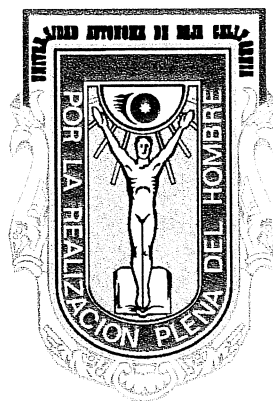


UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS



**Reconstrucción de la variabilidad climática de los últimos 628
años en el Pacífico Tropical Sudoccidental mediante la razón
Sr/Ca en un coral de Fiji**

T E S I S

**QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS
PARA OBTENER EL GRADO DE**

MAESTRO EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFIA COSTERA

PRESENTA

Juan Pablo D'Olivo Cordero

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, MEXICO. ENERO, 2008

Resumen

En este trabajo se presenta un registro anual de 628 años de la Temperatura Oceánica Superficial (TOS) reconstruido de la señal del Sr/Ca medida en un núcleo del coral *Diploastrea heliopora* obtenido en el archipelago de Fiji. Este estudio provee el registro coralino continuo de alta resolución más largo del Pacífico tropical sudoccidental, y representa la primera reconstrucción climática de esta región que abarca todo el periodo de la Pequeña Edad de Hielo (PEH). Se observa una buena relación de este registro con la reconstrucción de la TOS tropical y con los registros instrumentales de la TOS, lo cual muestra que este es un excelente trazador de la variabilidad climática tropical. La relación entre los distintos trazadores de la región tropical del Pacífico y Atlántico sugiere que las variaciones en la Piscina Caliente del Pacífico Occidental (PCPO) se relacionan a la migración de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). Estas variaciones concuerdan con los mecanismos de retroalimentación de Bjerkness. Las reconstrucciones de la actividad solar y del volcanismo señalan que estos pueden ser los principales mecanismos de forzamiento para los cambios climáticos a gran escala en la región tropical durante los últimos ~600 años. En la segunda parte de este estudio se evaluó la variabilidad decenal e interdecenal de la región del Pacífico tropical sudoccidental y su relación con la Oscilación Decenal del Pacífico (ODP). Los datos instrumentales y reconstrucciones mediante trazadores climáticos señalan la existencia de una conexión a nivel decenal entre la región tropical extratropical en el Pacífico. El análisis espectral de la reconstrucción coralina revela que en el registro de 630 años existen dos modos de variabilidad dominantes uno decenal y bidecenal y un modo interdecenal (50-70 años) interrumpidos por un periodo de ausencia en la variabilidad decenal-interdecenal durante el siglo diecisiete y dieciocho. Por último se presenta el registro del Mg/Ca el cual se observan dos saltos anómalos que no parecen relacionarse a cambios en la temperatura. A pesar de estos saltos la relación entre la razón Mg/Ca y la temperatura parece mantenerse a lo largo de todo el registro. Es posible que estos cambios en el Mg/Ca se relacionen a cambios en la extensión lineal. Al parecer la señal del Mg/Ca en corales *Diploastrea heliopora* es susceptible a efectos biológicos/metabólicos.

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS
POSGRADO EN OCEANOGRAFIA COSTERA

**Reconstrucción de la variabilidad climática de los últimos 628
años en el Pacífico Tropical Sudoccidental mediante la razón
Sr/Ca en un coral de Fiji**
T E S I S

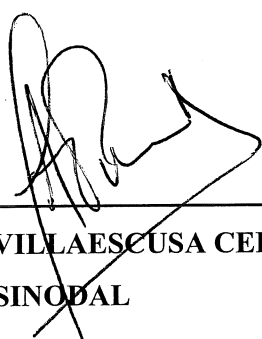
MAESTRO EN CIENCIAS
PRESENTA

Juan Pablo D'Olivo Cordero

Aprobada por:



DR. JOSE D. CARRQUIRY BELTRAN
DIRECTOR DE TESIS



DR. JULIO A. VILLAESCUSA CELAYA
SINODAL



M.C. FRANCISCO LEY LOU
SINODAL

Ensenada, Baja California, Enero del 2008

Agradecimientos

Mucha gente merece mi agradecimiento por su ayuda en la realización de este proyecto, pero en especial me gustaría agradecer al Dr. José Domingo Carriquiry Beltrán por permitirme participar en la realización en tan interesante proyecto; así como por motivarme y alentarme a mejorar académica y personalmente. A los sinodales el Dr. Thierry Corrège, el Dr. Julio A. Villaescusa Celaya y al M.C. Francisco Ley Lou, por sus valiosas observaciones, críticas y sugerencias.

Aquellas personas que me ayudaron y facilitaron el trabajo en el laboratorio al Dr. José Domingo Carriquiry por poner a mi disposición todos los medios necesarios, al Dr. Julio A. Villaescusa por el tiempo invertido en mi entrenamiento y supervisión en espectrometría de masas de alta resolución, al Dr. Guillermo Horta Puga por haber realizado el muestreo de polvo de coral, lo cual fue de mucha ayuda para la realización de este trabajo, y al M.C. Pedro Castro Castro por todas sus atenciones y ayuda en el laboratorio.

Al Dr. Thierry Correge por su interés inicial de apoyar este estudio y de colaborar con la investigación de este proyecto desde el inicio e implementación del proyecto en el IRD. Al Dr. Guy Cabioch (IRD) por su amable disposición a compartir desinteresadamente una parte del núcleo para el desarrollo de nuestro estudio. Al Dr. Miguel Ávalos Borja (CCMC, UNAM) quien gentilmente realizó las mediciones por difracción de rayos X. Al Dr. Brad Linsley por proporcionar los datos de la serie de coral *Porites* 1F de Fiji. Se agradece también al Dr. Michael Mann (Universidad de Virginia) por los programas para el análisis espectral Multi-Taper (MTM) y al Dr. Christopher Torrence y Dr. Gilbert P. Compo (University of Colorado, Boulder, Colorado) por el programa para análisis Wavelet. Así como a todos los colaboradores de las bases de datos de la NOAA y de LDEO de las cuales se obtuvo valiosísima información para la elaboración de este trabajo.

Al CONACYT y la CONABIO por las becas recibidas durante el desarrollo de este trabajo.

DEDICATORIA

Con todo mi amor y cariño:

A mis padres Juan Carlos y Ana Silvia

A mi hermano Guillermo

A Magui

A todos mis amigos y familiares

Gracias por todo su amor, cariño, apoyo y compañía

Este trabajo va dedicado para todos ustedes

ÍNDICE

	PAG
CAPITULO 1.....	1
INTRODUCCION	
Reconstrucciones climáticas en corales escleractínios.....	1
Bases de la termometría del Sr/Ca en corales escleractínios.....	2
CAPITULO 2.....	6
METODOLOGÍA Y ÁREA DE ESTUDIO	
Metodología.....	6
<i>Recolecta del núcleo de coral F14.....</i>	<i>6</i>
<i>Cronología y modelo de edad.....</i>	<i>8</i>
<i>Análisis geoquímicos</i>	<i>11</i>
Área de Estudio.....	13
<i>Pacífico tropical sudoccidental.....</i>	<i>13</i>
<i>Características climáticas del área de estudio.....</i>	<i>15</i>
<i>Evaluación de la variabilidad climática en registros</i> <i>instrumentales de Fiji y su relación con fenómenos</i> <i>climáticos del ENOS, de la ODP y con el índice de la</i> <i>ZCPS.....</i>	<i>17</i>
CAPITULO 3.....	23
LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO EN EL PACÍFICO TROPICAL	
SUDOCCIDENTAL	
Introducción.....	23
Resultados y discusiones.....	24
<i>Calibración.....</i>	<i>24</i>
<i>Relación del registro F14 con otras reconstrucciones de</i> <i>Fiji y de la región tropical.....</i>	<i>28</i>
<i>Condiciones climáticas en la región tropical durante la</i> <i>PEH.....</i>	<i>31</i>
Conclusiones.....	44
CAPITULO 4.....	46
VARIABILIDAD CLIMÁTICA DECENAL E INTERDECENAL EN FIJI	
Introducción.....	46
Resultados y discusiones.....	49

Conclusiones.....	57
CAPITULO 5.....	55
ANÁLISIS DE LA RAZÓN Mg/Ca ¿EVIDENCIA DEL EFECTO BIOLÓGICO?	
Introducción.....	59
Resultados y discusiones.....	61
Conclusiones.....	69
CONCLUSIONES GENERALES.....	72
REFERENCIAS.....	74

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1.** Mapa de la región del Pacífico tropical sudoccidental en el que se señala la posición del archipiélago de Fiji. En la sección superior se muestra un mapa detallado del archipiélago de Fiji en donde se destaca la posición de la isla Kanathea de donde se recolectó el núcleo de coral F14..... 7
- Figura 2.** Análisis mediante difracción de rayos X de 5 muestras de coral obtenidas de 3 diferentes lajas para detectar la presencia de calcita. Todos los análisis muestran únicamente la señal correspondiente a la aragonita. De la laja 6 se analizaron tres muestras en distintos niveles. Al principio de las mediciones se observa una separación entre algunas líneas que se debe a diferencias metodológicas durante las mediciones; independientemente de ello, todas muestran los mismos picos de la aragonita..... 8
- Figura 3.** Imágenes digitales de los positivos de las radiografías por rayos X de las 10 lajas seccionales del núcleo del coral F14 de *Diploastrea heliopora* colectado en Fiji en julio de 1998..... 9
- Figura 4.** Tasa anual de crecimiento coralino del registro de *Diploastrea heliopora* (gris). La línea negra gruesa corresponde a la serie obtenida tras aplicar una media móvil de 10 años al registro; la línea negra horizontal corresponde a la media anual de crecimiento esquelético del coral F14..... 11
- Figura 5.** Promedio anual de la TOS y salinidad (Levitus *et al.*, 1994; Levitus y Boyer, 1994) para la región del Pacífico Ecuatorial occidental. El contorno punteado señala la isolínea de la salinidad de 35 psu que delimita el margen de la PCP. Las líneas negras indican la posición promedio de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y de la Zona de Convergencia del Pacífico Sur (ZCPS). La base de datos Levitus94 se encuentra disponible en <http://iridl.ldeo.columbia.edu>..... 16
- Figura 6.** Registro instrumental mensual de la TOS de la base de datos de ERRSTv2 (gris) para la región de Fiji con los valores anuales (negro), y con un filtro de pasa baja de 10 años (rojo). Esta serie se usó para la calibración del termómetro coralino de Fiji..... 18
- Figura 7.** Comparación entre el Índice del Niño de la región 3-4 con los datos de TOS de ERSST v2 y precipitación CMAP para la región de Fiji entre 1980 y 2005; los datos de precipitación y TOS se muestran invertidos para facilitar su interpretación. Los periodos marcados en azul corresponden a los periodos fuertes de El Niño y en rojo se indican eventos fuertes de La Niña..... 19
- Figura 8.** Comparación entre las series de la ODP de Mantua y la serie extendida de D'Arrigo contra la TOS (ERSSTv2) de Fiji. Las series fueron filtradas mediante una media móvil de 10 años. Las áreas sombreadas rojas indican fases positivas de la ODP y en azul se indican los cambios de fase hacia anomalías negativas..... 20

- Figura 9.** (a) Series anuales para las anomalías estandarizadas de la TOS en Fiji y del Índice de la Zona de Convergencia del Pacífico Sur (SPI) Nov-Abr. La SPI se define como la diferencia normalizada del nivel de presión atmosférica entre Fiji y Samoa (Folland *et al.*, 2002). (b) Correlación móvil entre las series de la SPI y de la TOS con una ventana móvil de correlación de 10 años (línea sólida) y una de 4 años (línea punteada)..... **22**
- Figura 10.** Registro anual del Sr/Ca del núcleo coral de *Diploastrea heliopora* (F14) de Fiji comparado con el registro anual de la TOS de la base de datos ERSSTv2 de la gradilla de 2° latitud x 2° longitud que incluye la isla de Kanathea. El área sombreada cubre el periodo utilizado para calibrar los valores de Sr/Ca a valores de temperatura (ver texto)..... **25**
- Figura 11.** Anomalías anuales de Sr/Ca con su correspondiente valor de temperatura para todo el registro F14 (rojo); la línea más oscura representa un filtro de pasa baja de 40 años para resaltar la variabilidad interdecadal en el registro. La línea gris discontinua representa el registro de la TOS de ERSSTv2. Los datos se convirtieron en anomalías restando el valor promedio de los últimos ~30 años (1960-1997). Los triángulos representan eventos volcánicos explosivos, el nombre del volcán se señala bajo el triángulo. El área sombreada en azul representa el periodo que cubre la PEH, el área sombreada discontinua a principios del siglo diecinueve representa la transición entre la PEH y el periodo calido reciente..... **27**
- Figura 12.** Comparación del registro anual de la TOS reconstruida de la razón Sr/Ca del coral *Diplostrea heliopora* F14 de Fiji con (a) las anomalías de las series anuales de Sr/Ca de dos corales Porites de Fiji y con (b) los registros de la TOS tropical de datos instrumentales de la base de datos HADISST (30 °N – 30 °S) y la TOS tropical reconstruida de registros coralinos de Wilson *et al.*, (2006)..... **31**
- Figura 13 (Pág. siguiente).** Comparación de la evolución climática en el registro de Sr/Ca del núcleo F14 de Fiji, con diversos trazadores climáticos de la región tropical para el último milenio. (a) $\delta^{18}\text{O}$ de el núcleo de hielo del Kilimanjaro, África (naranja; Thompson *et al.*, 2002), (b) registro de TOS para perforación ODP 685C de Cabo Blanc, África occidental (marrón; deMenocal *et al.*, 2000), (c) Concentración de Ti en un núcleo de sedimento de la Cuenca Cariaco (cian; Haug *et al.*, 2001), (d) Serie compuesta de los promedios decenal del $\delta^{18}\text{O}$ en tres núcleos de hielo de los Andes (azul oscuro; Thompson *et al.*, 2006), (e) Mg/Ca en *Globigerinoides rubber* del Estrecho de Makassar, Indonesia, que es un trazador de la TOS en la Piscina Caliente del Indo-Pacífico (verde; Newton *et al.*, 2006), (f) registro anual del Sr/Ca del núcleo de coral F14, indicador de la TOS de Fiji (rojo), (g) actividad solar reconstruida de la concentración atmosférica de ^{14}C (rojo oscuro; Reimer *et al.*, 2004), (h) Niño-3 modelado a partir del forzamiento radiativo (volcánico y solar; azul; Mann *et al.*, 2005). Las bandas en fríos corresponden a periodos fríos y secos que coinciden en muchos de los trazadores, la banda roja corresponde a un periodo excepcionalmente calido

y húmedo en muchos de los trazadores pero ausente en el modelo del Niño 3..... 34

Figura 14. Comparación entre las anomalías estandarizadas del registro anual del Sr/Ca de Fiji (rojo) y las anomalías estandarizadas del registro mensual de datos compuestos del $\delta^{18}\text{O}$ de Palmyra. Los datos fueron estandarizados sobre el periodo de 1970-1997. Las líneas horizontales representan los promedios de las series para los tres periodos de traslape..... 39

Figura 15. Mapa esquemático de los mecanismos involucrados en la migración de la ZCIT durante el PCM con condiciones “tipo-La Niña” y la PEH con condiciones “tipo-El Niño”. La línea verde representa la posición de la ZCIT; la línea roja delimita la piscina caliente y la línea punteada azul la lengua fría. Las flechas gruesas azules representa el aumento en intensidad de los vientos, las líneas negras disminución en los vientos..... 42

Figura 16. (a) Comparación de la variabilidad decenal e interanual en el registro geoquímico del núcleo de coral F14 de Fiji con los datos instrumentales de la TOS de ERSSTv2 de la región de Fiji. (b) Correlación móvil entre el registro de coral e instrumental. (c) Índice instrumental de la OIP filtrado con un filtro de pasa baja de 13 años (Folland *et al.*, 2002) y reconstrucción de la ODP mediante anillos de árbol (D’Arrigo *et al.*, 2001). (d) Correlación móvil entre la ODP y los registros de la TOS del coral e instrumental. Todas las series, excepto la de la OIP, se suavizaron con un filtro de pasa banda con una ventana de 9 a 80 años. Los cambios de fase de la ODP/OIP identificados en los datos instrumentales se indican por las líneas discontinuas verticales, también se indica el signo de estos periodos. Las barras grises destacan los periodos en los que la variabilidad entre los distintos trazadores se alinea. Las líneas grises horizontales indican el nivel de significancia al 95%. Se seleccionó una ventana de 21 años para las correlaciones móviles..... 51

Figura 17. Análisis espectral por el método “Multi-taper” (MTM) del registro completo (1370-1997) de Sr/Ca del núcleo de coral F14 de Fiji (rojo); los niveles de confianza de 50%, 90% y 95% se indican por las líneas negras discontinuas. Los periodos significativos al 90% son indicados en años..... 53

Figura 18. Análisis espectral “wavelet” (Torrence y Compo, 1998) de las anomalías del registro F14 de Fiji. Los niveles de los contornos se escogen de tal forma que el 75%, 50%, 25% y 5% del poder “wavelet” se encuentre, respectivamente, por encima de cada nivel de poder. El área sombreada es el cono de influencia, en donde el nivel de se reduce. Los contornos negros es el nivel de significancia del 10% usando un espectro de fondo de ruido rojo. A la derecha se observa el espectro “wavelet” global (línea negra); la línea punteada es la significancia para el espectro “wavelet” global, asumiendo el mismo nivel de significancia y espectro de fondo que en el análisis espectral..... 54

Figura 19. Análisis espectral MTM del registro de Fiji F14 separado en tres secciones de ~200 años: (a) para el periodo de 1788-1997, (b) 1579 a 1787 y

(c) el periodo 1370 a 1578; todos con sus niveles de confianza de 50%, 90% y 95%. Los picos por encima del nivel de 90% se señalan en años.....56

Figura 20. Valores para la razón Mg/Ca obtenidas del núcleo de coral de *Diploastrea helipora* (F14) de Fiji..... 62

Figura 21. Comparación entre el registro de TOS de ERSSTv2 y la señal geoquímica del Mg/Ca y del Sr/Ca para el núcleo F14. El área sombreada representa el intervalo usado para calibrar los datos del magnesio con los de la temperatura..... 63

Figura 22. Comparación entre el registro de Sr/Ca (rojo) y Mg/Ca (negro) del núcleo de coral F14 de Fiji contra los registros de tropicales de Ti de la Cuenca Cariaco (azul) y de Mg/Ca del estrecho en Makassar en Indonesia (verde)..... 64

Figura 23. Comparación de la serie del Sr/Ca (rojo) y del Mg/Ca sin corregir (azul oscuro) y con una corrección para el periodo de 1600-1370 (azul claro). Todos los datos fueron convertido a anomalías estandarizadas acorde al periodo de 1980-1600 los datos del Sr/Ca fueron invertidos para facilitar su visualización y la obtención del factor de corrección..... 65

Figura 24. Comparación entre la tasa de extensión lineal (negro) y la señal geoquímica del Mg/Ca (azul) y del Sr/Ca (rojo) en el núcleo de coral F14 de Fiji..... 66

Figura 25. Relación entre el crecimiento y la señal geoquímica del Sr/Ca (a), del Mg/Ca (b), del Mg/Ca corregido y el Mg/Ca antes y después de 1600 para el núcleo de coral F14..... 67

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla I. Datos de las secciones del núcleo de coral F14 de Fiji utilizadas en este estudio.	7
Tabla II. Correlación entre el registro de Sr/Ca del núcleo F14 con otros registros anuales de corales <i>Porites</i> de Fiji y con las series instrumental y coralina de la región tropical.	29

CAPITULO 1

INTRODUCCION

Reconstrucciones climáticas en corales escleractínios

Durante los últimos años ha habido un creciente interés en el estudio de las causas de los cambios climáticos, que permitan determinar el efecto de la actividad humana en el clima. Conocer los patrones de variación espacial y temporal en el clima del pasado es vital para poder entender, modelar y predecir los cambios hacia el futuro (Mann *et al.*, 1998). La relación océano-atmósfera en la región tropical es uno de los principales componentes del clima en la Tierra, ya que esta zona ha demostrado ser una importante fuente de variabilidad climática a escala interanual y decenal, imprimiendo su influencia en gran parte de el globo (Dunbar *et al.*, 1994; Folland *et al.*, 2003; Asami *et al.*, 2005). La temperatura es considerada ser el principal indicador del estado del clima, por lo que la temperatura del océano es un factor clave ya que es uno de los componentes principales del sistema climático de la Tierra.

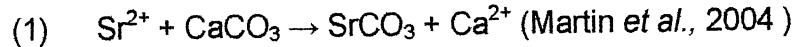
Para poder resolver la variabilidad climática a nivel interanual, decenal y centenal, es necesario contar con registros climáticos del pasado de alta resolución. Lamentablemente los datos climáticos instrumentales continuos y confiables en la región tropical difícilmente se remontan más atrás de 1950, por lo que resultan muy cortos para resolver los distintos intervalos de variación climática. Los corales, anillos de árboles, núcleos de hielo y sedimentos laminados son trazadores paleoclimáticos que proveen información de alta resolución anterior a los datos instrumentales (Felis y Patzold, 2004). El uso de trazadores geoquímicos, en su mayoría preservados en carbonatos marinos, son el principal método para determinar las condiciones pasadas de la Temperatura Oceánica Superficial (TOS; Lea, 2003).

El análisis geoquímico del esqueleto aragonítico en corales masivos ha demostrado ser una excelente fuente información climática confiable de la región tropical (Gagan *et al.*, 2000). Los corales hermatípicos masivos crecen depositando progresivamente un esqueleto formado por el mineral de carbonato de calcio (CaCO_3) aragonita. Este esqueleto se deposita en forma continua en una serie de bandas anuales que se pueden fechar con precisión. Durante esta continua acreción de carbonato de calcio son incorporados al esqueleto un amplio conjunto de trazadores geoquímicos (e.g. C^{14} , $\text{O}^{16}/\text{O}^{18}$, Sr, Mg, Ba, Zn y Mn). La proporción con la que estos se incorporan durante la construcción del coral depende de condiciones ambientales y climáticas como la temperatura, salinidad y composición del agua de mar, etc. Estas características permiten reconstruir las condiciones climáticas y ambientales del agua de mar con alta resolución, ocasionalmente en escala mejor a la estacional, mediante el análisis de la composición del esqueleto de corales. Las razones elementales B/Ca (Sinclair *et al.*, 1998), Mg/Ca (Mitsuguchi *et al.*, 1996), Sr/Ca (Smith *et al.*, 1979; Beck *et al.*, 1992) y U/Ca (Shen y Dunbar, 1995) en el coral han mostrado tener alguna relación con los cambios en la temperatura. Entre los más promisorios de estos trazadores geoquímicos para reconstruir la TOS es la medición de alta precisión de la razón Sr/Ca (Beck *et al.*, 1992; Corrège *et al.*, 2001; Villaescusa y Carriquiry, 2004).

Bases de la termometría del Sr/Ca en corales escleractinios

En el proceso de construcción del esqueleto, la aragonita puede presentar incorporaciones de distintos elementos metálicos divalentes (e.g., Ba, Cd, Mg, Mn o Sr) que substituyen al Ca^{2+} y se incorporan a la red cristalina del esqueleto (Shen *et al.*, 1990; Corrège, 2006). La selectividad en la incorporación de estos iones depende principalmente de su abundancia y de la temperatura, que a fin de cuentas afecta el coeficiente de distribución entre la solución y la aragonita (Shen y Boyle, 1988); otros factores que intervienen en la incorporación son la compatibilidad de enlaces y el radio

iónico (Fauré, 1998). El Sr es uno de los elementos que más fácilmente se incorporan a la aragonita, alcanzando concentraciones promedio de 7500 ppm (Greigor *et al.*, 1997), esto gracias a su radio iónico y a que el mineral que forma SrCO_3 es estructuralmente muy similar al de la aragonita (Fauré, 1998). La ecuación de sustitución del Ca por el Sr está definida por:



Para el caso del Sr, de los factores que controlan la incorporación de este ión divalente en la retícula de la aragonita, solo el coeficiente de distribución k_{Sr}^A y la concentración en el medio, pueden presentar variaciones en el agua de mar. Debido a los largos tiempos de residencia en el agua de mar del Sr y Ca, 5.1×10^6 años y de 1.1×10^6 años respectivamente (Beck *et al.*, 1992), la concentración en el medio para estos elementos se considera prácticamente constante (Smith *et al.*, 1979; Beck *et al.*, 1992). Esto implica que la tasa de incorporación de la razón Sr/Ca en la aragonita depende de procesos termodinámicos (e.g., dependiente del coeficiente de distribución entre las razones Sr/Ca del agua de mar y de la aragonita). Este coeficiente de distribución es dependiente de la temperatura, y describe la discriminación proporcional del Sr como coprecipitado en la retícula cristalina de la aragonita (Smith *et al.*, 1979). Otra forma como se puede entender este principio es como el equilibrio termodinámico entre la razón Sr/Ca del medio y la razón Sr/Ca en el coral y se expresa como:

$$(2) \quad [\text{Sr/Ca}]_{\text{coral}} = k_{\text{Sr}}^A [\text{Sr/Ca}]_{\text{fluido}} \text{ (modificada de Martin *et al.*, 2004)}$$

Este es el principio que sustenta la medición de la razón Sr/Ca en esqueleto de corales como trazador de la temperatura del mar. Tanto la razón del Sr/Ca para la aragonita depositada inorgánicamente del agua de mar, como la depositada por corales guardan esta relación inversa con la

temperatura, pero sus coeficientes de distribución son diferentes. Para la aragonita inorgánica el coeficiente de distribución se define como:

$$k_{Sr}^A = 1.24 - 0.0045T$$

De igual forma, las ecuaciones que describen la relación entre la razón Sr/Ca en la aragonita inorgánica y coralina con la temperatura, aunque similares, presentan diferencias en el valor de la pendiente y de la ordenada al origen. La primera ecuación reportada que relaciona la concentración de la razón Sr/Ca en *Porites sp.* como función de la temperatura es:

$$(3) \quad \text{Sr/Ca}(\text{mmol mol}^{-1}) = 10.94 - 0.070 \times (T^{\circ}\text{C}) \quad (\text{Smith et al., 1979})$$

Con la idea de presentar una generalización global este paleotermómetro, la ecuación promedio de un gran número de calibraciones obtenidas de corales del género *Porites* y de distintas localidades es:

$$(4) \quad \text{Sr/Ca}(\text{mmol mol}^{-1}) = 10.63 - 0.062 \times (T^{\circ}\text{C}) \quad (\text{Villaescusa y Carriquiry, 2004})$$

Las diferencias observadas entre los corales y la aragonita precipitada en agua de mar implican la existencia de un efecto biológico que interviene en el control de la razón del Sr/Ca en el coral durante la formación de la aragonita (Weber, 1973; Smith et al., 1979). Este efecto vital produce un desequilibrio del Sr/Ca en los corales con el agua de mar cuando se compara con la aragonita depositada inorgánicamente (Felis y Patzold, 2004). A pesar de la existencia de estos factores que afectan el equilibrio en la incorporación del Sr/Ca al esqueleto, se considera que actúan de manera constante. Se ha sugerido que este efecto puede ser despreciado si se muestrea siguiendo el eje de crecimiento del coral (Alibert y McCulloch, 1997), permitiendo utilizar a los corales como confiables paleotermómetros.

El análisis de las razones Sr/Ca en núcleos de coral de especímenes de *Porites* en la región de Fiji revela una buena relación con los cambios de

la TOS (Linsley *et al.*, 2004; Linsley *et al.*, 2006). Estudios con *Diploastrea heliopora* en el Pacífico han demostrado que esta especie también funciona como un buen trazador de la paleotemperatura oceánica (Watanabe *et al.*, 2003; Bagnato *et al.*, 2004; Corrège *et al.*, 2004, Damassa *et al.*, 2006), aunque al parecer la precisión de la TOS reconstruida con *Diploastrea* es tres veces menor que con *Porites* (Corrège *et al.*, 2004). Sin embargo, debido a la baja tasa de crecimiento de *Diploastrea* es posible obtener registros climáticos más largos, pues sus colonias llegan a ser más antiguas que las de *Porites* (Watanabe *et al.*, 2003). Aunque se pueden obtener registros largos con esta especie, pocos trabajos paleoclimáticos han sido realizados utilizando corales de esta especie; principalmente por la dificultad que representa el minucioso muestreo de sus esqueletos, enfocados a trabajar exclusivamente sobre la columela o septa. En este trabajo se obtiene un registro de la TOS de 628 años reconstruido de la señal geoquímica del Sr/Ca del coral *Diploastrea heliopora*, recolectado en Kanathea, Fiji. Gracias a las características de la especie *Diploastrea heliopora* esta reconstrucción paleoclimática constituye el registro continuo de coral más largo que se haya reportado a la fecha, habiéndose validado su modelo de edad mediante la correlación y coherencia con otros datos instrumentales, índices climáticos y otros registros paleoclimáticos.

CAPITULO 2

METODOLOGÍA Y ÁREA DE ESTUDIO

Metodología

Colecta del núcleo de coral

En julio de 1998, durante el crucero Paleofiji, se obtuvo un núcleo continuo de coral (F14) de 260 cm de longitud, mediante perforación hidráulica submarina de una colonia coralina cercana a la de la Isla Kanathea (Fig. 1). La localidad de muestreo se localiza a los 17° 14'93"S, 179° 06'88"O. El núcleo de coral se obtuvo de la cima de una colonia masiva de *Diploastrea heliopora* de 380 cm de altura, la cual estaba sumergida a tres metros de profundidad (i.e., la cima de la colonia estaba a 3 m por debajo de la superficie del mar). La colonia se encontraba desarrollandose en la planicie arrecifal exterior, de sustrato arenoso y rodeado por parches arrecifales dominados por acropóridos tabulares y ramificados, así como algunos fávidos.

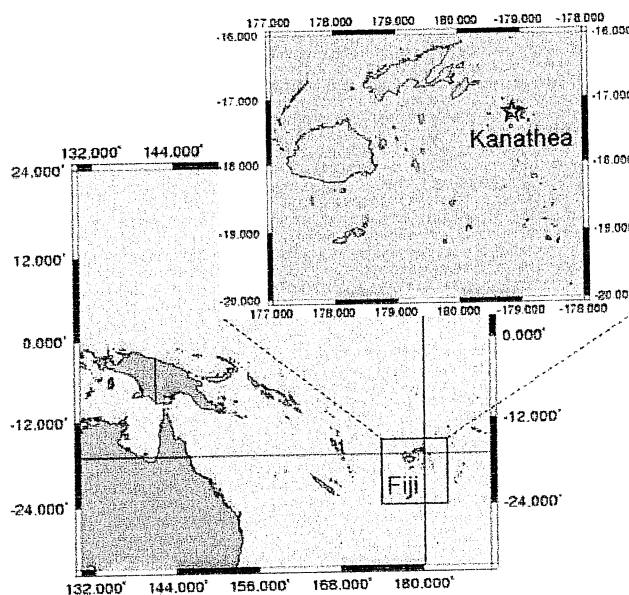


Figura 1. Mapa de la región del Pacífico tropical sudoccidental en el que se señala la posición del archipiélago de Fiji. En la sección superior se muestra

un mapa detallado del archipiélago de Fiji en donde se destaca la posición de la isla Kanathea de donde se recolectó el núcleo de coral F14.

El núcleo se cortó en 10 secciones transversales (catalogadas como F14/1 hasta F14/10) y posteriormente, con una sierra para rocas, se seccionaron longitudinalmente en lajas de 1 ± 0.1 cm de espesor (Tabla I). Con el fin de eliminar el polvo del corte y la materia orgánica las lajas fueron lavadas con una sonda ultrasónica por un periodo de 60 minutos y secadas a 45 °C. El análisis de difracción por rayos-X (X'pert, Phillips) de muestras de material esquelético (en intervalos seleccionados a lo largo del núcleo) mostró que no existían evidencias de alteración diagenética. Los resultados de este estudio revelan la presencia única de aragonita a lo largo del núcleo (Fig. 2).

Tabla I. Datos de las secciones del núcleo de coral F14 de Fiji utilizadas en este estudio.

Sección	Laja	Longitud (cm)	Fragmentos
F14/1	B	31	2
F14/2	A	31	4
F14/3	A	27	1
F14/4	A	23	1
F14/5	A	23	2
F14/6	A	23	2
F14/7	A	26	4
F14/8	A	40	2
F14/9	A	12	1
F14/10	A	24	2
Total F14		260	21

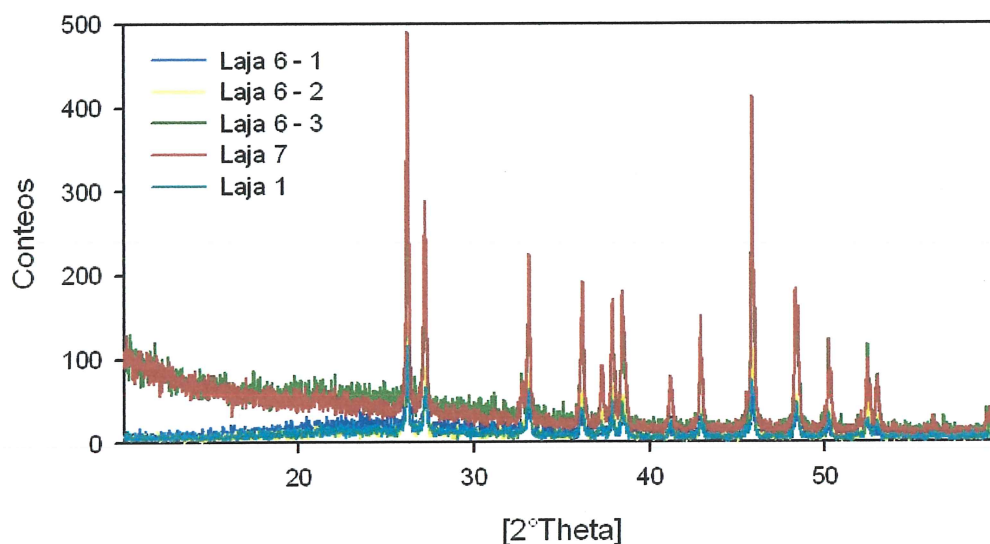


Figura 2. Análisis mediante difracción de rayos X de 5 muestras de coral obtenidas de 3 diferentes lajas para detectar la presencia de calcita. Todos los análisis muestran únicamente la señal correspondiente a la aragonita. De la laja 6 se analizaron tres muestras en distintos niveles. Al principio de las mediciones se observa una separación entre algunas líneas que se debe a diferencias metodológicas durante las mediciones; independientemente de ello, todas muestran los mismos picos de la aragonita.

Cronología y Modelo de Edad

En la mayoría de los esqueletos de corales escleractinios es posible identificar bandas alternadas de crecimiento de alta y baja densidad asociadas a los cambios estacionales, por lo que un par de bandas de baja y alta densidad esquelética representan un año de crecimiento (Omata *et al.*, 2002). El conteo de bandas a lo largo del eje de crecimiento permite establecer la cronología del coral y, midiendo la distancia entre las bandas, se obtiene las variaciones históricas del crecimiento de la colonia.

Para determinar la cronología del núcleo de coral se obtuvieron imágenes de radiografías con rayos X de cada laja, las cuales revelan la presencia de bandas de densidad anual y la posición de las coralitas. Las

bandas se copiaron cuidadosamente de las radiografías a acetatos y se fotocopiaron en papel. Las imágenes en papel de las láminas se unieron siguiendo la secuencia del núcleo y se establecieron los puntos de traslape entre bandas de láminas contiguas. Para el conteo y medición de bandas se eligió el eje en el que más claramente se observaban las bandas y que permitía ubicar el traslape entre láminas (Fig.3). Utilizando una regla se midió la distancia entre bandas y se contó el número de estas.

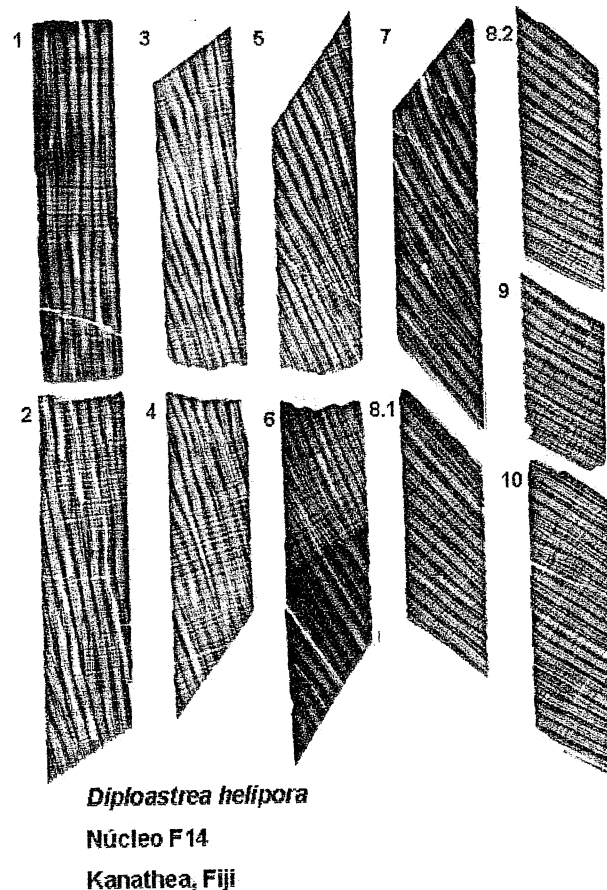


Figura 3. Imágenes digitales de los positivos de las radiografías por rayos X de las 10 láminas seccionales del núcleo del coral F14 de *Diploastrea heliopora* colectado en Fiji en julio de 1998.

De la medición de las bandas se obtuvo un crecimiento anual promedio de $3.6 \text{ mm} \pm 2.1 \text{ mm}$ (2σ) por año (Fig. 4). Este valor se encuentra dentro de los valores promedio encontrados por otros autores con la misma especie de coral 5.5 mm/año (Baganto *et al.*, 2005) y 3 mm/año (Watanabe

et al., 2003). Del conteo de bandas se obtuvo una edad de 643 años, lo cual es un registro muy largo comparado a los obtenidos de otros núcleos de coral. Debido a que *Diploastrea heliopora* forma una estructura esquelética densa, poco dañada por bioerodadores, es posible encontrar colonias muy antiguas, de hasta 1000 años (Bagnato *et al.*, 2004).

En este núcleo la banda superior correspondía a una banda oscura y considerando que el coral fue colectado en julio, es decir durante el invierno austral, se estima que la banda clara apenas se empezaba a formar. Así, las bandas claras de alta densidad se forman en invierno y las bandas oscuras de baja densidad se forman durante el verano, en base a esto el periodo de registro cubre el periodo de julio de 1998 hasta julio de 1356.

La tasa de crecimiento (Fig. 4) presenta un componente de variación interanual y decenal relativamente estable a lo largo de todo el registro, pero destacan dos periodos “anómalos”. El primer periodo anómalo se observa entre 1450 y 1550 en el que se observan valores de crecimiento por debajo del promedio alcanzando valores de crecimiento cercanos a 2 mm/año. El segundo periodo anómalo se presenta cien años después entre 1600 y 1650 durante el cual se observa una tasa de crecimiento promedio que supera los 6 mm/año.

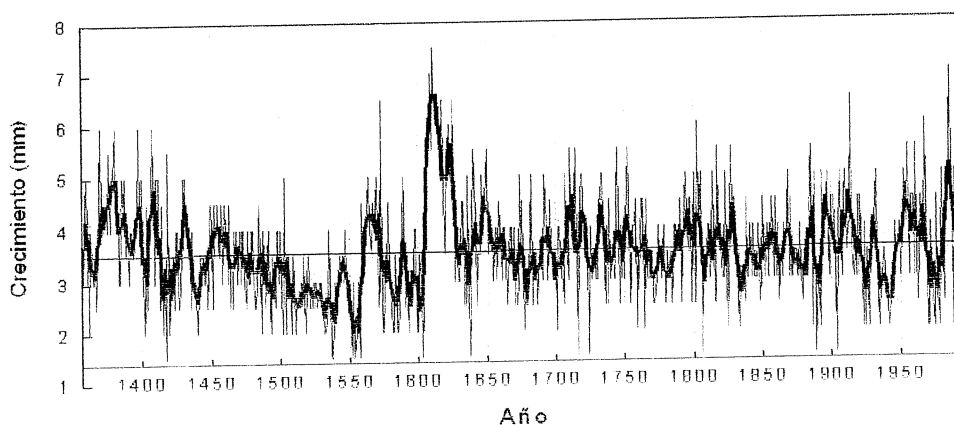


Figura 4. Tasa anual de crecimiento coralino del registro de *Diploastrea heliopora* (gris). La línea negra gruesa corresponde a la serie obtenida tras

aplicar una media móvil de 10 años al registro; la línea negra horizontal corresponde a la media anual de crecimiento esquelético del coral F14.

Análisis geoquímico

Para obtener palo-registros de la TOS se realizó el estudio sistemático de las razones elementales Sr/Ca y Mg/Ca de muestras de coral (analizados ambos a la par). Esta especie presenta coralitas muy grandes de aproximadamente un centímetro de diámetro con las estructuras de la columela y de la septa claramente identificables (Damassa *et al.*, 2006). Esto posibilita la selección de las estructuras que se quieran obtener del esqueleto coralino. Watanabe *et al.* (2003) y Damassa *et al.* (2006) sugieren trabajar con muestras de material de la columela, mientras que Bagnato *et al.* (2004) señalan que se pueden obtener resultados robustos con cualquiera de las dos estructuras. En este estudio sólo el material esquelético de la columela fue muestreado mediante microbarrenado, utilizando un taladro de baja rotación Delta® 8" con una punta de 2,4 mm de diámetro. El barrenado se realizó a lo largo del eje mayor de crecimiento, generando una zanja continua de la cual se iba obteniendo en cada milímetro el polvo esquelético generado por el barrenado. Con esta resolución milimétrica de muestreo se generó un total de 2250 muestras de polvo de coral.

Con el fin de eliminar la mayor parte de los elementos no incluidos en la matriz aragonítica del coral las muestras se sometieron a un proceso de limpieza para el análisis de elementos menores (Mitsuguchi *et al.*, 2001; Villaescusa, 2004). Este proceso de limpieza de las muestras consta de tres pasos acumulativos; en el primer paso se agrega 1 ml agua deionizada y se someten a baño por ultrasonido a temperatura ambiente durante 15 minutos. En el segundo paso se agregan 0.250 ml de una solución de H₂O₂ ultra puro al 30% y se colocan a un baño ultrasónico por 15 minutos a 60 °C. Durante el tercer paso a las muestras se les agrega un mililitro de HNO₃ 0.1mM y se colocan en un baño ultrasónico a temperatura ambiente durante 15 minutos.

Entre cada paso las muestras se centrifugan durante 4 minutos a 14,500 RPM y se elimina el sobrenadante aspirándolo con una bomba peristáltica. Por último las muestras se secan en una campana de flujo laminar a temperatura ambiente durante un día.

Posterior al proceso de limpieza se pesó un 1 mg de polvo de coral y se colocó en viales de propileno de 6 ml para luego ser diluidos en 5 ml de ácido HNO_3 2.0 M ultra puro. El HNO_3 (Fisher trace metal grade) empleado se purificó con un destilador de teflón de baja temperatura (Berghoff America). Una vez disueltas las muestras se realizó la cuantificación simultánea del Sr, Mg y Ca en un espectrómetro de emisión atómica de plasma acoplada por inducción (ICP-AES) marca Thermo Jarrell Ash, modelo Iris AP. Durante las corridas se emplearon soluciones de calibración con razones Sr/Ca y Mg/Ca similares a las que se encuentran en el coral a partir de estándares sintéticos acuoso (SPEX®). Para eliminar el efecto de deriva del aparato se aplicó un factor de corrección a las muestras obtenido de la medición de un estándar sintético que se incluyó cada cinco muestras, de acuerdo al protocolo propuesto por deVilliers *et al.* (2002). Además, como control interno, en cada tanda de 9 muestras se posicionó un estándar interno de control preparado en el laboratorio a partir de polvo de coral de *Pavona* sp. Empleando esta metodología, Villaescusa y Carriquiry (2004) obtuvieron una precisión para el estándar de laboratorio de $\pm 0.28\%$ (1σ) para el Sr/Ca y de $\pm 0.4\%$ (1σ) para el Mg/Ca con corales *Porites* sp. y *Pavona* sp. En este estudio se obtuvo una precisión de $\pm 0.31\%$ (1σ) para el Sr/Ca y de $\pm 0.44\%$ (1σ) para el Mg/Ca. Estos resultados son similares a los encontrados por otros autores (Mitsuguchi *et al.*, 1996; LeCornec y Corregè, 1997; Wei *et al.*, 2000; Mitsuguchi *et al.*, 2003).

El registro de Sr/Ca presenta claros ciclos anuales con los que se confirmó la cronología obtenida del conteo de bandas; sin embargo debido a la baja tasa de crecimiento, la resolución de muestreo promedio es ligeramente menor a ~4 muestras por año, la cual no permite reconstruir la

variación estacional en toda su amplitud. Es por esto que se trabajó con la serie de datos anuales. Para ello, primero se realizó un remuestreo de la serie a una resolución de cuatro datos por año, con lo que se estandarizó el número de datos por año. Posteriormente se promediaron los datos de cada año de esta serie remuestreada de Sr/Ca, con lo que se generó una nueva serie representada por un dato por año. Esta serie anual cubre el periodo de 1370 a 1997, dando un total de 628 años; el dato del año 1998 se dejó fuera de la nueva serie ya que este sólo comprende la mitad de ese año.

Los valores anuales de la serie del Sr/Ca se calibraron con la serie instrumental de la TOS de ERSSTv2 (Smith y Reynolds, 2004). En base a esta calibración se reconstruyó el registro completo de TOS de las muestras coralinas. La metodología para esta calibración se detalla en el capítulo 3. En el capítulo 5 se analiza de manera aparte el registro del Mg/Ca

Área de Estudio

Pacífico tropical sudoccidental

El balance energético global requiere de un transporte importante de calor desde la región tropical hacia los polos, el cual ocurre a través de procesos atmosféricos y oceánicos. En el océano este transporte de calor se logra a través de diversos procesos. Entre estos se encuentra la entrada de agua fría subsuperficial a la capa superficial, que permite que los océanos ecuatoriales absorban calor atmosférico, para posteriormente ser transportado superficialmente hacia la región extratropical (Chang *et al.*, 2006). Las aguas calidas de la región del Pacífico tropical son una parte importante de este balance energético y de la circulación atmosférica (Chang *et al.*, 2006).

Es en la región tropical del Pacífico donde se encuentran las aguas con mayor temperatura del planeta, las cuales soportan la convección

atmosférica profunda que a su vez es sensible a cambios en la TOS (Chang *et al.*, 2006). Específicamente en la región occidental del Pacífico ecuatorial se encuentra la Piscina Caliente del Pacífico Occidental (PCPO) que son aguas superficiales que se caracterizan por una baja variabilidad y una TOS con valores mayores a 28°C. La advección hacia el occidente de aguas frías y con alta salinidad desde el Pacífico Ecuatorial oriental, y de aguas calidas con baja salinidad desde la región occidental en dirección oriental dan lugar a un centro de convergencia con un marcado frente salinidad identificado por un valor de 35 que delimita la PCPO (Picaut *et al.*, 1996, Gouriou y Delcroix, 2002). La liberación de calor latente y el calentamiento radiativo de la atmósfera por los sistemas de nubes convectivas que se forman sobre estas masas de agua conducen las celdas de Walker (Ayliffe *et al.*, 2004; Chang *et al.*, 2006).

La posición y características de la PCPO presentan variaciones espacio-temporales a distintas escalas. Las variaciones océano-atmósfera asociadas a esta zona impactan el clima de manera global, inclusive los pequeños cambios de la TOS en la PCPO pueden tener grandes consecuencias (D'Arrigo *et al.*, 2006, Sun, 2003). A nivel anual se observa una expansión estacional de la PCP: durante el verano austral se expande y en el invierno se contrae. De manera análoga, a nivel interanual, la posición de la PCPO es modulada por el fenómeno de El Niños Oscilación del Sur (ENOS). De la misma forma, cambios en la TOS de la PCPO pueden modificar la variabilidad del fenómeno ENOS (D'Arrigo *et al.*, 2006). Además se ha observado que la PCPO presenta un importante componente de variabilidad en la escala decenal-interdecenal que se correlaciona con cambios a nivel cuenca.

La PCPO ha sido más estudiada por su relación con el fenómeno de ENOS. Aunque el impacto del ENOS es global, su origen reside en la región del Pacífico tropical. La interacción entre procesos oceánicos y atmosféricos son fundamentales para el desarrollo y características del ENOS (Chang *et*

al., 2006). El estado basal del Pacífico tropical se mantiene por un sistema de retroalimentación positiva entre el gradiente de temperatura entre la región este-oeste y los vientos alisios (circulación de Walker). El gradiente de temperatura a lo largo del ecuador favorece la fuerza de los vientos alisios con el ascenso de aires caliente en la región occidental y el descenso de aire frío en la región oriental. Durante los eventos del ENOS la debilitación de los vientos alisios provoca que el centro de calor y precipitación se desplace hacia Pacífico central y que la lengua de agua fría en el Pacífico no se desarrolle. Las manifestaciones del ENOS en la región de la PCPO incluyen el ascenso de la termoclina, entrada superficial de agua fría, y sequías. Numerosos estudios han logrado que se alcancen grandes avances en cuanto al entendimiento y predicción de este fenómeno, al grado que los modelos actuales son capaces de predecir la evolución de los eventos El Niño hasta con 6 meses con buena aproximación a la realidad.

Características climáticas del área de estudio

La Isla Kanathea ($17^{\circ}14'93''\text{S}$, $179^{\circ}06'88''\text{O}$) se localiza al sur oeste del Pacífico tropical forma parte del Grupo Lau Norte en el archipiélago de Fiji (Fig. 5). Esta región se localiza en el margen sur de la PCPO, y se caracteriza por altos valores (y baja variabilidad) en la TOS. El promedio de la TOS a partir de la base de datos de ERSSTv2 durante los últimos 100 años es de $\sim 27^{\circ}\text{C}$, con una variabilidad anual de 4°C (1σ). Folland *et al.* (2003) reportan una tendencia en la región hacia el calentamiento entre 1951-1993, con un aumento de entre 0.4 y 0.8°C en el valor promedio de la TOS. Es en este margen sur de la PCPO donde la mayor variabilidad interanual ocurre (Gouriou y Delcroix, 2002). Las altas temperaturas y la presencia de mares oligotróficos de esta región promueven la presencia de comunidades arrecifales en la zona, lo cual posibilita realizar reconstrucciones climáticas y ambientales mediante el uso de los corales en la región.

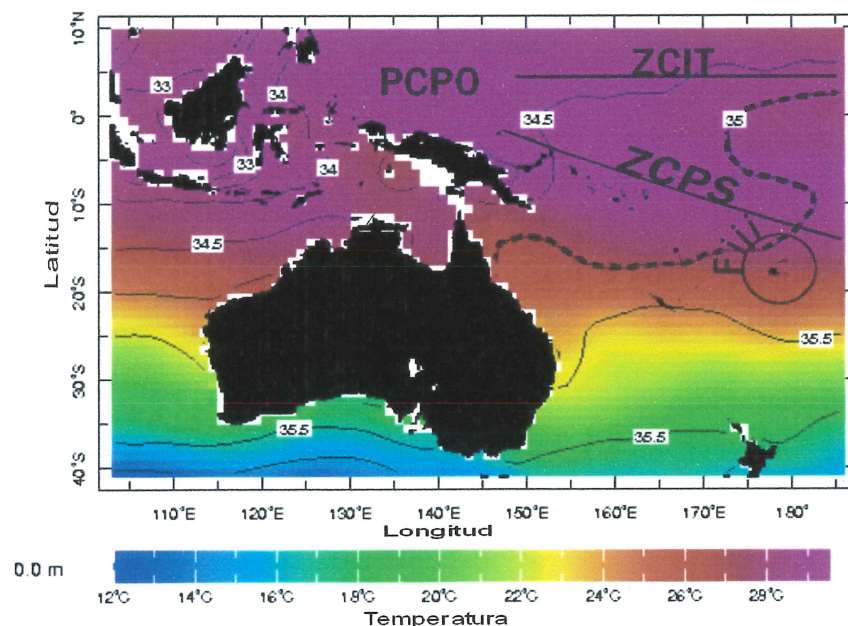


Figura 5. Promedio anual de la TOS y salinidad (Levitus *et al.*, 1994; Levitus y Boyer, 1994) para la región del Pacífico Ecuatorial occidental. El contorno punteado señala la isolínea de la salinidad de 35 psu que delimita el margen de la PCP. Las líneas negras indican la posición promedio de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y de la Zona de Convergencia del Pacífico Sur (ZCPS). La base de datos Levitus94 se encuentra disponible en <http://iridl.ldeo.columbia.edu>.

El clima de la región está principalmente afectado por la actividad estacional, interanual e interdecadal de la PCPO y de la Zona de Convergencia del Pacífico Sur (ZCPS). Como se mencionó, la PCPO constituye un rasgo fundamental del sistema climático ya que conduce la convección atmosférica más intensa del planeta (Picaut *et al.*, 1996), mientras que la ZCPS es de gran importancia para la circulación en el hemisferio sur (Kiladis *et al.*, 1989; Folland *et al.*, 2002). El eje de la ZCPS se extiende desde la PCPO hacia el sureste, hasta aproximadamente los 30° S 120° O, pasando por Fiji (Kiladis *et al.*, 1989; Folland *et al.*, 2003). La posición e intensidad de la ZCPS muestra una marcada variabilidad estacional. El periodo de mayor intensidad es durante el verano (Noviembre – Abril), que es cuando la zona convergencia se desplaza hacia Fiji (Folland

et al., 2002). Durante este periodo se produce una intensa precipitación en la zona, la cual oscila entre 1500 a 3500 mm/año (FMS). En contraste, durante el invierno el centro de convergencia se desplaza hacia el norte y el centro de baja presión desaparece de la región, dando lugar a un periodo de baja precipitación. Se ha establecido que la posición de la ZCPS varía en sincronía con las variaciones de la PCPO (Trenberth, 1984), de tal forma que durante el verano austral se derrama hacia Fiji y durante el invierno se contrae.

Aunque más extratropical en su naturaleza que la ZCIT, en su sector tropical la ZCPS es primordialmente forzada por la PCPO (Kiladis *et al.*, 1989). Debido a que las isotermas superficiales en la región sur de la PCPO se encuentran orientadas zonalmente, es en la dirección norte – sur en que los movimientos de la PCPO son más evidentes. A nivel interanual la PCPO y la ZCPS son modulados por el fenómeno ENOS, y a nivel decenal principalmente por la Oscilación Decenal del Pacífico (ODP) cuya estructura espacial es similar a la del ENOS pero con mayor amplitud hacia latitudes medias (Folland *et al.*, 2002). A escala interanual, la piscina caliente se contrae y expande durante el verano austral (noviembre – abril); durante eventos de La Niña, la PCPO y la ZCPS se mueven hacia el sur hacia Fiji, generando condiciones cálidas y húmedas en la región. El periodo de invierno y los eventos El Niño se caracterizan por condiciones frías y secas, resultado de la contracción hacia el norte de la PCPO y el movimiento de la ZCPS hacia el ecuador (Picaut *et al.*, 1996; Folland *et al.*, 2002; Gouriou y Delcroix, 2002).

Evaluación de la variabilidad climática en registros instrumentales de Fiji y su relación con fenómenos climáticos del ENOS, de la ODP y con el índice de la ZCPS

A continuación se presenta la comparación del registro instrumental de la TOS y de la precipitación para la región de Fiji con los índices

climáticos del ENOS, de la ODP y el Índice del Pacífico Sur (SPI), que es un índice de la posición de la ZCPS. Esta comparación se realizó previa al análisis gequímico del coral con el fin de evaluar la relación del área de estudio con diversos fenómenos climáticos en la escala interanual y decenal.

En el registro de ERSSTv2 de la TOS para la región de Fiji se observa un importante componente interanual y decenal (Fig. 1). El registro de TOS de ERSSTv2 (Smith y Reynolds, 2004) es una base de datos extendida provenientes de la interpolación de los datos disponibles de COADS y es la base de datos con el registro más largo (hasta 1854), y con una resolución $2^\circ \times 2^\circ$. Destaca la aparente ausencia de variabilidad de baja frecuencia hacia al principio del registro de la TOS de ERSSTv2 y la tendencia hacia condiciones más calidas hacia el final del mismo. Esta falta de variabilidad de baja frecuencia puede deberse a la disminución en la calidad de los registro hacia el pasado.

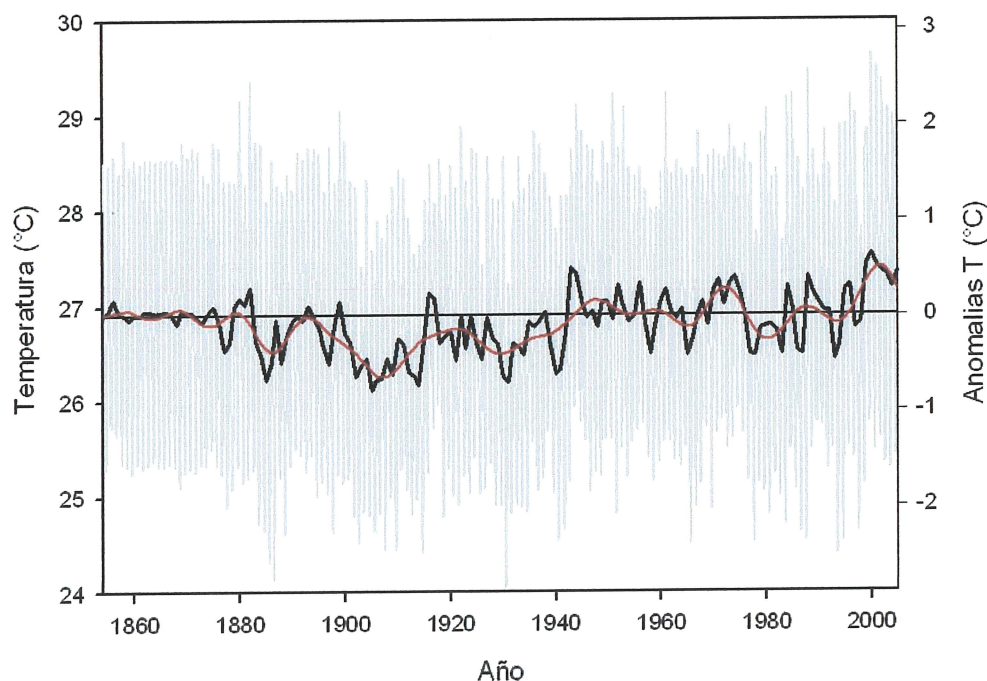


Figura 6. Registro instrumental mensual de la TOS de la base de datos de ERSSTv2 (gris) para la región de Fiji con los valores anuales (negro), y con un filtro de pasa baja de 10 años (rojo). Esta serie se usó para la calibración del termómetro coralino de Fiji.

Para evaluar la variabilidad interanual en la región de Fiji se compararon las señales filtradas con una media móvil de 13 meses de la TOS y del registro de precipitación con el índice del El Niño 3-4 (Fig. 7). Se observa un fuerte componente interanual asociado a las variaciones del fenómeno ENOS en los registros de la TOS y la precipitación. La correlación de la TOS y la precipitación con el índice del El Niño es mayor durante eventos fuertes de El Niño y La Niña (Fig. 7). La relación de la precipitación y la TOS con el índice del El Niño es inversa, esto se debe a que durante los eventos El Niño la PCP se contrae y la ZCPS migra hacia el ecuador. Esto ocasiona que en Fiji se presente una disminución en la TOS y una reducción en la precipitación (Linsley *et al.*, 2006).

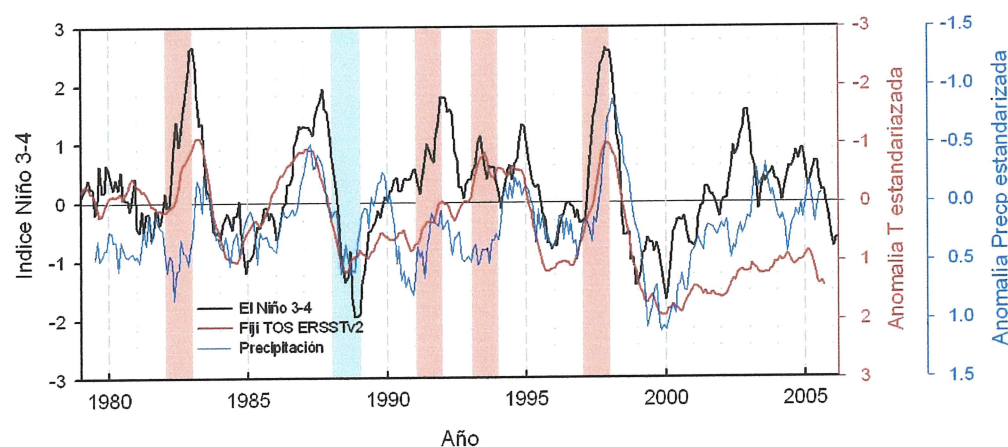


Figura 7. Comparación entre el índice del Niño de la región 3-4 con los datos de TOS de ERSST v2 y precipitación CMAP para la región de Fiji entre 1980 y 2005; los datos de precipitación y TOS se muestran invertidos para facilitar su interpretación. Los periodos marcados en azul corresponden a los periodos fuertes de El Niño y en rojo se indican eventos fuertes de La Niña.

Con la finalidad de entender mejor la relación entre la TOS de Fiji y la ODP se aplicó una media móvil de 10 años (Fig. 8) y se comparó con el registro extendido de la ODP de D'Arrigo *et al.* (2001), reconstruido a partir de anillos de árboles y con el registro instrumental de la ODP de Mantua *et*

al. (1997). Se observa una buena relación entre los índices de la ODP y el registro de la TOS de Fiji, principalmente a partir del periodo de 1920.

A lo largo del registro se pueden identificar tres cambios de fase en el índice de la ODP que coinciden con los periodos señalados por otros autores (Gedalof y Smith, 2001; Salinger *et al.*, 2001; Deser *et al.*, 2004). Particularmente se pueden observar dos fases positivas de la ODP: la primera entre los 1920's y 1940's, y la segunda desde mediados de 1970 hasta el 2005. Como la relación de la TOS en Fiji con el índice de la ODP es inversa, durante las fases positivas de la ODP en la TOS Fiji se observa un periodo frío. Entre las dos fases positivas de la ODP de los 1940's y 1970's, se observa un periodo negativo de la ODP que corresponde a un periodo cálido en Fiji.

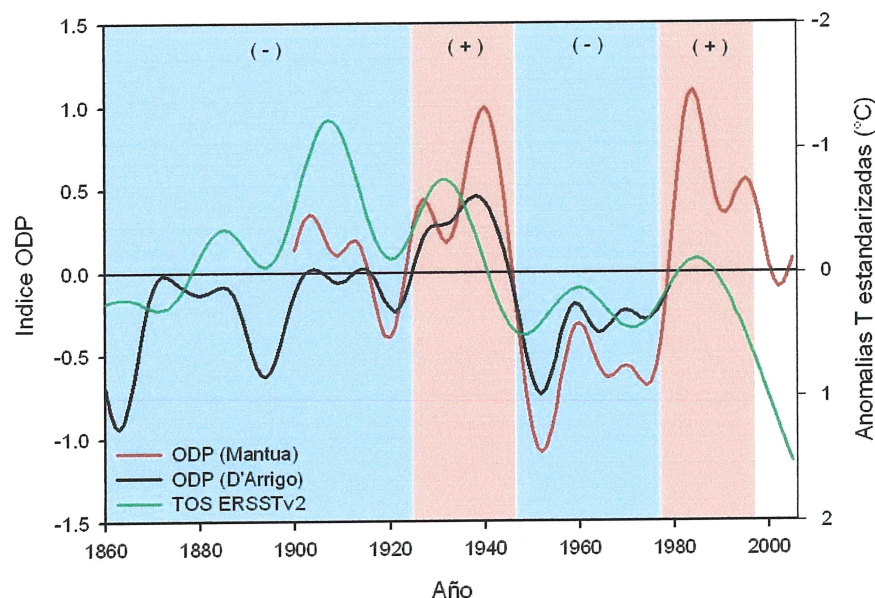


Figura 8. Comparación entre las series de la ODP de Mantua y la serie extendida de D'Arrigo contra la TOS (ERSSTv2) de Fiji. Las series fueron filtradas mediante una media móvil de 10 años. Las áreas sombreadas rojas indican fases positivas de la ODP y en azul se indican los cambios de fase hacia anomalías negativas.

La buena relación entre los índices se mantiene hasta 1920, anterior a esta fecha no se observa un patrón definido para la ODP de D'Arrigo, aunque parece corresponder a una fase negativa, mientras que en la TOS prevalecen las condiciones frías, que corresponderían a una fase positiva en la ODP. Durante este periodo la correlación con TOS se hace menos evidente pero al parecer se mantiene hasta 1880. Anterior a 1880 se pierde la relación entre la ODP y la TOS en Fiji esto podría relacionarse a la reducción en la calidad del registro instrumental o a variaciones en la expresión de la ODP. Los registros de coral, como el presentado en este estudio, permiten expandir nuestro conocimiento sobre la historia térmica del océano y establecer de manera más clara la relación de esta región con la ODP.

Debido a que Fiji se encuentra influenciado fuertemente por la ZCPS, se comparó el índice de la ZCPS (IPS) definido por Folland *et al.* (2002) con el registro anual de la TOS en Fiji (Fig. 9), encontrándose una buena correlación entre ambas series (en promedio cercana a 0.5). Esta correlación es inversa, e indica que cuando la ZCPS se desplaza hacia el sur, es decir hacia Fiji, aumenta la TOS en la región. Lo anterior indica que las migraciones de la ZCPS covarían con la TOS. Posiblemente debido a la expansión y contracción de la PCPO se generan desplazamientos de la ZCPS. Aunque en general se observa una buena relación entre ambos registros, existen ciertas diferencias entre la TOS y el SPI que se hacen más evidentes hacia tiempos más recientes. Lo anterior indica que la variabilidad de la ZPCS es más compleja y que no se encuentra únicamente relacionada a la variabilidad de la TOS. Posiblemente un indicador de la variabilidad en la salinidad, como el $\delta^{18}\text{O}$ en el esqueleto coralino (estudio en marcha), que en la región se relacionaría principalmente a cambios en la precipitación, puede ser un trazador más directo de la influencia de la ZCPS que el Sr/Ca, pues éste es únicamente un indicador de la TOS.

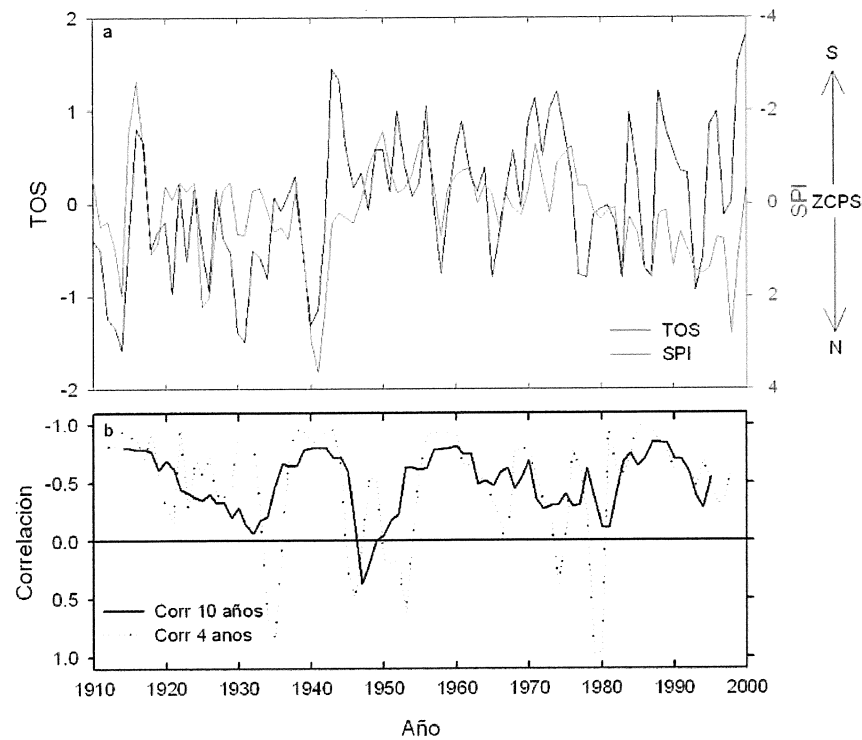


Figura 9. (a) Series anuales para las anomalías estandarizadas de la TOS en Fiji y del Índice de la Zona de Convergencia del Pacífico Sur (SPI) Nov-Abr. La SPI se define como la diferencia normalizada del nivel de presión atmosférica entre Fiji y Samoa (Folland *et al.*, 2002). (b) Correlación móvil entre las series de la SPI y de la TOS con una ventana móvil de correlación de 10 años (línea sólida) y una de 4 años (línea punteada).

CAPITULO 3

LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO EN EL PACÍFICO TROPICAL SUR OCCIDENTAL

Introducción

El clima relativamente cálido que ha prevalecido durante la mayor parte del Holoceno ha sido interrumpido por una serie de eventos puntuales fríos, demostrando que el clima durante este periodo ha sido menos estable de lo que originalmente se creía (de Menocal, 2001). La Pequeña Edad de Hielo (PEH) es el más reciente de estos eventos fríos del Holoceno que permitió el avance de los glaciares de montaña, en este periodo los glaciares escandinavos alcanzaron su máxima expansión en los últimos 9 ka (Grove, 2001). En muchas regiones del hemisferio norte, pero particularmente en Europa, las temperaturas más bajas del último milenio ocurren durante este periodo, el cual coincide con un pulso de alta actividad volcánica (Crowley y Lowery, 2000; Mann, 2001). La PEH convencionalmente esta confinada al periodo entre el siglo dieciseis y el siglo diecinueve (inclusive algunos autores la han extendido hasta el siglo catorce; Grove, 2001) comenzando después del periodo cálido comúnmente conocido como el Periodo Cálido Medieval (PCM) y termina con el calentamiento del siglo 20 (Mann, 2001; Grove, 2001).

Debido a que el periodo de la PEH se ubica entre el mínimo de Spöere (1450-1550 AD), Maunder (1645-1715 AD) y Dalton (1790-1820 AD), la actividad solar ha sido considerada como un posible mecanismo de forzamiento para la PEH (Bakke y Paasche, 2001). La evidencia de tanto de modelos climáticos, así como los trazadores geoquímicos indican que los mecanismos asociados a la señal de la PEH se relacionan a forzamientos solares y volcánicos (Shindell *et al.*, 2003), ya que estos factores contribuyen en un 40-60% de la variabilidad de la temperatura reconstruida (deMenocal, 2001). Mientras el forzamiento volcánico ha mostrado jugar un papel clave

en el enfriamiento global, el forzamiento solar posiblemente ha tenido un papel importante en los cambios regionales mayores y controlando la frecuencia en los eventos fríos extremos (Shindell *et al.*, 2003).

Los cambios climáticos ocurridos durante la PEH han sido bien documentados en latitudes altas y medias, pero sus efectos en la región tropical son prácticamente desconocidos. Esto es una consecuencia de la ausencia de información antes del siglo dieciocho, siendo que mucha de la existente proviene de reconstrucciones climáticas de baja resolución. El uso de los corales escleractinios ha demostrado ser excelente archivos de las condiciones climáticas del pasado en el Pacífico. En esta sección se presenta la primera reconstrucción climática en un coral que cubre completamente el periodo de la PEH. La variabilidad observada en esta reconstrucción de la TOS de Fiji es analizada y comparada con distintos registros instrumentales y reconstrucciones climáticas.

Resultados y discusiones

Calibración

Para calibrar la respuesta térmica del registro de Sr/Ca en el coral, esta se comparó con el registro instrumental de la TOS obtenida de la base de datos extendida de ERSSTv2 (Smith y Reynolds, 2004). La serie de esta base de datos con resolución espacial de $2^\circ \times 2^\circ$ seleccionada para calibrar los datos se centro a los $17.5^\circ \text{ S } 179^\circ \text{ W}$ que es la región que incluye la isla de Kanathea en Fiji y cubre el periodo de 1854 al 1997. En la figura 10 se muestra la relación inversa encontrada entre los datos anuales del registro de Sr/Ca coralino y el registro de la TOS instrumental para el periodo 1854-1997. Esta relación es especialmente cercana durante los últimos 25 años (~1997-1970), y esto es de esperarse, ya que la calidad en los datos instrumentales se reduce dramáticamente con el tiempo, particularmente para la región tropical ya que los datos anteriores a 1970 son muy escasos.

Antes de 1880 se observa un desfase importante entre ambos registros, el cual también se observa en otros registros coralinos de Fiji (Linsley *et al.*, 2006), lo que sugiere un decremento crítico en la calidad de los datos instrumentales. Además es importante considerar que el registro coralino es puntual y por tanto sensible a cambios locales. Por otra parte por razones aún no determinadas la precisión de las temperaturas reconstruidas con corales *Diploastrea heliopora* es menor a las que se obtienen con corales del genero *Porites* (Corrège *et al.*, 2004).

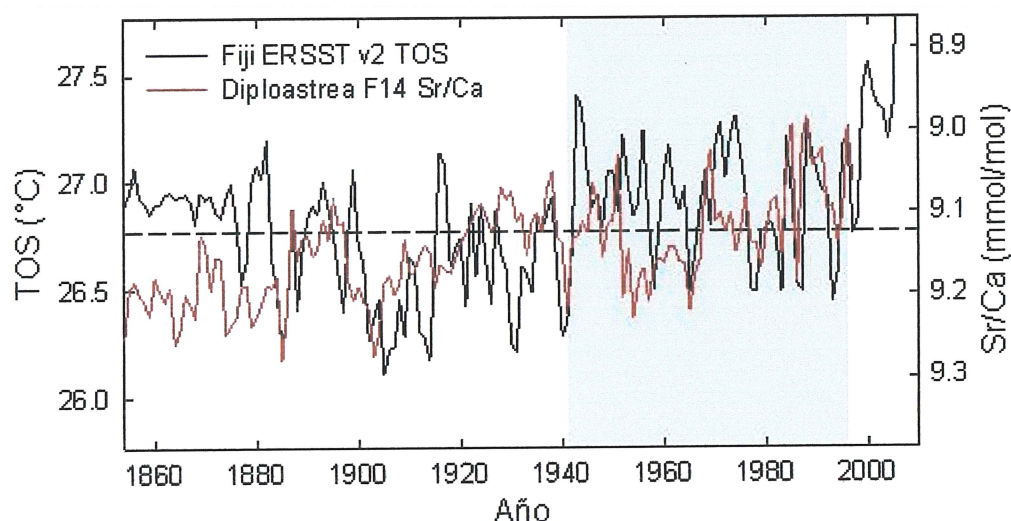


Figura 10. Registro anual del Sr/Ca del núcleo coral de *Diploastrea heliopora* (F14) de Fiji comparado con el registro anual de la TOS de la base de datos ERSSTv2 de la gradilla de 2° latitud x 2° longitud que incluye la isla de Kanathea. El área sombreada cubre el periodo utilizado para calibrar los valores de Sr/Ca a valores de temperatura (ver texto).

Si las ecuaciones típicas para calibración de la TOS, se aplican al registro del Sr/Ca del núcleo F14 para convertirlos a datos de temperatura, se obtienen resultados con una variabilidad mayor a la observada en la TOS local. Linsley *et al.* (2006) encontraron un problema similar al trabajar con registros anuales de corales *Porites* de la región de Fiji. Pero, cuando en lugar de obtener una ecuación lineal, se escalan los datos de Sr/Ca con respecto a los mínimos y máximos de la señal de la temperatura se obtiene

una mejor relación entre la serie geoquímica y la temperatura. La serie de Sr/Ca obtenida se escaló con respecto al mínimo de 1941 y el máximo de 1997 observado en el registro de la TOS de ERSSTv2. Al escalar los datos con respecto a la temperatura se obtuvo una razón de cambio entre la señal geoquímica y su equivalente en temperatura con la que los datos de Sr/Ca fueron convertidos a valores de temperatura. Esta razón se obtuvo de dividir la diferencia del máximo de 1997 y mínimo de 1941 de la señal geoquímica entre la diferencia de los valores de temperatura para los mismos años. La relación obtenida para el Sr/Ca es de $0.26 \text{ mmol mol}^{-1}$ por cada $^{\circ}\text{C}$, esta es muy cercana a la relación de $\sim 0.2 \text{ mmol mol}^{-1}$ por $^{\circ}\text{C}$ encontrada por Linsley *et al.* (2006) al seguir un procedimiento similar. En su aproximación, estos autores escalaron el registro de Sr/Ca de sus corales *Porites* con los datos instrumentales para el periodo de 1870 a 1997. La variabilidad molar encontrada en el registro del Sr/Ca se encontró entre $8.92 \text{ mmol mol}^{-1}$ (27.5°C) y $9.29 \text{ mmol mol}^{-1}$ (26.05°C), intervalo que corresponde a una variabilidad de $\sim 1.6^{\circ}\text{C}$ en la temperatura promedio anual de los últimos 628 años.

El registro de Sr/Ca (fig. 11), exhibe un periodo relativamente cálido desde el final del siglo catorce hasta mediados del siglo dieciséis, observando valores de temperatura similares a los encontrados en el presente. Posterior a este periodo calido se observa una tendencia de enfriamiento casi continuo desde finales del siglo quince que culmina hacia finales del siglo diecinueve, y es seguido por una tendencia abrupta hacia el calentamiento que se mantiene durante todo el siglo veinte. Los bajos valores de temperatura que caracterizan el periodo entre 1550 y 1900 corresponden al periodo de la PEH, lo cual respalda la idea de que este se trata de un evento global. Durante este periodo se observa una disminución progresiva en la temperatura promedio alcanzado durante el siglo dieciocho y a finales del siglo diecinueve valores $\sim 1^{\circ}\text{C}$ por debajo de los valores promedio. Mínimos ($\sim -1.4^{\circ}\text{C}$) de temperatura similares a los encontrado en Fiji se han reportado para la región de Nueva Caledonia durante el periodo

1700-1761 (Corrège *et al.*, 2001). A lo largo del registro reconstruido de Fiji se observan eventos “fríos” puntuales muchos de los cuales coinciden con eventos explosiones volcánicas significativas. La explosiones del Huaynaputina (1600), Tambora (1815) y del Krakatoa (1883) se reflejan como eventos especialmente fríos en el registro del Sr/Ca de Fiji. La explosión del Huaynaputina coincide con el evento de enfriamiento puntual más extremo en el registro de Fiji; inclusive se ha considerado que este es el evento volcánico explosivo más extremo de los últimos 600 años (Briffa *et al.*, 2001).

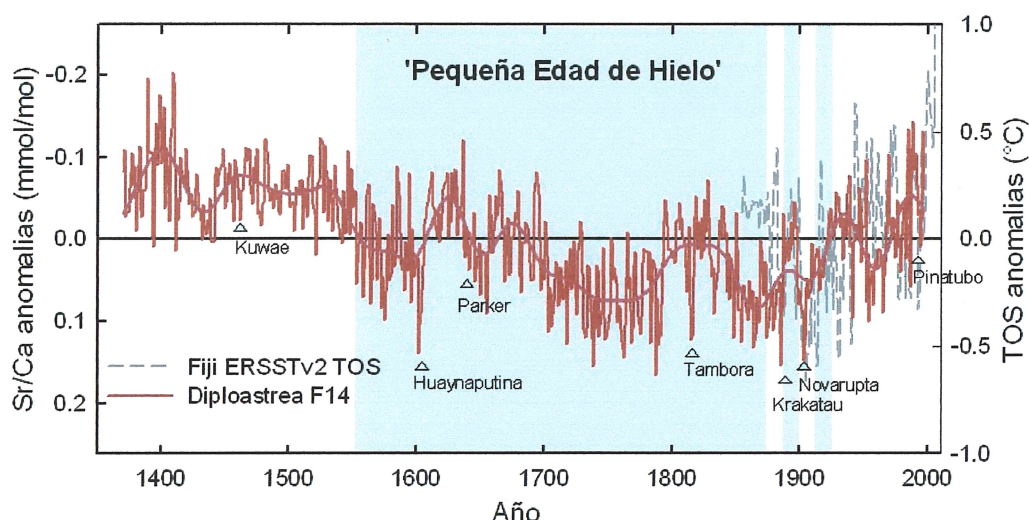


Figura 11. Anomalías anuales de Sr/Ca con su correspondiente valor de temperatura para todo el registro F14 (rojo); la línea más oscura representa un filtro de pasa baja de 40 años para resaltar la variabilidad interdecenal en el registro. La línea gris discontinua representa el registro de la TOS de ERSSTv2. Los datos se convirtieron en anomalías restando el valor promedio de los últimos ~30 años (1960-1997). Los triángulos representan eventos volcánicos explosivos, el nombre del volcán se señala bajo el triángulo. El área sombreada en azul representa el periodo que cubre la PEH, el área sombreada discontinua a principios del siglo diecinueve representa la transición entre la PEH y el periodo calido reciente.

La tendencia hacia el calentamiento que se observa en los últimos 150 años (1856-1997) representa un incremento ~ 0.35 °C/100 años. Esta tasa de calentamiento es muy similar al incremento de 0.3 °C/100 años observada en las aguas oceánicas superficiales para toda la región tropical (30° N - 30° S; Wilson *et al.*, 2006), pero es mayor al incremento de 0.2 °C/100 años observado en el corazón de la PCPO (D'Arrigo *et al.*, 2006). La mayor tasa de calentamiento observada en Fiji en comparación con el centro de la PCPO se puede explicar en base a la posición de Fiji y a la dinámica de la PCPO. Fiji se encuentra en el borde exterior sur de la PCPO y como las isotermas en esta región se encuentran orientadas latitudinalmente esta región es muy sensible a los cambios de temperatura relacionados a las expansiones y contracciones de la PCPO. Así, durante un periodo cálido (e.g. como el efecto de La Niña en esta región) la piscina caliente se expande latitudinalmente acarreando aguas más calidas hacia la región de Fiji. Durante un periodo frío (e.g. El Niño) la PCPO se contrae latitudinalmente con el consecuente enfriamiento en Fiji. En contraste, el centro de la piscina caliente es menos susceptible al calentamiento debido al incremento de pérdida de calor hacia la atmósfera (Zhong, 2005).

Relación del registro F14 con otras reconstrucciones de Fiji y de la región tropical

Cuando se compara el registro de Sr/Ca del núcleo F14 con los otros dos registros de Sr/Ca coralino de Linsley *et al.* (2006) para la región de Fiji (fig. 12) se observa una buena relación entre las 3 reconstrucciones para el periodo común de 1782-1996. La mejor correlación se encuentra entre el núcleo F14 y el registro de Linsley 1F ($r = 0.44$; Tabla II), que es similar a la correlación entre los dos núcleos de Linsley *et al.*, (2006). La correlación más baja se encontró entre los núcleos F14 y AB ($r = 0.22$), pero es significativa al 95% de nivel de confianza.

Tabla II. Correlación entre el registro de Sr/Ca del núcleo F14 con otros registros anuales de corales *Porites* de Fiji y con las series instrumental y coralina de la región tropical.

Registro	R	Periodo
Fiji 1F	0.44	1782-1996
Fiji AB	0.22	1782-1996
Tropical Coral	-0.32	1751-1997
Tropical HADISST	-0.41	1870-1997

En general los 3 núcleos muestran la misma tendencia pero durante algunos periodos específicos se observan diferencias en los valores absolutos. Esta diferencias se pueden relacionar a diferencias locales (los tres núcleos son de la región de Fiji pero no de la misma localidad) o al llamado efecto vital. La mayor diferencia se observa en el periodo anterior a 1700, en el que el núcleo AB de Linsley exhibe un enfriamiento extremo, mientras que el núcleo F14 presenta valores cercanos al promedio. Esta diferencia es mayor 0.5 °C y no puede ser explicada únicamente por errores metodológicos o por variaciones locales. Una posible explicación para este desfase podría ser por contaminación diagenética en el núcleo causa de la formación de aragonita secundaria en el coral.

Estudios sobre el efecto de la diagénesis marina en la geoquímica esquelética indican que la presencia de aragonita secundaria se refleja como valores más fríos a los esperados en las TOS reconstruidas del Sr/Ca y del $\delta^{18}\text{O}$ (Cohen y Hart, 2004; Quinn y Taylor, 2006). Esto significa que si la presencia de la aragonita secundaria es responsable de esta diferencia es de esperar que la aragonita secundaria estuviese en el núcleo AB, ya que este presenta un evento de enfriamiento durante el periodo de desfase. Aunque Linsley *et al.* (2006) mencionan que el análisis de capa delgada en este núcleo no muestra presencia de esta aragonita secundaria. Otra posible explicación para este efecto de enfriamiento podría relacionarse al estrés. Se

ha propuesto que temperaturas bajas pueden causar un rompimiento en el control biológico del fraccionamiento del Sr/Ca ocasionando valores más fríos a lo esperado (McCulloch *et al.*, 1994), aunque esta hipótesis ha sido fuertemente cuestionada (Marshall y McCulloch, 2002), por lo que estas diferencias requieren de un análisis más detallado.

En la figura 12 se observa la relación entre el registro de TOS de Fiji reconstruido del F14 con los registros de la TOS tropical (30 °N – 30 °S) instrumental de la base de datos HADISST y reconstruida a partir de registros coralinos (Wilson *et al.*, 2006). El registro F14 muestra una buena correlación con la TOS instrumental ($r = -0.41$) y con la reconstrucción coralina ($r = -0.32$). Esto implica que las variaciones en el Sr/Ca del núcleo de Fiji muestran una fuerte respuesta a los cambios climáticos que son comunes para toda la región tropical. Una excepción es el periodo de 1800-1850 donde se observa un desfase considerable entre la reconstrucción de la TOS coralina y el núcleo F14. Durante este periodo no se observan diferencias significativas entre las distintas reconstrucciones coralinas de Fiji. Esto sugiere que la diferencia entre los corales de Fiji y la reconstrucción tropical pueden relacionarse a variaciones locales en la señal de la TOS o a una disminución en la calidad de la reconstrucción tropical. Se ha propuesto que la reconstrucción tropical con corales puede considerarse robusta sólo para el periodo de 1850 al presente, debido en parte a la baja cobertura de los registros coralinos y a que sólo algunos registros se extienden más allá de 1850 (Wilson *et al.*, 2006). No obstante, la estrecha relación general entre la reconstrucción tropical coralina y el núcleo F14 indica que este es un excelente indicador de la variabilidad en el Pacífico tropical, cubriendo un periodo para el que prácticamente no existe información de alta resolución.

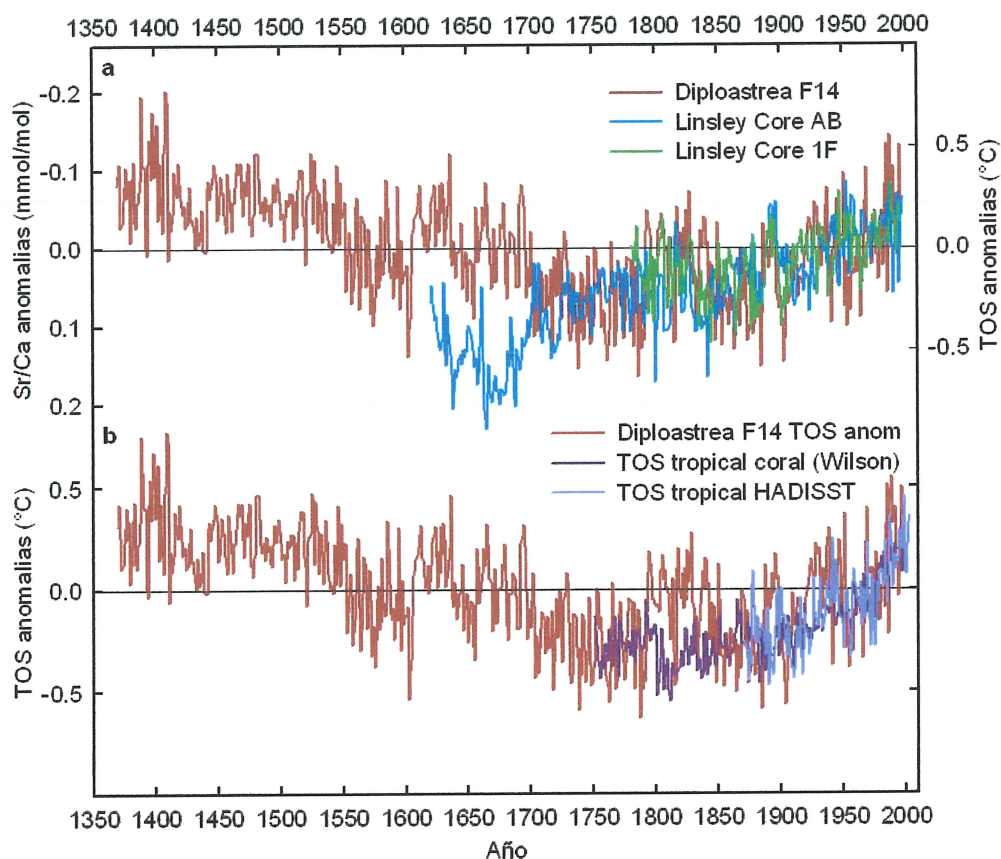


Figura 12. Comparación del registro anual de la TOS reconstruida de la razón Sr/Ca del coral *Diploastrea heliophora* F14 de Fiji con (a) las anomalías de las series anuales de Sr/Ca de dos corales *Porites* de Fiji y con (b) los registros de la TOS tropical de datos instrumentales de la base de datos HADISST (30 °N – 30 °S) y la TOS tropical reconstruida de registros coralinos de Wilson *et al.*, (2006).

Condiciones climáticas en la región tropical durante la PEH

En la figura 13 se presenta la relación del registro de Sr/Ca del núcleo F14 de Fiji con diversas reconstrucciones de las condiciones tropicales durante el último milenio. De estos destaca la estrecha relación a largo plazo que se observa entre el registro de Ti de la cuenca anóxica de Cariaco (Haug *et al.*, 2001), el registro compuesto del $\delta^{18}\text{O}$ de núcleos de hielos de

los Andes (Thompson *et al.*, 2006), la TOS reconstruida del Mg/Ca de sedimentos en Indonesia (Newton *et al.*, 2006) y el registro coralino de Sr/Ca del núcleo F14 de este estudio. La relación entre estos registros climáticos sugiere una conexión entre las variaciones en la TOS de la región del Indo-Pacífico y la precipitación en el Atlántico tropical. De manera general, las variaciones en el contenido de Titanio (Ti) en los sedimentos se consideran un indicador de los cambios en el aporte terrígeno hacia la cuenca Cariaco (aunque también se relacionan a la productividad asociada a surgencias; Haug *et al.*, 2001). De esta forma, el incremento (reducción) en la concentración del Ti se relaciona con el aumento (decremento) en la precipitación y representan las variaciones en el ciclo hidrológico de Sur América (Haug *et al.*, 2001).

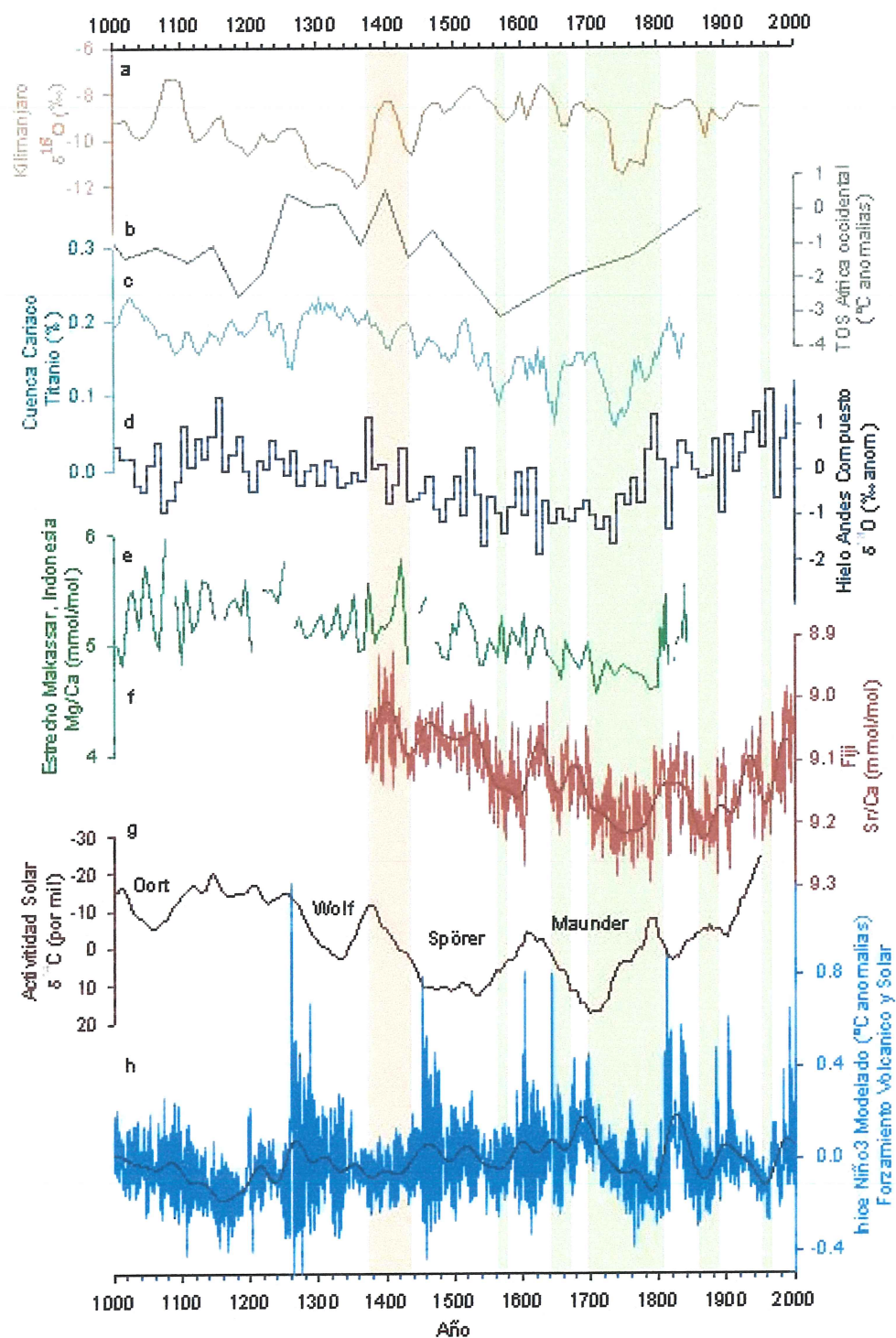
La reducción en la tasa de sedimentación de Ti sugiere condiciones más en el Atlántico tropical durante la PEH. Los cambios en la precipitación en esta región principalmente reflejan la actividad de la ZCIT la cual se caracteriza por un fuerte comportamiento estacional. Durante el invierno boreal la ZCIT se desplaza hacia el sur de la cuenca Cariaco, lo cual se refleja en una disminución en la precipitación. En el verano la ZCIT se coloca en su posición mas al norte directamente sobre la cuenca Cariaco, por lo que esta corresponde estación húmeda (Haug *et al.*, 2001). Así una posible explicación para condiciones secas que prevalecieron durante la PEH implica el desplazamiento ZCIT hacia el sur durante este periodo. Esta hipótesis es sustentada por los resultados de diversas reconstrucciones climáticas (e.g. núcleos de hielo; Thompson *et al.*, 2000, registros de sedimentos; Hodell *et al.*, 2005, corales; Watanabe *et al.*, 2001).

Por ejemplo, registros de coral del caribe muestran que durante la PEH la TOS promedio fue 2 °C más fría y la variabilidad estacional en la precipitación era mayor (Watanabe *et al.*, 2001). Así mismo, estudios de la abundancia de foraminíferos planctónicos en la Cuenca Pigmy, que indican un incremento en el flujo de agua superficial del Caribe hacia el Golfo de

México y que se relaciona con la posición de la ZCIT, sugieren que durante la PEH ocurrió una migración hacia el sur de la zona de convergencia (Poore *et al.*, 2004). También, estudios de $\delta^{18}\text{O}$ en ostrácodos y gasterópodos lacustres indican condiciones más secas durante la aparición de la PEH en la Península de Yucatán (Hodell *et al.*, 2005). Sedimentos de las Bermudas muestran que hace ~400 años (PEH) el Mar de los Sargazos se encontraba ~1 °C por debajo del valor actual y ~1 °C por encima durante el llamado PCM; estos resultados concuerdan con los observado en reconstrucciones de África (Keigwin, 1996). En conjunto, estos indicadores climáticos en la actualidad se encuentran bajo la influencia directa de la ZCIT durante el verano boreal. En contraste los registros del Amazonas (Mayle *et al.*, 2000) y del lago Titicaca (Baker *et al.*, 2001), regiones que se encuentran al sur de la posición actual de la ZCIT durante el verano boreal, muestran un incremento en la precipitación durante la PEH.

Figura 13 (Pág. siguiente). Comparación de la evolución climática en el registro de Sr/Ca del núcleo F14 de Fiji, con diversos trazadores climáticos de la región tropical para el último milenio. (a) $\delta^{18}\text{O}$ de el núcleo de hielo del Kilimanjaro, África (naranja; Thompson *et al.*, 2002), (b) registro de TOS para perforación ODP 685C de Cabo Blanc, África occidental (marrón; deMenocal *et al.*, 2000), (c) Concentración de Ti en un núcleo de sedimento de la Cuenca Cariaco (cian; Haug *et al.*, 2001), (d) Serie compuesta de los promedios decenal del $\delta^{18}\text{O}$ en tres núcleos de hielo de los Andes (azul oscuro; Thompson *et al.*, 2006), (e) Mg/Ca en *Globigerinoides ruber* del Estrecho de Makassar, Indonesia, que es un trazador de la TOS en la Piscina Caliente del Indo-Pacífico (verde; Newton *et al.*, 2006), (f) registro anual del Sr/Ca del núcleo de coral F14, indicador de la TOS de Fiji (rojo), (g) actividad solar reconstruida de la concentración atmosférica de ^{14}C (rojo oscuro; Reimer *et al.*, 2004), (h) Niño-3 modelado a partir del forzamiento radiativo (volcánico y solar; azul; Mann *et al.*, 2005). Las bandas en fríos corresponden a periodos fríos y secos que coinciden en muchos de los trazadores, la banda roja corresponde a un periodo excepcionalmente calido

y húmedo en muchos de los trazadores pero ausente en el modelo del Niño 3.



El análisis de estos registros climáticos muestra que la correlación negativa entre los índices del norte y sur de Sudamérica y del caribe pueden reconciliarse con la migración hacia el sur de la ZCIT durante la PEH (Haug *et al.*, 2001). Se ha argumentado que durante el periodo del ultimo máximo glacial (UMG) la ZCIT se desplazó hacia el sur de su posición promedio actual. Como consecuencia de este desplazamiento de la ZCIT la selva lluviosa del Amazonas (Mayle *et al.*, 2000). Al parecer, las variaciones en la TOS de la región tropical desempeñaron un papel central durante la transición del UGM al Holoceno tardío (Koutavas *et al.*, 2002), dadas las similitudes durante estos periodos es probable que los cambios en la TOS tropical también hayan desempeñado un papel clave durante la PEH. Los resultados de Sudamérica y África muestra un patrón coherente a través del Atlántico durante la PEH, caracterizado por condiciones semejantes a las que ocurren en los periodos El-Niño que causaron el desplazamiento de la ZCIT hacia el sur (Brown y Jonson, 2005).

Las evidencias existentes muestran el desplazamiento hacia el sur de la ZCIT durante la PEH. Por ejemplo, los registros faunales de foraminíferos a lo largo de la costa occidental de África indican un enfriamiento de entre 3 °C a 4 °C durante la PEH, este se puede asociar al aumento en las surgencias regionales y/o a la advección de aguas frías desde el sur (deMenocal *et al.*, 2000). De los eventos fríos de los a lo largo de la costa oeste de África la PEH representa el evento de mayor amplitud de los últimos 20 ka. El aumento en las surgencias en esta región se explica por un incremento en la intensidad de los vientos del norte, el cual se relaciona con la migración al sur de la ZCIT (deMenocal *et al.*, 2000). Los registros de lagos africanos (Vershuren *et al.*, 2000) y los registros de núcleos de hielo del Kilimanjaro (Thompson *et al.*, 2002) muestra una buena correlación con la variabilidad solar (fig. 13). En el lago Naivasha (Kenia) condiciones secas son características del PCM, mientras que periodos húmedos son claramente identificables durante la PEH (Verschuren *et al.*, 2000). Los registros del lago Malawi una muestran intensificación en los vientos del

norte lo cual sugiere una excursión hacia el sur de la ZCIT durante la PEH (Johnson *et al.*, 2002). La información del este de África muestra un patrón recurrente de sequías durante la PEH con teleconexiones a otras regiones tropicales y que sugieren un desplazamiento de la posición de la ZCIT (Alin y Cohen, 2003).

En comparación con la región del Atlántico existe menos información climática de alta resolución de las condiciones climáticas durante la PEH para la región del Pacífico tropical. Los cambios en las condiciones hidrológicas del oeste de Norteamérica han sido asociados a forzamientos de la región tropical, con patrones de circulación en el hemisferio norte similares a los observados durante eventos ENOS. Las evidencias en la costa oeste de Norteamérica muestran que la PEH se caracterizó por un periodo relativamente húmedo, con alta precipitación y un aumento en las surgencias. Estas condiciones se pueden relacionar a un desplazamiento hacia el sureste en la ruta de tormentas invernales, características que son típicas de condiciones El Niño (Graham *et al.*, 2007). Mientras que durante el PCM existieron condiciones de sequías intensas, típicas de los periodos La Niña (Seager *et al.*, 2007).

Los perfiles de $\delta^{18}\text{O}$ en los núcleos de hielo de la región tropical de los Andes sudamericanos muestran claramente un enfriamiento durante la última parte de la PEH (Thompson *et al.*, 2006). En el registro de Huascaran la temperatura disminuye progresivamente desde los 9-11 ka alcanzado sus valores mínimos hace 200-500 años, durante la PEH (Thompson *et al.*, 2006). Durante los últimos dos siglos se observa en núcleos de hielo de los Andes que una tendencia hacia el calentamiento ha prevalecido, con un considerable retroceso en la cobertura de los glaciares (Thompson, 2000). Durante periodos de enfriamiento los glaciares se expanden, mientras que durante un periodo cálido se contraen (Thompson *et al.* 2003). Como la principal fuente de humedad en la región tropical de los Andes proviene de la

cuenca del Amazonas (Thompson *et al.*, 1998), es probable que los cambios en la cobertura del hielo se relacionen a cambios en la precipitación.

En la piscina caliente de Indonesia, la TOS y la Salinidad Oceánica Superficial (SOS) reconstruidas a partir de registros de Mg/Ca y $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos planctónicos muestran una tendencia hacia el enfriamiento y disminución en la salinidad desde mediados del siglo quince hasta mediados del siglo diecinueve (Newton *et al.*, 2006). Esta tendencia es muy similar a la observada en el registro de la TOS para la región del Pacífico tropical sur-occidental reconstruido del núcleo de coral F14 presentado en este estudio. Esta relación entre los registros del Estrecho de Makassar en Indonesia y Fiji sugiere que ambas regiones responden a la actividad de la Piscina Caliente del Indo Pacífico o PCIP. Ambos registros muestran mínimos durante el siglo dieciocho y entre mediados y finales del siglo diecinueve, resultados que coinciden con datos de Nueva Caledonia, en el que se observa un periodo frío en el periodo de 1700 a 1721 (Corrège *et al.*, 2001).

En el Pacífico tropical existen diversas reconstrucciones con corales de las condiciones climáticas, pero muy pocas se extienden más allá de dos siglos. Secciones cortas de corales fósiles de la región de Palmyra proveen pequeñas ventanas de información acerca de la variabilidad climática del Pacífico central que incluye parte de la PEH (Cobb *et al.*, 2003). Estos registros no muestran cambios marcados en la TOS, pero si un cambio en la actividad del ENOS durante la PEH.

Durante el periodo de 1650 a 1700 la señal del $\delta^{18}\text{O}$ en los corales de Palmyra exhibe un ligero cambio hacia condiciones más cálidas y húmedas, y con un aumento en la variabilidad que puede atribuirse a una mayor actividad en los fenómenos del ENSO. Este periodo corresponde con condiciones frías en el margen sur de la PCPO, similares a las condiciones El Niño. Lo opuesto se observa en el periodo de 1350-1450, el cual es un periodo con valores altos en TOS de la PCPO, y durante el cual los valores

del $\delta^{18}\text{O}$ sugieren condiciones relativamente frías y secas en Palmyra y con una marcada disminución en la variabilidad (Cobb *et al.*, 2003). Estas condiciones son similares a las observadas durante periodos La Niña.

La reconstrucción del $\delta^{18}\text{O}$ de secciones de corales fósiles del atolón de Palmyra provén ventanas de información de la variabilidad climática del Pacífico central durante la PEH. El registro de coral de Fiji F14 se comparó con el promedio de 3 secciones de corales de Palmyra (1370-1464, 1635-1703 y 1886-1997; Fig. 14). Se observa una buena relación entre los ambos registros durante los periodos más recientes 1635-1703 y 1886-1997). No obstante, durante el periodo de 1370-1464 se observa un desfase considerable entre ambos registro. Este periodo coincide con los valores más altos de temperatura para el registro de coral de Fiji, mientras que en los corales de Palmyra este corresponde a un periodo frío y seco. Debido a la localización de Palmyra en el Pacífico central, esta región es sensible a los cambios en la lengua fría del Pacífico oriental. Durante periodos de intensa actividad de surgencias (e.g. eventos La-Niña) la lengua fría se expande zonalmente hacia a Palmyra en el Pacífico central, mientras que en eventos El-Niño las aguas calidas de la PCPO se extiende hacia esta región, lo que se refleja en un aumento en la temperatura y precipitación. Durante el periodo de 1650 a 1700 la señal del $\delta^{18}\text{O}$ en los corales de Palmyra exhibe un ligero cambio hacia condiciones más cálidas y húmedas, y con un aumento en la variabilidad que puede atribuirse a una mayor actividad en los fenómenos del ENSO. Este periodo corresponde con condiciones frías en el margen sur de la PCPO, similares a las condiciones El Niño.

Durante el periodo reciente los promedios las anomalías estandarizadas en el $\delta^{18}\text{O}$ del coral de Palmyra y del Sr/Ca del coral de Fiji son prácticamente iguales. Sin embargo, considerando sólo los últimos 30 años, cuando el calentamiento es más evidente, la diferencia entre ambos registros es más evidente (no se muestra). Ambos registros muestran una clara tendencia hacia el calentamiento, pero, en la región de Fiji este

calentamiento es más notable. Esto puede ser una señal de que el gradiente zonal del Pacífico esta empezando a aumentar o que los cambios observados durante el periodo reciente son diferentes a los observados hace 600 años.

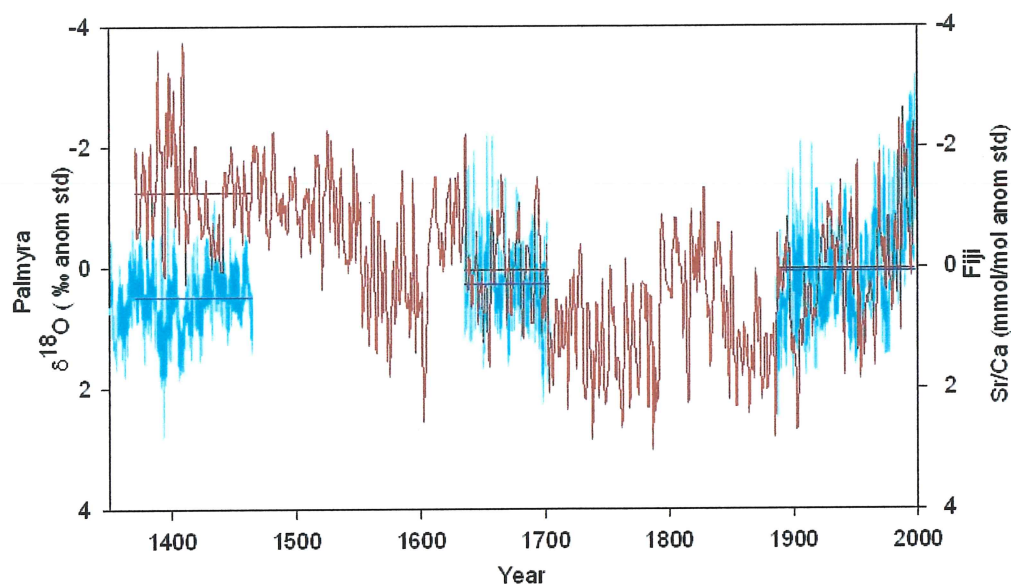


Figura 14. Comparación entre las anomalías estandarizadas del registro anual del Sr/Ca de Fiji (rojo) y las anomalías estandarizadas del registro mensual de datos compuestos del $\delta^{18}\text{O}$ de Palmyra. Los datos fueron estandarizados sobre el periodo de 1970-1997. Las líneas horizontales representan los promedios de las series para los tres periodos de traslape.

Aunque los cambios en la temperatura de la región de Palmyra son poco significativos, se considera que los cambios en el gradiente del Pacífico tropical resultan claves en los patrones climáticos globales (Cobb *et al.*, 2003). Por ejemplo, el flujo de aire sobre la región tropical que es mantenido por este gradiente de temperatura resulta significativo para la existencia de la ZCIT (Lindzen y Nigam, 1987). El desfase que se observa entre los dos registros coralinos durante el siglo quince puede interpretarse como un aumento en el gradiente de la TOS a lo ancho del Pacífico tropical. Durante el periodo del siglo quince se infiere que prevalecieron condiciones tipo-La

Niña con una expansión de la lengua fría del Pacífico oriental y la compresión y expansión meridional de la PCPO. Mientras que durante el siglo diecisiete (PEH) la relación cercana entre ambos registros sugiere una reducción en el gradiente zonal y se infiere la presencia de condiciones tipo-El Niño, en las que la lengua fría se contrae y la PCPO se expande hacia el Pacífico central contrayéndose meridionalmente. Este comportamiento coincide con el mecanismo de Bjerknes descrito a continuación, y explica el acoplamiento entre la PCPO y la ZCIT.

El enfriamiento del agua en la región occidental y el ligero calentamiento en la región oriental, observados en las reconstrucciones climáticas, sustentan la idea de que durante la PEH ocurrió una reducción en el gradiente zonal del Pacífico tropical (Cobb *et al.*, 2003). Esta reducción en el gradiente estuvo acompañada por una contracción meridional de la piscina caliente y la incursión hacia el sureste de la ruta de tormentas en el hemisferio norte. En la actualidad condiciones similares, en las que se reduce el gradiente a lo largo del Pacífico tropical, se presentan durante el invierno boreal y durante los eventos El Niño (Koutavas *et al.*, 2002). Durante agosto-septiembre la zona de convergencia se localiza en su posición más al norte (10° N) cuando la PCPO alcanza sus valores máximos de temperatura y cuando los vientos del sureste se intensifican promoviendo las surgencias (Koutavas *et al.*, 2002; Koutavas *et al.*, 2006). Durante periodos fríos en la margen de la costa oriental del Pacífico tropical la intensidad en los vientos del sureste se reduce, la “lengua fría” se contrae y la ZCIT se desplaza hacia el sur. En la región occidental la PCPO se contrae meridionalmente y el agua calida de la región se distribuye hacia el Pacífico oriental, lo que genera una reducción en el gradiente de la TOS tropical. En base a los resultados observados en los distintos indicadores se infiere que condiciones similares a las observadas durante eventos El Niño se presentaron durante la PEH. La contracción y enfriamiento de la PCPO que se observa en Fiji e Indonesia es prácticamente sincrónico con la migración de la ZCIT encontrada en reconstrucciones del Atlántico y Sudamérica (Fig.

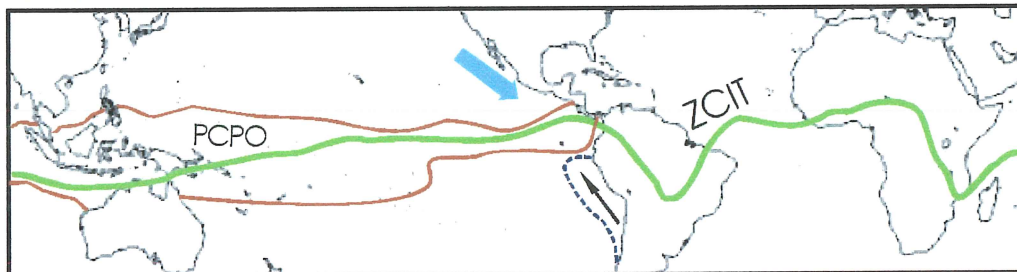
13). La expansión y contracción de la PCPO en sincronía a la migración de la ZCIT a nivel estacional e interanual sugiere que un proceso similar haya sido responsable de estas variaciones seculares y soporta la importancia de la TOS del Pacífico tropical en la variabilidad de la ZCIT.

Los resultados de este estudio, así como de otros estudios mencionados aquí, sugieren que el mecanismo responsable de las condiciones observadas durante la PEH es similar a los procesos involucrados en la variabilidad estacional e interanual de la TOS en el Pacífico tropical y en el movimiento asociado de la ZCIT. Este mecanismo requiere una respuesta inversa en la TOS entre la región oriental y occidental del Pacífico ecuatorial. Así, durante un periodo frío el gradiente se reduzca y la actividad ENSO aumente; con el comportamiento opuesto durante periodos cálidos. Así las condiciones durante los periodos fríos (cálidos) se asemejan a las que ocurren durante condiciones El Niño (La Niña) con una reducción (intensificación) en la circulación Walker y en la retroalimentación Bjerknes (Koutavas *et al.*, 2006). El cambio en las condiciones climáticas de fondo con una PCPO fría (cálida) y un aumento (disminución) en la variabilidad ENSO se denominan condiciones “tipo-El Niño” (“tipo-La Niña”) (Mann *et al.*, 2005). En la Fig. 15 se presenta el modelo esquematizado de las condiciones observadas durante condiciones tipo-El Niño y tipo-La Niña.

Es posible que las condiciones tipo “El Niño” durante la PEH sean una consecuencia del enfriamiento del océano, tal como se ha propuesto para periodos fríos similares (Koutavas *et al.*, 2002). El enfriamiento de la PCPO en la PEH pudo haber resultado en un debilitamiento de los vientos alisios y de la circulación Walker, lo cual permitió un desplazamiento zonal de la piscina caliente y una reducción del gradiente térmico zonal del Pacífico. La reducción de los vientos del sureste y la intensificación de los vientos del noreste debilita las surgencias en el Pacífico oriental y desplaza la ZCIT hacia el sur (Haug *et al.*, 2001). Este comportamiento explicaría las

condiciones encontradas en el Pacífico tropical durante la PEH y concuerda con el modelo de retroalimentación Bjerknes.

CONDICIONES "TIPO-EL NIÑO"



CONDICIONES "TIPO-LA NIÑA"

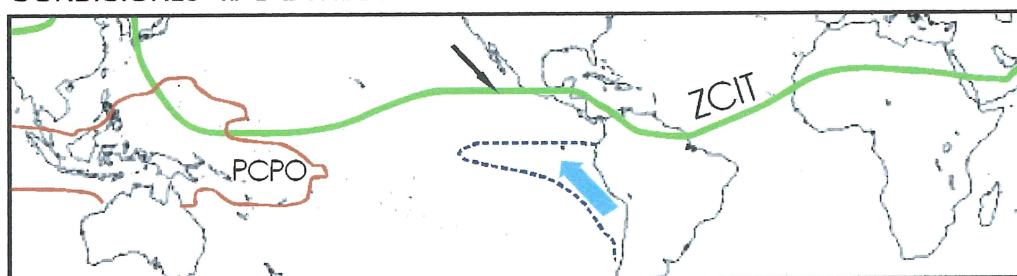


Figura 15. Mapa esquemático de los mecanismos involucrados en la migración de la ZCIT durante el PCM con condiciones "tipo-La Niña" y la PEH con condiciones "tipo-El Niño". La línea verde representa la posición de la ZCIT; la línea roja delimita la piscina caliente y la línea punteada azul la lengua fría. Las flechas gruesas azules representa el aumento en intensidad de los vientos, las líneas negras disminución en los vientos.

En este modelo, el calentamiento de la región del Pacífico tropical occidental resulta en un enfriamiento de la región oriental. Esto es resultado de la configuración del Pacífico tropical en donde la región occidental, con una termoclina profunda, responde al calentamiento superficial termodinámicamente y la capa de mezcla se ajusta al calentamiento. Mientras que en el este, en donde la termoclina es más somera, el calentamiento superficial es compensado con el enfriamiento por mezcla vertical, minimizando la respuesta en la temperatura. Así durante periodos calidos los vientos del este promueven el hundimiento de la termoclina, mientras que la divergencia de las aguas superficiales en la región oriental

promueve las surgencias de aguas frías (Mann *et al.*, 2005). Este aumento entre el gradiente de la TOS, de cómo consecuencia del la intensificación de la circulación de Walker, produce un aumento en la intensidad de los vientos alisios, lo que a su vez intensifica las surgencias (Mann *et al.*, 2005). De esta forma los gradientes en la TOS promovidos por factores externos se intensifican por la acción de los mecanismos acoplados de retroalimentación del Pacífico tropical (Dijkstra y Neelin, 1995). La correlación mostrada por los indicadores de la PCPO, núcleos de Hielo de los Andes y la precipitación en la Cuenca Cariaco indica que existe una conexión a lo ancho de la región tropical y soporta al Pacífico tropical como posible responsable de los cambios en la ZCIT (Haug *et al.*, 2001).

El registro de Sr/Ca para Fiji muestra una buena correlación con la señal de la actividad solar reconstruida a partir del ^{14}C (fig. 13), pero al parecer existe un retraso en la respuesta al forzamiento solar en la TOS de Fiji de entre 20 a 40 años. Mann *et al.* (2005) en su ensamble de la señal del El Niño3 indican un retraso de 5 a 20 años, el cual atribuyen en su modelo a ajustes del océano. En el núcleo F14 muestra una excelente sincronía con los ciclos observados en este modelo. Los periodos fríos en el registro del coral de Fiji son sincrónicos con la respuesta del modelo del El Niño 3 al forzamiento radiativo y volcánico, por lo menos hasta el año 1600 A. D. (Fig. 13). Durante el siglo quince se observa un desfase del registro de Fiji con el modelo del El Niño3 pero durante este periodo se observa una buena correlación con otros indicadores de la región tropical y con el máximo de actividad solar posterior al periodo mínimo Wolf. Como se detalla más adelante este desfase puede relacionarse a cambios en el gradiente zonal del Pacífico tropical. La evidencia anterior indica que los cambios observados durante la PEH en la región del Pacífico tropical están, al menos en parte, relacionados al forzamiento radiativo natural, el cual generarían los cambios en el estado de la región tropical.

Conclusiones

El registro del Sr/Ca obtenido del núcleo F14 de un coral de *Diploastrea heliopora* de Fiji es un indicador excelente de las condiciones de la TOS durante los últimos 600 años en la región del Pacífico occidental tropical. Este registro provee una ventana más amplia de la variabilidad en el Pacífico tropical sur occidental, especialmente para el periodo de la PEH que puede ser usado para probar la capacidad de los modelos para reproducir el comportamiento de la variabilidad tropical. Esta reconstrucción de la TOS muestra la un periodo frío entre los siglos dieciséis y veinte que sustenta la existencia de la PEH como un periodo climático global. La alta correlación de este registro con la reconstrucción de la variabilidad de la piscina caliente en Indonesia indica que la TOS en Fiji covaría con la expansión y la contracción de la PCPO.

Cuando se comparan estos registros de la piscina caliente con diversos reconstrucciones de la región tropical se observa que los movimientos de la ZCIT se relación a cambios en TOS en la PCPO. El registro de Sr/Ca en el coral de Fiji sugiere que durante los siglos quince y veinte cuando la PCPO se expandió meridionalmente el gradiente a lo ancho del Pacífico ecuatorial aumenta y la ZCIT se desplaza hacia el norte. Mientras que durante el periodo frío de la PEH el gradiente se redujo y la ZCIT se desplazo hacia el sur de su posición actual, estos resultados evidencian la existencia de teleconexiones a lo ancho del Pacífico tropical.

La cuenca del Pacífico tropical parece responder al calentamiento pasando a un estado tipo-La Niña, el cual implica un incremento zonal en el gradiente térmico en el Pacífico tropical. Este gradiente se realza debido a los mecanismos de retroalimentación del Pacífico tropical en acuerdo con el modelo Bjerknes Mientras que la respuesta a un periodo frío se expresa en una reducción del gradiente del Pacífico y una migración hacia el sur de la ZCIT. Los cambios sincrónicos en la región tropical implican la existencia de

un mecanismo de forzamiento común responsable de estos cambios a gran escala y que parecen relacionarse a la actividad solar y volcánica. Estos resultados ponderan también la importancia del Pacífico tropical sur occidental en la variabilidad climática global.

CAPITULO 4

VARIABILIDAD CLIMÁTICA DECENAL E INTERDECENAL EN FIJI

Introducción

En las últimas décadas se ha reconocido que la interacción océano-atmósfera en la región tropical influencia el clima global en la escala estacional e interanual, pero más recientemente se ha sugerido que esta región también responde a la variabilidad decenal y interdecenal del Pacífico (Asami *et al.*, 2005; Chang *et al.*, 2006). La variabilidad climática interanual relacionada con el ENSO es el fenómeno más significativo del sistema océano-atmósfera sobre el Pacífico (Chang *et al.*, 2006). Durante las últimas dos décadas se ha realizado una intensa investigación con el fin de entender y predecir la evolución del fenómeno ENSO, y más recientemente los esfuerzos de investigación también se han dirigido a entender el papel del Pacífico tropical en la variabilidad decenal.

A partir de finales de la década de los setenta la región extratropical del Pacífico permaneció durante dos décadas en un estado tipo ENSO prácticamente continuo. A este cambio estado, que se originó con un invierno especialmente anómalo entre 1976 y 1977, se le refirió como "cambio de régimen climático", (Trenberth, 1990). El cambio de régimen observado en 1977 llevó a que Mantua *et al.* (1997) identificaran un patrón de variabilidad interdecenal recurrente en la región pan-Pacífico identificable no solo en registros climáticos si no también en registros ecológicos como en la producción de salmón de las costas de Norteamérica. Desde entonces al menos cuatro fluctuaciones se han identificado durante el siglo 20, pero estas, más que como oscilaciones, se presentan como una serie de cambios abruptos entre periodos calidos y fríos (Deser *et al.*, 2004). Estos cambios de estado habrían ocurrido cada dos o tres decenas de años por lo menos durante los últimos 300 años con

un intervalo de recurrencia 50-70 años (D'Arrigo *et al.*, 2005).

A este patrón climático se le nombró Oscilación (inter)Decenal del Pacífico ó ODP, y se define como el primer componente principal de la TOS en el sector del Pacífico 20°N hacia el Polo (Mantua *et al.*, 1997). Las principales anomalías en la TOS asociadas a la ODP se localizan en el centro del Océano Pacífico Norte pero incluye a la variabilidad interdecenal en el Pacífico tropical (Mantua *et al.*, 1997). Las variaciones en el patrón TOS del Pacífico Norte covarían con el patrón del Nivel de Presión del Mar (NPM) A pesar de que el trabajo de Mantua se enfoca a la región norte del Pacífico, señala que la firma decenal en el hemisferio sur, que aquí se define como Oscilación Interdecenal del Pacífico, es muy similar a la observada en el hemisferio norte. El patrón estructural de este fenómeno asemeja al del ENSO, pero de menor intensidad y contrario a este su máxima expresión se observa en latitudes altas, disminuyendo hacia el ecuador.

Estos cambios, aunque en menor amplitud, se reflejan a nivel de toda la cuenca del Pacífico, mostrando un patrón de anomalía térmica con una simetría desde los trópicos, que sugiere su origen en la región tropical (Gu y Philander, 1997; Garredaud y Battisti, 1999; Evans *et al.*, 2001). Pero debido a que los registros instrumentales solo abarcan unas cuantas décadas poco se sabe de esta variabilidad decenal, por lo que las hipótesis sobre el origen y mecanismos de la ODP requieren ser comprobadas mediante el estudio de más registros y de mayor longitud. La periodicidad asociada a las reconstrucciones de la ODP son dominadas por las bandas de veinte y de 50-70 años (Minobe, 1999). La razón Sr/Ca en registros de coral del Pacífico tropical han mostrado una estrecha relación con el modo de variabilidad decenal en la TOS del Pacífico norte (Linsley *et al.*, 2000; Linsley *et al.*, 2004). El análisis de los último 300 años en un registro de coral de Rarotonga revela dos modos de variabilidad interdecenal con periodicidades de ~25 y ~80 años (Dima *et al.*, 2005). Esta evidencia da

sustento a la idea de que la variabilidad tropical es un fenómeno generado en la región tropical (Evans *et al.*, 2001). Análisis de trazadores coralinos indican que el cambio de fase de 1977 hacia una fase positiva de la ODP, coincide con la expansión hacia el noreste de la ZCPS (Linsley *et al.*, 2006). Aunque los registros coralinos y de anillos de árboles exhiben cambios de régimen anteriores a los registros instrumentales, antes del siglo XX no siempre se observa sincronía entre la región tropical y el hemisferio norte (Linsley *et al.*, 2004).

En base a esta relación intermitente entre los registros tropicales y la ODP algunos autores han sugerido que diversos mecanismos han sido responsables de la variabilidad interdecenal en la región tropical y extratropical, y que la influencia de la región tropical en la variabilidad climática de baja frecuencia ha variado en el tiempo (D'Arrigo *et al.*, 2005; Linsley *et al.*, 2004). Evans *et al.* (2001) han sugerido que los cambios temporales en la coherencia entre los registros tropicales y la variabilidad decenal se deben a limitaciones en la calidad de los trazadores, pero concuerdan con la hipótesis de que la variabilidad decenal en el Pacífico (VDP) se origina en los trópicos. Aunque en numerosos trabajos se sugiere que la VDP se origina en los trópicos, también existen modelos en los que el papel de la región tropical es mucho menor o inclusive nulo (Pierce *et al.*, 2000; Wu *et al.*, 2003). Por lo tanto es necesario realizar más estudios que permitan comprender mejor las variaciones de alta y baja frecuencia en esta importante región.

Trabajos recientes resaltan la relación del desplazamiento de la ZCPS con la ODP (Folland *et al.*, 2002; Yu y Boer, 2004; Linsley *et al.*, 2006;). Estos estudios sugieren que el Pacífico tropical occidental y la ZCPS influyen en el desarrollo y evolución de la ODP (Yu y Boer, 2004), y señalan la necesidad de contar con registros climáticos de la región suficientemente largos que permitan resolver la variabilidad interanual, decenal interdecenal y secular (Linsley *et al.*, 2000; Corrège *et al.*, 2001;

Evans *et al.* 2001). A partir del análisis de datos observacionales, Deser *et al.* (2004) encuentran evidencias que sustentan la importancia de la región tropical como elemento clave en la variabilidad interdecenal en el Pacífico. Estos autores específicamente sugieren la búsqueda y análisis de nuevos indicadores paleoclimáticos para la temperatura oceánica superficial (TOS) y la precipitación en el Océano Pacífico occidental.

Para poder resolver la variabilidad climática a nivel interanual, decenal y secular, es necesario contar con registros climáticos largos. Lamentablemente, como se señaló anteriormente, los registros climáticos instrumentales continuos y confiables en la región tropical difícilmente se remontan más atrás de 1950. A pesar de su importancia en el sistema climático global, la falta de datos de la región tropical se refleja en las escasas reconstrucciones de la TOS a gran escala temporal (Wilson *et al.*, 2006). Debido a su relación con fenómenos climáticos como el ENOS, la ODP y el cambio climático global, la TOS en el Pacífico tropical occidental es un parámetro clave para el análisis de variabilidad climática (Marshall y McCulloch, 2002). En ese sentido en esta sección se examina la variabilidad decenal e interdecenal registro de 628 años de Sr/Ca, que como se demostró es un indicador de la TOS, obtenido del núcleo F14 de un coral *Diploastrea heliopora* de Fiji.

Resultados y discusiones

En la figura 16 se compara la variabilidad decenal e interdecenal de la serie de Sr/Ca obtenida del núcleo F14 con el registro instrumental de TOS de la base de datos ERSSTv2 para la región de Fiji (Smith y Reynolds, 2004) y con los índices de la OIP (Folland *et al.*, 2002) y de la ODP (D'Arrigo *et al.*, 2001). Para examinar la variabilidad decenal e interdecenal cada serie anual se convirtió en anomalías substrayendo el promedio de los últimos 30 años, posteriormente las series fueron filtradas usando un filtro de pasa banda con una ventana de 9-80 años. El periodo de 9 años se seleccionó para incluir la

variabilidad decenal y eliminar la señal interanual, mientras que el nivel de 80 años se seleccionó para facilitar la comparación de las series al eliminar la variabilidad mayor a la interanual. La serie de la OIP no pasó por este tratamiento ya que estaba previamente filtrada mediante un filtro de pasa baja de 13 años, ya que la serie original no se encontró disponible. También se aplicó una correlación móvil de 21 años entre el trazador coralino, la TOS instrumental y el índice de la ODP (Fig. 16) para resaltar los periodos en los que la variabilidad en las series es más similar.

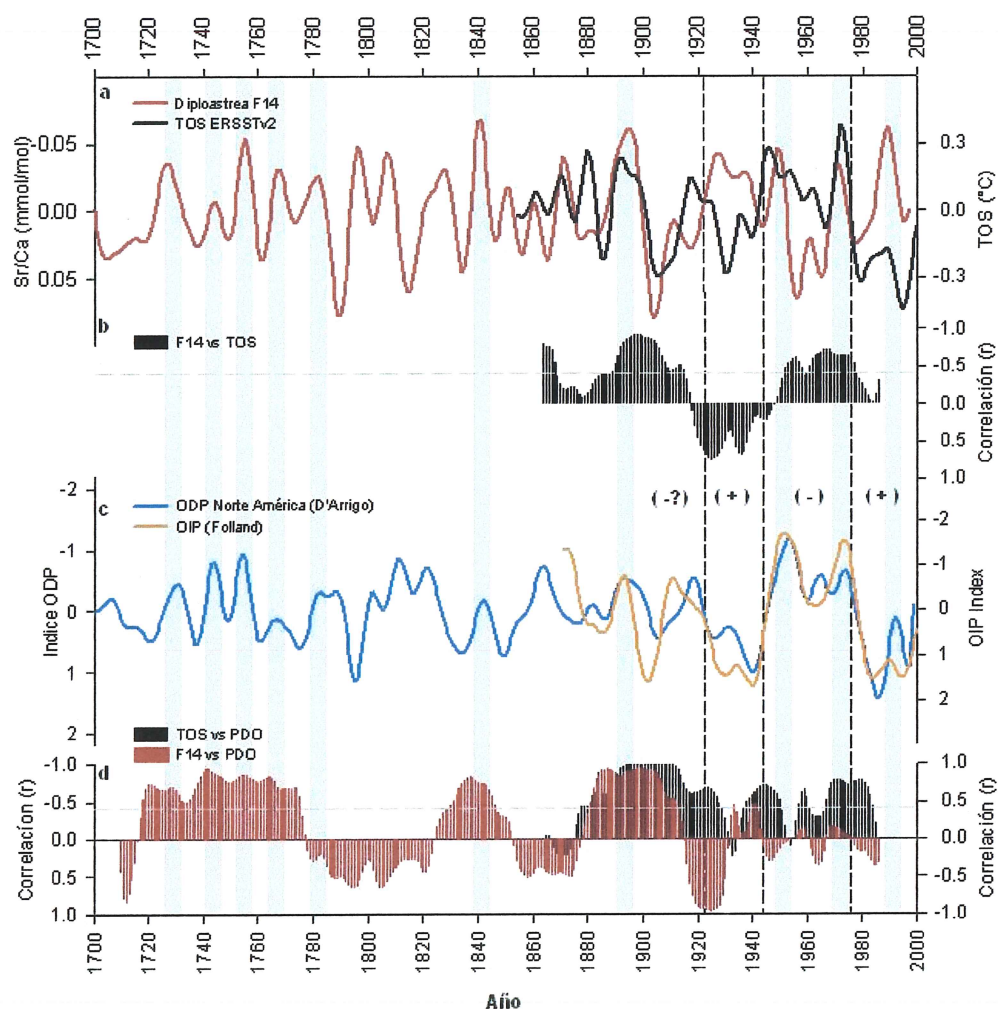


Figura 16. (a) Comparación de la variabilidad decenal e interanual en el registro geoquímico del núcleo de coral F14 de Fiji con los datos instrumentales de la TOS de ERSSTv2 de la región de Fiji. (b) Correlación móvil entre el registro de coral e instrumental. (c) Índice instrumental de la

OIP filtrado con un filtro de pasa baja de 13 años (Folland *et al.*, 2002) y reconstrucción de la ODP mediante anillos de árbol (D'Arrigo *et al.*, 2001). (d) Correlación móvil entre la ODP y los registros de la TOS del coral e instrumental. Todas las series, excepto la de la OIP, se suavizaron con un filtro de pasa banda con una ventana de 9 a 80 años. Los cambios de fase de la ODP/OIP identificados en los datos instrumentales se indican por las líneas discontinuas verticales, también se indica el signo de estos periodos. Las barras grises destacan los periodos en los que la variabilidad entre los distintos trazadores se alinea. Las líneas grises horizontales indican el nivel de significancia al 95%. Se seleccionó una ventana de 21 años para las correlaciones móviles.

Cuando se comparan los registros filtrados del trazador coralino con el registro instrumental de temperatura se observa que la mayoría de los ciclos decenales-interdecenales se replican (Fig. 16). La correlación anual entre ambas series es de $r = 0.42$ y entre las series filtradas es de $r = 0.38$. Se ha argumentado que la baja correlación en la variabilidad decenal encontrada entre los corales de esta región puede relacionarse a que la razón entre señal y ruido es muy baja debido a la baja amplitud en la variabilidad de la TOS de Fiji y posiblemente a la precisión de los datos (Linsley *et al.*, 2006). Aunque estas diferencias también podrían reflejar la existencia de otros factores (biológicos o ambientales), además de la temperatura, que afectan la razón Sr/Ca en los corales, (deVillers *et al.*, 1995).

A pesar de que existen diferencias en la variabilidad decenal entre el registro coralino y el registro instrumental de la TOS de Fiji, ambos muestran una correlación significativa con el registro de la ODP de D'Arrigo *et al.* (2001; Fig. 16). La variabilidad entre estos trazadores se alinea particularmente bien durante la primera parte del siglo veinte. Durante los últimos 300 años se pueden identificar dos periodos de fuerte correlación de ~100 años entre la serie de Sr/Ca y la ODP. El primero de estos periodos ocurre durante la mayor parte del siglo dieciocho y el segundo se presenta

desde el final del siglo diecinueve hasta finales del siglo veinte, con un periodo de baja correlación en la mayor parte del siglo diecinueve. Esta correlación encontrada con la ODP es similar a la encontrada con otros trazadores coralinos del Pacífico tropical sur occidental. (Linsley *et al.*, 2004). Esto sugiere que existe una relación intermitente con la ODP y los registros coralinos. Esta relación temporalmente variable puede relacionarse a la posición geográfica de Fiji, ya que se localiza en el borde espacial donde la OIP o ODP para la variabilidad decenal (Folland *et al.*, 2002). Estudios desarrollados con anillos de árboles y corales han mostrado una ausencia indican una ausencia casi total en los cambios de régimen en la ODP durante mayor parte del siglo diecinueve (Gedalof y Smith, 2001). Así mismo, comparaciones del Índice del Pacífico Norte con el Índice Óptimo Tropical muestran una alta correlación durante el siglo veinte y una baja correlación durante el siglo diecinueve (D'Arrigo *et al.*, 2005). Toda esta evidencia sugiere que la variabilidad decenal en el Pacífico es temporalmente intermitente, con periodos de alta teleconexión que coinciden con periodos con una expresión más intensa en la ODP.

Con el fin de evaluar las frecuencias de variabilidad dominantes se aplicó un análisis espectral al registro anual de Sr/Ca coralino, empleando el método Multi-taper (Mann y Lees, 1996). El análisis Multi-taper para todo el registro F14 (1370-1997) muestra picos seculares significativos (84-128 años) e importantes picos interanuales con periodos entre 2 y 8 años típicos de la variabilidad ENOS (Fig. 17). También se observan picos decenales e interdecenales claramente identificables, aunque no son significativamente diferentes a la señal de ruido rojo fondo. Esto indica que la variabilidad decenal-interdecenal no presenta una periodicidad dominante o que este no ha sido un modo dominante de variabilidad en el sur Pacífico tropical, por lo menos para los últimos ~630 años.

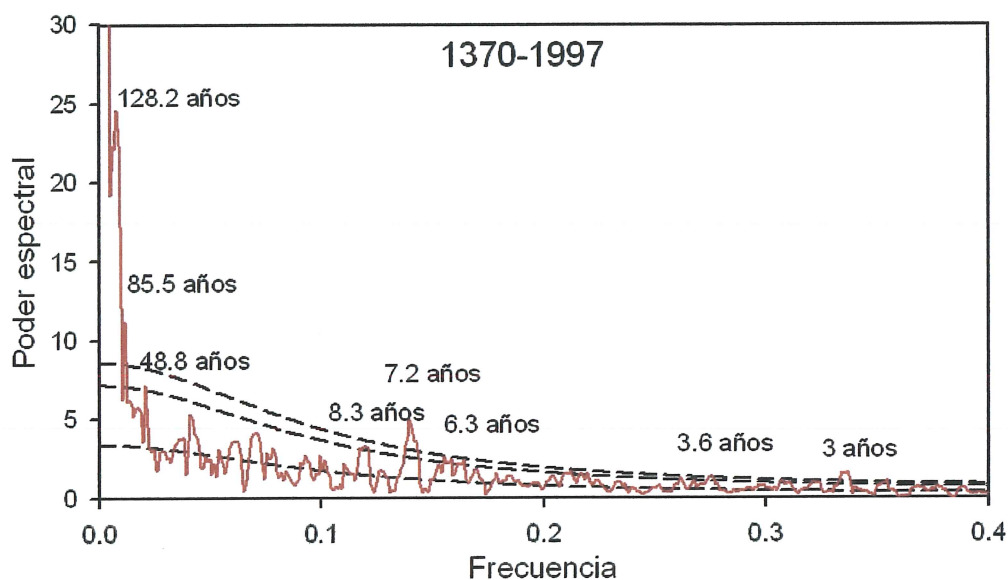


Figura 17. Análisis espectral por el método “Multi-taper” (MTM) del registro completo (1370-1997) de Sr/Ca del núcleo de coral F14 de Fiji (rojo); los niveles de confianza de 50%, 90% y 95% se indican por las líneas negras discontinuas. Los periodos significativos al 90% son indicados en años.

Para evaluar como han cambiado los modos de decenales y interdecenales con el tiempo se aplicó un análisis “wavelet” a la serie coralina (Fig. 18; Torrence y Compo, 1998). Estos resultados confirman que los modos secular e interanual son las fuentes de variabilidad climática más importantes en la región de Fiji, con algunos periodos cortos, durante el siglo quince y a principios del siglo veinte en los que la variabilidad interanual parece reducida. Además, se observan ciertos periodos intermitentes en los que la variabilidad decenal-interdecenal es más intensa, pero no son significativos. Un periodo de variabilidad decenal especialmente alta se observa a principios del siglo quince, y variabilidad interdecenal ligeramente más intensa se observa durante los siglos quince, diecisiete y veinte.

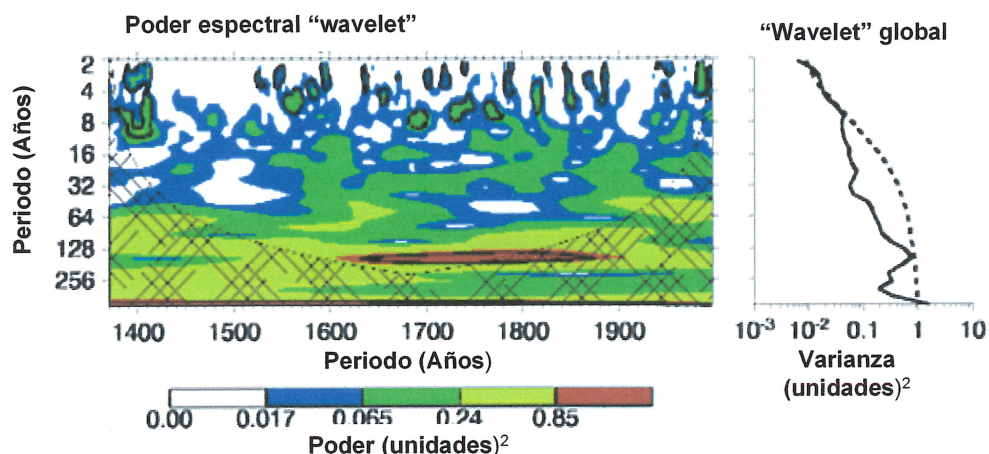


Figura 18. Análisis espectral “wavelet” (Torrence y Compo, 1998) de las anomalías del registro F14 de Fiji. Los niveles de los contornos se escogen de tal forma que el 75%, 50%, 25% y 5% del poder “wavelet” se encuentre, respectivamente, por encima de cada nivel de poder. El área sombreada es el cono de influencia, en donde el nivel de se reduce. Los contornos negros es el nivel de significancia del 10% usando un espectro de fondo de ruido rojo. A la derecha se observa el espectro “wavelet” global (línea negra); la línea punteada es la significancia para el espectro “wavelet” global, asumiendo el mismo nivel de significancia y espectro de fondo que en el análisis espectral.

Con el fin de aclarar si la variabilidad decenal-interdecenal en el registro de Fiji es el resultados de el comportamiento intermitente identificado en la ODP el registro de Sr/Ca se dividió en tres secciones de ~200 años (1370–1578, 1579–1787, 1788–1997) y se aplicó el análisis espectral a cada sección (Fig. 19). En los tres periodos se puede identificara claramente la variabilidad secular e interanual, mientras que la expresión variabilidad decenal y secular es más compleja. Durante el periodo más recientes (1788–1997) se observan picos significativos de 20 y 60 años. Estas coinciden con los periodos dominantes de 20 años y 50–70 años atribuidos a la ODP (Minobe, 1999). En el periodo de 1370 a 1578 se observa variabilidad decenal e interdecenal significativa de 48–65 años,

mientras que el periodo de 1579 a 1787 destaca por su ausencia de variabilidad decenal e interdecenal. Aunque se observan algunas señales en el periodo decenal-interdecenal que no son estadísticamente significativas.

En el registro de la temperatura del aire para primavera en Norteamérica muestra que la variabilidad de 50-70 años domina el periodo del siglo dieciocho al veinte (Minobe, 1997). Pero también resulta interesante que este registro muestra una reducción significativa en la variabilidad interdecenal desde el siglo diecisiete hasta el siglo dieciocho. Resultados similares también fueron encontrados por MacDonald y Case (2005), en su reconstrucción de la ODP estos autores encuentran que durante los últimos 200 años el modo típico de variabilidad presenta un periodicidad de 50-70 años. Anterior a este periodo, entre los años 1600 y 1800 encuentran una ausencia general de este modo interdecenal de variabilidad. Mientras que entre los años 1300 y 1500 esta variabilidad interdecenal reaparece; resultados que son consistentes con la señal climática de largo plazo reconstruida con el coral de Fiji. Las fluctuaciones en la intensidad de la variabilidad interdecenal sugiere la existencia de una oscilación entre periodos de alta y baja intensidad con una periodicidad de ~200 años en la ODP que no ha sido analizada en la literatura. MacDonald y Case (2005) sugieren la existencia de una periodicidad de ~250-500 años relacionada las fases negativas de la ODP.

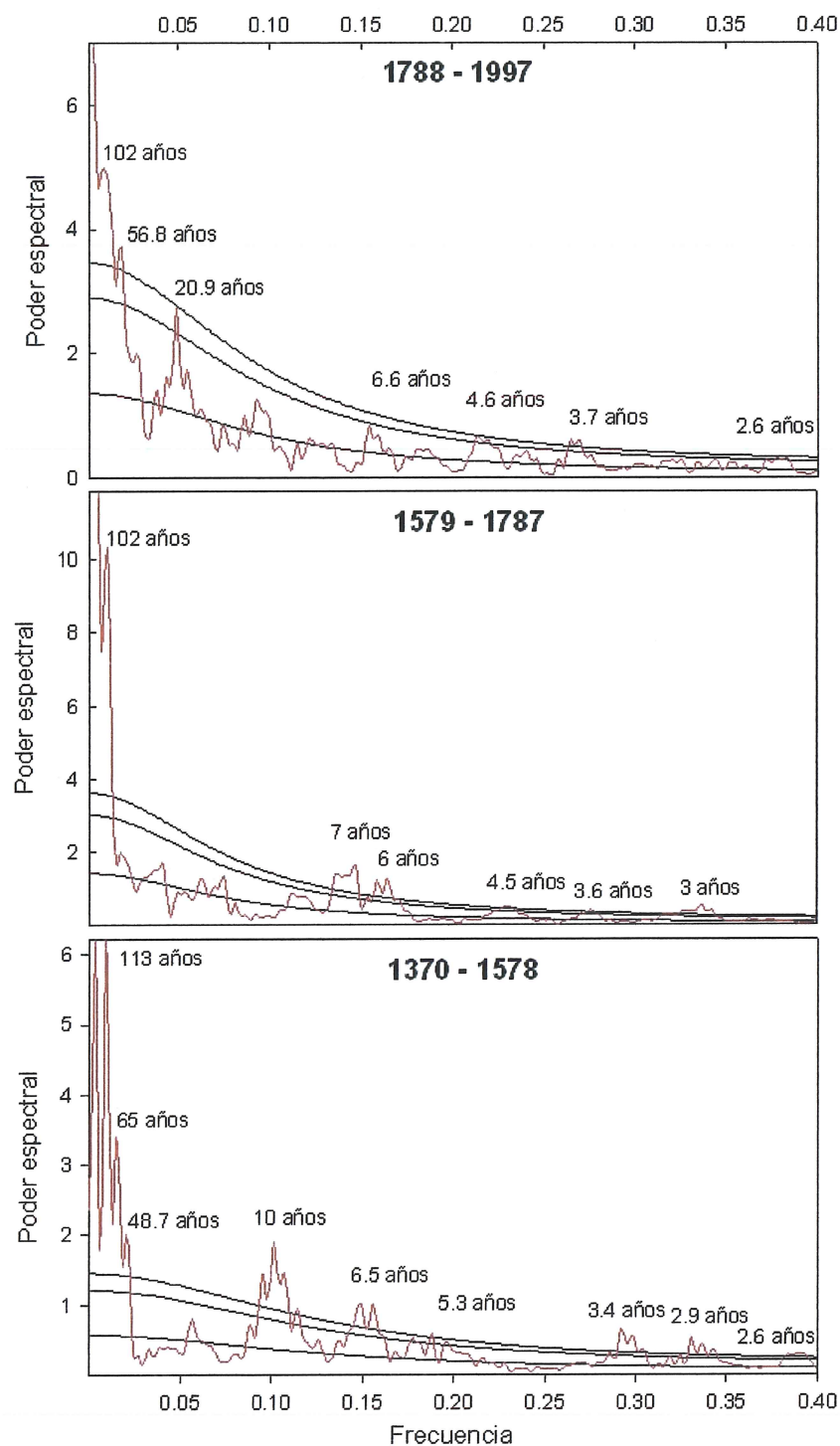


Figura 19. Análisis espectral MTM del registro de Fiji F14 separado en tres secciones de ~200 años: (a) para el periodo de 1788-1997, (b) 1579 a 1787 y (c) el periodo 1370 a 1578; todos con sus niveles de confianza de 50%, 90% y 95%. Los picos por encima del nivel de 90% se señalan en años.

Conclusiones

Los resultados obtenidos en este estudio proveen información más amplia sobre la variabilidad decenal e interdecenal en el Pacífico tropical sur occidental. Durante los últimos 300 años se observa una relación intermitente con índices de la ODP y de la OIP.

En el registro de Sr/Ca destacan los componentes de variabilidad interanual y secular en el registro, lo cual indica que estos son los modos dominantes de variabilidad climática en esta región. En el registro también hay algunos periodos durante los que la variabilidad decenal e interdecenal presenta una señal más fuerte y que surgen que la ODP influencia la región pero aparentemente esta no ha sido un rasgo climático importante en esta región en los últimos 630 años.

Durante los últimos 200 años (1788 a 1997) la ODP ha sido un rasgo climático bien definido en la región de Fiji con variabilidad significativa en escala bidecenal e interdecenal (50-70 años). En contraste, durante los 200 años previos (1579-1787) se observa una ausencia de variabilidad decenal-interdecenal, que reaparece durante 1370-1578.

La variabilidad decenal-interdecenal del registro de Sr/Ca durante los últimos 300 años revela que la ODP fue un rasgo climático importante durante el siglo veinte y dieciocho con una marcada reducción durante el siglo diecinueve. La variación en la significancia de la variabilidad decenal-interdecenal en el registro de coral y su correlación intermitente con la ODP, indica que este es un fenómeno variable cuya significancia climática ha variado en el tiempo. Estos resultados coinciden con los encontrados en las reconstrucciones de la ODP con anillos de árboles que indican una variación en la intensidad de la ODP, lo cual sugiere que este no siempre ha sido un rasgo climático importante en el clima del Pacífico (Biondi *et al.*, 2001; Gedalof *et al.*, 2002; MacDonald *et al.*, 2005).

La evidencia indica a que no existe un periodo dominante en la variabilidad decenal-interdecenal durante los últimos 630 años. Al parecer existe un modo de variabilidad interdecenal con una periodicidad de entre 40 a 70 años y un modo decenal o bidecenal; resultados que coinciden con los de Gedalof *et al.* (2002) y Minobe (1999).

Al parecer la intensidad de la ODP esta modulada por un componente con periodicidad de ~200 años; pero esto requiere un mayor estudio. Debido a la aparente complejidad e inestabilidad de la ODP se debe tener especial cuidado al momento de interpretar y predecir la evolución de este fenómeno.

CAPITULO 5

ANÁLISIS DE LA RAZÓN Mg/Ca, ¿EVIDENCIA DEL EFECTO BIOLÓGICO?

Introducción

Diversos estudios han demostrado que las razones elementales de Sr, Mg y U en el esqueleto de corales pueden utilizarse como trazadores confiables de la TOS (Smith *et al.*, 1979; Min *et al.*, 1995; Shen *et al.*, 1995; Mitsugutchi *et al.*, 1996). De estos trazadores el más utilizado en corales es la razón elemental del Sr/Ca, aunque presenta dificultades para su medición con precisión, ya que las variaciones en el coral son muy pequeños (~7 per mil/°C; Mitsugutchi *et al.*, 1996). Debido a la menor sensibilidad a la temperatura, comparado con el Sr/Ca las razones U/Ca y Mg/Ca, en teoría deberían de ser más fáciles de medir (Mitsugutchi *et al.*, 1996; Wei *et al.*, 2000). No obstante, la confiabilidad del Mg como trazador de la temperatura ha sido fuertemente cuestionado, debido en parte al control biológico sobre la incorporación de Mg a la aragonita coralina (e.g. Schrag, 99, Meibom *et al.*, 2004; Sinclair *et al.*, 2006). Como se demostró en los capítulos anteriores la razón Sr/Ca medido en el núcleo de F14 de Fiji guarda una estrecha relación con la TOS. Con el fin de determinar si la razón Mg/Ca en este núcleo de coral también funciona como un paleotermómetro se realizó la medición Mg paralela a la medición del Sr y Ca.

Otros estudios han demostrado que la razón de incorporación del Mg/Ca al esqueleto de corales muestra una buena relación con las variaciones de la temperatura (Mitsugutchi *et al.*, 1996; Wei *et al.*, 2000; Villaescusa y Carriquiry, 2004). Tradicionalmente los modelos termodinámicos han sido utilizados para explicar la relación de las razones Metal/Ca con la temperatura. Pero estos modelos fallan en explicar la heterogeneidad observada en la concentración del Mg en las estructuras esqueléticas (Meibom *et al.*, 2004). Por lo que la teoría que sustenta la

termometría del Mg/Ca en corales no es tan sólida como para el Sr/Ca (Mitsuguchi *et al.*, 1996), de hecho la incorporación del Mg al esqueleto no es un fenómeno bien entendido. Esto se debe a que aunque el Mg es incorporado al esqueleto durante la calcificación, este, a diferencia del Sr y otros elementos, no substituye al Ca en la aragonita. Tanto el Sr como el Mg son metales divalentes pero tienen un radio iónico diferente, siendo el radio iónico del Sr y del Ca muy similar, mientras que el del Mg es menor. Es por esta diferencia en el radio iónico que el Mg no puede sustituir fácilmente al Ca en la aragonita. Así el CaCO_3 – SrCO_3 en el coral forman la estructura ortorrómbica típica de la aragonita, mientras que el MgCO_3 forma una estructura rombohedral (Mitsuguchi *et al.*, 1996; Oomori *et al.*, 1987).

Imágenes con micro-sonda iónica revelan que, en contraste al estroncio, la distribución del Mg se correlaciona con la microestructura del esqueleto en los corales escleractínios (Meibom *et al.*, 2004). En los esqueletos coralinos las coralitas individuales se componen principalmente de dos estructuras primarias. Los centros opacos de calcificación (CC), ricos en Mg, y un agregado compuesto de cristales fibrosos translucidos de aragonita y macro moléculas organizados en capas de crecimiento. Esta distribución heterogénea sugiere un fuerte control biológico en la concentración del Mg en los distintos componentes estructurales del esqueleto (Meibom *et al.*, 2004; Sinclair *et al.*, 2006).

Al parecer el Mg es llevado a la superficie de crecimiento del esqueleto por un mecanismo diferente y más activamente controlado que el del Sr y Ca (Meibom *et al.*, 2004; Meibom *et al.*, 2007). Se ha sugerido que el Mg puede ser usado por los corales para controlar activamente el crecimiento de los distintos componentes cristalinos esqueléticos (Meibom *et al.*, 2004). Es probable que los mecanismos de transporte sean sensibles a la temperatura y que la respuesta biológica a estos cambios en la temperatura del agua introduce las variaciones estacionales y subestacionales en la química coralina (Meibom *et al.*, 2007). Esta es una de

las razones por lo que la variación entre los distintos componentes esqueléticos puede ser responsable de la señal climática en los corales (Sinclair, 2006). Esto significa que la señal climática observada en los corales tropicales puede no es el resultado de un efecto directo de la temperatura, como indican los modelos termodinámicos clásicos, si no del efecto de los parámetros ambientales en la biología/tasa de crecimiento del coral (Sinclair, 2006; Meibom *et al.*, 2007). Es por esto que se considera que el paleotermómetro razón Mg/Ca puede ser susceptible a efectos biológicos en la tasa de crecimiento y diferencias interespecíficas (Mitsuguchi *et al.*, 1996; Mitsuguchi *et al.*, 2003).

Resultados y discusiones

La serie del Mg/Ca obtenida del núcleo F14 destaca por su comportamiento escalonado (Fig. 20). El primero de estos saltos se presenta alrededor del año 1600, en el que los valores promedios de la serie del Mg/Ca cambian abruptamente hacia valores más positivos. Durante los siguientes ~400 años la serie se mantiene relativamente constante, presentando únicamente la variabilidad característica de las series climáticas; pero en los últimos 20 años los valores de la razón Mg/Ca aumentan de manera abrupta nuevamente. Estos cambios son demasiado grandes para relacionarse a errores en la metodología, por lo que es posible que se deban a cambios en las condiciones climáticas y/o ambientales que producen un efecto biológico.

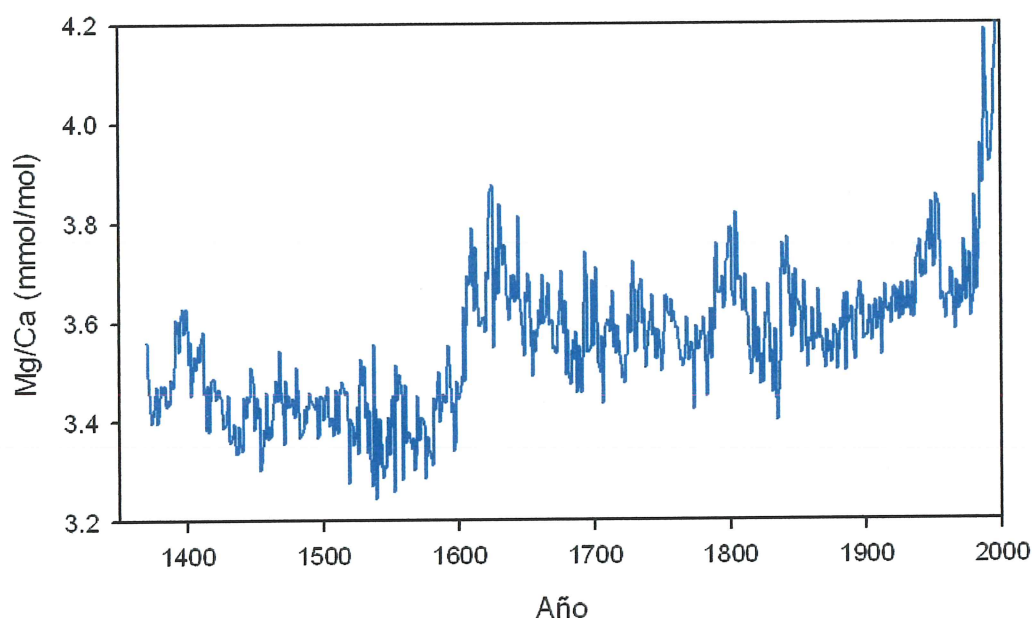


Figura 20. Valores para la razón Mg/Ca obtenidas del núcleo de coral de *Diploastrea heliopora* (F14) de Fiji.

En la figura 21 se observa la relación entre las series geoquímicas del Mg/Ca y Sr/Ca con la TOS de la base de datos de ERSSTv2 para la región que incluye el área de estudio. A lo largo del periodo de 1854-1980 se observa que la relación entre el Mg/Ca y la TOS es muy similar a la encontrada con el Sr/Ca, con algunas diferencias que en su mayoría se encuentran dentro del intervalo de precisión del método. Entre 1854-1880 se observa un desfase de la TOS con respecto a las series geoquímicas, lo cual sugiere que la calidad en la serie de la TOS instrumental es muy pobre durante este periodo. A diferencia del Sr/Ca que presenta la mejor relación con la TOS instrumental en los últimos ~20 años la señal del Mg/Ca durante este periodo parece aumentar de manera exponencial. Este cambio es demasiado grande para relacionarse a la precisión metodológica, e implica un desequilibrio de la razón Mg/Ca por causas externas. Este comportamiento al parecer es exclusivo de los últimos ~20 años y dificulta la obtención de una calibración confiable con la TOS local.

Para poder calibrar los datos de Mg/Ca con la temperatura se siguió un procedimiento similar al usado para calibrar la señal del Sr/Ca. Los datos se escalaron a valores de temperatura con respecto al mínimo de 1885 y el máximo de 1953 (Figura 21). El desfase observado durante el periodo reciente imposibilita usar estos datos para la calibración y lamentablemente la calidad de los datos de temperatura se reduce históricamente. La calibración obtenida por esta metodología da una razón de 0.38 mmol/°C, esta razón es mayor a la encontrada con corales *Porites* ~0.1mmol/°C (Villaescusa y Carriquiry, 2004 Mitsugutchi *et al.*, 1996). Esto sugiere que la sensibilidad térmica de la razón Mg/Ca de corales *Diplostrea heliopora* es menor a la reportada para corales del género *Porites*.

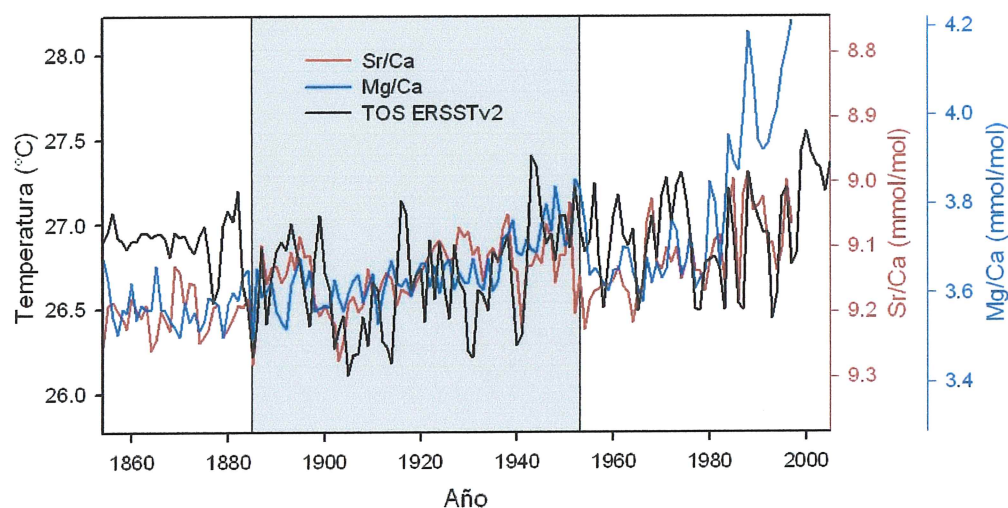


Figura 21. Comparación entre el registro de TOS de ERSSTv2 y la señal geoquímica del Mg/Ca y del Sr/Ca para el núcleo F14. El área sombreada representa el intervalo usado para calibrar los datos del magnesio con los de la temperatura.

En la figura 22 se compara el registro del Mg/Ca con el registro el Sr/Ca y con los trazadores de la variabilidad climática tropical de la TOS en el estrecho de Makassar, Indonesia y de la actividad hidrológica de la Cuenca Cariaco en el Atlántico. De esta figura se deduce la buena relación entre los distintos trazadores hasta ~1600, antes de esta fecha la señal en el Mg presenta un desfase con respecto a las otros tres trazadores. El salto de

1600 en la señal del Mg implicaría un cambio abrupto en las condiciones ambientales poco realista y que no es sustentado por la variabilidad observada en el resto de los trazadores de la región tropical. Por otra parte, la razón Sr/Ca en el mismo coral guarda una buena relación con los otros trazadores tropicales a lo largo de todo el registro. Esto sugiere que la concentración del Mg está siendo afectado por otros factores independientes de la temperatura y permite establecer que la razón Sr/Ca no es sensible a los mismos factores que parecen estar afectando a la señal del Mg.

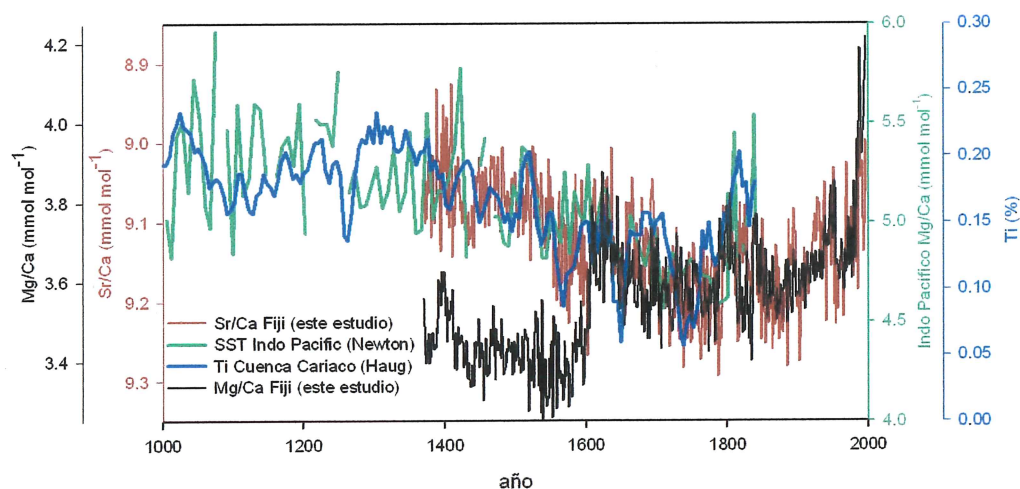


Figura 22. Comparación entre el registro de Sr/Ca (rojo) y Mg/Ca (negro) del núcleo de coral F14 de Fiji contra los registros de tropicales de Tl de la Cuenca Cariaco (azul) y de Mg/Ca del estrecho Makassar en Indonesia (verde).

Fuera del desfase anterior a 1600 y el de los últimos veinte años, la similitud entre el comportamiento de la serie del Sr/Ca y del Mg/Ca sugiere que existe una relación entre la TOS y el Mg. En un intento por analizar si la relación del Mg con el Sr y con la TOS se mantiene antes de 1600 se aplicó una corrección a la señal del Mg para la sección que comprende el periodo de 1600-1370. Para esto se calculó la razón entre el promedio de la serie antes y después del cambio de 1600 y se multiplicó el periodo de 1600-1370 por este factor de corrección. Los resultados se presentan en la Fig (23). Al

comparar esta señal corregida con el registro del Sr se puede observar que ambos presentan de manera general los mismos eventos y la serie corregida se asemeja mucho a la del Sr. Esto indica que la relación del Mg con la TOS se mantiene, pero que hubo un cambio en las condiciones de fondo que causó que el coral modificara su equilibrio con el medio. Esto sugiere que el Mg es fuertemente influenciado por efectos biológicos, diferentes a la temperatura, lo que dificulta interpretar las variaciones de Mg/Ca como paleotermómetro. Por otro lado, estos resultados generan incertidumbre sobre la validez de las reconstrucciones de la TOS usando Mg con corales fósiles en los que se utilizan las ecuaciones de temperatura de los corales recientes. El cambio observado en los últimos 20 años del registro de Mg/Ca, de hecho, es posible que también se relacione a un desequilibrio similar, aunque este podría ser resultado del calentamiento del periodo reciente.

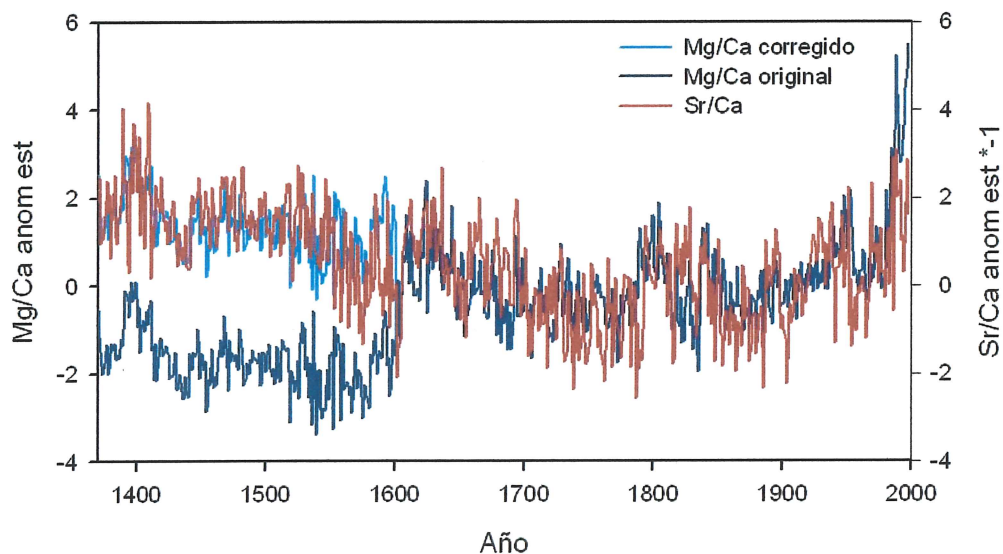


Figura 23. Comparación de la serie del Sr/Ca (rojo) y del Mg/Ca sin corregir (azul oscuro) y con una corrección para el periodo de 1600-1370 (azul claro). Todos los datos fueron convertidos a anomalías estandarizadas acorde al periodo de 1980-1600 los datos del Sr/Ca fueron invertidos para facilitar su visualización y la obtención del factor de corrección.

Para evaluar las posibles causas del cambio abrupto en la señal del Mg se compararon las señales del Sr/Ca y del Mg/Ca con la tasa de extensión anual determinada en el núcleo F14 (figura 24). No se observa una relación evidente entre la extensión anual y los trazadores geoquímicos, pero resalta el cambio abrupto de 1600 que coincide con un cambio importante en la tasa de calcificación. Antes de este periodo la tasa de extensión se reduce, para luego aumentar significativamente hasta alcanzar sus valores máximos inmediatamente después de ~1600.

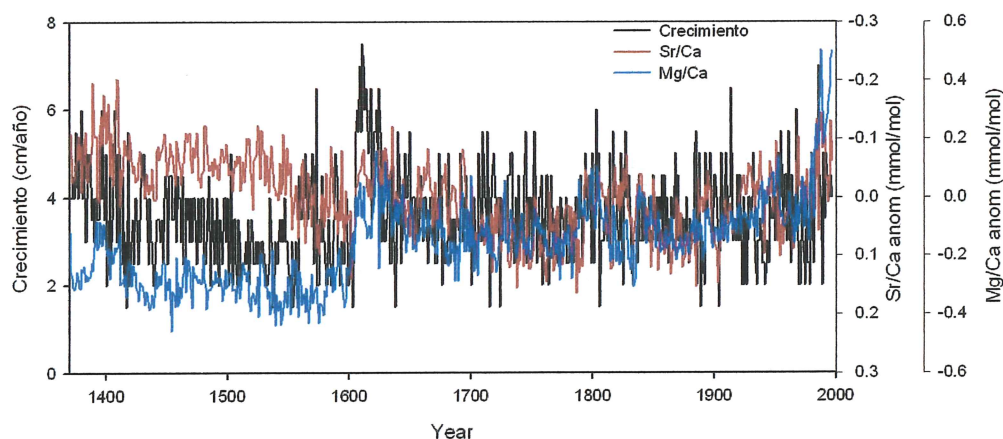


Figura 24. Comparación entre la tasa de extensión lineal (negro) y la señal geoquímica del Mg/Ca (azul) y del Sr/Ca (rojo) en el núcleo de coral F14 de Fiji.

Este cambio abrupto puede ser apreciado a simple vista en las radiografías de las lajas, el cual se presenta como un cambio de coloración en la laja 6, posiblemente asociado a un cambio significativo en la densidad. La inspección de la laja bajo microscopio y la continuidad de las corallitas antes y después de este cambio indican que este no es un evento de muerte. Tampoco el análisis de difracción por rayos X muestra señal de contaminación diagenética. El hecho que el evento de 1600 se refleja en la tasa de crecimiento indica que se trate de un evento de estrés, que de alguna manera afectó la incorporación del Mg hacia el esqueleto de manera “permanente”.

Un mejor indicador de la relación entre el crecimiento y las series geoquímica esta dado por la relación lineal entre ambos parámetros (Fig. 25). Entre el Sr/Ca y la tasa de crecimiento ($r = 0.032$) no se observa una relación, mientras que entre el Mg/Ca y el crecimiento, la relación es mayor ($r = 0.217$). La relación entre el crecimiento y el Mg parece ser resultado del salto en la señal del Mg ya que cuando se analiza la relación entre la serie del Mg/Ca corregida y el crecimiento la correlación entre ambas series se reduce ambas series se reduce de manera significativa ($r = 0.0494$). De hecho, cuando las dos secciones del registro de Mg/Ca sin corregir se analizan por separado se observa que la relación entre la extensión lineal y el Mg es baja (figura 25d) pero ligeramente mayor que la del Sr/Ca (Fig. 25).

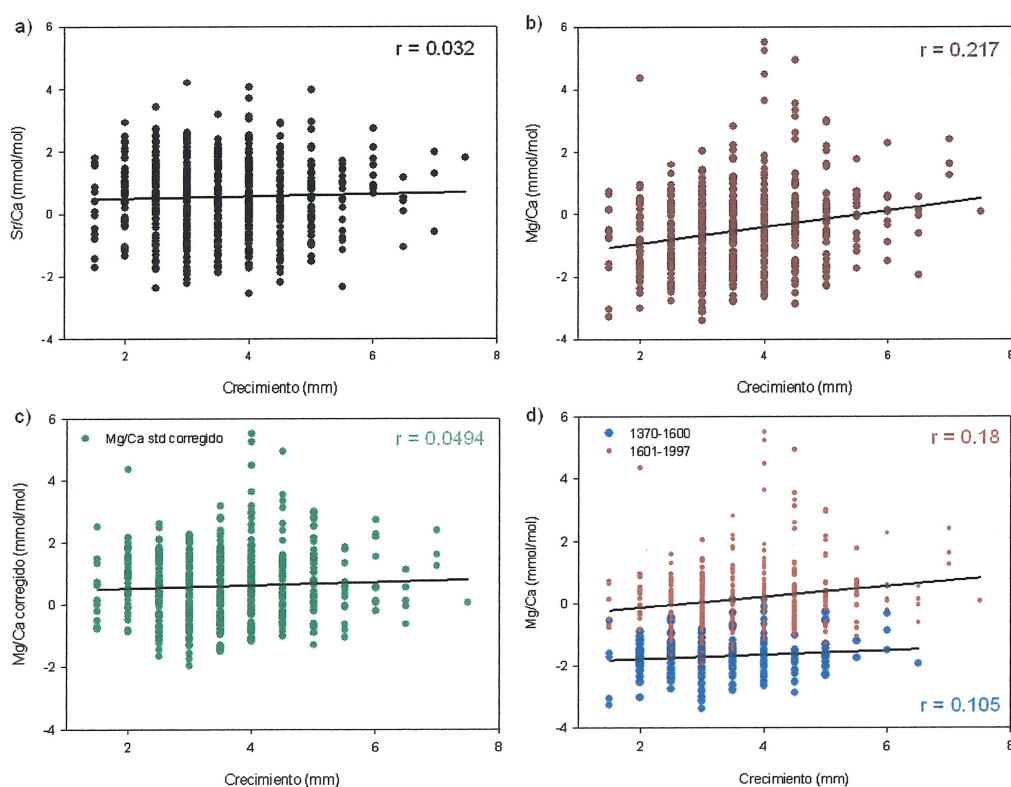


Figura 25. Relación entre el crecimiento y la señal geoquímica del Sr/Ca (a), del Mg/Ca (b), del Mg/Ca corregido y el Mg/Ca antes y después de 1600 para el núcleo de coral F14.

Debido a que la relación inversa entre el Mg y el Sr se mantiene durante todo el registro, sugiere que la temperatura no es responsable del cambio abrupto en la señal del Mg previa a 1600. Además, si suponiendo que un cambio abrupto en la temperatura fuera responsable del salto en la señal de Mg se esperarían valores altos en el Mg/Ca durante el periodo 1370-1600 ya que durante este periodo en el Sr/Ca y otros trazadores climáticos de la región se observan valores altos de la TOS. Es decir, se esperaría que fuera hacia valores positivos como el que se observa durante los últimos 20 años, y no hacia valores más bajos como los que se obtienen.

Diversos estudios han mostrado que existe una buena relación entre la temperatura y la tasa de calcificación (Lough y Barnes, 1997; Howe y Marshall, 2002; Reynaud *et al.*, 2007) y recientemente se ha propuesto que existe una relación entre la tasa de calcificación y la razón Mg/Ca en los corales (Reynaud *et al.*, 2007). Sin embargo, se ha demostrado que la tasa de calcificación es controlada por otros factores además de la temperatura, tales como la disponibilidad de la luz (Lough y Barnes, 1997; Reynaud *et al.*, 2007), la composición del alimento particulado (Grottoli *et al.*, 2002), el aporte de nutrientes inorgánicos (Ferrier-Pagès *et al.*, 1998) y la presión parcial de CO₂ (Reynaud *et al.*, 2004). Reynaud *et al.* (2007) encontraron una buena relación entre los cambios de calcificación asociados a la temperatura e intensidad de la luz y que se correlacionan a los cambios en la razón del Mg/Ca. En el núcleo F14 el promedio de extensión lineal en el coral presenta un aumento abrupto del ~8.5% (3.39 a 3.68 mm/año) alrededor del año 1600, el cual corresponde con un incremento en la razón del Mg/Ca del ~6% (de 3.43 a 3.63 mmol/mol). Esto sugiere que el cambio la razón Mg/Ca pudiera relacionarse a un cambio en la calcificación inducido por factores ambientales, los cuales no es posible de determinar. Este cambio en el Mg/Ca relacionado con la calcificación, puede ser asociado al transporte activo del Mg por el coral para controlar el proceso de crecimiento esquelético (Sinclair *et al.*, 2006; Meibom *et al.*, 2007).

Tal como se mencionó uno de los factores responsables de un cambio de calcificación es la luz. En una colonia de coral con las dimensiones y antigüedad como la muestreada en este estudio, es razonable pensar que la cantidad de luz ha cambiado desde que inició su crecimiento. En las radiografías de las lajas se observa que el ángulo de crecimiento de las coralitas cambia haciéndose más horizontal hacia la parte más antigua. Es probable que en este periodo de crecimiento más horizontal la intensidad de luz haya sido menor, y por tanto la el crecimiento coralino debió ser menor. Si además se suma la alta actividad volcánica regional y global al alrededor de 1600 (e.g. las erupciones del Taveuni y del Huaynaputina) es probable que un cambio significativo en la cantidad de luz que recibía el coral muestreado haya ocurrido alrededor de estos años. Así, el término de esta fuerte actividad volcánica y el cambio de ángulo de crecimiento de las coralitas hacia una posición vertical pudieron propiciar un incremento en la tasa de calcificación, así como un aumento en la tasa de incorporación del Mg en el esqueleto de coral. Esta es una hipótesis que requiere ser demostrada por estudios detallados sobre la incorporación del Mg en el esqueleto de coral. Es posible que existan otros factores que afectan la tasa de incorporación de Mg en la aragonita coralina; no obstante, el efecto del crecimiento en la señal geoquímica del Mg/Ca todavía está en debate (e.g. de Villiers *et al.*, 1994; de Villiers *et al.*, 1995; Wei *et al.*, 2000; Mitsuguchi *et al.*, 2003; Reynaud *et al.*, 2007).

Conclusiones

La razón Mg/Ca en el núcleo F14 presenta variabilidad asociada a la temperatura similar a la observada en el Sr/Ca, pero con dos cambios en la señal. El primero de estos saltos ocurre durante los últimos ~20 años y el segundo ~1600, lo que dificulta y cuestiona el uso de la Mg/Ca como un paleotermómetro en el coral *Diploastrea heliopora*. Al aplicar un factor de corrección a la señal del Mg/Ca de 1370-1600 se observa que la relación con la temperatura se mantiene a pesar del cambio abrupto en la señal del

Mg/Ca. Esto sugiere que las variaciones abruptas en el Mg son resultado de un efecto independiente de la temperatura posiblemente debido a un efecto biológico o a variaciones locales en el contenido de Mg en el agua de mar, lo cual resulta casi imposible de demostrar. Recientemente se ha sugerido que la concentración del Mg/Ca estaría mediada biológicamente y que la señal estacional en el esqueleto coralino sería resultado de la respuesta biológica a los cambios en las condiciones ambientales (Meibom *et al.*, 2007). Es posible que debido al tamaño de las estructuras los corales *Diplostrea heliopora* sean más sensibles a cambios en la composición de los elementos a nivel de microestructuras, y por tanto más susceptible a efectos biológicos/metabólicos.

La señal del Sr/Ca muestra una buena relación a lo largo de todo el registro con la señal de la temperatura reconstruida en el estrecho Makassar en Indonesia y se correlacionan a las variaciones observadas en la región tropical. Esto da validez al paleotermómetro del Sr/Ca y sugiere que este no es afectado por el mismo efecto biológico observado en la razón Mg/Ca. Posiblemente esto está relacionado con el hecho de que el Sr y el Ca siguen una misma ruta metabólica mientras que la del Mg es diferente (Meibom *et al.*, 2004).

El hecho que el desfase que se observa en el periodo reciente no haya sido reportado en otros corales indica que este cambio se debe a un proceso local o a un proceso biológico relacionado a esta especie de coral. Debido a que no existen estudios previos que registren la variación del Mg/Ca en el coral *Diplostrea heliopora*, no es posible establecer si los cambios observados son algo específico de la especie.

La correlación entre la razón del Mg/Ca y la tasa de extensión lineal sugiere un efecto del crecimiento sobre la incorporación del Mg en el coral. Estos resultados coinciden con modelos recientes que sugieren que la razón Mg/Ca está fuertemente controlada por factores biológicos (Sinclair *et al.*,

2006; Meibom *et al.*, 2007; Reynaud *et al.*, 2007). Lamentablemente la extensión lineal no es el mejor parámetro para determinar la calcificación y estudios detallados de la densidad y la extensión lineal podría ayudar a comprobar si existe una relación entre los saltos en la señal del Mg y la tasa de calcificación. El hecho de que exista un efecto biológico limita el potencial del uso del Mg/Ca como paleotermómetro, especialmente en corales fósiles.

CONCLUSIONES GENERALES

El registro de la razón esquelética del Sr/Ca del núcleo de coral de *Diploastrea heliopora* de Fiji presentado en este estudio muestra una buena relación con los registros instrumentales de la TOS y con otras reconstrucciones climáticas. Esto demuestra que este registro es un buen indicador de la variabilidad de la TOS para la región del Pacífico tropical sudoccidental durante los últimos 630 años. La buena relación de esta reconstrucción de la TOS con distintos indicadores climáticos sugiere que la región de Fiji responde a fenómenos climáticos globales. En particular, se observa una buena relación entre diversos trazadores de la variabilidad climática en la región tropical que sugiere una teleconexión de las condiciones climáticas a lo largo del Pacífico tropical. Durante la PEH se observa una disminución en la temperatura en Fiji, una reducción del gradiente de temperatura a lo largo del Pacífico tropical y un desplazamiento de la ZCIT al sur de su posición actual. Estos resultados sugieren que durante la PEH se establecieron condiciones "tipo-El Niño", mientras que durante el siglo catorce y durante el siglo veinte se observan condiciones "tipo-La Niña". El establecimiento de estas condiciones parece ser resultado principalmente del forzamiento solar y volcánico, y mantenidas por los mecanismos de retroalimentación Bjerknes.

A nivel decenal-interdecenal la principal fuente de variabilidad es la ODP, pero esta relación parece ser intermitente. El registro de Sr/Ca indica que este modo de variabilidad ha variado en importancia durante los últimos ~630 años, con dos periodos de 200 años, al principio y al final del registro, en los que la variabilidad decadal-interdecadal es un modo importante de variabilidad. Estos periodos se vieron interrumpidos por un periodo de 200 años en el que se observa una ausencia de la variabilidad decadal interdecenal. Al parecer la intensidad en la señal de la ODP resulta determinante en la influencia que este fenómeno tiene sobre la región de Fiji.

El análisis espectral de este registro señala que existe un modo decadal – bidecadal y un modo interdecadal con periodicidad de 40-70 años

La reconstrucción de la señal de $\delta^{18}\text{O}$ en este registro ayudará a mejorar el entendimiento de la variabilidad de la PCPO y de la ZCPS, así como la relación de esta la región con fenómenos climáticos como el ENOS y la ODP. La obtención de otros registros de igual o mayor longitud en localidades claves de la región tropical (como la región oriental y central del Pacífico tropical) ayudaran a tener un mejor panorama de la variabilidad climática durante el último milenio.

Finalmente se evaluó el potencial como paleotermómetro de la señal de Mg/Ca para el mismo núcleo de coral de Fiji. Se encontró dos cambios abruptos en los valores promedios en la señal del Mg/Ca, que son demasiado grandes para poder ser asociados a errores metodológicos o a cambios en la temperatura. A pesar de estos cambios abrupto, al aplicar un factor de corrección a los valores promedios, se observa que la relación de la razón Mg/Ca con la temperatura parece mantenerse a lo largo de todo el registro. Esto sugiere la existencia de un control biológico o la existencia de un factor independiente de la temperatura que puede afecta la concentración del Mg/Ca y que puede responder causando un desequilibrio y dificultando el uso de la razón Mg/Ca como un paleotermómetro en corales *Diplostrea heliopora*. Más estudios con esta especie y de los factores que puedan estar afectando la razón Mg/Ca (e.g. tasa de calcificación, intensidad de luz, etc.) son necesarios para poder validar el uso de este paleotermómetro.

REFERENCIAS

Alibert, C., L. Kinsley, S. J. Fallon, M.T. McCulloch, R. Berkelmans y F. McAllister (2003), Source of trace element variability in Great Barrier Reef corals affected by the Burdekin flood plumes, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 67(2), 231-246.

Alin, S.R. y A. S. Cohen (2003), Lake-level history of Lake Tanganyika, East Africa, for the past 2500 years based on ostracode-inferred water-depth reconstruction *Palaeogeogr. Palaeoclimatol, Palaecol.*, 199, 31-49

Allison, P., (1996), Geochemical anomalies in coral skeletons and their possible implications for paleoenvironmental analyses, *Mar. Chem.* 55, 367-379.

Asami, R., T. Yamada, Y. Iryu, T. M. Quinn, C. P. Meyer y G. Paulay (2005), Interannual and decadal variability of the western Pacific sea surface condition for the years 1787-2000: Reconstruction based on stable isotope record from Guam coral, *J. Geophys. Res.*, 110.

Ayliffe, L. K., M. I. Bird, M. K. Gagan, P.J. Isdale, H. Scott-Gagan, B. Parker, D. Griffin, M. Nongka y M. T. McCulloch (2004), Geochemistry of coral from Papua New Guinea as a proxy for ENOS ocean-atmosphere interactions in the Pacific Warm Pool, *Cont. Shelf Res.* 24, 2343-2356.

Bagnato, S., B. K. Linsley y S. S. Howe (2004), Evaluating the use of the massive coral *Diploastrea heliopora* for paleoclimate reconstruction *Paleoceanography*, 19, PA1032, doi:10.1029/2003PA000935.

Bagnato, S., B. K. Linsley, S. S. Howe, G. M. Wellington y J. Sallinger (2005), Coral oxygen isotopes records of interdecadal climate variations in

the South Pacific Convergence Zone region, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6(6).

Baker, P. A., G. O. Seltzer, S. C. Fritz, R. B. Dunbar, M. J. Grove, P. M. Tapia, S. L. Cross, H.D. Rowe y J.P Broda (2001), The History of South American Tropical Precipitation for the Past 25,000 Years, *Science*, 291, 640-643.

Bakke, J. y Ø. Paasche (2007), The Little Ice Age revisited, *Geophys. Res. Abs.*, 9, 10681.

Beck, J. W., R. L Edwards, E. Ito, F. W. Taylor, J. Recy, F. Rougerie, P. Joannot y C. Henin (1992), Sea-surface temperature from coral skeletal strontium/calcium ratios, *Science*. 257, 644-647.

Biondi, F., A. Gershunov y D. R. Cayan (2001), North Pacific decadal climate variability since 1661, *J. Clim.*, 14(1), 5-10.

Briffa, K. R., P. D. Jones, F. H. Schweingruber y T. J. Osborn (2001), Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years, *Nature*, 393, 450- 455.

Brown, E. T. y T. C. Johnson (2005), Coherence between tropical East African and South American records of the Little Ice Age, *Geochem. Geophys. Geosys.*, 6, Q12005.

Chang , P. T. Yamagata, P. Schopf, S. K. Behera, J. Carton, W. S. Kessler, G. Meyers, T. Qu, F. Schott, S. Shetye y S.-P. Xie (2006), Climate fluctuations of tropical coupled systems – the role of ocean dynamics, *J. Clim.* – Special Section, 19, 5122-5174.

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

Cohen, A. L. y S. Haart (2004), Deglacial sea surface temperatures of the western tropical Pacific: A new look at old coral, *Paleoceanography*, 19, PA4031, doi:10.1029/2004PA001084.

Cole, J. E. (2003), Holocene coral records: Windows on tropical climate variability. In: Global Change in the Holocene, (eds. McKay, A., R. Battarbee, J. Birks, y F. Oldfield), Arnold, London, pp. 168-184.

Corrège, T., T. Quinn, T. Delcroix, F. Le Cornec, J. Récy y G. Cabioch (2001), Little Ice Age sea surface temperature variability in the southwest tropical Pacific, *Geophys. Res. Lett.*, 28(18), 3477-3480.

Corrège, T., M. K. Gagan, J. W. Beck, G. S. Burr, G. Cabioch y F. Le Cornec (2004), Interdecadal variation in the extent of South Pacific tropical waters during the Younger Dryas event, *Nature*, 428, 927-929.

Corrège, T. (2006), Sea surface temperature and salinity reconstruction from coral geochemical tracers, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol, Palaecol.*, 232, 408-428.

Crowley, T. J. y T. S. Lowery (2000), How Warm Was the Medieval Warm Period?, *Ambio.*, 29(1) 51-54.

D'Arrigo, R., R. Villalba y G. Wiles (2001), Tree-ring estimates of Pacific decadal climate variability, *Clim. Dyn.*, 18, 219-224.

D'Arrigo, R., R. Wilson, C. Deser, G. Wiles, E. Cook, R. Villalba, A. Tudhope, J. Cole y B. Linsley (2005), Tropical-North Pacific climate Linkages over the Past Four Centuries, *J. Clim.*, 18(24), 5253-5265.

D'Arrigo, R., R. Wilson, J. Palmer, P. Krusic, A. Curtis, J. Sakulich, S. Bijaksana, S. Zulaikah, L. Ngkoimani y A. Tudhope (2006), Reconstructed Indonesisn Warm Pool SSTs from Tree Rings y Corals: Linkage to Asian Monsoon Drought and ENOS, *Paleoceanography*, 21, PA3005 doi:10.1029/2005PA001256.

Damassa, T. D., J. E. Cole, H. R. Barnett, T. R. Ault y T. R. McClanahan (2006), Enhanced multidecadal climate variability in the seventeenth century from coral isotope records in the western Indian Ocean, *Paleoceanography*, 21, PA2026, doi:10.1029/2005PA001217.

deMenocal, P. B., J. Ortiz, T. Guilderson y M. Sarnthein (2000), Variability During the Holocen Warm Period, *Science*, 288, 2198-2202.

deMenocal, P. B. (2001), Cultural Responses to Climate Change During the Late Holocene, *Science*, 292, 667-673.

Deser, C., A. S. Phillips, y J. W. Hurrell (2004), Pacific interdecadal climate variability: linkages between the tropics and the North Pacific during boreal winter since 1900, *J. Clim.*, 17, 3109-3124.

de Villiers, S., G. T. Shen, y B. K. Nelson (1994), The Sr/Ca-temperature relationship in coralline aragonite: influence of variability in (Sr/Ca)seawater and skeletal growth parameters, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58, 197-208.

de Villiers, S., B. K. Nelson y A. R. Chiva (1995), Biological controls on coral Sr/Ca and $\delta^{18}\text{O}$ reconstructions of sea surface temperatures, *Science*, 269, 1247-1249.

Dijkstra, H. A. y J. D. Neelin (1995), Ocean-Atmosphere interactions and the tropical climatology part II: why the Pacific cold tongue is in the east, *J. Clim.*, 8, 1343-1359.

Dima, M., T. Felis, G. Lohmann y N. Rambu (2005), Distinct modes of bidecadal and multidecadal variability in a climate reconstruction of the last centuries from a south Pacific coral, *Clim. Dyn.*, 25, 329-336.

Dunbar, R. B., G. M. Wellington, M. W. Colgan y P. W. Glynn (1994), Eastern Pacific sea surface temperature since 1600 A.d.: the $\delta^{18}\text{O}$ record of climate variability in Galapagos corals, *Paleoceanography*, 9(2), 291-315.

Evans, M. N., M. A. Cane, D. P. Schrag, A. Kaplan, B. K. Linsley, R. Villalba y G. M. Wellington, (2001), Support for tropically-driven Pacific decadal variability based on paleoproxy evidence, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3689-3692.

Fauré, G. (1998), Principles and Applications of Geochemistry: a comprehensive textbook for geology students, Prentice Hall, 600 pp.

FMS – Fiji Meteorology Service <http://www.met.gov.fj>

Felis, T. y J. Pätzold (2004), Climate reconstructions from annually banded corals, pp. 205-227 in Global Environmental Change, En: the Ocean and on Land, eds, M. Shiyomi, H. Kawahata, H. Koizumi, A. Tsuda, and Y. Awaya, Terrapub, Tokyo, 205-227.

Ferrier-Pagès, C., D. Allemand, J.-P. Gattuso, J. Jaubert y F. Rassoulzafegan (1998), Microheterotrophy in the zooxanthellate coral *Stylophora pistillata*: effects of light and ciliate density, *Limnol. Oceanog.*, 43, 1639-1648.

Folland, C. K., J. A. Renwick, M. J. Salinger y A. B. Mullan (2002), Relative influences of the Interdecadal Pacific Oscillation and ENOS on the South Pacific Convergence Zone, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1643.

Folland, C. K., M. J. Salinger, N. Jiang y N. A. Rayner (2003), Trends and variations in South Pacific Island and ocean surface temperatures, *J. Clim.*, 16(17): 2859-2874.

Garreaud, R. y D. S. Battisti (1999), Interannual (ENOS) and interdecadal (ENOS-like) variability in the southern hemisphere tropospheric circulation, *J. Clim.*, 12, 2113-2123.

Gedalof, Z. y D. J. Smith (2001), Interdecadal climate variability y regime-scale shifts in Pacific North America, *Geophys. Res. Lett.*, 28(8), 1515-1518.

Gedalof, Z. y N. J. Mantua (2002), A multi-century perspective of variability in the Pacific Decadal Oscillation: new insights from tree rings and coral, *Geophys. Res. Lett.*, 29(24).

Gouriou, Y y T. Delcroix (2002), Seasonal and ENOS variations of sea surface salinity and temperature in the South Pacific Convergence Zone during 1976-2000, *J. Geophys. Res.*, 107(C12), 8011, doi:10.1029/2001JC000830.

Graham, N., M. K. Hughes, C.M. Ammann, K. M. Cobb, M.P. Hoerling, D.J. Kennett, J.P. Kennett, B. Rein, L. Stott, P.E. Wigand y T. Xu (2007), Tropical Pacific-Mid latitude teleconnections in Medieval times, *Clim. Change*, 83, 241-285.

Gregor, R. B., N. E. Pingitore Jr. y F. W. Lytle (1997), Strontianite in Coral Skeletal Aragonite. *Science*, Vol. 275 (5305): 1452-1454.

Grottoli, A. G. (2002), Effect of light and brine shrimp on skeletal $\delta^{13}\text{C}$ in the Hawaiian coral *Porites compressa*: a tank experiment, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 66, 1955-1967.

Grove, J. M. (2001), The Initiation of the "Little Ice Age" in regions round the North Atlantic, *Clim. Change*, 48 (1), 53-82.

Gu, D., y S. G. H. Philander (1997), Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics, *Science*, 275, 805-807

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, 1304-1308.

Hodell, D. A., M. Brenner, J. H. Curtis, R. Medina-Gonzalez, M. F. Rosenmeier, T. P. Guilderson, E. I. Chan-Can, y A. Albornaz-Pat (2005), Climate change on the Yucatan Peninsula during the Little Ice Age, *Quat. Res.*, 63, 109-121.

Howe, S. A. y A. T. Marshall (2002), Temperature effects on calcification rate and skeletal deposition in the temperate coral, *Plesiastrea versipora* (Lamarck), *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.*, 275, 63-81.

Johnson, T. C., E.T. Brown, J. McManus, S. Barry, P. Barker y F. Gasse (2002), A high-resolution paleoclimate record spanning the past 25,000 years in southern East Africa, *Science*, 296(5565), 67-68.

Kiladis, G. N., H. von Storch y H. Loon (1989), Origin of the South Pacific convergence zone, *J. Clim.*, 2, 1185-1195.

Keigwin, L. D. (1996), The little ice age and medieval warm period in the Sargasso Sea, *Science*, 274(5292), 1504-1508.

Koutavas, A., J. Lynch-Stieglitz, T. M. Marchitto Jr. y J. P. Sachs (2002), El Niño-like pattern in Ice Age Tropical Pacific sea surface temperature, *Science*, 297, 226-230.

Koutavas, A., P. B. deMenocal, G. C. Oliver y J. Lynch-Stieglitz (2006), Mid-Holocene El Niño-Southern Oscillation (ENOS) attenuation revealed by individual foraminifera in eastern tropical Pacific sediments, *Geo. Soc. of Am.*, 34(12) 993-996.

Le Bec, N., A. Juilett-Leclerc, T. Corrège, D. Blamart y T. Delcroix (2000), A coral $\delta^{18}\text{O}$ record of ENOS driven sea surface salinity variability in Fiji (south-western tropical Pacific), *Geophys. Res. Lett.*, 27(23), 3897-3900.

Lea, D. W. (2003), Elemental y isotopic proxies of marine temperatures. En: the oceans and marine geochemistry, (ed. H. Elderfield) Vol. 6 Treatise on Geochemistry (eds H.D. Holland y K.K. Tuerekian), Elsevier-Pergamon, Oxford.

LeCornec, F. y T. Corregé (1997), Determination of uranium to calcium and strontium to calcium ratios in corals by inductively coupled plasma mass spectrometry, *J. Anal. Atom. Spect.*, 12 (969–973).

Levitus, S. y T. Boyer (1994), World Ocean Atlas 1994 Volume 4: Temperature, NOAA Atlas NESDIS 4, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C.

Levitus, S., R. Burgett, y T. Boyer (1994), World Ocean Atlas 1994 Volume 3: Nutrients, NOAA Atlas NESDIS 3, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C.

Lindzen, R. S. y S. Nigam (1987), On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics, *J. of the Atm. Sci.*, 44(17), 2418-2436.

Linsley, B. K., G. M. Wellington y D. P. Schrag (2000), Decadal sea surface temperature variability in the subtropical south Pacific from 1726 to 1997 A.D., *Science*, 290, 1145-1148.

Linsley, B. K., G. M. Wellington, D. P. Schrag, L. Ren, M. J. Salinger, y A. W. Tudhope, (2004), Geochemical evidence from corals for changes in the amplitude and spatial pattern of South Pacific Interdecadal climate variability over the last 300 years, *Clim. Dyn.*, 22, 1-11.

Linsley, B. K., A. Kaplan, Y. Gouriou, J. Salinger, P. B. deMenocal, G. M. Wellington y S. S. Howe (2006), Tracking the extent of the South Pacific Convergence Zone since the early 1600s, *Geochem. Geophys. Geosys.*, 7(4).

Lough, J. M. y D. J. Barnes (1997), Several centuries of variations in skeletal extension, density and calcification in massive *Porites* colonies from the Great Barrier Reef: a proxy for sea surface temperature and background of variability against which to identify unnatural change, *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 211, 29-67.

MacDonald, G. M. y R. A. Case (2005), Variations in the Pacific Decadal Oscillation over the past millennium, *Geophys. Res. Lett.*, 32.

Mann, M. E. y J. Lees, (1996), Robust estimation of background noise and signal detection in climatic time series, *Clim. Change*, 33, 409-445.

Mann, M., R. S. y M. K. Hughes (1998), Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature*, 292, 779-787.

Mann, M. E. (2001), Little Ice Age, Encyclopedia of Global Environmental Change, John Wiley y Sons Ltd, London, UK, pp 504-509.

Mann, M. E., M. A. Cane, S. E. Zebiak, A. Clement, (2005), Volcanic and Solar forcing of the tropical Pacific over the past 1000 years, *J. Clim.*, 18, 447-456.

Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace y R. C. Francis (1997), A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with impacts on salmon production, *Bull. Am. Meteor. Soc.* 78, 1069-1078.

Mantua, N. y S. R. Hare (2002), The Pacific Decadal Oscillation, *J. Oceanography*. 58, 35-44.

Marshall, J. F. y M.T. McCulloch (2002), An assessment of the Sr/Ca ratio in shallow water hermatypic corals as proxy for sea surface temperature, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 66, 3263-3280.

Martin, G. B., S.R. Thorrold y C.M. Jones (2004), Temperature and salinity effects on strontium incorporation in otoliths of larval spot (*Leiostomus xanthurus*), *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 61: 34-42.

Mayle, F. E., R. Burbridge y T. J. Killeen (2000), Millennial-scale dynamics of southern Amazonian rain forests, *Science*, 290, 2291-2294.

McCulloch, M.T., M. K. Gagan, G. E. Mortimer, A. R. Chivas y P. J. Isdale (1994), A high resolution Sr/Ca and $\delta^{18}\text{O}$ coral record from the Great Barrier Reef, Australia, and the 1982-83 El Niño, *Geochim. Cosmochim. Acta*. 58: 2747-2754.

Meibom, A., J. Cuif, F. Hillion, B. R. Constantz, A. Juillet-Leclerc, Y. Dauphin, T. Watanabe, y R. B. Dunbar (2004), Distribution of magnesium in coral skeleton, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L23306, doi:10.1029/20004GL021313.

Meibom, A., S. Mostefaoui, Jean-Pierre Cuif, Yannicke Dauphin, F. Houlbreque, R. Dunbar y B. Constantz (2007), Biological forcing controls the chemistry of reef-building coral skeleton, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L02601, doi:10.1029/2006/GL028657.

Min, G. R., R. L. Edwards, F. W. Taylor, J. Recy, C. D. Gallup y J. W. Beck (1995), Annual cycles of U/Ca in coral skeletons and U/Ca thermometry. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 2025–2042.

Minobe, S. (1997), A 50-70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America, *Geophys. Res. Lett.*, 24(6), 683-686.

Minobe, S. (1999), Resonance in bidecadal and pentadecadal climate oscillations over the North Pacific: Role in climatic regime shifts. *Geophys. Res. Lett.*, 26(7), 855-858.

Mitsuguchi, T., E. Matsumoto, O. Abe, T. Uchida y P. J. Isdale (1996), Mg/Ca Thermometry in Coral Skeletons, *Science*, 274, 961-963.

Mitsuguchi, T., T. Uchida, E. Matsumoto, P. J. Isdale, T. Kawana (2001), Variations in Mg/Ca, Na/Ca, and Sr/Ca ratios of coral skeletons with chemical treatments: Implications for carbonate geochemistry, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65, 2865– 2874

Mitsuguchi, T., E. Matsumoto y T. Uchida (2003), Mg/Ca and Sr/Ca ratios of *Porites* coral skeleton: Evaluation of the effect of skeletal growth rate, *Coral Reefs*, 22: 381-388.

Newton, A., R. Thunell y L. Stott (2006), Climate and hydrographic variability in the Indo-Pacific Warm Pool during the last millennium, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L19710, doi:10.1029/2006GL027234.

Omata, T., M. Okamoto y Y. Furushim (2002), Skeletal growth history of modern corals in Sekisei Lagoon as a bio-indicator, *Jamstecr*, 45, 17pp.

Oomori, T., H. Kaneshima y Y. Maezato. (1987), Distribution coefficient of Mg^{2+} ions between calcite and solution at 10 – 50 °C, *Marine Chemistry*, 20, 327-336

Picaut J, M. Ioualalen, C. Menkes, T. Delcroix, M. J. McPhaden (1996), Mechanism of the Zonal Displacements of the Pacific Warm Pool: Implications for ENOS, *Science*, Vol. 274. no. 5292, pp. 1486 – 1489.

Pierce, D., W., T. P. Barnett y M. Latif (2000), Connections between the Pacific Ocean Tropics and Midlatitudes on Decadal Timescales, *J. Clim.*, 13(6), 1173-1194.

Poore, R. Z., T. M. Quinn y S. Verado (2004), Century-scale movement of the Atlantic Intertropical Convergence Zone linked to solar variability, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L12214, doi:10.1029/2004GL019940.

Quinn, T. M. y F. W. Taylor (2006), SST artifacts in coral proxy records produces by early marine diagenesis in a modern coral from Rabaul, Papua New Guinea, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L04601, doi:10.1029/2005GL024972.

Reimer, P. J., M. G. L. Baillie, E. Bard, A. Bayliss, J. W. Beck, C. J. H. Bertrand, P. G. Blackwell, C. E. Buck, G. S. Burr, K. B. Cutler, P. E. Damon, R. L. Edwards, R.G. Fairbanks, M. Friedrich, T. P. Guilderson, A. G. Hogg, K. A. Hughen, B. Kromer, G. McCormac, S. Manning, C. Bronk Ramsey, R. W. Reimer, S. Remmele, J. R. Southon, M. Stuiver, S. Talamo, F. W. Taylor y J.

van der Plicht, C. E. Weyhenmeyer, (2004), IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP, *Radiocarbon*, 46 (3) 1029-1058.

Reynaud, S., N. G. Hemming, A. Juillet-Leclerc y J. P. Gattuso, (2004), Effect of pCO₂ and temperature on the boron isotopic composition of the zooxanthellate coral *Acropora* sp., *Coral Reefs*, 23, 539–546.

Reynaud, S. C. Ferrier-Pagès, A. Meibom, S. Mostefaoui, R. Mortlock, R. Fairbanks, D. Allemand (2007), Effects of light and temperature on Sr/Ca and Mg/Ca ratios in the scleractinian coral *Acropora* sp., *Geochim. Cosmochim. Acta*, 71, 354–362

Salinger, M. J., J. A. Renwick y A.B. Mullan (2001), Interdecadal Pacific oscillation south Pacific climate, *Int. J. Climatol.*, 21: 1705-1721.

Schrag, D. P. (1999). Rapid analysis of high-precision Sr/Ca ratios in corals an other marine carbonates, *Paleoceanography*, 14(2), 97-102.

Schrag, D. P. y B. K. Linsley (2002), Corals, Chemistry, and Climate, *Science*, 296, 277-278.

Seager, R., N. Graham, C. Herweijer, A.L. Gordon, Y. Kushnir y E. Cook (2007), Blueprints for Medieval hydroclimate, *J. Quat. Science. Rev.*, 2007.04.020.

Shen, G. T., y R. B. Dunbar (1995), Environmental controls on uranium in reef corals, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 2009-2024.

Shen, G. T., Sanford, C. L. (1990), Trace element indicators of climate change in annually banded corals. In: Glynn, P.W. (Ed.), *Global Ecological Consequences of the 1982–83 El Niño-Southern Oscillation*, Elsevier, pp. 255–283.

Shen G. T. y Boyle E. A. (1988), Determination of lead, cadmium and other trace metals in annually banded corals, *Chem. Geol.*, 67, 47-62.

Shindell, D. T., Schmidt, G. A., Miller, R. L. y Mann, M. E. (2003), Volcanic y solar forcing of climate change during the preindustrial era, *J. Clim.*, 16, 4094-4107.

Sinclair, D. J., Kinsley L. P. J., and McCulloch M. T. (1998), High resolution analysis of trace elements in corals by laser-ablation ICP-MS, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62(11), 1889 – 1901.

Sinclair, D., B. Williams, y M. Risk (2006), A biological origin for climate signals in corals—Trace element “vital effects” are ubiquitous in scleractinian coral skeletons, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L17707, doi:10.1029/2006GL027183.

Smith, S. V., R. W. Buddemeier, R. C. Redalje y J. E. Houck (1979), Strontium-Calcium Thermometry in Coral Skeletons. *Science*, 204, 404-407.

Smith, T. M. y R. W. Reynolds (2004), Improved extended reconstruction of SST (1854-1997), *J. Climate.*, 17, 2466-2477.

Sun, D-Z. (2003), A possible effect of an increase in the warm-pool SST on the magnitude of El Niño warming, *J. Clim.*, 16(2), 185-205.

Thompson, L. G. (2000), Ice core evidence for climate change in the Tropics: implications for our future, *Quat. Sci. Res.* 19, 19-35.

Thompson, L. G., E. Mosley-Thompson, H. Brecher, M. Davis, M. Davis, B. León, D. Les, P.-N. Lin, T. Mashiotta y K. Mountain (2006), Abrupt tropical climate change: Past y present, *PNAS*, 103(28), 10536-10543.

Thompson, L. G., E. Mosley-Thompson, M. E. Davis, K. A. Henderson, H. H. Brecher, V. S. Zagorodnov, T. A. Mashiotta, P.-N. Lin, V. N. Mikhalev, D. R. Hardy y J. Beer (2002), Kilimanjaro ice core records: evidence of Holocene climate change in tropical Africa, *Science*, 298, 589-593.

Torrence, C. y G. P. Compo (1998), A practical guide to wavelet analysis, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79, 61-78.

Trenberth, K. E. (1984), Signal versus noise in the Southern Oscillation, *Mon. Weather Rev.*, 112, 2359-2368.

Trenberth, K.E. (1990), Recent observed interdecadal climate changes in the Northern hemisphere. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 71, 988-993.

Verschuren, D., K. R. Laird, B. Cumming (2000), Rainfall y drought in equatorial east Africa during the past 1,100 years, *Nature*, 403, 410-414.

Villaescusa, J. A y J. D. Carriquiry (2004), Calibración de los paleotermómetros de Sr/Ca y Mg/Ca en el coral *Porites* sp. de Isla San Benedicto Archipiélago Revillagigedo, México, *Ciencias Marinas*, Vol. 30(4): 603-618.

Watanabe, T. M., M.K.Gagan, T. Corrège, H. Scott-Gagan, J. Cowley y W. S. Santero (2003), Oxygen isotope systematics in *Diploastrea heliopora*: New coral archive of tropical paleoclimate, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 67, 1349-1358.

Watannabe, T., A. Winter y T. Oba (2001) Seasonal changes in sea surface temperature and salinity during the Little Ice Age in the Caribbean Sea deduced from Mg/Ca y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in corals, *Mar. Geol.*, 173, 21-35.

Weber, J. N. (1973). Incorporation of strontium into ref. Coral skeletal carbonate. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol.37:2173-2190.

Wei, G., M. Sun, X. Li, B. Nie (2000), Mg/Ca, Sr/Ca, and U/Ca ratios of a *Porites* coral from Sanya Bay, Hainan Island, South China Sea, and their relationship to sea surface temperature, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 162, 59–74.

Wilson, R., A. Tudhope, P. Brohan, K. Briffa, T. Osborn, S. Tett (2006), Two-hundred-fifty years of reconstructed and modeled tropical temperatures, *J. Geophys. Res.*, 111, C10007, doi:10.1029/2005JC003188.

Wu, L., S. Liu, R. Gallimore. R. Jacob, D. Lee y Y. Zhong (2003), Pacific Decadal Variability: The Tropical Pacific Mode and the North Pacific Mode, *J. of Climate*, 16(8), 1101-1120.

Yu, B y G.J.Boer (2004), The role of the western Pacific in decadal variability, *Geophys. Res. Lett.*, 3, L02204.

Zhong, Y. (2005), Coupled response of global climate to solar cycle forcing, CCR Internal Report 1, 9.