

LA HISTORIA CENOZOICA DEL FENÓMENO DE EL NIÑO

Por

José Ignacio Martínez R.*

Resumen

Martínez R, J. I.: La historia cenozoica del fenómeno de El Niño. Rev. Acad. Col. Cienc. Rev. Acad. Colomb. Cienc. **33** (129): 491-511, 2009. ISSN 0370-3908.

Durante la era Cenozoica cuatro intervalos de tiempo: el Eoceno temprano (~50 Ma), el Plioceno temprano (~5-3 Ma), el último glacial máximo (~20 ka) y el Holoceno (<10 ka), han sido examinados en detalle en un esfuerzo para entender el fenómeno de El Niño bajo diversas condiciones frontera. Para el Eoceno y Plioceno tempranos se argumenta la posible existencia de condiciones permanentes tipo - El Niño, mientras que para el último glacial las evidencias de condiciones tipo - El Niño o La Niña son aun contradictorias. Solo para el Holoceno (después de ~6.6 ka) se reconoce el inicio del fenómeno de El Niño en su frecuencia actual, como también su posible relación con mecanismos forzantes como la radiación solar y la actividad volcánica. Se discuten las evidencias paleoceanográficas y continentales del fenómeno, así como también su posible relación con pulsos orogénicos en el norte de Suramérica.

Palabras clave: fenómeno de El Niño, paleoclimatología, Cenozoico, Eoceno temprano, Plioceno temprano, último glacial, Holoceno, relación clima – tectónica.

Abstract

During the Cenozoic era four time intervals: the early Eocene (~50 Ma), the early Pliocene (~5-3 Ma), the last glacial maximum (~20 ka), and the Holocene (<10 ka) have been examined in an effort to understand El Niño phenomenon under diverse boundary conditions. For the early Eocene and Pliocene periods the possible existence of permanent El Niño-like conditions have been proposed, whereas for the last glacial maximum evidences of either, El Niño-like or La Niña-like conditions are contradictory. Only for the Holocene (after ~6.6 ka) the El Niño phenomenon in its present frequency is recognized, as well as its possible relation with forcing mechanisms such as solar radiation and volcanic activity. The paleoceanographic and continental evidences of El Niño phenomenon are discussed, as well as their possible relation with orogenic pulses in northern South America.

Key words: El Niño phenomenon, paleoclimatology, Cenozoic, early Eocene, early Pliocene, last glacial, Holocene, climate – tectonics relation.

* Departamento de Geología, Área de Ciencias del Mar, Universidad EAFIT, A.A. 3300 Medellín. Correo electrónico: jimartin@eafit.edu.co

1. Introducción

El ascenso de la temperatura superficial del Océano Pacífico oriental, y el colapso de las comunidades en el sistema de surgencia de la Corriente de Humboldt y la lengua fría cada 2 a 7 años son hechos reconocidos posiblemente desde tiempos precolombinos. Sin embargo su registro sistemático solo ocurre desde la Colonia cuando es bautizado como fenómeno de El Niño por su aparición repentina hacia finales del año (e.g. **Quinn et al.**, 1987; **Ortlieb** 2000). La relación entre el fenómeno de El Niño y la Oscilación del Sur, o la diferencia de presión atmosférica entre Darwin (Australia) y Hawai, fue reconocida primero por **Bjerknes** (1969). De aquí el término ENSO (*El Niño – Southern Oscillation*) para describir este sistema acoplado atmósfera-oceano (e.g. **Philander** 1983). El fenómeno ENSO es altamente dinámico y comprende tres fases: normal, La Niña y El Niño. Durante las fases normales y de La Niña los vientos Alisios del noreste y sureste, que se juntan a lo largo de la zona de convergencia intertropical (ITCZ por sus siglas en inglés), son intensos y acumulan agua caliente en el Océano Pacífico occidental (WEP por sus siglas en inglés). Esta es la llamada “piscina caliente” cuya temperatura superficial supera los 28°C y cuya termoclina ocurre a 200 m. A diferencia del Océano Pacífico oriental (EEP), y la lengua fría, donde la temperatura superficial es de 18°C y la termoclina es <50 m. La fase de La Niña se mantiene hasta que la piscina caliente alcanza una condición de desequilibrio, bien sea por la debilitación de los vientos Alisios o por el exceso de altura estérica de la misma, i.e. la diferencia en altura topográfica de la piscina caliente con respecto al EEP. Es entonces cuando se produce el desplazamiento zonal de la piscina caliente hacia el EEP y se alcanza la fase de El Niño. Bajo esta condición la temperatura superficial en el EEP excede los 20°C y la termoclina alcanza >50 m de profundidad. De acuerdo con el mecanismo de retroalimentación zonal de **Bjerknes** (1969) podríamos imaginar un escenario inicial carente de cualquier gradiente de temperatura oeste-este (zonal) y por tanto una termoclina uniforme. Con la más mínima aparición de un gradiente zonal de temperatura los vientos Alisios se intensificarían forzando así la acumulación de agua caliente en el WEP. Un mecanismo de retroalimentación análogo sucede durante la fase de El Niño y estaría controlado por la existencia de un oscilador retrasado (*delayed oscillator*) en el Océano Pacífico central, responsable de la inversión de los vientos y luego de su retorno a condiciones normales (**Battisti & Hirst** 1989).

En las regiones de mayor temperatura superficial la evaporación es alta, de tal forma que se forman complejos

convectivos que resultan en abundante precipitación. Por consiguiente la región de mayor precipitación ocurre en el WEP durante la fase de La Niña y en el Océano Pacífico central y el EEP durante la fase de El Niño. Es decir, la circulación atmosférica zonal (Walker) se debilita durante la fase de El Niño. Por efectos de la radiación solar, las temperaturas superficiales en la piscina caliente aumentan linealmente con la nubosidad hasta que alcanzan los 28°C. En este punto la cobertura de nubes es tal que la influencia de la radiación solar es mínima (**Ramanathan & Collins** 1991). Este efecto termostático fue posteriormente entendido como un mecanismo de retroalimentación en el que participaría todo el Pacífico tropical (**Clement et al.**, 1996) y las aguas profundas jugarían un papel importante (**Sun**, 2000). Aparentemente existirían dos regímenes en el EEP a escalas de los miles de años, uno cálido y permanente, y otro frío en el que se alternarían las fases de El Niño y La Niña (**Sun** 2000). A esto se suma el fenómeno multidecadal (entre 20 y 30 años) conocido como la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO por sus siglas en Inglés) y que es considerado como un fenómeno de El Niño extendido (e.g. **Mantua et al.**, 1997).

En el norte de Suramérica el fenómeno del ENSO se hace sentir a través de la dinámica del Chorro del Chocó, corriente atmosférica baja que resulta del desvío hacia el este, por el efecto de Coriolis, de los vientos Alisios del sureste una vez estos cruzan la línea ecuatorial. Su intensidad está determinada por el gradiente meridional (norte – sur) de SSTs a lo largo del EEP (**Poveda & Mesa** 2000; **Poveda** 2001). El Chorro del Chocó, como otros sistemas convectivos tropicales, es altamente sensible a los cambios de SST y de ahí al cambio climático regional o global (cf. **Chiang** 2009).

Durante la última década se ha reconocido el papel que juegan los trópicos como regiones controladoras del clima global (e.g. **Cane** 1998; **Chiang** 2009), y dentro de este contexto por supuesto que es el fenómeno del ENSO el que ha ocupado la mayor atención. A pesar de esto aún persisten numerosas preguntas con respecto a su magnitud, extensión espacial, inicio, duración y terminación de cada fase (e.g. **Allan** 2000), así como de sus teleconexiones globales (e.g. **Hoerling & Kumar** 2000). Similarmente se reconoce a la dinámica de la cinta transportadora del Atlántico Norte como el mecanismo responsable de cambios climáticos abruptos amplificados en los trópicos a través del fenómeno del ENSO (e.g. **Clement et al.**, 2007; **Chiang**, 2009) y lo opuesto, que el fenómeno del ENSO afecte la dinámica de la cinta (**Schmittner et al.**, 2000). En ambos casos es el balance de precipitación- evaporación el que determina las diferencias de salinidad

entre los dos océanos, Atlántico y Pacífico, y la dinámica del fenómeno del ENSO en el Océano Pacífico.

De lo anterior, el reconocimiento de las fases extremas del fenómeno del ENSO en el pasado está basado en la reconstrucción de: (1) los gradientes de las temperaturas superficiales (SST) tanto zonales entre el WEP y el EEP, como meridionales entre la lengua fría y la Cuenca de Panamá en el EEP y, (2) la posición media de la ITCZ que ocurre en una posición más austral (septentrional) durante la fase de El Niño (La Niña).

Los indicadores (*proxies*) utilizados en tales reconstrucciones incluyen: (1) análisis estadísticos multivariados, i.e. funciones de transferencia y análogos modernos (MAT) en asociaciones de microfósiles planctónicos (foraminíferos, coccolitofóridos y radiolarios), (2) geoquímica inorgánica, i.e. Mg/Ca en las conchillas de foraminíferos y Sr/Ca en corales, y (3) geoquímica orgánica en los sedimentos, i.e. alkenonas o U_{37}^k . A pesar del perfeccionamiento cada vez mayor de estas técnicas, su grado de precisión en el Cuaternario varía entre 1 y 2.2°C (proyecto **MARGO** 2009). Las reconstrucciones de las SSTs por medio de Mg/Ca y Sr/Ca pueden estar sesgadas por efectos de disolución del carbonato en aguas profundas (e.g. **Barker et al.**, 2005; **Mekik & Francois** 2007; **Dekens et al.**, 2008) y por la fisiología de las zooxantelas simbióticas (**Cohen et al.**, 2002), respectivamente; mientras que la producción de alkenonas aparentemente responde a controles estacionales, de salinidad y surgencia (e.g. **Bendle & Roselle-Mele** 2004; **Niebler et al.**, 2003; **Kucera et al.**, 2005). En complemento a las reconstrucciones de las SSTs, los porcentajes de abundancia de especies de foraminíferos planctónicos agrupados según su hábitat en la columna de agua, i.e. someros (<50 m), intermedios (50–100 m) y profundos (>100 m), son empleados como indicadores de la profundidad de la termoclina (e.g. **Martínez et al.**, 1999). Similarmente, isótopos de nitrógeno ($\delta^{15}N$) y oxígeno ($\delta^{18}O$) han sido usados en la reconstrucción de la nutriclina/temoclina (**Kienast et al.**, 2008) y la termoclina (**Leduc et al.**, 2009), respectivamente.

Por otra parte, la reconstrucción del balance de precipitación-evaporación (P-E) es posible mediante la sustracción de la señal de la SST (obtenida a partir de los métodos arriba mencionados) de la señal de isótopos de oxígeno ($\delta^{18}O$) en foraminíferos planctónicos, la cual responde esencialmente a los cambios del volumen de hielo en los casquetes polares (e.g. **Martínez et al.**, 1997). Para intervalos de tiempo discretos, los registros de $\delta^{18}O$ en corales y estalagmitas, y medidas de Sr/Ca en los primeros proveen señales de alta resolución (e.g. **Beck et al.**,

1992; **Corrège et al.**, 2000; **Cobb et al.**, 2003, **Cruz et al.**, 2009).

Las evidencias continentales del fenómeno ENSO en el pasado están basadas en el supuesto que sus teleconexiones globales habrían sido análogas al presente. Este no es necesariamente el caso, cuando las condiciones frontera tales como la paleogeografía, contenidos de gases de invernadero, cobertura de hielo y nubes, albedo y radiación solar, entre otras, habrían sido diferentes (e.g. **Markgraf & Díaz** 2000).

Las evidencias continentales incluyen: (1) datos palinológicos, (2) datos geoquímicos, i.e. la relación C_3/C_4 producto de la abundancia relativa de gramíneas y bosques, y (3) evidencias geológicas tales como la presencia de capas rojas, carbones y sucesiones laminadas lacustres, entre otras (e.g. **Parrish** 1998).

En los registros oceánicos es posible reconstruir el balance hídrico del continente mediante el análisis de elementos de origen terrígeno, i.e. Ti, Al y Fe. Sin embargo la actividad tectónica y su relación compleja con el clima impiden una separación clara entre estos dos efectos, en particular en márgenes continentales activas.

Por último, los modelos de circulación oceánica global (GCM) y modelos acoplados océano-atmósfera (OGCM; e.g. **Zebiak & Cane** 1987; **Crowley & North** 1991; **Parrish** 1998; **Archer** 2007), –alimentados por condiciones frontera derivadas del registro geológico–, proveen una visión sinóptica regional que permite contextualizar las reconstrucciones paleoclimáticas. Como condiciones fronteras se destacan la paleogeografía, la concentración de gases de invernadero (CO_2 , CH_4 y vapor de agua), y la nubosidad. Las concentraciones de CO_2 y CH_4 son derivadas de medidas de isótopos de boro ($\delta^{11}B$) en foraminíferos, isótopos de carbono ($\delta^{13}C$) en materia orgánica y medidas directas en núcleos de hielo (e.g. **Berner** 2004).

Presumiblemente durante los periodos cálidos es de esperarse o bien una dinámica mayor del fenómeno del ENSO, o incluso escenarios permanentes tipo – El Niño. La interpretación de escenarios permanentes requiere tanto de supuestos con respecto a ajustes del sistema océano-atmósfera en el Océano Pacífico, como de sucesiones sedimentarias de alta resolución.

En este trabajo se presenta una revisión de las evidencias del fenómeno del ENSO en el Cenozoico con énfasis en el neotrópico y en los registros oceánicos de los mares adyacentes. Del mayor interés son las recons-

trucciones paleoclimáticas del Eoceno temprano y del Plioceno temprano, considerados como posibles análogos de escenarios climáticos futuros inducidos por acciones antrópicas. Sin embargo, dado que las condiciones frontera durante los últimos miles de años son mejor conocidas, la historia de la variabilidad del fenómeno ENSO durante el último glacial máximo (LGM por sus siglas en inglés) y el Holoceno son del mayor interés en conexión con mecanismos de forzamiento como los contenidos de CO_2 , CH_4 , y actividad volcánica, entre otros. En cualquier caso, son los registros de alta resolución los que permiten una mejor aproximación al entendimiento de la variabilidad del fenómeno del ENSO, ya que en caso contrario solo es posible obtener información sobre los modos climáticos operantes en cada tajada de tiempo (cf. **Trenberth & Otto-Bliesner 2003**; **Rosenthal & Broccoli 2004**).

2. El máximo climático del Eoceno: Las primeras evidencias del fenómeno ENSO en la era Cenozoica

Reconstrucciones de las SSTs para el óptimo climático del Eoceno temprano (52 a 50 Ma) son las más altas de todo el Cenozoico y habrían alcanzado latitudes altas (e.g. **Zachos et al., 2001**). Para el neotrópico, evidencias de condiciones cálidas y húmedas durante el Eoceno están soportadas por la presencia de *Malpighiaceae*, *Alchornea* y *Podocarpus* (**van der Hammen & Hooghiemstra 2000**) y la alta diversidad del bosque tropical (e.g. **Jaramillo et al., 2006**).

Bajo un escenario de calentamiento global generalizado sería de esperarse que la fase de El Niño habría adquirido un carácter permanente, hipótesis que **Huber & Caballero (2003)** pusieron a prueba. El escenario esperado, sin embargo, habría sido más un fenómeno permanente tipo – El Niño (*El Niño-like*) debido a la ausencia de registros marinos de alta resolución capaces de captar la variabilidad climática a escalas anuales para el Eoceno. La hipótesis del escenario tipo – El Niño permanente es cuestionado sobre las bases de modelos de circulación oceánica global (GCM) y el análisis espectral de sedimentos laminados lacustres de Wyoming y Alemania (Fig. 1; **Huber & Caballero 2003**). Los GCMs no muestran evidencias de una termoclina uniforme a lo largo del Océano Pacífico ecuatorial propia de una condición permanente del fenómeno de El Niño, como tampoco el análisis espectral de los sedimentos lacustres muestra diferencias con el Holoceno. Es decir se habrían alternado en forma cuasi-periódica las fases de El Niño y La Niña (**Huber & Caballero 2003**).

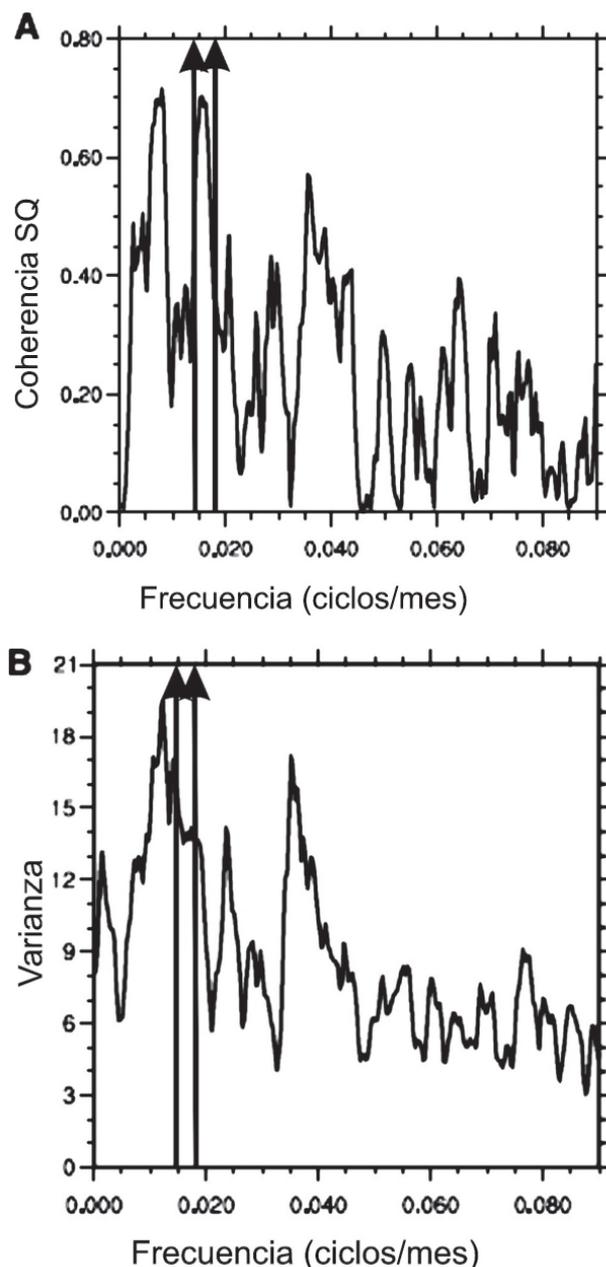


Figura 1. Modelación de la temperatura (línea continua) y picos dominantes del análisis espectral de sucesiones lacustres laminadas (flechas) del Eoceno de Wyoming y Alemania. Note la excelente coherencia entre la frecuencia del fenómeno ENSO (**Huber & Caballero 2003**).

A pesar del interés de los registros laminados de Wyoming y Alemania como posibles evidencias de las teleconexiones del fenómeno del ENSO, es en el neotrópico donde se deberían localizar y estudiar registros de alta resolución, preferiblemente laminados, tanto marinos como continentales. Sin embargo, el modo de

operación de las teleconexiones del fenómeno del ENSO no tendría que haber sido análogo al actual bajo condiciones frontera diferentes, e.g. una paleogeografía dominada por la conexión libre entre los Océanos Pacífico y Atlántico, y Mediterráneo e Indico.

3. ¿Modos climáticos tipo El Niño (*El Niño-like*) o La Niña (*La Niña-like*) durante el Plioceno temprano?

3.1. Evidencias paleoceanográficas

El Plioceno fue un periodo cálido que antecedió al desarrollo de las glaciaciones del Cuaternario (e.g. **Draut et al.**, 2003). Se caracterizó por una temperatura promedio global 3°C mayor que durante el Holoceno, la ausencia de glaciares en el hemisferio norte, un nivel del mar ~25 m más alto y una paleogeografía ligeramente diferente a la actual (e.g. **Fedorov et al.**, 2006). Las evidencias paleoceanográficas sugieren que el Océano Pacífico ecuatorial se habría caracterizado por una termoclina uniforme, y la ausencia de la lengua fría, lo que sugiere una condición permanente tipo – El Niño durante el Plioceno temprano (~4.6-3.1 Ma; e.g. **Cannariato & Ravelo** 1997; **Chaisson & Ravelo** 2000; **Molnar & Cane** 2002; **Wara et al.**, 2005; **Ravelo et al.**, 2004, 2006). Tal interpretación se basa en los patrones, y diferencias, de los contenidos porcentuales de foraminíferos planctónicos agrupados de acuerdo con su hábitat en la columna de agua, las curvas de isótopos de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) de foraminíferos planctónicos de la piscina caliente (WEP) y el Océano Pacífico oriental (EEP) y el registro del polvo eólico en el EEP (Fig. 2a; **Chaisson & Ravelo** 2000; **Wara et al.**, 2005, **Ravelo et al.**, 2006; **Lawrence et al.**, 2006). **Dekens et al.** (2007) sugieren que a diferencia del Cuaternario la surgencia oceánica habría sido cálida ya que las reconstrucción de las SSTs, basadas en Mg/Ca y U^{k}_{37} , indican que las aguas de los sistemas de surgencia de California, el EEP y Perú habrían sido entre 3 y 9°C más altos durante el Plioceno temprano (4.6 a 3.1 Ma). Similarmente, **Fedorov et al.** (2006) exploran los mecanismos responsables de tal condición permanente y sugieren que la somerización de la termoclina en el EEP y el aumento del gradiente zonal de SSTs habría alcanzado un valor límite hace 3 Ma como resultado de la reducción del gradiente de densidad entre las latitudes altas y bajas por efectos de la reducción de la salinidad en las primeras.

El tamaño mayor del polvo eólico en el EEP durante el Plioceno temprano indicaría que los vientos Alisios habrían sido más intensos (**Hovan** 1995), sin embargo aparentemente la presencia de una región fuente árida también parece ser una condición importante. **Molnar &**

Cane (2002) sugieren que ésta estaría localizada en el norte de Suramérica e incluso la cuenca amazónica. Este no parece ser el caso cuando para ese entonces los Andes ya constituían una barrera importante (e.g. **Hoorn et al.**, 1995). Diferente es el caso del Plioceno medio cuando habría ocurrido una condición más afín a La Niña (e.g. **Molnar & Cane** 2002).

Alternativamente, **Rickaby & Halloran** (2005), con base en la reconstrucción Mg/Ca de las SSTs en *Globigerinoides sacculifer* en los dos extremos del Océano Pacífico, sugieren que habría existido una condición tipo – La Niña durante el Plioceno temprano. Interpretación que es cuestionada debido a la baja resolución de su estudio y al mayor volumen de información a favor de un escenario tipo – El Niño (e.g. **Ravelo et al.**, 2006; **Fedorov et al.**, 2006).

A la baja resolución estratigráfica de los estudios paleoceanográficos hay que agregar la complejidad introducida por la formación del Istmo de Panamá cuyos efectos se habrían hecho sentir sobre la reorganización de la circulación oceánica en el EEP y el balance de la salinidad superficial entre los Océanos Atlántico y Pacífico (e.g. **Keigwin** 1982; **Duque-Caro** 1990; **Ibaraki** 1997; **Haug et al.**, 2001; **Steph et al.**, 2005, 2006). Antes de 5.3 Ma el flujo de agua superficial se dirigía del Océano Atlántico al Pacífico, condición que luego se reversó con la restricción del istmo de Panamá entre 4.7 y 4.2 Ma (**Steph et al.**, 2006). La localización más septentrional o austral de la ITCZ es sugerida con base en la reducción de los casquetes polares del hemisferio norte (**Flohn** 1981), o a la migración al sur de la zona de acumulación máxima de ópalo en el EEP (e.g. **Farrell et al.**, 1995), respectivamente. La última interpretación estaría más acorde con una condición permanente de El Niño, sin embargo las evidencias paleoceanográficas en el Caribe son contradictorias (**Steph et al.**, 2006).

Evidencias paleontológicas del inicio de la surgencia fría del Perú y la lengua fría no están restringidas a registros de foraminíferos recuperados de núcleos de aguas profundas del EEP. De interés son los registros de acumulaciones de cirrípedos (*Coronula diadema*) parásitos de la ballena jorobada (*Megaptera novaeangliae*) en las Formaciones Canoa y Tablazo del Plioceno superior del Ecuador, cuya ocurrencia estratigráfica es un indicativo de la posición septentrional de la Corriente de Humboldt. El fundamento de esta interpretación se basa en la observación que la ballena jorobada, que habita la Corriente de Humboldt, migra en busca de la isoterma de los 25°C para reproducirse (**Bianucci et al.**, 2006). Otras

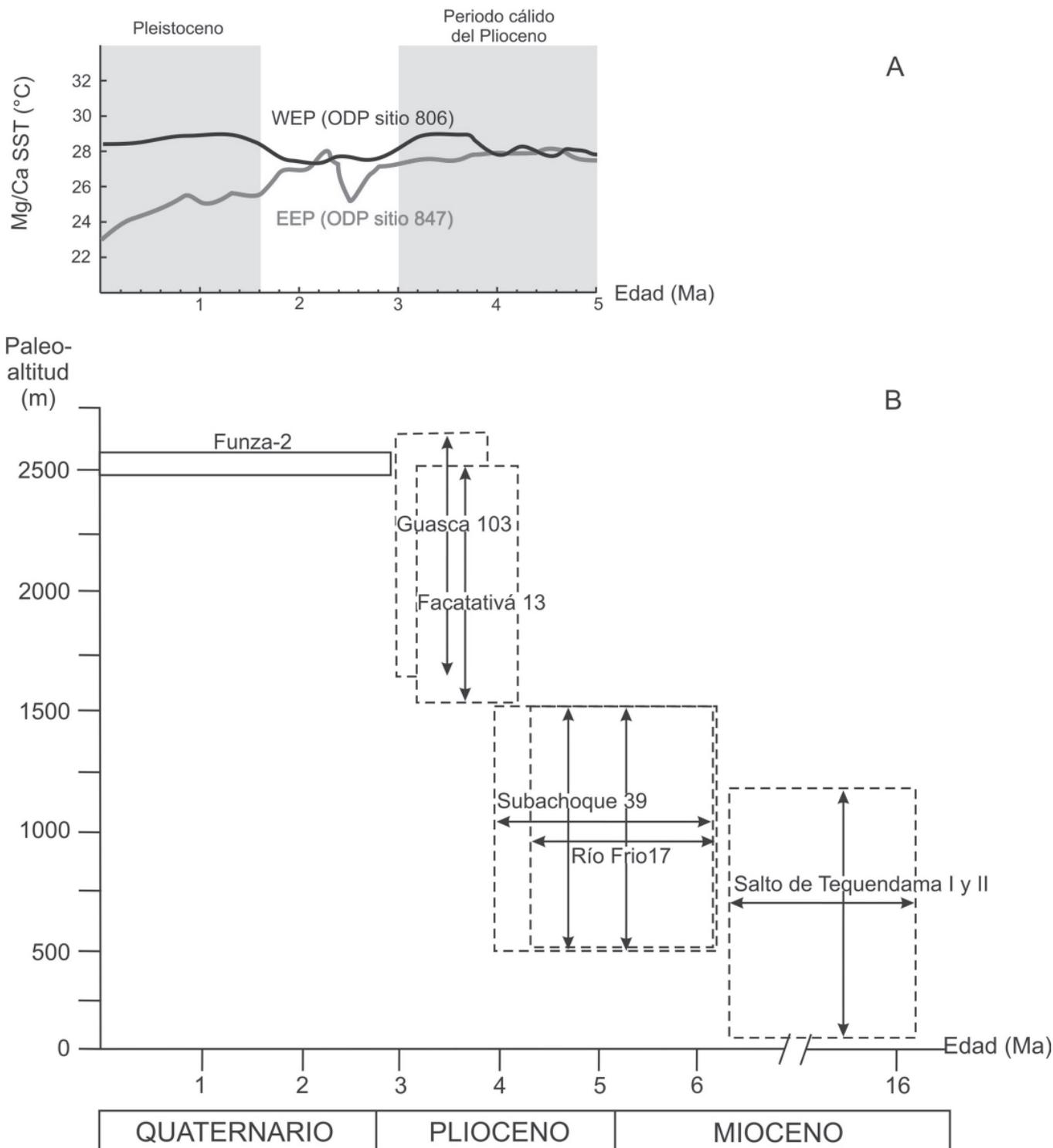


Figura 2. El intervalo cálido del Plioceno y el ascenso de la Cordillera Oriental. (a) Reconstrucción de la temperatura superficial del océano (SST) entre el extremo oeste (WEP) y este (EEP) del Pacífico con base en la relación Mg/Ca en foraminíferos planctónicos (Ravelo *et al.*, 2006), (b) altura (m) versus edad del orogeno de la Cordillera Oriental (Mora *et al.*, 2008). Note la divergencia de SSTs durante el Plioceno tardío y la correspondencia entre los dos registros.

evidencias del patrón de enfriamiento entre el Plioceno temprano y tardío incluyen la documentación de la reducción en el porcentaje de abundancia de los foraminíferos planctónicos de aguas cálidas en el norte de Suramérica (Ibaraki 1997) y de la evolución del género *Turritella* en Chile a partir de ~3 Ma (Tsuchi 2002). *Turritella* es un gasterópodo característico de sistemas de surgencia (Allmon 1988; Teusch *et al.*, 2002), de ahí su utilidad como indicador de la dinámica de la Corriente de Humboldt. De las anteriores observaciones es evidente que una mejor documentación estratigráfica de las unidades costeras pliocenas del norte de Suramérica es requerida para evaluar el inicio y la dinámica del sistema de surgencia del Perú, i.e. la condición tipo – La Niña. En Colombia son de interés las unidades costeras de Nariño.

3.2. Evidencias continentales

Las evidencias continentales incluyen ocurrencias palinológicas, micropaleontológicas (ostrácodos y diatomeas) y macropaleontológicas (vertebrados y moluscos). Estas muestran un patrón de precipitación y temperatura análogo al de las teleconexiones del fenómeno del ENSO en el presente, excepto por los patrones anómalos de precipitación y temperatura en regiones como el Golfo de México, la India y Australia (Molnar & Cane 2002); discrepancias que son explicadas por comparación con el evento del ENSO de 1997/98, el más fuerte y anómalo de los últimos 100 años, y la PDO (Molnar & Cane 2007). Es evidente, por tanto, que aún se desconocen muchos aspectos de cómo funcionan las teleconexiones de los fenómenos ENSO y PDO bajo condiciones frontera diferentes al presente.

3.3. Modelos de circulación global del océano y la atmósfera

Usando como condición frontera un escenario permanente de El Niño para el Plioceno temprano, Barreiro *et al.* (2005) aplican un modelo del océano (GCM) y postulan que con el colapso de la circulación Walker se habrían reducido la proporción de nubes estratos y el albedo en la región ecuatorial, al tiempo que habrían aumentado la humedad atmosférica y la temperatura global. Alternativamente Haywood *et al.* (2007), aplicando un modelo acoplado atmósfera–océano (AGCM), muestran que el escenario permanente de El Niño no es evidente a pesar que se observa un incremento en las SSTs en el EEP comparable al suministrado por los indicadores geológicos.

Del mayor interés es la interpretación de Tziperman & Farrell (2009), quienes sugieren que condiciones más cálidas provocarían mayor convección atmosférica, lo que

resultaría en la propagación más dinámica de las ondas Rossby atmosféricas, o planetarias de la estratosfera, que se desplazan hacia el este, y con esto un flujo (momento) mayor de los vientos del oeste, los que se opondrían a los vientos Alisios reduciendo así la profundidad de la termoclina y el gradiente de temperatura zonal del Pacífico.

4. El fenómeno del ENSO durante el Cuaternario

Para el periodo Cuaternario son de particular interés las reconstrucciones del fenómeno del ENSO durante la transición del Pleistoceno medio (hace 850 ka), el último interglacial (hace 125 ka), y el último glacial máximo (LGM, hace ~20 ka). El primero por constituir la transición entre la modulación por la radiación solar, sobre los ciclos glaciales-interglaciales, de la inclinación (cada 41.000 años) a la excentricidad (cada 100.000 años). La segunda por constituir un condición de alguna forma análoga al interglacial actual y la tercera por que éste intervalo de tiempo constituye un escenario opuesto al presente, i.e. contenidos más bajos de CO₂ (200 ppm), nivel del mar 120 m más bajo y extensión máxima de los casquetes polares (e.g. Bradley 1999). La reconstrucción precisa del fenómeno ENSO para el LGM, sin embargo, solo es posible en la medida en que podamos reconstruir precisamente las SSTs, la relación P-E y la posición media de la ITCZ, entre otros.

4.1. El fenómeno del ENSO en la transición del Pleistoceno medio

La reconstrucción de las SSTs, a partir de la relación Mg/Ca en foraminíferos planctónicos, en los núcleos MD97-2140 (WEP) y ODP846 (EEP) sugiere condiciones relativamente constantes en la piscina caliente en comparación con el EEP donde la SST habría descendido ~2°C durante el Pleistoceno medio. De tal forma que en la transición del Pleistoceno medio, hasta el último interglacial, la diferencia zonal de SSTs habría sido >4°C. Este patrón es interpretado como el paso de una condición tipo – El Niño durante el Pleistoceno temprano, a tipo – La Niña durante el Pleistoceno tardío (de Garidel-Thoron *et al.*, 2005).

4.2. El fenómeno del ENSO durante el último interglacial

Evidencias del fenómeno de El Niño han sido documentadas en gran detalle en la sucesión de terrazas coralinas de Papua Nueva Guinea para los últimos 130 ka (Hughen *et al.*, 1999; Tudhope *et al.*, 2001). Los registros isotópicos ($\delta^{18}O$) y de Sr/Ca fueron analizados en tajadas

decadales de tiempo en las que se evidencia: (1) la influencia de los monzones, (2) la respuesta a la relación P-E, y (3) la frecuencia de ambas señales en forma análoga al fenómeno del ENSO actual (**Hughen et al.**, 1999). A pesar que las tajadas de tiempo estudiadas son tan breves (<90 años) para captar el rango completo de variabilidad paleoclimática, sí se demuestra la existencia del fenómeno del ENSO y su posible debilitamiento durante los estadios glaciales (**Tudhope et al.**, 2001; **Cane**, 2005).

4.3. El fenómeno del ENSO durante el LGM

4.3.1. Evidencias paleoceanográficas

El proyecto **CLIMAP** (1978), que tuvo por objeto la reconstrucción de las SSTs con base en análisis multivariados de asociaciones de protistas planctónicos, sentó las bases de una extensa discusión acerca de las condiciones paleoclimáticas operantes durante el LGM. Sorprendentemente las reconstrucciones de **CLIMAP** (1978) mostraron un océano tropical en el que las SSTs no habrían descendido más de 2°C, contradiciendo evidencias continentales de un descenso de la temperatura del orden de los 5° a 6°C (e.g. **Stute et al.**, 1995). Esta aparente insensibilidad de los trópicos a las variaciones orbitales que forzan los ciclos glaciales–interglaciales tuvo un doble efecto: (1) concentró el interés de la comunidad científica sobre el Atlántico Norte y la dinámica de la cinta transportadora y, (2) estimuló la búsqueda de nuevos indicadores de paleotemperatura. La hipótesis que el trópico sea el controlador del clima global y no precisamente el Atlántico Norte fue sugerida por **Cane** (1998). A pesar de que durante las dos últimas décadas el método de funciones de transferencia del proyecto **CLIMAP** (1978), ha sido superado por el método de análogos modernos y las redes neuronales, también es cierto que las SSTs no son la única variable ecológica que determina la distribución de los protistas planctónicos (e.g. **Zaric et al.**, 2005). Este es el caso, por ejemplo, de la distribución de las asociaciones de foraminíferos planctónicos en la Cuenca de Colombia en el Mar Caribe durante el Cuaternario tardío que habría resultado no solamente de las condiciones de la temperatura superficial sino también de los nutrientes aportados por el sistema de surgencia de la Guajira y de las descargas del río Magdalena (**Martínez et al.**, 2007). Si a esto se suma los efectos del nivel del mar, 120 m más bajo durante el LGM que ahora, entonces la reconstrucción de la posición media de la ITCZ a partir de los registros paleoceanográficos del Caribe debe ser tomada con precaución.

Un enfoque complementario al de la reconstrucción de las SSTs es el de la reconstrucción de la estructura de

la columna de agua, y la productividad primaria, con base en la relación entre la abundancia de *Florisphaera profunda* / otros coccolitofóridos a lo largo del Pacífico ecuatorial. Tal reconstrucción sugiere que durante el LGM habría existido una condición más afín a La Niña (**Beaufort et al.**, 2001). Interpretación análoga a la sugerida con base en la reconstrucción de las SSTs, por la técnica de análogos modernos (MAT) en foraminíferos planctónicos, a lo largo de un transecto norte-sur en la Cuenca de Panamá (EEP; **Martínez et al.**, 2003). Este último estudio demostró que las SSTs al sur del frente ecuatorial (el contacto entre la lengua fría al sur y las aguas cálidas de la Cuenca de Panamá) habrían descendido entre 3 y 5°C, mientras que en la cuenca se habrían mantenido constantes durante el último glacial. Este escenario es típico de la fase de La Niña y sería el responsable de la intensificación del Chorro del Chocó y, eventualmente del aumento de la precipitación en el litoral pacífico colombiano (cf. **Poveda et al.**, 2006). El registro palinológico de los núcleos ODP-677B y TR-163-38 evidencia la constancia del bosque del Chocó biogeográfico, y de aquí la acción continua del Chorro del Chocó durante los últimos 40 ka (**González et al.**, 2006). Este parece un escenario contrario al de El Niño cuando el Chorro del Chocó se debilita y se reduce la precipitación en el continente (e.g. **Poveda & Mesa** 2000; **Poveda** 2001). El estudio geoquímico del núcleo 106KL, colectado al oeste de Lima, parece apoyar la interpretación del escenario tipo – La Niña, ya que evidencias de actividad intensa del fenómeno de El Niño solo aparecen después de 17 ka, es decir 2 a 3 ka después del LGM (**Rein et al.**, 2005). Resultados similares se obtuvieron mediante el análisis de $\delta^{18}\text{O}$ en el foraminífero planctónico *Neoglobobulimina dutertrei* en el domo de Costa Rica (EEP) para los últimos 50 ka sugiriendo que la actividad del fenómeno del ENSO fue baja durante el LGM (**Leduc et al.**, 2009).

En contraste, un escenario tipo – El Niño durante el LGM ha sido interpretado con base en la relación Mg/Ca y los registros isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$) en foraminíferos planctónicos en los núcleos V21-30 y MD2181 colectados en el EEP (al este de las Islas Galápagos, **Koutavas et al.**, 2002) y el WEP (**Stott et al.**, 2002), respectivamente. La reconstrucción de la salinidad superficial en el WEP, con base en las diferencias isotópicas ($\delta^{18}\text{O}$) en foraminíferos planctónicos, sugiere un incremento en la relación P-E (**Martínez et al.**, 1997) y con esto el desplazamiento aparente de la piscina caliente hacia el Océano Pacífico central (**Stott et al.**, 2002). Dos reconstrucciones parecen apoyar la hipótesis del escenario tipo – El Niño: (1) el estudio de la relación deuterio/hidrógeno (D/H) en alkenonas al oeste del río San Juan que sugiere una re-

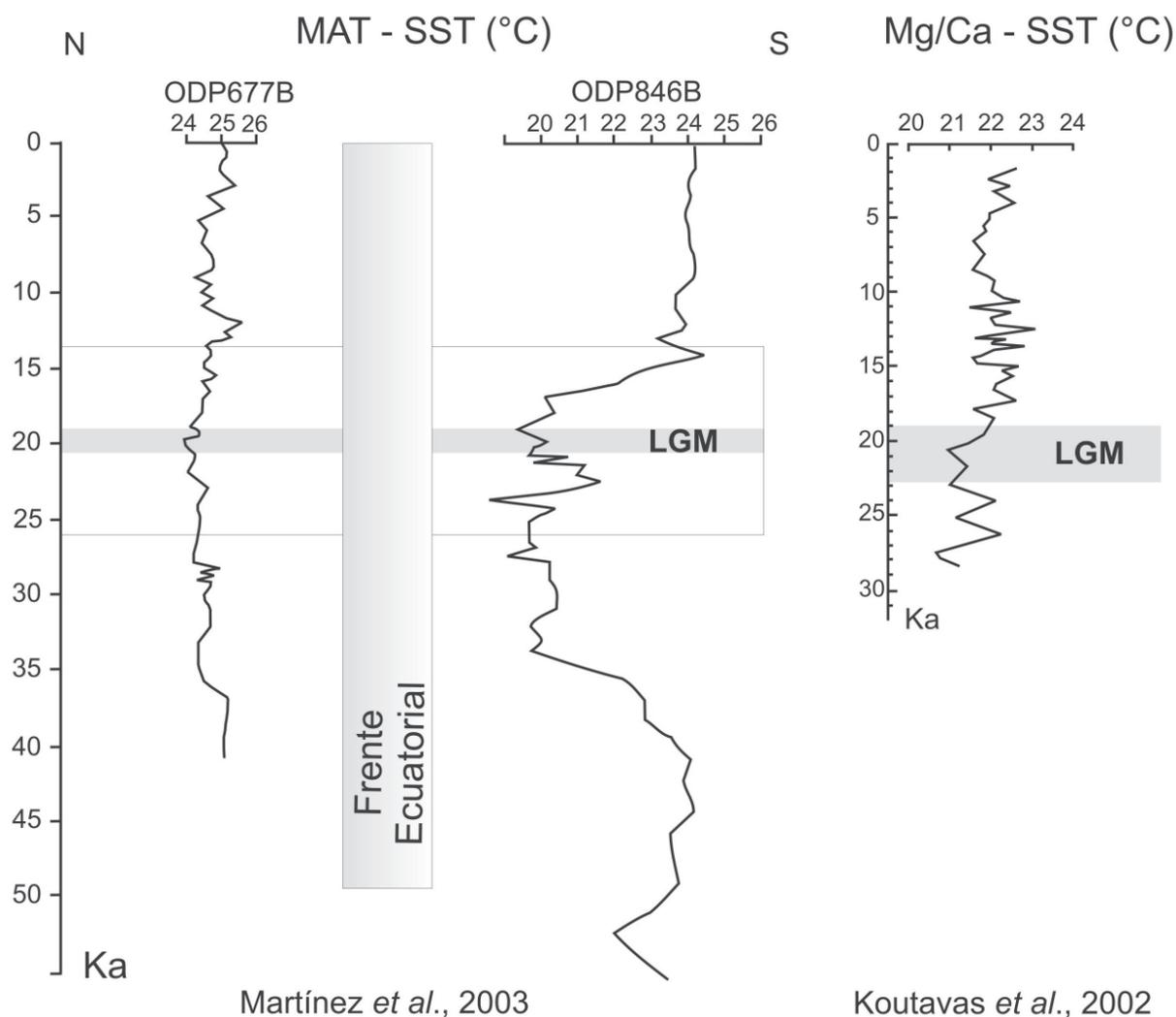


Figura 3. Reconstrucción de la temperatura superficial del océano (SST) en el Océano Pacífico Oriental (EEP) para los últimos 55 ka en los núcleos, ODP667B y ODP846B colectados al norte y sur del frente ecuatorial, respectivamente (Martínez *et al.*, 2003), y el núcleo V21-30 colectado al este de las Islas Galápagos (Koutavas *et al.*, 2002).

ducción en la precipitación para el litoral Pacífico colombiano durante el último glacial (Pahnke *et al.*, 2007) y (2) la reconstrucción del balance hidrológico del río Magdalena en el Cuaternario, con base en el análisis elemental de K/Ti, Fe/Ti, y Fe/Al en el núcleo ODP-999A (Cuenca de Colombia, Mar Caribe) que sugiere que la posición media de la ITCZ habría alcanzado un posición más austral durante los periodos glaciales (Mora & Martínez 2005).

4.3.2. Evidencias continentales

En la síntesis de Markgraf & Díaz (2000) resulta aparente que en Java, Papua Nueva Guinea y el norte de Aus-

tralia, con base en análisis palinológicos, habrían existido condiciones frías y secas durante el LGM. Estudios recientes, sin embargo, muestran que el contenido porcentual de carbón vegetal (*charcoal*) en registros continentales de Papua Nueva Guinea es bajo, patrón que es interpretado como una condición fría (<5°C) y húmeda (Haberle *et al.*, 2001; Gagan *et al.*, 2004) y que por tanto sería más afín a un escenario tipo – La Niña.

En contraste, los campos de dunas de los Llanos Orientales han sido considerados como una evidencia de condiciones áridas durante el LGM (e.g. Khobzi 1981). Su formación a partir de las sabanas aparentemente requeriría de un descenso de tan sólo 500 mm en la precipita-

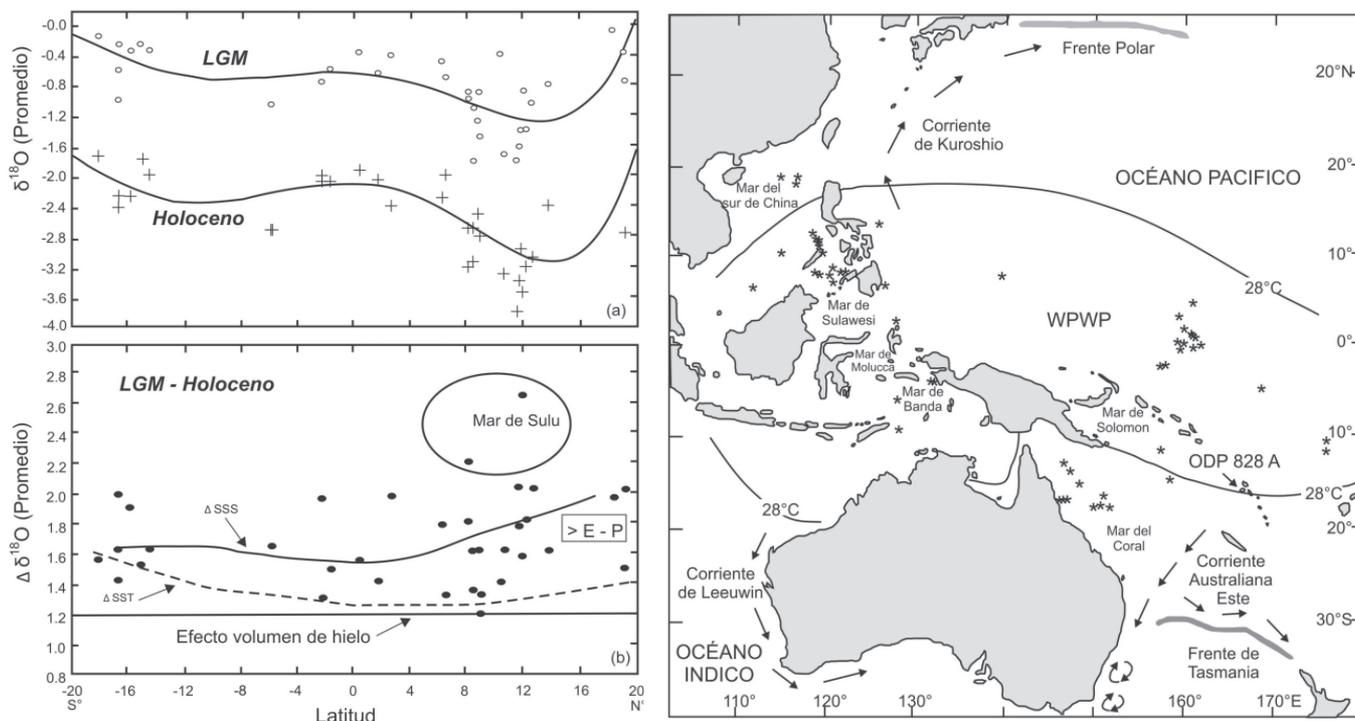


Figura 4. Reconstrucción de la salinidad (SSS) en la piscina caliente durante el último máximo glacial (LGM). El mapa muestra la isoterma de los 28°C que delimita la piscina caliente y los puntos de muestreo analizados. (a) transecto norte-sur de $\delta^{18}\text{O}$ promedio para el LGM y el Holoceno. (b) diferencia ($\Delta\delta^{18}\text{O}$) entre el LGM y el Holoceno. La diferencia entre la curva $\Delta\delta^{18}\text{O}$ con el efecto y la reconstrucción de la temperatura superficial (DSST) es usada como indicativa del exceso de salinidad durante el LGM. Para detalles vease a *Martínez et al.*, (1997).

ción, mientras que para la Cordillera Oriental el estimativo es del orden de 100 a 600 mm lo que significaría una reducción del 40-50% (*van der Hammen & Hooghiemstra* 2000). Estas estimaciones tienen un alto grado de incertidumbre, mas aun cuando se basan en el presupuesto que la evaporación en el pasado habría sido comparable a la del presente. En este caso, tal vez sería mejor hacer inferencias sobre la relación P-E y recurrir a indicadores tales como isótopos de oxígeno en moluscos (e.g. *Dettman et al.*, 1999; *Kaandorp et al.*, 2003).

Similarmente, la disminución aparente de los niveles de los lagos de la Amazonía para el LGM (e.g. *Ledru et al.*, 1998) favorecería la interpretación de un clima árido. La dinámica de la sedimentación en la región, sin embargo, favorece la pronta colmatación de los cuerpos de agua. Adicionalmente, si bien es cierto que habría existido un establecimiento diferencial de la vegetación sobre los varios niveles de terrazas fluviales (*van der Hammen & Hooghiemstra* 2000), también es cierto que estas no solo se forman como respuesta a condiciones climáticas sino también a condiciones tectónicas y cambios relativos del nivel del mar. A pesar de que aun no es posible determinar

con precisión la historia de levantamiento de la Cordillera Oriental a escalas milenales, si existen evidencias de actividad tectónica continua (e.g. *Mora et al.*, 2008). Por otra parte la curva de cambios relativos del nivel del mar muestra que para el LGM el descenso habría sido de ~120 m (e.g. *Lambeck & Chappell* 2001). Dicho descenso cambiaría el nivel de base del sistema fluvial del Amazonas y con esto la dinámica de sus afluentes haciéndolos mas erosivos. Esto explicaría la incisión de las terrazas bajas grueso-granulares del Pleniglacial y la ausencia de registros sedimentarios en muchos paleolagos y terrazas fino-granulares del LGM. Finalmente, evidencias palinológicas en el abanico del Amazonas sugieren que la extensión de la sabana durante el LGM habría sido reducida (e.g. *Hoorn* 1997; *Haberle* 1997).

La temperatura en las sabanas tropicales habría descendido 4°C de acuerdo con estimativos basados en el descenso de los cinturones de vegetación y con un gradiente de temperatura altitudinal (*lapse rate*) similar al presente, i.e. 0.7°C/100m para el LGM y 0.6°C/100m para el presente (e.g. *van der Hammen & Hooghiemstra* 2000). Este estimativo es cercano al establecido para el

Brasil (5°C) con base en el análisis de gases nobles en aguas subterráneas (**Stute et al.**, 1995). Estos resultados están de acuerdo con la reconstrucción de las SSTs del EEP favoreciendo así la hipótesis de una condición tipo – La Niña para el LGM (**Martínez et al.**, 2003). El descenso de los glaciares de montaña aparentemente apoya la hipótesis de un descenso pronunciado en la temperatura de las sabanas tropicales (e.g. **Thouret et al.**, 1997; **Lachniet & Vazquez-Selem** 2002).

Si bien es cierto que bajo un escenario marino tipo – La Niña debería esperarse una mayor precipitación en la piscina caliente y condiciones más áridas solo para algunas regiones de Suramérica durante el LGM, las evidencias continentales (e.g. **Haberle** 1998) no están de acuerdo con tal escenario, como tampoco algunas paleoceanográficas (e.g. **Martínez et al.**, 1997), lo que demuestra que las actuales teleconexiones del fenómeno del ENSO no son las mismas que para el LGM. La explicación posible es que con un descenso de la SST de 3°-4°C en la piscina caliente, el acople entre SST y convección atmosférica habría sido menor, resultando así en una precipitación reducida (**Markgraf & Díaz** 2000). En otras palabras, se habría reducido la capacidad de la atmósfera para contener vapor de agua (e.g. **Andrews** 2000).

4.3.3. Modelos de circulación global del océano y la atmósfera

La aparente controversia entre las reconstrucciones que sugieren escenarios tipo – La Niña o La Niña tendría su explicación en: (1) las incertidumbres que aun persisten con respecto a las teleconexiones del fenómeno del ENSO bajo condiciones frontera diferentes al presente (e.g. **Markgraf & Díaz** 2000), (2) el desconocimiento de la gama completa de mecanismos de retro-alimentación operantes bajo condiciones frontera diferentes a la actual, (3) la respuesta del fenómeno del ENSO durante eventos particulares que más semejan fenómenos multi-decadales como la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, e.g. **Molnar & Cane** 2007), (4) la evaluación precisa de los indicadores paleoceanográficos bajo diferentes condiciones geológicas (**Mix** 2006), y (5) las incertidumbres propias de los diferentes modelos (e.g. **Rosenthal & Broccoli** 2004).

Varios modelos acoplados (GCMs) han sido propuestos para explicar el clima del LGM. Unos a favor del escenario tipo – La Niña (e.g. **Hewitt et al.**, 2003; **Kim et al.**, 2003) y otros a favor del escenario tipo – El Niño (e.g. **Shin et al.**, 2003; **Otto-Bliesner et al.**, 2003). El modelo de **Hewitt et al.** (2003) predice un enfriamiento de 3.3 a 6.5°C para los trópicos, mientras que el modelo de **Kim et al.** (2003) predice un aumento en la relación P–E para la

piscina caliente. Ambos modelos, favorecerían la reconstrucción de una condición tipo – La Niña para el EEP (cf. **Martínez et al.**, 2003). Sin embargo llama la atención el mapa global de la relación P–E de **Kim et al.**, (2003) y el patrón de teleconexiones que son diferentes al presente. Esto evidencia el carácter único del globo bajo una condición glacial extrema. En contraste, el modelo de **Shin et al.** (2003) predice SSTs comparables a las obtenidas durante el proyecto **CLIMAP** (1978), mientras que el modelo de **Otto-Bliesner et al.** (2003) predice el debilitamiento del gradiente zonal, el estrés del viento y la surgencia en el Océano Pacífico, al tiempo que predice eventos de El Niño/La Niña más intensos.

Adicionalmente el proyecto **MARGO** (2009), que compiló y revisó 696 registros paleoceanográficos de SST, demostró que posiblemente existieron variaciones estacionales y un gradiente zonal, y temperaturas bajas en las corrientes orientales de los océanos que serían más afines a una condición tipo – La Niña. Adicionalmente cuestionan el valor de simulaciones que son incapaces de capturar el gradiente zonal, e.g. el modelo paleoclimático Pmip (<http://pmip2.lsce.ipsl.fr>). **Otto-Bliesner et al.** (2009) comparan simulaciones del modelo Pmip con los resultados del proyecto **MARGO** (2009) y argumentan que no existen diferencias significativas en las SSTs de los mares tropicales y que la estacionalidad estaría pobremente expresada, a pesar que las simulaciones fallan en reproducir las SSTs en algunos sectores, i.e. en los sistemas de surgencia. De interés es el modelo de precipitación, obtenido a partir de la diferencia entre el LGM y una simulación de control, que muestra que en la WEP, ésta habría sido menor entre 2 y 6 mm/día (cf. **Martínez et al.**, 1997) comparado con el norte de Suramérica donde habría sido análoga al presente (**Clement et al.**, 2004).

De nuevo, solo mediante el estudio de registros sedimentarios de alta resolución será posible distinguir entre el modo climático y la variabilidad del fenómeno del ENSO en el LGM. Adicionalmente, es la integración multidisciplinaria la que permitirá reconstruir con precisión el modo paleoclimático y la variabilidad del fenómeno del ENSO operante durante el LGM (e.g. **Rosenthal & Broccoli** 2004; **Mix** 2006). En principio las simulaciones computacionales deben satisfacer las reconstrucciones paleoclimáticas basadas en indicadores geológicos para el LGM si se quiere que éstas sean capaces de predecir el clima futuro.

5. El fenómeno del ENSO durante el Holoceno

Es para el Holoceno cuando las condiciones frontera y mecanismos de retro-alimentación del sistema océano-at-

mósfera-criósfera son mejor entendidos. Por tanto, deberían esperarse reconstrucciones del fenómeno ENSO mas precisas. En la ausencia de registros de alta resolución tales como sedimentos laminados, corales y estalagmitas, este no es el caso. Regiones oceánicas sensibles como la piscina caliente, las corrientes de California y Perú, la lengua fría y las teleconexiones del fenómeno en el continente como el norte de Suramérica y Australia son de particular interés.

5.1. Evidencias paleoceanográficas

A partir de los registros de corales es posible reconstruir las SSTs y la relación P-E, y con esto la variabilidad anual, para el WEP y EEP durante tajadas discretas de tiempo (e.g. **Corrège et al.**, 2000; **Gagan et al.**, 2004; **Cobb et al.**, 2003). Adicionalmente, el estudio de Mg/Ca y $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos extraídos de núcleos de aguas profundas de la piscina caliente, han permitido la reconstrucción de SSTs y SSSs para el Holoceno, i.e. incremento de $\sim 0.5^\circ\text{C}$ y ~ 1.5 psu durante los últimos 10 ka (**Stott et al.**, 2004), lo que sugeriría el paso de condiciones mas afines a El Niño (La Niña) durante el Holoceno temprano (tardío) o corroboraría la hipótesis de una posición mas austral de la ITCZ durante el Holoceno temprano (**Schmittner et al.**, 2000). Igualmente es de interés es el coral de Palmyra (Pacífico central), cuyo registro isotópico ($\delta^{18}\text{O}$) para el último milenio muestra la tendencia al aumento de la SST siguiendo el patrón en forma de “palo de cricket” característico de los tiempos históricos (**Cobb et al.**, 2003).

En contraste la reconstrucciones de las SSTs alrededor de las Islas Galápagos y la Dorsal de Carnegie y la piscina caliente, con base en el método de Mg/Ca en foraminíferos planctónicos sugieren que durante el Holoceno medio habrían existido condiciones tipo – La Niña, i.e. que el gradiente zonal de SSTs habría sido mayor entre 11 y 4 ka (**Koutavas et al.**, 2002, 2006), o que los eventos de El Niño, como se evidencia en el núcleo 106KL colectado al oeste de Lima, habrían sido mas débiles entre 9 y 4.2 ka (**Rein et al.**, 2005). Esta interpretación es apoyada por el estudio de $\delta^{15}\text{N}$ en Mindanao (Indonesia) donde la nutriclina/termoclina aparentemente era mas profunda después de 7 ka (**Kienast et al.**, 2008). Estas reconstrucciones definen eventos tipo – ENSO, o un estado climático, más que el dominio de una u otra fase en particular. Por tanto estarían más relacionados con los regímenes milenales sugeridos por **Sun** (2000).

De la reconstrucción de las SSTs en el EEP por el método MAT en foraminíferos planctónicos es aparente que durante el Holoceno habría existido una condición mas

afín con El Niño (**Martínez et al.**, 2003). Sin embargo, la reconstrucción de la estacionalidad muestra valores altos durante el LGM y el Holoceno medio en comparación con la deglaciación y el Holoceno temprano en la Cuenca de Panamá. Patrón que posiblemente refleja la ocurrencia de un numero mayor de eventos cálidos e intensos en los primeros intervalos de tiempo (cf. **Otto-Bliesner et al.**, 2003). A pesar del interés de estas reconstrucciones, las señales muestran diferencias debidas a incertidumbres en los modelos de edad, resolución estratigráfica y respuesta de la biota al cambio climático. Es así como la evaluación de los patrones de variación porcentual de foraminíferos planctónicos y bentónicos, y cocolitofóridos, para los mismos núcleos, evidencia la ausencia de un cambio monotónico en respuesta al cambio climático durante la deglaciación (**Martínez et al.**, 2006). La explicación yace no sólo en la variaciones en la posición de la ITCZ y la influencia de los sistemas de surgencia de Panamá y la Lengua Fría, que actúan como una balanza bipolar a lo largo del año, sino que también en el aporte de nutrientes por parte de los ríos que drenan el litoral Pacífico (**Gómez & Martínez** 2005).

Reconstrucciones de la relación P–E y la SSTs en la Cuenca de Cariaco (Venezuela), con base en el contenido porcentual de Ti que es utilizado como indicador de la precipitación, sugieren que la ITCZ habría migrado hacia el sur durante el Holoceno tardío (**Haug et al.**, 2001b; **Tedesco & Thunell** 2003), y en general durante los periodos fríos incluyendo el evento Younger Dryas (12.5-11.7 ka), y la Pequeña Edad de Hielo (1300-1850 DC; **Peterson & Haug** 2006). A partir de los 4ka la intensidad y variabilidad del fenómeno del ENSO habría aumentado (**Haug et al.**, 2001b).

En apoyo de la hipótesis de la migración al sur de la ITCZ, **Gómez** (2004) y **Martínez et al.** (2010) documentan la formación de las terrazas bajas marinas de Manzanillo del Mar (Bolívar) a partir de una espiga de dirección suroeste en momentos que los vientos Alisios se hacían mas intensos, i.e. a partir de ~ 3 ka. **Martin et al.** (1993) con base en un estudio análogo para la costa del Brasil, la reconstrucción de los niveles del lago Titicaca, y evidencias fluviales y palinológicas en la Amazonia sugieren la existencia de condiciones tipo – El Niño antes de 3900 ka AP, su ausencia entre 3900-3600 y 2800-2500 ka AP y su baja frecuencia después de 2500 ka AP.

La dificultad de la correlación entre los resultados de **Martin et al.**, (1993), y los resultados de **Haug et al.**, (2001) y **Koutavas et al.**, (2006) refleja la multiplicidad de indicadores empleados, resolución estratigráfica y variabilidad paleoclimática regional.

5.2. Evidencias continentales

Para el norte de Suramérica en la transición del LGM al Holoceno durante el evento Younger Dryas tanto evidencias continentales como paleoceanográficas, sugieren condiciones frías y secas afines a un escenario tipo – El Niño (e.g. **van der Hammen & Hooghiemstra** 1995; **Rincón & Martínez** 2004).

Este no es el caso del Holoceno temprano cuando las evidencias paleoclimáticas continentales muestran que habrían existido, entre otras, condiciones más húmedas para el oeste de los Estados Unidos y el norte de Chile, y condiciones más secas para el este de Australia – oeste de Nueva Zelanda, este del África y la India. Patrón que no puede ser atribuido a un escenario tipo – El Niño, sino que habría estado relacionado más con rasgos característicos del patrón de vientos, en el que se destaca la reducción de los monzones, los cuales están íntimamente ligados al fenómeno del ENSO (**Markgraf & Díaz** (2000).

De interés es el registro de isótopos ($\delta^{18}\text{O}$) de la estalagmita Chilibrillo (Panamá) para los últimos dos milenios que es empleado para reconstruir la posición de la ITCZ (**Lachniet et al.**, 2004). Posiciones más australes de la ITCZ, i.e. condiciones secas, aparentemente corresponderían con eventos y la desaparición de la cultura Maya. Similarmente, evidencias arqueológicas en la costa del Perú sugieren que el fenómeno del ENSO se habría iniciado hace 5 ka (**Sandweiss et al.**, 1996) y aún más tempranamente a partir de evidencias paleolimnológicas del lago-crater Brainbridge (Islas Galápagos) que sugieren que este se inició hace ~6.1 ka (**Riedinger et al.**, 2002). **Conroy et al.** (2008), con base en el estudio granulométrico del lago Junco (Islas Galápagos), sugieren que antes de 9 y después de 4.2 ka habrían existido condiciones tipo – El Niño, con lo que estarían de acuerdo parcialmente con los resultados paleoceanográficos de **Koutavas et al.** (2006), en lo que respecta a la reducción del fenómeno del ENSO durante el Holoceno temprano a medio. También esta de acuerdo con la hipótesis de la migración austral de la ITCZ durante el Holoceno tardío (**Haug et al.**, 2001).

Registros de las variaciones del fenómeno del ENSO (y la ITCZ) en el Holoceno en Colombia incluyen estudios palinológicos y micropaleontológicos en: (1) la depresión Momposina (e.g. **van der Hammen** 1984; **van der Hammen & Cleff** 1992), (2) el páramo de Frontino (e.g. **Velásquez** 2005) y, (3) algunos registros regionales (e.g. **Marchant & Hooghiemstra** 2004; **Vélez et al.**, 2006). Admitiendo incertidumbres en las correlaciones basadas en dataciones radiocarbono, condiciones húmedas se habrían presentado en la depresión Momposina a partir de 2.5 ka

(**van der Hammen** 1984), lo que parece contrario al patrón de la Cuenca de Cariaco (**Haug et al.**, 2001), excepto para el intervalo entre 3 y 2 ka. En el caso del páramo de Frontino, algunos intervalos secos parecen corresponder con los registrados en el Caribe, e.g. 3.2 a 2.7 ka. El porcentaje de elementos de páramo en la Laguna de Fuquene (**van der Hammen & Hooghiemstra** 1995) aparentemente es análogo al registro de Ti (%) en la Cuenca de Cariaco lo que apoyaría la reconstrucción de la migración latitudinal de la ITCZ durante el Holoceno (**Peterson & Haug** 2006).

La baja resolución estratigráfica y/o bioturbación de estos registros impide resolver eventos anuales por lo que posiblemente se están registrando eventos multidecadales a mileniales. En el caso de la depresión Momposina, los cambios del nivel de base locales del sistema fluvial del Magdalena deben ser considerados porque constituyen controles tanto autocíclicos (dinámica de la sedimentación), como alocíclicos (movimientos tectónicos; **Martínez & López** 2005). Si bien es cierto que no son independientes del clima regional, sus productos, i.e. registros sedimentarios y palinológicos, pueden responder en forma no lineal al cambio climático.

Las reconstrucciones de biomas basadas en estudios palinológicos de 41 sitios concentrados en la región andina y los llanos, para tajadas discretas de tiempos (cada 3 ka; **Marchant et al.**, 2002), sugieren que condiciones frías y secas se extendieron desde el LGM hasta 12 ka. Condiciones que se hicieron más frías hace 9 ka para luego cambiar a condiciones más cálidas hace 6 ka; condición que se hizo de nuevo más húmeda hace 3 ka.

Sin embargo, sólo para el Holoceno tardío se tienen evidencias contundentes de la frecuencia y magnitud del fenómeno del ENSO en el neotrópico. El registro laminado de la laguna Pallcacocha en los Andes ecuatorianos contiene la historia detallada (anual) de los últimos 15ka (**Rodbell et al.**, 1999; **Moy et al.**, 2002). Allí es evidente que el fenómeno del ENSO en su frecuencia actual solo aparece después de ~6 ka. De interés es el registro de la fragmentación de los foraminíferos planctónicos en el núcleo Kama-13 colectado en el margen continental de Nariño, cuyo patrón porcentual es análogo al número de eventos ENSO/100 años en la Laguna Pallcacocha y que se explicaría por la migración hacia el este de la piscina caliente y con esto una mayor abundancia de foraminíferos susceptibles a la disolución en el fondo marino (**Marin & Bayona** 2007; **Martínez et al.**, 2009a). Igualmente interesante es la correspondencia entre el inicio del fenómeno ENSO y la domesticación del maíz (*Zea mays*) en Mesoamérica (**Pope et al.**, 2001). Resultados análogos a los de la Laguna Pallcacocha fueron hallados en el registro de isótopos de

nitrógeno ($\delta^{15}\text{N}$) en la cuenca marina de Halmahera (Indonesia, WEP) para los últimos 3.5 ka (Langton *et al.*, 1988). Se destacan en este registro el incremento de la actividad de El Niño hace 1.7 ka, seguido de picos a 1.5, 1.15, y ca.0.7 ka, con una disminución marcada para el Periodo Cálido Medieval (Langton *et al.*, 1988).

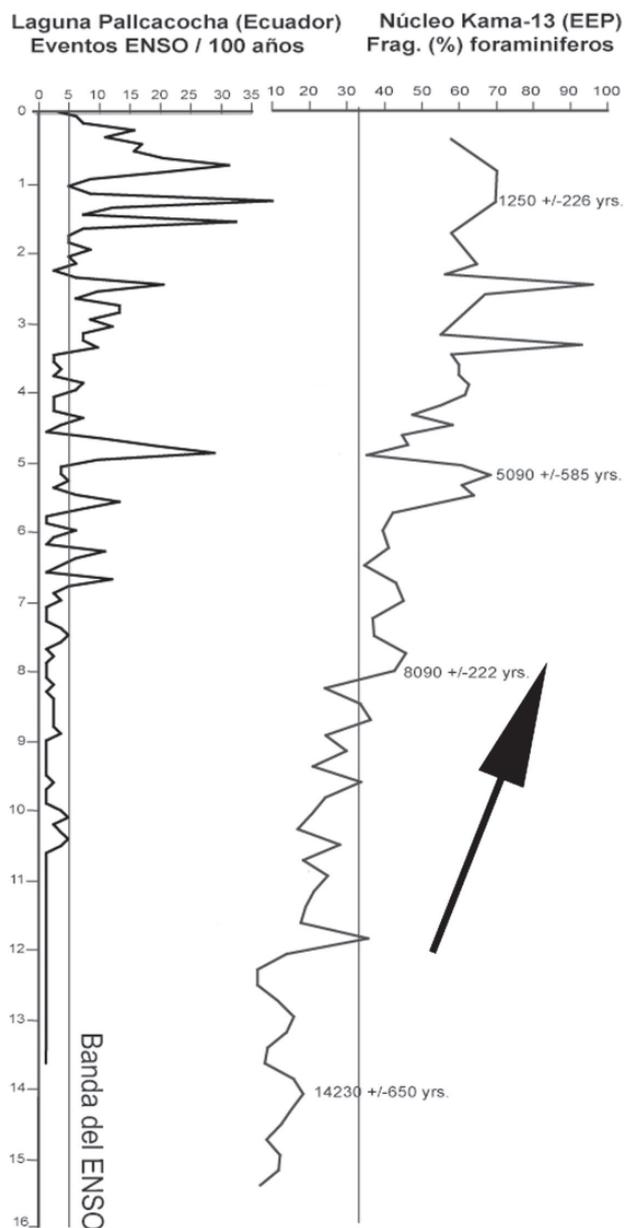


Figura 5. Comparación entre el registro del número de eventos ENSO / 100 años de la Laguna Pallcacocha (Ecuador, Moy *et al.*, 2002) con el registro del porcentaje de fragmentación de foraminíferos planctónicos recuperados del núcleo Kama-13 del margen continental de la Cuenca de Panamá (Marín & Bayona 2007; Martínez *et al.*, en prep.). Los valores al lado de la curva indican edades radiocarbono. Note la tendencia de las dos curvas y la correlación pico a pico.

Con respecto a los registros continentales en Colombia, existe un gran potencial en la sucesión de sedimentos lacustre – fluviales laminados de Santa Fe de Antioquia (Page & Mattson 1981; Ruiz *et al.*, 2005). Trabajo en progreso parece confirmar la hipótesis del represamiento del río Cauca durante el Holoceno tardío (cf. Page & Mattson 1981) y ha demostrado que la sucesión se depositó entre 6 y 1.5 ka con velocidades de sedimentación del orden de 120cm/ka (Martínez *et al.*, 2009b).

Para el periodo cálido Medieval (900-1300 DC), aparentemente se presentó una anomalía importante del fenómeno del ENSO, como es evidenciado a partir de un núcleo colectado sobre la plataforma al oeste de Lima (Rein *et al.*, 2004).

5.3. Modelos

Varios modelos han explorado el rol de las variaciones orbitales sobre las regiones tropicales y demostrado la importancia de la precesión (Clement *et al.*, 1999) y la radiación estacional (Clement *et al.*, 2000) en la recurrencia del fenómeno del ENSO. Modelos acoplados atmosfera – océano (e.g. Liu *et al.*, 2003; Otto-Bliesner *et al.*, 2003; Zheng *et al.*, 2008) confirman la interpretación del fenómeno del ENSO reducido para el Holoceno medio (e.g. Rodbell *et al.*, 1999; Koutavas *et al.*, 2002, 2006).

En los modelos de circulación atmosférica Pmip y CPTEC para el Holoceno medio (Valdés 2000; Dias de Melo & Marengo 2008) es aparente una ligera disminución en la precipitación para el norte de Suramérica, no así su patrón el cual es análogo al presente corroborando así la interpretación de la permanencia del bosque del Chocó (e.g. González *et al.*, 2006). Llama la atención, sin embargo, la ausencia del Chorro del Chocó en el modelo CPTEC, así como el mayor flujo de humedad atmosférica entre el Mar Caribe y el Océano Pacífico a través de Centro América, i.e. Chorros de Panamá y Papagayo, como también la constancia de las temperaturas superficiales.

En todos los modelos son igualmente importantes tanto las condiciones frontera como la física de las ecuaciones. En el mejor de los casos las resoluciones geográficas obtenidas no son superiores a los 3°x3°. Esto limita las comparaciones con los registros paleoclimáticos.

6. El fenómeno ENSO y los eventos orogénicos en el norte de Suramérica

La posible relación entre la formación de cadenas orogénicas y el clima ha sido motivo de intensas discusiones desde hace dos décadas (e.g. Molnar & England

1990; **Montgomery et al.**, 2001; **Lamb & Davis** 2003; **Molnar** 2004). La controversia surgió cuando se cuestionó la acción pasiva del levantamiento cordillerano, el cual habría servido de barrera a los vientos y con esto forzado su ascenso orográfico, condensación y formación de frentes y sombras de lluvia. La hipótesis alterna sugiere que el clima, i.e. precipitación, habría facilitado la erosión y denudación de orógenos incipientes, los cuales sufrirían exhumación intensa buscando la compensación isostática.

En Colombia, la historia del levantamiento de las Cordilleras Oriental y Central ha sido documentada mediante evidencias palinológicas (**van der Hammen et al.**, 1973) y análisis de trazas de fisión en apatitos y circones (e.g. **Mora et al.**, 2008; **Toro et al.**, 2008; **Restrepo-Moreno et al.**, 2009). Mas regionalmente mediante el estudio de la sedimentación clástica del abanico del Amazonas (e.g. **Harris & Mix** 2002).

Mora et al. (2008) descartan la posibilidad que exista una relación entre el clima regional y el levantamiento de la Cordillera Oriental. Su aseveración se basa en la aparente predicción que el noreste de Suramérica habría sido seco durante el Plioceno (**Molnar & Cane** 2002). Dos hechos son de señalar: (1) **Molnar & Cane** (2002) solo hacen referencia al Brasil, pero no al norte de Suramérica, (2) aceptando una condición permanente de El Niño, y teleconexiones análogas al presente, durante el Plioceno temprano ciertamente esperaríamos condiciones mas secas para el norte de Suramérica. Sin embargo, estas posiblemente no tendrían un afecto mayor sobre la incipiente Cordillera Oriental cuyo régimen climático estaría mas controlado por la sombra de lluvia generada por la Cordillera Central cuyo levantamiento ha sido documentado entre el Cretácico tardío y el Eoceno temprano (**Gómez et al.**, 2005). De otra forma, sin embargo, la Cordillera Central habría servido de barrera a los vientos Alisios del noreste y creado un frente orográfico capaz de mantener el bosque del piedemonte llanero y la sabana tropical (cf. **Poveda et al.**, 2006).

La comparación entre las curvas $\Delta\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos planctónicos entre los dos extremos del Océano Pacífico, usada como evidencia de cambio entre una condición permanente tipo – El Niño a una condición tipo – La Niña hace 4 Ma (**Chaisson & Ravelo** 2000) y el diagrama de paleo-elevación de la Cordillera Oriental (**Mora et al.**, 2008) sugieren una estrecha relación entre el clima y la formación del orógeno. Es decir un Chorro del Chocó mas intenso bajo la condición de La Niña, cuyos complejos convectivos de meso-escala habrían alcanzado a hacerse sentir sobre la ancestral Cordillera Oriental, como lo hacen hoy (e.g. **Mesa et al.**, 1997; **Poveda et al.**, 2006).

7. Conclusiones

Cuando se examinan las evidencias geológicas del fenómeno ENSO es clara la limitación impuesta por la resolución estratigráfica de los registros, sus modelos de edad, herramientas de reconstrucción empleadas y cobertura geográfica. Por su parte los modelos están limitados por las condiciones frontera, resolución y ecuaciones físicas empleadas. Todas las limitaciones controladas al máximo, aún parece que las reconstrucciones proveen generalmente una imagen del estado climático a escalas decadales a mileniales insuficientes para resolver el fenómeno del ENSO. Así aparece que:

- a. Durante el Eoceno temprano no parecen haber existido condiciones permanentes del fenómeno del ENSO. Aquí, condiciones frontera diferentes a las actuales limitarían la aplicación de los depósitos lacustres como registros de teleconexiones con el Océano Pacífico ecuatorial.
- b. Durante el Plioceno temprano habrían existido condiciones tipo – El Niño, sin embargo la física de esta condición aun no es clara.
- c. En la transición del Pleistoceno medio al tardío se habría pasado de una condición tipo – El Niño a una tipo – La Niña. Durante este último habrían dominado condiciones La Niña (El Niño) durante los estadiales (interestadiales).
- d. Durante el LGM el mayor número de evidencias geológicas (y modelos) sugieren una condición tipo – La Niña. Sin embargo las evidencias contradictorias muestran la complejidad de un escenario climático opuesto al actual.
- e. Durante el Holoceno es evidente el incremento en el número, e intensidad, de eventos del ENSO en el neotrópico a partir de 6 Ka, acompañado de la migración austral de la ITCZ.
- f. A través de todo el Cenozoico, el estado climático y la dinámica del Chorro del Chocó, junto con los vientos Alisios del noreste, habrían tenido una incidencia importante sobre la formación del orógeno andino, hipótesis que aun necesita ser puesta a prueba.
- g. En Colombia existe un inmenso potencial para adelantar estudios de alta resolución, correlaciones océano-continente y la respuesta de la biota al cambio climático. La región es clave para la comprensión de la variabilidad climática a diversas escalas de tiempo por que aquí se conjugan la influencia del fenómeno del

ENSO y el transporte inter-oceánico de humedad que controla los ciclos glaciales interglaciales, entre otros.

Bibliografía

- Andrews, D.** 2000. An Introduction to Atmospheric Physics. Cambridge Univ. Press. 229 p.
- Allan, R.J.** 2000. ENSO and climate variability in the past 150 years. In: H.F. Diaz, V. Markgraf (eds.) El Niño and the Southern Oscillation, Cambridge Univ. Press, 3-55.
- Allmon, W.D.** 1988. Ecology of Recent Turritelline gastropods (Prosobranchia, Turritellidae): Current knowledge and paleontological implications. *Palaios* 3(3), 259-284.
- Archer, D.** 2007. Global Warming, understanding the forecast. Blackwell Publ. 194 pp.
- Barker, S., Cacho, I., Benway, H., Tachikawa, K.** 2005. Planktonic foraminiferal Mg/Ca as a Proxy for past oceanic temperatures: a methodological overview and data compilation for the last glacial maximum. *Quat. Sc. Rev.* 24, 821-834.
- Barreiro, M., Philander, G., Pakanowski, R., Fedorov, A.** 2005. Simulations of warm tropical conditions with application to middle Pliocene atmospheres. *Clim. Dyn.* doi:10.1007/00382-005-0086-4.
- Battisti, D.S., Hirst, A.C.** 1989. Interannual variability in a tropical atmosphere ocean model-influence of the basic state, ocean geometry and nonlinearity. *J. Atmos. Sci.* 46, 1687-1712.
- Beaufort, L., de Garidel-Thoron, T., Mix, A.C., Pisias, N.G.** 2001. ENSO-like forcing on oceanic primary production during the late Pleistocene. *Nature* 293, 2441-2444.
- Beck, J.W., Edwards, R.L., Ito, E., Taylor, F.W., Recy, J.** 1992. Sea-surface temperature from coral skeletal strontium calcium ratios. *Science* 257, 644-47.
- Bendle, J., Roselle-Mele, A.** 2004. Distribution of U³⁷K and U³⁷K in the surface waters and sediments of the Nordic Seas: Implications for paleoceanography. *Geochem. Geophys. 5:Q11013*, doi: 11010, 11029/12224GC000741.
- Berner, R.A.** 2004. The Phanerozoic Carbon Cycle: CO₂ y O₂. Oxford Univ. Press. 150 p.
- Bianucci, G., Di Celma, C., Landini, W., Buckeridge, J.** 2006. Palaeoecology and taphonomy of an extraordinary whale barnacle accumulation from the Plio-Pleistocene of Ecuador. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 242, 326-342
- Bjerknes, J.** 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Montly Weather Rev.* 115, 51-74.
- Bradley, R.** 1999. Paleoclimatology. Academic Press, 613 p.
- Cane, M.A.** 1998. A role for the tropical Pacific. *Science* 282, 59-61.
- . 2005. The evolution of El Niño, past and future. *Earth Planet. Sc. Lett.* 230, 227-240.
- Cannariato, K.G., Ravelo, A.C.** 1997. Plio-Pleistocene evolution of eastern tropical Pacific rate of circulation and thermocline depth, *Paleoceanography* 12, 805-820.
- Chaisson, W.P., Ravelo, A.C.** 2000. Pliocene development of the east - west hydrographic gradient in the tropical Pacific. *Paleoceanography* 15, 497-505.
- Chiang, J.C.H.** 2009. The Tropics in Paleoclimate. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 37, 263-297.
- Clement, A.C., Seager, R., Cane, M.A., Zebiak, S.E.** 1996. An ocean dynamical thermostat. *J. Climate* 9, 2190-2196.
- , ———, ———. 1999. Orbital controls on El Niño/Southern Oscillation and the tropical climate. *Paleoceanography* 14, 441-456.
- , ———, ———. 2000. Suppression of El Niño during the mid-Holocene by changes in the Earth's orbit. *Paleoceanography* 15, 731-737.
- , **Hall, A., Broccoli, A.J.** 2004. The importance of precessional signals in the tropical climate. *Clim. Dyn.* 22, 327-41.
- CLIMAP.** 1978. The surface of the ice-age Earth. *Science* 191, 1131-1137.
- Cobb, K.M., Charles, C.D., Cheng, H., Edwards, R.L.** 2003. El Niño/Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium. *Nature* 424, 271-276.
- Cohen, A.L., Owens, K.E., Layne, G.D., Shimizu, N.** 2002. The effect of algal symbionts on the accuracy of Sr/Ca paleotemperatures from Coral. *Science* 296, 331-333.
- Conroy, J.L., Overpeck, J.T., Cole, J.E., Sanan, T.M., Steinitz-Kannan, M.** 2008. Holocene changes in eastern tropical Pacific climate inferred from a Galápagos lake sediment record. *Quat. Sc. Rev.* 27, 1166-1180.
- Corrège, T., Delcroix, T., Récy, J., Beck, W., Cabioch, G., Le Cornec, F.** 2000. Evidence for stronger El Niño-Southern Oscillation (ENSO) events in a mid-Holocene massive coral. *Paleoceanography* 15(4), 465-470.
- Crowley, T.J., North, G.R.** 1991. Paleoclimatology. Oxford Univ. Press. 349 p.
- Cruz, F.W., Vuille, M., Burns, S., Wang, X., Cheng, H., Werner, M., Edwards, R.L., Karmann, I., Auler, A.S., Nguyen, H.** 2009. Orbitally driven east-west antiphasing of South American precipitation. *Nature Geoscience* doi:10.1038/NCEO444.
- de Garidel-Thoron, T., Rosenthal, Y., Bassinot, F., Beaufort, L.** 2005. Stable sea surface temperatures in the western Pacific warm pool over the past 1.75 million years. *Nature* 433, 294-298.
- Dias de Melo, M.L., Marengo, J.A.** 2008. The influence of changes in orbital parameters over South American climate using the CPTec AGCM: simulation of climate during the mid Holocene. *The Holocene* 18,4, 501-516.
- Dekens, P.S., Ravelo, A.C., McCarthy, M.D.** 2007. Warm upwelling regions in the Pliocene warm period. *Paleoceanography* 22, PA3211, doi:10.1029/2006PA001394.
- , ———, ———, ———. 2008. A 5 million year comparison of Mg/Ca and alkenone paleothermometers. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 9, Q10001, doi:10.1029/2007GC001931.

- Dettman, D.L., Reische, A.K., Lohmann, K.C.** 1999. Controls on the stable isotope composition of seasonal growth bands in aragonitic fresh-water bivalves (unionoidae). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63 (7/8), 1049–1057.
- Draut, A.E., Raymo, M.E., McManus, J.F., Oppo, D.W.** 2003. Climate stability during the Pliocene warm period. *Paleoceanography* 18(4), 1078, doi: 10.1029/2003PA000889.
- Duque-Caro, H.** 1990. Neogene stratigraphy, paleoceanography and paleobiogeography in northwest South America and evolution of the Panama Seaway. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 77, 203-234.
- Farrell, J.W., Raffi, I., Janecek, T.R., Murray, D.W., Levitan, M., Dadey, K.A., Emeis, K.C., Lyle, M., Flores, J.A., Hovan, S.** 1995. Late Neogene sedimentation patterns in the eastern equatorial Pacific Ocean. *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results* 138, 717 -756.
- Fedorov, A.V., Dekens, P.S., McCarthy, M., Ravelo, A.C., de Menocal, P.B., Barreiro, M., Pacanowski, R.C., Philander, S.G.** 2006. The Pliocene Paradox (Mechanisms for a Permanent El Niño). *Science* 312, 1485-1489.
- Flohn, H.** 1981. A hemispheric circulation asymmetry during late Tertiary. *Geol. Rundsch.* 70, 725-736.
- Gagan, M.A., Hendy, E.J., Haberle, S.G., Hantoro, W.S.** 2004. Post-glacial evolution of the Indo-Pacific warm pool and El Niño-Southern Oscillation. *Quat. Int.* 118-119, 127-143.
- Gómez, A.** 2004. Reconstrucción de cambios paleobatimétricos holocénicos de las terrazas marinas de la región de Cartagena (Bolívar): Un estudio basado en la malacofauna fósil. Tesis de Grado, Maestría en Ciencias de la Tierra, Universidad Eafit. 156 p.
- Gómez, M.C., Martínez, J.I.** 2005. Nueva productividad en el Océano Pacífico oriental ecuatorial como respuesta al aporte de nutrientes por el río San Juan, sistemas de surgencia costera y polvo atmosférico. *Boletín de Geología UIS.* 27(2), 99-114.
- Gómez, E., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Hegarty, K., Kelley, S.** 2005. Syntectonic Cenozoic sedimentation in the northern middle Magdalena Valley Basin of Colombia and implications for exhumation of the Northern Andes. *GSA Bulletin* 117 (5/6), 547-569.
- Gonzalez, 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. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 234, 62-80.
- Guilderson, T.P., Fairbanks, R.G., Rubenstone, J.L.** 1994. Tropical temperature variations since 20,000 years ago: Modulating Interhemispheric Climate Change. *Science* 263, 663-665.
- Haberle, S.G.** 1997. Upper Quaternary vegetation and climate history of the Amazon Basin: correlating marine and terrestrial pollen records. In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus, L.C. Peterson (eds.) *Proc. ODP, Sci. Results* 155, 381-396.
- 1998. Late Quaternary vegetation change in the Tari Basin, Papua New Guinea. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 137, 1-24.
- , **Hope, G.S., van der Kaars, S.** 2001. Biomasa burning in Indonesia and Papua New Guinea: natural and human induced fire events in the fossil record. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 171, 259-268.
- Harris, S.E., Mix, A.C.** 2002. Climate and tectonic influences on continental erosion of tropical South America, 0–13 Ma. *Geology* 30, 447-450.
- Haug, G.H., Tiedemann, R., Zahn, R., Ravelo, A.C.** 2001a. Role of Panama uplift on oceanic freshwater balance. *Geology* 29(3), 207-210.
- , **Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Rohls, U.** 2001b. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science* 293, 1304-1308.
- Haywood, A.M., Valdes, P.J., Pec, V.L.** 2007. A permanent El Niño – like state during the Pliocene? *Paleoceanography* 22, PA1213, doi:10.1029/2006PA001323.
- Hewitt, C.D., Stouffer, R.J., Broccoli, A.J., Mitchell, J.F.B., Valdes, P.J.** 2003. The effect of ocean dynamics in a couple GCM simulation of the Last Glacial Maximum. *Clim. Dyn.* 20, 203-218.
- Hoerling, M.P., Kumar, A.** 2000. Understanding and predicting extratropical teleconnections related to ENSO. In: H.F. Diaz, V. Markgraf (eds.) *El Niño and the Southern Oscillation*, Cambridge Univ. Press, 57-88.
- Hoorn, C.** 1997. Palynology of the Pleistocene glacial/interglacial cycles of the Amazon Fan (Holes 940A, 944A, and 946A). In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus, L.C. Peterson (eds.) *Proc. ODP, Sci. Results* 155, 397-410.
- , **Guerrero, G., Sarmiento, G.A.** 1995. Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. *Geology* 23(3), 237-240.
- Hovan, S.A.** 1995. Late Cenozoic atmospheric circulation intensity and climatic history recorded by eolian deposition in the eastern equatorial Pacific Ocean. *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results* 138, 615-625.
- Huber, M., Caballero, R.** 2003. Eocene El Niño: Evidence for robust tropical dynamics in the “Hothouse”. *Science* 299, 877-881.
- Hughen, K.A., Schrag, D.P., Jacobsen, S.B., Hantoro, W.** 1999. El Niño during the last interglacial period recorded by a fossil coral from Indonesia. *Geophys. Res. Lett.* 20, 3129-3132.
- Ibaraki, M.** 1997. Closing of the Central American Seaway and Neogene coastal upwelling along the Pacific coast of South America. *Tectonophysics* 281, 99-104.
- Jaramillo, C., Rueda, M., Mora, G.** 2006. Cenozoic Plant Diversity in the Neotropics. *Science* 311, 1893-1896.
- Kaandorp, R.J.G., Vonhof, H.B., Del Busto, C., Wesselingh, F.P., Ganssen, G.M., Marmo' l, A.E., Romero Pittman, L., Van Hinte, J.E.** 2003. Seasonal stable isotope variation of the Amazonian fresh water bivalve *Anodontites trapessialis*. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 194 (4), 339– 354.
- Keigwin, L.D.** 1982. Isotope paleoceanography of the Caribbean and east Pacific: role of Panama uplift in late Neogene time. *Science* 217, 350-352.

- Kienast, M., Lehmann, M.F., Timmermann, A., Galbraith, E., Bolliet, T., Holbourn, A., Normandeau, C., Laj, C.** 2008. A mid-Holocene transition in the nitrogen dynamics of the western equatorial Pacific: Evidence of a deepening thermocline? *Geoph. Res. Lett.* 35, L23610, doi: 10.1029/2008GL035464.
- Khobzi, J.** 1981. Los campos de dunas de Colombia y de los Llanos Orientales de la Orinoquia (Colombia y Venezuela). *Revista CIAF* 6(1-3), 257-292.
- Kim, S.-J., Flato, G.M., Boer, G.J.** 2003. A couple climate model simulation of the Last Glacial Maximum, Part 2: approach to equilibrium. *Clim. Dyn.* 20, 635-661.
- Koutavas, A., Lynch-Stieglitz, J., Marchitto, T.M., Sachs, J.P.** 2002. El Niño-like pattern in ice age tropical sea surface temperature. *Science* 297, 226-230.
- , **deMenocal, P.B., Olive, G.C., Lynch-Stieglitz, J.** 2006. Mid-Holocene El Niño–Southern Oscillation (ENSO) attenuation revealed by individual foraminifera in eastern tropical Pacific sediments. *Geology* 34(12), 993-996.
- Kucera, M., Rosell-Mele, A., Schneider, R.R., Waelbroeck, C., Weinelt, M.** 2005. Multiproxy approach to the reconstruction of the glacial ocean surface (MARGO). *Quat. Sc. Rev.* 24, 813-819.
- 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. *J. Geophys. Res.* 109, D20117, doi:10.1029/2004JD004694.
- , **Vazquez-Selem, L.** 2005. Last Glacial Maximum equilibrium line altitudes in the circum-Caribbean (Mexico, Guatemala, Costa Rica, Colombia, and Venezuela). *Quat. Internat.* 138–139, 129-144.
- Lamb, S., Davis, P.** 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature* 425, 792-797.
- Lambeck, K., Chappell, J.** 2001. Sea level change through the last glacial cycle. *Science* 292, 680-686.
- Langton, S.J., Linsley, B.K., Robinson, R.S., Rosenthal, Y., Oppo, D.W., Eglinton, T.I., Howe, S.S., Djajadihardja, Y.S., Syamsudin, F.** 1988. 3500 yr record of centennial-scale climate variability from the Western Pacific Warm Pool. *Geology* 36(10), 795-798.
- Lawrence, K.T., Liu, Z., Herbert, T.D.** 2006. Evolution of the Eastern Tropical Pacific through Plio-Pleistocene Glaciation. *Science* 312, 79-83.
- Ledru, M.-P., Bertaux, J., Sifeddine, A., Suguio, K.** 1998. Absence of last glacial maximum records in lowland tropical forests. *Quaternary Res.* 49, 233-237.
- Leduc, G., Vidal, L., Cartapanis, O., Bard, E.** 2009. Modes of eastern equatorial Pacific thermocline variability: Implications for ENSO dynamics over the last glacial period. *Paleoceanography* 24, doi: 10.1029/2008PA001701.
- Liu, Z., Kutzbach, J., Wu, L.** 2000. Modeling climate shift of El Niño variability in the Holocene. *Geoph. Res. Lett.* 27(15), 22652268.
- MARGO Project Members.** 2009. Constraints on the magnitude and patterns of ocean cooling at the Last Glacial Maximum. *Nature Geoscience* 2, 129-132.
- Mantua, N.J., Hare, S.R., Zhang, Y., Wallace, J.M., Francis, R.C.** 1997. A Pacific decadal climate oscillation with impacts on salmon. *Bull. Amer. Meteorol. Society* 78, 1069-1079.
- Marchant, R., Behling, H., Berrío, J.C., Cleef, A., Duivenvoorden, J., Hooghiemstra, H., Kuhry, P., Melief, B., Schreve-Brinkman, E., Van Geel, B., Van der Hammen, T., Van Reenen, G., Wille, M.** 2002. Pollen-based biome reconstructions for Colombia at 3000, 6000, 9000, 12 000, 15 000 and 18 000¹⁴C yr ago: Late Quaternary tropical vegetation dynamics. *J. Quat. Sc.* 17(2), 113-129.
- , **Hooghiemstra, H.** 2004. Rapid environmental change in African and South American tropics around 4000 years before present: a review. *Earth Sc. Rev.* 66, 217-260.
- Marin, D., Bayona, G.** 2007. Foraminíferos y radiolarios holocénicos de la Cuenca de Panamá. Proyecto de Grado. Universidad EAFIT, Depto. de Geología. Medellín.
- Markgraf, V., Diaz, H.F.** 2000. The past ENSO record: A synthesis. In: H.F. Diaz, V. Markgraf (eds.) *El Niño and the Southern Oscillation*, Cambridge Univ. Press, 465-488.
- Martin, L., Fournier, M., Mourguiart, P., Sifeddine, A., Turq, B., Absy, M.L., Flexor, J.-M.** 1993. Southern Oscillation signal in South America paleoclimate data of the last 7000 years. *Quat. Res.* 39, 338-346.
- Martínez, J.I., De Deckker, P., Chivas, A.** 1997. New estimates for salinity changes in the Western Pacific Warm Pool during the Last Glacial Maximum: oxygen isotope evidence. *Mar. Micropaleontology* 32, 311-340.
- , —————, **Barrows, T.** 1999. Paleoceanography of the eastern Indian Ocean near Australia during the last 30 ky with emphasis on the Last Glacial Maximum: Planktonic foraminiferal evidence. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 147, 73-99.
- , **Keigwin, L., Barrows, T.T., Yokoyama, Y., Southon, J.** 2003. La Niña-like conditions in the eastern Equatorial Pacific and a stronger Choco jet in the northern Andes during the last glaciation. *Paleoceanography* 18(2), 1033, doi:10.1029/2002PA000877.
- , **Lopez, E.** 2005. El sistema fluvial del Magdalena durante el Plioceno – Pleistoceno: contexto tectónico y escenario paleoclimático. En Restrepo, J.D. Ed., “Los sedimentos del Río Magdalena: reflejo de la crisis ambiental”. Editorial Universidad EAFIT, 101-112.
- , **Rincon, D., Yokoyama, Y., Barrows, T.** 2006. Foraminifera and coccolithophorid assemblage changes in the Panama Basin during the last deglaciation: response to sea-surface productivity induced by a transient climate change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 234, 114-126.
- , **Mora, G., Barrows, T.T.** 2007. Paleoceanographic conditions in the western Caribbean Sea for the last 560 kyr as inferred from planktonic foraminifera. *Mar. Micropal.* 64, 177-188.

- _____, **Yokohama, Y., Gómez, A., Delgado, A., Matsuzaki, H., Rendón, E.** 2010. Late Holocene siliciclastic and carbonate terraces of the Cartagena region, southern Caribbean: the product of the ITCZ migration, coastal accretion, and neotectonics. *J. South Am. Earth Sc.* 29, 214-224.
- _____, **Suter, F., Bayona, G., Londoño, C., Marin, D., Yokoyama, Y., Barrows, T., Collot, J.-Y.** 2009b. The Quaternary record of the El Niño phenomenon in northern South America. PAGES Open Science Meeting, 7-12 Julio, Corvallis, USA.
- _____, _____, **García, Y., Lopez, S., Velez, M.I., Escobar, J., Yokoyama, Y., Battarbee, R., Jones, V.** 2009c. El Paleolago Cauca: un registro único, laminado lacustre-fluvial, del Holoceno tardío en el norte de Suramérica. XII Congr. Col. Geol. Paipa, Sept. 7-11.
- Mekik, F., Francois, R.** 2007. Tracing deep-sea calcite dissolution: Agreement between the Glorotalia menardii fragmentation index and elemental ratios (Mg/Ca and Mg/Sr) in planktonic foraminifera. *Paleoceanography* 21, PA4219, doi:10.1029/2006 PA001296.
- Mesa, O., Poveda, G., Carvajal, I.F.** 1997. Introducción al Clima de Colombia. Universidad Nacional de Colombia, Medellín, 390 p.
- Mix, A.C.** 2006. Running hot and cold in the eastern equatorial Pacific. *Quat. Sci. Rev.* 25, 1147-1149.
- Molnar, P.** 2004. Late Cenozoic increase in accumulation rates of terrestrial sediment: How Might Climate Change Have Affected Erosion Rates? *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 32, 67-89.
- _____, **England, P.** 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature* 346, 29-34.
- _____, **Cane, M.A.** 2002. El Niño's tropical climate and teleconnections as a blueprint for pre-Ice Age climates. *Paleoceanography* 17 (2), 10.1029/2001 PA000663.
- _____, _____. 2007. Early Pliocene (pre-Ice Age) El Niño-like global climate: Which El Niño? *Geosphere* 3(5), 337-365.
- Montgomery, D.R., Balco, G., Willett, S.D.** 2001. Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. *Geology* 29, 579-582.
- Mora, G., Martínez, J.I.** 2005. Sedimentary metal ratios in the Colombia Basin as indicators for water balance change in northern South America during the past 400,000 years *Paleoceanography* 20, PA4013, doi: 10.1029/2005PA001132.
- Mora, A., Parra, M., Strecker, M.R., Sobel, E.R., Hooghiemstra, H., Torres, Vallejo, J.** 2008. Climatic forcing of asymmetric orogenic evolution in the Eastern Cordillera of Colombia. *GSA Bulletin* 120 (7/8), 930-949.
- 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.
- Niebler, H.-S., Arz, H.W., Donner, B., Mulitza, S., Patzold, J., Wefer, G.** 2003. Sea surface temperatures in the equatorial and South Atlantic Ocean during the last glacial maximum (23-19 ka). *Paleoceanography* 18:1069, doi: 10.1029/2003PA000902.
- Ortlieb, L.** 2000. The documentary historical record of past El Niño events in Peru: An update of Quinn record (Sixteenth through Nineteenth Centuries). In: H.F. Diaz, V. Margraf (eds.), *El Niño and the Southern Oscillation*. Cambridge Univ. Press. 207-296.
- Otto-Bliesner, B.L., Brady, E.C., Shin, S.-I., Liu, Z., Shields, C.** 2003. Modeling El Niño and its teleconnections during the last glacial-interglacial cycle. *Geoph. Res. Lett.* 30(23), 2198. Doi: 10.1029/2003GL018553.
- _____, _____, **Schneider, R., Brady, E.C., Kucera, M., Abe-Ouchi, A., Bard, E., Braconnot, P., Crucifix, M., Hewitt, C.D., Kageyama, M., Marti, O., Paul, A., Rosell-Melé, A., Waelbroeck, C., Weber, S.L., Weinelt, M., Yu, Y.** 2009. A comparison of PMIP2 model simulations and the MARGO proxy reconstruction for tropical sea surface temperatures at the last glacial maximum. *Clim. Dyn.* 32, 799-815.
- Page, W., Mattson, L.** 1981. Landslide lakes near Santa Fe de Antioquia. *Rev. CIAF* 6(1-3), 469-478.
- Pahnke, K., Sachs, J. P., Keigwin, L., Timmermann, A., Xie, S.-P.** 2007. Eastern tropical Pacific hydrologic changes during the past 27,000 years from D/H ratios in alkenones. *Paleoceanography* 22, PA4214, doi:10.1029/2007PA001468.
- Parrish, J.T.** 1998. Interpreting Pre-Quaternary Climate from the Geologic Record. Columbia Univ. Press, New York, 338 pp.
- 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, S.G.** 1983. El Niño Southern Oscillation phenomena. *Nature* 302, 295-301.
- Pope, K.O., Pohl, M.E.D., Jones, J.G., Lentz, D.L., von Nagy, C., Vega, F.J., Quitmyer, I.R.** 2001. Origin and environmental setting of ancient agriculture in the lowlands of Mesoamerica. *Science* 292, 1370-1373.
- Poveda, G.** 2001. El Chorro del Chocó y su influencia sobre la hidroclimatología de la costa Pacífica y el occidente de Colombia. En: I.D. Correa, J.D. Restrepo (eds.) *Geología y Oceanografía del delta del Río San Juan*. COLCIENCIAS – Universidad EAFIT, 167-187.
- _____, **Mesa, O.J.** 2000. On the existence of Lloro (the rainiest locality on Earth): Enhanced ocean-land-atmosphere interaction by a low-level jet, *Geoph. Res. 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. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 234, 3-27.
- Quinn, W.H., Neal, V.T., Antúnez de Manolo, S.** 1987. El Niño occurrences over the past four and a half centuries. *J. Geophys. Res.* 92(C13), 14449-14461.
- Ramanathan, V., Collins, W.** 1991. Thermodynamic regulation of ocean warming by cirrus clouds deduced from observations of the 1987 El Niño. *Nature* 351, 27-32.

- Ravelo, A.C., Andreasen, D.H., Lyle, M., Olivarez Lyle, A., Wara, M.W.** 2004. Regional climate shifts caused by gradual global cooling in the Pliocene epoch. *Nature* 429, 263-267.
- , **Dekens, P.S., McCarthy, M.** 2006. Evidence for El Niño-like conditions during the Pliocene. *GSA Today* 16(3), 4-10.
- Rein, B., Lückge, A., Sirocko, F.** 2004. A major Holocene ENSO anomaly during the Medieval period. *Geophys. Res. Lett.* 31, L17211, doi:10.1029/2004GL020161.
- , ———, **Reinhardt, L., Sirocko, F., Wolf, A., Dullo, W.-C.** 2005. El Niño variability off Peru during the last 20,000 years *Paleoceanography* 20, PA4003, doi:10.1029/2004PA001099.
- Restrepo-Moreno, S.A., Foster, D.A., Stockli, D.F., Parra, L.N.** 2009. Long-term erosion and exhumation of the "Altiplano Antioqueño", Northern Andes (Colombia) from apatite (U-Th)/He thermochronology. *Earth Planet. Sc. Lett.* 278 (1-2), 1-12.
- Rickaby, R.E.M., Halloran, P.** 2005. Cool La Niña During the Warmth of the Pliocene? *Science* 307, 1948-1952.
- Riedinger, M.A., Stinitz-Kannan, M., Last, W.M., Brenner, M.** 2002. A 6100 ¹⁴C record of El Niño activity from the Galápagos Islands. *J. Paleolimnology* 27, 1-7.
- Rincon, D., Martínez, J.I.** 2004. El evento Younger Dryas en el norte de Suramérica. *Boletín de Geología UIS*, 26(42), 39-55.
- Rodbell, D.T., Seltzer, G.O., Anderson, D.M., Abbott, M.B., Enfield, D.B., Newman, J.H.** 1999. An 15,000-year record of El Niño-driven alluviation in southwestern Ecuador, *Science* 22, 516-520.
- Rosenthal, Y., Broccoli, A.** 2004. In search of Paleo-ENSO. *Science* 304, 219-221.
- Ruiz, O., Sánchez, D.P., Parra, C.E.** 2005. Un registro holocénico de alta resolución: los lodos de La Batea, Santa Fé de Antioquia. *Boletín de Ciencias de la Tierra* 17, 109-116.
- Sandweiss, D.H., Richaardson, J.B., Reitz, E.J., Rollins, H.B., Maasch, K.A.** 1996. Geoaerchological evidence from Peru for a 5,000 year BP onset of El Niño. *Science* 273, 1531-1533.
- Schmittner, A., Appenzeller, C., Stocker, T.F.** 2000. Enhanced Atlantic freshwater export during El Niño. *Geophys. Res. Lett.* 27, 1163-67.
- Shin, S.-I., Liu, Z., Otto-Bliesner, B., Brady, E.C., Kutzbach, J.E., Harrison, S.P.** 2003. A simulation of the Last Glacial Maximum climate using the NCAR-CCSM. *Clim. Dyn.* 20, 127-151.
- Steph, S., Tiedemann, R., Groeneveld, J., Sturm, A., Nürnberg, D.** 2005. Pliocene changes in tropical east Pacific upper ocean stratification: Response to tropical gateways. In: R. Tiedemann, A.C. Mix, C. Richter, W.F. Ruddiman (eds.) *Proceed. Ocean Drilling Program, Scientific Results* 202, 1-51.
- , ———, **Prange, M., Groeneveld, J., Nürnberg, D., Reuning, L., Schulz, M., Haug, G.H.** 2006. Changes in Caribbean surface hydrography during the Pliocene shoaling of the Central American Seaway. *Paleoceanography* 21, 1-25.
- Stott, L., Poulsen, C., Lund, S., Thunell, R.** 2002. Super ENSO and global climate oscillations at millennial time scales. *Science* 297, 222-226.
- , **Cannariato, K., Thunell, R., Haug, G.H., Koutavas, A., Lund, S.** 2004. Decline of surface temperature and salinity in the western tropical Pacific Ocean in the Holocene epoch. *Nature* 431, 56-59.
- Stute, M., Forster, M., Frischkorn, H., Serejo, A., Clark, J.F., Schlosser, P., Broecker, W.S., Bonani, G.** 1995. Cooling of tropical Brazil (5°C) during the Last Glacial Maximum. *Science* 269, 379-383.
- Sun, D.-Z.** 2000. Global climate change and El Niño: A theoretical framework. In: H.F. Diaz, V. Markgraf (eds.) *El Niño and the Southern Oscillation*, Cambridge Univ. Press, 443-463.
- Tedesco, K., Thunell, R.** 2003. High resolution tropical climate record for the last 6,000 years. *Geophys. Res. Lett.* 30(17), 1891, doi:10.1029/2003GL017959.
- Teusch, K.P., Jones, D.S., Allmon, W.D.** 2002. Morphological variation in Turritellid gastropods from the Pleistocene to Recent of Chile: Association with upwelling intensity. *Palaios* 17(4), 366-377.
- Thouret, J.-M., van der Hammen, T., Salomons, B., Juvigne, E.** 1997. Late Quaternary glacial stades in the Cordillera Central, Colombia, based on glacial geomorphology, tephra-soil stratigraphy, palynology, and radiocarbon dating. *J. Quaternary Sc.* 12, 347-369.
- Timmermann, A., Okumura, Y., An, S.I., Clement, A., Dong, B.** 2007. The Influence of a weakening of the Atlantic meridional overturning circulation on ENSO. *J. Clim.* 20, 4899-9190.
- Toro, G.E., Rendón, D.A., Montes, L.** 2008. Levantamiento de los Andes en el norte de la Cordillera Central de Colombia: Una aproximación geomorfológica, estructural y cronológica (trazas de fisión). *Bol. Ciencias Tierra* 22, 125.
- Trenberth, K.E., Otto-Bliesner, B.L.** 2003. Toward integrated reconstruction of past climates. *Science* 300, 589-591.
- Tsuchi, R.** 2002. Neogene evolution of surface marine climate in the Pacific and notes on related events. *Revista Mexicana de Ciencias Geol.* 19(3), 260-270.
- Tudhope, A.W., Cillcott, C.P., McCulloch, M.T., Cook, E.R., Chappell, J., Ellam, R.M., Lea, D.W., Lough, J.M., Shimmield, G.B.** 2001. Variability of the El Niño-Southern Oscillation through a glacial-interglacial cycle. *Science* 291, 1511-1517.
- Tziperman, E., Farrell, B.** 2009. Pliocene equatorial temperature: Lessons from atmospheric superrotation. *Paleoceanography* 24, PA1101, doi:10.1029/2008 PA001652.
- Valdes, P.J.** 2000. South American palaeoclimate model simulations: how reliable are the models? *J. Quat. Sc.* 15(4), 357-368.
- Van der Hammen, T.** 1984. Fluctuaciones holocénicas del nivel de inundaciones en la Cuenca del Bajo Magdalena-Cauca-San Jorge (Colombia). *Geología Norandina*, 10, 11-18.
- , ———, **Werger, J.H., Van Dommelen, H.** 1973. Palynological record of the upheaval of the northern Andes: A

- study of the Pliocene and Lower Quaternary of the Colombian Eastern Cordillera and the early evolution of its high-Andean biota. *The Quaternary of Colombia* 2, 1-121.
- _____, **Cleff, A.M.** 1992. Holocene changes of rainfall and river discharge in northern South America and the El Niño phenomenon. *Erdkunde* 46, 252-256.
- _____, **Hooghiemstra, H.** 1995. The El Abra stadial, a Younger Dryas equivalent in Columbia. *Quat. Sc. Rev.* 14, 841-851.
- _____, **Hooghiemstra, H.** 2000. Neogene and Quaternary history of vegetation, climate, and plant diversity in Amazonia. *Quat. Sc. Rev.* 19, 725-742.
- Velásquez, C.A.** 2005. Paleoecología de alta resolución del Holoceno tardío en el Páramo de Frontino, Antioquia. Universidad Nacional de Colombia sede Medellín. 299 p.
- Vélez, M.I., Hooghiemstra, H., Metcalfe, S., Wille, M., Berrío, J.C.** 2006. Late Glacial and Holocene environmental and climatic changes from a limnological transect through Colombia, northern South America. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 234, 81-96.
- Wara, M.W., Ravelo, A.C., Delaney, M.L.** 2005. Permanent El Niño-like conditions during the Pliocene warm period. *Science* 309, 758-761.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K.** 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science* 292, 686-693.
- Zaric, S., Donner, B., Fischer, G., Mulitza, S., Wefer, G.** 2005. Sensitivity of planktonic foraminifera to sea surface temperature and export production as derived from sediment trap data. *Mar. Micropaleontology* 55, 75-105.
- Zebiak, S.E., Cane, M.A.** 1987. A model El Niño – Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.* 115, 2262-2278.
- Zheng, W., Braconnot, P., Guilyardi, E., Merkel, U., Yu, Y.** 2008. ENSO at 6ka and 21ka from ocean-atmosphere couple model simulations. *Clim. Dyn.* 30, 745-762.

Recibido: julio 24 de 2009.

Aceptado para su publicación: diciembre 2 de 2009.