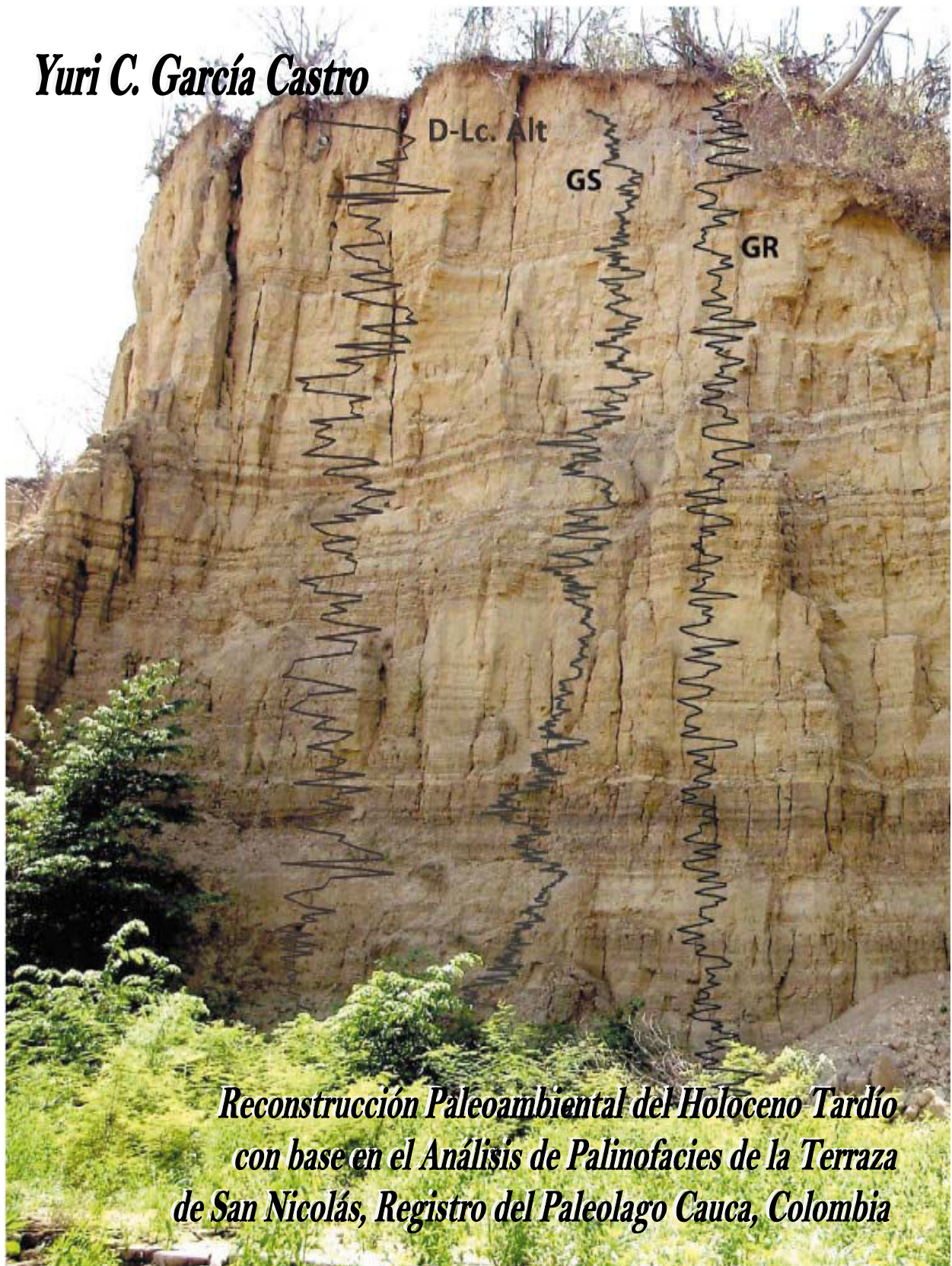
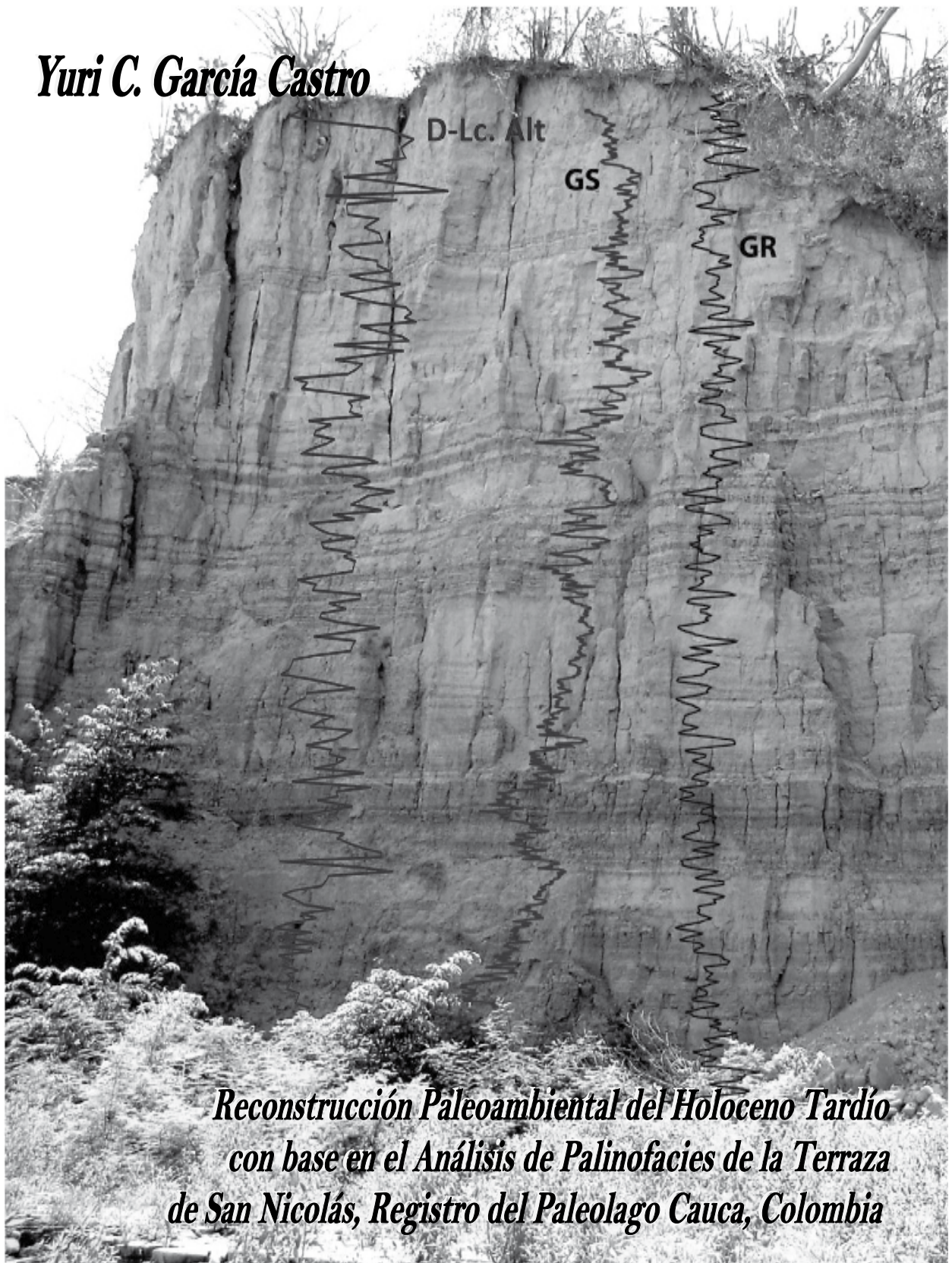


Yuri C. García Castro



***Reconstrucción Paleoambiental del Holoceno Tardío
con base en el Análisis de Palinofacies de la Terraza
de San Nicolás, Registro del Paleolago Cauca, Colombia***

Yuri C. García Castro



***Reconstrucción Paleoambiental del Holoceno Tardío
con base en el Análisis de Palinofacies de la Terraza
de San Nicolás, Registro del Paleolago Cauca, Colombia***

***Reconstrucción Paleoambiental del Holoceno Tardío con Base
en el Análisis de Palinofacies de la Terraza de San Nicolás,
Registro del Paleolago Cauca, Colombia***

Yuri Carolina García Castro

***Universidad EAFIT
Área de Ciencias del Mar
Departamento de Geología
Medellín
2011***

***Reconstrucción Paleoambiental del Holoceno Tardío con Base
en el Análisis de Palinofacies de la Terraza de San Nicolás,
Registro del Paleolago Cauca, Colombia***

Yuri Carolina García Castro

*Tesis de Grado para optar al título de
Msc. en Ciencias de la Tierra*

Directores

José Ignacio Martínez
Geólogo PhD.
Universidad EAFIT, Medellín

María Isabel Vélez
Geóloga PhD.
Universidad de Regina, Canadá

Universidad EAFIT
Área de Ciencias del Mar
Departamento de Geología
Medellín
2011

Portada: *Afloramiento Quebrada las Flores, Registro Sedimentario del Paleolago Cauca*. Señal de fitoclastos alterados (D-Lc. Alt), escala de grises (GS) y rayos gamma (GR).

Fotografía: Yuri C. García C, 2009.

Registro sedimentario del Paleolago Cauca, Quebrada las Flores, Santa Fé de Antioquia, Colombia.

After forming the Obregón terrace, the river cut through the landslide and eroded much of the Obregón terrace deposit. The slide was reactivated about 1500 years BP, possibly by another earthquake. It dammed the Cauca and formed "landslide lake San Nicolás". This lake was 60 km long and 110 m deep at the landslide. It probably filled in 200 to 300 years, using the same reasoning as above, forming the San Nicolás terrace.

After formation of the San Nicolás terrace, the river either cut through the slide and eroded much of the San Nicolás terrace deposit or partially cut through the slide. The slide was reactivated about 800 years ago, and again dammed the Cauca to form "landslide lake Olaya". This lake was 50 km long and 100 m deep at the slide. It probably filled in about 200 years. The Río Cauca cut through the slide and eroded much of the Olaya terrace deposits before the arrival of the Spaniards 500 years ago. (Page & Mattson, 1981).



Este estudio fue financiado por la *Fundación Leverhulme Trust* (Gran Bretaña) y llevado a cabo en el Laboratorio de Paleontología de la Universidad EAFIT, Medellín-Colombia, y conto con la colaboración del Instituto Smithsonian de Investigaciones Tropicales-STRI.



NO TE SALVES

*No te quedes inmóvil
al borde del camino
no congeles el júbilo
no quieras con desgana
no te salves ahora
ni nunca
no te salves
no te llenes de calma
no reserves del mundo
sólo un rincón tranquilo
no dejes caer los párpados
pesados como juicios
no te quedes sin labios
no te duermas sin sueño
no te pienses sin sangre
no te juzgues sin tiempo*

...

Mario Benedetti.

*A Yeray Santiago...
Mi pedacito de cielo, mi rayito de sol,
Por llenar mi vida de motivos.*

AGRADECIMIENTOS

Mi recorrido por el camino de la academia tal vez continuó más pronto de lo que imaginaba. Cerrar capítulos en la vida no es fácil, menos cuando estos se han llevado y te han dejado al tiempo muchas de las cosas más importantes de la experiencia de seguir adelante, sobre todo cuando ese aprendizaje a estado guiado y marcado por personas que no solo enseñan, y apoyan... tal vez eso es lo más fácil. Lo más grato es quedarse con lo mejor de cada una de esas personas que estuvieron ahí. Por eso no podría terminar estos dos años sin recordar y agradecer a cada uno de ellas.

Y debo comenzar con agradecer a mi maestro y gran amigo Vladimir Torres, de quien siempre he tenido un voto de confianza. Alguien que desde el primer momento me mostro que lo importante no es aprender mucho, sino hacerlo bien, pero que lo más importante de todo es encontrar el equilibrio entre la mente y el espíritu... ¡Gracias miles Vladi!

Desde el momento que decidí entrar en este proceso, siempre encontré la palabra amable y cálida de uno de los profes más queridos por sus alumnos. Y gracias a la oportunidad que me brindo, hoy formo parte de este grupo de discípulos que siempre tendremos algo bueno que decir de él. Profe José Ignacio, gracias por transmitirme su entusiasmo, por estar al tanto de la persona que está detrás de su estudiante, por su comprensión y apoyo en los momentos difíciles. Haber trabajado bajo su guía fue super!!!

Pero este proyecto no habría sido posible sin las instituciones que apoyaron de uno u otro modo este proyecto. Quiero agradecer a la *Fundación Leverhulme Trust*, Gran Bretaña (Grant: ID20050769) por el apoyo económico y por su aporte en la construcción de la ciencia. No podría dejar pasar agradecer al Instituto Smithsonian de Investigaciones Tropicales-STRI, en particular al Dr. Carlos Jaramillo y a Jorge Enrique Moreno por el apoyo académico y por brindarme un espacio en su institución durante mi pasantía.

Que habría sido de este trabajo sin el aporte valioso de nuestro equipo Paleolago Cauca. Fiore Suter, María I, Gabriel y Jaime, quienes con sus emocionantes discusiones habrían la mente a muchos cuestionamientos e hipótesis... sin duda, un equipo con el que la construcción del conocimiento siempre fue y será un deleite. Mis gracias especiales a María I, por su interés en mi trabajo, por su amistad y sinceros consejos. Y como olvidar nuestro equipo de Expedición Paleolago Cauca, con quienes las nochesitas cerveceras reconfortaban una tarde de trabajo abrasador en el Aflo 6. A Claudia Peláez por su ayuda en la toma de las muestras finales. Gracias muchachos.

Sin duda, no podría olvidarme de Sandra López, por su energía, entusiasmo, apoyo y siempre disposición a colaborar... no habría completado el muestreo ni de 50 muestras si no hubiera sido por su compañía y ayuda en esos días tan lúgubres, tan lúgubres. Sin contar con el privilegio que me brindo al entrar en su casa y prestarme a su hermosa familia. Sandrita, que gran experiencia haberte conocido. Martha Castro y Mónica López, que bueno era llegar a su casa. La alegría y el ambiente de familia fueron un soporte importante en mi fase final.

Una de las experiencias más gratas de mi estadía en Medellín, sin duda haber conocido y compartido con nuevos amigos: Andrea Torres, Teresita Saldarriaga y Laura Giraldo. Siempre encontré una palabra de apoyo y consuelo en ustedes. Sin duda mi paso por EAFIT fue más amable estando con ustedes. El algo era el mejor momento para sobrellevar el peso de un día de trabajo y reírnos de nuestras angustias. Tere, siempre una palabra maternal, cuanto bien me hacía escucharla. Fio, Fio, siempre con su sonrisota contagiosa y su ánimo sin igual, verte enrumbao con tu música era como recargar la batería, y el café sin duda muy reconfortante. Gracias por la amistad sincera que recibí y por tu hospitalidad durante mi estadía en tu casa. Pero, qué sería de Fio sin su Negra?! Una pareja especial. Gracias Ana por tu sinceridad.

Don Milton, quien nunca ha dudado en apoyar el esfuerzo de quienes seguimos sus pasos, de todos aquellos que amamos nuestra naturaleza y soñamos con un MiReRo propio, como él lo soñó un día. Por su ejemplo y don de gente, muchas gracias. ¡Ah, también por prestarme el microscopio! No habría terminado 194 placas sin la dedicación y prontitud en el procesamiento de mis muestras, sin mi laboratorista de confianza Gustavo Rueda.

También me sentí muy a gusto de conocer y contar con aquellas personas que desde su rinconcito aportaron en el desarrollo de mi trabajo. Ellos son: Ligia Estela Urrego, Cesar Velázquez, Norberto Parra, Carlos Monsalve, quienes siempre me abrieron las puertas de sus laboratorios para responder mis preguntas y consultas.

No podría dejar pasar a Sara Parra, Miguel Guarín, Julián y Danny por su apoyo a mi llegada a Medellín. Mi comienzo en EAFIT no fue fácil, y aunque ingrata, siempre les estaré inmensamente agradecida por darme esa primera mano que me lleno de valor para no desfallecer en el inicio.

A mis amigos de siempre, Carolina Garzón, Fernando Cáceres, Ariel Dueñas, Fernando Carrillo, Francy Carvajal, quienes fueron un apoyo constante desde la distancia. Siempre encontré la palabra de ánimo, el consejo acertado y la promesa de que el Titanic saldría a flote. Eso solo lo encuentras cuando eres tan afortunado de tener amigos como ustedes. A mi Happy Pandy, que siempre me los llevo en el corazón, y aunque los encuentros no han sido completos pensar en que un día será así, me llenaba de ánimos. A todos Ustedes muchas gracias.

Cuando vas a dar un gran paso, por mucho que quieras emprender el nuevo camino, a veces necesitamos un empujón no sea que nos arrepintamos, y yo no podría haber iniciado si no hubiera sido por ese empujón que no me dejó dudar, ni pensar un minuto si iniciar o no. A veces hay que arriesgarse, perder para ganar, gracias Gonzalo por esas palabras que me hicieron llegar a Medellín.

Finalmente, quiero dedicar las últimas líneas de agradecimiento a mi familia, Yuri, Carlos y Brayan, sin duda sin ellos no habría llegado hasta aquí. Por su amor incondicional, apoyo e inmensos esfuerzos por darme lo mejor de sí. Solo puedo recompensarles con mi cariño por aguantar con tanta paciencia y por creer en mí. Gracias infinitas desde el corazón.

Bucaramanga, 02 febrero de 2010

CONTENIDO

	pág.
Resumen	<i>i</i>
Summary	<i>ii</i>
PARTE I	
Introducción	
<i>El registro del Paleolago Cauca: Un archivo de la historia climática del norte de Suramérica</i>	3
Capítulo 1	
<i>La materia orgánica como herramienta en la reconstrucción ambiental: Una guía de partículas orgánicas de sedimentos fluvio-lacustres</i>	11
Capítulo 2	
<i>Reconstrucción paleoambiental de la terraza de San Nicolás en los alrededores de Santa Fé de Antioquia para los últimos 6000 años, con base en análisis de palinofacies</i>	31
PARTE II	
Capítulo 3	
<i>El Periodo Cálido Medieval y La Pequeña Edad de Hielo en el Neotrópico</i>	83

RESUMEN

Reconstrucción Paleoambiental del Holoceno Tardío con Base en el Análisis de Palinofacies de la Terraza de San Nicolás, Registro del Paleolago Cauca, Colombia

La esquina noroccidental de Suramérica constituye una de las zonas de mayor potencial para el entendimiento de la dinámica de los fenómenos climáticos que ocurren en el Neotrópico y que son de impacto global. El volumen de esta tesis muestra en la primera parte la síntesis de los efectos climáticos del Periodo Cálido Medieval (MWP, ~800-1300 AD) y la Pequeña Edad de Hielo (LIA, ~1300-1800 AD) en el Neotrópico, donde se discute la diversidad de respuestas paleoclimáticas y el vacío existente en la documentación de los mismos, especialmente en el norte de Suramérica. En la segunda parte se presenta la evolución paleoambiental de la Terraza de San Nicolás para el Holoceno Tardío (últimos 6000 años) para la cuenca de Santa Fé de Antioquia.

Hace unos ~6000 años comenzó la acumulación de sedimentos de la sucesión de San Nicolás en el registro del Paleolago Cauca (6.5°N, 75.5 °W, 550 m.s.n.m.), como producto del aparente represamiento del Río Cauca, a causa del deslizamiento del Guásimo en el municipio de Liborina. Sin embargo, la hipótesis de origen tectónico de esta sedimentación toma fuerza en esta discusión. De ahí que los sedimentos del registro del Paleolago Cauca constituyen una fuente de información en términos de desarrollo de la cuenca, historia paleoambiental y paleoclimática de una zona inexplorada de Colombia.

La acumulación de ~16 m de sedimentos en la terraza de San Nicolás representa un archivo único de cambio paleoambiental. La sucesión más completa se inicia en un paleosuelo de ~20000 años. El análisis de palinofacies y diatomeas fue llevado a cabo a intervalos de 8 cm a lo largo de la sucesión sedimentaria. Se analizaron un total de 194 muestras, que en tiempo corresponden a intervalo entre ~6000 hasta los cientos de años Cal AP. Sin embargo, los 7.5 m superiores de la sucesión presentan un modelo de edad tentativo, dada la ausencia de materia orgánica óptima para datación por análisis de ¹⁴C. Análisis de datación por fotoluminiscencia (IRSL/OSL) están en proceso con el fin de corroborar y complementar la cronología de la sucesión.

A partir de la zonación bioestratigráfica del registro de la terraza de San Nicolás se definen 6 zonas identificadas con base en la composición de la materia orgánica. El análisis de palinofacies revela una evolución a través de 4 diferentes ambientes de depositación: pantanoso, fluvio-lacustre, lacustre somero y fluvial. Al parecer, los sedimentos se acumularon principalmente en condiciones lénticas con una fuerte influencia fluvial. En la parte superior de la sucesión se identificaron varios hiatos en la sedimentación, sugiriendo periodos de somerización. Los niveles del lago fluctuaron hasta la desaparición del mismo.

La señal paleoclimática inferida a partir de la reconstrucción paleoambiental sugiere una relación entre la dinámica fluvial del Río Cauca y cambios en la precipitación, relacionadas con la dinámica del fenómeno El Niño – Oscilación del Sur, como lo sugiere la correspondencia entre algunos periodos secos en la terraza de San Nicolás y registros de los Andes y el bajo Magdalena-Cauca-San Jorge relacionados con la fase seca del ENSO, y por tanto que se trata del registro de una señal paleoclimática regional. Una aparente correspondencia entre la señal de la terraza de San Nicolás y el registro de la Laguna Pallacocha abren la discusión acerca de condiciones climáticas no análogas a las modernas y un área de influencia de los efectos del ENSO diferente a la actual.

SUMMARY

Late Holocene Paleoenvironmental reconstruction based on palynofacies analysis of the San Nicolas terrace, Cauca Paleolake Record, Colombia.

Northwestern South America is one area of greatest potential for the understanding of climate dynamics that affect the Neotropics and are of global impact. The body of this research shows in the first part a synthesis of the climatic effects of the Medieval Warm Period (MWP, AD ~800-1300) and Little Ice Age (LIA, ~1300-1800 AD) in the Neotropics, where the diversity the paleoclimate responses and the gap in their documentation, especially in northern South America, are discussed. In the second part, the paleoenvironmental evolution of the Late Holocene (last 6000 years) San Nicolás succession in the Santa Fé de Antioquia Basin is presented.

Since ~6000 years ago the accumulation of the sediments on the San Nicolas terrace in the Cauca Paleolake record (6.5°N, 75.5°W, 550 m.a.s.l.) began, as result of the apparent damming of the Cauca River, by tectonic causes possibly. Hence sediments of the Cauca Paleolake record are a source of information in terms of the development of the basin, and paleoenvironmental and paleoclimatic history of an unexplored area of Colombia.

The accumulation of the ~16 m of sediments in the San Nicolas succession is a unique archive of paleoenvironmental change. The complete sequence starts on a paleosoil dated in ~20000 years. The palynofacies and diatom analysis was carried out at 8 cm intervals along the sedimentary succession. 194 samples, recording the period from ~6000 years to the hundreds of years Cal BP were analyzed. However, the age of the upper 7.5 m of the succession is still tentative, given the absence of organic matter optimal for analyses of ¹⁴C dating. Photoluminescence analyses (IRSL/OSL) are underway in order to corroborate and complement the chronology of the succession.

The biostratigraphic zonation of the San Nicolas terrace record allowed to recognized 6 zones identified based on the composition of organic matter. Palynofacies analysis reveals the paleoenvironmental evolution of the succession through 4 different depositional environments: swamp, fluvial-lacustrine, shallow lake, and fluvial. Apparently, the sediment accumulated mainly under lentic conditions with a strong river influence. At the top of the succession several hiatuses in the sedimentation were identified, thus suggesting shallowing periods. The lake level fluctuated until its disappearance.

The paleoclimate signal, inferred from the paleoenvironmental reconstruction, suggests a link between the fluvial dynamics of the Cauca River and changes in precipitation, related to the dynamics of the El Niño – Southern Oscillation phenomenon. Some correspondence between dry periods on the San Nicolas terrace, and other related dry phases of the ENSO phenomenon from Andean records and the lower Magdalena-Cauca-San Jorge, suggests a regional paleoclimate signal. An apparent similarity between the San Nicolas succession signal and the Pallcacocha record open the discussion on non analogue climate conditions to modern and an area of influence of the ENSO phenomenon different to the current.

PARTE I

Introducción



El registro del Paleolago Cauca: Un archivo de la historia paleoclimática del norte de Suramérica

Los análisis paleoecológicos de registros sedimentarios continentales ayudan a entender la evolución de los ecosistemas continentales actuales, y son una importante fuente de información en la reconstrucción de la historia climática regional (e.g. Hooghiemstra & Ran, 1994; Hooghiemstra & Cleef, 1995). Sin embargo, la variabilidad climática para el Holoceno de Sur América es poco conocida debido a que existen pocos registros continentales de alta resolución que contengan sucesiones estratigráficas ininterrumpidas (Jones *et al.*, 2001). Los trópicos son considerados como reguladores del clima global, por su influencia en las tendencias climáticas hemisféricas y globales (e.g. Wang *et al.*, 1999; Bush, 2003; González *et al.*, 2008). En especial, la respuesta del Océano Pacífico tropical al calentamiento global y el fenómeno climático de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), que constituye uno de los principales temas de discusión en relación al cambio climático global y el efecto de los trópicos (e.g. Wang *et al.*, 1999; Vecchi *et al.*, 2008).

Por otro lado, el modelamiento teórico de la respuesta del Océano Pacífico tropical al cambio climático durante el Holoceno, dista mucho de las aproximaciones hechas por medio de estudios de registros paleobiológicos y paleoecológicos (Vecchi *et al.*, 2008). Una herramienta que permite el refinamiento de dichos modelos, y su capacidad predictiva la constituyen las mediciones instrumentales de los últimos cien años. Sin embargo, estas medidas son escasas y limitan la reconstrucción histórica de los últimos miles de años, especialmente en el Neotrópico (e.g. Jones *et al.*, 2001). De ahí que, un panorama completo de la evolución climática del Océano Pacífico tropical, solo puede obtenerse mediante el estudio de registros multi-indicadores (“*multiproxy*”), recuperados de sucesiones sedimentarias. En este punto es donde las observaciones

paleontológicas aportan información valiosa al entendimiento de la tendencia climática tropical, y de las regiones afectadas por anomalías climáticas como el fenómeno ENSO (Vecchi *et al.*, 2008).

Teniendo en cuenta lo anterior, las reconstrucciones paleoclimáticas a diversas escalas temporales (e.g. interanuales, decadales y mileniales) en el Neotrópico, resultan de gran interés, ya que ayudan al entendimiento de fenómenos climáticos de gran impacto en el clima global. La reconstrucción de la historia paleoclimática puede hacerse a partir de registros paleontológicos, glaciares, corales tropicales, sedimentos de océanos y lagos, entre otros (Cronin, 1999). Entre los registros mencionados, los sedimentos laminados de origen lacustre constituyen uno de los mejores porque potencialmente permiten reconstrucciones paleoclimáticas de alta resolución a escalas de tiempo interanuales a decadales. Adicionalmente, los registros sedimentarios de alta resolución tienen el potencial de permitir una extensión de los registros históricos e instrumentales, necesario para evaluar modelos y predicciones de variabilidad climática (e.g. Kemp, 1996). Reconstrucciones paleoclimáticas y paleoambientales a partir de sedimentos laminados en el Neotrópico, i.e. Laguna Pallcacocha (Ecuador, Rodbell *et al.*, 1999; Moyet *et al.*, 2002), Cráter Bainbridge (Islas Galápagos; Riedinger *et al.*, 2002), y la Cuenca de Cariaco (Venezuela; Haug *et al.*, 2001; Tedesco & Thunell, 2003; González *et al.*, 2006) evidencian el origen y la historia de fenómenos climáticos tropicales como el ENSO y la dinámica de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). En México (Hodell *et al.*, 1995; Curtis *et al.*, 1996; Hodell *et al.*, 2001; Hodell *et al.*, 2005), el Golfo de México (Lozano-García *et al.*, 2007), y los Andes venezolanos (Rull *et al.*, 1987; Polissar *et al.*, 2006a), entre otros, también se ha identificado la ocurrencia del Periodo Cálido Medieval (*Medieval Warm Period*-MWP, ~800-1300 AD), y la Pequeña Edad de Hielo (*Little Ice Age*-LIA, ~1300-1800 AD).

En el norte de Colombia, cerca de la localidad de Santa Fé de Antioquia, a lo largo del Río Cauca, han sido reconocidos tres niveles de terrazas, conocidas como Obregón, San Nicolás y Olaya, datadas en 3100, 1500 y 800 años AP, respectivamente (Page & Mattsson, 1981). Sin embargo, estas fechas carecen de localización estratigráfica precisa. Los sedimentos de estas terrazas, fueron aparentemente depositados a nivel de un paleolago, cuyo origen es atribuido al represamiento episódico del Río Cauca, al norte del municipio de Liborina (Page & Mattsson, 1981).

El presente estudio se centra en la terraza de San Nicolás, en la Q. La Caimana. La sucesión estratigráfica de la terraza de San Nicolás consiste de arcillas, lodos, limos y arenas laminados que yacen sobre un paleosuelo (Ruiz *et al.*, 2005) y sugieren una sedimentación en un ambiente fluvio-lacustre. La fase lacustre se manifiesta en la laminación plano-paralela continua, mientras que la fase fluvial se evidencia en la presencia de canales, superficies de erosión y tamaño de grano más grueso (Arrieta, 1989; Ruiz *et al.*, 2005). La ocurrencia de sedimentos fino-granulares de la terraza de San Nicolás, contrasta con depósitos torrenciales de grano grueso en otras sucesiones sedimentarias cercanas en dirección a los márgenes de la cuenca.

La ubicación del Paleolago Cauca en el valle interandino del Cauca entre las Cordilleras Central y Occidental, se encuentra directamente influenciada por el desplazamiento de la ZCIT y el Chorro del Chocó, cuando éste último sobrepasa la Cordillera Occidental a través del Paso de Mistrato localizado a 5°N (cf. Poveda, 2002). Esta ubicación puede influir e intensificar el efecto de los eventos climáticos en la zona, dando como resultado un contraste marcado entre los diferentes periodos secos o lluviosos modulados por las fases de El Niño o La Niña y la intensidad del Chorro del Chocó. Este estudio se basa en la hipótesis de que la sucesión laminada de la terraza de San Nicolás, en la

Q. La Caimana, se encuentra influenciada por el balance precipitación- evaporación (P-E) de la cuenca del Río Cauca y en consecuencia el contenido orgánico de las láminas ha sido depositado probablemente durante episodios climáticos modulados por el fenómeno ENSO, registrando la historia climática del noroccidente de Suramérica durante el Holoceno tardío (últimos 6000 años AP).

Esta tesis comprende dos partes, estructuradas en tres capítulos: El primer capítulo resume la técnica del análisis de palinofacies como una herramienta en la reconstrucción paleoambiental y proporciona una guía para la identificación de materia orgánica que incluye: origen, descripción y ambiente depositacional de las diferentes partículas orgánicas en sedimentos fluvio-lacustres. El segundo capítulo presenta la reconstrucción paleoambiental del norte de Colombia, basado en la sucesión laminada de la terraza de San Nicolás en la Q. La Caimana (paleolago Cauca), basada en el análisis de palinofacies.

Finalmente, el tercer capítulo expone una primera aproximación de las hipótesis propuestas para el análisis de los sedimentos del Paleolago Cauca. Con esta revisión se encontró un gran vacío de información y escasos de registros especialmente en el norte de Suramérica, así como la posible relación del MWP y la LIA con fenómenos como el ENSO y mecanismos como la migración de la ZCIT, abriendo la perspectiva a potenciales análisis de registros sedimentarios lacustres, entre otros lugares, en llanuras y valles intermontanos en la Cordillera Occidental colombiana, entre los que se encuentra el registro del Paleolago Cauca. Partiendo de edades ^{14}C preliminares se esperaba encontrar la señal de el MWP y la LIA en el registro de la Terraza de San Nicolás, sin embargo, dadas las dificultades para el establecimiento del modelo de edad no fue posible. Aún así, no se descarta que con los análisis de IRSL/OSL en curso se pueda establecer una cronología que permita aclarar este supuesto.

1
CAPITULO

*La Materia Orgánica como Herramienta en la
Reconstrucción Ambiental: Guía de Partículas
Orgánicas de Sedimentos Fluvio-Lacustres*

1. Utilidad de las partículas orgánicas: Análisis de palinofacies

La materia orgánica (MO) o kerogeno, tiene diversas definiciones, según se usen criterios palinológicos, petrografía orgánica y análisis geoquímicos (e.g. Ercegovac & Kostić, 2006). La composición de la MO presente en los sedimentos refleja variables ambientales tales como mecanismos de transporte, alteración en el sitio de depositación y clima, entre otros (e.g. Batten, 1996; Carvahlo *et al.*, 2006; Sebag *et al.*, 2006; Traverse, 2007). Por consiguiente, los componentes de la MO son usados frecuentemente como indicadores paleoecológicos o proxies (e.g. Bourdon, 2000). El término palinofacie fue introducido por Combaz (1964) para definir los componentes microscópicos de la MO. A causa de la relación entre la composición de la MO y el ambiente depositacional, las palinofacies, o la asociación distintiva de MO, reflejan un ambiente sedimentario particular (Powell *et al.*, 1990). Sin embargo, una definición absoluta de palinofacie no es posible, porque asociaciones de MO pueden reflejar una infinita variedad de ambientes depositacionales (Traverse, 2007). Otras definiciones del término palinofacie han sido propuestas por otros autores (e.g. Habib, 1982; Tyson, 1995; Carvalho *et al.*, 2002; Traverse, 2007), las cuales difieren básicamente, con base en la metodología de análisis que se utilice.

En ambientes depositacionales fluviales y lacustres, las principales fuentes de MO son: (1) detritos planctónicos y de algas bentónicas, (2) detritos retrabajados de plantas terrestres que se encuentran en los suelos, y (3) detritos de plantas superiores emergentes o sumergidas de los alrededores de la cuenca (Bourdon, 2000). El análisis de palinofacies ha sido aplicado a depósitos fluviales recientes (e.g. Sebag *et al.*, 2006b) y depósitos lacustres (e.g. Lallier-Vergès *et al.*, 1993; Sifeddine *et al.*, 1995; 1996; Buillit *et al.*, 1997; Di-Giovanni *et al.*, 2000; Noël *et al.*, 2001; del Papa *et al.*, 2002; Jacob *et al.*,

2004, Carvalho *et al.*, 2006), enfocado a estudios de cambios paleoambientales. Los objetivos del presente capítulo son: (1) definir y describir los proxies de MO presentes en sedimentos fluvio-lacustres, tomando como ejemplo los sedimentos de la terraza de San Nicolás, registro del Paleolago Cauca, y (2) presentar y aproximar el significado paleoambiental de cada componente orgánico. Al final se presenta un diagrama sintético de la distribución de la MO en ambientes fluvio-lacustres.

2. Clasificación de la materia orgánica: descripción, origen y significado paleoambiental

La clasificación y nomenclatura de la MO ha sido objeto de discusión por varios autores, sin alcanzar un consenso aceptado (Batten, 1996). Una clasificación sintética es presentada en la Tabla 1. Esta es seguida de una descripción detallada de las partículas orgánicas, basada en su origen y principales características, e.g. color, forma y textura. El significado paleoambiental está basado en Tyson (1993, 1995), Batten (1996), Carvalho (2001), Mendonça Filho *et al.* (2002), Jacob *et al.* (2004), and Traverse (2007). Adicionalmente, ejemplos de cada tipo de componente orgánico son presentados en fotografías guía. Los ejemplos de MO son tomados del registro sedimentario de la terraza de San Nicolás, paleolago Cauca.

Tabla 1. Clasificación de la MO y principales divisiones (basado en Tyson, 1995; Batten, 1996; Carvalho, 2001; Mendonça Filho *et al.*, 2002).

Grupos de kerogeno	Subgrupos de kerogeno
Grupo MOA: Materia orgánica no estructurada (USTOM)	
Materia Orgánica Amorfa (MOA)	* Origen acuático (AOMA)
MOA gelificada	* Origen terrestre (AOMT)
Resinas y ámbar	
Bitumen sólido	
Materia Orgánica Estructurada (STOM)	
Grupo fitoclastos	
Translucidos	* Maderas estructuradas * Cutículas * Membranas * Hifas de hongos
Alterados	* Maderas alteradas (oscuras) * Material vegetal carbonizado (charcoal)
Gelificados	
Grupo zooclastos	
Palinomorfos	
Grupo esporomorfos	* Esporas * Granos de polen
Grupo zoomorfos	* Testas de foraminíferos * Escolecondontos
Grupo fitoplancton	* Acrítarcos * Quistes de dinoflagelados * Prasinophytes * Algas Clorococales
Materia Orgánica Retrabajada	

2.1. Materia orgánica no estructurada (USTOM)

La MO no estructurada (USTOM, por sus siglas en inglés), incluye toda la MO de apariencia amorfa, bacterias y algas, y detritos orgánicos químicamente alterados con poca o ninguna estructura celular. Es llamada también MO amorfogena, materia bituminosa, MO coloidal o MO floculada, entre otros.

2.1.1. *Materia orgánica amorfa* (Placa 3.1; a, b)

Descripción: La MOA no tiene forma definida claramente, de ahí que ocurre en masas (e.g. agregados o coágulos) o escamas, y puede estar finamente dispersa. Color: amarillo-naranja a rojo, naranja-café, gris. Textura: heterogénea con machas o motas

con inclusiones (e.g. palinomorfos, fitoclastos y/o piritita). Forma: irregular, hojuelas, pelotillas, grumos, o gránulos con bordes indistintos, redondeados, alargada/ovalada. La MOA de origen algal (e.g. Botryococcus) es fluorescente bajo luz UV.

Origen: Acuático, generalmente de bacterias, algas, plancton (AOMA, por sus siglas en inglés) o terrestre, proveniente de detritos orgánicos alterados de plantas (AOMT, por sus siglas en inglés).

Significado paleoambiental: Grandes cantidades de MO resultan de la combinación de altas tasas de preservación y ambientes de baja energía, i.e. ambientes lacustres-lagunares de agua dulce a salobre. Bajas cantidades de MOA resultan de bajas tasas de preservación.

2.1.2. *Materia orgánica amorfa gelificada* (Placa 3.1; c, d, e):

Descripción: La gelificación (partículas no estructuradas) hace referencia a la formación de geles húmicos amorfos. Color: naranja-café a rojizo hialino. Textura: homogénea. Forma: bordes redondeados, pelotillas, copos.

Origen: Terrestre, derivada de plantas superiores de bosques subtropicales a tropicales.

Significado paleoambiental: Ambientes pantanosos, capas de suelos húmicos, plantas degradadas, i.e. humificación o diagénesis aeróbica de detritos lignificados de plantas.

2.1.3. *Resinas y ámbar* (Placa 3.1; f y Placa 3.2; g):

Descripción: Partículas no estructuradas. Exudados derivados de células internas y vasos vasculares producto de cortes o daños de la superficie de plantas. Color: naranja-café a rojo hialino. Textura: homogénea. Forma: globular, fragmentos planos angulares, masas de burbujas, bloques con superficies fracturadas angulares o irregulares.

Origen: Comúnmente asociadas a coníferas. También producida por angiospermas

arborescentes, como Anacardiaceae, Burseraceae, Hamamelidaceae, Fabaceae-cesalpinoide, y Rubiaceae. Dependiendo de su origen, las resinas tienen nombres particulares, e.g. copal: Fabaceae. El ámbar hace referencia a resinas macroscópicas fósiles.

Significado paleoambiental: Mejor preservadas cuando se depositan en ambientes subacuáticos o saturados con agua como turbas. También en ambientes fluvio-lacustres modernos, deltas, estuarios y depósitos cercanos a costas marinas en asociación con detritos de plantas.

2.2. Materia orgánica estructurada (STOM)

La materia orgánica estructurada (STOM, por sus siglas en inglés) incluye toda clase de detritos leñosos, cutículas y otros detritos de plantas, i.e. fitoclastos estructurados que tiene organización celular visible, son considerados filamentos y tubos. También se incluyen restos o fragmentos de animales, i.e. zooclastos.

Los fitoclastos son usados generalmente para indicar acumulación en ambientes terrestres o inundaciones. Cuando las inundaciones cesan, los fitoclastos se acumulan en meandros, riveras, canales, en pantanos antiguos y ambientes deltaicos, posteriormente, el retorno de las inundaciones es la principal causa de depositación de grandes cantidades y dispersión amplia de detritos, de ahí que la preservación de fitoclastos probablemente refleja periodos o pulsos de inundación o turbiditas en aguas profundas.

2.2.1. *Fitoclastos translúcidos* (Placa 3.2; h, i, j):

Descripción: Incluye cutículas, membranas, fragmentos café, tubos, filamentos y pelos. Color: café claro, amarillo-verde hialino o transparente. Textura: translúcida. Forma: alongada, forma de astilla, hexagonal o poligonal en sección cruzada con estructura

celular interna, con o sin perforaciones, en algunos casos con estomas visibles.

Origen: derivados de tejidos ligno-celulósicos de plantas superiores terrestres u hongos con estructura celular preservada.

Significado paleoambiental: Inundaciones episódicas o acumulación en ambientes pantanosos.

2.2.2. Fitoclastos alterados (Placa 3.2; k, l y Placa 3.3; m):

Descripción: Los fitoclastos alterados se refieren a la mayor parte de los fitoclastos preservados en los sedimentos. Color: café oscuro con paredes o bordes gelificados o decolorados. Textura: heterogénea. Forma: alongada, forma de astilla, hexagonal o poligonal en sección cruzada con estructura celular interna alterada.

Origen: Derivados de tejidos ligno-celulósicos de plantas superiores terrestres u hongos, con destrucción de estructuras celulares progresiva.

Significado paleoambiental: Inundaciones episódicas o acumulación en ambientes pantanosos, con incremento en la degradación. La concentración de fitoclastos alterados aumenta de los sitios de producción a los de depósito.

2.2.2.1. Material vegetal carbonizado (charcoal) (Placa 3.3; n; ñ):

Descripción: El *charcoal* o la pirofusinita (análisis petrográfico), es el producto primario de la pirolisis de materia vegetal durante incendios forestales. Color: negro completamente opaco. Textura: homogénea. Forma: alongada, bordes angulares, apariencia de fitoclasto.

Origen: Derivado de tejidos ligno-celulósicos de plantas superiores terrestres u hongos con destrucción notoria de las estructuras celulares.

Significado paleoambiental: Alóctono, degradación subaérea. Fuegos de incendios forestales, transporte aéreo o por descarga fluvial.

2.2.3. *Fitoclastos gelificados* (Placa 3.3; o, p, q):

Descripción: Detritos vegetales gelatinosos, producidos durante el proceso de descomposición y degradación de tejidos de plantas, resultando en una estructura homogénea, i.e. formación de vitrinita (análisis petrográfico). Color: naranja-café hialino a ámbar. Textura: homogénea, gelatinosa. Forma: morfología de fitoclastos sin estructura interna, bordes definidos.

Origen: Derivados de tejidos ligno-celulósicos de plantas superiores terrestres u hongos, con destrucción progresiva de estructuras internas.

Significado paleoambiental: Inundaciones episódicas o acumulación en ambientes pantanosos. Suelos hidromórficos, turbas, ambientes acuáticos (diagénesis subacuática).

2.2.4. *Zooclastos*

Descripción: Partículas de animales. Color: translucido. Textura: homogénea.

Origen: fragmentos de artrópodos, e.g. exoesqueletos, cutículas, quelíceros.

Significado paleoambiental: Inundaciones episódicas o acumulación en ambientes pantanosos, con incremento de la degradación.

2.3. Palinomorfos

El grupo de los palinomorfos es el menos abundante de los tres grupos de MO, i.e. MOA, fitoclastos y palinomorfos, en sedimentos fluvio-lacustres. Por consiguiente, su ocurrencia está controlada por la presencia de MOA y por dilución de fitoclastos. Altos porcentajes de abundancias de palinomorfos, dominados por esporomorfos, sugieren proximidad de fuentes terrestres asociadas con ambientes oxigenados. Altos porcentajes de tétradas o poliades, i.e. agregados de granos de polen o esporas, sugieren corta

duración de transporte o depósito en ambientes cercanos a la costa o a la zona litoral, en ambientes acuáticos marinos y continentales, respectivamente.

2.3.1. *Esporas* (Placa 3.4; r, s):

Descripción: Forma triangular o circular, esporas triletes con lesura, i.e. Marca en forma de Y; monolotes, i.e. esporas con lesura simple. Ornamentación variada.

Origen: Palinomorfos terrestres producidos por pteridofitos y hongos.

2.3.2. *Polen* (Placa 3.4; t, u):

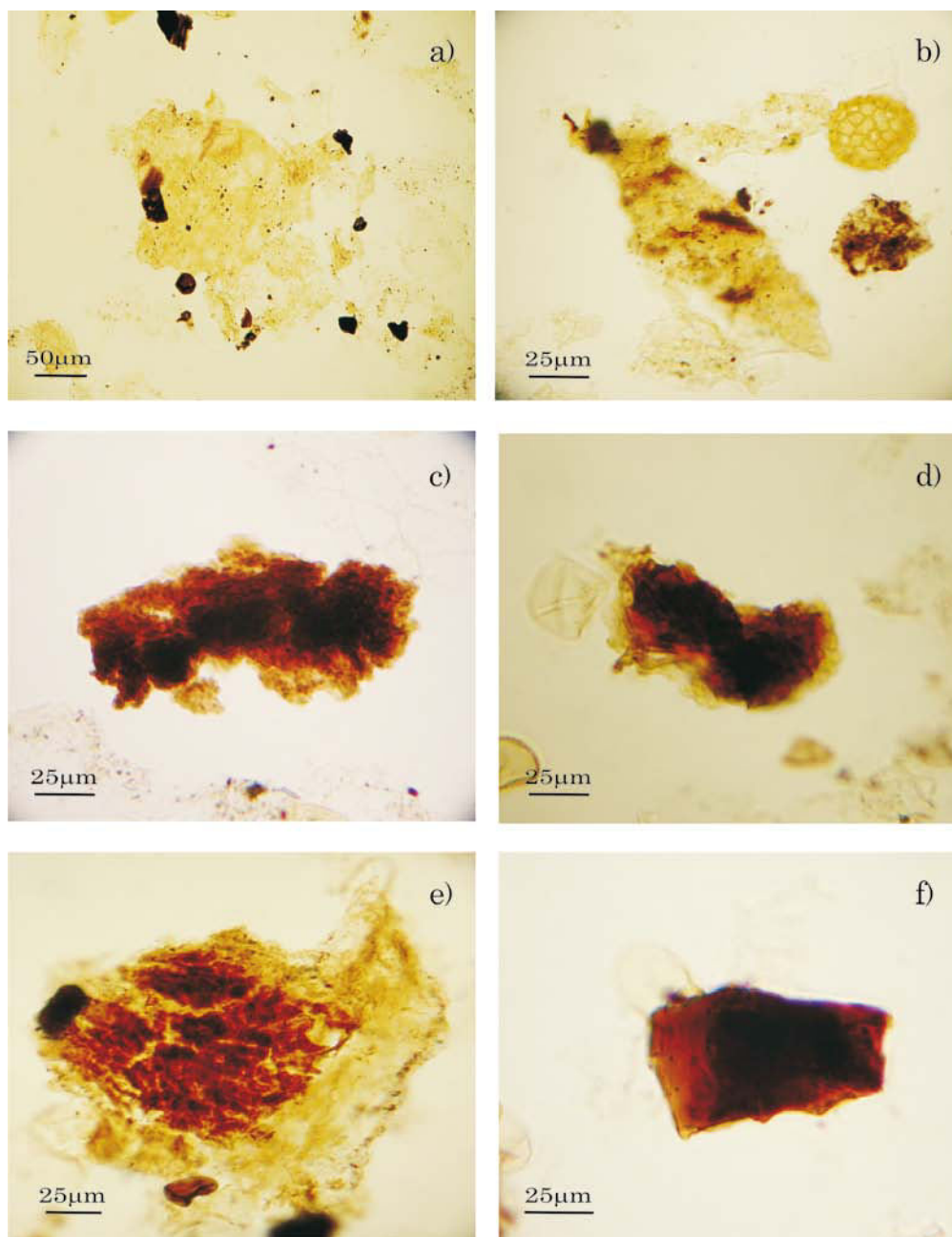
Descripción: Palinomorfos con morfología simple a compleja; usualmente, formas esféricas a sub-esféricas; con varios tipos de ornamentación, pueden tener aperturas, e.g. poros y colpos.

Origen: Palinomorfos terrestres producidos por gimnospermas y angiospermas.

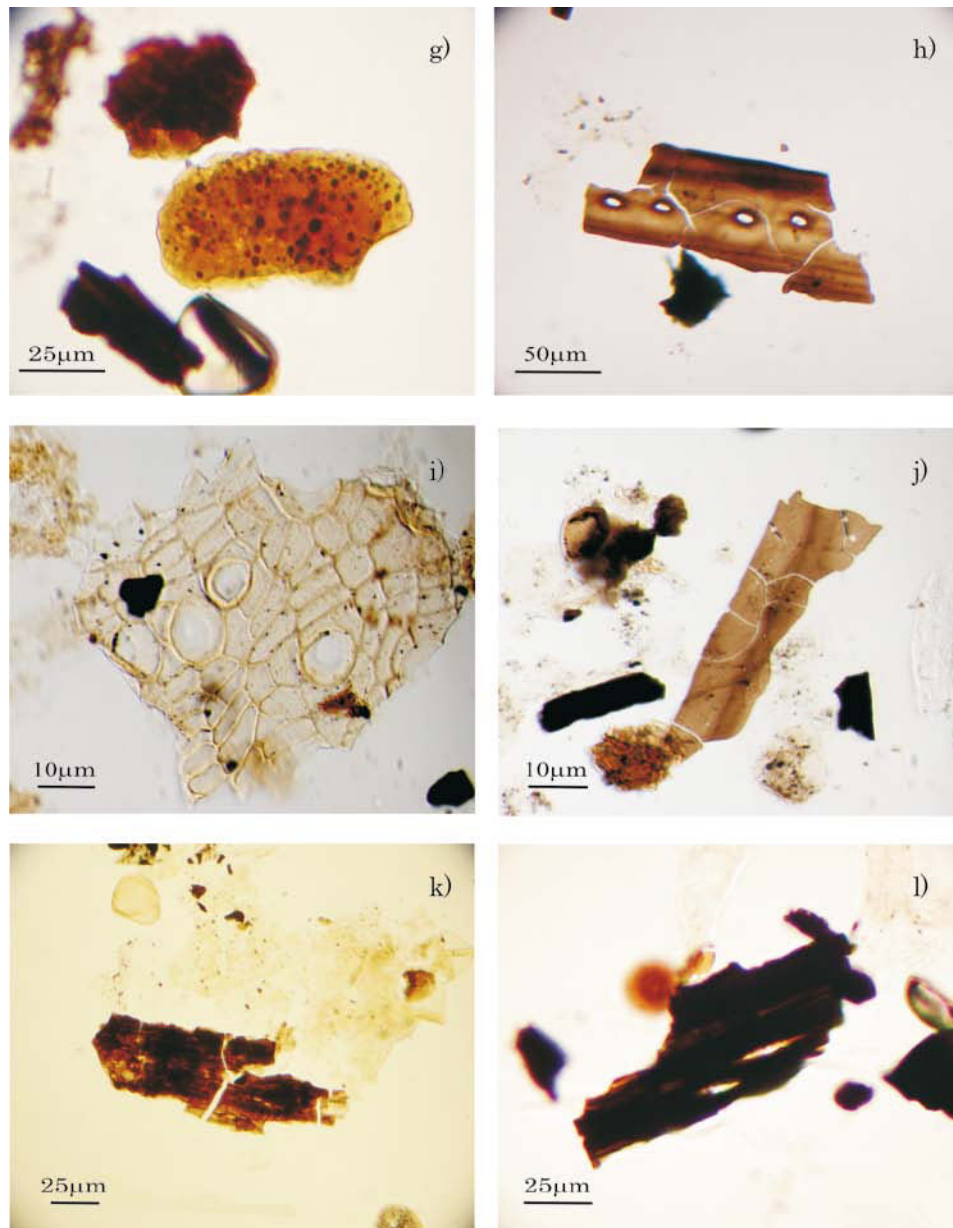
2.4. **Materia orgánica re TRABAJADA**

Palinomorfos re TRABAJADOS (Placa 3.4; v, w) pueden ser identificados fácilmente por su color diferente, i.e. madurez termal, edad y estado de preservación. En secuencias estratigráficas proveen la clave para la interpretación de las fuentes de sedimento.

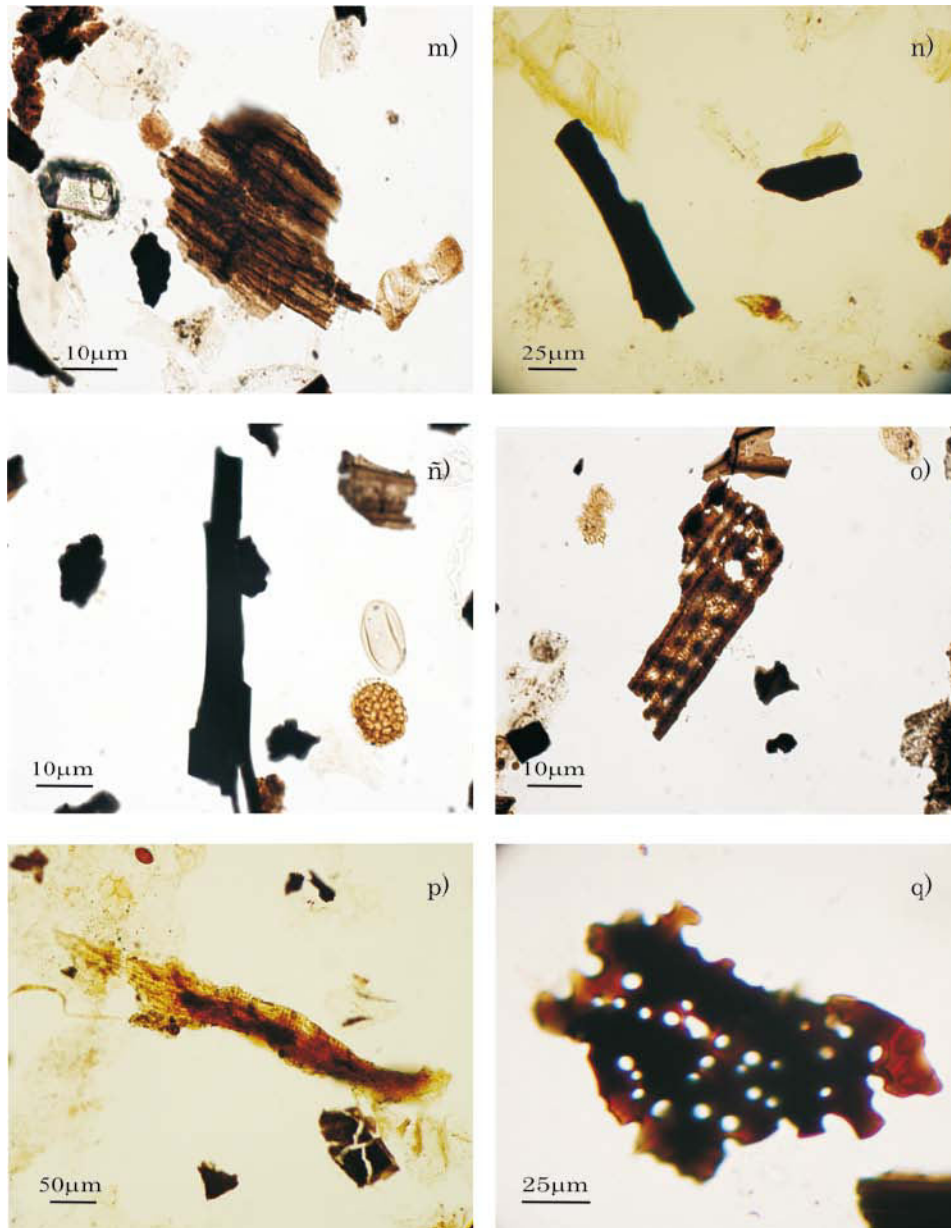
3. Planchas: Atlas de partículas orgánicas ejemplo de la terraza de San Nicolás



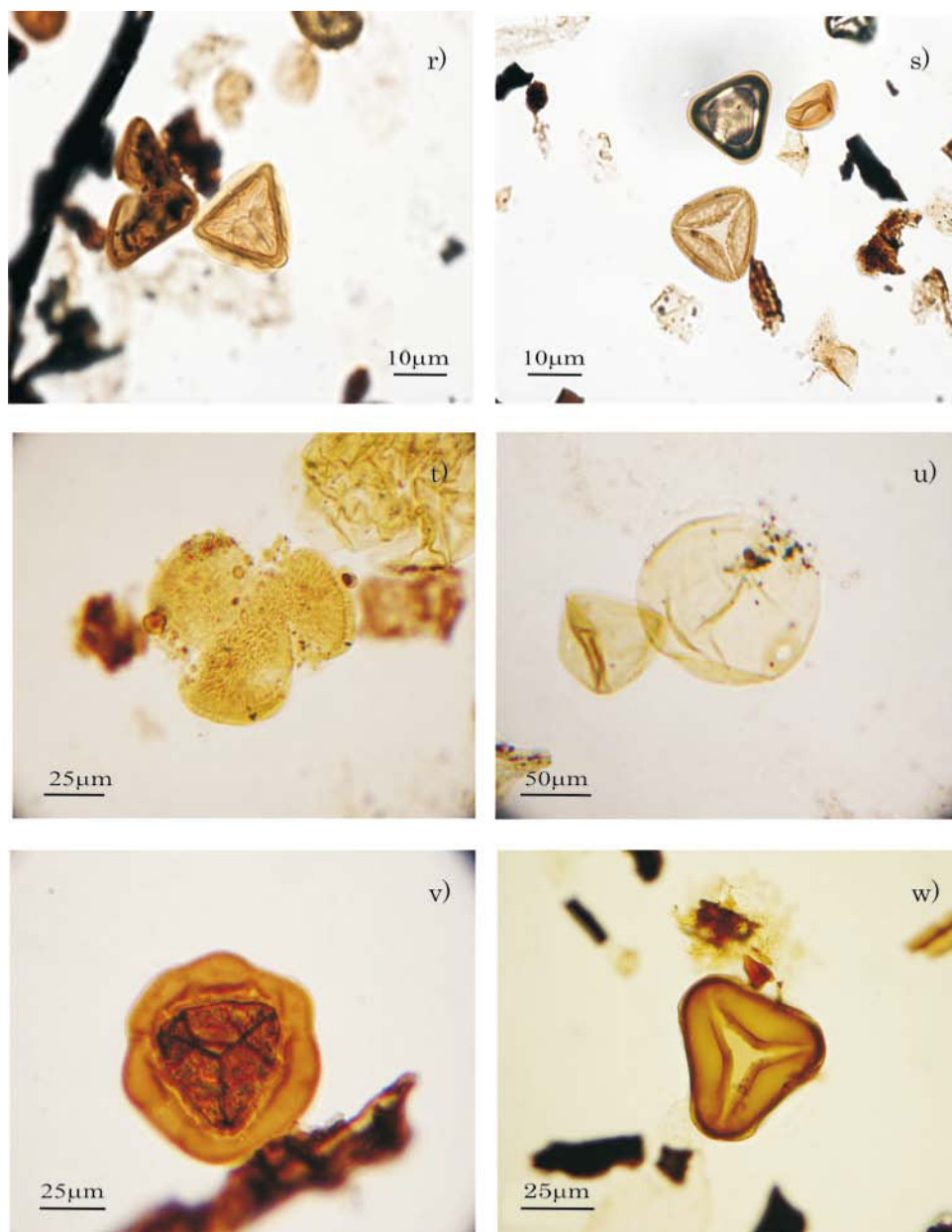
Plancha 3.1. Materia orgánica amorfa (a, b); materia orgánica amorfa gelificada (c, d, e); resina (f).



Plancha 3.2. Resina (g), fitoclastos translúcidos (h, i, j); fitoclastos alterados (k, l).



Plancha 3.3. Fitoclastos alterados (m); charcoal (n, ñ); fitoclastos gelificados (o, p, q).



Plancha 3.4. Esporas trilete (r, s); granos de polen (t, u); materia orgánica reabajada, e.g. esporas triletes (v, w)

2
CAPITULO

*Reconstrucción Paleoambiental de la Terraza
de San Nicolás en los Alrededores de Santa Fé
de Antioquia para los Últimos 6000 años, con
Base en Análisis de Palinofacies*

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology
299 (2011), 298-308.

Yuri C. García Castro
José Ignacio Martínez
María I. Vélez
Yusuke Yokoyama
Rick Battarbee
Fiore suter

Resumen

Un registro de ~15.5 m de sedimentos laminados de la terraza de San Nicolás fueron analizados palinológicamente. La sucesión sedimentaria comprende los últimos 6000 años. Los 7.5 m superiores presentan un modelo de edad tentativo. La composición de materia orgánica y diatomeas sugieren que la sedimentación se produjo en una cuenca lacustre con fuerte influencia fluvial. La señal paleoclimática reflejaría la dinámica de la precipitación, modulada por el fenómeno ENSO. Se discute aquí: (1) la ocurrencia de una señal paleoclimática regional, (2) la correspondencia aparente de la señal de San Nicolás con el registro de la laguna Pallcacocha, sugiriendo un incremento en la frecuencia del ENSO desde hace 4000 años y, (3) condiciones paleoclimáticas y área de influencia del ENSO, no análogas a las actuales.

Palabras clave: Materia orgánica, sucesión laminada, dinámica fluvial, fenómeno ENSO, señal paleoclimática regional.

Abstract

PALEOENVIRONMENTAL RECONSTRUCTION OF THE SAN NICOLAS TERRACE ON THE SANTA FE DE ANTIOQUIA AREA FOR THE LAST 6000 YEARS, BASED ON PALYNOFACIES ANALYSIS

The ~15.5 m laminated sedimentary record of the San Nicolás terrace was analyzed for its palynofacies content. The sedimentary succession comprises the last 6000 years. The lowermost 7.5 m present a tentative age model. The organic matter composition and diatom content suggest that sedimentation occurred in a lacustrine basin with a marked fluvial influence. The paleoclimatic signal would be indicative of the dynamics of precipitation modulated for the ENSO phenomenon. Herein we discuss: (1) the occurrence of the regional paleoclimatic signal, (2) the apparent correspondence between the San Nicolas and the Pallcacocha records, which suggest an increment in the ENSO frequency since 4000 years and, (3) paleoclimate conditions and an area of influence of the ENSO phenomenon which is no analogous to the present.

Key words: Organic matter, laminated succession, fluvial dynamics, ENSO phenomenon, paleoclimatic signal.

1. Introducción

1.1. Hidro-climatología del norte de Suramérica

La dinámica climática en el Neotrópico se encuentra modulada principalmente por el desplazamiento latitudinal de la ZCIT (Fig. 1a), que produce una banda zonal de lluvias al norte del ecuador (e.g. Chiang, 2009). Esta variación en escala de tiempo anual se relaciona con la influencia del “Chorro del Chocó”, i.e. Chorro del Occidente Colombiano (Poveda, 1998), junto con el fenómeno ENSO, la formación de sistemas convectivos de meso-escala (MSCC) y la Oscilación del Atlántico Norte (NAO). El fenómeno ENSO constituye la mayor fuente de variabilidad interanual sobre el clima global (e.g. Chiang, 2009). Sobre el Océano Pacífico, el “Chorro del Chocó”, produce la advección de altos niveles de humedad haciendo del litoral Pacífico una de las zonas más lluviosas del mundo (Mesa *et al.*, 1997) para luego cruzar la Cordillera Occidental a través del paso de Mistrató a 5°N y finalmente alcanzar el Valle del Cauca (Fig. 1a; Poveda & Mesa, 2000). Otro factor importante que controla el régimen climático sobre esta zona lo constituye la barrera orográfica que produce la pérdida de humedad en el litoral Pacífico y el costado occidental de la Cordillera Occidental, produciendo así un efecto local de “isla seca” en los valles interandinos, e.g. Valle del Río Cauca (Mesa *et al.*, 1997).

En general, la convergencia de los vientos alisios a lo largo de la ZCIT, la interacción con el Chorro del Chocó y el Chorro de San Andrés, controlan la formación de MSCC sobre el noroeste de Suramérica, modulando la precipitación, la descarga de los ríos y sedimentos (e.g. Poveda & Mesa, 1997; Restrepo & Kjerfve, 2000; Poveda *et al.*, 2006). Sobre el centro del país se presenta un régimen de lluvias bimodal (Fig. 1c), con dos estaciones lluviosas durante abril-mayo y octubre-noviembre, y dos temporadas secas de diciembre-febrero y junio-agosto, como resultado del doble paso de la ZCIT sobre el territorio. En lugares extremos el régimen es unimodal (Poveda, 2004).

Durante la fase cálida del fenómeno ENSO (i.e. El Niño), el Chorro del Chocó se debilita (Fig. 1b; Poveda & Mesa, 2000), produciendo, en general, una disminución de la precipitación en Colombia y por consiguiente una disminución en el caudal medio de los ríos, y una disminución de humedad que afecta la vegetación (Poveda & Jaramillo, 2000; Restrepo *et al.*, 2005). El balance negativo precipitación- evaporación (P-E), presenta un efecto inmediato y marcado sobre el occidente del país, i.e. costa Pacífica y el Valle del Cauca (Poveda & Mesa, 2000; Poveda *et al.*, 2006). Durante la fase fría (i.e. La Niña), el efecto climático es opuesto (Poveda & Jaramillo, 2000).

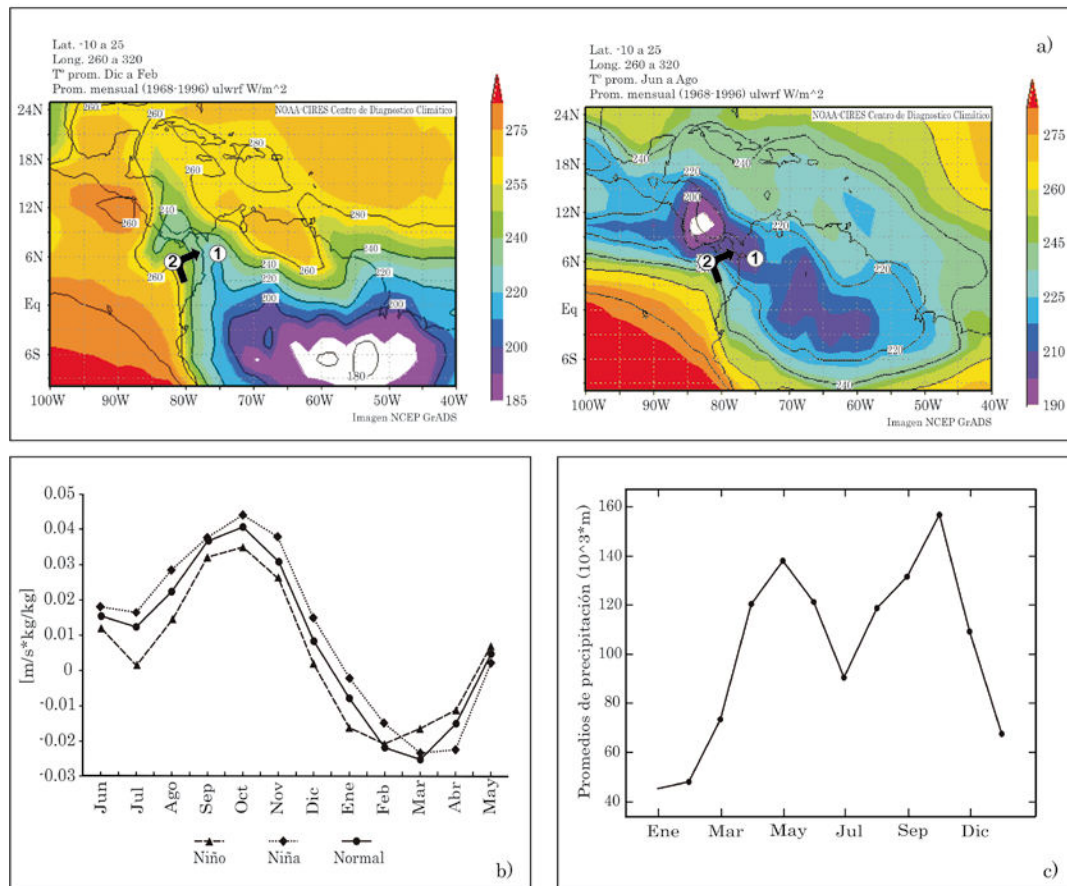


Figura 1. Esquema climático del norte de Suramérica. (a) Migración latitudinal de la ZCIT, representada por la radiación de longitud de onda emitida (OLR) en W/m^2 . Bajos valores indican convección y precipitación. (1) Localización del registro del Paleolago Cauca y (2) Entrada del “Chorro del Chocó” a $5^{\circ}N$ (adaptado de Poveda *et al.*, 2006). (b) Ciclo anual de los vientos de la corriente del “Chorro del Chocó” durante las fases del fenómeno ENSO (tomado de Poveda, 2001). (c) Registro anual de precipitación en la estación meteorológica de Liborina al norte de Santa Fé de Antioquia (Fuente: IDEAM, 2009).

El Río Cauca recorre ~1183 km a lo largo del Valle del Cauca, entre las cordilleras Central y Occidental. Actualmente el Río Cauca descarga ~2373 m³.s⁻¹ de agua y transporta ~49.1 m.año⁻¹ de sedimentos en suspensión colectados de una cuenca de 59615 km² (Restrepo *et al.*, 2005). El Río Cauca constituye un sistema de gran magnitud, con potencial aumento en los procesos de depositación en zonas susceptibles para almacenar sedimentos, i.e. lagos, ciénagas y planos inundables (Restrepo, 2005). Esta descarga de sedimentos se encuentra modulada por la bimodalidad de la precipitación que varía entre 2100 mm.a⁻¹ y <1500 mm.a⁻¹ durante las estaciones lluviosa y seca, respectivamente (Restrepo *et al.*, 2005).

1.2. Contexto geológico

La Cuenca de Santa Fé de Antioquia está localizada sobre el sistema de fallas Cauca Romeral, el cual es una sutura que atraviesa el país de sur a norte y marca el límite entre basamento continental al este, y oceánico acrecionado al oeste (RFS, Fig. 2b). En el norte de Colombia, este sistema se caracteriza por una cinemática a la vez inversa y de rumbo sinistral. En la zona de estudio, las fallas de este sistema están anastomosadas, lo que sugiere que la cuenca de Santa Fé de Antioquia es de tracción sinistral y estaría parcialmente rellena por depósitos fluvio-lacustres del Hológeno Tardío (Suter & Martínez, 2009; Figs. 2b y 2c).

Page y Mattsson (1981) en el estudio geomorfológico regional para el área de la Cuenca de Santa Fé de Antioquia reportan la existencia de al menos tres niveles de terrazas lacustres, i.e. Obregón, San Nicolás, y Olaya, consecutivas al represamiento del Río Cauca por mega-deslizamientos en el área del Guásimo cerca de Liborina. Las edades ¹⁴C para estas terrazas, obtenidas por Page & Mattsson (1981), son 3100, 1500 y 800

años BP, respectivamente. Recientemente, Suter & Martínez (2009) muestran que sus facies sedimentarias evolucionan desde depósitos de alta energía en el sur de la Cuenca, al pie de las fallas activas de La Sopetrana y Aurrá (Fig. 2b), a facies de baja energía en las Quebradas La Caimana y Las Flores, y en Sucre, donde se observan depósitos lacustres. La repartición de las distintas facies fluvio-lacustres parece estar controlada por la actividad tectónica, y el número de niveles de terrazas es muy variable según el lugar y por lo general es superior a tres (Fig. 2c; Suter & Martínez, 2009).

Los depósitos laminados de la Q. La Caimana, objeto de este estudio, yacen sobre un depósito de flujo de escombros, de superficie irregular, que termina en un paleosuelo datado por ^{14}C en ~ 20000 Cal años AP (Martínez *et al.*, 2007). Este depósito tiene un espesor de algunos metros o decenas de metros y yace en contacto estratigráfico sobre la Anfibolita de Sucre de edad Precámbrica (Mejía, 1983).

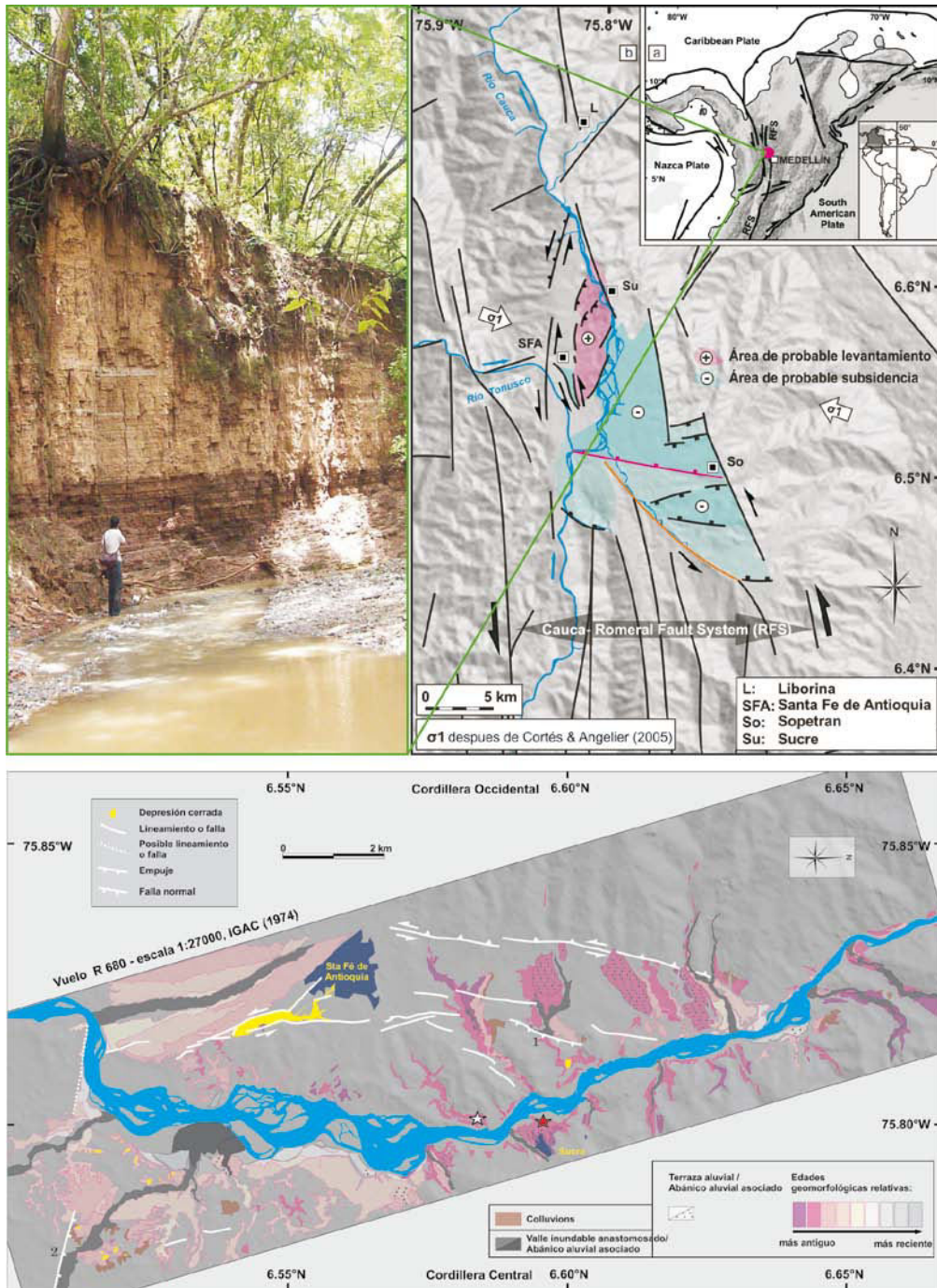


Figura 2. (a) Mapa de la localización del registro del Paleolago Cauca a 6.5°N. (b) Esquema neotectónico del Paleolago Cauca enmarcado por el sistema de fallas Cauca-Romeral (Suter & Martínez, 2009). Note las fallas de La Sopetrana (“rosa”), y Aurrá (“naranja”). (c) Mapa geomorfológico de la Cuenca de Santa Fé de Antioquia. Note la correlación tentativa de las terrazas fluviales de acuerdo con sus alturas relativas. Note la localización de las sucesiones de la Q. La Caimana (“estrella blanca”) y Sucre (“estrella roja”). 1) Empuje de la Guirnalda, 2) Falla normal de La Sopetrana.

1.3. ¿Por qué el Paleolago Cauca es importante para entender el cambio climático en el Neotrópico?

La sucesión sedimentaria laminada fluvio-lacustre del Paleolago Cauca (6.5°N, 75.5°W y 550 m.s.n.m.) se encuentra localizada en un valle interandino, en el sector de Santa Fé de Antioquia, Colombia (Fig. 2). Su localización es estratégica porque allí confluyen fenómenos climáticos de impacto global y regional, i.e. (1) la migración latitudinal de la ZCIT, (2) los fenómenos del ENSO y la NAO y, (3) el Chorro del Chocó (Martínez *et al.*, 2007). En décadas pasadas, modelamientos y estudios multi-indicadores han sugerido que la temperatura del aire y los regímenes de precipitación han presentado variaciones regionales significativas. Sin embargo, el conocimiento en el Neotrópico es aún incipiente (e.g. Kerr, 2001; Jones & Mann, 2004). Estudios de la variabilidad en el balance de humedad (P-E) son aún menos conocidos. El registro del Paleolago Cauca ofrece la oportunidad de reconstruir la evolución de las variaciones estacionales de precipitación y sequía en la zona tropical para los últimos seis milenios. A escalas centenarias a mileniales el forzamiento solar (i.e. precesión) a 6.5°N, durante el verano del hemisferio norte, cuando la ZCIT está en su posición más septentrional, resulta en condiciones húmedas, mientras que durante el forzamiento de invierno, cuando la ZCIT se encuentra en su posición más austral, resulta en condiciones secas (e.g. Clement *et al.*, 1999).

El análisis de palinofacies, i.e. análisis de la fracción microscópica del contenido orgánico (Combaz, 1964), permite determinar los constituyentes de la materia orgánica (MO) acumulada en los sedimentos, e identificar sus posibles fuentes, constituyéndose así en una importante herramienta paleoecológica para interpretaciones paleoambientales (e.g. Tyson, 1993; Sebag *et al.*, 2006; Traverse, 2007). Esta metodología ha sido usada en reconstrucciones paleoclimáticas a partir de sucesiones sedimentarias lacustres (e.g. Sifeddine *et al.*, 1995; 1996; Buillit *et al.*, 1997; Noël *et al.*, 2001; del Papa *et al.*, 2002;

Jacob *et al.*, 2004, Carvalho *et al.*, 2006). En el Neotrópico los estudios paleoclimáticos han sido basados tradicionalmente en reconstrucciones de vegetación usando polen y esporas, diatomeas y otros indicadores (e.g. Hooghiemstra, 1984; Berrio *et al.*, 2000; Vélez *et al.*, 2005; Gonzalez *et al.*, 2006; Torres, 2006).

En los sedimentos laminados de la terraza de San Nicolás que afloran en la Q. La Caimana, sector de Santa Fé de Antioquía (Colombia), la sucesión sedimentaria contiene láminas con alto contenido de materia orgánica (lodos gris oscuros), alternando con láminas con alto contenido mineral (limos a arenas de grano fino amarillas-crema claras) que son interpretadas como el producto de sedimentación lacustre (léntica) y periodos de descarga del río (lótica), respectivamente. Nosotros abordamos la reconstrucción paleoambiental de la terraza de San Nicolás basados en el análisis de palinofacies, reconstruyendo periodos de precipitación y sequía, cambios en la fase depositacional de lacustre a fluvial, e historia de incendios forestales regionales. Este estudio está basado en el presupuesto que la laminación y sedimentación de MO presente en el registro sedimentario, está controlada por periodos climáticos estacionales de precipitación y sequía. Esta alternancia de periodos secos y lluviosos modularía la composición de la MO, resultando en palinofacies lacustres durante los periodos de menor precipitación y palinofacies de influencia fluvial, i.e. fluvio-lacustre, en periodos de alta precipitación o pulsos de descarga.

2. Métodos

2.1. Cronología y muestreo

La cronología de la terraza de San Nicolás, está basada en 11 muestras de sedimento total para análisis de radiocarbono (^{14}C) por el método de accelerator mass spectrometry (AMS ^{14}C). Los análisis fueron realizados en el Laboratorio de la Universidad de Tokio,

por el Dr. Yusuke Yokoyama. Posteriormente, las edades ^{14}C fueron calibradas a edades calendario usando el programa CALIB ^{14}C version 5.0.2 (Stuiver *et al.*, 2005). En la presente tesis, todas las dataciones están referidas a edades calendario antes del presente (Cal AP).

La sucesión sedimentaria objeto de este estudio fue recuperada a lo largo de la Q. La Caimana, con el método de canaleta (*box sampling*; Mangili *et al.*, 2005) Un total de 46 canaletas fueron recobradas (15.5 m), y luego transportadas al laboratorio de Paleontología de la Universidad EAFIT, donde fueron refrigeradas a 4°C para detener el proceso de oxidación y degradación de la fracción orgánica. En el laboratorio, 15 g de muestra fueron tomados cada 8 cm, para un total de 194 muestras que fueron analizadas palinológicamente. 10 g fueron preparados para análisis palinológicos y 5 g para análisis de diatomeas. Las placas palinológicas fueron preparadas en el Laboratorio Paleoflora S.A. usando técnicas de procesamiento palinológico estándar (Faegri & Iversen, 1989), incluyendo digestión con ácido clorhídrico (10%) y ácido fluorhídrico (30%) para remover carbonatos y silicatos, respectivamente. Posteriormente se recobró la fracción orgánica por separación gravitacional con ZnCl_2 (D ~ 2.2 g/ml). En adición a la determinación de abundancias porcentuales (sistema estadístico cerrado) se determinaron concentraciones totales. Las concentraciones de polen y carbón vegetal (*charcoal*) fueron calculadas adicionando tabletas de *Lycopodium* a cada muestra (Stockmarr, 1971; Fig. 3). Cada tableta de *Lycopodium* contiene un número estandarizado de esporas, para el caso 18584 esporas/tableta. La relación entre el número de esporas contadas (EC) en cada placa y el añadido al sedimento de cada muestra para su preparación (ES), es igual a la existente entre el polen contado en cada placa (PC) y el total contenido en toda la muestra (PS). Para hallar las concentraciones de *charcoal*, se reemplazaron los conteos de polen por los de *charcoal*.

$$\underbrace{\text{Polen total en la muestra}}_{(PS)} = \underbrace{\text{polen contado}}_{(PC)} * \underbrace{18,584}_{(ES)} / \underbrace{\text{lycopodium contado en cada placa}}_{(EC)}$$

Figura 3. Fórmula para el cálculo de las concentraciones de polen y *charcoal* presentes en el sedimento total de cada muestra

Las placas de esta tesis forman parte de la colección palinológica del Laboratorio de Paleontología del Departamento de Geología, de la Universidad EAFIT, y están archivadas bajo el número de colección YC-001 a YC-194.

2.2. Palinofacies y análisis de material vegetal carbonizado (*charcoal*)


Una palinofacies describe una asociación particular de material palinológico, i.e. palinodetritos y palinomorfos presentes en el sedimento. Esta asociación es definida por el origen biológico, sedimentológico y geológico de las partículas orgánicas (Traverse, 2007). En este estudio, tres categorías de MO fueron analizadas: (1) Palinomorfos, i.e. polen y esporas, (2) Detritos ligno-celulósicos o fitoclastos, i.e. preservados: translúcidos (D-Lc. Tr); transformados: alterados (D-Lc. Al) y gelificados (D-Lc. Gel), y (3) Partículas amorfas: MO amorfa (MOA) y MO gelificada (MOA-G; Tabla 1). Se contaron, aproximadamente 500 partículas de MO por muestra, siguiendo procedimientos estándar (e.g. Tyson, 1995). La clasificación para la MO utilizada está basada en Tyson (1995), mientras que la interpretación del origen y ambiente depositacional está basada en Tyson (1993, 1995), Batten (1996), Mendonça et al. (2002), Jacob et al. (2004) y Traverse (2007).

El contenido de “micro-*charcoal*”, i.e. fracción entre 10 y 200 μm , fue utilizado como indicador de incendios regionales (Tinner et al., 1998). Se contaron 200 partículas

por muestra entre *charcoal* y *Lycopodium*, para obtener la concentración de *charcoal* (Fig. 3; Fisinger & Tinner, 2005). Para la determinación del *charcoal*, solo se tuvieron en cuenta aquellas partículas que bajo el microscopio son de color negro completamente opaco, con bordes angulosos (cf. Clark, 1988). Se descartó la presencia de silicatos que pudieran confundirse con *charcoal*, dada la digestión con HF a la que se sometieron las muestras.

Para la determinación de la zonificación bioestratigráfica, los conteos de MO fueron transformados a abundancias relativas, i.e. porcentajes. La zonificación se determinó con base en análisis de agrupamiento jerárquico con constricción estratigráfica CONISS (Grimm, 1998), el cual agrupa muestras adyacentes estratigráficamente y con composición similar, por el método de suma incrementada de cuadrados. Adicionalmente, se realizó un análisis de correspondencia canónica (DCA), incluyendo la concentración de *charcoal*, para complementar los resultados obtenidos con el análisis CONISS. Posteriormente, se caracterizaron las palinofacies correspondientes para cada zona bioestratigráfica, con base en la naturaleza y origen de MO.

Tabla 1. Principales clases de MO identificadas en el análisis de palinofacies de la terraza de San Nicolás (adaptado de Jacob *et al.*, 2004).

Tipo de materia orgánica	Materia Orgánica Amorfa	MOA gelificada	Detritos ligno-celulósicos translúcidos	Detritos ligno-celulósicos alterados	Detritos ligno-celulósicos gelificados	Detritos ligno-celulósicos carbonizados
Abreviatura	MOA	MOA-Gel	D-Lc. Tr	D-Lc. Al	D-Lc. Gel	Charcoal
Ilustración						
Descripción	Bordes difusos	Bordes definidos	Estructuras vasculares presentes	Destrucción progresiva de estructuras vasculares	Morfología de fitoclasto	*Negro y completamente opaco *Bordes y forma angular *+/- bioestructurado
Características	Textura heterogénea	Textura homogénea	Textura translúcida	Textura heterogénea	Textura homogénea	Textura homogénea
Origen	*Bacterias *Detritos de plantas sumergidas o emergentes	Plantas superiores terrestres	Plantas superiores terrestres	Plantas superiores terrestres	Plantas superiores terrestres	Plantas superiores terrestres
Ambiente depositacional	Lacustre	*Pantanosos *Procesos diagénicos	*Pantanos *Incremento en la degradación	*Pantanos *Incremento en la degradación	*Pantanos *Incremento en la degradación *Diagénesis subacuática	*Alóctona *Degradación aérea *MO fósil

Para la interpretación paleoambiental se usaron los marcadores ópticos según la caracterización de Sebag *et al.* (2006; 2006b), así: (1) El contenido de materia orgánica amorfa (MOA) se incrementa desde los ambientes terrestres a los ambientes fluvio-lacustres y lacustres, (2) la relación fitoclastos preservados/transformados se reduce con la degradación, (3) valores altos de fitoclastos alterados son propios de ambientes fluviales, mientras que valores bajos son propios de ambientes pantanosos y, (4) valores bajos de la relación fitoclastos gelificados/MOA gelificada ocurren en sitios con material re TRABAJADO proveniente de suelos, mientras que valores altos ocurren en áreas donde detritos de plantas frescas se depositan en la cuenca. Finalmente, la relación MOA/fitoclastos alterados se usó para cuantificar la dilución de la MOA acuática por entrada de MO de origen terrestre e inferir condiciones paleoclimáticas. Así, valores bajos sugerirían periodos de mayor aporte alóctono de origen fluvial, mientras que valores altos sugerirían periodos de mayor aumento de MOA en un ambiente lacustre. Los diagramas ternarios para los diferentes índices fueron elaborados con el programa PAST (Hammer, 2009).

3. Resultados

3.1. Cronología y sucesión estratigráfica de la Q. La Camaina

Las edades radiocarbono obtenidas para la sucesión sedimentaria de la terraza de San Nicolás evidencian dos grupos de datos cuyas tendencias cronológicas se pueden agrupar en “jóvenes” y “antiguas” (Tabla 2; Fig. 4). Para este estudio, se tomó como modelo de edad la tendencia con más puntos de datación, correspondiente al grupo de edades más jóvenes (Fig. 4). De aquí, que el modelo de edades más antiguas son atribuidas a retrabajamiento de MO, proveniente posiblemente de un nivel de terrazas infrayacente, e.g. terraza de Obregon (Page & Mattsson, 1981). Esta interpretación es apoyada por la composición de la MO para las muestras retrabajadas que porcentualmente tienen una tendencia a un aumento en el contenido de fitoclastos alterados.

El modelo de edad tomado registra el período entre ~6000 y ~2700 años calibrados antes del presente (Cal AP), representado en los 8 m inferiores de la sucesión. Dicho intervalo presenta un quiebre en la velocidad de sedimentación a los 2 m, i.e. ~3000 años AP. Los 7.5 m superiores no presentan control cronológico debido a la ausencia de MO óptima para datación por ^{14}C . Sin embargo, dataciones por el método de IRSL/OSL (*Infra Red Stimulated Luminescence*), están en proceso de ser obtenidas para corroborar la cronología de toda la sucesión. Teniendo en cuenta la falta de control cronológico para los últimos 8 m de la sucesión, i.e. intervalo entre 815 y 1550 cm, se sugiere una cronología aproximada que se obtuvo por extrapolación de la tendencia del segundo segmento de los primeros 8 m. Infiriendo así, una edad del orden de los cientos de años AP para el tope de la sucesión. La velocidad de sedimentación, i.e. profundidad/tiempo, a lo largo de la sucesión varía de la siguiente manera: (1) Intervalo 25-338 cm = ~104 cm/ka, (2) Intervalo 338-815 cm = ~377 cm/ka, (3) Intervalo entre 815-1550 cm = ~444 cm/ka.

Tabla 2. Edades radiocarbono (AMS¹⁴C) y calibradas (AP) para la sucesión sedimentaria de la terraza de San Nicolás en la Q. La Caimana.

Muestra	cm sobre el paleosuelo	Edad AMS ¹⁴ C	Edad AP Cal. (2σ)	Age BC/AD
LC -12	1384	4000 ± 50	4467 ± 121	2518 ± 121
LC -11	1000	2695 ± 195	2807 ± 462	858 ± 462
LC -10	815	1945 ± 130	1863 ± 297	285 ± 297
LC -09	684	2985 ± 45	3165 ± 107	1216 ± 107
LC -08	571	2395 ± 103	2441 ± 98	492 ± 103
LC -07	459	3765 ± 50	4136 ± 287	2187 ± 159
LC -06	443	2435 ± 45	2451 ± 98	502 ± 98
LC -05	338	2970 ± 35	3128 ± 287	1179 ± 287
LC -04	245	2965 ± 50	3121 ± 147	1172 ± 146
LC -03	140	5705 ± 110	6515 ± 220	4567 ± 220
LC -01	25	5235 ± 50	6018 ± 106	4069 ± 106

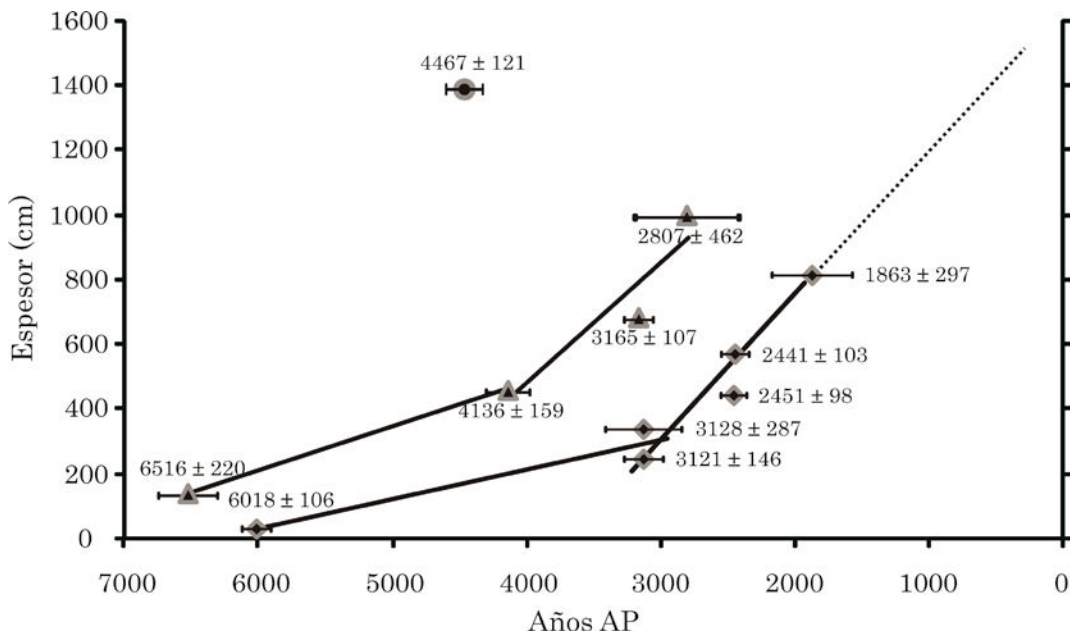


Figura 4. Modelo de edad de los primeros 8 m de la sucesión sedimentaria de la terraza de San Nicolás en la Q. La Caimana. El control temporal está basado en dataciones AMS¹⁴C calibradas a años calendario AP. Las barras en cada punto corresponden al margen de error de cada edad (Tabla 2). La línea punteada comprende el segmento de la sucesión para el cual se extrapoló la cronología. Note la tendencia paralela de los dos grupos de edades, i.e. “jóvenes” (rombos) y “antiguas” (triángulos).

Una descripción generalizada de los sedimentos, fue tomada en cuenta para complementar el análisis de palinofacies (Fig. 5).

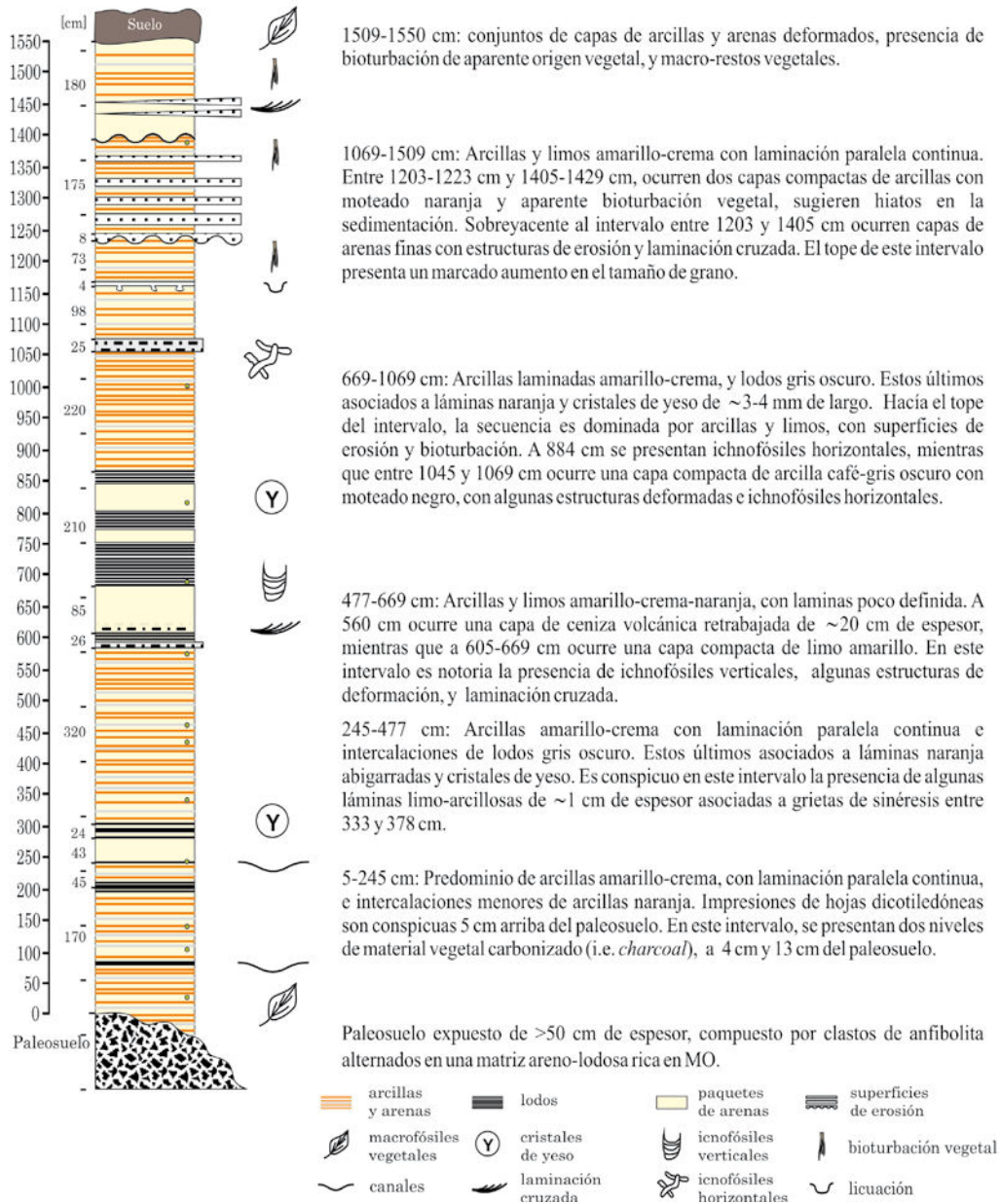


Figura 5. Columna estratigráfica generalizada de la terraza de San Nicolás en la Q. La Caimana (afloramiento 6). De izquierda a derecha: Escala de espesor, espesor de cada paquete litológico, litología, principales estructuras sedimentarias y de bioturbación, y descripción generalizada.

3.2. Palinofacies y zonificación de la MO de la sucesión de la terraza de San Nicolás

A partir del análisis de agrupamiento CONISS, es posible reconocer seis zonas bioestratigráficas, nombradas A6-1 a A6-6, basadas en el contenido de MO (Figs. 6 y 7). Esta zonificación es análoga a los intervalos definidos estratigráficamente (Figs. 5 y 6). La composición promedio de la MO, de cada zona es presentada como porcentajes de abundancia de cada constituyente orgánico en la Fig. 6. De otro lado el recobro de diatomeas fue bajo, por lo cual sólo se tomó en cuenta la presencia cualitativa de las especies predominantes (Fig. 8). De base a techo, iniciando 5 cm sobre el paleosuelo, las zonas bioestratigráficas se caracterizan a continuación.

3.2.1. Zona A6-1 (5-213 cm; ~6054-3986 Cal años AP; Figs. 7a y 9a). Esta zona está dominada por fitoclastos gelificados (~20%), translúcidos (~18%), polen (~18%) y esporas de pteridofitos (~16.6%). Por otro lado, la MOA gelificada (~14%), y fitoclastos alterados (~10%), se presentan en abundancias moderadas. A lo largo de toda la zona, se mantienen valores bajos de la MOA (~4.4%), esporas de hongos (~1%) y poliades (~0.1%). El contenido de *charcoal* en esta zona oscila marcadamente con un promedio de 96471 partículas/gramo (pt/g; Fig. 10). No se recuperaron diatomeas en este intervalo. Es notoria la presencia de impresiones y macro-restos de hojas. No se registro la presencia de diatomeas en esta zona.

3.2.2. Zona A6-2 (213-477 cm; ~3986-2613 Cal años AP; Figs. 7b y 9b). La zona A6-2 se caracteriza por un incremento en la abundancia de fitoclastos alterados (~26.5%) y gelificados (~23%). Las abundancias de fitoclastos translúcidos (~15%), disminuyen moderadamente, mientras que se presenta una disminución marcada en las abundancias

de polen (~11.5%), esporas de pteridofitos (~9%) y MOA gelificada (~9%). La MOA presenta un ligero aumento (~6%), con un pico máximo de 25% hacia el tope. Esporas de hongos (~0.6%) y poliades (~0.09%) se presentan en valores bajos. La concentración de *charcoal* disminuye a ~73516 pt/g (Fig. 10). No se recuperaron diatomeas en este intervalo.

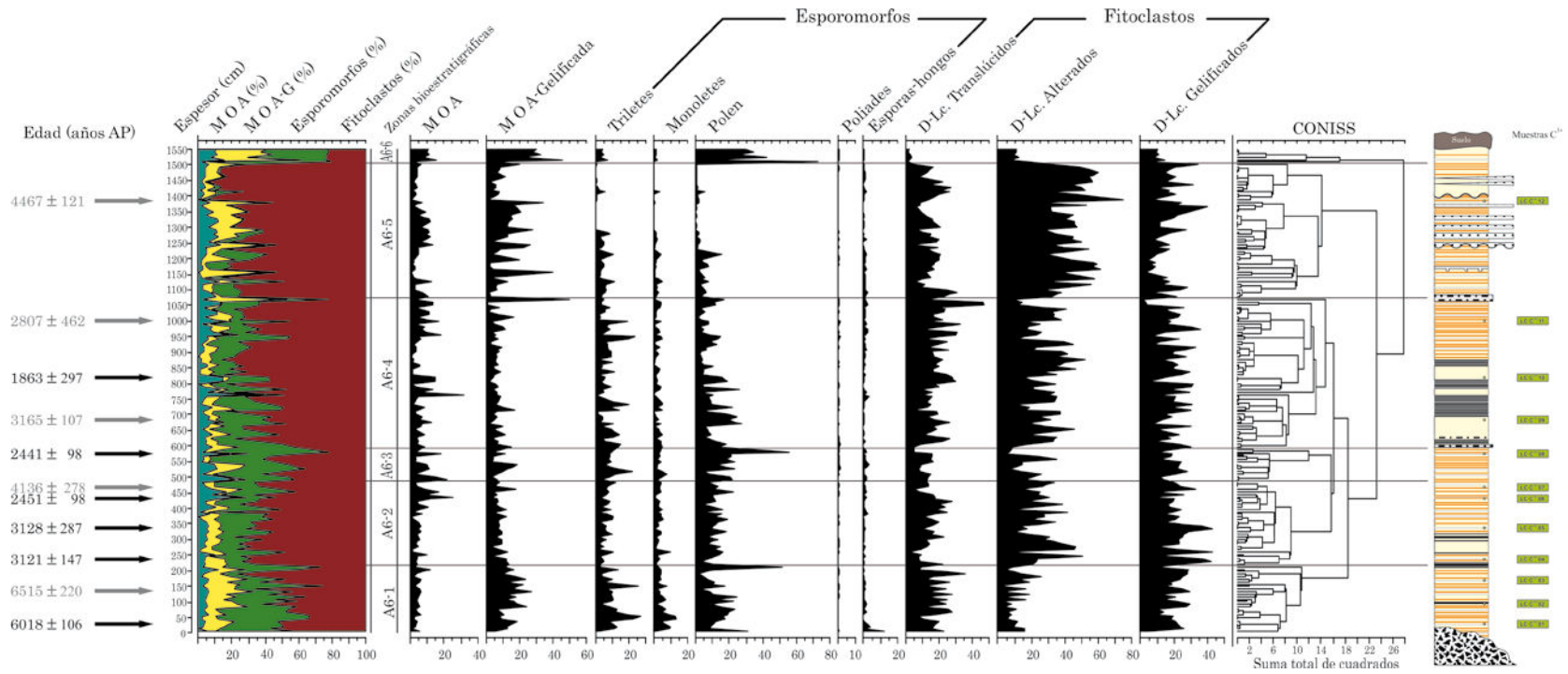


Figura 6. Diagrama porcentual de MO de la sucesión de la Terraza de San Nicolás, Q. La Caimana, Paleolago Cauca. De izquierda a derecha: Edad en años AP (en gris, edades atribuidas a retrabajamiento), espesor, principales grupos de MO, zonas bioestratigráficas, porcentajes individuales de MO, dendrograma del agrupamiento CONISS, y columna estratigráfica generaliza.

3.2.3. Zona A6-3 (477-589 cm; ~2613-2355 Cal años AP; Figs. 7c y 9c). Esta zona está definida por un notorio aumento en los porcentajes de abundancia de polen (~20%) y esporas de pteridofitos (~14%), mientras que disminuyen las abundancias de fitoclastos alterados (~16.5%), translúcidos (~11.8%) y gelificados (~19%). Las abundancias de la MOA gelificada se mantienen constantes (~8.4%), mientras que valores de la MOA se incrementan a ~8.5%. Poliades y esporas de hongos ocurren como trazas, i.e. 0.3% y 1%, respectivamente. En esta zona, la concentración de *charcoal* disminuye notablemente a ~32118 pt/g (Fig. 10). Se recuperó una muestra con diatomeas a 536 cm, compuesta por *Fragilaria nanana*, *Aulacoseira granulata*, *Synedra ulna* y *Cyclotella stelligera*.

3.2.4. Zona A6-4 (589-1069 cm; ~2355-1252? Cal años AP; Figs. 7d y 9d). Esta zona presenta un aumento marcado en las abundancias de fitoclastos translúcidos (~19%) y alterados (~27.8%). Los valores de polen disminuyen de base a tope con ~9.5%, mientras que abundancias de esporas de pteridofitos se mantienen a lo largo de toda la zona con ~7%. La MOA presenta variaciones marcadas en los porcentajes de abundancia, oscilando entre 0.76% y 32%, con un ~6.5%, mientras que la MOA gelificada disminuye a ~7%. Poliades (~0.1%) y esporas de hongos (~0.7%) ocurren como trazas. Los valores de *charcoal* presentan una concentración de ~44445 pt/g con oscilaciones marcadas y una tendencia a disminuir hacia el tope (Fig. 10). Entre los 693 y 853 cm se recuperaron diatomeas, las muestras están dominadas por *Nitzschia amphibia*.

3.2.5. Zona A6-5 (1069-1509 cm; ~1252?-241? Cal años AP; Figs. 7e y 9e). Esta zona se encuentra definida por un incremento marcado en la abundancia de fitoclastos alterados (~44.6%) y MOA gelificada (~11%), mientras que las abundancias de

fitoclastos translúcidos disminuye notoriamente a ~15%. Polen (~3.8%) y pteridofitos (~3.9%) disminuyen a valores cercanos a 0.3% hacia el tope de la zona. El contenido de MOA disminuye a ~5.3%, y poliades y esporas de hongos son escasas, i.e. ~0.041% y ~0.6%, respectivamente. Esta zona presenta una concentración de *charcoal* de ~23578 pt/g, con dos intervalos marcados y una disminución notable hacia la mitad de la zona (Fig. 10). A los 1165, 1384 y 1432 cm se recuperaron diatomeas, entre las que se destacan: *Navicula confervaceae*, *Aulacoseira granulata* (con *Cyclotella stelligera*), *Diademsia confervacea* y *Fragilaria capuccina* (con *Synedra ulna* y *Coccoenias aff. pediculus*), respectivamente.

3.2.6. Zona A6-6 (1509-1550 cm; ~241?-149? Cal años AP; Figs. 7f y 9f). La zona A6-6 es definida por una disminución marcada en las abundancias de fitoclastos translúcidos (~2.5%), alterados (~10%) y gelificados (~10.6%). Los porcentajes de polen (~27%), MOA gelificada (~31.7%) y AOM (~10%) se incrementan notablemente. La abundancia de esporas de pteridofitos aumenta a ~6%. Poliades y esporas de hongos presentan valores de ~0.2%. La concentración de *charcoal* es de ~2545 pt/g (Fig. 10). No hay análisis de diatomeas disponible.

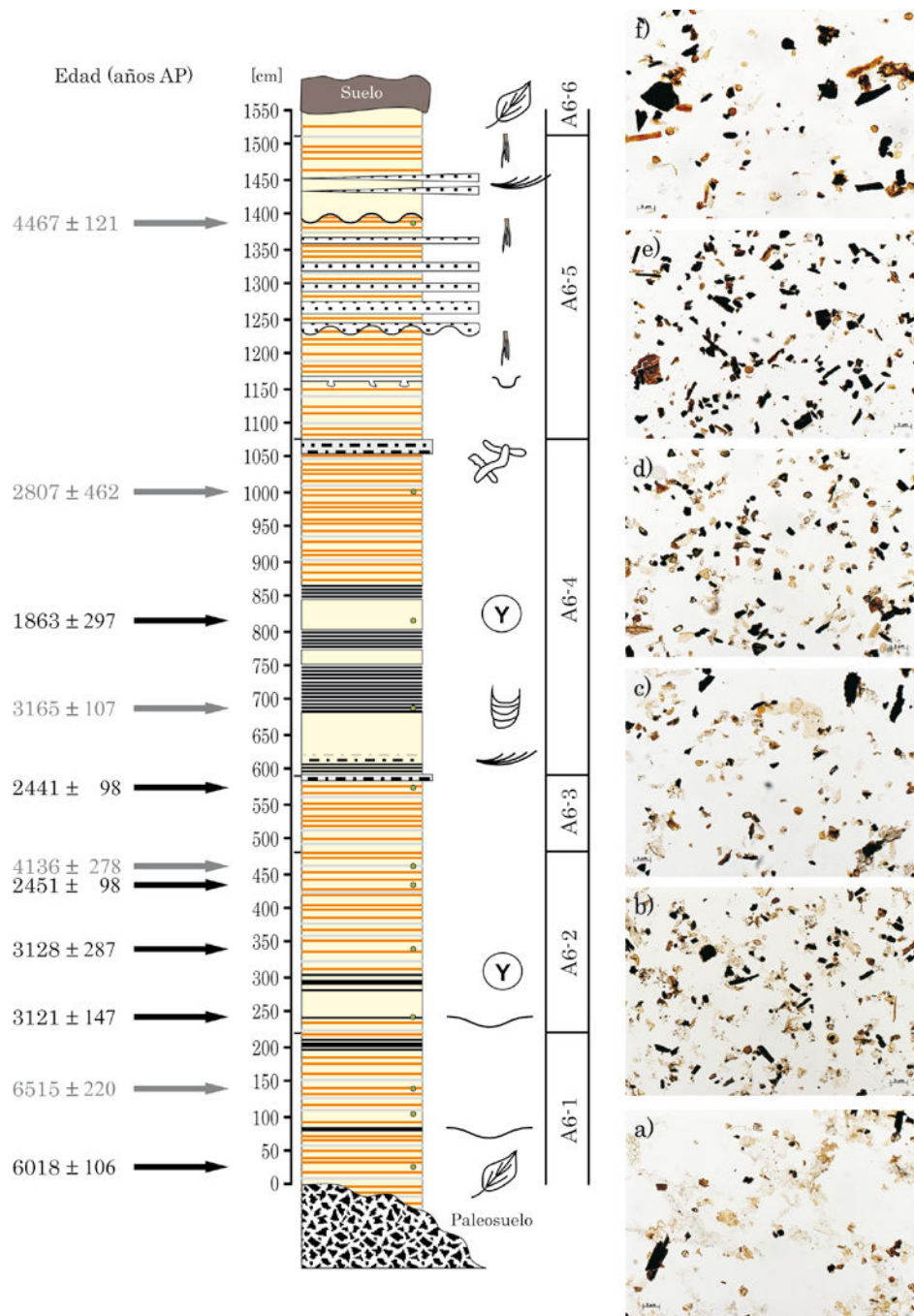


Figura 7. Zonificación bioestratigráfica y palinofacies de la sucesión de la Terraza de San Nicolás, Q. La Caimana. De izquierda a derecha: Edad en años AP (en gris, edades atribuidas a retrabajamiento), escala de espesor, litología, estructuras sedimentarias, zonas bioestratigráficas y palinofacies (las fotos corresponden a una muestra dentro de cada zona). Note el cambio marcado en la composición de la MO. a) Zona A6-1: 5-213 cm, b) Zona A6-2: 213-477 cm, c) Zona A6-3: 477-589 cm, d) Zona A6-4: 589-1069 cm, e) Zona A6-5: 1069-1509 cm, y f) Zona A6-6: 1509-1550 cm.

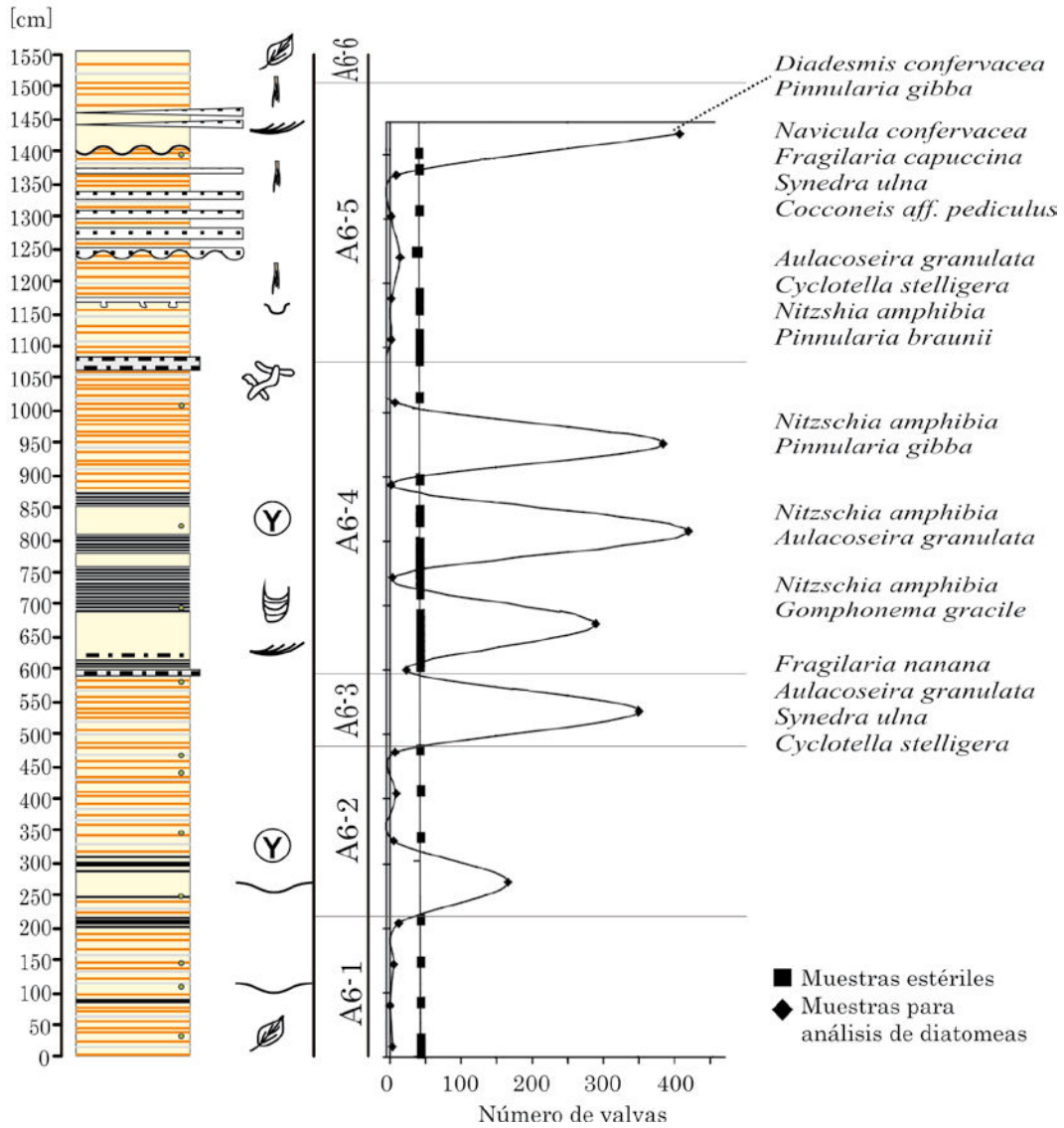


Figura 8. Diagrama de distribución de diatomeas de la sucesión de la Terraza de San Nicolás, Q. La Caimana. De izquierda a derecha: Escala de espesor, litología, estructuras sedimentarias, zonas bioestratigráficas, distribución y conteos de las muestras de diatomeas, y diatomeas recobradas en cada zona. Note el bajo número de muestras óptimas para análisis de diatomeas.

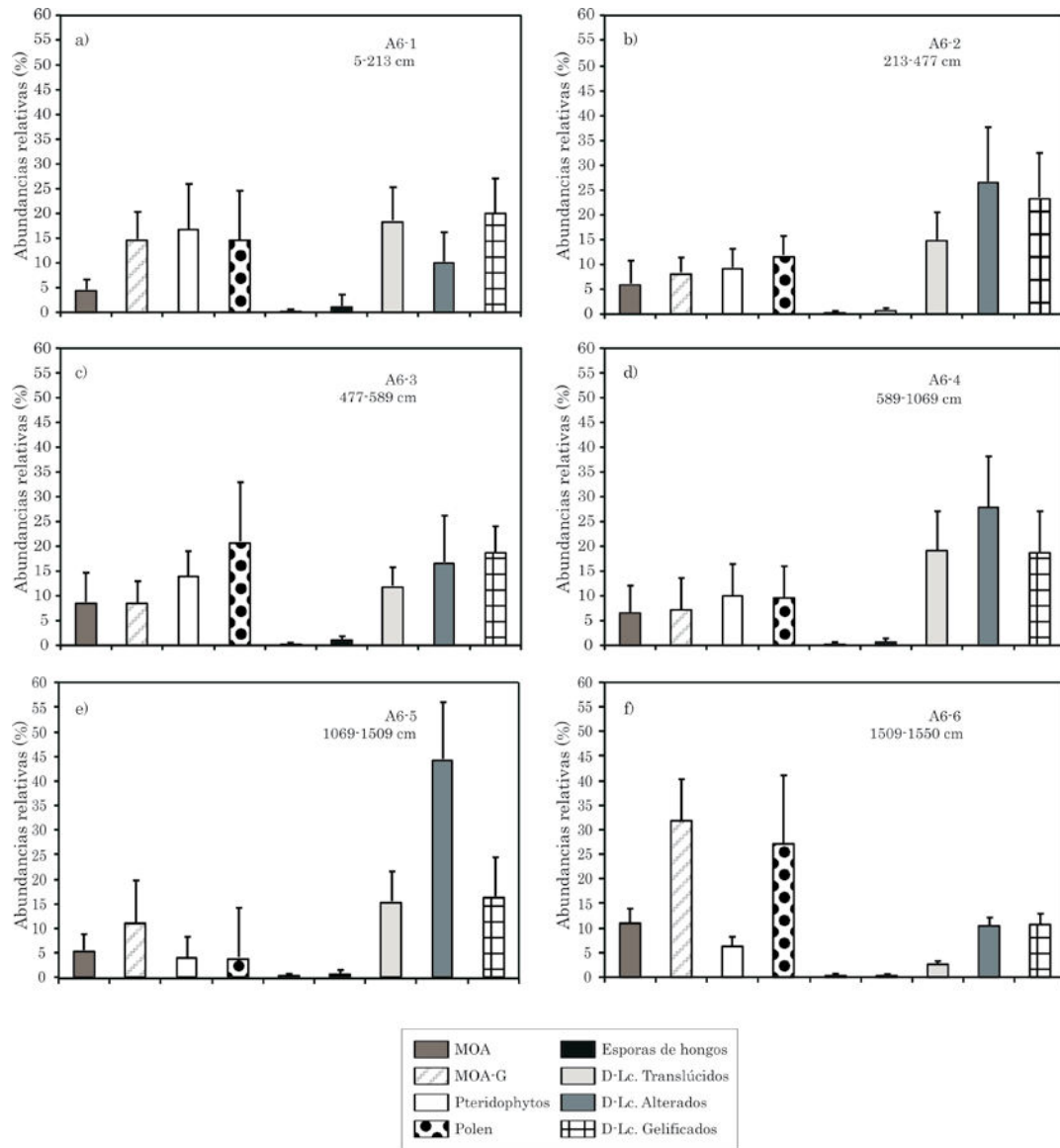


Figura 9. Distribución promedio de las abundancias porcentuales de las partículas orgánicas para cada zona bioestratigráfica de la sucesión sedimentaria de San Nicolás, en la Q. La Caimana. Las barras sobre cada promedio corresponden a la desviación estándar de cada componente de la MO.

4. Palinofacies y paleoambientes depositacionales

Como se indicó anteriormente, la evolución paleoambiental de la sucesión de San Nicolás, es reconstruida principalmente con base en los índices ópticos, la concentración de charcoal (Fig. 10), y las relaciones de los diferentes grupos de fitoclastos entre sí y con la MOA (Fig. 11) e interpretados de acuerdo a Batten (1996); Jacob *et al.* (2004); Sebag *et al.* (2006, 2006b), Carvalho *et al.* (2006) y Traverse (2007). Las especies de diatomeas presentes son utilizadas como indicadoras de condiciones paleolimnológicas. Los cambios paleoambientales de la sucesión de San Nicolás, de base a tope, se describen a continuación:

La composición de MO de la *Zona A6-1* (~6054-3986 Cal años AP) corresponde a material de origen y naturaleza terrestre (Figs. 11a, 12a y 13-1a). Bajos valores en la relación fitoclastos gelificados/MOA gelificada y bajas abundancias de fitoclastos alterados (Fig. 5) pueden estar relacionados con aporte de material pedogénico o condiciones de degradación subacuática, y baja influencia fluvial, respectivamente (Sifeddine *et al.*, 1996; Sebag *et al.*, 2006b). Esta composición de MO y baja abundancia de la MOA sugieren un ambiente pantanosos a lacustre somero de baja productividad. Esta baja productividad puede atribuirse a (1) un alto contenido de carbono orgánico disuelto y/o, (2) aportes altos de sedimentos en suspensión, lo que reduciría la cantidad de luz disponible en el epilimnion y con esto la fotosíntesis (cf. Wetzel, 2001; Karlsson *et al.*, 2009). De otro lado, altas abundancias de fitoclastos translúcidos, palinomorfos y presencia de macrorestos vegetales, pueden estar relacionados con vegetación autóctona o de los alrededores de la cuenca (Sebag *et al.*, 2006b) en un ambiente depositacional proximal (Fig. 13-2a; Traverse, 1998; Sebag *et al.*, 2006).

La reconstrucción paleoambiental pareciera estar reflejando condiciones secas, con incendios forestales locales, dada la presencia de dos niveles de láminas de *charcoal* con fragmentos de macro-*charcoal* en esta zona. Adicionalmente, la litología fino-granular, la preservación de macro-restros, la laminación plana paralela continua y la bioturbación escasa sugieren un ambiente de acumulación de baja energía en un ambiente léntico de profundidad indeterminada cuyo fondo habría sido intermitentemente anóxico. Aunque la tasa de sedimentación es relativamente baja (~104 cm/ka), en comparación con la zona suprayacente, ésta es muy alta cuando se compara con otros registros lacustres del norte de Suramérica (e.g. laguna Pallcacocha, Rodbell *et al.*, 1999).

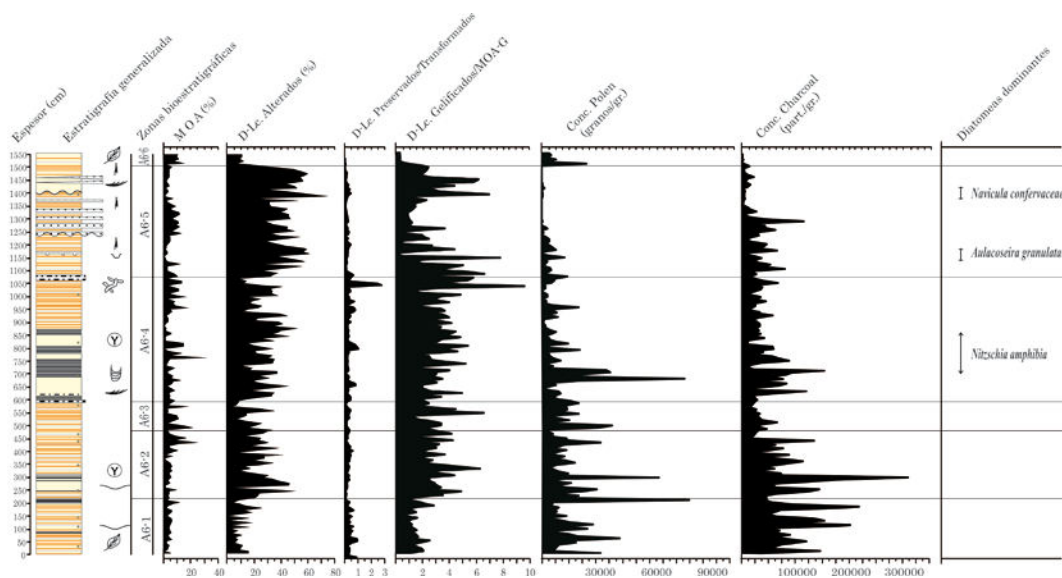


Figura 10. Índices ópticos de la MO para la sucesión de San Nicolás del registro del Paleolago Cauca, en la Q. La Caimana para cada zona establecida con CONISS. De izquierda a derecha: Espesor (cm), estratigrafía generalizada, zonas bioestratigráficas (A6-1 a A6-6), porcentajes de MOA y D-Lc. Alt, relación fitoclastos preservados/transformados y D-Lc. Gel/MOA-G, concentración de polen, concentración de charcoal y diatomeas dominantes en cada zona.

Un dominio de MO de naturaleza terrestre, con un marcado aumento en las abundancias de fitoclastos alterados (Fig. 10), en la *Zona A6-2* (~3986-2613 Cal años AP) sugieren un cambio hacia un ambiente depositacional fluvio-lacustre (Fig. 11b, 12b; Sebag *et al.*, 2006; 2006b). Condiciones que estarían apoyadas por la alternancia de laminación arcillosa con algunas láminas lodosas (Fig. 7b), estas últimas, asociadas probablemente a un incremento en la productividad del lago, i.e. MO autóctona lacustre (cf. Sifeddine *et al.*, 1996). La presencia de palinomorfos y altos valores de fitoclastos gelificados/MOA gelificada sugieren diversidad de áreas fuente para el material palinológico (Martin-Closas *et al.*, 2005). Estos aportes de vegetación regional de diferentes proveniencias podrían estar relacionados con un incremento de la descarga fluvial, la presencia de nuevos afluentes o cambios en el curso del río que recorrería otras zonas.

Un aumento en la tasa de sedimentación a ~377 cm/ka confirmaría el aumento de la descarga fluvial. Sin embargo, la presencia de láminas color naranja y grietas de sinéresis asociadas a pequeños cristales de yeso, sugieren la ocurrencia ocasional de periodos cortos de oxidación y concentración de sales, asociados a un balance negativo P-E (Tucker, 1982). La presencia de altos valores de charcoal implicaría un aumento de fuegos regionales, sin embargo, dado el aumento de la descarga fluvial, este aumento en las abundancias de *charcoal* puede tratarse de material retrabajado (Jacob *et al.*, 2004), cuyo momento de origen no correspondería con el momento de la sedimentación.

Las principales características de la *Zona A6-3* (~2613-2355 Cal años AP), i.e. MO de naturaleza mixta entre un ambiente léntico y lótico (Figs. 11c y 13-1c), disminución de la MO alóctona (fitoclastos alterados y *charcoal*; Figs. 10 y 12c), y un marcado

aumento en la MOA, sugieren una disminución de la influencia fluvial, con probable disminución de la columna de agua. La presencia de bioturbación, i.e. ichnofósiles verticales y una laminación poco definida, sugieren una acumulación en un ambiente pantano a lacustre somero, con extensión de la zona litoral. El aumento en las abundancias de esporomorfos y altas abundancias de MOA apoyan la interpretación de una extensión de la zona litoral, (Carvalho *et al.*, 2006) y consecuente aumento de la productividad (cf. Roldán & Ramírez, 2008), respectivamente. La asociación de diatomeas presente en esta zona sugiere condiciones eutróficas, alta turbiedad y aguas someras. Una marcada disminución en las abundancias de *charcoal* sugiere una disminución del fuego regional, sin embargo dadas las condiciones pantanosas, puede relacionarse también con la disminución en la descarga fluvial.

La Zona A6-4 (~2355-1252? Cal años AP) se caracteriza principalmente por una mezcla de MO de naturaleza terrestre y de origen lacustre (Figs. 11d y 13-1d), aumento marcado de fitoclastos translúcidos, marcadas fluctuaciones de fitoclastos alterados y MOA, y un aumento en la relación fitoclastos gelificados/MOA gelificada (Figs. 6 y 10). Estas fluctuaciones sugieren que el origen de la MO en esta zona fluctuaba entre MO autóctona lacustre y alóctona de origen fluvial, apuntando hacia cambios estacionales en un ambiente fluvio-lacustre distal (Figs. 12d y 13-2d). Estas características paleoambientales podrían ser producto de estaciones más cortas de lluvia y sequía. El predominio de *Nitzschia amphibia*, sugiere que la fase lacustre estuvo dominada por aguas eutróficas, y poco transparentes (Moro & Fürstenberger, 1997). La preservación de la laminación, y de la MO (lodos oscuros) y la presencia de cristales de yeso, sugieren periodos de balance negativo P-E (Tucker, 1982). De otro lado, la laminación formada por arenas finas y arcillas amarillas en la parte superior de la zona (Fig. 10), sugerirían una fase fluvial.

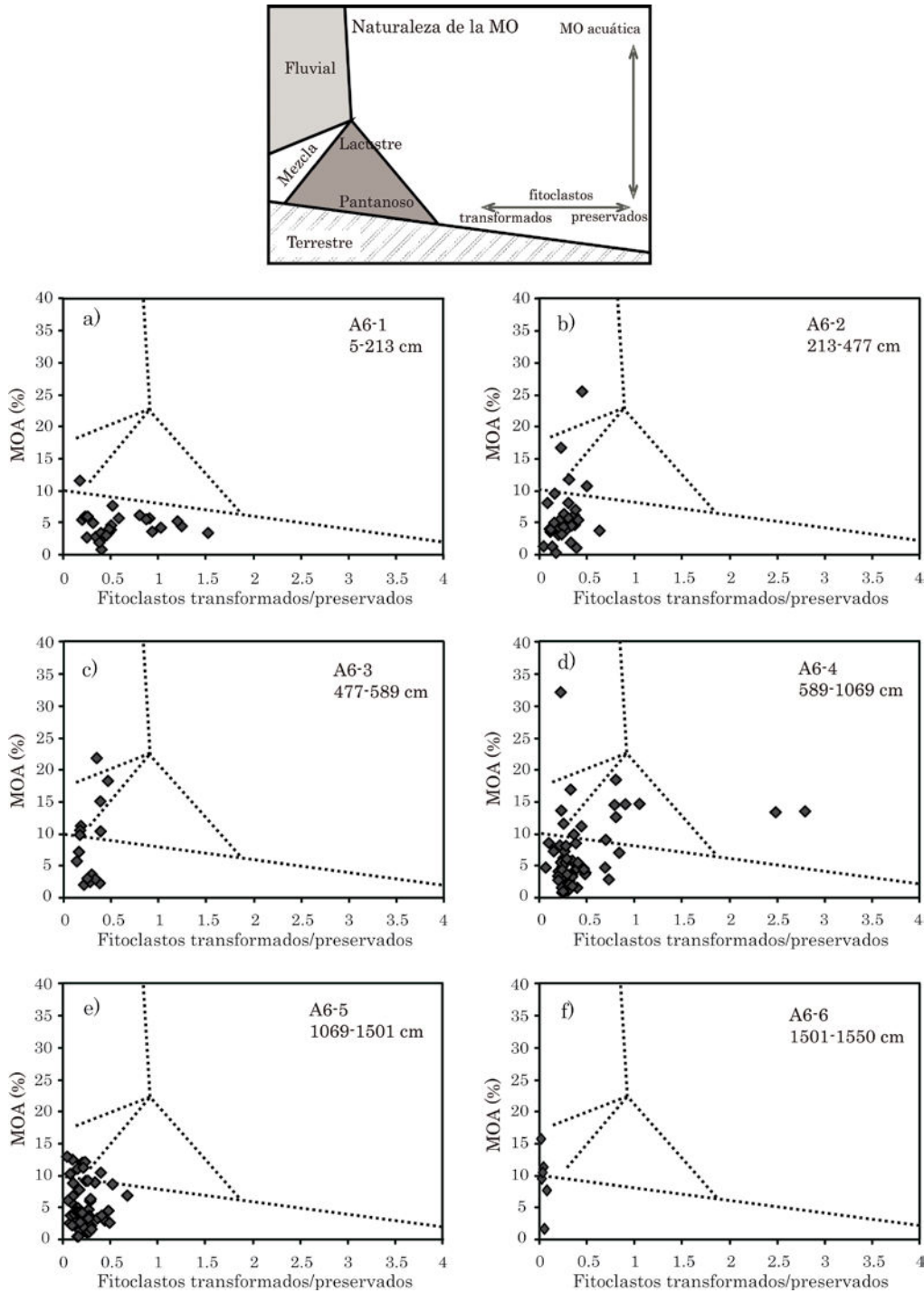


Figura 11. Naturaleza de la MO definida por la relación de la MOA y fitoclastos preservados/transformados (adaptado de Sebag *et al*, 2006b) para cada zona bioestratigráfica a lo largo de la sucesión de San Nicolás en la Q. La Caimana.

En esta zona se presenta una tendencia a la disminución en las concentraciones de *charcoal* de base a tope. Valores más altos de *charcoal* en la base sugieren un periodo de incendios regionales relacionado con la fase lacustre y probable transporte aéreo del mismo. Una disminución hacia el tope puede relacionarse con una disminución del fuego regional, dada la tendencia hacia condiciones más fluviales.

Un marcado aumento en las abundancias de fitoclastos alterados y MOA gelificada, una marcada disminución de la MOA (Figs. 6 y 10) caracterizan la Zona A6-5 (~1252?-241? Cal años AP), lo que indica que la naturaleza de la MO es predominantemente terrestre (Figs. 11e y 13-1e). Estas características de la composición de la MO sugieren un ambiente depositacional fluvial (Fig. 12e). La ocurrencia de condiciones fluviales también está indicada por el predominio de la diatomea *Aulacoseira granulata* (Bormans & Webster, 1999).

La marcada disminución de esporomorfos hacia el tope de la zona, podría explicarse por dilución terrígena (Figs. 6 y 10), aumento en el tamaño de grano (Fig. 5) y colmatación de la cubeta lacustre, e.g. tasa de sedimentación inferida de ~444 cm/ka. Un marcado aumento de la MOA gelificada sugiere altas tasas de degradación y procesos de diagénesis aeróbica (Sifeddine *et al.*, 1996; Sebag *et al.*, 2006b). En esta zona es característica la presencia de hiatos en la sedimentación con señales de bioturbación de aparente origen vegetal. La hipótesis de que en este período hubo procesos pedogénicos pareciera estar confirmado por el predominio de *Navicula confervaceae*, en la asociación de diatomeas presente en esta zona, una diatomea aerofítica que habita suelos o se encuentra en aguas muy someras (M.I. Vélez, *com. pers.*). Una marcada disminución en las abundancias de *charcoal* sugieren una baja frecuencia de fuegos regionales aguas arriba de la cuenca.

La predominancia de material de origen terrestre y pedogénico en la *Zona A6-6* (~241?-149? Cal años AP; Figs. 11f, 12f y 13-1f) y un aumento en las abundancias de esporomorfos, e.g. notoriamente especies de hierbas de Malvaceae, y una marcada disminución en fitoclastos alterados, sugieren la fase final de la sedimentación y relleno de la cuenca. La presencia de paquetes gruesos deformados formados por arcillas, con presencia de bioturbación de aparente origen vegetal y macro-restos vegetales, sugieren un periodo de formación de suelo y desarrollo de vegetación pionera, i.e. hierbas, característico de un proceso sucesional.

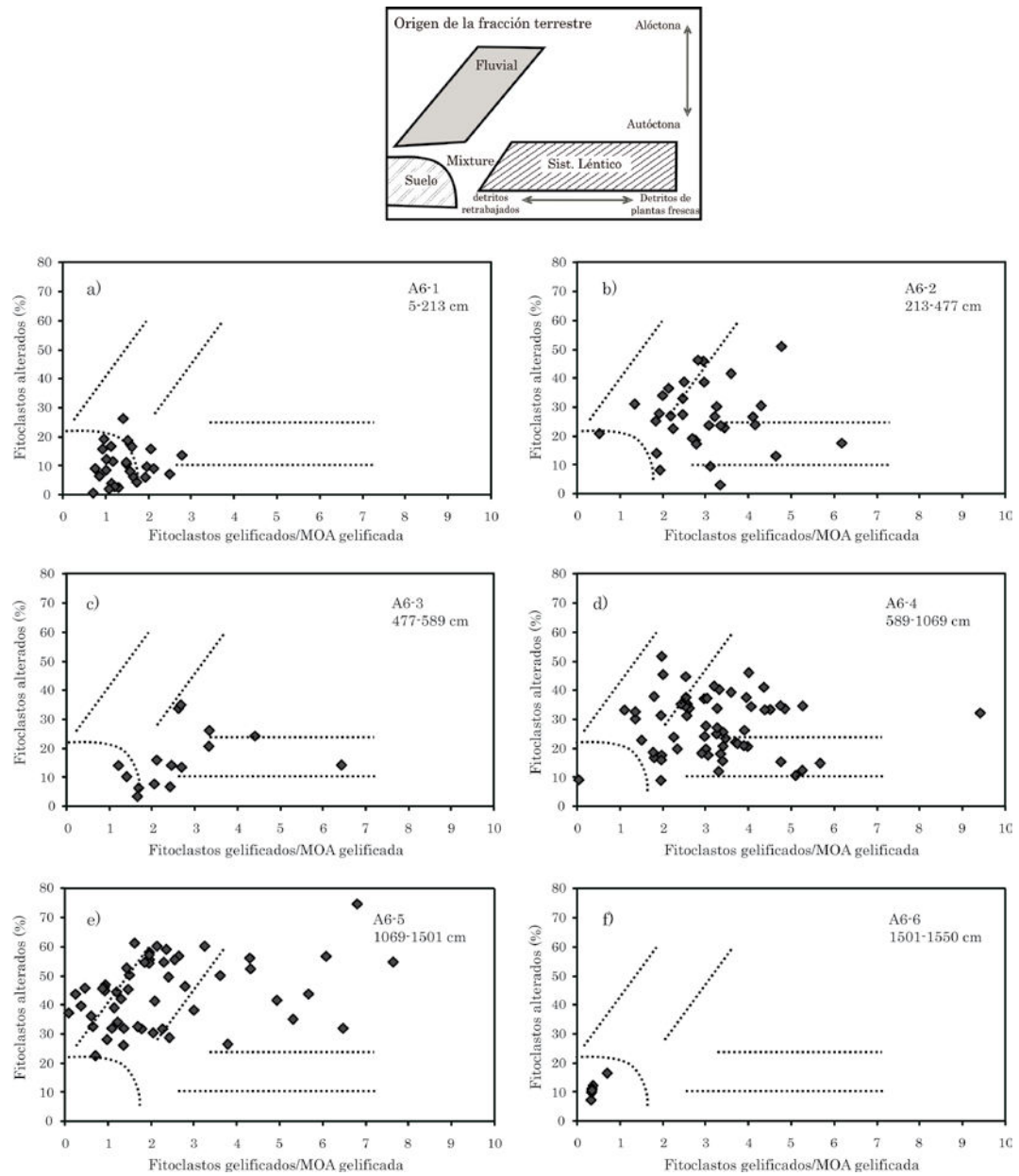


Figura 12. Origen de la MO definido por la relación entre el contenido de fitoclastos alterados, i.e. fracción alóctona de origen fluvial, y D-Lc. Gel/MOA-G, degradación pedogénica o subacuática de detritos de plantas terrestres (adaptado de Sebag *et al.*, 2006b) para cada zona bioestratigráfica a lo largo de la sucesión de San Nicolás en la Q. La Caimana.

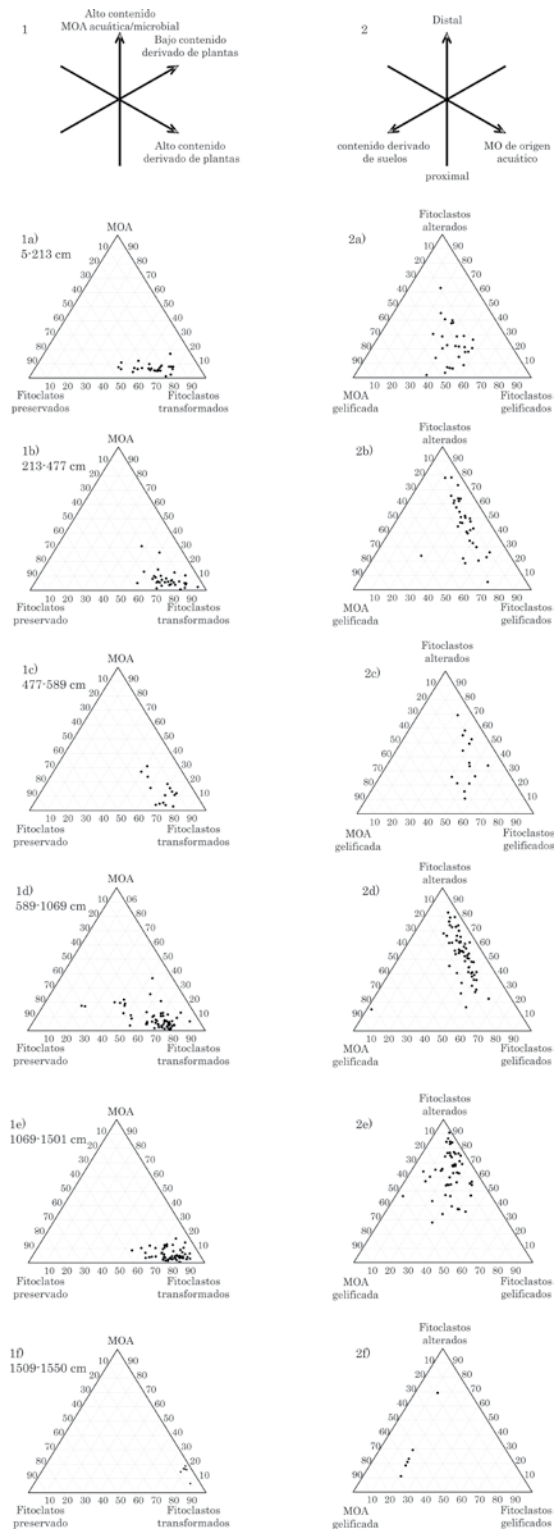


Figura 13. Diagramas ternarios para los índices ópticos de la sucesión de San Nicolás en la Q. La Caimana. (1) Naturaleza de la MO y (2) Origen de la facción terrestre (Sebag *et al.*, 2006b). a) Zona A6-1: 5-213 cm, b) Zona A6-2: 213-477 cm, c) Zona A6-3: 477-589 cm, d) Zona A6-4: 589-1069 cm, e) Zona A6-5: 1069-1509 cm, y f) Zona A6-6: 1509-1550 cm.

5. Aproximación paleoclimática desde la reconstrucción paleoambiental

Las fluctuaciones en la abundancia porcentual de la MO reflejarían la influencia fluvial, la cual puede ser interpretada como eventos de mayor o menor precipitación (Fig. 14). Así, la disminución en la relación MOA/ fitoclastos alterados, i.e. Fig. 14a (y su inverso en la Fig. 14b), reflejaría la dilución de la MOA (MO acuática) por entrada de MO de origen terrestre, sugiriendo períodos de mayor aporte alóctono de origen fluvial (Sebag *et al.*, 2006) y posiblemente una relación P-E positiva, que corresponden con el predominio de *Aulacoseira granulata*, diatomea de naturaleza fluvial (Bormans & Webster, 1999). Por otro lado los aumentos de esta relación, indican periodos cálidos y secos de aumento de MOA (Fig14c), que apoyarían la interpretación de una fase lacustre, cuya ocurrencia corresponde con el predominio de la diatomea lacustre *Nitzschia amphibia* (Moro & Fürstenberger, 1997) y con una laminación formada por lodos oscuros ricos en MO.

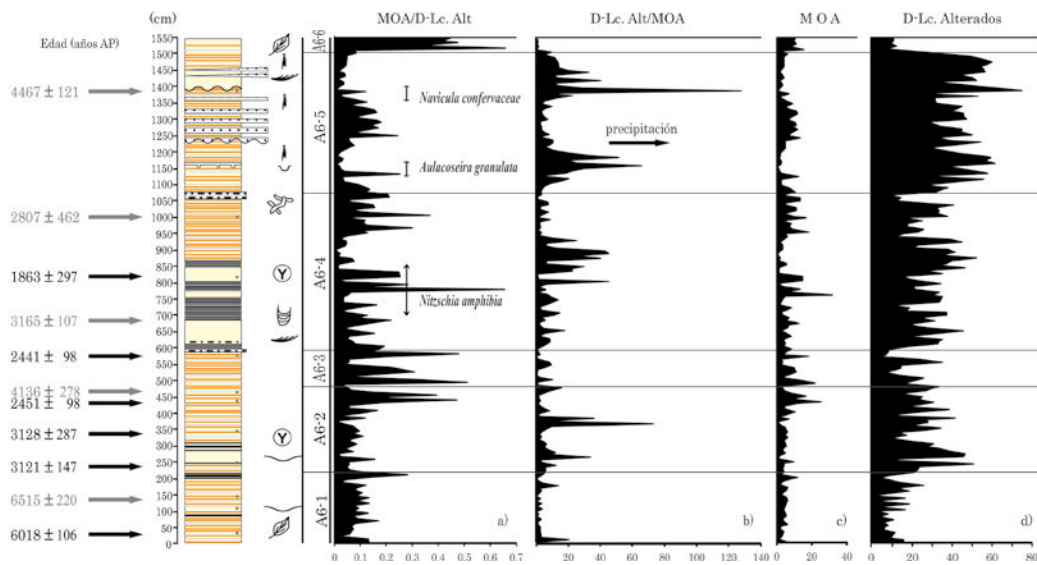


Figura 14. Dinámica de la influencia fluvial a lo largo de la sucesión de San Nicolás en la Q. La Caimana. Los periodos de mayor influencia fluvial están definidos por una alta relación D-Lc. Alt/MOA, y se relacionan con periodos de mayor precipitación, y los periodos de baja influencia fluvial se relacionan con periodos cálidos y corresponden a fases lacustres de mayor productividad. De izquierda a derecha: Edad en años AP (en gris, edades atribuidas a retrabajamiento), litología, (a) relación MOA/D-Lc. Alt. y presencia de diatomeas, (b) relación D-Lc. Alt/MOA, (c) abundancia porcentual de MOA y (d) abundancia porcentual de Dt-Lc. Alterados.

6. Discusión y conclusiones

6.1. Aspectos paleoecológicos generales

La sucesión de la Terraza de San Nicolás del registro del Paleolago Cauca presenta un fuerte predominio de MO de naturaleza terrestre (Fig. 11). Esto sugiere que la dinámica sedimentaria e hidrológica de la sucesión de la Terraza de San Nicolás corresponde a la de una cuenca lacustre abierta, donde su ocurrencia y sedimentación está asociada a la dinámica del cauce y entrada de detritos derivados del río (cf. Allen & Collinson, 1986; Colombo *et al.*, 2009). La evolución litológica de la sucesión sedimentaria y el aumento progresivo de fitoclastos alterados, sugiere un incremento de la influencia fluvial y la consecuente disminución del espacio de acomodación y relleno de la cubeta lacustre. A pesar de la influencia fluvial marcada, la presencia y preservación de la laminación y MO durante los periodos lacustres y fluvio-lacustre sugeridos, la sedimentación ocurre aparentemente en una columna de agua estratificada (estratificación térmica o salina) aún durante los periodos someros (cf. Allen & Collinson, 1986).

Como se sugirió anteriormente, la baja ocurrencia de MO algal, granos de polen y diatomeas podría explicarse por la marcada influencia fluvial, posible aporte de carbono orgánico disuelto (de origen húmico?), y el aumento en la tasa de sedimentación. Todos éstos habrían afectado el epilimnion y ocasionado dilución terrígena. Aún más, asumiendo que durante el Holoceno tardío las condiciones climáticas locales no habrían diferido mucho de las actuales, i.e. ecosistema tropical seco de bosques espinosos y deciduos (Rangel *et al.*, 1997), entonces el potencial de preservación de polen y esporas habría sido bajo debido a la oxidación y corrosión (e.g. Anderson & van Devender, 1995).

6.2. Señal regional -vs- señal local

El predominio de la influencia fluvial en el registro de San Nicolás del Paleolago Cauca se ve reflejada en la dominancia de MO alóctona de naturaleza terrestre, i.e. fitoclastos alterados, y una depositación en un ambiente predominantemente distal (Fig. 10 y 13-2). Estas características paleoambientales sugieren una señal climática regional, posiblemente modulada por la dinámica de la precipitación y aporte de material de los 1183 km que recorre el Río Cauca (cf. Restrepo *et al.*, 2005). Por otro lado, una señal climática local se reflejaría en las fluctuaciones de la MO autóctona del lago, i.e. MOA (Fig. 14), sugiriendo que la sedimentación de la sucesión de San Nicolás habría ocurrido en un ambiente lacustre a fluvio-lacustre.

La distribución y origen de la MO (Fig. 12), la periodicidad marcada de la MOA, y la correlación cruzada entre la MOA y fitoclastos alterados. (Fig. 15), todas sugieren una fuerte influencia de las condiciones paleoclimáticas en la dinámica paleoambiental de la sucesión de la Terraza de San Nicolás. Sin embargo, la determinación de la frecuencia de esta periodicidad aún no es posible debido a limitaciones en el modelo de edad de la sucesión de San Nicolás, el cual fue construido con base en interpolaciones lineales conectando unos cuantos puntos de datación. Modelo que presupone una sedimentación continua y a una tasa constante (Enters *et al.*, 2006). En la sucesión de San Nicolás, evidentemente existen discontinuidades estratigráficas y un incremento en la influencia fluvial hacia el tope. De tal forma que con este modelo de edad preliminar las fluctuaciones observadas están superpuestas a una tendencia hacia condiciones fluviales como es sugerido por la curva de fitoclastos alterados (Fig. 14d) y el incremento en el tamaño de grano, espesor de las capas y la presencia de hiatos. Sin embargo, la hipótesis de si la dinámica de la sedimentación del registro de la sucesión de San Nicolás del Paleolago Cauca es modulada por procesos climáticos regionales y locales, o por procesos tectónicos es aún motivo de discusión (Suter *et al.*, *en preparación*).

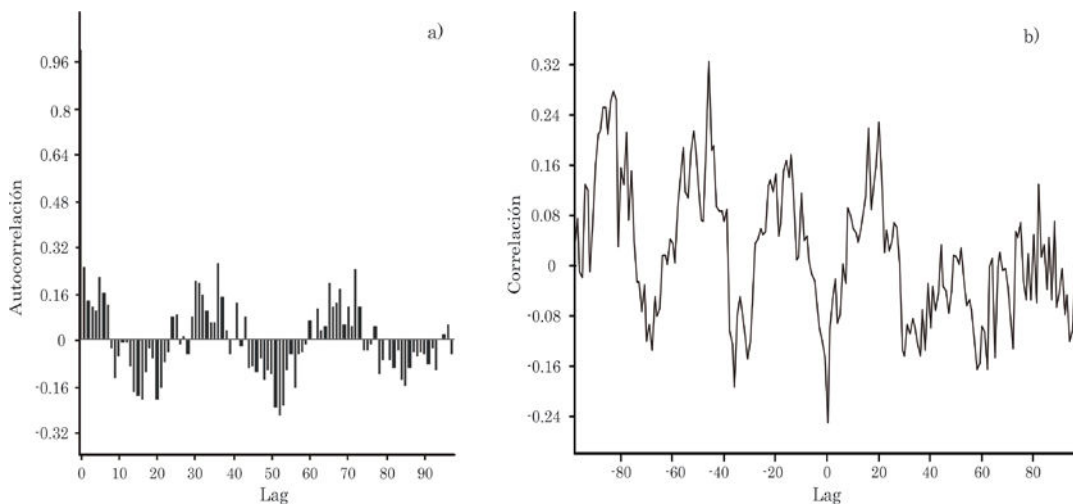


Figura 15. Periodicidad de las abundancias de la MOA y la correlación entre la MOA y los fitoclastos alterados. a) Autocorrelación de las abundancias de MOA, b) correlación cruzada entre la MOA y los fitoclastos alterados. Note la periodicidad marcada en las oscilaciones de la MOA y la periodicidad de ~ 20 lag (~ 150 cm) en las oscilaciones de MOA y fitoclastos alterados, así como un cambio de periodicidad en las mismas después de ~ 20 lag, relacionado probablemente con cambios de la tasa de sedimentación.

La inferencia de condiciones climáticas, a partir de las palinofacies de la Terraza de San Nicolás, solo es posible en un marco general, el entendimiento de la dinámica del balance P-E a escalas centenarias o decadales, podría detectarse tras una cronología más detallada, dada la periodicidad de las oscilaciones de la MOA y los fitoclastos alterados (Fig. 15). Esta ocurrencia de periodos P-E en escalas posiblemente decadales se reflejaría en los intervalos inferidos como periodos con un aumento en la precipitación, i.e. ~ 3986 - 2623 años AP (Zona A6-2) y ~ 1227 - $190?$ años AP (Zona A6-5), los cuales presentan niveles de arenas, con sedimentación en un ambiente de alta energía, asociados a grietas de sinéresis que sugieren momentos de balance negativo P-E, que pueden asociarse a condiciones paleoclimáticas locales, o a la dinámica propia del fenómeno del ENSO, cuyos periodos de ocurrencia actual oscilan en escalas de 2 a 7 años (cf. Philander, 1983) y a fluctuaciones supradecadales (e.g. Anderson *et al.*, 1982).

Algunas evidencias que respaldan la ocurrencia de una señal climática regional en la Terraza de San Nicolás, la constituyen la correspondencia con algunos periodos de sequía interpretados como producto de la influencia del fenómeno ENSO (Fig. 16; Van der Hammen & Cleef, 1992); en particular los de los registros de algunas ciénagas del área baja de los ríos Magdalena-Cauca-San Jorge (van der Hammen, 1986; Plazas *et al.*, 1988) que aparentemente se correlacionan con niveles bajos de lagos de los Andes de Colombia (van der Hammen, 1986). Esta relación se explica por el drenaje de las laderas de los Andes sobre el área inundable, que tiene en común, la parte baja de los ríos Magdalena, Cauca y San Jorge (Van der Hammen & Cleef, 1992). Sin embargo, la correlación de nuestro registro con el presentado por van der Hammen (1986) y van der Hammen y Cleef (1992) es muy tentativa debido a: (1) limitaciones de nuestro modelo de edad y, (2) no disponibilidad de los datos originales de ^{14}C , ni de los datos litológicos de los Andes y de la cuenca del Bajo Magdalena-Cauca-San Jorge que permitan juzgar las curvas.

Si bien es cierto que la sucesión de San Nicolás en la Q. La Caimana posiblemente no contiene el registro completo del paleolago debido a irregularidades del basamento, llama la atención que el periodo de probable inicio de la sedimentación e inundación registrado en la Zona A6-1: ~6054-3986 Cal años AP, corresponde con un periodo de expansión del bosque seco, durante un periodo relativamente húmedo en el Valle del Patía (Vélez *et al.*, 2005). Esto sugeriría que la fase de inicio del represamiento de alguna forma se relacionaría con un aumento en el caudal de los ríos consecuencia de un aumento en la precipitación regional. De otro lado, durante este periodo altos valores de charcoal pueden relacionarse con intervención humana, dada una expansión de vegetación abierta a expensas del bosque (Vélez *et al.*, 2005).

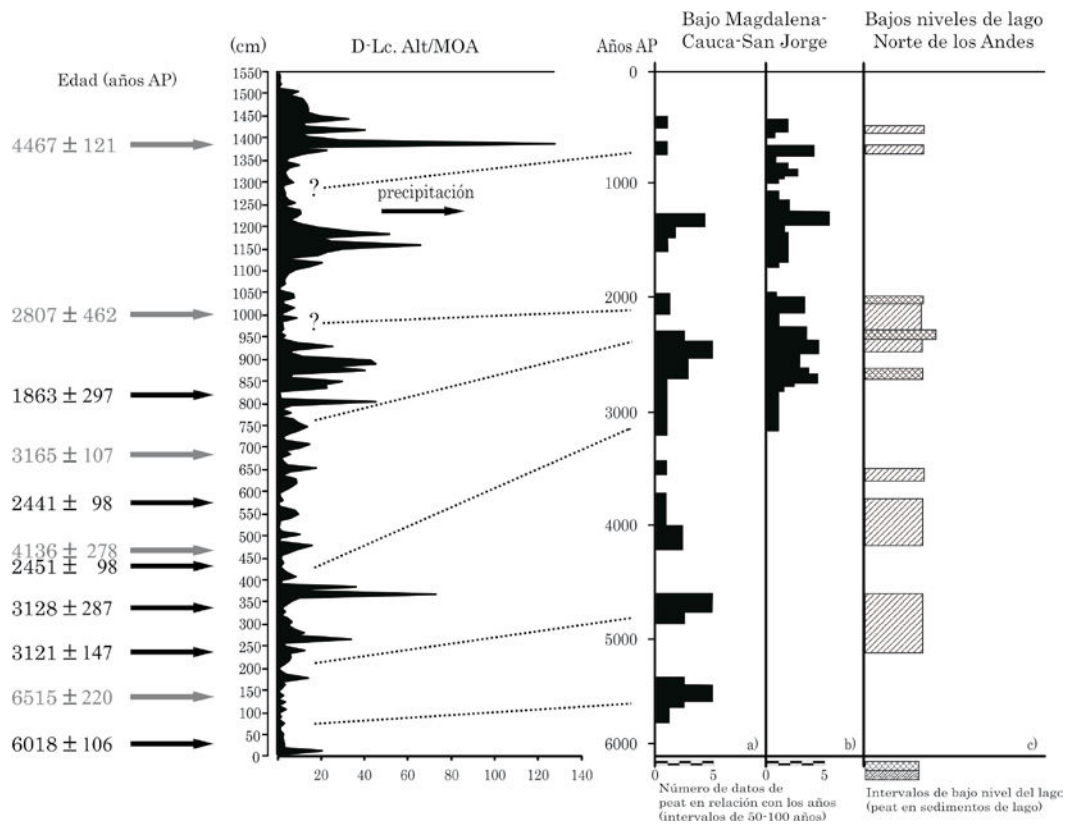


Figura 16. Relación entre los periodos de sequía inferidos en la Terraza de San Nicolás con el registro de la cuenca del bajo Magdalena-Cauca-San Jorge y con periodos de nivel bajo de los lagos de los Andes. De izquierda a derecha: Edad en años AP (en gris, edades atribuidas a retrabajamiento), relación D-Lc. Alt/MOA, capas de turba (“peat”) en el bajo Magdalena-Cauca-San Jorge (a) tomado de van de Hammen, 1986, (b) tomado de Plazas *et al.*, 1988, (c) bajos niveles de los lagos en los Andes, tomado de van der Hammen, 1986.

6.3. Correlación del registro de la sucesión de San Nicolás del Paleolago Cauca con la Laguna Pallcacocha

Aparentemente la señal paleoambiental y paleoclimática registrada en la sucesión sedimentaria de la Terraza de San Nicolás, puede estar relacionada con el fenómeno ENSO, el cual, al parecer ha venido incrementando su frecuencia durante el Holoceno (e.g. Moy *et al.*, 2002). Esta relación parece evidente cuando se comparan las señales de San Nicolás y el lago Pallcacocha (Fig. 17). Sin embargo, a diferencia del lago Pallcacocha, en el que la frecuencia del ENSO produce un incremento en la laminación (Rodbell *et al.*, 1999; Moy *et al.*, 2002), en el registro del Paleolago Cauca, el fenómeno

ENSO habría producido un incremento en el aporte de material alóctono, aumento de la tasa de sedimentación y un consecuente aumento de dilución terrígena. En otras palabras un incremento de la influencia fluvial, relacionado con un aumento en el régimen de lluvias. Dichas diferencias en la sedimentación, pueden estar relacionadas con las condiciones hidrológicas diversas de estos dos cuerpos lacustres (Allen y Collins, 1986), i.e. la Laguna Pallcacocha y el Paleolago Cauca son hidrológicamente cerrado y abierto, respectivamente. Adicionalmente, y a pesar de alguna similitud entre las dos señales, la incertidumbre en el modelo de edad de la sucesión de San Nicolás previene la correlación precisa entre los dos registros.

Por otro lado, el contraste de la señal del registro de San Nicolás del Paleolago Cauca con las condiciones climáticas modernas durante la fase de El Niño, la cual produce sequía y precipitación en el norte de Suramérica, y Ecuador y Perú, respectivamente (Vuille *et al.*, 2000) abre la discusión acerca de los efectos del paleo ENSO. Aún más, pudieron existir condiciones no análogas a las actuales, de tal forma que, por ejemplo, anomalías positivas de la temperatura superficial de océano (SST) en las costas de Perú y Ecuador habrían sido mayores a las actuales resultando así en un incremento en la precipitación con un área de influencia diferente a la actual incluyendo un área más extensa en el sur de Colombia. Estas anomalías de precipitación habrían afectado el caudal del Río Cauca y sus tributarios durante el Holoceno tardío. En relación con la dinámica del fenómeno ENSO, en la Cuenca de Cariaco (Venezuela) existen evidencias que sugieren que la posición media de la ZCIT, se habría desplazado al sur desde hace ~5400 años AP (Haug *et al.*, 2001). Otra interpretación puede estar relacionada, con la modulación de la sedimentación del registro de la sucesión de San Nicolás del Paleolago Cauca por factores no climáticos. Es aquí donde la sustracción de la señal tectono-sedimentaria representa un reto mayor si queremos obtener la mayor cantidad de información paleoclimática de éste registro único en el norte de Suramérica.

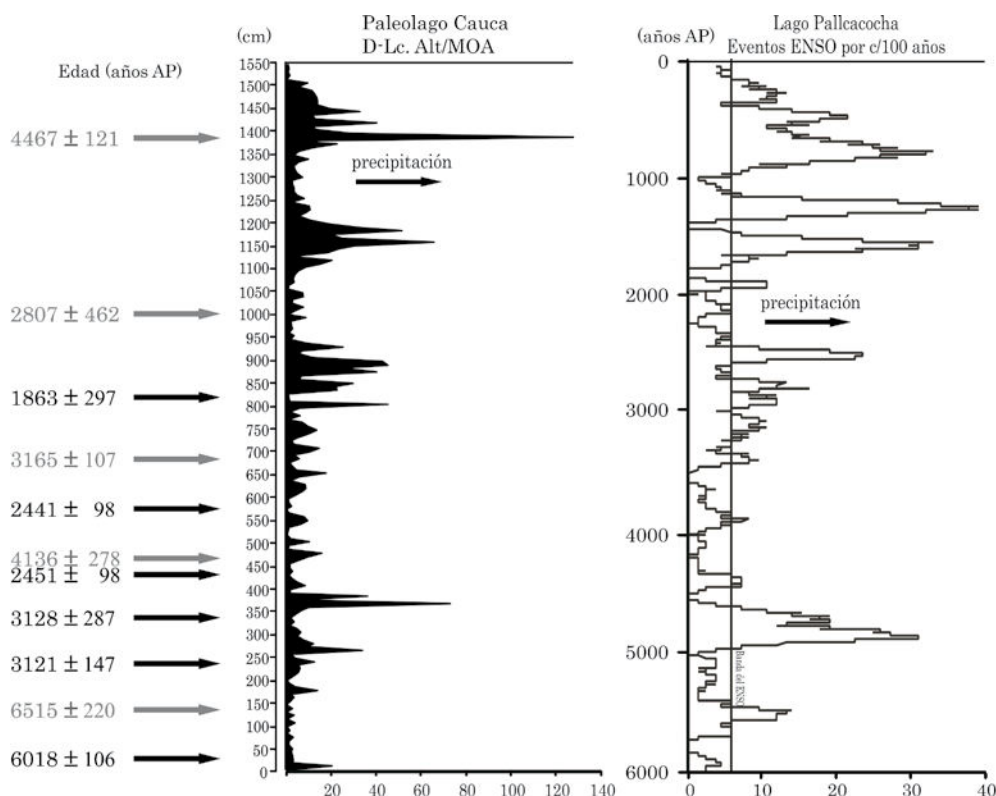


Figura 17. Comparación de la relación fitoclastos alterados/MOA de la sucesión de San Nicolás con el número de eventos ENSO/100 años en el Lago Pallacocha, Ecuador (Moy *et al.*, 2002). Ambos proxies representarían el incremento en la precipitación, y sugerirían un incremento en la frecuencia del fenómeno ENSO.

8. Referencias

- Allen, P.A., Collinson, J.D. 1986. Lakes. En: Reading, H.G. (ed.), *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Sc. Publ., pp. 63–94.
- Anderson, R.S., van Devender, T.R. 1995. Vegetation history of paleoclimates of the coastal lowlands of Sonora, Mexico pollen records from packrat middens. *Journal of Environments* 30, 295–306.
- Anderson, R., Soutar, A., Johnson, T. 1982. Long-term changes in The Niño/Southern Oscillation: Evidence from marine and lacustrine sediments. En: Díaz, H., Markgraf, V. (Eds.), *El Niño*. Cambridge, pp. 420–433.
- Arrieta, P.A. 1989. Análisis de las terrazas aluviales del Río Cauca producidas por el deslizamiento el Guásimo cerca de Santa Fé de Antioquia. Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, 236 pp.
- Batten, D.J. 1996. Palynofacies. En: Jansonius, J., Mc, Gregor, D.J. (Eds.), *Palynology: Principles and Applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists foundation, Dallas TX, pp. 1011–1064.

- Berrio, J.C., Hooghiemstra, H., Behling, H., van der Borg, K. 2000. Late Holocene history of savanna gallery forest from Carimagua area, Colombia. *Review of Palaeobotany and Palynology* 111, 295–308.
- Bormans, M., Webster I.T. 1999. Modelling the spatial and temporal variability of diatoms in the River Murray. *Journal of Plankton Research* 21, 581–598.
- Buillit, N., Lallier-Vergès, E., Disnar, J.R., Loizeau, J.L. 1997. Climatic changes and anthropogenic effects during the last millenium attested by petrographical study of organic matter (Annecy, Le Petit Lac, France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 168(5), 573–583.
- Bush, M. 2003. Holocene climates of the lowland tropical forest. En: Mackay, A., Battarbee, R., Birks, J., Oldfield, F. (Eds.), *Global Change in the Holocene*. Arnold, London, Great Britain, pp. 386–395.
- Chiang, J.C.H. 2009. The Tropics in paleoclimate. *Annual Review Earth Planetary Science* 37, 263–97.
- Carvalho, M., Mendonça, J.G., Rêgo, T. 2006. Paleoenvironmental reconstruction based on palynofacies analysis of the Aptian-Albian succession of the Sergipe Basin, Northeastern Brazil. *Marine Micropaleontology* 59, 56–81.
- Clark, J.S. 1988. Stratigraphic charcoal analysis on petrographic thin sections: application to fire history in northwestern Minnesota. *Quaternary Research* 30, 81–91.
- Clement, A.C., Seager, R., Cane, M.A. 1999. Orbital controls on the El Niño/Southern Oscillation and the tropical climate. *Paleoceanography* 14, 331–456.
- Colombo, F., Busquets, P., Sole de Porta, N., Limarino, C.O., Heredia, N., Rodriguez-Fernandez, L.R., Alvarez-Marron, J. 2009. Holocene intramontane lake development: A new model in the Jáchal River Valley, Andean Precordillera, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28, 229–238.
- Combaz, A. 1964. Les palynofacies. *Revue de Micropaléontologie* 7, 205–218.
- Cortes, M., Angelier, J. 2005. Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics* 403, 29–58.
- Cronin, T.M. 1999. *Principles of Paleoclimatology*. Columbia University Press, New York, pp. 4.
- Curtis, J.H., Hodell, D.A., Brenner, M. 1996. Climate variability on the Yucatan Peninsula (Mexico) during the past 3500 years, and implications for Maya cultural evolution. *Quaternary Research* 46, 37–47.
- Del Papa, C., García, V., Quattrocchio, M. 2002. Sedimentary facies and palynofacies assemblages in an Eocene perennial lake, Lumbrera formation, northwest Argentina. *Journal of South American Sciences* 15, 553–569.
- Enters, D., Kirchner, G., Zolitschka, B. 2006. Establishing a chronology for lacustrine sediments using a multiple dating approach—A case study from the Frickenhauser See, central Germany. *Quaternary Geochronology* 1, 249–260.
- Faegri, K., Iversen, J. 1989. *Textbook of Pollen Analysis*, 4th edition. Wiley, Chichester, U.K., 328 pp.
- Finsinger, W., Tinner, W. 2005. Minimum count sums for charcoal-concentration estimates in pollen slides: Accuracy and potential errors. *The Holocene* 15(2), 293–297.
- González, C., Urrego, L.E., Martínez, J.I. 2006. Late Quaternary vegetation and climate change in the Panama Basin: Palynological evidence from marine cores ODP 677B and TR 163-38. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 234, 62–80.
- Grimm E. 1987. CONISS: A Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers and Geosciences* 13, 13–35.
- Hammer, O. 2009. *PAST*, Paleontological statistics, version 1.93. Reference manual. University of Oslo, 169 pp.

- Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Röhl, U. 2001. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science* 293, 1304–1308.
- Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H., Guilderson, T.P. 2001. Solar forcing of drought frequency in the Maya lowlands. *Science* 292, 1367–1370.
- _____, Brenner, M., Curtis, J.H., Medina-González, R., Can, E.I.-C., Albornaz-Pat, A., Guilderson, T.P. 2005. Climate change on the Yucatan Peninsula during the Little Ice Age. *Quaternary Research* 63, 109–121.
- _____, Curtis, J.H., Brenner, M. 1995. Possible role of climate in the collapse of classic Maya civilization. *Nature* 375, 391–394.
- Hooghiemstra, H. 1984. Vegetational and climatic history of the high plain of Bogotá, Colombia. A continuous record of the last 3.5 million years, *Dissertaciones Botánicas* 79, 368 pp. (J. Cramer: Vaduz; también en *The Quaternary of Colombia*, 10).
- _____, Cleef, A.M. 1995. Pleistocene climatic change and environmental and generic dynamics in the north Andean montane forest and páramo. En: Churchill, S.P., Balslev, H., Forero, E. & Lutheyh, J.H. (Eds.), *Biodiversity and Conservation of Neotropical Montane Forest*. The New York Botanical Garden, New York, 35–49.
- _____, Ran, E.T.H. 1994. Late Pliocene-Pleistocene high resolution pollen sequence of Colombia: an overview of climatic change. *Quaternary International* 21, 63–80.
- Jacob, J., Disnar, J.-R., Boussafir, M., Sifeddine, A., Turcq, B., Spadano, A.L. 2004. Major environmental changes recorded by lacustrine sedimentary organic matter since the last glacial maximum near the equator (Lagoa do Caçó, NE Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 205, 183–197.
- Jones P.D., Mann, M.E. 2004. Climate over past millennia. *Reviews of Geophysics* 42, 1–42.
- _____, Osborn, T.J., Briffa, K.R. 2001. The Evolution of climate over the last millennium. *Science* 292, 662–666.
- Karlsson, J., Byström, P., Ask, J., Ask, P., Persson, L., Jansson, M. 2009. Light limitation of nutrient-poor lake ecosystems. *Nature* 460, 506–510.
- Kemp, A.E.S. (Ed.). 1996. Laminated sediments as palaeo-indicators. En: *Palaeoclimatology and Palaeoceanography from Laminated Sediments*. Geological Society Special Publication 16, vii–xii. p. 0 doi:10.1144/GSL.SP.1996.116.01.01
- Kerr, R. 2001. The tropics return to the climate system. *Science* 292, 660–661.
- Mangili, C., Brauer, A., Moscardiello, A., Naumann, R. 2005. Microfacies of detrital event layers deposited in Quaternary varved lake sediments of the Piànico-Sèllere Basin (northern Italy). *Sedimentology* 52, 927–943.
- Martín-Closas, C., Permanyer, A., Vila, M.-J. 2005. Palynofacies distribution in a lacustrine basin. *Geobios* 38, 197–210.
- Martínez, J.I., Ruiz, O., Escobar, J., Yokohama, Y., Vélez, M.I. 2007. El registro paleoclimático en los sedimentos laminados fluvio-lacustres Holocénicos del Río Cauca. Fase I: Perforación de la sucesión sedimentaria y análisis preliminares. Departamento de Geología, Universidad EAFIT, Medellín, 26 pp.
- Mejía, M. 1983. Plancha 130 – Santa Fé de Antioquia, Escala 1:100.000. Ingeominas, Bogotá.
- Mendoça, J.G., Carvalho, M.A., Menezes, T.R. 2002. Pálinofacies. En: Dutra, T.D. (Ed.), *Técnicas e procedimentos de trabalho com fósseis e formas modernas comparativas*. 1 ed. São Leopoldo, pp. 20–24.
- Mesa, O., Poveda, G., Carvajal, I.F. 1997. *Introducción al Clima de Colombia*, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, 390 pp.
- Moro, R., Fürstenberger, C. 1997. *Catálogo dos Principais Parametros Ecologicos de Diatomáceas Não-Marinhas*. Editora da Universidade Estadual de Ponta Grossa, Parana, Brazil, 282 pp.

- Moy, C.M., Seltzer, G.O., Rodbell, D.T., Anderson, D.M. 2002. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature* 420, 162–165.
- Noël, H., Garbolino, E., Brauer, A., Lallier-Vergès, E., de de Beaulieu, J.L., Disnar, J.R. 2001. Human impact and soil erosion during the last 5000 yrs as recorded in lacustrine sedimentary organic matter at Lac d'Annecy, the French Alps. *Journal of Paleolimnology* 25, 229–244.
- Page, W.D., Mattsson, L. 1981. Landslide lakes near Santa Fé de Antioquia. *Revista CIAF* 6, 469–478.
- Philander, S.G.H. 1983. El Niño Southern Oscillation Phenomena. *Nature* 302, 295–301.
- Plazas, C., Falquetti, A., van der Hammen, T., Botero, P. 1988. Cambios ambientales y desarrollo cultural en el Bajo Río San Jorge. *Boletín Museo del Oro* 20, 55–88.
- Polissar, P.J., Abbott, M.B., Wolfe, A.P., Bezada, M., Rull, V., Bradley, R.S. 2006. Solar modulation of Little Ice Age climate in the tropical Andes. *PNAS* 103(24), 8937–8942.
- Poveda, G. 1998. Retroalimentación dinámica entre el ENSO y la hidrología de Colombia. Disertación de Ph.D., Medellín, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia.
- _____. 2002. El Chorro del Chocó y su Influencia sobre la hidroclimatología de la costa Pacífica y el occidente de Colombia. En: Correa, I.D., Restrepo, J.D. (Eds.), *Geología y Oceanografía de Delta del Río San Juan Litoral Pacífico Colombiano*. Fondo Editorial Universidad EAFIT, Medellín, Colombia, pp. 169–190.
- _____. 2004. La hidroclimatología de Colombia: Una síntesis desde la escala inter-decadal hasta la escala diaria. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas Físicas y Naturales* 28, 201–222.
- _____. Jaramillo, A. 2000. ENSO-related variability of river discharges and soil moisture in Colombia, biospheric aspects of the hydrologic cycle. *IGBP* 8, 3–6.
- _____. 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.
- _____. Waylen, P.R., Pulwarty, R.S. 2006. Annual and inter-annual variability of the present climate in northern South America and southern Mesoamerica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 234, 3–27.
- Rangel, J.O., Lowy, P.D., Aguilar, M. 1997. Distribución de los tipos de vegetación en las regiones naturales de Colombia. En: Rangel, J.O., Lowy, P.D. & Aguilar, M. (Eds.), *Colombia Diversidad Biótica II, Tipos de Vegetación en Colombia*. Editorial Guadalupe, Santa Fé de Bogotá, Colombia, pp. 383–402.
- Restrepo, J.C., Miranda, J., Restrepo, J.D., 2005. El Río Magdalena: contexto global, suramericano y nacional. En: Restrepo, J.D. (Ed.), *Los Sedimentos del Río Magdalena: Reflejo de la Crisis Ambiental*. Editorial Universidad EAFIT, pp. 55–75.
- Restrepo, J.D. 2005. El transporte de sedimentos en cuencas fluviales. En: Restrepo, J.D. (Ed.), *Los Sedimentos del Río Magdalena: Reflejo de la Crisis Ambiental*. Editorial Universidad EAFIT, Medellín, Colombia, pp. 113–136.
- Restrepo, J.D., Kjerfve, B. 2000. Water discharge and sediment load from the western slopes of the Colombian Andes with focus on Rio San Juan. *The Journal of Geology* 108, 17–33.
- Riedinger, M., Steinitz-Kannan, M., Last, M., Brenner, M. 2002. A ~6100 14C record El Niño activity from the Galápagos Islands. *Journal of Paleolimnology* 27, 1–7.
- Rodbell, D., Seltzer, G., Anderson, D., Abbott, M., Enfield, D., Newman, J. 1999. An ~15,000-year record of El Niño-driven alleviation in Southwestern Ecuador. *Science* 283, 517–520.

- Roldán, G., Ramírez, J.J. 2008. *Fundamentos de limnología tropical*. Editorial Universidad de Antioquia, Medellín, Colombia, 440 pp.
- Rull, V., Salgado-Labouriau, M.L., Schubert, C., Valastro Jr., S. 1987. Late Holocene temperature depression in the Venezuelan Andes: Palynological evidence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 60, 109–121.
- Ruiz, O.D., Sánchez, D.P., Parra, C.E. 2005. Un registro Holocénico de alta resolución: Los lodos de la Batea, Santa Fé de Antioquia. Reporte y Perspectivas. *Boletín de Ciencias de la Tierra* 17, 109–116.
- Sebag, D., Copard, Y., Di Giovanni, C., Durand, A., Laignel, B., Ogier, S., Lallier-Verges, E. 2006. Palynofacies as useful tool to study origins and transfers of particulate organic matter in recent terrestrial environments: Synopsis and prospects. *Earth Science Reviews* 79, 241–259.
- Sebag, D., Di Giovanni, C., Ogier, S., Mesnage, V., Laggoun-Défarge, F., Durand, A. 2006b. Inventory of sedimentary organic matter in modern wetland (Marais Vernier, Normandy, France) as source-indicative tools to study Holocene alluvial deposits (Lower Seine Valley, France). *International Journal of Coal Geology* 67, 1–16.
- Sifeddine, A., Laggoun-Défarge, F., Lallier-Vergès, E., Disnar, J.R., Williamson, D., Gasse, F., Gibert, F., 1995. La sédimentation organique lacustre en zone tropicale sud au cours des 36000 dernières années (Lac Tritrivakely, Madagascar). *Comptes Rendus de L'Académie des Sciences Paris* 321, 385–391.
- Sifeddine, A., Bertrand, P., Lallier-Vergès, E., Patience, A.J. 1996. Lacustrine organic fluxes and paleoclimatic variations during the last 15 ka: Lac du Bouchet (Massif Central, France). *Quaternary Science Reviews* 15, 203–211.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Reimer, R. 2005. *CALIB* ¹⁴C Radiocarbon Calibration Execute Version 5.0.2html. <http://calib.qub.ac.uk/calib/>
- Stockmarr, J. 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen and Spores* 13, 615–621.
- Suter, F., Martínez, J.I., 2009. Tectónica transpresiva cuaternaria en la sutura de El Romeral: ejemplo de la cuenca de Santa Fé - Sopetrán, Antioquia. XII Congreso Nacional de Geología. Paipa, Colombia.
- _____, Martínez, J.I., Vélez, M.I. *En preparación*. Quaternary transcurrent tectonics on the Romeral Suture: example of the Santa Fe – Sopetran Basin, northwestern Colombia.
- Tedesco, K., Thunell, R. 2003. High resolution tropical climate record for the last 6,000 years. *Geophysical Research Letters* 30(7), 1891, doi: 10.1029 /2003 GL017959.
- Tinner, W., Conedera, M., Ammann, B., Gaggeler, H.W., Gedye, S., Jones, R., Sagesser, B. 1998. Pollen and charcoal in lake sediments compared with historically documented forest fires in southern Switzerland since AD 1920. *The Holocene* 8(1), 31–42.
- Torres, V. 2006. Pliocene-Pleistocene evolution of flora, vegetation and climate: A palynological and sedimentological study of a 586-m core from the Bogotá Basin, Colombia. Tesis de Doctorado. Universiteit van Amsterdam, IBED. 181 pp.
- Traverse, A. 2007. *Paleopalynology. Topics in Geobiology*, 2^a edición. Springer. Netherlands, 813 pp.
- Tucker, M. 1982. *The Field Description of Sedimentary Rocks*. Open University Press, England, 112 pp.
- Tyson, R.V. 1993. Palynofacies analysis. En: Jenkins, D.J. (Ed.), *Applied Micropaleontology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 153–191.
- Tyson, R.V. 1995. *Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies*. Chapman and Hall, London, 615 pp.
- Van de Hammen., T. 1986. Fluctuaciones holocénicas del nivel de inundaciones en la Cuenca del Bajo Magdalena-Cauca-San Jorge (Colombia). *Geología Norandina* 10, 11–18.
- _____, Cleef, A.M. 1992. Holocene changes of rainfall and river discharge in northern South America and El Niño phenomenon. *Erdkunde* 46, 252–256.

- Vecchi, G.A., Clement, A., Soden, B.J. 2008. Examining the tropical pacifics response to global warming. *EOS* 89(9), 81–83.
- Veléz, M.I., Berrío, J.C., Hooghiemstra, H., Metcalfe, S., Marchant, R. 2005. Palaeoenvironmental changes during the last ca. 8590 calibrated yr (7800 radiocarbon yr) in the dry forest ecosystem of the Patía Valley, Southern Colombian Andes: a multiproxy approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 216, 279– 302.
- Vuille, M., Bradley, R.S., Keimig, F. 2000. Climate variability in the Andes of Ecuador and its relation to tropical Pacific and Atlantic sea surface temperature anomalies. *Journal of Climatology* 13, 2520–2535.
- Wang, H-J., Zhang, R-H., Cole, J., Chavez, F. 1999. El Niño and the related phenomenon southern oscillation (ENSO): the largest signal in interannual climate variation. *Proc. Natl. Academic Science USA* 96, 11071–11072.
- Wetzel, R.G. 2001. *Limnology, Lake and River Ecosystems*. Academic Press. 1006 pp.

PARTE II

3
CAPITULO

*El Periodo Cálido Medieval y la Pequeña Edad
de Hielo en el Neotropico*

Resumen

En el Neotrópico existen registros paleoclimáticos marinos y continentales que sugieren la ocurrencia de condiciones relacionadas con el Período Cálido Medieval (MWP, ~800-1300 AD) y la Pequeña Edad de Hielo (LIA, ~1300-1800 AD). Sin embargo, la falta de sincronidad en los eventos paleoclimáticos entre algunos registros (e.g. costeros y de los Andes), reflejan una respuesta geográfica variable al cambio climático. Se discuten aquí: (1) la complejidad de factores climáticos que modulan el clima tropical, (2) la diversidad de respuestas paleoclimáticas, (3) el sesgo debido al escaso número de registros paleoclimáticos en el Neotrópico, (4) las limitaciones de los métodos de datación y, (5) los impactos de los eventos del MWP y la LIA a escalas regionales. Finalmente sugerimos áreas prospectivas para futuros estudios.

Palabras clave: Correlación paleoclimática, variabilidad climática, teleconexiones inter-hemisféricas, Fenómeno El Niño-Oscilación del Sur, Zona de Convergencia Intertropical.

Abstract

THE MEDIEVAL WARM PERIOD AND THE LITTLE ICE AGE IN THE NEOTROPICS

In the Neotropics marine and continental paleoclimatic records suggest the occurrence of conditions related to the Medieval Warm Period (MWP, ~800-1300 AD) and the Little Ice Age (LIA, ~1300-1800 AD). However, the lack of synchronicity in the paleoclimatic events between some records (e.g. coastal and Andean), reflect variable geographical responses to climate change. Herein we discuss: (1) the complex climate factors that modulate the tropical climate, (2) the diversity of the paleoclimate response, (3) the bias introduced by the scarce number of paleoclimate records in the Neotropics, (4) the limitations introduced by the current dating techniques and, (5) the impacts of the MWP and LIA at regional and global scales. Finally we suggest areas for future studies.

Key words: paleoclimate correlation, climate variability, inter-hemispheric teleconnections, El Niño-Southern Oscillation, Intertropical Convergence Zone.

1. Introducción

Estudios paleoclimáticos del Holoceno sugieren la ocurrencia de un periodo de enfriamiento generalizado, pero altamente fluctuante, del clima conocido como la Pequeña Edad de Hielo (*Little Ice Age*, LIA), comprendido entre ~1300-1850 AD, subsiguiente a un periodo cálido (~800-1300 AD) que mantuvo temperaturas semejantes a las actuales llamado Óptimo Medieval o Periodo Cálido Medieval (*Medieval Warm Period*, MWP; e.g. Bradley & Jones, 1993; Hughes & Diaz, 1994; Crowley, 2000; Crowley & Lowery, 2000; Grove, 2001; Jones *et al.*, 2001; Hendy *et al.*, 2002; Cronin *et al.*, 2003; Jones & Mann, 2004). Aunque el MWP y la LIA son considerados eventos paleoclimáticos a escala hemisférica, su documentación para el norte de Suramérica es aún insuficiente y sólo se interpretan en forma incompleta. A pesar de que los trópicos recientemente han adquirido una importancia alta debido a su papel como áreas reguladoras del clima global (González *et al.*, 2008; Vecchi *et al.*, 2008) su conocimiento es aún incipiente y requiere tanto del estudio de registros paleoclimáticos a diferentes escalas de tiempo y mediante una cobertura geográfica densa (e.g. Winter *et al.*, 2000; González *et al.*, 2008; Vecchi *et al.*, 2008).

A pesar de la oscilación aparente cálido-frío entre el MWP y la LIA estos eventos no fueron realmente cambios climáticos continuos, sino variaciones a pequeñas escalas espacio-temporales (Grove, 2001). La falta de sincronidad de los eventos paleoclimáticos del MWP y la LIA entre diferentes sitios del planeta (e.g. Crowley, 2000), sumado a la falta de suficientes registros paleoclimáticos e instrumentales (Crowley & Lowery, 2000; Grove, 2001) hacen difícil determinar su posible relación causa-efecto a escala global (Bradley *et al.*, 2003b). Las tendencias paleoclimáticas opuestas en algunos registros soportan la necesidad de re-evaluar el uso de los términos Pequeña Edad de Hielo y Período Cálido Medieval basados en la variabilidad decadal

y centenaria (e.g. Bradley & Jones 1993; Jones & Mann, 2004). Más aun, Hughes & Díaz (1994) proponen cambiar el término Período Cálido Medieval por el de Anomalía Climática Medieval, limitando así el efecto de la temperatura.

En esta revisión se comparan los registros paleoclimáticos del MWP y la LIA en el Neotrópico (Mesoamérica y norte de Suramérica), se analizan sus causas y efectos a escala global, y se evalúan las hipótesis de sus tele-conexiones inter-hemisféricas con énfasis en el continente americano (e.g. Goosse *et al.*, 2004; Turney & Palmer, 2007). Adicionalmente se examinan los sesgos introducidos por los métodos cronológicos disponibles, los problemas introducidos por la escasez de registros. Finalmente, se proponen áreas de posible interés paleoclimático en el Neotrópico.

2. Los registros del MWP y la LIA en latitudes altas

2.1. El MWP y la LIA en el hemisferio norte

Cambios climáticos ocurridos desde la última glaciación en latitudes altas del Atlántico Norte, parecen relacionados con cambios en la circulación termohalina (*Termohaline Circulation*, THC; e.g. Broecker, 2000; Keigwin & Boyle, 2000; Clark *et al.*, 2002; Bradley *et al.*, 2003a; Cronin *et al.*, 2003). Cambios en el balance hidrológico, producto del derretimiento de los casquetes polares, producen un descenso en la salinidad oceánica superficial (*Sea Surface Salinity*, SSS) y la formación de aguas profundas, frenando así la circulación termohalina y el transporte de calor a los polos (Stocker & Marchal, 2000). Tal mecanismo parece haber sido el responsables de la LIA (Broecker, 2000; Turney & Palmer, 2007). En contraste, la circulación termohalina habría sido más activa durante el pico Cálido Medieval en Groenlandia e Islandia (Crowley & Lowery, 2000). Sin embargo, la conexión entre condiciones climáticas frías y la THC aún se discute.

En reconstrucciones paleoclimáticas del hemisferio norte, el MWP ha sido definido como el intervalo climático antecedente a la LIA, caracterizado por un aumento de la temperatura global y reducción del volumen de hielo (e.g. Hughes & Díaz, 1994; Crowley, 2000; Crowley & Lowery, 2000; Bradley *et al.*, 2003b). Crowley & Lowery (2000), a partir de una reconstrucción climática global de multi-indicadores, concluyen que el MWP se caracterizó en el hemisferio norte como un periodo compuesto por tres intervalos de tiempo cálido (~1010-1040, ~1070-1105, y ~1155-1190 AD), coincidiendo con una sequía prolongada en el oeste de Estados Unidos (Bradley *et al.*, 2003b). Sin embargo, la definición de estos picos cálidos no está soportada por todos los registros usados para esta reconstrucción (e.g. Alemania y oeste de China), donde se presenta una tendencia climática inversa a la característica de este evento climático. La reconstrucción dendroclimatológica de la temperatura en el hemisferio norte permite visualizar la variabilidad climática centenaria para un período cálido ~960-1050 AD, i.e. el MWP, y un período frío entre ~1200-1950 AD, i.e. la LIA (Cook *et al.*, 2004).

En el registro de temperatura en la Bahía de Chesapeake (Estados Unidos), el MWP presenta una alternancia de condiciones climáticas (Fig. 1). Un período de enfriamiento de 2-3°C separa lo que Cronin *et al.*, (2003) definen como el MWP temprano entre ~450-900 AD (MWP-I) y el MWP propiamente dicho entre ~1000-1300 AD (MWP-II). La LIA se observa como un periodo compuesto por dos picos LIA-I (~1450-1530 AD) y LIA-II (~1720-1850 AD), los cuales corresponden a temperaturas ~4.7 y ~2.4 °C más frías que las correspondientes al siglo XX, respectivamente (Cronin *et al.*, 2003). Sin embargo, algunos autores sugieren que el intervalo de la LIA no se relaciona con condiciones climáticas propiamente dichas, sino con un periodo de expansión glaciaria en todos los continentes (Grove, 2001). Entre las evidencias de la LIA existentes para el Atlántico Norte, no existe un consenso con respecto a su extensión temporal (Bradley & Jones, 1993), de tal forma que las diferencias observadas entre regiones aledañas reflejarían más bien condiciones paleoclimáticas regionales (Grove, 2001).

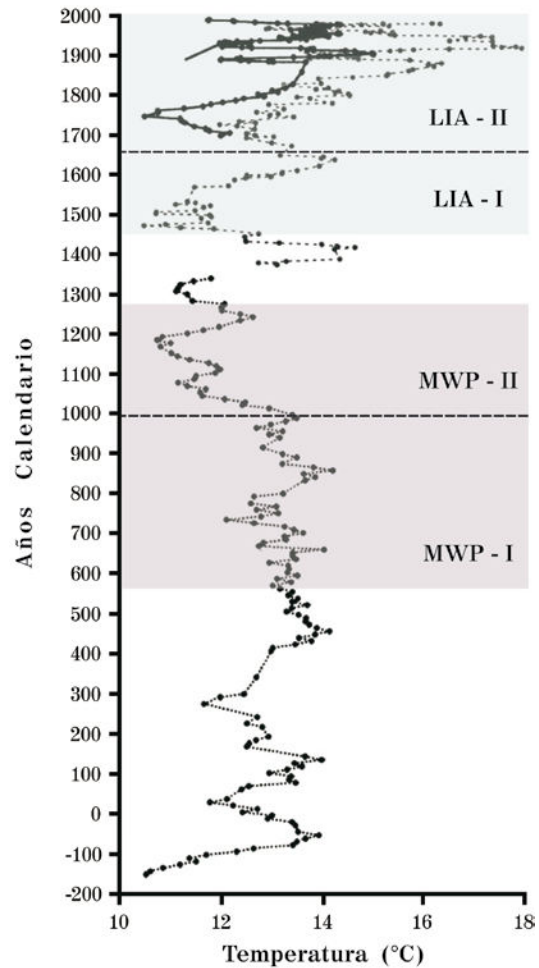


Figura 1. Registro de la temperatura superficial del agua en primavera en la Bahía Chesapeake (Estados Unidos), reconstruida a partir de la relación Mg/Ca de valvas de ostrácodos para los últimos 2200 años (Tomado de Cronin *et al.*, 2003).

2.2. El MWP y la LIA en Chile y Argentina

En el estudio multi-indicadores del pantano Isla Grande (Tierra de Fuego), para los últimos 1400 años, se registra un periodo de condiciones secas (~960-1020 AD) correspondiente al MWP, sugiriendo así su sincronidad con el hemisferio norte (Mauquoy *et al.*, 2004). Para el evento de la LIA, este registro resulta insuficiente, sugiriendo solo un periodo de condiciones frías y húmedas entre ~1030-1100 AD.

Harrison *et al.* (2007) definen la LIA en Suramérica con el término de Periodo Glaciar IV (~1450-1650 AD), correspondiente a un intervalo de avance de 11 casquetes glaciares al norte de la Patagonia (Chile), datados por dendrocronología, liquenometría y radiocarbono. Adicionalmente, en el Lago Frías (Argentina), es evidente un mayor avance glaciar durante ~1800-1850 AD (Ariztegui *et al.*, 2007). En el Lago Frías la frecuencia de las varvas es modulada por periodos de 2.5 a 3 años, correspondiente a una señal regulada aparentemente por la influencia del fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO; Ariztegui *et al.*, 2007). Las dataciones de la LIA para las latitudes altas de Chile y Argentina dejan ver un retraso en la respuesta climática de ~400 años entre dos sitios geográficamente cercanos, lo cual refleja diferencias regionales. Ubicando estos registros dentro del marco global de ocurrencia de la LIA, estos corresponden a un intervalo significativamente más corto que el documentado para el hemisferio norte.

3. El MWP y la LIA en el Neotrópico

Registros de alta resolución del MWP y la LIA en el Neotrópico han sido estudiados en: (1) sedimentos lacustres de la península de Yucatán (México; e.g. Hodell *et al.*, 1995; Curtis *et al.*, 1996; Hodell *et al.*, 2001; 2005), Golfo de México (e.g. Lozano-García *et al.*, 2007), Andes venezolanos (Rull *et al.*, 1987; Polissar *et al.*, 2006a) y en el Lago Titicaca (Abbot *et al.*, 1997; Binford *et al.*, 1997), (2) sedimentos marinos laminados de la Cuenca de Cariaco (Venezuela; e.g. Haug *et al.*, 2001; Peterson & Haug, 2006), (3) la estalagmita de Chilibrillo (Panamá; Lachniet *et al.*, 2004), (4) corales del Caribe (e.g. Winter *et al.*, 2000; Watanabe *et al.*, 2001), (5) glaciares andinos (e.g. Thompson *et al.*, 1986; 1995; Liu *et al.*, 2005) y (6) geomorfología (e.g. Rabatel *et al.*, 2005; Solomina *et al.*, 2007; Unkel *et al.*, 2007; Jomelli *et al.*, 2008). Aún así, existen diferencias en las

dataciones y el régimen climático de estos eventos a escala continental. Los contrastes en la respuesta climática son atribuidos a condiciones climáticas regionales moduladas por la interacción con fenómenos de escala global como el ENSO para los Andes tropicales y la Oscilación del Atlántico Norte (NAO; e.g. Jones & Mann, 2004; Polissar *et al.*, 2006b).

3.1. Registros paleoclimáticos continentales de Mesoamérica y los Andes del norte

Una diferencia marcada en el paso de condiciones secas a húmedas es evidente en el registro lacustre basado en polen, materia vegetal carbonizada (*charcoal*) y diatomeas en Lago Verde (Golfo de México; Fig. 2A). En el registro de Lago Verde, el periodo de la LIA (~1350-1850 AD) se caracteriza por un aumento marcado del nivel del lago y una cobertura extensa de bosque húmedo tropical (Lozano-García *et al.*, 2007). El aumento del nivel del Lago se correlaciona directamente con un aumento en la precipitación. Aumentos en la precipitación favorecen el avance glaciar, el cual caracterizó el periodo del LIA en los Andes venezolanos (Polissar *et al.*, 2006a). El avance glaciar ha sido una de las condiciones climáticas características de este período en latitudes altas de Europa y Norte América (Grove, 2001). En contraste con el registro del Lago Verde, en el registro $\delta^{18}\text{O}$ de Aguada X'caamal (Península de Yucatán; Fig. 2B) la señal paleoclimática de la LIA es registrada como un período seco entre 1450 y 1900 AD. Esta interpretación está apoyada en la presencia del foraminífero bentónico *Ammonia beccarii* propio de aguas salobres a salinas (Hodell *et al.*, 2005).

En la Península de Yucatán los registros de isotopos de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) de ostrácodos en los lagos Chichancanab (Hodell *et al.*, 1995) y Punta Laguna (Curtis *et al.*, 1996), muestran una alternancia de condiciones climáticas secas y húmedas. La correspondencia entre los periodos secos de Chichancanab (~800-1000 AD) y Punta Laguna

(~600-1000 AD; Fig. 2C-D), con el periodo clásico tardío y postclásico temprano de la civilización Maya, permiten sugerir que las sequías extremas habrían conducido a su colapso (Hodell *et al.*, 1995; Curtis *et al.*, 1996; Hodell *et al.*, 2001). De interés es la correlación del intervalo de sequía con un incremento en la concentración de micropartículas en el registro de hielo de Quelccaya (Andes peruanos; Hodell *et al.*, 1995; Curtis *et al.*, 1996) y con aumentos en la actividad solar (Hodell *et al.*, 2001). Cambios en la energía solar en el trópico parece estar relacionado con cambios en la ZCIT (Polissar *et al.*, 2006a). Posterior al intervalo de sequía se observa un regreso a condiciones más húmedas. Sin embargo, este intervalo, aunque más húmedo que el anterior, no presenta condiciones climáticas constantes. Más bien fue un periodo de contraste marcado entre intervalos secos y húmedos (Curtis *et al.*, 1996), que no ha sido referido a la ocurrencia de la LIA en esta región.

En apoyo a la hipótesis de la civilización Maya por un periodo de sequia extremo, la señal de precipitación, derivada del registro $\delta^{18}\text{O}$ de la estalagmita de Chilibrillo (Panamá; Fig. 2E), evidencia un episodio seco entre 900 y 1310 AD y una “anomalía hidrológica” (~1100-1220 AD), al parecer influenciado con la circulación atmosférica ligada al fenómeno ENSO (Lachniet *et al.*, 2004). Es decir, una posición más austral de la zona de convergencia intertropical (ZCIT; e.g. Poveda *et al.*, 2006).

En el registro paleoclimático de las lagunas Mucubají y Blanca (Andes venezolanos) para los últimos 1800 años se evidencian cuatro intervalos de avance glaciar (~1180–1350, ~1450–1590, ~1640–1730 y ~1800–1820 AD), definidos con base en aumentos de la susceptibilidad magnética (Fig. 2G-H). Estos intervalos de avance glaciar corresponden a aumentos de la humedad, definido por porcentaje de polen de Cyperaceae en la

Laguna Piedras Blancas (Fig. 2I), disminución en el nivel de las zonas de vegetación y de la radiación solar, relacionando con la LIA (Polissar *et al.*, 2006a). A pesar que para este registro no se hace referencia al MWP, es evidente una estación climática seca antecediendo a la LIA.

Es importante resaltar que las señales paleoclimáticas de los Andes venezolanos presentan un contraste marcado con el registro de la cuenca de Cariaco. Polissar *et al.*, (2006a) discuten esta diferencia respaldados en que el drenaje de los Andes venezolanos no influye en la sedimentología de la cuenca de Cariaco, dado que el drenaje de estos sedimentos atraviesa primero el Lago Maracaibo y el Río Orinoco. Sin embargo, la explicación a estas diferencias paleoclimáticas marcadas podría estar enmarcada en diferencias geográficas, topográficas e incluso bióticas regionales (Lozano-García *et al.*, 2007).

Otra señal paleoclimática que apoyan la ocurrencia de un periodo climático seco (i.e. MWP) que habría afectado a las civilizaciones precolombinas i.e. Civilización Maya, se encuentra en el registro del Lago Titicaca (Perú-Bolivia), en que se evidencia un periodo seco (1050-1450 AD) en fase con uno de los periodos secos registrado en el glacial de Quelccaya (1040-1490 AD; Thompson *et al.*, 1985). Este periodo seco, reflejado en la disminución marcada del Lago Titicaca (Fig. 2K), coincide con el decaimiento de la producción agrícola y el consecuente colapso de la civilización Tiwanaku (Abbott *et al.*, 1997; Binford *et al.*, 1997). Posterior a este periodo seco se observa un aumento considerable del nivel del lago, sugiriendo un retorno a condiciones más húmedas, las cuales corroborarían la hipótesis de la ubicación más austral de la ZCIT durante el periodo de la LIA. Sin embargo, no se establece la ocurrencia de este periodo, por falta de dataciones radiocarbono (Binford *et al.*, 1997).

En el registro polínico del glaciar Sajama (Bolivia), la LIA se presenta como dos intervalos paleoclimáticos opuestos, uno húmedo (~1500-1700 AD) y uno seco (~1700-1880 AD), definidos con base en la relación Poaceae/Asteraceae (P/A), taxa que responden a condiciones climáticas húmedas y secas, respectivamente (Liu *et al.*, 2005). En este punto es discutible la determinación paleoclimática basada exclusivamente en la relación P/A, familias que ecológicamente son cosmopolitas y, presentan altas tasas de producción y dispersión de polen, y por consiguiente un alto “*efecto background*” (presencia de un taxón, donde no ocurre su cobertura vegetal; Grabandt, 1980). Sin embargo, el registro polínico del glaciar de Sajama parece corroborar el registro de $\delta^{18}\text{O}$ del glaciar de Quelccaya (Thompson *et al.*, 1986) Adicionalmente, la ocurrencia del período seco corresponde cercanamente con el registrado en el glaciar de Huascarán (Perú) para el intervalo 1730–1870 AD (Thompson *et al.*, 1995).

Dataciones liquenométricas de 10 morrenas glaciares de Charquini (Bolivia) sitúan el punto máximo de la LIA durante la segunda mitad del siglo XVII, i.e. finalizando entre 1870 y 1910 (Rabatel *et al.*, 2005). Estas dataciones corresponden con las realizadas, con el mismo método de datación, en la Cordillera Blanca (Perú; Solomina *et al.*, 2007). Esta sincronidad sugiere un cambio climático a escala regional (Rabatel *et al.*, 2005; Jomelli *et al.*, 2008), contrastando con el avance glaciar del hemisferio norte, el cual se prolongo hasta mediados del siglo XIX (Groove, 2001), reforzando así la hipótesis de cambios climáticos a escala regional (e.g. Liu *et al.*, 2005; Rabatel *et al.*, 2005; Jomelli *et al.*, 2008).

3.2. Registros paleoclimáticos del Mar Caribe

En el registro laminado de la cuenca de Cariaco (Venezuela; Fig. 2F), se evidencia un intervalo de alta precipitación durante ~950-1450 AD, i.e. el MWP, contrastando con

un intervalo seco marcado durante ~1500-1850 AD, i.e. la LIA. El intervalo de sequía esta definido por una disminución marcada en el contenido de titanio, interpretada como una disminución en el aporte terrígeno consecuencia de una disminución en la precipitación (Haug *et al.*, 2001; Peterson & Haug, 2006). El intervalo seco en la cuenca de Cariaco sería, por tanto, una respuesta directa de la posición más austral de la ZCIT (Haug *et al.*, 2001). La migración austral de la ZCIT (Fig. 3), aparentemente corresponde con la señal de una condición lluviosa más al sur de Suramérica, la cual se relacionaría con las características de la LIA registradas en el Lago Frías (Argentina; Ariztegui *et al.*, 2007) y estarían asociadas a la modulación del fenómeno ENSO, y la señal de la LIA en el registro $\delta^{18}\text{O}$ del glaciar de Quelccaya (Thompson *et al.*, 1986). Allí los valores más negativos de la señal $\delta^{18}\text{O}$ son indicadores de temperaturas frías o húmedas (Fig. 2J).

Al noreste del mar Caribe, la reconstrucción de la temperatura oceánica superficial (*Sea Surface Temperature*, SST), a partir de $\delta^{18}\text{O}$ del coral *Montastrea faveolata*, para tres intervalos de tiempo durante la LIA (~1700-1705, ~1780-1785 y ~1810-1815 AD) exhibe una disminución de ~2-3°C, coincidente con la disminución de la salinidad superficial (SSS; Winter *et al.*, 2000). Condiciones análogas fueron inferidas mediante el estudio de la relación Mg/Ca y $\delta^{18}\text{O}$ de *M. faveolata* en la costa de Puerto Rico para el periodo ~1609-1703 AD (Watanabe *et al.*, 2001). La disminución en la SST puede traducirse en una disminución de la evaporación (Winter *et al.*, 2000). Una causa de estas condiciones paleoclimáticas podría encontrarse en la migración estacional hacia el sur de la ZCIT (Fig. 3) durante la LIA (Watanabe *et al.*, 2001). Esto apoyaría la hipótesis de un período seco en el norte de Suramérica durante la LIA (Haug *et al.*, 2001). Una tendencia similar ha sido encontrada en el suroeste del Pacífico, en la Gran Barrera de Coral (Hendy *et al.*, 2002).

La evaluación de la respuesta climática al forzamiento volcánico utilizando el modelo Zebiak–Cane, muestra una tendencia hacia condiciones húmedas tipo - La Niña durante el MWP y condiciones secas tipo - El Niño durante la LIA (Mann *et al.*, 2005). Esta tendencia de los modelos es respaldada por las bajas tasas de radiocarbono durante la LIA en el Pacífico, las que a su vez son el resultado de la fase cálida de El Niño, durante la cual la termoclina se profundiza en el Océano Pacífico oriental y por consiguiente se detiene la surgencia de aguas ricas en CO₂ (Turney & Palmer, 2007).

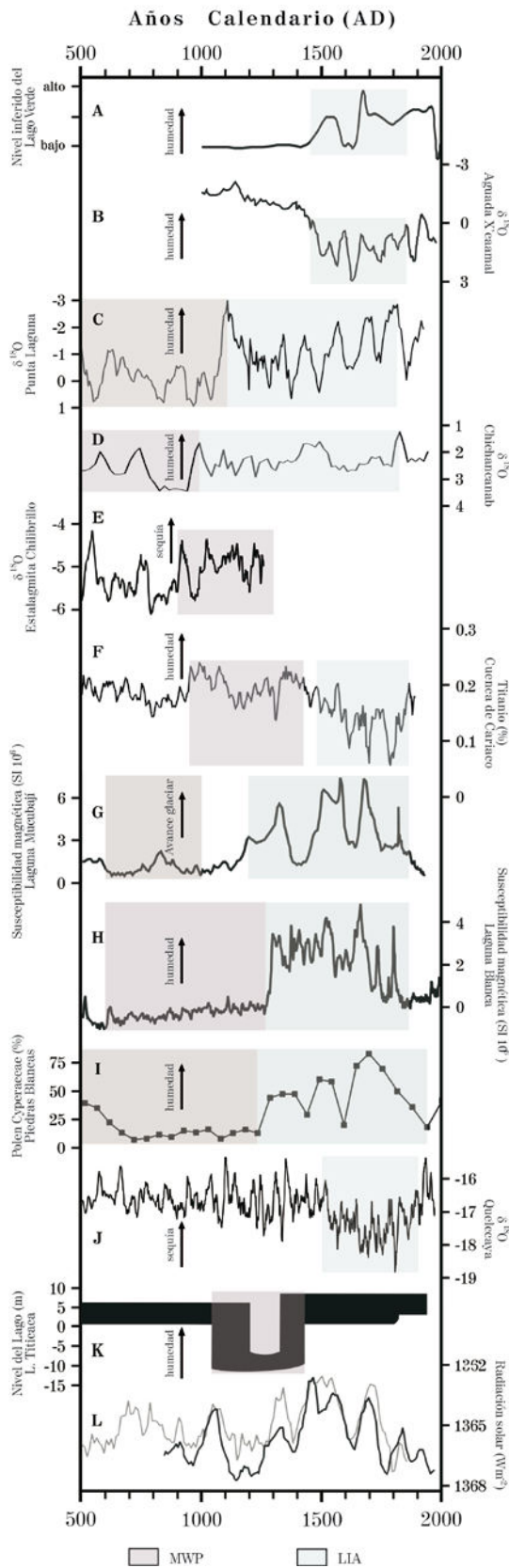


Figura 2. Registros paleoclimáticos para Mesoamérica y el norte de Suramérica comparados con los índices de actividad solar. Se señalan los periodos correspondientes al MWP y la LIA para cada registro. (A) Nivel del Lago Verde (México; Lozano-García *et al.*, 2007). (B-D) Registros $\delta^{18}O$ lacustres de la Península de Yucatán; note las señales paleoclimáticas inversas entre las épocas húmedas en Chichancanab (Hodell *et al.*, 1995) y Punta Laguna (Curtis *et al.*, 1996), y la época seca en Aguada X'caamal (Hodell *et al.*, 2005) durante la LIA. (E) Registro $\delta^{18}O$ de la estalagmita de Chilibrillo (Panamá; Lachniet *et al.*, 2004). (F) Registro de Ti (%) de la Cuenca de Cariaco (Venezuela; Haug *et al.*, 2001). (G-H) Registros de susceptibilidad magnética (SM) de las lagunas Mucubají y Blanca (Polissar *et al.*, 2006a) como indicadores de avances glaciares en los Andes venezolanos. (I) Registro de abundancia de polen de Cyperaceae en la Laguna Piedras (Rull *et al.*, 1987), cerca de la L. Mucubají. (J) Registro $\delta^{18}O$ del glaciar de Quelccaya (Perú; Thompson *et al.*, 1986). (K) Nivel del lago Titicaca (Perú-Bolivia; Abbott *et al.*, 1997). (L) Reconstrucción del índice mínimo (línea negra) y máximo (línea gris) de radiación solar para los últimos 1500 años (tomado de Polissar *et al.*, 2006a).

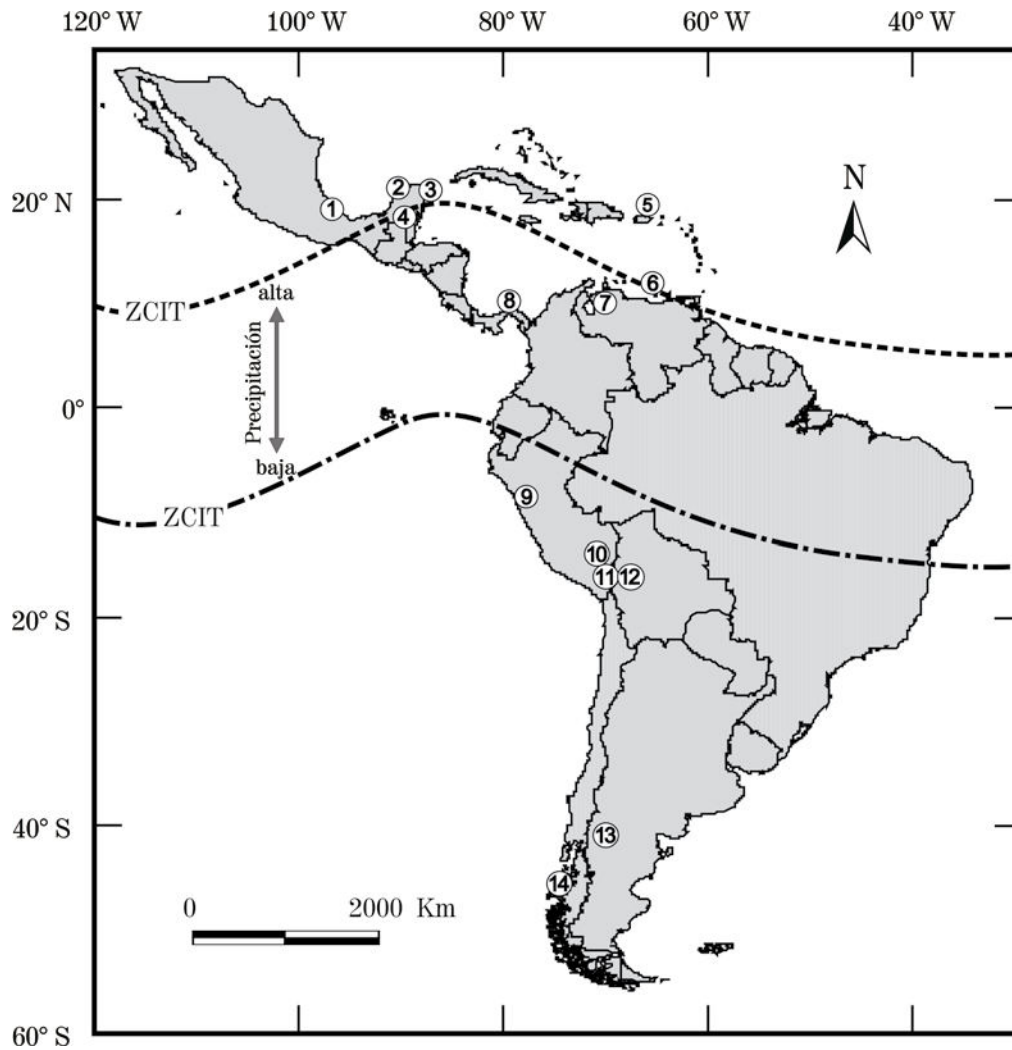


Figura 3. Variación estacional media de la zona de convergencia intertropical (ZCIT) sobre Mesoamérica y norte de Suramérica. Estas variaciones controlan los periodos de lluvias regionales, presentándose época de sequía en Mesoamérica y el Caribe cuando esta se encuentra más al sur. Se muestra la ubicación de algunos de los registros mencionados en el texto (1) Lago Verde, (2) Aguada X'caamal, (3) Punta Laguna, (4) Lago Chichancanab, (5) Costa de Puerto Rico, (6) Cariaco, (7) Andes venezolanos, (8) Chilibrillo, (9) Quelccaya, (10) Cordillera Blanca, (11) Lago Titicaca, (12) Charquini, (13) Lago Frías, (14) Patagonia.

4. Discusión

Como resulta aparente de las evidencias resumidas arriba, varios factores afectan el valor de las interpretaciones paleoclimáticas en el Neotrópico. Entre estos se destacan, entre otros: (1) la escasez y calidad de los registros paleoclimáticos, (2) la imprecisión en los

métodos de datación disponibles, y (3) el entendimiento limitado de los mecanismos que regulan el clima en el trópico. Es solo así será posible comparar y entender el registro de los eventos MWP y LIA a escala geográfica, regional del Neotrópico y global.

4.1. Escasez de Registros paleoclimáticos

Reconstrucciones de la variabilidad climática se han interpretado en términos de tendencias globales como el MWP y la LIA. Sin embargo, estas definiciones han sido expuestas por investigadores que han basado sus estudios en registros mayoritariamente europeos y del Atlántico Norte (Jones & Mann, 2004). Teniendo en cuenta la falta de registros de alta resolución a escala global, especialmente en áreas geográficamente poco exploradas y documentadas como el Neotrópico, no es sorprendente la dificultad en encontrar sincronidad real entre los diferentes eventos paleoclimáticos alrededor del globo (Bradley & Jones, 1993; Hughes & Díaz, 1997). Los registros disponibles no presentan las características que permitan realizar reconstrucciones paleoclimáticas a escala global debido a: (1) la ausencia de una resolución temporal alta, (2) el escaso y muchas veces impreciso control temporal, (3) el carácter cualitativo de las reconstrucciones (Farrera *et al.*, 1999). Las limitaciones en el número de registros, y de la calidad de las reconstrucciones derivadas de los mismos, llevan a plantear que la definición de los eventos paleoclimáticos MWP y LIA debería limitarse al hemisferio norte (Bradley & Jones, 1993). De otro lado, existen grandes diferencias entre los registros regionales de temperatura instrumental y las tendencias hemisféricas (Crowley & Lowery, 2000; Jones *et al.*, 2001). Una forma de comprender los eventos pasados y encontrar las posibles analogías entre los factores y efectos que afectan el sistema climático global y en el Neotrópico debe basarse en evidencias regionales y no apoyarse en definiciones generalizadas, con el fin de comprender las diversas respuestas producto de condiciones propias de cada región.

4.2. Imprecisión de las herramientas de datación

Una de las diferencias más notorias al tratar de definir la ocurrencia del MWP y la LIA la constituyen la estimación cronológica precisa de los mismos. La falta de sincronidad en la datación de estos períodos (Fig. 4) es efecto directo de las herramientas de datación para los registros utilizados, entre las cuales las fechas con radiocarbono presentan grandes fuentes de error para periodos recientes (Rabatel *et al.*, 2005). La falta de alta resolución temporal y control en las dataciones impiden detectar variaciones a escalas climáticas seculares y decadales (Liu *et al.*, 2005). Teniendo en cuenta las limitaciones de las diversas herramientas (U/Th en corales, dendrocronología, liquenometría, ^{14}C , entre otros) usadas para datar intervalos paleoclimáticos, se debería evitar el uso de términos descriptores como el Período Cálido Medieval y la Pequeña Edad de Hielo y reemplazarlos por la descripción de sus condiciones climáticas, y sus tiempos de ocurrencia en edades calendario (Jones & Mann, 2004).



Figura 4. Representación de las condiciones paleoclimáticas y periodos correspondientes al Periodo Cálido Medieval (MWP) y la Pequeña Edad de Hielo (LIA) para los registros mencionados en el texto. Se muestran siete interpretaciones paleoclimáticas correspondientes a clima frío, cálido, seco, húmedo, cálido-seco, frío-seco y frío-húmedo. (Compilado de: Thompson *et al.*, 1986; Rull *et al.*, 1987; Hodell *et al.*, 1995; Curtis *et al.*, 1996; Abbott *et al.*, 1997; Winter *et al.*, 2000; Haug *et al.*, 2001; Lachniet *et al.*, 2001; Rabatel *et al.*, 2001; Watanabe *et al.*, 2001; Cronin *et al.*, 2003; Hodell *et al.*, 2005; Liu *et al.*, 2005; Polissar *et al.*, 2006a; Ariztegui *et al.*, 2007; Harrison *et al.*, 2007; Lozano-García *et al.*, 2007; Solomina *et al.*, 2007).

4.3. Mecanismos reguladores paleoclimáticos

Los intervalos del MWP y la LIA se consideran fenómenos a escala hemisférica definidos a partir de los promedios de temperatura en el hemisferio norte (Goosse *et al.*, 2005). Sin embargo, cuando se comparan con las evidencias neotropicales se encuentran grandes diferencias, correspondiendo más a eventos paleoclimáticos cortos submileniales que dificultan cualquier definición y caracterización a escala global. A la luz de los registros paleoclimáticos existentes en el Neotrópico para los últimos 2000 años, son claras las tendencias paleoclimáticas contrarias tanto para el MWP como para la LIA (Fig. 5). Tales efectos contrarios van desde la ocurrencia de una época húmeda durante la LIA para la Laguna Mucubají en los Andes venezolanos, Lago Verde en Mesoamérica y el Lago Titicaca, contrastando con una época seca en el Istmo de Panamá, la Cuenca de Cariaco, la costa de Puerto Rico, y Aguada X'caamal en la Península de Yucatán. Si bien existen fuertes indicios que una disminución en la radiación solar influyó fuertemente en el avance glacial (Fig. 2L), la consecuente disminución de la temperatura en los Andes venezolanos (Polissar *et al.*, 2006a) y el aumento en el nivel del Lago Verde. El efecto de una posición más austral de la ZCIT durante la LIA, ligada al fenómeno ENSO, habría tenido un efecto marcado en las condiciones secas presentes en el Mar Caribe y el Istmo.

La dificultad en la “globalización” paleoclimática se da porque si bien, estos eventos se encuentran asociados a mecanismos de modulación climática hemisférica, como modificaciones en la circulación termohalina (e.g. Broecker, 2000; Bradley *et al.*, 2003a), periodos de baja radiación solar y efectos del forzamiento volcánico (e.g. Beer *et al.*, 2000; Polissar *et al.*, 2006a; Feynman, 2007), el efecto de tales mecanismos no es el mismo en todas las regiones. Tal es el caso de los incrementos en la radiación solar

que no causan calentamiento en todas las regiones (Bradley *et al.*, 2003b), o puede verse aumentado o disminuido por la interacción con mecanismos climáticos regionales e.g. la respuesta climática en Europa se acopla a modelos de circulación asociados a la Oscilación del Ártico (Shindell *et al.*, 2001), mientras que en el trópico la posición de la ZCIT y al efecto acoplado con el fenómeno ENSO produce contrastes marcados en la relación precipitación- evaporación (P-E; Haug *et al.*, 2001; Lachniet *et al.*, 2004; Peterson & Haug, 2006). Adicionalmente, eventos tipo El Niño caracterizados por la posición más austral de la ZCIT, producen modelos de precipitación en los trópicos y extra trópicos con un efecto de sequía global durante la LIA, que puede hacer que registros como los de la Cuenca de Cariaco ocurran en fase con el hemisferio norte (Peterson & Haug, 2006). Sin embargo, estos fenómenos climáticos y el sistema océano-atmósfera tropical también hacen única cada región, las cuales a su vez generan una diversidad de respuestas de retro-alimentación paleoclimáticas que pueden ser positivas o negativas. En los trópicos la nubosidad baja (estratos) produce un efecto termostático (e.g. Clement *et al.*, 1996).

4.4. Comparación entre los eventos MWP y LIA a escalas geográficas regional y global

La ocurrencia de respuestas climáticas particulares surge como efecto de condiciones climáticas regionales propias de las condiciones geográficas, bióticas e hidrográficas (e.g. tipo de vegetación, relieve, drenaje, altitud, latitud) de cada zona, produciendo respuestas geográficas variables al mismo mecanismo climático (Lozano-García *et al.*, 2007). Tal es el caso de respuestas climáticas divergentes entre las costas y los Andes tropicales a los mismos fenómenos climáticos (Polissar *et al.*, 2006a). Mientras que regiones en latitudes altas y condiciones geográficas similares como la región glacial de Perú y Bolivia presentan respuestas climáticas acopladas, tanto en periodos de

ocurrencia, como en las condiciones climáticas. (Rabatel *et al.*, 2005; Solomina *et al.*, 2007; Jomelli *et al.*, 2008). De aquí la importancia de evitar el uso de registros de áreas pequeñas para hacer inferencias hemisféricas (e.g. Crowley & Lowery, 2004), puesto que indicadores individuales presentan respuestas a diferentes aspectos climáticos estacionales, acercamientos multi-indicadores permitirán una visión más generalizada de los efectos y resultan más útiles (Farrera *et al.*, 1999).

Desde la perspectiva de los modelos y simulaciones bajo forzamiento se concluye que las variaciones climáticas a escala regional son mayores que a escala hemisférica (Goosse *et al.*, 2004). Este acercamiento permite considerar los diferentes escenarios en los cuales se han producido eventos climáticos como el MWP y la LIA. La posible modulación de condiciones tipo El Niño y La Niña (e.g. Hughes & Díaz, 1994), fases que no ocurren en el Atlántico Norte, lleva a tener en cuenta que dada la gran diversidad de condiciones ambientales regionales, múltiples factores bióticos y geográficos que ofrecen los trópicos, no es posible esperar respuestas climáticas lineales con los cambios hemisféricos y globales (Lozano-García *et al.*, 2007). Debido a su ubicación y complejidad geográfica los trópicos no responden pasivamente al cambio climático sino que es allí donde posiblemente se direccionan las tendencias climáticas globales (e.g. Vecchi *et al.*, 2008).



Figura 5. Síntesis de las condiciones paleoclimáticas en Meso y Suramérica durante los eventos del MWP y la LIA, para los registros mencionados en el texto. El MWP está indicado por los círculos rosa, mientras que la LIA por los círculos grises y blancos. Los símbolos indican condiciones secas y húmedas para cada evento (Compilado de: Thompson *et al.*, 1986; Rull *et al.*, 1987; Hodell *et al.*, 1995; Curtis *et al.*, 1996; Abbott *et al.*, 1997; Winter *et al.*, 2000; Haug *et al.*, 2001; Lachniet *et al.*, 2001; Rabatel *et al.*, 2001; Watanabe *et al.*, 2001; Hodell *et al.*, 2005; Liu *et al.*, 2005; Polissar *et al.*, 2006a; Ariztegui *et al.*, 2007; Harrison *et al.*, 2007; Lozano-García *et al.*, 2007; Solomina *et al.*, 2007).

5. Perspectivas

El escenario complejo derivado de la reconstrucción paleoclimática, a partir del escaso número de registros sedimentarios existentes para el Neotrópico, resulta de una variedad de respuestas climáticas, las cuales se encuentran influenciadas por: (1) mecanismos acoplados océano-atmósfera del Atlántico Norte, (2) variaciones climáticas decadales del fenómeno ENSO, (3) la dinámica de la ZCIT, (4) regímenes de vientos del Pacífico (e.g. el Chorro del Chocó), (5) efectos orográficos por la orientación de los Andes del norte, (6) dinámica del Océano Pacífico y (7) transporte de humedad desde el Mar Caribe hacia el Océano Pacífico. De aquí que se hace necesaria la obtención de registros continentales y marinos de alta resolución, análisis multi-indicadores y correlaciones paleoclimáticas que permitan precisar la ocurrencia y la dinámica del MWP y la LIA, su relación con el fenómeno ENSO y sus posibles efectos globales. En el norte de Suramérica existe un gran potencial paleoclimático mediante el estudio de: (1) registros sedimentarios continentales como sucesiones lacustres en las llanuras y valles intermontanos en la Cordillera Occidental colombiana, llanuras tropicales del litoral pacífico, y estalagmitas en la cordilleras y regiones costeras, y (2) registros sedimentarios marinos de los márgenes continentales y corales del mar Caribe y el Océano Pacífico. Estos registros permitirían la comprensión del escenario paleoclimático de la MWP la LIA, los efectos de la dinámica paleoclimática a escalas anuales (e.g. fenómenos ENSO y NAO), decadales (e.g. *Pacific Decadal Oscillation*, PDO), y centenales.

6. Conclusiones

Los episodios paleoclimáticos del Periodo Cálido Medieval y la Pequeña Edad de Hielo, aparentemente tuvieron repercusiones en el Neotrópico. Intervalos de sequía aguda en algunos puntos de Mesoamérica y norte de Suramérica y temperaturas superficiales

oceánicas más bajas que las actuales en la Mar Caribe, sugieren teleconexiones con el hemisferio norte. Sin embargo, las evidencias actuales no permiten confirmar la extensión de intervalos globales de sequía y enfriamiento, de tal forma que los eventos del MWP y la LIA parecen tener solamente una utilidad limitada para describir cambios climáticos en términos de promedios de temperatura globales. En este planteamiento, la respuesta regional toma más fuerza, si tenemos en cuenta la sincronidad existente en registros paleoclimáticos de zonas geográficas similares (e.g. zonas costeras, casquetes glaciares de los Andes tropicales centrales), resultando así una aparente dependencia: *variabilidad climática-variabilidad geográfica*. Adicionalmente, el efecto producido por fenómenos como la migración de la ZCIT, y el ENSO refuerzan los efectos climáticos regionales produciendo patrones climáticos contrarios entre el norte y algunas regiones de Suramérica. Dada la complejidad de los factores climáticos que modulan el clima tropical y la diversidad de respuestas, el modelo climático tropical presenta fenómenos regionales más importantes como el ENSO, los cuales pueden influenciar a mayor escala las temperaturas y tendencias climáticas hemisféricas y globales. Dada la localización privilegiada de Colombia se deben buscar registros sedimentarios de alta resolución. Tales registros posiblemente ocurren tanto en el continente como en el océano. Su estudio interdisciplinario es urgente si queremos comprender el funcionamiento del clima a escalas temporales más amplias que las de los registros históricos y contribuir así a la comprensión del cambio climático en nuestra región.

7. Agradecimientos

Agradecemos a la Fundación *Leverhulme Trust*, Gran Bretaña (Grant: ID20050769) por el apoyo económico. Agradecemos al Dr. Pratigya Polissar (Universidad del estado de Pensilvania, EUA) por facilitarnos los datos de los Andes Venezolanos. A Brayan García y Gonzalo Parra por el diseño y trabajo gráfico. Los otros datos utilizados en la construcción de la figura 2 fueron tomados de la base de datos de la NOAA (<http://www.ncdc.noaa.gov>).

8. Bibliografía

- Abbott, M.B., Binford, M.W., Brenner, M., Kelts, K.R. 1997. A 3500 14C yr high-resolution record of water-level changes in Lake Titicaca, Bolivia/Peru. *Quaternary Research* 47, 169–180.
- Ariztegui, D., Bösch, P., Davaud, E. 2007. Dominant ENSO frequencies during the Little Ice Age in Northern Patagonia: The varved record of proglacial Lago Frías, Argentina. *Quaternary International* 161, 46–55.
- Beer, J., Mende, W., Stellmacher, R. 2000. The role of the sun in climate forcing. *Quaternary Science Reviews* 19, 403–15.
- Binford, M.W., Kolata, A.L., Brenner, M., Janusek, J.W., Seddon, M.T., Abbott, M., Curtis, J.H. 1997. Climate variation and the rise and fall of an Andean civilization. *Quaternary Research* 47, 235–248.
- Bradley, R.S., Jones, P.D. 1993. ‘Little Ice Age’ summer temperature variations: their nature and relevance to recent global warming trends. *The Holocene* 3(4), 367–376.
- _____, Briffa, K.R., Cole, J., Hughes, M.K., Osborn, T.J. 2003a: The climate of the last millennium, En: Alverson, K., Bradley, R.S., Pedersen, T.F. (eds.), *Paleoclimate, Global Change and the Future*, Springer Verlag, Berlin, pp. 105–141.
- _____, Hughes, M.K., Diaz, H.F. 2003b. Climate in Medieval time. *Science* 302, 404–405.
- Broecker, W.S. 2000. Was a change in thermohaline circulation responsible for the Little Ice Age?. *PNAS* 97(4), 1339–1342.
- Clark, P.U., Pisias, N.G., Stocker, T.F., Weaver, A.J. 2002. The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature* 415, 863–869.
- Clement, A.C., Seager, R., Cane, M.A., Zebiak, S.E. 1996. An ocean dynamical thermostat. *Journal of Climate* 9, 2190–2196.
- Cook, E.R., Esper, J., D’Arrigo, R.D. 2004. Extra-tropical Northern Hemisphere land temperature variability over the past 1000 years. *Quaternary Science Reviews* 23, 2063–2074.
- Cronin, T.M. Dwyer, G.S., Kamiya, T. Schwede, S., Willard, D.A. 2003. Medieval Warm Period, Little Ice Age and 20th century temperature variability from Chesapeake Bay. *Global and Planetary Change* 36, 17–29.
- Crowley, T.J., 2000. Causes of climate change over the past 1000 years. *Science* 289, 270–277.
- _____, Lowery, T.S. 2000. How warm was the Medieval Warm Period? *Ambio* 29, 51–54.
- Curtis, J.H., Hodell, D.A., Brenner, M. 1996. Climate variability on the Yucatan Peninsula (Mexico) during the past 3500 years, and implications for Maya cultural evolution. *Quaternary Research* 46, 37–47.
- Farrera, I., Harrison, S.P., Prentice I.C., Ramstein, G., Guiot, J., Bartlein, P.J., Bonnefille, R., Bush, M., Cramer, X., Grafenstein, U-v., Holmgren, K., Hooghiemstra, H., Hope, G., Jolly, D., Lauritzen, S.E., Ono, Y., Pinot, S., Stute, M., Yu, G. 1999. Tropical climates at the Last Glacial Maximum: a new synthesis of terrestrial palaeoclimate data. I. Vegetation, lake-levels and geochemistry. *Climate Dynamics* 15, 823–856.
- Feynman, J., 2007. Has solar variability caused climate change that affected human culture? *Advances in Space Research* 40, 1173–1180.

- García, Y.C., Martínez, J.I. En prensa. El Período Cálido Medieval y La Pequeña Edad de Hielo en el Neotrópico. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas Físicas y Naturales*.
- Grabandt R.A.J., 1980. Pollen rain in relation to arboreal vegetations in the Colombian Cordillera Oriental. *Review Paleobotany and Palynology* 29, 65–147.
- González, C., Dupont, L.M., Behling, H., Wefer, G. 2008. Neotropical vegetation response to rapid climate changes during the last glacial period: Palynological evidence from the Cariaco Basin. *Quaternary Research* 69, 217–230.
- Goosse, H., Masson-Delmotte, V., Renssen, H., Delmotte, M., Fichefet, T., Morgan, V., van Ommen, T. Khim, K., Stenni, B. 2004. A late medieval warm period in the Southern Ocean as a delayed response to external forcing? *Geophysical Research Letters* 31, L06203, doi:10.1029/2003GL019140.
- _____, Renssen, H., Timmermann, A., Bradley, R.S. 2005. Internal and forced climate variability during the last millennium: a model-data comparison using ensemble simulations. *Quaternary Science Reviews* 24, 1345–1360.
- Grove, J.M. 2001. The initiation of the “Little Ice Age” in regions around the North Atlantic. *Climatic Change* 48, 53–82.
- Harrison, S., Winchester, V., Glasser, N. 2007. The timing and nature of recession of outlet glaciers of Hielo Patagónico Norte, Chile, from their Neoglacial IV (Little Ice Age) maximum positions. *Global and Planetary Change* 59, 67–78.
- Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Röhl, U. 2001. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science* 293, 1304–1308.
- Hendy, E.J., Gagan, M.K., Alibert, C.A., McCulloch, M.T., Lough, J.M., Isdale, P.J. 2002. Abrupt decrease in Tropical Pacific Sea surface salinity at end of Little Ice Age. *Science* 295, 1511–1514.
- Hodell, D.A. Brenner, M., Curtis, J.H., Guilderson, T.P. 2001. Solar forcing of drought frequency in the Maya lowlands. *Science* 292, 1367–1370.
- _____, Brenner, M., Curtis, J.H., Medina-González, R., Can, E. I.-C., Albornaz-Pat, A., Guilderson, T. P. 2005. Climate change on the Yucatan Peninsula during the Little Ice Age. *Quaternary Research* 63, 109–121.
- _____, Curtis, J.H., Brenner, M. 1995. Possible role of climate in the collapse of Classic Maya civilization. *Nature* 375, 391–394.
- Hughes, M.K., Diaz, H.F. 1994. Was there a “Medieval Warm Period”, and if so, where and when? *Climatic Change* 26, 109–142.
- Jomelli, V., Grancher, D., Brunstein, D., Solomina, O. 2008. Recalibration of the yellow Rhizocarpon growth curve in the Cordillera Blanca (Peru) and implications for LIA chronology. *Geomorphology* 93, 201–212.
- Jones P.D., Mann, M.E. 2004. Climate over past millennia. *Reviews of Geophysics* 42, 1–42.
- _____, Osborn, T.J., Briffa, K.R. 2001. The evolution of climate over the last millennium. *Science* 292, 662–666.
- Keigwin, L.D., Boyle, E.A. 2000. Detecting Holocene changes in thermohaline circulation. *PNAS* 97(4), 1343–1346.
- Lachniet, M.S., Burns, S.J., Piperno, D.R., Asmerom, Y., Polyak, V.J., Moy, C.M., Christenson, K. 2004. A 1500-year El Niño/Southern Oscillation and rainfall history for the Isthmus of Panama from speleothem calcite. *Journal of Geophysical Research* 109, D20117, doi:10.1029/2004JD004694.

- Liu, K.-b., Reese, C.A., Thompson, L.G. 2005. Ice-core pollen record of climatic changes in the central Andes during the last 400 yr. *Quaternary Research* 64, 272–278.
- Lozano-García, M.S., Caballero, M., Ortega, B., Rodríguez, A., Sosa, S. 2007. Tracing the effects of the Little Ice Age in the tropical lowlands of eastern Mesoamerica. *PNAS* 104(41), 16200–16203.
- Mann, M.E., Cane, M.A., Zebiak, S.E., Clement, A. 2005. Volcanic and solar forcing of the Tropical Pacific over the past 1000 years. *American Meteorological Society* 18, 447–456.
- Mauquoy, D., Blaauw, M., van Geel, B., Borromei, A., Quattrocchio, M., Chambers, F.M., Possnert, G. 2004. Late Holocene climatic changes in Tierra del Fuego based on multiproxy analyses of peat deposits. *Quaternary Research* 61, 148–158.
- Peterson, L.C., Haug, G.H. 2006. Variability in the mean latitude of the Atlantic Intertropical Convergence Zone as recorded by riverine input of sediments to the Cariaco Basin (Venezuela). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 234, 97–113.
- Philander, F.G.H., 1983. El Niño Southern Oscillation Phenomena. *Nature* 302, 295–301.
- Polissar, P.J., Abbott, M.B., Wolfe, A.P., Bezada, M., Rull, V., Bradley, R.S. 2006a. Solar modulation of Little Ice Age climate in the tropical Andes. *PNAS* 103(24), 8937–8942.
- _____, Abbott, M.B., Shemesh, A., Wolfe, A.P., Bradley, R.S., 2006b. Holocene hydrologic balance of tropical South America from oxygen isotopes of lake sediment opal, Venezuelan Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 242, 375–389.
- Poveda, G., Waylen, P.R., Pulwarty, R.S. 2006. Annual and inter-annual variability of the present climate in northern South America and southern Mesoamerica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 234, 3–27.
- Rabatel, A., Jomelli, V., Naveau, P., Francou, B., Grancher, D. 2005. Dating of Little Ice Age glacier fluctuations in the tropical Andes: Charquini glaciers, Bolivia, 16°S, C. R. *Geoscience* 337, 1311–1322.
- Rull, V., Salgado-Labouriau, M.L., Schubert, C., Valastro Jr., S. 1987. Late Holocene temperature depression in the Venezuelan Andes: Palynological evidence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 60, 109–121.
- Shindell, D.T., Schmidt, G.A., Mann, M.E., Rind, D., Waple, A. 2001. Solar forcing of regional climate change during the Maunder Minimum. *Science* 294, 2149–2152.
- Solomina, O., Jomelli, V., Kaser, G., Ames, A., Berger, B., Pouyaud, B. 2007. Lichenometry in the Cordillera Blanca, Peru: “Little Ice Age” moraine chronology. *Global and Planetary Change* 59, 225–235.
- Stocker, T.F., Marchal, O. 2000. Abrupt climate change in the computer: Is it real? *PNAS* 97(4), 1362–1365.
- Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Bolzan, J.F., Koci, B.R. 1985. A 1500-yr record of tropical precipitation in ice cores from the Quelccaya Ice Cap, Peru. *Science* 229, 971–973.
- _____, Mosley-Thompson, E., Dansgaard, W., Grootes, P.M. 1986. The Little Ice Age in the stratigraphy of the Tropical Quelccaya ice cap. *Science* 234, 361–364.
- _____, Mosley-Thompson, E., Davis, M.E., Lin, P.N., Henderson, K.A., Cole-Dai, J., Bolzan, J.F., Liu, K.-B. 1995. Late glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru. *Science* 269, 46–50.

- Turney, C.S.M., Palmer, J.G. 2007. Does the El Niño–Southern Oscillation control the interhemispheric radiocarbon offset? *Quaternary Research* 67, 174–180.
- Unkel, I., Kadereit, A., Mächtle, B., Eitel, B., Kromer, B., Wagner, G., Wacker, L., 2007. Dating methods and geomorphic evidence of palaeoenvironmental changes at the eastern margin of the South Peruvian coastal desert (141300S) before and during the Little Ice Age. *Quaternary International* 175, 3–28.
- Vecchi, G.A., Clement, A., Soden, B.J. 2008. Examining the Tropical Pacific response to global warming. *EOS* 89(9), 81–83.
- Watanabe, T., Winter, A., Oba, T., 2001. Seasonal changes in sea surface temperature and salinity during the Little Ice Age in the Caribbean Sea deduced from Mg/Ca and 18O/16O ratios in corals. *Marine Geology* 173, 31–35.
- Winter, A., Ishioroshi, H., Watanabe, T., Oba, T., Christy, J. 2000. Caribbean sea surface temperatures: two-to-three degrees cooler than present during the Little Ice Age. *Geophysical Research Letters* 27(20), 3365–3368.

