167. Bucaramanga.
- Wells, D. & Coppersmith, K. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 84(4): 974-1002.

EL LIBRO
PALEOSISMOLOGÍA DE
LA FALLA DE IBAGUÉ
SE TERMINÓ DE IMPRIMIR
EN D'VINNI
BOGOTÁ, COLOMBIA
MMVIII