

**ESTRATIGRAFÍA HOLOCÉNICA DE LA SUCESIÓN LAMINADA DE LA
QUEBRADA LA CAIMANA (SANTA FE DE ANTIOQUIA) APLICADA EN LA
RECONSTRUCCIÓN PALEOCLIMÁTICA Y PALEOAMBIENTAL**

GABRIEL ALBERTO BAYONA FETECUA

**UNIVERSIDAD EAFIT
ESCUELA DE INGENIERIA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA
MEDELLÍN
2012**

**ESTRATIGRAFÍA HOLOCÉNICA DE LA SUCESIÓN LAMINADA DE LA
QUEBRADA LA CAIMANA (SANTA FE DE ANTIOQUIA) APLICADA EN LA
RECONSTRUCCIÓN PALEOCLIMÁTICA Y PALEOAMBIENTAL.**

GABRIEL ALBERTO BAYONA FETECUA

Tesis de Grado

Maestría en Ciencias de la Tierra

Asesor: JOSÉ HUMBERTO CABALLERO ACOSTA

**UNIVERSIDAD EAFIT
ESCUELA DE INGENIERIA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA
MEDELLÍN
2012**

Nota de aceptación:

Presidente del Jurado

Jurado

Jurado

Medellín, Mayo de 2012

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar le doy gracias a Dios, por su provisión en cada momento durante este proceso y por mostrarme el camino a seguir sobre todo en los momentos de adversidad, por darme fuerza y orientarme.

Alguien me dijo una vez que la ciencia no depende solo de la calidad de nuestros datos, o de lo sofisticado de nuestros análisis. Detrás de cada publicación hay una historia que trasciende lo académico y está relacionada con el esfuerzo de un conjunto de personas que se unen para aportar un nuevo conocimiento.

Este trabajo resalta este principio, y es mi aporte al estudio que iniciamos hace algunos años con el Grupo de Investigaciones en Paleoclimas.

A mis padres, por ser una fuente inagotable de apoyo, por su fe en mí. ¿Cómo podría yo algún día corresponderles por lo que han hecho por mí?

Al Departamento de Geología, su staff, sus profesores, por las experiencias, su colaboración y las enseñanzas en todos estos años.

A todos aquellos que aportaron, aún sin darse cuenta a la finalización de este trabajo.

CONTENIDO

	Pág.
INTRODUCCIÓN	13
1. PRELIMINARES	16
1.1 ZONA DE ESTUDIO	16
1.2 EL CLIMA DEL HOLOCENO TARDÍO EN EL NORTE DE SURAMÉRICA ..	17
1.3 LA SUCESIÓN LAMINADA DE LA TERRAZA DE SAN NICOLÁS	20
2. MÉTODOS DE ANÁLISIS	24
2.1 OBTENCIÓN DE MUESTRAS DE CANALETA	24
2.2 ANÁLISIS DE PLACAS FROTIS	26
2.3 ANÁLISIS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X	27
2.4 ANÁLISIS QUÍMICO: PRUEBA FIEDES Y DE HIERRO FERROSO	28
2.5 ANÁLISIS DE SECCIONES DELGADAS	28
2.6 ANÁLISIS DIGITAL DE IMÁGENES	29
2.6.1 Adquisición de datos para el análisis de imagen	31
2.6.2 Análisis de imagen	31
2.6.3 Análisis de color de sedimento con la serie RGB	31
2.7 ANALISIS DE FRECUENCIAS	34
2.7.1 Dataciones radiocarbono	35
3. RELACIÓN DEL CLIMA CON LA SEDIMENTACIÓN EN EL TRÓPICO	36
3.1 EL CLIMA GLOBAL	36
3.2 CLIMA EN EL NORTE DE SURAMÉRICA	39
3.3 ESTUDIOS PREVIOS SOBRE EL CLIMA DEL NORTE DE SURAMÉRICA DURANTE EL HOLOCENO	41
3.4 EL FENÓMENO ENSO	42
3.5 SEDIMENTACIÓN LACUSTRE Y SEDIMENTOS LAMINADOS	44
3.6 HIDROLOGÍA DEL VALLE DEL CAUCA	47
4. RESULTADOS	49
4.1 ANALISIS DE PERFIL DE METEORIZACIÓN	54
4.2 ANÁLISIS DE ENSAYOS Y MUESTRAS	55

4.2.1 Obtención de muestras de canaleta.....	56
4.2.2 Análisis químico de las arcillas (prueba Fieldes).....	56
4.3 CARACTERIZACIÓN DE LOS SEDIMENTOS EN LA Q. LA CAIMANA	57
4.4 DESCRIPCIÓN DE FACIES.....	61
4.4.1 Facies O	61
4.4.2 Facies M1	63
4.4.3 Facies C1	63
4.4.4 Facies G	64
4.4.5 Facies B	64
4.5 LA SUCESIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LA TERRAZA DE SAN NICOLÁS..	65
4.6 ANÁLISIS DE ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y BIOGÉNICAS.....	71
4.7 ANÁLISIS DE MICROESTRUCTURAS.....	74
4.8 DATACIONES	80
4.9 MODELO DE EDAD	81
4.10 ANÁLISIS DE IMAGEN	84
4.10.1 Conteo de láminas y análisis de ciclicidades.....	86
4.10.2 Sucesión del afloramiento 6 en la Q. La Caimana	86
4.10.3 Resultados del análisis.....	93
5. DISCUSIÓN	95
5.1 MODELO DE SEDIMENTACIÓN	95
5.2 AMBIENTES SEDIMENTARIOS	99
5.3 ETAPAS EN LA SEDIMENTACIÓN DE LA CUENCA Q. LA CAIMANA.....	105
6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	114
BIBLIOGRAFIA.....	119

LISTA DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1. Características del muestreo con canaletas.....	25
Tabla 2. Porcentaje promedio de la composición química de las aguas dulces (Clarke, 1924).	46
Tabla 3. Caudales máximos, medios y mínimos a diferentes posiciones a lo largo del río Cauca.....	48
Tabla 4. Muestras analizadas por medio del método de difracción de rayos X (XRD).....	59
Tabla 5. Características de los 3 segmentos litoestratigráficos en la columna del afloramiento 6 en la Q. La Caimana.	70
Tabla 6. Resultados del análisis de AMS 14C para las muestras del afloramiento 6 de la Q. La Caimana.	81
Tabla 7. Resultados del análisis de imagen de la columna del afloramiento 6 en la Q. La Caimana. La sucesión inicia en ~6350 y termina en ~700 años AP.	94

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Localización de la zona de estudio	16
Figura 2. Radiación de onda larga reflejada estacional (OLR en Wm^{-2}). JJA - junio, julio, agosto; DEF – diciembre, enero, febrero.....	23
Figura 3. Método de muestreo con canaleta de aluminio	24
Figura 4. Alteraciones de la señal estratigráfica	30
Figura 5. Forzamiento astronómico en sus tres componentes	36
Figura 6. Distribución del calor recibido por radiación y los componentes que forman este mecanismo en la atmósfera.	38
Figura 7. Representación del efecto de “isla seca”	39
Figura 8. Dirección y velocidad de los vientos horizontales en el norte de Suramérica.....	40
Figura 9. Contenido de Fe y Ti en el núcleo 1002C en la cuenca de Cariaco (Venezuela).....	42
Figura 10. Parámetros del ENSO	43
Figura 11. Poligonal de la Quebrada La Caimana	49
Figura 12. Rasgos hidrológicos de la Q. La Caimana.....	50
Figura 13. Afloramiento de material arcilloso masivo al nivel de la Q. La Caimana	52
Figura 14. Rasgos de la laminación.....	53
Figura 15. Detalle de uno de los juegos de láminas oscuros (abajo), claros (arriba) y la capa blanca marcadora en un afloramiento de la Q. La Caimana.....	54
Figura 16. Difractograma de la muestra LC 6-21 (21-26 cm).....	60
Figura 17. Difractograma de la muestra LC 6-18 (32-38 cm).....	60
Figura 18. Difractograma de la muestra LC 6-39 (20-23cm).....	61
Figura 19. Columnas estratigráficas generalizadas de afloramientos a lo largo de la Q. La Caimana y del núcleo de San Nicolás (Note su localización en la poligonal (inserto) y su posición vertical con relación al río Cauca).	66
Figura 20. Columna estratigráfica del afloramiento 6 de la Q. La Caimana.....	68
Figura 21. Intervalo. LC 6-18: 645-650 cm	72
Figura 22. Intervalo LC 6-12A: 420-440 cm.....	72

Figura 23. Intervalo LC 6-13: 450-451 cm.	73
Figura 24. Intervalo LC 6-38: 1495-1505 cm.	73
Figura 25. Microestructuras Canaleta 6-28.....	75
Figura 26. Microestructuras Canaleta 6-32.....	76
Figura 27. Microestructuras Canaleta 6-1A	76
Figura 28. Microestructuras Canaleta 6-32.....	77
Figura 29. Microestructuras Canaleta 6-34.....	77
Figura 30. Microestructuras Canaleta 6-33.....	78
Figura 31. Microestructuras Canaleta 6-38.....	78
Figura 32. Microestructuras Canaleta 6-33.....	79
Figura 33. Microestructuras Canaleta 6-28.....	79
Figura 34. Microestructuras Canaleta 6-40.....	80
Figura 35. Regresiones lineales y exponenciales para el conjunto de dataciones el afloramiento 6 en la Q. La Caimana.	82
Figura 36. Modelo de edad para la sucesión estratigráfica del afloramiento 6 en la Q. La Caimana.....	83
Figura 37. Columna base para el análisis digital.....	85
Figura 38. Conteo de láminas del segmento 0-40 cm (base a la izquierda).	87
Figura 39. Periodicidad para el segmento 0-40 cm.....	87
Figura 40. Conteo de láminas del segmento 800-830 cm (base a la izquierda). ...	89
Figura 41. Periodograma para el segmento 800-830 cm.....	89
Figura 42. Periodograma para el segmento 800-830 cm.....	90
Figura 43. Conteo de láminas del segmento 830-900 cm (base a la izquierda). ...	91
Figura 44. Autocorrelograma para el segmento 830-900 cm.....	91
Figura 45. Periodograma para el segmento 830-900 cm.....	92
Figura 46. Periodicidad para el segmento 800-830 cm.....	92
Figura 47. Diagrama Eh-pH para la serie Fe-Si-O-H (Brookins, 1988).....	95
Figura 48. Arquitecturas depositacionales como función del volumen de acomodación y aporte sedimentario (Modificado de Leeder, 1999).....	101
Figura 49. Half grabben idealizado de la región de Basin y Range. Tomado de Alexander y Leeder, 1987.....	102
Figura 50. Modelo Sedimentación FASE 1	106

Figura 51. Modelo Sedimentación FASE 2.....	107
Figura 52. Modelo Sedimentación FASE 3.....	108
Figura 53. Modelo Sedimentación FASE 4.....	109
Figura 54. Modelo Sedimentación FASE 5.....	110
Figura 55. Modelo Sedimentación FASE 6.....	111
Figura 56. Modelo Sedimentación FASE 7.....	112
Figura 57. Modelo Sedimentación FASE 8.....	113

LISTA DE ANEXOS

Anexo A. Smear Slides

Anexo B. Estructuras Sedimentarias.

Anexo C. Procesamiento digital y análisis de imagen.

Anexo D. Artículo CO₂

ABSTRACT

This paleo-environmental reconstruction is based in the analysis of laminated sediment, located along the Cauca River near Santa Fe de Antioquia (Colombia). These sediments form a 15 m succession in a fluvial-lacustrine terrace in the La Caimana Creek (6.5°N; 75.6°W). The micro-basin was identified as a fluvial-lacustrine environment, characterized by being a semi-protected area where periodical rising of the river deposited mud and fine sand periodically. It is suggested that the lamination within the column was originated in response to the P-E conditions at the moment of deposition. Finally, it is presented a cyclostratigraphic analysis obtained from digital processing techniques and spectral analysis, along with an age model based on ¹⁴C dating. Some of the samples are interpreted as being reworked; thus, interpretations are presented for a 6.000-2.000 yr-cal BP range. It is suggested that the encountered periodicities could be concordant with climatic phenomena in the region such as ENSO and seasonal variability. Likewise, it is suggested an increase in recurrence and magnitude of these phenomena for recent years.

RESUMEN

La presente reconstrucción paleo-ambiental está basada en el análisis de sedimentos laminados localizados a orillas del río Cauca cerca de Santa Fe de Antioquia (Colombia). Estos sedimentos forman una sucesión de 15 m en una terraza fluvio-lacustre en la Quebrada La Caimana (6.5°N; 75.6°W). La microcuenca se identificó como un ambiente fluvio-lacustre, caracterizado por ser un espacio semi-protegido donde las subidas periódicas del río Cauca depositaron lodos y arenas finas de manera periódica. Se sugiere que la laminación encontrada al interior de la columna se originó como respuesta a las condiciones de precipitación – evaporación (P-E) dominantes en el momento de la depositación. Finalmente, se presenta un análisis ciclo-estratigráfico obtenido a partir de técnicas de procesamiento digital de imagen y análisis espectral, junto a un modelo de edad basado en dataciones por ¹⁴C. Se interpreta que algunas de las muestras reflejan un retrabajamiento, por lo que las interpretaciones se dan para el rango de 6.000-2.000 años calibrados. Se sugiere que las periodicidades encontradas podrían ser concordantes con fenómenos climáticos tales como el ENSO y las variaciones estacionales de la región. Asimismo se sugiere un aumento de la intensidad y recurrencia de estos fenómenos para las épocas más recientes.

INTRODUCCIÓN

Este estudio presenta una reconstrucción paleoambiental para la micro cuenca de la quebrada La Caimana (Santa Fe de Antioquia, Antioquia, Colombia) con base en el análisis de multi-indicadores obtenidos de la terraza denominada de San Nicolás, la cual se caracteriza por la laminación milimétrica de sus sedimentos. El área de estudio presenta una combinación de características geológicas, y geográficas que ofrecen un potencial como pocas en esta región del trópico, para reconstruir el clima de la región durante el Holoceno.

El objetivo principal de esta investigación es la caracterización sedimentológica y estratigráfica de los sedimentos laminados en la Q. La Caimana en términos de su variación lateral y vertical (análisis de facies), así como una reconstrucción paleoambiental de la microcuenca.

Para esto se realizaron tres campañas de campo en las cuales se levantó la columna estratigráfica, y se tomaron muestras continuas con un método adaptado de muestreo de canaletas en sedimentos blandos que permitió el posterior análisis en laboratorio por medio de ensayos químicos de arcillas, placas frotis, secciones delgadas, difracción de rayos X, datación con ^{14}C , análisis digital de imagen, y análisis de series de tiempo para la sucesión digital de la laminación.

Este conjunto de herramientas permitió caracterizar los diferentes tipos de sedimentos encontrados, describir las variaciones a lo largo de la sucesión, y generar un modelo de evolución paleoambiental de la cuenca.

Se determinó que la microcuenca tuvo una posición geográfica particular, influenciada por las variaciones del río Cauca, incluyendo periodos de inundación temporales, asociados a represamientos del río, pero sin la influencia directa de flujos de alta energía, lo que favoreció la predominancia de ambientes de baja

energía al momento de depositarse los sedimentos de la parte baja de la columna. Para la parte superior de la columna, se sugiere un aumento de la energía del sistema, el cual se asocia con un aumento de los influjos del río Cauca y un aumento del régimen hidrológico.

La laminación se atribuye en parte a la estacionalidad del régimen hidrológico de la cuenca, y a procesos químicos, principalmente de oxidación, dependiendo del tipo de material depositado.

Adicionalmente, se presenta una primera aproximación al análisis de series de tiempo para una señal obtenida de las variaciones en tonalidad en los sedimentos, las cuales fueron transformadas de espesor a tiempo con base en el modelo de edad propuesto y a la evaluación paleoambiental de la cuenca.

Para esta serie fueron calculados autocorrelogramas y periodogramas, con ayuda del software StratiSignal, con el propósito de encontrar ciclicidades en la señal, encontrando ciclos en la secuencia equivalentes a periodos de entre 1 y 400 años. Algunos de estos periodos son concordantes con periodos de fenómenos climáticos operantes en la región, tales como el ENSO y la Oscilación Decadal de Pacífico.

Dentro de los factores que pueden afectar la precisión de los resultados presentados, se encuentra la influencia de fenómenos neotectónicos reportados en el área. En este estudio se concluye que el impacto de tales eventos tiene un efecto en intervalos limitados, por lo que no invalida el resto de la secuencia, aunque esto requiere confirmación mediante el levantamiento de columnas adicionales en la región. Asimismo, limitación de estratos con contenido suficiente de materia orgánica para datar con ^{14}C , limitan la precisión del modelo de edad, para lo cual se propone la utilización de métodos alternativos de datación por fotoluminiscencia.

Finalmente, el análisis de series de tiempo está sujeto a las verificaciones mencionadas así como comparaciones con resultados obtenidos en estudios similares en el trópico, las cuales están por fuera del alcance de este proyecto.

De esta forma, el presente estudio presenta un avance en la posibilidad de reconstruir las variaciones del clima i.e. balance Precipitación-Evaporación (P-E) para un rango temporal de ~6.000 a ~2000 años antes del presente (AP), con una resolución interanual/decadal. Idealmente esta alta resolución ofrecería la posibilidad única de continuar el registro instrumental (Kemp, 1996), lo que posibilitaría la calibración de los actuales modelos de predicción climática con un mayor rango de confianza al contar con una serie de tiempo mucho mayor.

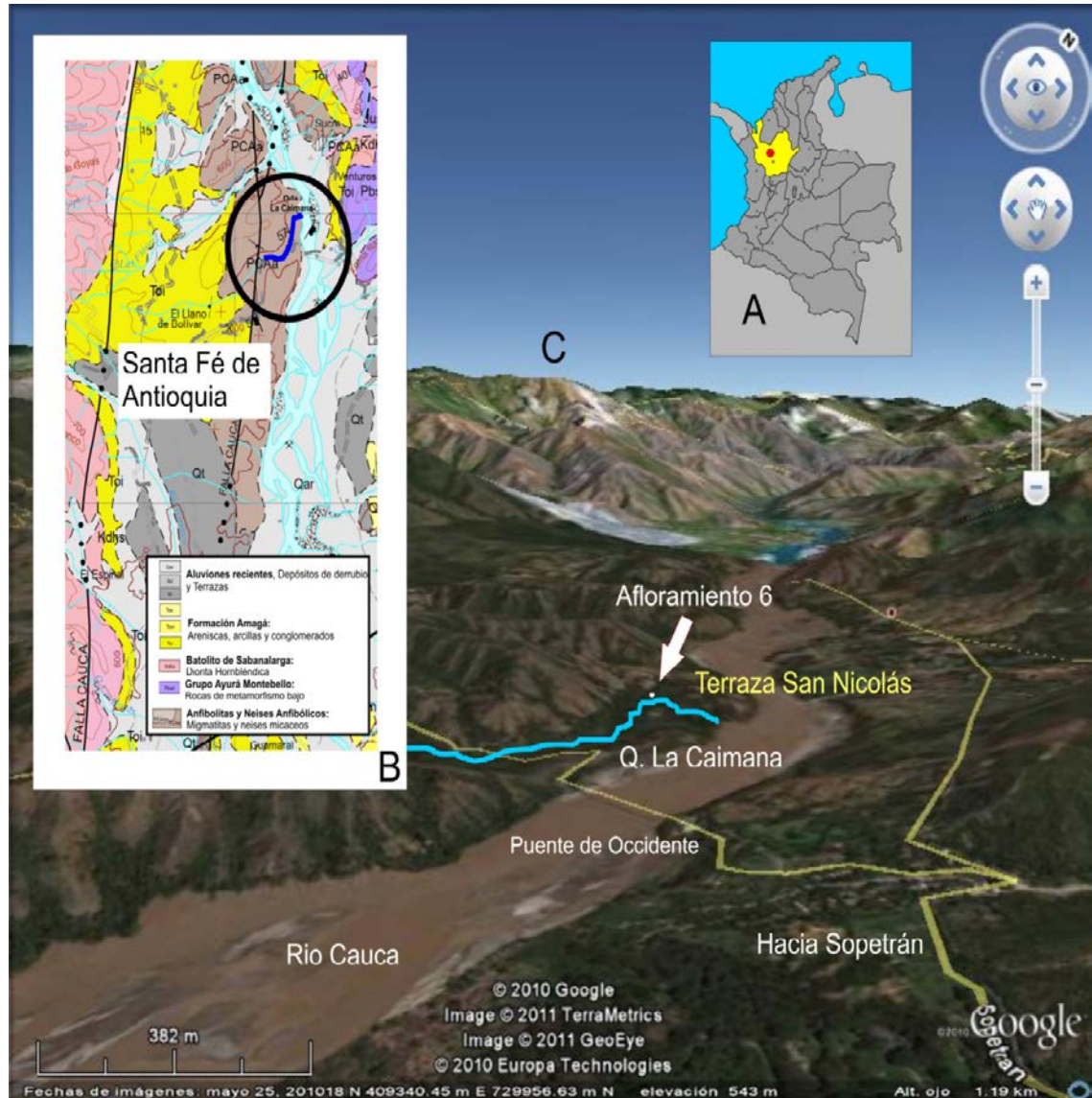
Adicionalmente, sienta un precedente para la profundización en temas tales como:

- Características paleoambientales de ambientes fluvio-lacustres en zonas tropicales.
- Variabilidad esperada en el clima de la región en términos de frecuencia y magnitud del balance P-E.
- Periodicidad en la señal climática y su relación con fenómenos tales como el ENSO y la variabilidad interanual.

1. PRELIMINARES

1.1 ZONA DE ESTUDIO

Figura 1. Localización de la zona de estudio



A) Posición de la cuenca de la Q. La Caimana en Suramérica. B) Geología regional de los alrededores de Santa Fé de Antioquia (Modificado de Ingeominas, 2010). Detalle de la posición de la quebrada La Caimana C) Panorámica del río Cauca a la altura de la Q. La Caimana. Note la posición del afloramiento 6 donde se levantó la columna estratigráfica objeto de estudio.

1.2 EL CLIMA DEL HOLOCENO TARDÍO EN EL NORTE DE SURAMÉRICA

Tradicionalmente se le ha dado un énfasis exclusivo a las latitudes altas, particularmente al hemisferio norte, en un intento por explicar la naturaleza de los procesos climáticos y las relaciones causa efecto entre fenómenos acoplados océano-atmósfera (i.e. Bond y Lotti, 1995; Stocker, 2003; Schmidt *et al.*, 2004). La mayoría de los modelos de circulación atmosférica actualmente aceptados tienen su motor en zonas definidas en latitudes altas. Es importante notar que la complejidad de los fenómenos atmosféricos es considerablemente menor en latitudes altas si se compara con los procesos ocurridos en el trópico (Schmidt *et al.*, 2004), esto facilita la adopción de paradigmas con relación al clima en latitudes altas, que responde relativamente bien a estos modelos, para luego ser extrapolados para explicar fenómenos en otras latitudes tales como el ENSO y la formación de tormentas tropicales. Es aquí donde surgen los primeros problemas al interpretar fenómenos que no encajan en los modelos actuales. Sumado a esta complejidad adicional, explicada en principio por ser los trópicos el centro de la distribución energética del planeta, está la desproporción de estudios científicos y monitoreo de fenómenos que permitan establecer una teoría de circulación y de interacción océano-continente-atmósfera que le dé al trópico el crédito que tiene en esta dinámica (i.e. Chiang, 2009).

Teniendo en cuenta los procesos climáticos que se desean analizar (ENSO, ITCZ), los atributos con que idealmente debería contar un estudio en este campo son: (1) la resolución estacional, permitiendo diferenciar variabilidad climática entre periodos secos y húmedos de una estación a otra, (2) la continuidad temporal, es decir, con escasos o ningún hiato en el registro y (3) la localización en regiones influenciadas por la dinámica del fenómeno del ENSO, para efectos de acentuar la señal de respuesta a este fenómeno (Chiang, 2009).

Dentro de la gama de archivos naturales, los sedimentos marinos cumplen con los dos últimos atributos, los núcleos de hielo en zonas tropicales con los dos primeros, al igual que los anillos de árboles, los corales cuentan con el primero y el tercero, los espeleotemas con los 2 últimos y potencialmente el primero y finalmente los sedimentos lacustres depositados en zonas tropicales tienen un potencial sub-explotado de información paleoclimática y paleoambiental que cumplirían con todos los atributos (Corbett, 2007).

El presente estudio, el cual se basa en el análisis de multi-indicadores obtenidos de la terraza de San Nicolás en Santa Fe de Antioquia, presenta la posibilidad de reconstruir las variaciones del clima i.e. balance Precipitación-Evaporación (P-E) para un rango temporal de ~6.000 a ~2000 años antes del presente (AP), con una resolución interanual/decadal. Idealmente esta alta resolución ofrecería la posibilidad única de continuar el registro instrumental (Kemp, 1996), lo que posibilitaría la calibración de los actuales modelos de predicción climática con un mayor rango de confianza al contar con una serie de tiempo mucho mayor.

El estudio de fenómenos como el ENSO como agentes locales puede ser descrito por medio de modelos matemáticos, sin embargo no pueden ser totalmente acertados ni se podrán identificar sus causas si no son encajados dentro de la dinámica climática global. Recientemente se ha hecho un esfuerzo por relacionar estos fenómenos por medio de las llamadas teleconexiones, esto es, respuestas en áreas distantes de fenómenos ocurridos en otras regiones (i.e. Stocker, 2003). Este nuevo paradigma ha conducido a la elaboración de nuevos modelos acoplados océano-atmósfera que puedan explicar los mecanismos operantes en el trópico. Sin embargo, para esto es necesario contar con datos del comportamiento natural del sistema. El hombre ha realizado mediciones instrumentales por cerca de un siglo, pero tal como se señala más adelante, las periodicidades climáticas van mucho más allá de las medidas por el hombre. Es por esto que es necesario recurrir a registros naturales (i.e. corales, estalagmitas, anillos de árboles) que

permitan obtener información acerca de cómo ha sido el clima en el pasado (Corbett, 2007; Lachniet et al. 2004; Dean et al., 1999; Haugh et al., 2001; Tedesco y Thunell, 2003; Black et al., 2007). Este elemento es importante para contrastar o reforzar las predicciones de los modelos con relación al clima, especialmente hoy en un escenario de calentamiento global que considera al hombre como mecanismo forzante y causante del aumento de la intensidad y variabilidad de los fenómenos naturales. Los registros naturales ofrecen diferentes tipos de información dependiendo de su cobertura espacial, la continuidad del registro, el periodo a la cual pertenezcan y la habilidad para resolver eventos en el tiempo, para lo cual es importante contar con métodos de datación precisos. Un ejemplo de esto se ve al comparar sedimentos del suelo oceánico que revelan información de la evolución climática para periodos de hasta 107 años, mientras que el estudio de los anillos de los árboles es útil solo para los últimos 104 años pero ofrece una mayor resolución i.e. frecuencias anuales (Martinelli, 2004). La elección del indicador o *proxy* a utilizar por tanto, depende del fenómeno físico a evaluar.

Al analizar la historia del clima en el norte de Suramérica para el Holoceno tardío es necesario considerar los principales agentes operantes y cuál es su papel en la región. De esta forma se identifican procesos como la traslación de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ), la desviación de los vientos Alisios, y de manera especial el fenómeno ENSO, los cuales tienen un impacto notable en las actividades humanas, afectando agricultura y pesquerías, así como otros fenómenos climáticos locales, i.e. reducción de la intensidad del chorro del Chocó en el Pacífico Colombiano (Poveda y Mesa, 1999), y un impacto por medio de teleconexiones al desencadenar sequías y cambio de estacionalidad en otras regiones. De acá se deriva la necesidad de comprender como ha sido la respuesta del sistema climático durante los últimos milenios y de tener un panorama más completo de la variabilidad del fenómeno ENSO durante este periodo.

A la fecha se han realizado estudios similares en sedimentos laminados en el norte de Suramérica en la Cuenca del Cariaco (i.e. Tudesco y Thunell, 2003), el Lago Pallcacocha (Rodbell *et al.*, 1999) y el lago cráter Fairbridge de las Islas galápagos (Riedinger *et al.*, 2002), los cuales han arrojado aproximaciones sobre la variabilidad del desplazamiento de la ITCZ, y el aumento en la variabilidad del fenómeno ENSO en el Holoceno, junto al estudio de otros archivos naturales tales como los de los corales (Cobb, 2003) tal como se explicará más adelante.

1.3 LA SUCESIÓN LAMINADA DE LA TERRAZA DE SAN NICOLÁS

Ubicada en las cercanías del Río Cauca en el sector de Santa Fé de Antioquia, se presentan tres terrazas fluvio-lacustres, denominadas por Page y Mattson (1981) como Obregón, San Nicolás y Olaya, datadas en 3.100, 1500 y 800 años AP, respectivamente. Los sedimentos que forman estas terrazas se atribuyen a la depositación en condiciones de un nivel elevado del río Cauca, producto de represamientos episódicos. Las dimensiones del paleolago fueron estimadas en 50 km de largo, 1.5 km de ancho y 100 m de profundidad en su extremo distal norte (Page y Mattsson, 1981). Los sedimentos que forman estas terrazas corresponden a sedimentos laminados fluvio-lacustres. El origen lacustre está soportado tanto por la laminación de los sedimentos, como por la presencia de gasterópodos de ambientes de aguas lénticas (Arrieta, 1989; Ruiz *et al.*, 2005).

La ubicación del paleolago Cauca en el noroccidente de Suramérica a 6.5° N constituye una ubicación particular, debido a la convergencia de fenómenos climáticos en esta región, tales como la migración de la ITCZ, cuya localización es septentrional durante la fase de La Niña y austral durante la fase de El Niño (Mesa *et al.*, 1997). La influencia del Chorro del Chocó que entra al continente por el Paso de Mistrató a 5°N y la influencia de complejos convectivos de meso-escala (CCMs) provenientes de la convección de esta humedad y la proveniente del Caribe (Poveda y Mesa, 2000). Así mismo, esta zona presenta altos niveles de

humedad consecuencia del reciclaje de agua producto de la evaporación proveniente del Mar Caribe (Broecker y Denton, 1989). Estos fenómenos climáticos modifican y regulan directamente la precipitación sobre la región pacífica y determinan los niveles de descarga de agua y sedimentos (Poveda *et al.*, 2006; Restrepo *et al.*, 2005).

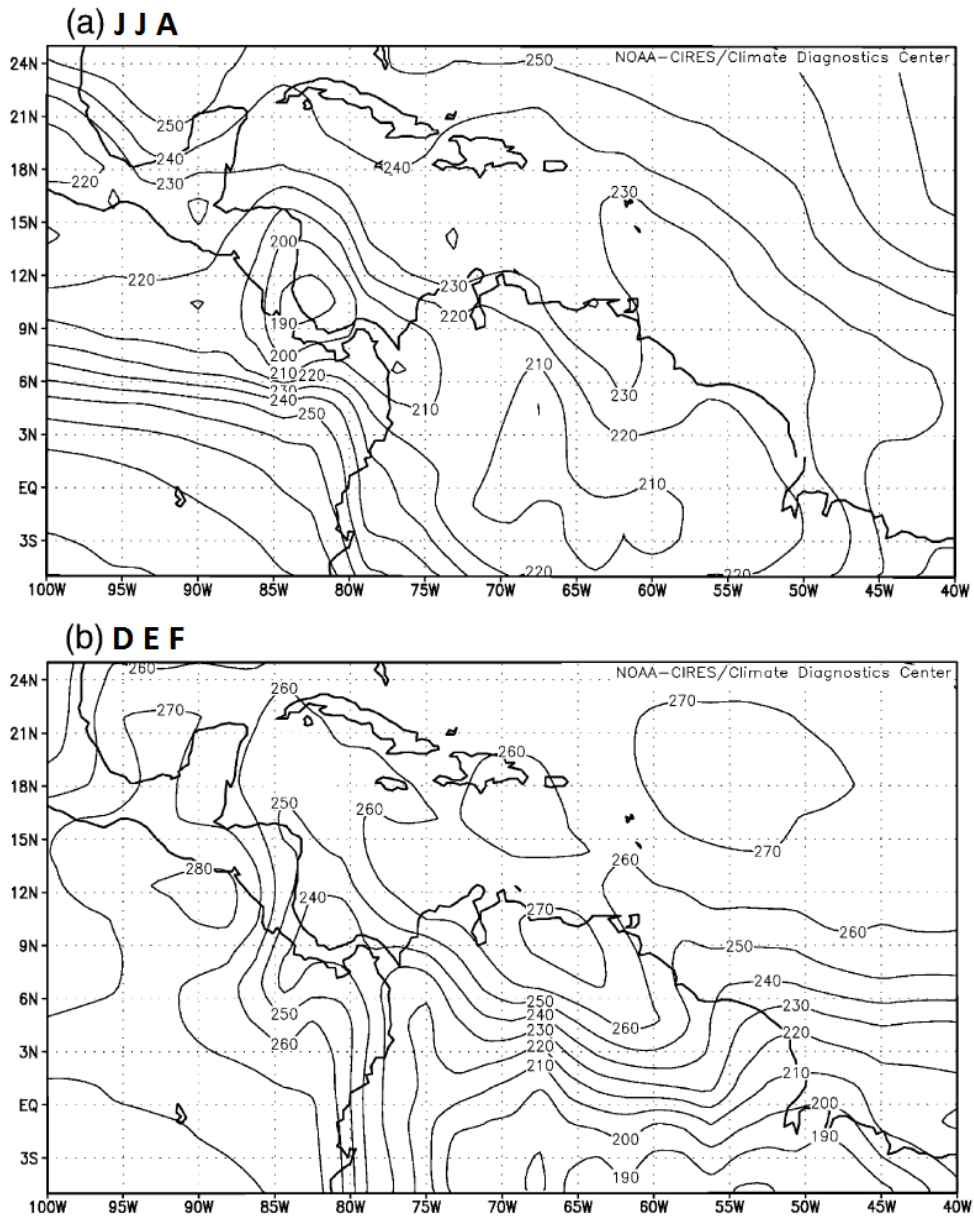
Los sedimentos Holocénicos de las terrazas del Cauca han sido estudiados previamente (Arrieta, 1989; Mesa, 2003; Ruiz, *et al.*, 2005; Martínez *et al.*, 2007). Ruiz *et al.* (2005), quienes describen su contenido de materia orgánica, presencia de polen, palinomorfos y laminación, y sugieren variaciones estacionales producto de posibles condiciones climáticas y ambientales. En una fase preliminar del presente proyecto se perforaron 2 pozos, San Nicolás 1 y San Nicolás-1A, con los cuales se hizo una primera caracterización sedimentológica de la sucesión de la terraza de San Nicolás (Martínez *et al.*, 2007).

Dentro del intervalo estratigráfico laminado estudiado se pueden identificar diferentes pulsos de sedimentación caracterizados por diferencias litológicas, de espesor y de tonalidad. De esta manera aparentemente ocurren ciclos anuales en donde se hipotetiza que las láminas con tonalidades crema representarían épocas lluviosas, representadas por limos cuarzosos detríticos, mientras que las láminas opacas ricas en materia orgánica representarían épocas secas, en las cuales habría acumulación de materia orgánica. Asimismo la sucesión de los ambientes de depositación a lo largo de la columna variarían de una columna de agua media a profunda para los segmentos con mayor acumulación de láminas negras, a somera y afectada por pulsos de agua en segmentos con predominancia de capas rojas o suelos. Por otra parte se encuentran varias capas de tonalidad blancuzca que corresponderían a material volcánico retrabajado o a un horizonte de suelo lavado conservado en algún momento de aislamiento del sitio de depositación (Ruiz *et al.*, 2005).

La zona de estudio está influenciada por la migración estacional de la ITCZ, la cual puede ser identificada mediante la radiación de onda larga reflejada estacional (Figura 2), junto al aporte de humedad por parte del Chorro del Choco y los complejos convectivos de meso escala, que le dan un carácter estacional bimodal, con dos periodos anuales de lluvia marcados (i.e. Mesa et al, 1997) con sedimentos claros (que reflejan las temporadas de mayor transporte) de manera que un periodo de un año está marcado por dos laminaciones oscuras y dos secas en condiciones normales. Sin embargo, debido al aumento de variabilidad e intensidad del fenómeno ENSO durante el Holoceno (i.e. Maslin et al, 2000; Tedesco y Tunell, 2003; Lachniet et al, 2004) se espera que algunos de estos intervalos sean más largos o no están claramente diferenciados, por efecto de las anómalas de P-E. Por otra parte la migración de la ITCZ también deberá provocar la tendencia hacia condiciones más secas hacia el tope de la columna, lo que estaría relacionado con la aparición de láminas de yeso en los segmentos superiores (Ruiz *et al.*, 2005) y grietas de sinéresis (Martínez et al., 2009).

Asumiendo un desplazamiento hacia el sur de la ITCZ durante el Holoceno (i.e. Haug et al, 2001; Maslin, 2000), se espera obtener alternancia de sedimentos oscuros ricos en materia orgánica.

Figura 2. Radiación de onda larga reflejada estacional (OLR en Wm^{-2}). JJA - junio, julio, agosto; DEF – diciembre, enero, febrero.



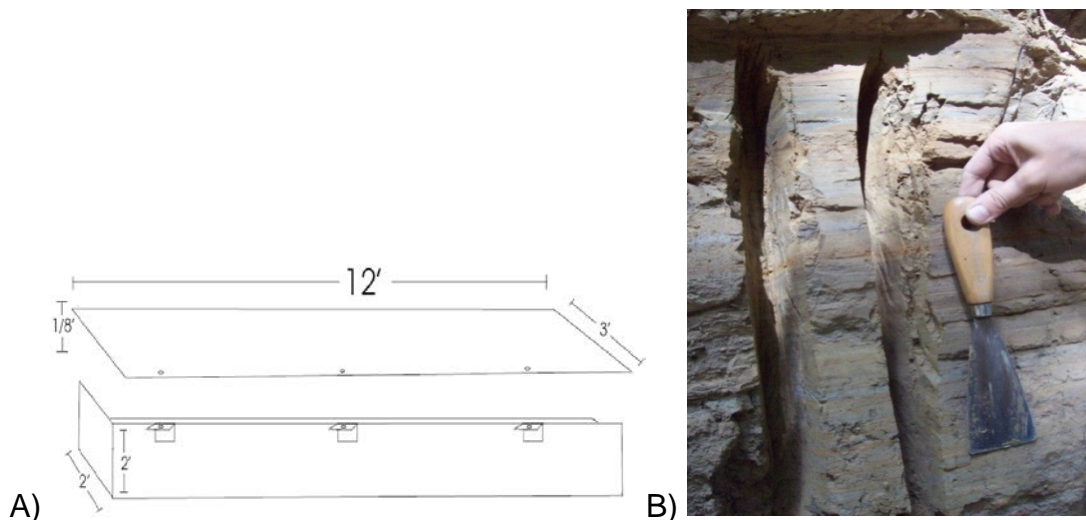
Se ilustran los extremos del ciclo estacional en Mesoamérica y norte de Suramérica. Los valores bajos de OLR se asocian con mayores tasas de precipitación, reflejando la posición de la zona de convergencia intertropical (ITCZ). a) Al noroccidente durante los meses de junio, julio y agosto y b) Al sur durante diciembre, enero y febrero (tomado de Poveda et al., 2006).

2. MÉTODOS DE ANÁLISIS

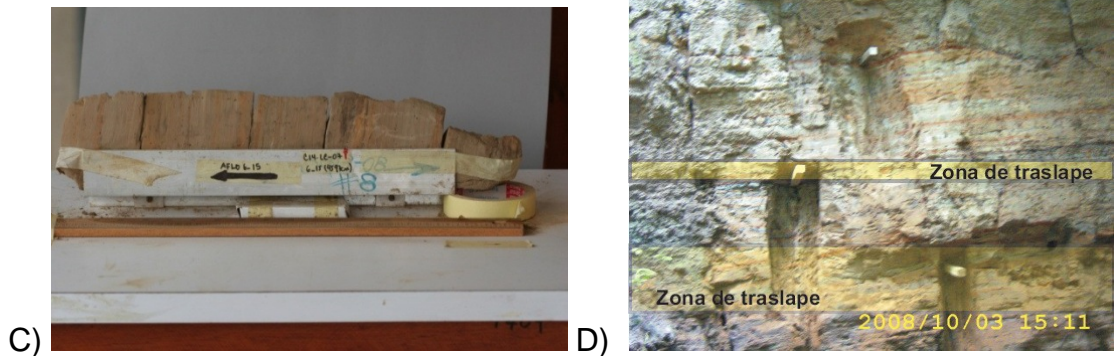
2.1 OBTENCIÓN DE MUESTRAS DE CANALETA

El método de la canaleta o *box sampling* (Mangili *et al.*, 2005) tiene como principio obtener un segmento de la sucesión por medio de una caja alargada de aluminio en forma de “U” (Figura 3a), denominada canaleta, la cual se asemeja a un núcleo de perforación. Estas canaletas tienen un extremo abierto el cual es encajado en la pared del afloramiento y ajustado para retirar un segmento continuo (Figura 3b). El objetivo final es obtener una referencia de toda la sucesión laminada en un afloramiento, para lo cual es necesario tomar las muestras sucesivas con un intervalo de traslape en sus extremos de tal forma que en el laboratorio se pueda establecer su correspondencia (Figura 3c). Este método fue utilizado en la columna tipo de la Quebrada La Caima (Afloramiento 6; Figuras 1 y 11), y sobre estas muestras se aplicaron los métodos descritos en este capítulo. Las ventajas y desventajas del método se resumen en la tabla 1.

Figura 3. Método de muestreo con canaleta de aluminio



Continuación



A) Esquema de las canaletas utilizadas para la extracción de muestras en los afloramientos. La lámina removible es adaptable a la “L” por medio de tornillos que permiten asegurar el bloque de sedimento en campo. B) Sección del afloramiento esculpida con espátula y dispuesta para ser muestreada con canaleta. C) Canaleta de 40 cm de longitud con la muestra recuperada con exceso de material para realizar los diferentes análisis al sedimento. Note el exceso de material, ideal para realizar los diferentes análisis al sedimento. D) Afloramiento muestreado con canaletas sucesivas (franjitas amarillas). Note el traslape entre ellas.

Tabla1. Características del muestreo con canaletas

Ventajas	Desventajas
Bajo costo comparativo con otros métodos similares (e.g. Perforación)	Riesgo de bioturbación reciente alterando estructuras singenéticas y muestras para datación
Obtención de muestras para otros análisis con control estratigráfico	Requiere de un trabajo de precisión al momento de adaptar la canaleta al afloramiento en sedimentos no consolidados
Es posible escoger el mejor segmento para llevar al laboratorio	Solo es aplicable para secciones semi-consolidadas
Posibilidad de repetir tramos de baja calidad o con alteración de algún tipo	Requiere de una columna muy bien expuesta para tener un control del espesor
Facilidad para separar la muestra de la canaleta si se cuenta con un sistema de desarme. Esto facilita la toma de fotografías desde múltiples ángulos	No es posible conservar una mitad de “archivo”, como sí lo es con las muestras de núcleos de perforación

La principal ventaja de este método es la posibilidad de llevar una sucesión continua al laboratorio con bajos costos.

2.2 ANÁLISIS DE PLACAS FROTIS

El método de placas frotis (*smear slides*) se utiliza para caracterizar sedimentos con base en su mineralogía, proveniencia, forma y tamaño, así como para el reconocimiento de asociaciones fósiles. Se utilizan comúnmente en análisis de núcleos de sedimentos para identificar anomalías en la mineralogía y tendencias en la sedimentación (Rothwell, 1989). Su preparación se describe a continuación:

- Limpiar la superficie de la muestra de canaleta para remover la contaminación superficial con ayuda de una espátula o brocha dependiendo del material.
- Con ayuda de un palillo o aguja raspar una cantidad de muestra equivalente a una cabeza de alfiler sobre un vidrio portaobjetos.
- Marcar la posición del muestreo con una aguja incrustada con una cinta de enmascarar con detalles de la muestra.
- Agregar 3 o 4 gotas de agua destilada sobre la placa y distribuirlo suavemente con la aguja. Preferiblemente no tocar las partículas para no afectar los componentes más frágiles.
- Calentar la placa sobre una plancha a temperatura moderada hasta que el agua se evapore.
- Sobre la placa todavía caliente de ser posible, agregar 2 a 3 gotas de entalan (adhesivo) sobre un cubreobjetos y ubicarlo suavemente sobre la muestra procurando no moverlo demasiado para evitar la formación de burbujas.
- Dejar secar de un día para otro la placa antes de montarla sobre un microscopio petrográfico para su análisis.

La mineralogía de los sedimentos laminados fue estudiada por medio del análisis de 77 placas frotis (smear slides, Rothwell, 1989) con la ayuda de un microscopio petrográfico. Se tomaron muestras cada 20 cm en las canaletas de manera que se caracterizaran los sedimentos en cuanto a variedad de composición, tamaño de grano, y grado de madurez textural. Igualmente se realizó una estimación cualitativa de los porcentajes en la composición. Los resultados del análisis de placas frotis se muestran en Anexo A. De manera complementaria se analizaron micro-estructuras y relaciones entre láminas para tres secciones delgadas orientadas analizadas al microscopio.

2.3 ANÁLISIS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X

El método de difracción de rayos-X permite identificar estructuras cristalinas de composición química compleja y de baja simetría (Kraus, et al., 1965). La imperfección cristalina natural de los materiales exhibe diversos patrones de difracción de rayos X, que se representan en forma de bandas o líneas que al ser medidas con exactitud dan información acerca de los defectos estructurales (Brindley y Brown, 1980). De esta manera es posible identificar la composición mineralógica de las muestras cuyo tamaño de grano impide su reconocimiento al microscopio petrográfico. Para el análisis de difracción por rayos X normalmente se utilizan radiaciones de Cu, Co, Fe y Cr, cada uno de ellos tiene diferente poder de difracción al poseer longitudes de onda características, donde las de Cu son las más utilizadas en análisis de arcillas (Brindley y Brown, 1980). Este método se utilizó para caracterizar con mayor precisión los diferentes tipos de sedimentos encontrados en la sucesión, dado que un análisis al microscopio petrográfico no permite la diferenciación de arcillas. El criterio de selección de las muestras fue la escogencia de intervalos representativos de los tipos de sedimentos identificados, de acuerdo al presupuesto disponible para este análisis. Los resultados se presentan en el Numeral 4.2.

2.4 ANÁLISIS QUÍMICO: PRUEBA FIELDS Y DE HIERRO FERROSO

La prueba Fields permite identificar la presencia de ceniza volcánica en un sedimento y fue utilizada como indicador de la posible procedencia de los sedimentos. Para esta prueba se toma una muestra en polvo del sedimento y se añaden dos gotas de solución saturada de NaF. De inmediato se agrega una gota de solución de fenolftaleína y se observa la aparición de una coloración rosada. El ión F⁻ desplaza los grupos OH⁻ ligados a los cationes hidrolizados de Si, Al y otros presentes en los vidrios volcánicos alterados (con signos de vitrificación). La liberación de hidroxilos produce un incremento en el pH por encima de 8 que se pone en evidencia con el reactivo indicador. Componentes como arcillas y algunos productos orgánicos pueden dar prueba positiva pero requieren de más tiempo. Antes de realizar la prueba es necesario confirmar que los pH naturales son menores a 8 aplicando directamente la fenolftaleína.

Por otra parte, la prueba de sulfocianuro de potasio fue utilizada para verificar la naturaleza reducida del hierro encontrado en algunos segmentos de la columna, confirmando su conservación en ambientes reductores. Con esta prueba se identificaron ambientes reductores en la columna y se verificó el diferente estado de oxidación de los sedimentos en la sucesión, lo cual se utilizó en la interpretación paleoambiental de la microcuenca. Para esta prueba se pone en solución el hierro ferroso añadiendo unas gotas de HCl 10%, un ácido no oxidante. Se añade una gota de solución de ferricianuro de potasio ($K_3Fe(CN)_6$) y se observa la producción de una coloración azul (Azul de Prusia) por la formación del complejo de ferricianuro ferroso. En este caso el Fe² está en la solución (muestra) y el Fe³ está en el reactivo.

2.5 ANÁLISIS DE SECCIONES DELGADAS

El análisis de sedimentos laminados requiere de un estudio detallado de la relación entre láminas para interpretar el proceso de sedimentación (i.e. Tanner,

1998; Brauer et al. 2007; Lucke y Brauer, 2004), el cual puede ser continuo, alterado por medio de rellenos en micro-fracturas, presentar endurecimientos, cambiar la densidad de láminas. La formación de grietas en sedimentos lodosos puede darse en ambientes sub-acuosos donde arenas saturadas se infiltran a través del sustrato lodoso sin necesidad de que haya exposición sub-aérea (Tanner, 1998). Por su parte el espesor de las láminas puede dar idea del patrón de sedimentación contrastante entre temporadas secas y lluviosas (Brauer, 2007).

Para el presente estudio se seleccionaron segmentos laminados de las canaletas obtenidas en campo, para obtener secciones delgadas de 5 x 5 cm² en sedimento fino, las cuales se analizaron posteriormente para observar la relación entre láminas. El objetivo de estas secciones era el análisis microfacial y la descripción de transición entre ellas, lo cual aportó un entendimiento del comportamiento post-depositacional de los sedimentos.

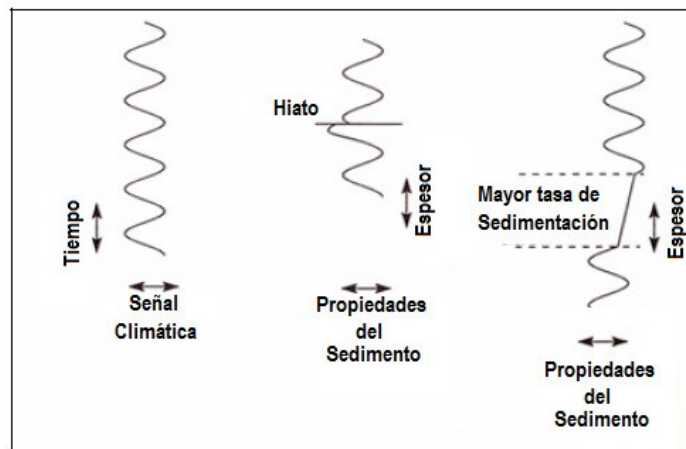
2.6 ANÁLISIS DIGITAL DE IMÁGENES

La laminación milimétrica de la sucesión llevó a la aplicación de métodos de procesamiento digital para caracterizar los sedimentos. Mediante estas técnicas es posible analizar grandes segmentos laminados en función de variaciones en la tonalidad, con la posibilidad adicional de identificar patrones de ciclicidad en ellos. Algunos de los métodos utilizados para el análisis de láminas incluyen la creación de algoritmos para contar las láminas por vectorización por medio del uso de *software* de análisis de imagen para marcar manualmente los límites de la laminación (Francus et al. 2002). Uno de estos métodos de análisis utiliza una curva de densidad de una escala de grises, el cual tiene la limitación de la distorsión en el proceso de adquisición que induce errores en la estimación del espesor de las láminas, lo cual se puede compensar con la utilización de un algoritmo que determine los bordes de las láminas (Meyer, 2003). Para el presente estudio se utilizó el procesamiento de señales sugerido por Ndiaye (2007) que

consiste en tres pasos: (1) la adquisición de la señal, (2) el filtrado de la señal y, (3) la clasificación de láminas con ayuda del software *Stratisignal*.

La señal dada por un registro de sedimentos laminados presenta varios inconvenientes al momento de realizar un análisis de imagen. En primer lugar los cambios en la tasa de sedimentación implican cambios en las escalas de tiempo al interior de una sucesión. En segundo lugar el registro puede ser interrumpido por hiatos o superficies de erosión, e igualmente es necesario tener en cuenta que los sistemas estratigráficos no responden a variaciones lineales (Ndiaye, 2007). Estos factores, ilustrados en la Figura 4, representan la primera consideración a tener al realizar un análisis de imagen en una señal estratigráfica.

Figura 4. Alteraciones de la señal estratigráfica



En el extremo izquierdo se ilustran las condiciones normales, a la derecha están los fenómenos que alteran la continuidad en la sedimentación (Modificado de Ndiaye, 2007).

2.6.1 Adquisición de datos para el análisis de imagen

Las imágenes se obtienen a partir de una sesión de fotografía disponiendo las canaletas en condiciones de iluminación natural ubicadas en un entorno no reflejante y con una tabla de gris mate uniforme de fondo para comparación de uniformidad (Francus, 2005). Posteriormente las fotografías se deben empalmar con base en los empalmes de las canaletas.

2.6.2 Análisis de imagen

Se utiliza el método del umbral (Ndiaye, 2007), que consiste en la separación de láminas por rangos en la escala de grises, para realizar un conteo de láminas caracterizando variaciones de tonalidad en la escala de grises.

Al tener el número de láminas por el método del umbral para cada segmento, es posible determinar el periodo de tiempo al que corresponde a cada lámina, a partir del modelo de edad.

2.6.3 Análisis de color de sedimento con la serie RGB

Es sabido que algunos elementos, como el hierro, tienen la particularidad de teñir fácilmente los sedimentos (Pettijohn et al, 1972) y más precisamente conferir su color dependiendo de su estado de oxidación y contenido total (i.e. Zheng et al 2004).

El sistema RGB asigna una proporción a la intensidad con que se presentan los tres colores primarios (rojo, verde y azul) que de manera aditiva pueden generar toda la gama de tonalidades. Hay que tener en cuenta la limitación dada por no poder definir de manera estándar los tres colores primarios, es decir, para cada procesador pueden haber variaciones en el valor asignado a cada color al analizar

la señal. Para solventar esta limitación, algunos estudios utilizan el sistema L*a*b que les permite estandarizar los resultados (i.e. Francus, 2005).

La clasificación de sedimentos en una sucesión estratigráfica determinada por medio de la diferenciación de color es una herramienta que simplifica la evaluación de formaciones que tengan un porcentaje importante de laminación. Facilita el proceso de comparación sedimentológica a lo largo de una columna a la vez que arroja resultados más precisos al considerar pequeñas variaciones que normalmente se pasarían por alto en una descripción tradicional.

Aunque el procedimiento es facilitado por la actual capacidad de procesamiento de los programas para análisis de imagen, los resultados deben ser integrados con métodos tradicionales de análisis sedimentológico para tener un control adecuado en la interpretación.

Las imágenes a analizar fueron obtenidas a partir de una sesión de fotografía con una cámara Canon EOS 40D, en la cual se dispuso de las canaletas en condiciones de iluminación natural ubicadas en un entorno no reflejante y con una tabla de gris mate uniforme de fondo para comparación de uniformidad (Francus, 2001). Las fotografías, con una resolución de 10 Megapíxeles y en formato JPEG, se tomaron de manera consecutiva para procurar un mínimo de variación en las condiciones de adquisición. Posteriormente estas fotografías fueron empalmadas en una reconstrucción general de la columna con base en los empalmes de las canaletas. El siguiente paso del procesamiento fue la corrección de anomalías en la señal por efecto de fracturas no estructurales, nódulos, bioturbaciones y otras alteraciones de la sedimentación. Esto se realizó por medio del procesamiento manual de los diferentes segmentos con ayuda de los programas CorelDraw e Image (National Institutes of Health, 2000). Posteriormente se simplificó la imagen original de las fotografías en una sucesión continua del mismo grosor procurando obtener la mejor calidad visual de las láminas. Para efectos de adquisición de

datos se dividió finalmente la imagen de la columna en segmentos correspondientes cada uno a 100 cm. Cada uno de estos segmentos fue procesado con StratiSignal (Ndiaye, 2007) el cual permite extraer el valor en escala de grises para cada segmento, al igual que sus componentes Rojo, Azul y Verde (RGB).

Teniendo en cuenta lo anterior, se dividió la columna en segmentos para realizar una análisis de las señales, dado que de acuerdo con los resultados de las dataciones y el análisis de facies hay variaciones en las tasas de sedimentación a lo largo de la columna y presencia de hiatos principalmente en el segmento superior (Figura 20). Estos segmentos a su vez están divididos en subsegmentos que fueron igualmente analizados para determinar ciclicidades en frecuencias menores con más claridad, a la vez que se elimina la tendencia de la señal a periodos largos.

Una vez realizado el pre-procesamiento de los datos se utilizó el método del umbral (Ndiaye, 2007), que consiste en la separación de láminas por rangos en la escala de grises, para realizar un conteo de láminas caracterizando variaciones de tonalidad en la escala de grises.

Una vez establecido el número de láminas por el método del umbral para cada segmento, se procedió a determinar el periodo de tiempo al que correspondería cada lámina, para lo cual se consideró el modelo de edad desarrollado a partir de las dataciones.

Considerando las propiedades del hierro como pigmento de los sedimentos (Pettijohn et al, 1972), se caracterizaron los sedimentos por medio del establecimiento de rangos dentro del sistema de síntesis de color RGB, relacionándolos con la composición mineralógica.

Se trabajó con la escala RGB de 0-255 pixeles por la facilidad de identificar los rangos con la suma de las tres bandas y porque el propósito final fue el de caracterizar las láminas para identificar ciclos en la sedimentación.

2.7 ANALISIS DE FRECUENCIAS

Con la información del análisis de imagen se procedió al análisis de frecuencias en la serie de tiempo para identificar periodicidades en la sucesión. Para esto se escogen segmentos con laminación definida. Una vez establecidos los ciclos resaltados, es posible considerar su significado paleoambiental al combinar esta información con el análisis facial.

En nuestro caso, para obtener el periodo, se obtuvo en primer instancia su inverso que es la cantidad de ocurrencias de un evento por unidad de tiempo (frecuencia), correspondiente al valor de rojo, verde y azul (RGB) alto o bajo en la señal. Asimismo se utilizó el programa *StratiSignal* para obtener los espectros para cada segmento de la columna.

Se utiliza un autocorrelograma para determinar la correlación de una serie de tiempo con ella misma (Box y Jenkins, 1976). En principio esta correlación equivale a uno pues se trata de la misma serie, sin embargo al desplazar la serie una unidad, denominada *lag*, y comparar con la serie original, la correlación varía. Esto permite identificar cada cuantas unidades de *lag* la serie se repite a sí misma. Al transformar las unidades de *lag* a tiempo, se puede deducir la duración de estos periodos.

Por su parte, el espectro de frecuencias, o su inverso el periodograma, es una figura que permite resaltar los periodos en una serie de tiempo. El periodo, es obtenido como inverso de la frecuencia, la cual se define como la cantidad de ocurrencias de un evento por unidad de tiempo. Uno de los métodos más

populares es el análisis de Fourier, que descompone la serie de tiempo en sus componentes más simples en términos de senos y cosenos.

2.7.1 Dataciones radiocarbono

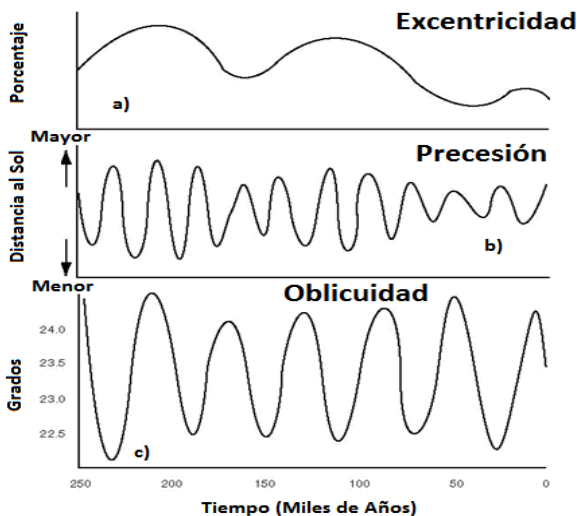
A lo largo de la columna del afloramiento 6 de la Q. La Caimana se tomaron 11 muestras para análisis de AMS14C (*accelerator mass spectrometry*). Las muestras fueron colectadas en los intervalos con láminas oscuras para garantizar la presencia de materia orgánica (MO), por esta razón la mayoría de las muestras están concentradas en el segmento inferior de la columna donde predomina este tipo de sedimento. Los análisis fueron realizados en el Laboratorio de la Universidad de Tokio, por el Dr. Yusuke Yokoyama. Posteriormente, las edades 14C fueron calibradas a edades calibradas usando el programa CALIB 14C versión 5.0.2 (Stuiver et al., 2005). En este estudio, todas las dataciones están referidas a edades calibradas antes del presente (Cal AP).

3. RELACIÓN DEL CLIMA CON LA SEDIMENTACIÓN EN EL TRÓPICO

3.1 EL CLIMA GLOBAL

Con miras a entender las interacciones océano-atmósfera y como estas afectan el clima global y regional, es necesario comprender el papel de cada localidad dentro del contexto global. Considerando al sol como fuente primaria de la dinámica climática en nuestro planeta, tenemos al forzamiento astronómico (Figura 5) como primer regulador de la variabilidad con tres componentes orbitales primarios (i.e. Zachos et al., 2001), cada uno con sus periodos asociados: Excentricidad (100 y 400 ka), Oblicuidad (41 ka) y precesión (23 y 19 ka) que regulan fenómenos climáticos de gran escala como las glaciaciones.

Figura 5. Forzamiento astronómico en sus tres componentes



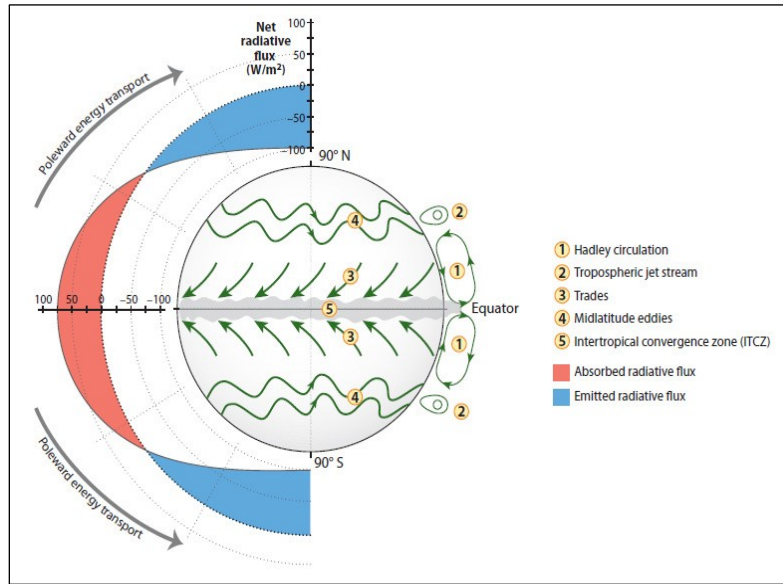
A) Excentricidad, relacionada con la forma de la elíptica alrededor del sol. B) Precesión, referida al bamboleo del eje de rotación describiendo un círculo cada 26 ka. C) Oblicuidad, determinada por la inclinación del eje terrestre (modificado de Hays et al., 1976)

De igual forma, el forzamiento astronómico da lugar a las frecuencias: (1) interanuales, determinadas por las estaciones las cuales responden a la inclinación del eje de la Tierra al recibir la radiación solar, y (2) el ciclo diurno como consecuencia de la rotación terrestre. Estos ciclos se superponen reforzándose o atenuándose, lo que genera diversas respuestas en las diferentes regiones de la Tierra.

La respuesta del sistema océano-atmósfera a la radiación es distribuirla al crearse un gradiente entre zonas tropicales, con mayor radiación (y por ende mayor entropía), hacia los polos donde el impacto del sol es mínimo (Zachos et al., 2001). Esta transferencia de calor se lleva a cabo por procesos convectivos donde parte del calor es transportado hacia latitudes altas en forma de calor latente por medio de la atmósfera tal como se ve en la Figura 6 que ilustra el proceso de distribución de calor latitudinalmente en lo que se conoce como celdas de Hadley.

Estas celdas operan en los dos hemisferios y su simetría las lleva a que los vientos provenientes de norte y sur que han descargado la humedad, conocidos como vientos Alisios, converjan en una zona cerca al Ecuador, caracterizada por una convección y descarga de humedad alta, la cual migra de sur a norte en un ciclo interanual relacionado con las estaciones (i.e. Chiang, 2009). La ITCZ también está sujeta a variaciones en el gradiente planetario por forzamientos mayores los cuales son observables en escalas de tiempo mucho mayores a la humana (Broecker, 1997).

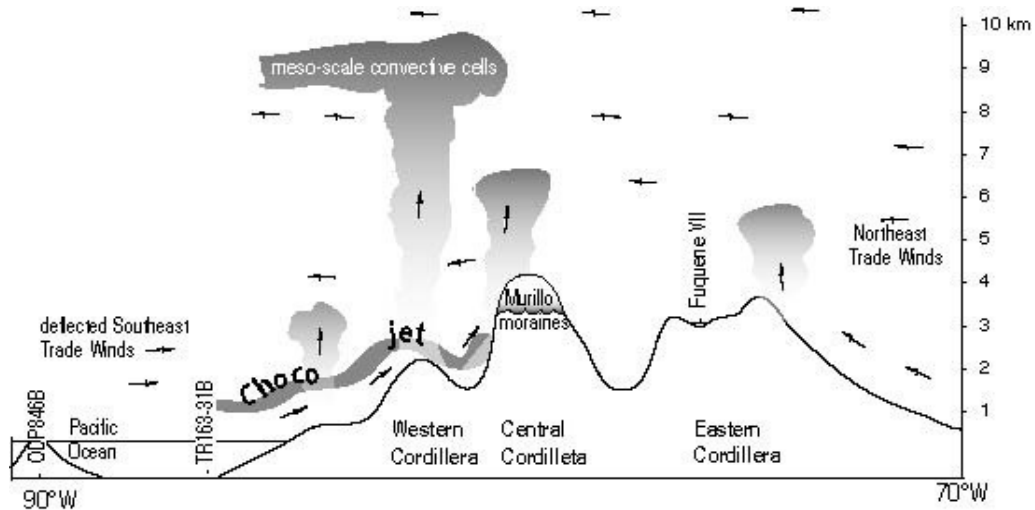
Figura 6. Distribución del calor recibido por radiación y los componentes que forman este mecanismo en la atmósfera.



La ITCZ se comporta como una zona altamente dinámica (modificado de Chiang, 2009).

Cuando un proceso de respuesta del sistema climático genera un refuerzo en el proceso de calentamiento o enfriamiento se está hablando de una retroalimentación (*feedback*). Un ejemplo de esto es la orografía, la cual modifica el clima como se observa en el efecto de “isla seca” causado por la descarga de humedad de los vientos al chocar contra una cordillera dejando el flanco opuesto en condiciones secas (Poveda y Mesa, 1999). Este fenómeno se ejemplifica en la Figura 7, donde se ve el caso de los Andes Colombianos que bloquean los vientos provenientes del Pacífico descargando la humedad principalmente en la región del Chocó.

Figura 7. Representación del efecto de “isla seca”.



Efecto causado por el choque de los vientos alisios con las cordilleras Occidental y Oriental de los Andes (tomado de Martínez et al. 2003).

Finalmente, la interacción de todas estas variables en su conjunto generan fenómenos recurrentes con periodicidades más o menos definidas, pero cuya naturaleza, causa y magnitud son difíciles de explicar a raíz de la aleatoriedad y complejidad misma del sistema. Dentro de estos fenómenos locales encontramos las tormentas tropicales, huracanes, tsunamis, granizadas en zonas tropicales y fenómenos de impacto global tales como el fenómeno ENSO (i.e. Philander, 1983), la oscilación de Madden-Julian (MJO) (i.e. Madden y Julian, 1971), la oscilación decadal del Pacífico (PDO) (Latif y Barnett, 1994), la oscilación del Atlántico Norte (NAO) (Hurrell, 1995), entre otras.

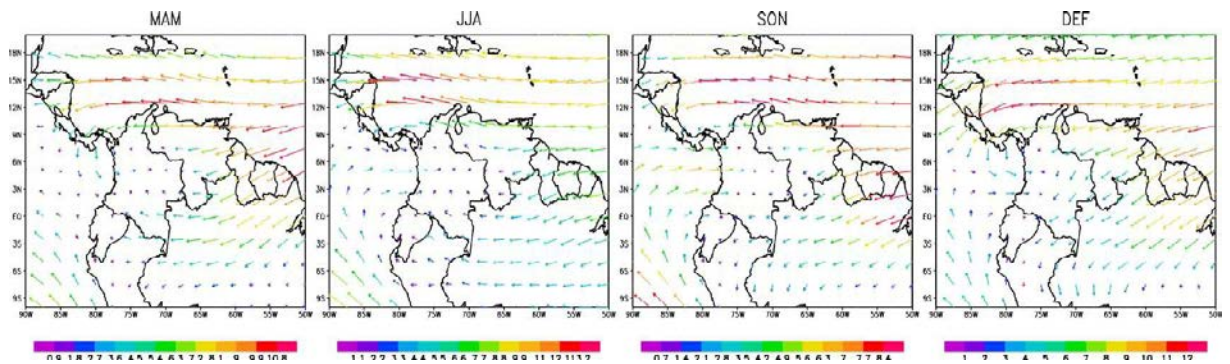
3.2 CLIMA EN EL NORTE DE SURAMÉRICA

El clima del norte de Suramérica está marcado por fluctuaciones interanuales de la ITCZ y a escala cuasi-decadal por el fenómeno ENSO y NAO (Waylen y Poveda, 2002). Por otro lado se observa el efecto de “isla seca” causado por la cordillera de los Andes que fuerza a los vientos del noreste y sureste a descargar su

humedad en sus flancos (Figura 7). Por otro lado, el océano Pacífico es afectado por la desviación de los vientos alisios del sureste hacia el continente en lo que se denomina el Chorro superficial del Chocó (Figura 8) que se intensifica durante octubre-noviembre llegando a $6-8 \text{ ms}^{-1}$ e ingresa al continente a una latitud de 5°N .

La mayor parte de la humedad es descargada en la región del Chocó excepto por una fracción que atraviesa la Cordillera Occidental a través del paso de Mistrató (Mesa y Poveda, 1997).

Figura 8. Dirección y velocidad de los vientos horizontales en el norte de Suramérica.



Note la desviación ocurrida a 5°N conocida como el chorro del Chocó, que se acentúa en Sep-Dic (Poveda et al., 2006).

La humedad transportada por el Chorro del Chocó proviene de la evaporación del océano Pacífico y del transporte de humedad proveniente del Caribe a través del istmo de Panamá. Esto genera un desbalance de P-E entre los dos océanos que se refleja en la diferencia de densidades que controla la circulación termohalina que controla los ciclos glaciales e interglaciales (i.e. Broecker y Denton, 1989). Por otra parte, el patrón estacional del clima en el norte de Suramérica es alterado de manera cuasi-periódica por la oscilación del fenómeno ENSO; en la fase de El Niño cuando las temperaturas superficiales del océano (SST) en el Océano

Pacífico ecuatorial aumentan de manera anómala, se producen sequías en el norte de los Andes (Mesa y Poveda, 1997).

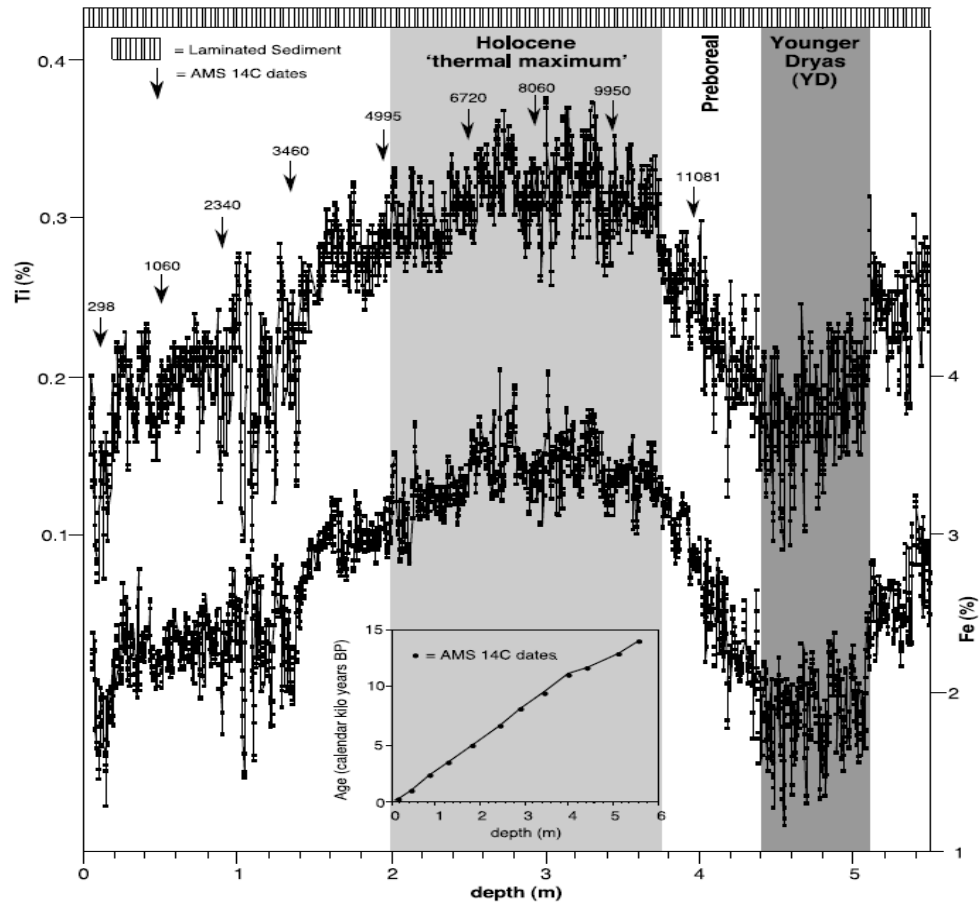
La zona de estudio es influenciada por estos dos fenómenos de manera que los sedimentos depositados en la microcuenca de La Caimana permiten aportar información relacionada con el clima local, gracias a su configuración paleoambiental, descrita en la discusión.

3.3 ESTUDIOS PREVIOS SOBRE EL CLIMA DEL NORTE DE SURAMÉRICA DURANTE EL HOLOCENO

Se han realizado numerosos estudios sobre el clima Holocénico del norte de Suramérica (i.e. Van der Hammen y Cleef, 1992; Marchant et al. 2001; Van der Hammen y Hooghiemstra, 2003; Vélez et al. 2006), sin embargo hasta la fecha son muy pocos los estudios de alta resolución capaces de resolver eventos a escalas decadales y anuales. Algunas de las zonas estudiadas han sido la cuenca de Cariaco en Venezuela (i.e. Dean et al., 1999; Haugh et al., 2001; Tedesco y Thunell, 2003; Black et al., 2007), los Andes en la región de Bolivia, Ecuador en la laguna Pallcacocha (i.e. Hansen et al., 2003; Moy, et al., 2002), la estalagmita Chilibrillo, Panamá (Lachniet et al. 2004) y la Laguna El Junco (Conroy, et al., 2008).

Se sugiere un desplazamiento de la ITCZ hacia el sur a lo largo del Holoceno al encontrar sincronía entre depósitos de clima árido en la cuenca de Cariaco, mayores niveles de descarga en la cuenca del Amazonas (Figura 9; Haug et al, 2001) y aumento de nivel de los lagos de los Andes Ecuatoriales. Moy, et al., (2002) y Conroy et al. (2008) sugieren un periodo de poca variabilidad e intensidad del fenómeno ENSO hasta la mitad del Holoceno, con un aumento de la intensidad y variabilidad del fenómeno para el periodo entre 5 ka hasta el presente. El presente trabajo analiza el potencial de los sedimentos laminados del paleolago Cauca para reconstruir variaciones estacionales, bienales y cuasi-decadales.

Figura 9. Contenido de Fe y Ti en el núcleo 1002C en la cuenca de Cariaco (Venezuela).



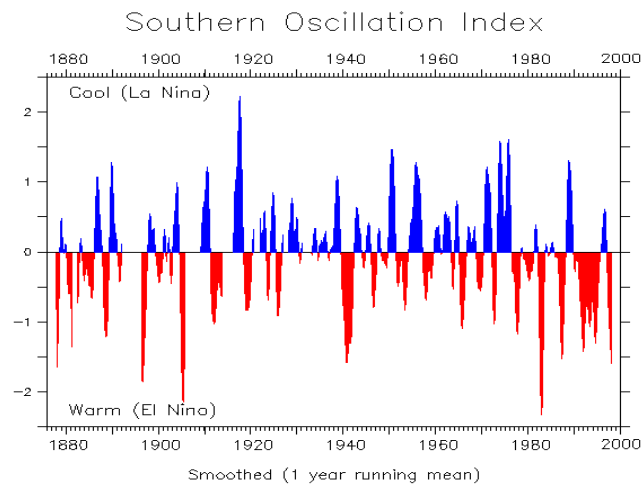
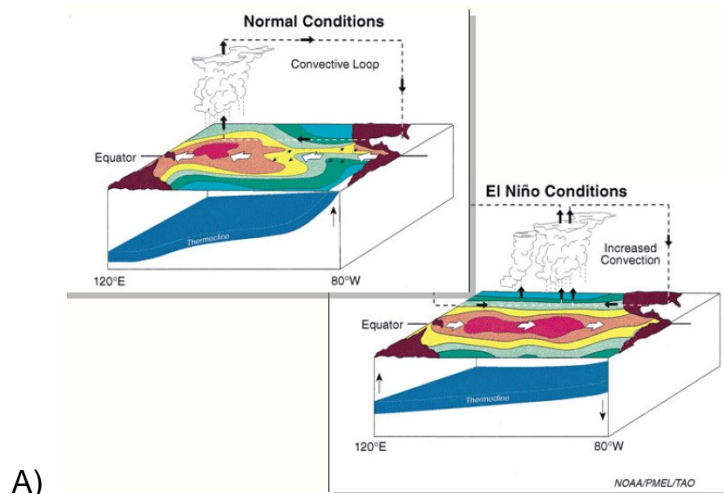
Los contenidos mínimos reflejan condiciones más secas en las que la ITCZ estaría desplazada hacia el sur (tomado de Haug et al., 2001).

3.4 EL FENÓMENO ENSO

De acuerdo con Poveda et al. (2006), el fenómeno ENSO es el principal mecanismo forzante de la variabilidad climática en el trópico americano en el rango decadal y estacional. ENSO es un fenómeno climático-oceanográfico caracterizado por un aumento inusual de las SSTs en el centro y este del Océano Pacífico tropical. Esta anomalía está acompañada por una disminución de la intensidad de los vientos Alisios y una profundización de la termoclina en el Océano Pacífico ecuatorial oriental (EEP; Figura 10A). Esta variación de

temperaturas provoca una diferencia de presión en la atmósfera medida en el Índice de Oscilación del Sur (SOI), siendo la fase positiva de este gradiente conocida como “la Niña” y la fase negativa como “El Niño” (Figura 10B). La periodicidad del fenómeno ENSO está afectada por variables no lineales, pero se tiene un estimado de 4 a 10 años para su recurrencia (Philander, 1983); aunque Trenberth and Hoar (1996) encuentran que su frecuencia se ha incrementado en los últimos 30 años.

Figura 10. Parámetros del ENSO



A) Condiciones normales y de El Niño en el Océano Pacífico ecuatorial. Note la somerización de la termoclina y el desplazamiento de la celda de Walker a lo largo del Pacífico. B) Índice de Oscilación del Sur. La diferencia de presión medida entre Darwin (Pacífico occidental) y Tahití (Pacífico central; tomado de la NOAA, 2009).

Algunas de las consecuencias del fenómeno ENSO dentro de la climatología interanual del trópico americano incluyen: (1) la supresión del chorro del Chocó en el Pacífico colombiano (Poveda et al. 2006) durante la fase negativa y su incremento durante la fase positiva, generando variaciones en la cantidad de humedad descargada en el occidente de Colombia, (2) el desplazamiento de las zonas de convección de la ITCZ hacia el sur y el oeste de sus posiciones normales (Pulwarty y Diaz, 1993), (3) dispersión y disminución de los centros de lluvia producto de la convergencia y, (4) generación de un retroalimentación positiva por la disminución de cobertura de nubes que refuerza las condiciones de sequía en el norte de Suramérica durante la fase de El Niño.

3.5 SEDIMENTACIÓN LACUSTRE Y SEDIMENTOS LAMINADOS

La sedimentación en lagos es afectada por cuatro factores principales: (1) las fluctuaciones de la línea de costa por efecto de variación en el nivel del lago, (2) la abundancia relativa de sedimentos clásticos fluviales y autóctonos, (3) las propiedades físicas (i.e. Turbidez) y (4) las propiedades químicas del agua (i.e. Iones disueltos; Kemp, 1996).

La sedimentación de un lago está controlada principalmente por el aporte de los ríos, ya sea como carga de fondo y/o suspensión. Es común que la sedimentación se produzca de manera estacional con diferencias marcadas en el volumen y el material. En las zonas alejadas del litoral, los sedimentos se depositan lentamente y es común que sean afectados por flujos de fondo turbidíticos que atraviesan todo el lago, formando estructuras onduladas laminadas internamente (i.e. Kemp,

1996). Las corrientes en un lago pueden generarse por el viento, por aporte de aguas de río, por influjos de vertiente, o por cambios de temperatura del litoral (i.e. Roldan y Ramírez, 2008).

En la ausencia de turbiditas se pueden formar láminas cuyo origen puede atribuirse a diversas causas. El cambio de régimen hidrológico puede traer consigo mayor escorrentía y un aumento del tamaño de las partículas episódicamente (Kemp, 1996). También el flujo episódico de partes duras de plancton o la formación de estructuras orgánicas dentro del sedimento puede generar laminación biogénica. Las floraciones de fitoplancton representan la mayor fuente de flujo biogénico, como es el caso con las diatomeas por productividad estacional (i.e. Kemp, 1996). También puede generarse laminación por alternancia de filamentos orgánicos producto de tapices de algas (¿cianobacterias?) con sedimentos clásticos.

Los ambientes reductores-oxidantes también pueden generar alternancia de láminas durante el proceso de diagénesis temprana, tal es el caso de la formación de pirita o de siderita en ambientes lacustres (Kemp, 1996). Los patrones de precipitación de lagos también pueden afectar el registro, al precipitar carbonato de calcio en forma de calcita empobrecida en magnesio durante la estación más cálida o la de mayor actividad fotosintética cuando la concentración de $\text{CO}_{2\text{aq}}$ disminuye (Kelts & Hsu 1978), o en ambientes donde el balance P-E lleva a la formación de láminas de halita/sulfato o calcita/anhidrita. En sedimentos laminados lacustres es posible encontrar, mediante análisis espectral, ciclicidades de 11-22 años relacionadas con ciclos solares, al igual que ciclos decadales a centenales (i.e. Glenn y Kelts 1991). Generalmente la señal anual-estacional es la más fuerte en una laminación, sin embargo, algunos eventos como el fenómeno ENSO pueden reflejarse en sucesiones laminadas (i.e. Halfman y Johnson, 1988; Hagadorn, 1996).

Las aguas dulces están dominadas por cuatro cationes; calcio (Ca^{+2}), magnesio (Mg^{+2}), sodio (Na^{+}) y potasio (K^{+}), y tres aniones; bicarbonato (HCO_3^{-}), sulfato (SO_4^{-2}) y cloro (Cl^{-}). Su porcentaje promedio en la composición de las aguas epicontinentales se muestra en la tabla 2 según estimativo global de Clarke (1924) el cual está relacionado con el aporte de la cuenca y por el transporte de aerosoles. Otros aniones como el PO_4^{-3} se encuentran en proporción de 1:10 en relación con los nitratos. En algunos lagos la concentración de sulfato es tan alta, que se puede precipitar yeso (CaSO_4) sin que represente variaciones significativas del balance P-E, o un origen salino del lago. Por otra parte, en procesos físicos como el aislamiento de una cuenca, o en lagos cerrados, se puede dar una concentración de estos iones generando su precipitación. Por esto es importante conocer las fuentes de material y los procesos de diagénesis (Roldan y Ramírez, 2008).

Tabla 2. Porcentaje promedio de la composición química de las aguas dulces (Clarke, 1924).

	ION	Porcentaje
Aniones	CO_3^{2-}	33,4
	SO_4	15,31
	Cl^{-}	7,44
	NO_3^{-}	1,15
	PO_4^{2-}	<0,10
Cationes	Ca^{2+}	13,36
	Mg^{2+}	4,87
	Na^{+}	7,46
	K^{+}	1,77
Otros	$(\text{Fe, Al})_2\text{O}_3$	0,64
	SiO_2	8,6

Otras consideraciones importantes al evaluar el tipo de material encontrado es la inhibición de la productividad por efectos de: (1) la descarga detrítica, en parte por el aumento de la turbidez y (2) la concentración de carbono orgánico disuelto (ácidos húmicos) que inhiben la penetración de luz y dificultan la fotosíntesis (Haan, 1993). De esta manera se favorece la formación de láminas en diferentes estaciones a través del año dependiendo de la región (Anderson y Dean, 1988).

3.6 HIDROLOGÍA DEL VALLE DEL CAUCA

El río Cauca corre entre las Cordilleras Central y Occidental en sentido sur-norte. Es el principal tributario del río Magdalena.

En la actualidad tiene una descarga de $2373 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ y su producción de sedimentos es de 49,1 Mton-año provenientes de una cuenca de $59\,615 \text{ km}^2$ (Restrepo et al., 2005). Presenta dos trimestres secos (Dic-Feb, Jun-Ago) y dos lluviosos (Mar-May, Sep-Nov).

En las regiones altas de la cuenca la precipitación alcanza los 4.000 mm, mientras que en las zonas bajas es de 1200 mm como es el caso de Santa Fe de Antioquia. Esta ciclicidad es alterada durante las fases de El Niño y La Niña (Mesa et al., 1997) consiguiendo una reducción del caudal en un 30 a 50% con respecto a la media durante la fase de El Niño (Tabla 3; Carvajal et al., 1998).

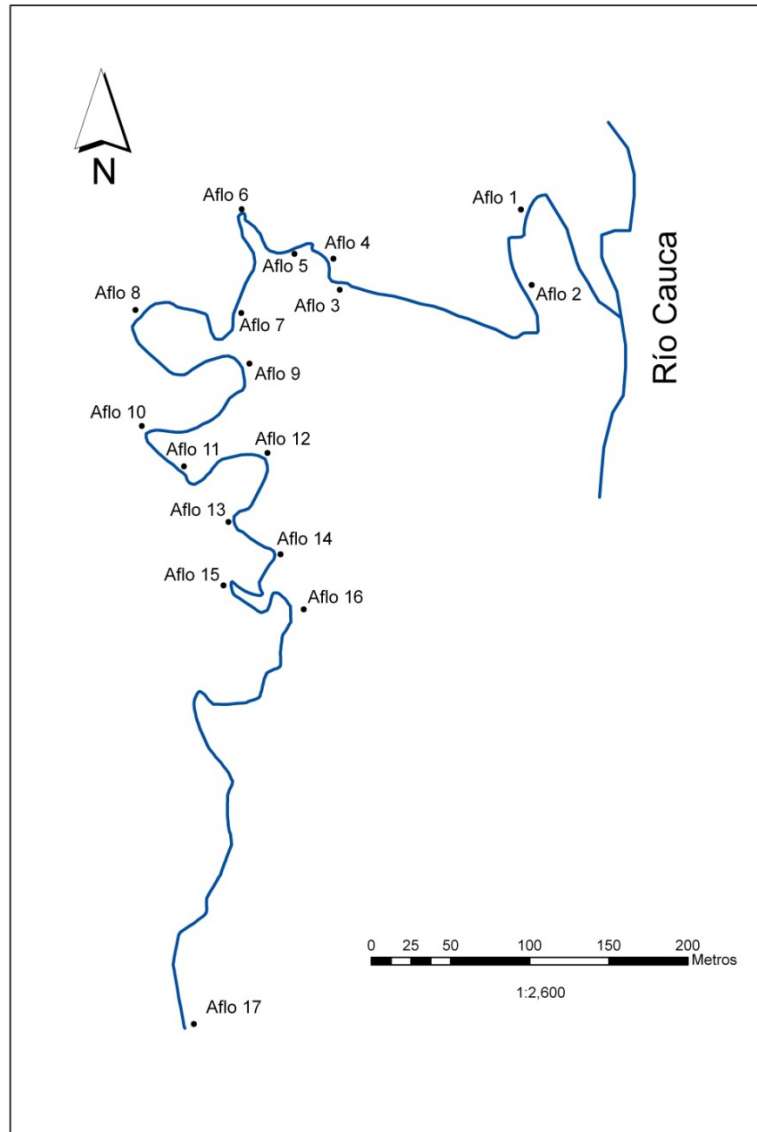
Tabla 3. Caudales máximos, medios y mínimos a diferentes posiciones a lo largo del río Cauca.

Río	Período	Años	Registro Total			Fase de El Niño			Período La Niña		
			Caudal medio (m3/s)			Caudal medio (m3/s)			Caudal medio (m3/s)		
	Registros		Max	Med	Min	Max	Med	Min	Max	Med	Min
Amaime	1984-1994	10	8,2	5,0	1,6	3,4	2,5	1,6	7,4	7,4	7,4
Bolo	1960-1994	34	12,0	4,0	0,8	5,0	2,3	0,8	8,7	7,2	5,1
Bugala Gde	1976-1994	18	23,3	13,9	8,2	12,4	10,3	8,2	19,4	19,4	19,4
Desbaratado	1972-1994	22	5,8	2,6	0,8	4,0	1,9	0,5	5,3	4,1	3,1
Fraile	1961-1994	33	10,2	6,3	1,8	7,0	4,3	1,8	10,4	8,3	5,4
Garrapatas	1979-1994	15	19,0	13,0	8,1	10,9	9,7	8,1	15,8	15,8	15,8
Jamundi	1946-1994	48	7,3	4,2	1,5	4,7	3,8	2,9	8,0	7,1	5,0
La Vieja	1946-1994	48	152,0	88,0	47,0	75,6	60,4	47,0	156,0	127,6	83,3
Ovejas	1964-1994	30	28,4	18,4	11,1	19,5	13,8	8,3	28,3	23,8	16,4
Palo	1946-1994	48	33,6	15,3	4,7	12,0	9,1	4,7	23,1	19,5	15,0
Quinamayo	1970-1994	24	7,3	4,2	1,5	3,9	2,5	1,5	6,7	6,3	5,6
Timba	1946-1994	48	29,9	20,6	12,6	23,9	16,3	12,7	30,7	27,4	24,3
Tulua	1945-1994	49	29,8	15,4	8,6	14,9	11,7	9,1	29,4	22,8	19,4
Cauca	1946-1994	48	301,0	193,0	113,0	184,0	146,0	112,8	350,6	268,6	178,9
Cauca	1961-1994	33	673,0	399,0	188,0	319,1	267,0	198,0	713,0	617,3	518,0
			89,4	53,5	27,3	46,7	37,4	27,9	94,2	78,8	61,5

Fuente: Carvajal et al. 1998. Note como en la región del bajo Cauca ocurre una disminución del 50% del caudal entre las fases de El Niño y La Niña.

4. RESULTADOS

Figura 11. Poligonal de la Quebrada La Caimana



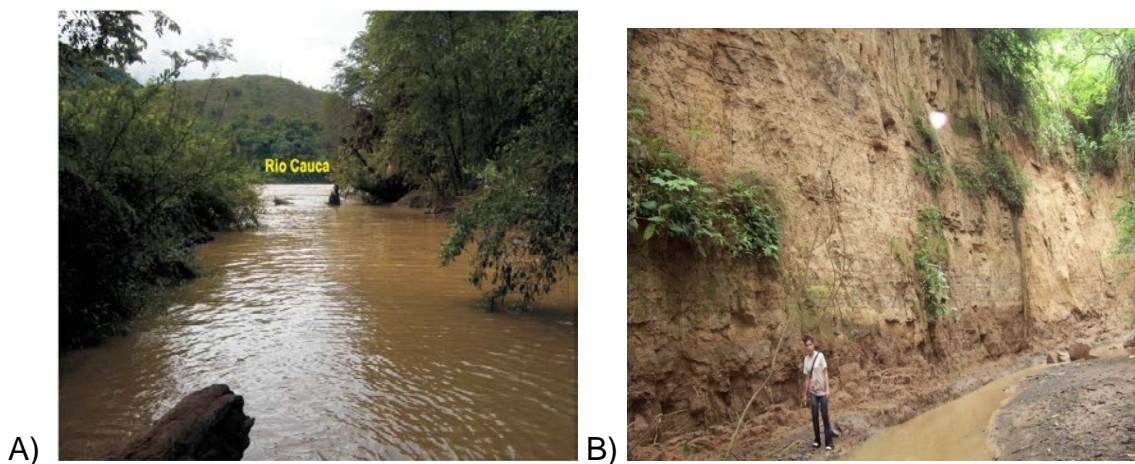
Durante la campaña de campo se levantó una poligonal donde se señalan las estaciones realizadas y empleadas para calcular la pendiente promedio de la quebrada (para efectos de ubicación de las columnas). Note la posición del afloramiento 6 (Aflo 6) donde se levantó la columna tipo de la sucesión.

La Q. La Caimana tiene un caudal aproximado de 30-50 l/seg, el cual se midió en un canal de 2 m de ancho en su recorrido meándrico, el cual llega hasta 4 m en su tramo final cerca de la desembocadura, con unos 30 cm de profundidad media en condiciones de poca descarga.

Sigue un curso paralelo al río Cauca durante parte de su recorrido en un patrón meándrico, lo cual se refleja en el patrón erosivo hacia una de las riberas en gran parte de los afloramientos estudiados. Durante los últimos 200 m de recorrido, antes de la desembocadura, el canal se torna más ancho y disminuye la profundidad. Los depósitos encontrados en este canal son principalmente arenas medias a gruesas con presencia de cantos de hasta 5 cm de diámetro los cuales son transportados durante crecientes en la quebrada.

Por otro lado, la circulación en la quebrada, principalmente en los últimos 500 m, está fuertemente influenciada por el río Cauca, siendo común ver influjos desde este durante las subidas del nivel (Figura 12A). El patrón de disección de la quebrada se describe como estacional y permitió la exposición de los sedimentos en afloramientos de hasta 20 m de altura (Figura 12B) exhibiendo en general una laminación horizontal continua a lo largo de la microcuenca.

Figura 12. Rasgos hidrológicos de la Q. La Caimana



A) Desembocadura de la Q. La Caimana durante una crecida leve. El agua del río Cauca ingresa en la microcuenca donde permanece a modo de remanso. B) Afloramiento 1 en la Q. La Caimana. Las paredes de sedimentos generalmente son inaccesibles por más de unos pocos metros. En la foto se observa el patrón de drenaje meándrico con depositación hacia un flanco y erosión hacia el otro.

Los afloramientos aparecen a tan solo 50 m de la desembocadura de la Q. La Caimana en el río Cauca y desde el afloramiento 1 (Figura 12b), se tiene una pared de sedimentos de más de 10 m. En este primer afloramiento se observan sedimentos laminados tamaño arena fina principalmente con algunas capas con estratificación cruzada en la cual se hicieron mediciones de paleo-corriente obteniendo una vergencia hacia el suroeste. Hacia el tope de este afloramiento se observaron conglomerados en canal (Figura 12).

Continuando el recorrido unos 50 m quebrada arriba (Figura 13) se observó el afloramiento de un horizonte oscuro con un contacto superior tajante e inferior transicional interpretado como un paleosuelo. Este pierde continuidad después de unos pocos metros. Igualmente se observó con claridad un cuerpo arcilloso masivo de tonalidad gris en discordancia con los sedimentos aledaños el cual se asoció inicialmente con el basamento aunque en una interpretación posterior se tiene que más bien corresponde al mismo depósito pero conservado en condiciones pH-Eh reductoras lo cual daría lugar a la tonalidad grisácea, esto después de constatar la presencia de Fe reducido con ayuda de la prueba de ferricianuro de potasio (Figura 13).

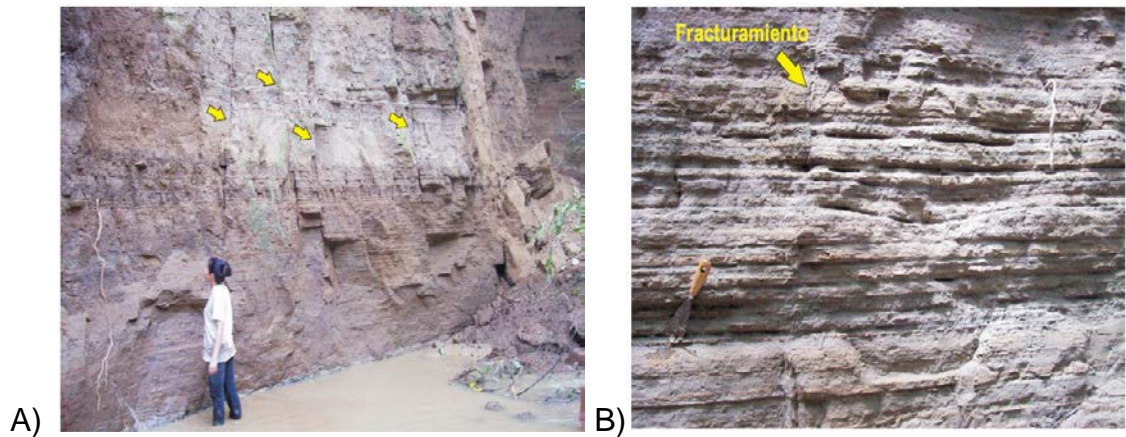
Figura 13. Afloramiento de material arcilloso masivo al nivel de la Q. La Caimana



Note que 3 m. arriba se observa un paleosuelo de unos 20 cm de espesor. Se interpreta que este paleosuelo corresponde al mismo nivel datado en el afloramiento 6.

La laminación de los sedimentos es horizontal y continua en cada afloramiento, sin embargo se presentan fracturamientos de bloques que dificultan ver la continuidad (Figura 14A). Estas estructuras no parecen corresponder a un esfuerzo particular ya que no hay desplazamiento aparente, sino más bien a un fracturamiento del material por gravedad, contraste sequía-humedad, o actividad de raíces. Este fracturamiento da lugar al desprendimiento de grandes bloques que ocasionalmente obstruyen el cauce de la quebrada (Figura 14B).

Figura 14. Rasgos de la laminación



A) *Fracturamiento en escala macroscópica de los sedimentos. B) En general no se observa desplazamiento de los estratos, pero si desprendimientos de grandes bloques sobre la Q. La Caimana.*

A lo largo de la Q. La Caimana se observan juegos de láminas oscuras y claras inter-estratificadas. Estos juegos de láminas ocurren a diferentes alturas relativas por lo que una correlación directa no es posible.

También es notoria la presencia de capas blancas con espesores en un rango de 5 a 20 cm que resaltan como marcadoras, pero nuevamente sus alturas varían entre afloramientos por lo que fue necesario identificar un rasgo distintivo como elemento de correlación entre ellos. En este caso se utilizó una lámina de yeso al interior de una de las capas (Figura 15).

Figura 15. Detalle de uno de los juegos de láminas oscuras (abajo), claras (arriba) y la capa blanca marcadora en un afloramiento de la Q. La Caimana.



Este detalle se observa en el Afloramiento 16 (Figura 11). Como detalle adicional, esta misma sucesión laminada se encuentra aguas abajo en el afloramiento 6 pero varios metros por encima del nivel del cauce sugiriendo un desplazamiento vertical de los sedimentos o la depositación a una profundidad menor.

4.1 ANALISIS DE PERFIL DE METEORIZACIÓN

Durante el proceso de meteorización química se obtienen nuevos productos minerales a partir de la roca original. A continuación se describen los principales procesos y su interpretación para la cuenca de La Caimana:

Disolución: Consiste en el comportamiento del agua como solvente, de acuerdo a la variación de su pH. Mediante este proceso se considera que en la cuenca es posible acumular alúmina (Al_2O_3), mientras el sílice es lavado progresivamente, dando lugar a la formación de arcillas. No hay presencia de carbonato de calcio.

Oxidación y Reducción: Involucra la ganancia (reducción) o pérdida (oxidación) de electrones en un compuesto. La oxidación conduce a la formación de óxidos a

partir de minerales ferromagnesianos. La materia orgánica por su parte es oxidada por bacterias liberando CO^2 y aumentando la acidez consecuentemente.

Hidratación: Consiste en la absorción de agua en la estructura de los cristales como por ejemplo en el caso de la hematita que pasa a ser limonita (hidróxido).

Hidrólisis ácida: Consiste en la reacción de los minerales con compuestos ácidos, principalmente HCO_3 producto de descomposición bacteriana de materia orgánica. La hidrólisis reemplaza cationes metálicos como K^+ , Na^+ , Ca^{2+} y Mg^{2+} por hidrógeno o iones hidroxilo del agua, los iones liberados forman asociaciones adicionales formando minerales arcillosos. En la cuenca de la Caimana se encontró caolinita $(\text{AlSiO}_4)\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ como uno de los principales subproductos.

De acuerdo con Allen y Allen (2005), la configuración de los subproductos de meteorización es reflejo del perfil del regolito, encontrándose asociaciones de caolinita y gibbsita en las partes superiores de un perfil de meteorización, mientras que en perfiles más bajos se encuentra esmectita e illita preferiblemente. La caracterización mineralógica (Capítulo 4.3) de los sedimentos en La Caimana indica que tratamos con un perfil relativamente superficial.

4.2 ANÁLISIS DE ENSAYOS Y MUESTRAS

El levantamiento de las columnas y la caracterización de los sedimentos en la Q. La Caimana se llevó a cabo por medio de una combinación de métodos de campo y laboratorio los cuales se describen a continuación. Se realizó un levantamiento estratigráfico de los principales afloramientos en la Q. La Caimana con el propósito de tener un control paleo topográfico, una correlación de facies en la microcuenca y como referencia para los análisis realizados a los sedimentos laminados. La correlación entre afloramientos se realizó por medio de estratos marcadores, el principal de ellos una capa blanca con una lámina interna de yeso característica. Igualmente se levantó una poligonal a lo largo del cauce de la quebrada para tener

un control sobre las diferencias de alturas relativas entre las columnas levantadas y localización de puntos de muestreo.

4.2.1 Obtención de muestras de canaleta

Con el fin de obtener muestras multipropósito para análisis posterior en el laboratorio, se adoptó el método de la canaleta o box sampling (Mangili et al., 2005) descrito en los métodos (Figura 3).

Durante la campaña de campo se buscaron, y se localizaron, numerosos afloramientos con una buena exposición de la sucesión estratigráfica, sin embargo por dificultades logísticas muchos de ellos solo permitían el muestreo de los primeros metros sobre el cauce de la quebrada. La sección escogida contiene una sucesión continua partiendo de una discontinuidad representada por un paleosuelo, hasta el horizonte de suelo actual. Esto se logró gracias a la presencia de escalones naturales en este afloramiento los cuales fueron aprovechados para acceder a niveles superiores. Otra de las ventajas encontradas fue la de presenciar con certeza la continuidad de láminas a través del afloramiento, descartando la posibilidad de repeticiones en la sucesión o la presencia de otras discontinuidades como fallas o depósitos recientes. El espesor total de la columna levantada en el afloramiento 6 de la Q. La Caimana fue de 15,5 m.

4.2.2 Análisis químico de las arcillas (prueba Fieldes)

La prueba Fieldes con (NaF) fue realizada sobre tres muestras de sedimento arcilloso blanco en segmentos diferentes, incluyendo una de las capas marcadoras (canaleta 6-18), obteniendo como resultado un cambio de tonalidad transparente a rosado en un lapso de un minuto en promedio. Este resultado sugiere la presencia de material alterado proveniente de cenizas volcánicas, pero la concentración y estado de la misma podría indicar que ha sufrido retrabajamiento, debido a que la reacción no es inmediata.

4.3 CARACTERIZACIÓN DE LOS SEDIMENTOS EN LA Q. LA CAIMANA

Una síntesis de los tipos de sedimentos encontrados en la Quebrada La Caimana y su descripción se presenta a continuación. Dado el énfasis de este estudio en la tonalidad de los sedimentos, se asigna para cada tipo un valor típico en formato RGB (rojo, verde, azul), el cual se obtuvo de promediar los valores arrojados en varias imágenes de los sedimentos descritos.

- Paleosuelo basal: Base de la sucesión. Espesor medio de 20 cm. Carente de estructuras internas. Compuesto principalmente por materia orgánica (MO) amorfa (50%), cuarzo (10%), clorita (5%), micas (5%), anfíbol (5%) y fragmentos de roca.
- Arcilla limosa gris oscuro: Código RGB 160:141:118. Espesor aproximado de 2 a 5 mm. Sedimentos tamaño arcilla, probablemente caolinita (colores de interferencia de primer orden). Presenta agregados de MO amorfa con cristales de cuarzo (50-70%) en hábitos acicular y tabular. Algunas muestras presentan granos aislados de plagioclasa. Poco vidrio y clorita, y algunos opacos que con luz reflejada no presentan brillo de pirita por lo que pueden ser magnetita. Trazas de vidrio y en algunas muestras en contacto con sedimento naranja se observaron trazas de yeso/actinolita y óxidos.
- Arcilla limosa gris claro: Código RGB 239:222:193. Agregados cristalinos tamaño arcilla, probablemente caolinita con cuarzo y clorita. Trazas de MO amorfa (<5%) y vidrio.
- Arcilla limosa amarilla: Código RGB 218:185:146. Sedimentos tamaño arcilla a limo impregnados por óxidos de hierro, i.e. hematita (40-60%) y limonita (10-15%). También ocurren en menor proporción MO generalmente degradada (5-20%), cuarzo (<10%), clorita y opacos. Las partículas suelen ser sub-redondeadas.

- Limo y Arena limosa Café: Código RGB 183:141:99. Este tipo de sedimento constituye el grueso de la columna, apareciendo en espesores de hasta 5 mm.. Granos anhedrales – subhedrales de cuarzo (50-60%), plagioclasa (5-10%), micas (5-10%), hematita (10-20%), anfíbol (5-10%), trazas de clorita. Ocasionalmente se presentan fragmentos de vidrio, granos aislados de rutilo, MO amorfa y micro-nódulos indefinidos. Hacia el tope de la columna la selección de los sedimentos es menor por la aparición de arenas finas.
- Arcilla naranja: Código RGB 195:114:60. Sedimentos tamaño arcilla compuestos por óxidos de hierro amorfos (hematita 80-90%, limonita 10-20%). Los espesores de las láminas varían entre 2 mm hasta 10 mm. Como accesorios se presentan rutilo, biotita, opacos (¿magnetita?) y frecuentemente yeso en hábito acicular y laminar. Este último particularmente en muestras endurecidas.
- Arcilla blanca: Código RGB 239:222:193. Minerales arcillosos en agregados masivos (posiblemente caolinita) de entre 2 y 5 mm. Se observan algunos cristales de cuarzo, clorita, y yeso dentro de la matriz arcillosa.
- Limo arcilloso negro: Código RGB 69:61:54. Estas láminas se caracterizan por componerse principalmente por MO amorfa (80-95%), en espesores de hasta 5 mm. Se observan algunos opacos, en forma de nódulos no identificados. Trazas de cuarzo subhedral. Se observan esporas mal conservadas.

Respecto de los resultados del análisis de Difracción de Rayos X, la tabla 4 presenta las características de las muestras escogidas para el análisis de rayos X y los resultados de la cuantificación de minerales.

Tabla 4. Muestras analizadas por medio del método de difracción de rayos X (XRD).

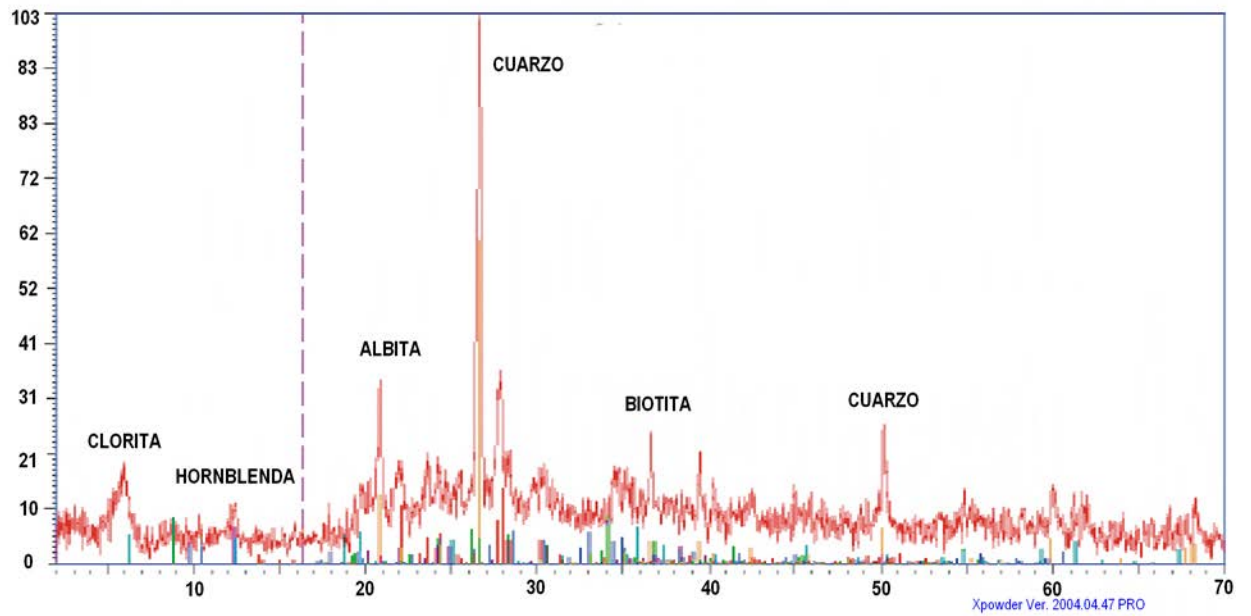
Muestra	Descripción	Difracción de Xray	Dif. De Xray en seccion orientada	Composición							
				Caolinita	Cuarzo	Hornblenda	Biotita	Clorita	Smectita	Albita	Amorfos
LC 6-18 32-38 cm	Arcilla blanca	Si	Si	11,4	13,5	18,2	14,6	5,5	-	28,5	8,2
LC 6-21 21-26 cm	Limo arcilloso café (típico)	Si	No	6,1	20,9	15,9	18,5	6,7	-	23,8	8
LC 6-32 10-31 cm	Limo arcilloso (Paleosuelo)	No	Si	-	-	-	-	-	-	-	-
LC 6-39 20-23 cm	Arcilla gris	Si	Si	10,6	16,4	19,4	21,2	6,9	-	18,7	6,7
LC 6-39 20-23 cm	Arcilla gris (Orientada)			17,7	3,4	10,3	21	11,8	19	7,9	8,9

A la muestra LC 6-32 no se le realizó cuantificación y por eso no aparece en esta tabla. Note que la esmectita solo está presente en el sedimento gris.

Las diferencias en los porcentajes obtenidos en muestras normales y orientadas se deben a que las fases arcillosas se concentran en la muestra orientada aumentando su proporción con respecto a los demás componentes. A continuación se observan los difractogramas obtenidos para cada muestra.

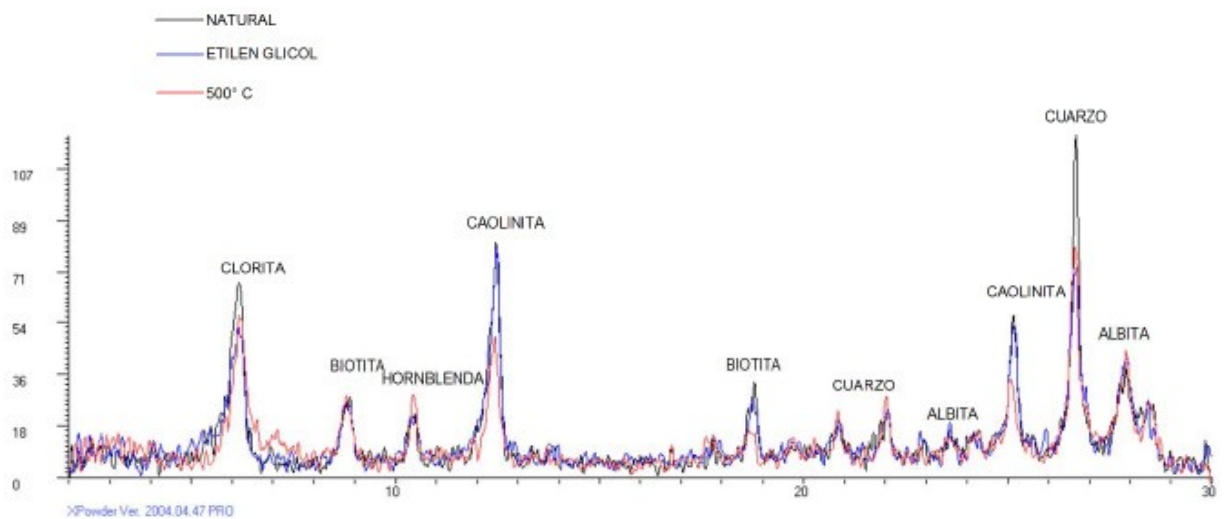
Uno de los objetivos de este análisis era el de reconocer la presencia de cenizas volcánicas dentro de la sucesión, de manera especial dentro de las capas blancas marcadoras. Los resultados muestran un material amorfo que por su señal en los difractogramas correspondería a material alofano producto de alteración de vidrios volcánicos, sin embargo se observa que la proporción de este material es similar en los diferentes tipos de sedimento analizados.

Figura 16. Difractograma de la muestra LC 6-21 (21-26 cm).



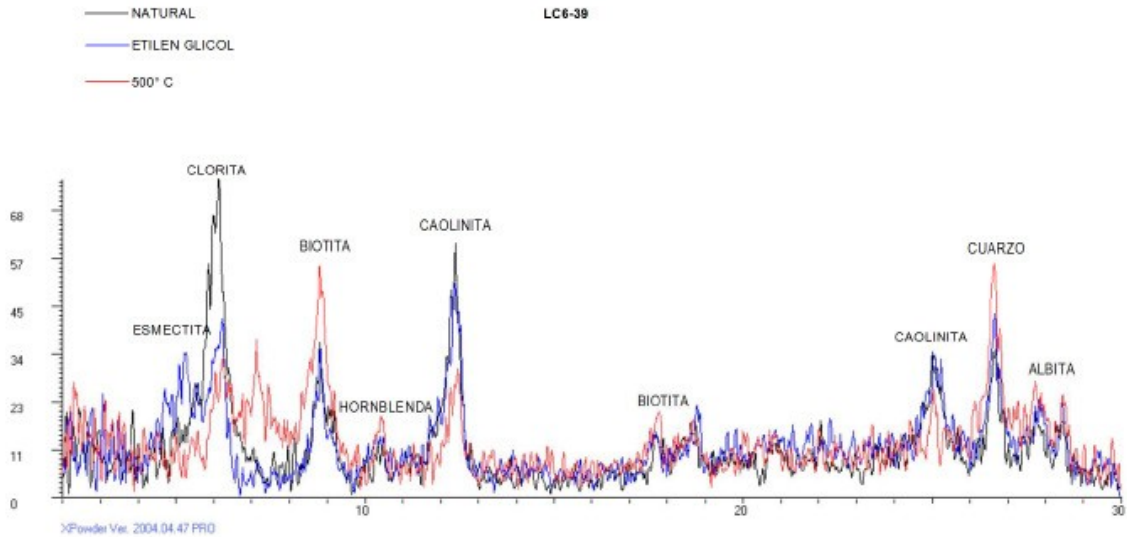
Resultado correspondiente a una arcilla de color café claro.

Figura 17. Difractograma de la muestra LC 6-18 (32-38 cm).



Resultado correspondiente a una arcilla blanca.

Figura 18. Difractograma de la muestra LC 6-39 (20-23cm).



Resultado correspondiente a una arcilla gris.

4.4 DESCRIPCIÓN DE FACIES

De acuerdo a los tipos de sedimento encontrados en la Q. La Caimana se definieron las siguientes facies sedimentarias con base al tamaño de grano, tonalidad y composición mineralógica.

4.4.1 Facies O

El conjunto de facies O está compuesto por sedimentos de tamaños que van de arcilla a arena fina y se caracterizan principalmente por su tonalidad en gamas de naranja, pasando de amarillo claro (RGB 218:185:146) hasta naranja fuerte (RGB 195:114:60). Conforman el grueso de la columna y mineralógicamente consisten en agregados minerales de silicatos i.e. cuarzo, micas, anfíbol, plagioclasa, biotita, con trazas de epidota, clorita, y minerales arcillosos, junto con óxidos e hidróxidos de hierro tipo hematita y limonita que dependiendo de su concentración dan las diferentes tonalidades que marcan las siguientes subfacies:

4.4.1.1 Sub-facies O1. Se trata del sedimento más común en la columna de la Q. La Caimana y se caracteriza principalmente por su tonalidad café clara a intermedia (RGB 183:141:99). Dependiendo del intervalo, su tamaño de grano puede ir de arcilla hasta arena fina, aunque típicamente tiene un tamaño intermedio superior a las facies O2 y O3. Durante el análisis de frotis (*smear slides*) se observaron granos anhedrales a subhedrales de cuarzo (30-60%), plagioclasa (2-10%), micas (3-10%), anfíbol (5-10%), hematita (10-25%) y como trazas, fragmentos de vidrio, clorita y materia orgánica. En sedimento tamaño arena fina se encontró una mala selección además de trazas de rutilo, epidota y algunos opacos. El análisis por XRD (Figura 16) reveló que su composición es de 24% albita, 21% cuarzo, 18% biotita, 16% hornblenda, 6% caolinita, 6% clorita y 8% amorfos (probablemente óxidos). Dentro de la columna conforman el grueso de la mayoría de los paquetes y están acompañados generalmente por láminas tipo O2 y C1. Este sedimento es el más afectado por bioturbación (i.e. tipo *Skolitos*, *Skoyenia* c.f. Webby et al, 2004), la cual es más abundante en los tramos superiores de la columna donde el tamaño de grano es más grueso. Igualmente se presentan ondulitas en algunos contactos con láminas tipo C1.

4.4.1.2 Sub-facies O2. Dentro la columna se encuentran sedimentos de tonalidad amarillo claro (RGB 218:185:146) caracterizados por tener un tamaño de grano ligeramente menor a O1 (generalmente lodos y arcillas) y por presentar tonalidades más claras que la sub-facies O1. Su frecuencia de aparición y espesor de láminas también es relativamente menor a O1 aunque su mineralogía es similar. Al microscopio petrográfico se observa generalmente una masa arcillosa junto con minerales amorfos como óxidos de hierro (5-15%), y algunos cristales sub-redondeados de cuarzo, biotita, micas y plagioclasas. La facies O2 está intercalada generalmente con láminas tipo O1 y C1 en juegos de varios centímetros de espesor.

4.4.1.3 Sub-facies O3. Esta sub-facies se caracteriza por su tonalidad naranja fuerte (RGB 195:114:60) y se caracteriza por un tamaño de grano de arcilla a limo con agregados amorfos de óxidos de hierro (hematita, limonita). Esta sub-facies frecuentemente se presenta en láminas endurecidas acompañadas por cristales de yeso. Su aparición en la columna es poco regular y en paquetes donde se presentan varias láminas intercaladas generalmente con sedimento tipo M1 y C1. Los contactos de las láminas son casi siempre tajantes o con transición gradual de tonalidad, concentrándose el naranja fuerte en el techo principalmente. Otras estructuras principales asociadas a esta sub-facies son las de carga y pinchamiento de láminas.

4.4.2 Facies M1

A esta facies corresponden los sedimentos del registro enriquecidos en materia orgánica. Su coloración varía entre negro y gris oscuro (RGB 69:61:54) y ocurren generalmente en láminas endurecidas. Esta facies es relativamente común hacia la base de la columna donde aparece intercalada en paquetes junto a láminas tipo O3. Hacia el techo de la sucesión su presencia disminuye notablemente.

4.4.3 Facies C1

Esta facies se caracteriza por su tonalidad blanca a gris claro (RGB 239:222:193) y su tamaño de grano muy fino, casi exclusivamente arcilla. Se diferencian de la facies B por el espesor de las láminas que generalmente no pasan de 2 mm. Al microscopio petrográfico se observan agregados masivos de arcilla aparentemente derivadas de la alteración de plagioclasas, y algunos cristales subhedrales de cuarzo y micas. En menor proporción ocurren fragmentos de clorita y minerales opacos. El análisis de XRD (Figura 17) en una sección orientada de sedimento tipo C1 arrojó una composición variable con albita (28%), caolinita (11%), cuarzo (14%), hornblenda (18%), biotita (15%), clorita (5%) y un 8% de material amorfo que se relaciona con productos de alteración de vidrio

volcánico. Estas láminas son frecuentes a lo largo de toda la columna aunque su espesor acumulado es menor que el de las facies tipo O. Hacia la parte superior de la sucesión, la densidad de las estructuras biogénicas aumenta atravesando generalmente láminas tipo O1 y O2 aunque el material de relleno de estas estructuras suele ser tipo C1.

4.4.4 Facies G

A lo largo de la columna de la Q. La Caimana se presentan ocasionalmente láminas de tonalidad gris oscuro (RGB 160:141:118) con un espesor que va de 1 a 5 mm que aparecen de manera irregular generalmente dentro de paquetes laminados de sedimento tipo O. Su tamaño de grano va de arcilla a limo y al microscopio petrográfico se observan unos porcentajes variables de minerales arcillosos (15-20%), cristales de cuarzo en hábitos acicular y tabular (10-20%), trazas de clorita y opacos. En el análisis de XRD (Figura 18) de este sedimento se encontró caolinita (10%), cuarzo (16%), hornblenda (20%), biotita (21%), clorita (7%), albita (19%) y 7% de amorfos.

4.4.5 Facies B

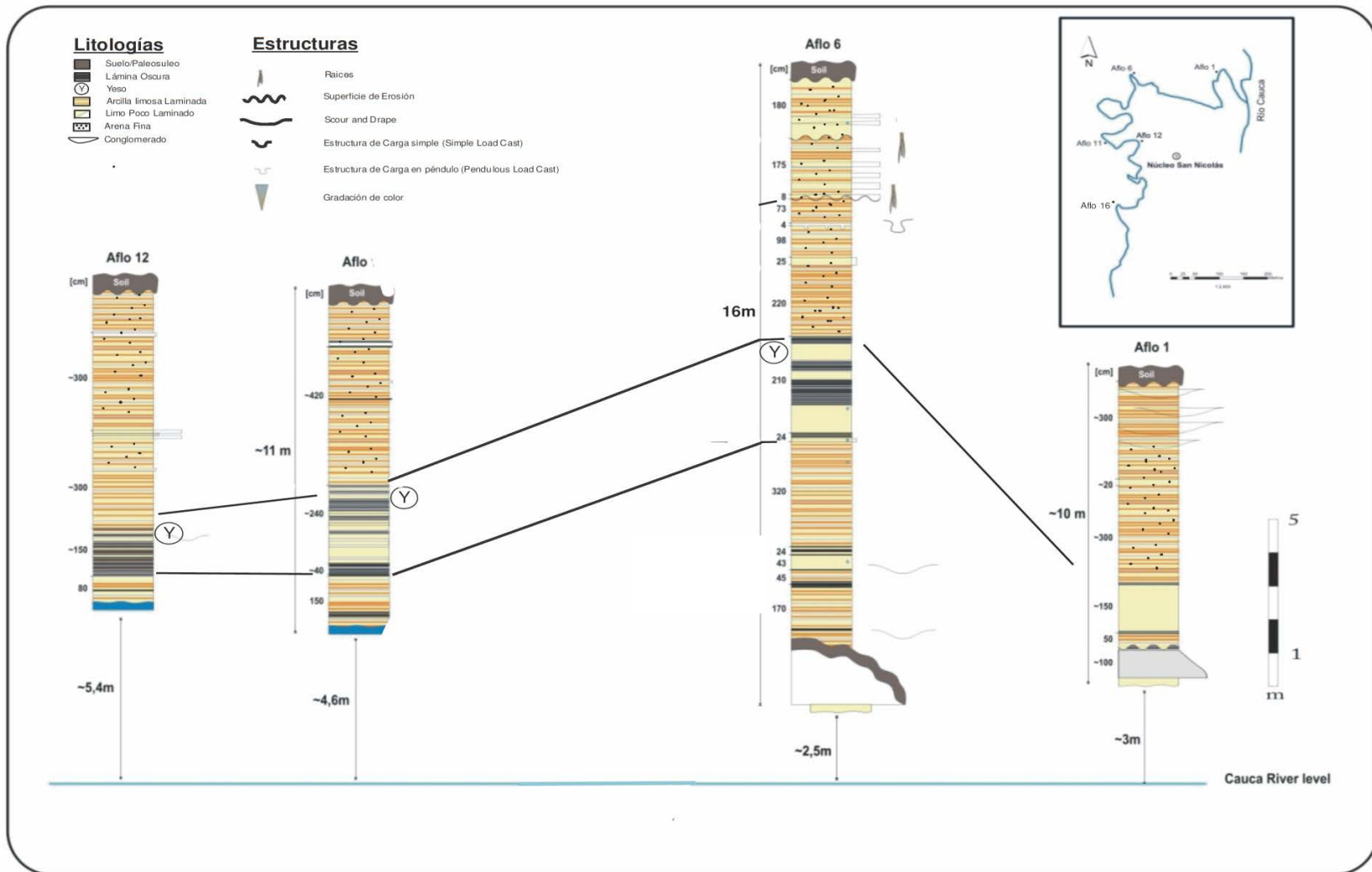
Esta facies incluye las capas blancas (RGB 224:216:187) trazadoras (*marker beds*) de espesor variable que aparecen a lo largo de la sucesión. Su tamaño de grano es de arcilla a lodolitas. Petrográficamente se reconocen granos subangulares, principalmente de cuarzo con hábitos tabulares, algo de clorita y moscovita y trazas de epidota. Este sedimento aparece precediendo paquetes de laminación M1-O3-C1. El análisis por XRD de este sedimento arrojó una composición porcentual de caolinita (11%), albita (28%), cuarzo (13%), hornblenda (18%), biotita (14%), clorita (5%) y un 8% de amorfos, interpretados como producto de alteración de vidrio volcánico. Un análisis microfacial deja entrever ondulitas al interior de estas capas.

4.5 LA SUCESIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LA TERRAZA DE SAN NICOLÁS

La Figura 19 ilustra las columnas estratigráficas generalizadas levantadas a lo largo de la Q. La Caimana y la correlación con el núcleo San Nicolás. De acuerdo a la reconstrucción estratigráfica se encontraron diferencias de alturas entre paquetes de sedimentos pero se conserva la horizontalidad de los estratos lo cual indicaría que los sedimentos se podrían haber desplazado verticalmente por efecto de fallamientos, aunque no se encontró evidencia en campo de esta hipótesis. También podría corresponder a desplazamientos verticales hacia el río Cauca por efecto de la gravedad, lo cual tiene consistencia al encontrarse los sedimentos en la ladera de la anfibolita de Sucre (al oeste). En la figura 19 se puede observar que afloramiento 6 se encuentra hacia el extremo noroeste del área, donde se observó que la topografía se hacía más abrupta, posiblemente por una posición más alta del basamento, es decir, la Anfibolita de Sucre.

La tercera posibilidad es que sedimentos sincrónicos se depositaran en diferentes profundidades de manera horizontal, esta hipótesis podría ser contrastada con datación de capas marcadoras pertenecientes a paquetes similares ubicadas a diferente altura relativa a lo largo de la Q. La Caimana.

Figura 19. Columnas estratigráficas generalizadas de afloramientos a lo largo de la Q. La Caimana y del núcleo de San Nicolás (Note su localización en la poligonal (inserto) y su posición vertical con relación al río Cauca).

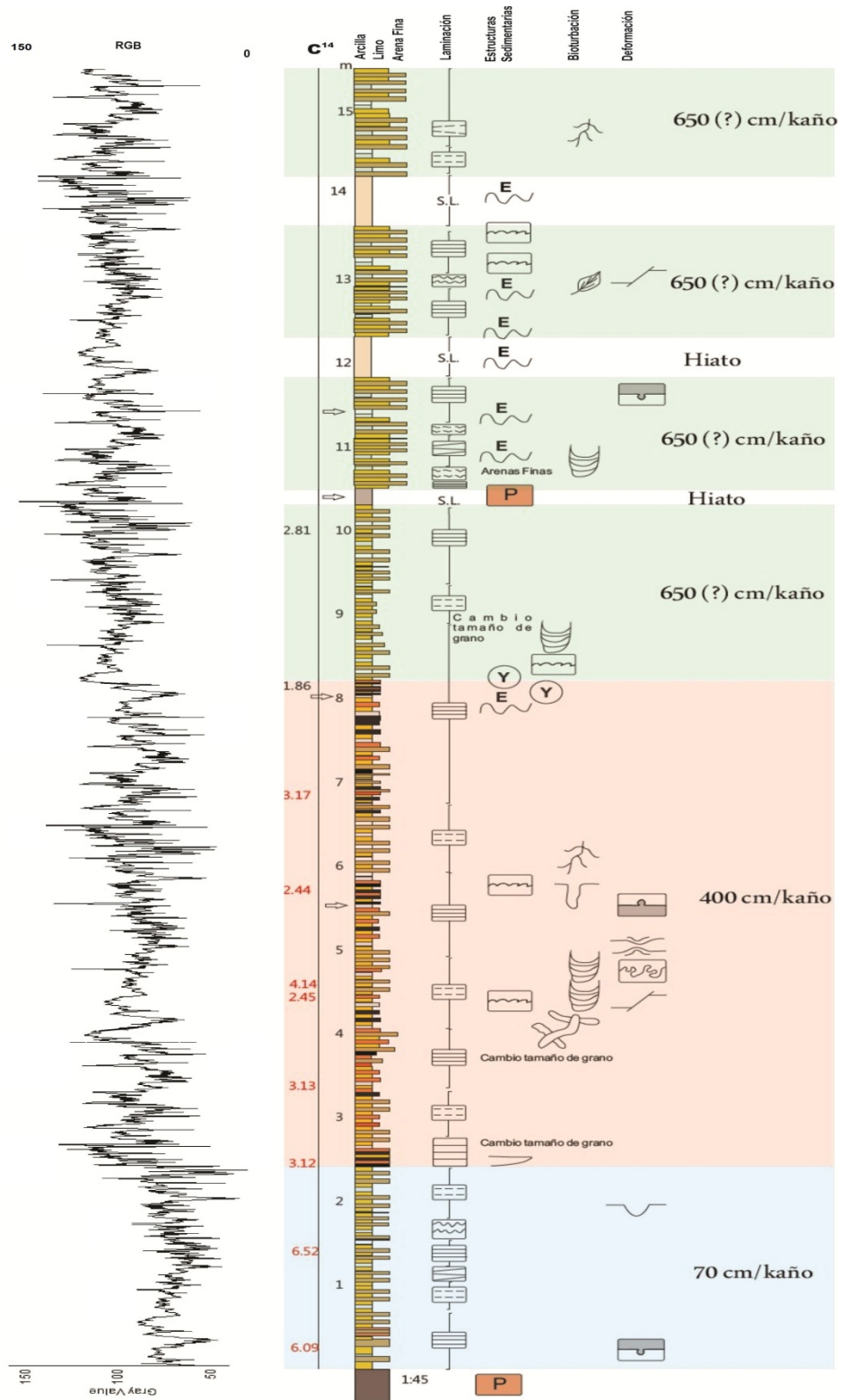
























En el caso del afloramiento 6 (Aflo 6; Figura 19) la posición parece elevada con respecto a las otras columnas, sin embargo su posición en la quebrada es adyacente a una colina de la anfibolita y su altura relativa es mayor a otras columnas localizadas al sur (Aflo 11 y 12) y hacia el río Cauca (Aflo 1). La correlación entre columnas se facilitó por una capa marcadora con un lámina interna de yeso (Figura 15) en el tope de uno de los paquetes de láminas oscuras.

Para la descripción litológica se diferenciaron desde arcillas y limos hasta conglomerados, siendo los primeros el grueso de las columnas. Sin embargo la variación entre arcillas-limos y arenas finas solo fue detallada en el laboratorio para el afloramiento 6, ya que en campo los intervalos arenosos en la mayoría de las columnas no fueron accesibles. En las columnas se señalan además algunas estructuras de carga, superficies de erosión o paleosuelos que sirven como referencia de los intervalos laminados.

La figura 20 muestra la columna estratigráfica del afloramiento 6. Aunque no es el énfasis de este trabajo, es de resaltar que se encontraron intervalos en la sucesión en los cuales la laminación se vio interrumpida bruscamente en estructuras de licuación. La interpretación dada a estas estructuras es que se formaron durante la ocurrencia de sismos, los cuales han sido reportados en otros estudios (Suter, et al, 2010; Page y Mattson, 1981), sin embargo, es de notar que solo afectan un intervalo específico y no toda la laminación, por lo que se interpreta que el efecto de los sismos alcanzaría solo el nivel de saturación al momento de ocurrir, y no a toda la secuencia.

Figura 20. Columna estratigráfica del afloramiento 6 de la Q. La Caimana.



ESTRUCTURAS		LAMINACIÓN	
	Raíces		No paralela, continua
E 	Superficie de Erosión		No paralela, discontinua
	Hojas fósiles		Paralela, discontinua
	Microfracturas		Paralela, continua
	Estructura de carga (Techo más denso)		Ondulosa, continua
	Madrigueras		Ondulosa, discontinua
	Ondulitas		Ondulosa, continua
Y 	Yeso		
	Galerías		
	Escape (base más densa)		
	Estrechamiento de láminas		
	Pinchamiento de láminas		
	Bioturbación alta		
	Scour and Drape		
P 	Paleosuelo		

Para la descripción de facies, estructuras sedimentarias y análisis espectral ver texto.

Con base en las estructuras en la columna y el modelo de edad desarrollado para este estudio se dividió a la columna del afloramiento 6 en 3 segmentos (Figura 20), cada uno con un régimen depositacional y características litológicas definidas. La tabla 5 muestra las características genéricas de cada segmento, las cuales se describirán con más detalle en los siguientes numerales.

Tabla 5. Características de los 3 segmentos litoestratigráficos en la columna del afloramiento 6 en la Q. La Caimana.

Segmento	Intervalo (cm)	Edad (BP)	Periodo (años)	Tasa de Sedimentación (cm/ Año)	Facies Dominantes y Laminación
Primer	0-241 (241)	6,350-3120	3230	70	O1, O2, C. Laminación, termina con aparición de láminas M.
Segundo	241-831 (590)	3120-1860	1260	400	O3, M. Paquetes laminados.
Tercer	730-1550 (820)	1860-730	1130	650	O1, O2. Láminas de hasta 5 mm. Arena fina. Hiatos

Cada segmento se diferencia por su sedimentología, tasa de depositación y presencia de hiatos.

4.6 ANÁLISIS DE ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y BIOGÉNICAS

Aunque tradicionalmente se ha considerado que la depositación de lodos y sedimentos finos ocurre exclusivamente en condiciones de energía moderada a baja, Schieber y Yawar (2009) determinaron en condiciones de laboratorio que en condiciones de régimen de flujo alto se puede dar un proceso de floculación de los lodos que les permite sedimentarse formando estructuras sedimentarias similares a las de las arenas, tipo ondulitas y estratificación cruzada de bajo ángulo, siempre y cuando haya un aporte suficiente de sedimento.

Dentro de láminas grises se identificaron ondulitas, lo cual respalda la hipótesis de sedimentación de capas grises en condiciones de descarga, y de acuerdo con Schieber y Yawar (2009) podrían haberse depositado en unas condiciones estacionales de mayor energía. La secuencia laminada de la Q. La Caimana está formada por varios paquetes de sedimentos finos que aumentan levemente de tamaño hacia el tope. Este cambio de condiciones está acompañado por un aumento en las estructuras biogénicas y sedimentarias que ayudan a esclarecer los diferentes regímenes hidrológicos presentes en la microcuenca para el periodo estudiado.

La elaboración del modelo de sedimentación y diferenciación de segmentos estratigráficos en la columna de la Q. La Caimana se realizó tras un análisis de estructuras al interior de la sucesión. A continuación se ilustran algunas de las estructuras encontradas junto a la discusión de su significado paleoambiental. El catálogo completo con la descripción de estructuras se encuentra en el Anexo B.

Figura 21. Intervalo. LC 6-18: 645-650 cm



Figura 22. Intervalo LC 6-12A: 420-440 cm.

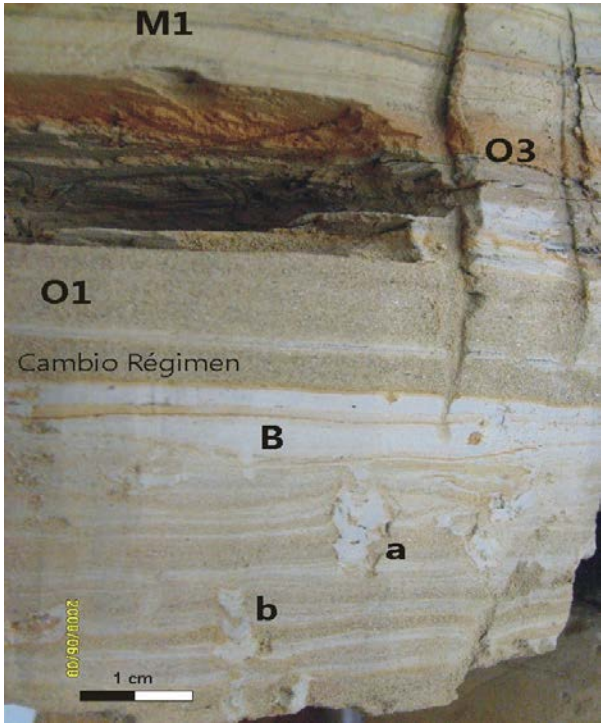


Figura 23. Intervalo LC 6-13: 450-451 cm.

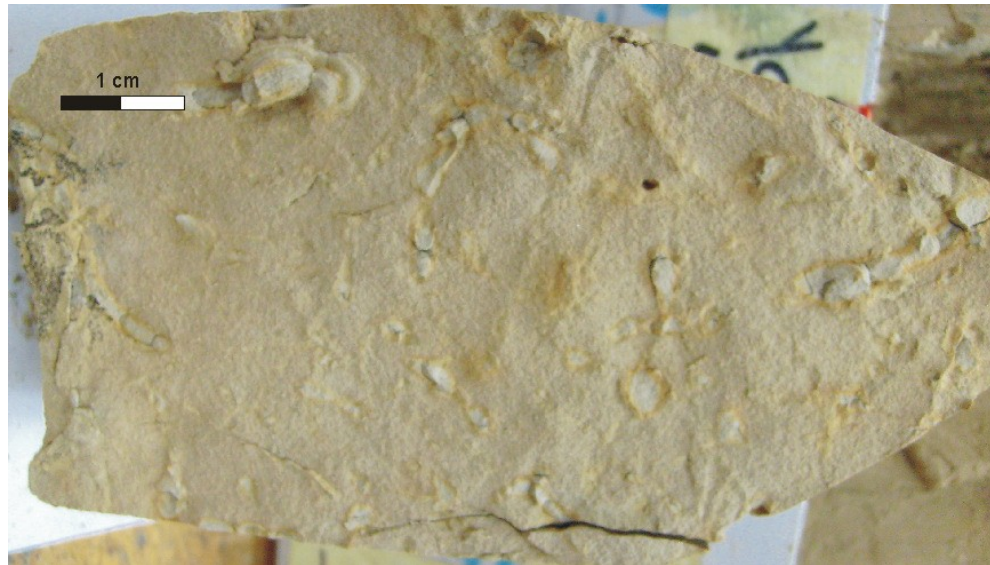
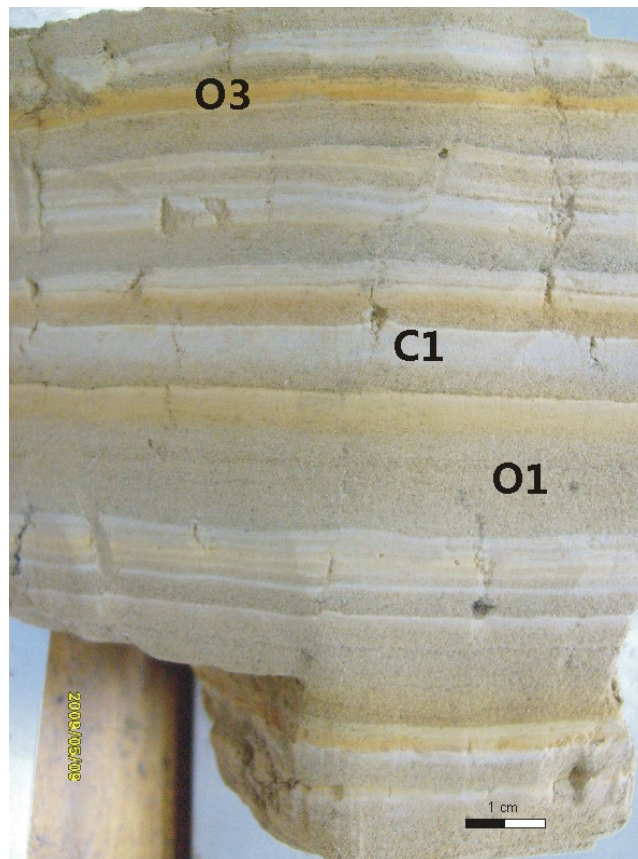


Figura 24. Intervalo LC 6-38: 1495-1505 cm.



El análisis de las estructuras más relevantes encontradas en la columna se muestra a continuación. Un catálogo más detallado se encuentra en el Anexo B.

Intervalo LC 6-18: 645-650 cm. (Figura 21) Estructuras de baja-media energía tipo ondulitas dentro de sedimento tipo B (capa blanca). Las ondulitas indican una dirección preferencial del flujo.

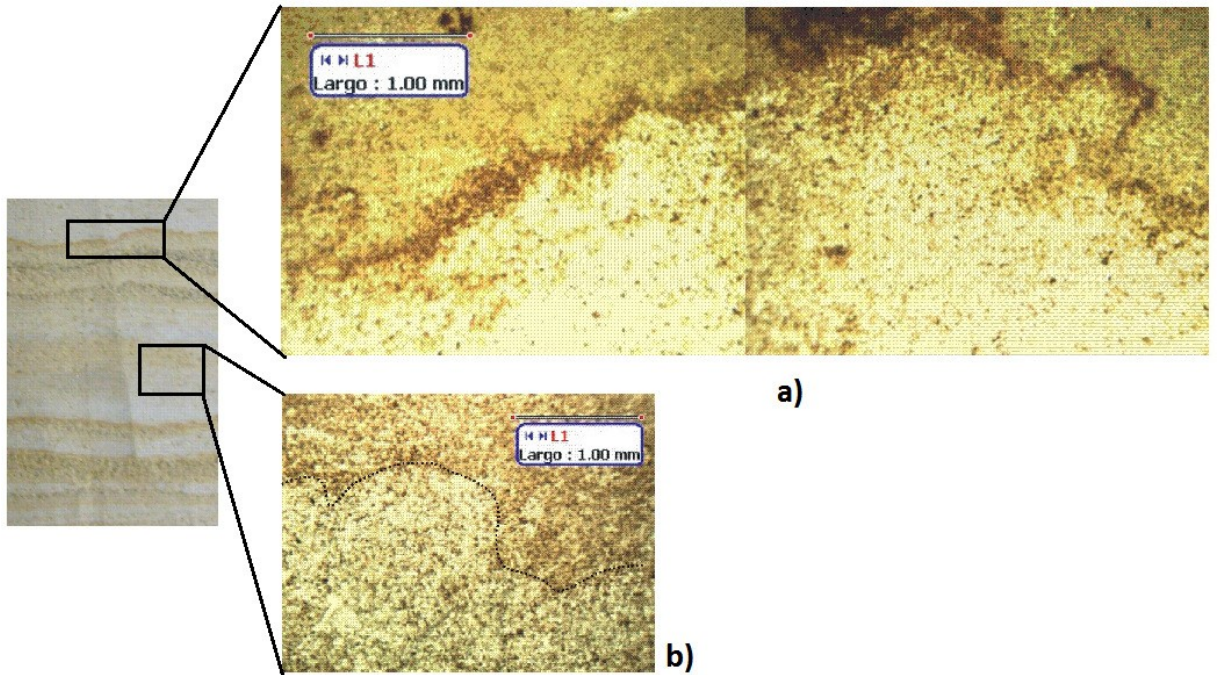
Intervalo LC 6-12A: 420-440 cm. (Figura 22) Laminación continua de sedimentos tipo O1 y C2 hacia la base con bioturbación (a, b). Sedimento tipo B con laminación interna O3. Cambio de régimen hacia el centro de la foto en un contacto neto entre B y O1. Capas más gruesas de sedimento tipo O1 tamaño arena fina y O3 hacia el techo.

Intervalo LC 6-13: 450-451 cm. (Figura 23) Techo de una lámina de sedimento tipo O1. Las costras remineralizadas en los bordes corresponden a estructuras biogénicas, al parecer repichnia (movimiento) (extremo derecho de la foto). Intervalo LC 6-38: 1495-1505 cm. (Figura 24) Sets de láminas tipo O1 (arena fina) O3-C1. El grosor de las láminas varía por diferencias en el aporte de sedimento aunque pueden corresponder a intervalos de tiempo similares.

4.7 ANÁLISIS DE MICROESTRUCTURAS

Se muestran los resultados para luz blanca polarizada ya que el énfasis no es mineralógico y con nicols cruzados no se observan bien las estructuras al verse solo los colores de interferencia de primer orden de óxidos y las arcillas.

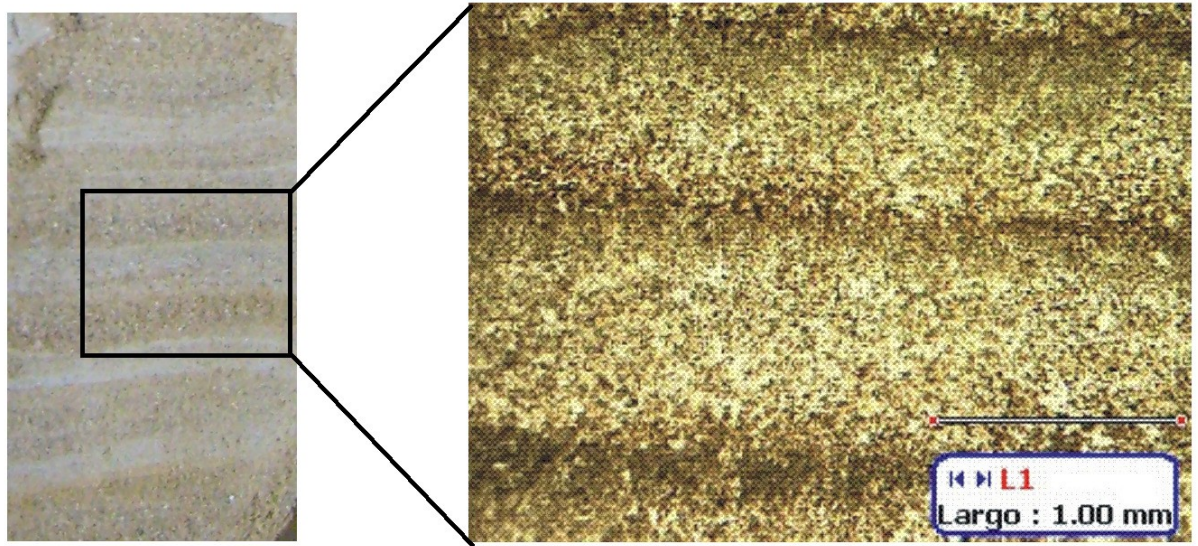
Figura 25. Microestructuras Canaleta 6-28



A) Lámina O3 deformada entre capas O1 y O2. La textura de la lámina roja muestra la concentración de óxidos en este nivel con un espesor variable, similar a los descritos por Lücke (2004) para episodios de sequía. La textura depositacional aparentemente es en ondulitas, pero se da una apariencia de sutura posterior probablemente por compresión en un estrato no consolidado.

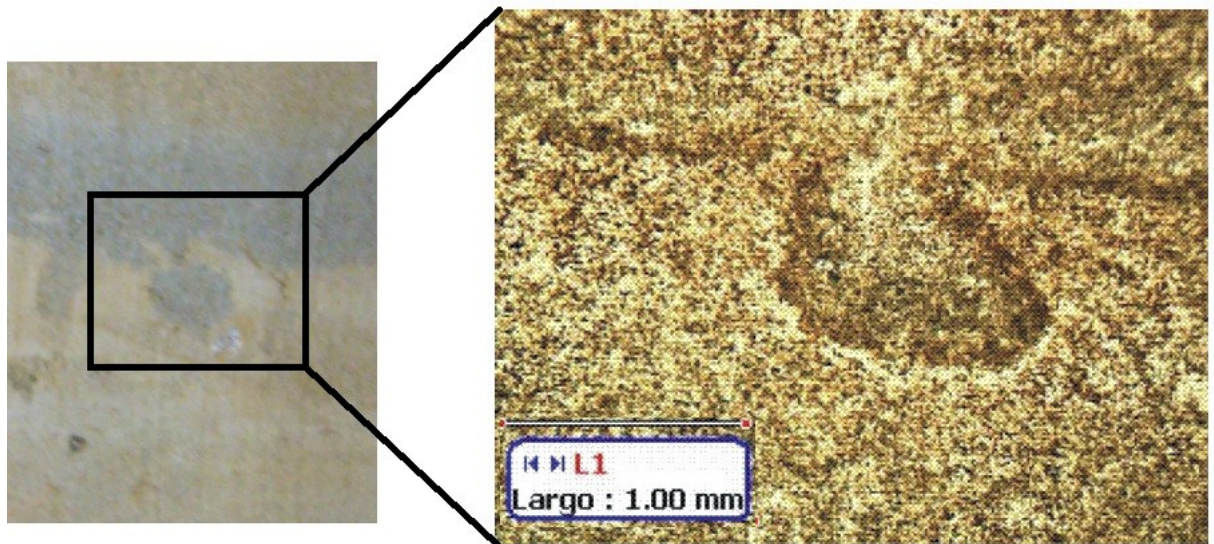
B) Transición entre láminas O1 (arriba) y O2 (abajo), se observa un contacto irregular entre las láminas interpretado como resultado del régimen de flujo bajo durante la depositación.

Figura 26. Microestructuras Canaleta 6-32.



Facies O2 (capas gruesas) entre láminas tipo O3. Se observa la transición gradual de O2 a O3, mientras que es más abrupta de O3 a O2. Esto se debe al aislamiento de las costras de O3 cuando se reanuda la sedimentación.

Figura 27. Microestructuras Canaleta 6-1A



“Droplet” de facies G de mayor densidad que entra en O1. Este tipo de estructuras denota un gradiente de licuefacción alto (Pandey et al. 2009).

Figura 28. Microestructuras Canaleta 6-32

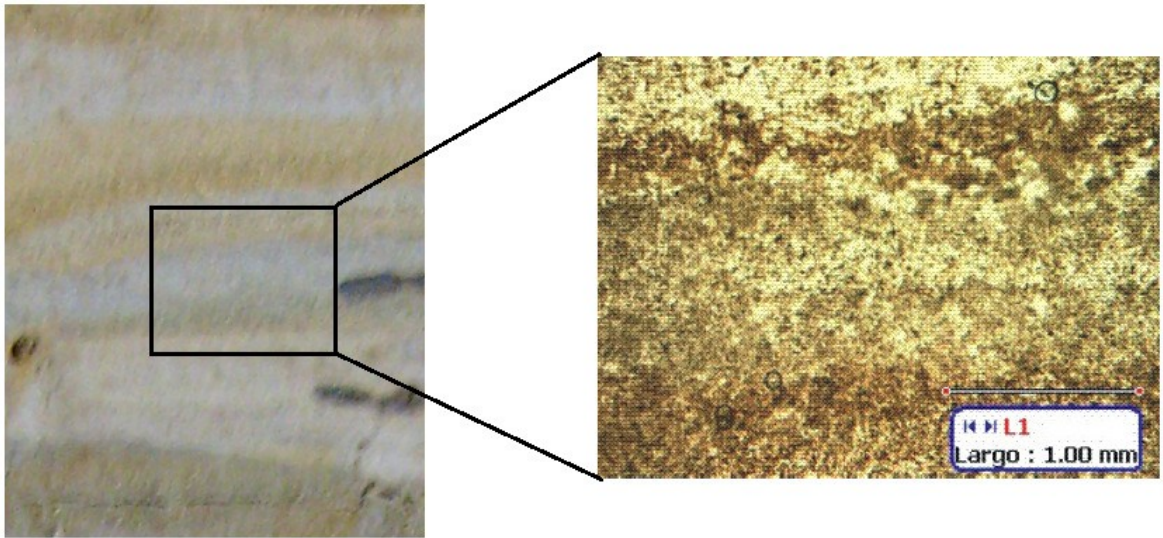


Lámina de facies G con cristales levemente orientados entre dos láminas O3 con deformación diagenética. La orientación en la facies G indica un régimen de flujo preferencial durante su depositación.

Figura 29. Microestructuras Canaleta 6-34

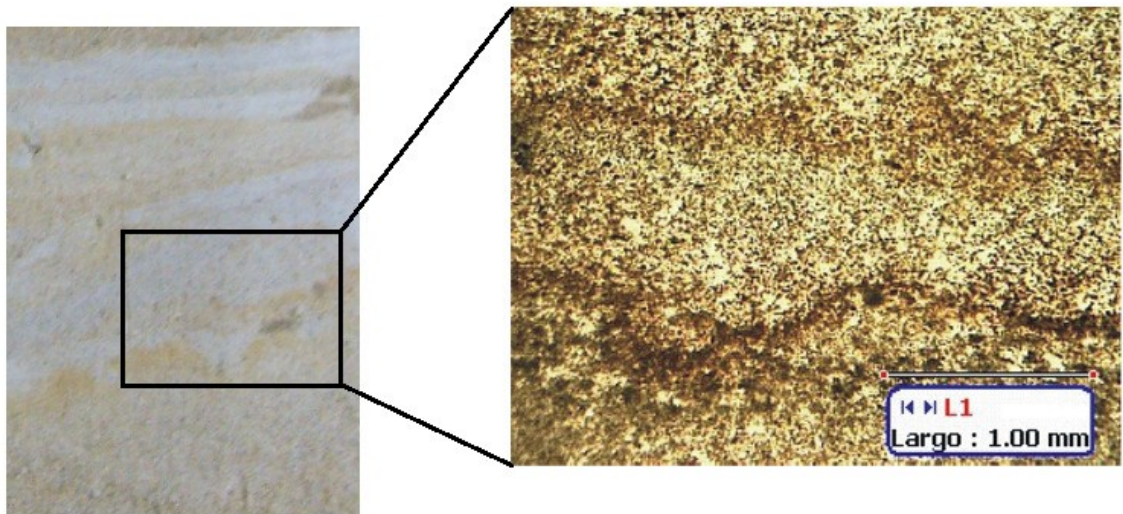
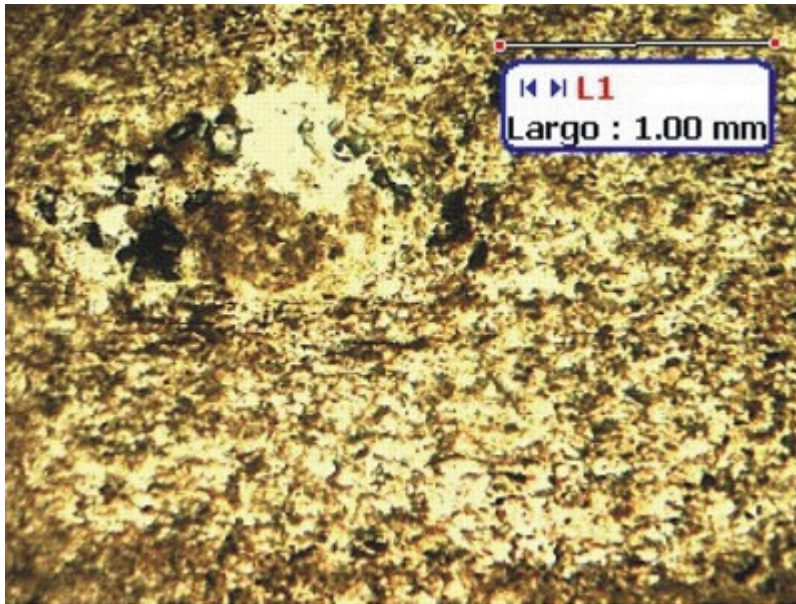


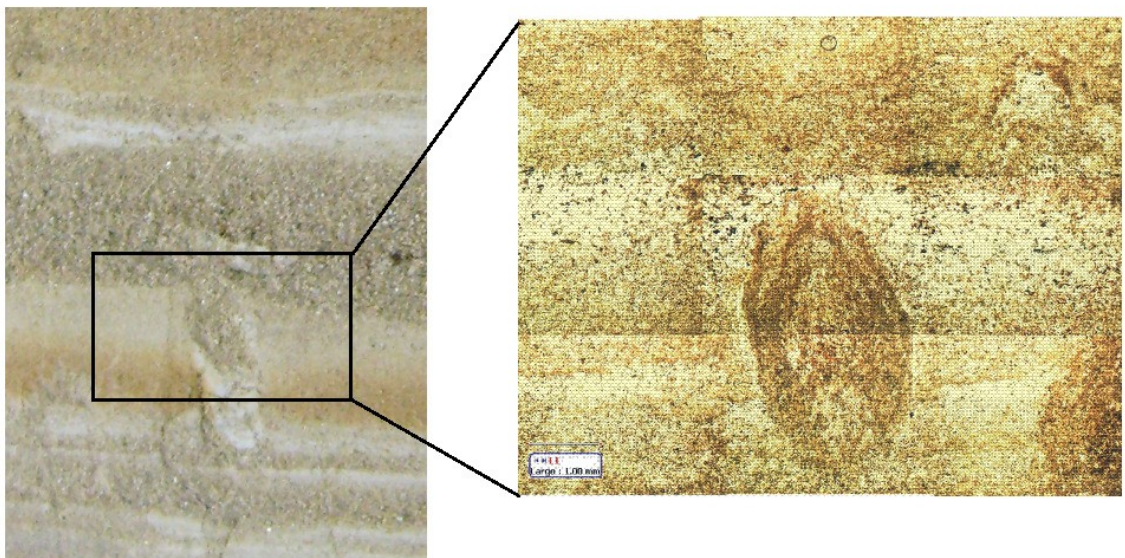
Lámina O3 deformada entre sedimento O1-O2. La deformación puede ser efecto de diferencias de densidad y compresión diagenética.

Figura 30. Microestructuras Canaleta 6-33



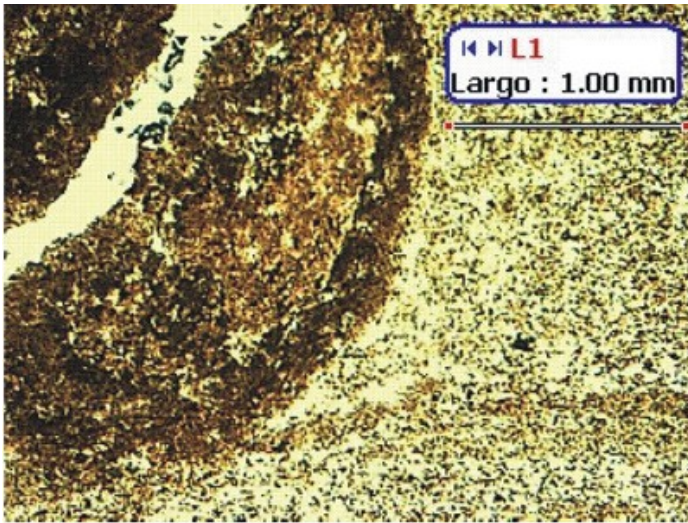
Alineamiento de los cristales al interior de facies G.

Figura 31. Microestructuras Canaleta 6-38



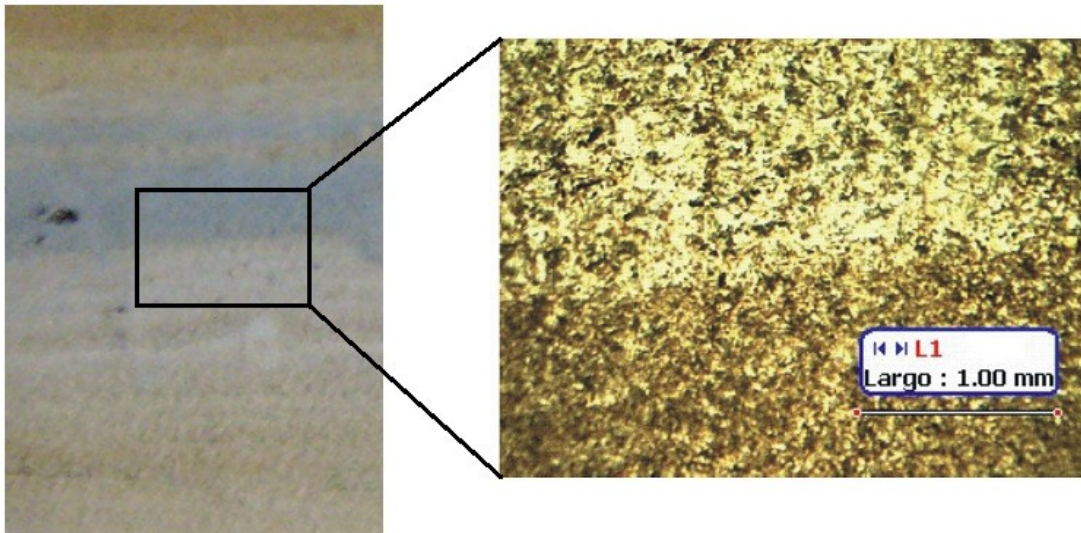
Relleno de arena fina de facies O1 dentro de facies O2 por efecto de bioturbación tipo galería. De acuerdo a la clasificación de Tanner (1998) correspondería a un relleno pasivo sub-acuoso por bioturbación.

Figura 32. Microestructuras Canaleta 6-33



Bioturbación dentro de facies O2. Se observa una delgada lámina O3 y una incipiente remineralización en una grieta al interior de la traza fósil.

Figura 33. Microestructuras Canaleta 6-28.



Facies G sobre O1. Los límites en la sección macro se observan netos aunque en la sección delgada se alcanza a insinuar el efecto erosivo y la orientación de los cristales en la facies G.

Figura 34. Microestructuras Canaleta 6-40.



Contacto entre facies G (abajo) y O1. Al extremo derecho se observa una figura de inclusión (water scape) (Tanner, 1998). Note los cristales orientados en la facies G.

4.8 DATACIONES

Los resultados de las dataciones en años BP y su correspondiente calibración en años calibrados para las muestras de C14 analizadas se muestran en la Tabla 6.

Tabla 6. Resultados del análisis de AMS 14C para las muestras del afloramiento 6 de la Q. La Caimana.

Muestra	Cm sobre la base	Edad años radiocarbono	Edad años Cal AP (lab) 2 sigma	Edad años Cal AC/DC 2 sigma
LC - 12	1.384	4000 +/- 50	4467 +/- 121	2518 +/- 121
LC - 11	1.000	2695 +/- 195	2807 +/- 462	858 +/- 462
LC - 10	815	1945 +/- 130	1863 +/- 297	285 +/- 297
LC - 9	684	2985 +/- 45	3165 +/- 107	1216 +/- 107
LC - 8	571	2395 +/- 50	2441 +/- 103	492 +/- 103
LC - 7	459	3765 +/- 50	4136 +/- 159	2187 +/- 159
LC - 6	443	2435 +/- 45	2451 +/- 98	502 +/- 98
LC - 5	339	2970 +/- 135	3128 +/- 287	1179 +/- 287
LC - 4	245	2965 +/- 50	3121 +/- 147	1172 +/- 146
LC - 3	140	5705 +/- 110	6516 +/- 220	4567 +/- 220
LC - 1	25	5235 +/- 50	6018 +/- 106	4069 +/- 106

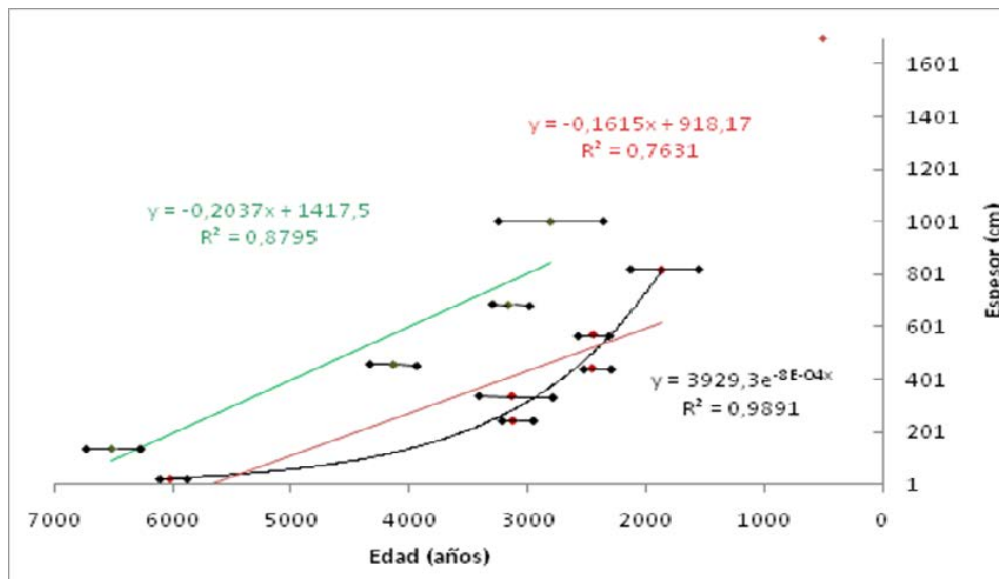
Note la presencia de una datación anómala en 1.384cm con un valor mucho más antiguo de lo esperado. Las dataciones de C14 están concentradas en la parte inferior de la columna.

4.9 MODELO DE EDAD

Con base en las dataciones obtenidas se elaboraron varios modelos de edad para explicar la evolución de la microfauca de la Q. La Caimana. Se evaluaron diferentes curvas de regresión para determinar el comportamiento de los datos, encontrándose que se ajustan a un modelo exponencial. De igual forma es aparente la existencia de dos familias de edades en los resultados de las

dataciones dado que para profundidades similares se presentan edades con diferencias de hasta 600 años. Una explicación a este hecho es el considerar las edades “jóvenes” como correspondientes a sedimentos depositados in situ, mientras que las edades “viejas” serían el producto de retrabajamiento. Esto porque la geomorfología existente en el momento de la depositación habría permitido la erosión de material más viejo ubicado en terrazas superiores que se habría re-depositado contemporáneamente con el material joven. Esta interpretación es respaldada por la paleotopografía de la microcuenca, descrita previamente. Teniendo en cuenta esto se exploran los datos usando regresiones lineales para cada uno de los dos conjuntos de datos observados y una regresión exponencial para los datos “jóvenes” (Figura 35).

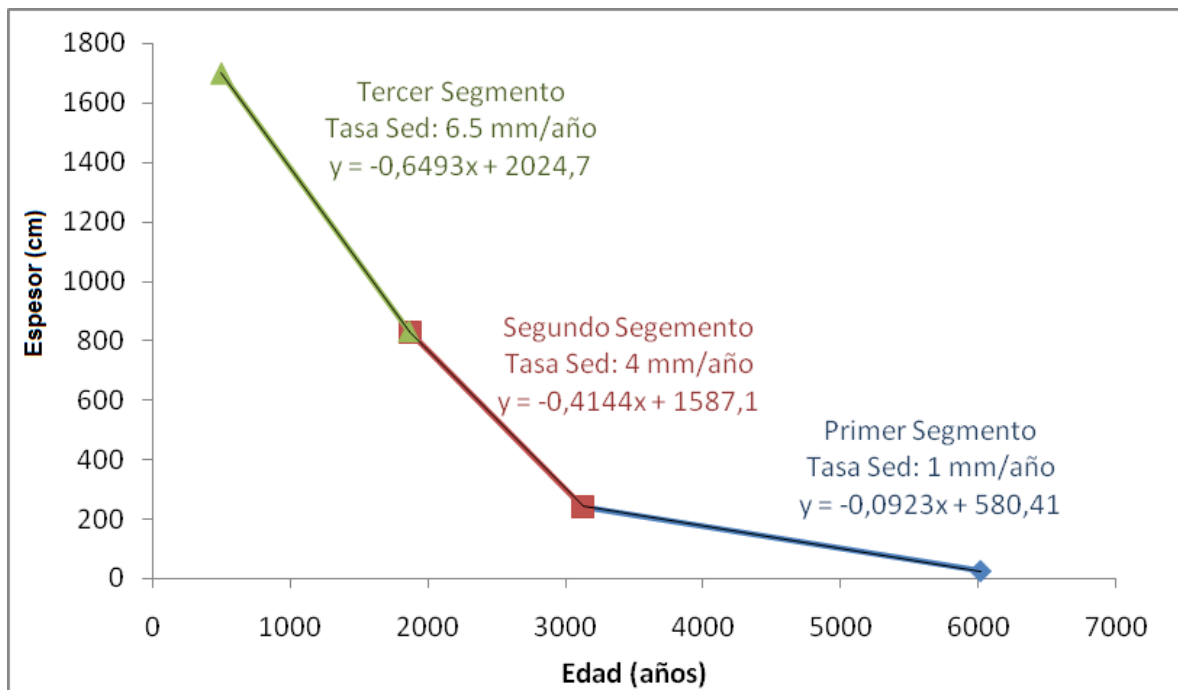
Figura 35. Regresiones lineales y exponenciales para el conjunto de dataciones el afloramiento 6 en la Q. La Caimana.



El dato a 1700 cm es una extrapolación de la ecuación (exponencial) obtenida para tener una cronología en el segmento superior. Note la presencia de dos familias de datos: “jóvenes” (rojo) y “viejas” (verde). Las barras en cada punto corresponden al error estimado en las dataciones (Tabla 8).

La interpretación del retrabajamiento tiene un análogo con el presente ya que en campo se observó cómo grandes bloques provenientes de las terrazas se desprendían por el fracturamiento cayendo sobre el cauce actual, generando represamientos en pequeña escala y mezclando sedimentos de diferentes edades. Con base en las anteriores observaciones y teniendo en cuenta la sedimentología de la columna del afloramiento 6, se dividió la sucesión en 3 segmentos, caracterizados cada uno por una sedimentología particular y una tasa de sedimentación aproximada para el intervalo definida a partir del modelo de edades que se muestra en la Figura 36.

Figura 36. Modelo de edad para la sucesión estratigráfica del afloramiento 6 en la Q. La Caimana.



Los puntos de inflexión se definieron con base en promedios de las dataciones de AMS 14C y los límites de cambios de facies, a excepción del punto en 1.700 cm que corresponde a la extrapolación de la regresión exponencial.

4.10 ANÁLISIS DE IMAGEN

La Figura 37 muestra la sucesión completa de la Q. La Caimana obtenida de las fotografías digitales de las canaletas. Debido a que el resultado del análisis arroja un valor de RGB por cada pixel y cada lámina puede contener hasta 50 valores, se realizó un suavizado para simplificar los datos y minimizar la varianza al interior de las láminas.

Para facilidad en el procesamiento se dividió la columna en segmentos de 100 cm. Se anota que a pesar de las correcciones manuales, algunos intervalos parecían tener variación por condiciones de iluminación (i.e. extremo derecho de los primeros 100 cm), razón por la cual estos errores fueron corregidos posteriormente con un filtro de paso bajo.

Figura 37. Columna base para el análisis digital.



Segmentos de 100 cm después del pre-procesamiento de la imagen, listos para ser procesados por el programa de análisis de imagen StratiSignal.

4.10.1 Conteo de láminas y análisis de ciclicidades

A continuación se presentan los resultados del análisis para algunos segmentos seleccionados, incluyendo el conteo de láminas, autocorrelograma y periodograma. Los análisis completos se pueden observar en el Anexo C. En el numeral 4.10.3 se muestran de los resultados del análisis de imagen en la Tabla 7.

4.10.2 Sucesión del afloramiento 6 en la Q. La Caimana

Como se indicó anteriormente se empleó el método del umbral para realizar el conteo de láminas. Este consiste en establecer rangos en el espectro RGB que va de 0 a 250 siendo los valores más bajos correspondientes a tonos oscuros y valores más altos a tonos más claros.

Primer Segmento

Este segmento equivalente al nivel 1 de sedimentación descrito en la discusión del modelo de sedimentación corresponde al periodo de 6.350 a 3.122 años AP (0-240 cm) y está caracterizado por una alternancia de facies O con C1 y G. A continuación se muestra un fragmento de este segmento de la columna.

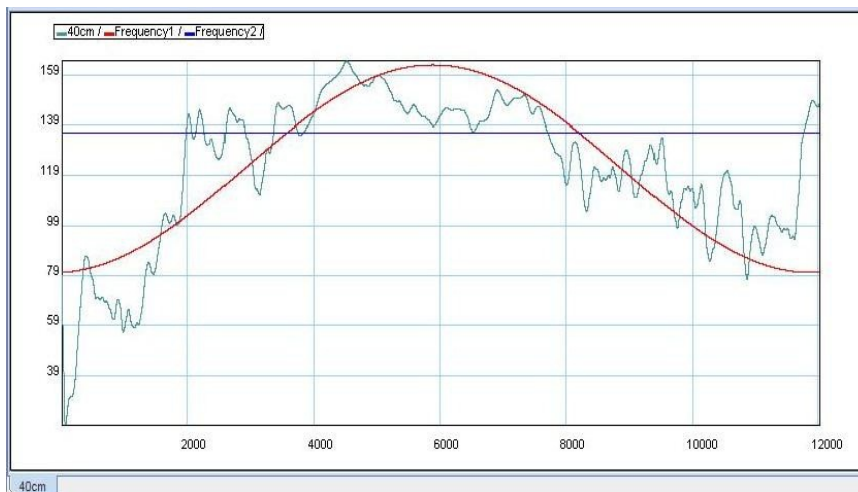
Intervalo (5810-6350 años AP) 0-40 cm

En la parte inferior se observan los valores en la escala de grises (eje X: Píxeles; eje Y: Escala RGB). Las líneas de colores marcan los límites de cada umbral. En la parte superior se observa la imagen del segmento en escala de grises y las láminas reconocidas digitalmente. Las letras representan la correspondencia de las láminas con las facies descritas (Figura 38).

Figura 38. Conteo de láminas del segmento 0-40 cm (base a la izquierda).



Figura 39. Periodicidad para el segmento 0-40 cm



Mediante análisis espectral, la línea roja representa un ciclo de 327 años.

Descripción Segmento: Laminación O1-O2-C1 con aparición de facies G. Lámina tipo O3 hacia el final del segmento. Considerando el modelo de edad propuesto se estima una duración de este segmento de 536 años. El periodograma no muestra picos sino un aumento progresivo de los periodos hasta un valor de 327 años que corresponde a más de la mitad del periodo fundamental del segmento (536 años). El autocorrelograma tampoco indica presencia de ciclicidad en este tramo.

Segundo Segmento

Este segmento equivalente al nivel 2 de sedimentación descrito en la discusión del modelo de sedimentación (240-830 cm) corresponde al periodo de 3122 a 1863 años AP y está caracterizado por una alternancia de facies O1 y O2 con intensificación de las facies O3 y C1 y aparición de la facies M1 la cual presenta su mayor concentración en este segmento.

1863-1929 años AP (800-830 cm)

En la parte inferior se observan los valores en la escala de grises (eje X: Pixeles; eje Y: Escala RGB). Las líneas de colores marcan los límites de cada umbral. En la parte superior se ve la imagen del segmento en escala de grises y las láminas reconocidas digitalmente. Las letras representan la correspondencia de las láminas con las facies descritas (Figura 40).

Figura 40. Conteo de láminas del segmento 800-830 cm (base a la izquierda).

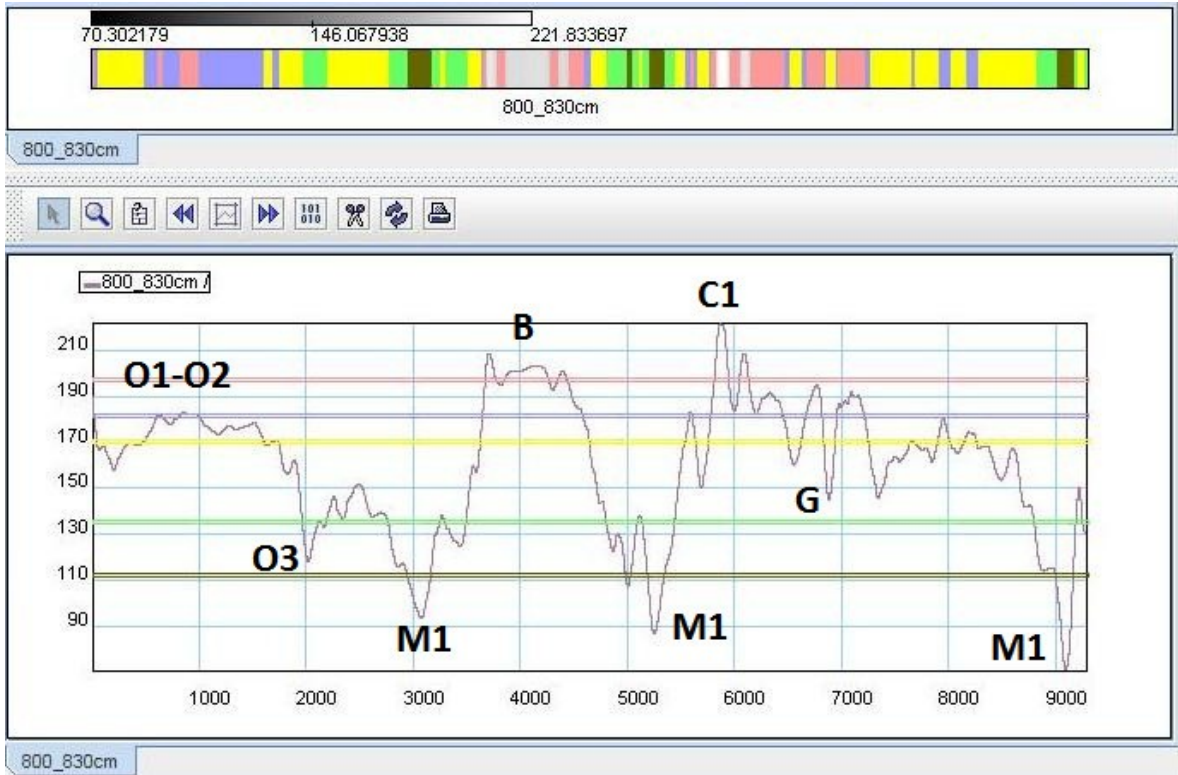
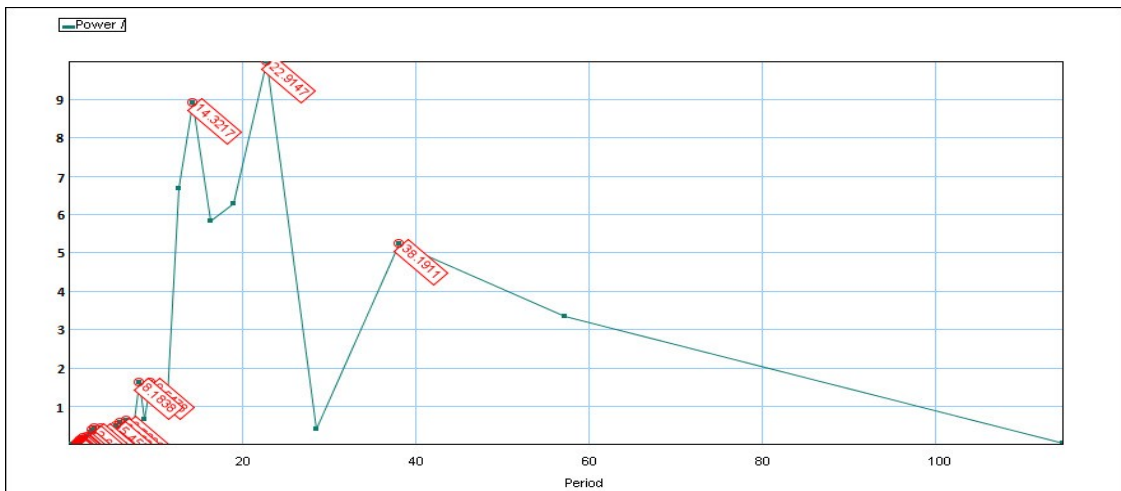
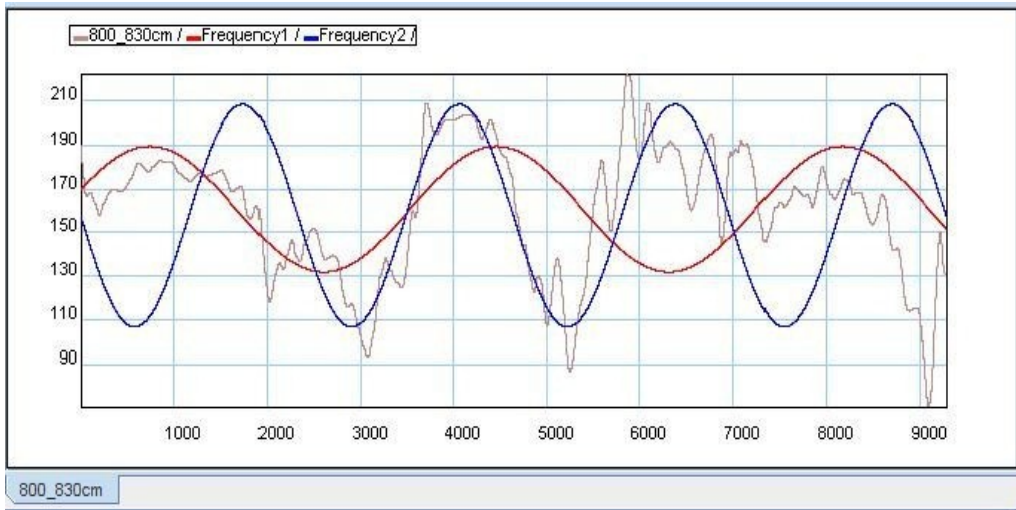


Figura 41. Periodograma para el segmento 800-830 cm.



Los valores en rojo representan en años los periodos representativos en el segmento. (Eje X: Lag; Eje Y: Potencia)

Figura 42. Periodograma para el segmento 800-830 cm.



Los valores en rojo representan en años los periodos representativos en el segmento. (Eje X: Lag; Eje Y: Potencia)

Descripción Segmento: Final de laminación O1-O3-M1-C1 con capa de facies B.

Tercer Segmento

Este segmento equivalente al nivel 2 de sedimentación descrito en la discusión del modelo de sedimentación corresponde al periodo de años 1862 a 700 años AP(830-1550 cm) y está caracterizado por la aparición de arenas finas y una laminación dominada por las facies O1-O2-O3.

Intervalo 830-900 cm

En la parte inferior se observan los valores en la escala de grises (eje X: Pixeles; eje Y: Escala RGB). Las líneas de colores marcan los límites de cada umbral. En la parte superior se ve la imagen del segmento en escala de grises y las láminas reconocidas digitalmente. Las letras representan la correspondencia de las láminas con las facies descritas.

Figura 43. Conteo de láminas del segmento 830-900 cm (base a la izquierda).

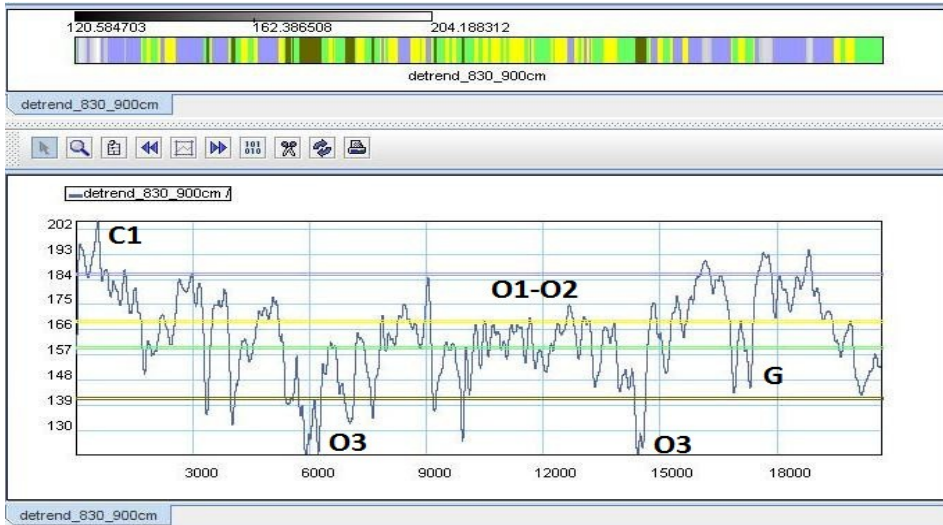
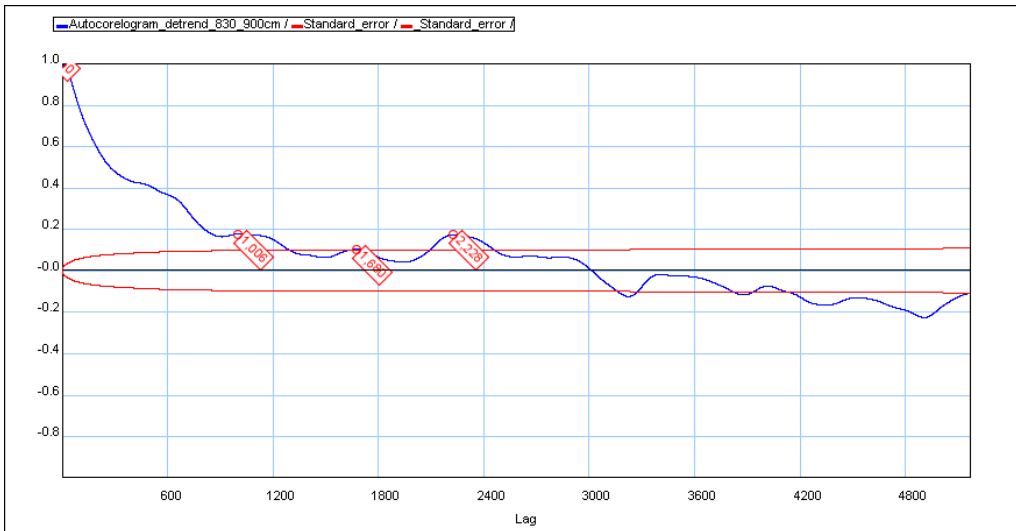
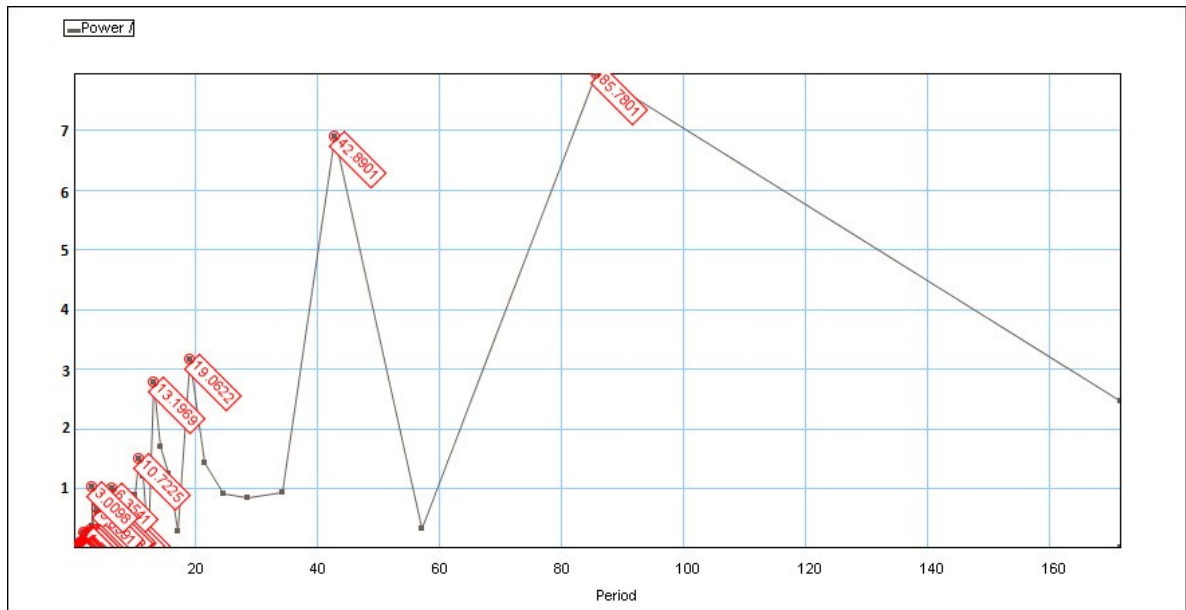


Figura 44. Autocorrelograma para el segmento 830-900 cm.



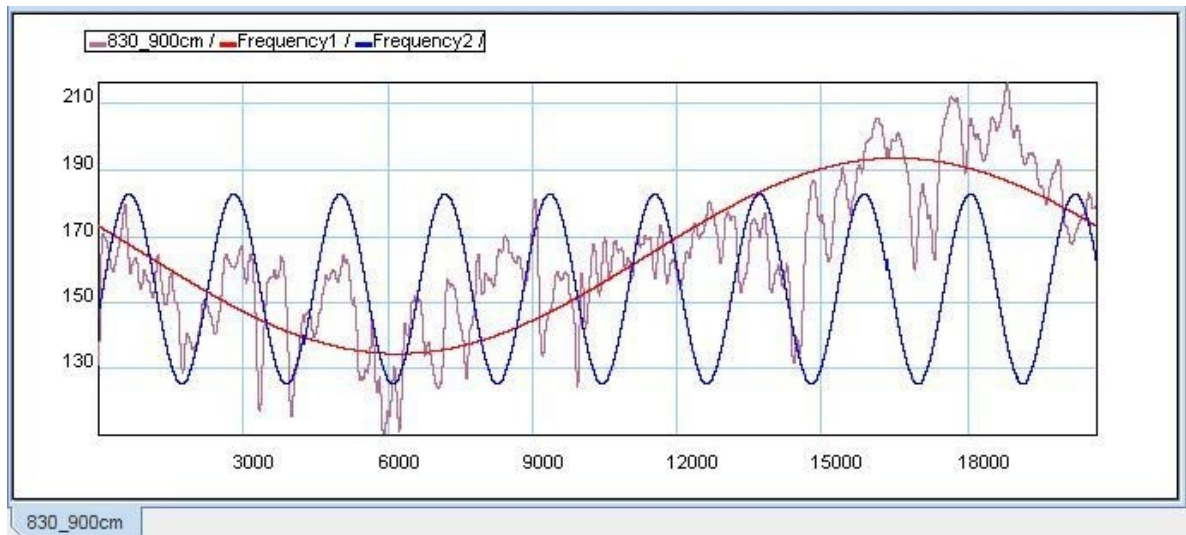
Los valores en rojo representan el lag al cual se determina una autocovarianza relevante. Las líneas rojas representan el error estándar bajo el cual los valores no son significantes. Eje X: Lag; Eje Y: Autocovarianza.

Figura 45. Periodograma para el segmento 830-900 cm.



Los valores en rojo representan en años los periodos representativos en el segmento. (Eje X: Lag; Eje Y: Potencia)

Figura 46. Periodicidad para el segmento 800-830 cm.



Mediante análisis espectral. Línea roja: 43 años. Línea azul: 6 años

Descripción Segmento: Limo arenoso con laminación de facies O1-O2-O3 con algunas láminas de facies C1 y G.

4.10.3 Resultados del análisis

A continuación se presentan los resultados del análisis de la columna del afloramiento 6 en la Q. La Caimana.

Tabla 7. Resultados del análisis de imagen de la columna del afloramiento 6 en la Q. La Caimana. La sucesión inicia en ~6350 y termina en ~700 años AP.

cm	Años	Láminas	Años/lamina	Análisis de Ciclicidad		Conteo de Láminas								
				Autocorrelograma (años)	Periodograma (Años)	O1	O2	O3	C1	G	B	M1	TOTAL	
0-40	536	33	16	393(v), -	-	14	9	2		8				33
40-100	803	126	6	80	70, 330	45	40	14	19	8				126
100-200	1338	288	5	23	-	115	98	12	35	28				288
200-230	388	69	6	13,34,72	32, 72, 130	24	22	10	11	2				69
230-240	162	S.L.	S.L.	S.L.	S.L.									0
240-300	223	142	1,6	6, 8, 15, 20	16, 25, 38, 114	40	39	11	21	8			23	142
300-400	213	228	0,9	-	12, 32, 76	69	59	37	43	8			21	237
400-490	190	146	1,3	-	14, 21, 76	50	39	17	27	6			7	146
490-500	24	23	1,0	-	9	8	6	7	1	1				23
500-530	59	55	1,1	12	3, 7, 11, 28	25	16	12	2					55
530-600	155	149	1,0	17, 29, 37	12, 17, 28 38	36	35	32	24	6	1	15		149
600-670	155	49	3,2	37	9, 11, 13, 16, 28, 38, 57	20	14	5	10					49
670-700	59	79	0,7	6	11, 29	21	15	19	13	5		6		79
700-800	214	164	1,3	53	13, 17, 25, 57	53	43	33	23	11	1	43		207
800-830	66	66	1,0	8	8, 14, 23, 38	17	17	8	12		1	11		66
830-900	111	125	0,9	5, 11, 25-	3, 6, 11, 13, 19, 43, 86	45	40	23	10	7				125
900-925	40	SL	S.L.	S.L.	S.L.									0
925-1000	145	179	0,8	4, 155; (b) 8, 9, 12, 16, 17	11, 16, 19, 22, 33, 45	46	45	27	39	22				179
1000-1040	65	94	0,7	13-, 16-	4, 11, 14, 29, 57	34	28	18	14					94
1040-1060	S.L.	S.L.	S.L.	-	-									0
1060-1100	60	86	0,7	2, 3, 4, 6, 8	14	25	25	21	15					86
1100_1200	157	179	0,9	26-, 38-	21, 38, 76	53	42	26	38	19	1			179
1200_1250	75	S.L.	S.L.	S.L.	S.L.									0
1250-1300	82	97	0,8	-	5, 13, 19, 57	27	25	23	15	7				97
1300-1370	110	147	0,7	4, 6, 16-, 20-	7, 28, 38	51	45	17	34					147
1370-1400	47	S.L.	S.L.	S.L.	S.L.									0
1400-1475	115	S.L.	S.L.	S.L.	S.L.									0
1475-1500	42	70	0,6	3, 5	3, 27	26	21	11	11					69
1500-1550	88	84	1,0	0.5, 1-, 2-	(7, 8 meses) 2, 3.5	30	27	15	12					84
														2729

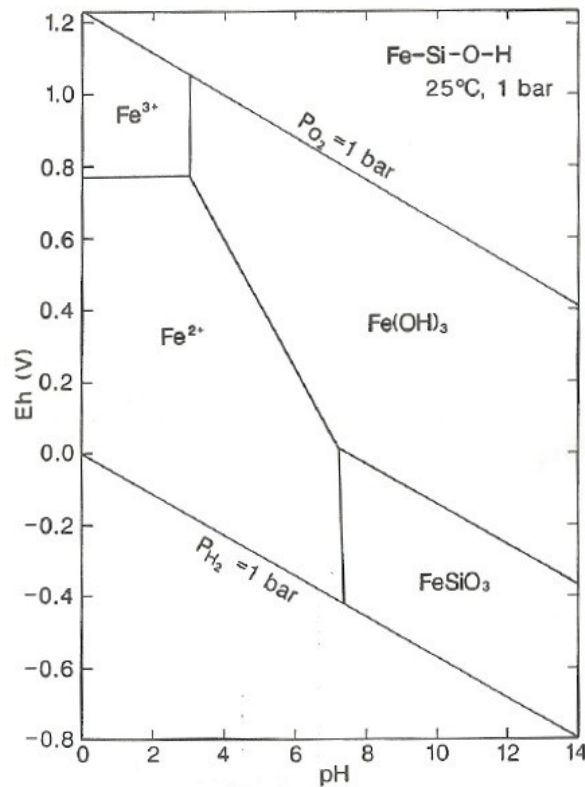
5. DISCUSIÓN

5.1 MODELO DE SEDIMENTACIÓN

En un caso similar al del paleolago Cauca, el lago Bosumtwi, en Ghana, presenta alternancia de láminas oscuras asociadas con periodos de descarga detrítica en la temporada lluviosa con láminas más claras ricas en materia orgánica y carbonato formadas en periodos de alta productividad (Shanahan et al., 2008).

Considerando la presencia de minerales secundarios, producto de alteración de silicatos ferromagnesianos así como de la serie de las plagioclasas tipo anortita, se interpreta que en la cuenca se presenta variación entre condiciones reductoras y oxidantes para la formación de la laminación de acuerdo con los diagramas Eh-pH de Brookins (1988) (Figura 47).

Figura 47. Diagrama Eh-pH para la serie Fe-Si-O-H (Brookins, 1988).



La tonalidad gris-verdosa del cuerpo basal en la quebrada indicaría condiciones reductoras y ácidas a intermedias.

La columna inicia con un paleosuelo carente de estructuras internas compuesto principalmente por materia orgánica amorfa y algunos minerales accesorios (detalle en análisis de placas frotis). La base de la sección laminada empieza con una alternancia de lodos y limos de coloración café clara y amarilla que conforman el grueso de la columna (facies O1 y O2), similar a las encontradas por Morner (2005) en Suecia, donde además se observan estructuras de licuefacción similares a las observadas en la Caimana.

Estas láminas poseen una cantidad variable de hidróxidos (limonita y hematita) que determinan su coloración (Pettijohn et al., 1972), junto a otros minerales detríticos en diferentes porcentajes. La interpretación dada a este tipo de sedimentos es que corresponde a material detrítico proveniente de cuerpos ígneos ricos en minerales máficos, cuya meteorización resulta en los minerales arcillosos y óxidos encontrados en el análisis de secciones delgadas y placas frotis, los cuales habrían sido depositados durante periodos de alta descarga intermitente en el año, permitiendo tasas rápidas de sedimentación dentro de temporadas relativamente secas (i.e. Lücke, 2004).

Se interpreta que la formación de óxidos se daría de manera post-depositacional, inmediatamente después a la depositación, durante los periodos de menor precipitación, esto sustentado con la evidencia de campo y a las microestructuras encontradas (Figura 27), donde se observó que las láminas oxidadas presentaban una dureza relativa mayor que el resto de las láminas, con un perfil característico donde el tope de la lámina mostraba el mayor grado de endurecimiento y de tonalidad más oscura (mayor concentración de óxido). Este fenómeno es similar a la formación de ferricretas, por lo que se asocia a temporadas secas en un ambiente palustre. Este tipo de sedimento se caracteriza por estar compuesto principalmente por óxidos, clasificados como hematita y limonita (basados en el

catálogo de Rothwell, 1989) según el análisis de placas frotis y acompañado eventualmente por cristales de yeso los cuales tienen un hábito acicular. Jones et al. (2006) reporta en el lago Tyrell la presencia de ferricretas asociadas a acción bacteriana y grietas de disecación, describiendo la formación de sulfuros por el proceso de respiración bacteriana que reduce el sulfato durante las temporadas secas, favoreciendo la extensión de las ferricretas. Se resalta que a diferencia de las condiciones limnológicas encontradas en La Q. La Caimana, el Lago Tyrell es hipersalino, sin embargo, debido a las evidencias de campo se sugiere que pudo ocurrir un proceso similar a menor escala para la formación de láminas, sustentado además por la presencia de características similares (aporte de materia orgánica, presencia de ión sulfato, variación estacional, grietas de sinéresis).

De acuerdo con Allen y Allen (2005) el sulfato viene de la meteorización de la pirita, sulfatos evaporíticos y compuestos orgánicos sulfurosos, mientras que el calcio estaría derivado de calcosilicatos y posiblemente de la meteorización de carbonatos aguas arriba de la cuenca. Se considera que la presencia de cristales de Yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) en la facies O3, sería reflejo de condiciones de aguas calmadas, asociadas a represamientos periódicos en la cuenca.

La base de la columna también está compuesta por sets intercalados de láminas negras (facies M1), compuestas en su mayor parte por materia orgánica, la cual fue caracterizada con más de detalle por García et al. (2010). La interpretación que reciben estas laminaciones corresponde a la formación de condiciones de baja energía con una profundización de la columna del agua durante un periodo definido por el espesor de estas capas oscuras (cf. Kemp, 1996). En este punto, la productividad superficial exporta suficiente material el cual se conserva en el lecho hasta cambiar nuevamente las condiciones.

A lo largo de la columna estratigráfica la presencia de las láminas negras disminuye en frecuencia y grosor hasta casi desaparecer en el tope de la

sucesión. Granulométricamente también se da un cambio para las facies O1 y O2 que pasan de arcillas y lodos en la base a limos y arenas finas en la parte superior. Junto a las láminas negras suelen aparecer otro tipo de láminas asociadas a condiciones de baja energía de tonalidad blanca o gris claro (facies C1) compuestas principalmente por minerales arcillosos (caolinita) y cuarzo, posiblemente productos de meteorización química de los intrusivos aledaños, que han sido lavados y finalmente depositados en condiciones de baja energía.

La siguiente facies característica de la sección corresponde a paquetes masivos de varios centímetros de espesor compuestos principalmente por minerales arcillosos de madurez textural media-avanzada producto de alteración de material volcánico (B). El origen de estas capas se atribuye al lavado de cenizas volcánicas ya que este sedimento carece de características propias de ceniza volcánico de caída, i.e. vidrio y cuarzo euhedral (*glass shards*; Walker, 2005), y más bien se trata de alteración físico-química del primero que se habría depositado de manera epiclástica en condiciones permanentes de baja energía.

Hacia el centro de la columna se observan ocasionalmente algunas capas de hasta medio centímetro de tonalidad gris marcado (G); estas láminas de tamaño fino (75 mm) son relativamente escasas pero presentan ondulitas y orientación de los cristales en una dirección preferencial características de un ambiente de ribera o energía intermedia (i.e. Kemp, 1996). La interacción entre esta y las facies O en la columna parecen indicar que el producto de alteración (oxidación) de algunas láminas tipo G conducen a la formación de capas tipo O.

Hacia la parte superior de la sección aparece también una capa de material relativamente homogéneo de espesor inusual, posiblemente correspondiente a un paleosuelo y más arriba dos capas con laminación muy deformada posiblemente por acción sísmica (i.e. Suter et al., 2010). Esta sección superior de la columna presenta además varias superficies de erosión que podrían indicar para-conformidades en la sucesión.

Las condiciones hidrológicas y tectónicas de la cuenca indican que las tasas de sedimentación son altas, pero igualmente el material es lavado consecutivamente, por lo que solo bajo ciertas circunstancias favorables se conserva un registro continuo. Este comportamiento puede generar ruido en un modelo de edad, por lo cual en el presente trabajó se sugieren 3 periodos a lo largo de la sucesión en los cuales la tasa de acumulación es constante. De esta forma se interpreta, ante la ausencia de otro indicador, que los periodos de transición de régimen hídrico no son de larga duración y posiblemente corresponden a cambios moderadamente abruptos en el cauce del río Cauca y la Quebrada La Caimana.

Como se indicó anteriormente (Numeral 4.5), para efectos de interpretación se definieron tres tasas de sedimentación para el intervalo estudiado. El nivel 1 representa sedimentación continua pero de bajo contraste en su estacionalidad (menor variabilidad), por lo que la laminación no es clara. Este nivel se encuentra en el segmento inferior de la columna. El nivel 2 representa sedimentación continua con estaciones hidrológicas marcadas en un ambiente de buena preservación.

El nivel 3 representa intervalos de muy rápida acumulación asociados a mayores descargas y a cambio de las condiciones del sitio de acumulación, de cuenca relativamente cerrada del nivel 2 donde se acumulaba una buena cantidad de materia orgánica a cuenca dominada por influjos periódicos del río Cauca. Los niveles 1 y 2 pueden asociarse a un ambiente aislado dentro del sistema fluvial, donde el espesor de la columna de agua permite la conservación de las láminas sin alterar su continuidad, posiblemente remansos generados por el aumento del nivel base del río o represamientos locales temporales.

5.2 AMBIENTES SEDIMENTARIOS

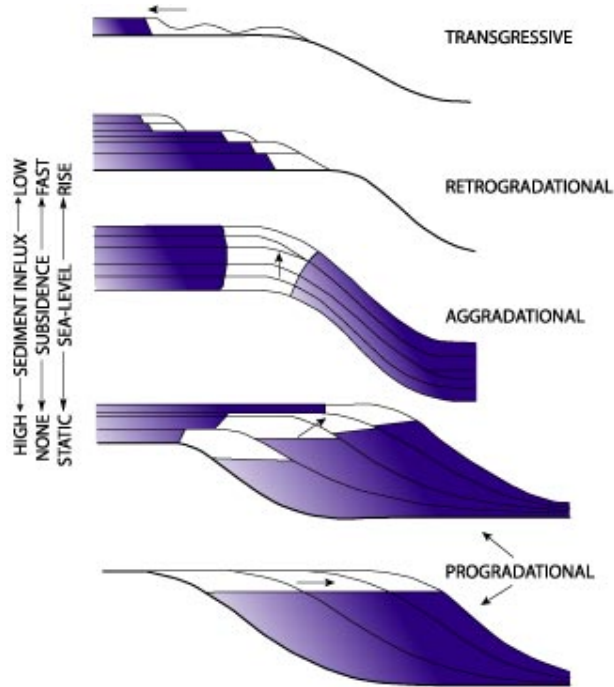
Los sistemas depositacionales terrestres incluyen abanicos aluviales, deltas, ríos, desiertos, glaciares y lagos. De acuerdo con Leeder (1999), su configuración

responde a la mezcla de factores alocíclicos y autocíclicos. Dentro de los primeros destacan el clima, que controla a su vez la descarga y la meteorización de la roca; la tectónica regional que controla las pendientes y el relieve general de la cuenca. La combinación de estos factores resulta en una configuración específica de carga de sedimentos, patrón de canales y las tasas de acreción de la llanura aluvial. De manera particular, los sistemas lacustres son altamente sensibles al clima. Allen and Collinson (1986) diferencian entre sistemas cerrados y abiertos. El presente estudio considera la presencia de características de un sistema lacustre abierto, o fluvio-lacustre para la formación de la sucesión laminada. En general el estado hidrológico de la cuenca determina su geoquímica y consecuentemente el balance de sedimentación terrígeno o bio-químico en la sucesión.

Dado que la sedimentación en la cuenca de La Caimana está marcada principalmente por componentes terrígenos, siendo los componentes evaporíticos nulos o muy limitados en la mineralogía. Allen y Collinson (1986) resaltan que aparte del balance hídrico de la cuenca, los criterios que caracterizan este sistema depositacional son las pendientes aledañas, la batimetría del lago, la estratificación de la columna de agua así como el tamaño y forma del lago.

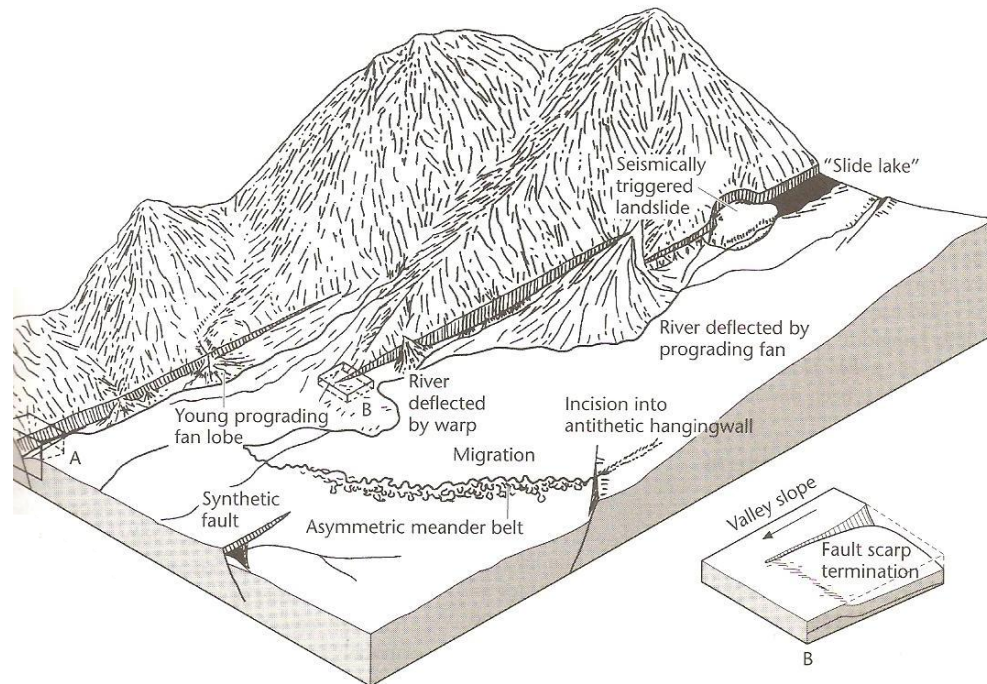
En regiones montañosas, la producción de sedimento de carga es mayor al material en suspensión (Allen y Allen, 2005), lo cual permitiría la formación de una terraza fluvio-lacustre debido a los continuos represamientos ocurridos en la estrecha desembocadura de la Q. La Caimana en el río Cauca, de manera que durante el periodo de acumulación se formaría una sucesión y al momento de romperse el bloqueo sería erodada en la parte central por la quebrada al tratarse de un caso de alto aporte de sedimentos y limitación en acomodación de acuerdo al esquema de espesor de ciclicidades estratigráficas de Allen y Allen (2005), conservándose en los laterales de la microcuenca el registro laminado. De esta forma en la microcuenca se conserva una arquitectura agradacional durante la formación de las terrazas (Figura 48)

Figura 48. Arquitecturas depositacionales como función del volumen de acomodación y aporte sedimentario (Modificado de Leeder, 1999).



Se observa que las condiciones de la cuenca están caracterizadas por estar en medio de una topografía relativamente abrupta en cercanías de un sistema de fallas de rumbo, junto a un alto régimen hidrológico y abundante vegetación, factores que combinados llevan a una alta tasa de meteorización junto a erosión por remoción de laderas, y de manera particular a la protección de la microcuenca de la influencia directa del río Cauca por cause de un bloqueo natural dado por un shutter ridge paralelo al río Cauca tal como se describe en la sección de resultados. Alexander y Leeder (1987) presentan un esquema similar en la provincia de Basin y Range en Estados Unidos (Figura 49) en las cuales se observan características muy similares a las encontradas en la microcuenca de la Caimana.

Figura 49. Half grabben idealizado de la región de Basin y Range. Tomado de Alexander y Leeder, 1987.



Obsérvese la presencia de un represamiento por causa de desprendimientos de material sobre el cauce de río, que genera un espacio de acomodación denominado Slide Lake.

En el caso de la Q. La Caimana, la observación de campo permite suponer que esta situación se ha presentado repetidamente y asimismo, la presencia de paredes litológicas a ambos flancos de la cuenca como se mostrará más adelante, habría permitido la formación de la terraza.

Tal como se mencionó anteriormente la columna se inicia (aproximadamente en 6.000 años BP) con un paquete laminado compuesto por facies tipo O1 y O2 principalmente; la sedimentación en este punto es nivel 1 con estaciones levemente marcadas. Se presenta un evento detrítico importante (5100 años BP), es decir un aumento del régimen de flujo al interior de la microcuenca, reflejado en

la facies G presente. Posteriormente hay un intervalo con una disminución en la descarga que facilita la formación de un paquete laminado tipo O3. Después de esto continúa la depositación de láminas O1 y O2 con aparición de láminas tipo C1.

La disminución en la intensidad de las láminas refleja condiciones de sedimentación nivel 1. Después de este intervalo la aparición de un “*scour and drape*” (5.350 años BP) que marca un cambio en las condiciones de sedimentación para pasar a un nivel 2 hasta llegar al siguiente intervalo laminado compuesto por una alta concentración de capas M1, aproximadamente a partir de 5.100 años BP, y generalmente intercaladas con capas O3, junto a las O1 típicas. Como se menciona anteriormente, la interpretación de los cambios en la sedimentación se atribuye a cambios bruscos, posiblemente producidos por eventos de magnitud anómala. En este sentido podría pensarse en un oleaje anómalo (i.e. Massari, 2000), el cual puede generarse por actividad sísmica o un mega deslizamiento, provocando asimismo un cambio en el régimen de aporte detrítico, al aportar una gran cantidad de material a las corrientes de agua. De manera abrupta desaparecen las láminas M1 (3.200 años BP) para dar pie a una sucesión de láminas tipo O2 intercaladas con O1 y ocasionalmente láminas O3 aisladas en una sedimentación nivel 2. Rodbell et al. (1999), reporta un aumento de la tasa de sedimentación en la Laguna Palcacocha y se interpreta de esta manera una acentuación de la variabilidad en los fenómenos que controlan la depositación.

Siguiendo columna arriba, las láminas O3 aumentan en frecuencia e intensidad insinuando un cambio regional a condiciones de sequía (De 4.100 a 4.000). En la parte superior de este paquete aparece la facies B (2.400 años BP), caracterizada por su baja densidad y tamaño arcilloso que marca el inicio de otro paquete dominado por láminas M1 con O1. Después de 30 cm de espesor se reanuda la sedimentación principalmente con facies tipo O1 con aparición de C1 y O3.

Hacia arriba en la columna comienzan a marcarse los eventos M1 acompañados con O3 con mayor frecuencia dentro de un fondo O1 y O2 (2.300 años BP). Estas láminas M1 y O3 se interpretan como reflejo de un aumento en la intensidad de los eventos que generalmente quedan registrados como O1, O2 o G. Esto sugiere un aumento en la frecuencia y variabilidad de los procesos hidrológicos en la cuenca.

Posteriormente, después de un paquete M1 aparece una capa B con yeso al interior (2.050 años BP), marcadora a través de la cuenca seguida por una secuencia laminada que incluye M1, O3, C1 y O1. Después de una última lámina M1 hay un cambio de régimen hidrológico pasando al nivel 3 de sedimentación, que deja una sucesión laminada dominada por sedimento tipo O1 y O2 con algunas láminas periódicas G y O3. Esta sucesión continúa hasta la aparición de la facies B masiva de mayor espesor en la secuencia de la Caimana (23 cm), compuesta por material arcilloso y carente de estructuras, con textura similar a un suelo.

Después de esta capa nuevamente hay un cambio de régimen y aparecen por primera vez sedimentos tamaño arena fina, inicialmente la tasa de acumulación parece similar aunque en condiciones de depositación diferentes, posiblemente una llanura aluvial relativamente protegida (i.e. Reading, 1996). Esta nueva sucesión se caracteriza por una laminación menos homogénea con pérdida del paralelismo y pinchamiento de varias láminas. En el primer paquete predomina la facies O1 tamaño limo-arena fina entrecruzada con la facies O3. La energía del sistema parece disminuir hacia el tope del paquete laminado como lo refleja la disminución del tamaño de grano, hacia la mitad de este paquete un evento de baja energía marca la depositación de otra capa B muy blanca (1.500 años BP), compuesta por arcillas lavadas.

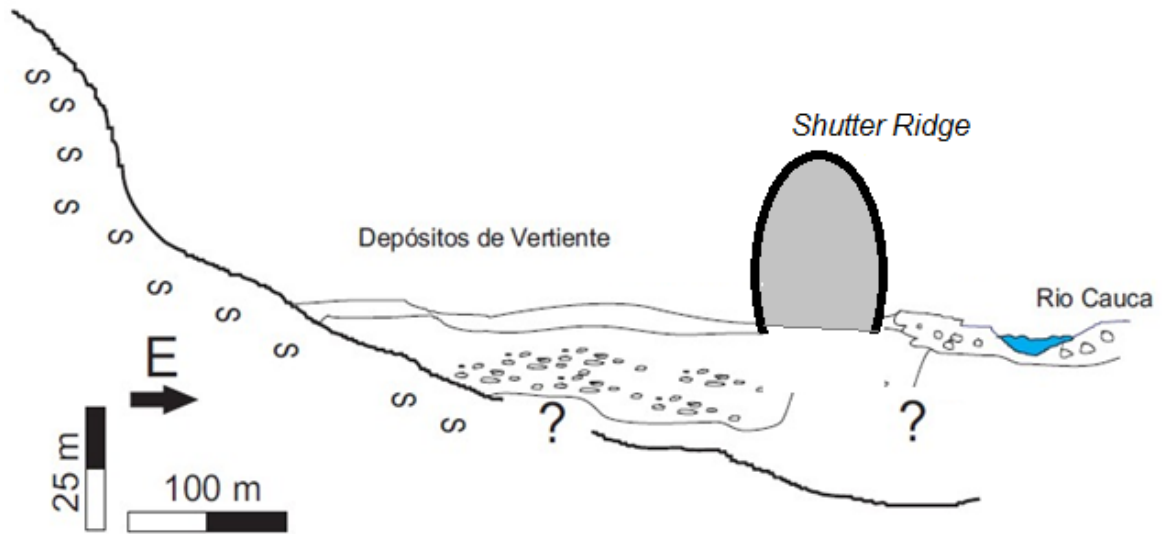
Esta capa de sedimentos más “gruesos” finaliza en un segmento alterado relativamente masivo que termina en una superficie de erosión. Después continúa

la sedimentación con un aumento del espesor de las láminas, caracterizado por la abundancia comparativa de estructuras biogénicas y sedimentarias fluviolacustres. Los sedimentos acá disminuyen gradualmente su tamaño de grano hasta llegar a un paquete laminado afectado por deformación plástica en condiciones de saturación asociado probablemente a acción sísmica. El segmento final es un paquete laminado con facies O1 intercalados con O3 tamaño arena fina, C1 y G.

5.3 ETAPAS EN LA SEDIMENTACIÓN DE LA CUENCA Q. LA CAIMANA

Con relación a la posición de las columnas en la Q. La Caimana, se observa una ligera variación en la altura de los estratos, lo que podría indicar una diferencia paleotopográfica en la microcuenca, tal como se señala en la sucesión estratigráfica (Numeral 4.6). Por otra parte los niveles de láminas en la cuenca se observan como horizontales con una leve inclinación hacia el río Cauca. Esto podría significar que los sedimentos o han sufrido desplazamientos verticales a lo largo de la microcuenca, o hubo una depositación de sedimentos sincrónicos en diferentes profundidades. El esquema generalizado de depositación en la Q. La Caimana propuesto en este trabajo se muestra a continuación.

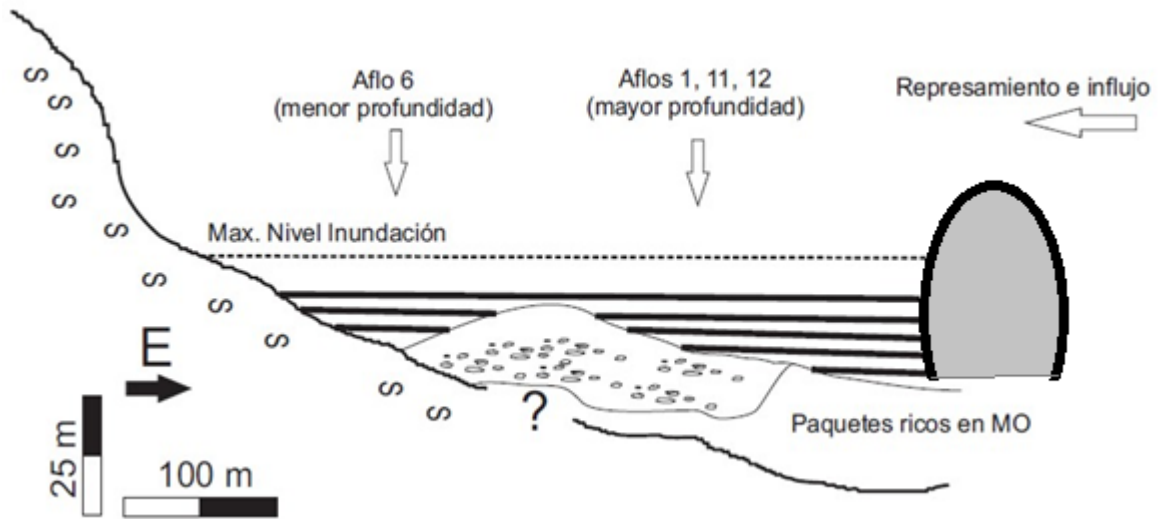
Figura 50. Modelo Sedimentación FASE 1



Cuenca de la Q. La Caimana pre-represamiento, hace > 6000 años.

Esta fase corresponde al inicio del periodo estudiado en la sucesión de la Q. La Caimana, hace más de 6.000 años. El nivel base del Cauca estaría más alto que en la actualidad y la microcuenca se caracterizaría por la presencia de depósitos de vertiente, los cuales fueron encontrados a lo largo de la quebrada en algunos puntos específicos en la base de la sucesión. La presencia de este tipo de depósitos no es anómala debido a la pendiente del basamento representado por la Anfibolita de Sucre. Es importante notar la presencia de irregularidad topográfica en la zona de la Q. La Caimana lo cual se reflejará posteriormente en la depositación de las láminas.

Figura 51. Modelo Sedimentación FASE 2.



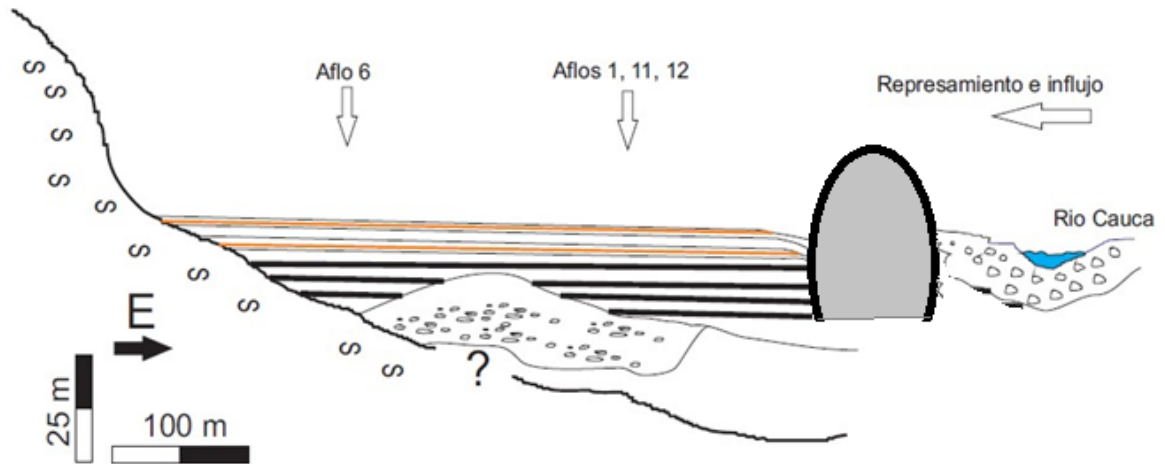
Etapa de Represamiento. Periodo ~6000-3000 años.

Durante este periodo es evidente el aumento del nivel base del Río Cauca por efecto de represamientos y posterior subida del nivel del río, lo que conduce a una depositación particular en la Q. La Caimana caracterizada por la formación de sets de láminas negras con alto contenido de materia orgánica intercalados con sedimentos detríticos más claros (Nivel 2 de la columna del afloramiento 6). Este tipo de sedimentación se debe a que la Q. La Caimana se encuentra en una cuenca semi-protegida de la influencia directa del río Cauca. Durante este periodo se alcanzaría el máximo nivel de inundación que tendría una duración de ~1200 años de acuerdo al modelo de edad utilizado.

Con la información obtenida es difícil determinar si se trató de un solo represamiento o varios aunque se presumen varios eventos por la presencia de varios paquetes laminados separados a lo largo de la sucesión estratigráfica. Otro elemento a considerar es la diferencia del espesor de estos sets de láminas a lo largo de la Q. La Caimana, esto se atribuye en parte a diferencias batimétricas que permitirían una mayor acumulación en zonas más profundas, es este caso hacia

los afloramientos 11 y 12. La columna del afloramiento 6 tendría un menor espesor de láminas oscuras al estar ubicada sobre un alto batimétrico.

Figura 52. Modelo Sedimentación FASE 3.



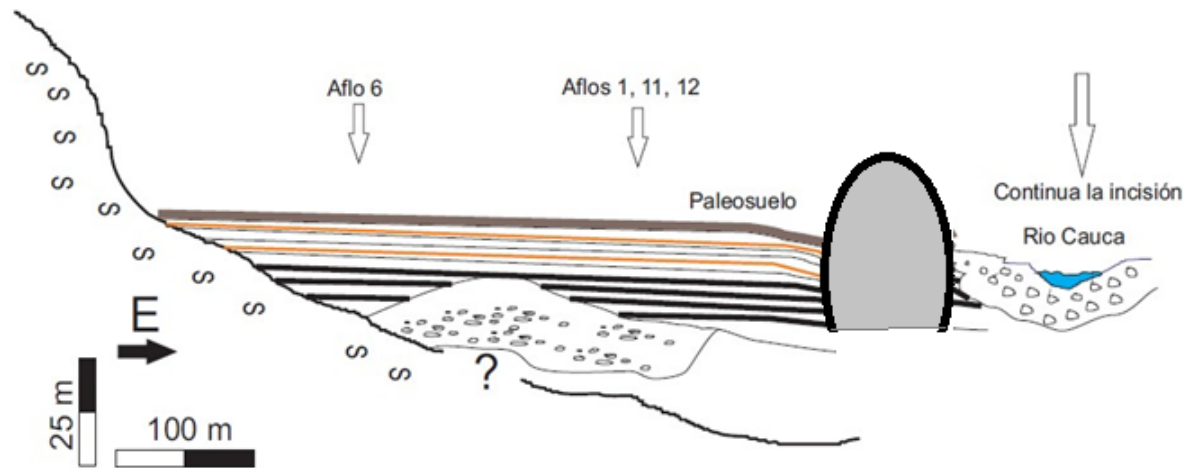
Cambio de Régimen. Periodo hace ~3000 años

Posterior al relleno parcial durante la fase 2, el nivel base habría disminuido acompañado de su consiguiente proceso erosivo. Parte de los sedimentos depositados durante la fase 2 de represamiento en la Cuenca de Santa Fe de Antioquia serían erodados con excepción de sectores protegidos como el de la microcuenca de la Q. La Caimana.

Se considera un espacio de acomodación en la microcuenca protegido de la erosión de banca que de manera regular sufrirá entradas por parte del río Cauca formando un sistema semi-aislado que facilitará la depositación de láminas. Un nuevo régimen hídrico de ligeramente mayor energía permitiría la depositación de las primeras arenas finas en la sucesión, las cuales continuarían hasta el relleno total de la microcuenca. Este aumento de energía podría deberse a un aumento de la pendiente sobre la cual discurren las aguas en este momento por efecto de la incisión paulatina de los sedimentos previamente acumulados. Sin embargo, se

conserva un contraste en el régimen hídrico relativamente cíclico que permite la depositación alternante de láminas en un patrón horizontal y generalmente continuo.

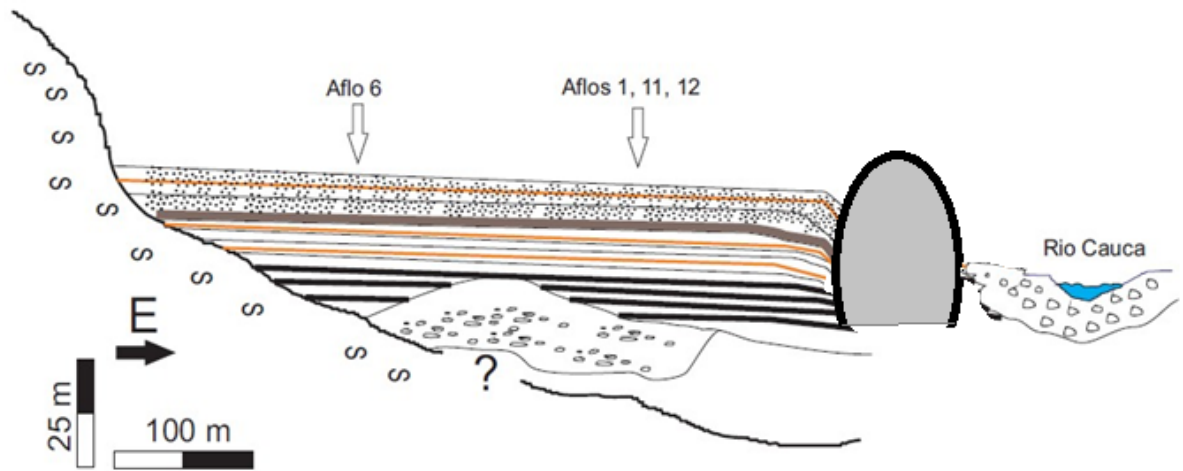
Figura 53. Modelo Sedimentación FASE 4.



Paleosuelo formado hace ~2000 años

Durante este periodo se tiene una interrupción en la sedimentación permitiendo la formación de un horizonte de suelo caracterizado por la ausencia de laminación y contenido de materia orgánica amorfa. Este horizonte es un marcador estratigráfico a la largo de la Q. La Caimana y representa la capa individual de mayor espesor. Durante este periodo continuaría la incisión en el río Cauca sin un aporte significativo de sedimentos a la microcuenca de la Q. La Caimana.

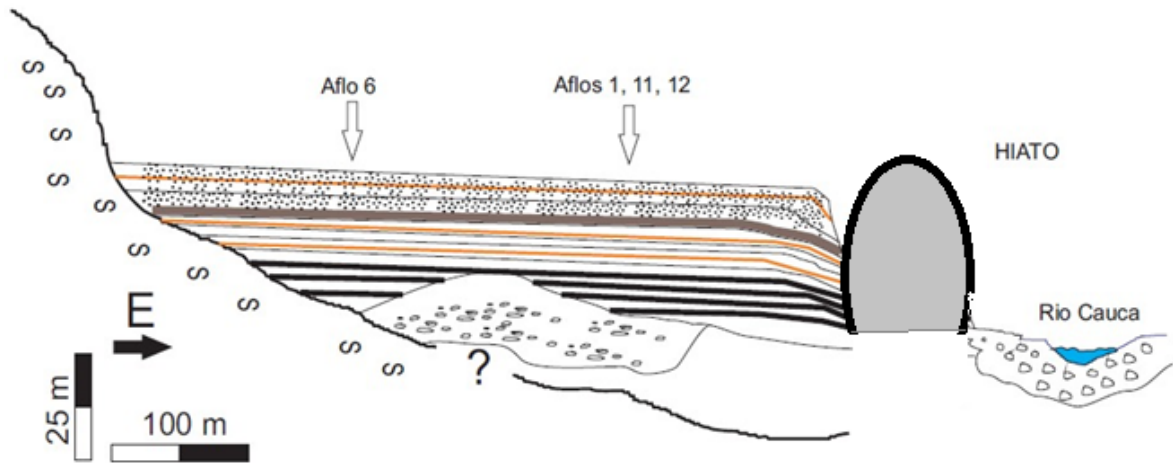
Figura 54. Modelo Sedimentación FASE 5.



Paquetes arenosos depositados hace ~2000 años.

Durante este periodo se retoma la sedimentación de láminas de arenas finas con aumento progresivo de bioturbación vegetal. Se presentan varias interrupciones en la sucesión estratigráfica lo que sugiere que la sedimentación comienza a alternarse con periodos erosivos lo cual generando pequeñas paraconformidades en la sucesión.

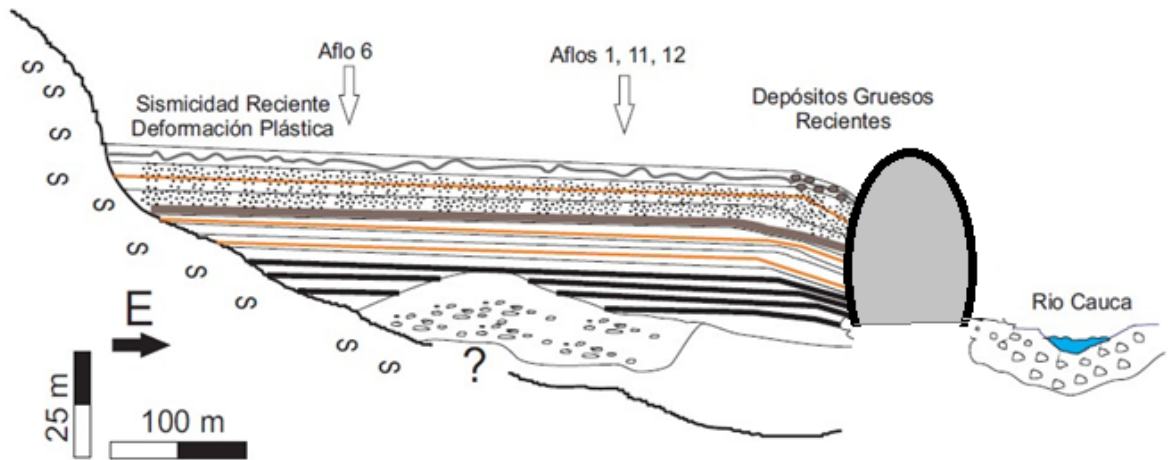
Figura 55. Modelo Sedimentación FASE 6.



Hiatos. Periodo ~2000-1000 años

Este periodo representa una interrupción notoria en la sucesión laminada reflejado en un paquete masivo de facies O2 con techo erosivo. La sección superior de la columna parece tener más discontinuidades, sin embargo solo en algunos puntos se observa una interrupción brusca de la sedimentación.

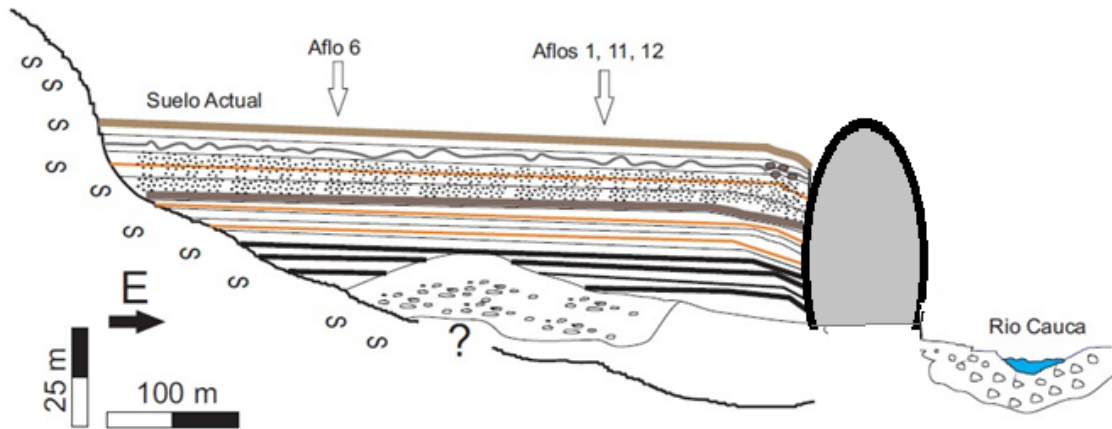
Figura 56. Modelo Sedimentación FASE 7.



Sismicidad Reciente. Periodo ~2000-1000

Cerca del tope de la sucesión se encuentra una deformación plástica de los sedimentos laminados, lo cual se interpreta como producto de perturbación de los sedimentos en condiciones de saturación por efecto de actividad sísmica. Posiblemente los depósitos de grano grueso encontrados en el Alo 1 sean consecuencia de transporte de material en movimientos de masa activados por sismicidad.

Figura 57. Modelo Sedimentación FASE 8.



Presente

La columna estratigráfica finaliza con la presencia de un horizonte de suelo reciente. La morfología de terraza es el resultado de la incisión de la sucesión estratigráfica por la Q. La Caimana cuya dinámica es la de un canal de media a alta energía.

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Este estudio presenta una reconstrucción paleoambiental para la micro cuenca de la quebrada La Caimana (Santa Fe de Antioquia, Antioquia, Colombia) con base en el análisis de multi-indicadores obtenidos de la terraza denominada de San Nicolás.

Se caracterizaron los diferentes tipos de sedimentos encontrados, las variaciones a lo largo de la sucesión, y se generó un modelo de evolución paleoambiental de la cuenca.

Se determinó que la microcuenca tuvo una posición geográfica particular, influenciada por las variaciones del río Cauca, incluyendo periodos de inundación temporales, asociados a represamientos del río, pero sin la influencia directa de flujos de alta energía, lo que favoreció la predominancia de ambientes de baja energía al momento de depositarse los sedimentos de la parte baja de la columna. Para la parte superior de la columna, se sugiere un aumento de la energía del sistema, el cual se asocia con un aumento de los influjos del río Cauca y un aumento del régimen hidrológico.

De acuerdo con las características faciales encontradas en la columna, junto a los resultados de las dataciones, las cuales se interpretaron como 2 familias de edades producto del retrabajamiento de los sedimentos, se presentan 3 etapas de sedimentación en la microcuenca, durante las cuales el ambiente de depositación varió gradualmente de un cuerpo de agua tipo ciénaga en una ramal del río Cauca, a causa de la subida del nivel del agua por efecto de represamiento, a un remanso afectado periódicamente por influjos del río Cauca.

La laminación se atribuye en parte a la estacionalidad del régimen hidrológico de la cuenca, y a procesos químicos, principalmente de oxidación, dependiendo del tipo de material depositado.

La naturaleza de las láminas se define como horizontal aunque en alturas relativas levemente diferentes, lo cual se atribuye en principio a la cercanía del cuerpo basal de la anfibolita de Sucre, que generaría un desnivel paleo topográfico al momento de la depositación. Otra alternativa es el desplazamiento vertical de algunos bloques hacia el Cauca, lo cual no fue evidenciado en campo por medio de fallas normales. Se interpreta que la formación de láminas se explica por estacionalidad del régimen hídrico, las cuales fueron depositadas en un espacio de acomodación propicio por una configuración protegida de la cuenca por medio del bloque de anfibolita que actuó como *shuter ridge*, permitiendo el bloqueo de la desembocadura de la Q. La Caimana por causa de represamientos locales y la presencia de condiciones hidrológicas adecuadas para la formación de láminas. Asimismo, la laminación sería propiciada también por procesos químicos de oxidación en algunos sedimentos.

Se sugiere que el espesor de la sucesión (15,5 m) es consecuencia de la interacción entre la tasa de denudación (controlada por el régimen hidrológico, la competencia del sedimento, la tectónica y la topografía) y la tasa de acumulación, relacionada principalmente con la geometría de la cuenca y el régimen hídrico. El impacto de cada una de estas variables puede ser estudiado con mayor detalle para lo cual los resultados de este estudio puede ser usados como referencia.

Las estructuras encontradas en la sucesión incluyen principalmente grietas de sinéresis, que acompañan la interpretación de la formación de minerales secundarios como el yeso en condiciones subacuosas, ondulitas multidireccionales en algunas facies (B, C1) que refuerzan la teoría de un ambiente calmo, y direccionales en otras (G) que indicarían la presencia de un flujo preferencial. Las estructuras biogénicas se concentran hacia la parte superior

de la columna, donde aparecen las facies de arenas finas, principalmente galerías y estructuras de arrastre (repichnia) que indicarían una tasa de sedimentación alta para estos segmentos.

Adicionalmente, se presenta una primera aproximación al análisis de series de tiempo para una señal obtenida de las variaciones en tonalidad en los sedimentos, las cuales fueron transformadas de espesor a tiempo con base en el modelo de edad propuesto y a la evaluación paleoambiental de la cuenca.

Durante la generación del modelo de edad se encontró la presencia de 2 familias de edades, lo cual fue interpretado como un proceso de mezcla de material de diferentes edades, posiblemente por desprendimientos o presencia de sedimentos retrabajados que aumentaría la edad encontrada para un intervalo. Una alternativa de verificación podría ser la datación por métodos alternativos como fotoluminiscencia.

Para la serie obtenida digitalmente se realizó un análisis espectral, con ayuda del software StratiSignal, con el propósito de encontrar ciclicidades en la señal, encontrando ciclos en la secuencia equivalentes a periodos de entre 1 y 400 años. Algunos de estos periodos son concordantes con periodos de fenómenos climáticos operantes en la región, tales como el ENSO y la Oscilación Decadal de Pacífico.

Los autocorrelogramas y periodogramas obtenidos muestran que para los primeros 2 segmentos, asociados a una columna de agua más profunda y duradera los ciclos dominantes son más largos (16, 32, 28 años), lo cual puede deberse a que en el trópico el contraste estacional no es tan notorio como en otras latitudes donde se forman las varvas, o que las condiciones climáticas durante el Holoceno medio mantuvieron un contraste menos acentuado que el reciente. Hacia el medio y tope de la columna, la frecuencia de eventos parece

intensificarse (3, 6, 13 años), y algunas facies como la O3, asociada con periodos secos se tornan más consolidadas, lo que se atribuye a una mayor intensidad de la temporada seca. Esta ciclicidad para los intervalos superiores es concordante con la periodicidad del actual fenómeno ENSO, y observando que no es tan marcada para los segmentos más antiguos (3000-6000) sugiere que el comportamiento de este fenómeno ha variado a través del Holoceno.

Estos datos en conjunto indicarían un aumento en el contraste de las temporadas secas y lluviosas para la región a partir de 3100 años BP, y se intensificarían más a partir de 1800 BP según nuestro modelo de edad. Asimismo se registraría un aumento de la frecuencia con que se presentan estos eventos.

Dentro de los factores que pueden afectar la precisión de los resultados presentados, se encuentra la influencia de fenómenos neotectónicos reportados en el área. En este estudio se concluye que el impacto de tales eventos tiene un efecto en intervalos limitados, por lo que no invalida el resto de la secuencia, aunque esto requiere confirmación mediante el levantamiento de columnas adicionales en la región. Asimismo, limitación de estratos con contenido suficiente de materia orgánica para datar con ^{14}C , limitan la precisión del modelo de edad, para lo cual se propone la utilización de métodos alternativos de datación por fotoluminiscencia.

También, explicaciones alternativas de génesis de las láminas, o la identificación de procesos pedogenéticos avanzados demostrables podrían alterar la cronología propuesta, aunque durante este estudio no se encontraron indicios de tales procesos, tales como la presencia de raíces.

Finalmente, el análisis de series de tiempo está sujeto a las verificaciones mencionadas, que podrían cambiar en caso de recalibración del modelo de edad.

De esta forma, el presente estudio presenta un avance en la posibilidad de reconstruir las variaciones del clima i.e. balance Precipitación-Evaporación (P-E) para un rango temporal de ~6.000 a ~2000 años antes del presente (AP), con una resolución interanual/decadal. Idealmente esta alta resolución ofrecería la posibilidad única de continuar el registro instrumental (Kemp, 1996), lo que posibilitaría la calibración de los actuales modelos de predicción climática con un mayor rango de confianza al contar con una serie de tiempo mucho mayor.

Adicionalmente, sienta un precedente para la profundización en temas tales como:

- Características paleoambientales de ambientes fluvio-lacustres en zonas tropicales.
- Variabilidad esperada en el clima de la región en términos de frecuencia y magnitud del balance P-E.
- Comparación con resultados obtenidos en estudios similares en el trópico.
- Periodicidad en la señal climática y su relación con fenómenos tales como el ENSO y la variabilidad interanual.

BIBLIOGRAFIA

Anderson, R. Y. y Dean, W. E. (1988). Lacustrine varve formation through time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 62, 215-235.

Alexander, J. and Leeder, M. 1987. Active tectonic control on alluvial architecture. En: *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*. Special Publication Society of Economic Paleontologist and Mineralogists. 39. 234-252.

Allen, P., and Allen, J. 2005. *Basin Analysis. Principles and applications*. 2da Edición Blackwell Publishing. 532 p.

Allen, P. and Collinson, J. 1986. Lakes. En: *Sedimentary Environments and Facies*. Ed. H.G. Reding. Blackwell Scientific, Oxford. p 63-94.

Arrieta, P.A. (1989). Análisis de las Terrazas Aluviales del Río Cauca Producidas por el Deslizamiento el Guásimo Cerca de Santa Fe de Antioquia. Tesis de Maestría. Universidad Nacional de Colombia, Medellín, 236 p.

Black, D.; Abahazi, M.; Thunell, R.; Kaplan, A.; Tappa, E. and Peterson, L. (2007). An 8-century tropical Atlantic SST record from the Cariaco Basin: Baseline variability, twentieth-century warming, and Atlantic hurricane frequency. *Paleoceanography*, 22.

Bond, G., Lotti, R. (1995). Iceberg Discharges into the North Atlantic on Millennial Time Scales During the Last Glaciation. *Science*. 267, 1005-1010.

Box, G. E. P. and G. Jenkins, (1976). *Time Series Analysis: Forecasting and Control*: Holden-Day, Inc., San Francisco,. 500 p.

Brauer, A., Mangili, C., Moscariello, A., Witt, A. (2007). Palaeoclimatic implications from microfacies data of a 5900 varve time series from the Pianico interglacial sediment record, southern Alps. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259. 121-135.

Brindley, G. W. y Brown, G. (1980). *Crystal Structures of Clay Minerals and their Ray Identification*. Mineralogical Society, London, cap. 5.

Broecker, W. (1997). Thermohaline Circulation, the Achilles Heel of Our Climate System: Will Man-Made CO₂ Upset the Current Balance?. *Science* 28, 1582-1588.

Broecker, W.S., Denton, G.H. (1989). The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 2465–2501.

Brookins, D. (1988). *Eh-pH diagrams for geochemistry*. Springer. 176 p.

Carvajal, Y., Jiménez, H., Materón, H. (1998). Incidencia del fenómeno ENSO en la hidroclimatología del valle del río Cauca-Colombia. *Bull. Inst. Fr. Etudes andines*. 27 – 3. 743-751.

Chiang, J. (2009). The tropics in Paleoclimate. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2009.37, 263–97.

Cobb, K.M., Charles, C.D., Cheng, H., Lawrence, R. (2003). El Niño/Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium. *Nature* 424, 6946, 271-276.

Corbett, L. (2007). A multi-proxy climate reconstruction on lake sediment from the Uinta Mountains, Utah. Department of Geology. Middlebury College.

Dean, W., Piper, D., Peterson, L. (1999). Molybdenum accumulation in Cariaco basin sediment over the past 24 k.y.: A record of water-column anoxia and climate. *Geology*. 27. No. 6. p 507-510.

Emery, D., Mueys, K. 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell publishing company. 299 p.

Francus, P. (ed.). (2004). *Image Analysis, Sediments and Paleoenvironments*. Kluwer Academic Publ., 330 pp.

Francus, P. (2004). *Image analysis, sediments and paleoenvironments*. Vol 7. Springer. 319 p.

Francus, P., Bradley, R., Thurow, J. (2005). *An Introduction to Image Analysis, Sediments and Paleoenvironments*. Ed. Springer Netherlands. Series *Developments in Paleoenvironmental Research*. 7. 300 p.

García, Y.C., Martínez, J.I., Vélez, M.I., Yokoyama, Y., Battarbee, R., Suter, F., Accepted for publication. Palynofacies analysis of the late Holocene San Nicolas terrace of the Cauca paleolake, northern South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.

Glenn, C. R. & Kelts, k. (1991). Sedimentary rhythms in lake deposits. In: Einsele, G., Ricken, w. & Seilacher, A. (eds) *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer, Berlin, 188-221.

H. de Haan. (1993). Solar UV-Light Penetration and Photodegradation of Humic Substances in Peaty Lake Water. *Limnology and Oceanography*, 38 (5). 1072-1076.

Hagadorn, J. W. (1996). Laminated sediments of Santa Monica Basin, California continental borderland. Geological Society, London, Special Publications; 1996; v. 116; p. 111-120.

Halfman, J. D., Johnson, T. C. (1988). High resolution record of cyclic climatic change during the past 4 ka from Lake Turkana, Kenya. *Geology*, 16, 496-500.

Hansen, B., Rodbell, D., Seltze, G., Leon, B., Young, K., Abbott. (2003). Late-glacial and Holocene vegetational history from two sites in the western Cordillera of southwestern Ecuador. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 194, 79-108.

Haug, G., Tiedemann, R., Zahn, R., Ravelo, C. (2001). Role of Panama uplift on oceanic freshwater balance. *Geology* 29 (3), 207–210.

Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Rohl, U. (2001). Southward migration of the convergence zone through the Holocene. *Science* 293, 1304-1308.

Hays, J.D.; Imbrie, J.; Shackleton, N.J. (1976). "Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages". *Science* 194 (4270), 1121–1132.

Hurrell, J. (1995). Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science*. 269 (5224), 676-679.

Jones, C., Allen, E., Giska, J., Welch, S., Kirste, D., Banfield, J. (2006). Iron formations at Lake Tyrrell, Victoria, Australia: Microbially-mediated redox chemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol 70. No 18. p 297.

Kelts, K., Hsu, K.J. (1978). Freshwater carbonate sedimentation. In: Lerman, A. (ed.) *Lakes: Chemistry, Geology, Physics*. Springer, Berlin, 295-323.

Kemp, A. E. S. (ed.), (1996). *Palaeoclimatology and Palaeoceanography from Laminated Sediments*, Geological Society Special Publication (116), p. 7-12.

Kraus, E. H.; Hunt, W. F. y Ramsdell, L. S, (1965). *Mineralogía*. Ed. McGraw Hill, España. Quinta edición. p. 665.

Lachniet, M.S., S.J. Burns, D.R. Piperno, Y. Asmerom, V.J. Polyak, C.M. Moy, and K. Christenson. (2004). A 1500-year El Niño/Southern Oscillation and rainfall history for the Isthmus of Panama from speleothem calcite. *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*, 109.

Latif, M. and T.P. Barnett (1994): Causes of decadal climate variability over the north Pacific and North America. *Science*, 266, 634-637.

Lücke, A., Brauer, A. (2004). Biogeochemical and micro-facial fingerprints of ecosystem response to rapid Late Glacial climatic changes in varved sediments of Meerfelder Maar (Germany). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 211. 139– 155.

Madden, R.A., Julian, P.R. (1971). Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.* 28, 702-708.

Mangili, A., Brauer, A., Moscariello, A., Naumann, R. (2005). Microfacies of detrital event layers deposited in Quaternary varved lake sediments of the Pinico-Silere Basins (northern Italy). *Sedimentology* 52, 927-943.

Marchant, R., H. Behling, J.C. Berrío, A. Cleef, J. Duivenvoorden, H. Hooghiemstra, P. Kuhry, B. Melief, B.van Geel, T.van der Hammen, G.van Reenen & M. Wille, (2001). Mid to Late Holocene pollen-based biome reconstructions for Colombia. *Quaternary Science Reviews* 20, 1289-1308.

Martinelli, N. (2004). Climate from dendrochronology: latest developments and results. *Global and Planetary Change*. p 129-130.

Martínez, I., Keigwin, L., Barrows, T., Yokoyama, Y., Southon, J. (2003). La Niña-like conditions in the eastern equatorial Pacific and a stronger Choco jet in the northern Andes during the last glaciation. *Paleoceanography*. Vol 18. 18 p.

Martínez, J.I., Ruiz, O., Escobar, J., Yokohama, Y. & Vélez, M.I. (2007). El Registro Paleoclimático en los Sedimentos Laminados Aluvio-Lacustres Holocénicos del Río Cauca. Fase I: Perforación de la Sucesión Sedimentaria y Análisis Preliminares. Departamento de Geología, Universidad EAFIT, Medellín. 26 p.

Maslin, M.A., Burns, S.J. (2000). Reconstruction of Amazon Basin effective moisture availability over the past 14.000 years. *Science*, 290, 2285- 287.

Massari, F. (2000). Tsunami-related scour-and-drape undulations in Middle Pliocene restricted-bay carbonate deposits (Salento, south Italy). *Sedimentary Geology*.135, 265-281.

Mesa, M.I. (2003). Propuesta de una metodología cuantitativa para identificar ritmitas en un depósito lacustre del río Cauca, santa fe de Antioquia, Antioquia, Colombia. Tesis Magister en Geomorfología y Suelos. Universidad Nacional de Colombia. 86 p.

Mesa, O., Poveda, G., Carvajal, I.F. (1997). Introducción al Clima de Colombia, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, 390 pp.

Meyer, U. (2003). Average-case complexity of single-source shortest path algorithms: lower and upper bounds. *J. Algorithms*. 48 (1). p 91-134.

Meyers, P., Lallier-Vergés, E. (1999). Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates. *Journal of Paleolimnology*. 21, 345-372.

Morner, N. (2005). An interpretation and catalogue of paleoseismicity in Sweden. *Tectonophysics*. 408, Issues 1-4.

Ndiaye, M. (2007). A multipurpose software for stratigraphic signal analysis. Tesis de Doctorado. Universidad de Génova. 127 p.

Page, W.D., Mattson, L. (1981). Landslide Lakes near Santa Fe de Antioquia. *Revista CIAF* 6 (1-3), 469-478.

Page, W.D. (1986). Seismic Geology and Seismicity of Northwestern Colombia. Reporte para Integral Ltda., Interconexión Eléctrica S.A. (ISA) y Woodward and Clyde Consultants. Medellín. 156 p.

Panel on Climate Change Feedbacks. (2003). Understanding Climate Change Feedbacks. Board on Atmospheric Sciences and Climate (BASC). 166 p.

Pandey, P., Kumar, R., Suresh, N., Sangode, J., Pandey, A. (2009). Soft-Sediment Deformation in Contemporary Reservoir Sediment: A Repository of Recent Major Earthquake Events in Garhwal Himalaya. *The Journal of Geology*, 2009, 117, 200–209.

Pettijohn, F., Potter, P., Siever, R. 1972. *Sand and Sandstone*. Second Edition. Springer-Verlag, New York 618 p.

Poveda, J.G., Mesa, O.J. 2000. On the Existence of Lloró (the rainiest locality on Earth): Enhanced ocean-land-atmosphere interaction by a low-level jet. *Geophysical Research Letters* 27, 1675-1678.

Poveda, J.G., Mesa, O.J. (1999). The low level westerly jet (Choco jet) and two other jets in Colombia: climatology and variability during ENSO phases (in Spanish). *Revista Academia Colombiana de Ciencias*, 23 (89), 17– 528.

Poveda, G., Waylen, P., Pulwarty, R. (2006). Annual and interannual climate variability of present climate in northern Southern América and southern meso América. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 234 (1), ELSEVIER. P. 3-27.

Philander, S. G., A. V. Fedorov, (2003). Role of the tropics in changing the response to Milankovich forcing some three million years ago, *Paleoceanography*, 18 (2), 1045

Philander, S. (1983). El Niño Southern Oscillation Phenomena. *Nature*. Vol 302. P. 295-301.

Pulwarty, R., Diaz, H. (1993). A study of the seasonal cycle and its perturbation by ENSO events over the Tropical Americas. Fourth International Conference on

Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, March 29–April 2. Hobart, Australia.

Reading, H. (1996). *Sedimentary Environments. Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Publishing. 688 p.

Restrepo, J.C., Restrepo, J.D. (2005). Efectos Naturales y Antrópicos en la Producción de Sedimentos en la Cuenca del Río Magdalena. *Revista Colombiana de Ciencias Físicas, Exactas y Naturales*. Vol. 29. p 239-254.

Riedinger, M. A., Steinitz-Kannan, M., Last., and Brenner M. (2002). A 6100 14C yr record of El Niño activity from the Galápagos Islands. *Journal of Paleolimnology*. V. 27. p 1-7

Ripepe, M., Roberts, I. T., Fischer, A. G. (1991). ENSO and sunspot cycles in varved Eocene oil shales from image analysis. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61,1155-1163.

Rodbell, D., Seltzer, G., Anderson, D., Abbott, M., Enfield, D., Newman, J. (1999). A 15,000-Year Record of El Niño Driven Alluviation in Southwestern Ecuador. *Science*. 283, 516-519.

Roldan, G., Ramirez, J. (2008). *Fundamentos de limnología neotropical*. 2da edición. Editorial Universidad de Antioquia. 421 p.

Roldan, G. (1992). *Fundamentos de Limnología Neotropical*. Universidad de Antioquia. 529 p.

Rothwell, R.G. (1989). *Minerals and Mineraloids in Marine Sediments*. Elsevier Applied Science, 279 pp.

Ruiz, O.D., Sanchez, D.P., Parra, C.E. (2005). Un registro Holocénico de alta resolución: los lodos de La Batea, Santa Fé de Antioquia. *Boletín de Ciencias de la Tierra* 17, 109-116.

Shanahan, T., Overpeck, J., Beck, W., Wheeler, W., Peck, J., King, J., Scholz, C. (2008). The formation of biogeochemical laminations in Lake Bosumtwi, Ghana, and their usefulness as indicators of past environmental changes. *Journal of Paleolimnology*. 40. (1). Online.

Schieber, J., Yawar, Z. (2009). A new twist on mud deposition – mud ripples in experiment and rock record. *The Sedimentary Record*. 7 (2), 4-8.

Schmidt, G., Shidell, D., Miller, R., Mann, M., Rind, D. (2004). General circulation modeling of Holocene climate variability. *Quaternary Science Reviews*. 23, 2167–2181.

Stocker, T. (2003). South dials north. *Nature*. 424, 496-500.

Stuiver, M., Reimer, P. J. (1993). Extended C-14 Data-Base and Revised Calib 3.0 C-14 Age Calibration Program. *Radiocarbon* 35, 215-230.

Suter, F., Martínez, J.I., Velez, M.I. (2010). Holocene soft-sediment deformation of the Santa Fe–Sopetrán Basin, northern Colombian Andes: Evidence for pre-Hispanic seismic activity?. *Sedimentary Geology*. In Press.

Tanner, P. (1998). Interstratal dewatering origin for polygonal patterns of sand-filled cracks: a case study from late Proterozoic metasediments of Islay, Scotland. *Sedimentology*. 45, 71-89.

Tedesco, K. and Thunell, R. (2003). High resolution tropical climate record for the last 6,000 years. *Geophysical Research Letters* 30, 17, 1-4.

Trenberth, K., Hoar, T., (1996). The 1990–1995 El Niño-Southern Oscillation event: longest on record. *Geophys. Res. Lett.* 23, 57–60.

Tudesco, K., Thunell, R. (2003). High resolution tropical climate record for the last 6,000 years. *Geophysical Research Letters*, 30 (17), 1891.

Van der Hammen, T. & A. M. Cleef (1992). Holocene changes of rainfall and river discharge in Northern South America and the El Niño Phenomenon. *Erdkunde* 46:252-256.

Van der Hammen, T. & H. Hooghiemstra (2003). Interglacial-glacial Fuquene-3pollen record from Colombia: an Gemian to Holocene climate record. *Global and Planetary Change* 760 (19 pp.).

Vélez, M.I., Hooghiemstra, H. Metcalfe, S. Berrío, J. and Wille, M. (2006). Late glacial and Holocene palaeolimnological records from four lakes in Colombia, northern South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 234, 81-96.

Walker, M. (2005). *Quaternary Dating Methods*

Waylen, P. R., & G. Poveda, (2002). El Niño-Southern Oscillation and aspects of western South America hydro-climatology, *Hydrological Processes*, 16, 1247-1260.

Webby, B., Mangano, M., Buatois, L. A. (eds). 2004. Trace Fossils in Evolutionary Palaeoecology. Proceedings of Session 18 (Trace Fossils) of the First International Palaeontological Congress Sydney, Australia, July 2002.

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K. (2001). Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. 292 (5517), 686 – 693.

Zheng, G., Fu, B., Duan, Y., Wang, Q., Matsuo, M., Takano, B. (2004). Iron speciation related to color of Jurassic sedimentary rocks in Turpan Basin, northwest China. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, 261 (2), 421–427.

INTERNET:

Base de dates de la NOAA. Disponible en:
<http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/ctl/thc.html>

National Oceanic and Atmospheric Administration. NOAA Disponible en:
<http://www.ncdc.noaa.gov/oa/ncdc.html>

Software. Google Earth. 2011.

Software IMAGE NIH. Disponible en: <http://rsb.info.nih.gov/nih-image/>)

Software. National Institute of Health. Disponible en: <http://rsbweb.nih.gov/nih-image/>.

M. Stuiver, P.J. Reimer and R. Reimer. (2005). CALIB Radiocarbon Calibration.
<http://calib.qub.ac.uk/calib/>.