

**Centro de Investigación Científica y de Educación  
Superior de Ensenada, Baja California**



---

**Doctorado en Ciencias  
en Ecología Marina**

---

**Paleoproductividad de la región meridional del Sistema de la  
Corriente de California durante los últimos dos milenios**

Tesis  
para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de  
Doctor en Ciencias

Presenta:

**Jose Luis Abella Gutiérrez**

Ensenada, Baja California, México  
2016

Tesis defendida por  
**Jose Luis Abella Gutiérrez**

y aprobada por el siguiente Comité

---

**Dr. Juan Carlos Herguera García**  
Director de tesis

**Dr. Helmut Maske Rubach**

**Dr. Jesús Arturo Martín Barajas**

**Dr. José Martín Hernández Ayón**



---

**Dr. María Lucila del Carmen Lares Reyes**  
Coordinador del Posgrado en Ecología Marina

---

**Dra. Rufina Hernández Martínez**  
Directora de Estudios de Posgrado

*Jose Luis Abella Gutiérrez © 2016*

*Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y director de la tesis.*

Resumen de la tesis que presenta **Jose Luis Abella Gutiérrez** como requisito parcial para la obtención del grado de Doctor en Ciencias en Ecología Marina

### **Paleoproductividad de la región meridional del Sistema de la Corriente de California durante los últimos dos milenios**

Resumen aprobado por:

---

Dr. Juan Carlos Herguera García  
**Director de tesis**

Las regiones de corriente oriental sustentan una alta productividad de especies de interés pesquero que son la base económica y alimenticia de una población costera creciente, por lo que entender cómo estas regiones pueden cambiar en un escenario de cambio climático es de vital importancia. Para entender las escalas de variación climáticas relevantes es necesario estudiar cambios climáticos anteriores al periodo instrumental utilizando registros paleoceanográficos, debido a la corta historia de los registros instrumentales. La cuenca de San Lázaro se encuentra en el Golfo de Ulloa, localizado al suroeste de la península de Baja California. Es una cuenca con un registro sedimentario de muy alta resolución y relativamente bien preservado debido a las condiciones subóxicas en el fondo. Esta cuenca se encuentra bajo la frontera dinámica entre el Sistema de la Corriente de California y la región tropical. El registro de la productividad del carbono en San Lázaro es un indicador de las condiciones de producción biológica dominantes en la superficie del mar, en la que observamos una relación entre la estratificación vertical de la columna de agua y la respuesta inversa entre las abundancias relativas del carbono orgánico y el carbonato preservado en los sedimentos. Esta respuesta de ambos componentes de origen biogénico se observa exclusivamente en escalas de interanuales a centenarias, probablemente relacionado con variaciones como la Oscilación Austral de El Niño (ENSO). En la escala milenaria, ambos registros muestran tendencias opuestas, probablemente relacionado con cambios en la irradiación solar debido a la precesión de los equinoccios. En escalas multicientenaria, la diferencia de temperatura entre ambos hemisferios domina y, en base a las similitudes con otros registros, el Corg responde en paralelo a la variabilidad del hemisferio norte mientras que el carbonato muestra mayor similitud con fenómenos ecuatoriales. Las variaciones en la escala centenaria, periodicidades entre 90 y 140 años, muestran buena correlación con variaciones de la precipitación en Norteamérica, de forma análoga al patrón ENSO, en el que las condiciones de sequía (humedad) se relacionan con condiciones como La Niña (El Niño) en la Corriente de California, y reflejadas en cuenca San Lázaro con altos (bajos) valores relativos de Corg y bajos (altos) del carbonato. La amplificación de este modo centenario es similar el registro de precipitación de El Niño de Galápagos (Ecuador), lo que sugiere una relación con el Pacífico Ecuatorial. Otros registros de paleoprecipitación de Centro y Sur América también presentan alta variabilidad en esta escala durante el periodo medieval, sin embargo su temporalidad no sugiere un forzamiento similar al ENSO canónico, por lo que se propone unas condiciones similares al ENSO del centro del Pacífico. Para el periodo 400-800 CE se observa en los registros de San Lázaro una práctica ausencia en la variabilidad de interanual a centenaria. Los datos disponibles hasta el momento apoyan la posibilidad de un periodo sin variabilidad ENSO con condiciones similares a La Niña, sin embargo la ambigüedad de los escasos registros señalan la necesidad de reconstruir un mayor número de series de tiempo paleoclimáticas.

**Palabras clave: Paleoproductividad, Sistema de la Corriente de California, ENSO**

Abstract of the thesis presented by **Jose Luis Abella Gutiérrez** as a partial requirement to obtain the Doctor of Science degree in Marine Ecology

**Paleoproductividad de la región meridional del Sistema de la Corriente de California durante los últimos dos milenios**

Abstract approved by:

---

Ph.D. Juan Carlos Hergura García  
Thesis Director

Eastern Boundary Upwelling Ecosystems are considered the most productive areas of the world's oceans and despite their limited spatial extent, they support abundant coastal populations that depends on fish harvests. Thus, it is important to understand how these systems are going to change at different timescales under ongoing anthropogenic climate change, which make necessary the use of environmental reconstructions as the instrumental record is too short to obtain conclusive results. San Lazaro Basin is located in the Gulf of Ulloa, off Baja California Península, and it presents a well preserved ultrahigh resolution sediment record due to the suboxic depositional conditions. The Gulf of Ulloa is the transition area between the California Current System, that brings subarctic water equatorward, and the tropical region. The carbon paleoproductivity record from San Lazaro Basin is a good proxy of surface biological productivity. We observe increased relative abundance of carbonate in the sediments with a more stratified water column, whereas the organic carbon record shows increased values when mixed conditions predominate. We expected an inverse relationship in the carbonate and organic carbon records, but it is only observed between interannual and centennial periodicities, probably related with El Niño Southern Oscillation (ENSO) like variability. On millennial timescales, both records show trends probably responding to waning insolation due to precession. In multicentennial periodicities the variability in the region is probably related with large scale temperature changes across hemispheres. Based on the relationships with other records, it seems that the organic carbon is driven by changes in the Northern Hemisphere whereas carbonate record shows more similarities with Southern records. The variability on centennial timescales (~90-140 periodicity) show a close correlation with hydrological variability in Western North America, in a way that resembles a ENSO-like pattern; dry (wet) conditions in the continent are related with La Niña-like (El Niño-like) conditions in the California Current System and with high (low) values in organic carbon and low (high) values in carbonate in San Lazaro Basin. The amplification of this centennial mode broadly coincides with an El Niño precipitation record from Galapagos Islands, which suggests a relationship with the Tropical Pacific. Other records from the Americas (Center and South) also present large centennial variability during the Medieval time. However, their relationship with North American records suggest other forcing than the canonical ENSO, and we propose that during the medieval climate anomaly the dominant conditions were more similar to Central Pacific ENSO activity. In the period 400-800CE San Lazaro Basin records show a total absence of variability in periodicities between interannual to centennial. Although some data support a hypothesis of a total absence of ENSO like variability with a predominance of La Niña-like conditions, the amount of available high resolution records is scarce and more research is necessary to get a conclusive result.

**Keywords: Paleoproductivity, California Current System, ENSO**

## **Dedicatoria**

**En general, al pueblo mexicano**

**Y en particular, a mi mexicana preferida**

## Agradecimientos

A mi director de tesis, por darme la oportunidad de realizar este trabajo, enviarme a congresos y cursos y compartir discusiones. Todo ello me hizo crecer como científico.

A mi comité de tesis, por sus comentarios y apoyo a lo largo de este proceso.

A Tito, por enseñarme y ayudarme con el análisis de series de tiempo.

A mis profesores, de CICESE y de otras instituciones, por sus enseñanzas.

A Reginaldo Durazo y Cuauhtemoc Turrent, por sus comentarios a mi trabajo.

A Alex, por su ayuda en el análisis de XRF en SCRIPPS.

A Cinthya y Natalí, que también trabajaron en el análisis de las muestras.

A Yessica y Chente, por la ayuda con las figuras del sitio de estudio.

A Chris Kelly, por su ayuda en la traducción al inglés del artículo.

A Bertha, porque sin su *picking* estaríamos todos perdidos.

A las personas que nunca conocí y que trabajaron en la extracción y análisis de los núcleos que forman la base de esta tesis.

A los revisores de artículos, por hacerme el camino más tortuoso y lleno de enseñanzas.

A todos aquellos científicos que dejan a disposición de toda la comunidad sus datos y software, que nos sirvan de ejemplo porque sin ellos esta tesis habría sido imposible y la ciencia avanzaría mucho más despacio.

Al personal de CICESE, de servicios escolares, posgrado, tesorería y ecología marina entre otros, que siempre han sido muy pacientes con mis limitadas capacidades para entender la normativa mexicana.

A mi familia, la española y la mexicana, por su apoyo y comprensión.

A los amigos, con los que compartí esos momentos de relax tan necesarios.

A los compañeros del laboratorio, por aguantarme y hacer más llevadero el trabajo.

A los compañeros de posgrado, con los que he compartido discusiones científicas y filosóficas.

Por último y no menos importante, la parte económica:

Al pueblo mexicano, que con sus impuestos financiaron los apoyos de CONACyT, para mi beca y los proyectos SEP04-C01-46152 y CB-2009-01- 130095.

También al posgrado de Ecología Marina, que movilizó recursos para ayudarme con mi manutención y para la asistencia de un curso en Italia.

## Tabla de contenido

	Página
Resumen en español .....	ii
Resumen en inglés .....	iii
Dedicatoria .....	iv
Agradecimientos .....	v
Lista de figuras .....	x
Lista de tablas.....	xiv
<b>Capítulo 1. Introducción.....</b>	<b>1</b>
1.1. Conceptos generales .....	2
1.1.1. Circulación de Hadley.....	2
1.1.2. Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ).....	3
1.1.3. Circulación de Walker .....	3
1.1.4. Circulación atmosférica y oceánica superficial del Pacífico .....	4
1.1.5. Alberca de agua cálida del Indo-Pacífico (IPWP).....	4
1.1.6. El ENSO y su diversidad. ....	5
1.2. Estacionalidad oceanográfica en la región sur del CCS.....	6
1.2.1. El modelo de Margalef en la biogeoquímica y ecología de la región sur del CCS.....	7
1.3. Variabilidad del CCS durante la Era Común .....	10
1.3.1. La Era Común en el marco del Holoceno .....	10
1.3.2. El Pacífico tropical y el CCS durante la MCA y la LIA .....	11
1.4. Justificación .....	12
1.5. Hipótesis.....	12
1.6. Objetivos .....	12
1.6.1. Objetivo general.....	12
1.6.2. Objetivos específicos.....	12
<b>Capítulo 2. Sitio de estudio .....</b>	<b>14</b>
<b>Capítulo 3. Material y métodos .....</b>	<b>16</b>
3.1. Extracción de núcleos.....	16
3.2. Análisis de las muestras .....	17

3.2.1. Análisis de laminaciones de núcleos y densidad de sedimentos mediante rayos X .....	17
3.2.2. Determinación de contenido de carbonato mediante coulometría .....	18
3.2.2.1. Fundamento del análisis de carbonato por coulometría .....	19
3.2.3. Determinación de contenido en carbono orgánico con un analizador elemental de alta temperatura. ....	19
3.2.3.1. Fundamento del análisis elemental de alta temperatura. ....	20
3.2.4. Análisis del contenido elemental mediante Fluorescencia de Rayos X (XRF) .....	20
3.2.4.1. Fundamento del análisis de XRF .....	20
3.3. Análisis de datos.....	21
3.3.1. Selección de los elementos principales del XRF .....	21
3.3.2. Análisis de series de tiempo .....	22
3.4. Modelo de edad .....	23
<b>Capítulo 4.- Resultados .....</b>	<b>25</b>
4.1. Construcción del compuesto.....	25
4.2. Agrupación de elementos del XRF .....	26
4.3. Relación de la composición elemental con variables geoquímicas. ....	27
4.3.1. Ca como proxy de carbonato .....	27
4.3.2. Br/Si como proxy de materia orgánica.....	28
4.3.3. Relaciones con otros elementos .....	31
4.4. Compuesto final y características generales de los proxies considerados. ....	32
4.5. Análisis espectral de los proxies seleccionados .....	34
4.6. Disolución del carbonato .....	37
4.7. Validación del modelo.....	38
<b>Capítulo 5. Influencia de la escala en la variabilidad de la productividad del carbono en el Sistema de la Corriente de California .....</b>	<b>40</b>
5.1. La tendencia milenial y la variabilidad multicentenal .....	43
5.2. De interanual a centenal .....	45
5.3. Síntesis.....	51
<b>Capítulo 6. La variabilidad centenaria durante la época medieval en Norteamérica .....</b>	<b>55</b>
6.1. La oscilación centenaria del Pacífico .....	56
6.2. El Pacífico ecuatorial durante la MCA y la diversidad del ENSO .....	64

<b>Capítulo 7. Iluminando los años oscuros; entre 400 y 800 CE.....</b>	<b>68</b>
7.1. Entre el cielo y el suelo.....	69
7.2. Las dos orillas del Pacífico .....	72
7.3. Síntesis.....	77
<b>Capítulo 8. Conclusiones .....</b>	<b>78</b>
<b>Literatura citada .....</b>	<b>80</b>
<b>Acrónimos utilizados .....</b>	<b>89</b>

## Lista de figuras

- Figura 1. Diferencias entre la primera y segunda Función Empírica Ortogonal de la anomalía de temperatura superficial de mar en el Pacífico tropical, que representan condiciones El Niño y El Niño Modoki. De Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (<http://www.jamstec.go.jp/>) ...5
- Figura 2. Distribución de masas de agua y corrientes predominantes en la región de la península de Baja California; a) en primavera y b) en otoño (Durazo, 2015). SAW, aguas subárticas; StSW, aguas subtropicales superficial; TSW, aguas tropicales .....6
- Figura 3. Modelo teórico que relaciona el grupo de fitoplancton dominante bajo diferentes concentraciones de nutrientes y turbulencia. (Margalef, 1978) .....8
- Figura 4. Representación conceptual de la oceanografía, productividad del ecosistema y productividad exportada al sedimento bajo condiciones como El Niño y como La Niña en la frontera sur del Sistema de Corrientes de California.....9
- Figura 5. Localización de la zona de estudio y mapa batimétrico en la que se observa cuenca San Lázaro en el centro de la figura. ....15
- Figura 6. Temperatura superficial del agua de mar en el Sistema de la Corriente de California y regiones adyacentes para primavera (izquierda) y otoño (derecha). La posición de cuenca San Lázaro se indica con una estrella roja. La distribución de las diferentes.....15
- Figura 7. Modelo conceptual del funcionamiento del coulómetro CM5014.....18
- Figura 8. Correlación cronoestratigráfica entre los diferentes núcleos. En color, imagen óptica. En blanco y negro son digitalización de las placas de Rayos-X. Líneas rojas, puntos de anclaje entre los núcleos. ....24
- Figura 9. Ejemplo de montaje del compuesto, con el Br/Si, a partir de los contajes del XRF de cada núcleo.....26
- Figura 10. Análisis de descomposición de valores singulares. Arriba, porcentaje de variabilidad explicada por cada componente principal. Izquierda, series de los cuatro primeros componentes principales en profundidad. Derecha, correlación de los diferentes elementos respecto de los cuatro componentes principales. ....27
- Figura 11. Análisis de correlación entre el carbonato y los contajes de Ca con XRF, ambos normalizados, para los núcleos BAP96-6C y PCM00-78K .....28
- Figura 12. Análisis de correlación entre la Escala Grises y los contajes de Br/Si con XRF, ambos normalizados, para los núcleos BAP96-6C y PCM00-78K.....29
- Figura 13. Correlación entre Br/Si y el porcentaje de TOC en dos secciones del núcleo PCM00-78K en profundidad.....30
- Figura 14. A, B, C, correlaciones entre elementos de probable origen litogénico Si, Al y Ti. D, relación entre Br/Ti y Br/Si.....31

- Figura 15. Análisis de descomposición de valores singulares de los elementos más abundantes y los proxies considerados. Arriba, porcentaje de variabilidad explicada por cada componente principal. Izquierda, series de los cuatro primeros componentes principales en profundidad. Derecha, correlación de los diferentes elementos y proxies respecto de los cuatro componentes principales 32
- Figura 16. Reconstrucción final de los diferentes proxies en profundidad. De izquierda a derecha; imagen óptica y digitalización Rayos-X. Las líneas rojas indican cambio de núcleo y las verdes cambio de sección. Se rellenó de azul partes rotas. Resolución de las muestras de carbonato. Porcentaje de carbonato en verde. Escala de grises en gris punteado. Porcentaje de Corg-Br en rojo. Primer componente principal en azul. En todos ellos se sobrepone un suavizado de diez puntos en negro. Relación entre edad y profundidad sobre las dataciones en foraminíferos planctónicos con su error de edad.....33
- Figura 17. Análisis espectral con multitaper de los diferentes proxies considerados. ....34
- Figura 18. Análisis espectral con la Transformada Rápida de Fourier para el carbonato y el Corg-Br. Se indican los periodos significativos a diferentes niveles de confianza al comparar con un ruido rojo.35
- Figura 19. Análisis de coherencia y fase entre carbonato y Corg-Br. A) comparación de ambos espectros multitaper. B) coherencia entre espectros, la línea roja punteada indica un 95% de confianza. C) diferencia de fase entre los dos registros. ....36
- Figura 20. Relación entre porcentaje de carbonato y el número de fragmento de foraminíferos por gramo de sedimento. Ambos registros están suavizados 5 puntos. Inserto se muestra la correlación entre ambos registros. ....37
- Figura 21. Relación entre serie filtrada de carbonato (68.3% de la varianza) y el registro instrumental de PDO.....39
- Figura 22. Series de tiempo de diferentes registros, de arriba abajo. Número de manchas solares según Solanki et al. (2004) y Lean (2000). Reconstrucción PDO (Mann et al., 2009). Reconstrucción PDO (McDonald y Case, 2005). Precipitación Lago Castor (Steinman et al., 2012). Área de sequía del oeste de Norteamérica (Cook et al., 2004). Corg-Br, este estudio. Carbonato, este estudio. Porcentaje de Titanio en Cariaco (Haug et al., 2001). TSM en estrecho de Makassar (Oppo et al., 2009). Todos los registros con valores normalizados, excepto el carbonato que es la anomalía. ....41
- Figura 23. Análisis de coherencia y fase entre los registros de carbonato y Corg-Br en cuenca SaLa con: las reconstrucciones de PDO (Mann et al., 2009; McDonald y Case, 2005), sequía oeste de Norteamérica (Cook et al., 2004), porcentaje Ti de Cariaco (Haug et al., 2001) y TSM del estrecho de Makassar (Oppo et al., 2009). ....42
- Figura 24. Modo de variabilidad multicentenal, de arriba a abajo, área de sequía oeste de Norteamérica (Cook et al., 2004). Porcentaje de Ti en Cariaco (Haug et al., 2001). Carbonato, este estudio. Corg-Br, este estudio. PDO (McDonald y Case, 2005). PDO (Mann et al., 2009). Todos han sido filtrados con SSA, excepto el carbonato que se realizó con un filtro de Lanczos. ....44
- Figura 25. Modo de variabilidad correspondiente a la banda espectral entre 200 y 400 años de periodicidad. De arriba abajo: Manchas solares (Solanki et al., 2004). Área de sequía del oeste de Norteamérica (Cook et al., 2004). Corg-Br, este estudio. Carbonato, este estudio. Todas las series fueran extraídas con SSA.....45

- Figura 26. Análisis de ondícula (wavelet) de los registros filtrados (pasa-altas) de carbonato y Corg-Br. Arriba, varianza del filtro pasa altas de carbonato (excluido modo 1 de SSA) y Corg-Br (excluidos modos 1 y 2 de SSA). Centro, análisis de ondícula de los registros filtrados, carbonato y Corg-Br, donde el color rojo indica alta energía y el color azul baja energía. La línea blanca muestra el nivel de confianza del 95% y la línea gruesa negra, delimita el cono de influencia. Abajo, varianza promedio en las escalas interanuales de carbonato y Corg-Br. Las líneas discontinuas indican un nivel de confianza del 95%. .....47
- Figura 27. Comparación entre el registro filtrado de carbonato (modos4+5, 5.6% varianza) y de PDO (modo 6, 3.9% varianza – Mann et al., 2009). A la izquierda las series de tiempo y a la derecha su respectivo potencia espectral. ....48
- Figura 28. Relación de series filtradas de carbonato con (arriba) el PDO-Biondi (Biondi et al., 2001), (medio) PDO-M&S (Gedalof y Smith, 2001) y (abajo) con el Índice de surgencia invernal de California (Black et al., 2014). .....49
- Figura 29. Análisis de coherencia (arriba) y fase (abajo) del registro de carbonato con reconstrucciones de (A) PDO-Biondi (Biondi et al., 2001), (C) PDO-M&S (Gedalof y Smith, 2001) y (D) con el Índice de surgencia invernal de California (Black et al., 2014). En (B) se utiliza la misma versión filtrada del carbonato que en la Fig. 20 .....50
- Figura 30. Comparación de la varianza corrida de 30 años de la serie filtrada con pasa-altas (Fig.25) con registros de precipitación de El Niño; en rojo, intensidad del rojo en sedimentos de la laguna Pallcacocha en Perú (Moy et al., 2002) y en azul porcentaje de arena en la laguna de El Junco en Galápagos. ....53
- Figura 31. Análisis espectral del modo de variabilidad de cien años del área de sequía del oeste de Norteamérica (Cook et al. 2004), carbonato y Corg-Br de San Lázaro y Temperatura superficial del mar del estrecho de Makassar (Oppo et al. 2009). Arriba espectro para 2000 años y abajo centrado en el periodo 700-1500 CE .....57
- Figura 32. series completas (izquierda) y modo de variabilidad de cien años (derecha) del área de sequía del oeste de Norteamérica (Cook et al. 2004), carbonato y Corg-Br de San Lázaro y Temperatura superficial del mar del estrecho de Makassar (Oppo et al. 2009). Arriba para 2000 años y abajo centrado en el periodo 700-1500 CE. Las líneas grises indican las 4 megasequías de WNA. ....58
- Figura 33. Análisis de coherencia y fase entre los registros de San Lázaro y el área de sequía del oeste de Norteamérica (Cook et al. 2004), y temperatura superficial del mar del estrecho de Makassar (Oppo et al. 2009), considerando únicamente el periodo medieval. La línea roja punteada indica un nivel de confianza de 0.80. ....59
- Figura 34. Varianza corrida de los modos centenarios del área de sequía del oeste de Norteamérica (Cook et al. 2004) y los registros de San Lázaro. En la parte inferior los registros de precipitación asociados a condiciones de El Niño en la laguna El Junco en Galapagos (Conroy et al., 2008) y la laguna Pallcacocha en Ecuador (Moy et al., 2003) .....60
- Figura 35. Análisis espectral de Fourier para diferentes registros del continente americano. En todos los casos el eje Y es la potencia espectral (de arriba abajo): Precipitación Lago Castor (Steinman et al. 2012); Flujo Rio Colorado (Meko et al., 2007); Precipitación Laguna Juanacatlán (Metcalfe et al., 2010); Precipitación Cueva Tzabnah (Medina-Elizalde et al. 2010); Precipitación cueva Jusxtlahuaca (Lachniet et al., 2012); Porcentaje Titanio Cuenca Cariaco (Haug et al., 2001); Precipitación Cueva

- Chilibrillo (Lachniet et al., 2004); Precipitación laguna Pallcacocha (Moy et al., 2003); Precipitación laguna Pumacocha (Bird et al., 2013); Precipitación cueva Huagapo (Kanner et al. 2013); Flujo liogénicos en Perú (Rein et al. 2004); Precipitación cueva Diva de Maura ((Novello et al. 2012); Temperatura Laguna Escondida (Lamy et al., 2010). La caja punteada indica las periodicidades entre 90 y 140 años. ....62
- Figura 36. Series de tiempo (gris) y modo centenario (negro) de registros de precipitación (de arriba a bajo) Lago Castor (Washington, USA - Steinman et al., 2012), sequía oeste de Norteamérica (Cook et al., 2004), Lago Juanacatlán (Xalisco, MX - Metcalfe et al., 2010), Cueva Chilibrillo (Panama - Lachniet et al., 2012), Lago Pumacocha (Perú - Bird et al., 2011) y Laguna Escondida (Chile - Lamy et al., 2010). En todos los casos están orientados con las condiciones de sequía hacia arriba y de humedad hacia abajo. ....63
- Figura 37. Relación en profundidad entre el Corg-Br y el Fe/Al en el núcleo PCM00-78K .....70
- Figura 38. Series de tiempo de paleoregistros que de una forma u otra presenta un periodo DAP claramente demarcado. De arriba abajo: Lago Steel (Tian et al. 2006); Cueva Carlsbad (Rasmussen et al. 2006); Lago Zaca (Kirby et al. 2014); Cueva Juxtlahuaca (Lachniet et al 2012); Cueva Chilibrillo (Lachniet et al. 2004); Lago Pumacocha (Bird et al., 2013); Cor-Br de San Lázaro (este estudio); carbonato de San Lázaro (este estudio); Cuenca Cariaco (Haug et al., 2001); Temperatura Makassar (Oppo et al., 2009); Precipitación cueva Wanxian (Zhang et al., 2008); Inundaciones Australia (Denniston et al., 2015); Temperatura Hemisferio Norte (Ljungqvist 2010); Irradiación solar (Solanki et al. 2004); Precipitación El Niño (Conroy et al., 2008). ....71
- Figura 39. Correlación entre los registros de Corg-Br y  $\delta^{18}O$  del Lago Pumacocha en Perú (Bird et al., 2013). Para una mejor visualización se ha volteado el registro de Pumacocha, indicando hacia arriba alta precipitación y hacia abajo condiciones secas. ....74
- Figura 40. Series de tiempo filtrados con un pasa-altas (de arriba abajo): Lago Steel (Tian et al. 2006); Cueva Carlsbad (Rasmussen et al. 2006; Cueva Juxtlahuaca (Lachniet et al 2012); Lago Pumacocha (Bird et al., 2013); Cor-Br de San Lázaro (este estudio); carbonato de San Lázaro (este estudio); Precipitación cueva Wanxian (Zhang et al., 2008); Precipitación El Niño (Moy et al., 2003) Las líneas rojas horizontales indican la desviación estándar. ....76

## Lista de tablas

Tabla 1. Información referente a los muestreos y características de los diferentes núcleos considerados en el presente estudio. También se incluye las secciones de las que se tomaron muestras para la datación.....	16
Tabla 2. Información referente a los análisis realizados a cada uno de los núcleos.....	17
Tabla 3. Cronología. Se muestran las láminas de las que se tomaron las muestras de foraminíferos planctónicos en sus núcleos originales y la profundidad correspondiente en el compuesto, así como los años radiocarbono y la edad en el calendario Gregoriano.....	23
Tabla 4. Correlaciones entre los registros de sequía de Norteamérica (Cook et al. 2004), paleoproduktividad de cuenca San Lázaro y temperatura superficial del mar del estrecho de Makassar (Oppo et al. 2009). Nivel de significancia de la correlación; * 0.95 y **0.99 .....	59

## Capítulo 1. Introducción

---

Algunos modelos climáticos predicen que el calentamiento global reducirá la mezcla de la capa superficial de los océanos lo que tendrá consecuencias en la productividad del ecosistema (Behrenfeld et al 2006; Boyce et al., 2010). Sin embargo esta reducción no es homogénea y puede variar entre regiones, siendo las regiones de surgencias de frontera oriental las que mayor incertidumbre presentan. Estas regiones son de gran importancia ya que proporcionan aproximadamente el 20% de las capturas pesqueras a nivel mundial a pesar de su escasa extensión relativa (Pauly y Christensen 1995). En México, los estados de Baja California y Baja California Sur representan cerca del 20% de las pesquerías totales del país (SAGARPA) y su importancia social y económica es de gran importancia en las poblaciones de la costa occidental que dependen de forma directa de las variaciones del Sistema de la Corriente de California (CCS<sup>1</sup>).

El mayor esfuerzo realizado para la comprensión de la variabilidad de las corrientes de frontera oriental se ha realizado en el CCS gracias a los programas oceanográficos comenzados en los años 40's. La hipótesis más aceptada de cómo el CCS variará en un escenario de calentamiento global, propone que el incremento en el gradiente de temperatura entre el continente y el océano favorecería la intensificación de los vientos a lo largo de la costa, incrementándose las surgencias de aguas subsuperficiales ricas en nutrientes y consecuentemente la producción fitoplanctónica (Bakum, 1990). Sin embargo, otros autores consideran una mayor influencia del incremento de las temperaturas en la capa superficial del océano, lo que resultaría en una estratificación de la columna de agua y reducción de la productividad del ecosistema (Di Lorenzo et al., 2005). Por último, una tercera hipótesis considera un rol mayor a la reorganización atmosférica, debido entre otros factores al deshielo de los polos, lo que producirá cambios distintos para zonas distintas de una misma corriente oriental (Rykaczewski et al., 2015). La incertidumbre de cómo pueden cambiar estas regiones de surgencias hace necesaria una aproximación metodológica diferente. El análisis de registros geológicos permite un mejor entendimiento de las dinámicas de los ecosistemas en escalas de tiempo mayores a la obtenida por mediciones instrumentales y sirven además como base y validación para la creación de modelos más precisos. Estos registros son especialmente valiosos en las zonas de transición entre regiones con diferentes características oceanográficas, como la zona utilizada en la presente tesis, ya que presentan

---

<sup>1</sup> En general se utilizarán los acrónimos de la palabra en inglés por su uso más común, en este caso es de *California Current System*. Pueden consultarse el significado de todos los acrónimos en el Anexo.

una mayor sensibilidad a los cambios climáticos y oceanográficos.

Las observaciones realizadas desde principios del siglo XX han permitido identificar algunos patrones de variabilidad océano-atmósfera en el Pacífico, desde la variabilidad estacional hasta otras de menor recurrencia como la Oscilación Austral de El Niño (ENSO) de variabilidad interanual, o la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) de variabilidad interdecadal. Mientras que el ENSO responde al acoplamiento océano-atmósfera en la región ecuatorial que se transmite a escala global, el PDO es el reflejo oceánico de la migración del Bajo de las Aleutianas (AL) (Schneider y Cornuelle 2005). Aunque con escalas temporales diferentes, el patrón espacial de ambas oscilaciones es similar, tanto de la altura de la superficie del mar (SSH) para el Pacífico, como de la temperatura superficial (TSM), por lo que se han propuesto algunos mecanismos que relacionan ambas oscilaciones. Así, por ejemplo, se ha propuesto que la intensidad de eventos de El Niño cambia con la fase del PDO (Wang et al., 2014) o que la variabilidad del ENSO es quien modula al PDO (Newman et al., 2003). La similitud en los patrones oceanográficos hace pensar que otras oscilaciones de mayor escala temporal, centenales y mileniales, que se intuyen en registros geológicos, podrían tener un comportamiento similar. Por todo ello, es común hablar de condiciones “como El Niño” (El Niño, PDO positivo) cuando hay un calentamiento en la región oriental del Pacífico tropical que se transmite por la costa hasta latitudes medias, y de unas condiciones “como La Niña” (La Niña, PDO negativo) cuando los vientos ecuatoriales y alisios incrementan la mezcla en la región oriental y 'empujan' las aguas cálidas hacia la parte occidental. En la sección 1.2 se detallan los efectos de estos modos de variación a nivel físico, químico y biológico, a diferentes escalas temporales y con mayor detenimiento en la región sur del CCS. Para un mejor entendimiento primero es necesario aclarar algunos conceptos generales que son comúnmente utilizados.

## **1.1. Conceptos generales**

### **1.1.1. Circulación de Hadley**

Es un tipo de circulación atmosférica cuyo principal motor es la convección en la región ecuatorial. Cuando la masa de aire cálido alcanza la tropopausa, se desplaza hacia los polos, disminuyendo su altitud a la vez que se va enfriando hasta regresar a la superficie alrededor de la latitud 30<sup>0</sup> (norte y sur). Se cierra el ciclo con los vientos Alisios que se transportan hacia el ecuador cerca de la superficie. Debido al

efecto de Coriolis estos ciclos no son perpendiculares al ecuador, produciéndose la corriente subtropical (*subtropical jet stream*) que fluyen de oeste (W) a este (E) a la vez que se mueven en dirección a los polos, y los vientos Alisios que fluyen de E a W a la vez que se mueven hacia el ecuador. En el centro de esta celda de circulación es dónde se distribuye la Zona de Convergencia Intertropical. Las variaciones en las celdas de circulación, en su expansión hacia los polos o acortamiento hacia el ecuador, está relacionada con cambios climáticos e influye en la llegada de precipitaciones en latitudes medianas.

### **1.1.2. Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ)**

Es la zona en donde los vientos Alisios del norte y de sur se juntan y traza la región de ascenso de humedad de las células de Hadley, con elevada humedad relativa. La ITCZ cambia de latitud estacionalmente de acuerdo a la incidencia y calentamiento por radiación solar, aunque en la parte oceánica está influenciado por la temperatura superficial del océano. Durante el invierno boreal la ITCZ se distribuye en la zona ecuatorial o un poco al sur del ecuador, mientras que en el verano boreal su distribución es más norteña y favorece la formación de ciclones tropicales en el hemisferio norte y los monzones en Asia y América del Norte. Estos cambios estacionales pueden amplificarse a escalas interanuales o decadales y han sido relacionadas con el desarrollo de eventos de El Niño y La Niña (Schneider et al., 2014).

### **1.1.3. Circulación de Walker**

Si la circulación de Hadley es principalmente una circulación meridional (en dirección norte-sur), la de Walker es una circulación zonal (en dirección este-oeste). Su motor es la diferencia en la distribución de calor, generalmente entre el océano y los continentes. Para el caso del Pacífico, la parte baja de esta circulación coincide con los vientos Alisios que acumulan aguas cálidas en la zona occidental y produce la surgencia de aguas fría en la parte oriental, lo que genera un gradiente de temperatura en la atmósfera y de altura y temperatura en el océano. En el oeste del Pacífico ecuatorial, sobre la alberca de agua cálida, la atmósfera es cálida y húmeda, y está caracterizada por bajas presiones, mientras que en el este la atmósfera es fría y seca con altas presiones. Bajo estas condiciones, el ciclo se cierra al ascender la masa de aire en el oeste y regresar hacia el este por diferencias de presión en la troposfera. Este ciclo suele

debilitarse o fortalecerse en escalas interanuales provocando los eventos de El Niño y La Niña respectivamente, así como en escalas centenarias (Deutsch et al., 2014).

#### **1.1.4. Circulación atmosférica y oceánica superficial del Pacífico**

La circulación superficial del Pacífico está determinada principalmente por la presencia de los vientos dominantes. En la región ecuatorial, los Alisios impulsan las corrientes ecuatoriales del norte (N) y del sur (S), hacia el oeste (W). La presencia de la contracorriente ecuatorial al norte compensa en cierta medida el desplazamiento de agua hacia el W. El giro Norte del Pacífico y el Giro del Pacífico Sur (también denominados Giros Subtropicales Norte y Sur) están comprendidos entre los vientos Alisios, que empujan las corrientes ecuatoriales, y los vientos del Oeste (*Westerlies*), que alimentan la corriente del Pacífico Norte, en el Giro Norte y la corriente Antártica Circumpolar, en el Giro Sur. Los vientos del Oeste del Pacífico Norte también favorecen la presencia de un Giro Subpolar en latitudes altas. En los dos principales Giros, las corrientes orientales (California y Chile-Perú) son amplias, lentas y transportan aguas frías de latitudes altas hacia el ecuador en parte gracias al empuje de los vientos Alisios que a su vez favorece procesos de surgencia por deriva de Ekman que hacen emerger aguas subsuperficiales, también frías. En el margen occidental, las corrientes (Kuroshio y este de Australia) son más estrechas y rápidas y transportan el calor de los trópicos hacia latitudes medias y altas. La posición latitudinal y fuerza de los vientos Alisios y del Oeste varían desde escalas estacionales a las de Milankovich, lo que influye en la circulación general del Pacífico, así como en el clima de todo el planeta (Cheshire & Thurow, 2013).

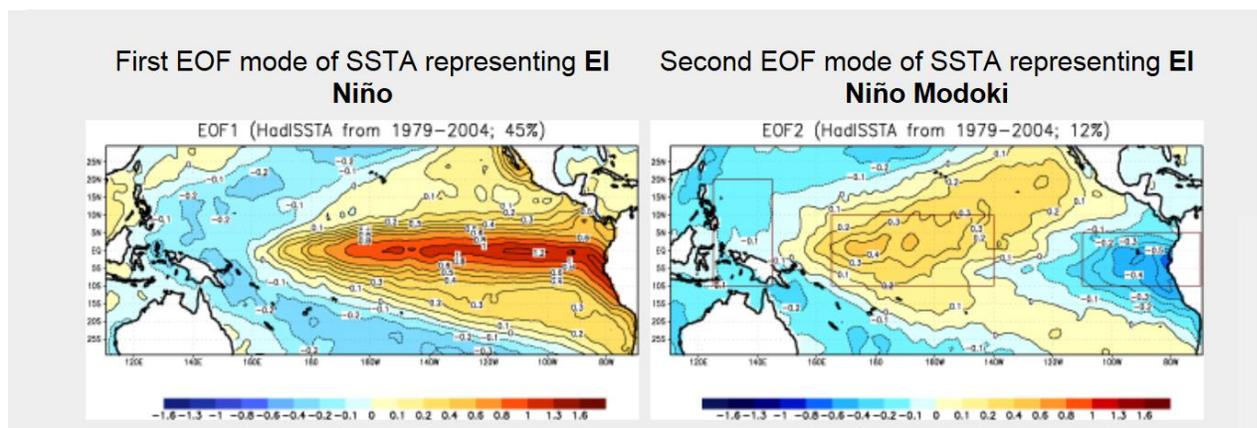
#### **1.1.5. Alberca de agua cálida del Indo-Pacífico (IPWP)**

Se sitúa en el extremo oeste del Pacífico ecuatorial y el este del Índico. Es la mayor extensión y volumen de agua cálida del planeta, y como tal tiene una enorme influencia en el clima y oceanografía global. Además, a través de los estrechos que forman las islas de Indonesia fluyen aguas del Pacífico hacia el Índico, transportando, parte de el calor acumulado en la alberca. Esa región es la única por la que las aguas superficiales del Pacífico Norte pueden salir de la cuenca del Pacífico, por lo que las variaciones en este flujo afectan directamente al giro subtropical del Pacífico Norte. Se han observado variaciones a distintas escalas, desde interanual con el ENSO hasta decadales probablemente relacionados con el PDO, en su extensión y forma (Wang y Mehta, 2008). Datos paleoclimáticos

muestran una clara influencia de los cambios en la temperatura del Hemisferio norte en la temperatura de la IPWP (Partin et al., 2007).

### 1.1.6. El ENSO y su diversidad.

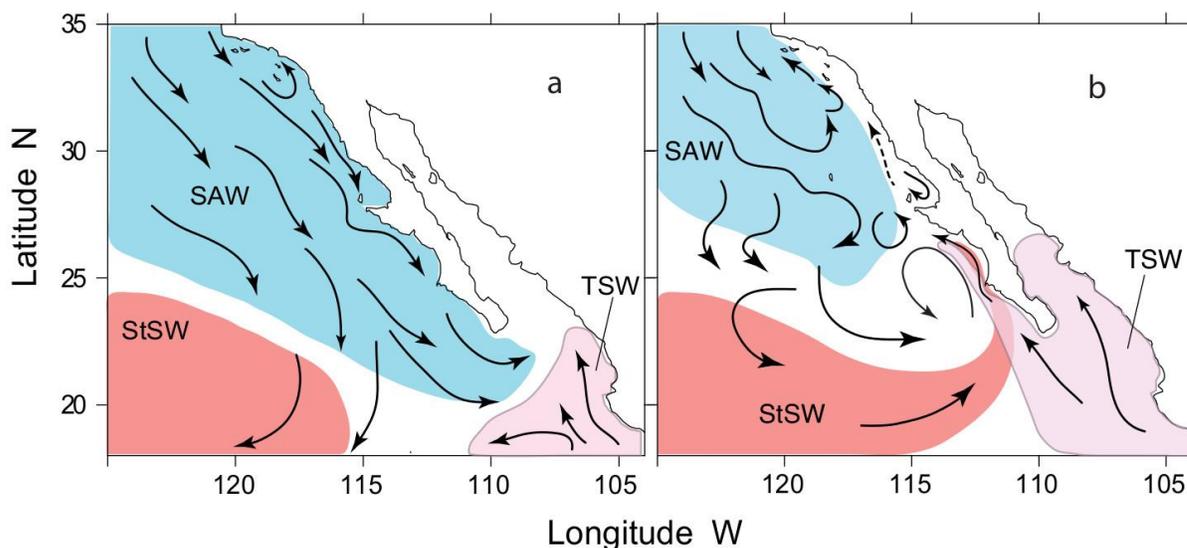
El ENSO es un acoplamiento del océano y la atmósfera en el que la capa superficial del Pacífico ecuatorial interactúa con la circulación de Walker. Como veíamos en la descripción de la circulación de Walker, la zona de convección atmosférica se sitúa en la región de aguas cálidas, que en condiciones normales es el IPWP donde se apila agua cálida gracias a los vientos Alisios. El debilitamiento de los vientos Alisios produce un desplazamiento hacia el este de las aguas cálidas en forma de onda ecuatorial por el hundimiento de la termoclina y que puede extenderse mediante ondas de Kelvin atrapadas en la costa a lo largo de América. A la vez, se produce un desplazamiento de la célula de convección atmosférica, por lo que las lluvias, que en condiciones normales ocurren en el oeste, pasan a predominar en el centro y este del Pacífico ecuatorial. Esta situación se conoce como El Niño y su contraparte es La Niña que ocurre cuando los vientos Alisios son excepcionalmente intensos. Tanto El Niño como La Niña tienen efectos en diversas regiones del mundo debido no sólo a su expansión marina sino también mediante teleconexiones atmosféricas (Liu y Alexander, 2005). En el caso del suroeste de Norteamérica, condiciones de El Niño se han relacionado con condiciones húmedas en la región ya que las tormentas polares penetran a latitudes más sureñas, mientras que las condiciones de La Niña se relacionan con condiciones de sequía.



**Figura 1.** Diferencias entre la primera y segunda Función Empírica Ortogonal de la anomalía de temperatura superficial de mar en el Pacífico tropical, que representan condiciones El Niño y El Niño Modoki. De la Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (<http://www.jamstec.go.jp/>)

Tradicionalmente se ha considerado que bajo condiciones El Niño, la masa de agua cálida se desplaza hasta las costas americanas (El Niño canónico o El Niño del Este del Pacífico), pero en los últimas décadas se está observando que este centro cálido puede situarse en el centro del Pacífico (El Niño Modoki o El Niño del Centro del Pacífico – Fig. 1). Aunque se suele hablar de estos dos tipos de El Niño, la realidad es que no hay dos El Niño iguales y que no debe entenderse, coloquialmente hablando, como una situación de blanco o negro, sino de una escala de grises (Cato et al., 2014). Las condiciones de La Niña también tienen una variabilidad similar y la anomalía de temperatura superficial negativa puede situarse desde el este del Pacífico hasta el centro del Pacífico. Cuando las anomalías se sitúan hacia el centro del Pacífico ecuatorial se produce un tripolo con dos zonas de convección en ambos extremos del Pacífico ecuatorial y una de subducción en el centro del Pacífico (La Niña Modoki), o inversamente dos de subducción y una de convección (El Niño Modoki) (Ashok et al., 2007). En cualquier caso los efectos de El Niño o La Niña Modoki todavía no están bien documentados, aunque parece ser que en algunas regiones pueden invertirse sus efectos respecto de El Niño/La Niña (Tedeschi et al., 2013).

## 1.2. Estacionalidad oceanográfica en la región sur del CCS

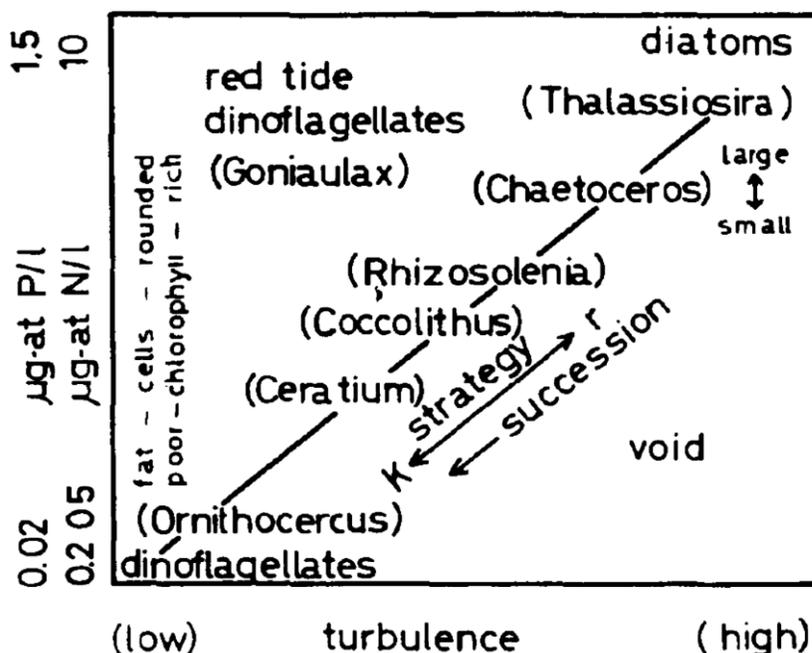


**Figura 2.** Distribución de masas de agua y corrientes predominantes en la región de la península de Baja California; a) en primavera y b) en otoño (Durazo, 2015). SAW, aguas subárticas; StSW, aguas subtropicales superficiales; TSW, aguas tropicales.

La variabilidad estacional de la CCS está influenciada por la prevalencia e intensidad de los vientos a lo largo de la costa, en conjunto con procesos ecuatoriales. La región al sur de Punta Eugenia, donde se encuentra el Golfo de Ulloa (GdU), es especialmente sensible a estos cambios (Durazo 2015). Durante la primavera e inicios del verano, que se asemeja a condiciones 'como La Niña', la posición del anticiclón del Pacífico Norte incrementa la intensidad de los vientos a lo largo de la costa. Esto aumenta el transporte de aguas subárticas hacia el ecuador a la vez que incrementa los procesos de surgencias costeras de agua subsuperficial, con el consiguiente enfriamiento de la capa superficial y un aumento en la concentración de nutrientes (Fig. 2 a). Desde finales del verano y hasta el invierno, de forma similar a las condiciones 'como El Niño', la relajación de los vientos disminuye la llegada de aguas subárticas y de procesos de surgencias, a la vez que penetran aguas tropicales y subtropicales. Esto produce una mayor estratificación y calentamiento de la columna de agua que reduce el aporte de nutrientes desde capas subsuperficiales (Fig. 2 b). En este desplazamiento de masas de agua que se produce en el GdU son importantes los siguientes tres procesos: 1) la relajación de los vientos Alisios en el Hemisferio norte, que hace migrar a la ITCZ hacia el norte, 2) la disminución de la circulación de Walker, que controla la estratificación de la columna de agua en la región ecuatorial que se transmite a latitudes medias y altas mediante ondas costeras de Kelvin, y 3) el incremento del rotacional del Giro del Pacífico que llega a introducir una cuña de agua subtropical (Durazo, 2015).

### **1.2.1. El modelo de Margalef en la biogeoquímica y ecología de la región sur del CCS**

La presencia de diferentes grupos de fitoplancton en el medio marino está relacionada con la disponibilidad de nutrientes, luz y energía en forma de turbulencia (Margalef, 1978). Medios estables tienden a estratificarse, predominando la disponibilidad de luz en la superficie y de nutrientes en el fondo. Bajo estas condiciones predomina fitoplancton de pequeño tamaño, como cocolitofóridos, y/o con cierta capacidad de movimiento, como dinoflagelados. Cuando energía externa, generalmente en forma de viento, produce turbulencia en la columna de agua, se produce una mezcla que facilita la llegada de nutrientes a la superficie y el sostenimiento de fitoplancton de mayor tamaño, como las diatomeas, en la zona superficial de la columna de agua.

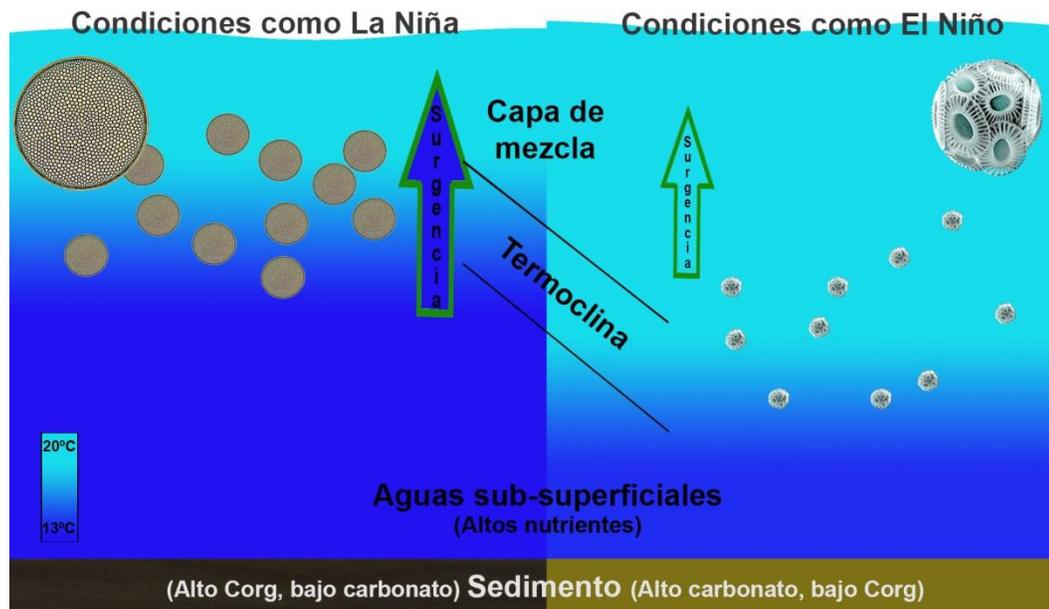


**Figura 3.** Modelo teórico que relaciona el grupo de fitoplancton dominante bajo diferentes concentraciones de nutrientes y turbulencia. (Margalef, 1978)

Este modelo conceptual (Fig. 3) propuesto por Margalef (1978) se ha confirmado mediante observaciones a diferentes escalas temporales (Cermeño et al., 2010). Concretamente para el CCS, también se ha observado que el incremento de la productividad fitoplanctónica durante la época de surgencias coincide con una mayor producción de diatomeas (Hood et al., 1990). Aunque el trabajo en la región sur del CCS no ha sido tan detallado como en la región norte en cuanto a los grupos dominantes del fitoplancton, la estacionalidad y características de la producción primaria son similares (Gonzalez-Rodriguez et al., 2012). En escalas decadales se ha observado una menor producción y exportación de carbono a los sedimento bajo condiciones de PDO positivo, con mayor estratificación, respecto de la fase negativa del PDO cuando hay mayor exportación (Hernandez de la Torre et al., 2007). También los estudios realizados con trampas de sedimento confirman esta relación y se observó una mayor presencia relativa de cocolitofóridos en condiciones estratificadas de la columna de agua durante El Niño del 97-98 (Silverberg et al., 2004).

Basándonos en estas observaciones y el modelo teórico, se propone un modelo en el que bajo condiciones 'como La Niña' (Fig. 4), la somerización de la termoclina debido a los procesos de surgencia favorece la mezcla de aguas en la superficie, incrementando la concentración de nutrientes en la zona eufótica. Este incremento de la turbulencia y nutrientes favorece el florecimiento de diatomeas, un aumento en la producción de la materia orgánica y en el contenido de materia orgánica del sedimento.

Este incremento en el flujo de materia orgánica en la columna de agua propicia un aumento de los procesos de oxidación y consecuentemente un mayor consumo de oxígeno en la columna de agua, lo que disminuye su concentración y una somerización de la oxiclina. Estos procesos de oxidación de la materia orgánica generan  $\text{CO}_2$  que a su vez producen una disminución del pH en el agua, lo que disminuye la profundidad de compensación de la aragonita, habiéndose observado casos de aguas 'corrosivas' en zonas de surgencias (Feely et al., 2008). La somerización de la oxiclina a su vez tiene repercusiones en el ecosistema, ya que se contrae la profundidad disponible para los organismos en el ecosistema pelágico, habiéndose relacionado en otros sistemas con la alternancia de los mesopelágicos dominantes (Bertrand et al., 2011). Por otro lado, bajo condiciones 'como El Niño' (Fig. 4) la estratificación de la columna de agua disminuye la concentración de nutrientes, lo que favorece un ecosistema con condiciones más oligotróficas, donde el fitoplancton dominante son los cocolitofóridos. En estas condiciones no sólo disminuye la cantidad de producción exportada al sedimento marino, sino que su composición también varía, disminuyendo la materia orgánica e incrementándose los restos calcáreos propios de los cocolitofóridos. A su vez disminuye la profundidad de la oxiclina y de compensación de aragonita, aumentando el rango de profundidad en el que el ecosistema pelágico puede desarrollarse.



**Figura 4.** Representación conceptual de la oceanografía, productividad del ecosistema y productividad exportada al sedimento bajo condiciones como El Niño y como La Niña en la frontera sur del Sistema de Corrientes de California.

### 1.3. Variabilidad del CCS durante la Era Común

Cuando consideramos escalas de tiempo mayores, existen algunos factores que podrían alterar los patrones oceanográficos observados durante el último siglo. Así, variaciones en la irradiancia solar debidas a ciclos astronómicos (ciclos de Milankovitch), la presencia-ausencia de manchas solares o la actividad de los volcanes, puede alterar el balance de irradiación recibida total o entre hemisferios y, en consecuencia, afectar a la circulación atmosférica y oceanográfica. También se han sugerido variaciones en la circulación termohalina, con escalas de cientos y miles de años, o variaciones centenales del Pacífico sin la presencia aparente de un disparador o control externo.

#### 1.3.1. La Era Común en el marco del Holoceno

Se denomina Holoceno al periodo geológico que comenzó con la última deglaciación hace alrededor de 11500 años hasta el presente<sup>2</sup>. Este periodo se caracteriza, por un rápido periodo de calentamiento, hasta el 8000 Antes del Presente (BP), que corresponde a la deglaciación, un periodo cálido denominado Óptimo Climático de unos 4000 años y finalmente un periodo de enfriamiento que se denomina Holoceno tardío que llega a nuestros días<sup>3</sup>. En cualquier caso, existen variaciones milenarias y centenarias dentro de estos períodos (como los ciclos de Bond con periodicidad de  $1500 \pm 500$  años). Estos ciclos de mayor frecuencia son los que han quedado registrados en textos históricos y restos arqueológicos y se han relacionado con cambios climáticos y el desarrollo y colapso de civilizaciones en lugares distantes como el Mediterráneo, Mesoamérica y Asia. La presencia de estos restos arqueológicos y escritos es mucho mayor desde el inicio de la Era Común, tal y como se denomina a los últimos 2000 años, y a partir de ellos, junto con registros paleoclimáticos, se han propuesto 4 periodos, dos cálidos y dos fríos (Graham et al. 2011; Lamb 1995): Periodo Cálido Romano (RWP, desde el 150 BCE a 400 CE), el periodo frío de los Años Oscuros (DAP, entre el 450 y 800 CE), que coincide con la finalización del Clásico Maya, la Anomalía Climática Medieval (MCA, 950 a 1350 CE) y la Pequeña Edad de Hielo (LIA, de 1500 a 1850 CE). Si bien es cierto que algunos autores critican el sesgo que estos datos podrían tener hacia Europa, por ser este el lugar con mayor densidad de estudios. En cualquier caso parece que al menos los

---

<sup>2</sup> En agosto de 2016 se ha propuesto formalmente la época del Antropoceno, con comienzo en 1950, por el Grupo de Trabajo del Antropoceno. Sin embargo, la Unión Internacional de Ciencias Geológicas debe aprobarlo formalmente.

<sup>3</sup> Al ser una clasificación no oficial las fechas consideradas varían de unos autores a otros.

tres periodos más recientes, DAP, MCA y LIA, sí tienen una señal global aunque su temporalidad puede variar entre regiones así como el signo de esta variabilidad (PAGES 2k et al. 2013; Sigl et al. 2015).

### **1.3.2. El Pacífico tropical y el CCS durante la MCA y la LIA**

El mayor esfuerzo en el entendimiento de los mecanismos que relacionan clima, oceanografía y ecología bajo condiciones cálidas y frías se ha realizado con reconstrucciones paleoceanográficas y paleoclimáticas del MCA, como ejemplo de condiciones cálidas y de la LIA como ejemplo de condiciones frías. Uno de los principales esfuerzos realizados en paleoceanografía es entender cuál era el estado predominante en el Pacífico tropical, sin que los resultados de los diferentes paleoregistros hayan permitido llegar a un consenso. Mientras que registros de precipitación de ambos extremos del Pacífico tropical sugieren condiciones ‘como El Niño’ durante la MCA y ‘como La Niña’ durante la LIA (Conroy et al. 2008; Lachniet et al. 2004; Moy et al. 2002), los registros de precipitación de Norteamérica y los de temperatura del centro del Pacífico sugieren lo opuesto, ‘como La Niña’ durante la MCA y ‘como El Niño’ durante la LIA (Cobb et al. 2009; Cook et al. 2004). Algunos autores sugieren otros mecanismos diferentes a variaciones en el Pacífico tropical para explicar las variaciones en la precipitación en Norteamérica y del Pacífico tropical, proponiendo variaciones en la posición latitudinal de la ITCZ y la corriente del chorro debido al calentamiento y enfriamiento del Hemisferio norte (Asmerom et al., 2010).

Sin embargo, los registros de la corriente de California no muestran una continuidad en las condiciones y alternan periodos que podrían asociarse a ‘como La Niña’ y ‘como El Niño’. En la corriente de California, la presencia del foraminífero *N. pachyderma* durante el MCA sugiere inviernos cálidos en la costa Californiana, aunque reconstrucciones de temperatura basados en isótopos de oxígeno de foraminíferos planctónicos sugieren lo contrario (Fisler y Hendy, 2008). También los análisis de diatomeas y silicoflagelados arrojan resultados contradictorios. Mientras que en Barron et al. (2014) las diferencias entre MCA y LIA son pequeñas, con temperaturas algo mayores durante el la MCA, en un trabajo anterior Barron et al. (2010) interpretan lo contrario, la aparición diatomeas de condiciones más cálidas durante el LIA. Resultados que se podrían interpretar alternativamente como diferencias estacionales en la sedimentación de los diferentes organismos.

## **1.4. Justificación**

La sensibilidad de la región de estudio a los cambios en la circulación oceánica puede ayudar a entender los mecanismos implicados en el desarrollo de estos patrones climatológicos. También puede contribuir a entender las teleconexiones entre la región ecuatorial y la del Pacífico Nororiental, así como la relación entre clima y productividad del ecosistema del CCS.

## **1.5. Hipótesis**

La hipótesis general es que durante los periodos cálidos, como el MCA, dominan condiciones como La Niña, por lo que se observará un aumento de materia orgánica, y una disminución de carbonato en los sedimentos. Durante los periodos fríos como el LIA, las condiciones como El Niño predominan, por lo que debido a una mayor intrusión de aguas tropicales y subtropicales, se observará una mayor cantidad de carbonato y menor productividad.

## **1.6. Objetivos**

### **1.6.1. Objetivo general**

Describir la variabilidad de la productividad del ecosistema bajo diferentes condiciones climáticas.

### **1.6.2. Objetivos específicos**

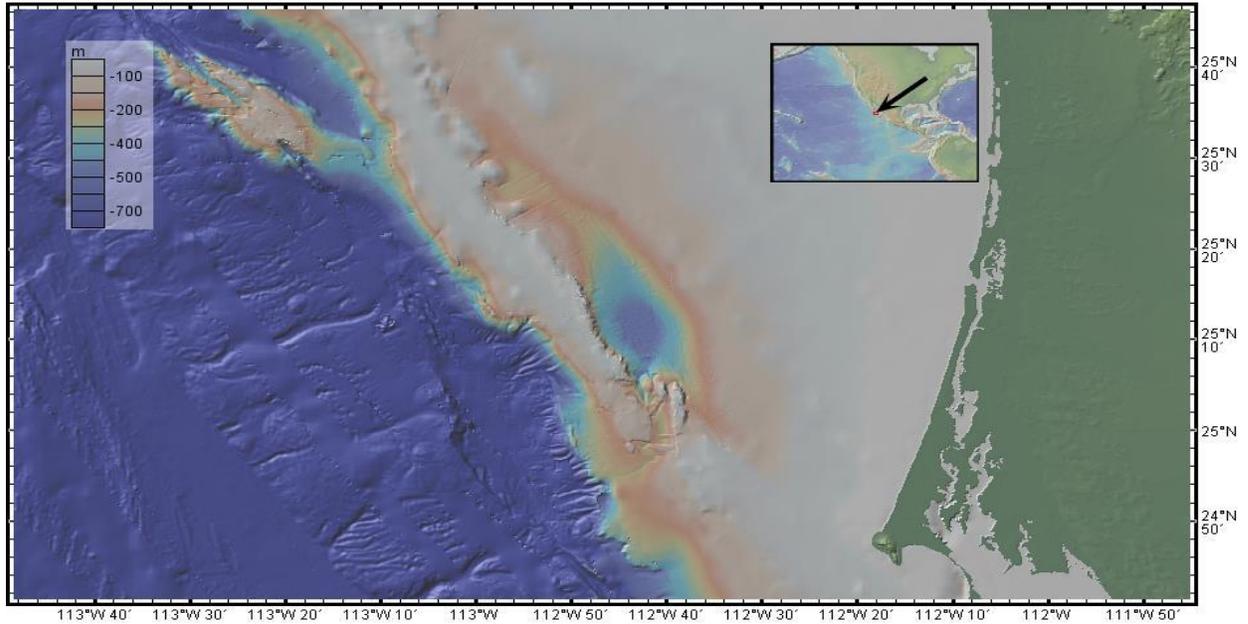
- Obtener la serie de tiempo de los diferentes proxys que describan la paleoproductividad del carbono.
- Describir la variabilidad de cada proxy.
- Validar el modelo carbonato-estratificado, carbono orgánico-mezcla.

- Comprobar si el modelo es consistente a lo largo del tiempo, a diferentes escalas y bajo diferentes condiciones climáticas.
- Comparar con otros paleoregistros a distintas frecuencias que confirmen o rechacen nuestra hipótesis.

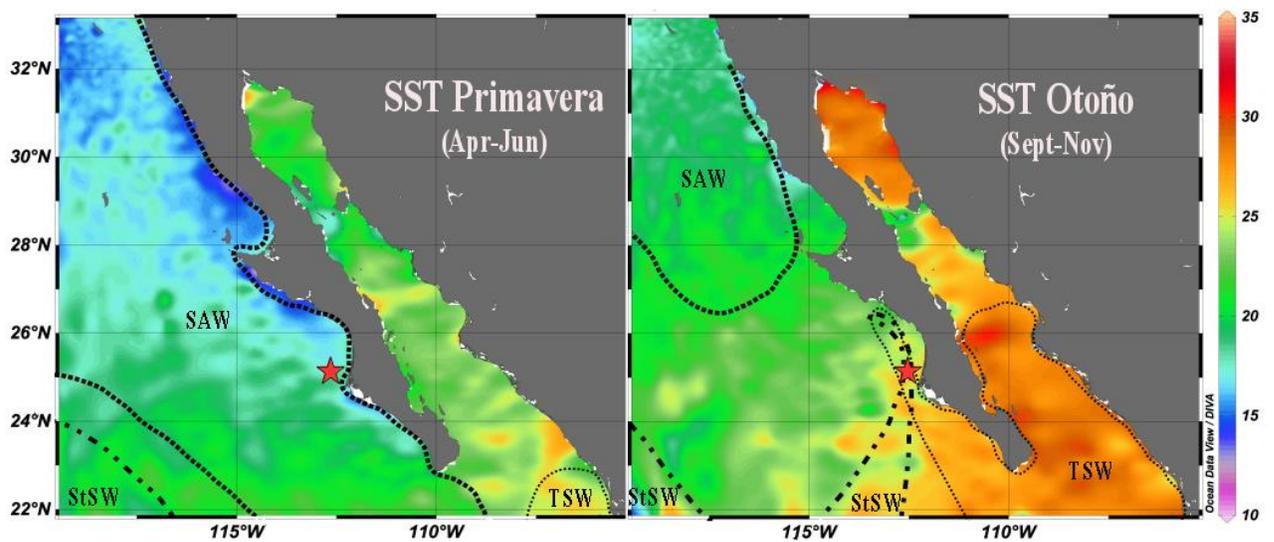
## Capítulo 2. Sitio de estudio

---

La cuenca de San Lázaro (SaLa), también denominada cuenca Soledad (e.g. Silverberg et al., 2004), se encuentra localizada en el Golfo de Ulloa, en el suroeste del margen continental de la península de Baja California. (25° 10' N, 112° 45' W – Fig. 5). Desde un punto de vista oceanográfico, la región es una zona de transición entre el Sistema de la Corriente de California y las masas de aguas subtropicales y tropicales (Fig. 6). San Lázaro es una cuenca semicerrada de 85 km de largo y 35 km de ancho, con una profundidad máxima de 540 m. En su parte suroeste, la cuenca está cerrada por un bloque que forma un bajo paralelo a la misma, consecuencia del levantamiento tectónico asociado al sistema de fallas Tosco-Abrejos, que se eleva hasta una profundidad de 100 m, y la divide del Pacífico abierto restringiendo la ventilación de la cuenca en profundidad (Fig. 5). Este bajo presenta una estrecha incisión que llega hasta 370 m de profundidad por donde intercambia aguas con el Pacífico. La reducida entrada de agua en la cuenca corresponde a la corriente subtropical subsuperficial procedente de aguas ecuatoriales con baja concentración de oxígeno (van Geen et al., 2013). Aunado a esta reducida ventilación, la relativa alta exportación de carbono orgánico desde la superficie aumenta los procesos de oxidación, lo que ayuda a mantener las condiciones subóxicas en la cuenca sedimentaria con valores de concentración de oxígeno en el sedimento menores a 10  $\mu\text{mol/kg}$  (Sanchez et al., 2013). Esta baja concentración de oxígeno inhibe la bioturbación, lo que convierte a la cuenca en un excelente archivo sedimentario. También hay que destacar los valores relativamente altos de flujo de sedimentos terrígenos provenientes de la amplia plataforma que rodea a la cuenca, los cuales controlan la exportación de partículas alcanzando una tasa de sedimentación promedio de 1 mm año<sup>-1</sup> (van Geen et al., 2013). Esta velocidad de sedimentación es lo suficientemente elevada para la preservación de los restos calcáreos mediante el sellado de las capas sedimentarias que incrementan la alcalinidad en la interfase agua-sedimento, reduciendo los procesos de disolución del carbonato.



**Figura 5.** Localización de la zona de estudio y mapa batimétrico en la que se observa cuenca San Lázaro en el centro de la figura.



**Figura 6.** Temperatura superficial del agua de mar en el Sistema de la Corriente de California y regiones adyacentes para primavera (izquierda) y otoño (derecha). La posición de cuenca San Lázaro se indica con una estrella roja. La distribución de las diferentes

## Capítulo 3. Material y métodos

### 3.1. Extracción de núcleos

Se colectaron 4 núcleos de caja y 3 Kasten durante 5 campañas oceanográficas diferentes, todos ellos en la cuenca de San Lázaro, a bordo de los buques oceanográficos de El Puma (UNAM) y Francisco de Ulloa (CICESE). En la Tabla 1 se especifican lugar, profundidad y características de la extracción de los núcleos. Se utilizaron dos tipos de nucleadores; uno de caja tipo Soutar y otro tipo Kasten. El nucleador de caja tiene una menor capacidad de penetración en el sedimento, pero permite recuperar intactos los primeros centímetros de la interfase agua-sedimento. En cambio, el nucleador Kasten puede penetrar hasta 3 m en el sedimento, por lo que obtiene registros de mayor duración, pero durante el impacto perturba los primeros centímetros. Estos núcleos más largos deben ser cortados transversalmente para un fácil manejo y transporte. El uso de ambos tipos de núcleos nos ha permitido reconstruir la composición de los sedimentos, desde la interfase agua-sedimento hasta una profundidad aproximada de 2.42 m. Una vez colectados, cada uno de estos núcleos es cortado en losas longitudinales de 1.5 cm de grosor, y cada losa es utilizada para distintos tipos de análisis, aunque siempre queda uno como archivo. Los análisis realizados a cada núcleo se detallan en la Tabla 2.

**Tabla 1.** Información referente a los muestreos y características de los diferentes núcleos considerados en el presente estudio. También se incluye las secciones de las que se tomaron muestras para la datación.

Nombre	Año y Buque	Tipo	Lat	Lon	Profundidad (m)	Longitud (cm)	Cronología
BAP96-5C	1996, BO El Puma	caja	25° 09' 88 N	112° 43' 22 W	540	27	
BAP96-6C	1996, BO El Puma	caja	25° 12' 98 N	112° 44' 00 W	528	26	$^{210}\text{Pb}$ $^{137}\text{Cs}$
ET97-3C	1997, BO El Puma	caja	25° 10' 89 N	112° 42' 50 W	540	25	
CH94-1C	1994, BO El Puma	caja	25° 09' 85 N	112° 42' 38 W	540	42	
CA94-9K	1994, BO F. Ulloa	kasten	25° 11' 85 N	112° 43' 19 W	543	137	AMS $^{14}\text{C}$ (II-III)
CA94-8K	1994, BO F. Ulloa	kasten	25° 12' 51 N	112° 43' 63 W	538	133	
CH94-2K	1994, BO El Puma	kasten	25° 09' 56 N	112° 42' 19 W	540	215	AMS $^{14}\text{C}$ (IV-V)
PCM00-78K	2000, BO El Puma	kasten	25°11'3N	112°40.7W	540	182	

## 3.2. Análisis de las muestras

### 3.2.1. Análisis de laminaciones de núcleos y densidad de sedimentos mediante rayos X

Se realizaron radiografías de las losas de los núcleos que posteriormente se positivaron a escala 1:1 en papel fotográfico. El análisis de las laminaciones y la comparación entre núcleos ayudó a realizar la correlación estratigráfica (sección 5) y sirvieron de guía en la toma de muestras para análisis micropaleontológico y geoquímico (secciones 2.2, 2.3 y 4).

**Tabla 2.** Información referente a los análisis realizados a cada uno de los núcleos

Núcleo	Carbonato	TOC	XRF	Escala Grises
BAP96-5C	NO	NO	SI	SI
BAP96-6C	SI	NO	SI	SI
ET97-3C	NO	NO	SI	SI
CH94-1C	NO	NO	SI	SI
CA94-9k	II-III	NO	II 4A-4B, III 4A-4B	II 7a-7b, III 7b1-7b2
CA94-8k	I-II-III	NO	NO	I4, II3A-3B, III8A-8B
CH94-2k	III-IV-V	NO	IV-V	IV-V
PCM00-78K	II-III-IV-V	SI	II-III-IV-V	II-III-IV-V

Las fotografías posteriormente se digitalizaron con un escáner a 300 dpi y se analizaron con el programa *ImageJ1.47m*. Así se obtuvo una medida de la variabilidad de la densidad de los núcleos, a la que denominaremos a partir de ahora como “Escala Grises”. Se escoge esta terminología en vez de hablar de “densidad” debido a que las diferencias entre las radiografías de las diferentes secciones de los núcleos son muy grandes y no es representativa de la verdadera densidad a lo largo de los núcleos. Tras seleccionar un área de 1 mm de ancho a lo largo de toda la sección del núcleo en análisis, el programa da valores a cada pixel entre 0 y 256, siendo el 0 el negro y 256 el blanco. Las láminas del núcleo más cercanas al negro se deben a una menor penetración de los rayos X y se corresponden con sedimentos de mayor densidad, normalmente de origen litogénico como arcillas. Por otra parte, las láminas más cercanas al blanco son debidas a una mayor penetración de los rayos X y corresponden a sedimentos de

menor densidad generalmente asociadas a partículas porosas de mayor tamaño de origen biogénico.

### 3.2.2. Determinación de contenido de carbonato mediante coulometría

Los núcleos fueron muestreados en intervalos de 2 a 5 mm y cada muestra fue pesada en húmedo, liofilizadas y después se volvieron a pesar en seco para conocer su porcentaje de agua. Una vez seca, la muestra se molió en un mortero de ágata y se pesaron 15 mg que se colocaron en cápsulas de teflón para su análisis. Previamente a la introducción de la cápsula con su muestra en el coulómetro se introdujeron en un horno a 60 °C para asegurar la ausencia de agua en la muestra. Los resultados se reportan como porcentaje de carbonato en sedimento.

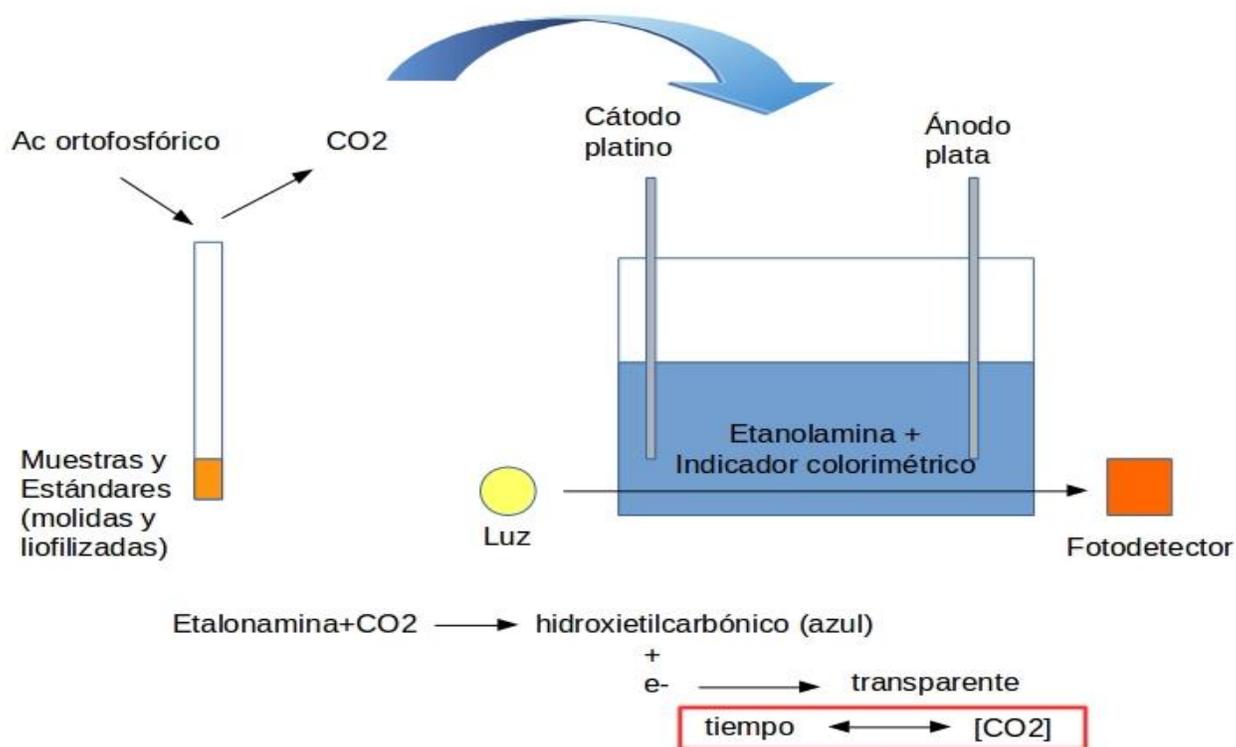


Figura 7. Modelo conceptual del funcionamiento del coulómetro CM5014

### 3.2.2.1. Fundamento del análisis de carbonato por coulometría

El coulómetro (UIC CM5014) presenta dos módulos (Fig. 7); un módulo de acidificación, donde a la muestra se le añade un ácido para transformar el carbono inorgánico en CO<sub>2</sub> gaseoso. Y un módulo donde se produce la medición de CO<sub>2</sub>, que está provisto de una celda electroquímica que contiene unos electrodos de platino (cátodo) y de plata (ánodo) inmersos en una solución acuosa que contiene etanolamina y un indicador colorimétrico. Esta celda está colocada en un compartimento entre una fuente luminosa y un fotodetector.

Al contactar el CO<sub>2</sub> con la etanolamina se forma ácido hidroxietilcarbónico que produce cambios en la coloración de la solución de la celda que afecta a la transmitancia de la energía proveniente de la fuente luminosa. La solución vuelve a su coloración original por reacción eléctrica. El tiempo que transcurre desde que inicia el cambio de coloración hasta el regreso a su coloración original dependerá que la cantidad de CO<sub>2</sub> que se ha introducido en la solución de la celda. De esta manera, se pueden hacer estimaciones de la cantidad de carbono inorgánico con una precisión de 0.1%. Para controlar el correcto funcionamiento del aparato, se introdujeron estándares internos del laboratorio alternados entre las muestras.

### 3.2.3. Determinación de contenido en carbono orgánico con un analizador elemental de alta temperatura.

Para medir el contenido de carbono orgánico (Corg) es necesario previamente eliminar el carbonato inorgánico. Así, una vez liofilizadas y molidas las muestras se tomaron 200 mg a los que se añadió 10 ml de ácido clorhídrico al 10% durante una noche en una plancha a 36° C, hasta la evaporación del ácido. Para eliminar los restos de ácido se lavó con agua desionizada en un tubo de centrifuga y se centrifugó durante 8 minutos a 4600 r.p.m. en una centrífuga Eppendorf 5804. Posteriormente se decantó y se repitió el proceso de lavado en centrífuga una vez. Una vez decantada por segunda vez, las muestras se transfirieron a viales de 5ml y se secaron al horno a 36° C durante una noche. Una vez secas, se pesaron entre 250 y 300 µg e introdujeron en cápsulas de estaño para su análisis en el analizador elemental *COSTECH* acoplado a un espectrómetro de masas de relaciones de isótopos (IRMS) *Delta Advantage*. Los resultados vienen expresados como porcentaje de carbono respecto del total de la muestra analizada. Para reportar el porcentaje de Corg en sedimento debe considerarse la eliminación de la calcita previa al

análisis.

### **3.2.3.1. Fundamento del análisis elemental de alta temperatura.**

Este instrumento determina el contenido de los elementos de C, N e H mediante la combustión a alta temperatura de la muestra (1000° C) en una atmósfera de helio. La combustión libera, entre otros, CO<sub>2</sub>, el cual pasa por una serie de trampas que eliminan el vapor de agua y le imprimen distintas velocidades de paso a otros gases que pueden interferir en la medición.

### **3.2.4. Análisis del contenido elemental mediante Fluorescencia de Rayos X (XRF)**

Se realizó un análisis de Fluorescencia de Rayos X a lo largo de cada una de las losas de los diferentes núcleos para la determinación de su composición elemental. La losa se cubre previamente con un film plástico para evitar la contaminación del instrumento. Las unidades se reportan en conteos totales por área de detección, en este caso 100 µm de ancho por 0.2 mm ó 1 mm de largo dependiendo del núcleo. El análisis fue realizado en *Geological Collections and XRF Laboratory de Scripps Institution of Oceanography* quienes operan con el modelo *Avaatech X-Ray Fluorescence (XRF) core-scanner*.

#### **3.2.4.1. Fundamento del análisis de XRF**

El análisis consiste en la medición de la energía emitida (fluorescencia) por la muestra tras ser bombardeada con rayos X de alta energía. Cada elemento contenido en la muestra presenta una disposición atómica particular, con diferente número de orbitales y de electrones contenidos en esos orbitales. Al irradiar la muestra con una fuente de energía (de Rodio –Rh- en el caso del modelo utilizado), se excitan electrones y cambian a orbitales de mayor energía. Una vez la muestra deja de ser irradiada por la fuente, esos electrones regresan a su orbital original emitiendo energía fluorescente, que siempre será menos energética que la emisión de Rh original. Esta emisión de energía fluorescente y el espectro de su longitud de onda son característicos para cada elemento, lo que permite su detección.

Dependiendo del número atómico de cada elemento (y por lo tanto del número de orbitales y electrones que tiene) deberá ser irradiado con diferentes intensidades y durante mayor o menor tiempo. Los de menor número atómico (del Al al Fe) son irradiados durante 15 s a 10 kV, del Cu al Bi durante 20 s a 30 kV y los más pesados (Ag al Ba) se irradian durante 30 s a 50 kV.

La principal ventaja de este método es que se puede obtener una gran información sin destruir la muestra, sin embargo presenta algunos inconvenientes que deben ser tomados en cuenta y tratar de validar los resultados con otras metodologías (Hennekam y de Lange, 2012):

- La fuente de Rh va disminuyendo su capacidad de emitir energía por lo que es necesario cambiarla periódicamente. Estos cambios en la fuente emisora conllevan problemas en la comparación entre núcleos que han sido medidos con diferentes fuentes de energía a lo largo del tiempo.
- El agua intersticial se condensa entre el sedimento y el film que lo recubre durante la operación e interfiere con los elementos más ligeros (principalmente Si y Al). Aunque existen correcciones basadas en la cantidad de Cl medido (Tjallingii et al., 2007), estas no resultan siempre efectivas.

### **3.3. Análisis de datos**

#### **3.3.1. Selección de los elementos principales del XRF**

El análisis de XRF arrojó resultados sobre 30 elementos, de los cuales no se consideraron 6 por presentar resultados por debajo del límite de detección en alguno de sus núcleos. Para simplificar el estudio de los 24 elementos restantes se realizó una descomposición en valores singulares con los valores normalizados que agrupó a los diferentes elementos en una o dos componentes que explicasen la mayor parte de la variabilidad en la composición elemental de los sedimentos. El análisis se repitió considerando únicamente los elementos más abundantes del XRF e incluyendo en la matriz de datos los otros proxies; carbonato y densidad de sedimento. Por último, se evaluó, mediante análisis de correlación, las relaciones entre los proxies y los elementos, o relaciones entre elementos, con la finalidad de obtener registros de alta resolución con distribuciones similares al carbonato y densidad-materia orgánica.

### 3.3.2. Análisis de series de tiempo

La mayoría de las series de tiempo de mediciones instrumentales, índices climáticos y paleoregistros usados para comparar con nuestros registros fueron obtenidos de la página web de la NOAA (<http://www.ncdc.noaa.gov/data-access>). Como excepción, el registro de fragmento de foraminíferos del núcleo BAP96-6C de cuenca San Lázaro, utilizado como proxy de disolución de la cuenca, fue obtenido del trabajo realizado por Olivier (1998). Para la identificación de las principales frecuencias de las series de tiempo generadas en este estudio, se utilizaron los métodos de transformada rápida de Fourier (FFT) y el análisis multitaper. Para evaluar la significancia de las frecuencias del espectro se comparó el espectro obtenido con una distribución de ruido rojo considerando una confianza del 95% ( $\alpha=0.05$ ) con el software de Matlab, en el caso del FFT y con el software "SSA-MTM Toolkit" (Dettinger et al., 1995) para el multitaper.

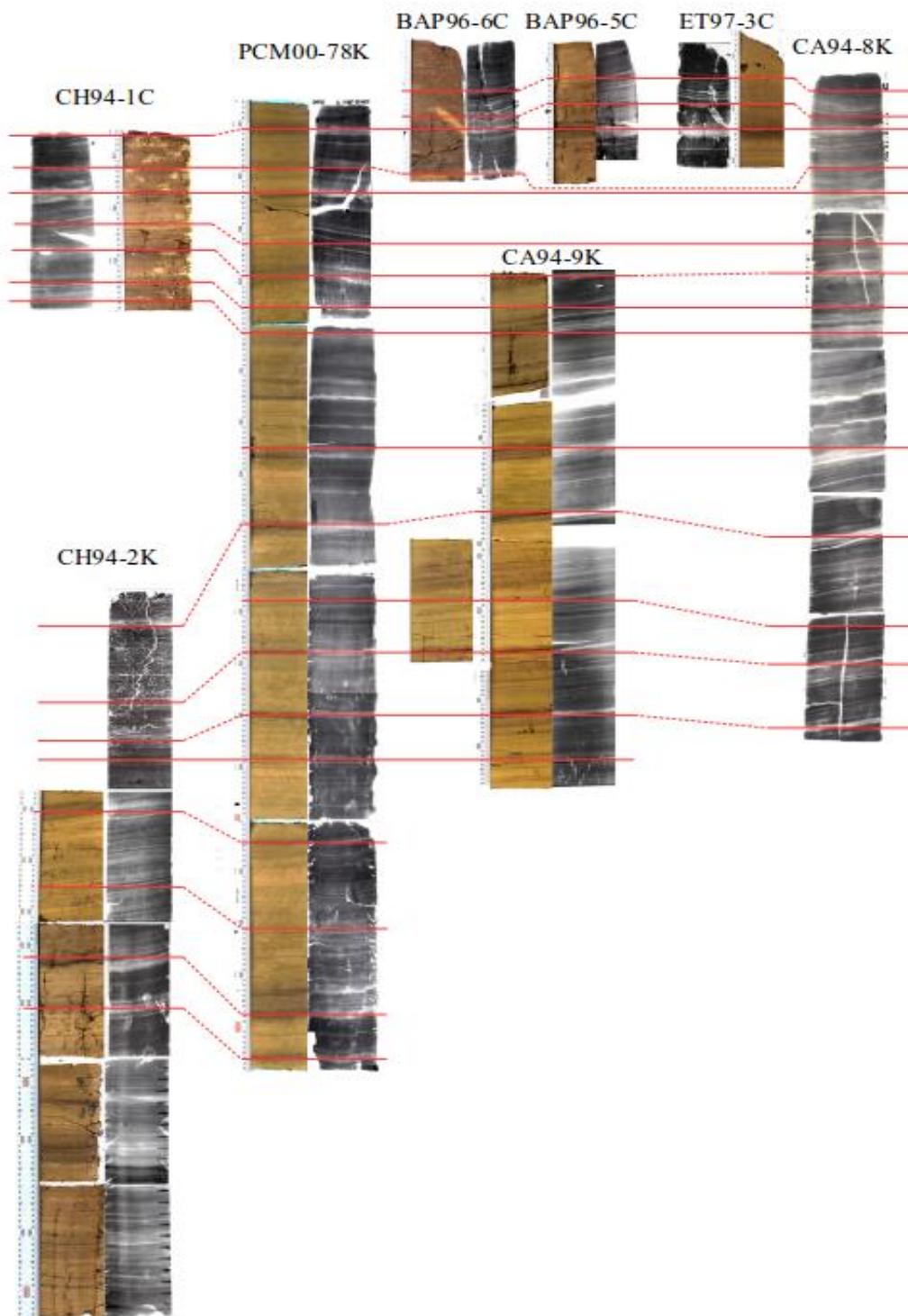
Se realizó el análisis singular espectral (SSA) a las series de tiempo normalizadas (*Z-Score*) obtenidas en este estudio y en algunas series provenientes de otros archivos geológicos con la finalidad de compararlos en frecuencias similares. Esto permite identificar forzamientos similares en sitios dispares o debido a procesos diferentes. El ancho de ventana del SSA estuvo limitado entre  $N/3$  y  $N/5$  (siendo  $N$  el número de muestras) siguiendo la recomendación de otros autores (Biondi et al., 1997). De forma excepcional se utilizó un filtro de Lanczos para aislar la más baja frecuencia del registro de carbonato ya que, debido a su baja variabilidad, el SSA no llegaba a extraerlo. Adicionalmente, cuando las series de tiempo completas presentaban una clara similitud, únicamente se realizaba un filtro pasa bajas con el promedio corrido. Para analizar la relación entre series de tiempo se realizaron correlaciones lineales, y análisis de coherencia y fase. La significancia de la coherencia se realizó mediante un remuestreo de bootstrap con 100 repeticiones y se consideró un nivel de confianza de 0.95 para comparar los registros de cuenca San Lázaro. El nivel de confianza se bajó a 0.8 cuando se comparaba uno de nuestros registros con otros paleoregistros, debido a las incertidumbres que generan las diferentes cronologías. Por último, para evaluar la significancia de las diferentes frecuencias a lo largo del tiempo se realizó análisis de ondícula (wavelet). La variabilidad de las diferentes frecuencias en ocasiones fue extraída mediante el cálculo de la varianza corrida.

### 3.4. Modelo de edad

La cronoestratigrafía del núcleo de caja BAP96-6C fue establecida por Esparza et al. (2007) mediante el uso de dos radioisótopos, el exceso de  $^{210}\text{Pb}$  y el pico de  $^{137}\text{Cs}$ , para establecer la fecha de finales de la década de 1950 asociada a las pruebas de bombas nucleares. La cronoestratigrafía de los núcleos Kasten (CA94-9K y CH94-2K) fue establecida con dataciones de espectrometría de masas por acelerador AMS $^{14}\text{C}$  en conchas de foraminíferos planctónicos usando una edad de reservorio de 650+50 años para su conversión de años radiocarbono a años calendario. El valor de la edad de reservorio está basado en las mediciones oceánicas más próximas (Berger et al. 1966), de acuerdo a la herramienta de corrección de edad de reservorio proporcionada por el software CALIB (<http://calib.qub.ac.uk/marine/>). La conversión de años  $^{14}\text{C}$  a años calendario, fue realizada sobre el compuesto de los Kasten con la ayuda del programa Calib 6.0 (Tabla 3). El resto de los núcleos fueron correlacionados con los núcleos datados con la ayuda de las laminaciones de rayos-X. Los núcleos de caja presentan tasas de sedimentación mayores que los Kasten debido principalmente a la disminución del contenido en agua en profundidad, como resultado del peso de los sedimentos que se van acumulando lo que a su vez aumenta la compactación de los mismos. Debido a esto, para la construcción del marco cronológico de los Kasten con los de núcleos de caja, se consideró un ajuste poligonal en las edades del Kasten. La longitud total del compuesto fue de 2.42 m con la edad más antigua aproximada de 2254 años antes del presente.

**Tabla 3.** Cronología. Se muestran las láminas de las que se tomaron las muestras de foraminíferos planctónicos en sus núcleos originales y la profundidad correspondiente en el compuesto, así como los años radiocarbono y la edad en el calendario Gregoriano.

Núcleo, sección y láminas	Profundidad Compuesto (mm)	Rango Profundidad (mm)	Años Radiocarbono	Año (CE)	Rango años (CE)
CA94-9K-II-8a(7-16)	469	19	845	1685	258
CA94-9K-II-8a(95-102)	665	19	1100	1505	250
CA94-9K-II-8b(146-153)	792	13	1220	1385	150
CA94-9K-II-8b(191-196)	880	13	1440	1250	300
CA94-9K-III-8a(11-18)	994	16	1340	1290	300
CA94-9K-III-8a(73-79)	1140	17	1620	1035	250
CA94-9K-III-8b(125-143)	1266	44	1710	930	320
CA94-9K-III-8b(180-186)	1399	13	1860	790	220
CH94-2K-IV-2(20-35)	1488	18	2070	565	257
CH94-2K-IV-2 (420-427)	1922	8	2410	181	267
CH94-2K-V-4(85-88)	2077	2	2535	133	346
CH94-2K-V-4(378-384)	2375	9	2840	-318	363



**Figura 8.** Correlación cronoestratigráfica entre los diferentes núcleos. En color, imagen óptica. En blanco y negro son digitalización de las placas de Rayos-X. Líneas rojas, puntos de anclaje entre los núcleos.

## Capítulo 4.- Resultados

---

### 4.1. Construcción del compuesto.

Durante la construcción del compuesto se observaron algunas diferencias entre núcleos. Así, el núcleo CH94-2K y la caja CH94-1C, presentaron una tasa de sedimentación más alta. Al compararlo con el PCM00-78K, el cual es usado como referencia en la correlación por ser el de mayor continuidad en profundidad. Se observa en general un acortamiento de un 17% del CH94-2K con respecto a el PCM00-78K para la mayor parte de las secciones (Fig. 8). El caso de la sección III del CH94-2K es un tanto especial, ya que para esta sección se observó hasta un 40% de acortamiento con respecto al PCM00-78K debido a procesos de formación de metano en esta sección y la práctica ausencia de agua intersticial. Además se observó la presencia de clatratos de metano visibles durante la recuperación del núcleo sobre el barco (Juan Carlos Herguera, comentario personal). Para la parte más superficial del compuesto, se consideró la utilización del núcleo BAP96-6C al ser este el núcleo más profusamente analizado y mejor datado. En este núcleo, al igual que el CA94-8K, no se observa un deslizamiento que sí parece evidente en los otros (BAP96-5C y ET97-3C – Fig. 8), lo que nos da una mayor seguridad en su datación, y una mejor resolución de sus análisis. Por todo ello se alinearon los núcleos BAP96-6C, PCM00-78K y CH94-2K en este orden para asignar la profundidad final del núcleo compuesto. En todos los casos se utilizó la profundidad medida por el XRF por ser la de mayor precisión.

Para la construcción del registro de carbonato se consideraron las secciones con la mayor resolución de muestreo. En el caso de las series de tiempo construidas a partir de los valores obtenidos con el análisis de XRF, se utilizó el núcleo de caja BAP96-5C, ya que el BAP96-6C presenta anomalías probablemente relacionadas con la conservación del archivo (sección 4.1.3). Para disminuir los saltos producidos por el cambio de emisor en el analizador XRF se utilizó todo el núcleo PCM00-78K como referencia ya que es el que mayor continuidad tiene en profundidad y que abarca aproximadamente los últimos 1700 años (1.7 ka). Los valores del XRF se normalizaron para cada núcleo. Posteriormente se ajustaron los promedios del BAP96-5C en la parte más superficial y del CH94-2K en la parte profunda a los valores del PCM00-78K. Se utilizó de forma excepcional los valores del CA94-9K para rellenar los huecos entre secciones del PCM00-78K. Para finalizar se volvió a normalizar el compuesto (ver ejemplo con Br/Si en Fig. 9).

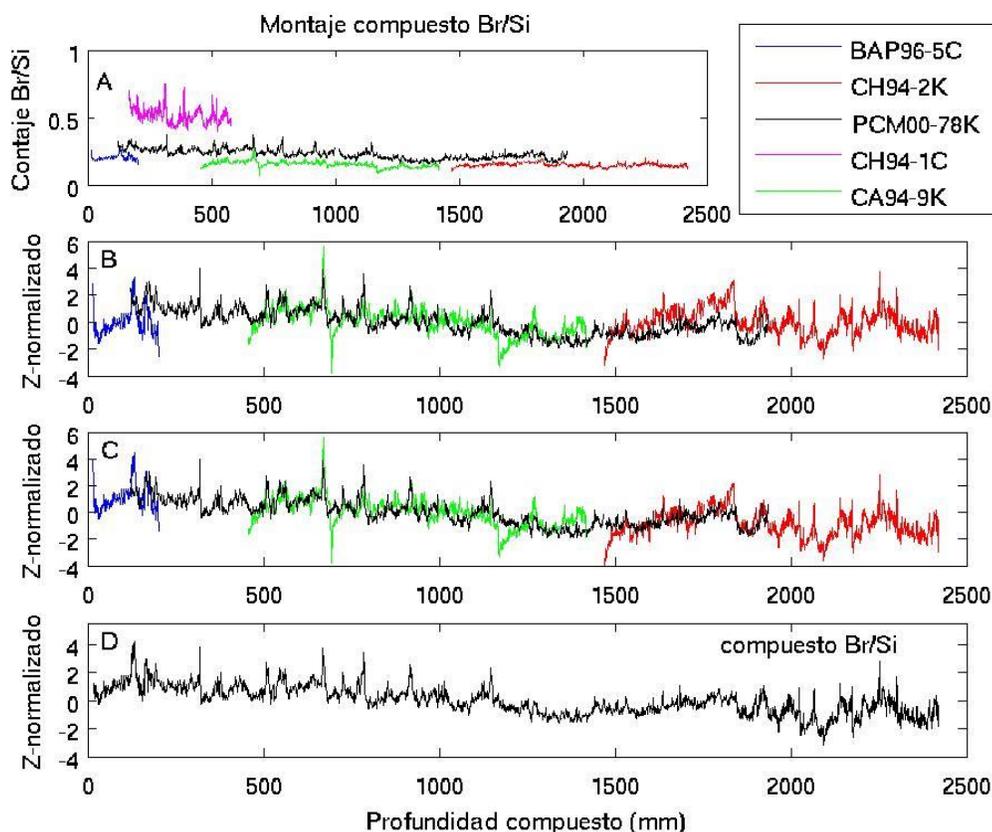
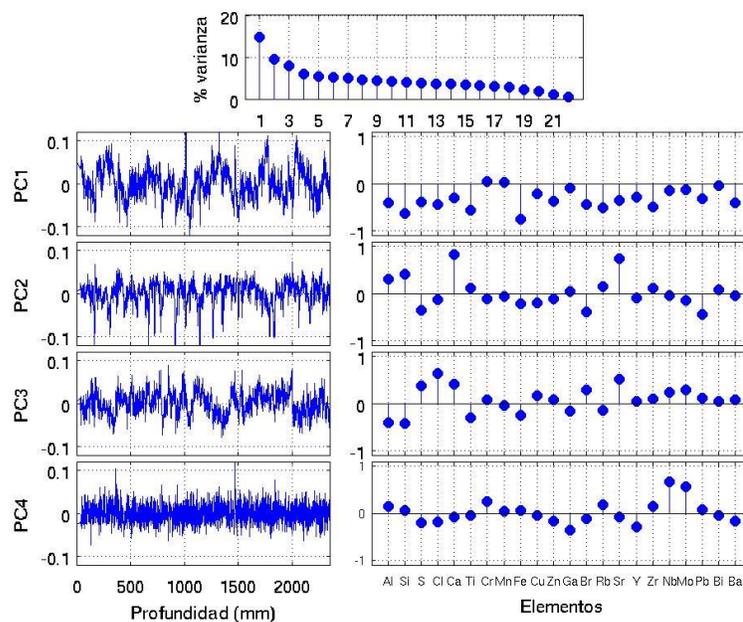


Figura 9. Ejemplo de montaje del compuesto, con el Br/Si, a partir de los contajes del XRF de cada núcleo.

## 4.2. Agrupación de elementos del XRF

Los análisis de componentes principales y de descomposición de valores singulares (SVD) muestran una clara separación de los elementos Ca y Sr del resto, tanto al analizar los núcleos por separado como el compuesto completo (Fig 10). Ca y Sr están correlacionados con el segundo componente principal, el cual explica el 10% de la varianza. El primer componente principal (15% de la varianza) parece relacionado con los elementos de origen litogénico como el Si, Fe y Ti, aunque la presencia de correlaciones significativas con otros elementos no permite afirmarlo de forma concluyente. En cualquier caso se incluye el análisis de este PC1 en los resultados generales a modo informativo y para desechar la posible interferencia de litogénicos en los proxis discutidos a lo largo de la tesis.

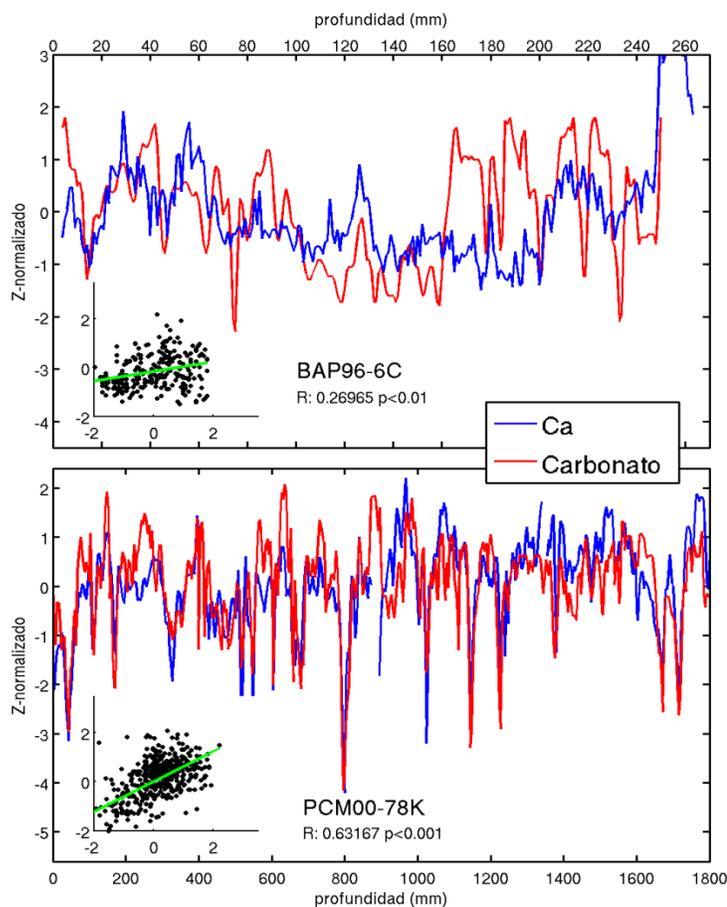


**Figura 10.** Análisis de descomposición de valores singulares. Arriba, porcentaje de variabilidad explicada por cada componente principal. Izquierda, series de los cuatro primeros componentes principales en profundidad. Derecha, correlación de los diferentes elementos respecto de los cuatro componentes principales.

### 4.3. Relación de la composición elemental con variables geoquímicas.

#### 4.3.1. Ca como proxy de carbonato

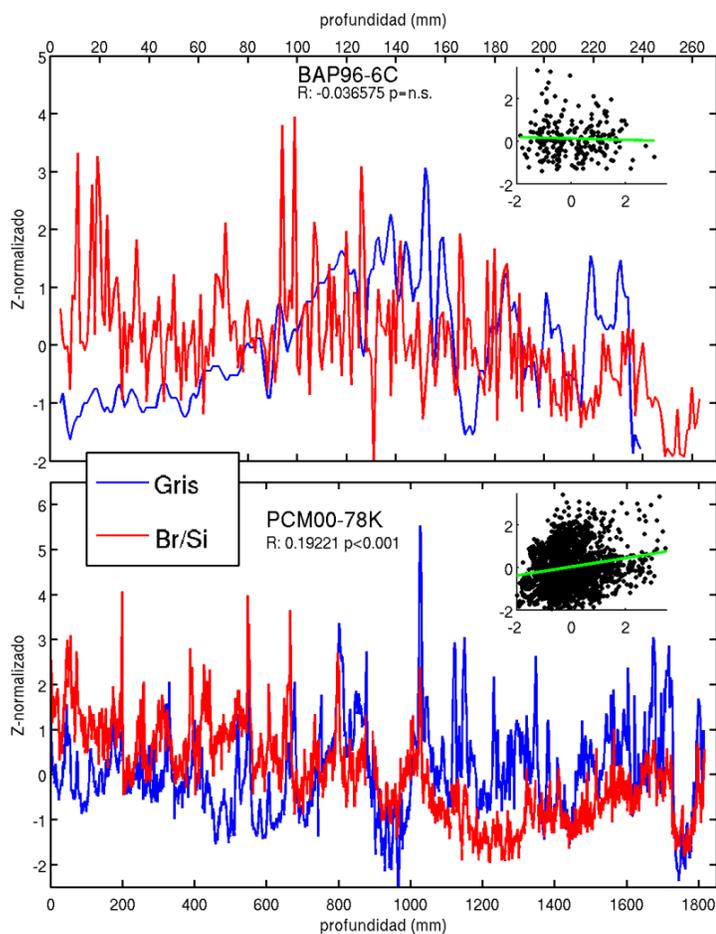
Existe una correlación significativa entre el conteo del elemento Ca mediante XRF y el porcentaje de carbonato para todos los núcleos que presentan ambos análisis. En todos los núcleos el coeficiente de correlación es mayor de 0.5 (ejemplo con PCM0078K – Fig. 11), excepto en el núcleo BAP96-6C que es  $R=0.28$ , aunque igualmente significativo (Fig. 11). A la vista de estos resultados, podemos afirmar que el conteo de Ca con XRF es una manera rápida y segura de estimar la concentración de carbonato en los sedimentos de cuenca San Lázaro.



**Figura 11.** Análisis de correlación entre el carbonato y los contajes de Ca con XRF, ambos normalizados, para los núcleos BAP96-6C y PCM00-78K

#### 4.3.2. Br/Si como proxy de materia orgánica

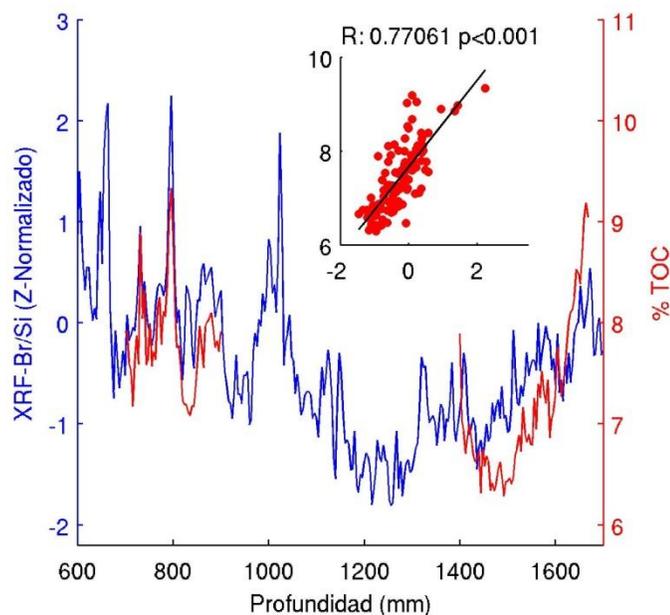
El uso del Br como proxy de materia orgánica se ha descrito en varios artículos, ya sean datos absolutos (Ziegler et al., 2008) o corregidos con terrígenos (i.e. Agnihotri et al., 2008). Esta relación es debida a que la única asociación en fase no acuosa del Br en sedimentos marinos es con la materia orgánica (Harvey, 1980), aunque una mayor cantidad de agua (y de iones Br) en los sedimentos menos porosos (con mayor materia orgánica) podría estar influyendo en esta relación.



**Figura 12.** Análisis de correlación entre la Escala Grises y los contajes de Br/Si con XRF, ambos normalizados, para los núcleos BAP96-6C y PCM00-78K

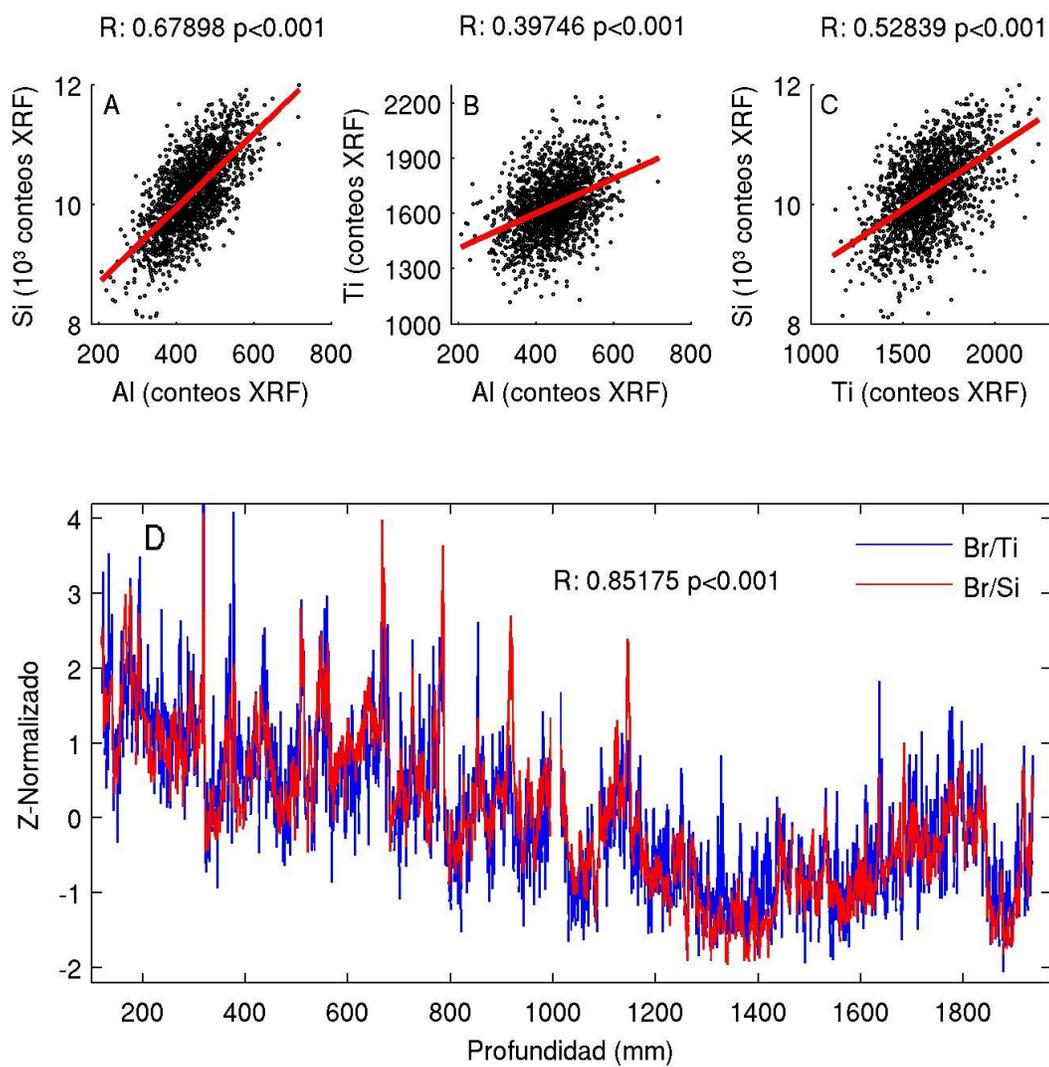
En el presente estudio, la comparación entre la imagen óptica y la radiografía de los diferentes núcleos utilizados muestran claramente la disminución de la densidad (zonas blancas en la radiografía) en sedimentos con alto contenido de materia orgánica (zonas más oscuras en la imagen óptica – Fig. 8), lo que ejemplifica la relación entre la densidad y la Escala Grises con el contenido en materia orgánica. Igualmente se observa en las diferentes secciones de los núcleos una correlación positiva entre la Escala Grises y el contenido de Br corregido con terrígenos (Br/Al, Br/Si, Br/Ti – Fig. 12 con el Br/Si). Únicamente el núcleo BAP96-6C no presenta correlación significativa entre Br/Si y la Escala grises (Fig. 12). Se decidió utilizar el Br/Si como proxy del TOC en base a su correlación en diversas secciones del núcleo PCM00-78K ( $R=0.77$ ,  $p<0.001$  - Fig. 13) y debido a los valores relativamente más elevados del Si y a su menor índice ruido-sígnal respecto del Ti y el Al (Fig. 14). Esta correlación entre Br/Si y TOC para Cuenca San Lázaro, coincide con lo observado por otros autores en otras cuencas sedimentarias. En base

a esto se estimó el contenido en materia orgánica, y denominamos Corg-Br a la serie resultante del ajuste lineal del Br/Si con el TOC, aunque hay que considerar los valores de porcentaje de Corg-Br con cautela ya que el PCM00-78K no presenta los valores más altos y más bajos del compuesto Br/Si.



**Figura 13.** Correlación entre Br/Si y el porcentaje de TOC en dos secciones del núcleo PCM00-78K en profundidad.

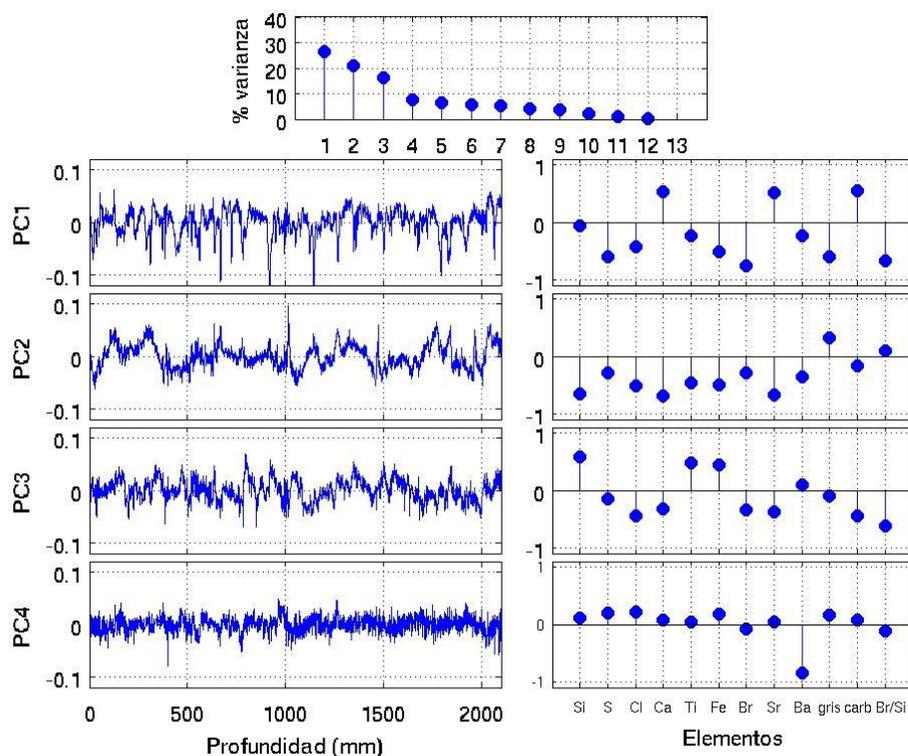
La anomalía del BAP96-6C en la relación entre Br/Si con la Escala Grises y la peor correlación entre Ca y carbonato en este núcleo (ver sección 4.3.1 y Fig. 4.4, 4.6) sugieren que las mediciones de XRF en BAP96-6C no son confiables. De hecho, el contenido de TOC del BAP96-6C está positiva y significativamente correlacionado con la relación Br/Si del núcleo BAP96-5C y la Escala grises de ambos núcleos.



**Figura 14.** A, B, C, correlaciones entre elementos de probable origen litogénico Si, Al y Ti. D, relación entre Br/Ti y Br/Si.

#### 4.3.3. Relaciones con otros elementos

Cuando realizamos el análisis de componentes principales, pero considerando una matriz con los elementos más abundantes del XRF más las otras variables medidas, carbonato, Corg-Br y Escala grises, puede observarse como el carbonato se posiciona en el eje del PC1, junto con el Ca y el Sr, mientras que la Escala Grises y el Corg-Br presenta correlación negativa con este mismo componente (Fig 15).

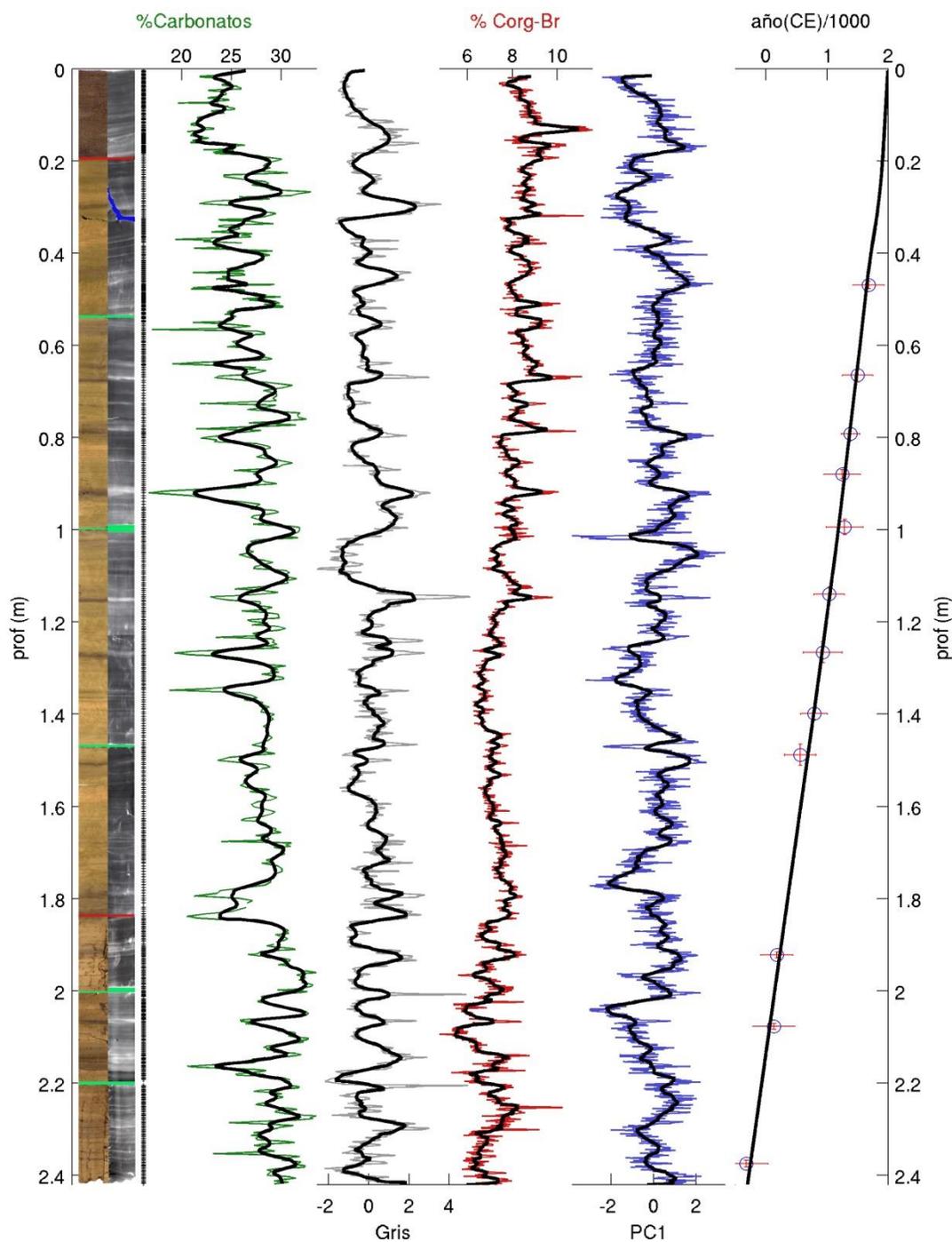


**Figura 15.** Análisis de descomposición de valores singulares de los elementos más abundantes y los proxies considerados. Arriba, porcentaje de variabilidad explicada por cada componente principal. Izquierda, series de los cuatro primeros componentes principales en profundidad. Derecha, correlación de los diferentes elementos y proxies respecto de los cuatro componentes principales

#### 4.4. Compuesto final y características generales de los proxies considerados.

En base a estos resultados, la comparación con otros registros se va a centrar en el porcentaje de carbonato y el porcentaje de Corg-Br. También se presentan de manera informativa el compuesto resultante para la Escala Grises, como proxy de densidad, y el PC1, como posible proxy del componente litogénico (Fig. 16).

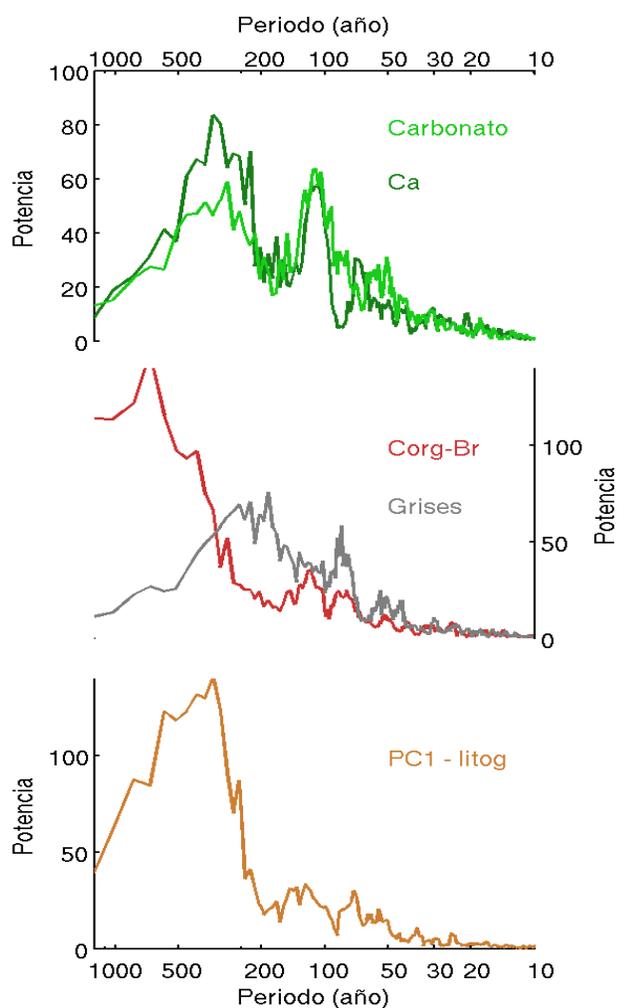
El promedio del contenido de carbonato en los sedimentos de San Lázaro es 27.7% y varía entre el 17 y el 33.5% (Fig. 16). Se observan mínimos muy marcados en periodos que corresponden con laminaciones claras en la imagen de rayos-X y oscuras en la imagen óptica, las cuales corresponden con mayores concentraciones relativas de carbono orgánico y probablemente relacionadas con una mayor productividad del ecosistema.



**Figura 16.** Reconstrucción final de los diferentes proxys en profundidad. De izquierda a derecha; imagen óptica y digitalización Rayos-X. Las líneas rojas indican cambio de núcleo y las verdes cambio de sección. Se rellenó de azul partes rotas. Resolución de las muestras de carbonato. Porcentaje de carbonato en verde. Escala de grises en gris punteado. Porcentaje de Corg-Br en rojo. Primer componente principal en azul. En todos ellos se superpone un suavizado de diez puntos en negro. Relación entre edad y profundidad sobre las dataciones en foraminíferos planctónicos con su error de edad.

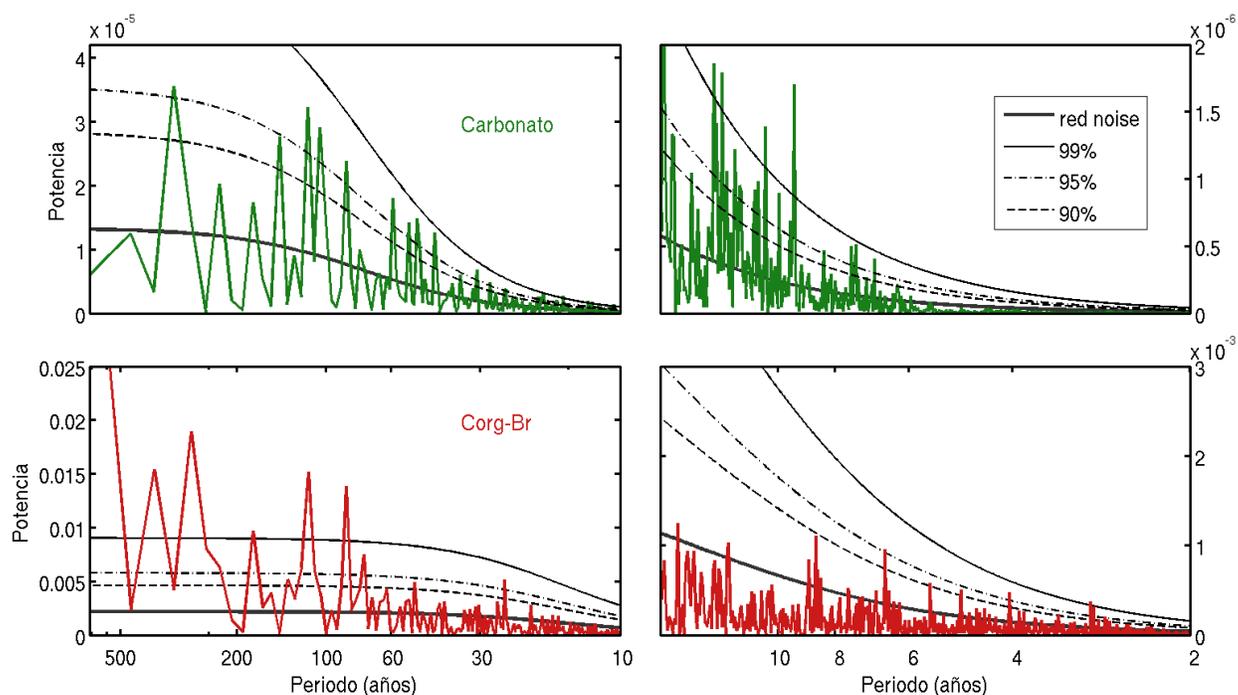
El contenido de Corg-Br en los sedimentos tiene un promedio de 7.66 % con un rango entre 4.73 % y 11.55 % (Fig. 16). La tendencia observada en el registro de Corg-Br se interpreta como un incremento en la productividad del ecosistema hacia el presente, tendencia que es opuesta a la observada en la serie de tiempo del carbonato. Sin embargo, no podemos descartar la posibilidad de un sesgo en la tendencia general debido a la progresiva degradación bacteriana de la materia orgánica en profundidad en los sedimentos.

#### 4.5. Análisis espectral de los proxys seleccionados



**Figura 17.** Análisis espectral con multitaper de los diferentes proxys considerados.

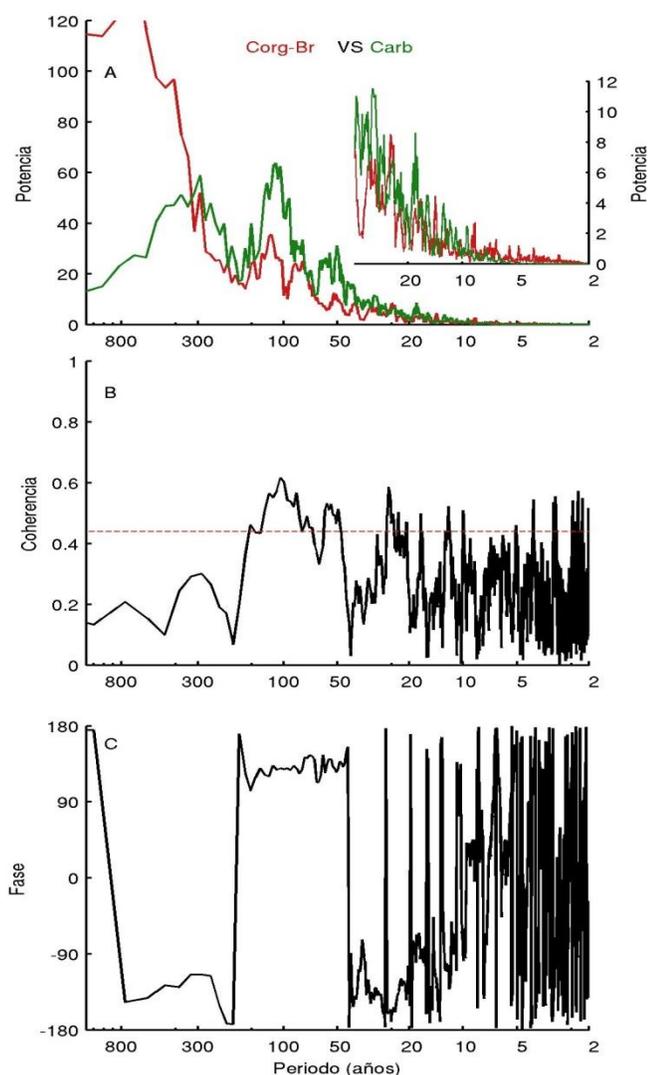
El análisis espectral confirma las similitudes del registro del contenido en carbonato con la abundancia de Ca en los núcleos obtenido a partir de análisis XRF (Fig. 17). Algo similar sería esperable entre el Corg-Br y la Escala grises, sin embargo la normalización de las secciones en la Escala grises produce una alteración de su espectro, en las más bajas frecuencias y es sólo en escalas decadales donde se observan los parecidos entre los espectros de ambos registros (Fig.17). Por último, el espectro del PC1 no presenta similitudes con el resto de registros (Fig. 17), lo que apoya la tesis de un origen diferente y posiblemente relacionado con el componente terrígeno.



**Figura 18.** Análisis espectral con la Transformada Rápida de Fourier para el carbonato y el Corg-Br. Se indican los periodos significativos a diferentes niveles de confianza al comparar con un ruido rojo.

La relación aparentemente opuesta observada en la descomposición de valores singulares de las concentraciones de carbonato y el Corg-Br (Fig. 15) debería de observarse en una distribución espectral similar de las periodicidades significativas (Fig. 18) o de sus series de tiempo (Fig. 16). Aunque presentan periodos significativos comunes en escalas multidecadales y centenales, también presentan claras diferencias (Fig. 18). El carbonato presenta una mayor energía en periodicidades decadales e interdecadales (330; 115-100; 95; 85; 59; 49-52; 42; 31; 28; 25; 18-19; 16 y varios picos entre 13 y 6.8), mientras que la energía del Corg-Br es mayor en escalas centenarias (>470; 340-440; 230-330; 170-180;

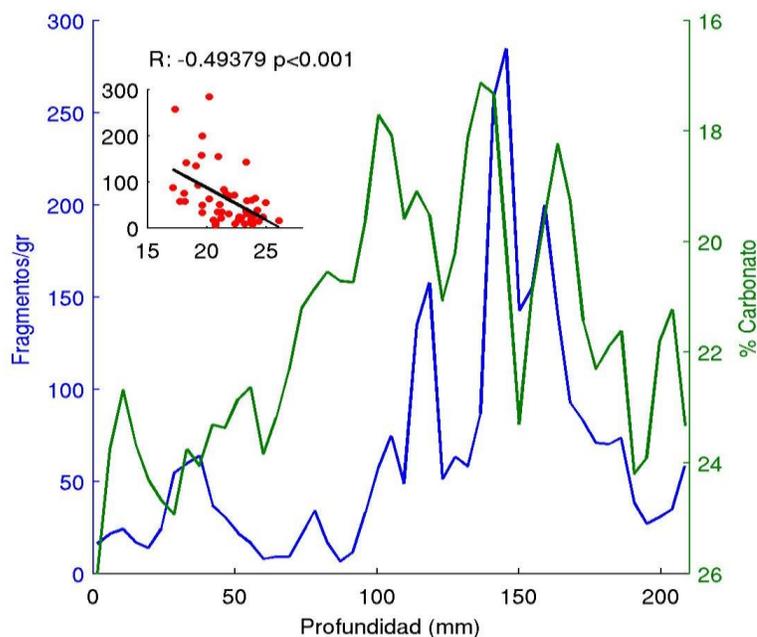
110-120; 83-87; 73-75) e interanuales (6.6; 4; 2.9). La ausencia de periodicidades significativas en la banda interanual de la concentración de carbonato no es producto de la menor resolución de muestreo, ya que el análisis del elemento Ca con mayor resolución de muestreo desprende resultados similares. El análisis de coherencia muestra que la relación entre el carbonato y el Corg-Br cambia dependiendo de las escalas de tiempo y la ausencia de coherencia en las bajas frecuencias coincide con variaciones en la fase (Fig. 19). Aparentemente sólo para periodos menores a los 200 años observamos una clara relación entre ambos registros con una fase próxima a los  $180^\circ$ , es decir opuestas en el signo, que coincide con lo observado en la descomposición de valores singulares (Fig. 15).



**Figura 19.** Análisis de coherencia y fase entre carbonato y Corg-Br. A) comparación de ambos espectros multitaper. B) coherencia entre espectros, la línea roja punteada indica un 95% de confianza. C) diferencia de fase entre los dos registros.

## 4.6. Disolución del carbonato

Los registros de carbonato en sedimentos marinos son el resultado del carbonato exportado desde la superficie y su transferencia al registro sedimentario. También influyen los procesos de disolución en columna de agua y en los sedimentos debido a las altas presiones parciales del  $\text{CO}_2$  que se generan como consecuencia de la oxidación de la materia orgánica. Para evaluar el efecto que tienen los procesos de disolución se ha utilizado entre otros el índice de fragmentación de los foraminíferos plantónicos. En San Lázaro, la fragmentación parece estar relacionada con la producción de carbonato, ya que se observa una relación inversa entre el número de fragmentos de foraminíferos por gramo y el porcentaje de carbonato ( $R=-0.33$ ,  $p<0.01$ ). Esta correlación es mayor cuando los dos registros son suavizados mediante un promedio corrido (e.g. con suavizado de 5 puntos,  $R=-0.49$ ,  $p<0.001$  – Fig. 20). Probablemente, la ausencia de periodicidades significativas en la banda interanual del registro del carbonato esté relacionado con estos procesos de disolución. Ésta habría eliminado la banda interanual y el “ruido” remanente dispersaría la correlación negativa. Pasados unos pocos años, la alta sedimentación actúa como un sello con las aguas del fondo de la cuenca, aumentando la alcalinidad en las aguas intersticiales, proceso que detiene la disolución, y que permite la conservación de la variabilidad del carbonato en escalas mayores a la interanual, lo que explicaría que estos procesos de disolución actúen como un filtro de alta frecuencia.



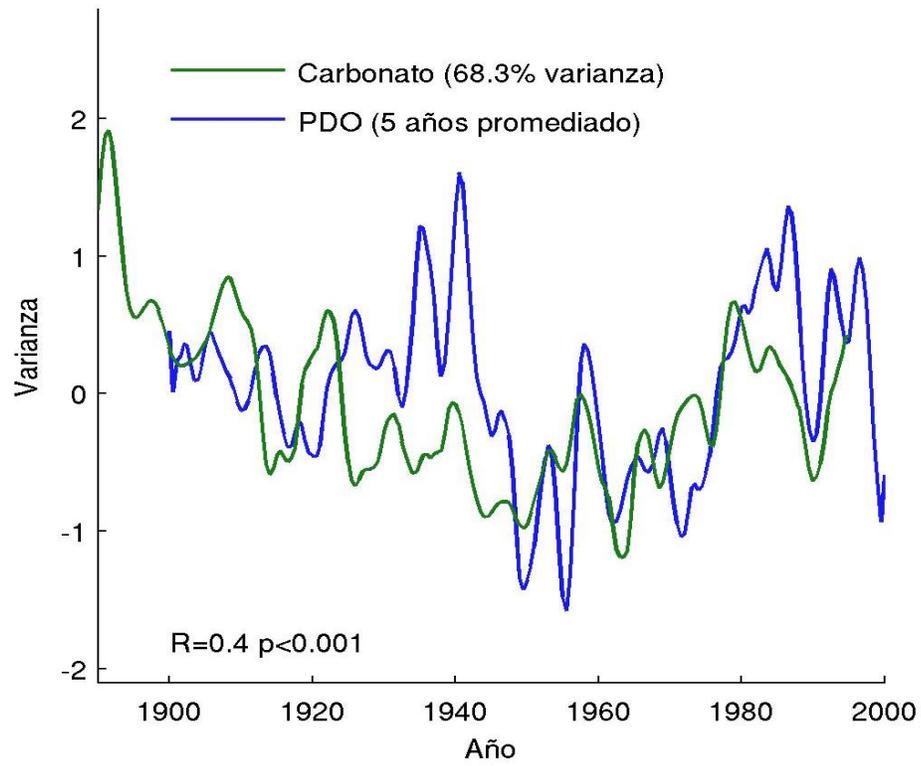
**Figura 20.** Relación entre porcentaje de carbonato y el número de fragmento de foraminíferos por gramo de sedimento. Ambos registros están suavizados 5 puntos. Inserto se muestra la correlación entre ambos registros.

Las observaciones muestran máximos de Corg-Br asociados con mínimos de carbonato y viceversa. La disolución es aparentemente baja a lo largo de nuestro registro, pero muestra algunas anomalías asociadas con máximos de Corg-Br que se resaltan con la baja concentración relativa de los carbonato. Estudios realizados con trampas de sedimento muestran que el porcentaje mínimo de carbonato encontrado en nuestros núcleos (~17%) es hasta tres veces mayor a lo observado en trampas de sedimento (~6%, Silverberg et al., 2004) lo que también sugiere una baja disolución. De hecho, el contenido en carbonato en los sedimentos de San Lázaro es debido principalmente a la presencia de cocolitofóridos, menos sensible a la disolución que los foraminíferos, los cuales representan siempre una pequeña fracción del carbonato total en la cuenca (Olivier, 1998; Silverberg et al., 2004).

#### 4.7. Validación del modelo

Observaciones (Cermeño et al., 2010) y modelos teóricos (Margalef, 1978) muestran la importancia de la estratificación de la columna de agua para explicar los cambios en la producción de cocolitofóridos y diatomeas. Estudios con trampas de sedimentos muestran una correlación directa entre la estratificación del agua y el contenido de cocolitofóridos, y consecuentemente en contenido de carbonato, en residuos fecales en la cuenca de San Lázaro (Silverberg et al., 2004) y otras cuencas cercanas (Ziveri y Thunell, 2000; De Bernardi et al., 2008). Diversos estudios han mostrado la importancia del signo del PDO y del ENSO para controlar la estratificación de la columna de agua en nuestra región de estudio. El registro filtrado del carbonato (68.3% varianza) en San Lázaro muestra una correlación positiva y significativa con el registro instrumental del PDO (Fig. 20). La mejor correlación ( $R=0.4$ ;  $p<0.001$ ) se obtiene cuando se consideran los modos 2, 6 y siguientes del SSA (similar a la banda de 100-130 años + pasa-altas de 32 años; el 68.3% de la varianza total).

Al considerar conjuntamente la relación entre las concentraciones de carbonato en SaLa con el PDO, las evidencias de mayor cantidad de cocolitofóridos en aguas estratificadas observado en trampas de sedimento, y la relación inversa observada entre carbonato y Corg-Br para la mayor parte de sus frecuencias, interpretamos que los registros de productividad presentados en este estudio están controlados fundamentalmente por las condiciones oceanográficas denominadas como El Niño y como La Niña (que incluyen variabilidad a diferentes escalas con patrón similar como El Niño y el PDO) en la región sur del Sistema de la Corriente de California.



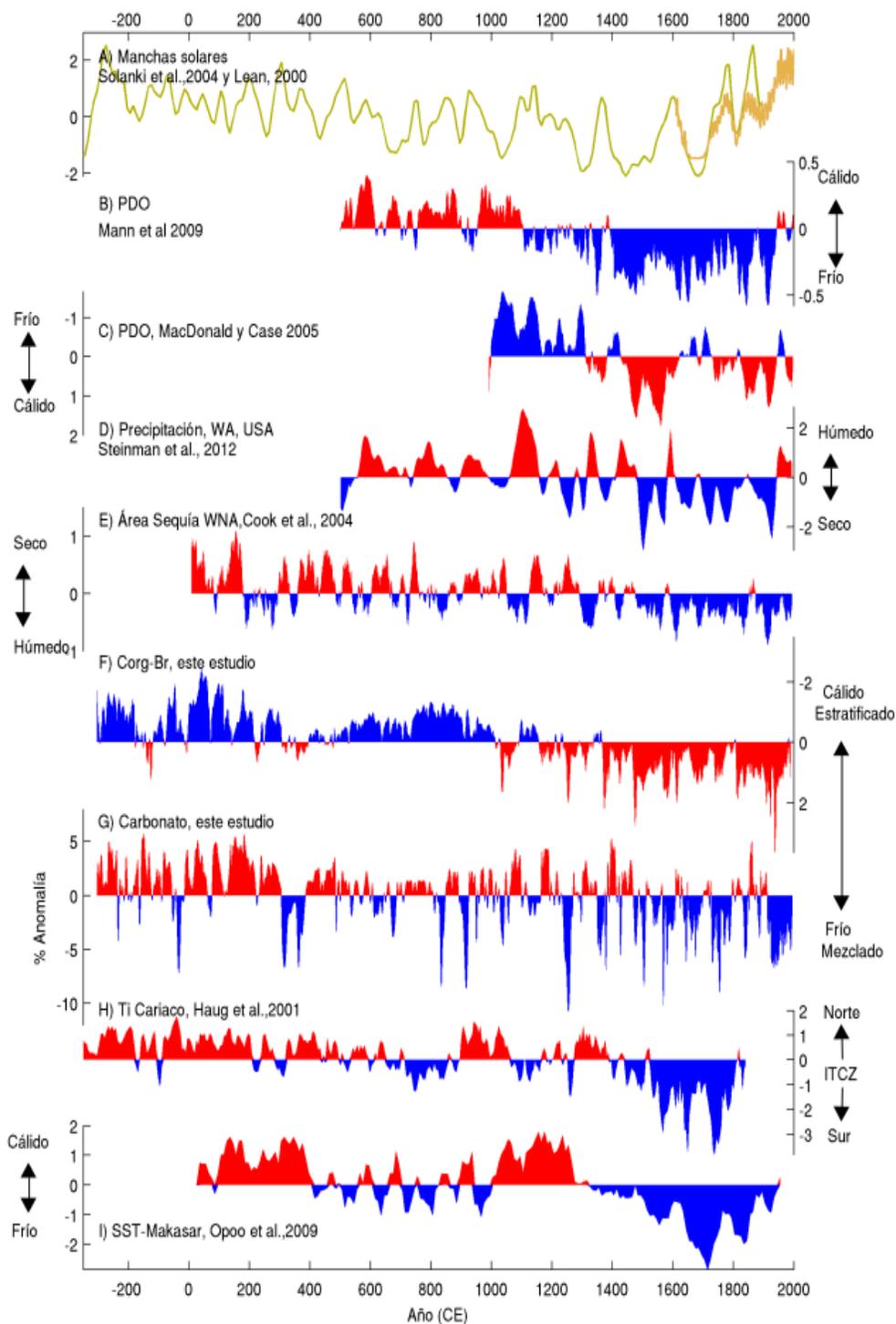
**Figura 21.** Relación entre serie filtrada de carbonato (68.3% de la varianza) y el registro instrumental de PDO.

## Capítulo 5. Influencia de la escala en la variabilidad de la productividad del carbono en el Sistema de la Corriente de California

---

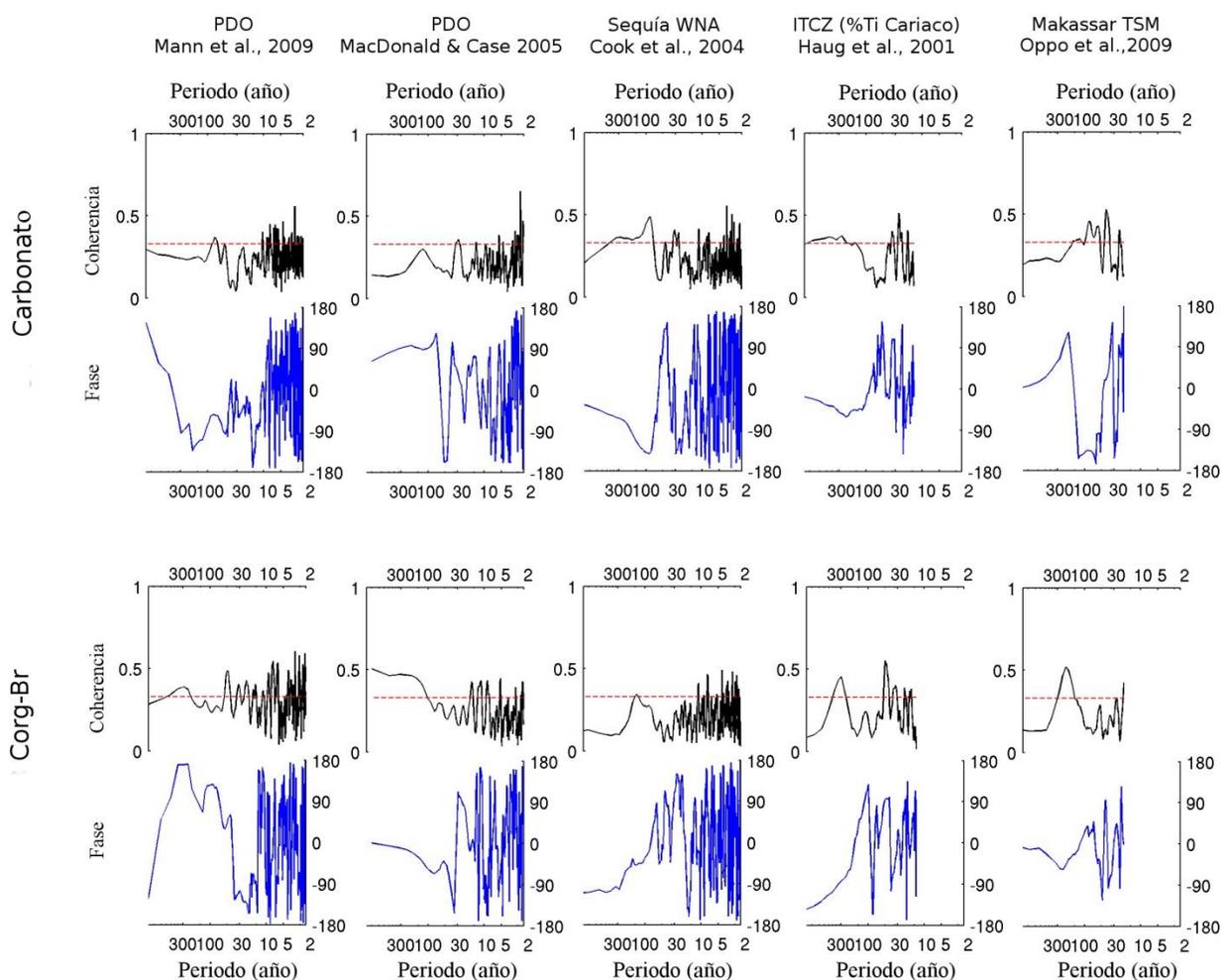
El clima del Pacífico Norte y el oeste de Norteamérica está claramente influenciado por el ENSO en la escala interanual y el PDO en la decadal. Las condiciones El Niño se han asociado con precipitaciones en el suroeste del continente de Norteamérica mientras que los eventos de La Niña con periodos de sequía para esta misma región. Estos eventos son observables también en el SCC. Así, durante eventos de El Niño se observa una mayor estratificación de sus aguas superficiales en la región sur del SCC, en contraste con los eventos de La Niña en los que se observa una mayor mezcla de las aguas superficiales y una extensión de la lengua de aguas árticas relativamente frías hacia el sur. Sin embargo estos efectos no están claros a escalas centenarias y milenarias. Las sequías históricas en el oeste de Norteamérica se han relacionado con mayores temperaturas y la persistencia de anticiclones, favoreciendo la desecación de los suelos y el desplazamiento de las tormentas hacia latitudes más altas (Woodhouse et al., 2010). La migración latitudinal de la ITCZ y de la Corriente del Chorro Polar (PJS) durante el MCA hacia el N se han asociado con una reducción en la precipitación en el oeste de Norteamérica (WNA), jugando un papel importante en las reservas de agua (Asmerom et al., 2010), así como con el incremento de precipitación en el noroeste de Norteamérica (NWA - Steinman et al., 2012). El mecanismo propuesto que ligaría la migración latitudinal de la ITCZ y la PJS hacia el N (S) con condiciones cálidas (frías) y secas (húmedas) en el SWNA sería análogo al observado durante la transición desde el último máximo glacial al Holoceno (Asmerom et al., 2007, 2010, 2013). Las relaciones encontradas entre los registros de SaLa con registros de precipitación de Norteamérica a diferentes escalas, así como con otros registros climáticos dan una nueva luz a la discusión sobre los mecanismos que actúan no sólo en el SCC, sino también en los periodos de sequía y lluvias de Norteamérica.

La comparación entre los registros de carbonato y Corg-Br de San Lázaro con otros proxies y forzamientos climáticos (Fig. 22) sugieren que el balance entre la intensidad del SCC y la invasión de aguas de origen tropical y subtropical en el Golfo de Ulloa están influenciados por diferentes forzamientos a diferentes escalas temporales. En el caso del Corg-Br, y considerando siempre series de tiempo a las que se ha sustraído la tendencia lineal milenial, está correlacionado con la precipitación de noroeste de Norteamérica ( $R=-0.25$ ,  $p<0.001$ ,  $n=298$  (Steinman et al., 2012)), las reconstrucciones de PDO realizadas por Mann (PDO-Mann;  $R= -0.16$   $p<0.001$ ,  $n=1485$  (Mann et al., 2009)), y por MacDonald y Case (PDO-M&C;  $R=0.13$ ,  $p<0.001$ ,  $n=997$  (MacDonald y Case, 2005)), y también con el registro de temperatura superficial del estrecho de Makassar (TSM-MS;  $R=0.18$ ,  $p<0.05$ ,  $n=194$  (Oppo et al., 2009)).



**Figura 22.** Series de tiempo de diferentes registros, de arriba abajo. Número de manchas solares según Solanki et al. (2004) y Lean (2000). Reconstrucción PDO (Mann et al., 2009). Reconstrucción PDO (McDonald y Case, 2005). Precipitación Lago Castor (Steinman et al., 2012). Área de sequía del oeste de Norteamérica (Cook et al., 2004). Corg-Br, este estudio. Carbonato, este estudio. Porcentaje de Titanio en Cariaco (Haug et al., 2001). TSM en estrecho de Makassar (Oppo et al., 2009). Todos los registros con valores normalizados, excepto el carbonato que es la anomalía.

En el caso del carbonato de SaLa, éste muestra similitudes con el registro de Titanio referente a la precipitación en la cuenca de Cariaco, la cual se es indicadora de la migración de la ITCZ ( $R=0.16$ ,  $p<0.01$ ,  $n=387$  (Haug et al., 2001)), y también con el área de sequía del oeste de Norteamérica (DAI-WNA suavizado 11 años;  $R=-0.11$ ,  $p<0.001$ ,  $n=1997$  (Cook et al., 2004)) (Fig. 22). El análisis de coherencia confirma en gran medida estos resultados (Fig. 23). En cualquier caso, el signo de estas correlaciones sería inesperado si la relación entre los registros de SaLa con los otros registros fuese exclusivamente originado por una variabilidad similar al ENSO. La diferente coherencia entre el registro de carbonato y el de Corg-Br (Fig. 19) nos sirve de guía para encontrar los diferentes forzamientos y la explicación de estas inesperadas relaciones con otros proxies.



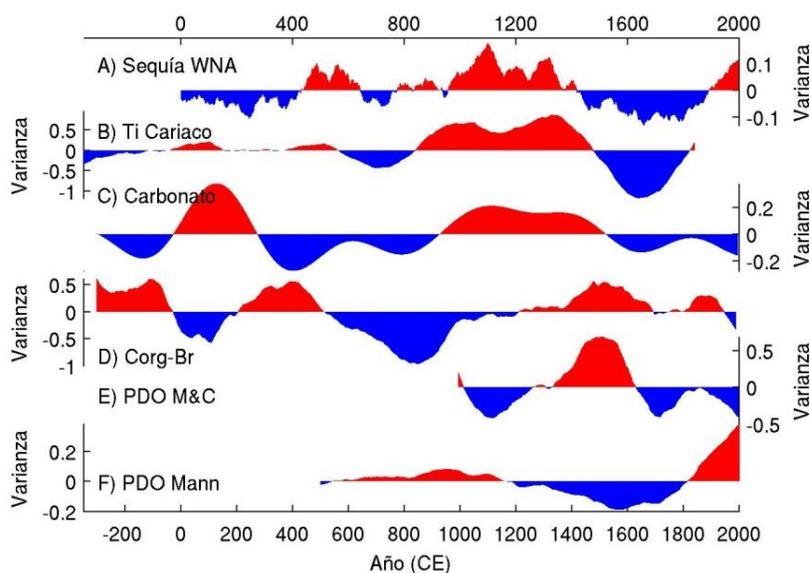
**Figura 23.** Análisis de coherencia y fase entre los registros de carbonato y Corg-Br en cuenca SaLa con: las reconstrucciones de PDO (Mann et al., 2009; McDonald y Case, 2005), sequía oeste de Norteamérica (Cook et al., 2004), porcentaje Ti de Cariaco (Haug et al., 2001) y TSM del estrecho de Makassar (Oppo et al., 2009).

## 5.1. La tendencia milenial y la variabilidad multicentenal

La tendencia general decreciente del carbonato durante los últimos dos mil años es similar a la observada en otras reconstrucciones (Fig. 22), como la temperatura superficial del estrecho de Makasar (TSM-MS - Oppo et al., 2009), el Área de sequía del oeste de Norteamérica (DAI-WNA - Cook et al., 2004) y la migración latitudinal de la Zona de Convergencia Inter Tropical (ITCZ - Haug et al., 2001), probablemente relacionado con el forzamiento de la precesión de los equinoccios que ha producido una disminución de la irradiación solar de verano en el Hemisferio norte. Esta reducción en la insolación está relacionada con una menor estratificación de la columna de agua en el SCC debido a cambios en la intensidad del viento y su estacionalidad. Estas observaciones sugieren una relación potencial entre la estratificación de esta Corriente de Frontera Oriental y la migración latitudinal de la ITCZ conectadas por el sistema de circulación de Hadley. En cualquier caso, vale la pena destacar cómo la mayoría de los registros presentan un cambio en la tendencia durante el último siglo, probablemente relacionados con la actividad solar (Fig. 22) y/o con la influencia antropogénica en el clima. Sin embargo, los registros de SaLa y el registro de sequía del WNA no presentan ese punto de quiebre hasta el final del siglo XX, lo que sugiere una respuesta desfasada de la corriente de frontera oriental del Pacífico Norte.

El primer modo de variabilidad del Corg-Br identificado por el SSA corresponde con su periodo mayor (similar a un pasa-bajas de 400 años), que a su vez muestra una baja coherencia con la serie de carbonato (Fig. 19). El análisis espectral indica que a esta frecuencia en la serie de carbonato presenta baja variabilidad y el SSA no extrae un modo específico, por lo que se utilizó un filtro pasa-bajas (Fig. 24). Esta serie filtrada del carbonato parece alinearse con la migración latitudinal de la ITCZ (Haug et al., 2001) y con los cambios registrados por el DAI-WNA (Cook et al., 2004) (Fig. 24). Por otra parte, el Corg-Br está positivamente correlacionado con el PDO-M&C (MacDonald y Case, 2005) y de forma negativa con el PDO-Mann (Mann et al., 2009), lo que sugiere que al menos parte de la variabilidad del Corg-Br está controlado por el clima del Pacífico Norte. Las diferencias entre ambas reconstrucciones de PDO está probablemente relacionada con una influencia relativamente mayor de la temperatura del hemisferio norte en el caso de la reconstrucción de PDO-Mann (Mann et al., 2009) y de la precipitación en el PDO-M&C (MacDonald y Case, 2005). El PDO-Mann lidera la transición del periodo medieval, MCA, a la pequeña edad de hielo, LIA, alrededor del año 1200 CE, acompañado por una respuesta sincrónica en el Corg-Br y el PDO-M&C (Fig. 24). El carbonato de SaLa, el área de sequía del oeste de Norteamérica y la migración de la ITCZ muestran una transición retardada entre 1400 y 1500 CE, al igual que el mínimo de la LIA que parece se retrasa hasta un siglo con respecto de los registros del Pacífico Norte (Fig. 24). En

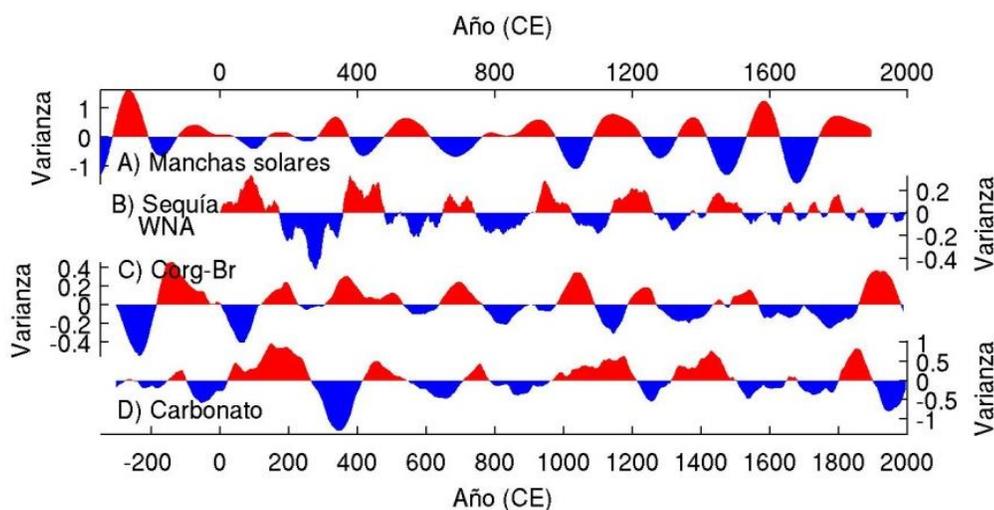
una compilación de estudios recientes también se observa un calentamiento temprano durante la MCA y enfriamiento en la LIA en el hemisferio norte, que posteriormente se transfiere a las bajas latitudes (PAGES 2k et al., 2013). También es interesante remarcar cómo en el periodo anterior al MCA (500 a 900 CE), se observa una coincidencia en la anomalía negativa del carbonato y Corg-Br, un periodo caracterizado por temperaturas más bajas en el hemisferio norte, especialmente en Europa pero también en Norteamérica (Trouet et al., 2013), y secas en Mesoamérica (Lachniet et al., 2012) que probablemente afectó a las civilizaciones mesoamericanas (Bhattacharya et al., 2015).



**Figura 24.** Modo de variabilidad multicentenal, de arriba a abajo, área de sequía oeste de Norteamérica (Cook et al., 2004). Porcentaje de Ti en Cariaco (Haug et al., 2001). Carbonato, este estudio. Corg-Br, este estudio. PDO (McDonald y Case, 2005). PDO (Mann et al., 2009). Todos han sido filtrados con SSA, excepto el carbonato que se realizó con un filtro de Lanczos.

La variabilidad en las periodicidades entre 200 y 400 años (primer modo de variabilidad del carbonato y segundo en Corg-Br), no muestra una clara coherencia entre ellos (Fig. 19) y tampoco muestran una clara relación con otros registros (Fig. 25). El Corg-Br muestra similitudes con el DAI-WNA, lo que sugiere una relación con el trópico probablemente ligadas con la variabilidad como El Niño. Sin embargo esta relación se desacopla durante el LIA, un periodo en el que se propone una mayor intensidad de los eventos de El Niño en el oeste de Norteamérica (e.g. Graham et al., 2007). Por otra parte, el registro de carbonato no muestran ninguna similitud con otros paleoregistros para esta escala de variabilidad. Estudios del Golfo de California relacionan la variabilidad en la paleoproduktividad del carbono orgánico

en esta banda espectral con la variabilidad solar (Douglas et al., 2007). Estos mismos autores atribuyen la variabilidad del carbonato a los procesos de disolución controlados por la variabilidad en la sedimentación del carbono orgánico, tanto en la cuenca Alfonso ( $\sim 350 \pm 40$  años – (Douglas et al., 2007)) como en cuenca La Paz ( $\sim 330$  años – (Bernal-Franco, 2001)). Aunque algunos autores han relacionado el aumento de la actividad solar con la intensificación de las células de Hadley (van Loon et al., 2007), la relación observada entre la variabilidad en las manchas solares y el registro de Corg-Br no es significativa (Fig. 25), y si la hubiese, es en el sentido contrario al propuesto por van Loon et al. (2007).



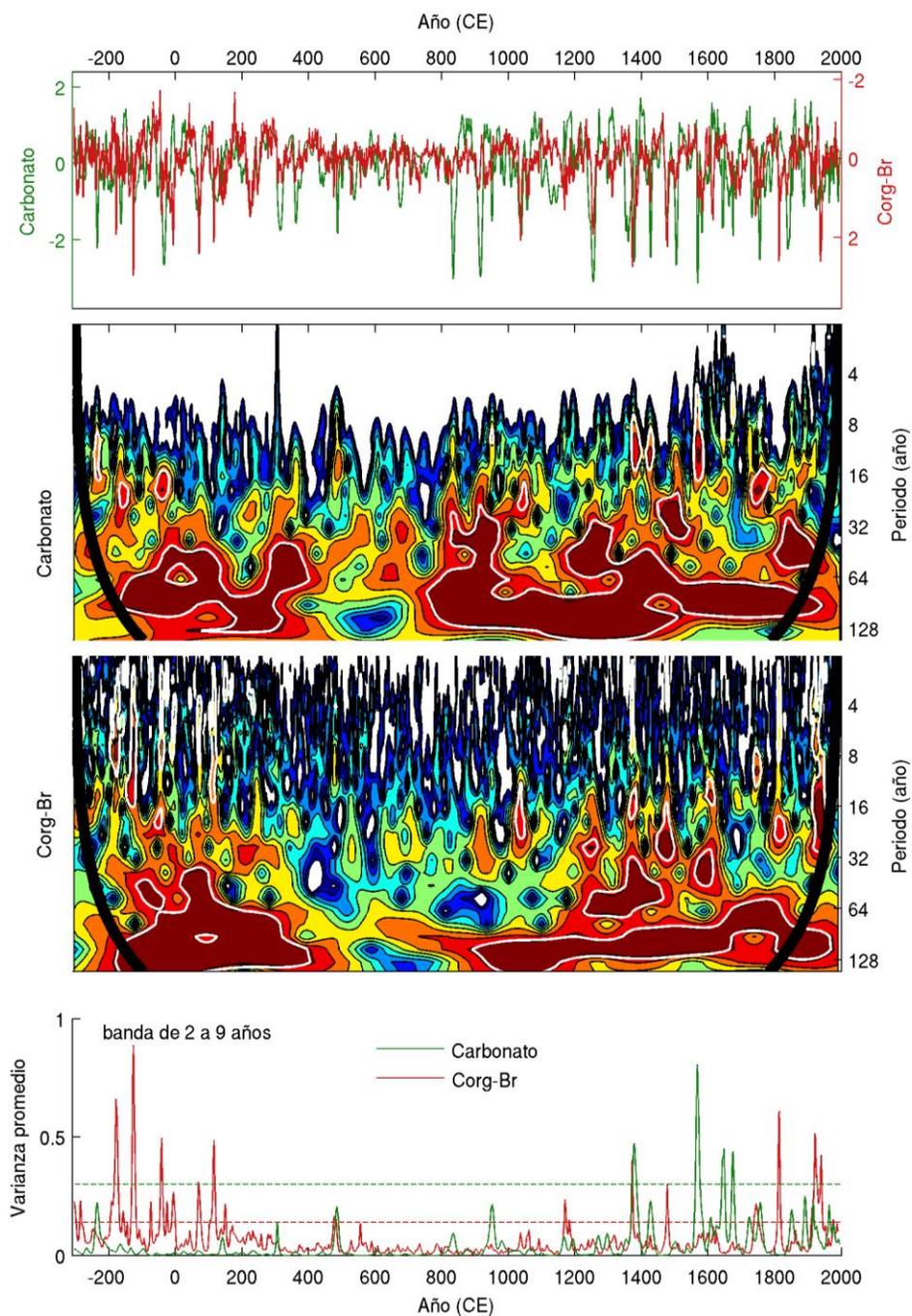
**Figura 25.** Modo de variabilidad correspondiente a la banda espectral entre 200 y 400 años de periodicidad. De arriba abajo: Manchas solares (Solanki et al., 2004). Área de sequía del oeste de Norteamérica (Cook et al., 2004). Corg-Br, este estudio. Carbonato, este estudio. Todas las series fueran extraídas con SSA.

## 5.2. De interanual a centenal

La correlación entre el carbonato y el Corg-Br de SaLa mejora claramente en la banda de variabilidad centenaria a interdecadal ( $R = -0.26$ ;  $p < 0.001$   $n = 2294$  – Fig. 26). En esta banda el ENSO y el PDO parecen ser los principales controles de la variabilidad (e.g. Mantua y Hare, 2002; Li et al., 2013), y la correlación y el análisis de coherencia-fase de los registros de SaLa con otros registros parece reforzar la idea de que su variabilidad está modulada por un patrón como el ENSO (e.g. sequía WNA;  $R = -0.2$ ,  $p < 0.001$  con el carbonato, y  $R = 0.11$ ,  $p < 0.001$  con Corg-Br). El análisis de ondícula (también conocido como wavelet) muestra grandes similitudes entre las series del carbonato y el Corg-Br en la banda centenaria. Esta

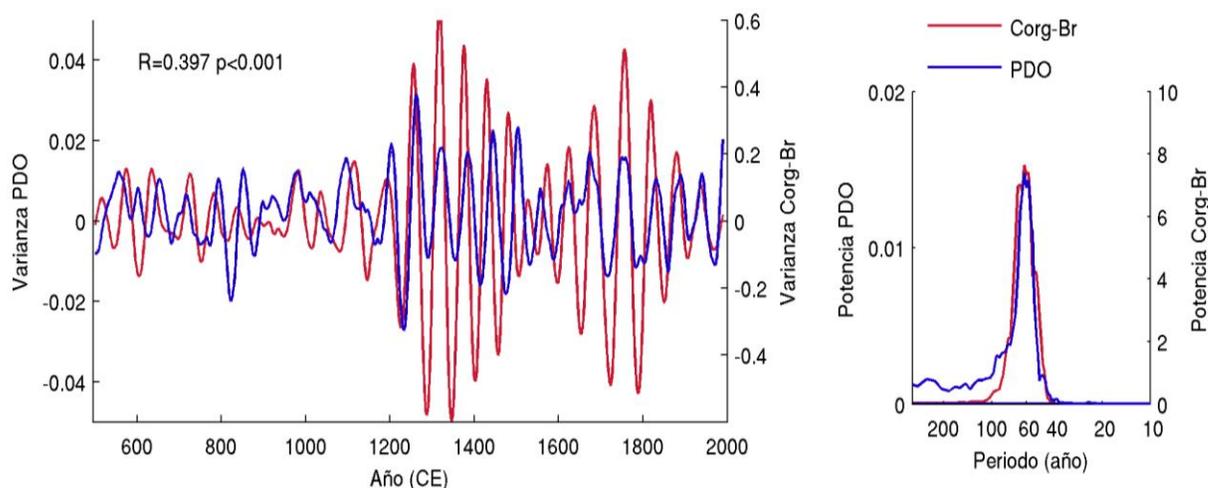
banda muestra consistentemente alta energía a lo largo de los dos milenios, con la excepción del periodo comprendido entre 400 y 800 CE, un periodo en el que todas las periodicidades más bajas también muestran una baja amplitud (Fig. 26). Entre 800 y 1000 CE, al inicio de la MCA, el carbonato muestra alta energía en escalas centenarias y multidecadales, en contraste con el Corg-Br que aparentemente está restringido a la banda centenaria. Durante la segunda parte del MCA (1050-1200 CE), cuando ambos registros de SaLa muestran una relación anómala en su fase, la energía está centrada para ambos en la banda centenaria. Entre 1200 y 1350 CE se observa un aumento de la variabilidad decadal en ambos registros similar a la transición al LIA. Estas condiciones cambiantes durante el MCA sugieren que este periodo presenta una elevada variabilidad, fenómeno también observado en la cuenca de Santa Bárbara (Fisler y Hendy, 2008; Barron et al., 2014; Heusser et al., 2015). Durante la transición del MCA al LIA, se observa una elevada variabilidad decadal a multidecadal en los registros de SaLa, pero entrando en el LIA la variabilidad interanual crece aparentemente a expensas de la decadal y multidecadal. Estas observaciones coinciden con numerosos registros que reportan un aumento de la variabilidad típica de El Niño (e.g. Graham et al., 2011; Kirby et al., 2014), y una variabilidad reducida del PDO (Gedalof et al., 2002; MacDonald y Case, 2005) durante la LIA.

Aunque este modo centenario con periodicidades entre 100 y 140 años será ampliamente revisado en el siguiente capítulo, vale la pena hacer un breve repaso de su presencia en registros de Norteamérica. En general el modo centenario puede observarse en diferentes tipos de paleoregistros, casi todos ellos relacionados con el régimen hídrico sobre el continente. En registros basados en anillos de árboles podemos observarlo desde la reconstrucción de PDO hecha por Biondi et al (2001) a partir de árboles del sur de California y norte de Baja California y el DAI-WNA (Cook et al., 2004). En sedimentos marinos, la cuenca de Santa Bárbara (SBB), en California, muestra eventos de descarga masiva de sedimentos de los ríos circundantes con una periodicidad similar, y en el Golfo de California la productividad marina también muestra un incremento de la variabilidad centenal durante el MCA (Barron y Bukry, 2007). Esta ciclicidad se observa también en espeleotemas de la sierra de Guadalupe en Nuevo México que lo explican como un PDO de baja frecuencia (Rasmussen et al., 2006). En regiones tropicales también aparecen registros con variabilidad en la banda de 100-130 años (Oppo et al., 2009; Metcalfe et al., 2010; Bird et al., 2011), pero en base a los análisis espectrales, en Norteamérica la energía es mayor, lo que sugiere bien un origen del Pacífico Norte o una amplificación de la señal en esta región.



**Figura 26.** Análisis de ondícula (wavelet) de los registros filtrados (pasa-altas) de carbonato y Corg-Br. Arriba, varianza del filtro pasa altas de carbonato (excluido modo 1 de SSA) y Corg-Br (excluidos modos 1 y 2 de SSA). Centro, análisis de ondícula de los registros filtrados, carbonato y Corg-Br, donde el color rojo indica alta energía y el color azul baja energía. La línea blanca muestra el nivel de confianza del 95% y la línea gruesa negra, delimita el cono de influencia. Abajo, varianza promedio en las escalas interanuales de carbonato y Corg-Br. Las líneas discontinuas indican un nivel de confianza del 95%.

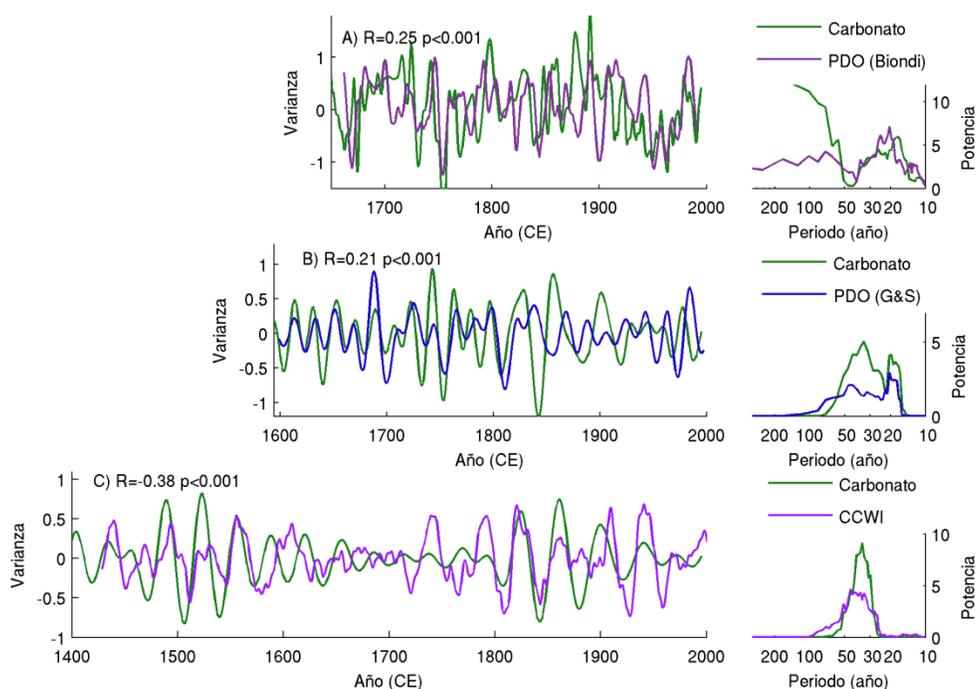
Se han observado en numerosos registros de alta resolución con periodicidades multidecadales que se han descrito como modos de baja frecuencia del ENSO y del PDO ( MacDonald y Case, 2005; Li et al., 2014). Estas periodicidades multidecadales, mayormente centradas entre 50 y 70 años (MacDonald y Case, 2005 ) están presentes en los registros de SaLa, mostrando elevada coherencia entre ellos (Fig. 19) y valores significativos en el análisis de ondícula (Fig. 26). El SSA de la reconstrucción del PDO-Mann (Mann et al., 2009) también muestra un modo de variabilidad en esta banda de frecuencia con grandes similitudes al Corg-Br (Fig. 27). La sincronía en los cambios de amplitud de ambos registros es clara y puede observarse en el aumento de amplitud alrededor de 1200 CE, posterior disminución en 1500-1600 CE y un nuevo aumento entre 1700 y 1800 CE (Fig. 27). Es importante remarcar la correlación positiva entre ellos ( $R=0.4$ ,  $p<0.001$ ), contrario a la relación que se esperaría a partir de los registros instrumentales.



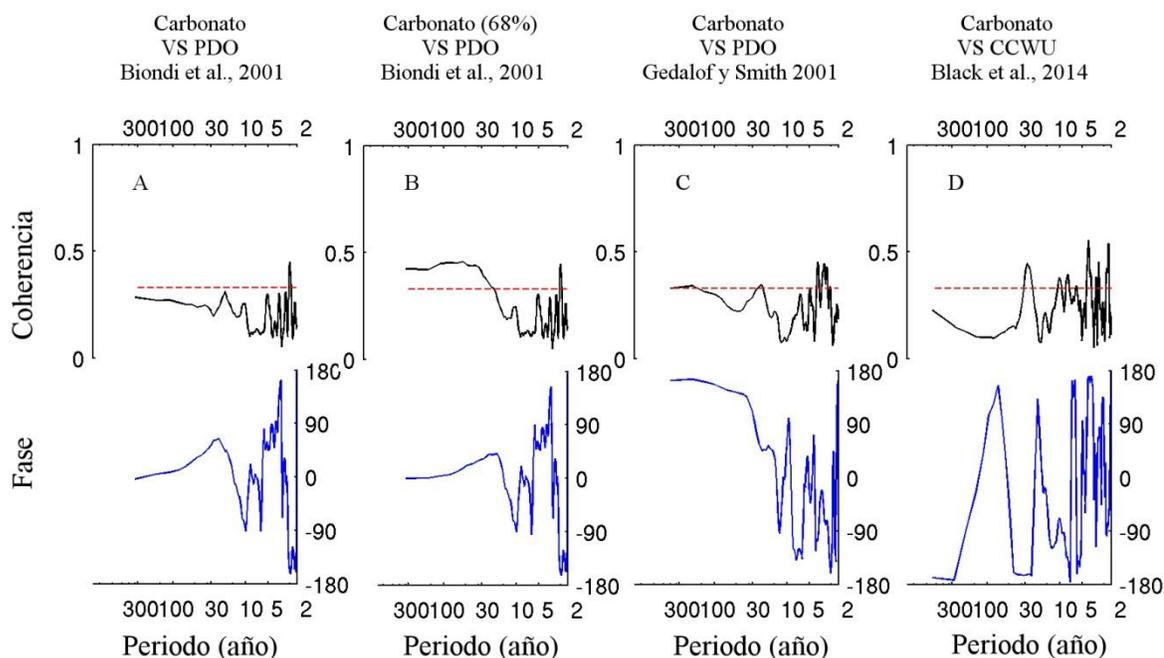
**Figura 27.** Comparación entre el registro filtrado de carbonato (modos4+5, 5.6% varianza) y de PDO (modo 6, 3.9% varianza – Mann et al., 2009). A la izquierda las series de tiempo y a la derecha su respectivo potencia espectral.

En las escalas decadal e interdecadal el carbonato presenta mayor potencia que el Corg-Br y una mayor correlación con reconstrucciones de PDO que confirman la calibración realizada con el registro instrumental (Fig. 21). Varios han sido los intentos de obtener una reconstrucción del PDO a partir de registros paleoclimáticos, con modestos niveles de coincidencia entre ellos (Biondi et al., 2001; Gedalof y Smith, 2001; MacDonald y Case, 2005; ver comparación en Black et al., 2014). Las diferencias observadas están probablemente relacionadas con la naturaleza de los diferentes proxies, la respuesta particular de estos proxies al forzamiento del PDO y a la diferente expresión del PDO para las diferentes regiones. A pesar de ello, el registro de carbonato de SaLa captura algunos de estos “sabores” del PDO obtenidos en estas reconstrucciones y se observan correlaciones significativas cuando se consideran bandas de

frecuencia similares (Fig. 28). Se observa baja coherencia con la reconstrucción de PDO-Biondi (Biondi et al., 2001), regionalmente más cercana a SaLa, pero al considerar el mismo filtro que el utilizado en la calibración instrumental, se observa una coherencia significativa entre ellos (Fig. 29) que queda confirmada en la correlación de sus series de tiempo (Fig. 28). También debe destacarse la similitud entre las bajas frecuencias del registro basado en anillos de árboles de entre Oregon y Alaska (PDO-G&S - Gedalof y Smith, 2001), y el modo de similar frecuencia del carbonato ( $R=0.22$ ,  $p<0.001$  - Fig 28). Sin embargo también se observan claras diferencia entre ellas; en el PDO-Biondi la periodicidad en la banda de 40-50 años está prácticamente ausente en contraste con el PDO-G&S donde el espectro presenta la mayor potencia. Esta periodicidad también está presente en el índice de surgencia invernal de la Corriente de California (CCWI - Black et al., 2014), el cual está correlacionado con el carbonato de SaLa ( $R=-0.38$ ;  $p>0.999$ ; Fig. 28). Este índice CCWI, al igual que el PDO, captura la señal de la variabilidad del anticiclón del norte del Pacífico ya que está basado en el crecimiento de anillos de árboles de la costa de California que dependen en gran medida de las nieblas formadas en periodos de surgencia de aguas frías sub-superficiales en la región costera (Black et al., 2014). Esto sugiere un origen netamente marino a la señal de 40-50 años que no quedaría registrado en el PDO-Biondi ya que su reconstrucción se basa en árboles de las montañas de California y Baja California que no están afectadas por este proceso (Biondi et al., 2001).



**Figura 28.** Relación de series filtradas de carbonato con (arriba) el PDO-Biondi (Biondi et al., 2001), (medio) PDO-M&S (Gedalof y Smith, 2001) y (abajo) con el Índice de surgencia invernal de California (Black et al., 2014).



**Figura 29.** Análisis de coherencia (arriba) y fase (abajo) del registro de carbonato con reconstrucciones de (A) PDO-Biondi (Biondi et al., 2001), (C) PDO-M&S (Gedalof y Smith, 2001) y (D) con el Índice de surgencia invernal de California (Black et al., 2014). En (B) se utiliza la misma versión filtrada del carbonato que en la Fig. 20

La varianza interanual del Corg-Br presenta mayor energía a lo largo de los dos milenios que el del carbonato (Fig 26), probablemente debido a la menor sensibilidad a las altas frecuencias de este último en la banda de frecuencia típica del ENSO (2-8 años). Resultados de los conteos de Ca del XRF muestran resultados similares que la serie del carbonato por lo que podemos descartar que sea debido a la frecuencia del muestreo. Los resultados muestran que hay diferencias entre la serie del carbonato y la del Corg-Br en aquellos periodos de tiempo en que ambos registros presentan varianza significativa; muchos de sus máximos y mínimos no coinciden a pesar de que lo esperado es que durante eventos de El Niño (La Niña) correspondiesen con altos (bajos) contenidos relativos en carbonato (Corg-Br), comportamiento que en principio debería mostrar una varianza similar para ambos registros. Además de su diferente sensibilidad a las altas frecuencias, existe otras posibles explicaciones a las diferencias entre el carbonato y el Corg-Br que no son necesariamente excluyentes: i) las condiciones base del Pacífico Ecuatorial y Norte podrían condicionar la importancia de la variabilidad interanual de cada proxy, lo que explicaría que en el periodo más frío del hemisferio norte durante el LIA (siglos XVII y XVIII) se observe una varianza mayor en el carbonato que en el Corg-Br, mientras que el durante el cálido siglo XX ocurre lo contrario. ii) El carbonato y el Corg-Br registran de forma diferente eventos de El Niño y La Niña

dependiendo de su intensidad. En cualquier caso, y aparte de estas diferencias, también se observan ciertas similitudes tales como un aumento de la varianza durante la LIA y la reducida varianza durante la MCA. Esto se alinea con los resultados de Norteamérica y Pacífico Central que sugieren condiciones El Niño (La Niña) durante el LIA (MCA) (Graham et al., 2007), y contrasta con lo observado en registros del Pacífico Ecuatorial que interpretan lo contrario, condiciones La Niña (El Niño) durante la LIA (MCA) (Moy et al., 2002; Conroy et al., 2008).

### 5.3. Síntesis

El Golfo de Ulloa (GdU) es una zona de transición que refleja la variabilidad de las regiones tropicales y templadas a diferentes escalas de tiempo. Entre los resultados más destacables, la diferente importancia que tienen diferentes mecanismos climáticos y dependiendo de la escala de tiempo considerada. Se observa que a escalas centenarias y de más alta frecuencia los mecanismos que rigen son similares a las observaciones del último siglo. Así, condiciones como El Niño, valores altos de carbonato y bajos de Corg-Br, están asociados a una baja productividad marina y con condiciones húmedas sobre el continente. En contraste, condiciones como La Niña, valores bajos de carbonato y altos de Corg-Br, están asociados a una mayor productividad marina y con la sequía sobre el continente. Sin embargo a mayores escalas temporales, periodicidad multicientenaria y tendencia de largo periodo, las condiciones cálidas y estratificadas en el GdU están relacionadas con sequías en el oeste de Norteamérica y con desplazamientos hacia el norte de la ITCZ y del chorro polar (PJS). Otros autores también han realizado una interpretación similar a partir de registros de paleoproduktividad en el Golfo de California (Perez-Cruz, 2013) y del monzón de Norteamérica (Metcalf et al., 2015). Esta distribución espacial se asemeja a los grandes patrones dominantes durante periodos glaciares e interglaciares (Asmerom et al., 2010). Este no es el único estudio en el que se ha encontrado esta diferencia de mecanismos que es dependiente de la escala de tiempo considerada. Steinman et al. (2012) mostró cómo los mecanismos implicados debían diferir para anillos de árboles y sedimentos de lagos en Nwana entre escalas multidecadales y la tendencia de largo período para los últimos 1200 años.

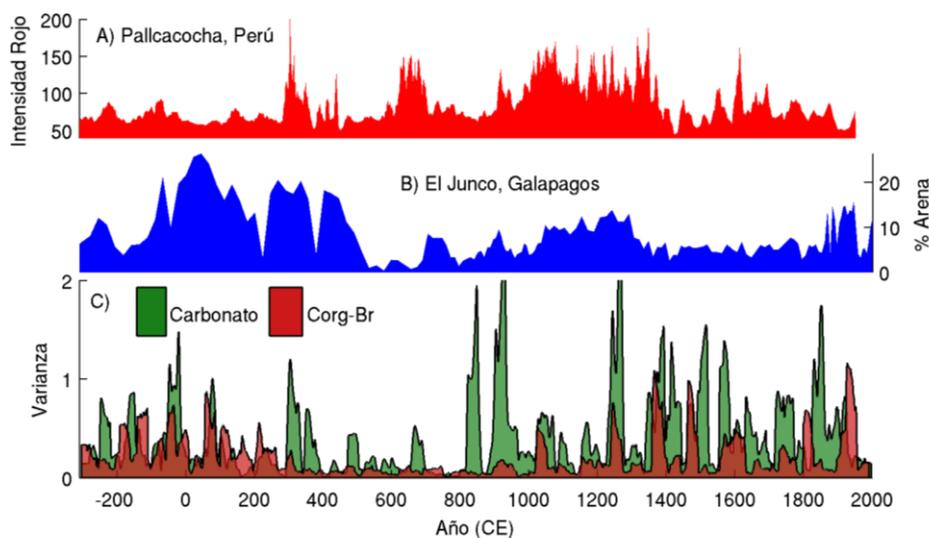
Estos dos tipos de mecanismos dominantes a distintas escalas de tiempo también sugieren que el balance entre la entrada de agua subártica y de agua tropical y subtropical en el GdU no depende exclusivamente de la intensidad de los vientos que controlan los procesos de advección de la Corriente de California. La variabilidad de la serie del Corg-Br parece estar más relacionada con la variabilidad del

clima del hemisferio norte y la intrusión de aguas subárticas, mientras que la serie del carbonato parece más sensible a la intrusión de aguas tropicales y subtropicales, lo que sugiere un cambio latitudinal de la frontera dinámica entre estas masas de agua durante periodos cálidos y fríos. Esto se confirma al observar la coincidencia de los registros de SaLa con los del Golfo de California. Así, el aumento de especies tropicales de radiolarios y diatomeas en el Golfo de California durante el periodo cálido de la MCA (Pérez-Cruz, 2006; Barron y Bukry, 2007) es paralela a la mayor concentración del carbonato en SaLa, mientras que la disminución observada de estas especies tropicales durante la LIA (Barron y Bukry, 2007) se corresponde con el incremento relativo del Corg-Br en SaLa. Esto también explicaría la correlación positiva entre el carbonato en la cuenca de SaLa y el cambio latitudinal de la ITCZ observado en la cuenca de Cariaco, y la correlación negativa en las bajas frecuencias entre el PDO-Mann, altamente influenciado por la temperatura del hemisferio norte (Mann et al., 2009), y el Corg-Br de SaLa (Fig. 24).

No existe un acuerdo entre registros y estudios para establecer edades concretas a la MCA debido a que regiones distantes y climáticamente diferenciadas parecen responder de forma diferente al calentamiento del hemisferio norte (PAGES2K, 2013). En nuestros registros se observan dos respuestas diferentes en las bajas frecuencias; una que responde a las variaciones observadas en el hemisferio norte y que coinciden con el calentamiento observado entre 800 y 1200 CE, y otra que sigue la respuesta retrasada de los trópicos entre 950 y 1400 CE (PAGES2K, 2013). Sin embargo, los cambios en la variabilidad de las periodicidades más cortas que la multicentenal, relacionadas con la variabilidad como el ENSO, no coinciden con los tiempos de cambio en el hemisferio norte o su respuesta en zonas tropicales. Esto sugiere un control diferente e independiente para las dos escalas de tiempo consideradas. La variabilidad centenal de SaLa aumenta alrededor del año 800 CE para el carbonato y 900 CE para el Corg-Br, y ambos registros muestran un cambio alrededor de 1200 que enlaza con la transición a la LIA. Basándonos en estos cambios en bajas y altas frecuencias, podemos dividir la MCA en dos partes para nuestra región. La primera (800-1000 CE) está caracterizada por un aumento en la sensibilidad del carbonato a la variabilidad decadal y multidecadal, mientras que la segunda parte (1050-1200 CE), el carbonato y el Corg-Br varían de forma paralela (están en fase) y su variabilidad se centra en la escala centenaria. Otros autores también encuentran que la MCA no fué un periodo climático homogéneo para toda Norteamérica y relacionan las condiciones cambiantes con un aumento en la variabilidad decadal y centenaria (Rasmussen et al., 2006; Tian et al., 2006; Fisler y Hendy, 2008; Heusser et al., 2015). Un factor que puede tener un papel importante es el aumento de la estratificación del Giro del Pacífico Norte durante la MCA (Sherwood et al., 2013), fenómeno que fortalecería el anticiclón del Pacífico Norte y una mayor advección de las aguas de la Corriente de California. Por otra parte, el debilitamiento eventual del anticiclón y los vientos costeros, favorecería una mayor invasión de aguas

subtropicales en la región sur del CCS, de una forma análoga a lo observado en escalas estacionales (Durazo, 2015). Estas condiciones sin embargo no nos pueden explicar la relación en fase que presentan las series del carbonato y el Corg-Br entre los años 1050 y 1200 CE, probablemente debido al retraso en el ciclo centenal, el que se observa predominantemente en contra-fase para el resto del registro.

La presencia de alta variabilidad interanual durante el LIA coincide con numerosos registros de Norteamérica y la región del Pacífico central en los que se asocia el LIA con numerosos o intensos eventos de El Niño (Graham et al., 2007 y referencias en su interior). Adicionalmente se observa que patrones de variabilidad como el ENSO ocurren en diferentes periodicidades. Para explorar la posibilidad que esa señal de menor frecuencia sea resultado del ruido dejado por la teleconexión del ENSO, se comparó la variabilidad de todas las periodicidades relacionadas con el Pacífico tropical (centenaria a interanual) y se comparó con reconstrucciones del ENSO de regiones tropicales (Fig. 29). Aunque los resultados no son concluyentes, la inclusión de la variabilidad decadal y centenaria incrementa las similitudes con los registros de precipitación de Perú y Ecuador (Moy et al., 2002; Conroy et al., 2008), y sugiere que la teleconexión entre el Pacífico ecuatorial y el oeste de Norteamérica y la CCS podría haber variado a lo largo del tiempo. En el siguiente capítulo se explorará esta idea y se contrastará con la posibilidad de que la variación centenaria sea un ciclo “real” y no el resultado de transferencia de energía desde eventos de alta frecuencia como El Niño y La Niña.



**Figura 30.** Comparación de la varianza corrida de 30 años de la serie filtrada con pasa-altas (Fig.25) con registros de precipitación de El Niño; en rojo, intensidad del rojo en sedimentos de la laguna Pallcacocha en Perú (Moy et al., 2002) y en azul porcentaje de arena en la laguna de El Junco en Galápagos.

Los dos periodos fríos identificados en los registros de SaLa, el periodo de los Años Oscuros (Dark Ages Period, DAP-500-800 CE) y la LIA muestran condiciones muy diferentes. La excepcional baja variabilidad observada entre 400 y 800 CE, que a grandes rasgos coincide con el DAP, sugiere una ausencia de la teleconexión con el Pacífico tropical, o una desaparición de los mecanismos de variabilidad producidos por el sistema ENSO. Estas hipótesis se exploraran en el séptimo capítulo.

## Capítulo 6. La variabilidad centenaria durante la época medieval en Norteamérica

---

Durante las últimas décadas se han producido en WNA alguna de las más intensas y severas sequías registradas desde el inicio de mediciones instrumentales, y posiblemente del último milenio cuando lo comparamos con paleo-registros similares en intensidad y extensión a las ocurridas durante el MCA (Cook et al., 2004). Esta variabilidad hídrica en WNA se ha relacionado con la variabilidad interanual asociada al ENSO, un sistema de acoplamiento de océano y atmósfera, cuyo origen se encuentra en el Pacífico tropical y que se extiende a la costa del Pacífico de Norteamérica por ondas de Kelvin. Las condiciones de sequía parecen estar relacionadas con aguas frías y mezcladas (condiciones como La Niña) en el Pacífico oriental (EP), en contraste con los periodos húmedos que parecen estar relacionados con una capa de mezcla más estratificada y aguas superficiales más cálidas (condiciones como El Niño). Comparaciones realizadas entre paleoregistros de corales en el Pacífico tropical y anillos de árboles en Norteamérica confirman esta relación durante el MCA, con condiciones como La Niña, y la LIA, con condiciones como El Niño (Cobb et al. 2009; Cook et al. 2004). Por otra parte, los registros de precipitación de las islas Galápagos y la costa de Ecuador muestran lo contrario, altas precipitaciones durante el MCA y condiciones de sequía durante el LIA que sugiere condiciones como El Niño durante la MCA y como La Niña durante la LIA (Conroy et al. 2008; Moy et al. 2002). En cualquier caso, varios registros de precipitación de Norteamérica sugieren una variabilidad centenaria en la precipitación con la presencia de cuatro “sequía épicas” en los cuatro siglos que duró la MCA, lo que no concuerda con condiciones constantes como La Niña o como El Niño que consideran otros autores. El análisis de sedimentos de Santa Barbara, en las costas de California, no muestra un patrón continuo durante el MCA (Hendy et al. 2013) y evidencias provenientes de diatomeas del Golfo de California sugieren una mayor variabilidad centenaria durante la MCA que lo observado en los registros tropicales (Barron y Bukry 2007).

Pocos estudios se han centrado en la banda de periodicidades entre los 100-150 años en comparación con los periodos más comunes de variaciones multicentnales (principalmente comparando el MCA con la LIA) o con los periodos de tiempo con registros instrumentales en los que las variaciones centnales no son más que una tendencia o ruido que extraer de la señal. En cualquier caso, los análisis espectrales de paleoregistros procedente de WNA muestran una presencia de alta energía en la banda de 100-150 años, la cual ha sido someramente explicada como influencia de ciclos solares (Barron y Bukry 2007), por oscilaciones del PDO de baja frecuencia (Tian et al. 2006) o como residuo energético de variabilidad

interanual (Newman et al. 2003). Algunos de estos autores sólo identifican esta periodicidad durante el MCA (Barron y Bukry 2007), lo que coincide con la mayor amplitud de nuestros registros. Por otro lado, modelos de circulación general (GCMs) han identificado un ciclo centenario de variabilidad interna en el Pacífico, es decir, sin la presencia de un forzamiento externo (Karnauskas et al., 2013). En este capítulo mostramos cómo las similitudes en la banda de periodicidad de 100-150 años entre el registro de productividad de SaLa, la temperatura superficial del estrecho de Makassar y registros de precipitación/sequía de Norte, Centro y Sud América permiten proponer una hipótesis que podría resolver la aparente discrepancia entre registros Ecuatoriales con los del Pacífico Norte y Norteamérica.

## 6.1. La oscilación centenaria del Pacífico

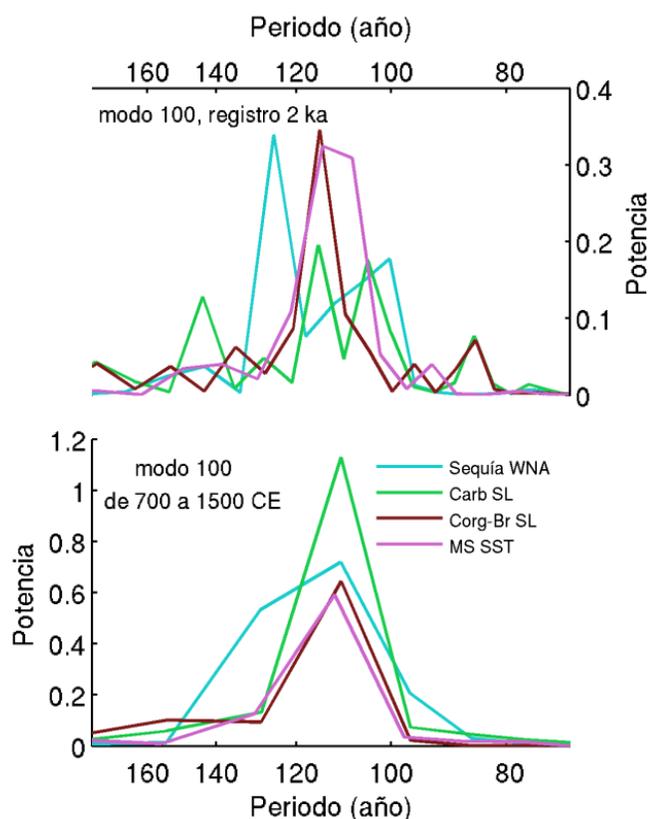
El registro de sequía de WNA (Cook et al. 2004), la temperatura superficial de Makassar (Oppo et al. 2009) y los dos registros de SaLa presentan elevada potencia en la banda de 100-130 años de periodicidad y queda capturada en los análisis de series de tiempo SSA en uno de sus modos de variabilidad (Fig 31)<sup>4</sup>. Para el carbonato y la sequía es el segundo modo de variabilidad (10.5 y 3.2 % de la variabilidad total). Para el Corg-Br es el tercer modo de variabilidad (4.1%). En el caso del TSM-MS es el cuarto modo (8.2). Existe una correlación significativa entre todos ellos (Tabla 4) que es más obvia durante la MCA cuando la amplitud de la señal es mayor (Fig 32) y la variabilidad se centra en ciclos de 110 años (Fig 31 y 32). El análisis de coherencia muestra que entre 700 y 1500 CE hay mayor coherencia del Corg-Br con el DAI-WNA y la TSM-MS en la escala centenaria, mientras que el carbonato es más coherente con esos dos registros en la escala multidecadal (Fig. 33).

Estos cuatro registros parecen estar conectados a través de esta oscilación centenaria en un acoplamiento océano-atmósfera similar al ENSO. Al igual que en el ENSO, cuando se intensifican los vientos Alisios se observa una mayor productividad exportada en las costas del Pacífico de Norteamérica (alto Corg-Br y bajo carbonato) a la vez que se observa una anomalía positiva en la temperatura superficial en la alberca de agua cálida del Pacífico Ecuatorial Occidental, lo que sugiere una mayor

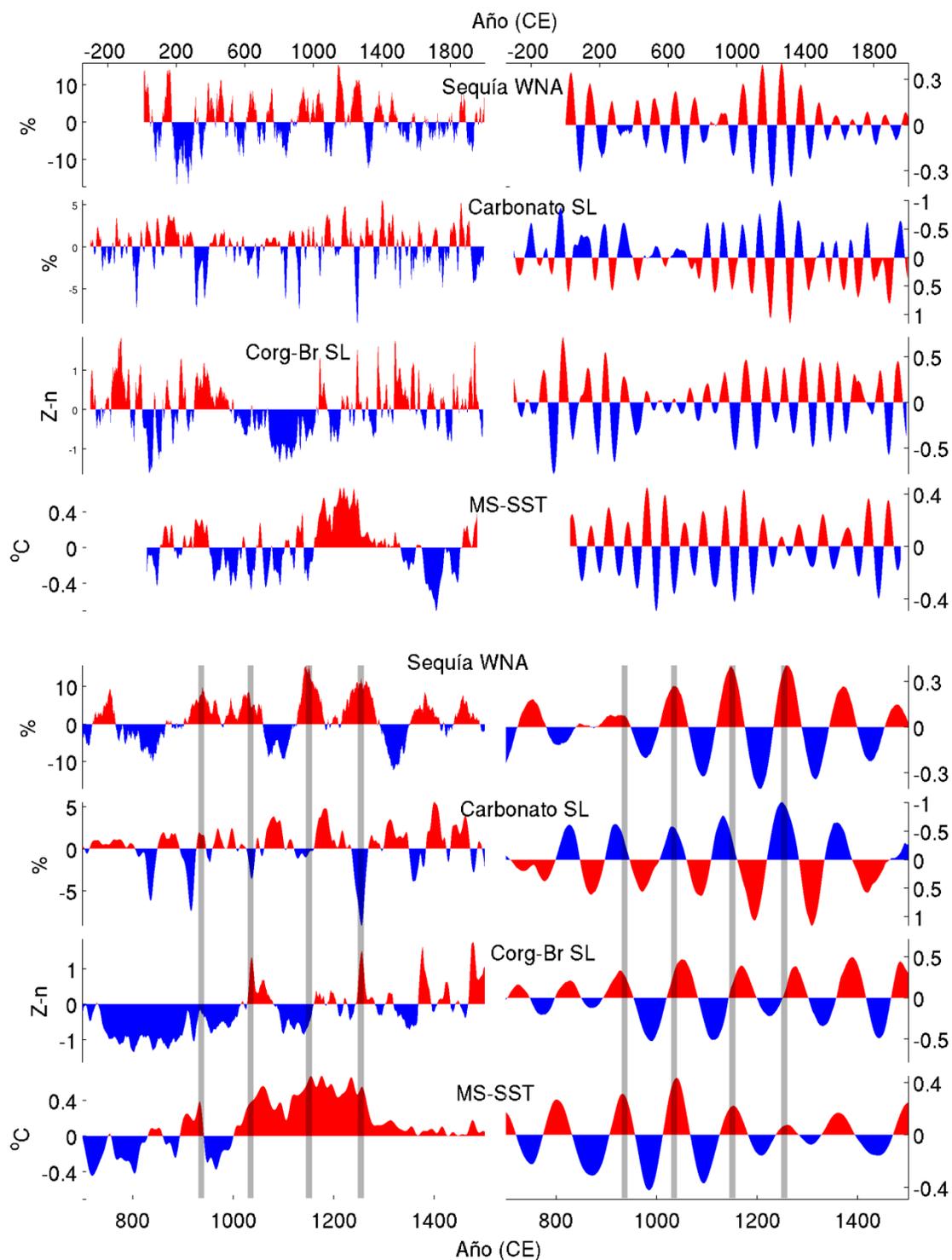
---

<sup>4</sup> En el cálculo de la variabilidad explicada con Análisis Singular Espectral influye la resolución del registro. Registros con alta resolución, como el de sequía, el análisis implica mayor ancho de la matriz y un mayor número de modos de variabilidad, lo que disminuye el porcentaje explicado de cada uno. En cambio registros de baja resolución, como el de temperatura de Makassar, el resultado es un menor número de modos de variabilidad que explican un mayor porcentaje.

inclinación de la termoclina. Esto coincide con condiciones de sequía en el oeste de Norteamérica (Fig 32). De forma contraria, cuando los vientos Alisios se relajan, típico de condiciones como El Niño, se observan menores temperaturas en la superficie del mar en la alberca del Pacífico Ecuatorial Occidental y una menor productividad exportada en el SCC (bajo Corg-Br y alto carbonato), junto con un aumento en las precipitaciones en el oeste de Norteamérica.



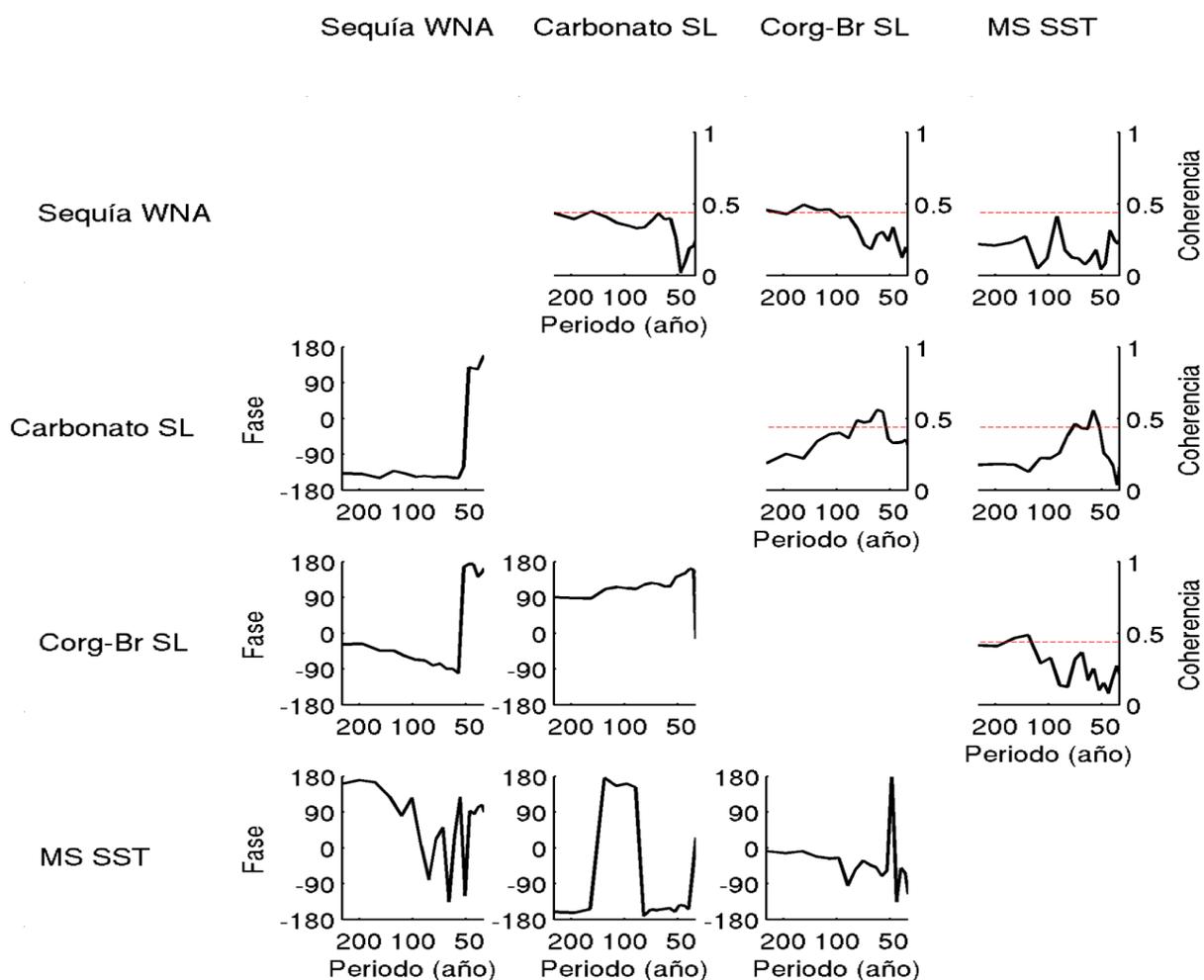
**Figura 31.** Análisis espectral del modo de variabilidad de cien años del área de sequía del oeste de Norteamérica (Cook et al. 2004), carbonato y Corg-Br de San Lázaro y Temperatura superficial del mar del estrecho de Makassar (Oppo et al. 2009). Arriba espectro para 2000 años y abajo centrado en el periodo 700-1500 CE



**Figura 32.** series completas (izquierda) y modo de variabilidad de cien años (derecha) del área de sequía del oeste de Norteamérica (Cook et al. 2004), carbonato y Corg-Br de San Lázaro y Temperatura superficial del mar del estrecho de Makassar (Oppo et al. 2009). Arriba para 2000 años y abajo centrado en el periodo 700-1500 CE. Las líneas grises indican las 4 megasequías de WNA.

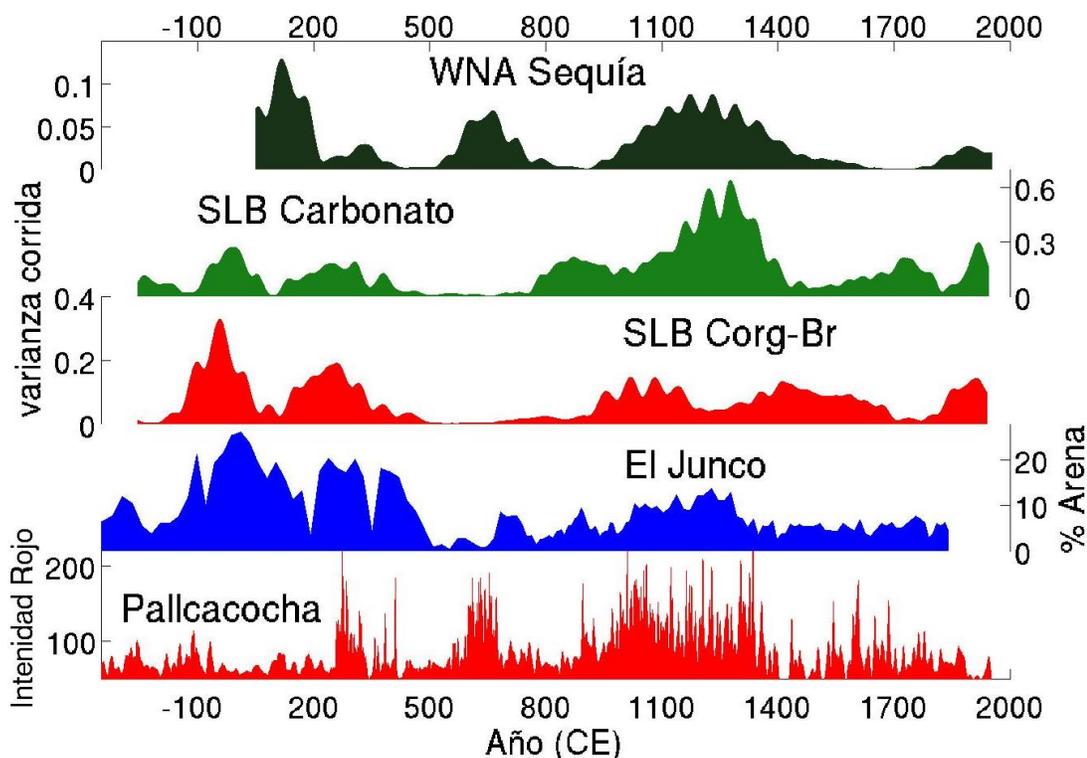
**Tabla 4** Correlaciones entre los registros de sequía de Norteamérica (Cook et al. 2004), paleoproductividad de cuenca San Lázaro y temperatura superficial del mar del estrecho de Makassar (Oppo et al. 2009). Nivel de significancia de la correlación; \* 0.95 y \*\*0.99

	sequía	carbonato	Corg-Br	TSM-MS
sequía	-	-0.26**	0.24**	0.33**
carbonato	-0.26**	-	-0.27**	-0.22**
Corg-Br	0.24**	-0.27**	-	0.19*
TSM-MS	0.33**	-0.22**	0.19*	-



**Figura 33.** Análisis de coherencia y fase entre los registros de San Lázaro y el área de sequía del oeste de Norteamérica (Cook et al. 2004), y temperatura superficial del mar del estrecho de Makassar (Oppo et al. 2009), considerando únicamente el periodo medieval. La línea roja punteada indica un nivel de confianza de 0.80.

Resulta interesante señalar de estas observaciones cómo la amplificación de la señal centenaria en los registros de SaLa parece relacionado con el registro de precipitación de El Niño de Galápagos (Conroy et al. 2008; Moy et al. 2002 – Fig 34). La similitud entre el registro de la varianza promedio de carbonato y Corg-Br en SaLa y de la sequía en Norteamérica con el registro de Galápagos sugiere que esta oscilación centenal no está restringida al Pacífico Norte y que de alguna manera está conectada con el Pacífico tropical.

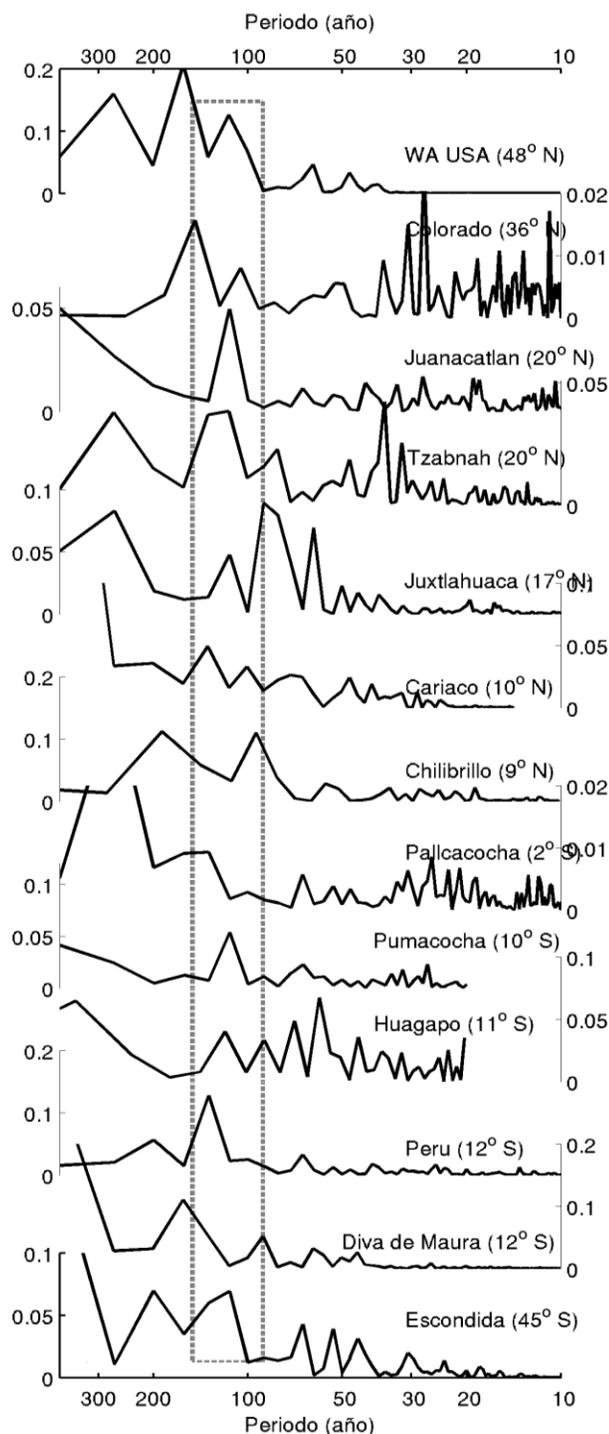


**Figura 34.** Varianza corrida de los modos centenarios del área de sequía del oeste de Norteamérica (Cook et al. 2004) y los registros de San Lázaro. En la parte inferior los registros de precipitación asociados a condiciones de El Niño en la laguna El Junco en Galapagos (Conroy et al., 2008) y la laguna Pallcacocha en Ecuador (Moy et al., 2003)

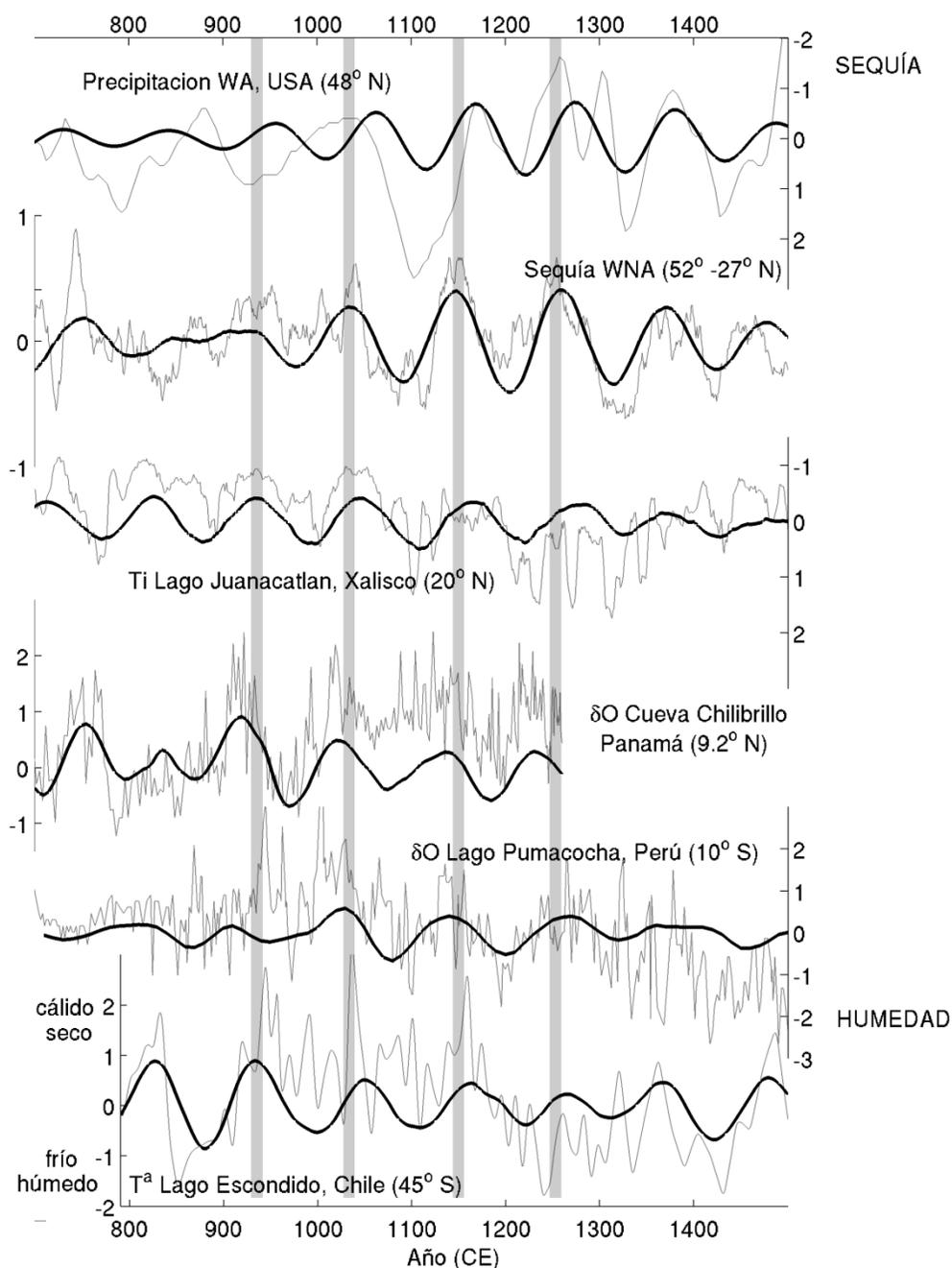
Para evaluar esta influencia se buscó otros registros que presentasen modos de variabilidad centenaria similares. El análisis espectral de registros de precipitación muestra cómo la energía en la banda de 90-150 años es más común en latitudes medias de Norte y Sud América que en el Ecuador (Fig. 35). En Norteamérica la presencia de energía centrada en periodicidades de entre 100-130 años, similar a los registros de SaLa, es ampliamente observado, aunque no siempre es significativo (por ejemplo, en los registros del Río Colorado y Juxtahuaca – Fig. 35). Más al sur, en Centroamérica y la región

ecuatorial, la mayor parte de la energía se encuentra contenida en la banda multidecadal, como el caso de Chilibrillo, o alrededor de 150 años, como Cariaco y Pallcacocha. En Sudamérica, la energía en la banda de 100-130 años aparece en el lado del Pacífico, con resultados significativos en Pumacocha y Laguna Escondida. Aunque el registro de Laguna Escondida es de temperatura, en esta región la temperatura y la precipitación están negativamente correlacionados (Lamy et al. 2010).

Se ha observado que la variabilidad interanual del ENSO influye en la precipitación y la climatología de todo el continente americano, norte y sur, mediante mecanismos diferentes; cambios en la intensidad de la circulación de Walker, cambios latitudinales de la ITCZ y de la trayectoria de las tormentas, y también mediante cambios en el contraste térmico entre continente y océano que alimentan los monzones. Al comparar las series de tiempo de aquellos registros con resultados significativos en su espectro, así como de su modo de variabilidad centenario obtenido mediante SSA, puede observarse un tempo en su ciclicidad similar al de las cuatro sequías épicas registradas en el oeste de Norteamérica (Fig 6.6). Los registros de Juancatlán (Metcalf et al. 2010), Chilibrillo (Lachniet et al. 2004) y Pumacocha (Bird et al. 2011) representan la intensidad del monzón en Norte, Centro y Sud América respectivamente. En periodos interanuales, estos sistemas están afectados por el ENSO, pero con un signo contrario al del oeste de Norteamérica, esto es, condiciones húmedas relacionadas con La Niña y condiciones secas con El Niño. Por lo tanto, si consideramos como guía los efectos que las variaciones interanuales relacionadas con el ENSO presentan alrededor del globo para interpretar la variabilidad centenal que observamos en los registros de Norte y Sud América, debe descartarse la posibilidad de un ENSO canónico centenario, entendiendo el ENSO canónico como aquel que presenta sus anomalías de temperatura superficial del océano en el Pacífico ecuatorial oriental (EP-ENSO). EP-ENSO tiene efectos contrarios en la precipitación del oeste de Norteamérica y la precipitación relacionada con los monzones por lo que otros factores deben estar influyendo en el modo centenal que lo diferencia del interanual. El factor más evidente son las diferentes condiciones iniciales que el Pacífico ecuatorial podría presentar durante la MCA respecto de las observaciones instrumentales del último siglo.



**Figura 35.** Análisis espectral de Fourier para diferentes registros del continente americano. En todos los casos el eje Y es la potencia espectral (de arriba abajo): Precipitación Lago Castor (Steinman et al. 2012); Flujo Rio Colorado (Meko et al., 2007); Precipitación Laguna Juanacatlán (Metcalf et al., 2010); Precipitación Cueva Tzabnah (Medina-Elizalde et al. 2010); Precipitación cueva Jusxtlahuaca (Lachniet et al., 2012); Porcentaje Titanio Cuenca Cariaco (Haug et al., 2001); Precipitación Cueva Chilibrillo (Lachniet et al., 2004); Precipitación laguna Pallcacocha (Moy et al., 2003); Precipitación laguna Pumacocha (Bird et al., 2013); Precipitación cueva Huagapo (Kanner et al. 2013); Flujo liogénicos en Perú (Rein et al. 2004); Precipitación cueva Diva de Maura ((Novello et al. 2012); Temperatura Laguna Escondida (Lamy et al., 2010). La caja punteada indica las periodicidades entre 90 y 140 años.



**Figura 36.** Series de tiempo (gris) y modo centenario (negro) de registros de precipitación (de arriba a bajo) Lago Castor (Washington, USA - Steinman et al., 2012), sequía oeste de Norteamérica (Cook et al., 2004), Lago Juanacatlán (Xalisco, MX - Metcalfe et al., 2010), Cueva Chilibrillo (Panama - Lachniet et al., 2012), Lago Pumacocha (Perú - Bird et al., 2011) y Laguna Escondida (Chile - Lamy et al., 2010). En todos los casos están orientados con las condiciones de sequía hacia arriba y de humedad hacia abajo.

## 6.2. El Pacífico ecuatorial durante la MCA y la diversidad del ENSO

La relevancia de las condiciones promedio en el Pacífico ecuatorial para explicar el desarrollo y variabilidad de eventos de El Niño y La Niña están basados en registros paleoclimáticos, instrumentales y en modelos. Se ha observado una correlación negativa entre el gradiente de temperatura E-W del Pacífico ecuatorial y la variabilidad del ENSO; es decir, cuanto mayor sea el gradiente hay más probabilidades de que se desarrollen fenómenos extremos de El Niño (Karnauskas et al., 2012; Sadekov et al., 2013). Durante la MCA, en la alberca de agua cálida del Indo-Pacífico, predominaban condiciones cálidas (Oppo et al., 2009), pero la temperatura en la orilla oriental no está clara, ya que algunas reconstrucciones muestran condiciones frías (Conroy et al., 2009), mientras que según otras reconstrucciones predominaban condiciones cálidas (Rustic et al., 2015).

Independientemente de qué registro del Pacífico oriental utilicemos, al reconstruir el gradiente de temperatura con el registro de TSM de Makassar del Pacífico ecuatorial occidental (Oppo et al., 2009), entre 1100 y 1300 CE observamos un mayor gradiente de temperatura que coincide con la alta variabilidad en el modo centenario (Fig. 6.3) y una alta precipitación por El Niño reconstruida en el Pacífico oriental (Conroy et al. 2008; Moy et al. 2002). Esto sugiere otro mecanismo diferente que un EP-ENSO en la precipitación de Galápagos y Perú. Una posible explicación que reconcilia las diferentes visiones de la actividad del ENSO durante la MCA y la relación del modo centenal en diferentes regiones de América es la predominancia de un modo centenal que se asemeje a un ENSO del Pacífico Central (CP-ENSO) en vez del EP-ENSO. Se ha relacionado la predominancia del CP ENSO desde 1990 con tres condiciones diferentes, que no se excluyen mutuamente, y que también se produjeron durante la MCA. El CP ENSO tiende a estar asociado con un elevado gradiente de temperatura en el Pacífico ecuatorial (Choi et al., 2011), como el observado entre 1100 y 1300 CE. El CP ENSO suele ser más recurrente cuando hay condiciones más cálidas de lo habitual en la alberca de agua cálida del Pacífico occidental (Xiang et al., 2013) como las registradas por Oppo et al. (2009). Por último, otros autores han relacionado la predominancia del CP ENSO con anomalías cálidas en la oscilación multidecadal del Atlántico (Oglesby et al., 2012; Yu et al., 2015) que parece ser prevalecieron durante la MCA de acuerdo a diversos estudios (Trouet et al., 2009).

El Niño del Pacífico Central fue descrito por Ashok (2007) como la segunda Función Empírica Ortogonal de la temperatura superficial del Pacífico y muestra un tripolo de acoplamiento océano-atmósfera con la anomalía del TSM centrado en la longitud 180° (línea horaria). Estudios recientes de la precipitación en la costa de Ecuador muestran una mayor influencia de las anomalías de las TSM en el

Pacífico oriental (región Niño 1+2), aunque hay pocas diferencias cuando se compara con las anomalías de las TSM en el Pacífico Central (Vicente-Serrano et al., 2016). Sin embargo, estos autores utilizan la región Niño 3.4 como forzamiento del Pacífico Central, cuando en realidad el índice Niño 3.4 no es un buen predictor del CP ENSO tal y como lo describe Ashok (2007). Un punto fundamental a destacar es la diferencia en las anomalías de las TSM en el Pacífico ecuatorial oriental entre el CP y EP ENSO, ya que durante el CP ENSO la anomalía positiva se observa en condiciones de La Niña, mientras que en el EP ENSO ocurre durante condiciones de El Niño. Un contraste que no puede ser observado al comparar la relación de la precipitación con las anomalías de TSM en las regiones Niño 1+2 y Niño 3.4. Observaciones y modelos muestran que el enfriamiento del Pacífico oriental durante el CP ENSO contrarresta la respuesta del calentamiento del Pacífico Central, al tiempo que se observa una reducción en la conexión con el Atlántico tropical (Tachetto et al., 2015), un aumento de la precipitación en el norte de Sudamérica y Panamá (Tedeschi et al., 2013) y condiciones de sequía en las costas del Pacífico de Perú y Ecuador (Catopondi et al., 2014).

El CP La Niña parece estar asociada con una intensificación de la sequía en el oeste de Norteamérica ya que afecta a una mayor extensión espacial que el EP La Niña. Estas condiciones secas suelen ser compensadas en condiciones de El Niño, sin embargo, eventos de CP EL Niño no transportan tanta humedad como el EP EL Niño, lo que repercute en la terminación de los periodos de sequía (Yu y Zou, 2013). Durante la MCA, coinciden periodos de sequía registrados en anillos de árboles en sitios tan lejanos como California y todo el oeste de Norteamérica (Cook et al., 2004) y en Mesoamérica (Querétaro – Stahle et al., 2011), así como el registro lacustre de Juanacatlán en Xalisco en el corazón del monzón mexicano (Metcalfe et al., 2010). Las observaciones instrumentales del último siglo indican una clara relación opuesta entre las precipitaciones de California y Mesoamérica (i.e. Stahle et al., 2011), por lo que la coincidencia de sequía entre estos registros durante la MCA nos indica una sequía de una extensión mucho mayor que todas las registradas por el registro instrumental. Probablemente el aumento de las temperaturas del hemisferio norte y la reducción de la humedad del suelo asociada también influyó en estas mega-sequías.

Un registro que integra los dos modelos del comportamiento del ENSO durante el MCA es el espeleotema de la cueva de Chilibrillo (Lachniet, 2004), ya que presenta una gran similaridad con el registro de precipitación de Galápagos y además presenta pulsos con periodicidad centenaria durante el MCA que a grandes rasgos coinciden con las sequías épicas de Norteamérica. (Fig. 6.6). La precipitación en Panamá está relacionada con la migración latitudinal de la ITCZ y con el monzón proveniente del Pacífico (Lachniet, 2004). Independientemente de qué mecanismo predomine, se ha observado una

relación entre las condiciones de EP El Niño con sequías en Panamá asociadas al desplazamiento hacia el sur de la ITCZ y la consiguiente reducción de la precipitación del monzón centroamericano. El aumento de las temperaturas en el hemisferio norte y las condiciones cálidas predominantes en el Atlántico Norte durante el MCA deberían de estar relacionados con una migración hacia el norte de la ITCZ, condiciones que en principio favorecen una mayor precipitación en Panamá, en contraste con las condiciones de sequía reconstruidas para este período a partir del registro de estalacmitas (Lachniet et al., 2004). Unas condiciones de CP La Niña estarían relacionadas con anomalías positivas en las TSM del Pacífico ecuatorial oriental, condiciones que favorecen un aumento en la precipitación en las costas de Perú y Ecuador, al tiempo que reduce la precipitación en el norte de Sudamérica y Panamá y coincide con la DAI-WNA.

El caso de cómo el forzamiento del CP ENSO puede modular el registro del lago Pumacocha no presenta datos claros. Algunos autores han propuesto que la señal debe invertirse respecto del EP ENSO en base a los cambios en la circulación de Walker (Catopondi et al., 2014), sin embargo no se han observado en el registro instrumental diferencias claras entre los dos tipos de ENSO en las precipitaciones de los Andes peruanos (Tedeschi et al., 2013). Pumacocha integra la variabilidad del monzón suramericano con humedad proveniente del Atlántico. Su variabilidad a escalas decadales a centenarias están relacionadas con cambios en la latitud de la ITCZ y de la temperatura del Atlántico (Bird et al., 2013) por lo que la variabilidad de la precipitación en Pumacocha podría estar controlada por mecanismos similares a los propuestos para Panamá.

Condiciones similares a las del medievo en las condiciones de la alberca de agua cálida del Indo Pacífico se han observado únicamente desde los años 90 del siglo XX (Oppo et al., 2009; Wang y Mehta, 2008). Esto coincide con el inicio de la predominancia de la variabilidad interanual del CP ENSO desde los años 90 y plantea la posibilidad de unas condiciones similares durante los dos siglos más cálidos (1000-1200 CE) registrados en la alberca de agua cálida (Oppo et al., 2009). La variabilidad decadal de la alberca cálida está relacionada con cambios en su forma y extensión, así como en la posición del núcleo más cálido dentro de la alberca (Wang y Mehta, 2008). Este núcleo más cálido en ocasiones se desplaza hasta el meridiano horario (180° longitud), la región donde el CP El Niño presenta su máxima anomalía en la TSM, y se ha observado cómo pequeños cambios de la anomalía de la TSM a ambos lados del meridiano horario tiene grandes efectos en las precipitaciones de Sudamérica (Hill et al., 2011). La presencia de agua cálida en esta región se ha incrementado desde los años 90 cuando la alberca alcanzó una mayor extensión (Wang y Mehta, 2008) y probablemente sería más habitual ante una situación de anomalía cálida de la alberca como la registrada durante el periodo medieval. Esta expansión de la alberca de agua

cálida hacia el meridiano 180° podría dar pie a una variabilidad similar al CP ENSO sin que estuviera necesariamente relacionada con la variabilidad interanual.

La región de la alberca cálida también sería la precursora de una variabilidad centenaria no forzada observado en tres Modelos Generales de Circulación (GCMs - Karnauskas et al., 2013) que presenta algunas similitudes con el CP El Niño; la variabilidad centenaria descrita por Karnauskas et al. (2013) también se relaciona con un intenso gradiente E-W en el Pacífico ecuatorial. También en ambos casos la vía atmosférica es predominante en el establecimiento del acoplamiento océano-atmósfera; en la variación centenaria de Karnauskas, la propagación de la señal se produce a través de la atmósfera y en el CP ENSO son los vientos alisios del Pacífico Central los que “fijan” las anomalías de las TSM en el Pacífico Central (Fig. 1). En cualquier caso, también hay una diferencia importante entre el modo centenal de Karnauskas y el CP ENSO; el primero se caracteriza por un dipolo, como el EP ENSO, mientras que el segundo presenta un tripolo océano-atmósfera.

La alberca cálida del Indo-Pacífico es un componente importante del sistema del monzón Australiano-Asiático, y la variabilidad centenaria de esta alberca controla la variabilidad climática del monzón en estas regiones. Desafortunadamente no hay paleoregistros con la continuidad y resolución necesarias en la región de Australia afectada por el ENSO y donde se presentan claras diferencias entre el CP y EP ENSO en el registro instrumental (Taschetto et al., 2010). El incremento de ciclones tropicales en esta región durante la época medieval se han relacionado con condiciones como La Niña, sin embargo, se ha observado un importante incremento de las precipitaciones durante el CP El Niño, lo que también se ha utilizado para explicar los eventos de inundación registrados (Denniston et al., 2015, Taschetto et al., 2010). Por otra parte, sólo se ha observado una relación clara entre el monzón asiático y la variabilidad interanual del ENSO a partir del cambio de signo del PDO en el Pacífico en el 1976/77 (Sun et al., 2010), lo cual podría explicar las pocas similitudes que se observan entre los registros de Asia y la variabilidad centenaria descrita para el Pacífico Norte. Otros procesos como el aumento de las temperaturas en el hemisferio norte, la radiación solar, y la migración de la ITCZ parece tener una mayor importancia para explicar la variabilidad de los monzones de Asia (Zhang et al., 2008; Wang et al., 2005). En cualquier caso, vale la pena destacar que la excitación del modo centenario en la alberca cálida, coincide con la reducción medieval del monzón asiático, atribuida a un período de reducida actividad solar (Chen et al. 2015). La posibilidad de que un disparador solar pueda afectar las temperaturas de la alberca de agua cálida y que esta pueda afectar al resto del Pacífico es una posibilidad que debería ser explorada en modelos futuros.

## Capítulo 7. Iluminando los años oscuros; entre 400 y 800 CE

---

Uno de los grandes hitos de la climatología fue entender los mecanismos por los que se produce la variabilidad interanual del ENSO a partir de las observaciones climáticas y oceanográficas del último siglo. La enorme influencia que la dinámica del sistema ENSO tiene en las temperaturas y las precipitaciones a nivel planetario ha provocado que en demasiadas ocasiones los cambios observados se interpreten invocando al ENSO, cuando existen otros procesos que también interactúan y que en determinadas regiones o épocas pueden ser de mayor importancia. El estudio de la variabilidad del ENSO a lo largo del Holoceno se ha realizado a partir de registros tropicales sensibles a la precipitación que actualmente están asociados con El Niño (Moy et al., 2003; Conroy et al., 2008, Zhang et al., 2014, Atwood y Sachs, 2014). Estos registros muestran largos períodos de tiempo con mínimos de precipitación, mientras que en otros períodos sus máximos son superiores a los observados actualmente.

Uno de los resultados más llamativos del presente estudio es la reducida variabilidad como el ENSO, de escala de interanual a centenal, observada entre los años 400 a 800 CE (Fig. 25) periodo durante el cual coinciden anomalías negativas en los registros de carbonato y Corg-Br de SaLa en las bajas frecuencias (Fig. 23). Este periodo coincide a grandes rasgos con un periodo frío del hemisferio norte (Sigl et al., 2015) que debió ser particularmente intenso en Europa y que en algunos estudios se le ha llamado el Periodo de los Años Oscuros (DAP, en sus siglas en inglés), nombre relacionado con la ausencia de progreso científico y cultural durante la Alta Edad Media en Europa, en contraposición a la iluminación que supuso el Renacimiento y la anterior cultura clásica de Roma y Grecia. Aunque éste término es polémico entre historiadores es el más utilizado en paleoclimatología, sin embargo tampoco está totalmente adoptado lo que complica la búsqueda de información relativa a este periodo de tiempo. Además, la comparación de condiciones predominantemente cálidas y frías del planeta se han centrado en la Anomalía Climática Medieval y la Pequeña Edad de Hielo periodos en los que la cantidad de registros de alta resolución es mucho mayor. En los modelos propuestos por los paleoclimatólogos se acepta que la Anomalía Climática Medieval supuso una reorganización completa del clima y oceanografía global (Graham et al., 2011), sin embargo, en ningún caso se dice cuales eran las condiciones anteriores a esa reorganización. En este capítulo propongo un nuevo modelo para explicar la variabilidad durante este periodo de Los Años Oscuros.

Las últimas investigaciones relacionan las condiciones frías del DAP con un aumento de la actividad volcánica hacia el año 500 CE (Sigl et al., 2015), y registros procedentes de diversas regiones del mundo muestran que éste no sólo afectó a Europa. En China algunos estudios reportan un periodo seco,

mientras en otros consideran un periodo cálido y húmedo de las dinastías Sui y Tang que cambió a partir del año 500 para terminar en un periodo extremadamente seco y frío hacia el año 900 CE (Zhang et al., 2008; Tan et al., 2003). En Norteamérica también se han reportado condiciones frías (Trouet et al., 2013) y en el caso de Mesoamérica este período coincide con el lento declinar del período Clásico Maya, que termina hacia el 900 CE, durante el cual se registraron sucesivos periodos de sequías que afectaron no sólo a la región de Yucatán sino también a grandes urbes del altiplano como Teotihuacán (Hodell et al., 2005; Lachniet et al., 2012; Bhattacharia et al., 2015). Algunos autores han sugerido que las reducciones en la precipitación en Mesoamérica estuvieron asociadas a una migración latitudinal de la ITZC hacia el sur (Haug et al., 2001), posiblemente moduladas por eventos de El Niño (Bhattacharia et al., 2014). Coincidiendo durante este mismo período, los registros de lagos y cuevas del suroeste de Norteamérica muestran la predominancia de condiciones secas también a lo largo de cuatro siglos en esa región (Rasmusen et al., 2006; Kirby et al., 2014; Tian et al., 2006), lo que sugiere otra causa diferente a El Niño, que generalmente se ha relacionado con mayores precipitaciones en el oeste de Norteamérica.

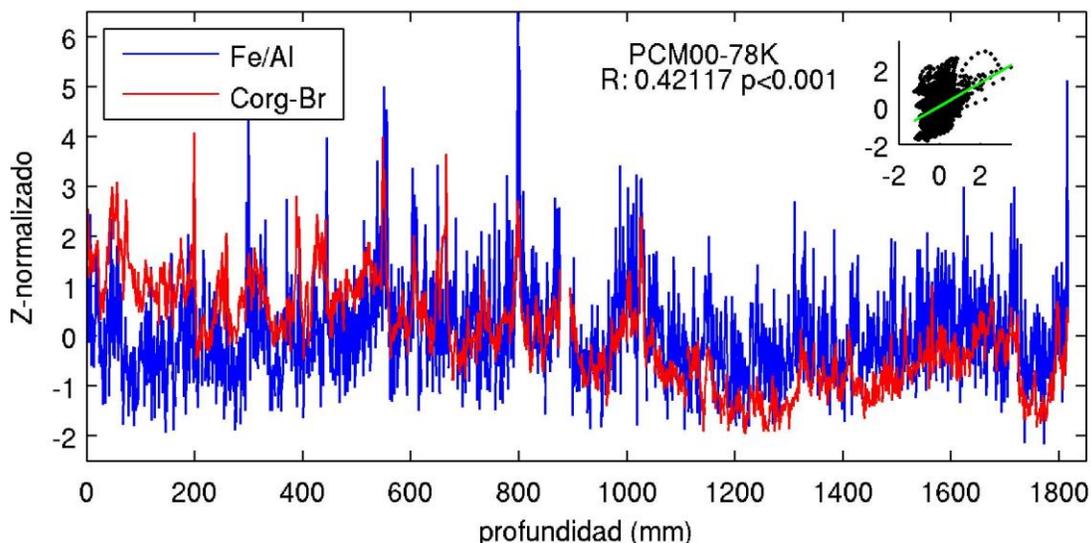
## 7.1. Entre el cielo y el suelo

Para analizar la importancia de la variabilidad como el ENSO durante el DAP se utilizó como guía de variabilidad como el ENSO aquella que esté por debajo de 150 años de periodicidad (tal y como está descrito en la sección 5.1), si bien es cierto que otros registros de otras regiones no tienen por qué cumplir este precepto y su variación decadal o centenal podría tener causas diferentes a variaciones tipo ENSO/PDO. Para ello se utilizaron registros con una resolución mínima de 10 años que capturen la variabilidad durante el DAP y con la longitud suficiente que permita compararla con otros periodos. También se analiza la posibilidad de un efecto en los registros de SaLa derivado de cambios en la química de los sedimentos, ya que en la cuenca de Santa Bárbara coincide con un periodo de tiempo en el que las laminaciones no son constantes y se piensa que pudo haber pequeños eventos de oxigenación que permitiese la actividad bioturbadora de meiofauna (Schimelman, comentario personal) y que consiguientemente pudiera haber alterado la preservación del carbonato y carbono orgánico en los sedimentos.

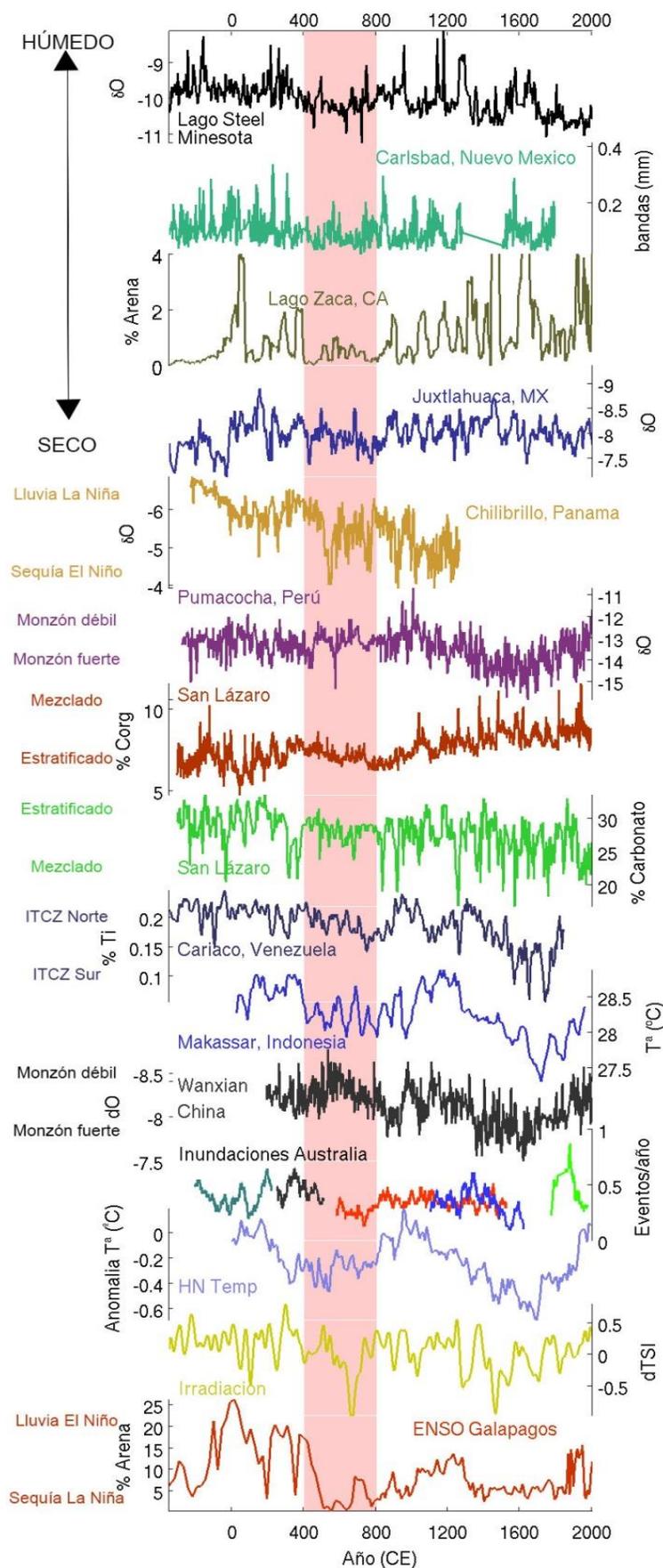
Numerosos registros han utilizado la relación Fe/Al (o bien normalizados con Ti y K) como un proxy de las condiciones REDOX del sedimento marino (i.e. Blanchet et al., 2009). Las similitudes entre las series de tiempo del Fe/Al y el Br/Si sugieren que las condiciones REDOX de la cuenca SaLa podrían estar

controladas por la productividad exportada desde la capa de mezcla y no por la ventilación de la cuenca, aunque esta aseveración debe tomarse con cautela ya que no se ha validado el Fe/Al como proxy de las condiciones REDOX para SaLa.

El registro isotópico del Nitrógeno ( $\delta^{15}\text{N}$ ) de cuenca SaLa muestra los valores más positivos durante el DAP de los últimos dos mil años (van Geen et al., 2014), lo que implica una intensificación del mínimo de oxígeno a escala regional, que comprende el Pacífico Ecuatorial Nororiental, y descarta la hipótesis de un periodo con mayor ventilación de la cuenca de SaLa. En un trabajo reciente se han relacionado las variaciones del  $\delta^{15}\text{N}$  en SaLa para el último siglo con variaciones regionales de la circulación oceanográfica y con la expansión de la zona de mínimo de oxígeno del noreste del Pacífico tropical originadas por variaciones en la circulación de Walker (Deutsch et al., 2014). Apoyándonos en esta interpretación, los valores más positivos observados en el  $\delta^{15}\text{N}$  en SaLa durante el DAP implican una mayor extensión del mínimo de oxígeno a escala regional, proceso que podría estar relacionado con una mayor productividad exportada a nivel regional como consecuencia de una intensificación de los Alisios que facilite la inyección de nutrientes a la capa de mezcla, lo que contrasta con los valores bajos de Corg-Br en SaLa, pero concuerda con la anomalía negativa del carbonato.



**Figura 37.** Relación en profundidad entre el Corg-Br y el Fe/Al en el núcleo PCM00-78K



**Figura 38.** Series de tiempo de paleoregistros que de una forma u otra presenta un periodo DAP claramente demarcado. De arriba abajo: Lago Steel (Tian et al. 2006); Cueva Carlsbad (Rasmussen et al. 2006); Lago Zaca (Kirby et al. 2014); Cueva Juxtlahuaca (Lachniet et al. 2012); Cueva Chilibrillo (Lachniet et al. 2004); Lago Pumacocha (Bird et al., 2013); Cor-Br de San Lázaro (este estudio); carbonato de San Lázaro (este estudio); Cuenca Cariaco (Haug et al., 2001); Temperatura Makassar (Oppo et al., 2009); Precipitación cueva Wanxian (Zhang et al., 2008); Inundaciones Australia (Denniston et al., 2015); Temperatura Hemisferio Norte (Ljungqvist 2010); Irradiación solar (Solanki et al. 2004); Precipitación El Niño (Conroy et al., 2008).

Una posible explicación de esta paradoja es la relación entre viento y productividad del ecosistema. En general, para ecosistemas de surgencias costeras, se considera que un viento fuerte activa la productividad marina por la mezcla de aguas y la advección de nutrientes desde aguas subsuperficiales. Lo que generalmente se obvia es que para estos ecosistemas también es válida la hipótesis del disturbio intermedio, y que valores excesivamente altos de viento pueden provocar baja productividad del ecosistema, debido al arrastre mar adentro de los organismos fitoplanctónicos. Algunos estudios muestran cómo durante las condiciones La Niña del año 1999 la época de surgencias (abril a julio) presentó anomalías negativas de clorofila debido a los extremos valores de viento registrados (Jacox et al., 2016). El registro de  $\delta^{15}\text{N}$  de cuenca SaLa muestra un periodo con los valores más positivos entre 400 y 800 CE y con una variabilidad reducida, lo que sugiere una intensificación de los vientos Alisios que sostenidos producen un aumento de la producción exportada y consiguientemente una mayor utilización del oxígeno disuelto en la subsuperficie por procesos de oxidación de la materia orgánica.

En cuanto a la disminución de la variabilidad como el ENSO, se han observado en registros de precipitación en puntos tan dispares como Sudamérica y Asia periodos de baja variabilidad similares a los observado en San Lázaro durante este mismo periodo (Fig 37), lo que sugiere un forzamiento atmosférico o cambios en las teleconexiones como el origen de esta baja variabilidad.

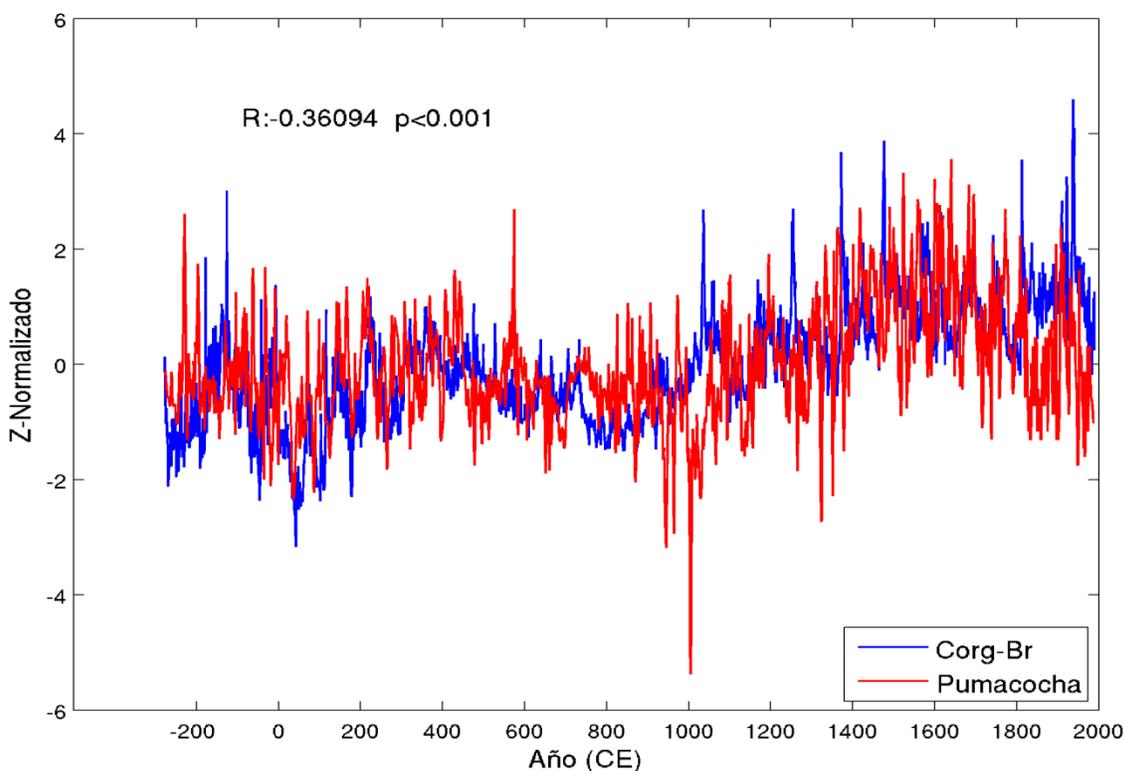
En base a estas observaciones, podemos plantear la hipótesis de que durante el DAP predominaron condiciones sostenidas de tipo La Niña en el Pacífico ecuatorial oriental y en las regiones de frontera oriental del Pacífico. Estas condiciones se superponen a un periodo con menor irradiación solar (Fig 7.1) debido a la actividad volcánica, lo que produjo condiciones frías (Sighl et al., 2015), principalmente en el hemisferio norte. Para contrastar esta hipótesis, comprobaremos con otros registros si sus valores durante el DAP pueden explicarse por la predominancia de estas condiciones.

## 7.2. Las dos orillas del Pacífico

En la parte inferior de la Figura 7.1 puede observarse que entre 400 y 800 CE una baja precipitación en Galápagos (Conroy et al., 2008), que sugiere una predominancia de condiciones como La Niña. En los cinco registros de la parte superior de la figura 7.1 puede observarse la predominancia de las condiciones de sequía en Norteamérica, Mesoamérica y Centroamérica. Las condiciones como La Niña propuestas podrían explicar la sequía en Norteamérica (Rasmusen et al., 2006; Kirby et al., 2014; Tian et al., 2006),

pero en el caso de los monzones de México (Lachniet et al., 2012) y Panamá (Lachniet et al., 2004) debemos considerar el mayor papel que juegan las bajas temperaturas del continente. La precipitación relacionada con los monzones está relacionada con la posición de la ITCZ y el contraste de temperatura entre continente y océano, ya que condiciones cálidas en el continente producen el levantamiento en altitud de las masas de aire, lo que permite la entrada de humedad en el océano (Metcalf et al., 2015 y referencias en su interior). Así, aunque unas condiciones como La Niña favorecen las lluvias monzónicas en Norte y Centro América debido al desplazamiento hacia el norte de la ITCZ y a la presencia de aguas frías en el Pacífico oriental, las condiciones de temperaturas frías registradas en Norteamérica (Trouet et al. 2013) tendrían el efecto contrario, una ITCZ más al sur y menor convección en el continente que reduciría el internamiento de masas de aire húmedas procedentes del océano con la consiguiente disminución de la actividad del monzón.

Un registro clave en la validación de la hipótesis planteada es el registro de la precipitación del monzón de Sudamérica en el lago de Pumacocha, Perú (Bird et al., 2013). Este registro presenta grandes coincidencias con el registro de Corg-Br de San Lázaro: una correlación negativa significativa ( $R=-0.36$ ,  $p<0.001$ , Fig. 7.2) debida predominantemente a la similitud de sus modos multicentnales ( $R=-0.75$ ,  $p<0.001$ ), y una baja variabilidad en el periodo del DAP (Fig 7.3). A escalas centenarias ambos registros están relacionados con las temperaturas del hemisferio norte (HN) de forma que mayores temperaturas en el HN están asociadas a reducciones en la precipitación del monzón suramericano y en la productividad en el sur de la corriente de California. En el caso de Pumacocha, el mecanismo involucra el acoplamiento entre las TSM del Atlántico y el Pacífico tropical con la posición de la ITCZ (Bird et al., 2013). Cuando comparamos los dos periodos fríos, DAP y LIA, podemos observar las diferentes respuestas de los registros para ambos periodos, por lo que deducimos la importancia de otros factores diferentes de la temperatura del HN para poder explicarlos; durante el DAP se observan reducciones en la precipitación monzónica y la productividad del sur de la CCS en contraste con la LIA, cuando hay máximos en la precipitación monzónica y en la productividad del sur de la CCS. Los valores intermedios de precipitación de Pumacocha durante el DAP sugieren una posición de la ITCZ intermedia, ni muy al sur, donde produciría elevada precipitación, ni muy al norte donde produciría condiciones secas. Al igual que lo descrito en el párrafo anterior para los monzones de Norte y Centro América, aparentemente aquí también se está produciendo ese balance entre las condiciones como La Niña y el enfriamiento del Hemisferio norte que llevan a la ITCZ a una posición intermedia. En cambio durante la LIA se observa que la coincidencia de condiciones frías en el HN y condiciones como El Niño, ambos procesos empujan a la ITCZ hacia el sur, produjeron las condiciones más húmedas de los últimos 2000 años (Bird et al., 2013).



**Figura 39.** Correlación entre los registros de Corg-Br y d18O del Lago Pumacocha en Perú (Bird et al., 2013). Para una mejor visualización se ha volteado el registro de Pumacocha, indicando hacia arriba alta precipitación y hacia abajo condiciones secas.

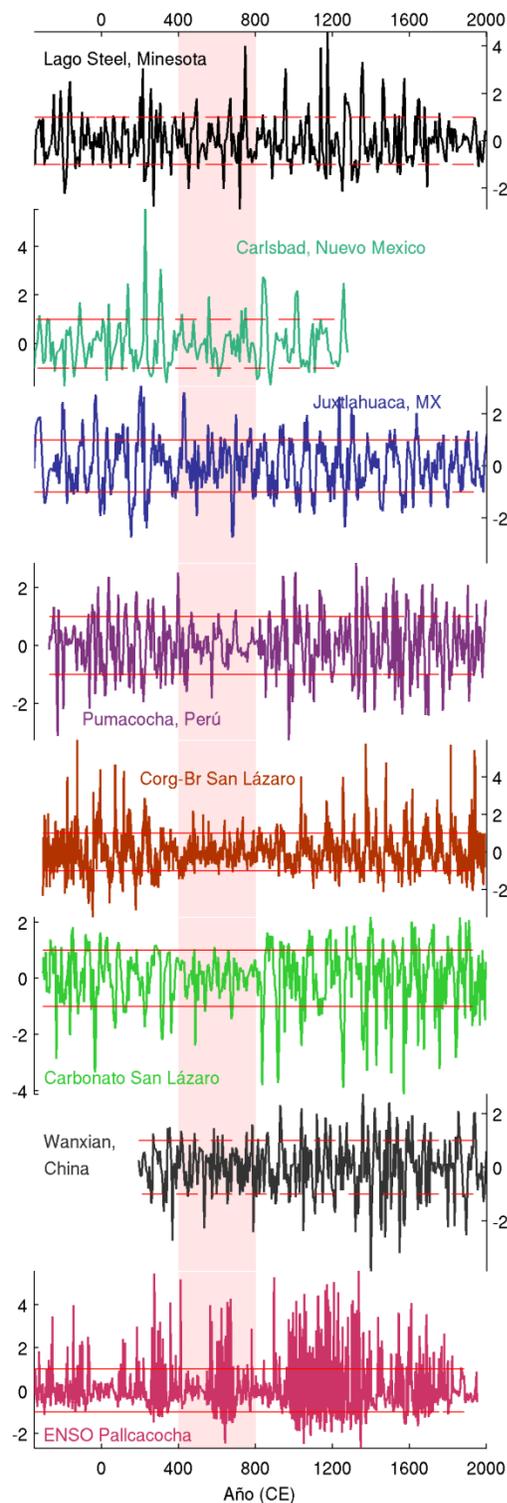
En la otra orilla del Pacífico, la variabilidad de la alberca de agua cálida del Indo-Pacífico está predominantemente relacionada con las temperaturas del HN (Tierney et al., 2010; Roshental et al., 2013; Oppo et al., 2009). Las condiciones como La Niña deberían *a priori* apilar aguas cálidas en la alberca del Indo-Pacífico y contribuir a su calentamiento, pero las condiciones frías podrían explicar la ausencia de temperaturas elevadas en el estrecho de Makassar por enfriamiento atmosférico durante el invierno (Oppo et al., 2009). Nuevamente, al comparar los dos periodos fríos, el DAP y la LIA, observamos diferencias, ya que el DAP presenta valores alrededor del promedio, mientras que durante la LIA se observan los valores mínimos de los últimos 2000 años. Las condiciones como La Niña podrían haber compensado un enfriamiento tan intenso como el que hubo durante la LIA, mediante el apilamiento de agua cálida en la alberca del Indo-Pacífico (Oppo et al., 2009).

En el caso del monzón de verano del este asiático, también predomina la influencia de las temperaturas del HN (Zhang et al., 2008), aunque en este caso hay ciertas contradicciones ya que

algunos registros muestran un aumento de las lluvias monzónicas durante períodos cálidos del HN, coincidentes con las etapas de las dinastías Sui y Tang. Sin embargo, cuando se considera la totalidad de los registros de los monzones, desde la costa hasta la falda de las montañas del Tibet, los resultados muestran una disminución generalizada de la intensidad del monzón asiático durante el DAP (Tierney, Hu et al., 2008), como la observada en el registro de Wanxian a partir del año 500 CE (Zhang et al., 2008 – Fig. 37).

En el noroeste de Australia, los registros de cuevas muestran una reducción del monzón de verano Indo-Australiano (Deniston, 2013), y de la recurrencia de ciclones tropicales durante el DAP (Fig. 37 - Deniston, 2015) que han sido asociados con una predominancia de condiciones como El Niño. En el caso de las inundaciones por ciclones tropicales, los autores sugieren la influencia de El Niño y La Niña basados en observaciones y coincidencias con el registro instrumental y paleoregistros del Atlántico. La actividad ciclónica del Atlántico se ha relacionado recientemente con la incidencia de radiación solar, a partir de observaciones de la menor incidencia de ciclones tropicales durante el mínimo de Maunder (Trouet et al., 2016), aunque la predominancia de condiciones de El Niño pudo haber jugado también un papel (Trouet et al., 2016). La mayoría de las reconstrucciones de la radiación solar muestran una importante y sostenida disminución de la actividad solar durante el DAP, lo que sugiere la importancia de la radiación solar en la formación de ciclones tropicales a escalas centenarias (Fig. 37). La reducida radiación solar durante el DAP y la similitud entre los registros de temperatura global con el registro de ciclones tropicales de Australia, sugieren una importancia menor de los fenómenos de La Niña en la generación de tormentas tropicales durante el DAP.

Los resultados del debilitamiento del monzón Indo-Australiano durante el DAP no son concluyentes ya que utiliza diferentes cronologías debido al amplio error de la datación para ese periodo de tiempo (Deniston, 2013). Cuando utiliza la cronología que relaciona el debilitamiento del monzón con El Niño, el periodo del DAP muestra en realidad un fortalecimiento del monzón que consecuentemente se asociaría con condiciones como La Niña. Cuando usa la cronología en la que el debilitamiento del monzón es profundo durante el DAP, los autores podrían estar minusvalorando la influencia de La Niña en el desplazamiento hacia el norte de la ITCZ en el Pacífico tropical occidental.



**Figura 40.** Series de tiempo filtrados con un pasa-altas (de arriba abajo): Lago Steel (Tian et al. 2006); Cueva Carlsbad (Rasmussen et al. 2006; Cueva Juxtlahuaca (Lachniet et al 2012); Lago Pumacocha (Bird et al., 2013); Cor-Br de San Lázaro (este estudio); carbonato de San Lázaro (este estudio); Precipitación cueva Wanxian (Zhang et al., 2008); Precipitación El Niño (Moy et al., 2003) Las líneas rojas horizontales indican la desviación estándar. Todos los registros están normalizados.

### 7.3. Síntesis

La baja variabilidad observada en algunos registros de precipitación de América y Asia, junto con los datos de  $\delta^{15}\text{N}$  y Fe/Al de nuestro sitio de estudio sugieren que ese periodo no tiene una variabilidad significativa entre escalas interanuales y centenarias y no está relacionada con cambios en la ventilación de la cuenca. Unas condiciones estables en el Pacífico Tropical, o cambios en las teleconexiones, aparecen como causa probable a la reducida variabilidad encontrada en nuestros registros entre los años 400 y 800 CE

De los diferentes registros analizados sólo algunos coinciden con la reducción en la variabilidad observada en los registros de San Lázaro, desde interanual o decadal hasta centenaria para el periodo DAP, entre los que destaca el registro de Pumacocha. Donde se observa más claramente esta reducción en la variabilidad es en la región de Norteamérica, aunque también se observa en el registro del monzón asiático de la cueva Wanxian (Zhang et al., 2008 – Fig 39). De los registros de precipitación de El Niño, sólo el registro de Pallcacocha tiene la resolución necesaria y muestra un lapso entre 400 y 900 CE, aunque interrumpido hacia el 700 CE, con una menor precipitación asociada a El Niño (Fig. 39). Este lapso también se observa en otros de los registros, como Pumacocha o Juxtlahuaca, que representan las precipitaciones del monzón suramericano y mexicano respectivamente (Bird et al., 2013; Metcalfe et al., 2010).

La comparación entre los dos periodos en los que predominaron condiciones frías en el HN, en ambos casos por la actividad volcánica (McGregor et al. 2015; Sigl et al. 2015), pueden ayudar a entender el efecto que pueden tener en el clima condiciones diferentes del Pacífico Tropical. Durante el DAP parece que predominaron condiciones como La Niña que redujeron las lluvias relacionadas con el ENSO a mínimos en el registro de Galápagos y Pallcacocha. Estos mismos registros registran más lluvias para la LIA y otros registros sugieren un predominio de condiciones como El Niño para este periodo. Esta explicación responde satisfactoriamente a las diferencias encontradas en registros de precipitación monzónica de América y Asia, así como el de temperatura de la alberca del Indo-Pacífico. Sin embargo, sería necesario un mayor esfuerzo en obtener registros de alta resolución para el periodo de la Edad Oscura (DAP) en otras regiones del mundo que den una mejor sustentación a la hipótesis planteada en este capítulo. Entender cómo era la climatología durante esta época cobra una mayor importancia cuando consideramos la prolongada condición de sequía que perduró por cuatro siglos en Norteamérica, con importantes implicaciones para explicar el colapso de ciudades y civilizaciones en Mesoamérica.

## Capítulo 8. Conclusiones

---

El análisis de núcleos de sedimento con fluorescencia de Rayos X ha resultado ser un método eficaz para las mediciones de paleoproductividad del carbono en la cuenca de San Lázaro. Así, el conteo de Ca como proxy del carbonato y de la relación Br/Si como proxy de carbono orgánico, es una buena aproximación que permite obtener una mayor resolución de la señal con una metodología más rápida.

El carbonato es afectado por procesos de disolución durante breves periodos de tiempo, probablemente hasta que quedan tapados por capas superiores, momento en el que se incrementaría la alcalinidad y se detiene la disolución. Esta disolución está probablemente relacionada con la ausencia de frecuencias significativas en la escala interanual del carbonato y del Ca. Para otras frecuencias consideramos que su efecto debe ser pequeño y asociado con eventos de alta exportación de materia orgánica, lo que no enmascara la relación en la productividad de carbonato y carbono orgánico.

El carbonato presenta una clara relación con las mediciones instrumentales de la Oscilación Decadal del Pacífico, lo que demuestra su relación con la estructura de la capa de agua y las condiciones oceanográficas dominantes.

Los forzamientos que gobiernan la paleoproductividad del carbono en la región sur del Sistema de la Corriente de California (CCS) varían según su escala. En escalas centenarias a interanuales la productividad de carbonato y Corg presentan patrones opuestos de variación de forma similar a lo observado en el registro instrumental para la escala estacional e interanual. En escalas multicientenarias la ausencia de coherencia entre ambos registros sugiere forzamientos diferentes. Por último, la tendencia milenaria opuesta que presentan está probablemente relacionadas con el forzamiento solar dado por la precesión de los equinoccios.

La variación multicientenaria del Corg está probablemente relacionado con las variaciones oceanográficas del Pacífico y del hemisferio norte en base a la similitud en esta frecuencia con los registros de PDO y de temperatura de Mann et al. (2009). El carbonato presenta mayor similitud con variaciones latitudinales de la ITCZ y la sequía en el oeste de Norteamérica, lo que sugiere una relación con los cambios en el flujo interhemisférico de calor.

De las escalas decadales a multidecadales, los registros de San Lázaro muestran una correlación significativa con diferentes reconstrucciones de PDO realizadas por otros autores, coincidiendo también

con la menor variabilidad de este tipo durante la LIA.

Aunque a priori la variabilidad interanual del carbonato no se preserva debido a procesos de disolución, durante la LIA sí se observa una variabilidad significativa en la amplitud de la serie de tiempo del carbonato, lo que sugiere una elevada intensidad en variaciones en el sistema ENSO para este periodo, como ha sido descrito en otros registros del Pacífico nororiental y Norteamérica. Aunado a estas observaciones, la serie de tiempo del Corg también muestra una importante variabilidad interanual durante la LIA y entre los años -200 y 300 CE.

La variación centenaria aparece como un periodo persistente en nuestros registros y muestra una clara relación con el registro de sequía de Norteamérica y variaciones en la alberca de agua cálida del Indo Pacífico, mostrando un patrón similar al del ENSO Canónico. Esta variación centenaria está amplificadas durante el periodo medieval y las relaciones con otros registros de Centro y Sud América para este periodo descartan una variabilidad como el EP ENSO. Por ello planteamos la hipótesis de una similitud de esta ciclicidad centenaria con lo observado en la escala interanual de condiciones como el ENSO del Centro del Pacífico en el que la expansión de la alberca de agua cálida jugaría un papel importante.

Durante el periodo entre los años 400 y 800 CE se observa una reducción de la variabilidad interanual, decadal y centenaria en los registros de cuenca San Lázaro. Se exploran características similares en otros registros que indiquen una ausencia de variación en el sistema ENSO para este periodo. En base a estos registros se plantea una hipótesis de condiciones como La Niña excepcionalmente fortalecidas y sostenidas en este periodo durante el cual hubo escasa variación decadal y multidecadal. Aunque algunos registros parecen confirmar esta hipótesis, otros no muestran un resultado claro, y en cualquier caso, el escaso número de registros de alta resolución para este periodo no permite aún obtener conclusiones claras.

## Literatura citada

---

- Agnihotri, R., M. a. Altabet, T. D. Herbert, y J. E. Tierney (2008), Subdecadally resolved paleoceanography of the Peru margin during the last two millennia, *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, 9(5), n/a-n/a, doi:10.1029/2007GC001744.
- Ashok, K., S. K. Behera, S. A. Rao, H. Weng, y T. Yamagata (2007), El Niño Modoki and its possible teleconnection, *J. Geophys. Res. Ocean.*, 112(11), 1–27, doi:10.1029/2006JC003798.
- Asmerom, Y., V. Polyak, S. Burns, y J. Rasmussen (2007), Solar forcing of Holocene climate: New insights from a speleothem record, southwestern United States, *Geology*, 35(1), 1, doi:10.1130/G22865A.1.
- Asmerom, Y., V. J. Polyak, y S. J. Burns (2010), Variable winter moisture in the southwestern United States linked to rapid glacial climate shifts, *Nat. Geosci.*, 3(2), 114–117, doi:10.1038/ngeo754.
- Asmerom, Y., V. J. Polyak, J. B. T. Rasmussen, S. J. Burns, y M. Lachniet (2013), Multidecadal to multicentury scale collapses of Northern Hemisphere monsoons over the past millennium., *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 110(24), 9651–6, doi:10.1073/pnas.1214870110.
- Atwood, A. R., y J. P. Sachs (2014), Separating ITCZ- and ENSO-related rainfall changes in the Galápagos over the last 3 kyr using D/H ratios of multiple lipid biomarkers, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 404, 408–419, doi:10.1016/j.epsl.2014.07.038.
- Bakun, A. (1990), Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling., *Science*, 247(4939), 198–201, doi:10.1126/science.247.4939.198.
- Barron, J. A., y D. Bukry (2007), Solar forcing of Gulf of California climate during the past 2000 yr suggested by diatoms and silicoflagellates, *Mar. Micropaleontol.*, 62(2), 115–139, doi:10.1016/j.marmicro.2006.08.003.
- Barron, J. A., D. Bukry, y D. Field (2010), Santa Barbara Basin diatom and silicoflagellate response to global climate anomalies during the past 2200 years, *Quat. Int.*, 215(1–2), 34–44, doi:10.1016/j.quaint.2008.08.007.
- Barron, J. A., D. Bukry, y I. L. Hendy (2014), High-resolution paleoclimatology of the Santa Barbara Basin during the Medieval Climate Anomaly and early Little Ice Age based on diatom and silicoflagellate assemblages in Kasten core SPR0901-02KC, *Quat. Int.*, 1–10, doi:10.1016/j.quaint.2014.04.020.
- Behrenfeld, M. J., R. T. O'Malley, D. a Siegel, C. R. McClain, J. L. Sarmiento, G. C. Feldman, A. J. Milligan, P. G. Falkowski, R. M. Letelier, y E. S. Boss (2006), Climate-driven trends in contemporary ocean productivity., *Nature*, 444(7120), 752–5, doi:10.1038/nature05317.
- Berger, R., R. E. Taylor, y W. F. Libby (1966), Radiocarbon content of marine shells from the California and Mexican west coast., *Science*, 153(3738), 864–6, doi:10.1126/science.153.3738.864.
- Bernal-Franco, G. (2001), Registro paleoceanográfico en los sedimentos laminados de la cuenca de La Paz, margen occidental del Bajo Golfo de California, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.

- De Bernardi, B., P. Ziveri, E. Erba, y R. C. Thunell (2008), Calcareous phytoplankton response to the half century of interannual climatic variability in Santa Barbara Basin (California), *Paleoceanography*, 23(2), n/a-n/a, doi:10.1029/2007PA001503.
- Bertrand, A., A. Chaigneau, S. Peraltilla, J. Ledesma, M. Graco, F. Monetti, y F. P. Chavez (2011), Oxygen: a fundamental property regulating pelagic ecosystem structure in the coastal southeastern tropical Pacific., *PLoS One*, 6(12), e29558, doi:10.1371/journal.pone.0029558.
- Bhattacharya, T., y J. C. H. Chiang (2014), Spatial variability and mechanisms underlying El Niño-induced droughts in Mexico, *Clim. Dyn.*, 43(12), 3309–3326, doi:10.1007/s00382-014-2106-8.
- Bhattacharya, T., R. Byrne, H. Böhnelt, K. Wogau, U. Kienel, B. L. Ingram, y S. Zimmerman (2015), Cultural implications of late Holocene climate change in the Cuenca Oriental, Mexico., *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 112(6), 1693–8, doi:10.1073/pnas.1405653112.
- Biondi, F., C. B. Lange, M. K. Hughes, y W. H. Berger (1997), Inter-decadal signals during the last millennium (AD 1117-1992) in the Varve record of Santa Barbara Basin, California, *Geophys. Res. Lett.*, 24(2), 193–196, doi:10.1029/96GL03813.
- Biondi, F., A. Gershunov, y D. R. Cayan (2001), North Pacific Decadal Climate Variability since 1661, *J. Clim.*, 14(1), 5–10, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<0005:NPDCVS>2.0.CO;2.
- Bird, B. W., M. B. Abbott, M. Vuille, D. T. Rodbell, N. D. Stansell, y M. F. Rosenmeier (2011), A 2,300-year-long annually resolved record of the South American summer monsoon from the Peruvian Andes., *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 108(21), 8583–8, doi:10.1073/pnas.1003719108.
- Black, B. a, W. J. Sydeman, D. C. Frank, D. Griffin, D. W. Stahle, M. García-Reyes, R. R. Rykaczewski, S. J. Bograd, y W. T. Peterson (2014), Climate change. Six centuries of variability and extremes in a coupled marine-terrestrial ecosystem., *Science*, 345(6203), 1498–502, doi:10.1126/science.1253209.
- Blanchet, C. L., N. Thouveny, y L. Vidal (2009), Formation and preservation of greigite (Fe<sub>3</sub>S<sub>4</sub>) in sediments from the Santa Barbara Basin: Implications for paleoenvironmental changes during the past 35 ka, *Paleoceanography*, 24(2), n/a-n/a, doi:10.1029/2008PA001719.
- Boyce, D. G., M. R. Lewis, y B. Worm (2010), Global phytoplankton decline over the past century., *Nature*, 466(7306), 591–6, doi:10.1038/nature09268.
- Cermeño, P., C. de Vargas, F. Abrantes, y P. G. Falkowski (2010), Phytoplankton biogeography and community stability in the ocean., *PLoS One*, 5(4), e10037, doi:10.1371/journal.pone.0010037.
- Chen, J., F. Chen, S. Feng, W. Huang, J. Liu, y A. Zhou (2015), Hydroclimatic changes in China and surroundings during the Medieval Climate Anomaly and Little Ice Age: Spatial patterns and possible mechanisms, *Quat. Sci. Rev.*, 107, 98–111, doi:10.1016/j.quascirev.2014.10.012.
- Cheshire, H., y J. Thurow (2013), High-resolution migration history of the Subtropical High/Trade Wind system of the northeastern Pacific during the last ~55 years: Implications for glacial atmospheric reorganization, *Paleoceanography*, 28(2), 319–333, doi:10.1002/palo.20031.
- Choi, J., S. Il An, J. S. Kug, y S. W. Yeh (2011), The role of mean state on changes in El Niño's flavor, *Clim. Dyn.*, 37(5), 1205–1215, doi:10.1007/s00382-010-0912-1.

- Cobb, K. M., N. Westphal, H. R. Sayani, J. T. Watson, E. Di Lorenzo, H. Cheng, R. L. Edwards, y C. D. Charles (2009), Highly Variable El Niño–Southern Oscillation Throughout the Holocene, *Science* (80- ), 339, 67–70.
- Conroy, J. L., J. T. Overpeck, J. E. Cole, T. M. Shanahan, y M. Steinitz-Kannan (2008), Holocene changes in eastern tropical Pacific climate inferred from a Galápagos lake sediment record, *Quat. Sci. Rev.*, 27(11–12), 1166–1180, doi:10.1016/j.quascirev.2008.02.015.
- Cook, E. R., C. A. Woodhouse, C. M. Eakin, D. M. Meko, y D. W. Stahle (2004), Long-term aridity changes in the western United States., *Science*, 306(November), 1015–1018, doi:10.1126/science.1102586.
- Denniston, R. F. et al. (2013), A Stalagmite record of holocene indonesian-australian summer monsoon variability from the australian tropics, *Quat. Sci. Rev.*, 78, 155–168, doi:10.1016/j.quascirev.2013.08.004.
- Denniston, R. F. et al. (2015), Extreme rainfall activity in the Australian tropics reflects changes in the El Niño/Southern Oscillation over the last two millennia, *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 201422270, doi:10.1073/pnas.1422270112.
- Dettinger, M. D., M. Ghil, C. M. Strong, W. Weibel, y P. Yiou (1995), Software expedites singular-spectrum analysis of noisy time series, *Eos (Washington. DC).*, 76(2), 12, 14, 21, doi:10.1029/EO076i002p00012.
- Deutsch, C. et al. (2014), Centennial changes in North Pacific anoxia linked to tropical trade winds., *Science*, 345(6197), 665–8, doi:10.1126/science.1252332.
- Douglas, R., O. Gonzalez-Yajimovich, J. Ledesma-Vazquez, y F. Staines-Urias (2007), Climate forcing, primary production and the distribution of Holocene biogenic sediments in the Gulf of California, *Quat. Sci. Rev.*, 26(1–2), 115–129, doi:10.1016/j.quascirev.2006.05.003.
- Durazo, R. (2015), Seasonality of the transitional region of the California Current System off Baja California, *J. Geophys. Res. Ocean.*, 120(2), 1173–1196, doi:10.1002/2014JC010405.
- Esparza-Alvarez, M. A., J. C. Herguera, y C. Lange (2007), Last century patterns of sea surface temperatures and diatom (>38  $\mu\text{m}$ ) variability in the Southern California current, *Mar. Micropaleontol.*, 64(1–2), 18–35, doi:10.1016/j.marmicro.2007.01.001.
- Feely, R. A., C. L. Sabine, J. M. Hernandez-Ayon, D. Ianson, y B. Hales (2008), Evidence for Upwelling of Corrosive “ Acidified ” Water onto the Continental Shelf, *Science*, 320 (5882), 1490-1492, doi: 10.1126/science.1155676
- Fisler, J., y I. L. Hendy (2008), California Current System response to late Holocene climate cooling in southern California, *Geophys. Res. Lett.*, 35(9), L09702, doi:10.1029/2008GL033902.
- Gedalof, Z., y D. J. Smith (2001), Interdecadal climate variability and regime-scale shifts in Pacific North America, *Geophys. Res. Lett.*, 28(8), 1515–1518, doi:10.1029/2000GL011779.
- Gedalof, Z., N. J. Mantua, y D. L. Peterson (2002), A multi-century perspective of variability in the Pacific Decadal Oscillation: new insights from tree rings and coral, *Geophys. Res. Lett.*, 29(24), 2204, doi:10.1029/2002GL015824.

- van Geen, A., J. Mey, R. C. Thunell, W. Berelson, y Deutsch (2014), Fluctuations in Anoxia and the Depth of the Eastern Equatorial Pacific Thermocline Inferred from a 2000 Year Sediment Record of Water-Column Denitrification Off Baja California, in AGU.
- van Geen, a., Y. Zheng, J. M. Bernhard, K. G. Cannariato, J. Carriquiry, W. E. Dean, B. W. Eakins, J. D. Ortiz, y J. Pike (2003), On the preservation of laminated sediments along the western margin of North America, *Paleoceanography*, 18(4), n/a-n/a, doi:10.1029/2003PA000911.
- González-Rodríguez, E., a. Trasviña-Castro, G. Gaxiola-Castro, L. Zamudio, y R. Cervantes-Duarte (2012), Net primary productivity, upwelling and coastal currents in the Gulf of Ulloa, Baja California, México, *Ocean Sci.*, 8(4), 703–711, doi:10.5194/os-8-703-2012.
- Goosse, H., E. Cressin, S. Dubinkina, M. F. Loutre, M. E. Mann, H. Renssen, Y. Sallaz-Damaz, y D. Shindell (2012), The role of forcing and internal dynamics in explaining the “Medieval Climate Anomaly,” *Clim. Dyn.*, 39(12), 2847–2866, doi:10.1007/s00382-012-1297-0.
- Graham, N. E. et al. (2007), Tropical Pacific – mid-latitude teleconnections in medieval times, *Clim. Change*, 83(1–2), 241–285, doi:10.1007/s10584-007-9239-2.
- Graham, N. E., C. M. Ammann, D. Fleitmann, K. M. Cobb, y J. Luterbacher (2011), Support for global climate reorganization during the “Medieval Climate Anomaly,” *Clim. Dyn.*, 37(5), 1217–1245, doi:10.1007/s00382-010-0914-z.
- Harvey, G. R. (1980), A study of the chemistry of iodine and bromine in marine sediments, *Mar. Chem.*, 8(4), 327–332.
- Haug, G. H., K. A. Hughen, D. M. Sigman, L. C. Peterson, y U. Röhl (2001), Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene., *Science*, 293(5533), 1304–1308, doi:10.1126/science.1059725.
- Hendy, I. L., L. Dunn, a. Schimmelmann, y D. K. Pak (2013), Resolving varve and radiocarbon chronology differences during the last 2000 years in the Santa Barbara Basin sedimentary record, California, *Quat. Int.*, 310, 155–168, doi:10.1016/j.quaint.2012.09.006.
- Hennekam, R., y G. de Lange (2012), X-ray fluorescence core scanning of wet marine sediments: methods to improve quality and reproducibility of high-resolution paleoenvironmental records, *Limnol. Oceanogr. Methods*, 10, 991–1003, doi:10.4319/lom.2012.10.991.
- Hernández De La Torre, B., y G. Gaxiola-Castro (2007), Carbono en ecosistemas acuáticos de México, Libro, 508, doi:10.13140/2.1.4413.7927.
- Heusser, L. E., I. L. Hendy, y J. A. Barron (2015), Vegetation response to southern California drought during the Medieval Climate Anomaly and early Little Ice Age (AD 800–1600), *Quat. Int.*, 387, 23–35, doi:10.1016/j.quaint.2014.09.032.
- Hill, K. J., A. S. Taschetto, y M. H. England (2011), Sensitivity of South American summer rainfall to tropical Pacific Ocean SST anomalies, *Geophys. Res. Lett.*, 38(1), 1–6, doi:10.1029/2010GL045571.
- Hood, R. R., M. R. Abbott, A. Huyer, y P. M. Kos (1990), Surface patterns in temperature, flow, phytoplankton biomass, and species composition in the coastal transition zone off Northern California, , 95(90).

- Hu, C., G. M. Henderson, J. Huang, S. Xie, Y. Sun, y K. R. Johnson (2008), Quantification of Holocene Asian monsoon rainfall from spatially separated cave records, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 266(3–4), 221–232, doi:10.1016/j.epsl.2007.10.015.
- Jacox, M. G., E. L. Hazen, y S. J. Bograd (2016), Optimal Environmental Conditions and Anomalous Ecosystem Responses: Constraining Bottom-up Controls of Phytoplankton Biomass in the California Current System, *Sci. Rep.*, 6(January), 27612, doi:10.1038/srep27612.
- Kanner, L. C., S. J. Burns, H. Cheng, R. L. Edwards, y M. Vuille (2013), High-resolution variability of the South American summer monsoon over the last seven millennia: Insights from a speleothem record from the central Peruvian Andes, *Quat. Sci. Rev.*, 75, 1–10, doi:10.1016/j.quascirev.2013.05.008.
- Kirby, M. E., S. J. Feakins, C. A. Hiner, J. Fantozzi, S. R. H. Zimmerman, T. Dingemans, y S. A. Mensing (2014), Tropical Pacific forcing of Late-Holocene hydrologic variability in the coastal southwest United States, *Quat. Sci. Rev.*, 102, 27–38, doi:10.1016/j.quascirev.2014.08.005.
- Lachniet, M. S., S. J. Burns, D. R. Piperno, Y. Asmerom, V. J. Polyak, C. M. Moy, y K. Christenson (2004), A 1500-year El Niño/Southern Oscillation and rainfall history for the Isthmus of Panama from speleothem calcite, *J. Geophys. Res. D Atmos.*, 109(20), 1–8, doi:10.1029/2004JD004694.
- Lachniet, M. S., J. P. Bernal, Y. Asmerom, V. Polyak, y D. Piperno (2012), A 2400 yr Mesoamerican rainfall reconstruction links climate and cultural change, *Geology*, 40(3), 259–262, doi:10.1130/G32471.1.
- Lamb, H. H. (1995), *Climate, History and the Modern World*, 2nd ed., Routledge, New York.
- Lamy, F., R. Kilian, H. W. Arz, J.-P. Francois, J. Kaiser, M. Prange, y T. Steinke (2010), Holocene changes in the position and intensity of the southern westerly wind belt, *Nat. Geosci.*, 3(10), 695–699, doi:10.1038/ngeo959.
- Li, J. et al. (2013), El Niño modulations over the past seven centuries, *Nat. Clim. Chang.*, 3(9), 822–826, doi:10.1038/nclimate1936.
- Liu, Z., y M. Alexander (2007), Atmospheric bridge, oceanic tunnel, and global climate teleconnections, *Rev. Geophys.*, 45(2005), 1–34, doi:10.1029/2005RG000172.1.INTRODUCTION.
- Ljungqvist, F. C. (2010), A new reconstruction of temperature variability in the extra-tropical northern hemisphere during the last two millennia, *Geogr. Ann. Ser. A Phys. Geogr.*, 92(3), 339–351, doi:10.1111/j.1468-0459.2010.00399.x.
- van Loon, H., G. a. Meehl, y D. J. Shea (2007), Coupled air-sea response to solar forcing in the Pacific region during northern winter, *J. Geophys. Res.*, 112(D2), D02108, doi:10.1029/2006JD007378.
- Di Lorenzo, E., A. J. Miller, N. Schneider, y J. C. McWilliams (2005), The Warming of the California Current System: Dynamics and Ecosystem Implications, *J. Phys. Oceanogr.*, 35(3), 336–362, doi:10.1175/JPO-2690.1.
- MacDonald, G. M., y R. Case (2005), Variations in the Pacific Decadal Oscillation over the past millennium, *Geophys. Res. Lett.*, 32(8), L08703, doi:10.1029/2005GL022478.

- Mann, M. E., Z. Zhang, S. Rutherford, R. S. Bradley, M. K. Hughes, D. Shindell, C. Ammann, G. Faluvegi, y F. Ni (2009), Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly., *Science*, 326(5957), 1256–60, doi:10.1126/science.1177303.
- Mantua, N., y S. Hare (2002), The Pacific decadal oscillation, *J. Oceanogr.*, 58(1991), 35–44, doi:10.1023/A:1015820616384.
- Margalef, R. (1978), Life-forms of phytoplankton as survival alternatives in an unstable environment, *Oceanol. acta*, 1, 493–510.
- McGregor, H. V. et al. (2015), Robust global ocean cooling trend for the pre-industrial Common Era, *Nat. Geosci.*, 8(9), 671–677, doi:10.1038/ngeo2510.
- Medina-Elizalde, M., S. J. Burns, D. W. Lea, Y. Asmerom, L. von Gunten, V. Polyak, M. Vuille, y A. Karmalkar (2010), High resolution stalagmite climate record from the Yucatán Peninsula spanning the Maya terminal classic period, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 298(1–2), 255–262, doi:10.1016/j.epsl.2010.08.016.
- Metcalfe, S. E., M. Jones, S. J. Davies, A. Noren, y A. MacKenzie (2010), Climate variability over the last two millenia in the North American Monsoon region, recorded in laminated lake sediments from Labuna de Juanacatlan, Mexico, *The Holocene*, 20(8), 1195–1206, doi:10.1177/0959683610371994.
- Metcalfe, S. E., J. A. Barron, y S. J. Davies (2015), The Holocene history of the North American Monsoon: “known knowns” and “known unknowns” in understanding its spatial and temporal complexity, *Quat. Sci. Rev.*, 120, 1–27, doi:10.1016/j.quascirev.2015.04.004.
- Moy, C., G. Seltzer, D. Rodbell, y D. Anderson (2002), Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch, *Nature*, 420(November), doi:10.1038/nature01163.1.
- Newman, M., G. P. Compo, y M. A. Alexander (2003), ENSO-forced variability of the Pacific decadal oscillation, *J. Clim.*, 16(23), 3853–3857, doi:10.1175/1520-0442(2003)016<3853:EVOTPD>2.0.CO;2.
- Novello, V. F. et al. (2012), Multidecadal climate variability in Brazil’s Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records, *Geophys. Res. Lett.*, 39(23), 1–6, doi:10.1029/2012GL053936.
- Oglesby, R., S. Feng, Q. Hu, y C. Rowe (2012), The role of the Atlantic Multidecadal Oscillation on medieval drought in North America: Synthesizing results from proxy data and climate models, *Glob. Planet. Change*, 84–85, 56–65, doi:10.1016/j.gloplacha.2011.07.005.
- Olivier, B. (1998), Fertilidad de la corriente de California para los últimos 130 años: preservación, calibración y reconstrucción, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.
- Oppo, D. W., Y. Rosenthal, y B. K. Linsley (2009), 2,000-year-long temperature and hydrology reconstructions from the Indo-Pacific warm pool., *Nature*, 460(7259), 1113–1116, doi:10.1038/nature08233.

- PAGES 2k et al. (2013), Continental-scale temperature variability during the past two millennia, *Nat. Geosci.*, 6(5), 339–346, doi:10.1038/ngeo1797.
- Partin, J. W., K. M. Cobb, J. F. Adkins, B. Clark, y D. P. Fernandez (2007), Millennial-scale trends in west Pacific warm pool hydrology since the Last Glacial Maximum, *Nature*, 449(7161), 452–455, doi:10.1038/nature06164.
- Pérez-Cruz, L. (2006), Climate and ocean variability during the middle and late Holocene recorded in laminated sediments from Alfonso Basin, Gulf of California, Mexico, *Quat. Res.*, 65(3), 401–410, doi:10.1016/j.yqres.2006.02.003.
- Pérez-Cruz, L. (2013), Hydrological changes and paleoproductivity in the Gulf of California during middle and late Holocene and their relationship with ITCZ and North American Monsoon variability, *Quat. Res. (United States)*, 79(2), 138–151, doi:10.1016/j.yqres.2012.11.007.
- Rasmussen, J. B. T., V. J. Polyak, y Y. Asmerom (2006), Evidence for Pacific-modulated precipitation variability during the late Holocene from the southwestern USA, *Geophys. Res. Lett.*, 33(8), L08701, doi:10.1029/2006GL025714.
- Rein, B., A. Lückge, y F. Sirocko (2004), A major Holocene ENSO anomaly during the Medieval period, *Geophys. Res. Lett.*, 31(17), 2–5, doi:10.1029/2004GL020161.
- Rosenthal, Y., B. K. Linsley, y D. W. Oppo (2013), Pacific Ocean heat content during the past 10,000 years., *Science*, 342(6158), 617–21, doi:10.1126/science.1240837.
- Rykaczewski, R. R., J. P. Dunne, W. J. Sydeman, M. García-reyes, B. A. Black, y S. J. Bograd (2015), Poleward displacement of coastal upwelling-favorable winds in the ocean's eastern boundary currents through the 21st century, , 6424–6431, doi:10.1002/2015GL064694.Received.
- Sadekov, A. Y., R. Ganeshram, L. Pichevin, R. Berdin, E. McClymont, H. Elderfield, y A. W. Tudhope (2013), Palaeoclimate reconstructions reveal a strong link between El Niño-Southern Oscillation and Tropical Pacific mean state., *Nat. Commun.*, 4, 2692, doi:10.1038/ncomms3692.
- Sánchez, A., B. E. López-Ortiz, S. Aguíñiga-García, y E. Balart (2013), Distribution and composition of organic matter in sediments of the oxygen minimum zone of the northeastern Mexican Pacific: paleoceanographic implications, *J. Iber. Geol.*, 39(1), 111–120, doi:10.5209/rev\_JIGE.2013.v39.n1.41753.
- Schneider, N., y B. Cornuelle (2005), The Forcing of the Pacific Decadal Oscillation\*, *J. Clim.*, 4355–4373.
- Schneider, T., T. Bischoff, y G. H. Haug (2014), Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone., *Nature*, 513(7516), 45–53, doi:10.1038/nature13636.
- Sherwood, O. a., T. P. Guilderson, F. C. Batista, J. T. Schiff, y M. D. McCarthy (2013), Increasing subtropical North Pacific Ocean nitrogen fixation since the Little Ice Age, *Nature*, 505(7481), 78–81, doi:10.1038/nature12784.
- Sigl, M. et al. (2015), Timing and climate forcing of volcanic eruptions for the past 2,500 years., *Nature*, 523(7562), 543–9, doi:10.1038/nature14565.
- Silverberg, N., A. Martínez, S. Aguíñiga, J. D. Carriquiry, N. Romero, E. Shumilin, y S. Cota (2004), Contrasts in sedimentation flux below the southern California Current in late 1996 and during the

- El Niño event of 1997–1998, *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 59(4), 575–587, doi:10.1016/j.ecss.2003.11.003.
- Solanki, S. K., I. G. Usoskin, B. Kromer, M. Schüssler, y J. Beer (2004), Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years., *Nature*, 431(7012), 1084–1087.
- Stahle, D. W., J. V. Diaz, D. J. Burnette, J. C. Paredes, R. R. Heim, F. K. Fye, R. A. Soto, M. D. Therrell, M. K. Cleaveland, y D. K. Stahle (2011), Major Mesoamerican droughts of the past millennium, *Geophys. Res. Lett.*, 38(5), 2–5, doi:10.1029/2010GL046472.
- Steinman, B. a, M. B. Abbott, M. E. Mann, N. D. Stansell, y B. P. Finney (2012), 1,500 year quantitative reconstruction of winter precipitation in the Pacific Northwest., *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 109(29), 11619–23, doi:10.1073/pnas.1201083109.
- Tan, M. (2003), Cyclic rapid warming on centennial-scale revealed by a 2650-year stalagmite record of warm season temperature, *Geophys. Res. Lett.*, 30(12), doi:10.1029/2003GL017352.
- Taschetto, A. S., R. R. Rodrigues, G. A. Meehl, S. McGregor, y M. H. England (2015), How sensitive are the Pacific–tropical North Atlantic teleconnections to the position and intensity of El Niño-related warming?, *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-015-2679-x.
- Tedeschi, R. G., I. F. A. Cavalcanti, y A. M. Grimm (2013), Influences of two types of ENSO on South American precipitation, *Int. J. Climatol.*, 33(6), 1382–1400, doi:10.1002/joc.3519.
- Tian, J., D. M. Nelson, y F. S. Hu (2006), Possible linkages of late-Holocene drought in the North American midcontinent to Pacific Decadal Oscillation and solar activity, *Geophys. Res. Lett.*, 33(23), L23702, doi:10.1029/2006GL028169.
- Tierney, J. E., D. W. Oppo, Y. Rosenthal, J. M. Russell, y B. K. Linsley (2010), Coordinated hydrological regimes in the Indo-Pacific region during the past two millennia, *Paleoceanography*, 25(1), 1–7, doi:10.1029/2009PA001871.
- Tjallingii, R., U. Röhl, M. Kölling, y T. Bickert (2007), Influence of the water content on X-ray fluorescence core-scanning measurements in soft marine sediments, *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, 8(2), n/a-n/a, doi:10.1029/2006GC001393.
- Trouet, V., J. Esper, N. E. Graham, A. Baker, J. D. Scourse, y D. C. Frank (2009), Persistent positive North Atlantic oscillation mode dominated the Medieval Climate Anomaly., *Science*, 324(5923), 78–80, doi:10.1126/science.1166349.
- Trouet, V., H. F. Diaz, E. R. Wahl, a E. Viau, R. Graham, N. Graham, y E. R. Cook (2013), A 1500-year reconstruction of annual mean temperature for temperate North America on decadal-to-multidecadal time scales, *Environ. Res. Lett.*, 8(2), 24008, doi:10.1088/1748-9326/8/2/024008.
- Trouet, V., G. L. Harley, y M. Domínguez-Delmás (2016), Shipwreck rates reveal Caribbean tropical cyclone response to past radiative forcing., *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 113(12), 3169–3174, doi:10.1073/pnas.1519566113.
- Vicente-Serrano, S. M. et al. (2016), The complex influence of ENSO on droughts in Ecuador, *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-016-3082-y.

- Wang, H., y V. M. Mehta (2008), Decadal variability of the Indo-Pacific warm pool and its association with atmospheric and oceanic variability in the NCEP-NCAR and SODA reanalyses, *J. Clim.*, 21(21), 5545–5565, doi:10.1175/2008JCLI2049.1.
- Wang, S., J. Huang, Y. He, y Y. Guan (2014), Combined effects of the Pacific Decadal Oscillation and El Niño-Southern Oscillation on Global Land Dry–Wet Changes, *Sci. Rep.*, 4, 6651, doi:10.1038/srep06651.
- Wang, Y. (2005), The Holocene Asian Monsoon: Links to Solar Changes and North Atlantic Climate, *Science* (80-. ), 308(5723), 854–857, doi:10.1126/science.1106296.
- Woodhouse, C. a, D. M. Meko, G. M. MacDonald, D. W. Stahle, y E. R. Cook (2010), A 1,200-year perspective of 21st century drought in southwestern North America., *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 107(50), 21283–8, doi:10.1073/pnas.0911197107.
- Xiang, B., B. Wang, y T. Li (2013), A new paradigm for the predominance of standing Central Pacific Warming after the late 1990s, *Clim. Dyn.*, 41(2), 327–340, doi:10.1007/s00382-012-1427-8.
- Yu, J., y Y. Zou (2013), The enhanced drying effect of Central-Pacific El Niño on US winter, *Environ. Res. Lett.*, 8(1), 14019, doi:10.1088/1748-9326/8/1/014019.
- Yu, J. Y., H. Paek, E. S. Saltzman, y T. Lee (2015), The early 1990s change in ENSO-PSA-SAM relationships and its impact on Southern Hemisphere climate, *J. Clim.*, 28(23), 9393–9408, doi:10.1175/JCLI-D-15-0335.1.
- Zhang, P. et al. (2008), A test of climate, sun, and culture relationships from an 1810-year Chinese cave record., *Science*, 322(5903), 940–942, doi:10.1126/science.1163965.
- Zhang, Z., G. Leduc, y J. P. Sachs (2014), El Niño evolution during the Holocene revealed by a biomarker rain gauge in the Galápagos Islands, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 404, 420–434, doi:10.1016/j.epsl.2014.07.013.
- Ziegler, M., T. Jilbert, G. J. de Lange, L. J. Lourens, y G.-J. Reichert (2008), Bromine counts from XRF scanning as an estimate of the marine organic carbon content of sediment cores, *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, 9(5), n/a-n/a, doi:10.1029/2007GC001932.
- Ziveri, P., y R. C. Thunell (2000), Coccolithophore export production in Guaymas Basin, Gulf of California: response to climate forcing, *Deep. Res. Part II*, 47(9–11), 2073–2100, doi:10.1016/S0967-0645(00)00017-5.

## Acrónimos utilizados

---

AL	Bajo de las Aleutianas
BP	Años antes del presente
CCS	Sistema de la Corriente de California
CCWU	Surgencia Invernal de la Corriente de California
CE	años de la Era Común
Corg	Carbono Orgánico
Corg-Br	Carbono Orgánico estimado a partir de mediciones Br/Si
CP	Pacífico Central
DAI	Área de sequía
DAP	Periodo de los Años Oscuros
E	Este
ENSO	Oscilación Austral de El Niño
EP	Pacífico Oriental
FFT	Transformada Rápida de Fourier
GdU	Golfo de Ulloa
HN	Hemisferio norte
ITCZ	Zona de Convergencia Intertropical
LIA	Pequeña Edad de Hielo
MCA	Anomalía Climática Medieval
MS	Estrecho de Makassar
N	Norte
NWNA	Noroeste de Norteamérica
PC	Componente Principal
PDO	Oscilación Decadal del Pacífico
PDO-Biondi	Reconstrucción de PDO de Biondi et al. (2001)

PDO-G&S	Reconstrucción de PDO de Gedalof y Smith (2001)
PDO-M&C	Reconstrucción PDO de MacDonald y Case (2005)
PDO-Mann	Reconstrucción de PDO de Mann et al. (2009)
PJS	Chorro Polar
RWP	Periodo Cálido Romano
S	Sur
SaLa	Cuenca San Lázaro
SSA	Análisis Singular Espectral
SSH	Altura superficial del mar
TOC	Carbono Orgánico Total
TSM	Temperatura superficial del mar
W	Oeste
WNA	Oeste de Norteamérica
XRF	Fluorescencia de Rayos X