

5. VARIACION DE LA DINAMICA COSTERA DURANTE LOS ULTIMOS 5000 AÑOS A LO LARGO DE LA COSTA BRASILEÑA COMO INDICADOR DE CONDICIONES DE TIPO EL NIÑO

Louis MARTIN¹, Jean-Marie FLEXOR² & Kenitiro SUGUIO³

Abstract:

Strong El Niño events lead to important rainfall anomalies and changes in wind patterns in South America related to two processes: modification of the Walker Circulation and enhancement of the subtropical jetstream causing a blocking of frontal systems. Along the Brazilian Coast, this last perturbation causes disturbances of the wind patterns and consequently of the wind-driven coastal dynamics. For example, during the austral autumn and winter 1983, the local Cabo Frio upwelling induced by the NE winds, was enhanced and the longshore transport direction along a beach was perturbed as a consequence of change in waves regime.

Reversals of longshore transport with duration of tens to hundreds of years, evidenced in holocene beach-ridge terraces from the Rio Doce coastal plain in the central part of the Brazilian Coast, during the past 5000 years, indicate the possible existence of long duration El Niño-like conditions. At the same time, the local upwelling intensity variations in Cabo Frio have been recorded in carbonaceous sediments of small hypersaline lagoons. These perturbations could be explained by change in wind regime over South America. They are similar to that produced in 1983 as a consequence of a strong El Niño event. However, El Niño Phenomenon has a duration of only some months and the observed wind-driven coastal dynamic perturbations have been active during tens to hundreds of years. Consequently it is not possible to call as paleo El Niño. It is more logical to consider as El Niño-like conditions. El Niño-like conditions are past average climate situations that generate the same perturbations as strong El Niño events observed during the last decades. They are likely to correspond to the long-duration low phase of the Southern Oscillation.

Other palaeoenvironmental records from regions where El Niño events would have a substantial signal as well: (1) water-level fluctuations of Lake Titicaca; (2) a pollen and sediment record in an eastern Amazonian lake; (3) variations of sandy supply at the Rios Piura and Chira in the Sechura Desert (Peru) confirm this hypothesis.

1. INTRODUCCION

Algunos de los mecanismos de la dinámica litoral son directamente o indirectamente controlados por el régimen del viento. En el transcurso del tiempo, eventuales variaciones de este régimen deberían haber dejado huellas en la morfología costera y en los depósitos litorales. Para investigar tales huellas en la parte central del litoral brasileño, hemos utilizado dos enfoques:

a) a partir del análisis detallado de la geometría de los cordones litorales fósiles de la llanura costera del Río Doce (Estado de Espírito Santo), hemos podido reconstruir el sentido del transporte litoral durante los últimos 5000 años y conocer así el cuadrante en el cual los "oleajes eficaces" alcanzan la línea de costa durante este mismo período. Como por otra parte el régimen de los oleajes está relacionado con el

¹ Programme AIMPACT, UR12, Centre ORSTOM d'Ile de France, 33 avenue Henri Varagnat, 93143 Bondy cedex, France.

² Observatorio Nacional, 77 Rua José Cristino, 20921 Rio de Janeiro, Brazil.

³ Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 01 498-970 São Paulo, Brazil.

régimen de los vientos, esto nos ha permitido conocer una característica de la circulación atmosférica;

b) a partir del análisis de los sedimentos carbonatados del fondo de pequeñas lagunas situadas en la región de Cabo Frío (Estado de Rio de Janeiro), pudimos registrar las variaciones del microclima local de tipo semiárido que constituye una anomalía en una región de clima tropical húmedo. Este microclima semi árido es la consecuencia de la existencia en esta región de un upwelling intermitente, que es activado y reforzado por los vientos del Noreste y debilitado o anulado por los vientos del sector sur. El registro de las variaciones de intensidad del upwelling, por un período dado, permite conocer las modificaciones del régimen de los vientos por este mismo período.

2. REGIMENES DE LOS OLAJES Y DE LOS VIENTOS EN LA PARTE CENTRAL DEL LITORAL BRASILEÑO

Si bien el régimen de los oleajes sobre una parte central del litoral brasileño es imperfectamente conocido, las observaciones son, no obstante, suficientes para identificar dos sistemas de oleajes que provienen del Noreste y del sector Sur (Fig. 5.1).

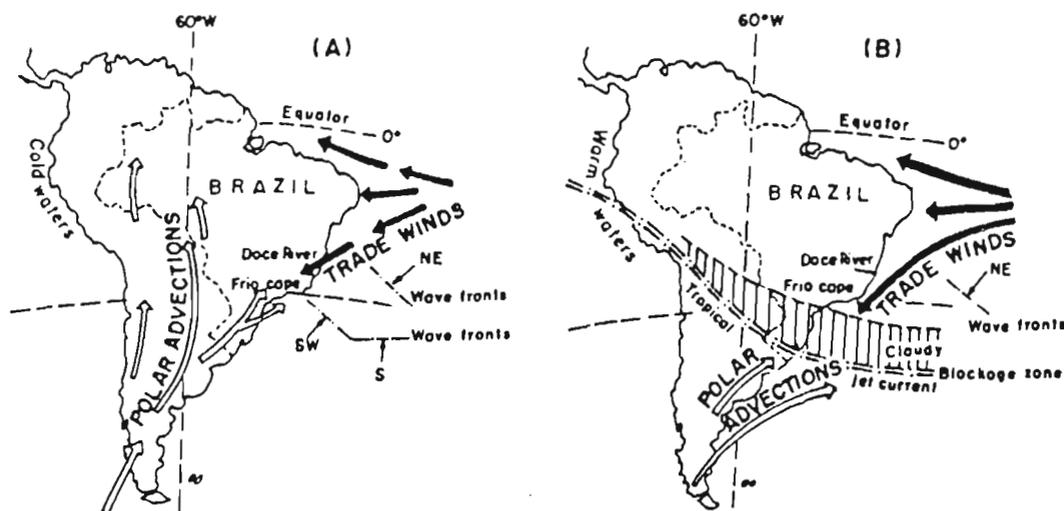


Figura 5.1. Regímenes de los vientos y las oleaje en la parte central del litoral brasileño: (A) en situación normal; (B) en situación El Niño.

Los oleajes del Noreste, de poca energía, son generados por los alisios de retorno, que son particularmente activos de octubre a marzo. Los oleajes del sector Sur, de gran energía, son generados por los vientos del sector Sur, ligados al ascenso hacia el Norte de las masas de aire polar. Aunque menos frecuentes, son activos sobre todo de abril a octubre. Este régimen de los vientos puede, no obstante, ser perturbado por

los fuertes eventos El Niño, cuando los sistemas frontales polares son bloqueados por el fortalecimiento del chorro subtropical (Kousky *et al.*, 1984). Así, en 1983, año de un importante acontecimiento El Niño, los "frentes fríos" permanecieron estacionarios en el Sur del Brasil durante varios meses. Como consecuencia de este bloqueo, los oleajes del sector Sur no fueron activos en la parte central del litoral brasileño. Una perturbación importante del transporte litoral pudo ser registrada en una playa del Salvador (Farías *et al.*, 1985), durante el otoño-invierno 83, como consecuencia del bloqueo de los oleajes del sector Sur. De la misma manera, debido a que los vientos del sector Sur no alcanzan la región de Cabo Frío, el upwelling se fortaleció (Martin *et al.*, 1988).

3. DINAMICA LITORAL PILOTEADA POR EL VIENTO SOBRE LA PARTE CENTRAL DEL LITORAL BRASILEÑO

3.1 Transporte litoral de la arena

En una costa baja arenosa, el sentido del transporte litoral de las arenas depende de ángulo que hacen los frentes de oleaje con la línea de costa (Fig. 5.2).

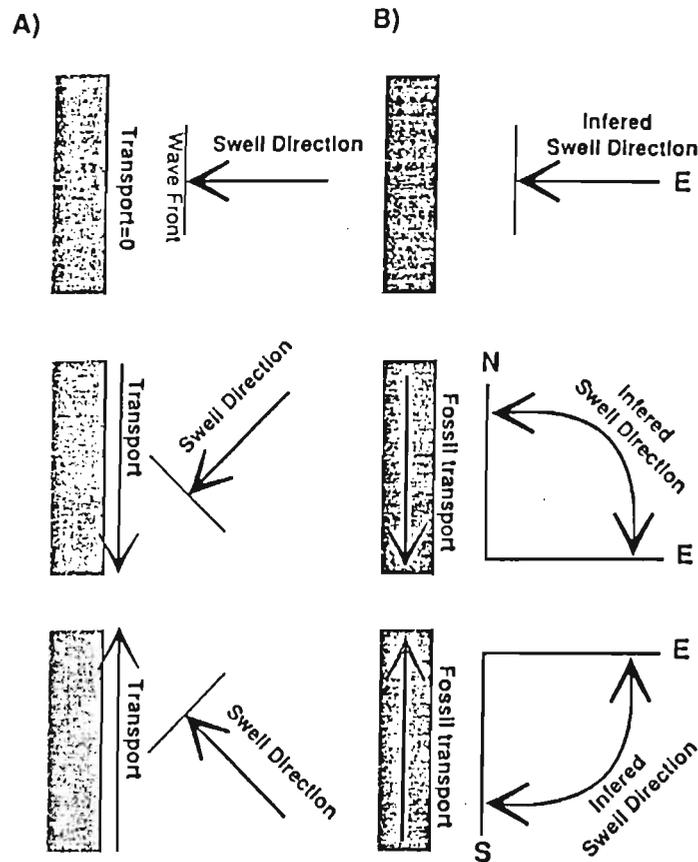


Figura 5.2. Relación entre los oleajes y el sentido del transporte litoral; (A) Conociendo la orientación de los frentes de oleaje se deduce el sentido del transporte litoral; (B) Recíprocamente, conociendo el sentido del transporte litoral se deduce la orientación de los frentes de oleaje.

En las regiones donde existen varios sistemas de oleajes, generalmente se puede definir, en un ciclo estacional, un transporte litoral resultante. Llamaremos "oleajes frecuentes" a los que determinan la dirección de este transporte resultante. Es importante notar que estos "oleajes eficaces" no son necesariamente los más eficaces. En efecto, los oleajes relativamente poco frecuentes pero de alta energía provocan el transporte de volúmenes de arena más importantes que oleajes más frecuentes pero de baja energía. Así, en la parte central del litoral brasileño, en situación normal, los "oleajes frecuentes" son los del sector Sur y el transporte litoral resultante (en los sectores de costa de orientación más o menos Norte-Sur) se hace de Sur a Norte. En cambio, en situación El Niño, quedando bloqueados los oleajes del sector Sur en el Sur del Brasil, el transporte litoral resultante (en los sectores de costa de orientación más o menos N-S) se hace de Norte a Sur.

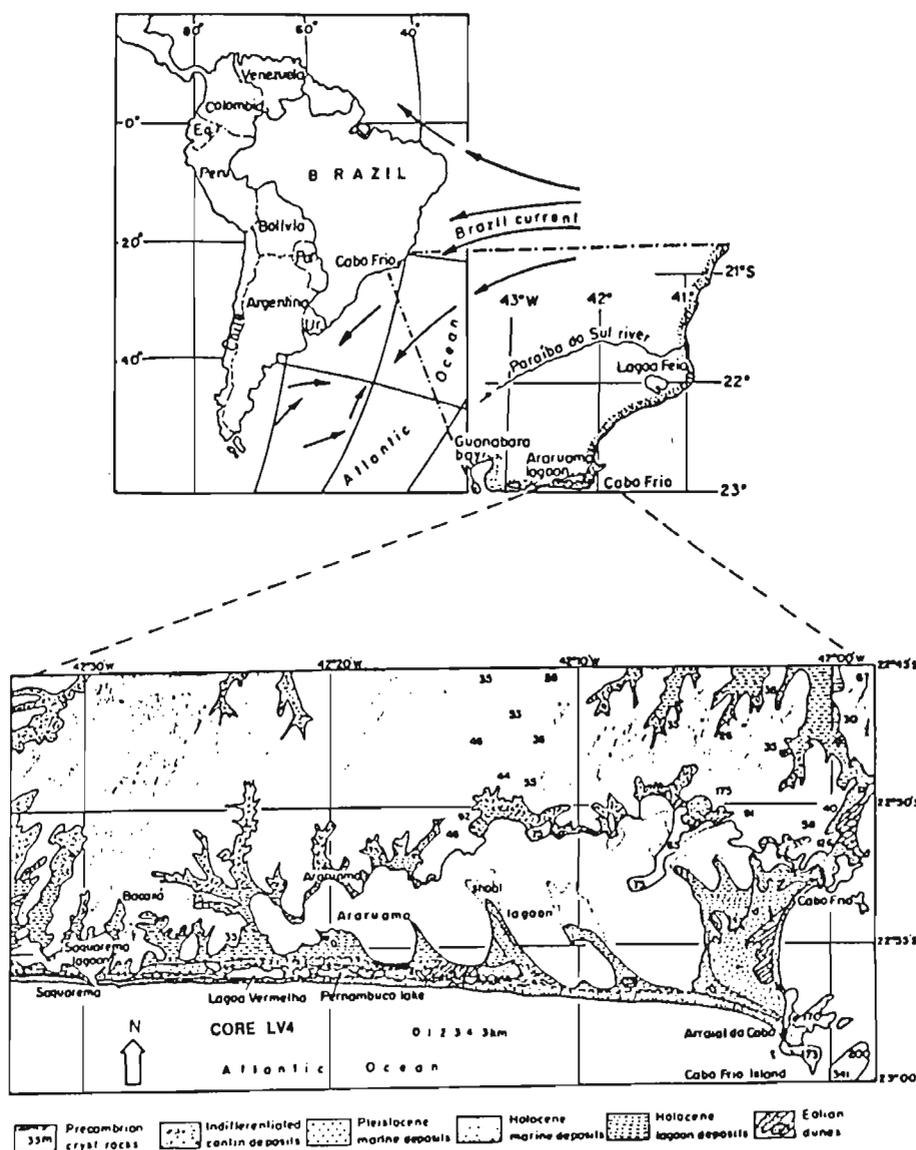


Figura 5.3. Mapa de localización de la región de Cabo Frío mostrando el cambio de dirección de la línea de costa y la posición de la corriente del Brasil. Mapa geológico esquemático de la región de Cabo Frío mostrando la posición de la Lagoa Vermelha, aislada entre dos barreras arenosas.

3.2 Funcionamiento de upwelling de Cabo Frío

El upwelling de Cabo Frío (Fig. 5.3) es controlado por tres factores principales:

- la configuración de la línea de costa que está marcada por un cambio brusco de dirección (pasando de Noreste/Suroeste a Este/Oeste);
- el desplazamiento del eje de la corriente de Brasil hacia mar adentro durante el verano, lo que ocasiona el ascenso de las aguas profundas frías sobre la planicie continental sin que por ello afloren;
- el régimen de los vientos.

Los dos primeros factores, si bien son esenciales en la localización del fenómeno en esta región, juegan un papel pasivo en el ascenso intermitente de las aguas frías hasta la superficie. En efecto, el motor de este ascenso son los vientos del sector Noreste, que empujando las aguas de superficie hacia mar adentro, ocasionan el ascenso hasta la superficie de las aguas frías en espera en la planicie continental. En cambio, los vientos del sector Sur provocan la acumulación en la costa de las aguas calientes de superficie, lo que ocasiona la sumersión de las aguas frías y la desaparición del upwelling. En situación normal (como en 1971 por ejemplo), las aguas de superficie son frías en primavera-verano austral y calientes en otoño-invierno austral (Fig. 5.4A).

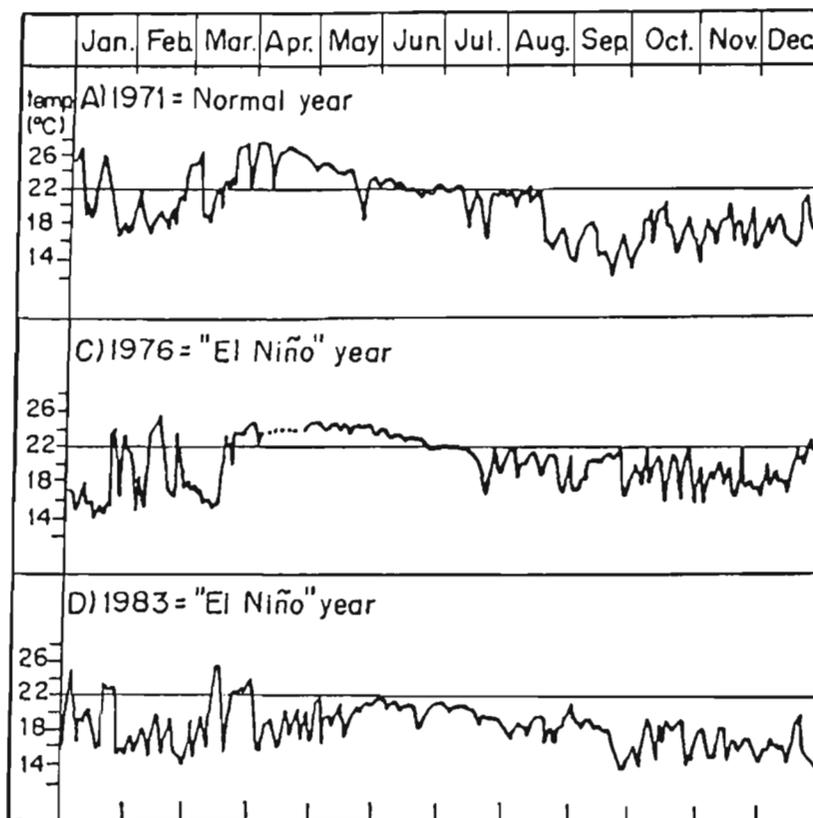


Figura 5.4. Comparación entre las temperaturas de superficie del océano en la estación de la isla de Cabo Frío en años normales y en años El Niño.

En 1983, año de un importante evento El Niño, las aguas de superficie fueron anormalmente frías de marzo a agosto (Fig. 5.4D). Esta situación es perfectamente lógica si se considera que como consecuencia de un bloqueo de los "frentes fríos" en el Sur del Brasil durante este período, los vientos del sector Sur, que anulan el upwelling, raramente han alcanzado la región de Cabo Frío, lo que ha hecho más frecuentes los vientos del Noreste y ha ocasionado un fortalecimiento del upwelling. En 1976, que también fue un año El Niño, se observa una situación inversa: desde el 15 de marzo hasta el 15 de julio, las aguas de superficie fueron permanentemente calientes (Fig. 5.4C), lo que traducía una baja actividad de los vientos del Niño durante todo el período. Como el evento El Niño 72 fue más débil que el del 83, se puede pensar que la geometría del bloqueo fue diferente y que éste se situó al Norte de Cabo Frío, perturbando el régimen de los vientos del Noreste. Parece existir una teleconexión entre el fortalecimiento o debilitamiento de la intensidad del upwelling de Cabo Frío y el fenómeno El Niño.

4. VARIACION DE LA DINAMICA LITORAL DURANTE LOS ULTIMOS 5000 AÑOS

4.1 Inversiones del sentido del transporte litoral registradas en la llanura costera del Río Doce

La llanura costera del Río Doce, de dirección más o menos Norte-Sur, forma un creciente asimétrico de 130 km de largo por 38 km de ancho situado entre 18° 30' y 19° 45' de latitud S (Fig. 5.5). Los depósitos cuaternarios son limitados por un acantilado muerto cortado en sedimentos continentales de edad pliocena. Una cartografía detallada, basada en dataciones isotópicas (^{14}C y U/Th) mostró que esta llanura se había formado en el transcurso de los dos últimos episodios transgresivos que sobrepasaron el nivel actual hacia 123 000 y 5100 años B.P. (Suguio *et al.*, 1982 y 1986; Martin *et al.*, 1987).

Las fluctuaciones del nivel del mar durante los últimos 7000 años, a lo largo de la parte central del litoral brasileño, son bien conocidas (Martin *et al.*, 1987). Fue posible evidenciar (Fig. 5.6) tres períodos de sumersión (7000-5100, 3900-3600 y 2800-2500 años B.P.), entercordados por tres períodos de emersión (5100-3900, 3900-2800 y después de 2500 años B.P.).

Una costa en sumersión no presenta la misma morfología que una costa en emersión, ya que las variaciones del nivel relativo del mar juegan un papel esencial sobre la sedimentación costera. Estas variaciones tienen un doble efecto: controlan en parte los aportes de arena y determinan la morfología general de la costa. Paralelamente, la forma de los depósitos (geometría interna, localización y sentido de progradación) es también controlada por el sentido del transporte litoral.

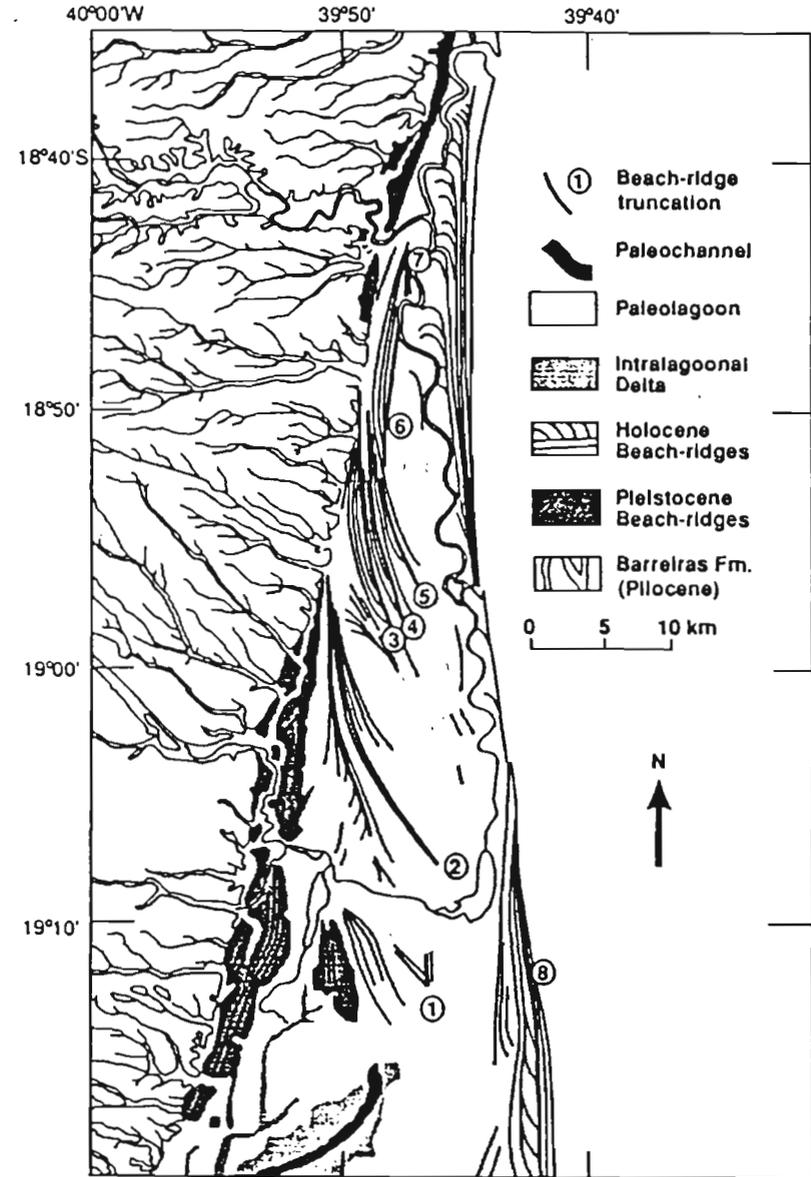
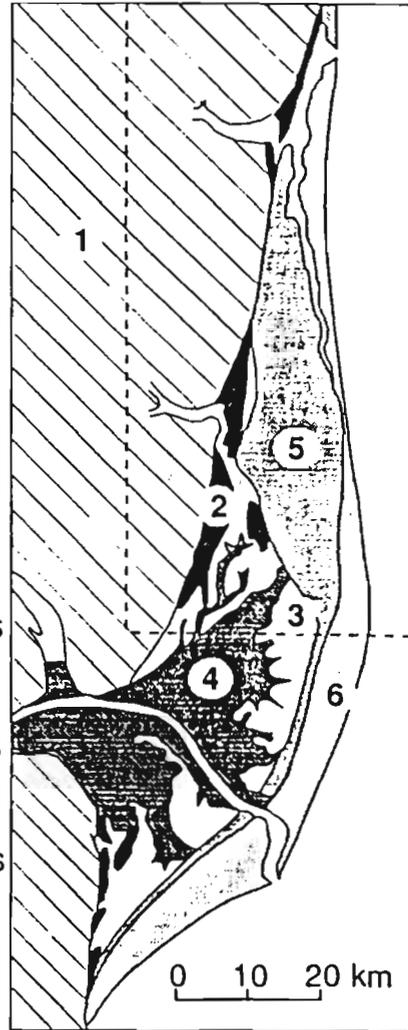
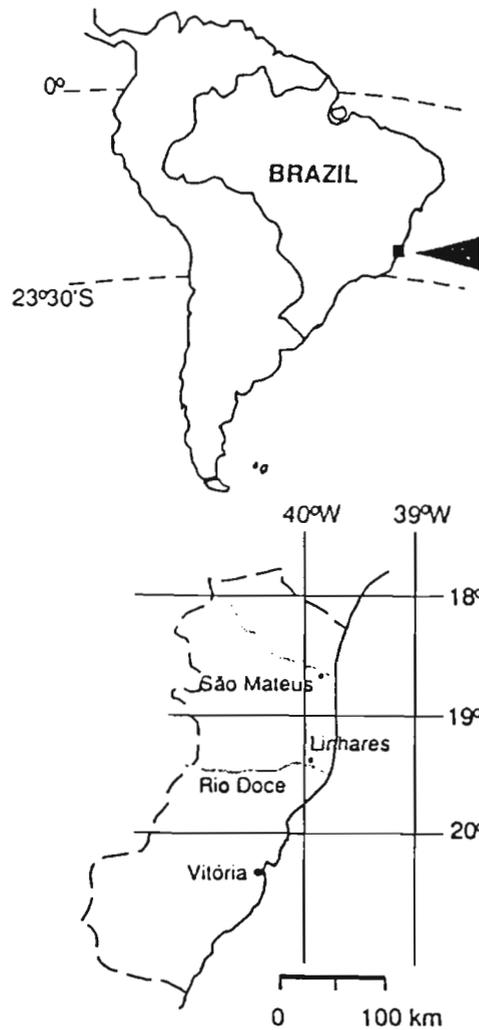


Figura 5.5. Mapa geológico resumido de la llanura costera del Río Doce mostrando: (1) la Formación Barreiras; (2) las terrazas marinas pleistocénicas; (3) la paleolaguna, (4) el delta intralagoonal, (5) la primera generación de terraza marina holocena, (6) la segunda y la tercera generación de terrazas marinas holocenas. Detalle de la parte norte de la llanura costera mostrando 7 discontinuidades importantes en los alineamientos de los cordones litorales de la primera generación de terraza arenosa.

Recíprocamente, la reconstrucción de esta geometría interna por un período dado debe permitir restablecer el sentido del transporte litoral por este período.

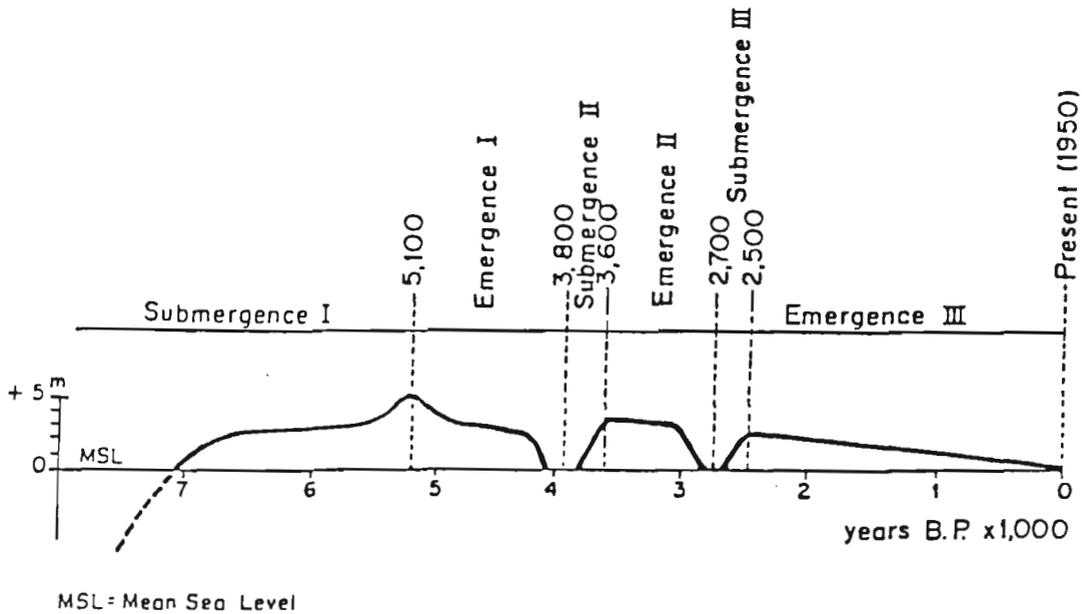


Figura 5.6. Curva de variación del nivel relativo del mar a lo largo de la parte central del litoral brasileño durante los últimos 7000 años y que pone en evidencia la existencia de tres períodos de sumersión y tres períodos de emersión.

La construcción de la parte holocena de la llanura costera del Río Doce empezó hacia 7000 años B.P. por la formación de un sistema islas barreras / laguna (Suguio *et al.*, 1982; Dominguez *et al.*, 1987; Martín & Suguio, 1992) y el comienzo de la construcción de un vasto delta intralagunar. Después del máximo de la última transgresión, hacia 5100 años B.P., una primera generación de terrazas arenosas cubiertas de cordones litorales comenzó a desarrollarse en el exterior de las islas barreras. Los dos períodos de ascenso del nivel marino (3900 - 3600 y 2800 - 2500 años B.P.) fueron marcados por la individualización de nuevas generaciones de terrazas arenosas cubiertas de cordones litorales. En estas diversas terrazas son fácilmente observables discontinuidades muy claras en los alineamientos de los cordones litorales (Fig. 5.5). Una serie de reconstrucciones paleogeográficas mostraron que, en promedio, la edificación de estas terrazas arenosas se efectuó bajo la acción de una hidrodinámica generada por los "oleajes eficaces" del sector Sur. Sin embargo, en varias ocasiones una modificación de esta hidrodinámica provocó importantes erosiones de depósitos anteriores. Tal perturbación sólo puede explicarse por una modificación del régimen de los oleajes como consecuencia del no ascenso, hasta la desembocadura del Río Doce, de los oleajes del sector Sur, generados por el paso de los "frentes fríos" (Martín *et al.*, 1984 a y b); los oleajes del Noreste, siendo los únicos activos, se volvieron "eficaces". La línea de costa, en equilibrio en una hidrodinámica generada por

"oleajes eficaces" del sector Sur, se encontró en desequilibrio en esta nueva hidrodinámica, lo que ocasionó erosiones hasta que se estableció un nuevo equilibrio.

Un análisis detallado de la geometría de todas las discontinuidades que aparecen en los alineamientos de los cordones litorales (Martin & Suguio, 1992) permitió reconstruir el sentido del transporte litoral durante los últimos 5000 años:

- antes de 5100 años B.P., la ausencia de cordones litorales (período de sumersión) no permite reconstruir el sentido del transporte litoral;
- entre 5100 y 3900 años B.P., el transporte litoral de arena que se hizo en promedio desde el Sur hacia el Norte se efectuó desde el Norte hacia el Sur durante 7 períodos de varias decenas de años;
- entre 3900 y 3600 años B.P. (período de sumersión), la ausencia de cordones litorales no permite reconstruir el sentido del transporte litoral;
- entre 3600 y 2800 años B.P., el transporte litoral se hizo permanentemente del Sur hacia el Norte;
- entre 2800 y 2500 años B.P. (período de sumersión), la ausencia de cordones litorales no permite reconstruir el sentido del transporte litoral;
- después de 2500 años B.P., el transporte litoral que se efectuó en promedio del Sur hacia el Norte se hizo en tres ocasiones (en 2200 ± 200 , 1300 ± 200 y una época más reciente no fechada) del Norte hacia el Sur.

Como en la parte central del litoral brasileño los importantes eventos El Niño ocasionan una perturbación del transporte litoral, hemos emitido la hipótesis de que las inversiones del sentido del transporte litoral de larga duración registradas en la llanura costera del Río Doce eran la consecuencia de situación tipo El Niño de larga duración. Debe estar bien claro que condiciones de tipo El Niño no son paleos El Niño pero corresponden a condiciones climáticas que generan el mismo tipo de perturbaciones que los fuertes eventos El Niño.

4.2 Variaciones de intensidad de upwelling de Cabo Frío durante los últimos 5000 años

Mientras que el sector de costa entre Río de Janeiro y Cabo Frío (Fig. 5.3) está situado en región tropical húmeda, la región de Cabo Frío (120 km al Este del Río de Janeiro) está localmente caracterizada por un microclima semiárido. La pluviosidad, que en promedio es de 1400 mm año^{-1} en la región de Marica (1000 km al Oeste de Cabo Frío), no es más que de 750 mm año^{-1} en Arraial do Cabo. El importante déficit de la relación Precipitación / Evaporación, explica la existencia de lagunas hipersaladas en esta región, así como la formación, en pequeñas lagunas cerradas y aisladas en medio de las arenas, de depósitos carbonatados totalmente exóticos para una región de clima tropical húmedo (Patchineelam *et al.*, 1984). Este microclima semiárido es el resultado

de la presencia de aguas oceánicas frías como consecuencia de la existencia de un upwelling local. Un fortalecimiento de upwelling de Cabo Frío inducirá a una reducción de las precipitaciones y consecuentemente un aumento de la aridez y la salinidad de las lagunas. En cambio, un debilitamiento del upwelling producirá un aumento de las lluvias y una disminución de la salinidad. No hay duda que tales variaciones tendrán una repercusión sobre el medio ambiente lagunar y especialmente sobre la sedimentación carbonatada en las pequeñas lagunas de la región de Cabo Frío.

La zona litoral entre Río de Janeiro y Cabo Frío se caracteriza por la presencia de dos sistemas lagunares (Fig. 5.3). El más interno, formado por grandes lagunas (Lagoa de Araruama), está separado del océano por dos barreras arenosas ("Restinga Interna" y "Restinga Externa"), paralelas a la línea de costa actual. Entre estas barreras arenosas, existe una zona base ocupada actualmente por pantanos o por pequeñas lagunas aisladas (Lagoa Vermelha, Lagoa Pernambuco, etc...) en medio de las arenas y por lo tanto sin cuenca de drenaje. La evolución paleogeográfica y paleoambiental de la zona costera es controlada, por una parte, por las variaciones del nivel relativo del mar y más particularmente las que se produjeron durante los últimos 7000 años, y, por otra parte, por las variaciones del microclima local. Esta evolución puede resumirse así (Turcq *et al.*, en prensa):

- antes de 123 000 años B.P., durante la fase de sumersión en relación con la penúltima gran transgresión, se formó un sistema islas barreras / laguna;
- después de 123 000 años B.P., el descenso del nivel relativo del mar ocasionó la desecación progresiva del sistema lagunar y la progradación de la línea de costa a partir de las islas barrera;
- durante la fase final de la última transgresión, la parte externa de los depósitos arenosos depositados anteriormente fue erodada por el mar en elevación. Sólo la parte más interna de estos depósitos fue preservada de la erosión y forma una estrecha franja arenosa ("Restinga Interna") paralela a la costa. Hacia 7200 años B.P., la red hidrográfica de la llanura costera y las tierras bajas hacia atrás de la "Restinga Interna" fueron invadidas por el mar en elevación, lo que dió nacimiento al sistema lagunar interno. Hacia 6600 años B.P., una nueva barrera arenosa ("Restinga Externa"), paralela a la "Restinga Interna", aisló un sistema lagunar externo estrecho. Hacia 5100 años B.P., máximo de la última transgresión, la "Restinga Externa" alcanzó su posición más interna. En esta época, los sistemas lagunares, interno y externo, estaban comunidados. El descenso del nivel relativo del mar, entre 4100 y 3900 años B.P., ocasionó el cierre de esta comunicación y la fragmentación del sistema lagunar externo en una serie de pequeñas lagunas. Estas pequeñas lagunas, aisladas en medio de la arena, no reciben ningún aporte continental. Su

alimentación en agua (fuera de las lluvias) se hace a partir de la laguna de Araruama por percolación a través de la barrera arenosa interna.

Un estudio preliminar (sin cronología) de una pequeña muestra de 90 cm de largo, extraída de la Lagoa Vermelha (Santelli, 1988) y formada principalmente de carbonatos mostró que, tanto desde el punto de vista de las características mineralógicas como isotópicas, estos últimos presentaban importantes variaciones que podían estar relacionados a modificaciones del medio. En respuesta a estos resultados, en varias pequeñas lagunas de la región, se llevó a cabo una campaña de extracciones utilizando un vibro extractor. Algunas de estas muestras habiéndose detenido en arenas marinas pleistocenas atravesaron toda la secuencia lagunar. Sobre la base de dataciones con el ^{14}C se pudo mostrar que la sedimentación lagunar (formación de la barrera arenosa externa) había comenzado hacia 6600 B.P. Una muestra de 323 cm de largo (LV 4) extraída de la Lagoa Vermelha (Fig. 5.7) fue objeto de dataciones por medio del ^{14}C y de análisis mineralógicos e isotópicos. La base de la muestra, formada de sedimentos lagunares orgánicos fue fechada de 6530 ± 100 (Beta 45732). En vista del examen litológico y de los resultados de los diferentes análisis (Fig. 5.8) se puede dividir la muestra en dos partes distintas: una parte inferior (323 a 150 cm) constituida por sedimentos lagunares ricos en elementos detríticos (cuarzo, minerales arcillosos, feldespatos) y en materia orgánica; una parte superior (150 a 0 cm) muy rica en carbonatos y prácticamente no conteniendo elementos detríticos. La cúspide de la secuencia inferior, fechada de 3620 ± 70 años B.P. (Beta 45732) muestra que la sedimentación carbonatada empezó después de 3600 años B.P., es decir después del bajo nivel marino que permitió el aislamiento de pequeñas lagunas y luego después del ascenso del nivel marino que siguió. La secuencia superior está formada por un sedimento carbonatado pudiendo a veces estar laminado y conteniendo niveles endurecidos en 131-133 cm (3000 - 3100 años B.P.), 122-124 m (2700 - 2800 años B.P.) y 104-107 cm (2200 - 2300 años B.P.) Los carbonatos están constituidos por una mezcla, en proporciones variables, de calcita magnésica, aragonita y dolomita cálcica; el porcentaje de dolomita es el más alto dentro de los niveles endurecidos. Los valores del $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) muestran muy fuertes variaciones en la parte superior de la muestra. Los valores muy negativos, entre 2300 y 2200 años B.P. (independientes de las oscilaciones del nivel marino, contrariamente a lo que pasa entre 2800 - 2700 años B.P.) traducen una muy fuerte eutropización del medio correspondiente a un período de fuerte evaporación durante la cual la laguna era probablemente anóxica. Es interesante recordar que hacia 2300 años B.P., se tradujo una inversión del sentido del transporte litoral en la llanura costera del Río Doce. Un estudio de alta resolución en curso debería permitir poner en posición de manera mucho más precisa estos períodos de muy bajos valores del $\delta^{13}\text{C}$ (PDB). Después de 800 años B.P., las variaciones del $\delta^{13}\text{C}$ (PDB)

parecen mucho más débiles; paralelamente las laminaciones desaparecen, lo que hace pensar que las condiciones como se las conocen actualmente se instalaron en esta época.

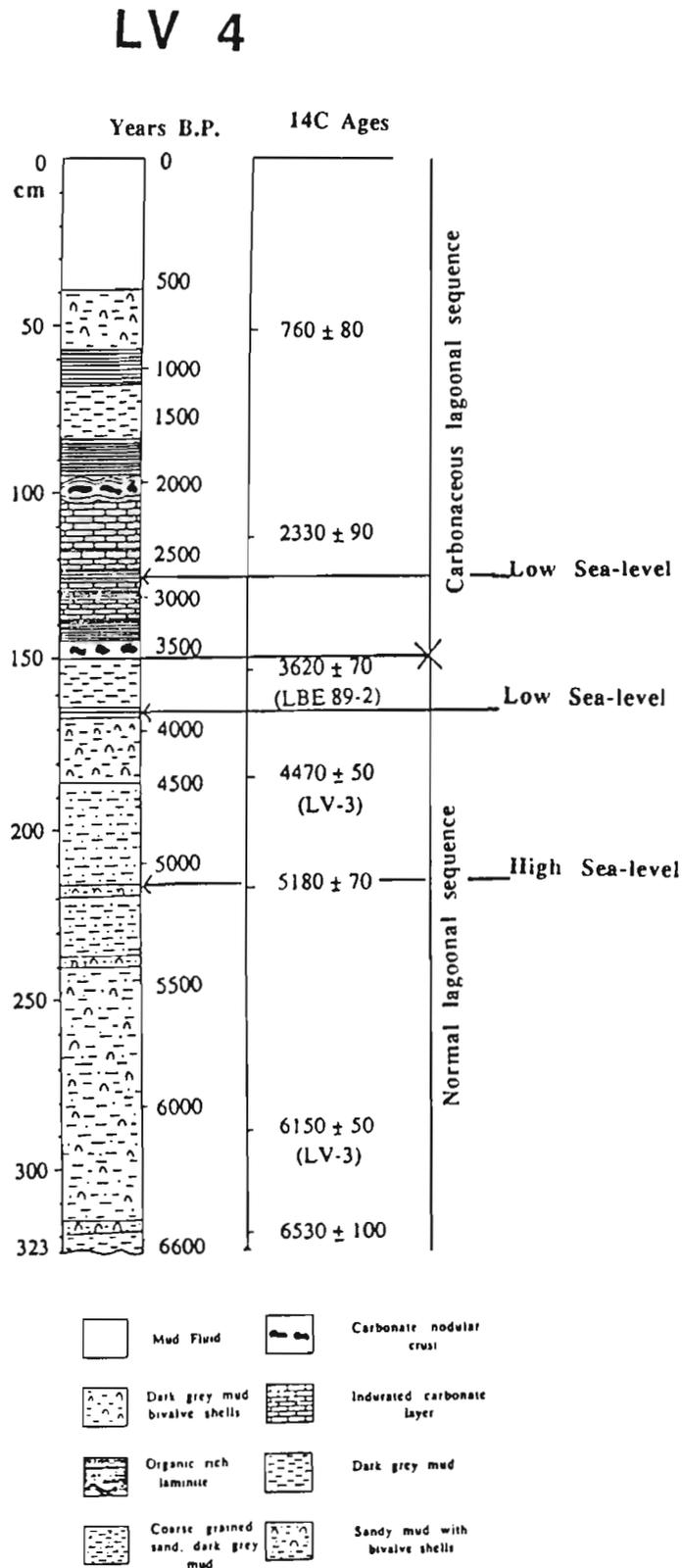


Figura 5.7. Log del testigo LV 4 (Lagoa Vermelha) mostrando una secuencia lagunar carbonatada por encima de una secuencia lagunar normal.

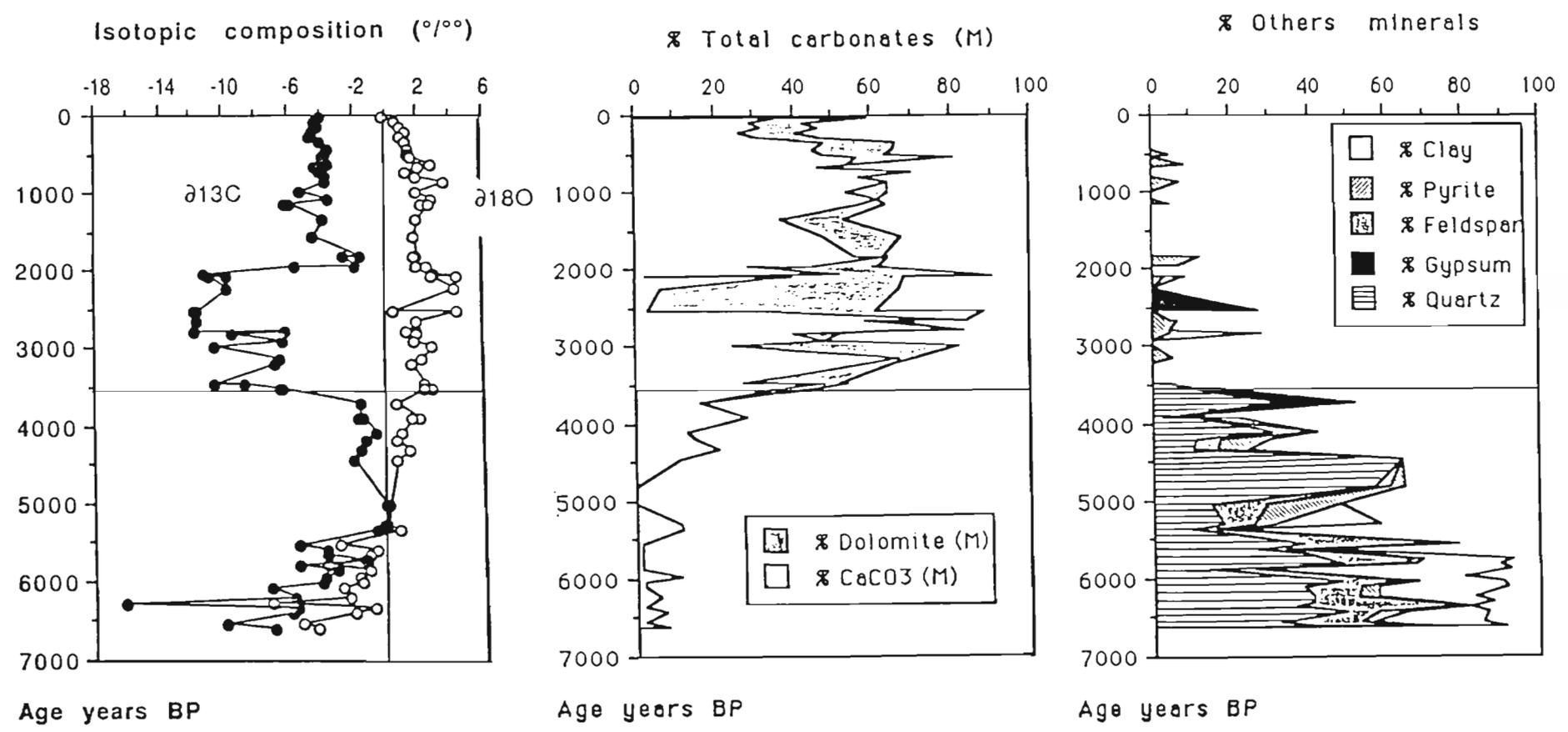


Figura 5.8. Variaciones de los valores del $\delta^{13}C$ y del $\delta^{18}O$ y de la composición mineralógica del testigo LV 4.

5. CONCLUSIONES

Perturbaciones de algunos meses de duración de la dinámica litoral piloteada por el viento (transporte litoral e intensidad de upwelling local de Cabo Frío) son fácilmente observables sobre la parte central del litoral brasileño, pero son difícilmente registradas en la geometría de los cordones litorales fósiles o los sedimentos carbonatados de las pequeñas lagunas de Cabo Frío. Está claro que los volúmenes de arena puestos en juego durante los períodos de erosión ligados a inversiones del sentido del transporte litoral en la llanura costera del Río Doce son infinitamente superiores a los volúmenes que pueden ser puestos en juego por el único evento El Niño, aun de fuerte intensidad. La superficie de las zonas erodadas (retroceso de varios km de la costa) implica una permanencia o por lo menos una repetición del fenómeno durante varias decenas de años. Asimismo, los valores fuertemente negativos del $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) de los sedimentos carbonatados de la Lagoa Vermelha hacia 2300 años B.P., no pueden corresponder a una anomalía de algunos meses. Las condiciones de tipo El Niño que estas perturbaciones de larga duración sugieren, no son paleos El Niño, pero corresponden a condiciones climáticas que generan el mismo tipo de perturbaciones que los fuertes eventos El Niño. Un escenario paleoclimático postulando la existencia de condiciones de tipo El Niño de larga duración en el transcurso de los 7000 últimos años fue elaborado (Martin *et al.*, 1993). Informaciones que provienen de regiones fuertemente perturbadas por los importantes eventos El Niño, como las variaciones del nivel del Lago Titicaca (Mourguiart *et al.*, 1992; Mourguiart & Carbonel, 1994), las modificaciones de la vegetación en Amazonia oriental (Absy *et al.*, 1990) y las variaciones de los aportes arenosos en la desembocadura de los ríos del desierto de Sechura en el Norte del Perú (Martin *et al.*, 1993) verificaron de manera notable el escenario.

REFERENCIAS CITADAS

- ASBY, M.L., CLEEF, A.L.M., FOURNIER, M., MARTIN, L., SERVANT, M., SIFEDDINE, A., DA SILVA, M.F., SOUBIES, F., TURCQ, B., & VAN DER HAMMEN, T. 1991. Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60 000 dernières années. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, série II*, 312/673-678.
- DOMINGUEZ, J.M.L., MARTIN, L. & BITTENCOURT, A.C.S.P. 1987. Sea-level history and Quaternary evolution of river mouth associated beach ridge plains along the eastern / southeastern brazilian coast: a summary. In: *Sea-level change and coastal depositional systems architecture, D; Nummedal, O.H. Pilkey and I.D. Howard eds., Copyright by Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*: 115-127.
- FARIAS, F.F., BITTENCOURT, A.C.S.P., ZANINI, A. & DOMINGUEZ, J.M.L. 1985. Variações temporais e espaciais na dinâmica de sedimentação da praia de Armação-Salvador (Ba). *Revista Brasileira de Geociencias* 15: 48-54.
- KOUSKY, V.E., KAGANO, M.T. & CAVALCANTI, I.F.A. 1984. A review of the southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. *Tellus* 36A: 490-504.

- MARTIN, L., ABSY, M.L., FLEXOR, J-M., FOURNIER, M., MOURGUIART, Ph., SIFEDDINE A., & TURCQ, B. 1993. Southern Oscillation Signal in South American Palaeoclimatic data of the last 7000 years. *Quaternary Research* 39: 338-346.
- MARTIN, L., FLEXOR, J-M., BITTENCOURT, A.C.S.P. & DOMINGUEZ, J.M.L. 1984. Registro do Bloqueio da circulação atmosférica meridiana na geometria dos cordões litorâneos da costa brasileira. *Anais do 33º Congr. Brasileiro de Geologia*, 1: 133-144.
- MARTIN, L., FLEXOR, J-M., KOUSKY, V.F. & CAVALCANTI, I.F.A. 1984. Inversions du sens du transport littoral enregistrées dans les cordons littoraux de la plaine côtière du Rio Doce (Brésil). Possible liaison avec des modifications de la circulation atmosphérique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris série II* 298: 25-27.
- MARTIN, L., FLEXOR, J-M. & VALENTIN, J-L. 1988. Influence du phénomène océanique pacifique El Niño Sur l'upwelling et le climat de la région de Cabo Frio, sur la côte brésilienne de l'Etat de Rio de Janeiro. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris série II*, 307: 1101-1105.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. 1992. Variations of coastal dynamics during the last 7000 years recorded in beach-ridge plains associated with river mouths: example from the Central Brazilian Coast. *Palaeogeog. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 99: 119-140.
- MARTIN, L., SUGUIO, K., FLEXOR, J-M., DOMINGUEZ, J.M.L. & BITTENCOURT, A.C.S.P. 1987. Quaternary evolution of the central part of the Brazilian coast. The role of relative sea level variations and of shoreline drift; UNESCO Report in Marine Science, 43: 97-145.
- MOURGUIART, Ph., WIRRMANN, D., FOURNIER, M. & SERVANT, M. 1992. reconstruction quantitative des niveaux du petit lac Titicaca au cours de l'Holocène. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, série II*, 315: 875-880.
- MOURGUIART, Ph. & CARBONEL, P. 1994. A quantitative method of palaeolake-level reconstruction using ostracod assemblages: an example from the Bolivian Altiplano. *Hydrobiologia*. (in press).
- PATCHINEELAM, S.R., LUCA REBELLO, A. DE & MOREIRA, I. 1984. Occorência de dolomita diagenética numa lagoa hipersalina. *Anais do XXXIII Congr. Brasileiro de Geologia*, 1: 245-253.
- SANTELLI, R.L. 1988. Estudos de isótopos estáveis em sedimentos carbonáticos da Lagoa Vermelha (RJ). Tese de Doutorado, Departamento de Geoquímica, Universidade Católica do Rio de Janeiro.
- SUGUIO, K., MARTIN, L. & DOMINGUEZ, J.M.L. 1982. Evolução do "delta" do Rio Doce (ES) durante o Quaternário. Influência das variações do nível do mar. *Atas do IV Simposio do Quaternário no Brasil*: 93-116.
- SUGUIO, K., MARTIN, L., BITTENCOURT, A.C.S.P., DOMINGUEZ, J.M.L., FLEXOR, J-M & AZEVEDO, A.E.G. 1986. Fluctuações do nível relativo do mar durante o Quaternário ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências* 15: 273-286.
- TURCQ, B., MARTIN, L., FLEXOR, J-M., SUGUIO, K., PIERRE, C. & TASAYCO-ORTEGA, L. (sous presse). Origin of the Quaternary coastal plain between Guaratiba and Cabo Frio, State of Rio de Janeiro, Brazil. In: *As Lagoas Fluminenses. Publicação Univ. Federal Fluminense*.