

**DATACIÓN POR FOTOLUMINISCENCIA DE ALGUNAS
FORMACIONES SUPERFICIALES DEL LLANO DE OVEJAS,
CORDILLERA CENTRAL, ANTIOQUIA**

CAROLINA GARCÍA LONDOÑO

MAESTRÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

UNIVERSIDAD EAFIT

2007

**DATACIÓN POR FOTOLUMINISCENCIA DE ALGUNAS
FORMACIONES SUPERFICIALES DEL LLANO DE OVEJAS,
CORDILLERA CENTRAL, ANTIOQUIA**

CAROLINA GARCÍA LONDOÑO

Tesis para optar el título de:

Maestría en Ciencias de la Tierra

Director:

MICHEL HERMELIN ARBAUX

MAESTRÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

UNIVERSIDAD EAFIT

2007

AGRADECIMIENTOS

Al profesor Michel Hermelin por su guía y colaboración continua.

A la profesora Gloria Sierra por creer en mí, por su confianza y por su apoyo constante.

A Maria Isabel Acevedo y Wilton Echevarría por su colaboración en los Laboratorios de Geología.

Al profesor Giovanni Bedoya por su apoyo.

Al Doctor Ekkehard Jordan y al Doctor Lars Ungerechts de la Universidad de Duesseldorf, Alemania, por su asesoría en el área de fotogrametría digital.

A Colciencias por la financiación del proyecto en el cual se enmarca este trabajo.

TABLA DE CONTENIDO

| | |
|--|-----|
| RESUMEN..... | xi |
| ABSTRACT | xii |
| 1. INTRODUCCIÓN | 1 |
| 1.1 OBJETIVOS..... | 2 |
| 1.2 HIPÓTESIS | 2 |
| 1.3 METODOLOGÍA..... | 3 |
| 1.4 CRONOGRAMA..... | 4 |
| 1.5 ALCANCES Y LIMITACIONES | 4 |
| 2. ASPECTOS GENERALES DE LA ZONA DE ESTUDIO | 5 |
| 2.1 LOCALIZACIÓN | 5 |
| 2.2 CLIMA..... | 6 |
| 2.3 HIDROGRAFÍA | 6 |
| 3. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO | 8 |
| 3.1 GEOLOGÍA..... | 8 |
| 3.1.1 Batolito de Ovejas (Ksto)..... | 8 |
| 3.1.2 Esquistos Cuarzo Sericíticos (Pzes) | 12 |
| 3.1.3 Anfibolitas (Pza)..... | 12 |
| 3.2 GEOMORFOLOGÍA..... | 13 |
| 3.3 MARCO TECTÓNICO..... | 16 |
| 3.4 SUPERFICIES DE EROSIÓN | 16 |
| 4. ESTRATIGRAFÍA DE LAS FORMACIONES SUPERFICIALES..... | 22 |
| 4.1 Cenizas volcánicas..... | 25 |
| 4.2 Horizonte tipo gley | 27 |
| 4.3 Stoneline | 29 |
| 4.3.1 Definición | 29 |
| 4.3.2 Formación | 30 |
| 4.3.3 Estado del Arte | 33 |
| 4.3.4 Stoneline en la zona de estudio..... | 35 |
| 4.4 Depósitos | 39 |
| 4.4.1 Depósitos aluviales (Qal)..... | 39 |

| | | |
|-------|---|-----|
| 4.4.2 | Depósitos de vertiente | 40 |
| 4.5 | Lateritas, costras de Fe..... | 42 |
| 5. | PRINCIPIOS DEL MÉTODO DE DATACIÓN: FOTOLUMINISCENCIA | 44 |
| 6. | METODOLOGÍAS PARA LA TOMA, PREPARACIÓN Y DATACIÓN DE MUESTRAS DEL TRÓPICO HÚMEDO PARA SU DATACIÓN CON FOTOLUMINISCENCIA..... | 50 |
| 6.1 | METODOLOGÍA PARA LA TOMA DE MUESTRAS EN CAMPO PARA DATACIÓN CON FOTOLUMINISCENCIA..... | 50 |
| 6.1.1 | Materiales necesarios..... | 50 |
| 6.1.2 | Procedimiento | 51 |
| 6.2 | METODOLOGÍA DE PREPARACIÓN PRELIMINAR DE MUESTRAS TÍPICAS DEL TRÓPICO HÚMEDO PARA DATACIÓN CON FOTOLUMINISCENCIA..... | 57 |
| 6.2.1 | Procedimientos en el laboratorio, cuarto oscuro | 57 |
| 6.3 | METODOLOGÍA APLICADA PARA LA DATACIÓN POR FOTOLUMINISCENCIA DE MUESTRAS DE CUARZO PRETRATADAS | 67 |
| 7. | RESULTADOS OBTENIDOS | 69 |
| 8. | DISCUSIÓN DE RESULTADOS | 77 |
| 9. | CONCLUSIONES | 82 |
| | BIBLIOGRAFÍA..... | 85 |
| | ANEXO 1. DESCRIPCIÓN DE LAS COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS LEVANTADAS EN EL LLANO DE OVEJAS..... | 95 |
| | ANEXO 2. ESQUEMA DE LAS COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS LEVANTADAS EN EL LLANO DE OVEJAS..... | 117 |
| | ANEXO 3. PLANO DEL LABORATORIO DE LUMINISCENCIA DE LA UNIVERSIDAD EAFIT ... | 122 |

LISTA DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 1. Localización del área de estudio, Llano de Ovejas..... | 5 |
| Figura 2. Mapa de los drenajes con estaciones de estudio y muestreo para datación..... | 7 |
| Figura 3. Mapa geológico y estructural del Llano de Ovejas..... | 9 |
| Figura 4. Mapa geomorfológico del Llano de Ovejas | 15 |
| Figura 5. a. Modelo Fotogramétrico del Llano de Ovejas realizado por Carolina García en la Universidad de Dusseldorf, Alemania; b. Corte este-Oeste, esquema de las superficies de erosión descritas por Page & James (1981)..... | 19 |
| Figura 6. Costra de hierro de 3 cm en la estación FSO 11 ubicada en el contacto entre dos depósitos aluviales..... | 23 |
| Figura 7. Detalle del depósito aluvial rojo con gibbsita (estación FSO 08)..... | 24 |
| Figura 8. Horizonte tipo gley en la estación FSO 18 cuyos contactos se encuentran marcados por costras de hierro..... | 28 |
| Figura 9. Detalle del gley en la estación FSN 02. Obsérvese el fragmento de roca metamórfica (en la circunferencia) y la costra de hierro en el contacto inferior con el depósito aluvial. | 29 |
| Figura 10. Esquema de formación de la stoneline por la acción de termitas (Tomado de Brown et al., 2004)..... | 31 |
| Figura 11. Teoría de la formación de la stoneline por procesos erosivos – depositacionales sobre venas de cuarzo y ferricretas tomando en cuenta la relación inversa entre la densidad de la stoneline y la profundidad (Tomado de Brown et al., 2004)..... | 34 |
| Figura 12. Stoneline en la estación FSO 19..... | 36 |
| Figura 13. a. Stoneline en la estación FSO 07; b. Stoneline en la estación FSO 11 | 37 |
| Figura 14. Detalle de los clastos de cuarzo de la stoneline. a. Clastos subredondeados, estación FSO 15; b. Clastos subangulares, estación FSO 10..... | 38 |
| Figura 15. Depósitos aluviales. a. Gravas gruesas típicas de canales (estrato 3, estación FSO 14); b., horizontes arcillo arenosos, estrato 3 y 4, estación FSO 06 (Obsérvese la variación vertical de color)..... | 40 |
| Figura 16. Bloques metamórficos embebidos en depósitos de vertiente, a. Bloques meteorizados (estrato 6, estación FSO 02); b. Bloque frescos (estrato 4, estación FSO 15) | 41 |
| Figura 17. Obsérvese como el hierro movilizado tiñe el pavimento de la vía construída en | |

| | |
|---|----|
| 1995, adyacente a la estación FSN 14 (Valle de San Nicolás), foto tomada en octubre | |
| 2006..... | 42 |
| Figura 18. Obsérvese la línea de acumulación de hierro ubicada en la parte central del clasto de cuarzo, estación FSN 49 (Valle de San Nicolás). | 43 |
| Figura 19. Comparación del rango de aplicación de diferentes técnicas de datación respecto a la Fotoluminiscencia (Adaptado de Aitken, 1998) | 44 |
| Figura 20. Principios a escala macro del método de fotoluminiscencia..... | 45 |
| Figura 21. Fotomultímetro. a. Esquema de un fotomultímetro; b. Fotomultímetro RISØ TL/OSL Modelo DA-20 (Tomado de Aitken, 1998)..... | 46 |
| Figura 22. Gráfica del comportamiento de la señal de luminiscencia de una muestra, según el tiempo de enterramiento y exposición a la luz (Adaptado de Aitken, 1998)..... | 47 |
| Figura 23. Principios a escala atómica del método de fotoluminiscencia | 49 |
| Figura 24. a. Equipo de extracción de muestras; b. equipo de percusión para tubo tipo Shelby adaptado; c. tubo de aluminio, tapa de acero con rosca central, tubo extractor de acero. | 51 |
| Figura 25. Tubo de aluminio sellado con DuckTape en un extremo con válvula de presión | 52 |
| Figura 26. a. Tubo de aluminio dentro del tubo de acero; b. Tubo de acero con tapa..... | 52 |
| Figura 27. Posicionamiento del tubo de acero sobre la superficie limpia y plana..... | 53 |
| Figura 28. Acople del equipo de percusión en el tubo de acero | 53 |
| Figura 29. Tubo de acero introducido totalmente..... | 54 |
| Figura 30. a. Orificio dejado luego de la extracción; b. Tubo extraído | 54 |
| Figura 31. Apertura del tubo de acero con la muestra extraída..... | 55 |
| Figura 32. Sellado del tubo de acero con DuckTape | 55 |
| Figura 33. Tubo de aluminio con la muestra debidamente marcado..... | 55 |
| Figura 34. a. Introducción del tubo de aluminio con la muestra en una bolsa de fotografía; b. Bolsa de fotografía debidamente cerrada | 56 |
| Figura 35. a. Operación del Gamma Espectrómetro Nutmaq-Harwell; b. Detalle del tubo sensor; c. Detalle del equipo lector..... | 56 |
| Figura 36. Soporte de tubos de muestreo..... | 58 |
| Figura 37. a. Núcleo dividido en dos mitades; b. Muestra archivo colocada en bolsa sellada; c. Muestra archivo envuelta con aluminio y debidamente marcada | 58 |
| Figura 38. Núcleo seleccionado con bordes removidos..... | 59 |

| | |
|--|----|
| Figura 39. De izquierda a derecha muestra a tratar (en plato de aluminio), muestra archivo sin tratar y muestra archivo bordes (en bolsa)..... | 59 |
| Figura 40. Daybreak Alpha Counters utilizados para determinar el contenido de U, Th y K (Sheffield Center for Internacional Drylands Research)..... | 60 |
| Figura 41. a. Tamiz, malla de nylon y anillo sujetador; b. Tamiz con malla al interior con sujetador | 61 |
| Figura 42. a. Esquema de montaje para tamizado; b. Foto de montaje para tamizado | 61 |
| Figura 43. a. Esquema de tamizado; b. Foto de tamizado..... | 62 |
| Figura 44. Campana extractora de gases | 63 |
| Figura 45. Montaje para separación con líquidos pesados | 65 |
| Figura 46. Muestra preparada y empacada para su envío a la Universidad McMaster | 66 |
| Figura 47. Columnas estratigráficas muestreadas para datación por fotoluminiscencia y otros métodos | 70 |

LISTA DE TABLAS

| | |
|--|----|
| Tabla 1. Análisis modal de dos muestras del Batolito de Ovejas (Adaptado de González, 2001)..... | 10 |
| Tabla 2. Propiedades físicas e hidráulicas de los suelos derivados de las cenizas volcánicas, Valle de San Nicolás (Adaptado de Vera, 2001)..... | 25 |
| Tabla 3. Muestras recolectadas para su datación por fotoluminiscencia. (Las muestras datadas al momento de escribir este trabajo se encuentran en negrilla). | 69 |
| Tabla 4. Edades SAR OSL y datos de muestras datadas en Llano de Ovejas. Las edades de cada muestra se encuentran en negrilla (Tomado de López et al., sometido) | 76 |
| Tabla 5. Esquema de las condiciones climáticas en Colombia durante el Último Máximo Glacial, según varios autores. | 81 |

RESUMEN

El método de datación por fotoluminiscencia permite datar el último momento en que un material estuvo expuesto a la luz y tiene un rango de aplicación que en condiciones óptimas va de 6 a 800 000 años, lo cual le confiere gran importancia para el estudio de formaciones del Cuaternario superior.

Con este trabajo se inicia en Colombia la aplicación del método de datación de fotoluminiscencia. Se pretende así contribuir con el desarrollo de nuevas técnicas de datación aplicadas al Cuaternario, mediante la creación del Laboratorio de Fotoluminiscencia de la Universidad EAFIT en el que se realizó la preparación de muestras para su posterior datación por el método de fotoluminiscencia en el laboratorio AGE de la Universidad McMaster en Canadá.

En la zona de Llano de Ovejas, Antioquia, se realizó un trabajo de campo detallado, análisis de fotografías aéreas y un estudio estratigráfico de 20 perfiles con énfasis en la stoneline, un horizonte de acumulación de clastos con carácter regional. Se pretende con ésto lograr un mejor conocimiento de las condiciones paleomambientales en las que se originaron las formaciones superficiales de la zona, así como la historia de los altiplanos y el levantamiento de la Cordillera Central.

Las primeras edades obtenidas en el país por el método de fotoluminiscencia son las edades de la stoneline que incluyen $30\,900 \pm 4\,500$, $24\,100 \pm 3\,800$ y $18\,900 \pm 2\,300$ años para los horizontes FSO 07-2, FSO 16-2A y FSO 19-2 respectivamente. Estas edades se enmarcan dentro del Último Máximo Glacial, periodo erosivo de condiciones secas y frías con lluvia intermitente y poca vegetación.

Los depósitos infrayacenes a la stoneline presentaron unas edades de $53\,400 \pm 5\,900$, $66\,700 \pm 14\,000$ y $36\,000 \pm 4\,900$ años en los horizontes FSO 06-3, FSO 16-3 y FSO 19-3 respectivamente, lo cual indica que se formaron durante el periodo húmedo de 60 000 a 28 000 años BP.

Palabras claves: superficies de erosión, fotoluminiscencia, stoneline, Llano de Ovejas, estratigrafía, métodos de datación, Último Máximo Glacial, Cuaternario, Colombia, formaciones superficiales.

ABSTRACT

Photoluminescence method allows the determination of the age of burial of materials with a range from 6 to 800 000 years under optimal conditions; the method is really important for the study of diverse quaternary formations.

This work marks the first application of Photoluminescence (OSL- Optical Stimulated Luminescence) in Colombia. The objective is to contribute with the development of new dating techniques applied to Quaternary, and to create the Photoluminescence Laboratory at University EAFIT. At these laboratory samples were prepared and then shipped to Canada for dating at the AGE Laboratory of McMaster University in Canada.

In the zone Llano de Ovejas detailed field work, aerial photo analysis and stratigraphic study of the area were completed with emphasis on the stoneline, a regional horizon of clastic accumulation. The aim of this work was to achieve a better understanding of the paleoenvironmental conditions when the surface formations of the area were originated, as well as the evolution of the highlands and uplift the Central Cordillera.

The first ages obtained in Colombia by photoluminescence correspond to the stoneline: $30\ 900 \pm 4\ 500$, $24\ 100 \pm 3\ 800$ and $18\ 900 \pm 2\ 300$ years for the horizons FSO 07-2, FSO 16-2A and FSO 19-2 respectively. These ages belong to the Last Glacial Maximum, erosive period of dry and cold conditions with intermittent rain and scarce vegetation.

Deposits below the stoneline where dated in $53\ 400 \pm 5\ 900$, $66\ 700 \pm 14\ 000$ and $36\ 000 \pm 4\ 900$ years at the horizons FSO 06-3, FSO 16-3 and FSO 19-3 respectively, which indicates they were formed during the humid period from 60 000 to 28 000 years BP.

Key words: erosion surfaces, photoluminescence, stoneline, Llano de Ovejas, stratigraphy, dating methods, Central Cordillera, Last Glacial Maximum, Quaternary, Colombia, Superficial Formations.

1. INTRODUCCIÓN

La cordillera Central de Colombia tiene una orientación norte con alturas medias entre 2 800 y 3 500 msnm y varios volcanes activos que llegan hasta 5 000 msnm. Hacia el este limita con el valle del Magdalena el cual presenta un ancho de entre 25 y 200 km. Hacia el oeste, la separa de la cordillera Occidental la depresión del Cauca la cual es una zona baja y angosta de dirección norte de 20 a 80 km de ancho (Page, 1986).

En algunas zonas del norte de la cordillera Central se pueden distinguir altiplanos con topografías suavemente onduladas que conforman conjuntos de colinas menores con cimas planas de hasta 2600 msnm que corresponden a antiguas superficies de erosión. El sector de Llano de Ovejas es quizás uno de los lugares donde existen rasgos topográficos más representativos de una superficie de erosión en el norte de la Cordillera Central (Rendón, 2006). Según el IGAC, (1969) el Llano de Ovejas forma parte de la región fisiográfica denominada altiplano de Santa Rosa de Osos. Según Page y James (1981) el Llano de Ovejas corresponde a una superficies de erosión correlacionable con la superficie de Rionegro (ubicada hacia el oriente de Medellín) formada posiblemente durante el Mioceno-Plioceno.

La presencia de altiplanos en la Cordillera Central indica periodos erosivos intercalados con sucesivos levantamientos por lo cual el determinar la relación entre las diferentes superficies de erosión, mediante el estudio de sus formaciones superficiales, permitiría interpretar la historia evolutiva del norte de la cordillera Central.

Las formaciones superficiales del altiplano de Llano de Ovejas incluyen de arriba hacia abajo: horizonte orgánico, secuencia de cenizas volcánicas, horizonte tipo gley, stoneline, depósitos aluviales o coluviales y saprolito derivado de rocas cristalinas.

Dentro de las formaciones estudiadas se hace énfasis en la stoneline la cual constituye un rasgo de los altiplanos e indica un periodo de cambio climático a condiciones posiblemente mas frías y secas que las actuales. Con los resultados obtenidos en la zona de estudio mediante el método de fotoluminiscencia y otros métodos de datación se pretende determinar si la stoneline se formó uno solo o en varios eventos y si la stoneline del Llano de Ovejas y la del Valle de San Nicolás son correlacionables.

Uno de los alcances de este trabajo es el montaje del primer laboratorio del país para preparación de muestras para datación por fotoluminiscencia, además del protocolo para la

preparación de muestras arcillosas propias del trópico húmedo, de las cuales se conocen pocos trabajos de fotoluminiscencia ya que hasta el momento esta técnica se ha centrado en muestras arenosas y muy cuarzosas propias de zonas desérticas y costeras.

Es importante aclarar que los resultados acá mostrados son de carácter preliminar ya que al momento de finalizar este trabajo no se contaba con los resultados de todas las muestras obtenidas en campo.

Este trabajo hace parte del proyecto "Cronología y Correlación de Geoformas y Formaciones Superficiales de dos Altiplanos de la Cordillera Central" aprobado por Colciencias código 1216-0516867, contrato No. RC 210-2004 con la Universidad EAFIT, llevado a cabo por el Grupo de Geología Ambiental e Ingeniería Sísmica.

1.1 OBJETIVOS

- Aplicar el método de datación por fotoluminiscencia para datar las formaciones superficiales del altiplano del Llano de Ovejas (Antioquia). Las dataciones se realizaron en perfiles seleccionados por poseer un registro completo de las formaciones principales: cenizas volcánicas superiores, horizonte tipo gley, stoneline, depósitos inferiores a la stoneline y saprolito del Batolito Antioqueño.
- Definir una metodología apropiada para la preparación preliminar de las muestras arcillosas típicas de ambientes tropicales que luego fueron enviadas al laboratorio de Arqueometría y Geocronología (AGE Laboratory) de la Universidad McMaster en Canadá para su datación.
- Preparar, con base en los protocolos de laboratorio existentes de la Universidad McMaster, manuales de laboratorio que contengan los procedimientos para la preparación preliminar de muestras arcillosas propias del trópico húmedo para ser datadas con fotoluminiscencia.

1.2 HIPÓTESIS

- I. La stoneline se generó en forma simultánea en los altiplanos de la zona de San Nicolás y de Llano de Ovejas durante un evento único de cambio climático que

favoreció su formación hace aproximadamente 400 000 años, edad calculada con base a los datos cronológicos de las cenizas superiores.

- II. La stoneline se generó durante varios eventos cortos de cambio climático por lo cual presentan edades diferentes dentro de un mismo altiplano.
- III. Los depósitos aluviales infrayacentes a la stoneline muestran evidencias de varios eventos climáticos extremos espaciados en el tiempo apoyando así la hipótesis de la formación de superficies de erosión en diferentes épocas.

1.3 METODOLOGÍA

La metodología básica realizada durante el desarrollo de este trabajo consiste en:

1. Revisión de bibliografía
2. Recopilación y corrección de la cartografía digital de la zona de estudio
3. Fotointerpretación detallada, fotogrametría digital y selección de sitios de muestreo
4. Trabajo de campo, que incluye:
 - a. Levantamiento y descripción de secciones estratigráficas (escala 1:20) en cortes de carreteras y taludes artificiales
 - b. Análisis mineralógico de muestras preliminares
 - c. Muestreo de campo para diferentes métodos de datación (fotoluminiscencia, paleomagnetismo y palinología)
 - d. Toma de datos con gamaespectrómetro
5. Trabajo de laboratorio, que incluye:
 - a. Preparación de muestras
 - b. Análisis de fotoluminiscencia (realizado en el Laboratorio AGE de la Universidad McMaster, Canadá)
6. Análisis y discusión de resultados con base en las edades obtenidas por fotoluminiscencia
7. Preparación del informe final

1.4 CRONOGRAMA

| Actividad\ Meses | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|---------------------|---|---|---|---|---|---|---|---|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 1. | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 2. | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 3. | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 4. a. | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 4. b. | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 5. a. | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 5. b. | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 6. | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 7. | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

1.5 ALCANCES Y LIMITACIONES

El presente trabajo pretende contribuir con el desarrollo de nuevas técnicas de datación aplicadas al Cuaternario, mediante la creación, activación y desarrollo de un laboratorio para la preparación de muestras arcillosas propias del trópico húmedo para ser enviadas al Laboratorio de Arqueometría y Geocronología (AGE Laboratory) de la Universidad McMaster en Canadá para su datación por el método de fotoluminiscencia.

Las limitaciones encontradas a lo largo del desarrollo de este trabajo están ligadas a los problemas correspondientes a la creación de un laboratorio nuevo con características muy específicas. Al no existir en el país otros laboratorios semejantes que sirvan de referencia, ni investigadores expertos radicados en el país, fue necesario adecuar sobre la marcha detalles imprevistos que generaron complicaciones, atrasando el cronograma planteado.

Las complicaciones se relacionan tanto con la creación y activación del laboratorio como tal como con la adecuación de las técnicas para preparación de muestras, ya que las técnicas existentes se enfocan principalmente en muestras arenosas propias de otras latitudes y ambientes áridos o costeros. Por lo anterior fue necesario realizar varios ensayos sobre muestras arcillosas hasta obtener resultados aceptables luego de lo cual se elaboró un protocolo específico para la preparación de muestras arcillosas típicas del trópico húmedo.

2. ASPECTOS GENERALES DE LA ZONA DE ESTUDIO

En este capítulo se presentan los aspectos de la zona de estudio relacionados con su localización, clima e hidrografía.

2.1 LOCALIZACIÓN

El Llano de Ovejas es un altiplano localizado en la parte norte de la Cordillera Central de Colombia 15 km al noroeste de Medellín entre las coordenadas 6°20'00"-6°28'00" y 75°34'00"-75°40'00". El altiplano hace parte de los municipios de San Pedro y Bello .

El área de estudio (Figura 1) conformada por 82.2 km² fue delimitada por medio de "Trend Surface Analisis" con una altura base de 2550 msnm (Toro, Rendón & Ríos, sometido). El área delimitada presenta en la parte central una zona plana compuesta por depósitos fluviales rodeada por colinas redondeadas de cimas planas formadas principalmente en rocas graníticas del Batolito de Ovejas. Hacia el norte y sur de la zona de estudio se encuentran cinturones de rocas metamórficas, principalmente esquistos y anfibolitas.

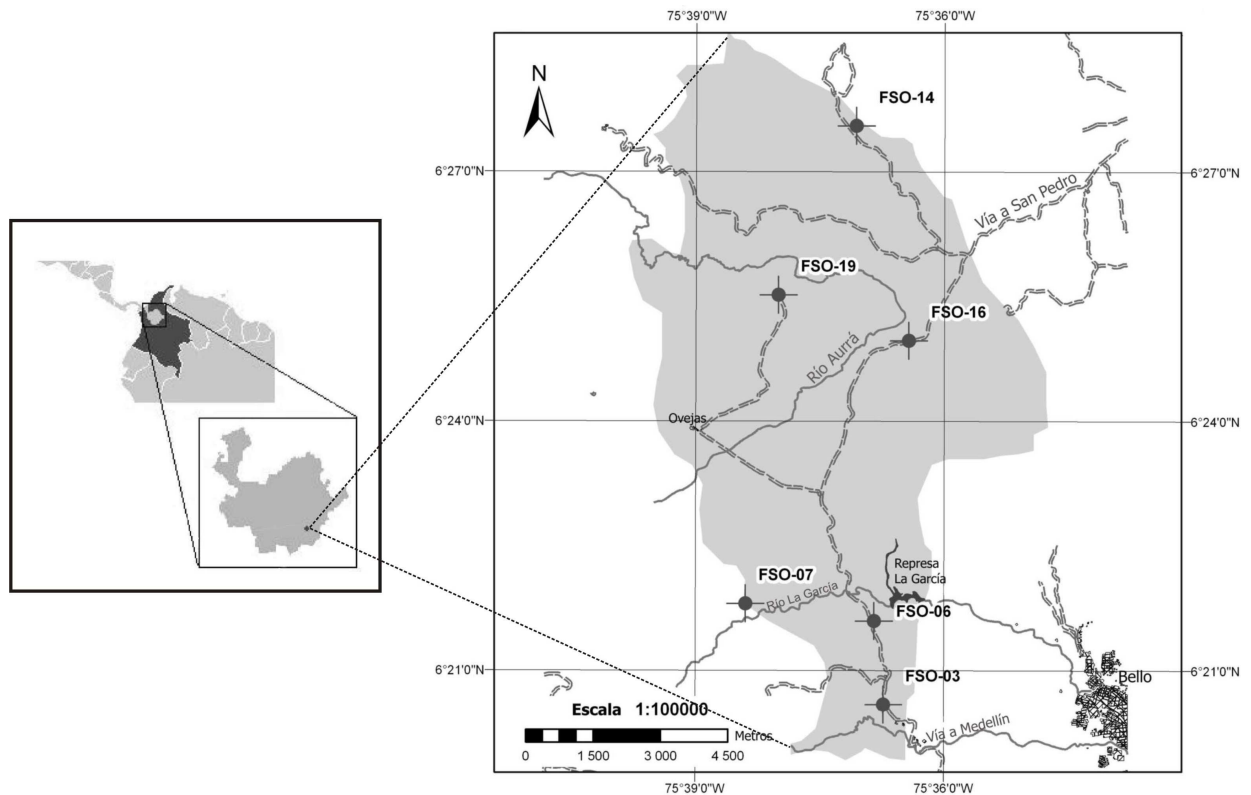


Figura 1. Localización del área de estudio, Llano de Ovejas.
Nota: Se incluyen las estaciones de muestreo para datación.

2.2 CLIMA

Debido a su altitud de 2550 msnm, la zona se encuentra en el piso térmico frío con una temperatura media de 15°C. La precipitación media anual es de 1756 mm (Gómez y Sánchez, 1999) con una distribución anual bimodal, con un primer período seco que se inicia en diciembre hasta marzo, siendo abril un mes de transición hacia el invierno y mayo un mes húmedo, el segundo período lluvioso va de septiembre a noviembre. El mes más seco es enero, durante el cual llueve un 26% del tiempo, mientras que el mes más lluvioso es mayo con un 13% del total de la lluvia anual y en el cual llueve el 68% del mes (Departamento Administrativo de Planeación, 2000).

En cuanto al nivel freático, Rendón (2006) lo localiza a 1.5 m de profundidad en las zonas planas, el cual se eleva ampliamente en los periodos lluviosos.

Según el diagrama de clasificación de zonas de vida de Espinal (1985), la zona pertenece al bosque muy húmedo montano bajo (bmh-MB). Esta formación se destaca por el incremento de lluvias, al servir las montañas de barreras de condensación en masas de aire húmedo, lo cual también provoca frecuentemente la formación de densas neblinas y mantos de nubes.

2.3 HIDROGRAFÍA

El sistema hidrográfico está controlado principalmente por elementos estructurales como diaclasas y por la petrología de la zona, por lo cual se pueden diferenciar claramente diversos patrones de drenaje.

El principal elemento hidrográfico es el Río Aurrá (o Aura) localizado en la zona central del área de estudio el cual desemboca en el Río Cauca en Sopetrán. Otros elementos importantes son el Río La García que cual alimenta a la represa La García hacia el suroriente de la zona de estudio y desemboca finalmente en el Río Medellín (Figura 2).

Dentro de la zona de estudio, algunos tributarios de la Represa La García incluyen las quebradas La Cortadero, La Gil, El Chiflón, La Porquera, La Paila y La Gallinaza; mientras que los tributarios del Río Aurrá comprenden las quebradas La Sucia, Borbollón y La Chuchita, entre otros.

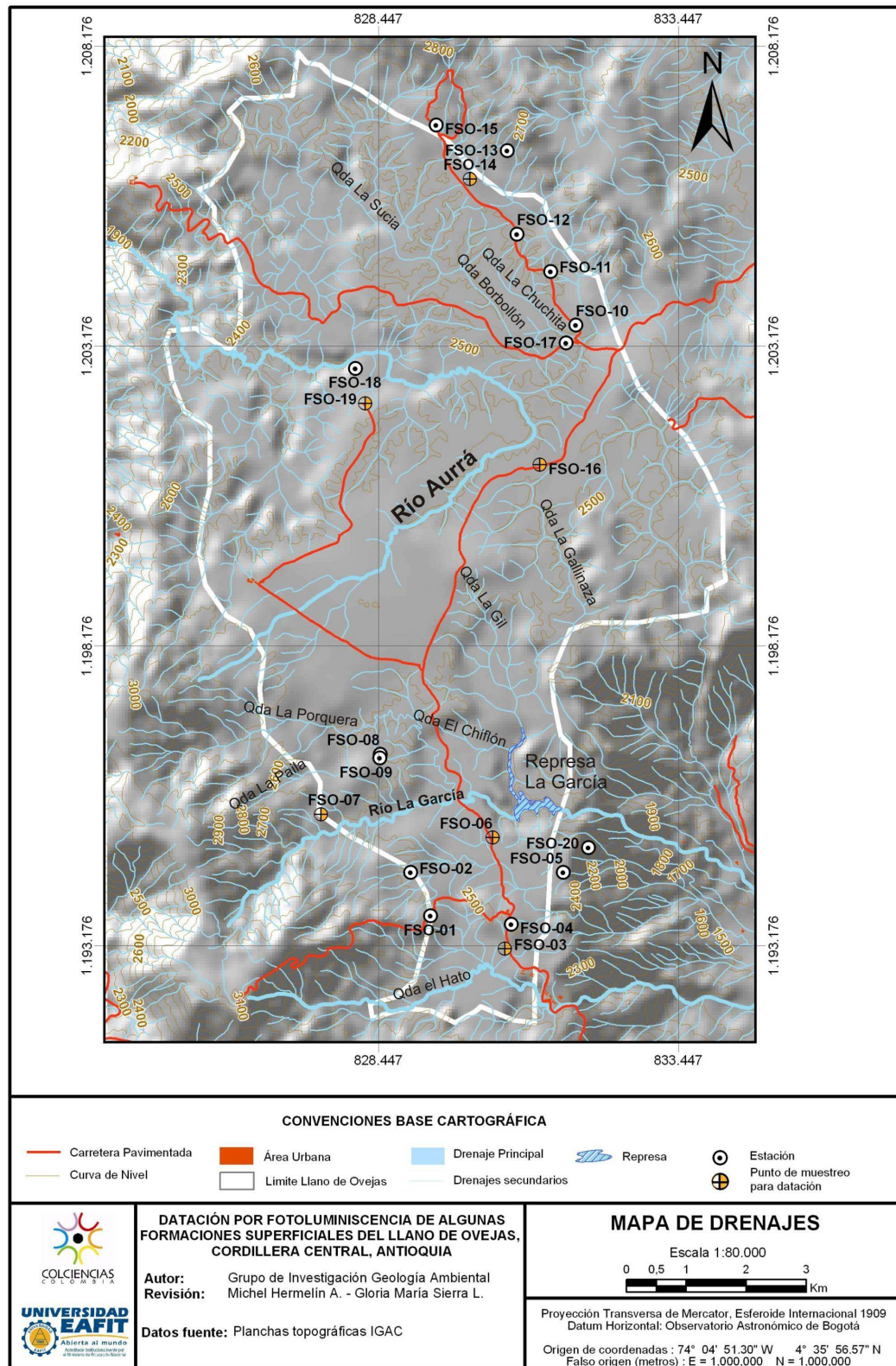


Figura 2. Mapa de los drenajes con estaciones de estudio y muestreo para datación

3. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO

En este capítulo se presenta una breve descripción de las características de los principales cuerpos de rocas cristalinas presentes en el área. Se incluye también la descripción de las unidades geomorfológicas y una breve descripción del marco tectónico. Además se presenta una discusión sobre la evolución de las superficies de erosión de la cordillera Central.

3.1 GEOLOGÍA

El Batolito de Ovejas constituye gran parte de la zona de estudio. Este cuerpo se encuentra en contacto hacia el occidente y norte con esquistos cuarzo sericíticos y hacia el oriente con anfíbolitas. La zona de estudio presenta además algunos depósitos aluviales en su parte central y pequeños depósitos de vertiente ubicados en los límites de la zona. (Figura 3)

3.1.1 Batolito de Ovejas (Ksto)

Fue denominado por Botero (1963) "Batolito Satélite de Ovejas". Por sus características texturales, estructurales y composición se considera comagmático con el Batolito Antioqueño (González, 2001) al cual varios autores (Botero, 1963; Feininger y Botero, 1982, Álvarez, 1983, González, 2001) atribuyen un origen por inyección magmática que provocó su emplazamiento en un solo pulso.

El Batolito de Ovejas tiene una extensión de 165 km², la roca predominante es maciza, fanerítica, equigranular, de grano medio a grueso y composición predominantemente tonalítica con variación a granodiorítica (González, 2001). Los contactos con las rocas adyacentes son de carácter intrusivo. Los minerales principales son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico tipo ortosa, hornblenda, biotita y accesorios como apatito, circón, esfena y magnetita (González, 2001). En la tabla 1 se encuentra el análisis modal de dos muestras.

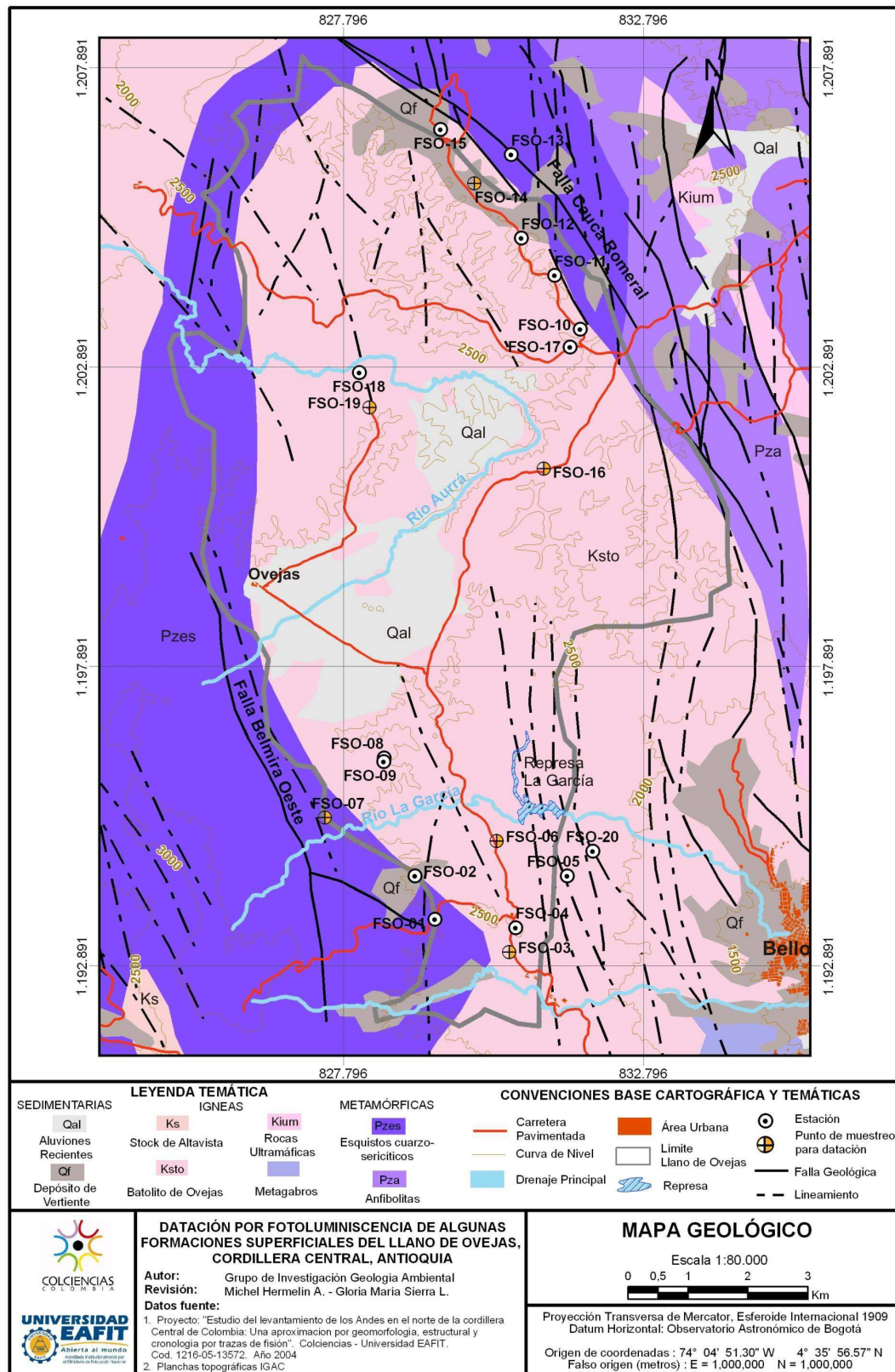


Figura 3. Mapa geológico y estructural del Llano de Ovejas

Tabla 1. Análisis modal de dos muestras del Batolito de Ovejas (Adaptado de González, 2001)

| Minerales | Muestra 1 (%) | Muestra 2 (%) |
|--------------|---------------|---------------|
| Cuarzo | 23.2 | 32.7 |
| Feldespato K | 4.3 | 6.9 |
| Plagioclasa | 62.9 | 49.1 |
| Hornblenda | 0.6 | 0.8 |
| Biotita | 6.1 | 9.9 |
| Clorita | 1.3 | 0.3 |
| Apatito | 0.3 | 0.1 |
| Epidota | Trazas | Trazas |
| Opacos | 1.1 | - |
| Esfena | 0.2 | 0.2 |
| Circón | Trazas | 0.1 |

Las edades determinadas para el Batolito Antioqueño se enmarcan dentro del Cretácico Tardío. Varían con el método K/Ar entre 68 ± 3 y 80 ± 3 Ma (Maya, 1992) y con el método Rb/Sr entre 58 y 60 Ma (González, 2001). Por su parte Pérez (1967) obtuvo una edad de 70 ± 3 Ma con K/Ar directamente sobre el Batolito de Ovejas.

La meteorización química de la zona ha formado sobre el Batolito de Ovejas un saprolito de decenas de metros de espesor, el cual presenta colores de pardo claro a rojizo, conservando la estructura granítica de la roca original. Por su composición y relaciones texturales, el estado de meteorización de este cuerpo es mayor que el de las rocas metamórficas que lo encajan, contribuyendo a un mayor aporte de los sedimentos aluviales que rellenan las zonas planas de la región (Gómez y Sánchez, 1999).

El gran espesor (40 a 110 m) del perfil de meteorización del Batolito Antioqueño y sus cuerpos satélites (Suescún, 1966; Feininger, 1971; Hoyos et al., 1985; Rendón, 2006; entre otros) indica unas condiciones especiales para su formación las cuales se relacionan a su vez con la génesis de las demás formaciones superficiales de la zona de estudio.

Según Geale y Hermelin (1988), el perfil de meteorización del Batolito Antioqueño y sus cuerpos satélites es causado en mayor medida por la hidrólisis y oxidación de sus minerales primarios, especialmente de los silicatos y específicamente de las plagioclasas, éstas al transformarse generan como producto principal la caolinita debido a que su tasa de reacción con el agua es relativamente rápida (Colman, 1981, tomado de Pavich, 1986)

Hoyos et al. (1985), mediante un estudio realizado en el Valle de San Nicolás y La Unión,

establecieron que la meteorización química del Batolito Antioqueño ha generado un perfil compuesto principalmente por tres horizontes o zonas, de arriba abajo: a) zona somera, de uno a dos metros de espesor de color anaranjado a rojizo, compuesta por arcilla y limos arcillosos muy plásticos, parcialmente orgánicos, sin estructuras originales de la roca, equivalente a un suelo residual maduro de limos de baja permeabilidad (Patiño et al., 2000); ha sufrido bioturbación, proceso que ha destruido su estructura original; b) zona saprolítica de espesor variable, compuesta de limos arenosos y arenas limosas oxidadas, donde se conservan las estructuras originales de la roca: diques y venas de cuarzo, diaclasas, zonas de cizalladura heredadas; algunas veces presenta núcleos residuales de roca fresca; y c) zona de gruss, compuesta por arena y agregados poliminerálicos fácilmente disgregables, con la estructura original y textura de la roca fresca bien conservadas y núcleos de roca fresca mas grandes y mas abundantes que en la zona saprolítica; esta es la zona donde usualmente se encuentra al nivel freático. La roca fresca se encuentra inmediatamente debajo de la zona de gruss.

El saprolito del Batolito Antioqueño fue estudiado por Suescún (1966) en La Unión, donde encontró un espesor de 45 m bajo unos depósitos de arcilla sin llegar a la roca fresca. Feininger (1971) realizó estudios en Santa Rita cerca de Guatapé y en Puerto Velo (a unos 20 km al norte de la zona de San Carlos) donde encontró espesores promedio del saprolito de 31 m y 40 m respectivamente. Feininger & Botero (1982) sugieren un espesor promedio de 34.2 m y un máximo de 80 m. Page (1986) menciona espesores de saprolito del orden de 50 m en el área de Rionegro. Hoyos et al. (1985) muestran profundidades del saprolito muy variables las cuales tienden a aumentar significativamente de los valles a las cuchillas donde llegan a tener valores de 87 m. Los mayores espesores fueron calculados a partir de métodos geoelectricos en los altiplanos de Rionegro y de la Unión, donde el basamento puede estar en un intervalo de profundidad entre 40 y 200 m. (Hoyos et al., 2000). Esta diferencia de valores se debe, entre otros, a que la profundidad y el tipo de perfil que resulta de la meteorización presentan grandes variaciones aun en un mismo tipo de roca, dependiendo principalmente de su litología, estructura, topografía y clima (Hoyos et al., 1985).

Los datos mas recientes sobre el espesor del Batolito son los obtenidos por Rendón (2006), los cuales fueron calculados por medio de métodos geoelectricos en dos zonas del valle de San Nicolás, específicamente en Llanogrande y cerca al aeropuerto, donde obtuvo un espesor

promedio de 50 m con un máximo de 62 m, mientras que en la zona del Llano de Ovejas obtuvo un promedio de 81 m con un máximo de 110 m.

Según Page & James (1981) la profundidad del saprolito es una combinación de las bajas tasas de erosión con las tasas normales de meteorización química. Aunque no se tienen valores concretos de la tasa de erosión del batolito, se deduce por el gran espesor del saprolito que en los altiplanos es una tasa mucho menor que la tasa de meteorización la cual fue calculada en forma aproximada por García y Hermelin (2004) en 32.2 m/Ma

3.1.2 Esquistos Cuarzo Sericíticos (Pzes)

Forman parte de la unidad denominada "Complejo Cajamarca" (Maya y González, 1995). También se encuentran en la literatura como Esquistos Sericíticos de Ancón (Restrepo y Toussaint, 1984).

Son esquistos grafiticos de color gris oscuro a negro finamente laminados con venas y lentes de cuarzo lechoso (González, 2001), lateralmente presentan variaciones a esquistos moscovíticos. Están constituidos esencialmente por cuarzo y sericita (90-95%), además de pequeñas cantidades de clorita, biotita, grafito, plagioclasa sódica y trazas de circón, apatito, turmalina y óxidos de hierro. El protolito corresponde a sedimentos arcillosos pelíticos con contenido variable de materia orgánica (González, 2001)

Las edades obtenidas por dataciones radiométricas varían entre 270 y 160 Ma. La edad por el método K-Ar en roca total es 270 ± 10 Ma (Restrepo, 1986); 160 ± 11 Ma y 182 ± 8 Ma (Restrepo *et al.*, 1991) y por isócrona Rb-Sr de 226 ± 4 Ma (Restrepo *et al.*, 1991).

3.1.3 Anfibolitas (Pza)

En el Departamento de Antioquia y principalmente en los alrededores de Medellín cercanos a la zona de estudio, existen varios cuerpos de anfibolita, que por sus posiciones geográficas, características tectónicas, mineralógicas, texturales y dataciones radiométricas, parecen proceder de unidades diferentes (Correa y Martens, 2000), pero por la falta de estudios geoquímicos detallados actualmente se consideran iguales.

Las anfibolitas de los alrededores de Medellín están asociadas con neises y esquistos biotíticos. Tanto la estructura como la textura de las anfibolitas son variables, desde

macizas a néisicas hasta levemente foliadas y anfibolitas con textura desde granoblástica hasta nematoblástica (Correa y Martens, 2000).

Por lo general, estas rocas se presentan altamente meteorizadas desarrollando suelos residuales de espesor superior a 20 m (Rendón, 1999).

Las anfibolitas de los alrededores de Medellín (Restrepo y Toussaint, 1984) muestran una amplia variación en las edades obtenidas para el metamorfismo por el método K-Ar en anfíbol que van de 60 ± 18 Ma hasta 102 ± 31 Ma (Restrepo et al., 1991)

3.2 GEOMORFOLOGÍA

La geomorfología del área de estudio (Figura 4) fue obtenida con base en modelos fotogramétricos generados durante una pasantía en la Facultad de Geografía de la Universidad de Dusseldorf, Alemania. Durante un periodo de 3 meses se utilizaron fotografías aéreas de diferentes años para obtener mosaicos del área de estudio a partir de los cuales se pudiesen estudiar en detalle los procesos de formación del relieve. Desafortunadamente la calidad de las fotografías no permitió obtener resultados fotogramétricos de alta precisión con los cuales realizar mediciones de los procesos, pero si se obtuvieron mosaicos tridimensionales del área de estudio (Figura 5a).

Como se mencionó anteriormente, el Llano de Ovejas forma parte de una superficie de erosión con un relieve ondulado, limitado por un cinturón de rocas metamórficas y fuertes pendientes. Además presenta terrazas asociadas a pequeños drenajes, que por su tamaño no son cartografiables en la escala del presente trabajo.

Dentro de la zona de estudio se distinguen cuatro unidades (Figura 4) con características morfológicas diferentes:

- Unidad de vertientes: está compuesta principalmente por las rocas metamórficas que limitan la zona de estudio con alturas entre 2600 y 2700 msnm y un drenaje dendrítico subparalelo (figura 2). Presenta vertientes largas y abruptas en dirección noreste y valles profundos en forma de V. Se divide
 - o Unidad de vertientes cubiertas por depósitos
 - o Unidad de vertientes rocosas

- Unidad de colinas: es la unidad más extensa dentro del área de estudio. Presenta un relieve con predominancia de colinas suaves, altura entre 2475 y 2550 msnm y pendientes medias, constituida por las rocas ígneas del Batolito de Ovejas. Presenta una red de drenaje subdendrítico rectangular usualmente corto y muy inmaduro.
- Unidad de llanuras aluviales: es una zona plana constituida por depósitos aluviales, con alturas de 2550 msnm y pendientes muy suaves. Está poco disectada, con drenaje subparalelo de dirección noreste constituido principalmente por un segmento del río Aurrá.

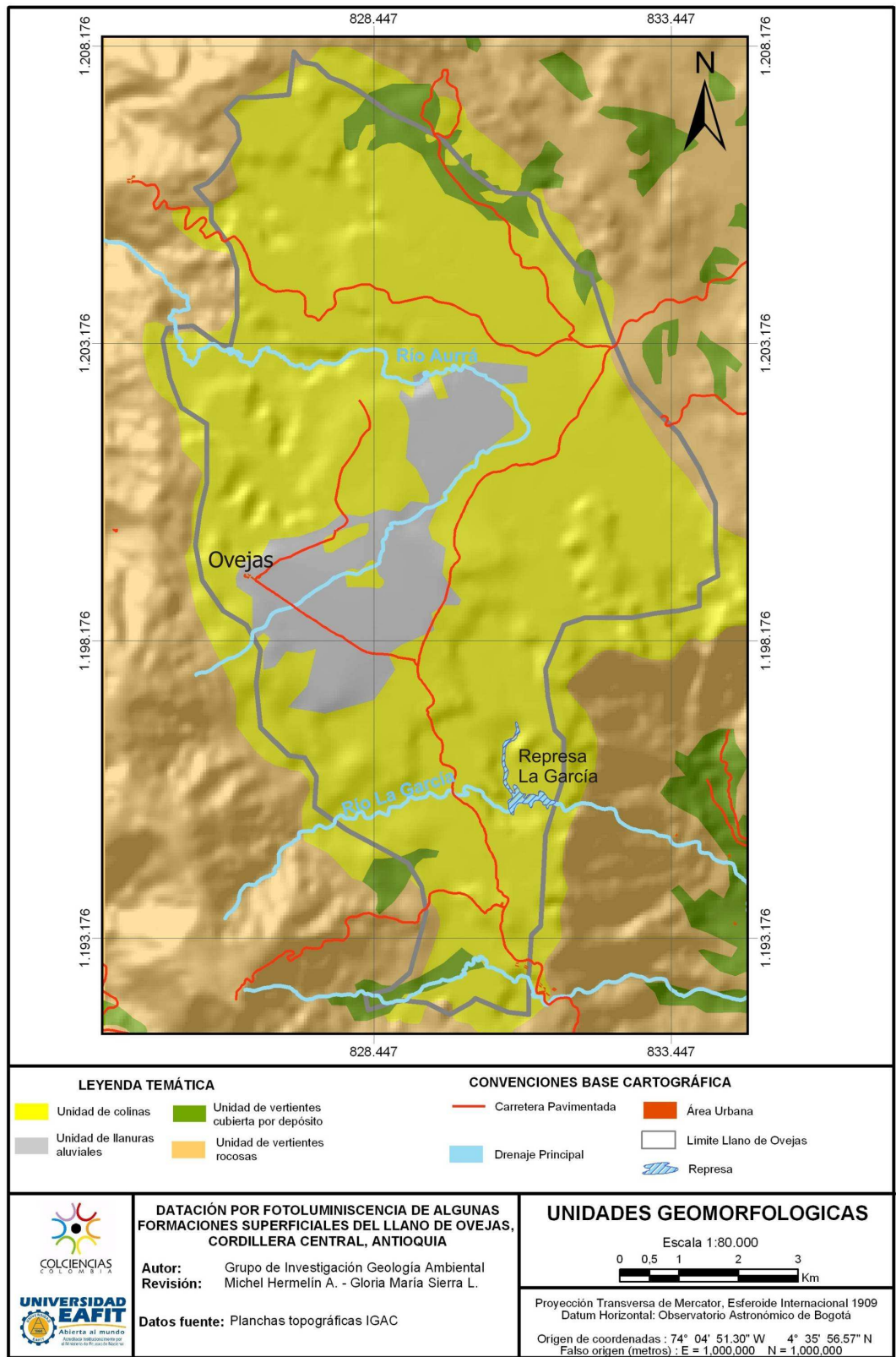


Figura 4. Mapa geomorfológico del Llano de Ovejas

3.3 MARCO TECTÓNICO

El Llano de Ovejas hace parte de un bloque tectónico limitado por ramales de dos grandes fallas de carácter regional, la Falla Belmira Oeste al nororiente con orientación general N40°W y la Falla Cauca Romeral al suroccidente con una orientación principal N30°W (figura 3).

El sistema de falla Cauca Romeral está compuesto por numerosas fallas subparalelas anastomosadas que presentan diferentes nombres con longitudes que varían de unos pocos kilómetros a más de 50 km (Page, 1986). Estas fallas ocupan terrenos del Cañón del Río Cauca siguiendo una tendencia N-S a NNW-SSE con claras evidencias de cizalladura (Grosse, 1926; Woodward-Clyde Consultants, 1980). La dirección de desplazamiento de estas fallas ha variado con el tiempo.

El sistema de falla de Belmira tiene una expresión geomorfológica prominente especialmente al norte del área de estudio. Presenta un trazado curvo característico junto con un escarpe de 100-150 m de altitud continuo y con una densa red de drenaje. Las características morfotectónicas reconocidas permiten asignarle un movimiento lateral izquierdo en la zona del estudio (Toro, Rendón & Ríos, sometido).

3.4 SUPERFICIES DE EROSIÓN

Una superficie de erosión es una zona de origen erosivo relativamente plana a suavemente ondulada que corta rocas y estructuras (Ollier, 1981; Widdowson, 1997). Estas superficies se caracterizan por poseer colinas bajas, ser uniformes, de pendientes suaves y valles relativamente amplios y anchos (Page, 1986). Usualmente se forman a nivel del mar (Page, 1986) por sucesivos eventos de levantamiento por epirogénesis o tectónica que generan diferentes niveles de erosión con las superficies más antiguas al tope (Toro, Rendón & Ríos, sometido)

Existen muchos trabajos sobre superficies de erosión en el mundo entero, los cuales la mayoría de las veces se enfocan en determinar el proceso que dio origen a la superficie. Por lo anterior se han propuesto diversos términos, equivalentes a superficie de erosión según el

proceso que originó la superficie; dentro de estos términos se incluyen superficie plana, penillanura, pedillanura, etchplain, paleollanura, altiplano, etc.

Según Page y James (1981) la cordillera Central ha sido sometida a varios eventos tectónicos y erosivos desde el Cretácico: el primero fue el levantamiento de la antigua cordillera en el Cretácico Tardío (~ 85 a 65 Ma) a la par con la intrusión del Batolito Antioqueño; luego ocurrió un fuerte periodo erosivo que redujo las montañas a una zona plana. Posteriormente se dio el segundo levantamiento que generó la Protocordillera en el Mioceno (hace 23 a 5.3 Ma) seguido de un segundo evento erosivo, luego del cual se dio otro levantamiento o pulso de la Orogenia Andina que generó las montañas actuales hace 4.5 a 3 Ma. Luego, desde hace un millón de años se inició un último pulso de levantamiento el cual probablemente continúa actualmente.

Estos eventos tectónicos y erosivos generaron la formación de diferentes altiplanos al norte de los 5°25'N los cuales conforman extensas zonas con un relieve relativo bajo e inclinaciones suaves ubicadas a alturas que varían entre los 1800 y los 3000 msnm (Rendón, 2003) equivalentes a remanentes de antiguas superficies de erosión. Dentro de estos altiplanos se destacan los altiplanos de Rionegro, La Ceja, La Unión y el Llano de Ovejas entre otros.

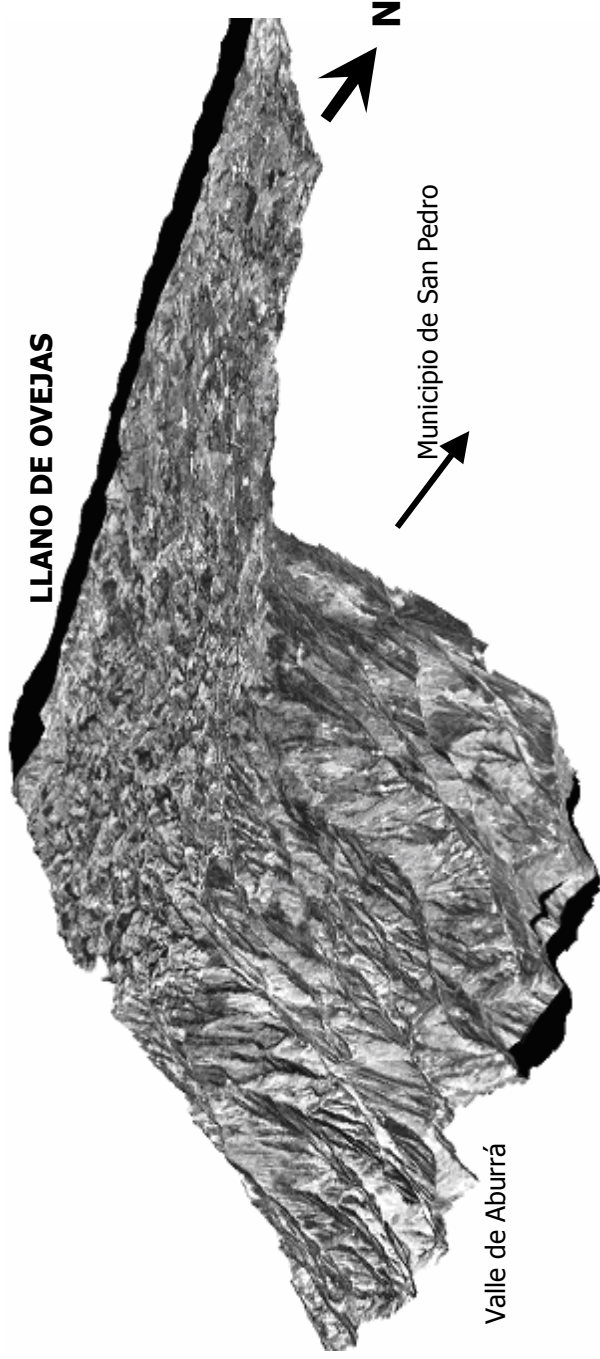
La antigüedad de las superficies de erosión y la actual posición de estos remanentes hacia el tope de la cordillera Central constituyen una evidencia de procesos orogénicos importantes desde la formación de dichas superficies, pero también implican tasas de erosión muy bajas (0.01 a 0.04 mm/año en los altiplanos cerca de Rionegro y 0.004 a 0.007 mm/año en las zonas planas de la cuenca del Río Negro, Page y James (1981)) durante periodos prolongados lo cual es un fenómeno poco común en las montañas del trópico húmedo (Page y James, 1981; Rendón, 2006; Toro et al., 2006).

El sector de Llano de Ovejas es quizás uno de los sitios donde existen rasgos topográficos más representativos de una superficie de erosión (figura 5 a.) en el norte de la Cordillera Central (Rendón, 2006)

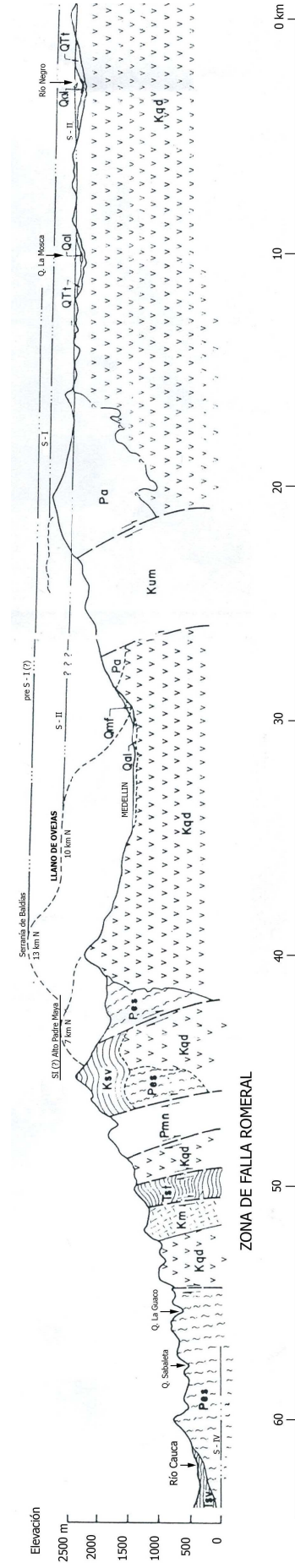
En el norte de la cordillera Central cerca de Medellín, Page & James (1981) identificaron un paisaje escalonado (Figura 5 b.) con al menos tres niveles de superficies de erosión (Pre S-I, S-I y S-II) y dos etapas erosivas o superficies de erosión incompletas (S III y S IV). Estos

niveles se generaron según ellos entre hace ~65 y 1 millón de años con las siguientes características:

- Superficie de erosión pre-cordillera Central (Pre S-I): áreas planas muy pequeñas al tope de las montañas más altas de los altiplanos. Incluye la Serranía de las Baldías, una zona al este de Belmira y partes de Llanos de Cuivá. Formada posiblemente en el Terciario Temprano (~65 Ma)
- Superficie de erosión cordillera Central (S-I): colinas de cimas planas y montañas subyacidas por rocas metamórficas altamente meteorizadas cerca de Medellín. Incluye el Morro La Tablazona, la Unión, el sur de Llanos de Cuivá. Plantean que se formó cerca del nivel del mar antes del levantamiento de la cordillera, es decir, en el Oligoceno a Mioceno temprano (18-22 Ma)
- Superficie de erosión Río Negro (S-II): se encuentra 200 a 400 m por debajo de S-I y se presenta en forma de colinas redondeadas o con tope plano disectadas por pequeños drenajes, subyacidas principalmente por basamento granítico; incluye la cuenca de Río Negro y el Llano de Ovejas entre otros. La edad de la superficie pre-Mesa con la cual es correlacionable está entre el Mioceno tardío y el Plioceno (18 a 5 Ma) mientras que según la tasa de incisión de los drenajes S-II tiene de 3 a 5 Ma.
- Etapa de erosión S-III: en el flanco este de la cordillera Central, 250 m debajo de S-II, cerca al Peñol. Desarrollada posiblemente hace 0.5 a 1.5 Ma.
- Etapa de erosión S-IV: equivale al nivel actual de erosión ubicado de 50 a 500 m por debajo de S-III.



a.



b.

Figura 5. a. Modelo Fotogramétrico del Llano de Ovejas realizado por Carolina García en la Universidad de Dusseldorf, Alemania; b. Corte este-Oeste, esquema de las superficies de erosión descritas por Page & James (1981)

Circones volcánicos ubicados debajo de la stoneline al este de la zona de estudio y a una altura correspondiente al nivel SI fueron datados por el método de trazas de fisión por Toro et al., (2006) arrojando una edad de 3.4 a 5.4 Ma. Estos autores dejan por resolver con esto si el nivel SII ya se había formado en ese entonces.

Por su parte Soeters (1981) identificó al menos dos niveles de superficies de erosión en la región de Ibagué-Armero sobre el flanco oriental de la Cordillera Central, basculados hacia el Valle del Río Magdalena. En el fondo de este valle la superficie inferior y más antigua, denominada Pre-Honda está cubierta por sedimentos de la Formación Honda caracterizados litológicamente por areniscas mal sorteadas y de poca madurez alternadas con lodolitas o arcillas abigarradas a los cuales Soeters (1981) les asigna una edad Miocena Inferior, y por su parte Van Houten (1976) los data en 16 Ma. La segunda superficie denominada Pre-Mesa, se encuentra cubierta por gravas y conglomerados cubiertos por sedimentos fluviales con alto contenido de material volcánico pertenecientes a la Formación Mesa del Plioceno según Soeters (1981), y datados en 3,5-4.3 Ma por Thouret *et al.* (1984).

Page & James (1981) indican que S-I está cubierta por sedimentos de la Formación Honda y que está fallada por el sistema de fallas Palestina-Jetudo, mientras que S-II está cubierta por sedimentos volcánicos de la Formación Mesa. Con lo anterior correlacionan S-I y S-II con las superficies de erosión descritas por Soeters (1981). Sin embargo, Rendón (2003) afirma que existen evidencias de desplazamientos tectónicos en el flanco oriental de la cordillera Central asociados al sistema de fallas Palestina que obscurecen esta correlación.

Arias (1995) propuso una nueva clasificación para las superficies de erosión en la zona de estudio. En esta también define tres niveles. El más alto denominado Altiplano Antiguo o Altiplano Belmira-Sonsón incluye entre otros el Páramo de Belmira, el cerro del Padre Amaya, al altiplano de Santa Elena y otros cuerpos menores, por lo cual corresponde parcialmente a la Pre S-I. El siguiente nivel es denominado altiplano intermedio o altiplano Santa Rosa-Rionegro e incluye el altiplano de Santa Rosa, el altiplano de Rionegro, el Llano de Ovejas, entre otros, planteado como un bloque basculado hacia el sur, este nivel unifica S-I y S-II en una sola superficie. Por último Arias identificó un nivel mas bajo que los dos anteriores denominado altiplano inferior o altiplano del Nordeste el cual incluye el altiplano Carolina-Gómez Plata, el altiplano de Anorí y el altiplano Amalfi-Yolombó, el nivel está dispuesto como un bloque basculado al oriente.

La definición de los rangos de edad de las superficies de erosión es compleja, por esto, la obtención de información procedente de otros métodos es de gran utilidad. Una ventaja de las superficies de erosión de la Cordillera Central es que preservan un registro mas o menos continuo de depósitos piroclásticos los cuales permiten aplicar métodos como trazas de fisión para ayudar a aclarar el proceso evolutivo.

Otro de los métodos alternativos de gran utilidad es la determinación del espesor del perfil de meteorización del Batolito Antioqueño, debido a la relación directa del espesor con el tiempo dadas las condiciones de homogeneidad litológica necesarias para su formación.

García y Hermelin (2004) calculan para la formación del perfil de meteorización una edad aproximada de 6.2 Ma a partir de un espesor máximo del saprolito (200 m), la cual se enmarca dentro del orden de magnitud de las edades planteadas para estas superficies de erosión. Por su parte Toro et al. (2006) calculan para las cenizas volcánicas que cubren S-II una edad entre 3.5 y 5.4 Ma por trazas de fisión en zircones volcánicos.

4. ESTRATIGRAFÍA DE LAS FORMACIONES SUPERFICIALES

Durante los recorridos de campo preliminares realizados en Llano de Ovejas se buscaron los afloramientos que presentaran las formaciones superficiales con mayor claridad. De los lugares visitados se seleccionaron inicialmente 20 perfiles en los cuales se tomaron muestras de cada estrato para su análisis preliminar. Posteriormente se escogieron los 6 estratos mas completos para ser datados.

Se asignó el código FSO seguido por un número consecutivo para las estaciones del Llano de Ovejas. A lo largo de este capítulo se encontraran algunas referencias a las estaciones del San Nicolás debido a que en estas se presentan fenómenos similares a los encontrados en el Llano de Ovejas. Cabe aclarar que a las estaciones levantadas en el Valle de San Nicolás se les asignó el código FSN seguido por un número consecutivo.

A continuación se presenta la columna estratigráfica generalizada del área de estudio basada en los perfiles levantados durante el trabajo de campo.

Secuencia general de formaciones superficiales las cuales se describen posteriormente de forma detallada:

0. Horizonte A derivado de ceniza volcánica, de 15 a 80 cm de espesor
1. Cenizas volcánicas meteorizadas principalmente de color verde oliva; en algunos perfiles se diferencian cambios en la intensidad del color (5Y 5/4, 2.5Y 5/4); de 20 a 90 cm de espesor
2. Horizonte tipo gley de color gris (5Y 6/1 a 2.5Y 6/4), su litología varía de arcilla a arena media, de 5 a 100 cm de espesor. No siempre está presente.
3. Stoneline conformada por clastos usualmente subredondeados de diversa composición: cuarzo, nódulos de hierro o en pocas ocasiones gibbsita, con diámetro variable desde 0.5 a 12 cm. Presenta espesores de 5 a 20 cm. En la zona de estudio se distinguen tres tipos de stoneline según los estratos que la enmarcan y su composición:
 - a. Cuando el horizonte tipo gley está presente, la stoneline se encuentra a la base de dicho horizonte.

- b. Cuando el horizonte tipo gley no está presente, la línea de piedra se presenta en algunas ocasiones como un horizonte granosoportado embebido en una matriz de ceniza volcánica.
 - c. También se puede presentar en una matriz arenolimsa de color ocre como resultado de fenómenos erosivos sobre horizontes aluviales inferiores.
4. Depósitos aluviales y de vertiente con variación litológica de limo arenoso a gravas, color ocre (6/8 10YR), con bloques de cuarzo y roca metamórfica, ocasionalmente con acumulaciones de micas y láminas de hierro discontinuas. En algunas zonas se presentan varios depósitos superpuestos distinguibles por sus variaciones litológicas y de color. Presentan espesores de 5 a 90 cm.
 5. Saprolito del Batolito de Ovejas, con variaciones de color generadas por diferentes grados de meteorización. El contacto con los estratos superiores siempre es tajante.

En algunas ocasiones, en los contactos entre los distintos horizontes, especialmente entre las cenizas volcánicas, la stoneline y los depósitos infrayacentes, se encuentran acumulaciones de hierro que llegan a formar costras centimétricas paralelas a la paleotopografía (Figura 6).



Figura 6. Costra de hierro de 3 cm en la estación FSO 11 ubicada en el contacto entre dos depósitos aluviales

Ocasionalmente sobre el saprolito del batolito se encuentra un horizonte discontinuo de color rojo intenso (10 R 4/6) compuesto por depósitos aluviales, caracterizado por presentar

abundante clastos de gibbsita (Figura 7) cuya forma parece indicar que fueron formados a partir de bioturbación.

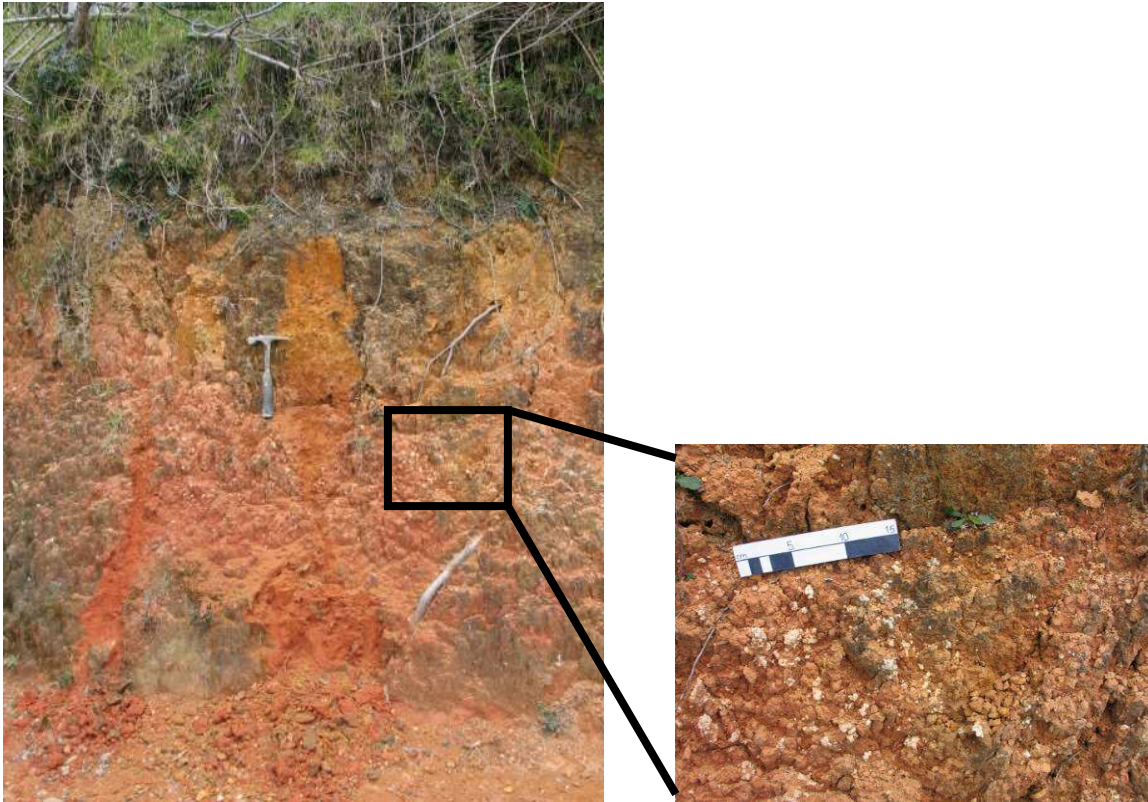


Figura 7. Detalle del depósito aluvial rojo con gibbsita (estación FSO 08)

Según el trabajo de Vera (2001) en el que se estudian las propiedades físicas e hidráulicas de las formaciones superficiales del Valle de San Nicolás (Tabla 2), posiblemente correlacionables con las del Llano de Ovejas, las cenizas volcánicas presentan las mayores variaciones de saturación y una alta porosidad la cual disminuye con la profundidad lo que facilita la generación ocasional de zonas de saturación. En estas zonas de saturación se podría formar el horizonte tipo gley que se encuentra a menudo en el área de estudio.

Los valores de gravedad específica aumentan con la profundidad lo cual se explica por la disminución de la materia orgánica y de compuestos alófono-húmicos (Universidad EAFIT, 2000).

Tabla 2. Propiedades físicas e hidráulicas de los suelos derivados de las cenizas volcánicas, Valle de San Nicolás (Adaptado de Vera, 2001)

| Unidad | Porosidad | Humedad | Saturación | Gravedad Específica |
|-------------------------------|-------------------------|-------------------------|------------------------|---------------------------|
| Volcánica Superior | 61-86% (media 76%) | 56-166% (media 110%) | 34-98% (media 77%) | 1.89-2.42 (media 2.07) |
| Volcánica detrítica superior | 69-83% (media 76.4%) | 94-161% (media 126%) | 68-98% (media 88%) | 2.21-2.52 (media 2.32) |
| Volcánica intermedia | 66-80% (media 76.8%) | 94-157% (media 133%) | 71-104% (media 88%) | 1.99-2.49 (media 2.29) |
| Volcánica detrítica inferior | 56-81% (media 70.6%) | 50-93% (media 135%) | 62-97% (media 87%) | 2.19-2.75 (media 2.43) |
| Volcánica inferior | 58-79% (media 73.3%) | 48-148% (media 118%) | 81-95% (media 91%) | 2.2-2.72 (media 2.43) |
| Horizonte tipo gley | 50-83% (media 62.5%) | 29-189% (media 71%) | 73-99% (media 88%) | 2.29-2.75 (media 2.55) |
| Depósitos lacústres | 51-76% (media 59.4%) | 29-129% (media 54%) | 50-99% (media 87%) | 2.39-2.7 (media 2.60) |
| Depósitos de vertiente | 53-60% (media 56.5%) | 32-48% (media 40%) | 76-82% (media 79%) | 2.7-2.74 (media 2.72) |
| Saprolito de roca metamórfica | 42-68% (media 53.6%) | 22-77% (media 45%) | 81-98% (media 93%) | 2.67-2.83 (media 2.72) |
| Saprolito de roca ígnea | 44-66% (media 54.3%) | 29-69% (media 57%) | 77-99% (media 93%) | 2.63-2.82 (media 2.71) |

4.1 Cenizas volcánicas

Los depósitos de ceniza volcánica meteorizada constituyen la unidad estratigráfica superior y se presentan de manera continua en toda la zona de estudio y sus alrededores, conformando una capa que sigue la paleotopografía. Su continuidad lateral en toda la zona se debe a la topografía suave y a las bajas tasas de erosión.

Los depósitos de cenizas, cuya textura original no se distingue debido a la meteorización (Toro y Hermelin, 1990), se formaron por acumulaciones sucesivas de productos volcánicos provenientes del macizo Ruiz-Tolima, ubicado a 120 km de la zona de estudio, del cual se tienen registros de su actividad explosiva de los últimos 330 000 años (Toro et al., 2006). A pesar de la

proximidad geográfica de la Formación Combia, no se tienen registros del volcanismo explosivo de 8 a 10 Ma asociados a esta formación (Toro, Rendón & Ríos, sometido)

Los suelos derivados de las capas de ceniza volcánica permitieron el desarrollo de una vegetación boscosa que ha cumplido una función protectora respecto a los procesos erosivos (García y Hermelin, 2004). Por lo anterior, su depositación indica la edad mínima de un periodo en el que se favorecen las condiciones de meteorización continua y por lo tanto profunda (Rendón, 2006).

Los horizontes constituidos por estos materiales piroclásticos presentan espesores variables entre 0.5 y 1.5 m, aunque en algunas zonas del valle de San Nicolás, al este de la zona de estudio, alcanzan 3.0 m (Posada, 2000). Se acumulan por lo general en pendientes menores a 35° (Toro et al., 2006), sin embargo no hay registro de depósitos de cenizas volcánicas en las llanuras aluviales ya que probablemente fueron transportadas o enterradas por procesos fluviales (Toro et al., 2006)

Toro, (1999), propone una división estratigráfica de la secuencia en dos unidades separadas por la stoneline, una inferior o antigua (la cual no se encontró en la zona del Llano de Ovejas) y otra superior o "reciente" la cual es descrita detalladamente en el Valle de San Nicolás y fue encontrada en el Llano de Ovejas.

Basados en un estudio en el Valle de San Nicolás al oriente de la zona de estudio, Toro y Hermelin (1990) proponen una división de la unidad superior en siete subunidades, tres de las cuales son netamente volcánicas: horizonte A orgánico, unidad volcánica superior, horizonte volcano detrítico oliva superior, unidad volcánica intermedia, horizonte volcano detrítico oliva inferior, unidad volcánica inferior y horizonte gley. Los cambios entre cada unidad son transicionales, marcados por su compactación, color, paleoraíces y la presencia o no de unidades volcano detríticas de color oliva (Posada, 2000).

Las unidades volcano detríticas intermedias son interpretadas por Toro y Hermelin (1990) como resultado de condiciones climáticas más secas que produjeron procesos superficiales que causaron la contaminación de los materiales volcánicos con productos foráneos. La transferencia de materiales puede haber ocurrido por bioturbación o por procesos de erosión superficial ocurridos inmediatamente después de la erupción (Toro et al., 2006)

En cuanto al espesor de las cenizas volcánicas, su distribución respecto al ángulo de la pendiente es completamente errática, sin embargo en muchas de las colinas redondeadas desarrolladas sobre el Batolito Antioqueño se observa que el espesor de cenizas es máximo en las depresiones y disminuye hacia las vertientes (Toro et al., 2006)

Toro y Hermelin (1990) realizaron dataciones con C14 en restos orgánicos encontrados en la cenizas volcánicas con las cuales obtuvieron que la edad de las cenizas superiores varía entre 8 000 y 37 000 años. Este periodo se puede subdividir según la composición en tres partes de tal manera que la unidad volcánica superior se desarrolló entre 10 000 y 8 000 años BP, la unidad volcánica intermedia alrededor de 20 000 años BP y la unidad volcánica inferior entre 37 000 y 30 000 años BP.

4.2 Horizonte tipo gley

El efecto gley consiste en la redistribución del hierro en las secuencias estratigráficas por fluctuaciones del nivel del agua subterránea (PiPujol y Buurman, 1998) posiblemente relacionadas con un clima de estaciones secas y húmedas contrastantes (Muggler y Buurman, 2000). Son horizontes pobremente drenados formados en zonas de empozamiento durante periodos de saturación o inundación que favorecen condiciones anaeróbicas durante las cuales los óxidos de hierro insolubles son reducidos, transformando iones férricos en iones ferrosos, por lo cual el horizonte adquiere una coloración gris a gris azulosa frecuentemente moteada. Debido a que el flujo de agua es limitado no hay movilidad iónica por lo cual la meteorización en un proceso retardado en estos horizontes (Retallack, 2001).

Un horizonte tipo gley por definición está sometido a procesos de saturación continua. Los horizontes grises lacústres ubicados en la zona de estudio posiblemente se han formado durante eventos de saturación esporádicos e intermitentes, por lo tanto estos horizontes se deberían denominar horizontes pseudo gley en vez de horizontes gley, pero debido a que en los trabajos anteriores realizados en la zona de estudio se refieren a estos como horizontes tipo gley, para evitar confusiones este es el término que se utilizará en este trabajo.

Por su parte Retallack (2001) afirma que el proceso de gleización refleja procesos de saturación locales mas que efectos climáticos y de vegetación.

En la zona de estudio se presenta como un horizonte gris (10YR 7/1, 5Y 5/1) a gris verdoso (5Y 5/2) con contenido variable de ceniza volcánica. Su textura varía de arenosa a limo arenosa, y

en algunos casos se vuelve más arenoso en la base donde se encuentra por lo general la stoneline (Posada, 2000). Generalmente presenta láminas de hierro discontinuas tanto en su interior como en su techo y en su base donde constituyen un contacto neto con la unidad suprayacente la cual en la mayoría de los casos es un depósito aluvial ocre (Figura 8).

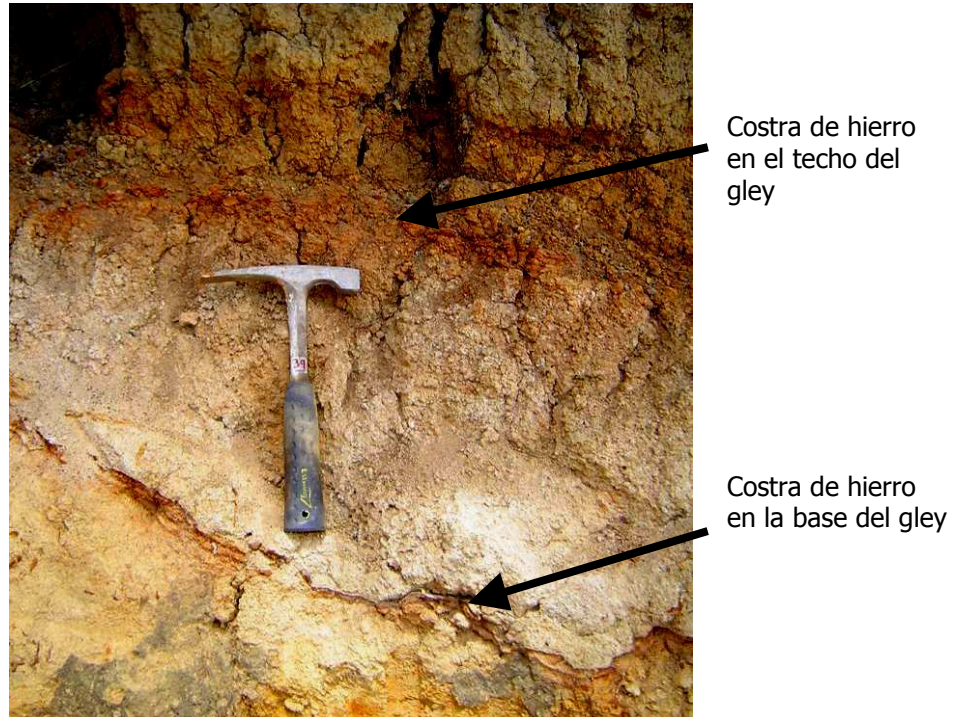


Figura 8. Horizonte tipo gley en la estación FSO 18 cuyos contactos se encuentran marcados por costras de hierro.

En algunas ocasiones presenta embebidos clastos de cuarzo sacaroidal, fragmentos de roca metamórfica (Figura 9) y/o nódulos de hierro. Su espesor varía de unos pocos centímetros (estación FSO 03) hasta 1.20 m (estación FSO 16) con un promedio de 35 cm.

Localmente se encuentran depósitos lacustres con características tipo gley, localizados bajo la stoneline. En cuanto a su edad, Toro (1999), en la zona de El Tambo dentro del área de este estudio, realizó una datación por trazas de fisión en los circones encontrados en depósitos lacústres localizados bajo la stoneline que arrojó una edad de 2.11 ± 0.14 Ma.

Otros depósitos lacustres tipo gley ubicados debajo de la stoneline, fueron datados con trazas de fisión en cristales de zircón volcánico, arrojaron una edad similar a 2.0 Ma, en las áreas del Río Negro, San Pedro, La Unión y Amalfi (Toro et al., 2006)

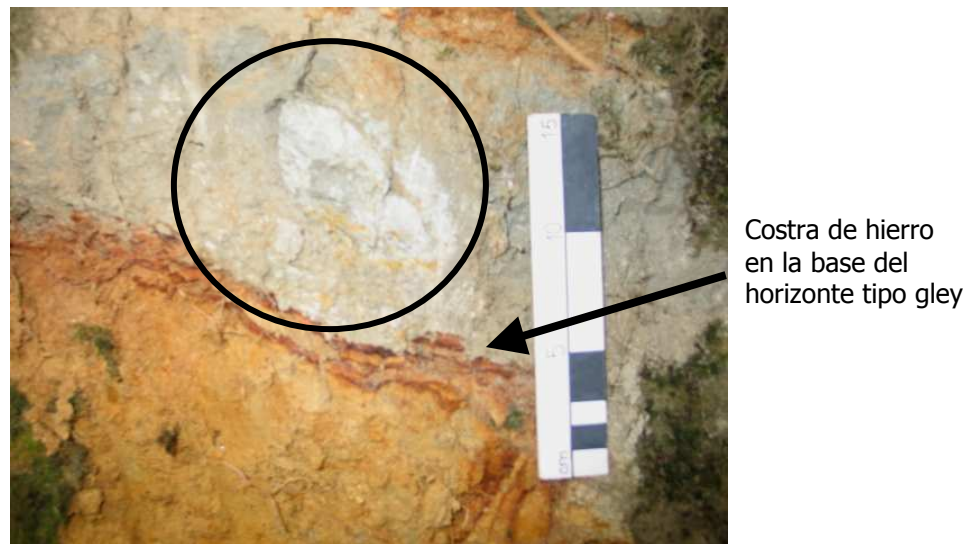


Figura 9. Detalle del gley en la estación FSN 02. Obsérvese el fragmento de roca metamórfica (en la circunferencia) y la costra de hierro en el contacto inferior con el depósito aluvial.

Según Toro et al., (2006) estos horizontes lacustres posiblemente se formaron durante un periodo húmedo en el Plioceno tardío, contemporáneo con el volcanismo activo.

A pesar de que el horizonte tipo gley es común en las columnas levantadas, éste presenta variaciones en su posición estratigráfica razón por la cual no se tomo como un horizonte marcador. Es posible que se hayan formado diferentes horizontes tipo gley durante diversos eventos locales de saturación.

4.3 Stoneline

4.3.1 Definición

La stoneline es un horizonte de acumulación propio de regiones tropicales y subtropicales (Thomas, 1994; Braucher et al., 2004) constituido por clastos o partículas gruesas que van desde arena hasta gravas centimétricas cubiertas por depósitos mas recientes. Los clastos que la conforman están compuestos usualmente por materiales resistentes a la meteorización como cuarzo y nódulos de hierro, y en algunas ocasiones puede presentar piedras preciosas y semipreciosas, oro, turmalina, etc. (e.g. Hale y Porto, 1994; Wilhelm y Essono Biyogo, 1992; Angélica et al., 1996; Porto y Hale, 1996; Johnson et al., 2005).

En la literatura se encuentran diferentes nombres asociados a la stoneline dentro de los que se destacan: línea de piedra, *stone-zone*, *stone-layer*, *pebble-band*, *pebble line*, *pebble sheet*,

pebble concentrate, *nappe de gravats*, *biogenic marker horizon*, *cascalho*, etc. Los diferentes nombres dependen de las características locales de la stoneline, la cual puede encontrarse de diversas maneras, ya sea como una línea continua de clastos redondeados o angulares embebidos en un estrato (Hall, 2002) sin evidencias de truncamiento o inconformidad (Thomas, 1994), como clastos ocasionales dentro de un mismo horizonte (Johnson, 1989), como una zona de gravas redondeadas o como acumulaciones de material arenoso en la base de un estrato mas fino. Son tan diversas las formas de presentación de la stoneline que quizás es mejor emplear términos diferentes que la describan, ya que pueden ser depósitos con orígenes y significados muy distintos dentro del paisaje (Thomas, 1994). Una característica muy importante y común para las diferentes stonelines es que ésta es paralela a la topografía de una manera continua. Los clastos de la stoneline pueden ser autóctonos o alóctonos y pueden proceder de depósitos coluviales o de vertiente, de terrazas aluviales, de venas de cuarzo, etc.

4.3.2 Formación

Aunque la mayor parte de los autores coinciden en que la stoneline es resultado de un proceso postdeposicional, el proceso específico de formación de la stoneline es actualmente un tema de gran controversia científica. Se han planteado diversas hipótesis de formación, dentro de las que se destacan:

- i. Teoría autóctona por meteorización química in situ de minerales primarios (Muller et al., 1981; Aleva, 1989) o por bioturbación ocasionada principalmente por la actividad de termitas que transportan los finos hacia la superficie, dejando acumulaciones de material grueso en la base, o creando túneles dentro de los estratos a través de los cuales el material grueso se mueve hacia abajo dejando en la parte superior un estrato libre de gravas denominado biomanto (Johnson, 1989; Moeyersons, 1989; Johnson et al., 2005; Bateman et al., 2006).
- ii. Teoría de formación por procesos erosivos intensos, ya sea por lavado por lluvia o por procesos fluviales, que generan un lag el cual es cubierto por una depositación posterior de sedimentos (Ruhe, 1959; Scholten et al., 1987; Modenesi-Gauttieri y Motta de Toledo, 1996; Mercader et al., 2002; Brown et al., 2004; Driese et al., 2004; Fauzi y Stoop, 2004; Ferraro et al., 2004; Schaetzl. y Weisenborn, 2004).

- iii. Teoría de formación heterogénea, mezcla de origen autóctono y alóctono (Colin et al., 1992; Braucher et al., 1998a)

La mayoría de los estudios recientes apoyan ya sea la génesis por bioturbación o la génesis por procesos erosivos intensos, siendo la primera un proceso contemporáneo que implica estabilidad constante del paisaje, baja erosión y depositación, mientras que la génesis por procesos erosivos implica procesos del pasado con periodos de intensa erosión y subsecuentes periodos de transporte de material y depositación sedimentaria (Brown et al., 2004).

La teoría de bioturbación (figura 10) sostiene que la formación de la stoneline es un evento actual, en el que la actividad de los organismos vivos constantemente aporta nuevos clastos a este horizonte, así que de no ser por la meteorización y consiguiente destrucción de los clastos menos resistentes, la stoneline se iría engrosando indefinidamente (Johnson et al., 2005). La bioturbación raras veces es un evento aislado, al contrario, usualmente involucra múltiples eventos en un mismo punto (Hall, 2002). Esta teoría ha sido comprobada principalmente en zonas de clima seco donde es evidente la presencia de grandes nidos de termitas de varios metros de altura.

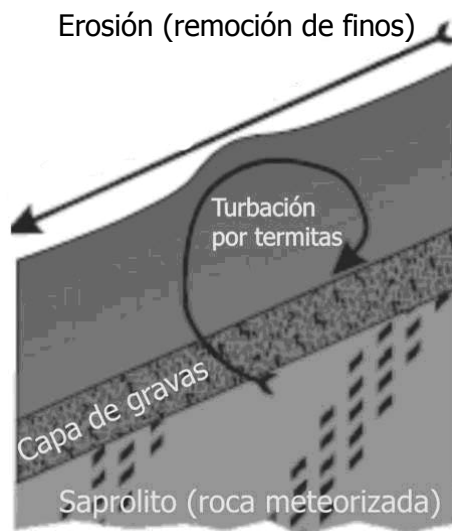


Figura 10. Esquema de formación de la stoneline por la acción de termitas (Tomado de Brown et al., 2004)

Dentro de las evidencias de un origen por bioturbación se incluye presencia de un biomanto o estrato libre de gravas suprayacente a la stoneline (Johnson, 1989; Brown et al., 2004); espesor uniforme del biomanto debido a que la profundidad y frecuencia de la actividad de las termitas

es espacialmente uniforme (Brown et al., 2004); correlación positiva de la profundidad de la stoneline tanto con la concentración máxima de clastos (Johnson, 1992) como con el espesor del biomanto; correlación geoquímica entre la stoneline, el saprolito infrayacente y los suelos suprayacentes; un nivel de meteorización similar entre los clastos que conforman la stoneline y el saprolito infrayacente.

La teoría de formación por procesos erosivos implica eventos episódicos agradacionales y de erosión seguidos por la depositación del horizonte superior, con la presencia de un posible hiato de miles de años separando el suelo superficial del enterrado (Driese et al., 2004), siendo la stoneline un lag generado por la acumulación de clastos sobre la superficie luego que el material fino hubiese sido lavado por un flujo acuoso laminar (Hermelin, 1993).

Esta teoría se basa en un cambio climático (Hermelin, 1990; Mercader, 2002; Fauzi y Stoop, 2004; Ferraro et al., 2004) reflejado en la interrupción abrupta en las condiciones de sedimentación generando una superficie de erosión por lavado de lluvia con pérdida parcial de finos. Mercader et al. (2002), plantean que ésto sólo sería posible si hubiese existido una disminución de la lluvia durante un periodo más frío y seco que generó la fragmentación de la vegetación resultando en una superficie expuesta al flujo laminar.

Aunque el significado paleoclimático de la stoneline es controversial y no está comprobado debido a la falta de evidencias paleoambientales obtenidas directamente de su estudio, estas formaciones son presentadas a menudo como evidencias de aridez transcontinental, especialmente durante el último máximo glacial (Mercader et al., 2002).

A pesar de que en algunos casos los clastos dentro de la stoneline se presentan redondeados, evidencia de haber sufrido transporte fluvial extenso o de alta energía, este no es un factor determinante para indicar un origen alóctono lejano de la stoneline ya que los componentes de ésta pueden haber sido transportados durante distancias cortas que no son suficientes para redondearlos (Brown, 2004). Es decir, los clastos más redondeados de la stoneline pueden ser aluviales removilizados, habiendo sido sometidos a un proceso aluvial que generó su redondeamiento y posteriormente removilizados durante un segundo ciclo para formar la stoneline. De hecho no se han encontrado evidencias que sugieran alta energía durante la formación de la stoneline (Mercader et al., 2002).

Ruhe (1959) plantea que para probar un origen erosivo de la stoneline debe haber una discontinuidad litológica, donde el material subyacente a la stoneline sea roca meteorizada y el material suprayacente a la stoneline sea transportado y provenga un material parental diferente. Por su parte Schaetzl y Weisenborn (2004) plantean que la ubicuidad regional de la stoneline es un fuerte indicativo de su origen erosivo.

La tercera teoría se basa en la meteorización química, pérdida de caolinita y colapso del perfil, bajo condiciones de baja energía de erosión superficial constante, sin la necesidad de periodos áridos intensos generados por un cambio climático (Lecomte, 1988; Aleva, 1989).

Son pocos los trabajos que proponen una edad para la stoneline, y aun menos las edades obtenidas por medio de métodos de datación absolutos. Quizás por lo anterior el rango de edades planteadas es muy amplio lo cual inicialmente hace pensar no en un solo evento mundial, sino en eventos locales sucedidos en distintas épocas. Los trabajos consultados que incluyen edades de la stoneline son: Mercader et al. (2002), dentro de su trabajo en Guinea Ecuatorial, asigna a la stoneline una edad de finales del Pleistoceno (1.8 Ma). Braucher et al. (1998b) analizaron las concentraciones de ^{10}Be y con ellas calcularon la tasa de acumulación del elemento con la cual determinaron una edad de 500 000 años. Giresse et al. (1991) plantea que la stoneline se debió formar hace 40 000 años debido a que ésta fue una época de ruptura del equilibrio climático suficientemente húmeda para permitir el transporte a lo largo de las vertientes pero con una cantidad de vegetación tal que no era suficiente para detener la erosión. Fairbridge y Final (1984) apoyan la tesis de Bigarella and Andreade (1965) quienes plantean que la stoneline principal de las latitudes bajas es de edad Wisconsinense tardío lo cual coincide con la fase pleniglacial de hace 18 000 años cuando la aridez extrema afectó gran parte de las tierras tropicales bajas. Por su parte Modenesi-Gauttieri y Motta de Toledo (1996), plantean que la formación de la stoneline podría corresponder a fases de acumulación y erosión percibidas en el Último Máximo Glacial, específicamente en el Abra Estadial (hace 11 000 a 10 000 años) de la secuencia Climática-Vegetacional Andina (Van der Hammen, 1982)

4.3.3 Estado del Arte

Dentro de los trabajos realizados sobre la "stoneline", principalmente desarrollados en África tropical y en Brasil, los cuales en su mayoría son teóricos y morfológicos, cabe resaltar algunos trabajos actuales sustentados en resultados de campo y laboratorio como son los de Mercader

et al. (2002), Brown et al. (2004), Braucher et al. (1998a) y Braucher et al. (2004).

Braucher et al. (1998a), analizaron en Burkina Faso, África, las concentraciones del isótopo cosmogénico ^{10}Be en gravas de cuarzo para relacionar los materiales de la stoneline con venas de cuarzo próximas (figura 11). Posteriormente, Braucher et al. (2004) demostraron que una concentración constante de ^{10}Be en la stoneline es evidencia de un origen alóctono, mientras que el aumento sistemático de ^{10}Be a lo largo de la stoneline y distanciándose de la fuente demuestran un desarrollo autóctono, con lo cual incluso es posible cuantificar las tasas de desplazamiento lateral.

Braucher et al. (1998b), realizaron en tres localidades de Brasil un estudio similar al de Burkina Faso. Como se dijo anteriormente, los autores analizaron las concentraciones de ^{10}Be y con ellas calcularon la tasa de acumulación del elemento y así obtuvieron una edad posible para la stoneline de 500 Ka. En el artículo se plantea que la stoneline se formó por lavado superficial lo que generó la dispersión de cuarzos alóctonos seguido inmediatamente por depositación coluvial de material laterítico meteorizado

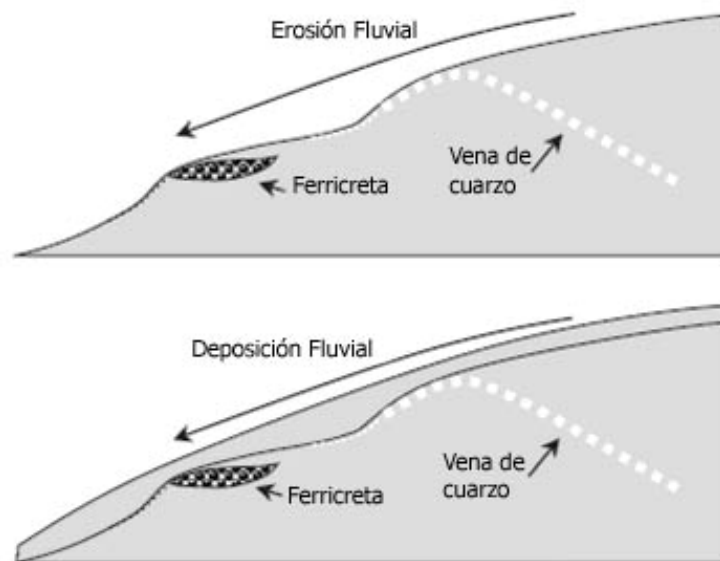


Figura 11. Teoría de la formación de la stoneline por procesos erosivos – depositacionales sobre venas de cuarzo y ferricretas tomando en cuenta la relación inversa entre la densidad de la stoneline y la profundidad (Tomado de Brown et al., 2004)

El trabajo de Mercader et al. (2002) analiza el estado de restos arqueológicos dispuestos directamente sobre la stoneline en una zona de Guinea Ecuatorial, África. Los autores analizan el grado de fracturamiento de los restos o herramientas, las pátinas, la disposición sobre la

superficie, el estado de los filos de las herramientas de corte, el grado de abrasión, la presencia de residuos de roca generados al fabricar herramientas, etc. Estos factores se analizan para determinar principalmente si hubo transporte posterior a su depositación y si estuvieron expuestos durante un periodo largo a eventos climáticos de alta energía. Los resultados de estos autores sugieren un origen por procesos erosivos.

Brown et al. (2004) llevaron a cabo análisis de K y elementos de tierras raras para buscar diferencias composicionales entre los suelos suprayacentes y el saprolito infrayacente a la stoneline en Uganda. Su objetivo principal era determinar si el material suprayacente a la stoneline era fundamentalmente alóctono o autóctono (transportado a la superficie por termitas). Los autores establecen criterios para asignar un origen por bioturbación a la stoneline y una vez aplicados estos criterios a su zona de estudio, encontraron que la stoneline no había sido generada por las termitas, aunque no pudieron probar si los clastos que la componían eran alóctonos o autóctonos.

4.3.4 Stoneline en la zona de estudio

Basados en su continuidad aerea, su posición estratigráfica y la actual geomorfología, López et al. (sometido) consideran que la stoneline es el último evento erosivo generalizado que ocurrió en el altiplano y que no modificó substancialmente la topografía original.

La stoneline es consecuencia de un fenómeno regional y un elemento común en la estratigrafía de los altiplanos del departamento de Antioquia. En la zona de estudio se presenta como una capa continua de arena gruesa o clastos de cuarzo, gibbsita o nódulos de hierro embebidos en una matriz arcillosa (Figura 12) muchas veces mezclada con minerales procedentes de ceniza volcánica.

Por su parte Hermelin (1993) señaló que la composición y tamaño de los clastos dependen del material disponible y que su continuidad está controlada por la topografía de la zona, de tal manera que se presenta en pendientes hasta de 30° y no es continua en zonas planas, como terrazas aluviales, donde no hay suficiente energía para el transporte.

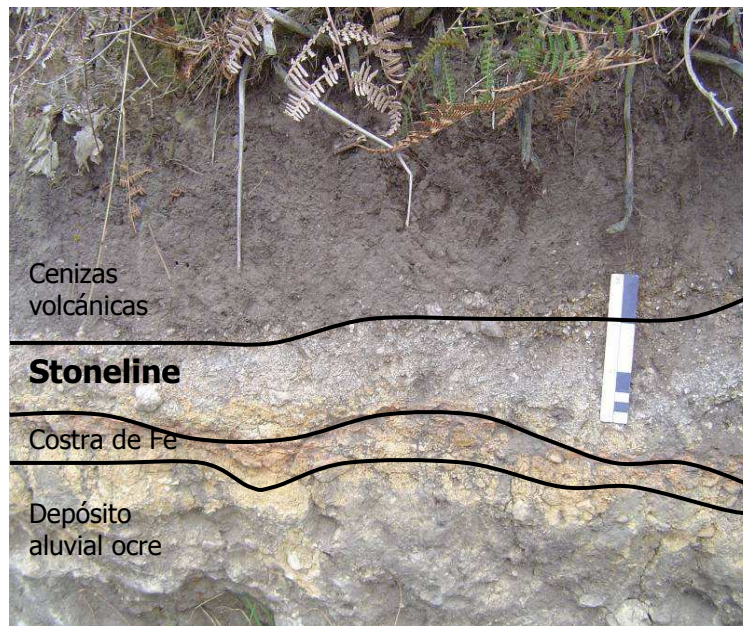


Figura 12. Stoneline en la estación FSO 19

Al momento de correlacionar las diferentes stonelines no se encontró un patrón respecto a su ubicación en las vertientes, es decir, parte baja, media o alta. Además de lo anterior, se encontró que la stoneline presenta una distribución espacial aleatoria que dificulta su correlación.

En la zona de estudio, y en general en el departamento de Antioquia, la conservación de la stoneline está fuertemente relacionada con las cenizas volcánicas que la recubren. Tanto las cenizas volcánicas como la stoneline juegan un papel importante en la evolución reciente de los suelos y de los estratos subyacentes, protegiendo éstos de procesos erosivos ya que conforman una barrera efectiva a la penetración del agua y las raíces en el subsuelo (Hermelin, 1993, Kadomura & Hori, 1990).

En Santa Rosa de Osos, localizada aproximadamente a 25 km al noreste de la zona de estudio, Hermelin (1990) obtuvo con C^{14} una edad de 38 Ka años BP para los depósitos aluviales ubicados sobre lo que interpretó como el equivalente de la stoneline.

La formación de la stoneline es mas joven que la última inversión magnética (730 000 años) debido a su presencia en el tope de la terraza de Río Negro en el Valle de San Nicolás, la cual según Page y James (1981) es normalmente polarizada (Toro et al., 2006)

Cristales de circones volcánicos más jóvenes mezclados con materiales del horizonte gley y ubicados en la parte superior de la stoneline fueron datados con trazas de fisión por Toro (1999)

en 0.350 ± 0.05 Ma y aquellos ubicados en el límite inferior arrojaron una edad de 0.44 ± 0.09 Ma. Con estos resultados Toro (1999) concluyó que las cenizas volcánicas jóvenes depositadas sobre la stoneline no son mayores a 0.350 ± 0.05 Ma.

En algunos casos se distingue claramente que la matriz que soporta los clastos de la stoneline está conformada por material percolado procedente de las cenizas volcánicas suprayacentes (Figura 13). En otras ocasiones se aprecia que el material de la matriz de la stoneline presenta las mismas características de los depósitos infrayacentes, lo cual puede indicar que hubo un proceso erosivo que removió el material fino de la parte superior de estos depósitos dejando como evidencia la stoneline, o la otra posibilidad sería que hubo dos eventos depositacionales con características composicionales similares, de tal manera que la stoneline constituiría los remanentes de depósitos no existentes en el presente registro estratigráfico.



a.

b.

Figura 13. a. Stoneline en la estación FSO 07; b. Stoneline en la estación FSO 11

Ya que la matriz es fácilmente transportable, ésta puede erosionarse o percolarse durante la formación de la stoneline. Por lo anterior, la composición y tipo de clastos de la stoneline son aspectos fundamentales para correlacionar la stoneline con los estratos infrayacentes.

En algunos casos se encuentran cuarzós centimétricos subredondeados a angulares (Figura 14) que no se encuentran en los depósitos infrayacentes lo cual indica que puedan provenir de diques. Aunque se conoce de la existencia de diques asociados al Batolito Antioqueño y a las

rocas metamórficas y que se observó su truncamiento por la stoneline en la región de Rionegro (Hermelin, comunicación oral 2006), no se encontró ningún dique en la zona de estudio.

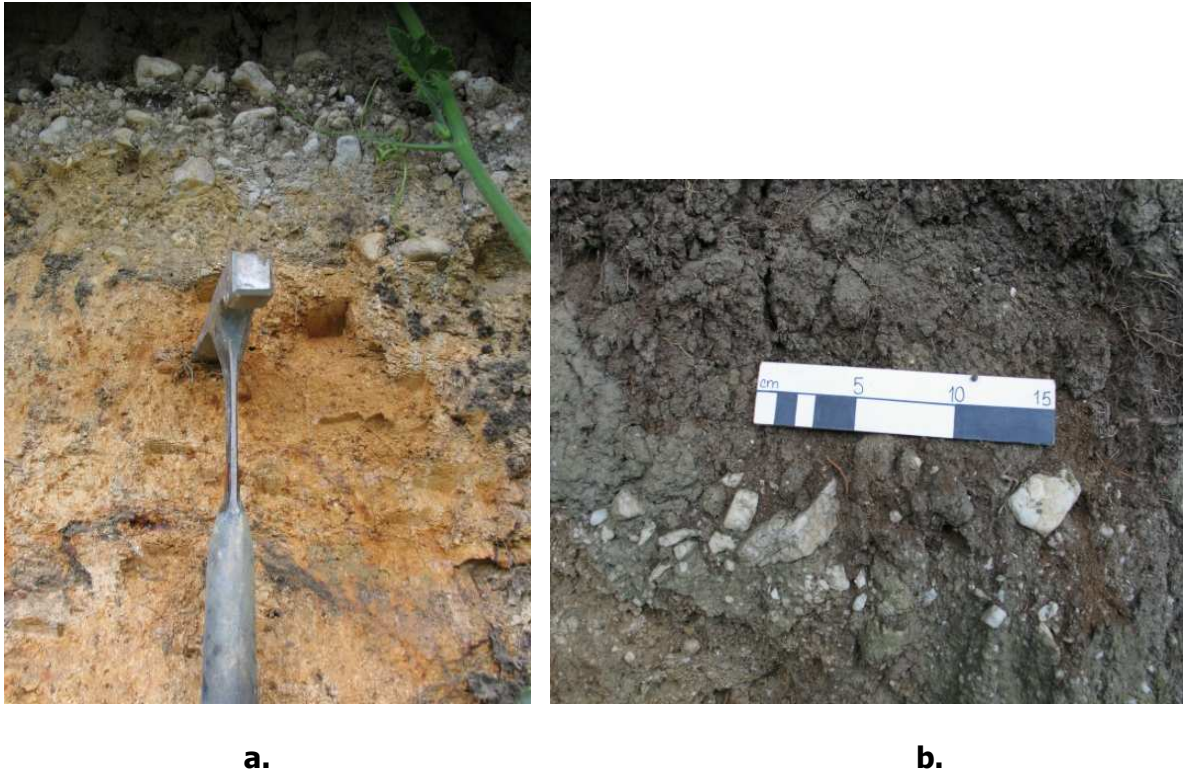


Figura 14. Detalle de los clastos de cuarzo de la stoneline. a. Clastos subredondeados, estación FSO 15; b. Clastos subangulares, estación FSO 10

En la zona de estudio es difícil explicar el origen de la stoneline por medio de bioturbación debido a la ausencia de termitas u otros organismos vivos capaces de arrastrar material del subsuelo y generar túneles que faciliten el movimiento hacia abajo de clastos centimétricos como los que se encuentran en la stoneline. Además, suprayaciendo la stoneline se encuentran cenizas volcánicas, de las cuales no pueden provenir los cuarzós centimétricos que componen la stoneline. Se puede aducir que la formación de la stoneline se produjo antes de la depositación de la ceniza volcánica y los clastos que conforman la stoneline fueron ubicados por bioturbación procedente de estratos subyacentes, pero esta teoría es poco probable debido a que en muchos casos, los estratos subyacentes a la stoneline son depósitos fluviales con arena gruesa y con pocos clastos centimétricos de cuarzo.

García y Hermelin (2004) plantean que la stoneline es en sí misma evidencia de un corto periodo erosivo de condiciones especiales durante el Pleistoceno superior. En zonas cercanas a la estudiada, otros eventos erosivos mucho más fuertes están evidenciados por la presencia de

inselbergs o “peñoles” en áreas cercanas a la zona de estudio. Otra evidencia de erosión es la presencia de terrazas escalonadas que indican un descenso del nivel de las llanuras aluvial de corrientes como el Río Negro y sus afluentes. Estos dos últimos fenómenos, cuya edad se estudia en estos momentos, son mucho más antiguos que el emplazamiento de la stoneline. Por su parte Hermelin (1993) plantea que la stoneline se formó como consecuencia de cortos periodos de erosión superficial, posiblemente generada en condiciones secas que modificaron el sistema morfodinámico y probablemente destruyeron la cubierta vegetal existente. Su corta duración fue deducida del hecho que los perfiles antiguos de suelo derivados del saprolito de cuarzdiorita, los sedimentos de terraza no consolidados y las cenizas volcánicas más antiguas fueron parcialmente preservados y siguen la topografía del terreno actual.

4.4 Depósitos

4.4.1 Depósitos aluviales (Qal)

Corresponden a materiales generados por la dinámica fluvial de la zona. Las quebradas y corrientes de menor jerarquía erodan y transportan gran cantidad de materiales desde las partes altas de las cuencas, cuando transcurren sobre las bajas pendientes que caracterizan los remanentes de antiguas superficies de erosión, se favorece la depositación de los sedimentos (Rendón, 2006). Según Botero (1963) posiblemente fueron depositados durante el Plioceno Pleistoceno.

Se presentan como acumulaciones no consolidadas de material coluvial y aluvial por lo general altamente descompuestos. Contienen arcillas, limos, arenas y gravas gruesas mal seleccionadas usualmente sin estratificación, constituidas por clastos subredondeados de cuarzo y en algunas ocasiones pequeños bloques meteorizados de rocas metamórficas y algunos bloques ígneos procedentes de las localidades vecinas. Algunas veces presentan nódulos de hierro y en algunas ocasiones acumulaciones de gibbsita formadas posiblemente a raíz de una bioturbación *in situ* (estaciones FSO 08 y FSO 11).

Su textura varía ampliamente (Figura 15), desde estratos de 20 a 30 cm de espesor de gravas gruesas con poca matriz arenosa asociadas a canales (estación FSO 14), hasta acumulaciones de material arcillo arenoso a arcilloso de espesor variable (estaciones FSO 05, FSO 12, FSO 17, etc.). Este tipo de depósito arcillo arenoso es el más abundante en la zona de estudio y presenta usualmente un color ocre característico, aunque en algunas estaciones se distinguen

estratos con la misma textura pero que se caracterizan por presentar un color rojo intenso y por la presencia de gibbsita in situ (estaciones FSO 08, FSO 09 y FSO 11), observar Figura 7.

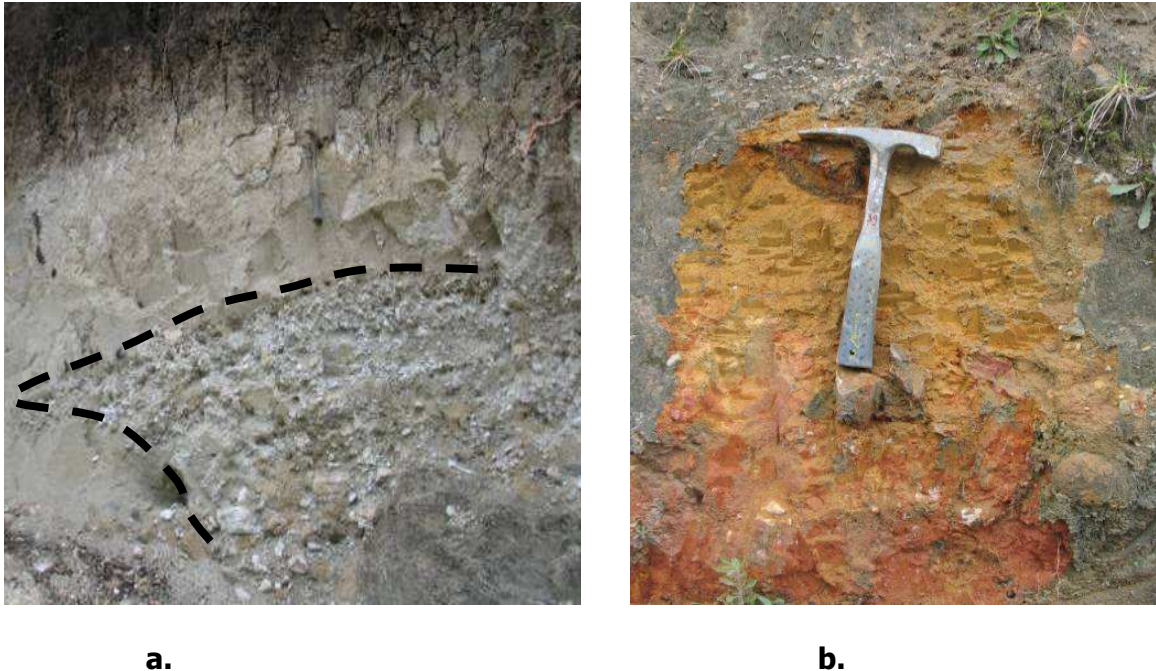


Figura 15. Depósitos aluviales. a. Gravas gruesas típicas de canales (estrato 3, estación FSO 14); b., horizontes arcillo arenosos, estrato 3 y 4, estación FSO 06 (Obsérvese la variación vertical de color)

En la zona de Llano de Ovejas hay pequeños depósitos aluviales relacionados con los drenajes actuales, pero para Rendón (2006), los mayores depósitos (con un área de 10 ha), ubicados en la parte plana de la zona, no presentan una correlación geomorfológica directa con el actual sistema de drenaje en cuanto a su orientación y dinámica. Incluso, hacia los extremos del depósito, las quebradas se presentan fuertemente incisadas en medio de los depósitos.

En cuanto al espesor total de los depósitos aluviales, Rendón (2006) mediante métodos geoelectrónicos en sondeos realizados en la zona plana del área de estudio cerca de la Hacienda Flandes, les asigna un espesor que oscila entre 7.5 y 15.5 m.

4.4.2 Depósitos de vertiente

En las partes bajas de las laderas o en lugares de poca inclinación en medio de las vertientes, se encuentran acumulaciones de materiales derivados de las laderas circundantes que constituyen depósitos de vertiente o coluviales altamente meteorizados. Estos depósitos, producto de la

acción combinada de la gravedad y el agua presentan características morfológicas particulares en respuesta a los factores que definieron su generación (Rendón, 2006).

Su disposición geográfica coincide al norte con la disposición de las principales fallas del sistema Belmira Occidental, mientras que los depósitos ubicados al sur del área se relacionan claramente con los drenajes ubicados en las vertientes. Hacia el occidente de la zona de estudio (estaciones FSO-08 y FSO-09) los depósitos presentan mayor espesor asociados a las vertientes de pendiente pronunciada ubicadas en las rocas metamórficas.

Estos depósitos fueron generados posiblemente por flujos de escombros cohesivos y lentos en un sistema de baja energía lo cual podría explicar el hecho que presenten una mala selección además de la falta de imbricación de sus clastos.

Cartográficamente son fácilmente identificables por sus características geomorfológicas contrastantes respecto al entorno, pero texturalmente algunos son difíciles de distinguir respecto a los depósitos aluviales, ya que ambos están altamente meteorizados.

En general están compuestos por bloques usualmente meteorizados de rocas metamórficas (Figura 16) y algunos pocos bloques ígneos mas meteorizados, embebidos en una matriz arcillosa a arcillo arenosa (estación FSO 15). Son en su mayoría depósitos inmaduros lo que se evidencia entre otras cosas por la presencia de cuarzo con fracturas concoidales.

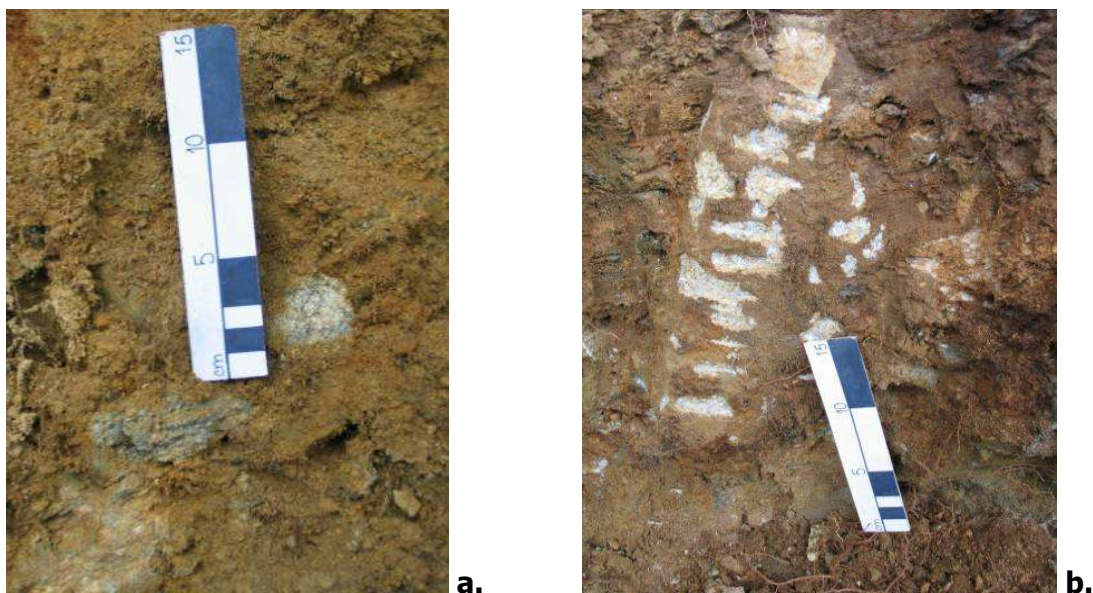


Figura 16. Bloques metamórficos embebidos en depósitos de vertiente, a. Bloques meteorizados (estrato 6, estación FSO 02); b. Bloque frescos (estrato 4, estación FSO 15)

4.5 Lateritas, costras de Fe

La presencia y movilización de hierro en las zonas de estudio es una característica importante propia de las zonas tropicales asociada al contenido de hierro de los materiales geológicos. Este elemento, gracias a la presencia de agua, se moviliza muy fácilmente a lo largo del perfil debido a las fluctuaciones constantes del nivel freático llegando incluso a teñir el pavimento en los cortes de carretera recientes (Figura 17)



Figura 17. Obsérvese como el hierro movilizado tiñe el pavimento de la vía construída en 1995, adyacente a la estación FSN 14 (Valle de San Nicolás), foto tomada en octubre 2006

La presencia de acumulaciones de óxidos e hidróxidos de hierro, desde láminas milimétricas las cuales marcan un límite transicional, hasta costras de hierro de varios centímetros de espesor que constituyen un límite neto, son un rasgo constante en la zona de estudio. Prácticamente dentro de todos los estratos se distinguen pequeñas laminaciones de hierro discontinuas y aisladas y en algunos casos se aprecian costras que constituyen contactos netos en algunos depósitos. Un rasgo importante es la presencia, en muchas de las columnas estudiadas, de costras de hierro asociadas tanto a la base de las cenizas volcánicas como a la base de la stoneline.

Para las costras de hierro en la base de las cenizas volcánicas se propone un origen por lavado del hierro de las mismas cenizas de arriba hacia abajo, el cual se acumula en el contacto inferior de las cenizas.

Respecto a la costra ubicada en la base de la stoneline, hay evidencias de que la infiltración del hierro en los perfiles es de abajo hacia arriba, debido a que los clastos de cuarzo redondeados de la stoneline presentan en la base una pátina de hierro (Figura 18)



Figura 18. Obsérvese la línea de acumulación de hierro ubicada en la parte central del clasto de cuarzo, estación FSN 49 (Valle de San Nicolás).

5. PRINCIPIOS DEL MÉTODO DE DATACIÓN: FOTOLUMINISCENCIA

La técnica de datación por luminiscencia o OSL (Optical Stimulated Luminescence) presenta ventajas en términos de rango de edades (figura 19) y tipo de material con respecto a métodos de datación como carbono 14 y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Fattahi & Stephen, 2002). Esta técnica, derivada del método de termoluminiscencia, fue desarrollada por Huntley et al. (1985), quienes la obtuvieron mientras buscaban un método que les permitiera datar directamente los granos minerales de un sedimento, y evitar así la necesidad de tener presente materia orgánica para aplicar el método de carbono 14, el cual en esa época era el más usado para sedimentos recientes.

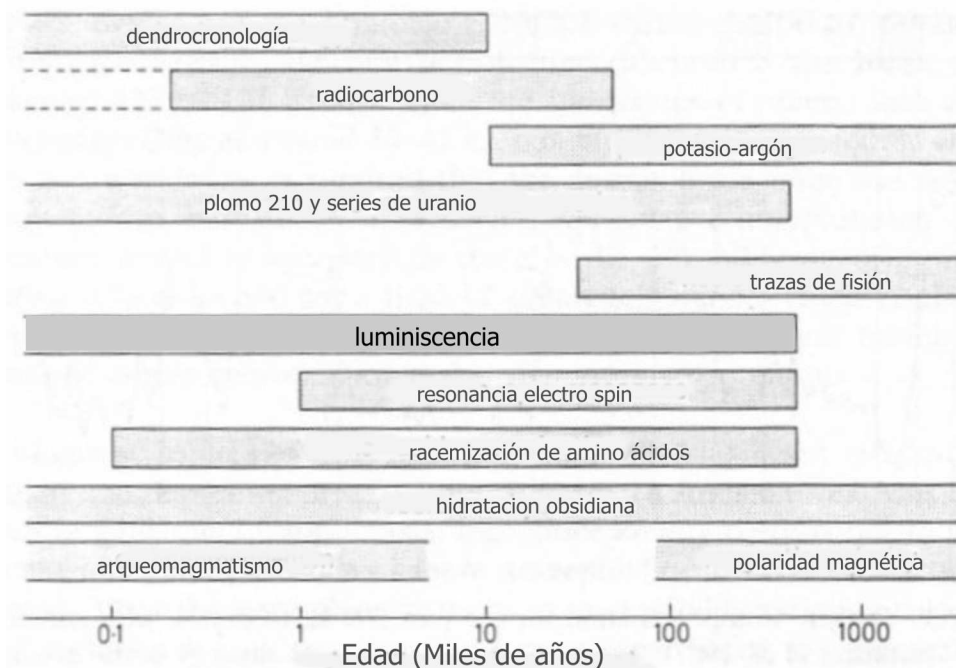


Figura 19. Comparación del rango de aplicación de diferentes técnicas de datación respecto a la Fotoluminiscencia (Adaptado de Aitken, 1998)

La característica principal de este método es que data el último momento en que un material fue expuesto a la luz. En el caso de los depósitos estima la edad de la depositación, lo cual no sólo es importante para la correlación de cuerpos separados geográficamente, sino también para facilitar el estudio paleoclimático y paleoambiental. Una gran ventaja del método es que utiliza como materia prima el cuarzo, el cual es uno de los minerales más resistentes y abundantes en los diferentes climas. Otras aplicaciones del método incluyen reconstrucción ambiental, arqueología, ciencias forenses y el estudio de desastres naturales, entre otros.

Aitken (1998) plantea que mientras dura la exposición de un material a la luz su señal latente es

cercana a cero. Cuando la luz es suprimida al ser enterrado el material (*bleaching event*), esa señal latente comienza a aumentar debido que está expuesto a un débil flujo de radiación ionizante proveniente del torio, uranio y potasio-40 que se encuentran en el sedimento, así como también de los rayos cósmicos y del rubidio-87 (figura 20).

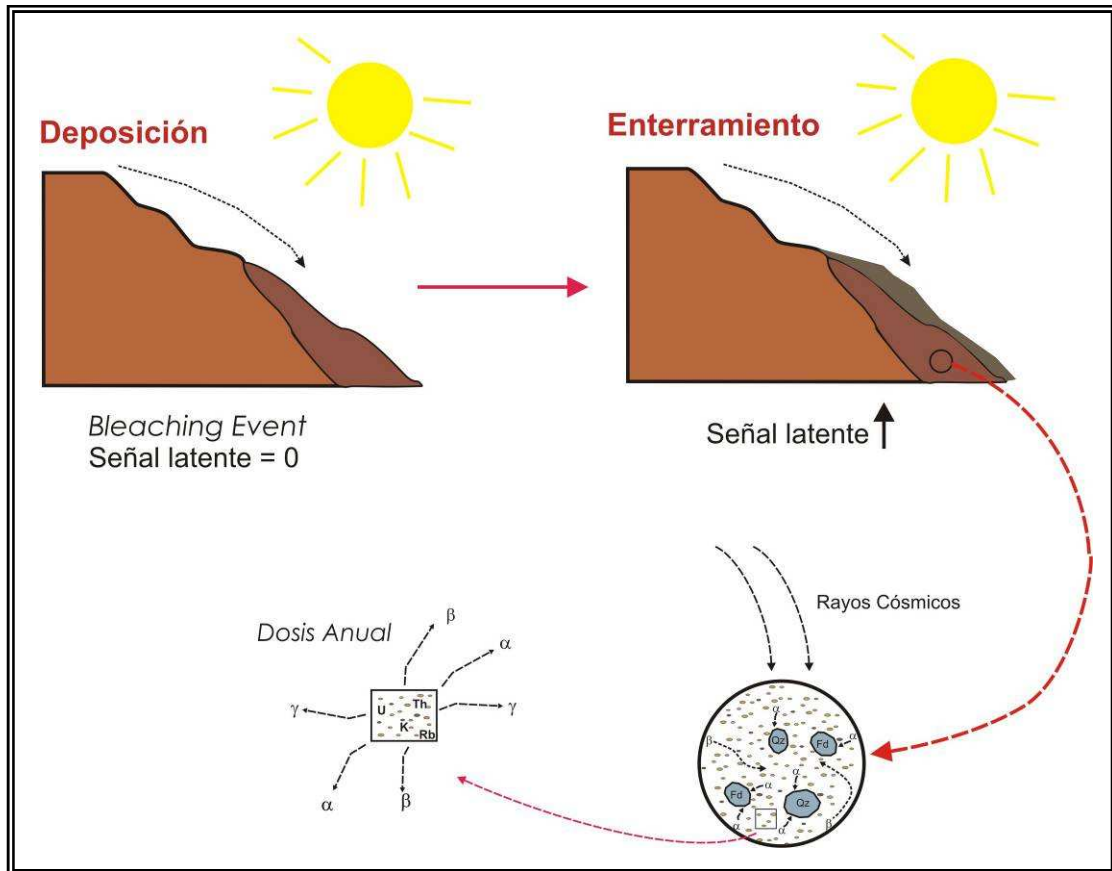


Figura 20. Principios a escala macro del método de fotoluminiscencia

El proceso de datación consiste básicamente en que una vez preparada la muestra de granos de cuarzo ó feldespato (los cuales en ningún momento pueden ser expuestos a la luz solar) ésta es expuesta a un rayo controlado de luz, con características semejantes a la luz solar, de tal manera que el mineral emite una señal luminiscente, proporcional a la energía acumulada desde del último momento de exposición, la cual se mide con un fotomultímetro (figura 21).

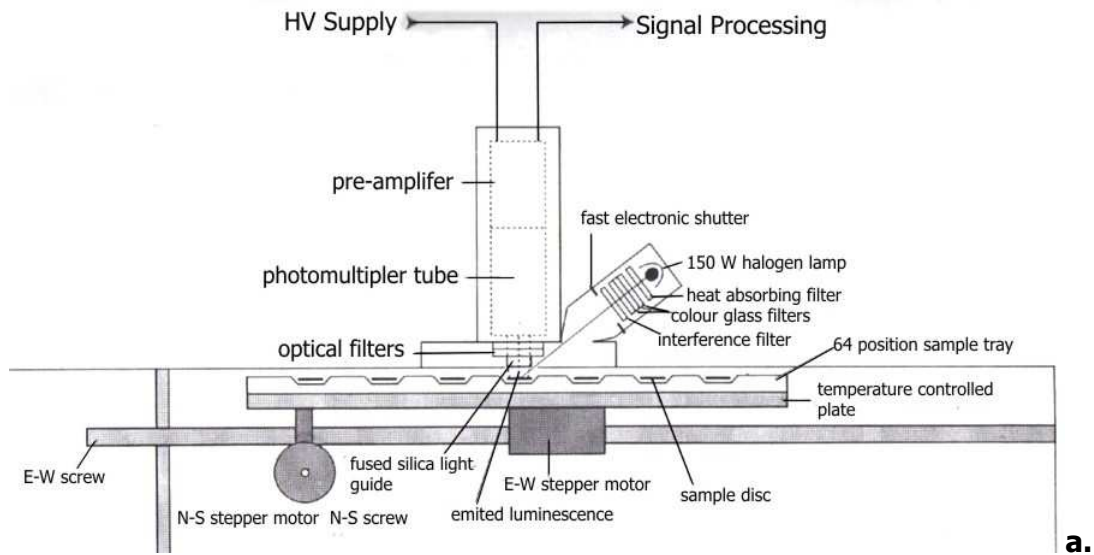


Figura 21. Fotomultímetro. a. Esquema de un fotomultímetro; b. Fotomultímetro RISØ TL/OSL Modelo DA-20 (Tomado de Aitken, 1998)

La porción de granos de tamaño arena fina sometida al proceso de datación se denomina *alícuota*. La señal obtenida de la muestra se compara con las señales adquiridas de porciones a las cuales se han administrado dosis conocidas de radiación nuclear desde una fuente radioisotópica calibrada. Esto permite la evaluación de la *paleodosis*, la cual es la dosis de radiación nuclear necesaria para inducir una cantidad de luminiscencia igual a la adquirida luego del evento *bleaching* más reciente (última exposición a la luz solar) (Aitken, 1998)

La edad por datación con fotoluminiscencia es obtenida según la siguiente ecuación:

$$Edad = \frac{Paleodosis(Gy)}{DosisAnual(Gy/a)} \approx \frac{Paleodosis(Gy)}{(aD\alpha W + D\beta W + D\gamma W) + Dc}$$

Donde:

W = contenido de agua

a = coeficiente de atenuación de la radiación alfa

$D\alpha$ = radiación alfa

$D\beta$ = radiación beta

$D\gamma$ = radiación gamma

Dc = radiación cósmica

En otras palabras, la edad se obtiene a partir del cociente entre la energía total acumulada durante el período de enterramiento (*paleodosis*) y la *dosis anual* de radiación que ha recibido el mineral. Si ha recibido poca dosis cada año (*dosis anual*) y acumulado mucha energía (*paleodosis*) la edad es alta. Si la *dosis anual* era muy grande, la edad será menor aunque la energía sea la misma (figura 22). Por eso es tan importante medir la dosis anual. Esta dosis anual depende a su vez de factores internos y externos. La radioactividad interna depende de la concentración de elementos radioactivos que tenga el mineral, mientras que la externa está en función de la concentración de elementos radioactivos que contenga el sedimento donde se encontraba el mineral datado y de los rayos cósmicos en el ambiente.

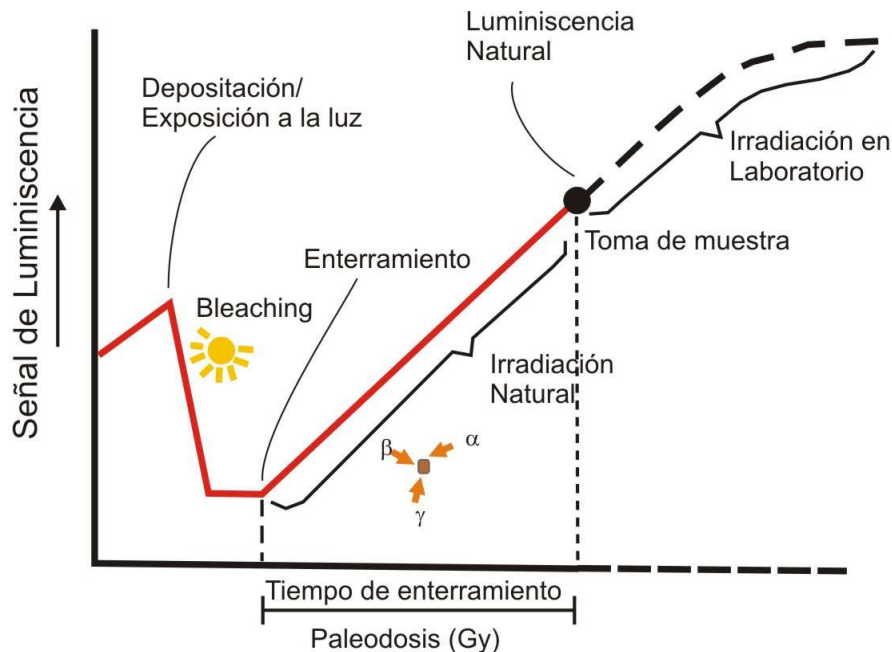


Figura 22. Gráfica del comportamiento de la señal de luminiscencia de una muestra, según el tiempo de enterramiento y exposición a la luz (Adaptado de Aitken, 1998)

Tomando como base un grano de cuarzo, el proceso anterior se puede explicar a nivel atómico (figura 23) de la siguiente manera: los átomos radiactivos presentes en los materiales que rodean un cristal de cuarzo sepultado que no recibe luz, así como los átomos que conforman el cristal, liberan partículas α , β y γ que pueden desalojar a los electrones de sus posiciones normales en su órbita alrededor del núcleo. En ocasiones los electrones liberados quedan atrapados en un defecto de la estructura cristalina del cuarzo. Esas trampas de cristal se llenan gradualmente con electrones, a un ritmo regular en el tiempo. Si se conoce ese ritmo (dosis anual) y es posible hacer un conteo de los electrones atrapados (paleodosis), se puede calcular cuánto tiempo ha pasado desde que el cuarzo estuvo expuesto por última vez a la luz del día. La luz comunica suficiente energía a los electrones atrapados para liberarlos y permitirles volver a su lugar original haciendo que el reloj vuelva a cero; es por esto por lo que la medición se debe hacer en un cuarto iluminado únicamente con luces rojas especiales muy tenues (con filtro UV y filtro naranja), en el cual se colocan los granos de cuarzo en una máquina que les dispara un haz de fotones, liberando los electrones atrapados. Cuando los electrones se instalan nuevamente en su órbita liberan un poco de energía en forma de luz (luminiscencia). Midiendo esa luz, es posible saber cuántos electrones estaban atrapados y calcular la antigüedad de los especímenes.

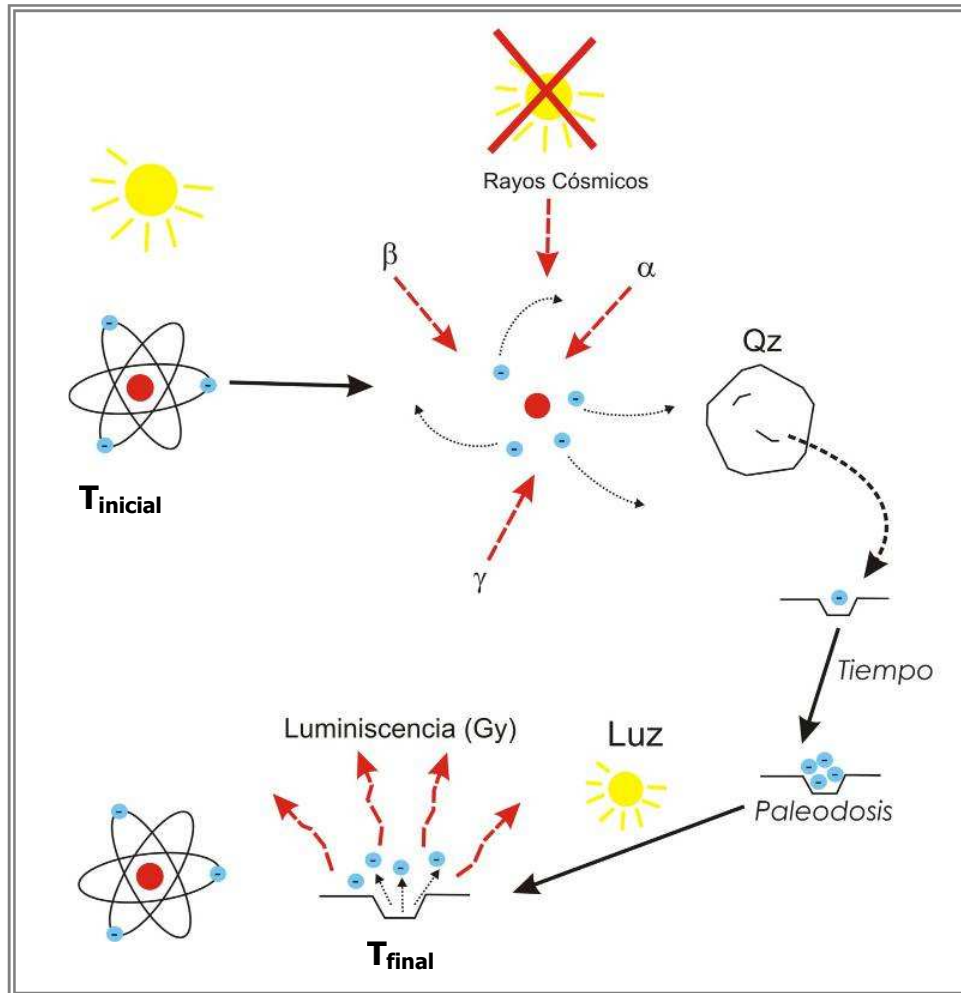


Figura 23. Principios a escala atómica del método de fotoluminiscencia

6. METODOLOGÍAS PARA LA TOMA, PREPARACIÓN Y DATACIÓN DE MUESTRAS DEL TRÓPICO HÚMEDO PARA SU DATACIÓN CON FOTOLUMINISCENCIA

En este capítulo se incluyen los protocolos detallados para la preparación preliminar de muestras arcillosas típicas del trópico húmedo realizada en el Laboratorio de Luminiscencia de la Universidad EAFIT para su posterior envío al Laboratorio de Arqueometría y Geocronología (AGE Laboratory) de la Universidad McMaster en Canadá.

6.1 METODOLOGÍA PARA LA TOMA DE MUESTRAS EN CAMPO PARA DATACIÓN CON FOTOLUMINISCENCIA

Como se planteó anteriormente, el aspecto más importante de la toma de muestras para fotoluminiscencia es que estas no pueden ser expuestas a la luz en ningún momento. Además de lo anterior, los afloramientos estudiados eran verticales, presentaban un alto contenido de humedad y poco contenido de cuarzo, por lo cual se construyó un aparato percutor para la extracción de muestras para fotoluminiscencia en el trópico húmedo (Figura 24).

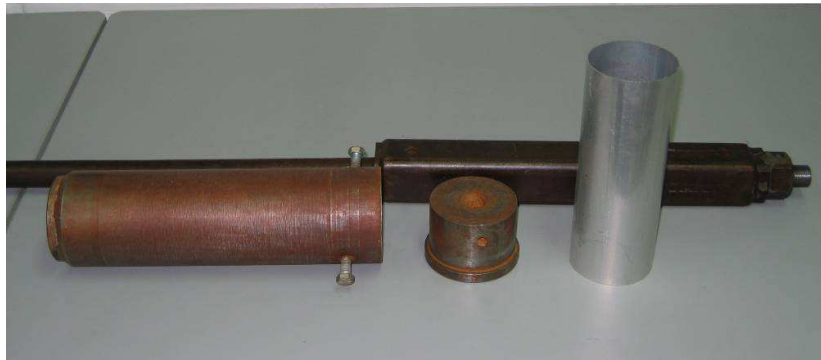
Este aparato consiste en un tubo de acero altamente resistente al impacto, con un extremo afilado y una muesca interna para alojar y sostener un tubo desechable de aluminio de calibre medio de 20 cm de longitud y 10 cm de diámetro el cual albergará la muestra. Para cerrar el tubo de acero se coloca una tapa de acero que se asegura con tornillos y que tiene en su parte central una rosca en la cual se introduce un émbolo.

Luego de la extracción de la muestra se introduce un gamaespectrómetro para calcular los rayos gamma y cósmicos que inciden en esta, los cuales son necesarios para el cálculo de la edad.

Teóricamente se considera que hay una misma incidencia de rayos cósmicos en un radio de aproximadamente 30 cm alrededor de un punto, por lo anterior, la profundidad de la toma de muestra debe ser mínimo de 50 cm desde la base del perfil. Además, se debe limpiar la superficie del perfil a adatar y evitar las zonas con bioturbación para no alterar los resultados.

6.1.1 Materiales necesarios

- Equipo de extracción de muestras: tubo extractor de acero, tapa de acero con rosca central, equipo de percusión para tubo tipo Shelby adaptado (Figura 24)



a.



b.



c.

Figura 24. a. Equipo de extracción de muestras; b. equipo de percusión para tubo tipo Shelby adaptado; c. tubo de aluminio, tapa de acero con rosca central, tubo extractor de acero.

- Almadana
- Bloque de madera dura
- Martillo
- Espátula
- Cinta DuckTape
- Alicata o ratchet
- Etiquetas adhesivas
- Bolsas negras especiales para fotografía
- Cuaderno y marcador

6.1.2 Procedimiento

Debido a las características del equipo de toma de muestras son necesarias mínimo dos personas para realizar este procedimiento.

1. Seleccionar el punto de muestreo dentro del estrato de tal manera que no presente bioturbación. Luego se deben retirar del afloramiento las raíces y el material suelto y con una espátula aplanar la superficie donde se apoya el tubo de extracción.
2. Sellar con cinta DuckTape un extremo del tubo de aluminio. Hacer un orificio en la parte central de la cinta y colocar un pedazo de cinta doblada que actúe como una válvula de presión para que el aire pueda salir sin problemas (Figura 25).

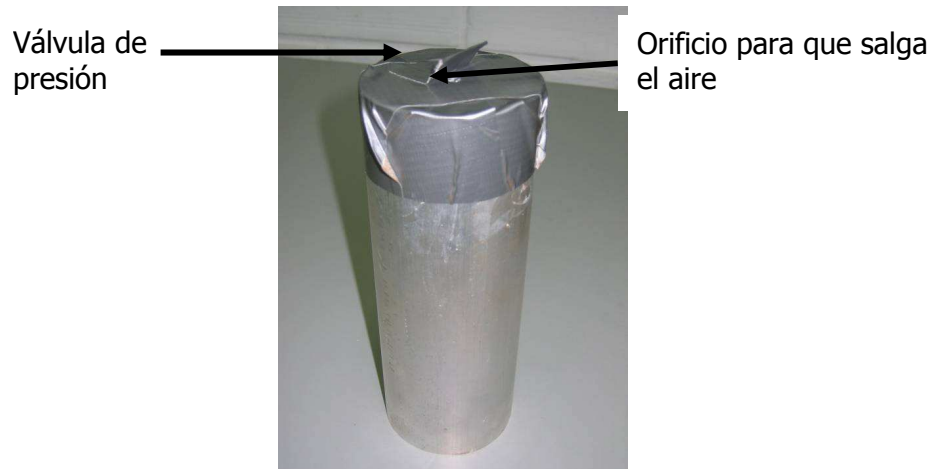


Figura 25. Tubo de aluminio sellado con DuckTape en un extremo con válvula de presión

3. Colocar dentro del tubo extractor de acero el tubo de aluminio con el extremo libre hacia adentro. Cerrar el tubo extractor con la tapa de acero y atornillar firmemente a ambos lados (figura 26)



Figura 26. a. Tubo de aluminio dentro del tubo de acero; b. Tubo de acero con tapa

4. Colocar de forma perpendicular al afloramiento el tubo de extracción sellado sobre la superficie limpia del estrato que se quiere muestrear (figura 27)



Figura 27. Posicionamiento del tubo de acero sobre la superficie limpia y plana

5. Utilizando la almadana y el bloque de madera, introducir el tubo 2 – 4 cm dentro del afloramiento
6. Mientras una persona sostiene el tubo extractor para que no se mueva, otra persona se encarga de atornillar al extremo del tubo extractor el equipo de percusión teniendo cuidado de no rotar el tubo (figura 28).



Figura 28. Acople del equipo de percusión en el tubo de acero

7. Acoplado el equipo de percusión al tubo extractor, se procede a accionar el equipo percutiendo con fuerza las veces que sea necesario hasta haber introducido el tubo extractor de acero en el estrato hasta la altura de los tornillos (figura 29)



Figura 29. Tubo de acero introducido totalmente

8. Accionar el equipo de percusión hacia afuera para extraer el tubo extractor (figura 30). Si el material es muy compacto, utilizando el martillo sedimentario o la espátula se puede retirar material a los bordes para facilitar su extracción.



a.



b.

Figura 30. a. Orificio dejado luego de la extracción; b. Tubo extraído

9. Una vez extraído el tubo de acero se procede a desenroscar el émbolo y se remueve el material adherido a exterior del tubo de acero, luego con el alicate se quitan los tornillos y se remueve la tapa de acero (figura 31).



Figura 31. Apertura del tubo de acero con la muestra extraída

10. Extraer cuidadosamente el tubo interno de aluminio el cual se tapa rápidamente con DuckTape el extremo sin cinta (figura 32).



Figura 32. Sellado del tubo de acero con DuckTape

11. Colocar un adhesivo para marcar el tubo indicando con una flecha la dirección de la toma de muestra, el número de estación, número de estrato, fecha y profundidad (figura 33)



Figura 33. Tubo de aluminio con la muestra debidamente marcado

12. Colocar el tubo de aluminio dentro de una bolsa negra de fotografía para aislar la muestra de luz y cerrar con cinta (figura 34).



Figura 34. a. Introducción del tubo de aluminio con la muestra en una bolsa de fotografía; b. Bolsa de fotografía debidamente cerrada

13. Luego de extraer la muestra, se amplía el agujero dejado por el tubo de acero hasta ~ 30 cm de profundidad y se introduce un gamma espectrómetro para calcular la incidencia de rayos cósmicos y rayos gamma. Si el orificio es muy amplio o que el extremo del tubo del gammaespectrómetro esté muy expuesto, se puede cubrir con el material extraído teniendo cuidado de cubrir la terminal del cable (figura 35).

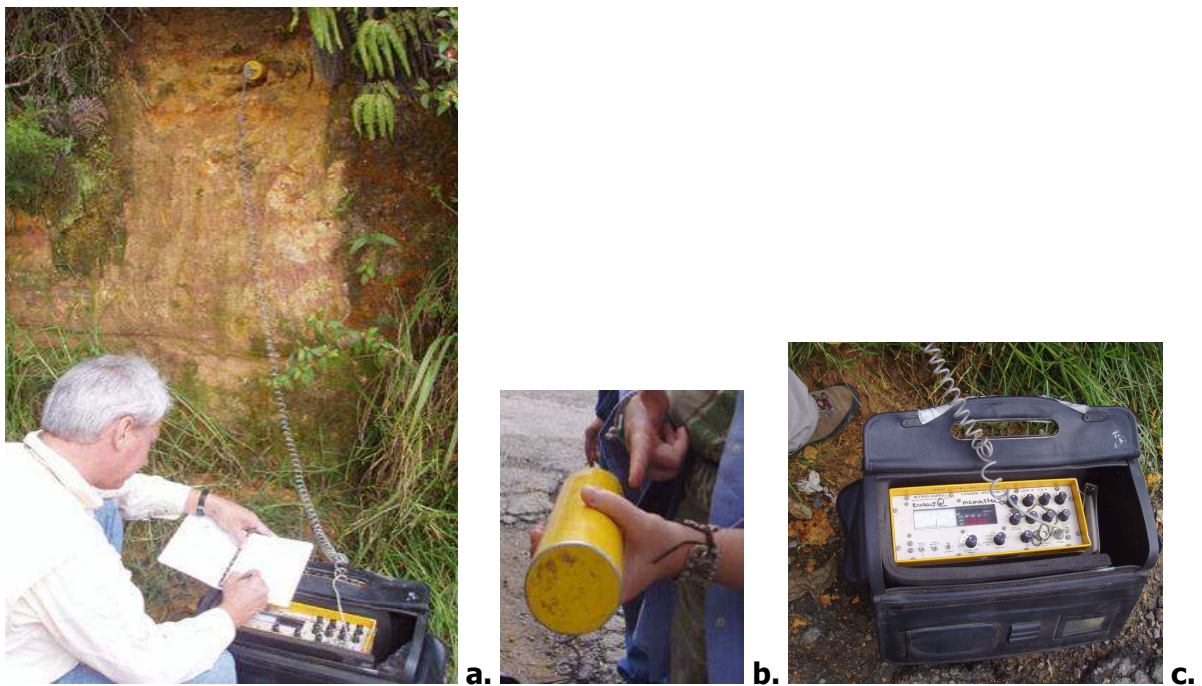


Figura 35. a. Operación del Gamma Espectrómetro Nutmaq-Harwell; b. Detalle del tubo sensor; c. Detalle del equipo lector

6.2 METODOLOGÍA DE PREPARACIÓN PRELIMINAR DE MUESTRAS TÍPICAS DEL TRÓPICO HÚMEDO PARA DATACIÓN CON FOTOLUMINISCENCIA

La construcción del laboratorio de fotoluminiscencia, por ser el primer laboratorio de este tipo en el país, presentó una serie de imprevistos que debían ser resueltos sobre la marcha. Estos imprevistos se relacionaban principalmente con el hecho que el laboratorio no puede presentar ninguna entrada de luz externa, por lo cual son necesarias dos puertas de acceso, las cuales no deben estar abiertas a la vez. Otra característica especial es la necesidad de una campana extractora de gases para poder realizar con seguridad todas las reacciones químicas necesarias. Esta campana, además de ser costosa, desde su instalación y hasta el momento ha presentado complicaciones que entorpecieron la preparación de las muestras.

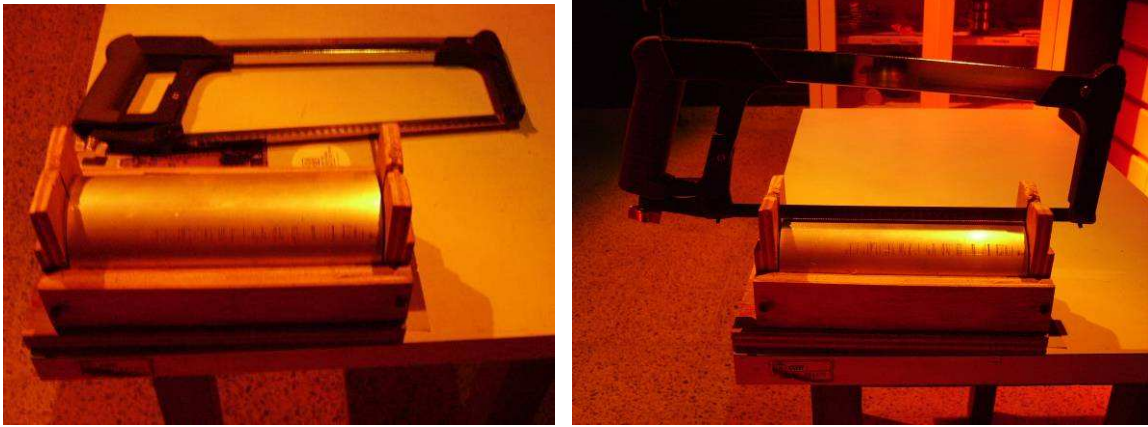
En los diferentes laboratorios de la Universidad EAFIT se cuenta con equipos que podrían haber sido utilizados en diferentes actividades relacionadas con la preparación de muestras para fotoluminiscencia. Debido al hecho que las muestras nunca deben ser expuestas a la luz y a que se contaminan fácilmente con material fino, no fue posible utilizar equipos como cortador de tubos, agitador, etc, que hubiesen facilitado el procesamiento de las muestras. Por lo anterior fue necesario adaptarse a estas condiciones por lo que se construyeron artefactos para uso exclusivo del laboratorio como un soporte de madera para la apertura manual de los tubos.

En cuanto a la metodología seguida para la preparación de las muestras, inicialmente se contó con los protocolos para preparación de muestras para luminiscencia de la Universidad McMaster cedidos por la investigadora Gloria López. Estos protocolos fueron desarrollados para muestras con pocas arcillas como las zonas costeras y desiertos. Por la razón anterior fue necesario adaptar los procedimientos e incluir nuevos pasos y nuevos reactivos para así obtener buenos resultados con las muestras altamente arcillosas típicas del trópico húmedo.

6.2.1 Procedimientos en el laboratorio, cuarto oscuro

Tipo de Muestras: núcleos de sedimentos con alto contenido de arcilla

1. Cortar transversalmente el núcleo de aluminio de 20 cm que contiene el sedimento de tal manera que queden dos mitades iguales. Para esto se remueven las cintas de los extremos del núcleo y se coloca dentro del soporte de madera fijado a una superficie, luego se abre con la sierra (figura 36).

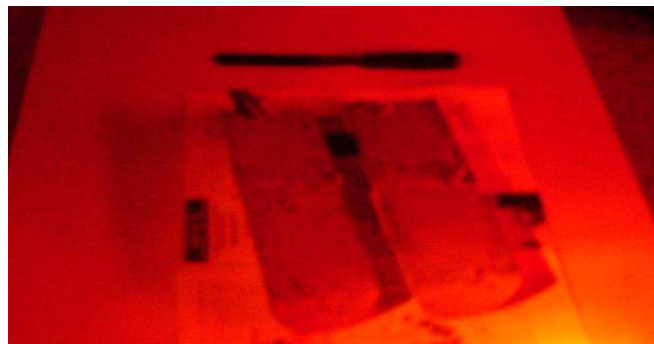


a.

b.

Figura 36. Soporte de tubos de muestreo

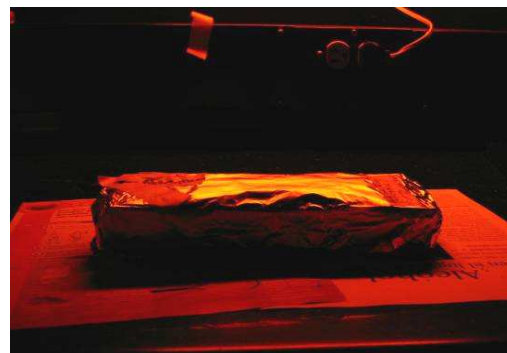
2. Elegir la mitad mas completa, con menos bioturbación y gravas centimétricas. La otra mitad se archiva en una bolsa sellada para evitar pérdidas de humedad, se recubre con dos capas de aluminio (figura 37) y se marca indicando: fecha de apertura del núcleo, número de la muestra, iniciales de la/las personas que abrieron el núcleo, dirección de toma de la muestra (con una flecha) y tipo de muestra: MUESTRA ARCHIVO NO TRATADA.



a.



b.



c.

Figura 37. a. Núcleo dividido en dos mitades; b. Muestra archivo colocada en bolsa sellada; c. Muestra archivo envuelta con aluminio y debidamente marcada

3. Analizar la mitad elegida con una linterna (con filtros) teniendo cuidado de no exponerla directamente al rayo de luz. En la libreta de laboratorio se dibuja un diagrama en el que se indica la presencia de bioturbación, gravas, etc, con la localización de la toma de la muestra.
4. Quitar 3 a 4 cm de ambos bordes dependiendo del estado de los mismos (figura 38). Estos bordes se guardan para el análisis mineralógico en una bolsa aparte marcada con: fecha de apertura del núcleo, número de la muestra y tipo de muestra: MUESTRA ARCHIVO – BORDES.



Figura 38. Núcleo seleccionado con bordes removidos

5. Colocar la muestra que queda en un plato de aluminio de peso conocido y pesarla en húmedo, anotando en la libreta (figura 39).



Figura 39. De izquierda a derecha muestra a tratar (en plato de aluminio), muestra archivo sin tratar y muestra archivo bordes (en bolsa)

6. Secar la muestra en un horno a máximo 60 °C, se puede dejar en el horno hasta el día siguiente.
7. Pesar la muestra seca y registrar peso en la libreta.

8. Remover ~5 g de la muestra seca para análisis químicos (U, Th y K) por NAA (figura 40). Esta fracción se archiva en un envase pequeño de vidrio y se etiqueta correctamente (número de muestra, fecha, iniciales, tipo de muestra: MUESTRA PARA NAA. NO TRATADA)



Figura 40. Daybreak Alpha Counters utilizados para determinar el contenido de U, Th y K (Sheffield Center for Internacional Drylands Research)

9. El resto de la muestra seca se coloca en un beaker grande marcado con el número de muestra y se le agrega CALGON (hexametafosfato de sodio) hasta cubrirla completamente, luego se agita por 5 minutos con un mezclador de vidrio y, si no se cuenta con un agitador magnético o ultrasónico, se deja reaccionando al menos durante una semana dentro de un armario para disminuir la entrada de luz. El CALGON se utiliza con el fin de dispersar las arcillas para facilitar los demás procesos.
10. Tamizar la muestra. Para esto se hace un montaje utilizando un soporte, un anillo grande para soporte, un embudo grande, tres tamices, tres mallas de nylon y un envase de ~1 litro.
 - a. A cada tamiz se le coloca una malla de nylon de diferente tamaño: 212 μm , 150 μm (o 133 μm) y 90 μm , sujeta con un anillo de PVC (figura 41) y se colocan los tamices sobre el embudo de menor a mayor de tal manera que el de 212 μm quede en la parte superior.



Figura 41. a. Tamiz, malla de nylon y anillo sujetador; b. Tamiz con malla al interior con sujetador

- b. En la parte inferior (figura 42) se coloca un beaker o envase grande debidamente marcado para recibir la fracción $< 90 \mu\text{m}$ (limos y arcillas)

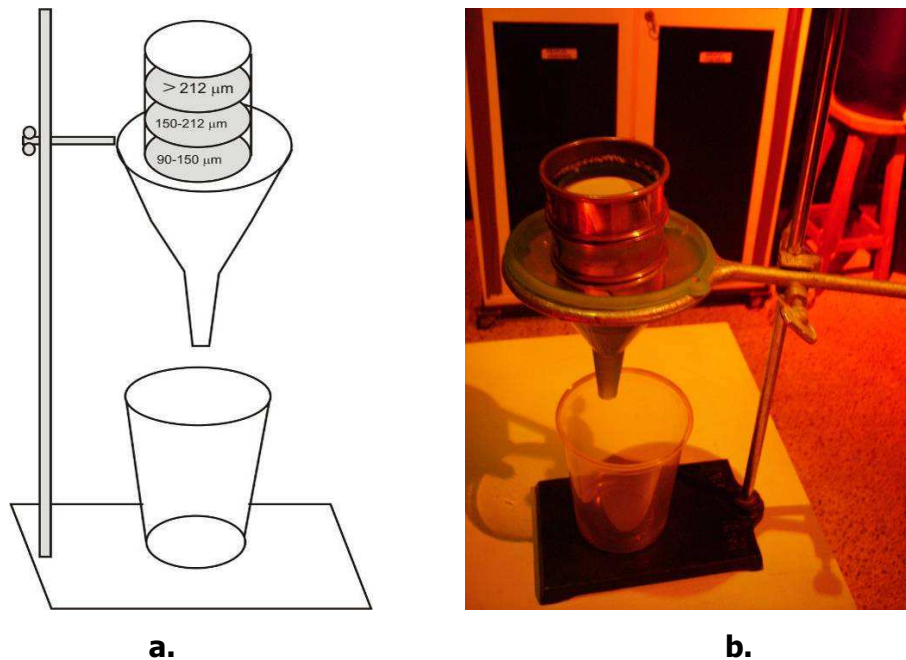


Figura 42. a. Esquema de montaje para tamizado; b. Foto de montaje para tamizado

- c. Antes de tamizar se agita vigorosamente la muestra con un removedor de vidrio por 5 min para facilitar la dispersión de arcillas.
- d. Se coloca una pirámide de muestra en el centro del tamiz superior ($212 \mu\text{m}$) y se agrega agua a chorro con un squeeze hasta que salga limpia y los sedimentos de menor tamaño hayan pasado al tamiz inferior (figura 43). Luego se va colocando cada

fracción en un beaker debidamente marcado (# de muestra, # de fracción, MUESTRA NO TRATADA). Esto se repite hasta acabar con toda la muestra.

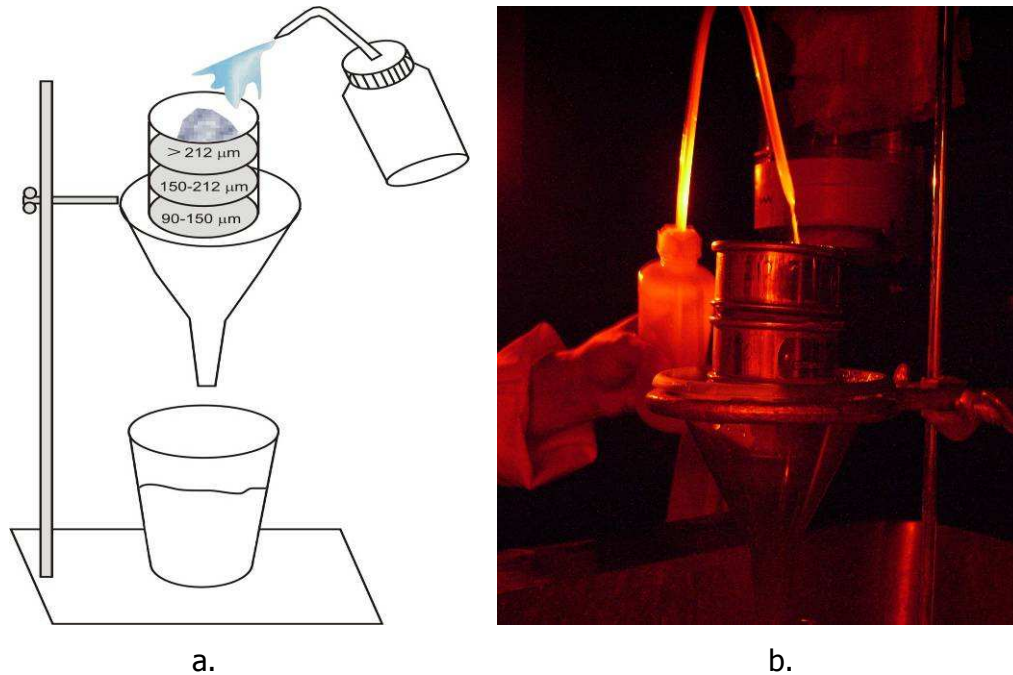


Figura 43. a. Esquema de tamizado; b. Foto de tamizado

- e. Se deben revisar constantemente los tamices inferiores para evitar que se colmaten.
- f. El beaker o envase con la fracción $< 90 \mu\text{m}$ se cambia constantemente cada vez que esté lleno y se le agrega sulfuro o carbonato de magnesio (40 ml de una preparación de 1 l de agua destilada con 80 g de soluto) para flocular las arcillas y limos y así acelerar el proceso de asentamiento de los mismos. Una vez asentados los finos se elimina el agua, se seca y se registra el peso de la fracción.
- g. La fracción $> 212 \mu\text{m}$ se seca en el horno y se registra su peso seco.
- h. Si no se tiene suficiente material de las fracciones $90-150 \mu\text{m}$ y $150-212 \mu\text{m}$, la fracción $> 212 \mu\text{m}$ se tamiza nuevamente pero en seco de tal manera que se recupera mas material de las fracciones menores.
- i. A las fracciones $90-150 \mu\text{m}$ y $150-212 \mu\text{m}$ se les agrega CALGON hasta cubrir las, se dejan hasta el día siguiente y se tamizan en húmedo nuevamente para eliminar más finos.

11. Secar las fracciones 90-150 μm y 150-212 μm luego de tamizarlas por segunda vez y registrar su peso en seco.
12. Iniciar el tratamiento químico. OJO: TODOS LOS TRATAMIENTOS QUÍMICOS SE DEBEN REALIZAR DEBAJO DE LA CAMPANA EXTRACTORA (figura 44). Se debe marcar cada muestra para indicar el tipo de tratamiento a la que está siendo sometida y la fecha de inicio del tratamiento.



Figura 44. Campana extractora de gases

13. Tratamiento con HCl 33-37% para remover fosfatos y carbonatos.
 - a. Agregar HCl en los beakers que contienen las fracciones (90-150 μm y 150-212 μm) hasta 1 cm por encima del sedimento.
 - b. Mezclar bien con un removedor de vidrio.
 - c. Anotar si hay o no reacción inmediata y dejar mínimo hasta el día siguiente o hasta que no reaccione más.
 - d. Lavar cada fracción con agua destilada de 6 a 8 veces hasta que el agua salga limpia para así remover todo el reactivo químico. El líquido removido se debe guardar en un recipiente de vidrio debidamente marcado (HCl disuelto, fecha de inicio) y una vez lleno debe ser llevado al laboratorio de química para ser desechado.

-
14. Tratamiento con H_2O_2 35% o 50% para remover todo material orgánico. Muchas veces la reacción puede ser muy alta excediendo el nivel del beaker y generando pérdida de muestra. Por lo anterior se recomienda vigilar atentamente las muestras al menos las primeras horas y durante el calentamiento.
- Agregar H_2O_2 en los beakers que contienen las fracciones (90-150 μm y 150-212 μm) hasta 1 cm por encima del sedimento.
 - Mezclar bien con un removedor de vidrio.
 - Al segundo o tercer día de reacción se debe calentar cada fracción a 60 °C en un *hot plate* para acelerar la reacción y dejarla calentando por 1 a 2 horas o hasta que la reacción sea muy leve. Se debe vigilar constantemente y en el caso de observar una reacción alta en la cual el nivel de la mezcla va subiendo, se debe retirar inmediatamente la muestra del *hot plate* y dejarla reposar unos minutos, luego se debe colocar nuevamente en el hot plate hasta que la reacción sea leve.
 - Cuando ya no se observe ninguna reacción se enjuaga cada fracción con agua destilada de 6 a 8 veces hasta que el agua salga limpia para así remover todo el reactivo químico.
 - En el caso de que al lavar el reactivo se laven abundantes arcillas, se recomienda guardar el líquido del lavado y agregarle Sulfato de Magnesio para recuperar la fracción fina.
15. Una vez enjuagada cada fracción, luego del tratamiento, se debe agregar una vez mas CALGON y dejarlo hasta el día siguiente para remover cualquier resto de arcilla presente que pueda dificultar los próximos procedimientos.
16. Tamizar nuevamente cada fracción.
17. Secar en el horno las fracciones ya tratadas y registrar su peso en seco.
18. Proceder a la separación con líquidos pesados usando el sodio politungstato (SPT). Este procedimiento se debe hacer utilizando embudos separadores (uno para cada fracción) dentro de un armario para disminuir la entrada de luz (figura 45).

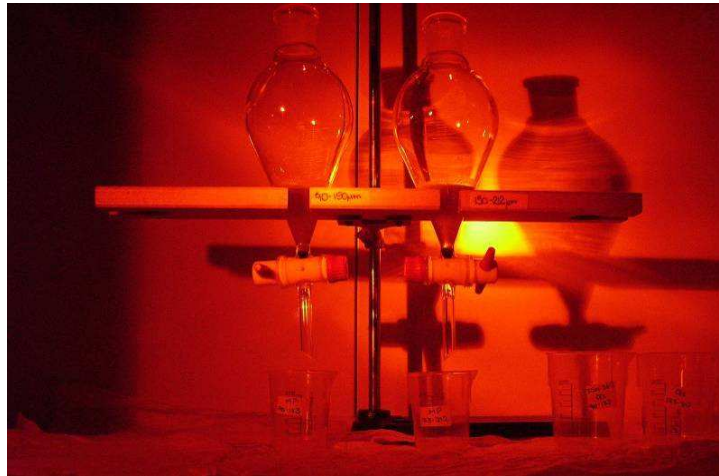


Figura 45. Montaje para separación con líquidos pesados

- a. Según el peso de cada fracción se utilizan 20 ml de SPT (densidad 2.67 g/cm^3) por cada 10 g aproximadamente.
- b. Se agrega mas o menos la mitad del SPT al embudo, luego se agrega toda la muestra de una fracción y por ultimo se agrega el resto del SPT.
- c. Con un removedor de vidrio se agita la mezcla evitando que se pegue mucho material a las paredes.
- d. Se deja reposar 2 a 8 horas o hasta que se vea claramente la separación de materiales con los minerales pesados al fondo.
- e. Se abre la llave hasta que todos los minerales pesados hayan caído al beaker ubicado en la parte inferior del embudo y debidamente marcado (# muestra, tamaño de la fracción, tipo de material- minerales pesados MP, cuarzo Qzo, feldespato Fld)
- f. Luego de separar los minerales pesados se procede a separar el cuarzo del feldespato. NOTA: Este paso se realiza sólo en el caso de que la muestra presente abundantes feldespatos lo cual es poco común en las muestras altamente meteorizadas.
- g. Se toman unos granos de la muestra de cuarzo para analizarla en una lupa fuera del cuarto oscuro y así determinar si la separación fue exitosa.
- h. Se agrega agua destilada al embudo para disminuir la densidad del SPT hasta 2.58 g/cm^3 . Para esto se calcula cuanta agua se debe agregar tomando en cuenta que a 20 ml de un líquido de 2.67 g/cm^3 se debe agregar 1.5 ml para pasar a 2.58 g/cm^3

- i. Se agita con un removedor de vidrio y se deja reposando hasta que se observe una separación clara.
 - j. Se abre la llave del embudo hasta que todo el cuarzo haya caído en un nuevo beaker debidamente marcado.
 - k. Se coloca otro beaker y se abre de nuevo la llave del embudo para recibir el feldespatos.
 - l. A cada beaker se le agrega agua destilada hasta 2 cm por encima del material y se enjuaga 5 a 6 veces para remover todo el SPT presente.
 - m. NOTA: Todo el líquido obtenido al enjuagar las muestras y limpiar los removedores de vidrio se debe filtrar y guardar en un recipiente de plástico bien cerrado y debidamente marcado (SPT USADO - PARA RECICLAR) para calentar posteriormente y recuperar el SPT utilizado.
19. Secar los tres beakers de ambas fracciones y registrar cuidadosamente su peso.
20. Archivar cada material en envases pequeños de vidrio debidamente marcados (# de muestra, procedencia, iniciales de la/las personas que procesaron la muestra, tamaño de la fracción, tipo de muestra (MP, Qz o Fd), fecha, MUESTRA TRATADA)
21. Se selecciona la fracción de cuarzo de más peso para enviar a Canadá donde realizarán los procedimientos necesarios para la medición de la luminiscencia y datación de cada muestra. Para preparar la muestra para su transporte, se cubre con varias capas de aluminio y papel suave intercalado, se envuelve con cinta negra y se marca nuevamente en el exterior con tamaño y tipo de muestra colocando además MATERIAL SENSIBLE A LA LUZ, NO ABRIR (figura 46).



Figura 46. Muestra preparada y empacada para su envío a la Universidad McMaster

6.3 METODOLOGÍA APLICADA PARA LA DATACIÓN POR FOTOLUMINISCENCIA DE MUESTRAS DE CUARZO PRETRATADAS

Luego del pretratamiento realizado en el Laboratorio de Fotoluminiscencia de la Universidad EAFIT, las fracciones de cuarzo obtenidas fueron enviadas a Canadá donde se aplicó la metodología para la preparación y posterior datación de muestras descrita a continuación y tomada de López et al. (sometido). Este proceso fue realizado por la investigadora Gloria López en el Laboratorio de Arqueometría y Geocronología (AGE Laboratory) de la Universidad McMaster en Canadá.

El análisis de activación de neutrones (NAA - por sus siglas en inglés) para la medición de ^{232}Th , ^{40}K y ^{238}U fue realizado en el reactor nuclear de la Universidad McMaster.

El cuarzo obtenido fue tratado dos veces con 40% HF por 40 min para remover las plagioclasas que pudiesen haber quedado, así como eliminar la capa exterior de cada grano para evitar la interferencia de los rayos α en los resultados. Posteriormente el cuarzo se trató por 40 min en 10% HCl para remover las fluoritas precipitadas.

Los granos de cuarzo puro se montaron en discos de aluminio con silicona en spray usando una máscara de 8 mm. Las mediciones de fotoluminiscencia (OSL – por sus siglas en inglés, *Optical Stimulated Luminescence*) se llevaron a cabo utilizando un Sistema RISØ TL/OSL Modelo TL-DA-15, equipado con una fuente ^{90}Sr β y la OSL fue medida utilizando fuentes de luz azul de 470 nm y un filtro de 7 mm grueso pasabanda tipo Hoya U-340 (270-400 nm).

El protocolo de cuota única de dosis regenerativa (SAR – *single aliquot regenerative-dose*) fue aplicado a todas las muestras. La dosis equivalente inicial (D_E), la contaminación por feldespatos (determinada con luminiscencia estimulada por infrarrojos - IRSL), la transferencia termal y los test recovery dose fueron realizados en 27 alícuotas de cada muestra. Para la estimación de la D_E final, cada alícuota fue estimulada a 125°C por 100 s dando 6 dosis regenerativas (de las cuales una fue cero y la final fue la repetición de la primera dosis dada).

Aunque las dosis de radiación α y β fueron calculadas con base en la concentración radioisotópica de todo el sedimento, la radiación α fue calculada en los sitios de muestreo (excepto en FSO 19) utilizando un Gamma Espectrómetro Nutmaq-Harwell. Se utilizaron los valores promedio correspondientes a U y Th en cuarzo granítico (Rink y Odom, 1991) para estimar las dosis internas de U y Th. La dosis cósmica basada en los cálculos de Prescott y

Hutton (1988) fue calculada utilizando los datos de profundidad desde la superficie y la geometría del lugar de cada muestra. Para todos los cálculos se asumió una densidad sobreestimada de 2.0 g/cm^3 . Todas las edades fueron calculadas utilizando el software ANATOL 0.72B (cortesía de N. Mercier, CNRS, París) con un error sistemático total de 10% para incluir las variaciones en el contenido de agua y cualquier otro error cometido durante el proceso.

La intensidad de la señal de OSL fue calculada tomando los primeros 0.4 s de la intensidad de luminiscencia, mientras que para el *background* se tomaron los 4.0 s finales de una medición de 100 s. Para el análisis D_E sólo se utilizaron las alícuotas con un *recycling radio* de entre 0.90 y 1.10 . Para el cálculo de las edades, cualquier alícuota que cayera fuera del rango de 2σ del valor medio de D_E (obtenido para cada alícuota) fue tratada como un *outliner* y fue excluida para el calculo de la D_E final. El valor medio final de D_E se basa en el "*common age model mean*" de Galbraith et al. (1999). Todas las edades OSL son relativas al datum A.D 2006 y el error asociado es una desviación estándar de la D_E media final.

7. RESULTADOS OBTENIDOS

Al inicio del trabajo de campo se realizaron recorridos preliminares en la búsqueda de afloramientos que presentaran registros claros y completos de las formaciones superficiales. Con base en lo anterior, se seleccionaron en diferentes sectores del Llano de Ovejas, principalmente en cortes de carretera, un total de 20 perfiles en afloramientos (figura 2) de hasta 6 m de altura de los cuales se realizó una descripción estratigráfica (anexo 1 y 2) y un muestreo preliminar de cada estrato. Posteriormente se eligieron los 6 afloramientos más completos (figura 47) y se efectuó un muestreo sistemático de cada estrato para analizar su mineralogía y tamaño de grano y finalmente se procedió a la toma de muestras para datación según los diferentes métodos de datación (fotoluminiscencia, trazas de fisión, paleomagnetismo y palinología).

Para el método de trazas de fisión se recogieron aproximadamente 5 kilos de material de cada estrato seleccionado. Para el análisis palinológico se recogieron aproximadamente 200 g de los mismos estratos seleccionados para trazas de fisión. Para el método de paleomagnetismo se tomaron 6 muestras de cada estrato seleccionado por medio de cajas plásticas especiales según la metodología apropiada.

Para el método de fotoluminiscencia se seleccionaron los estratos con mayor presencia de cuarzo y se tomaron un total de 10 muestras (tabla 3) con el equipo descrito en el capítulo 6.1. No se dataron con fotoluminiscencia todos los estratos de ceniza volcánica debido la poca cantidad de cuarzo presente en algunos de estos estratos. Además, debido a las características del equipo de muestreo sólo se seleccionaron los estratos con espesor mayor a 10 cm.

Al finalizar este trabajo solo habían sido analizadas 7 muestras por el método de luminiscencia cuyos resultados se muestran en la tabla 4. Las edades obtenidas son consideradas como edades mínimas ya que marcan el último momento en el que el material fue expuesto a la luz.

Tabla 3. Muestras recolectadas para su datación por fotoluminiscencia. (Las cuatro muestras datadas al momento de escribir este trabajo se encuentran en negrilla).

| MUESTRA | Composición |
|------------------|-------------------|
| FSO 03-3 | Depósito aluvial |
| FSO 06-3 | Depósito aluvial |
| FSO 07-2 | Stoneline |
| FSO 07-3 | Depósito aluvial |
| FSO 14-2 | Stoneline/gley |
| FSO 14-4 | Depósito aluvial |
| FSO 16-2A | Stoneline/gley |
| FSO 16-3 | Depósito coluvial |
| FSO 19-2 | Stoneline/gley |
| FSO 19-3 | Depósito aluvial |

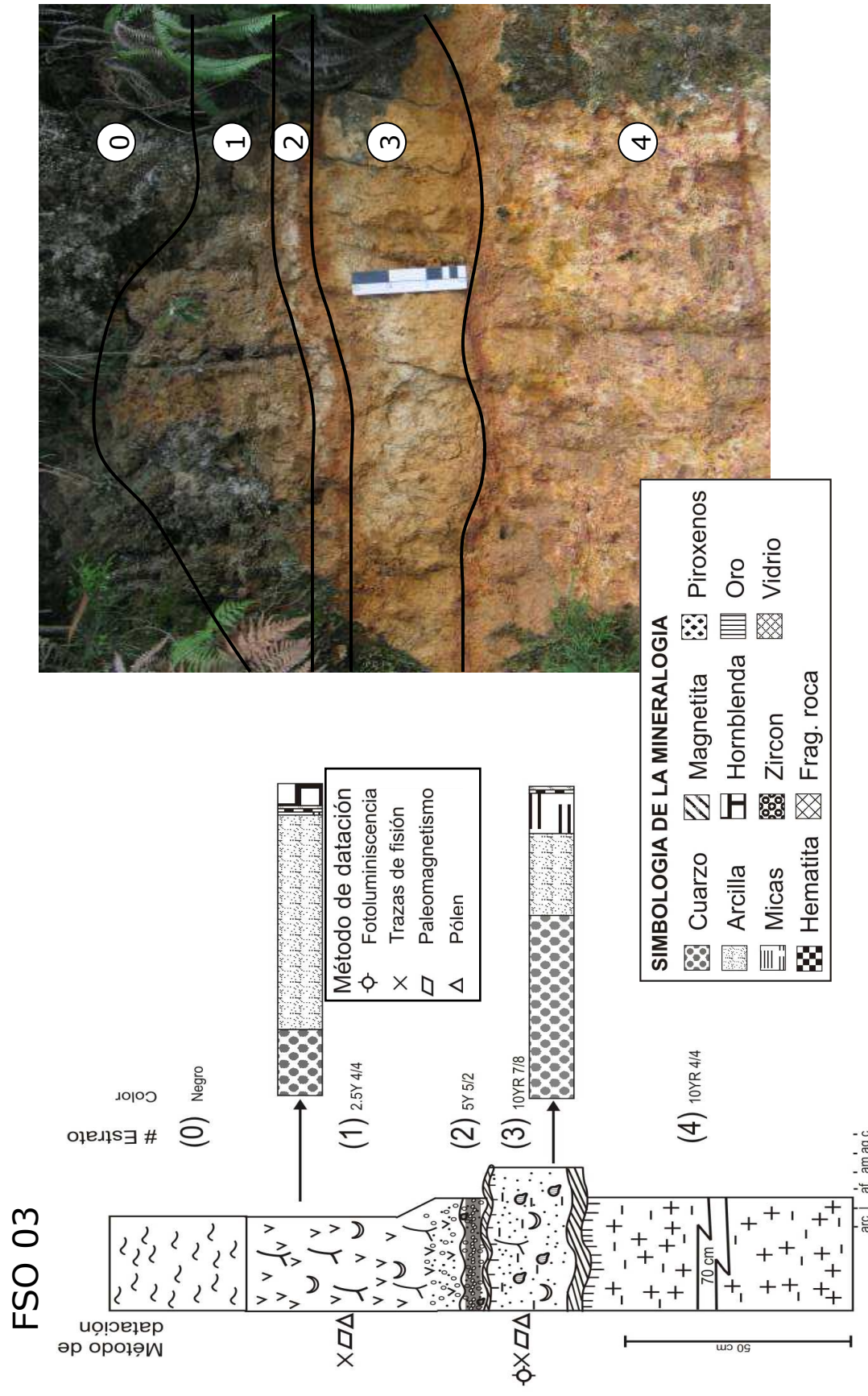
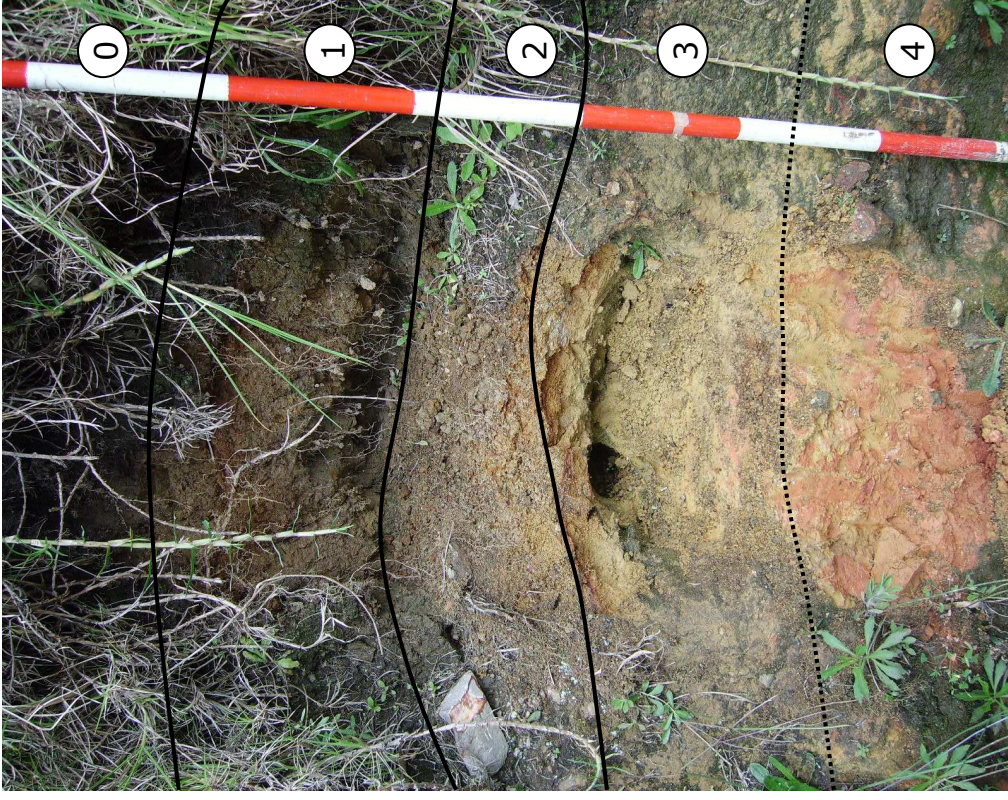
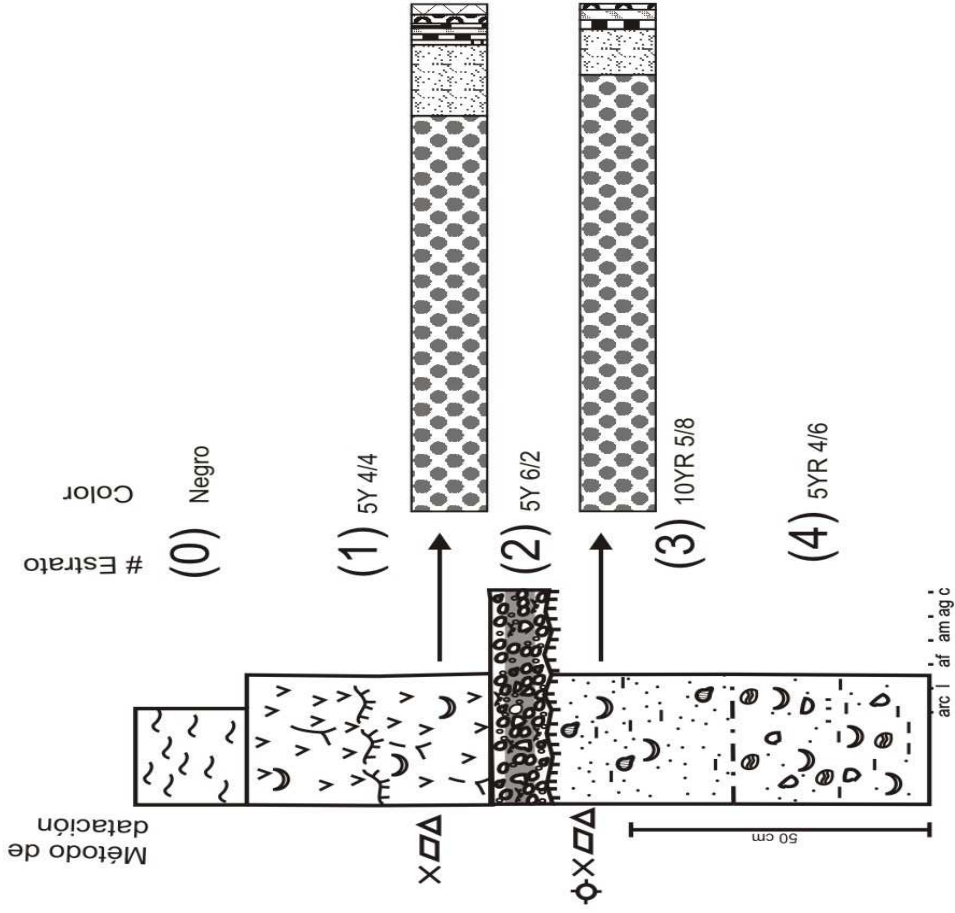
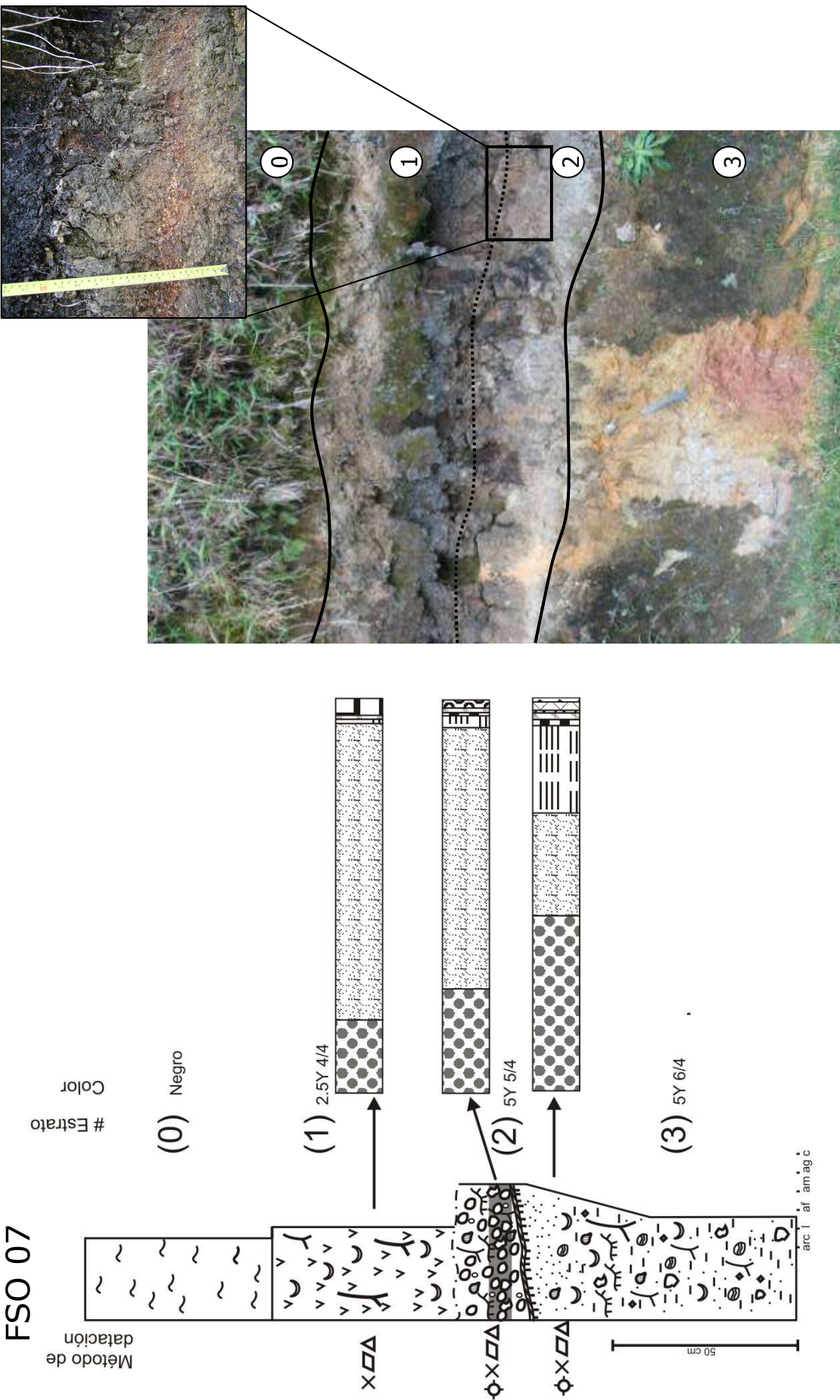


Figura 47. Columnas estratigráficas muestreadas para datación por fotoluminiscencia y otros métodos

FSO 06

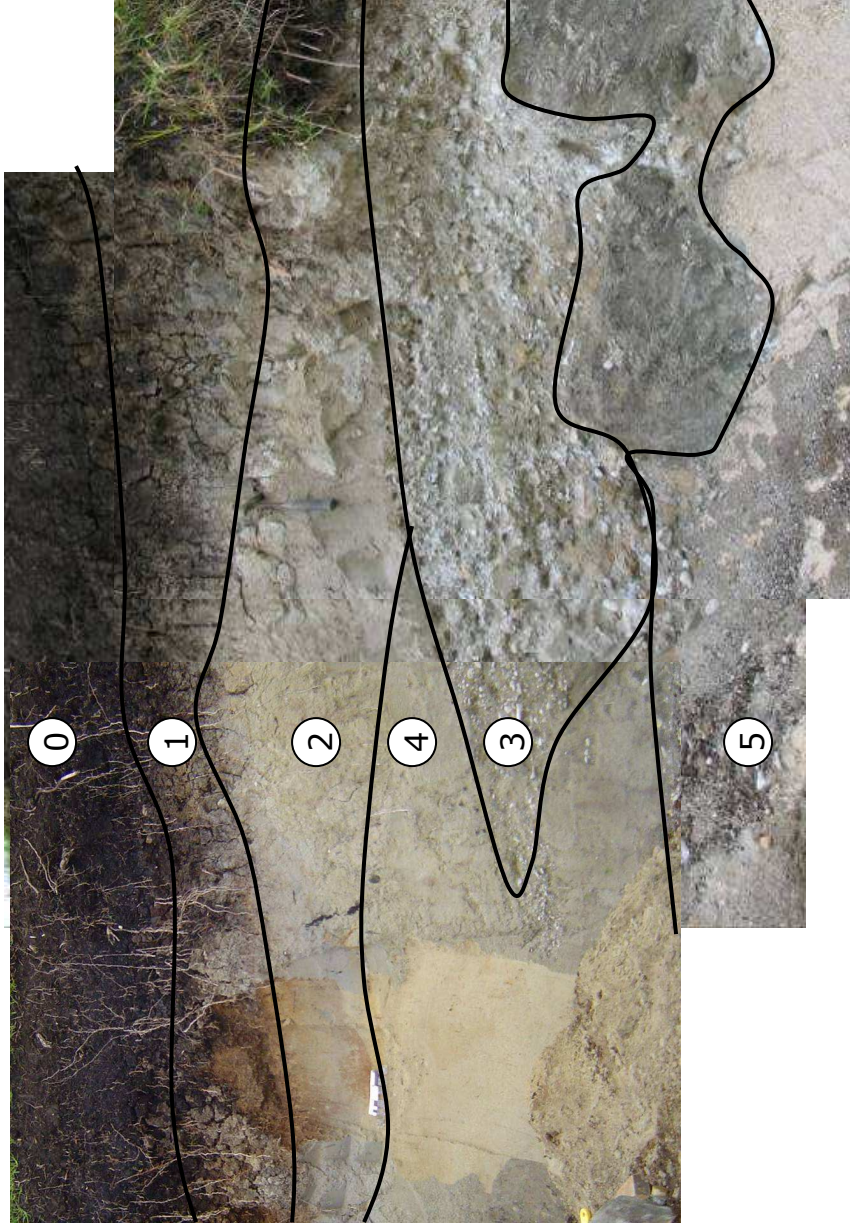
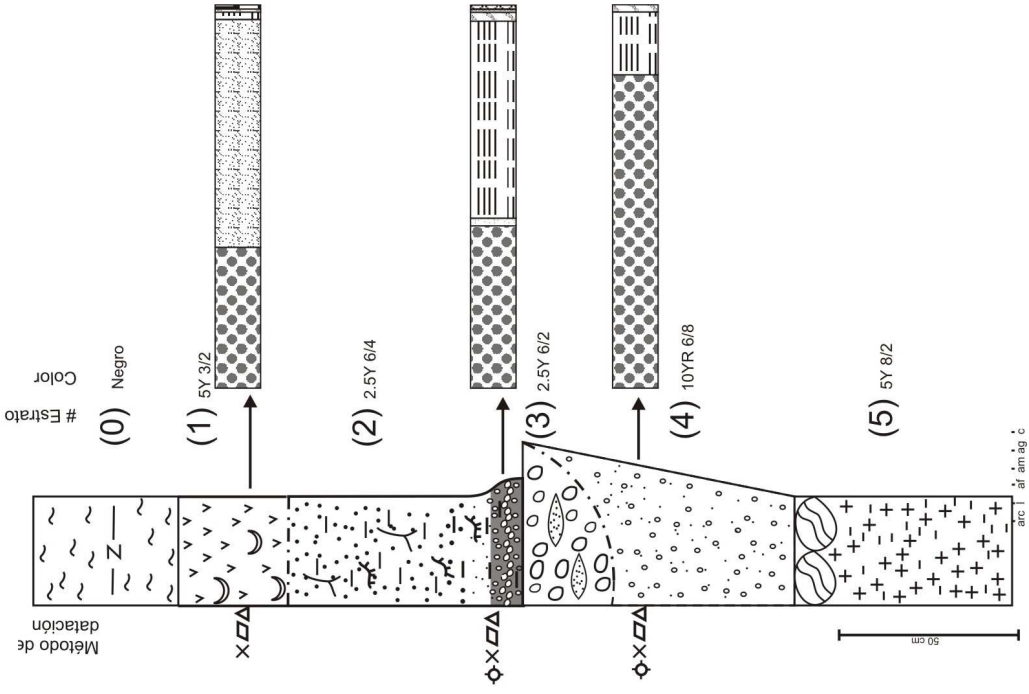


continuación **Figura 47.** Columnas estratigráficas muestreadas para datación por fotoluminiscencia y otros métodos



continuación Figura 47. Columnas estratigráficas muestreadas para datación por fotoluminiscencia y otros métodos

FSO 14

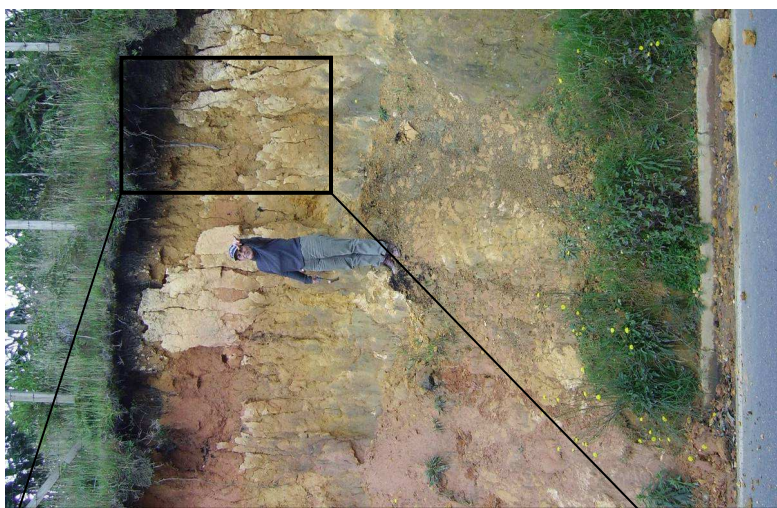
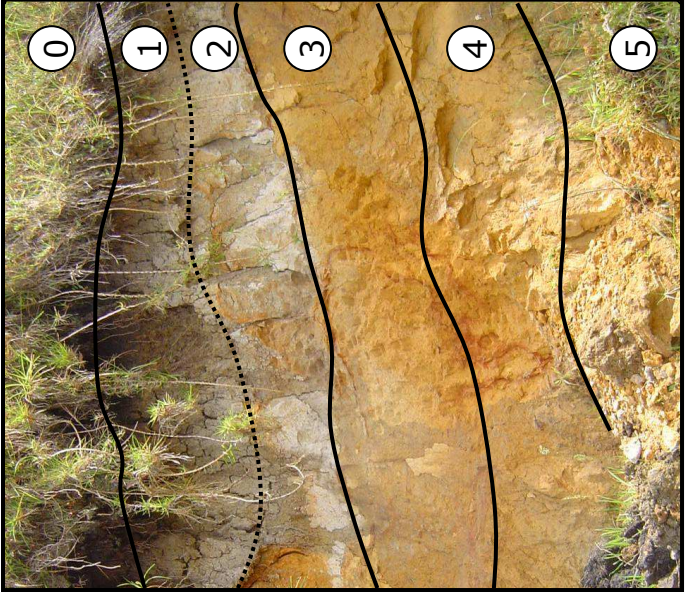
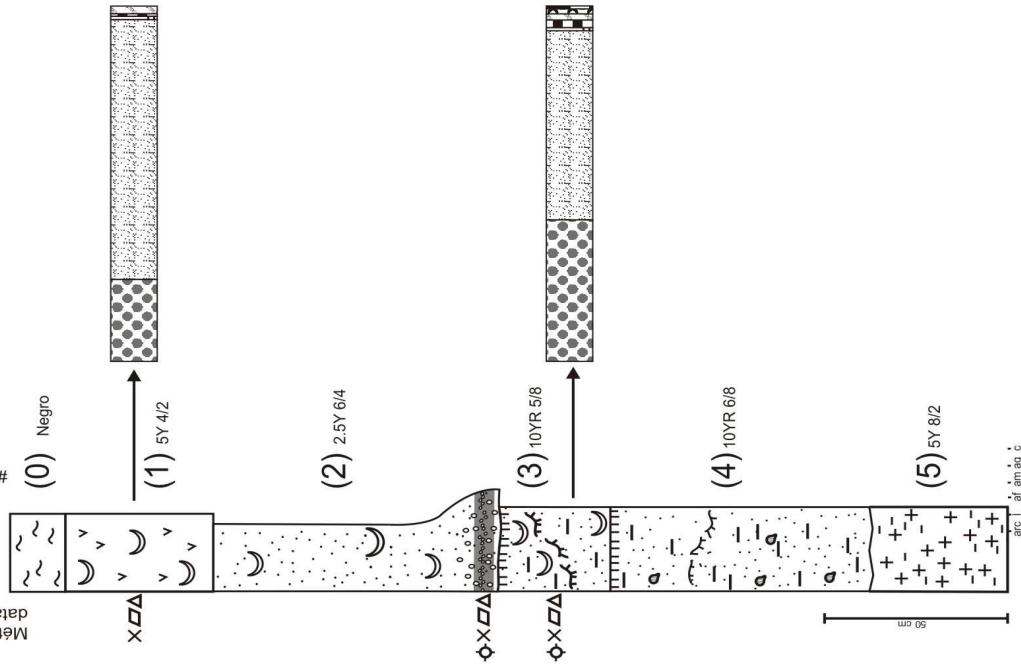


cont. **Figura 47.** Columnas estratigráficas muestreadas para datación por fotoluminiscencia y otros métodos

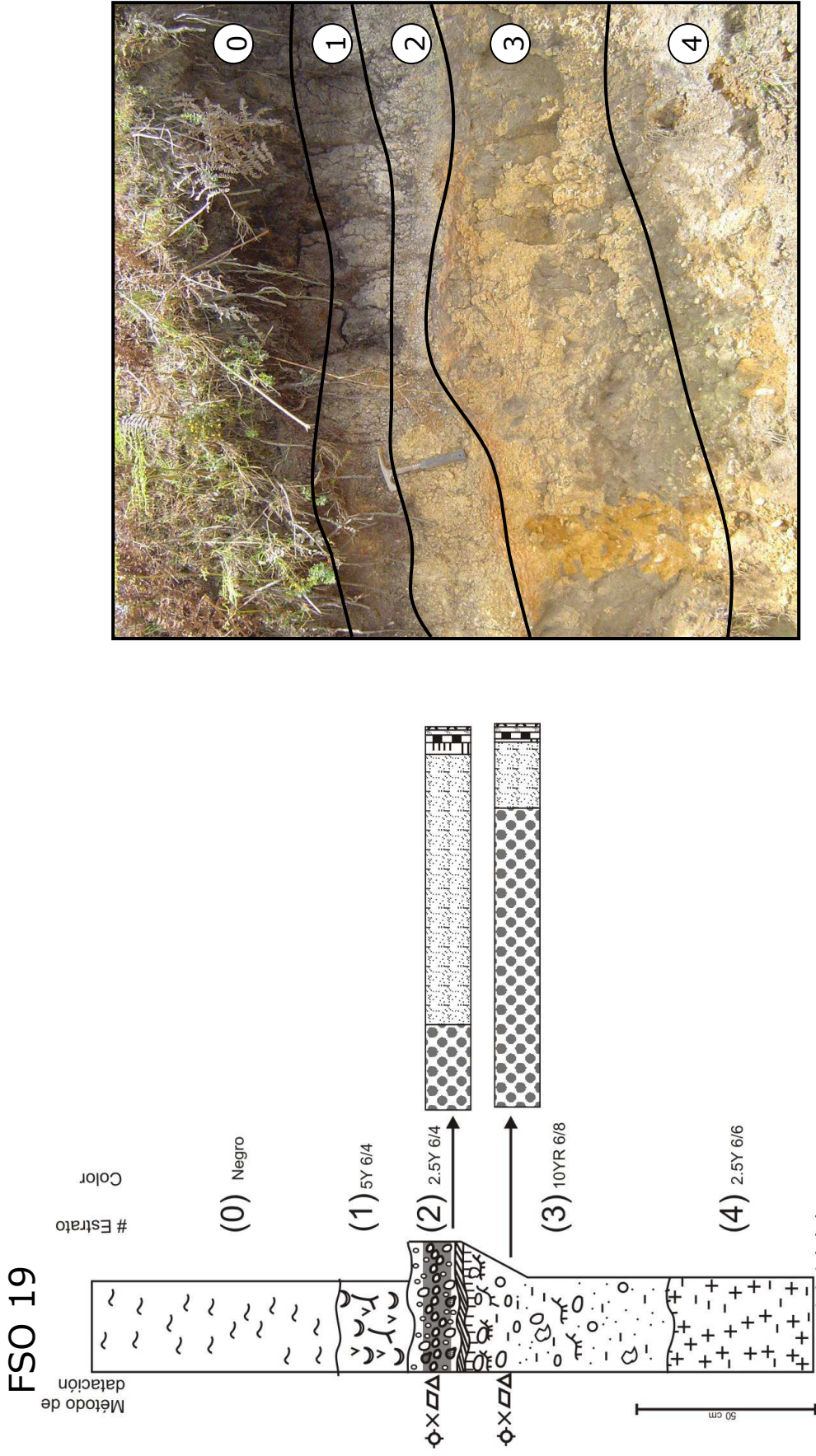
FSO 16

Método de datación

Estratig
Color



cont. **Figura 47.** Columnas estratigráficas muestreadas para datación por fotoluminescencia y otros métodos



cont. Figura 47. Columnas estratigráficas muestreadas para datación por fotoluminiscencia y otros métodos

Tabla 4. Edades SAR OSL y datos de muestras datadas en Llano de Ovejas. Las edades de cada muestra se encuentran en negrilla
(Tomado de López et al., sometido)

| Muestra | Composición | De (Gy) ^a | 238-U (ppm) ^b | 232-Th (ppm) ^b | K % ^b | Contenido de agua % ^c | Dosis Cósmica (μGy/a) ^d | Dosis Anual (μGy/a) ^e | Edad SAR OSL ^a | Error SAR OSL ±1σ ^g | Dosis Anual (γGy/a) ^f | Edad SAR OSL ^h | Error SAR OSL ±1σ ^g |
|-----------|-------------------|----------------------|--------------------------|---------------------------|------------------|----------------------------------|------------------------------------|----------------------------------|---------------------------|--------------------------------|----------------------------------|---------------------------|--------------------------------|
| FSO 06-3 | Depósito aluvial | 74.82 ± 4.46 | 2.66 ± 0.1 | 5.8 ± 0.37 | 0.1900 ± 0.0059 | 22.35 | 198.86 | 1238.2 ± 22 | 60 400 | 5 900 | 1400.36 | 53 400 | 5 900 |
| FSO 07-2 | Stoneline | 52.57 ± 4.77 | 2.63 ± 0.1 | 10.31 ± 0.6 | 0.6869 ± 0.0182 | 41.80 | 180.46 | 1651.8 ± 27.9 | 31 800 | 4 500 | 1703.93 | 30 900 | 4 500 |
| FSO 14-2 | Stoneline/gley | 135.81 ± 9.81 | 2.20 ± 0.1 | 5.62 ± 0.36 | 0.5918 ± 0.0156 | 19.52 | 172.83 | 1436.6 ± 23.6 | 94 500 | 10 000 | 1453.71 | 93 400 | 10 000 |
| FSO 16-2A | Stoneline/gley | 20.05 ± 2.11 | 2.13 ± 0.1 | 3.55 ± 0.24 | 0.0283 ± 0.0028 | 43.13 | 173.30 | 748.9 ± 15.4 | 26 800 | 3 800 | 830.95 | 24 100 | 3 800 |
| FSO 16-3 | Depósito coluvial | 46.28 ± 13.13 | 2.53 ± 0.1 | 5.8 ± 0.37 | 0.0134 ± 0.0018 | 29.83 | 166.48 | 971.6 ± 20.2 | 47 600 | 14 000 | 994.43 | 66 700 | 14 000 |
| FSO 19-2 | Stoneline/gley | 46.28 ± 2.6 | 8.55 ± 0.1 | 13.34 ± 0.85 | 0.0711 ± 0.0042 | 38.90 | 183.42 | 2449.1 ± 35.4 | 18 900 | 2 300 | n/a | n/a | n/a |
| FSO 19-3 | Depósito aluvial | 72.35 ± 5.31 | 5.58 ± 0.1 | 16.73 ± 1.05 | 0.0086 ± 0.0035 | 43.42 | 192.98 | 2012.3 ± 41.6 | 36 000 | 4 900 | n/a | n/a | n/a |

^a Dosis equivalente para el tamaño de máscara de 8 mm. El error es 1σ de la dosis equivalente media final^b Valores de U, Th y K determinados por NAA^c Contenido de agua como fracción del peso seco determinado por mediciones en el laboratorio^d Valor de la tasa de dosis cósmica calculado usando una densidad sobreestimada de 2 g/cm³^e Todas las dosis de β y γ fueron calculadas basadas en las concentraciones de U, Th y K de cada muestra tomando en cuenta los valores de humedad de la muestra^f Dosis calculada con dosis γ in situ^g Valores de edades corregidos basados en ^f^h Valores redondeados a números sensibles de precisión

8. DISCUSIÓN DE RESULTADOS

A pesar que se utilizaron varios métodos estratigráficos relativos para realizar la correlación de las distintas formaciones superficiales de la zona, especialmente de los depósitos, no fue posible encontrar un patrón para asociarlos y así plantear un modelo evolutivo completo. Debido a la dificultad para realizar la correlación por medio de métodos relativos, se determinó que era necesario esperar los resultados de las dataciones absolutas según los diferentes métodos de datación para así poder plantear un modelo evolutivo basado en datos absolutos.

Durante el periodo de 60 000 a 28 000 años BP predominaron condiciones húmedas (Thouret et al., 1997) propicias para la formación de depósitos aluviales y coluviales, lo cual explica las edades obtenidas para los horizontes FSO 06-3, FSO 16-3 y FSO 19-3 ($53\,400 \pm 5\,900$, $66\,700 \pm 14\,000$ y $36\,000 \pm 4\,900$ años respectivamente)

Al analizar nuevamente el afloramiento de la estación FSO 14, se apreció que está compuesto completamente por una serie de depósitos aluviales de diferente tamaño de grano. El estrato, clasificado inicialmente como stoneline (estrato FSO 14-2) es básicamente un depósito de arena gruesa en forma de cuña ubicada debajo de la ceniza volcánica lo cual explica la equivocación de su clasificación inicial. Por lo anterior, la edad de $93\,400 \pm 10\,000$ años si es concordante para el depósito aluvial FSO 14-2.

Las edades de $30\,900 \pm 4\,500$, $24\,100 \pm 3\,800$ y $18\,900 \pm 2\,300$ años obtenidas para la stoneline (tabla 4) en las estaciones FSO 07-2, FSO 16-2A y FSO 19-2 respectivamente, se enmarcan dentro del Último Pleniglacial (o Último Glacial Máximo) de 28 000 a 14 000 años BP, equivalente al Estadio Isotópico Marino 2 (OIS2 por sus siglas en inglés). Este periodo marca el inicio de un fuerte periodo erosivo en el que, a pesar de presentar ciertas fluctuaciones climáticas (tabla 5), prevalecían condiciones secas y frías (Van Geel, B. y Van der Hammen (1973), Helmens (1988), Clapperton (1993), Helmens et al. (1997), Thouret et al. (1997), Iriondo (1999), Van der Hammen y Hooghiemstra (2003), Vélez et al. (2003) Marchant et al. (2004), Torres et al. (2005) y González et al. (2006))

Las distintas stonelines del Llano de Ovejas se debieron formar en el Último Máximo Glacial, en diferentes pulsos de condiciones secas y frías con poca presencia de vegetación que alternaban con pulsos de precipitación la cual, según Thouret et al. (1997), fue bastante continua durante

ese periodo, lo cual favoreció el lavado de finos con acumulación de los materiales más gruesos, los cuales constituyeron la stoneline.

El proceso de formación de la stoneline en la zona de estudio puede haber sido el siguiente: desde hace 90 000 a 30 000 años BP se depositaron materiales aluviales y coluviales sobre el perfil de meteorización del basamento siguiendo la topografía, posteriormente se meteorizó la matriz y los clastos más débiles dejando sólo los materiales más resistentes. A partir de 28 000 años BP, durante el Último Máximo Glacial, primaba un clima seco y frío de poca vegetación, diferente a las condiciones húmedas actuales, con precipitación intermitente lo cual favoreció la erosión laminar con lavado de finos y posterior acumulación de los materiales más gruesos y resistentes, en este caso clastos de cuarzo, gibbsita y nódulos de hierro, los cuales constituyen la actual stoneline. Esta hipótesis de formación para la stoneline sugiere que el transporte de los clastos que la constituyen es mínimo, de distancias máximas de decímetros a metros, por lo cual se deduce que los clastos redondeados que la componen en algunos perfiles provienen de la removilización depósitos aluviales previos como los que se encuentran dispersos a lo largo de toda la zona de estudio.

Respecto al origen de los clastos que conforman la stoneline, se cree que estos pueden proceder de diques y venas presentes en el Batolito de Ovejas o en las rocas metamórficas, o pueden ser clastos provenientes de los depósitos infrayacentes a la stoneline. Desafortunadamente no se encontraron evidencias de la presencia de venas o diques cercanos a la stoneline, ni se hallaron depósitos con suficiente material grueso debajo de la stoneline, por lo cual es necesario realizar otros estudios específicos respecto al origen de los clastos de la stoneline tales como isótopos cosmogénicos.

En cuanto a las capas de cenizas superiores a la stoneline, además del trabajo de Toro y Hermelin (1990), se encontraron algunos trabajos realizados principalmente en el lago Fúquene en la Cordillera Oriental donde encontraron capas de cenizas procedentes de la Cordillera Central. Algunos otros trabajos incluyen Van der Hammen y Hooghiemstra (2003) quienes encontraron cenizas volcánicas en intervalos de 22 500 a 18 500 años BP y de 25 000 a 19 000 años BP; Van Geel, B. y Van der Hammen (1973) también encontraron capas delgadas de ceniza provenientes de la Cordillera Central datadas en 9 000, 11 000, 21 000, 22 000, 26 000 y 30 000 años BP; por su parte Thouret et al. (1997) reportan en la Cordillera Central evidencias de repetitiva actividad volcánica de menor escala durante el periodo del Último Glacial Máximo.

Las edades antes planteadas para las primeras capas de cenizas superiores se enmarcan dentro del Último Máximo Glacial en el que prevalecieron condiciones frías y secas lo cual favoreció la preservación de las cenizas volcánicas. En cuanto a las cenizas volcánicas más jóvenes, estas se depositaron hacia el final del Último Máximo Glacial y durante el inicio de un último periodo de condiciones húmedas y cálidas a finales del Pleistoceno lo cual ayudó en la diferenciación de las capas de ceniza y su preservación.

Uno de los aspectos que llama la atención de las formaciones superficiales en la zona de estudio es que no hay acumulación evidente de materia orgánica, y cuando hay bioturbación ésta es generada en su mayoría por procesos actuales.

Aunque no se aprecia a simple vista la presencia de abundante materia orgánica y de paleosuelos enterrados, Parra et al. (1991) mediante sus trabajos en materiales volcánicos de la zona de Caldas en la Cordillera Central, encontraron evidencias claras de procesos pedológicos. Aun así, en el Llano de Ovejas no se diferenciaron suelos maduros lo cual indica que los fenómenos de meteorización – erosión fueron muy rápidos y que posiblemente las capas de ceniza al momento de su depositación eran tan delgadas que no podían proteger los suelos desarrollados en ese entonces por lo cual estos últimos no se podían desarrollar completamente (López et al., sometido).

Como se explicó en el capítulo 4, el horizonte tipo gley no se tomó como un horizonte marcador debido a que es posible que en los distintos afloramientos se haya formado bajo condiciones locales más que climáticas regionales. Al datar con fotoluminiscencia hay que tomar en cuenta que cuando la stoneline está embebida en un horizonte gley no se data el momento de la depositación del horizonte tipo gley, sino el proceso erosivo de la formación de la stoneline.

Respecto a la evolución del drenaje de la zona no se encontró relación alguna del sistema de drenaje actual, en cuanto a su orientación y dinámica, con los grandes depósitos aluviales presentes en la parte central de la zona de estudio. Para comprender la evolución de los drenajes de la zona se intentó determinar la dirección de las paleocorrientes, pero esto no fue posible debido a que no se encontraron clastos imbricados dentro de los depósitos.

Debido a que al finalizar este trabajo no estaban listos los resultados cronológicos de las formaciones superficiales para ambas superficies de erosión estudiadas, Llano de Ovejas y San Nicolás, no se pudo incluir un análisis de la correlación entre ambas superficies.

Aunque las edades obtenidas para cada formación superficial estudiada se enmarcan dentro de un rango lógico tanto a nivel cronológico como de fenómenos que sustenten su génesis, se considera que esto no es suficiente para evaluar la efectividad del método de fotoluminiscencia en los materiales analizados, ni que las adaptaciones hechas al método durante la preparación de las muestras hayan sido probadas como efectivas.

Resta esperar los resultados de la datación de las cenizas volcánicas, stoneline y demás formaciones superficiales por los métodos de trazas de fisión, palinología y paleomagnetismo para comparar dichos resultados con los mostrados anteriormente y así probar la efectividad del método de fotoluminiscencia en los materiales datados. Dichos resultados se serán producidos por el Grupo de Geología Ambiental e Ingeniería Sísmica de la universidad EAFIT y se enmarcan dentro del proyecto "Cronología y Correlación de Geoformas y Formaciones Superficiales de dos Altiplanos de la Cordillera Central".

Tabla 5. Esquema de las condiciones climáticas en Colombia durante el Último Máximo Glacial, según varios autores.

| Años BP | Van Geel, B. y Van der Hammen (1973) Cordillera Oriental, Núcleo Fúquene 2 | Helmens (1988) Cordillera Oriental, Sabana de Bogotá | Helmens et al. (1997) Cordillera Oriental | Thouret et al. (1997) Cordillera Central, Macizo Ruiz-Tolima | Iriondo (1999) Sur América | Vélez et al. (2003) Cordillera Oriental, Núcleo Fúquene 7 | Van der Hammen y Hooghiemstra (2003) Cordillera Oriental, Núcleo Fúquene 3 | Marchant et al. (2004) Colombia | Torres et al. (2005) Cordillera Oriental, Sabana de Bogotá, Núcleo Funza 2 | González et al. (2006) Cuenca de Panamá |
|--------------------|--|--|--|--|---|---|--|---|--|--|
| 10 000 al presente | | | | 10 000 Holoceno condiciones cálidas y húmedas | 19 500 a 13 000 clima frío y seco | 19 700 a 14 200 condiciones estables secas y frías | | | | 11 300 a 5 600 condiciones húmedas. Máximos niveles del mar |
| 12 000 | 21 000 a 13 000 Pleni-glacial Superior, período de máximo frío | | 18 000 y 15 500 avance glaciar, condiciones frías y secas. | 21 000 a 14 000 Murillo Tardío condiciones muy frías y secas y vegetación típica de páramo | 23 000 a 19 500 período frío de transición | | 21 000 a 14 000 Estadial Fúquene. | 18 000 condiciones frías y secas | | 28 120 a 14 500 condiciones frías y secas. Mínimos niveles del mar |
| 14 000 | | Estadial Fúquene condiciones muy frías y secas. Período más frío del Último Glacial en Colombia | | | | | | | | |
| 16 000 | | | | | | | | | | |
| 18 000 | | | | | | | | | | |
| 20 000 | | | | | | | | | | |
| 22 000 | 25 000 a 21 000, transición a condiciones frías y secas | | | | | | | | | |
| 24 000 | | | | | | | | | | |
| 26 000 | 24 500 a 23 500 Zona W-II, hiato de condiciones húmedas y calidas | | | | | | | | | |
| 28 000 | | | | | | | | | | |
| 30 000 a 60 000 | | | | 60 000 a 28 000 OIS 3 y 4 condiciones frías y húmedas | 36 000 a 23 000 clima húmedo | | 24 000 a 21 000 Interestadial Saravita | | 28 000 fuerte evento erosivo con poca preservación de materia orgánica | 39 410 a 28 120 condiciones frías y húmedas con altos niveles del mar |

9. CONCLUSIONES

Por medio del método de fotoluminiscencia se obtuvo una edad de $53\,400 \pm 5\,900$, $66\,700 \pm 14\,000$ y $36\,000 \pm 4\,900$ años para los depósitos de los horizontes FSO 06-3, FSO 16-3 y FSO 19-3. De lo anterior se deduce que estos depósitos se formaron durante el periodo de 60 000 a 28 000 años BP durante el cual predominaron condiciones húmedas propicias para la formación de depósitos aluviales y coluviales.

Los depósitos coluviales presentes en la zona de estudio fueron generados posiblemente por flujos de escombros cohesivos y lentos en un sistema de baja energía lo cual podría explicar la mala selección y falta de imbricación.

Los espesores de los depósitos menores de 6 m indican que el Llano de Ovejas no era una cuenca de sedimentación importante.

Por la baja incisión de los drenajes actuales se deduce que, al menos en su último periodo evolutivo, el Llano de Ovejas ha sido sometido a procesos fluviales de poca intensidad aunque no es posible hablar de datos cronológicos concretos al respecto.

Las edades obtenidas para la stoneline en el Llano de Ovejas fueron de $30\,900 \pm 4\,500$, $24\,100 \pm 3\,800$ y $18\,900 \pm 2\,300$ años en los estratos FSO 07-2, FSO 16-2A y FSO 19-2 respectivamente. Estas edades se enmarcan dentro del Último Pleniglacial (o Último Glacial Máximo) de 28 000 a 14 000 años BP, equivalente al Estadio Isotópico Marino 2 (OIS2 por sus siglas en inglés).

Con las edades obtenidas para las distintas stoneline del Llano de Ovejas se concluye que estas son un lag erosivo formado durante el Último Glacial Máximo, en diferentes pulsos de condiciones secas, frías y poca presencia de vegetación con precipitación continua, lo cual generó una interrupción abrupta de las condiciones sedimentarias y desencadenó una fuerte erosión superficial con consecuente lavado de finos y posterior acumulación de los materiales más resistentes como cuarzo y minerales pesados. Posteriormente durante finales del Último Glacial Máximo se depositaron capas delgadas de ceniza volcánica que actuaron como escudo protector de la stoneline.

La stoneline en la zona de estudio es un fenómeno regional que presenta una distribución amplia y caótica, formado en las zonas donde hay material resistente disponible, así que en las

zonas de material fino y meteorizable no hay manera de formar stoneline, de ahí su discontinuidad en el paisaje.

A pesar de que en los últimos diez años se ha avanzado mucho respecto al estudio de las stoneline, todavía no se ha podido conformar una explicación de su génesis aplicable para los distintos ambientes del planeta. El debate sobre el origen de los clastos de la stoneline y del material suprayacente se mantiene en diversos trabajos con resultados que respaldan génesis distintas. Por lo tanto es recomendable pensar no en una teoría conciliadora que demuestre un mismo origen para todas las stoneline, sino más bien analizar las evidencias particulares y aceptar la posibilidad de génesis distintas.

Debido a que al momento de escribir este trabajo no estaban listas las dataciones con fotoluminiscencia de todas las muestras del Llano de Ovejas, ni tampoco las edades con los otros métodos no fue posible desarrollar un análisis más completo sustentado en los resultados de los distintos métodos de datación que apoyaran las hipótesis que acá se plantean.

Precisamente por la falta de resultados de los diferentes métodos de datación tanto para el llano de Ovejas como para el Valle de San Nicolás, no se pudo desarrollar un modelo evolutivo completo comparativo para las formaciones superficiales de ambos altiplanos, así como tampoco definir si estos altiplanos forman parte o no de una misma superficie de erosión.

Por la misma falta de mas resultados, se considera que no es conveniente aventurarse a analizar la eficacia del método de datación por fotoluminiscencia en los materiales datados, aunque se cree que por las mismas características del método y por los resultados preliminares, que este es una muy buena herramienta que puede ser implementada en los trabajos del Cuaternario realizados en el país sobre diferentes tipos de materiales.

En el caso de obtener resultados satisfactorios en las muestras que faltan por analizar, esto avalaría la aplicabilidad, calidad y conveniencia del método para muestras del trópico húmedo, lo cual generaría en nuestro país grandes posibilidades para estimar la edad de diversos fenómenos del Cuaternario que anteriormente no era posible datar con precisión.

Es el deseo de la autora que los datos que se presentan en este trabajo sean utilizados en futuras investigaciones que ayuden a aclarar el proceso evolutivo de los distintos altiplanos de la Cordillera Central.

Es recomendable que en trabajos próximos se utilicen isótopos estables que permitan obtener resultados precisos para constatar las condiciones climáticas que generaron las diferentes formaciones superficiales y complementar así los datos disponibles en la actualidad.

BIBLIOGRAFÍA

- Aitken, M.J. 1998. An Introduction to Optical Dating: the Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-stimulated Luminescence. Oxford Science Publications. 267 p.
- Aleva, G.J.J., 1989. Occurrence of stone-lines in tin-bearing areas in Belitung, Indonesia, and Rondonia, Brazil. *Geo-Eco-Trop*, v. 11, p. 197– 203.
- Angélica, R. S., da Costa, M. L. & Pöllmann, H. 1996. Gold, wolframite, tourmaline-bearing lateritized gossans in the Amazon region, Brazil. *Journal of Geochemical Exploration*, vol. 57, (1-3), p. 201-215
- Arias, L.A., 1995. El relieve de la zona central de Antioquia: un palimpsesto de eventos tectónicos y climáticos. *Revista Facultad de Ingeniería, Universidad de Antioquia*, v. 10, p. 9-24.
- Bateman, M.D., Boulter, C. H., Carr, A. S., Frederick, C. D., Peter, D. & Wilder, M. (en prensa). Preserving the paleoenvironmental record in drylands: Bioturbation and its significance for luminescence derived chronologies. *Sedimentary Geology*
- Botero, G. 1963. Contribución al conocimiento geológico de la zona central de Antioquia. *Anales de la Facultad de Minas*. No. 57. Medellín, 101 p.
- Bigarella, J.J. & Andrade, G.O. 1965. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. *Geological Society of America Special Paper No. 84*, p. 433-451.
- Braucher, R., Colin, F., Brown, E. T., Bourles, D. L., Bamba, O., Raisbeck, G. M., Yiou, F. & Koud, J. M. 1998a. African laterite dynamics using in situ-produced ^{10}Be . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 62, p. 1501–1507.
- Braucher, R., Bourles, D. L., Colin, F., Brown, E. T. & Boulangé, B. 1998b. Brazilian laterite dynamics using in situ-produced ^{10}Be . *Earth and Planetary Science Letters* 163 (1998) 197–205
- Braucher, R., Lima, C.V., Bourlès, D. L., Gasparc, J.C. & Assad, M.L.L. 2004. Stone-line formation processes documented by in situ-produced ^{10}Be distribution, Jardim River basin, DF, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 222. p. 645– 651
- Brown, D. J., McSweeney, K. & Helmke, P. A. 2004. Statistical, geochemical, and morphological analyses of stone line formation in Uganda. *Geomorphology*, v. 62 , p. 217–237

Clapperton, C., 1993. Quaternary Geology and Geomorphology of South America. Elsevier, Amsterdam. 796 p.

Colin, F., Brimhall, G., Nahon, G., Lewis, C.J. , Baronnet, A. & Danti, K. 1992. Equatorial rainforest lateritic soils: A geomembrane filter. *Geology*, v. 20, p. 523-526.

Collinet, J., 1969. Contribution al etude des "stone-lines" dans la region du moyen-Ogooue (Gabon), Cahier O.R.S.T.O.M. Série Pedologie VII (1), p. 3 – 42.

Consultoría Colombiana, Grupo UR, Electrowatt. Ingenieros Consultores, 1984. Proyecto Comunicación Medellín. Aeropuerto José María Córdova. Fase III. Mapa de Geología General. Elaborado para Ministerio de Obras Públicas y Transporte Escala 1:10.000.

Correa, A. & Martens, U. 2000. Caracterización Geológica de las Anfibolitas de los alrededores de Medellín. Trabajo de Grado, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín. 362 p.

Departamento Administrativo de Planeación. 2000. Plan de Ordenamiento Territorial, Municipio de Bello 200-2006. Documento Técnico de Soporte Diagnóstico. 173 p.

Driese, S. G., Ashley, G. M., Li, Z., Hover, V. C. & Owen, R. V. 2004. Possible Late Holocene equatorial palaeoclimate record based upon soils spanning the Medieval Warm Period and Little Ice Age, Lobo Plain, Kenya. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 213. p. 231– 250

Duque, A & Oyola, M., 1989. Distribución y correlación de cenizas volcánicas en el oriente Antioqueño. Proyecto de grado en Geología. Universidad EAFIT, Medellín, 144p.

Durango, J.R., 1975. Terrazas del Valle del Río Negro y sus afluentes. Proyecto de Grado. Ingeniería de Geología Universidad Nacional, Facultad de Minas, Medellín, 56p.

Espinal, L.S., 1985. Geografía Ecológica del Departamento de Antioquia. Revista Facultad Nacional de Agronomía, Universidad Nacional de Colombia, v. 38, No. 1, p. 5-106.

Fairbridge, R.W. y Final, Ch.W. 1984. Tropical stone lines and podzolized sand plains as paleoclimatic indicators for weathered cratons. En. *Quaternary Science Reviews*, v. 3, p. 41 72.

Fattahi, M. & Stephen, S. 2003. Dating volcanic and related sediments by luminescence methods: a review. *Earth-Science Reviews* 62, p. 229–264

- Fauzi, A.I. & Stoop, G. 2004. Reconstruction of a toposequence on volcanic material in the Honje Mountains, Ujung Kulon Peninsula, West Java. En : *Catena*, v. 56. p. 45–66
- Feininger, T. & Botero, G. 1982. The Antioquian Batholith, Colombia. *Publicaciones Geológicas Especiales del INGEOMINAS*, (12), Bogotá-Colombia: 50 p.
- Feininger, T. 1971. Chemical Weathering and Glacial Erosion of Crystalline Rocks and the Origin of Till. U.S. Geological Survey Prof. Paper 750-C: C65-C81.
- Fernández, D. & Santa, N., 1964. Estudio General de los suelos del Oriente Antioqueño. Instituto Geográfico Agustín Codazzi. Bogotá, 94 p.
- Ferraro, F., Terhorst, B., Ottner, F. & Cremaschi, M. 2004. Val Sorda: An upper Pleistocene loess-paleosol sequence in northeastern Italy. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 21, n. 1, p. 30-47
- Galbraith, R.F., Roberts, R.G., Laslett, G.M., Yoshida, H. & Olley, J.M., 1999. Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia: Part I, experimental design and statistical models. *Archaeometry*, v. 41, p. 339-364.
- García, C. & Hermelin, M. 2004. Cálculo Preliminar de la Tasa de Meteorización del Batolito Antioqueño, Cordillera Central, Colombia. *Revista Brasileira de Geomorfología*, año 5, N° 2. p-43-53.
- Geale, B. & Hermelin, M. 1988. Aguas Subterráneas y Meteorización Química en varias Cuencas del Oriente Antioqueño. *Memorias III Simposio Colombiano de Hidrogeología*, Bogota. p.129-150.
- Giresse, P., Kinga-Mouzeo & Schwartz, D. 1991. Breaks in the sedimentary and environmental equilibrium in the Congo Basin and incidences on the Oceanic sedimentation during Quaternary. *Journal of African Earth Sciences*, v. 12, No. 1/2, p. 229-236.
- Gómez, L. y Sanchez, M. 1999. Prospección Geológico Geoeléctrica para el Corregimiento Llano de Ovejas del Municipio de San Pedro (Departamento de Antioquia). Trabajo de Grado. Universidad EAFIT, Medellín. 97 p.
- González, H. 2001. Memoria Explicativa del Mapa Geológico del Departamento de Antioquia. INGEOMINAS. Bogotá, 241 p.

-
- González, C., Urrego, L.E. & Martínez, J.I. 2006. Late Quaternary vegetation and climate change in the Panama Basin: Palynological evidence from marine cores ODP 677B and TR 163-38. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 234, p. 62–80
- Grosse, E. (1926). *Estudio Geologico del Terciario Carbonifero de Antioquia*. Berlin, Dietrich Reimer. Berlín. 361 p.
- Hale, M. y Porto, C. G. 1994. Geomorphological evolution and supergene gold ore at Posse, Goias State, Brazil. *Catena*, v. 21(2-3), p. 145-157
- Hall, S. A. 2002. Field Guide to the Geoarchaeology of the Mescalero Sands, Southeastern New Mexico. Prepared for State of New Mexico Historic Preservation Division and New Mexico Bureau of Land Management. p. 1-59.
- Helmens, K. F. 1988. Late Pleistocene Glacial Sequence in the area of the high plain of Bogota (Eastern Cordillera, Colombia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 67. p. 263-283
- Helmens, K.F., Rutterl, N.W. y Kuhry, P. 1997. Glacier Fluctuations in the Eastern Andes of Colombia (south America) during the last 45,000 radiocarbon years. *Quaternary International*, v. 38•39, p. 39-48
- Hermelin, M., 1977. Estudio geomorfológico del Valle de Aburrá y del Oriente Cercano (Departamento de Antioquia). Informe al Plan Metropolitano, 42p.
- Hermelin, M, 1984. Estudio de las cenizas volcánicas en el Departamento de Antioquia. *Revista DYNA*. No 103, p. 53-58.
- Hermelin, M., 1992. Los suelos del Oriente Antioqueño: Un recurso no renovable. *Bull. Inst. Fr. Etudes Andines*. 21 (1): 25-36.
- Hermelin, M., 1993. Stone Lines in Antioquia, Colombia. *Quaternary of South America an Antarctic Peninsula*, v. 8. p. 133-156.
- Hoyos, F.; Hermelin, M. & Toro, G. 1985. Régimen de aguas subterráneas en suelos profundos derivados de rocas ígneas y metamórficas en la Cordillera Central de Colombia. In: *II Simposio Colombiano de Hidrogeología*. Bogotá: 107-125.

Hoyos, F.; Munera, J. C., Arias, D. E. & Vélez, M. V. 2000. Investigación de Aguas Subterráneas, Región Valle de San Nicolás. Convenio de Cooperación en Ciencia y Tecnología, CORNARE Universidad Nacional de Colombia, Medellín, 71 p.

Huntley, D. J.; Godfrey-Smith, D. I. & Thewalt, M. L. W. 1985. Optical Dating of Sediments. *Nature*, v. 313, p. 105-107.

Iriondo, M. 1999. Climatic changes in the South American plains: Records of a continent-scale oscillation. *Quaternary International*, v. 57/58, p. 93-112

Johnson, D. L. 1989. Subsurface stone lines, stone zones, artifact-manuport layers, and biomantles produced by bioturbation via pocket gophers (*Thomomys bottae*). *American Antiquity*, v. 54: p. 370-389.

Johnson, D.L., Domier, J.E.J. & Johnson, D.N. 2005. Animating the biodynamics of soil thickness using process vector analysis: a dynamic denudation approach to soil formation. *Geomorphology*, v. 6, p. 23-46

Kadomura H. & Nori N. 1990. Environmental implications of slope deposits in humid tropical Africa: evidence from southern Cameroon and western Kenya. *Geographical Reports*, Tokyo Metropolitan University. v.25 p.213-236.

Lecomte, P. 1988. Stone line profiles: importance in geochemical exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 30. p. 35-61

López, J.E., 1989. Observaciones sobre Geología, Geomorfología y depósitos minerales industriales al Oriente de Medellín, áreas de Rionegro y la Unión. *Revista Universidad EAFIT*, No. 73, p. 101-124.

Lopez, G.I., Hermelin, M., García, C., Sierra, G.M., Toro, G.E. & Rink, W.J. sometido. Evaluation of the Evolution of a High Elevation Plateau in the Northern Central Cordillera of the Andes, Colombia, South America: First Optical Ages and Preliminary Results. *Geomorphology*.

Maher, B.A. & Thompson, R., Eds, 1999. *Quaternary climates, environments and magnetism*. Cambridge University Press, 390p.

Marchant, R., Boom, A., Behling, H., Hooghiemstra, H., Melief, B., Van Geel, B., Van der Hammen, T. y Wille, M. 2004. Colombian vegetation at the Last Glacial Maximum: a comparison

of model- and pollen-based biome reconstructions. *Journal of Quaternary Science*, v.19 (7), p. 721–732

Maya, H. 1992. Catálogo de dataciones isotópicas en Colombia. *Boletín Geológico*, v. 32, No. 1-3. p.

Maya, H. y González, H. 1995. Unidades litodémicas de la Cordillera Central de Colombia. *Boletín Geológico*. Vol.35, No. 2 y 3, p. 1-145.

Mercader, J., Mart, R., Martinez, J. L. & Brooks, A. 2002. The nature of 'stone-lines' in the African Quaternary record: archaeological resolution at the rainforest site of Mosumu, Equatorial Guinea. *Quaternary International*, v. 89, p. 71–96

Modenesi-Gauttieri, M. C. & Motta de Toledo, M. C. 1996. Weathering and the formation of hillslope deposits in the tropical highlands of Itatiaia – southeastern Brazil. *Catena* 27, p. 81-103

Moeyersons, J., 1989. The concentration of stones into a stone line as a result from subsurface movements in fine and loose soils in the tropics. *Geo-Eco-Trop*, v. 11, p. 11–22.

Muggler, C. C. y Buurman, P. 2000. Erosion, sedimentation and pedogenesis in a polygenetic oxisol sequence in Minas Gerais, Brazil. *Catena*, vol. 41. p. 3–17

Muller, D., Bocquier, G., Nahon, D. & Pacquet, H. 1981. Analyse des differentiations mineralogiques et structurales d'un sol ferrallitique a horizons nodulaires du Congo, Cahier O.R.S.T.O.M. Serie Pedologie 18, p. 87– 109.

Oldfield.,F., et al., 1980. Palaeoecological studies of three lakes in the Highlands of Papua New Guinea. I-the Chronology of sedimentation. *JI Ecology* V. 68 p. 457-477.

Ollier, C. & Pain, C, 1996. Regolith, soils and landsforms. J. Willey & Sons, Chichester, UK, 308p.

Ollier, C. 1981. Tectonics and Landforms. Longman, Londres. 324 p.

Page, W.D., 1980. Guide to the Quaternary geology near Rionegro and near Santa Fé de Antioquia, Colombia: A two-day Field Trip. Guía de excursión Ríonegro-Santa Fé de Antioquia. Primer Seminario sobre el Cuaternario de Colombia. Bogotá, p.1-15.

Page, W.D. & James, M., 1981. The Antiquity of the Erosion Surfaces and Late Cenozoic deposits near Medellín, Colombia: Implications to Tectonics and Erosion Rates. In: Revista CIAF, 6 (1-3): 421-454.

Page, W. 1986. Geología Sísmica y Sismicidad del Noroeste de Colombia. ISA, INTEGRAL, Woodward Clyde Consultants: 155 p.

Parra, L.N., González, L.H. & Flórez, M.T. 1991. Lito y pedostratigrafía preliminar para las tefras del norte de la Cordillera Central. Boletín de Ciencias de la Tierra, v. 10. p. 41-73

Patiño, J. E. 2000. Toward a Chronology of the Northern Central Cordillera Plateaus, Colombia. Report, Course of Advanced Geomorphology. Universidad EAFIT. Medellín: 21p.

Pavich, M. 1986. Processes and Rates of Saprolite Production and Erosion on a Foliated Granitic Rock of the Virginia Piedmont. In: COLMAN, S. e DETHIER, D. (org.) Rates of Chemical Weathering of Rocks and Minerals. Academic Press, Orlando: 551-590.

Perez, A. 1967. Determinación de la edad absoluta de algunas rocas de Antioquia por métodos radioactivos. Revista Dyna. No. 84, p. 27-31.

PiPujol, M. D. & Buurman, P. 1998. Analyzing ground-water gley and surface-water (pseudogley) effects in paleosols. Quaternary International, vol. 51-52, p. 77-79

Porto, C. G. & Hale, M. 1996. Mineralogy, morphology and chemistry of gold in the stone line lateritic profile of the Posse deposit, Central Brazil. Journal of Geochemical Exploration, v. 5, n. 1-3, p. 115-125

Posada, B. 2000. Sensores remotos y SIG en la cartografía de Cenizas Volcánicas. Tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra. Universidad EAFIT, Medellín. 156 p.

Prescott, J.R. & Hutton, J.T., 1988. Cosmic ray and gamma ray dosimetry for TL and ESR. Nuclear Tracks and Radiation Measurements, v. 14, p 223-227.

Rendón, D. 2003. Tectonic in sedimentary evolution of the Upper Aburra Valley, Northern Colombian Andes. Master Thesis. Shimane University, Japon. 273 p.

Rendón, D.A. 2006. Determinación de espesores de saprolito en el Batolito Antioqueño. Informe final para el Banco de la República. Medellín, 56 p.

- Restrepo, J. J. 1986. Metamorfismo en el sector norte de la Cordillera Central de Colombia. Medellín: Universidad Nacional, Facultad de Ciencias, 276 p.
- Restrepo, J. J. & Toussaint, J. 1984. Unidades litológicas de los alrededores de Medellín. 1a conferencia sobre riesgos geológicos del Valle de Aburrá. p. 1-26.
- Restrepo, J. J., Toussaint, J., González, H., Cordani, U., Kawashita, K., Linares, E. & Parica, C. 1991. Precisiones geocronológicas sobre el Occidente Colombiano. Memorias Simposio sobre Magmatismo Andino y su marco tectónico, p. 1-21.
- Retallack, G J. 2001. Soils of the Past: An introduction to Paleopedology. Blackwell Science. 2d edición, 404 p.
- Rink, W.J. & Odom, A.L. 1991. Natural alpha recoil particle radiation and ionizing radiation sensitivities in quartz detected with EPR: implications for geochronometry. Nuclear Tracks and Radiation Measurements, v. 18, p. 163-173.
- Ruhe, R.V., 1959. Stone lines in soils. Soil Science, v. 84, p. 223–231.
- Schaetzl, R. J. y Weisenborn, B. N. 2004. The Grayling Fingers region of Michigan: soils, sedimentology, stratigraphy and geomorphic development. Geomorphology, v. 61. p. 251–274
- Scholten, T., Felix-Henningsen, P. & Schotte, M. 1997. Geology, soils and saprolites of the Swaziland Middleveld. Soil Technology, v. 11, p. 229-246
- Soeters, R. 1981 Algunos datos sobre la edad de dos superficies de erosión en la Cordillera Central de Colombia. Revista CIAF, Vol. 6, No 1-3. Bogotá, p. 525-528.
- Suescun, D. 1966. Estudio de las Arcillas Industriales en la Zona Central de Antioquia. Boletín Geológico, 14 (1-3), p. 5-53.
- Thomas, M. F. 1994. Geomorphology in the Tropics: a Study of Weathering and Denudation in Low Latitudes. John Wiley & Sons. Chichester, 460 p.
- Thouret, J.C., Van der Hammen, T., Salomons, B. & Juvigné, E. 1997. Late Quaternary glacial stades in the Cordillera Central, Colombia, based on glacial geomorphology, tephra–soil stratigraphy, palynology, and radiocarbon dating. Journal of Quaternary Science, v. 12 (5), p. 347–369

Toro, G., 1999. Téphrochronologie de la Colombie Centrale (Département d'Antioquia et abanico de Pereira). Une approche stratigraphique, géochimique, minéralogique et géochronologique (par ^{14}C et traces de fission) Thèse présentée par Gloria Elena Toro Villegas pour obtenir le titre de Docteur de l'Université Joseph Fourier-Grenoble. Spécialité: Géologie. 302 p.

Toro, G. E. & Hermelin, M. 1990. Stratigraphy of volcanic Ashes from Southern Antioquia: posible paleoclimatic implications. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. v. 8. p. 201-217.

Toro, G. Rendón, D. & Ríos, V. sometido. Geomorphologic frame and morphotectonic analysis of the north of the Central Cordillera of Colombia. *Geomorphology*.

Toro, G.; Hermelin, M.; Schwabe, E.; Posada, B.; Silva, D.; Poupeau, G. & Restrepo, J.J. 2006. Fission-track datings and geomorphic evidences for long-term stability in the Central Cordillera highlands, Colombia. *Zeitschrift für Geomorphologie, supplement*, v. 145, p. 1-16

Torres, V., Vandenberghe, J. & Hooghiemstra, H. 2005. An environmental reconstruction of the sediment infill of the Bogota basin (Colombia) during the last 3 million years from abiotic and biotic proxies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 226, p. 127– 148

Van der Hammen, T., 1982. Paleoeecology of tropical South America. G.T. Prance (Editor), *Biological Diversification in the Tropics*. Columbia University Press, New York, p. 60-73.

Van der Hammen, T. & Hooghiemstra, H. 2003. Interglacial–glacial Fuquene-3 pollen record from Colombia: an Eemian to Holocene climate record. *Global and Planetary Change*, v. 36, p. 181–199

Van Geel, B. & Van der Hammen, T. 1973. Upper quaternary vegetational and climatic sequence of the Fuquene Area (Eastern Cordillera, Colombia). *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 14, p. 9-92

Van Houten, F. B. 1976. Late Cenozoic volcanoclastic deposits, Andean Foredeep, Colombia. *GSA Bulletin (Geological Society of America Bulletin)*; v. 87; no. 4; pp. 481-495

Vélez, M.I., Hooghiemstra, H., Metcalfe, S., Martínez, I. & Mommersteeg, H. 2003. Pollen and diatom-based environmental history since the Last Glacial Maximum from the Andean core Fúquene-VII, Colombia. *Journal of Quaternary Science*, v.18, p. 17-30.

Vélez, M.I., Wille, M., Hooghiemstra, H. & Metcalfe, S. 2005. Integrated diatom-pollen based reconstruction of environmental change from Laguna Las Margaritas in the western Colombian savanna area. *The Holocene*.

Vélez, M.I., Hooghiemstra, H., Metcalfe, S. & Martínez, I. 2003. Pollen- and diatom based environmental history since the Last Glacial Maximum from the Andean core Fúquene-7, Colombia. *Journal of Quaternary Science*, v. 18, n. 1, p. 17–30

Vera, C. 2001. Variación en la permeabilidad y en las condiciones de infiltración de los suelos derivados de las cenizas volcánicas de los valles de San Nicolás. Tesis de Maestría, Universidad EAFIT, Departamento de Geología p. 126.

Watson, A., Price Williams, D. & Goudie, A.S., 1984. The palaeoenvironmental interpretation of colluvial sediments and palaeosols of the late Pleistocene hypothermal in Southern Africa. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, v. 45. p. 225-249.

Widdowson, M., 1997. The geomorphological and geological importance of palaeosurfaces. In: *Palaeosurfaces: recognition, reconstruction and Palaeoenvironmental interpretation* (Ed. by M. Widdowson), The Geological Society, London, p. 1-12.

Wilhelm, E. & Essono Biyogo, J. P. 1992. Lode gold exploration in the iron rich surficial environment of Gabon. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 43, n. 2, p. 167-186.

Wisniewski, Paul A. & Pazzaglia, F.J. Epirogenic. 2002 Great Plains of Northeastern New Mexico. *The Journal of Geology*, 2002, volume 110, p. 437–456

Woodward-Clyde Consultants (1980). Preliminar seismic hazard study for the Ituango Project, Colombia. Medellín, Integral, S.A. 151 p.

ANEXO 1. DESCRIPCIÓN DE LAS COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS LEVANTADAS EN EL LLANO DE OVEJAS

DESCRIPCIÓN DE LAS COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS LEVANTADAS EN LLANO DE OVEJAS

Estación FSO-01 Foto Aflor. 2 y 3 Latitud: 6° 20' 43" N
 Fecha levant.: 17/08/2005 Longitud: 75° 37' 12" W
 Fecha muestreo: 829694
 Dimensiones afloramiento: Longitud: 5m Altura: 2.5 m X = 1193357
 Ubicación: Vía secundaria San Félix-Las Antenas (Boquerón) Z = 2575
 D/b corte N70°E/hztaI

Geoforma predominante: Colina. Geoformas asociadas a niveles freáticos muy altos.

| Espesor (cm) | Litología | Tamaño de grano | # Estrato | Composición % | | | | | Redondidad | Estereidad | Contacto inferior | Bioturbación | D/b | Muestras | | | Fotos | Observaciones |
|--------------|-----------------|-----------------|-----------|---------------|-----|----|-----|----|------------|------------|-------------------|--------------|-----|----------|-------|----|-------|--|
| | | | | Oz | Arc | Mc | Hem | Mg | | | | | | Zr | Otros | Tr | | |
| 211 | | | 0 | | | | | | | | | | | | | | | Horizonte rico en materia orgánica |
| 181 | Limo arcilloso | | 1 | | | | | | | | Media | | | | | | | Geniza volcánica parda con nódulos de Fe |
| 126 | 76 Arena | | 2 | | | | | | | | Media | | | | | | | Depósito aluvial gris con variación a color ocre, m/s, variación lateral de espesor. Láminas de Fe discontinuas en su interior. Bloques aislados de cuarzo (0.5 a 4 cm) y de roca metamórfica (1-6 cm) |
| 50 | 50 Arena limosa | | 3 | | | | | | | | | | | | | 4 | | Depósito aluvial ocre rojizo moleado, con laminas discontinuas de Fe, abundantes micas, bloques aislados de roca metamórfica y cuarzo sacaroidal (0.5-5 cm) |

DESCRIPCIÓN DE LAS COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS LEVANTADAS EN LLANO DE OVEJAS

Estación F50-02 Fecha levant.: 17/08/2005 Foto Aflor. 5 Latitud: 6° 21' 06" N
 Fecha muestreo: Longitud: 75° 37' 23" W
 Dimensiones afloramiento: Longitud: 5m Altura: 2.5 m X = 829364
 Y = 1194083
 Z = 2542

Ubicación: Vía secundaria a la finca de Alfonso Sierra "Finca de los Pantanos"

Geoforma predominante: Colina

| Espesor (cm) | Litológia | Tamaño de grano | # Estrato | Composición % | | | | | | | Redondéz | Esféricidad | Contacto inferior | Bioturbación | D/b | Muestras | | | Fotos | | Observaciones |
|--------------|-----------------------|-----------------|-----------|---------------|-----|----|-----|----|----|-------|----------|-------------|--------------------|--------------|-----|----------|-------|------|-------|-------|---|
| | | | | Qz | Arc | Mc | Hem | Mg | Zr | Otros | | | | | | Tr | Paleo | Foto | Pi | Dt | |
| 166 | | | 0 | | | | | | | | | | Neto | | | | | | | | Horizonte rico en materia orgánica |
| 151 | Limo | | 1 | | | | | | | | | | Gradacional | | | | | | | | Ceniza volcánica oliva posiblemente removilizada |
| 121 | Arena | | 2 | | | | | | | | | | Neto, costra de Fe | | | | | | 9 | | Depósito aluvial gris claro con CV, bloques de cuarzo aislados 0.3-3 cm formando LP |
| 106 | Arena limosa | | 3 | | | | | | | | | | Neto, costra de Fe | | | | | | | | Depósito gris con bi, metamórficos ~3 cm, m/s |
| 92 | Arena conglo-merática | | 4 | | | | | | | | | | Neto, costra de Fe | Media | | | | | 8 | | Depósito de vertiente ocre con bloques metamórficos y cuarzo ~2cm hasta 12cm |
| 67 | Limo arenoso | | 5 | | | | | | | | | | Neto, costra de Fe | | | | | | | | Depósito pardo rojizo, moteado, var lateral de color y espesor, bloques de r. metamórfica ~2 cm |
| 52 | Gravas | | 6 | | | | | | | | | | | | | | | | | 6 y 7 | Depósito de vertiente ocre con gravas de cuarzo y bloques metamórficos ~5 cm, m/s |

DESCRIPCIÓN DE LAS COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS LEVANTADAS EN LLANO DE OVEJAS

Estación FSO-05B Fecha levant.: 17/08/2005 Foto Afior. 18-20 Latitud: 6° 21' 07" N
 Dimensiones afloramiento: Longitud: 6 m Altura: 3 m Fecha muestreo: 18-20 Longitud: 75° 36' 00" W
 Ubicación: Entrada a Minitas a 10m de la estación FSO 15A, en otro corte de la misma finca X = 831904
 Geoforma predominante: Colina Y = 1194086
 D/b corte N50E/hzt Z = 2495

Geoforma predominante: Colina

| Espesor (cm) Acum. | Litología | Tamaño de grano | # Estrato | Composición % | | | | | Redondez | Esfericidad | Contacto inferior | Bioturbación | D/b | Muestras | | | Fotos Campo Muest | Observaciones |
|-----------------------|--------------|-----------------|-----------|---------------|-----|----|-----|----|----------|--------------------|-------------------|--------------|-----|----------|-------|----|----------------------|--|
| | | | | Qz | Arc | Mc | Hem | Mg | | | | | | Zr | Otros | Ti | | |
| 269 | | | 0 | | | | | | | | | | | | | | | Horizonte rico en materia orgánica |
| 249 | limo arenoso | | 1 | | | | | | | Neto | | | | | | | | Ceniza volcánica parda |
| 193 | Arena limosa | | 2 | | | | | | | Neto | | | | 21 | | | | Depósito aluvial arenoso pardo rojizo m/s, manchas por acumulación de Fe, FUS |
| 165 | Arena gruesa | | 3 | | | | | | | Neto, costra de Fe | | | | | | | | Depósito aluvial arenoso gris g/s, pardo en el techo, con nódulos y láminas de Fe |
| 120 | Arena | | 4 | | | | | | | Neto, costra de Fe | | | | | | | | Depósito aluvial ocre oscuro, g/s, con cúmulos aislados de min. opacos y láminas de Fe |
| 92 | Arena limosa | | 5 | | | | | | | Transicional | | | | | | | | Depósito aluvial ocre claro m/s |
| 50 | Arena limosa | | 6 | | | | | | | Tajante | | | | | | | | Depósito aluvial ocre rojizo micáceo m/s |
| 30 | limo | | 7 | | | | | | | | | | | | | | | Depósito aluvial blanco limo arcilloso con paquetes de arena, manchas rojizas |

DESCRIPCIÓN DE LAS COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS LEVANTADAS EN LLANO DE OVEJAS

Estación FSO-09 Fecha levant.: 17/08/2005 Foto Aflor. 36 Latitud: 6° 22' 09" N
 Dimensiones afloramiento: Longitud: 5m Altura: 3 m D/b corte NS/hzt Longitud: 75° 37' 40" W
 Ubicación: Vía secundaria hacia la vía principal a San Pedro, a 200 m de la estación FSO-08 X = 828842
 Y = 1195993
 Z = 2582

Geoforma predominante: Colina

| Espesor (cm) | Litología | Tamaño de grano | # Estrato | Composición % | | | | | | Redondez | Esfericidad | Contacto inferior | Bioturbación | D/b | Muestras | | | Fotos | | Observaciones |
|--------------|--------------|-----------------|-----------|---------------|-----|-----|-----|----|----|----------|--------------|-------------------|--------------|-----|----------|----|-------|-------|--|---------------|
| | | | | Qz | Arc | Mic | Hem | Mg | Zr | | | | | | Otros | Tr | Paleo | Foto | Pl | |
| 280 | | | 0 | | | | | | | | Neto | | | | | | | | Horizonte rico en materia orgánica | |
| 265 | limo arenoso | | 1 | | | | | | | | Gradacional | | | | | | | | Ceniza volcánica parda clara | |
| 217 | conglomerado | | 2 | | | | | | | | Gradacional | | | | | 38 | | | Deposito aluvial rojo con lentes de cuarzo y mica M/S y bloques pequeños de roca metamórfica con variación lateral de espesor. A 10 m desaparece el estrato y se aprecia una línea de piedra con cuarzos de 4 cm asociada a una costra de Fe | |
| 160 | limo arenoso | | 3 | | | | | | | | Neto Erosivo | | | | | 37 | | | Deposito aluvial ocre FUS gravoso M/S con bloques de cuarzo y roca metamórfica (22 cm) redondeados a subangulares cubiertos por pátina de Fe y láminas de Fe al interior | |
| 35 | arena limosa | | 4 | | | | | | | | | | | | | | | | Saprolito granítico ocre | |

DESCRIPCIÓN DE LAS COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS LEVANTADAS EN LLANO DE OVEJAS

Estación FSO-11 Fecha levant.: 17/08/2005 Foto Afior. 42-44 Latitud: 6° 26' 33" N
 Dimensiones afloramiento: Longitud: 12m Altura: 2 m Fecha muestreo: Longitud: 75° 36' 08" W
 Ubicación: Vía Vereda La Lana D/b corte N30W/hzt X = 831689 Y = 1204107 Z = 2806

Geoforma predominante: Tope de Colina

| Espesor (cm) Acum. | Litolología | Tamaño de grano | # Estrato | Composición % | | | | | | | Redondez | Esterilidad | Contacto inferior | Bioturbación | D/b | Muestras | | | Fotos | | Observaciones | |
|-----------------------|--------------|-----------------|-----------|---------------|-----|----|-----|----|----|-------|----------|----------------------------|-------------------|--------------|-----|----------|-------|------|-------|----|---------------|---|
| | | | | Oz | Arc | Mc | Hem | Mg | Zr | Otros | | | | | | Tr | Paleo | Foto | PI | Dt | | Campo |
| 171 | | | 0 | | | | | | | | | Neto | | | | | | | | | | Horizonte rico en materia orgánica |
| 151 | limo | | 1 | | | | | | | | | Gradacional | | | | | | | | | | Ceniza volcánica parda con nódulos de Fe y gibsita |
| 121 | 12 grava | | 2 | | | | | | | | | Gradacional | | | | | | 47 | | | | Línea de piedra de nódulos de hierro y gibsita y muy poco cuarzo, gravas. Generada por erosión laminar. |
| 109 | Arena limosa | | 3 | | | | | | | | | Neto | | | | | | | | | | Depósito aluvial octe m/s con nódulos de gibsita (2cm) y ceniza?; láminas aisladas de Fe |
| 77 | | | 4 | | | | | | | | | Neto | | | | | | | | | | Ferricreta irregular |
| 74 | Arena limosa | | 5 | | | | | | | | | Alta. Con raíces recientes | | | | | | | | | 45 | Depósito aluvial rojo limo m/s con nódulos de gibsita (2 cm) en la parte superior y ópalo aislado |

DESCRIPCION DE LAS COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS LEVANTADAS EN LLANO DE OVEJAS

Estación FSO-12 Foto Aflor. 48-49 Latitud: 6° 26' 53" N
 Fecha levant.: 17/08/2005 Longitud: 75° 36' 26" W
 Fecha muestreo: X = 831131
 Dimensiones afloramiento: Longitud: 4m Altura: 3m Dib corte N15W/hzt
 Ubicación: Vía Vereda La Lana Y = 1204727
 Z = 2613

Geoforma predominante: Colina

| Espesor (cm) Acum. | Litología | Tamaño de grano | # Estrato | Composición % | | | | | | Redondez | Esterilidad | Contacto inferior | Bioturbación | D/b | Muestras | | | Fotos | | Observaciones |
|-----------------------|--------------|-----------------|-----------|---------------|----|----|-----|----|----|----------|-------------|-----------------------------------|--------------|-----|----------|----|-------|-------|----|---|
| | | | | Qz | Ar | Mc | Hem | Mg | Zr | | | | | | Otros | Tr | Paleo | Foto | Pl | |
| 192 | | | 0 | | | | | | | | | | | | | | | | | Horizonte rico en materia orgánica |
| 167 | limo arenoso | | 1 | | | | | | | | | Neto por lámina de hierro | Baja | | | | | | | Ceniza volcánica parda |
| 123 | arena limoso | | 2 | | | | | | | | | Neto por cambio de color, erosivo | Alta | | | | 64 | | | Depósito ocre grisáceo FUS con costra de Fe incipiente en la parte superior y acumulaciones de arena en el piso (línea de piedra). Variación vertical de color por percolación |
| 82 | limo arenoso | | 3 | | | | | | | | | | Media | | | | | | | Depósito aluvial ocre claro con láminas de Fe discontinuas en la parte central y paquetes limosos aislados |

DESCRIPCIÓN DE LAS COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS LEVANTADAS EN LLANO DE OVEJAS

Estación FSO-13 Fecha levant.: 17/08/2005 Foto Afior. Latitud: 6° 27' 39" N
 Fecha muestreo: D/b corte EW/hzt Longitud: 75° 36' 32" W
 Dimensiones afloramiento: Longitud: 25m Altura: 5m X = 831014
 Ubicación: Vereda La Lana, Finca Aguas Frías Y = 1206153
 Z = 2853

Geoforma predominante: Colina

| Espesor (cm) Acum. | Litología | Tamano de grano | # Estrato | Composición % | | | | | Color | Redondez | Esterilidad | Contacto inferior | Bioturbación | D/b | Muestras | | | Fotos | | Observaciones |
|-----------------------|-----------|-----------------|-----------|---------------|-----|----|-----|----|-------|----------|-------------|-------------------|--------------|-----|----------|-------|----|-------|--|---------------|
| | | | | Oz | Arc | Mc | Hem | Mg | | | | | | | Zr | Otros | Tr | Paleo | Foto | |
| 593 | 15 | | 0 | | | | | | | | Neto | | | | | | | | Horizonte removido rico en materia orgánica y cenizas | |
| 578 | 65 | Arena | 1 | | | | | | | | Neto | Media | | | | | | | Gley, arena gris homogénea | |
| 513 | 3 | | 2 | | | | | | | | Neto | | | | | | 53 | | Ferricreta irregular | |
| 510 | 405 | Arena limosa | 3 | | | | | | | | Neto | | | | | | 54 | | Depósito de vertiente ocre, con bloques de roca metamórfica (1-8 cm) y nódulos de Fe, con paquetes limosos y varias láminas discontinuas de Fe al interior | |
| 105 | 105 | Arena limosa | 4 | | | | | | | | Neto | | | | | | | | Depósito aluvial rojizo con bloques 5 cm de rocas metamórficas | |

DESCRIPCIÓN DE LAS COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS LEVANTADAS EN LLANO DE OVEJAS






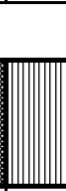
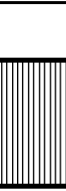
Estación FSO-15 Fecha levant.: 17/08/2005 Foto Aflor. 62 Latitud: 6° 27' 52" N
 Dimensiones afloramiento: Longitud: 5m Altura: 3m Dib corte N50W/hzl Longitud: 75° 37' 10" W
 Ubicación: Vereda La Lana pasando el asentamiento sobre la vía destapada a la vereda Pantanillo X = 829783
 Y = 1206547
 Z = 2609

Geoforma predominante: Colina

| Espesor (cm) Acum. | Litología | Tamaño de grano | # Estrato | Composición % | | | | | | Redondez | Esterilidad | Contacto inferior | Bioturbación | Dib | Muestras | | | Fotos | | Observaciones |
|-----------------------|---------------|-----------------|-----------|---------------|-----|----|-----|----|----|----------|-------------------------------|-------------------------|--------------|-----|----------|----|-------|-------|--|---------------|
| | | | | Oz | Alc | Mc | Hem | Mg | Zr | | | | | | Otros | Tr | Paleo | Foto | PI | |
| 180 | | | 0 | | | | | | | | Neto | | | | | | | | Horizonte rico en materia orgánica | |
| 122 | limo arenoso | | 1 | | | | | | | | Gradacional | Media | | | | | | | Ceniza volcánica parda | |
| 86 | grava arenoso | | 2 | | | | | | | | Neto asociado a costiza de Fe | | | | | 64 | | | Gley gris con bloques de cuarzo (mm a 5 cm) en matriz arenosa (línea de piedra) | |
| 72 | Arena | | 3 | | | | | | | | Neto | Media. Raíces recientes | | | | | | | Depósito aluvial gris arenoso con gravas de cuarzo (3 cm) aisladas | |
| 40 | conglomerado | | 4 | | | | | | | | | | | | | | 63 | | Depósito aluvial café conglomerático con gravas de cuarzo (3 cm) aisladas conglomerático de bloques metamórficos (hasta 25 cm) y cuarzo sacaroidal | |

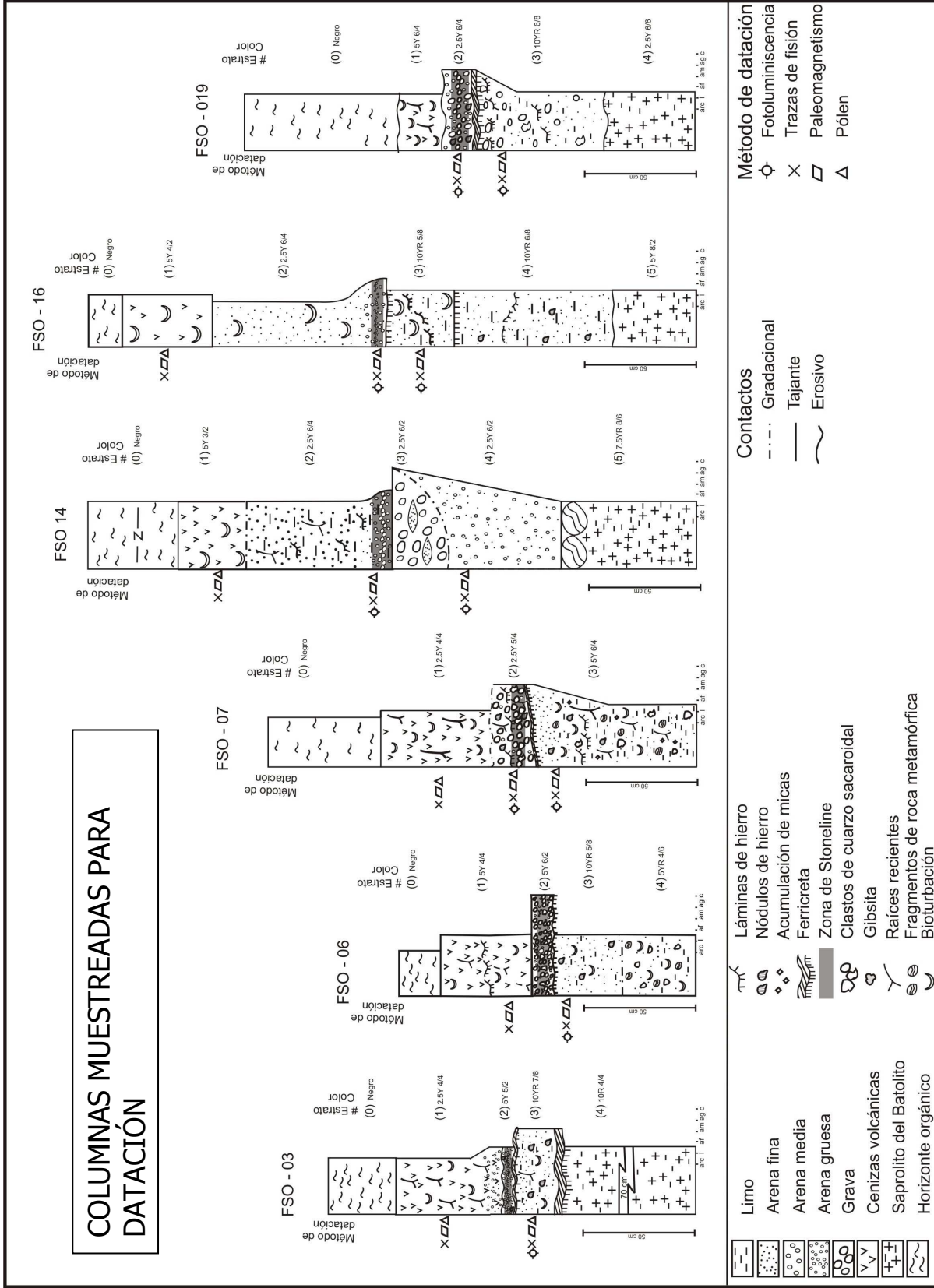
DESCRIPCIÓN DE LAS COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS LEVANTADAS EN LLANO DE OVEJAS

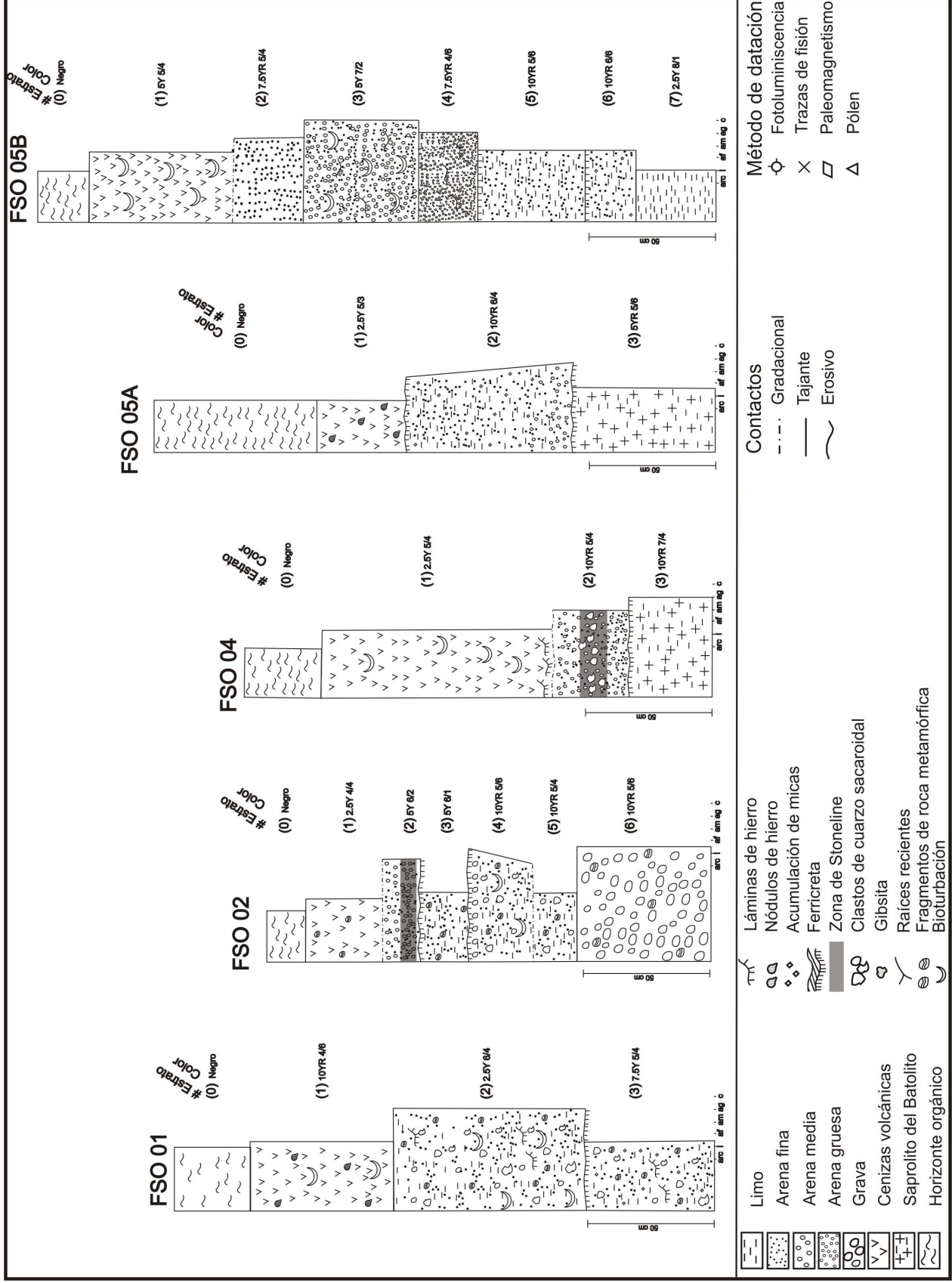
Estación FSO-17Fecha levant.: 05/09/2005
Fecha muestreo: 561Foto Aflor.Dib corte N40E/hztLatitud: 6° 25' 54" N
Longitud: 75° 36' 00" W
X = 831950
Y = 1202913
Z = 2565Dimensiones afloramiento: Longitud: 6m Altura: 5mUbicación: Vía hacia El Tambo, después de la Virgen hacia la vereda Las Puertas.
Frente a la Finca Brazos AbiertosGeoforma predominante: Colina

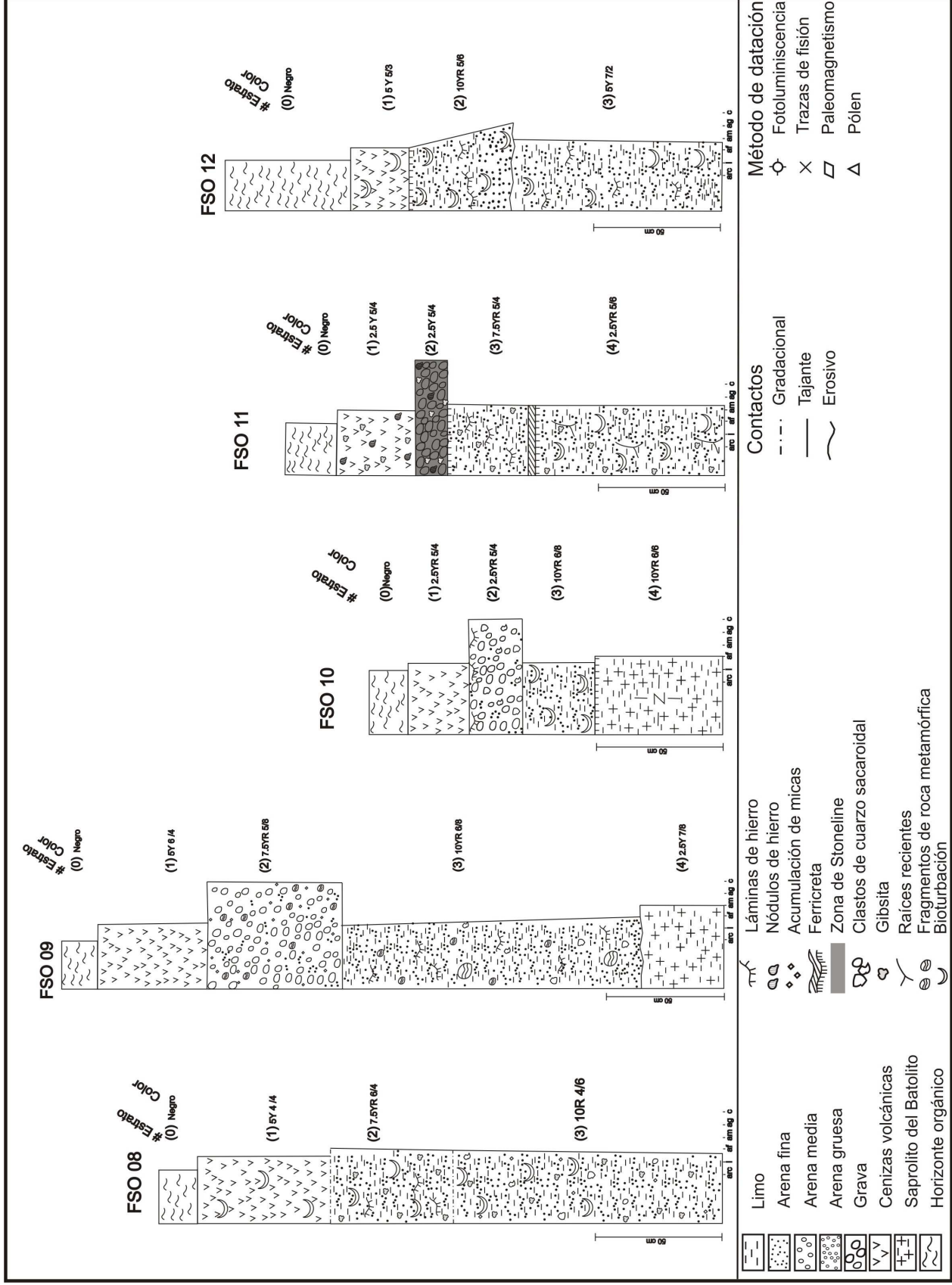
| Espesor (cm) Acum. | Litología | Tamaño de grano | # Estrato | Composición % | | | | | Redondéz | Esfericidad | Contacto inferior | Bioturbación | D/b | Muestras | | | Fotos | | Observaciones | |
|-----------------------|-----------------|---|-----------|---------------|-----|----|-----|----|----------|-----------------------------------|-------------------|--------------|-----|----------|-------|----|-------|------|---|------------------------------------|
| | | | | Oz | Arc | Mc | Hem | Mg | | | | | | Zr | Otros | Tr | Paleo | Foto | | PI |
| 353 | |  | 0 | | | | | | | Negro | | Neto | | | | | | | | Horizonte rico en materia orgánica |
| 328 | 65 limo |  | 1 | | | | | | | 5 Y 6/R127 pale olive | Neto | Alta | | | | | | | Ceniza volcánica parda con abundantes raíces recientes | |
| 263 | 10 arena gruesa |  | 2 | | | | | | | 2.5 Y 5/6 light olive brown | | | | | | | | | Depósito arenoso ocre, línea de piedra arenosa de cuarzo y nódulos de Fe de 0,5 cm. | |
| 253 | 3 |  | 3 | | | | | | | 10 R 4/8 | Neto | | | | | | | | Ferricreta continua | |
| 250 | 70 arena limosa |  | 4 | | | | | | | 2.5 Y 7/8 yellow | Gradacional | | | | 562 | | | | Depósito aluvial ocre CUS con láminas de Fe aisladas | |
| 180 | 160 grava) |  | 5 | | | | | | | 2.5 Y 7/6 yellow | Neto | | | | | | | | Depósito aluvial de gravas (1-12 cm) imbricadas m/s, matriz arenosa, micáceo, con variación vertical de color, CUS, fallado, N10°W/63°W, pitch 60°S; N55°W/65°W | |
| 20 | limo arenoso |  | 6 | | | | | | | 2.5 Y 8/1 white | | | | | | | | | Saprolito granítico rojizomoleado, con variación lateral de color | |

**ANEXO 2. ESQUEMA DE LAS COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS LEVANTADAS EN EL
LLANO DE OVEJAS**

COLUMNAS MUESTREADAS PARA DATACIÓN

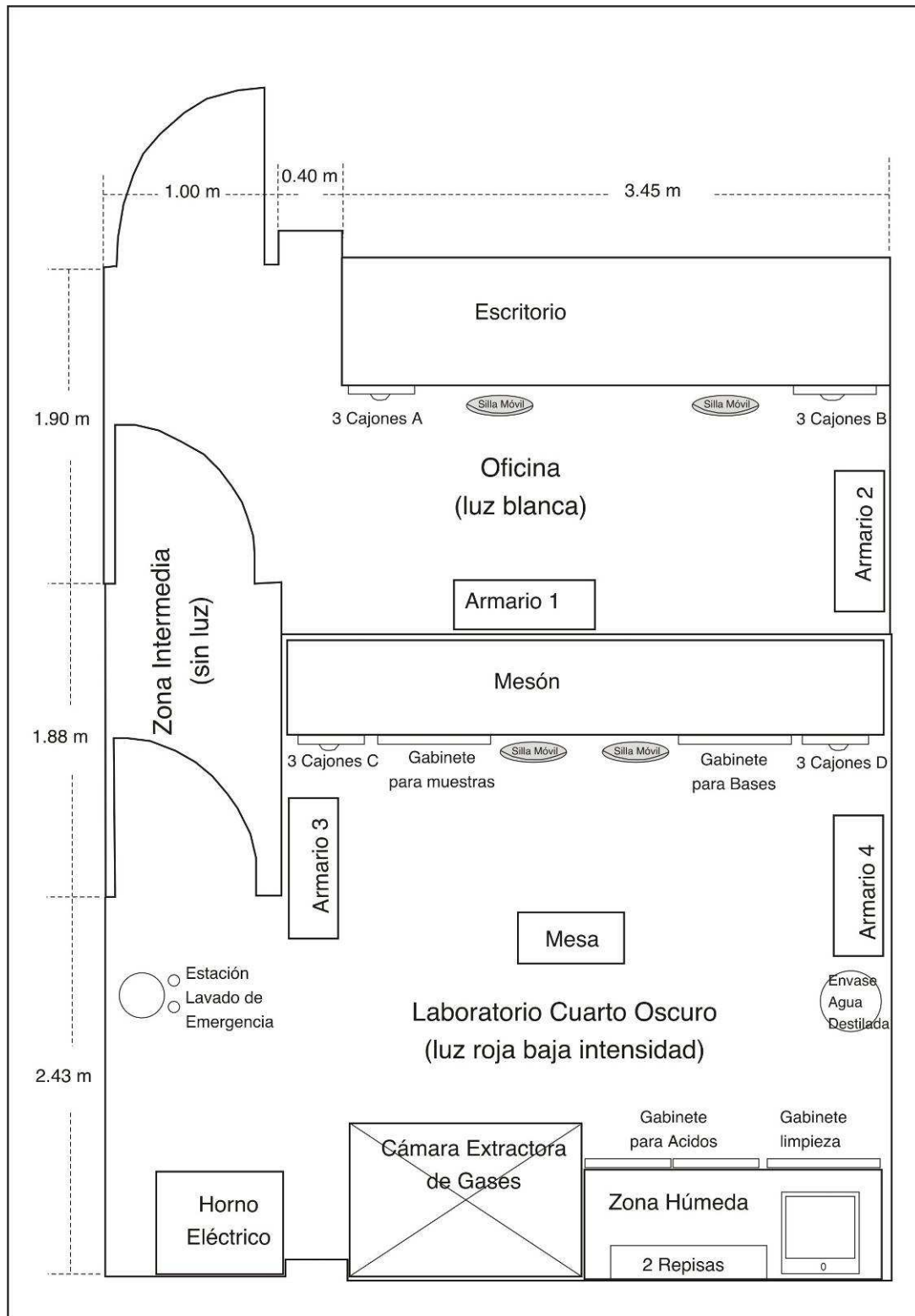








**ANEXO 3. PLANO DEL LABORATORIO DE LUMINISCENCIA DE LA UNIVERSIDAD
EAFIT**



**LABORATORIO DE FOTOLUMINISCENCIA
UNIVERSIDAD EAFIT, BLOQUE 14 - 205**