

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLOGICAS

**Estudio prospectivo de la variabilidad oceánica en dos  
localidades del Pacífico Mexicano a partir de algunos  
trazadores geoquímicos en corales hermatípicos**

TESIS

que para obtener el grado de

MAESTRO EN CIENCIAS en OCEANOGRAFIA COSTERA

presenta

GLADYS ROCIO BERNAL FRANCO

Ensenada, B.C. Diciembre de 1997

... " Aprenderemos el mar. El también tiene sus montañas y sus vastas llanuras, sus pájaros, sus minerales, y su vegetación unánime y difícil. Aprenderemos sus cambios, sus estaciones, su permanencia en el mundo como una enorme raíz, la raíz del árbol de agua que aprieta la tierra, el árbol inmenso que se extiende en el espacio hasta siempre." ...

Jaime Sabines

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

**Estudio prospectivo de la variabilidad oceánica en dos localidades del  
Pacífico Mexicano a partir de algunos trazadores geoquímicos en corales  
hermatípicos**

TESIS

para obtener el grado de

MAESTRO EN CIENCIAS en OCEANOGRAFIA COSTERA

Presenta

GLADYS ROCIO BERNAL FRANCO

Aprobada por:

Dr. José Domingo Carriquiry Beltrán  
Director de Tesis

  
Dr. Victor Camacho Ibar

Sinodal

  
Dr. Reginaldo Durazo Arvizu

Sinodal

## RESUMEN

Con el fin de explicar su dependencia ambiental y establecer su relación con la variabilidad oceánica del Pacífico tropical nororiental, se analizaron las señales isotópicas de oxígeno y carbono de corales en dos localidades del Pacífico Mexicano (Cabo Pulmo e Isla Socorro). Las variables ambientales se compararon con la señal geoquímica y los promedios anuales permitieron asociar las series isotópicas y la estacionalidad ambiental. Se encontró que el  $\delta^{18}\text{O}$  de los corales ( $\delta_c$ ) de ambas localidades están afectados de forma contraria por la temperatura oceánica superficial (TOS) y la composición isotópica del agua ( $\delta_w$ ). En Cabo Pulmo la señal térmica es muy fuerte y la ecuación de paleotemperatura reconstruye los intervalos anuales a excepción de los años de El Niño. Las discrepancias durante estos años se atribuyeron a efectos de la composición isotópica del agua más que al crecimiento coralino. Los datos de Isla Socorro no son confiables. El  $\delta^{13}\text{C}$  en Cabo Pulmo parece estar asociado con las surgencias en el Golfo de California. Se reconstruyó la composición isotópica del agua en las dos localidades a partir de TOS y  $\delta_c$  y se encontró que ésta refleja el movimiento de las masas de agua en esta zona del Pacífico. Los efectos de eventos de El Niño en las señales de  $\delta^{18}\text{O}$  están enmascarados por la acción contraria de la temperatura y la composición isotópica del agua. La ciclicidad anual domina mucha de la variabilidad en las series de Cabo Pulmo, mas no en las de Isla Socorro. Se encontró además que los modos interanuales de variabilidad más importantes se concentran en 2, 4 y 8 años.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado bajo el patrocinio del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología de México (Conacyt), proyecto 2469P-T (Geoquímica de corales como trazadores de cambios en la fertilidad oceánica producidos por el fenómeno de El Niño en el Pacífico Nor-tropical de México). El espectrómetro para análisis isotópico de carbonatos se adquirió en el proyecto de "Modernización de infraestructura analítica para el estudio de la biogeoquímica y contaminación marina" (F538-T9309). Ambos a cargo del Doctor José Domingo Carriquiry Beltrán del Instituto de Investigaciones Oceanológicas (IIO) de la Universidad Autónoma de Baja California.

Se agradece a Conacyt por el apoyo económico y al IIO por el apoyo logístico brindado.

Gracias a la Universidad Autónoma de Baja California y su facultad de Ciencias Marinas por su apoyo administrativo y académico, así como a todos los maestros e investigadores de la facultad y el IIO por sus enseñanzas y ayuda.

A la fundación para el futuro de Colombia, Colfuturo, por la beca que hizo posible la realización de esta maestría.

A José Domingo Carriquiry, quien dirigió el trabajo y me introdujo en la fascinante temática de los corales y la paleoceanografía. A los miembros del Comité, José Carriquiry, Víctor Camacho y Reginaldo Durazo, por su

colaboración y enseñanzas. Sus comentarios y correcciones fueron claves en el desarrollo de este trabajo.

Al personal y compañeros del laboratorio de geoquímica del IIO, por su colaboración y compañía. En especial al oceanólogo Pedro Castro, por su eficiencia y ayuda constante.

Al personal del departamento de Oceanografía física del IIO y su director, Dr. Alfonso Mascarenhas, por su colaboración en la obtención de bases de datos oceanográficas. Especialmente al Dr. Reginaldo Durazo por su ayuda con la interpretación y lectura de las mismas y al Oc. Sergio Larios.

Al Maestro Ricardo Vidal por su colaboración con las bases NODC.

Al oceanólogo Victor Alejandro Arias por su colaboración con el submuestreo de las bandas de coral. Al Maestro Julio Villaescusa, siempre cerca para resolver pequeñas y grandes dudas.

Al técnico electricista Feliciano Domínguez quien logró lo imposible al reparar el espectrómetro de masas. Gracias por su optimismo y aliento en momentos difíciles.

Al departamento de geología del Cicese, por facilitarnos un molidor de rocas que hizo posible la preparación de los estándares isotópicos.

Al Maestro Alejandro Nava por su colaboración en la temática de Series de Tiempo.

A los maestros Eduardo Santamaría y Jorge Ledesma, quienes me recibieron y orientaron a mi llegada a Ensenada.

A mi familia por su apoyo incondicional.

A los amigos que me acompañaron y ayudaron en todo momento.

A Pacho.

## CONTENIDO

	página
<b>1. INTRODUCCION</b>	1
1.1. OBJETIVOS	5
1.2. HIPOTESIS	6
<b>2. AREA DE ESTUDIO</b>	7
2.1 LOCALIZACION Y DESARROLLO CORALINO	7
2.2 OCEANOGRAFIA	10
2.2.1 El Pacifico tropical nororiental	10
2.2.2 El Golfo de California	14
2.2.3 Variabilidad climática y oceánica	17
<b>3. METODOLOGIA</b>	28
<b>4. RESULTADOS</b>	35
4.1 CRECIMIENTO ESQUELETAL	35
4.2 SERIES ISOTOPICAS	37
4.3 CICLICIDAD ANUAL	41
4.4 ECUACION DE PALEOTEMPERATURA	44
4.5 $\delta^{18}\text{O}$ DEL AGUA	48
4.6 VARIABILIDAD INTERANUAL	55
<b>5. DISCUSION</b>	73
<b>6. CONCLUSION</b>	87

7. REFERENCIAS	90
A. 1 ADQUISICION DE DATOS COADS	98
A. 2 ADQUISICION DE DATOS PATHFINDER	103
A. 3 PRUEBAS DE LABORATORIO	106
A. 4 GRAFICAS DE SERIES DE TIEMPO	114

## LISTA DE FIGURAS

Figura	Página
1. Area de estudio	8
2. Estacionalidad del Pacífico tropical nororiental	11
3. Patrón de El Niño en los sistemas de corrientes y masas de agua del Pacífico tropical nororiental	13
4. Variabilidad climática estacional en la Boca del Golfo de California	19
5. Serie de tiempo de TOS en la región de Cabo Pulmo y anomalías mensuales	21
6. Variabilidad climática estacional en las islas Revillagigedo	23
7. Serie de tiempo de TOS en la región de isla Socorro y anomalías mensuales	24
8. Comparación entre el registro de TOS de Cabo Pulmo e Isla Socorro	26
9. Bandas de crecimiento del coral 9A (CP)	29
10. Bandas de crecimiento del coral 16A (IS)	30
11. Razones de crecimiento anuales en los corales de Cabo Pulmo e Isla Socorro	36
12. Señal de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en el coral 9A (CP)	38
13. Señal de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en el coral 16A (IS)	40
14. Ciclo anual de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en Cabo Pulmo	42
15. Ciclo anual de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en Isla Socorro	43
16. Diagrama de dispersión $\delta^{18}\text{O}$ vs TOS Cabo Pulmo	45
17. Diagrama de dispersión $\delta^{18}\text{O}$ vs TOS Isla Socorro	45

18. Comparación de las series de TOS y $\delta^{18}\text{O}$ coralino en Cabo Pulmo	46
19. TOS de COADS y TOS inferida por la ecuación de paleotemperatura sin tener en cuenta la composición isotópica del agua	47
20. Composición isotópica del agua inferida a partir de una ecuación promedio de corales del género <i>Pavona</i>	51
21. Ciclo anual de TOS, $\delta^{18}\text{O}$ en el esqueleto coralino y $\delta^{18}\text{O}$ del agua inferido en Cabo Pulmo	53
22. Ciclo anual de TOS, $\delta^{18}\text{O}$ en el esqueleto coralino y $\delta^{18}\text{O}$ del agua inferido en Isla Socorro	54
23. Anomalías de $\delta^{18}\text{O}$ con respecto a la media total en el coral 9A (CP)	56
24. Anomalías de $\delta^{13}\text{C}$ con respecto a la media total en el coral 9A (CP)	56
25. Anomalías de $\delta^{18}\text{O}$ con respecto a la media total en el coral 16A (IS)	57
26. Anomalías de $\delta^{13}\text{C}$ con respecto a la media total en el coral 16A (IS)	57
27. Series isotópicas en Cabo Pulmo filtradas con un promedio móvil de 8 puntos	59
28. Series isotópicas en Isla Socorro filtradas con un promedio móvil de 8 puntos	60
29. Análisis espectral de las series isotópicas en Cabo Pulmo	61
30. Análisis espectral de las series isotópicas en Isla Socorro	62
31. Series isotópicas de Cabo Pulmo sin el efecto estacional	64
32. Series isotópicas de Isla Socorro sin el efecto estacional	65
33. Análisis espectral de las series isotópicas de Cabo Pulmo sin el efecto estacional	66
34. Análisis espectral de las series isotópicas de Isla Socorro sin el efecto estacional	67
35. Análisis espectral de la serie de temperatura en Cabo Pulmo con y sin el efecto estacional	69
36. Análisis espectral de la serie de temperatura en Isla Socorro con y sin el efecto estacional	70

37. Análisis espectral de la serie de $\delta w$ en Cabo Pulmo con y sin el efecto estacional	71
38. Análisis espectral de la serie de $\delta w$ en Isla Socorro con y sin el efecto estacional	72
39. Intervalo de $\delta^{18}O$ y tasas de crecimiento anuales para el coral 9A (CP)	75
40. Crecimiento anual del coral 9A y porcentaje del intervalo anual de TOS explicado por $\delta c$ sin tener en cuenta $\delta w$	76

## LISTA DE TABLAS

Tabla	Página
1. Promedios mensuales de salinidad en la zona de estudio según datos de salinidad de la NODC	27
2. Diferentes ecuaciones de paleotemperatura reportadas para corales del género <i>Pavona</i>	50
3. Matriz de correlación entre TOS, $\delta c$ y $\delta w$ de las dos localidades	77
4. Matriz de correlación entre TOS, $\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$ en las dos localidades	81

## 1. INTRODUCCION

En la actualidad, la geoquímica isotópica de corales es una herramienta muy utilizada para el estudio de El Niño y el registro de su pasado en el Océano Pacífico (Carrquiry et al., 1988 y 1994; Cole y Fairbanks, 1990; Cole et al., 1993; Druffel et al., 1990; Dunbar et al., 1994; Linsley et al., 1994; Quinn et al., 1993; Shen et al., 1992; Wellington y Dunbar, 1995). Esta técnica permite reconstruir variables ambientales en el tiempo y detectar anomalías asociadas con eventos de variabilidad climática interanual.

Mucha de la variabilidad climática y oceánica en el Pacífico tropical nororiental está controlada por eventos ENOS (El Niño - Oscilación del Sur). Sin embargo, las mediciones ambientales de manera directa y sistemática cubren períodos relativamente cortos y recientes. Por tanto, la información obtenida de registros suplementarios es valiosa. El análisis de la dependencia isotópica de los corales del área y su potencial para registrar eventos de variabilidad interanual es el primer paso hacia una reconstrucción de ENOS en esta zona del Pacífico utilizando geoquímica isotópica de corales.

Los corales presentan condiciones especiales que los hacen aptos como registros oceánicos suplementarios. La calcificación en el coral está afectada por las condiciones fisicoquímicas del agua de mar circundante. A su vez, el material calcáreo coralino es depositado en bandas anuales que permiten determinar

cronologías de acuerdo con el hábito de crecimiento de la colonia coralina (Dodge y Vaisnys, 1980; Buddenmeier y Kenzie, 1976; Buddenmeier et al., 1974; Moore et al., 1973). Estas características, unidas a su carácter sésil, hacen que los corales contengan trazadores paleoceanográficos útiles como son el mismo crecimiento esquelético, los isótopos estables, los elementos menores y traza, los radionucleidos y la fluorescencia (NOOA, 1993; Shen, 1993; Lough et al., 1995).

Los isótopos estables de oxígeno y carbono ( $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$ ) contenidos en el carbonato de calcio a lo largo de la línea de máximo crecimiento del coral son registros suplementarios de alta resolución. Se han reportado precisiones hasta de  $0.5^\circ\text{C}$  para reconstrucciones de temperatura oceánica superficial (TOS) basadas en la señal isotópica del oxígeno (Carriquiry et al., 1994), así como resoluciones temporales de hasta una semana (Gagan et al., 1994). El comportamiento de ambos isótopos durante la calcificación es diferente, y también los factores que controlan su proporción en el esqueleto (Swart, 1983).

El  $\delta^{18}\text{O}$  del esqueleto coralino refleja una combinación de temperatura oceánica y  $\delta^{18}\text{O}$  del agua local (Carriquiry, 1994; Leder et al., 1996). La dependencia térmica del  $\delta^{18}\text{O}$  coralino obedece a que el factor de fraccionación para el intercambio isotópico en carbonatos marinos aumenta cuando decrece la temperatura. Finalmente la relación entre la TOS y el  $\delta^{18}\text{O}$  del coral es inversa mientras que entre el  $\delta^{18}\text{O}$  del agua y del coral es directa. De acuerdo con las condiciones que afectan la localidad del coral a estudiar, la señal de  $\delta^{18}\text{O}$  puede depender de la temperatura y/o la salinidad (Wellington y Dunbar, 1995; Swart et al., 1996a; Cole y Fairbanks, 1990); ésta última es controlada a su vez por la razón de precipitación - evaporación. Sin embargo, en ocasiones es difícil separar el efecto de cada factor, especialmente cuando no se cuenta con información climática suficiente o con mediciones isotópicas del agua (Quinn et al., 1993).

Los factores que controlan el  $\delta^{13}\text{C}$  incluyen la señal isotópica del agua, la geometría y tasa de crecimiento del coral y la fotosíntesis endosimbiótica (la actividad de la zooxantela asociada con el coral tiene un papel fundamental en la fraccionación del reservorio a partir del cual tiene lugar la calcificación). Asimismo la reproducción y autotrofia - heterotrofia están asociados con esta señal (Carrquiry et al., 1994; Swart et al., 1996b). El  $\delta^{13}\text{C}$  ha podido correlacionarse en ciertos ambientes con variables climáticas, especialmente cuando la relación fotosíntesis / respiración está asociada directamente con la insolación (Wellington y Dunbar, 1995).

El uso de registros isotópicos coralinos para la reconstrucción de ENOS es particular para cada localidad. La señal térmica en corales ha sido muy útil en regiones donde El Niño se caracteriza por anomalías de temperatura, como es el caso del Pacífico oriental, donde hay una inhibición de eventos de surgencia (Carrquiry et al., 1994; Dunbar et al., 1994; Shen et al., 1992), o el caso de la India, donde el viento ejerce gran influencia sobre la temperatura del agua (Chakraborty y Ramesh, 1993; Tudhope et al., 1996). En otras localidades, los corales se han utilizado para estudiar las variaciones interanuales en la lluvia (Oscilación Sur), como el caso del Pacífico central (Cole y Fairbanks, 1990; Cole et al., 1993) o del Golfo de Chiriquí en Panamá (Linsley et al., 1994).

Los eventos ENOS generan anomalías atmosféricas y oceánicas interanuales a lo largo del Océano Pacífico. Durante años de El Niño, las masas de agua oceánica y a su vez los centros de presión atmosférica difieren de sus distribuciones estacionales normales (Philander, 1990; Rasmuson y Carpenter, 1982; Rasmuson, 1984). En el Pacífico nororiental, durante El Niño ocurren anomalías térmicas positivas en respuesta a la inhibición de la surgencia

estacional. El nivel medio del mar aumenta, la termoclina se profundiza y se presentan lluvias excesivas (Carrquiry et al., 1994). La perturbación de origen ecuatorial relacionada con El Niño se propaga hacia los polos a lo largo de la costa pacífica americana permitiendo que aguas cálidas tropicales penetren inusualmente al Norte, hasta las costas californianas. A su vez, se afectan el giro oceánico del Pacífico norte y las corrientes de California (McGowan, 1984; Baumgartner y Christensen, 1985; Norton et al., 1985).

Este estudio pretende analizar las señales isotópicas de oxígeno y carbono de dos corales tomados de dos localidades del Pacífico mexicano, con el fin de explicar su dependencia ambiental y establecer su relación con la ocurrencia de eventos ENOS en la región. De esta manera, determinar la potencialidad de los corales de la Boca del Golfo de California y las islas Revillagigedo para generar registros isotópicos de alta resolución en siglos pasados. Un estudio anterior en los mismos corales con elementos traza (Cd y Mn) detectó manifestaciones de más del 70% de los eventos ENOS ocurridos en los últimos años (Soto, 1996).

Las localidades seleccionadas son excelentes para el estudio de El Niño en el Pacífico tropical nororiental. El arrecife de Cabo Pulmo está localizado en la Boca del Golfo de California, único mar marginal del occidente americano. Fuertemente influenciado por el Pacífico, el Golfo es un exportador de calor a través de la circulación termohalina (Lavin et al., 1997); está sometido al sistema de vientos conocido como el Monsoon mexicano, relevante para el clima en México y Estados Unidos (Lavin et al., 1997; Stensrud et al., 1997) y en su boca confluyen diferentes masas de agua en la constante interacción con el Océano Pacífico (Torres Orozco, 1993; López, 1996). En cambio, las Revillagigedo son islas de carácter oceánico sometidas al sistema de circulación del Pacífico tropical nororiental pero alejadas de la acción directa del Golfo.

## 1.2. HIPOTESIS

Los corales de Cabo Pulmo e Isla Socorro han registrado en la composición isotópica de su esqueleto eventos de variabilidad oceánica interanual que han afectado estas áreas. A través de su estudio es posible determinar las cronologías y ciclicidades de dichos eventos así como su intensidad.

## 2 AREA DE ESTUDIO

### 2.1 LOCALIZACION Y DESARROLLO CORALINO

A pesar de que se ha considerado que los mares marginales en el Océano Pacífico se localizan en su lado occidental (Tomczak y Godfrey, 1994), en el Pacífico oriental, el eje de expansión asociado con la elevación de la corteza del Pacífico permitió la apertura del Golfo de California, también llamado Mar de Cortez. Este mar, único en la margen occidental de América, presenta patrones oceanográficos definidos y un intenso intercambio con el Océano Pacífico a través de su boca.

De forma elongada y dirección noroccidental, el Golfo de California se localiza en el Pacífico mexicano entre los 22.5° y 32° N, con su boca justo en la latitud de la línea del trópico de Cáncer. Está separado del Océano por la Península de Baja California, de carácter principalmente desértico y limita en su lado continental con las costas de Sonora y Sinaloa, también desérticas.

El arrecife de Cabo Pulmo (CP), está ubicado en la costa oriental de la Península de Baja California (23° 30' N y 109° 30' W), a la entrada del Golfo (figura 1). Es un arrecife de franja, con unas 300 hectáreas de superficie, que presenta 10 especies de corales hermatípicos (Reyes-Bonilla, 1993). Las

profundidades oscilan entre 5 y 18 m. En las zonas someras dominan corales del género *Pocillopora*. También se encuentran corales masivos como *Porites panamensis*, *Pavona gigantea* y *Pavona clivosa* (Soto, 1996). De acuerdo con su localización y fisiografía, se considera que el arrecife está afectado por las mismas condiciones oceanográficas que la Boca del Golfo, no existiendo plataforma o barrera que lo aisle.

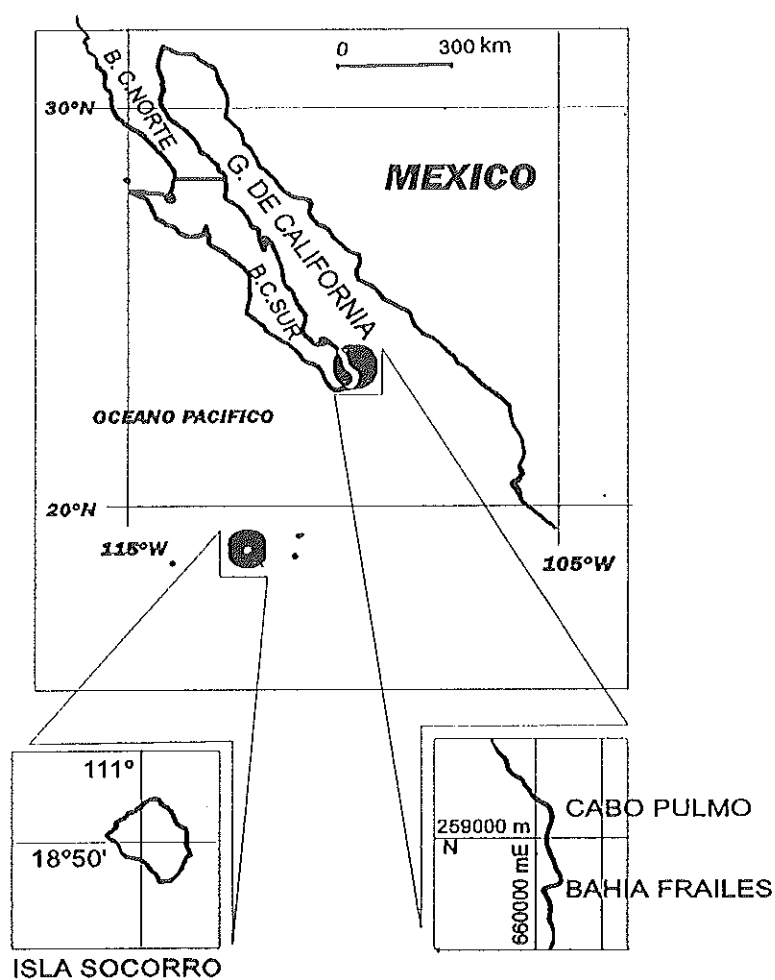


Figura 1. Area de Estudio

En aguas del Pacífico mexicano, a unos 700 km al sur de la entrada del Golfo, se encuentra el archipiélago de las islas Revillagigedo (entre 110-115 °W y 18-20 °N), conformado por las islas San Benedicto, Roca Partida, Socorro y Clarión (figura 1). La Isla Socorro (IS), de origen volcánico, se encuentra en el centro del archipiélago (18°47' N, 110°59' W) y es la mayor de las islas, con 17 km de longitud. Las descripciones de los arrecifes coralinos de estas islas son escasas y muy generales, a pesar de ser los más desarrollados del Pacífico mexicano (Reyes-Bonilla, 1993). En isla Socorro se han registrado 12 especies de corales hermatípicos (Reyes-Bonilla y Carriquiry, 1994), de las cuales *Pocillopora spp* domina en la sección norte y *Porites lobata* en el sur.

En general, los arrecifes coralinos del Pacífico oriental son pequeños, de distribución discontinua y con baja diversidad de especies (Guzmán y Cortez, 1993). Existe evidencia de migraciones periódicas de larvas desde el Indo-Pacífico hasta el Pacífico oriental. Se ha argumentado que islas en el Pacífico nororiental como Clipperton y Revillagigedo pueden servir de puente para la dispersión de especies desde el Indo-Pacífico, vía las contracorrientes ecuatoriales (Glynn et al., 1996).

La mayoría de los arrecifes del Pacífico oriental han sido afectados por actividad ENOS debido al calentamiento prolongado del agua (Glynn et al., 1996). No parece haber información sobre el efecto de los eventos Niño en los corales de las islas Revillagigedo; sin embargo, en el área cercana de Cabo Pulmo hay evidencias de mortalidades de coral relacionadas con estos eventos (Reyes-Bonilla, 1993).

## 2.2 OCEANOGRAFIA

### 2.2.1 El Pacífico tropical nororiental

El Pacífico tropical nororiental está afectado por dos sistemas de corrientes: el sistema ecuatorial y el sistema de giro anticiclónico del Pacífico norte, los cuales conforman dos patrones de circulación estacionales. Durante el patrón de primavera, que domina alrededor de marzo - abril (figura 2a), el giro del Pacífico Norte es fuerte, con presencia de aguas de la corriente de California (CC) hasta la boca del Golfo de California; el sistema ecuatorial durante este período es relativamente débil y está confinado hacia el sur. Durante el patrón de otoño, que domina alrededor de septiembre - octubre (figura 2b), la situación se invierte y se intensifica la corriente de Costa Rica (CCR) que se extiende hacia la boca del Golfo (Baumgartner y Christensen, 1985).

La corriente de California transporta agua subártica hacia el sur a lo largo de la costa de California. Agua más cálida y salina del Pacífico nororiental se presenta al occidente de la CC. Cerca de la costa, la circulación dominante es una contracorriente que fluye hacia el Norte, la cual es más intensa a finales del otoño y durante el invierno (Norton et al., 1985). En primavera y verano el proceso oceanográfico dominante en la Costa de la Baja California es la surgencia causada por vientos del NW, en la que aguas más frías y salinas afloran en la superficie en una franja costera estrecha, aumentando el flujo de la CC. Los procesos de surgencia y los hundimientos de aguas dependen de los vientos dominantes. Los vientos provenientes del Ecuador causan hundimientos y favorecen el flujo hacia el norte (Norton et al., 1985).

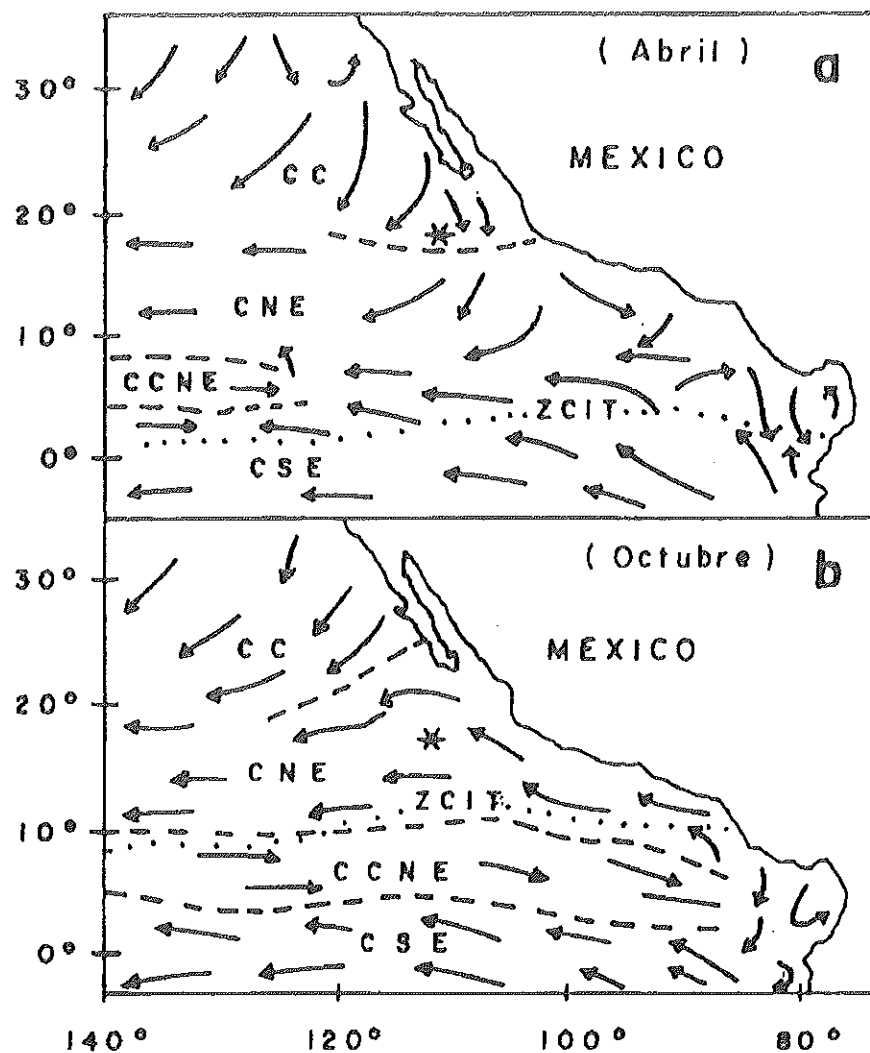


Figura 2. Estacionalidad del Pacífico tropical nororiental. (a) Patrón de primavera y (b) patrón de otoño. Tomado de Baumgartner y Christensen (1985). ZCIT=Zona de convergencia intertropical.

La variabilidad climática interanual en el patrón de corrientes del área obedece casi exclusivamente a eventos ENOS (Baumgartner y Christensen, 1985). Durante años de El Niño, el Giro Ciclónico Ecuatorial Norte (GCNE),

conformado por el sistema Contracorriente Ecuatorial Norte (CCNE) y Corriente Ecuatorial Norte (CNE), unidas a lo largo de la costa de América Central y México por la corriente de Costa Rica, se intensifica (figura 3a). Esto permite que la corriente de Costa Rica, de aguas tropicales cálidas (figura 3b), penetre hasta la boca del Golfo de California a medida que la corriente de California, de aguas subárticas frías, se aleja (Baumgartner y Christensen, 1985).

En las Costas de California los eventos El Niño están caracterizados por calentamientos superficiales que ocurren en sincronía con los eventos El Niño tropicales (Norton et al., 1985). La actividad de ondas costeras de Kelvin profundiza la termoclina facilitando el flujo de la contracorriente costera que trae aguas cálidas. Adicionalmente, los patrones atmosféricos asociados con el ajuste de latitudes medias a la influencia tropical puede causar hundimientos costeros que favorecen estas corrientes hacia el norte.

Aunque en menor proporción que el Pacífico noroccidental, la zona está afectada por la ocurrencia de ciclones tropicales, los cuales transportan una gran cantidad de calor desde las latitudes bajas. Los ciclones tropicales ocurren sólo sobre áreas del océano donde la TOS es alta y necesitan temperaturas mínimas de 27 a 29 °C para su formación (Brown et al., 1989). Sin embargo, no es clara la relación entre su ocurrencia en el Pacífico mexicano y los eventos ENOS.

La mayor parte de los ciclones tropicales que se forman fuera de la costa occidental mexicana se desvanecen antes de alcanzar Hawaii o la costa californiana, ya que las aguas frías de la CC cortan la fuente de calor oceánico indispensable para sostener el huracán (Jordan, 1966). De 276 ciclones tropicales detectados en el Pacífico nororiental entre 1954 y 1976, sólo 82 llegaron a la zona

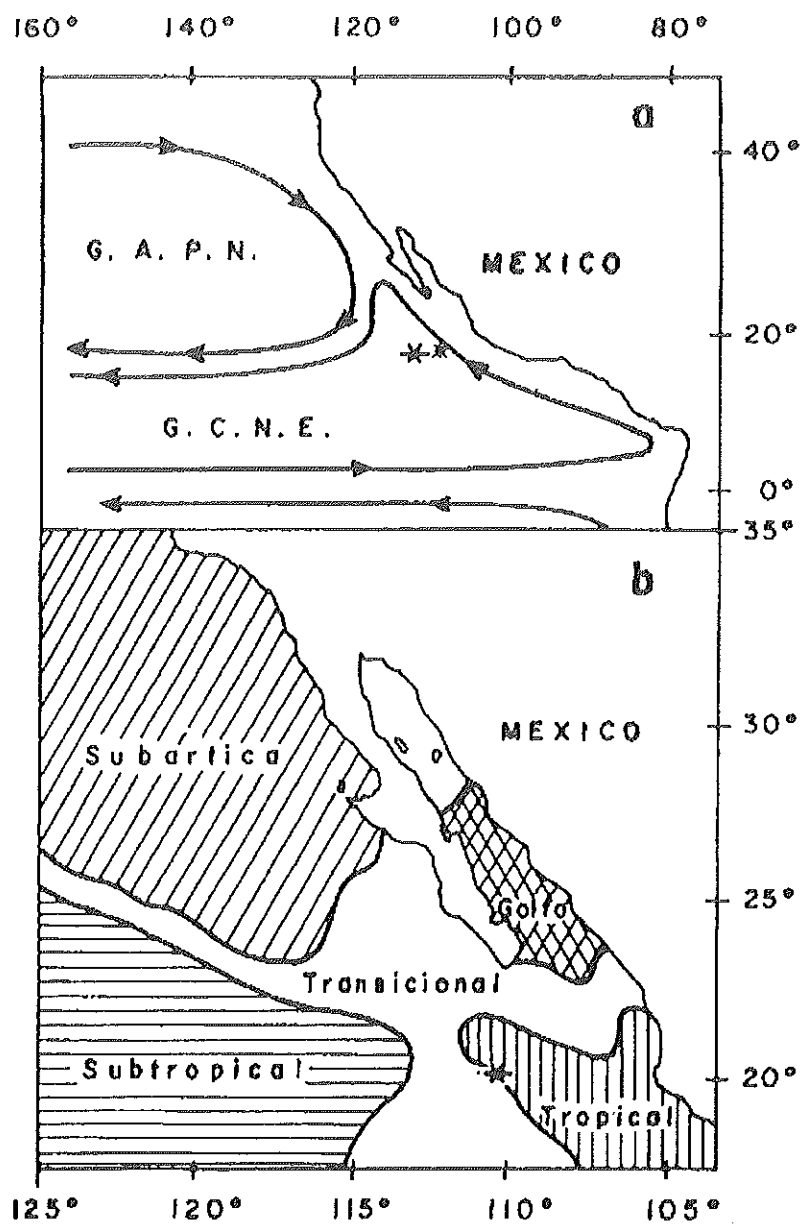


Figura 3. Patrón de El Niño en los sistemas de corrientes y masas de agua del Pacífico tropical nororiental. GAPN= Giro anticiclónico del Pacífico norte; GCNE= Giro ciclónico norecuatorial. Modificado de Baumgartner y Christensen (1985).

de California (Eidemiller, 1978). Según el mismo autor la mayor frecuencia de huracanes en el área ocurre en julio, agosto y septiembre con el máximo en este último mes. Robles y Marinone (1987) indican que las anomalías positivas de lluvia en el Centro del Golfo de California durante los eventos Niño fuertes del 58, 72 y 83 y las Niñas del 59, 62 y 67 pueden ser debidas a huracanes más que a los eventos ENOS en si.

### 2.2.2 El Golfo de California

El Golfo de California es un cuerpo de agua de 1100 km de largo por 150 km de ancho que presenta grandes variaciones diurnas y estacionales. Las regiones norte y sur, separadas por una cadena de islas, contrastan por sus profundidades medias (200 m al norte y 2000 m al sur). El norte es desértico y en el sur la mayor parte de la lluvia cae durante el invierno, siendo el SE la zona más lluviosa. Las lluvias anuales varían y dependen en gran parte de la incidencia de tormentas tropicales y huracanes. La diferencia de temperatura entre las costas E y W es de 2° C durante el invierno (más caliente en el E), y durante el verano alcanza hasta 10°C. De noviembre a mayo prevalecen vientos del NW que producen surgencias en la costa continental y el resto del año prevalecen vientos del SE y surgencias en la costa peninsular. Las descargas de ríos no son importantes. La región sur está caracterizada por baja productividad primaria y un aumento en la abundancia de zooplancton de abril a agosto. (Alvarez-Borrego, 1983).

De acuerdo con Torres-Orozco (1993) la circulación general del Golfo es ciclónica con agua de baja salinidad fluyendo hacia el norte por la costa E y agua de alta salinidad fluyendo hacia el sur por la costa W. En la Boca, durante el invierno se incrementa el flujo de salida y durante el verano el de entrada. En

primavera y otoño no se presenta un patrón definido y puede darse circulación anticiclónica con flujos saliendo por el E y entrando por el W.

A diferencia del norte y centro, donde existe una fuerte estacionalidad en la TOS (10-16° en invierno y 31-32° en verano), la región sur del Golfo es compleja hidrográficamente ya que confluyen diferentes masas de agua; su estructura termohalina es similar a la del Pacífico tropical oriental, modificada en superficie por evaporación (Torres - Orozco, 1993). La confluencia de aguas frías de la CC y aguas cálidas del Golfo o ecuatoriales, da lugar a la formación de un frente muy marcado en la zona de Cabo San Lucas (Alvarez-Borrego, 1983).

Debido a la gran discrepancia entre autores para caracterizar las masas de agua presentes en el Golfo, Torres-Orozco (1993) definió sus límites de acuerdo con las características más comunes de cada una. Las masas de agua superficiales de interés en este trabajo por ser las que afectan el registro coralino son: (1) Agua del Golfo de California (AGC), con salinidades mayores a 34.9 y temperaturas mayores a 12°C. Se distribuye en toda la región, con mayor proporción hacia el N, y disminuye hasta una presencia del 1% en la Boca. (2) Agua superficial ecuatorial (ASE) o tropical (AST), con salinidades menores a 35 y temperaturas mayores a 18°C. Esta agua está confinada a la región sur del Golfo, con mayor proporción frente a las costas orientales y ocasionalmente alcanza la parte central. (3) Agua de la corriente de California (ACC), con salinidades menores a 34.5 y temperaturas entre 12 y 18 °C. Es de notar que según el mismo autor el agua del Golfo de California no ejerce influencia fuera del Golfo, ya que su volumen en el sur es muy pequeño en relación con otras masas de agua.

Como mar marginal elongado, el Golfo de California es un regulador climático muy importante para México y Estados Unidos. El monsoon mexicano es

el sistema regional de vientos que controla la mayor parte de la lluvia anual en el noroccidente de México, y ocurre desde principios de julio hasta finales de septiembre. Durante esta estación ocurren invasiones de masas de aire frío y húmedo tropical hacia el noroccidente de México y Arizona a través del Golfo de California, afectando el clima a su paso (Stensrud et al., 1997). Estas invasiones parecen estar relacionadas con perturbaciones tropicales en el sur del Golfo, las cuales se han observado precedidas por la presencia de nubosidad, asociada o no con ciclones tropicales (Hales, 1972 y Brenner, 1974, citados en Stensrud et al., 1997).

Se cree que la mayor parte de la variabilidad interanual del golfo se debe a la influencia de ENOS. Baumgartner y Christensen (1985) examinaron la asociación del Golfo de California con el clima oceánico a gran escala, y encontraron una correlación significativa entre las anomalías del nivel del mar en el Golfo y el modo de variabilidad de ENOS. Sin embargo, la correlación de dicho modo con anomalías de temperatura fue muy baja.

En un estudio en la cuenca de Guaymas, parte central del Golfo, Marinone (1988) encontró que el nivel del mar tiene como anomalía debida al Niño un solo signo (positiva), mientras que la temperatura puede presentarse con anomalías positivas o negativas de acuerdo con la época del año. Si la invasión de aguas tropicales ocurre cuando el ciclo estacional está saliendo del mínimo de temperatura, se producen anomalías positivas; si la invasión ocurre cuando estacionalmente se presentan aguas del Golfo de California (verano), se producen anomalías negativas, ya que las aguas tropicales pueden ser de menor temperatura que éstas. Esta alternancia, explica Marinone, puede ser la causa por la cual el estudio de Baumgartner y Christensen no detectó relación de la

temperatura con ENOS, ya que estos autores utilizaron un promedio de estaciones de todo el golfo.

Torres-Orozco (1993) indica que los períodos Niño en el Golfo pueden estar marcados por un incremento en el volumen de agua ecuatorial (ASE) y su presencia en la región central (ver también Robles y Marinone, 1987). Existen indicios de que la productividad biológica aumenta en el Golfo durante períodos ENOS (Baumgartner et al., 1985 y Lara-Lara et al., 1984, citado en Robles y Marinone, 1987). Sin embargo, Santamaría del Angel et al. (1994) muestran que los eventos El Niño no afectan la productividad primaria de todas las regiones del Golfo de la misma manera. En la zona sur, donde las condiciones hidrográficas son parecidas a las del Pacífico se nota una reducción de la biomasa de fitoplancton, mientras que en el interior del Golfo los efectos de El Niño parecen estar enmascarados.

### **2.2.3 Variabilidad climática y oceánica**

Para comprender la variabilidad climática y oceánica de las zonas de estudio y la relación entre los diferentes parámetros ambientales, se consultaron promedios mensuales de distintas fuentes de datos como son el Boletín de Diagnóstico Climatológico (TOS y radiación de onda larga entre diciembre de 1983 y mayo 1996; presión al nivel del mar entre marzo de 1986 y mayo de 1996; y precipitación entre abril 1989 y mayo 1996); el Centro de Datos Oceanográficos americano, NODC (datos intermitentes de TOS entre 1939 y 1988 para la Boca del Golfo y entre 1950 y 1990 para las Revillagigedo; datos esporádicos de salinidad entre 1939 y 1984 para la Boca del Golfo y entre 1950 y 1977 para las Revillagigedo); el programa NOAA-NASA-Pathfinder (TOS de satélite de alta resolución entre 1987 y 1993) y el proyecto COADS (base de datos de TOS

preparada por R. Reynolds, D. Stokes y T. Smith, del Centro de Modelación Ambiental de la NOAA, con datos entre noviembre de 1981 y julio de 1996).

En los anexos 1 y 2 se presentan guías detalladas para adquirir las bases de datos de temperatura oceánica superficial de COADS y Pathfinder a través de Internet. Para las calibraciones de temperatura en el presente estudio, se seleccionó la base de datos desarrollada por Reynolds et al. (dataset 277.0 de COADS) ya que es una de las más precisas que existen. Esta base de datos complementa mediciones directas de temperatura de la base de COADS con mediciones de satélite de alta precisión (AVHRR). En adelante se referirá como base de datos de COADS. Para mayor detalle al respecto, véase Reynolds (1993) y Reynolds y Smith (1994).

#### Boca del Golfo de California

Para esta zona la temperatura media anual es de 25.96°C, con un intervalo de oscilación promedio de 8°C. Pueden diferenciarse dos períodos estacionales: De diciembre a mayo, con temperaturas entre 21.9 y 25.2 °C y de junio a noviembre con temperaturas entre 27 y 30 °C. Las temperaturas más bajas se presentan durante febrero y marzo y las más altas durante agosto y septiembre (figura 4). Los datos de temperatura se determinaron a partir de COADS.

Según el Boletín de Diagnóstico Climatológico (BDC), la lluvia media mensual es de unos 102 mm, con una estación lluviosa muy marcada durante los meses de julio, agosto y septiembre (meses de ocurrencia de huracanes en el Pacífico oriental) y lluvias promedio mensuales entre 140 y 185 mm (el mes más lluvioso es agosto). Este período coincide con temperaturas del agua cálidas. El

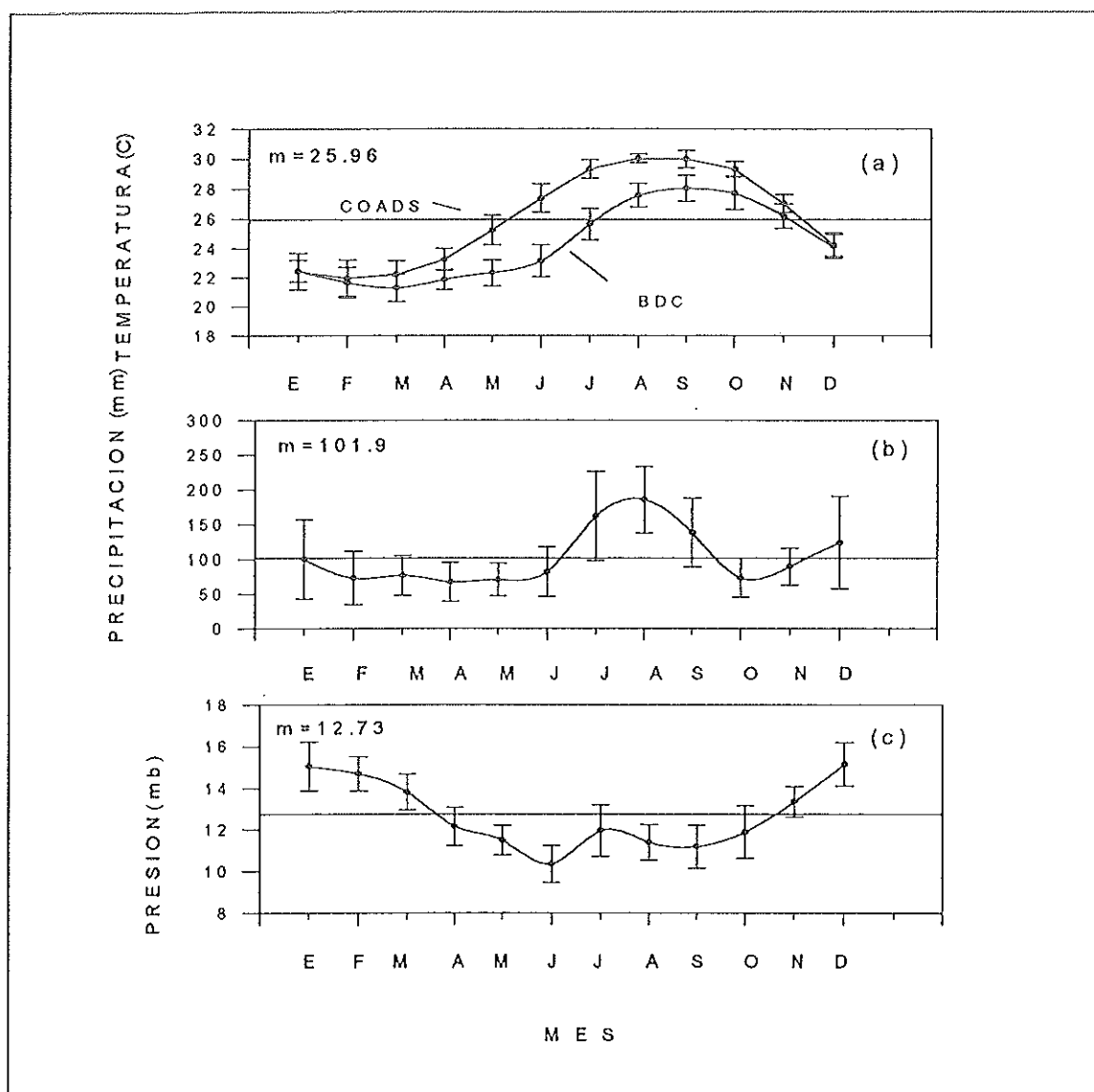


Figura 4. Variabilidad climática estacional en la Boca del Golfo de California, indicada por (a) valores medios mensuales de TOS, (b) precipitación pluvial y (c) presión atmosférica al nivel del mar (+1000). Datos sinópticos provenientes del Boletín de Diagnóstico Climatológico (BDC), a excepción de la curva de TOS tomada de COADS e indicada en la figura 4a.

resto del año las lluvias promedio mensuales oscilan entre 70 y 125 mm (el mes más seco es abril).

La presión atmosférica al nivel del mar (según BDC) define también dos estaciones anuales: de abril a octubre ocurren presiones bajas (entre 1010.3 y 1012 mb) y de noviembre a marzo altas (entre 1013.3 y 1015.2 mb), con un desfase de 1 a 2 meses con respecto al ciclo de TOS. Durante 1993, un año Niño, la presión promedio fue más baja que otros años y la precipitación más alta. Los años con presión atmosférica más alta fueron los años Niña de 1988 y 1989.

El parámetro que mejor se correlaciona con la temperatura superficial es la lluvia ( $r=0.6$ ), en una relación directa. El período lluvioso del año se presenta en la primera mitad de la época de más alta temperatura superficial del mar; y agosto, el mes más lluvioso del año es también el de máxima temperatura oceánica superficial. En invierno ocurre un período menor de lluvias.

En la figura 5 se observa la serie de temperatura superficial entre 1981 y 1996 para la región (según COADS) y las anomalías mensuales, calculadas de acuerdo con los promedios para cada mes del año durante el período estudiado. Se calcularon anomalías anuales como el promedio de las anomalías mensuales de cada año. Las anomalías positivas más altas se presentaron durante los años Niño de 1983 y 1992 (0.89 y 0.64 °C respectivamente). En estos años, las principales anomalías ocurrieron en los tres primeros meses del año. Las mayores anomalías negativas se presentaron durante 1985 y 1988-89 (-0.8 y -1 °C respectivamente). Los efectos de la Niña del 88-89 parecen muy marcados, con anomalías negativas mayores a 3°C entre diciembre de 1988 y febrero de 1989. El Niño del 87 y el calentamiento tropical del 94 no parecen haber generado

anomalías de temperatura en el área de Cabo Pulmo, pero el calentamiento tropical de finales del 90 si se manifiesta con anomalías positivas.

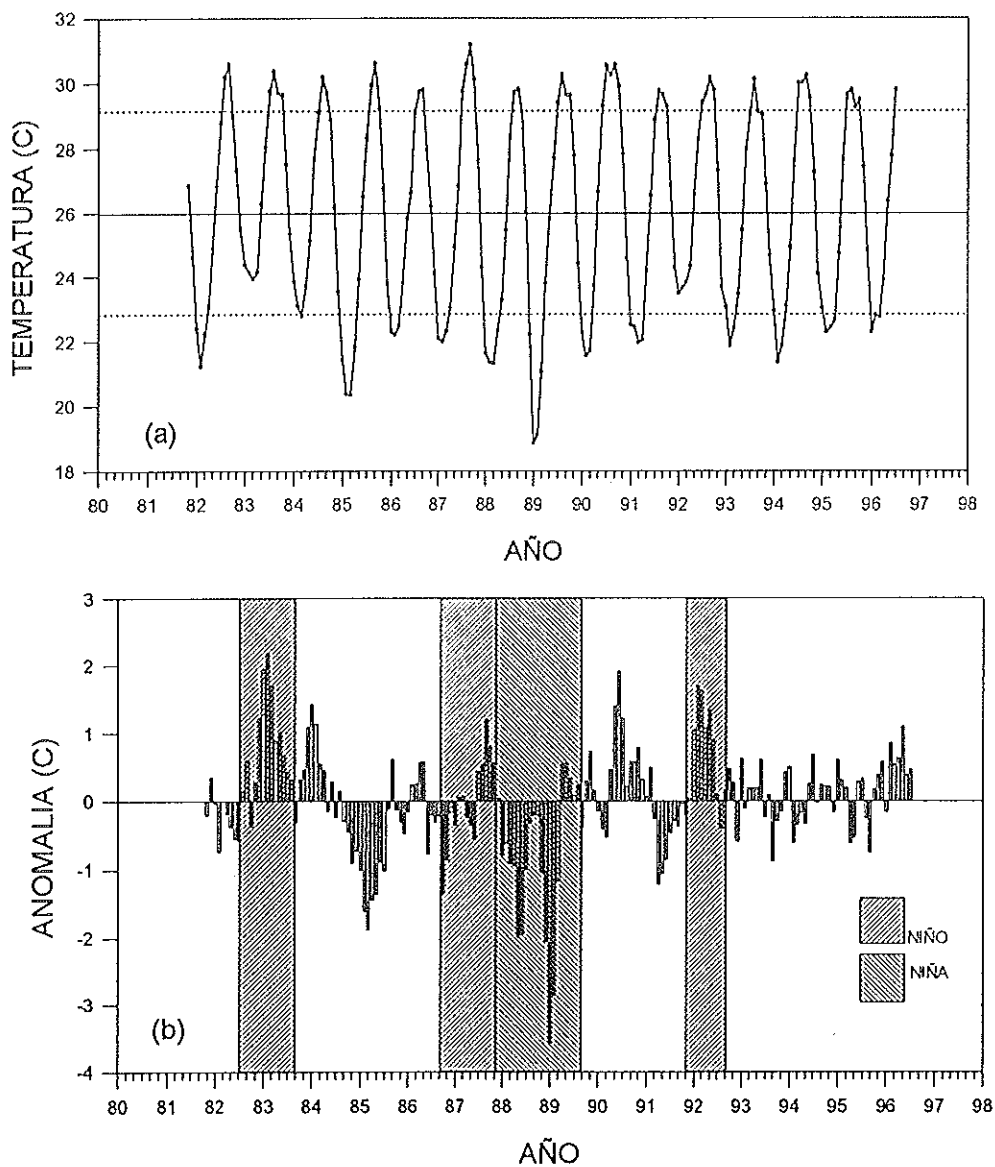


Figura 5. (a) Serie de tiempo de TOS en la región de Cabo Pulmo y (b) anomalías mensuales desde noviembre de 1981 hasta mayo de 1996, según la base de datos 277 de COADS, en un cuadrante de  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ . Resolución mensual. Las líneas punteadas horizontales en la gráfica superior indican  $\pm 1$ ds.

## Islas Revillagigedo

De acuerdo con la base de COADS, en esta zona la temperatura media superficial es similar a la boca del Golfo ( $25.67^{\circ}\text{C}$ ) pero el intervalo de variación anual es mucho menor ( $3^{\circ}\text{C}$ ). Se diferencian dos períodos anuales, el primero de enero a junio con temperaturas medias mensuales entre  $24.1$  y  $25.1^{\circ}\text{C}$  y el segundo, de julio a diciembre con temperaturas medias mensuales entre  $25.8$  y  $27.5^{\circ}\text{C}$ . Las temperaturas más bajas se presentan durante marzo y las más altas durante agosto (figura 6).

El período seco del año se presenta de enero a junio, con valores entre  $65$  y  $101$  mm mensuales (el mes más seco es febrero). El período húmedo ocurre de julio a diciembre con valores entre  $116$  y  $162$  mm (el mes más lluvioso es septiembre). La presión atmosférica define una época de baja presión de mayo a octubre ( $1010.8 - 1012.1$  mb) y otra de alta presión ( $1012.5 - 1014.2$  mb) de noviembre a abril. Las menores presiones ocurren en septiembre, durante el mes más lluvioso del año y las mayores en febrero durante el mes más seco, sin embargo, no se encontró correlación entre la variabilidad anual de la lluvia y la presión atmosférica ( $r=-0.38$ ). Se destacan el Niño de 1992 con alta pluviosidad, y el evento frío de 1988-89 con baja pluviosidad y alta presión atmosférica.

La temperatura oceánica superficial se correlaciona negativamente con la presión atmosférica ( $r=-0.66$ ) y positivamente con la lluvia ( $r=0.88$ ). Los meses extremos de TOS y presión coinciden inversamente. La relación con la lluvia es la más alta, coincidiendo los períodos estacionales y los meses de máximos y mínimos.

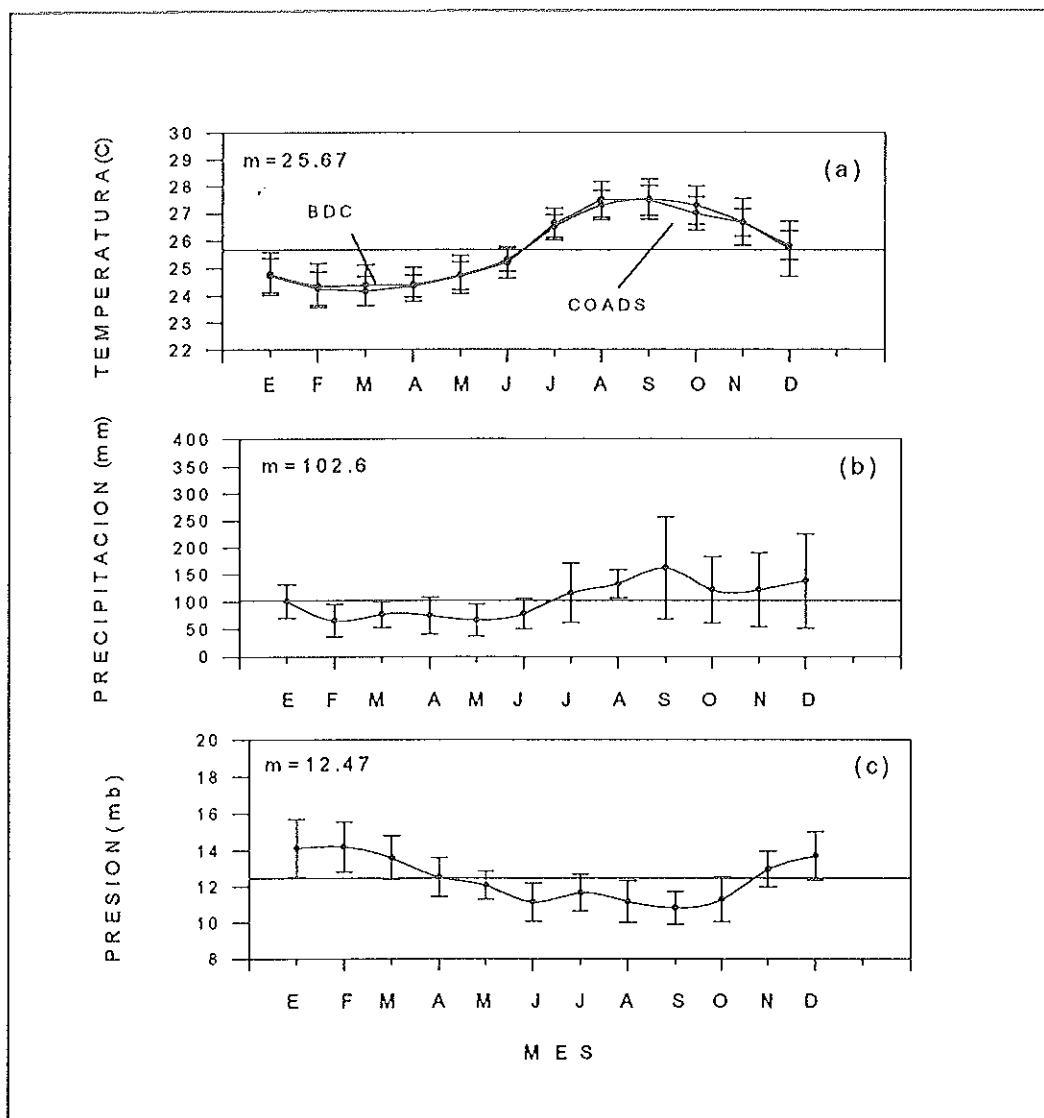


Figura 6. Variabilidad climática estacional en las islas Revillagigedo, indicada por (a) valores medios mensuales de TOS, (b) precipitación pluvial y (c) presión atmosférica al nivel del mar (+1000). Datos sinópticos provenientes del Boletín de diagnóstico climatológico (BDC), a excepción de la curva de TOS tomada a partir de datos de COADS e indicada en la figura 6a.

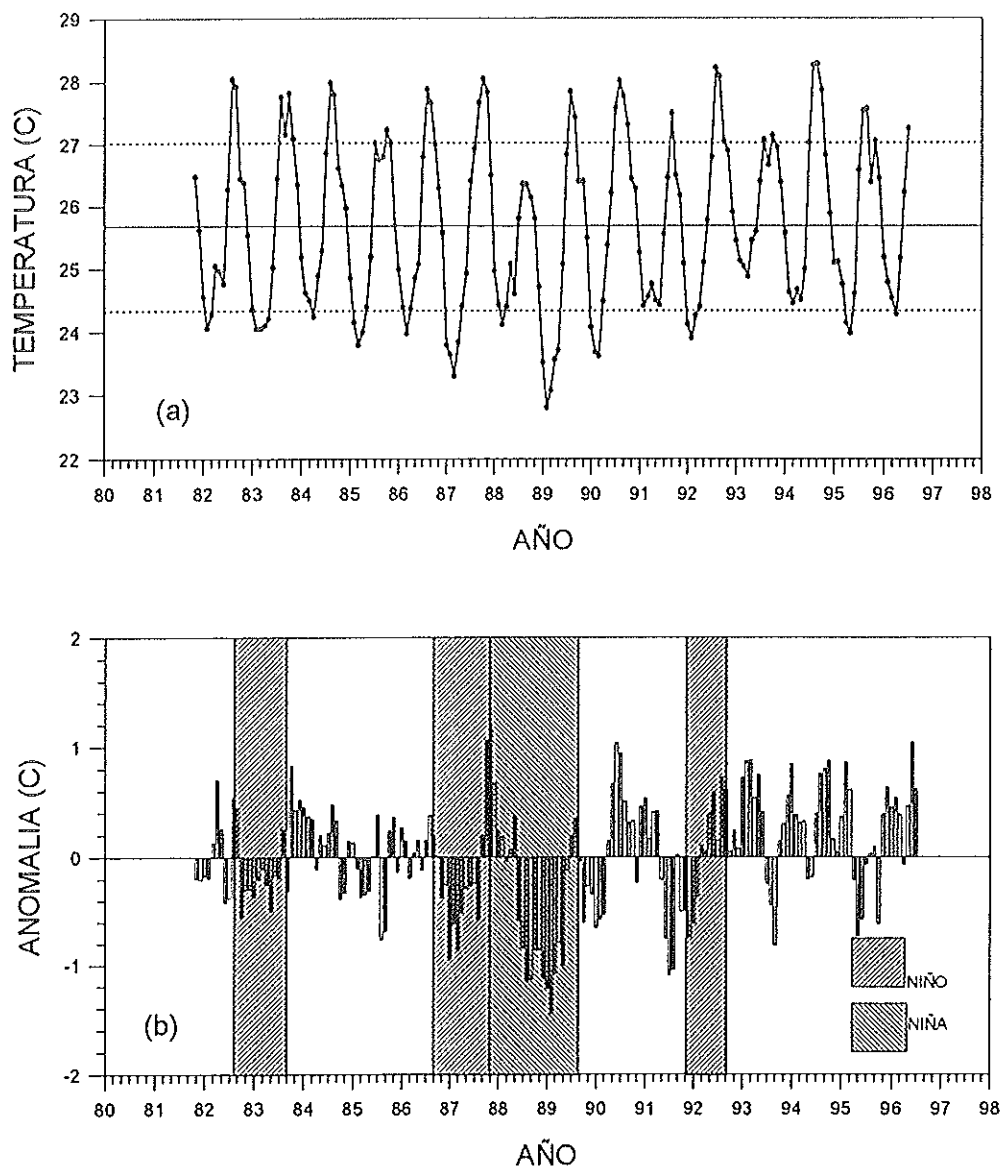


Figura 7. (a) Serie de tiempo de TOS en la región de Isla Socorro y (b) anomalías mensuales desde noviembre de 1981 hasta mayo de 1996, según base 277 de COADS, en un cuadrante de  $2^\circ \times 1^\circ$ . Resolución mensual. Las líneas punteadas en la gráfica superior indican  $\pm 1$ ds.

Una revisión de las anomalías mensuales de TOS para el período 1981-1996 (figura 7) y los totales anuales, muestra que las mayores anomalías positivas se presentaron en 1993 y 1994 con valores de 3.6 y 4.5° C.

En 1993 los meses de anomalías más altas fueron febrero y marzo, mientras que en 1994 fueron septiembre y octubre. Las mayores anomalías negativas ocurrieron para el evento frío de 1988-89 (-5.7 y -6.3° C), con los meses de aguas más frías entre enero y marzo del 89. Es sorprendente que para los años Niño del 82-83 y 87 parecen predominar anomalías mensuales negativas de temperatura superficial, con valores totales anuales muy cercanos a la media (-0.2 y -1.2 respectivamente).

En la figura 8 se presenta una comparación entre las series de tiempo de TOS de Cabo Pulmo e isla Socorro y el resultado de un análisis de correlación cruzada entre las mismas con un corrimiento  $\tau = 1$  mes. En la figura 8a se evidencia la diferencia en la amplitud de los ciclos estacionales de las dos regiones, el cual es mayor en Cabo Pulmo. Se observa una similitud entre los períodos de los ciclos estacionales de las dos regiones, de manifiesto en el análisis de correlación cruzada, que indica un desfase de un mes entre las dos señales ( $r = 0.91$  en desplazamiento -1, y  $r = 0.85$  en desplazamiento 0), con el ciclo en Cabo Pulmo adelantado respecto al de Isla Socorro.

Lamentablemente no se cuenta con una buena base de datos de salinidad en el área. Los datos disponibles provienen de cruceros esporádicos, o la base de datos de la NODC, también discontinua. López (1996) trabajó con esta última promediando valores para una área extensa en la Boca del Golfo y para cada mes calculó el promedio con los valores de los meses adyacentes, obteniendo una

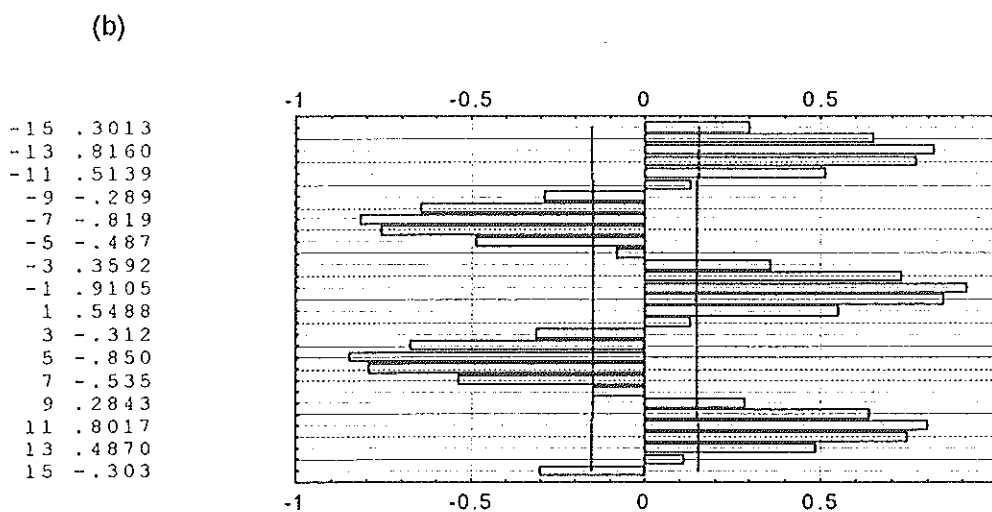
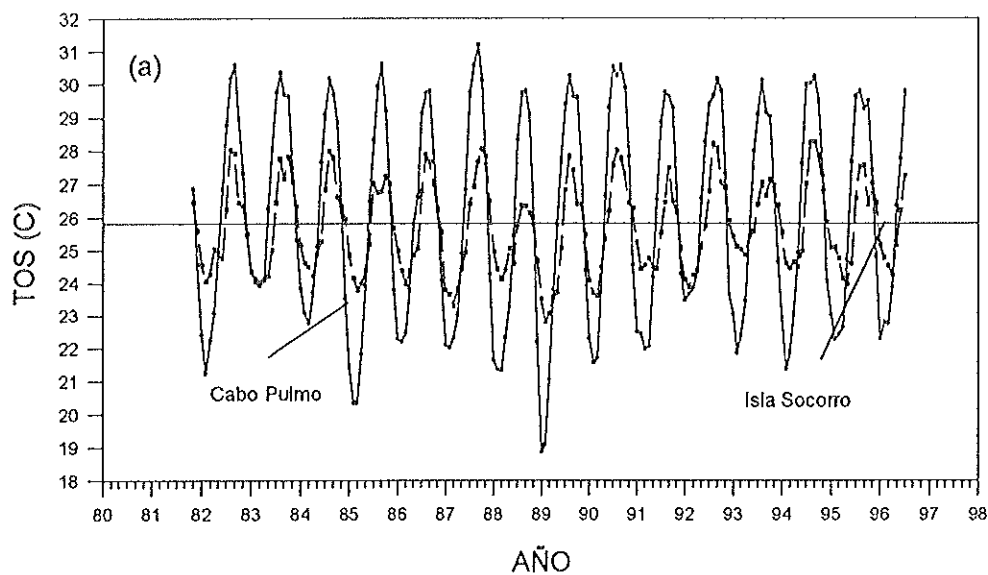


Figura 8. Comparación entre el registro de TOS de Cabo Pulmo e Isla Socorro. (a) Series de tiempo. (b) Correlación cruzada (columna izquierda número de meses desplazados, columna derecha valor de correlación; las barras marcan el valor de la correlación en las escalas horizontales. Nótese que las barras se presentan para cada mes de desplazamiento mientras que los valores de la columna izquierda cada dos desplazamientos).

serie entre 1950 y 1985 que es la más completa disponible, aunque demasiado regional para las necesidades de este trabajo.

En la tabla 1 se presentan los promedios mensuales de salinidad según los datos de la NODC para las dos localidades. En Cabo Pulmo la salinidad promedio es de 35.01 aproximadamente, con un intervalo anual de 0.4. En Isla Socorro la salinidad promedio sería de 34.26 y el intervalo anual de por lo menos 0.73, pero como puede observarse faltan datos que permitan definir mejor este parámetro.

	EN	FEB	MAR	AB	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
CP	35.26	34.98	34.97	35.08	35.11	34.95	35.01	34.91	SD	35.17	34.94	34.86
IS	SD	34.41	34.55	34.06	34.79	SD	SD	SD	34.40	34.27	34.35	34.25

Tabla 1. Promedios mensuales de salinidad en las zonas de estudio, según datos de la NODC (NOAA, 1991) entre 1939 y 1988. SD= sin datos.

### 3 METODOLOGIA

En mayo de 1990 se colectó una colonia de coral en la localidad de Cabo Pulmo (coral 9A) y otra en Isla Socorro en junio de 1991 (coral 16A). Las colonias, del género *Pavona* (*P.gigantea*) fueron lavadas y sumergidas en hipoclorito de sodio diluído al 5% durante un período de 48 horas. Una vez separado el tejido muerto del esqueleto coralino, las colonias fueron seccionadas en rebanadas de 3 a 5 mm de espesor, utilizando una cortadora de roca. Las secciones fueron sometidas a un análisis de rayos X con el fin de revelar las bandas de crecimiento esquelético (Buddenmeier et al., 1974). En las figuras 9 y 10 se observan las bandas anuales de ambos corales.

A cada sección se le hizo un muestreo por medio de la técnica de mini-barrenado, utilizando un taladro tipo odontológico. Se extrajeron muestras continuas cada 6 mm a lo largo del eje máximo de crecimiento del coral. Estas fueron almacenadas en viales cerrados. Posteriormente se seleccionaron muestras cada 1.2 mm aproximadamente (entre 0.6 y 1.6 mm con media en 1.1mm) para ser analizadas isotópicamente. De acuerdo con las tasas de crecimiento calculadas (capítulo 4), las resoluciones de muestreo medias son de 8.8 muestras/año para Cabo Pulmo y de 10.8 m/a para Isla Socorro (entre 7 y 11 m/a en CP y 8-14 m/a en IS). Se analizaron todas las muestras correspondientes a los tres últimos años de crecimiento con el fin de validar el submuestreo (anexo 3).

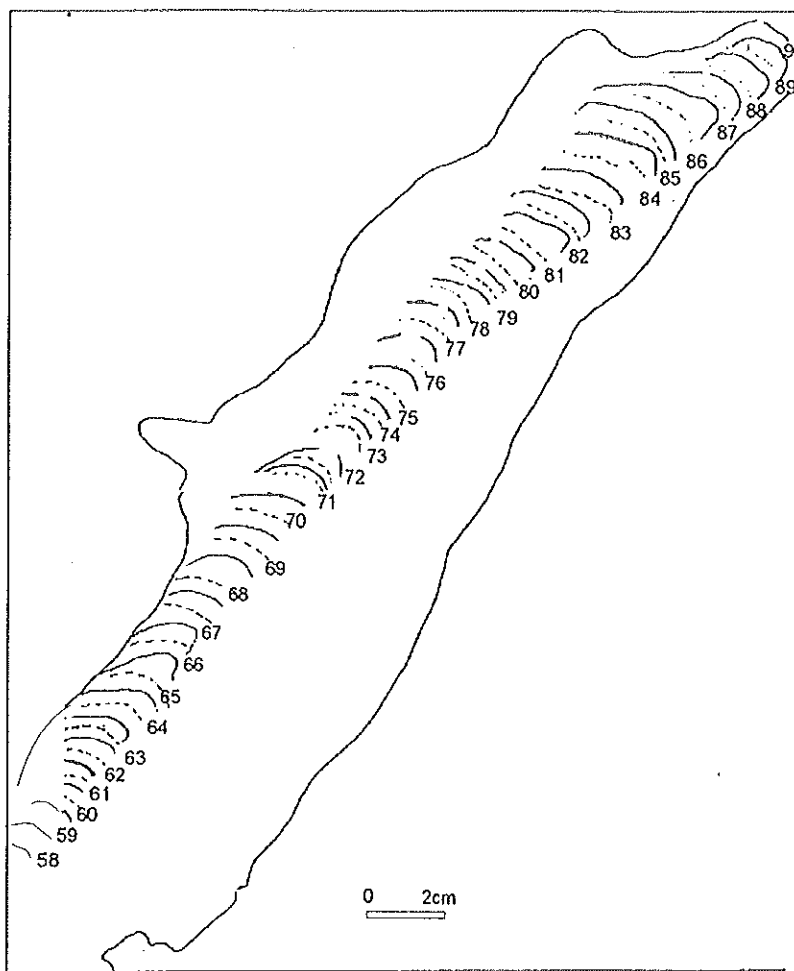


Figura 9. Bandas de crecimiento del coral 9A (CP). Las líneas continuas marcan la base de las bandas AD a principios de cada año. Las líneas punteadas marcan la base de las bandas BD.

Los polvos aragoníticos seleccionados fueron analizados en un espectrómetro de masas de razones isotópicas, marca VG Micromass, modelo Optima, con un sistema automatizado para análisis de carbonatos en baño ácido (isocarb), con precisiones de  $\pm 0.04$  y  $0.08$  ‰ para  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  respectivamente (anexo 3).

El trabajo con el espectrómetro de masas incluyó la determinación del peso ideal de muestra; la calibración de estándares internos y gas de referencia; el cálculo de correcciones y la medición de muestras. El peso ideal fue determinado con el fin de optimizar el tiempo de análisis y el consumo de nitrógeno líquido por muestra. Las calibraciones de estándares y gases se basaron en el estándar de Porites desarrollado por el laboratorio del Instituto Oceanográfico Scripps de la Universidad de California en San Diego (Porites desktop aragonite, PDA, preparado por M. Moore en 1994).

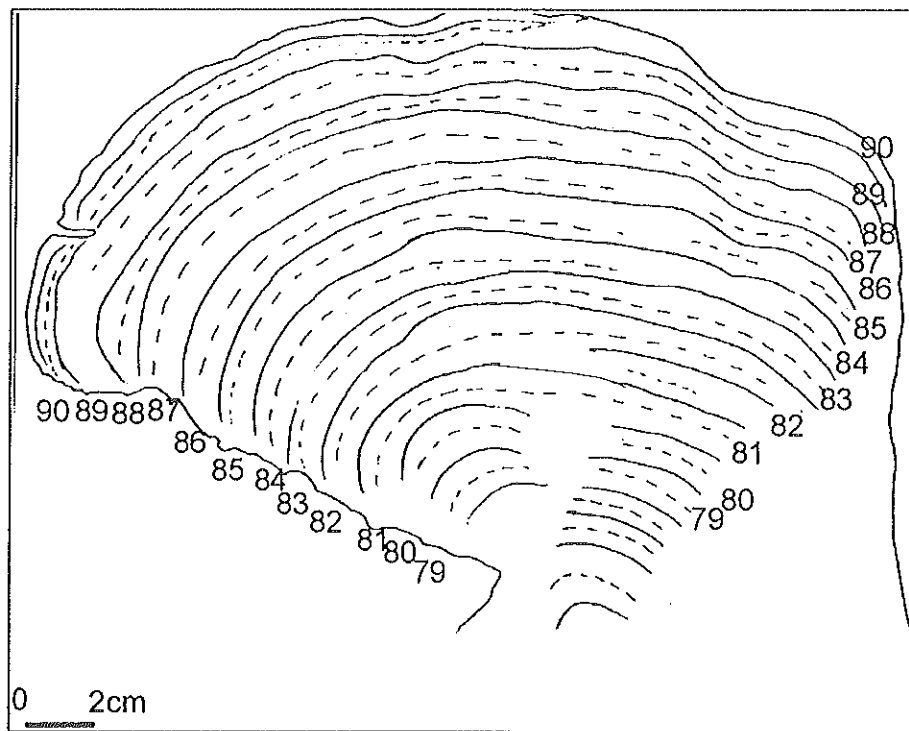


Figura 10. Bandas de crecimiento del coral 16A (IS). Las líneas continuas marcan la base de las bandas AD a principios de cada año. Las líneas punteadas marcan la base de las bandas BD.

Para el  $\delta^{18}\text{O}$  se calculó un factor de corrección por tiempo de corrida ya que se encontró una variación consistente en los valores isotópicos durante la lectura de varias muestras iguales (estándares), que sólo para el caso del  $\delta^{18}\text{O}$  superó la desviación estándar normal esperada. Esta variación puede ser debida a acumulación de agua en las líneas del isocarb y/o al empobrecimiento normal del gas de referencia en el puerto dual. En cada corrida de 20 muestras se usó un control de 6 estándares que sirvió para determinar la precisión y exactitud de las mediciones. Los valores de las muestras fueron corregidos por la diferencia entre la media obtenida para los estándares y su valor isotópico esperado.

El total de muestras medidas en el coral de Cabo Pulmo fue de 243, y de 180 en el de isla Socorro. Se hicieron repeticiones para verificar tendencias tales como cambios bruscos en la composición isotópica, o para rectificar muestras con valores evidentemente anómalos. En total fueron 19 y 12 para cada localidad, que a su vez permitieron analizar la repetibilidad de las mediciones.

En el anexo 3 se encuentran tablas y gráficas con los resultados generales de las pruebas de laboratorio. Los reportes completos que respaldan las mediciones químicas se guardan en el Laboratorio de Isótopos del Instituto de Investigaciones Oceanológicas de la Universidad Autónoma de Baja California.

La determinación de la cronología (asignación de la fecha de depositación del carbonato para cada muestra) en Cabo Pulmo se basó en las bandas de crecimiento esquelético y los ciclos de  $\delta^{18}\text{O}$ . Para el período entre 1982 y 1989 se efectuó un ajuste adicional teniendo en cuenta los máximos y los mínimos de TOS y  $\delta^{18}\text{O}$  (Tudhope et al., 1996; Quinn et al., 1996). En Isla Socorro, la ausencia de ciclicidad en las series isotópicas hizo que las bandas fueran el factor

determinante en la asignación cronológica. Dicha ausencia de ciclicidad obligó a una revisión del método de muestreo de este coral. Se notó que cada muestra pudo abarcar corallitas con diferentes sentidos de crecimiento, lo cual pudo afectar los resultados. Por tanto el procesado de datos se centró principalmente en Cabo Pulmo. Los datos de Isla Socorro se trabajaron pero teniendo en cuenta que el modelo cronológico es inexacto y puede haber errores en los resultados.

Las series de datos generadas, de 7 a 11 datos por año para CP y 8 a 14 datos/año para IS fueron convertidas a series de tiempo con un 8 datos/año, mínima resolución común a todos los años. Para esto se utilizó el método de interpolación "splines" (curvas definidas por polinomios o sucesiones de segmentos polinomiales) en el Mat-Lab. Posteriormente y a partir de los datos originales se calcularon series con 12 datos/año, es decir, un  $\Delta t=1$ mes. Una comparación entre las series con ambas resoluciones indicó que la interpolación a 12 datos/año es lo suficientemente confiable (anexo 4).

La resolución anual ideal de las series isotópicas depende de factores como el tiempo total del registro, el objetivo del estudio (variabilidad interanual, estacional o de mas alta frecuencia) y los costos de los análisis. Una resolución comunmente utilizada es de 12 muestras/año (Tudhope et al., 1996; Swart et al., 1996a; Quinn et al., 1996), ya que registra variaciones mensuales y estacionales y es muy cómoda para el manejo estadístico de los datos. Las bajas frecuencias de muestreo pueden atenuar el intervalo de la señal estacional (Wellington et al., 1996; Leder et al., 1996). Sin embargo, varios estudios de variabilidad interanual han justificado el empleo de 1, 2, 4 o 6 m/a (Shen et al., 1992; Tudhope et al., 1995; Quinn et al., 1993). Quinn et al. (1996) compararon los resultados de una resolución de muestreo de 12, 6 4 y 2 m/a en un coral de 20 años. Encontraron que la media anual muestra poco cambio en resoluciones de 12, 6 y 4 m/a, el

intervalo de  $\delta^{18}\text{O}$  disminuye a medida que disminuye la resolución de muestreo, las resoluciones de 6 y 4 m/a no alteran significativamente la calibración TOS- $\delta^{18}\text{O}$  y la señal de ENOS es clara en las series de baja resolución. Para este trabajo se utilizó la resolución mensual que coincide con la resolución de los datos de TOS.

Los resultados se utilizaron para establecer una conexión entre la cronología (bandas de crecimiento) y la variabilidad climática del medio ambiente marino (información de isótopos y bases de datos). Los resultados isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$  de Cabo Pulmo se ajustaron con los datos de TOS de COADS para diciembre de 1981 - febrero de 1990. Utilizando los máximos y mínimos de  $\delta^{18}\text{O}$  y TOS, una regresión lineal permitió definir la ecuación de paleotemperatura para esta localidad, sin el efecto del agua. En el caso de Isla Socorro, los ciclos anuales de  $\delta^{18}\text{O}$  no estuvieron bien definidos y la correlación con TOS fue muy pobre.

Con el fin de explicar la dependencia isotópica y el ciclo anual, se obtuvieron promedios de los datos para cada mes de todos los años y las curvas generadas se compararon con la información sobre variabilidad ambiental anual en las áreas de estudio. El efecto de la composición isotópica del agua en los registros de  $\delta^{18}\text{O}$  se estableció a través de ecuaciones de paleotemperatura desarrolladas para el género *Pavona* ( McConnaughey, 1989; Wellington et al., 1996), ya que no existen mediciones de este parámetro en las zonas de estudio. Con estas ecuaciones se reconstruyó el  $\delta^{18}\text{O}$  del agua entre 1981 y 1990(1), bajo la suposición de que este factor depende exclusivamente de las corrientes y masas de agua en las zonas de estudio.

Las series de tiempo generadas y cálculos de anomalías se compararon con los eventos ENOS pasados reportados por Quinn et al. (1987) y Díaz y Kiladis (1992), permitiendo establecer la relación entre éstos y los registros isotópicos. Una correlación entre las series de las dos localidades permitió discutir sobre diferencias entre ambos corales y su relación con la oceanografía regional. Los análisis espectrales (Jenkins y Watts, 1968) de las señales permitieron encontrar las frecuencias (y períodos) de concentración de variabilidad que se compararon con los reportados por otros investigadores en geoquímica de corales a lo largo del Pacífico (Cole et al., 1993; Dunbar et al., 1994).

Finalmente, buscando eliminar la componente estacional de las series isotópicas y oceánicas, a cada valor mensual se le restó el promedio para ese mes durante todos los años de registro. A las series resultantes se les aplicaron análisis espectrales que se compararon con los de las series sin "desestacionalizar".

## 4 RESULTADOS

### 4.1 CRECIMIENTO ESQUELETAL

La *Pavona gigantea* de Cabo Pulmo tuvo un crecimiento promedio de 10.18 mm/año (figura 11), con bandas de baja densidad (BD) ligeramente más anchas que las de alta densidad (AD), 5.3 mm y 4.2 mm respectivamente. La banda más exterior, de alta densidad y 3.7 mm de ancho, comenzó a formarse 4.2 meses antes de la colecta del coral, lo que permite inferir que las bandas de AD comienzan su formación a principios del año, creciendo durante los meses de baja temperatura oceánica superficial. En los años 73, 74, 79, 87 y 89 el crecimiento fue menor a 9 mm. Los años con mayor crecimiento (hasta 13 mm) fueron el 67, 68 y 76. La principal anomalía de crecimiento ocurrió durante la Niña del 89, el principal evento frío ocurrido en Cabo Pulmo durante el período de estudio. A excepción del Niño moderado del 76, durante el cual las tasas de crecimiento fueron mayores a 11 mm/año, durante los demás eventos Niño se dio un crecimiento cercano a la media, con valores entre 8 y 11 mm.

El coral de Isla Socorro presentó un patrón de acreción de bandas similar a Cabo Pulmo, con un promedio de crecimiento anual de 12.4 mm (figura 11) y formación de las bandas de alta densidad durante los meses de baja temperatura oceánica. Además de una tasa de crecimiento anual mayor, presentó bandas AD

ligeramente mayores que las BD (promedio 6.6 y 5.6 mm respectivamente). Los años con bajo crecimiento (menor de 11mm) fueron el 79, 83 y 88 y los de alto crecimiento (mayor de 14mm) el 80 y 87, sin relación aparente con eventos El Niño.

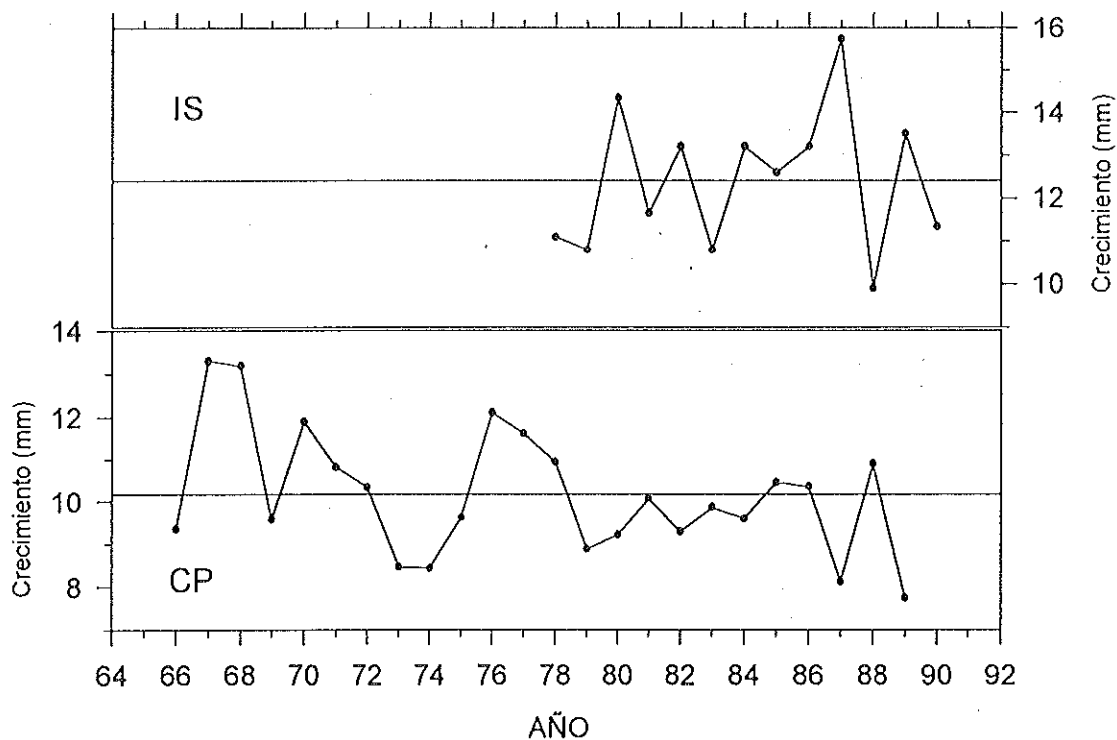


Figura 11. Razones de crecimiento anuales en los corales de Cabo Pulmo (9A) e Isla Socorro (16A).

## 4.2 SERIES ISOTOPICAS

La señal isotópica de Cabo Pulmo (figura 12) cubre un período de 25 años (marzo de 1965 - febrero de 1990). El  $\delta^{18}\text{O}$  medio es de  $-4.73 \pm 0.37 \text{ ‰}$  y el  $\delta^{13}\text{C}$  de  $-2.95 \pm 0.32 \text{ ‰}$ .

La señal de  $\delta^{18}\text{O}$  presenta ciclos anuales bien definidos, con un máximo en la primera mitad del año y un mínimo en la segunda mitad, inversos a los ciclos anuales de TOS, tal como se esperaba. Entre el 67 y 73 la señal presenta una distorsión a la vez que tiende hacia valores más positivos. Este período coincide con un tramo del esqueleto en que las coralitas crecieron perpendiculares al corte de muestreo. Algunos años de este intervalo, sin embargo, conservan una tendencia hacia el patrón anual del resto de la serie, aunque distorsionado. Por tanto se considera como un período de incertidumbre en la señal.

En el 65 ocurrió el pico más negativo de toda la serie ( $\delta^{18}\text{O} = -5.69$ , equivalente a  $-2.8$  desviaciones estándar, en adelante ds). Durante este año y el 66 la señal osciló abajo de la media. Entre el 72 y 89 los picos más positivos ocurren entre  $+0.8$  y  $+2.3$  ds ( $-4.4$  y  $-3.9 \text{ ‰}$ ) y los negativos entre  $-0.5$  y  $-2.1$  ds ( $-4.9$  y  $-5.5 \text{ ‰}$ ), a excepción del 73, cuyo pico negativo está localizado en  $+0.16$  ds. Los intervalos anuales, exceptuando el período del 67 al 70 oscilan entre  $0.49$  y  $1.34 \text{ ‰}$  ( $1.3$  y  $3.6$  ds). Los intervalos del 66, 73, 75, 82 y 87 son reducidos con respecto a los demás años (menores a  $2$  ds).

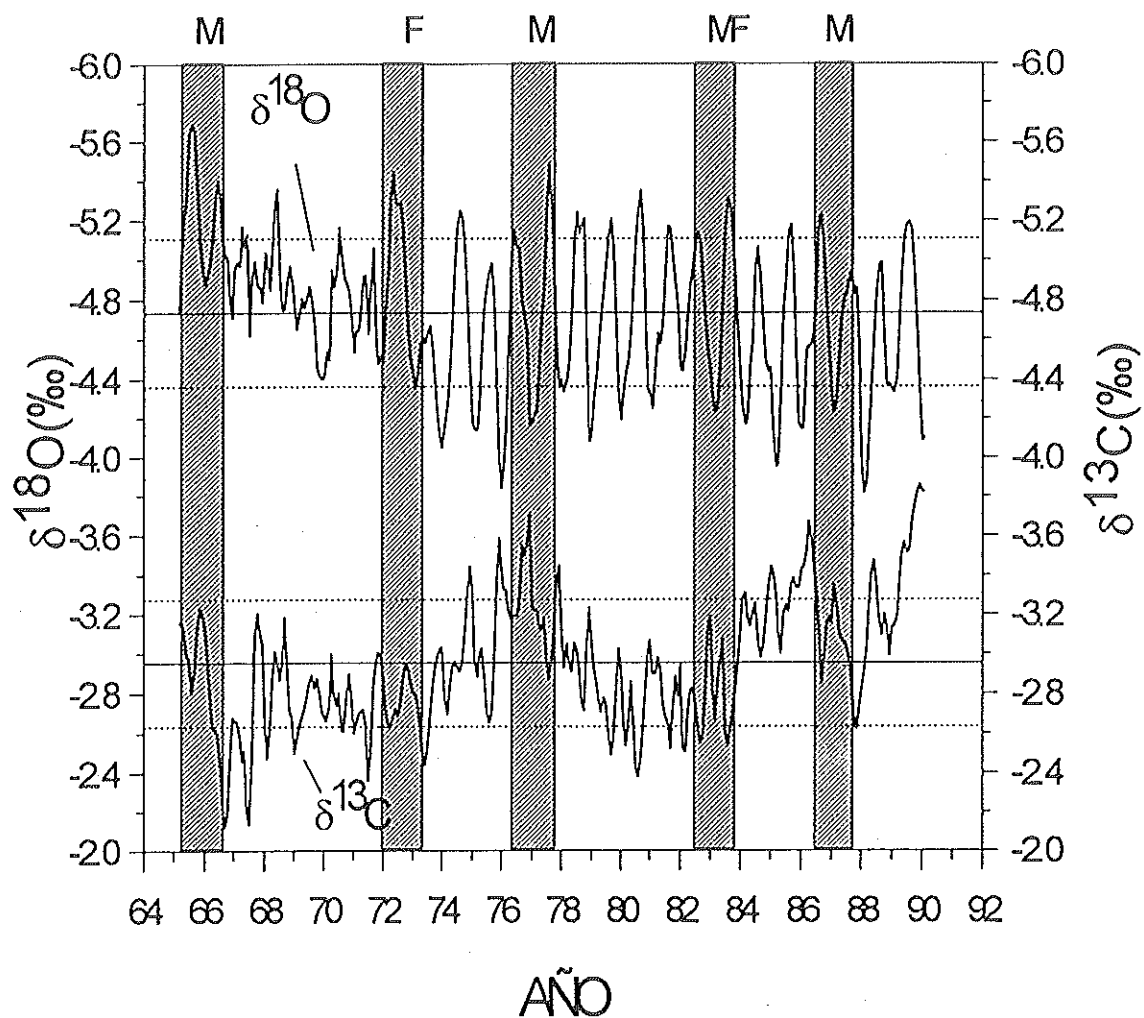


Figura 12. Señal de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  en el coral 9A (Cabo Pulmo). La línea horizontal sólida marca el valor medio y las punteadas  $\pm 1$  ds. Los eventos Niño están marcados con diagonales y en la parte superior su intensidad: M=moderado; F=fuerte; MF=muy fuerte. Note los ejes invertidos.

La señal de  $\delta^{13}\text{C}$  muestra ciclos anuales menos definidos que en el caso de  $\delta^{18}\text{O}$ , pero se nota una tendencia a formarse dos picos anuales de valores enriquecidos en  $^{13}\text{C}$  que varían en ocurrencia e intensidad relativa año con año. Se evidencian dos ciclos de baja frecuencia (cada 10 años) con valores más negativos durante los eventos Niño moderados que han ocurrido durante el período de estudio (65, 76 y 86).

La señal isotópica de isla Socorro (figura 13) es más corta, con 13.5 años en total (agosto 1977 - marzo 1991). El  $\delta^{18}\text{O}$  medio es de  $-4.63 \pm 0.24$  ‰ y el  $\delta^{13}\text{C}$   $-3.38 \pm 0.28$  ‰. La media de  $\delta^{18}\text{O}$  es similar a la de Cabo Pulmo pero la de  $\delta^{13}\text{C}$  es más negativa. También hay menor variabilidad en ambos isótopos (ds menor).

Ninguno de los isótopos muestra una ciclicidad anual evidente, pero si es visualmente claro un ciclo decadal en ambas series entre el 79 y 88, aunque lo corto de éstas no permite saber si se repite en el tiempo. Dicho ciclo se caracteriza por valores más positivos de ambos isótopos en los años mencionados. Las variaciones anuales de  $\delta^{18}\text{O}$  no superan 2 ds, salvo algunos casos. Desde el 80 hasta el 82 la variación es menor que la desviación estándar, y puede considerarse que la proporción de este isótopo no varió anualmente durante este período.

En la serie de  $\delta^{13}\text{C}$  las oscilaciones anuales normalmente están en el intervalo de 2 ds, e igual que en el  $\delta^{18}\text{O}$  los períodos anuales entre el 80 y 82 pueden considerarse constantes.

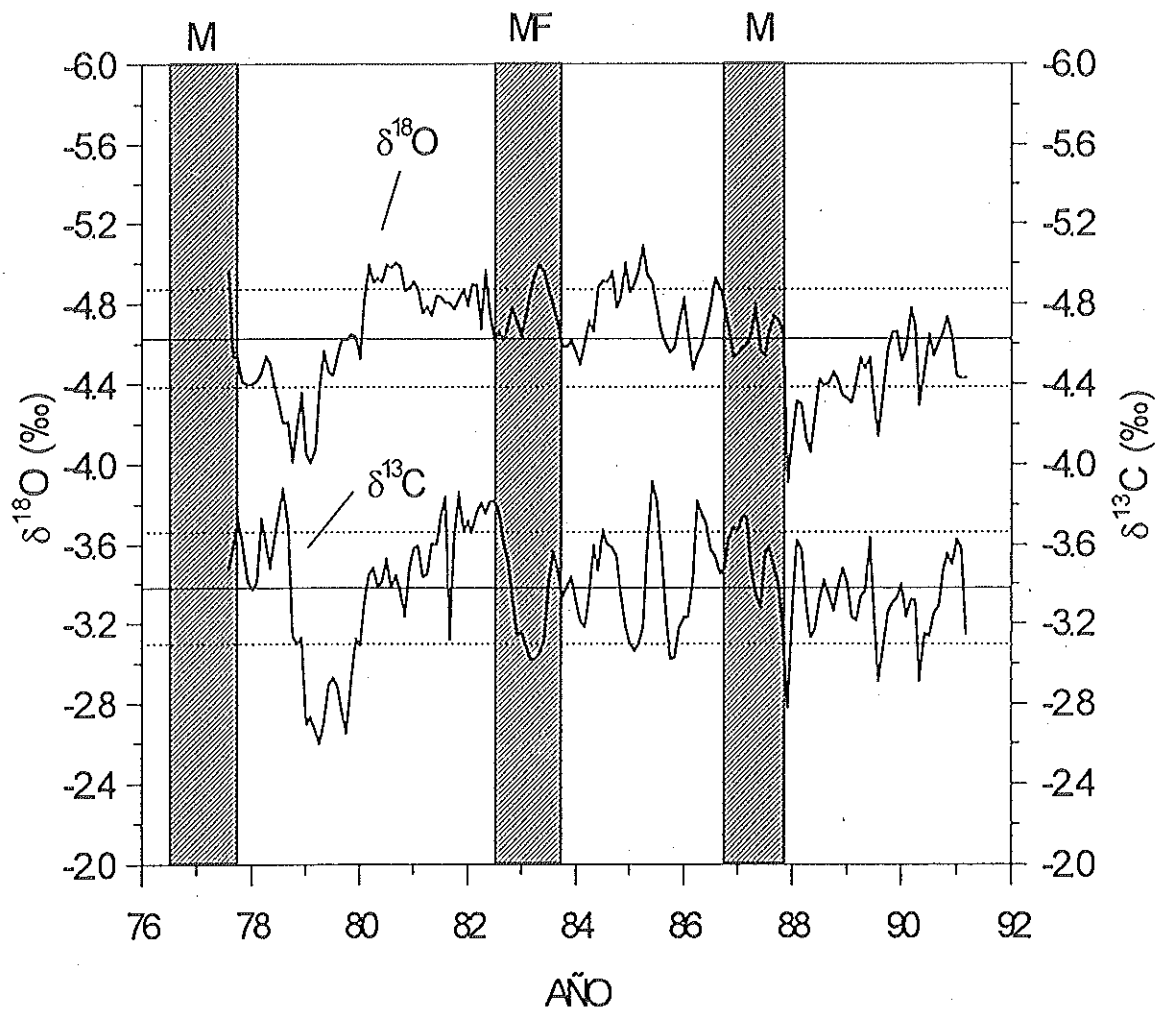


Figura 13. Señal de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  en el coral 16A (Isla Socorro). La línea horizontal sólida marca el valor medio y las punteadas  $\pm 1$  ds. Los eventos Niño están marcados con diagonales y en la parte superior su intensidad: M=moderado; F=fuerte; MF=muy fuerte. Note los ejes invertidos.

### 4.3 CICLICIDAD ANUAL

Para comprender la dependencia isotópica en los corales se estudiaron los ciclos anuales promedio de cada señal (figuras 14 y 15). En Cabo Pulmo el  $\delta^{18}\text{O}$  presenta un máximo en enero y un mínimo en agosto, coincidente con los períodos estacionales de temperatura oceánica superficial en el área. Los valores más positivos de  $\delta^{18}\text{O}$  (por encima de la media) ocurren durante el período anual de baja temperatura del agua y los más negativos durante alta temperatura, indicando una influencia térmica marcada en la señal.

En el caso del  $\delta^{13}\text{C}$  la variabilidad de cada mes en los años estudiados fue muy alta, tal como lo indican las barras de error en la figura 14. Por tanto el promedio anual es poco significativo, sin embargo, refleja la bimodalidad observada en la primera revisión de la serie completa (sección 4.2). La gran variabilidad de cada mes puede ser reflejo de las diferencias en magnitud e intensidad relativos de los dos máximos (o mínimos) año con año. El comportamiento medio anual refleja la presencia de dos picos máximos en agosto y en febrero. Estos coinciden con los dos períodos de mayor cobertura de nubes en el área (Soto, 1996). Esta relación es inversa a lo esperado según las hipótesis más aceptadas del control del  $\delta^{13}\text{C}$  por insolación. Se ha observado que durante épocas de alta luminosidad el papel simbiótico de la zooxantela aumenta y enriquece el reservorio a partir del cual se produce la calcificación, lo cual genera un esqueleto isotópicamente más pesado (Cole y Fairbanks, 1990; Wellington y Dunbar, 1995; Swart et al., 1996a). Contrariamente, en Cabo Pulmo se nota que en períodos de alta nubosidad el esqueleto se enriquece.

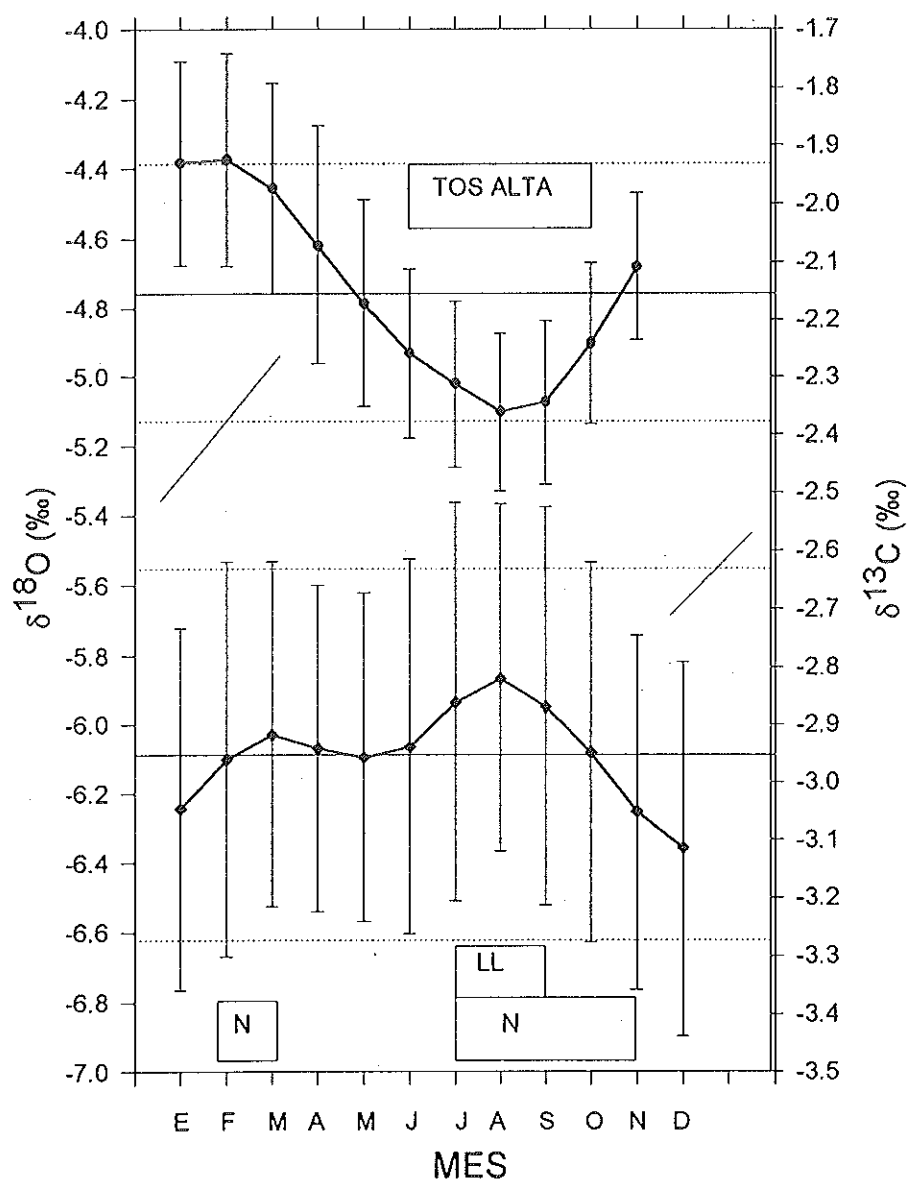


Figura 14. Ciclo anual de  $\delta^{18}\text{O}$  (superior) y  $\delta^{13}\text{C}$  (inferior) en Cabo Pulmo. Promedio de cada mes entre los años 1965-1989. TOS= temperatura oceánica superficial; LL=período principal de lluvias; N=nubosidad según U.S. Marine Climatic North Pacific Ocean reportada en Soto (1996).

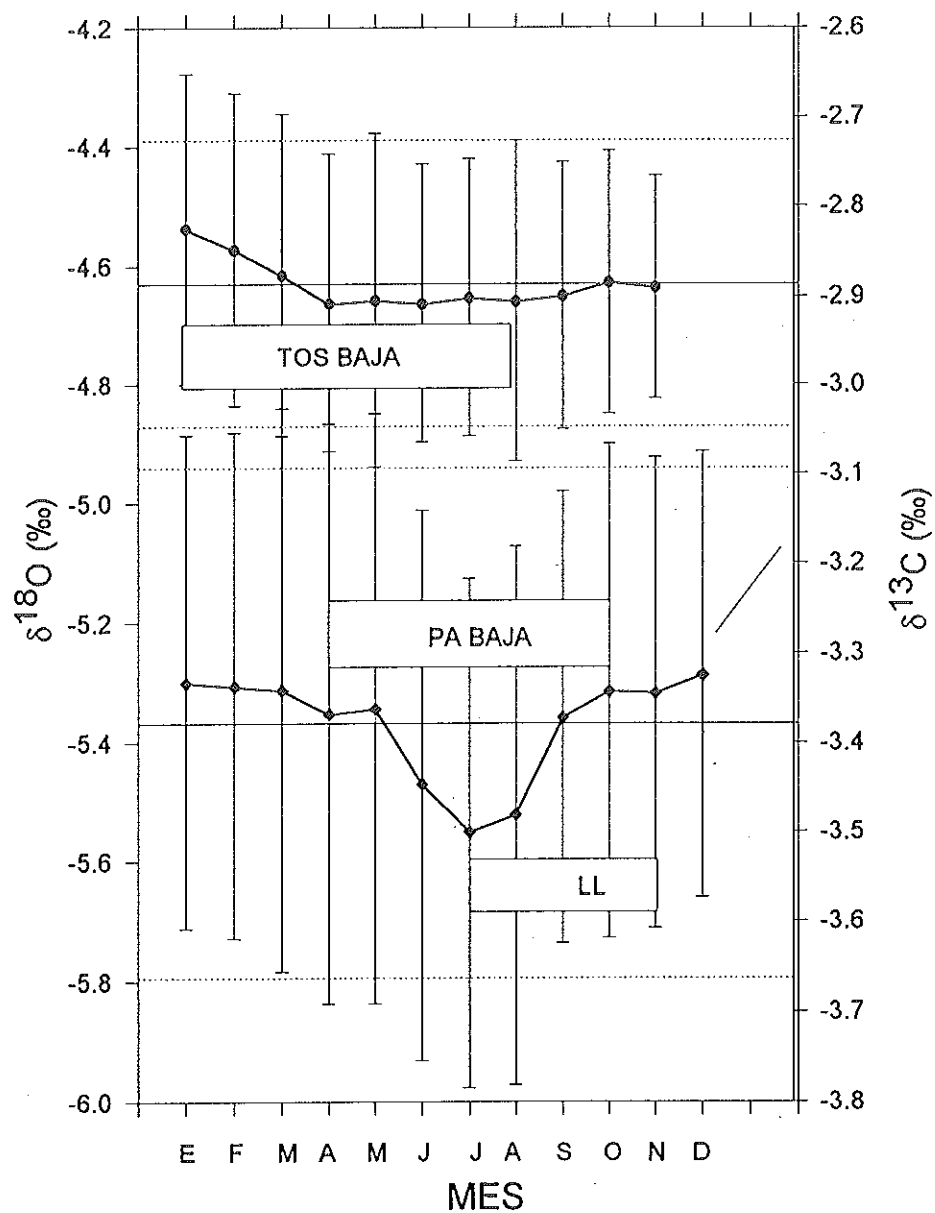


Figura 15. Ciclo anual de  $\delta^{18}\text{O}$  (superior) y  $\delta^{13}\text{C}$  (inferior) en Isla Socorro. Promedio de cada mes entre los años 1977-1990. TOS= temperatura oceánica superficial; PA= Presión atmosférica al nivel del mar; LL=período principal de lluvias.

En Isla Socorro (figura 15) la variabilidad de ambas señales isotópicas para cada mes es demasiado alta, indicando que los ciclos anuales promedio no son significativos. Como se previó desde la primera descripción de estas señales (sección 4.2), el comportamiento anual de  $\delta^{18}\text{O}$  no está bien definido y su dependencia ambiental no podría explicarse sin tener en cuenta la variabilidad de  $\delta^{18}\text{O}$  del agua. El  $\delta^{13}\text{C}$  a su vez muestra un mínimo en julio que coincidiría con baja presión atmosférica al nivel del mar.

#### 4.4 ECUACION DE PALEOTEMPERATURA

La correlación de  $\delta^{18}\text{O}$  y TOS de COADS entre 1982 y 1990 es alta en Cabo Pulmo y baja en Isla Socorro (figuras 16, 17 y 18). La siguiente es la regresión lineal entre  $\delta^{18}\text{O}$  y TOS en el coral de Cabo Pulmo ( $n=100$ ):

$$\delta^{18}\text{O} = -2.1 - 0.098 \text{ TOS} \quad \text{ó} \quad \text{TOS} = -21.43 - 10.2 \delta^{18}\text{O} \quad (r^2=0.75)$$

La correlación aumenta cuando se toman en cuenta únicamente los mínimos y máximos estacionales de ambas series ( $n=16$ ), procedimiento comúnmente usado en geoquímica de corales (e.g. Fairbanks y Dodge, 1979; McConnaughey, 1989):

$$\delta^{18}\text{O} = -1.495 - 0.122 \text{ TOS} \quad \text{ó} \quad \text{TOS} = -10.82 - 7.9 \delta^{18}\text{O} \quad (r^2=0.85)$$

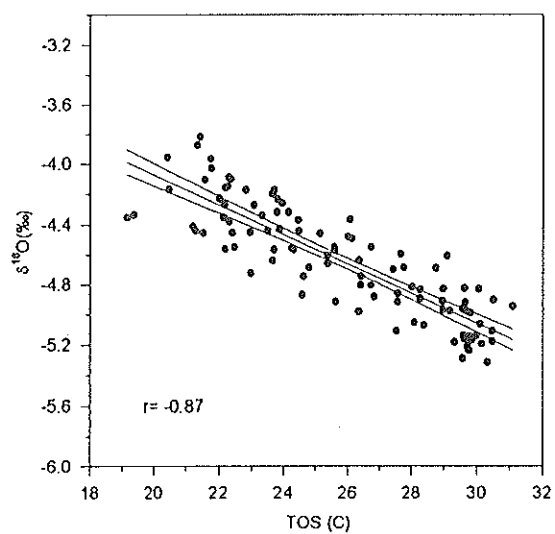


Figura 16. Diagrama de dispersión  $\delta^{18}\text{O}$  vs TOS. Cabo Pulmo. Se incluye la regresión lineal con un intervalo de confianza del 95%.

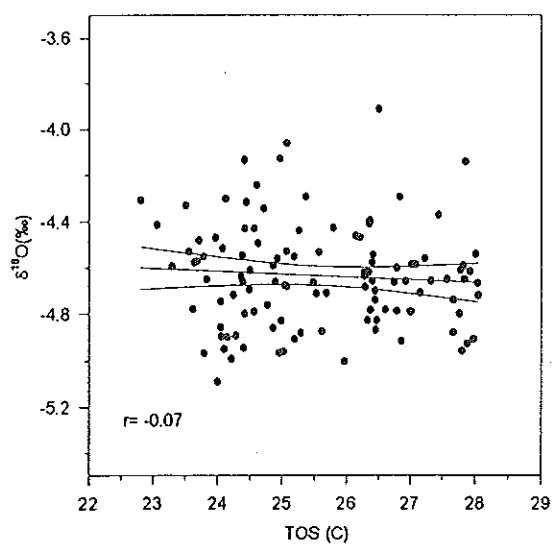


Figura 17. Diagrama de dispersión  $\delta^{18}\text{O}$  vs TOS. Isla Socorro. Se incluye la regresión lineal con un intervalo de confianza del 95%.

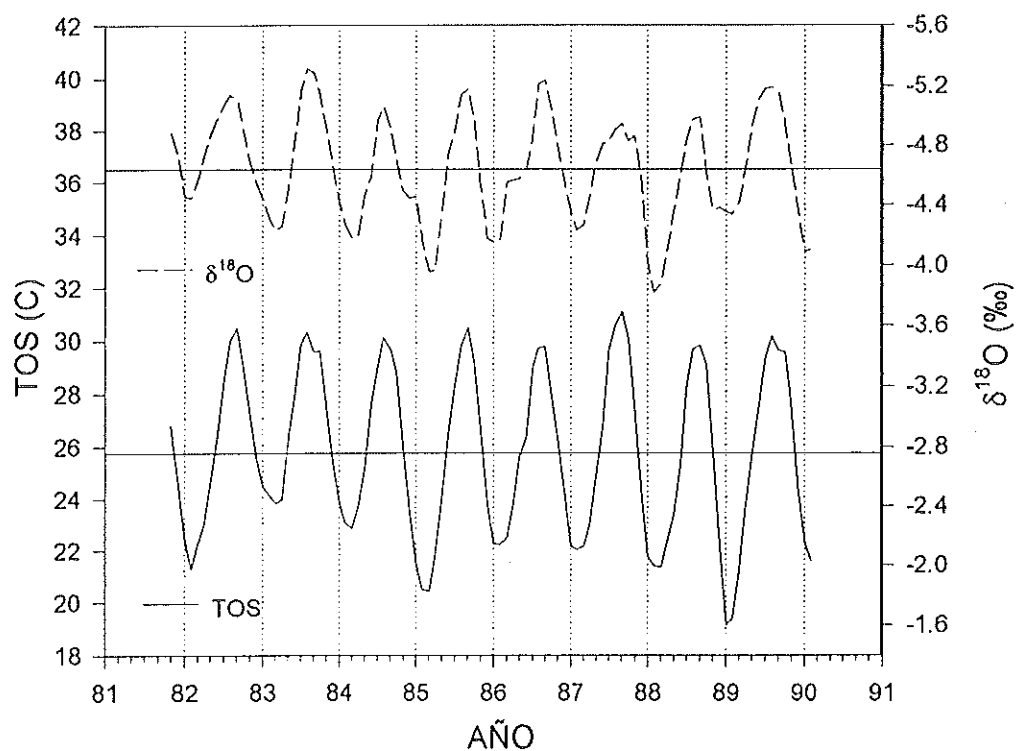


Figura 18. Comparación de las series de TOS y  $\delta^{18}\text{O}$  coralino en Cabo Pulmo.

Los valores de  $r^2$  son altos, es decir, si se utiliza la segunda ecuación para determinar temperaturas, es posible reconstruir este parámetro con una precisión del 85%. El término  $\delta w$  ( $\delta^{18}\text{O}$  del agua) puede hacerse explícito en la ecuación si se asume constante e igual a 0, valor de la composición media del agua oceánica:

$$\text{TOS} = -10.82 - 7.9 (\delta c - \delta w)$$

Donde  $\delta_c$  es el  $\delta^{18}\text{O}$  del coral. Esta ecuación supone entonces que no hay efectos de la composición isotópica del agua sobre el coral, lo cual es inexacto (Carrquiry, 1994).

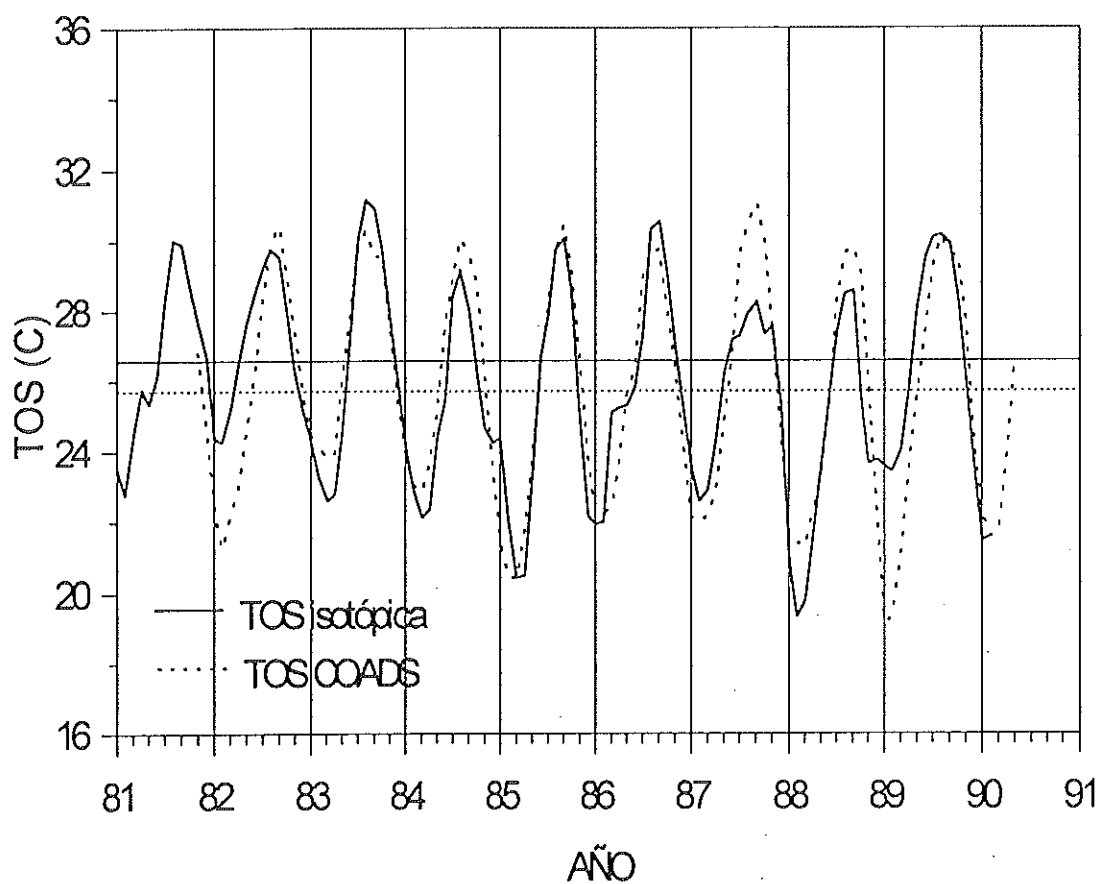


Figura 19. TOS de COADS (línea punteada) y TOS inferida por la ecuación de paleotemperatura sin tener en cuenta la composición isotópica del agua (línea continua) en Cabo Pulmo.

La pendiente de la ecuación (7.9) es alta con respecto a los valores comunes en corales (alrededor de 4.3). Si se aplica a los datos isotópicos del coral 9A se obtiene la señal de TOS que se presenta en la figura 19, donde se ha incluido la señal de COADS. Se nota que sólo en algunos años el intervalo predicho es casi idéntico al real. Al comparar los intervalos anuales de TOS según COADS y según el  $\delta^{18}\text{O}$  coralino se encuentran diferencias hasta del 40%. Los años con mayores diferencias son el 82, 87, 88 y 89, años Niño o Niña. Esto significa que la composición isotópica del agua tiene un efecto sobre el coral que no está reflejado en la ecuación de paleotemperatura considerada.

Igualmente, la falta de correlación entre la TOS y el  $\delta^{18}\text{O}$  coralino en Isla Socorro se explicaría por la influencia de la composición isotópica del agua en la señal del coral.

#### 4.5 $\delta^{18}\text{O}$ DEL AGUA ( $\delta_w$ )

En la sección anterior se encontró que la ecuación de paleotemperatura de Cabo Pulmo sin el efecto de la composición isotópica del agua es inexacta para reconstruir este parámetro, especialmente para años no normales. Es muy posible que en la zona  $\delta_w$  varíe durante los eventos de El Niño de la misma manera que en el Pacífico tropical oriental y central (Carriquiry, 1994) y esto explique las discrepancias encontradas.

Lamentablemente no se cuenta con mediciones isotópicas del agua en las zonas de estudio ni con información sobre la variabilidad de este parámetro en el Pacífico tropical nororiental. Epstein y Mayeda (1953) reportaron valores de -0.44

y -0.53 ‰ en el agua de localidades afectadas por la CC y Grossman y Ku (1986) citan un valor de -0.3 ‰. En cambio, para la Corriente de Costa Rica se ha reportado un valor de +0.02 (Epstein y Mayeda, 1953). Por tanto se recurrió a ecuaciones desarrolladas por otros autores en corales del mismo género para intentar reconstruir la variación de  $\delta w$  y explicar su efecto en el  $\delta^{18}O$  coralino.

Weber y Woodhead (1972) encontraron que las ecuaciones de paleotemperatura para corales de diferentes géneros difieren, aunque las curvas de TOS- $\delta^{18}O$  son paralelas o casi paralelas a la de la ecuación para carbonatos marinos establecida por Epstein et al. (1953):  $TOS = 16.5 - 4.3(\delta c - \delta w) + 0.14(\delta c - \delta w)^2$ . En la tabla 2 se listan las diferentes ecuaciones de paleotemperatura reportadas para el género Pavona. Los únicos trabajos que tuvieron en cuenta la composición isotópica del agua son los de McConnaughey (1989) y Wellington et al. (1996), éste último con mediciones directas de  $\delta w$ . A excepción de la segunda ecuación de McConnaughey, las pendientes de las curvas de paleotemperatura en estos trabajos son muy similares y concuerdan bastante bien con la de la ecuación de Epstein et al. (1953).

Se consideró que un promedio de las ecuaciones de Wellington et al. (1996) y la primera ecuación de McConnaughey (1989) es una ecuación de paleotemperatura lo suficientemente precisa para el género Pavona :

$$TOS = 2.647 - 5.17(\delta c - \delta w) \quad \text{ó} \quad \delta c - \delta w = 0.512 - 0.196TOS$$



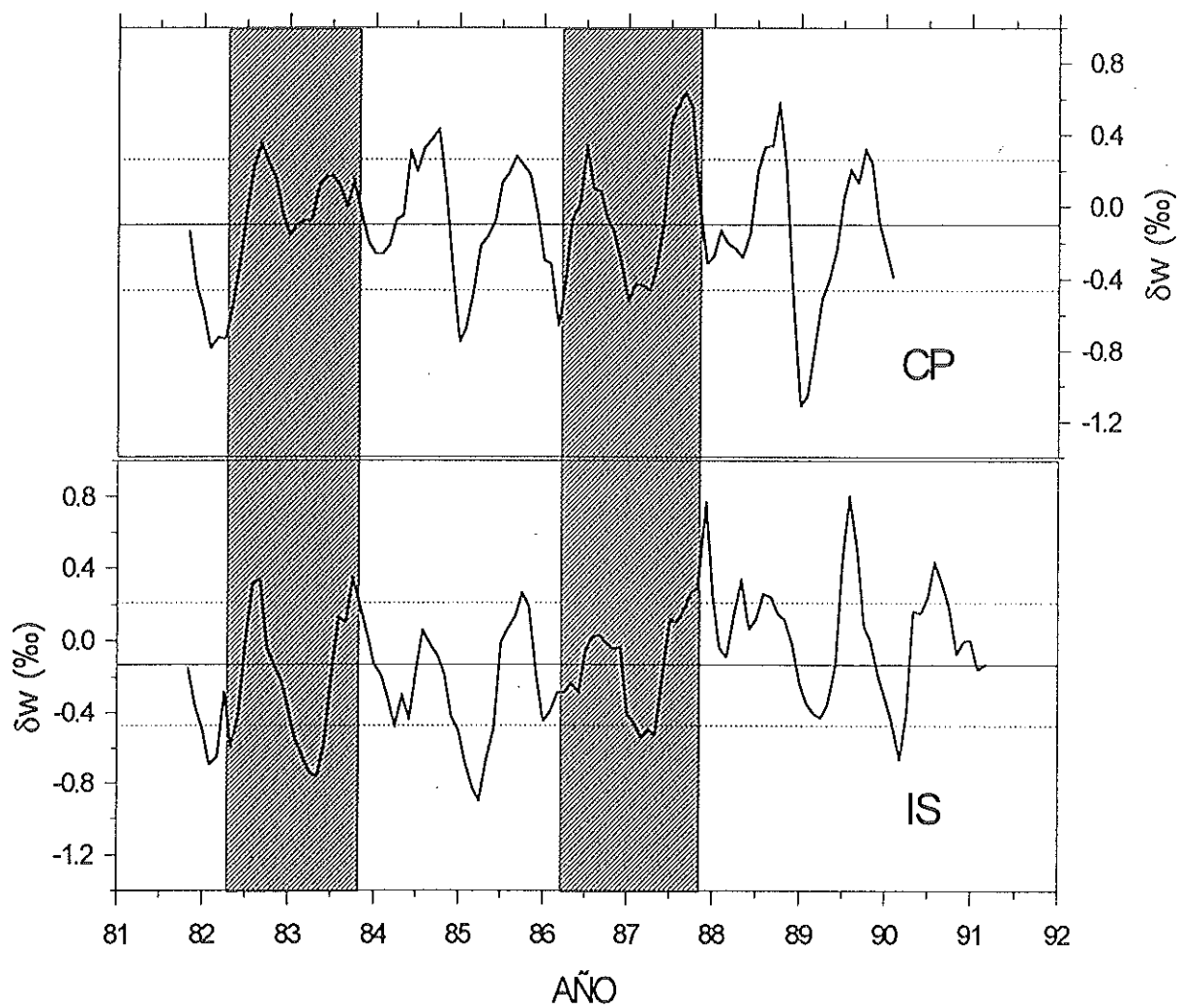


Figura 20. Composición isotópica del agua inferida a partir de una ecuación promedio de corales del género *Pavona*. CP= Cabo Pulmo; IS= Isla Socorro.

En las series de  $\delta w$  inferidas se encontraron valores con la misma ciclicidad anual en las dos localidades (figuras 21 y 22). Los valores están consistentemente más empobrecidos en  $^{18}\text{O}$  durante la época de dominancia del patrón de circulación de primavera en el Pacífico tropical nororiental, cuando aguas frías de baja salinidad de la CC se extienden hasta la Boca del Golfo y enriquecidos durante la época de dominancia del patrón de otoño cuando aguas cálidas de baja salinidad de la CCR alcanzan la Boca.

En cuanto a los valores isotópicos absolutos, sin mediciones directas de  $\delta w$  es difícil saber su exactitud. Por lo menos, de acuerdo con los valores reportados, la CC que transporta aguas polares es más negativa que la CCR, consistente con lo que refleja el cálculo de  $\delta w$  realizado. Además, los valores reportados están en el intervalo de variación que arrojaron los datos. Hay que tener en cuenta que al calcular  $\delta w$  a partir de TOS y  $\delta c$  se supuso que la composición isotópica del agua en las zonas de estudio depende principalmente de las masas de agua que llegan a la región.

En las figuras 21 y 22 se muestran los ciclos medios anuales de TOS,  $\delta w$  inferido y  $\delta c$  en las dos localidades de estudio. En ambas los efectos de TOS y  $\delta w$  son contrarios. Aguas cálidas que generan valores empobrecidos de  $\delta c$  coincidirían con valores enriquecidos de  $\delta w$ . La señal de  $\delta^{18}\text{O}$  en Cabo Pulmo es esencialmente inversa a la temperatura superficial pero con un retraso aproximado de mes y medio. En cambio, la señal de  $\delta^{18}\text{O}$  en Isla Socorro no muestra una relación aparente con TOS o  $\delta w$  inferido.

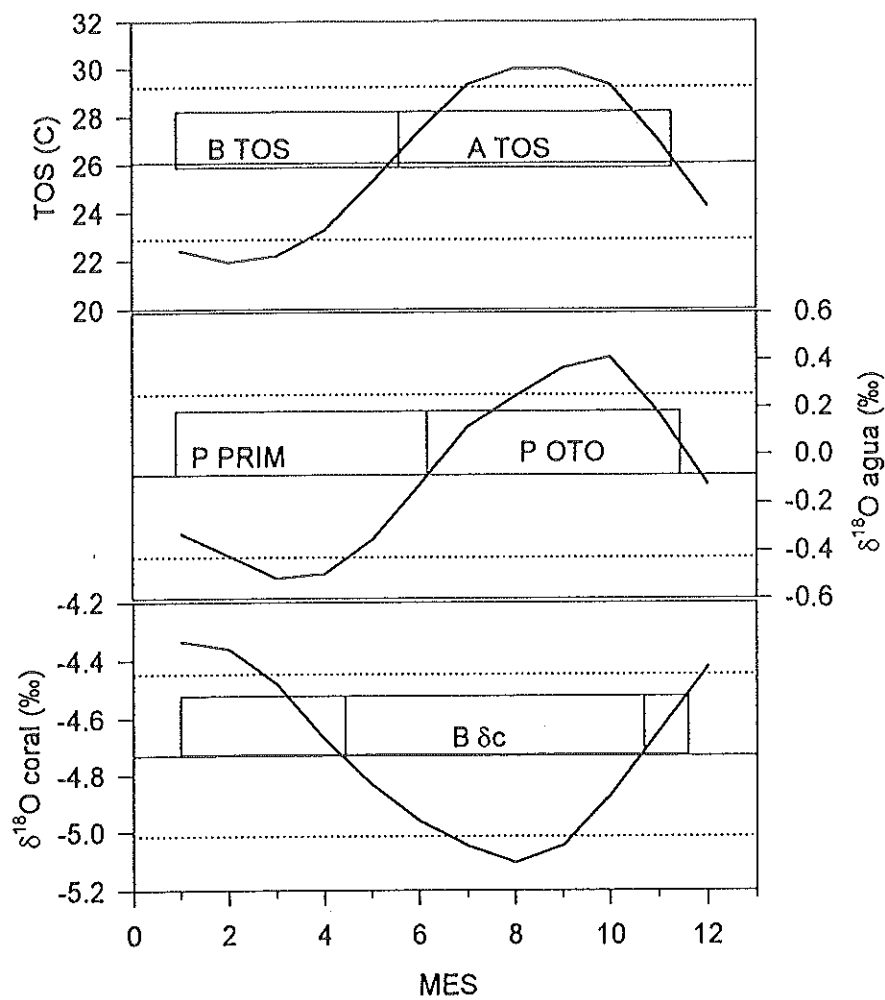


Figura 21. Ciclo anual de TOS (COADS),  $\delta^{18}\text{O}$  en el esqueleto coralino ( $\delta_c$ ) y  $\delta^{18}\text{O}$  del agua inferido. Coral 9A (Cabo Pulmo). B=bajo; A=alto; P PRIM= dominancia del patrón de circulación de primavera; P OTO= dominancia del patrón de circulación de otoño.

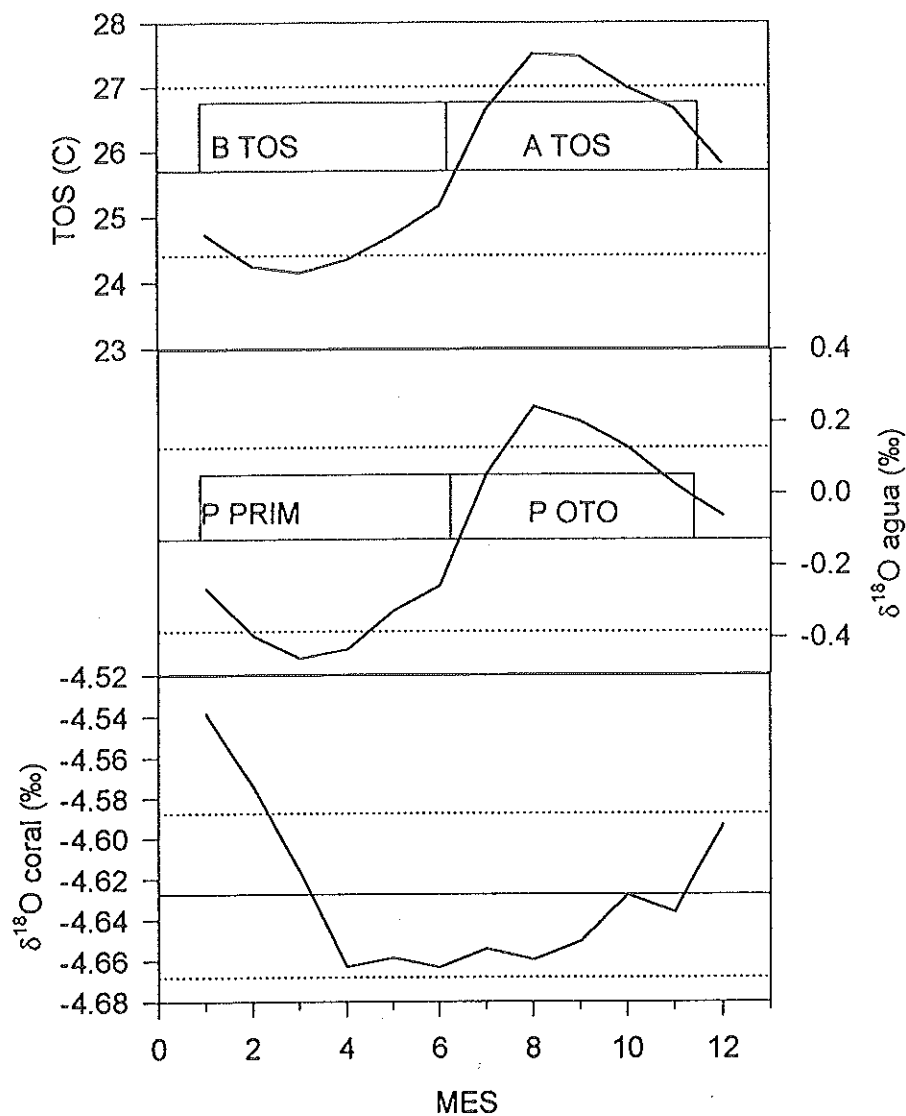


Figura 22. Ciclo anual de TOS (COADS),  $\delta^{18}\text{O}$  en el esqueleto coralino ( $\delta_c$ ) y  $\delta^{18}\text{O}$  del agua inferido. Coral 16A (Isla Socorro). B=bajo; A=alto; P PRIM= dominancia del patrón de circulación de primavera; P OTO= dominancia del patrón de circulación de otoño.

#### 4.6 VARIABILIDAD INTERANUAL

En las figuras 12 y 13, con el fin de identificar efectos de ENOS, se achuraron sobre las series los años de eventos Niño y eventos fríos ocurridos durante cada período de acuerdo con Quinn et al. (1987) y Díaz y Kiladis (1992). Además se calcularon las anomalías de cada señal isotópica con respecto a su media y se graficaron en relación con ENOS (figuras 23 a 26).

En Cabo Pulmo (figura 23) la mayor anomalía negativa de  $\delta^{18}\text{O}$  ocurrió en el Niño del 65. Del 74 en adelante, las anomalías muestran un comportamiento estacional, positivas a principios del año cuando la temperatura superficial es baja y negativas a finales del año cuando la temperatura superficial es alta. Se observó que durante los eventos ENOS, a excepción del 86-87, se presentaron anomalías negativas de  $\delta^{18}\text{O}$  mayores a 0.55‰. Sin embargo, no todas las anomalías mayores a este valor están asociadas con eventos Niño. La anomalía de mayo de 1968 está localizada en el período de incertidumbre por crecimiento. Otra anomalía de esta magnitud se presentó en agosto de 1980 sin haberse reportado la ocurrencia de un Niño. Durante los eventos fríos se presentaron anomalías positivas de  $\delta^{18}\text{O}$  mayores a 0.6‰, con excepción del 71, afectado por la incertidumbre debida al crecimiento. Anomalías positivas de esta magnitud no asociadas con ENOS ocurrieron en enero-marzo del 85 y febrero-marzo del 90.

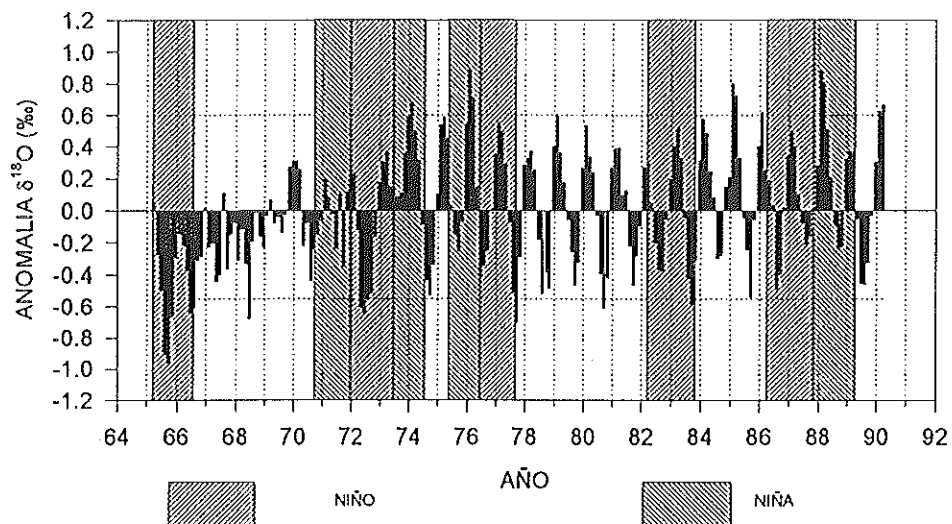


Figura 23. Anomalías de  $\delta^{18}\text{O}$  (con respecto a la media total) en el coral 9A (Cabo Pulmo). Las líneas horizontales punteadas marcan las anomalías positivas de 0.6 y negativas de 0.55 mencionadas en el texto.

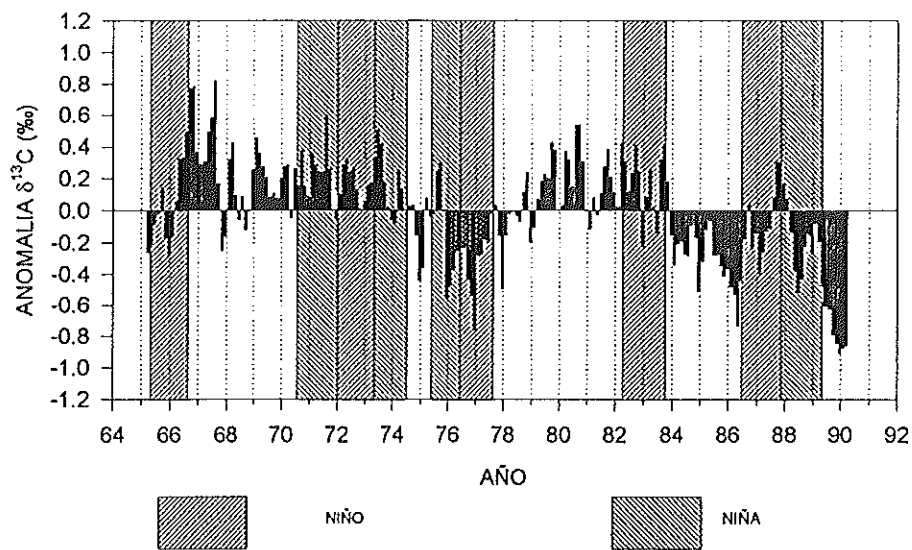


Figura 24. Anomalías de  $\delta^{13}\text{C}$  (con respecto a la media total) en el coral 9A (Cabo Pulmo).

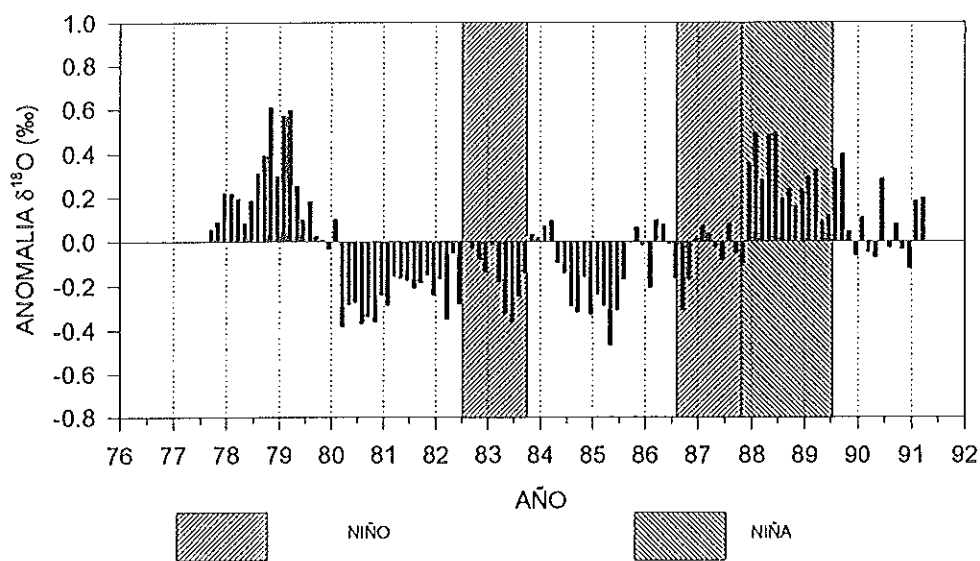


Figura 25. Anomalías de  $\delta^{18}\text{O}$  (con respecto a la media total) en el coral 16A (Isla Socorro).

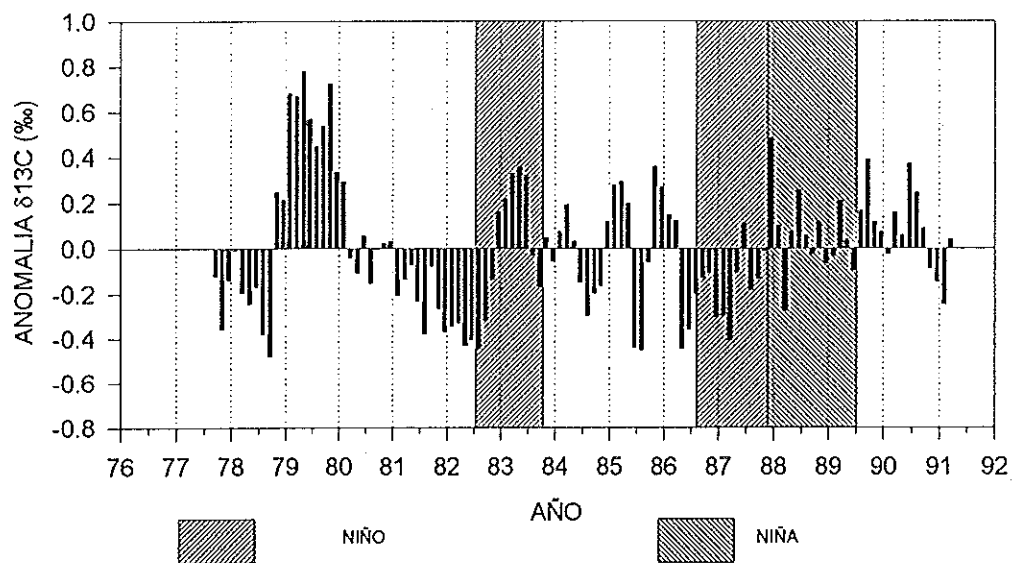


Figura 26. Anomalías de  $\delta^{13}\text{C}$  (con respecto a la media total) en el coral 16A (Isla Socorro).

Por otro lado, las anomalías de  $\delta^{13}\text{C}$  en Cabo Pulmo (figura 24) tienen poca asociación con los eventos ENOS ocurridos y son negativas o positivas indistintamente. Pueden marcarse al menos 4 tramos diferenciables por las anomalías de  $\delta^{13}\text{C}$ : del 66 al 74 dominan las anomalías positivas, del 75 al 77 las negativas, del 78 al 83 dominan nuevamente las positivas y del 84 al 90 negativas.

En Isla Socorro las anomalías isotópicas guardan poca relación con los dos eventos Niño que ocurrieron en los años de registro (figuras 25 y 26). La mayor anomalía negativa de  $\delta^{18}\text{O}$  se presentó en abril de 1985, sin relación con ENOS. En el 82-83 dominan anomalías negativas con valores altos en el 83 pero no mayores a los años adyacentes. En el Niño del 86 las anomalías son casi nulas. Las mayores anomalías positivas se encontraron en el 78-79. El evento frío del 88 presenta anomalías esencialmente positivas. Pueden establecerse tres períodos según el sentido de las anomalías: positivas entre el 78-79, negativas entre el 80-87 y positivas del 88 al 91.

Con el fin de resaltar la variabilidad interanual de las señales, a las series de 8 datos/año se les aplicó un filtro de promedio móvil de 8 puntos (figuras 27 y 28). En Cabo Pulmo la señal suavizada de  $\delta^{13}\text{C}$  muestra dos ciclos decadales (entre el 68-76 y 76-86) que no son evidentes en  $\delta^{18}\text{O}$ . Además se nota una tendencia hacia valores más negativos de  $\delta^{13}\text{C}$  en los últimos 25 años. Una regresión lineal de los datos indica una disminución anual de 0.02 ‰ totalizando 0.5‰ en 25 años. En Isla Socorro se manifiesta un solo ciclo decadal en la serie de  $\delta^{18}\text{O}$  (entre el 79-88), que no coincide con ninguno de los dos ciclos descritos para  $\delta^{13}\text{C}$  de Cabo Pulmo. El  $\delta^{13}\text{C}$  no presenta ciclos o tendencia de largo plazo en el período estudiado.

frecuencias interanuales son importantes la de 11.5 años (0.087 ciclos/año) y la bianual (1.92 años ó 0.52 ciclos/año). En el espectro de la señal de  $\delta^{13}\text{C}$  la frecuencia anual es también importante, pero no la principal. La señal semestral es casi tan importante como la anual y está mucho mejor definida que en el caso de  $\delta^{18}\text{O}$ . Tres frecuencias interanuales son importantes: La de 8.2 años (0.12 ciclos/año) que es la dominante en el espectro, la bianual (2.3 años ó 0.43 ciclos/año) y una de 1.6 años (0.63 ciclos/año).

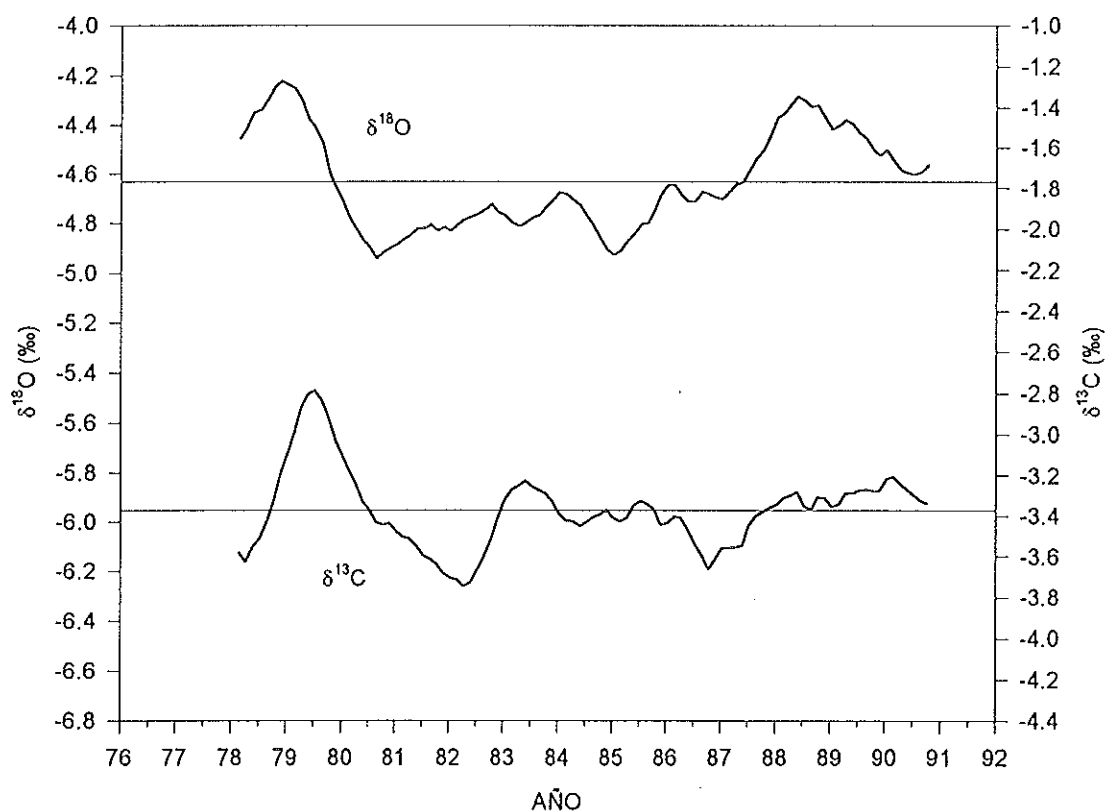


Figura 28. Series isotópicas en Isla Socorro filtradas con un promedio móvil de 8 puntos.  $\delta^{18}\text{O}$ =superior;  $\delta^{13}\text{C}$ =inferior.

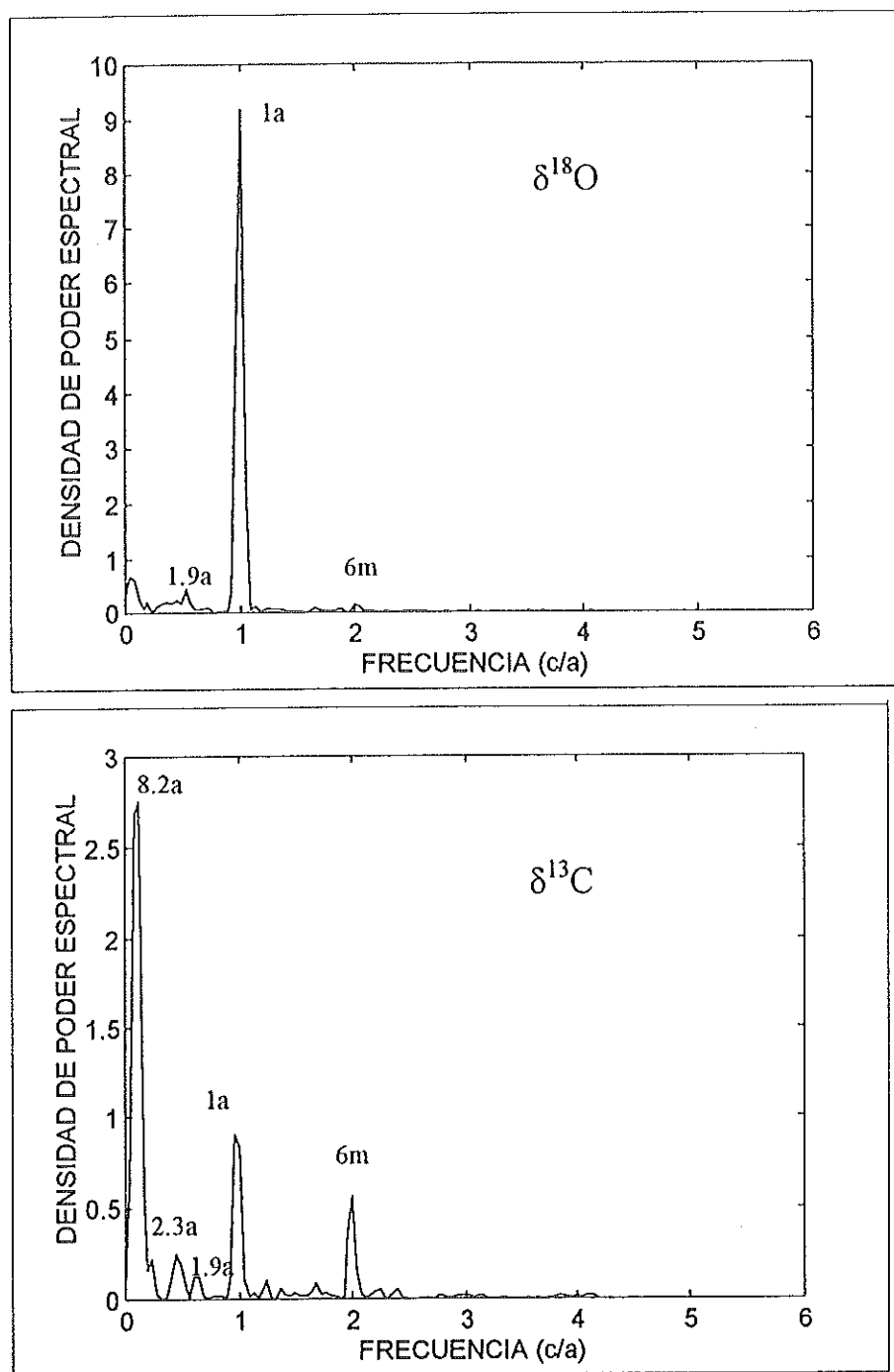


Figura 29. Análisis espectral de las series isotópicas en Cabo Pulmo.

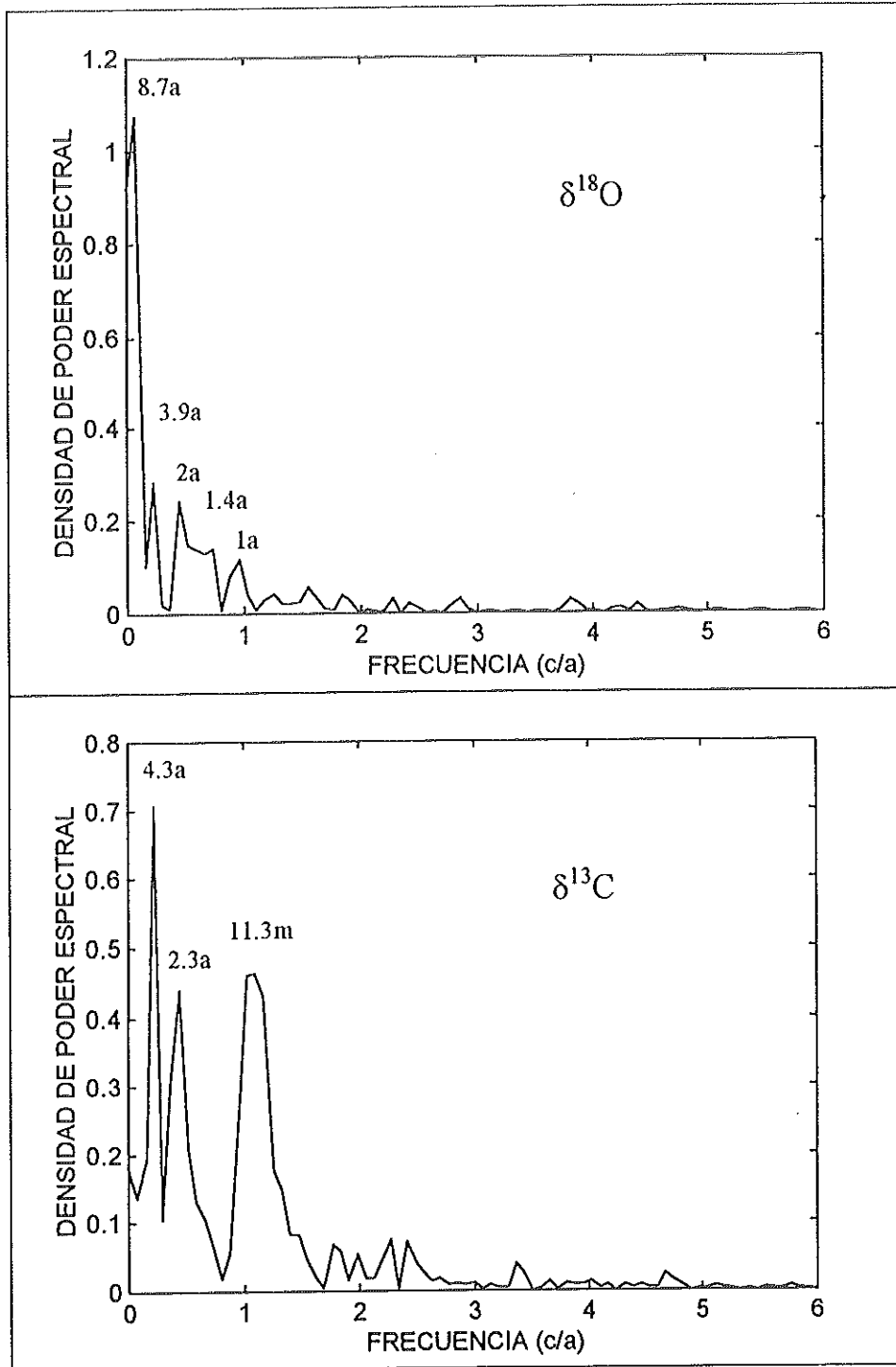


Figura 30. Análisis espectral de las series isotópicas en Isla Socorro.

En el espectro de  $\delta^{18}\text{O}$  de Isla Socorro (figura 30), la señal anual tiene bajo poder, tal como se esperaba. Resaltan varias periodicidades subanuales (5.2, 4.2 y 3.2 meses) pero no existe la señal semestral vista en Cabo Pulmo. Las periodicidades dominantes en la serie son las interanuales, de 8.7 años (0.11 ciclos/año), 3.9 años (0.26 ciclos/año) y bianual (0.5 ciclos/año). En el caso de  $\delta^{13}\text{C}$  la señal anual se presenta en 11.3 meses, con alto poder espectral. Entre las señales interanuales se encuentra un pico principal en 4.3 años (0.23 ciclos/año). El pico en 2.3 años (0.43 ciclos/año), corresponde a la señal bianual encontrada en las demás series.

Las series de tiempo isotópicas de anomalías mensuales (desestacionalizadas) se muestran en las figuras 31 y 32 y los análisis espectrales respectivos en las figuras 33 y 34. Las señales "desestacionalizadas" conservan variabilidad de alta frecuencia y el filtro de promedio móvil (figuras 27 y 28) es más efectivo para el suavizado. No obstante, los análisis espectrales de las series desestacionalizadas presentan aspectos interesantes. En la serie de  $\delta^{18}\text{O}$  sin efecto estacional de Cabo Pulmo (figura 33) el poder anual disminuye notablemente, desaparece la señal decadal pero aparecen las señales de 17 y 4.8 años. El período de dos años sigue siendo importante. En el caso de  $\delta^{13}\text{C}$ , como la señal anual es tan débil, la desestacionalización revela los mismos picos de períodos mayores a 1 año, pero con la señal anual disminuída. Desaparece la señal semestral.

En Isla Socorro (figura 34), el espectro de la señal de  $\delta^{18}\text{O}$  desestacionalizada simplemente eliminó la componente anual. Las frecuencias menores son las mismas que en la señal con efecto estacional. Para  $\delta^{13}\text{C}$  hay poca diferencia entre los espectros con y sin efecto estacional.

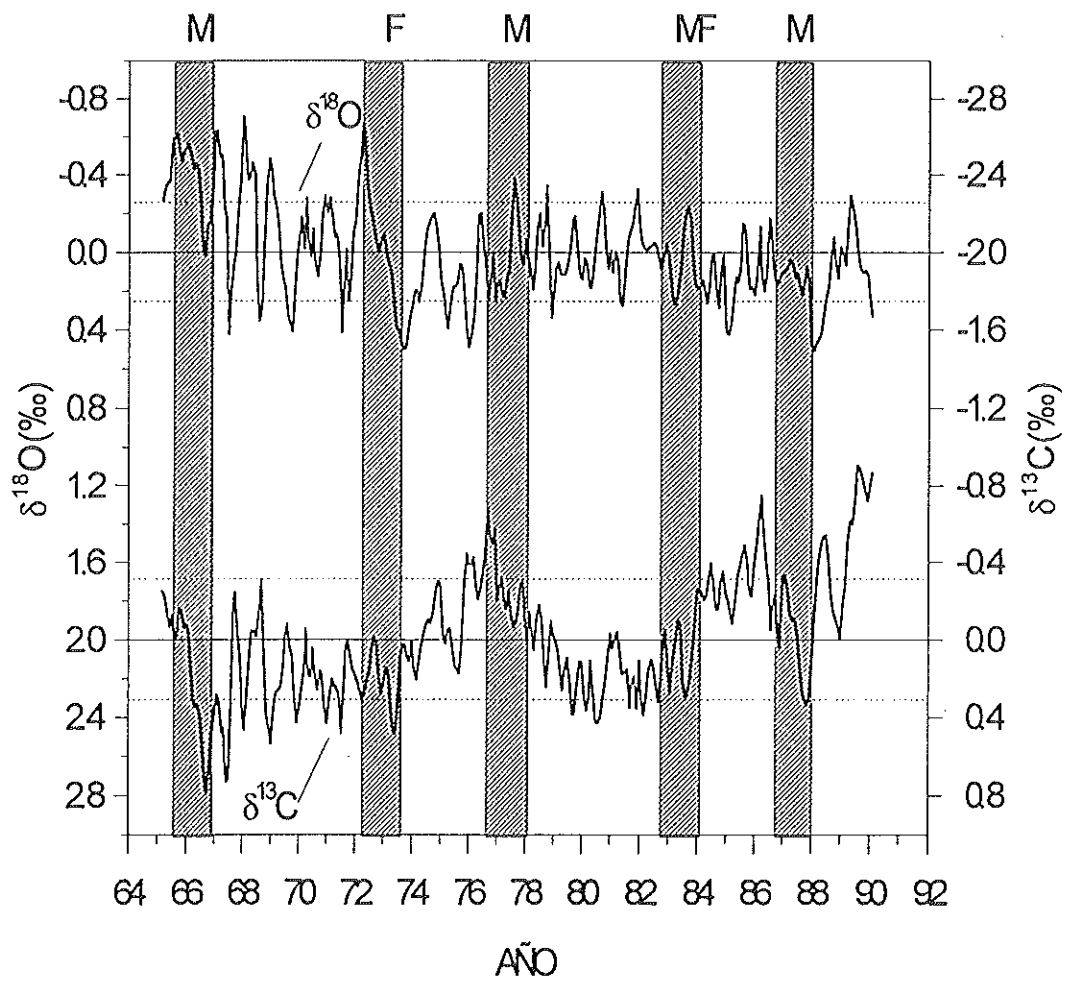


Figura 31. Series isotópicas de Cabo Pulmo sin el efecto estacional. Note los ejes invertidos.

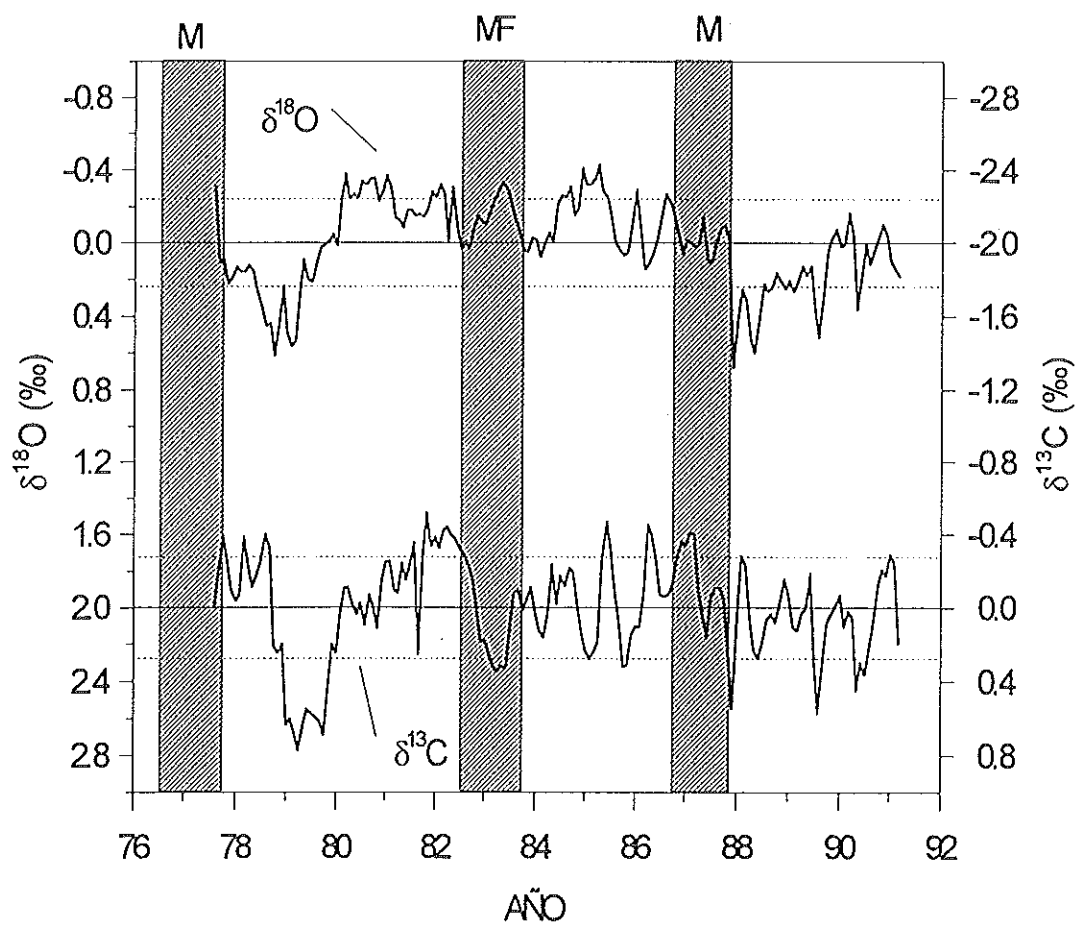


Figura 32. Series isotópicas de Isla Socorro sin el efecto estacional. Note los ejes invertidos.

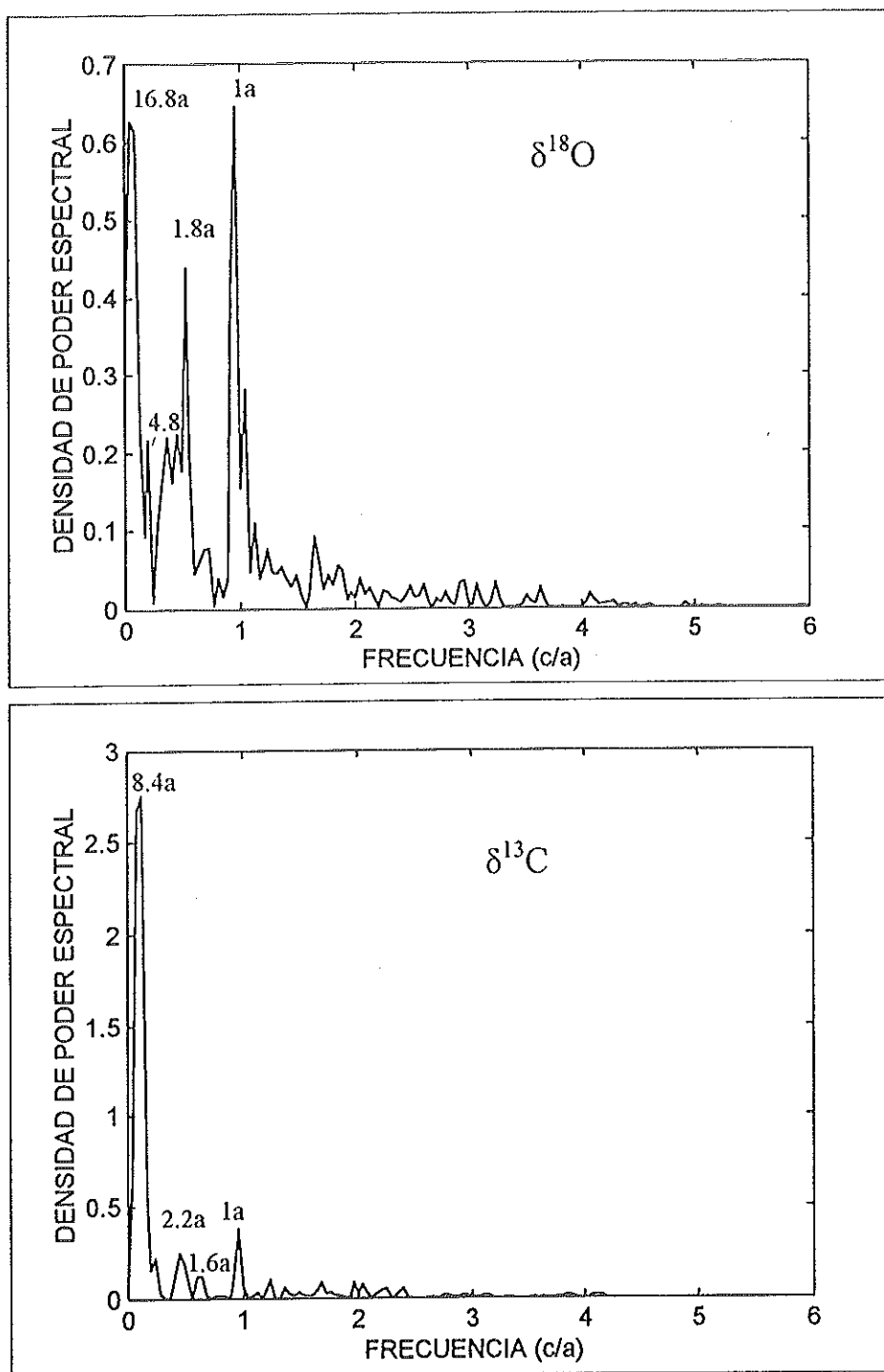


Figura 33. Análisis espectral de las series isotópicas de Cabo Pulmo sin el efecto estacional.

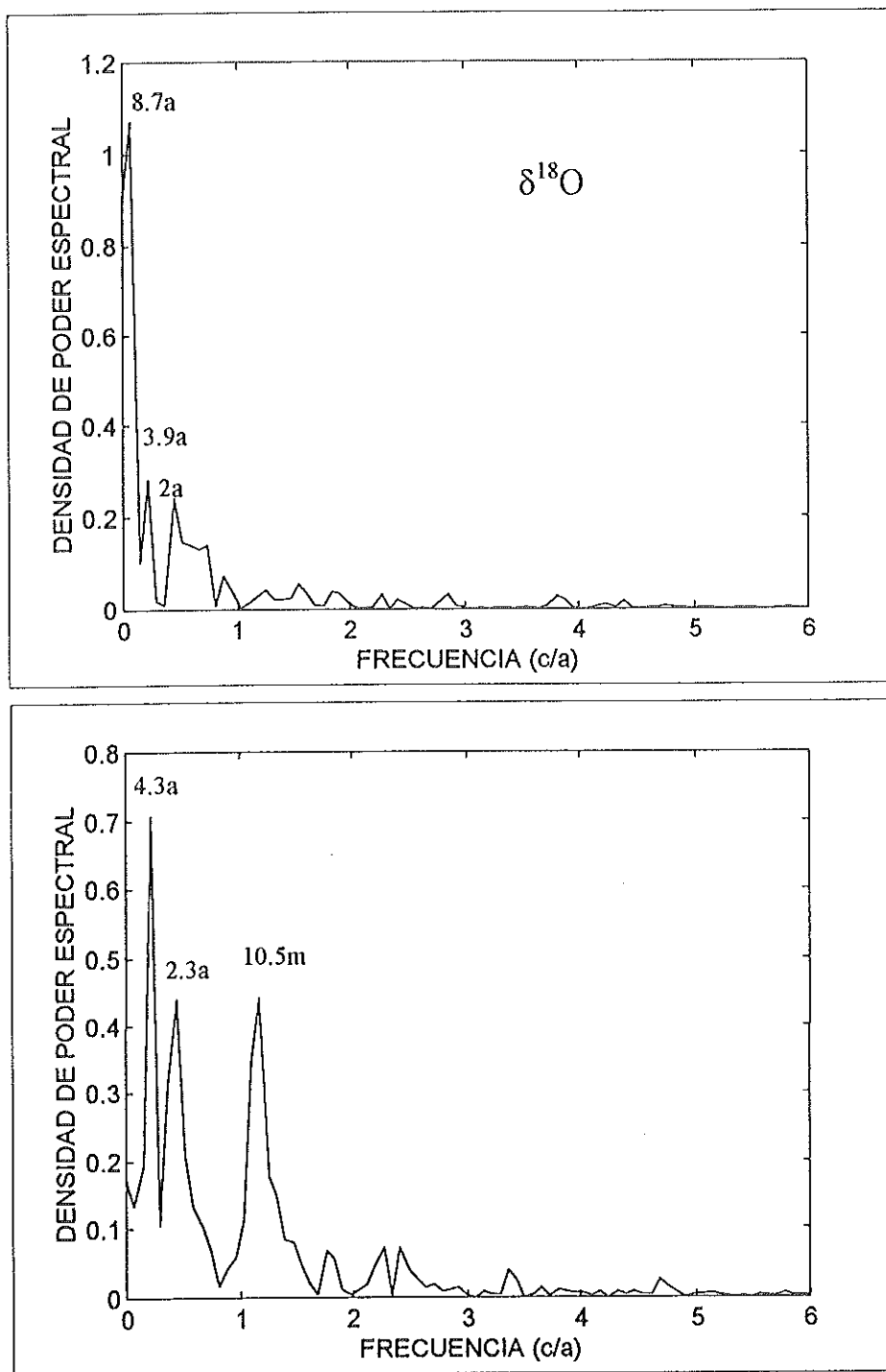


Figura 34. Análisis espectral de las series isotópicas de Isla Socorro sin el efecto estacional.

En las figuras 35 y 36 se presentan los análisis espectrales de las series de TOS de COADS con y sin efecto estacional. Antes de restar la señal estacional, en ambas localidades domina la frecuencia anual. En Isla Socorro se distingue también la señal bianual. En Cabo Pulmo, posterior a la desestacionalización la señal anual casi desaparece. Se manifiestan señales de alta frecuencia ( $>1$ ) y se resaltan dos señales interanuales de 3.9 y 1.6 años. En Isla Socorro el período bianual domina el espectro y también se resaltó la señal de 8.8 años.

Finalmente, en las figuras 37 y 38 se presentan los análisis espectrales de las series de  $\delta w$  inferidas, con y sin el efecto estacional. Nuevamente la señal anual domina ambas localidades en las series sin modificar, pero se distinguen otras señales. En Cabo Pulmo las interanuales de 4 y 1.6 años y la subanual de 7 meses. En Isla Socorro también se manifiestan las señales interanuales de 4.4 y 1.9 años. Las series desestacionalizadas disminuyen la frecuencia anual y resaltan las demás.

En los análisis espectrales de las series desestacionalizadas aparecen picos de alta frecuencia ( $>1$ ) que pueden ser producto del filtro aplicado, y por tanto no reflejarían variabilidad ambiental.

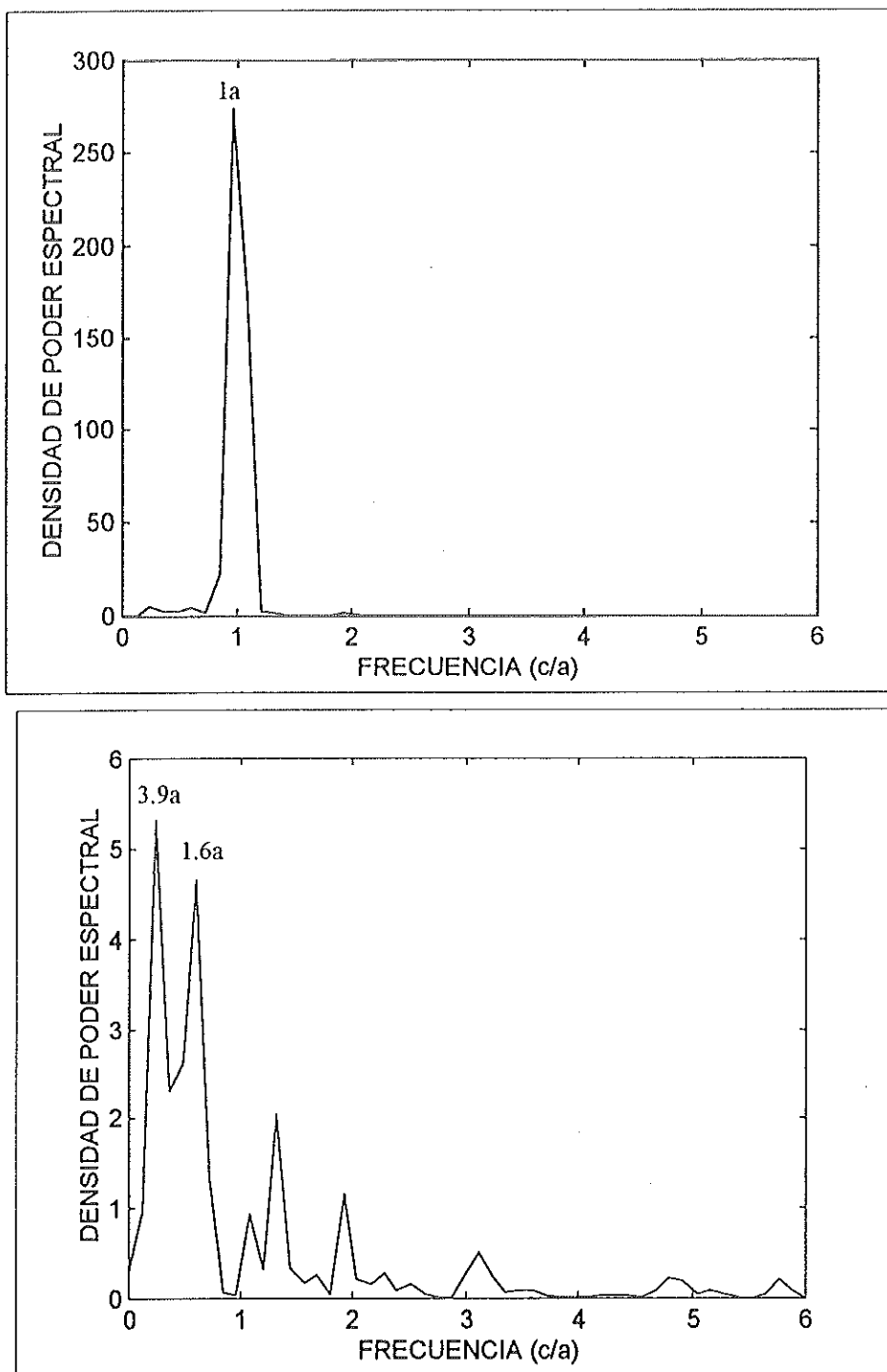


Figura 35. Análisis espectral de la serie de temperatura de Cabo Pulmo con y sin el efecto estacional

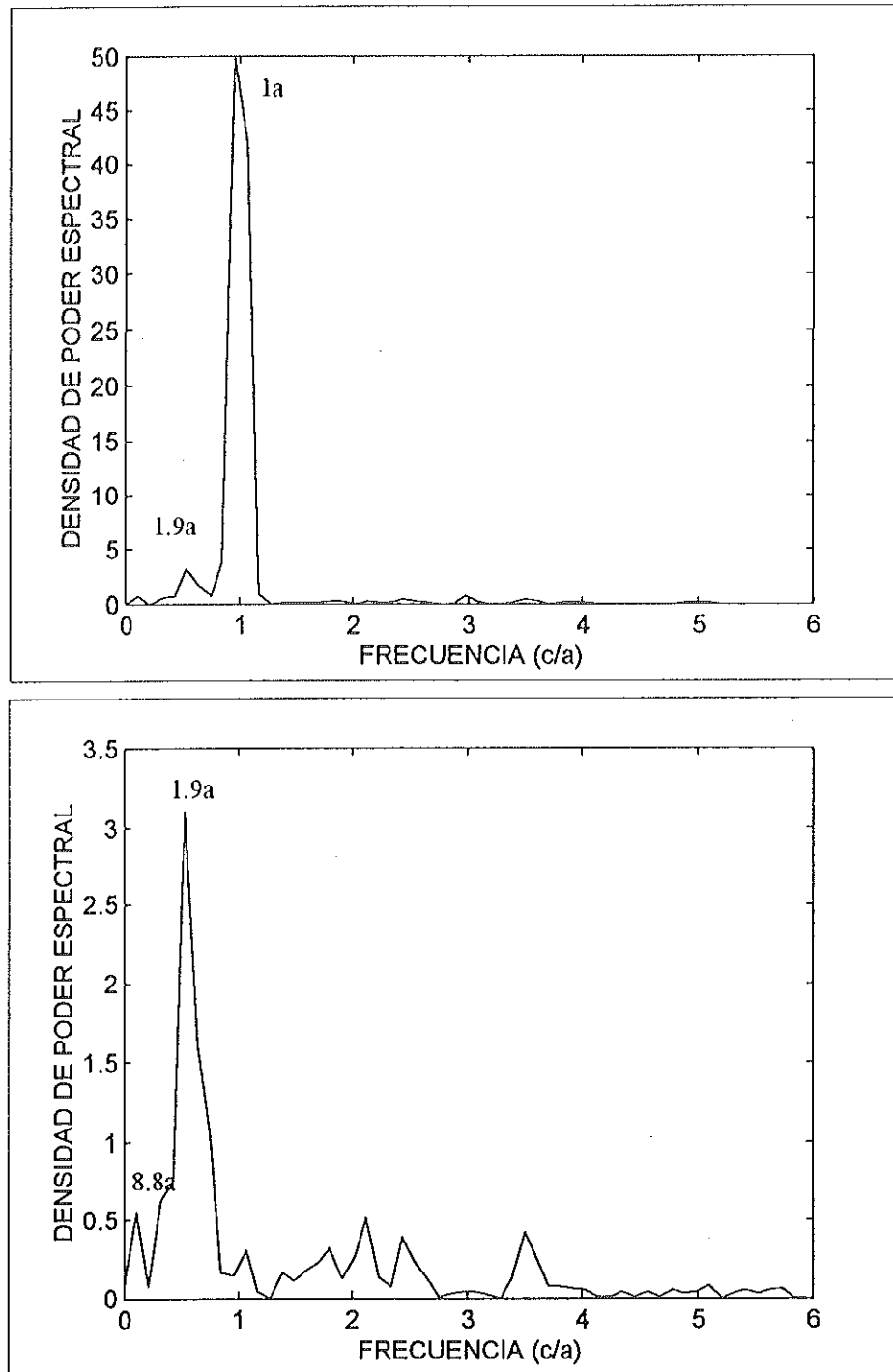


Figura 36. Análisis espectral de la serie de temperatura de Isla Socorro con y sin el efecto estacional

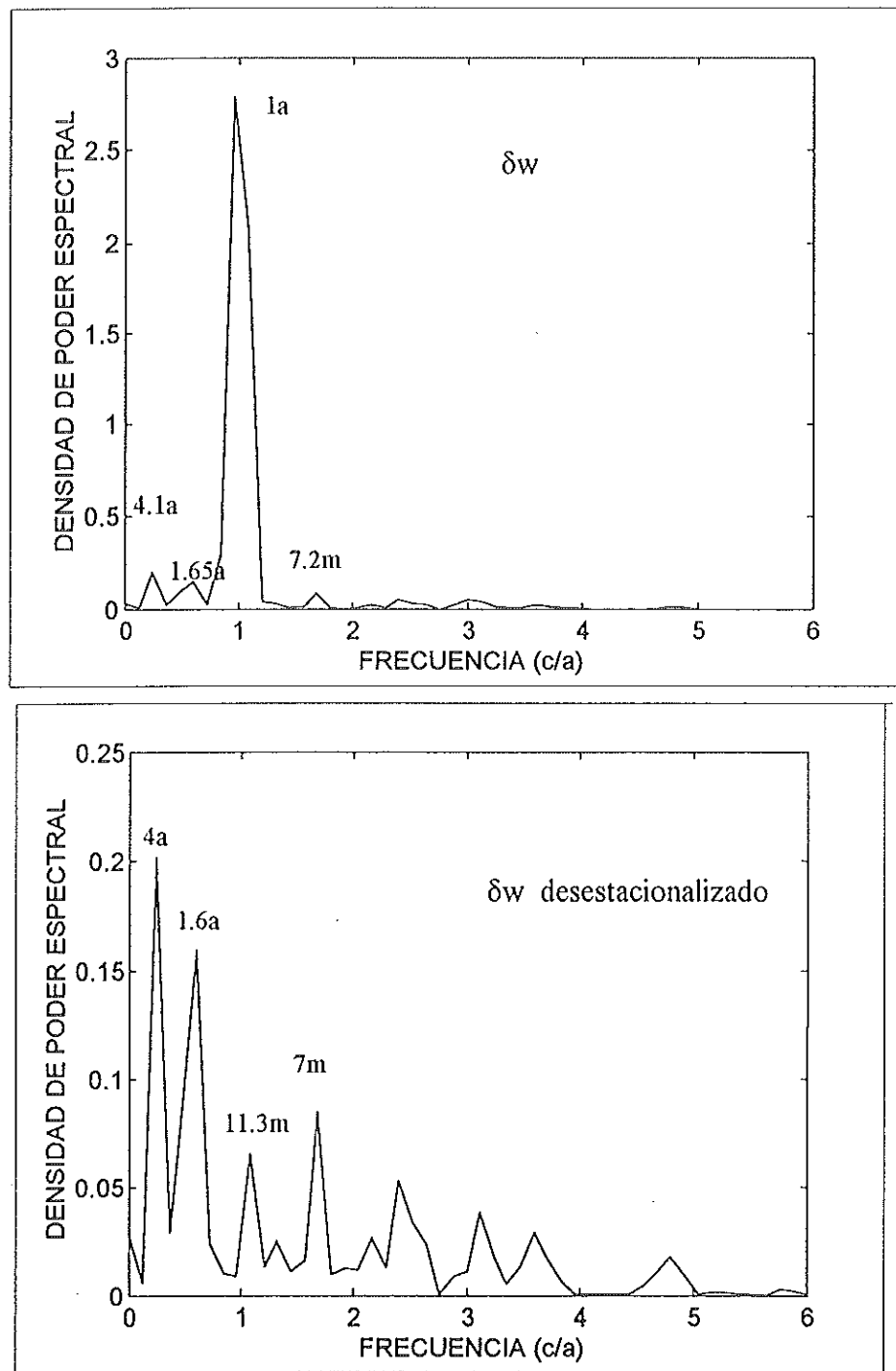


Figura 37. Análisis espectral de la serie de  $\delta w$  inferida de Cabo Pulmo con y sin el efecto estacional

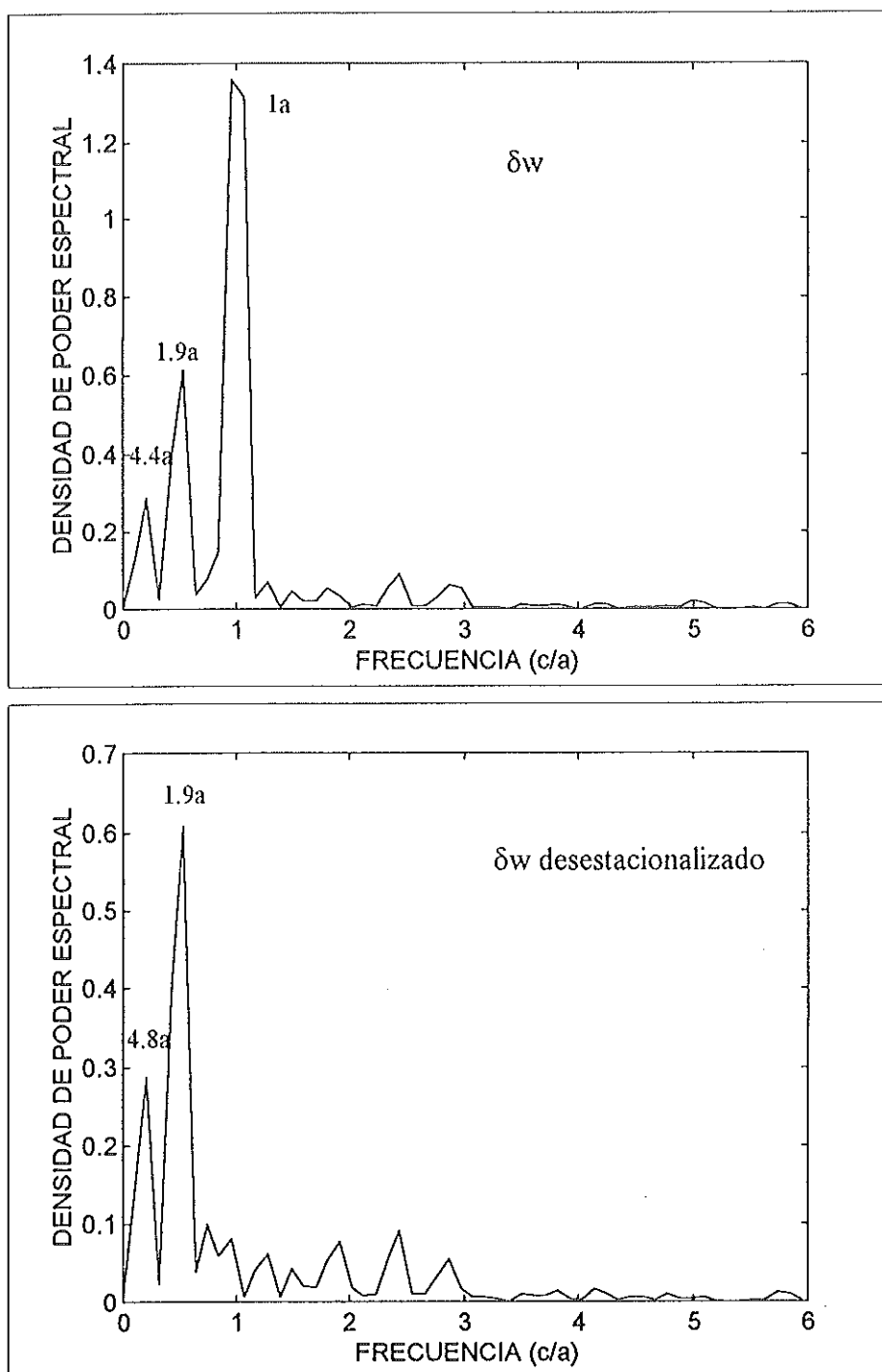


Figura 38. Análisis espectral de la serie de  $\delta w$  inferida de Isla Socorro con y sin el efecto estacional

## 5 DISCUSION

El período 67-73 en el coral de Cabo Pulmo es un ejemplo claro de los efectos que la dirección de crecimiento con respecto al muestreo puede tener en los intervalos anuales de  $\delta^{18}\text{O}$ . Asimismo, la ausencia de ciclos isotópicos anuales claros en Isla Socorro y algunos de los resultados del coral 16A podrían explicarse por problemas en el muestreo de los polvos aragoníticos en relación con el crecimiento de las coralitas. Este es un aspecto que puede ser importante para efectos de reconstrucción ambiental. En el caso de Isla Socorro se recomienda hacer otro muestreo antes de sacar conclusiones definitivas sobre el estudio paleoceanográfico a partir de isótopos estables en corales de esa zona.

La señal de  $\delta^{18}\text{O}$  de Cabo Pulmo está fuertemente influenciada por la temperatura superficial, tal como lo reflejan el ciclo anual y el coeficiente de correlación entre  $\delta^{18}\text{O}$  y TOS de COADS (0.87). Sin embargo, al aplicar una ecuación de paleotemperatura basada en los máximos y mínimos de estos dos parámetros, hay discrepancias entre los intervalos anuales predichos y los reales, especialmente en años de El Niño. A su vez, la pendiente de dicha ecuación (7.9) es más alta que la pendiente de la ecuación para la aragonita coralina y/o las ecuaciones normalmente reportadas para estudios de paleotermometría con corales (alrededor de 4.7).

Dunbar et al. (1994) y DeVilliers et al. (1995) reportaron ecuaciones con pendientes altas en *Pavonas* con valores de 8.19 y 9.4 respectivamente. Ambos trabajos se realizaron en las Islas Galápagos y no tuvieron en cuenta la composición isotópica del agua. Dunbar et al. (1994) explican el valor alto en la pendiente de su ecuación de paleotemperatura por una reducción en el intervalo de  $\delta^{18}\text{O}$  durante años en que las tasas de crecimiento del coral también disminuyeron. DeVilliers et al. (1995) no discuten el valor de la pendiente en la ecuación, pero atribuyen las diferencias encontradas en los valores de temperatura a efectos de crecimiento. Indican que éstos se presentan aún en transectos del coral que crecen a razones tan altas como 6 y 12 mm/año, contradiciendo la opinión general de que a tasas mayores de 2 ó 3 mm/año no hay efectos por crecimiento (McConnaughey, 1989; Allison et al., 1995).

En Cabo Pulmo, una comparación entre las tasas de crecimiento y los intervalos de  $\delta^{18}\text{O}$  anuales (figura 39) muestra poca asociación entre los dos parámetros ( $r^2=0.11$ ), contrario al caso de Dunbar et al. (1994), aunque la regresión lineal indica intervalos más reducidos durante los años de menor crecimiento del coral. Por otro lado, en la figura 40 se observa el porcentaje del intervalo de TOS explicado por  $\delta^{18}\text{O}$  a partir de la ecuación de paleotemperatura y el crecimiento anual para los años con datos de COADS. Durante el 83 y 86 los intervalos de temperatura inferidos sobreestiman los intervalos reales. Se nota una tendencia a que durante años con menor crecimiento, un menor porcentaje de TOS es explicado. Durante años como el 82-83 se pierde la relación aparente entre estos factores.

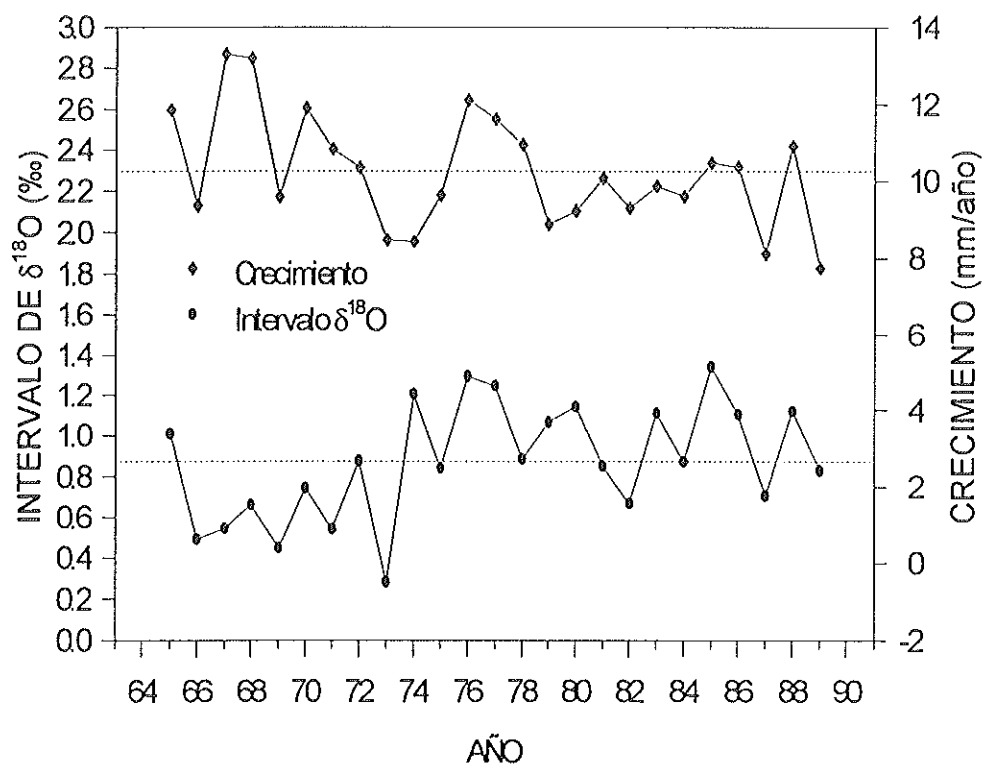


Figura 39. Intervalo de  $\delta^{18}\text{O}$  y tasas de crecimiento anuales para el coral 9A (Cabo Pulmo).

Las discrepancias entre los intervalos de temperatura reales y predichos por la ecuación de paleotemperatura en Cabo Pulmo no pueden ser atribuidos a efectos de las tasas de crecimiento exclusivamente. Ya que éstas responden a las condiciones oceanográficas de cada localidad, no es sorprendente que coincidan con anomalías en los intervalos anuales de  $\delta^{18}\text{O}$ . En el coral de Isla Socorro no se encontraron efectos del crecimiento sobre el intervalo anual de  $\delta^{18}\text{O}$ .

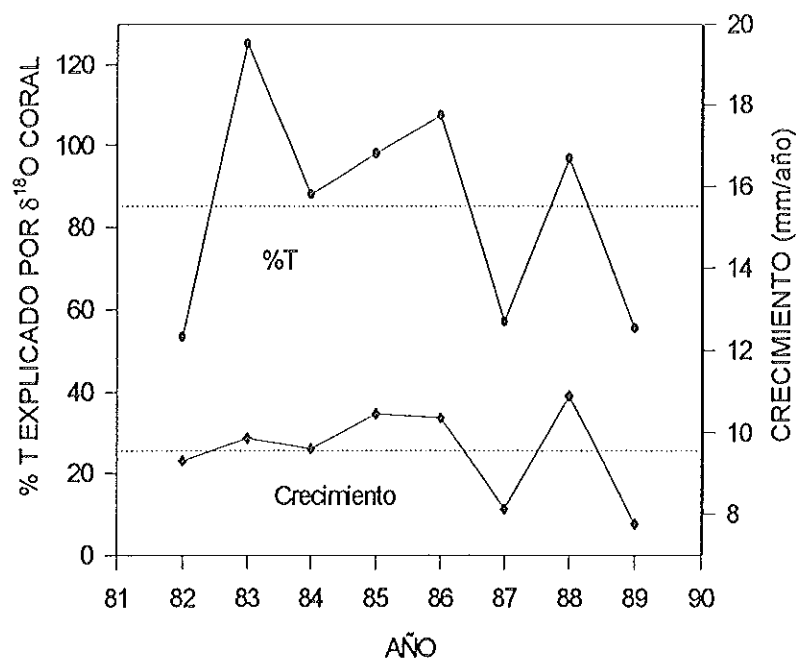


Figura 40. Crecimiento anual del coral 9A y porcentaje del intervalo anual de TOS explicado por  $\delta c$  sin tener en cuenta  $\delta w$ .

Las discrepancias en los valores de temperatura calculados en Cabo Pulmo así como la ausencia de periodicidad anual en Isla Socorro se atribuyen a efectos de  $\delta w$  más que a las tasas de crecimiento de los corales. En la tabla 2 se observa que las ecuaciones de paleotemperatura que tienen en cuenta la composición isotópica del agua en la misma localidad y con corales del mismo género que Dunbar et al. (1994) y DeVilliers et al. (1995), presentan pendientes con valores cercanos a lo normal (4.7). Por tanto es posible que también en el caso de Galápagos la composición isotópica del agua sea un aspecto importante para explicar el valor de la pendiente de paleotemperatura y las diferencias en los valores reconstruidos a partir de  $\delta c$ .

La determinación indirecta de  $\delta w$  para el período 82-90(1) en las dos localidades permitió identificar aspectos interesantes de la dependencia del  $\delta^{18}\text{O}$  coralino y sus implicaciones en la reconstrucción oceanográfica. Ambas localidades presentan un patrón de TOS y  $\delta w$  similar, con efectos contrarios sobre el  $\delta^{18}\text{O}$  del coral. Sin embargo, en CP la señal isotópica del oxígeno está más relacionada con la temperatura superficial y en IS con la composición isotópica del agua (tabla 3). Esta diferencia en la respuesta de dos corales de la misma especie puede explicarse por la diferencia que hay entre los intervalos de temperatura en ambas localidades. El intervalo de variación anual de TOS en CP es de 8°C, el cual parece ser muy significativo en la respuesta coralina. En IS el intervalo de variación es de apenas 3°C y su efecto en el coral no alcanza a distinguirse del efecto del agua.

	$\delta c$ CP	TOS CP	$\delta w$ CP	$\delta c$ IS	TOS IS	$\delta w$ IS
$\delta c$ CP	1					
TOS CP	<b>-0.87</b>	1				
$\delta w$ CP	-0.5	<b>0.86</b>	1			
$\delta c$ IS	0.11	-0.12	-0.1	1		
TOS IS	<b>-0.76</b>	<b>0.87</b>	<b>0.75</b>	-0.09	1	
$\delta w$ IS	-0.53	<b>0.61</b>	0.53	<b>0.6</b>	<b>0.74</b>	1

Tabla 3. Matriz de correlación entre TOS,  $\delta c$  y  $\delta w$  de las dos localidades. En negrillas las correlaciones mayores a 0.6.

En la tabla 3 se destacan otros aspectos interesantes.  $\delta c$  en CP se correlaciona con la temperatura superficial de las dos localidades, lo cual está de acuerdo con la alta relación térmica entre ellas (tabla 3 y figura 8). En general, las señales de TOS y  $\delta w$  de ambas localidades se encuentran estrechamente ligadas, como era de esperarse, dado que  $\delta w$  se derivó a partir de TOS.

En Cabo Pulmo el Niño del 82-83 presentó fuertes anomalías positivas en TOS (figura 5) que alcanzaron a afectar los arrecifes del área. Sin embargo, las anomalías negativas de  $\delta^{18}O$  para el mismo período no son tan fuertes como se esperaba. En el 83, principal período de calentamiento del agua,  $\delta w$  no muestra el mínimo que indica la llegada de la Corriente de California (figura 20). Esto sugiere que no existe el efecto negativo anual inducido por  $\delta w$  sobre  $\delta c$  y por lo tanto, las anomalías negativas de  $\delta c$  no son tan grandes. En efecto, Torres-Orozco (1993) indicó un mayor volumen y permanencia de aguas tropicales en el Golfo durante el 83.

En IS el Niño 82-83 no presentó manifestaciones significativas en las señales térmica e isotópica. Sin embargo, Soto (1996) encontró anomalías en las concentraciones de metales traza en los corales del área. Esto no puede explicarse con el conocimiento disponible sobre el área y podría apoyar la idea de que los resultados de la señal isotópica en IS fueron afectados por problemas de muestreo y baja resolución de la cronología en el coral 16A.

Durante el Niño del 86-87 no se detectaron anomalías térmicas positivas en CP e IS. El  $\delta w$  presentó un patrón inverso al observado en el período 82-83, con una señal anual normal en CP y un intervalo limitado hacia valores más positivos en IS. En el 84 y 88, años posteriores a eventos cálidos, el mínimo de  $\delta w$  en CP y el intervalo del mismo parámetro en IS son menores que lo normal (figura 20).

Con series tan cortas es difícil saber si este patrón se repite después de todos los Niños.

En Cabo Pulmo, como en el 83, en el 89 ocurre otro ejemplo de cómo puede enmascarse la señal de ENOS en el  $\delta^{18}\text{O}$  por los efectos contrarios entre el  $\delta w$  y la TOS (figura 20). Este es el año en que se observa la mayor anomalía negativa de temperatura superficial (final del evento frío del 88), que coincide con la mayor anomalía negativa de  $\delta w$ . Como resultado, la señal de  $\delta c$  en el coral 9A no presenta la anomalía positiva que se esperaría por el efecto térmico.

En otras zonas donde la composición isotópica del agua influye en la señal coralina, ha sido posible determinar factores de corrección para los valores de  $\delta c$  (Carriquiry, 1994; Wellington y Dunbar, 1995; Cole y Fairbanks, 1990), ya que  $\delta w$  está asociado directamente con la salinidad y/o precipitación del área de estudio. En este trabajo no se cuenta con registros de salinidad confiables y este parámetro parece variar poco (tabla 1). En efecto, de acuerdo con la caracterización de las masas de agua del Golfo de California (Torres-Orozco, 1993), las dos aguas principales que interactúan en los patrones de circulación del Pacífico Nortropical tienen salinidades muy similares (menores de 34.5 para ACC y menores de 35 para ASE). En cuanto a la precipitación sus valores en las dos localidades son bajos, en las dos localidades y el período lluvioso del año coincide con valores más positivos de  $\delta w$  inferido, contrario a las teorías sobre variaciones naturales de  $\delta w$  del agua (Rye y Sommer, 1980). Esto sugiere que no existe relación directa entre  $\delta c$  y la salinidad o la precipitación en estas zonas del Pacífico.

Asimismo las variaciones isotópicas anuales del agua estarían más relacionadas con las masas de agua en sí que con su salinidad o efectos de lluvia

y evaporación, tal como se supuso al calcular  $\delta w$ . Los valores de  $\delta w$  son más negativos durante el período de dominancia de aguas de la Corriente de California, de origen polar, que durante el período de dominancia de aguas tropicales. Es lógico, dado que durante la formación de hielo polar hay un enriquecimiento en  $^{16}\text{O}$  (Rye y Sommer, 1980). Además, las aguas tropicales están influenciadas por aguas lluvia más pesadas que las de mayores latitudes (proceso atmosférico de Rayleigh). Es posible también que las lluvias tengan efectos significativos durante la ocurrencia de huracanes, que ayuden a explicar algunos aspectos particulares en la señal de  $\delta w$  y por tanto  $\delta c$ . Sin embargo, no se cuenta con la información necesaria para establecer dicha relación.

El  $\delta^{13}\text{C}$  en los corales de ambas localidades responde diferente. La asociación anual a primera vista en CP es la insolación, mientras que en IS es la Presión atmosférica al nivel del mar (figuras 14 y 15). Además, la relación con la insolación en CP es inversa a la de IS. La correlación de  $\delta^{13}\text{C}$  con  $\delta^{18}\text{O}$  y TOS en las dos localidades es muy baja, pero con respecto a  $\delta^{18}\text{O}$  es positiva en IS y negativa en CP (tabla 4). A su vez, la correlación de la señal isotópica de carbono entre las dos localidades es muy baja.

En Isla Socorro el período de baja presión atmosférica coincide con un esqueleto empobrecido en  $^{13}\text{C}$ . Durante períodos de baja presión se espera mayor cobertura de nubes, lo cual apoyaría el control del  $\delta^{13}\text{C}$  por insolación. Sin embargo la gran varianza de las medias mensuales hace cuestionar la significancia de la asociación  $\delta^{13}\text{C}$  - presión atmosférica. El caso de Cabo Pulmo es diferente y se encontraron valores esqueléticos enriquecidos en  $^{13}\text{C}$  durante los períodos de menor insolación en la zona, contrario a la asociación "normal". La asociación llamada "normal" por ser la esperada de acuerdo con los modelos tradicionales, ocurre porque es común que la época de mayor insolación coincida

con la mayor actividad fotosintética de la zooxantela en el coral. A mayor fotosíntesis, la zooxantela fija más  $^{12}\text{C}$  lo cual permite que el reservorio de la calcificación, y por tanto el esqueleto coralino se enriquezcan en  $^{13}\text{CO}_2$ .

	$\delta^{18}\text{O}$ CP	TOS CP	$\delta^{13}\text{C}$ CP	$\delta^{18}\text{O}$ IS	TOS IS	$\delta^{13}\text{C}$ IS
$\delta^{18}\text{O}$ CP	1					
TOS CP	-0.87	1				
$\delta^{13}\text{C}$ CP	-0.22	0.17	1			
$\delta^{18}\text{O}$ IS	0.11	-0.12	-0.24	1		
TOS IS	-0.76	0.87	0.25	-0.09	1	
$\delta^{13}\text{C}$ IS	0.23	-0.12	-0.23	0.24	-0.06	1

Tabla 4. Matriz de correlación entre TOS,  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  en las dos localidades. En negrillas las asociaciones de  $\delta^{13}\text{C}$  mencionadas en el texto.

Se ha documentado que en sitios con surgencia local fuerte, la transparencia del agua es reducida por afloramientos de fitoplancton durante períodos de insolación alta, lo cual podría invertir la relación  $\delta^{13}\text{C}$  - insolación (NOOA, 1993). En CP la ocurrencia de surgencias y períodos de alta productividad son complejos. Según el sistema de vientos en el Golfo de California se esperan surgencias en el lado occidental en verano y del lado oriental en invierno (Alvarez-Borrego, 1983). Los dos mínimos de  $\delta^{13}\text{C}$  en CP coinciden con el invierno y el verano, mientras que los dos máximos ocurren durante la primavera y el otoño. El mínimo de verano podría explicarse debido a que la surgencia en la costa occidental coincide con la mayor luminosidad en el área, pudiendo crear un afloramiento de fitoplancton que ocasione una disminución en la actividad de la zooxantela y posiblemente un aumento en la heterotrofia del coral. El mínimo de invierno, mucho más pronunciado, podría

explicarse por el mismo efecto, si ocurre que aguas de surgencia de la costa este son llevadas hacia la costa occidental, aunque pierden biomasa durante el transporte (Santamaría del Angel et al., 1994a; Collins et al., 1997). La serie de tiempo más cercana a CP presentada por Santamaría del Angel et al. (1994b) muestra máximos de concentración de pigmentos en el período de noviembre a febrero que coinciden con el pico mínimo principal de  $\delta^{13}\text{C}$  en invierno. Los dos máximos de  $\delta^{13}\text{C}$  se presentarían entonces en períodos de la máxima actividad de la zooxantela, cuando no hay surgencias, a pesar de la nubosidad.

El por qué durante un afloramiento de fitoplancton se disminuye la actividad de la zooxantela ha sido explicado por la disminución de la luminosidad en la columna de agua. La Boca del Golfo de California ha sido considerada una zona de baja productividad. Esto hace cuestionar el que la disminución de luz en uno de estos afloramientos alcance a superar el efecto de la nubosidad en la zona. Una posibilidad sería que la disminución de la actividad de la zooxantela se deba a que el coral aumenta su dieta heterotrófica durante estos períodos.

La variabilidad interanual observada en las series isotópicas así como su relación con eventos ENOS puede explicarse en términos similares a los patrones de dependencia isotópica anual. La relación entre la señal  $\delta^{18}\text{O}$  en los corales y eventos ENOS entre el 82 y 90(1) se discutió anteriormente. Se encontró que los efectos de El Niño en la señal pueden enmascarse debido a los efectos contrarios de la temperatura oceánica y la composición isotópica del agua en las dos localidades. En Cabo Pulmo, donde el efecto térmico es más fuerte sobre la señal de  $\delta\text{C}$  se evidenciaron anomalías negativas significativas durante eventos cálidos y positivas durante eventos fríos. Sin embargo, anomalías de la misma magnitud ocurrieron durante algunos años considerados normales, por lo que se debe tener cuidado al interpretar anomalías de  $\delta^{18}\text{O}$  como indicativas de ENOS en

Cabo Pulmo. Dado el caso, pueden utilizarse registros alternos para verificar su asociación, tales como razones Cd/Ca y Mn/Ca inversas. Soto (1996) encontró bajas razones Cd/Ca y altas razones Mn/Ca en todos los años Niño ocurridos en CP en los últimos 25 años.

El análisis de las anomalías de  $\delta^{18}\text{O}$  en IS mostró poca asociación con ENOS. Es posible que en esta localidad la señal de El Niño sea nula de la misma manera que lo es la señal estacional. En la discusión sobre  $\delta w$  inferido se observó cómo la manifestación de los eventos Niño del 82-83 y 86-87 en el agua de IS tiene diferencias significativas con CP, no esperadas por la alta correlación en la temperatura oceánica y el sistema de circulación de las dos localidades. Es posible que la llegada o permanencia de aguas de diferente composición isotópica varíe en las dos zonas debido a la influencia costera y del Golfo sobre Cabo Pulmo. También es posible que este resultado sea producto de la inexactitud en la asignación cronológica de este coral.

El  $\delta^{13}\text{C}$  en Cabo Pulmo no se pudo asociar directamente con ENOS. Sin embargo, se encontraron 2 ciclos marcados por valores más negativos en  $\delta^{13}\text{C}$  durante el 65, 76 y 86, los años Niño moderados que han ocurrido durante el período de registro (figura 27). Si la interpretación de  $\delta^{13}\text{C}$  es correcta, podría ser que durante eventos cálidos moderados ocurra una confluencia de factores oceánicos y atmosféricos que permitan una mayor productividad en la Boca del Golfo. Asimismo, podría ser una simple coincidencia. Para determinarlo exactamente sería necesario contar con un registro más largo y un análisis más detallado de la relación entre productividad primaria y eventos Niño en el área.

En el registro de IS se destaca un ciclo caracterizado por valores enriquecidos en  $\delta^{18}\text{O}$  en el 79 y 88 (figura 28), aunque no se sabe si es un ciclo

que se repite en el tiempo. Si la señal de  $\delta^{18}\text{O}$  en IS es más dependiente de la composición isotópica del agua que de la TOS, se espera que en el 88, durante un evento frío, se presenten valores más negativos de  $\delta w$ , lo que sugiere que estas incursiones positivas están poco relacionadas con ENOS (79 ha sido considerado un año normal por Quinn et al., 1987 y Díaz y Kiladiz, 1992).

La anomalía positiva del 79 coincide también con una fuerte anomalía positiva de  $\delta^{13}\text{C}$  y con valores exageradamente altos en las razones Mn/Ca medidas por Soto (1996). Este autor considera que durante el 79 pudieron ocurrir escapes hidrotermales que afectaron el contenido de metales en el agua de la isla. Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  en aguas hidrotermales dependen de las especies químicas que éstas contengan (Faure, 1986). Por tanto, es difícil establecer si las anomalías positivas de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  en el coral durante ese año responden a este tipo de actividad.

La tendencia de largo plazo a un empobrecimiento en  $^{13}\text{C}$  encontrada en Cabo Pulmo es cercana a la que Tudhope et al. (1996) dicen que se ha reportado para las aguas oceánicas por emisiones de combustibles fósiles en los últimos 20 años. Pero no se encontró esta tendencia en el coral de Isla Socorro. Tampoco se cuenta con datos que permitan argumentar sobre la influencia del Carbono orgánico disuelto del agua en los registros coralinos estudiados.

Los análisis espectrales de las series de Cabo Pulmo indicaron que el modo de variabilidad anual que afecta a  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  es mucho más marcado para el caso del  $\delta^{18}\text{O}$  y que ambos isótopos están afectados por una variabilidad semestral, cuya justificación está fuera de los objetivos de este trabajo. En Isla Socorro en cambio, no se presenta la frecuencia anual, pero sí varias frecuencias subanuales en las dos series. Un período de 11.3 meses en  $\delta^{13}\text{C}$  podría

representar el patrón anual de este isótopo que está mejor definido que el de  $\delta^{18}\text{O}$ .

Ambas localidades están afectadas de manera importante por la variabilidad bianual que se refleja en los isótopos. Tanto esta componente como la anual han sido identificadas como características de la variabilidad climática por autores como Cole et al. (1993) y Dunbar et al. (1994). Según estos autores la variabilidad dominante en ENOS es de 3 a 7 años y recientemente se ha identificado una variabilidad decadal. La periodicidad interanual de baja frecuencia en IS está dominada por ciclos cada 4 y 8.7 años, pero hay que tener en cuenta que lo corto de las series no permitió establecer ciclos de mayor período. En CP, los ciclos de baja frecuencia que se manifestaron son de 4.8, 8.2, 11.5 y 17 años. Es posible entonces que la variabilidad oceánica interanual que afecta a las dos zonas sea la misma.

En ambas localidades, los análisis espectrales de las series de TOS y  $\delta w$  muestran claramente el ciclo bianual y de 4 años. La similitud entre los espectros de estos factores oceánicos no es sorprendente, dado que  $\delta w$  fue calculado a partir de TOS y ambos factores caracterizan las masas de agua que interactúan en el Pacífico tropical nororiental. En Isla Socorro el espectro de temperatura no presentó la señal de 4 años pero sí la de 8.8 años. Nuevamente se manifiestan aspectos de la variabilidad de esta zona insular que quedan por explicar. Hay que tener en cuenta que las series de TOS y  $\delta w$  son cortas (9 y 10 años) y por tanto no reflejan la variabilidad de más baja frecuencia vista en las series isotópicas de los corales.

El proceso de desestacionalización de las series fue equivalente a calcular anomalías mensuales de las mismas. En los espectros de las series

“desestacionalizadas” se resaltaron las componentes interanuales. Sin embargo aparecieron altas frecuencias que pueden ser producto del filtro aplicado.

## 6 CONCLUSION

En el coral de Cabo Pulmo, los valores anuales más positivos de  $\delta^{18}\text{O}$  ocurren durante el período de baja TOS y los más negativos al contrario, indicando una influencia térmica marcada en la señal. En el coral de Isla Socorro el ciclo anual de  $\delta^{18}\text{O}$  es débil y si el muestreo es válido está más influenciado por la composición isotópica del agua que por la TOS.

En ambas localidades el efecto de  $\delta w$  y TOS sobre el coral es contrario. En Cabo Pulmo un mayor intervalo anual de temperatura permite que la señal térmica en la geoquímica del coral sea importante.

La discrepancia entre la temperatura medida en Cabo Pulmo y los valores calculados por una ecuación simple de paleotemperatura no pueden ser atribuidos a efectos de las tasas de crecimiento del coral, sino principalmente a la composición isotópica del agua.

Antes de reconstruir con mayor certeza la oceanografía del Pacífico tropical nororiental, es necesario establecer un factor de corrección por  $\delta w$  en la ecuación de paleotemperatura.

Utilizando ecuaciones de paleotemperatura para el género *Pavona* que tienen en cuenta la composición isotópica del agua fue posible reconstruir  $\delta w$  en

Cabo Pulmo e Isla Socorro entre 1981 y 1990(1). En ambas zonas se reconstruyeron las variaciones isotópicas anuales del agua relacionadas con el origen de las masas de agua principales que interactúan en la región. Se consideró que no hay variaciones por salinidad o efectos de evaporación-precipitación.

En Cabo Pulmo se encontraron valores esqueléticos enriquecidos en  $^{13}\text{C}$  durante los períodos de menor insolación en la zona, contrario a la explicación tradicional, pero este comportamiento puede ser explicado por una disminución en la actividad de la zooxantela durante períodos de productividad asociados con surgencias en el Golfo de California. En Isla Socorro, en cambio, la asociación  $\delta^{13}\text{C}$  - insolación parece apegarse a los modelos isotópicos tradicionales.

La señal de El Niño en Cabo Pulmo se manifiesta en las anomalías de  $\delta^{18}\text{O}$ , pero su efecto está enmascarado por la acción contraria de  $\delta w$  y TOS. Las anomalías isotópicas en Isla Socorro mostraron poca relación con ENOS.

Los resultados sugieren que la llegada o permanencia de masas de agua en las dos zonas estudiadas varía. Se encontraron anomalías positivas en  $\delta w$  inferido de Cabo Pulmo durante el Niño del 82-83 y en Isla Socorro durante el Niño del 86-87. Sin embargo, hace falta información sobre  $\delta w$  y los datos de IS no son confiables.

El  $\delta^{13}\text{C}$  en Cabo Pulmo presentó valores más negativos durante los años Niño moderados que ocurrieron durante el período de registro. Se desconoce, sin embargo, si hay alguna asociación real entre éstos.

El  $\delta^{18}\text{O}$  en Isla Socorro presenta valores enriquecidos en el 79-80 y 88-89. En el 79 éstos coinciden también con un enriquecimiento anómalo en  $^{13}\text{C}$ . Esta tendencia es independiente de ENOS y no se ha determinado su origen con certeza.

En el coral de Cabo Pulmo se encontró una tendencia a largo plazo a un enriquecimiento en  $^{13}\text{C}$ , consistente con el cambio considerado para el océano por la emisión de combustibles fósiles en los últimos 20 años.

La ciclicidad anual domina mucha de la variabilidad en las series isotópicas de Cabo Pulmo, mas no en las de Isla Socorro. Ambas localidades están afectadas por un modo de variabilidad bianual, de 4 y 8 años. En Cabo Pulmo se encontraron ciclos de 11.5 y 17 años que podrían presentarse en Isla Socorro pero lo corto de la serie no permitió su manifestación en los análisis espectrales.

Las series de TOS y  $\delta w$  inferido mostraron espectros similares (concentrados en 2 y 4 años) que indican la correspondencia de ambos factores con los patrones de circulación en el Pacífico tropical nororiental y que son parte de la variabilidad de ENOS. La componente de 8 años sólo se manifestó en el espectro de la temperatura, y ciclos de más baja frecuencia no se identificaron por lo corto de las series.

Los análisis espectrales de las anomalías de las series de tiempo resaltaron ciclos de baja frecuencia en las series de tiempo permitió identificar ciclos de baja frecuencia en las series isotópicas y oceánicas que estaban disminuídos por la variabilidad estacional.

## REFERENCIAS

- Allison, N., A.W. Tudhope and A.E. Fallick. 1996. Factors influencing the stable carbon and oxygen composition of *Porites lutea* coral skeletons from Phuket, South Thailand. *Coral Reefs*, 15: 43-57.
- Alvarez-Borrego, 1993. Gulf of California. En: *Ecosystems of the world. Estuaries and enclosed seas*. Ketchum, B.H. Ed. Elsevier Scientific Publishing Co. Amsterdam. 500 p.
- Baumgartner T.R. y N. Christensen Jr. 1985. Coupling of the Gulf of California to large-scale interannual climatic variability. *Journal of Marine Research*, 43: 825 - 848.
- Brown, J; A. Colling; D. Park; J. Phillips; D. Rothery; J. Wright. *Ocean Circulation. The Open University - Pergamon Press, Great Britain*. 238 p.
- Buddenmeier, R.W. y R.A. Kenzie. 1976. Coral growth. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.* 14: 183-225.
- Buddenmeier, R.W., J.E. Maragos y D.W. Knutson. 1974. Radiographic studies of reef coral exoskeletons: Rates and patterns of coral growth. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 14: 179-200.
- Carrquiry, J.D, M.J. Risk y H.P. Schwarcz. 1988. Timing and temperature record from stable isotopes of the 1982-83 El Niño warming event in Eastern Pacific corals. *Palaios* 3: 359-364.

- Carrquiry, J.D, M.J. Risk y H.P. Schwarcz. 1994. Stable isotope geochemistry of corals from Costa Rica as proxy indicator of the El Niño/Southern Oscillation (ENSO). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58: 335-351.
- Carrquiry, J.D. 1994. Fraccionamiento del  $^{18}\text{O}$  en la aragonita coralina de *Porites lobata*: Implicaciones en los estudios de paleotemperatura oceánica. *Ciencias Marinas*, 20: 1-22.
- Chakraborty, S. and R. Ramesh. 1993. Monsoon-induced sea surface temperature changes recorded in indian corals. *Terra Nova*, 5: 545-551.
- Climatic Prediction Center. 1983-1996. Climatic Diagnostics Bulletin (CDB). NOAA - NWS - NCEP. USA. Nos. 93 (12) - 96 (3).
- Cole, J.E and R.G. Fairbanks. 1990. The Southern Oscillation recorded in the  $\delta^{18}\text{O}$  of corals from Tarawa atoll. *Paleoceanography*, 5 (5): 669-683.
- Cole, J.E., R.G. Fairbanks and G.T. Shen. 1993. Recent variability in the Southern Oscillation: Isotopic results from a Tarawa atoll coral. *Science*, 260: 1790-1793.
- Collins, C.A., N. Garfield, A.S. Mascarenhas Jr., M.G. Spearman y T.A. Rago. 1997. Ocean currents across the entrance to the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 102(C9): 20,927-20,936.
- De Villiers, S., B.K. Nelson y A.R. Chivas. 1995. Biological controls on coral Sr/Ca and  $\delta^{18}\text{O}$  reconstructions of sea surface temperatures. *Science*, 269: 1247-1249.
- Diaz, H.F. y G.N. Kiladis. 1992. Atmospheric teleconnections associated with the extreme phases of the Southern Oscillation. pp 7-28. En: *El Niño: Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation*. Díaz F. y V. Markgraf (eds.). Cambridge University Press. 476 p.
- Dodge, R.E. y J.R. Vaisnys. 1980. Skeletal growth chronologies of recent and fossil corals. pp 493-596. En: Rhoads and Lutz (eds.), *Skeletal growth of*

- Aquatic organisms: Biological records of environmental change. Plenum Press. 750 p.
- Druffel, E.R.M., R.B. Dunbar, G.M. Wellington y S.A. Minnis. 1990. Reef building corals and identification of ENSO warming episodes. pp. 233-254. En: P.W. Glynn (ed.), Global Ecological Consequences of the 1982-83 El Niño-Southern Oscillation. Elsevier Oceanography series. 563 p.
- Dunbar, R.B., G.M. Wellington, M.W. Colgan and P.W. Glynn. 1994. Eastern pacific sea surface temperature since 1600 A.D.: The  $\delta^{18}\text{O}$  record of climatic variability in Galápagos corals. *Paleoceanography*, 9 (2): 291-315.
- Eidemiller, D.I. 1978. The frequency of tropical cyclones in the southwestern United States and northwestern Mexico. The state climatologist for Arizona. Climatological publications. Scientific papers, N 1, 41 p.
- Epstein, S., R. Buschbaum, H.A. Lowenstam y H.C. Urey. 1953. Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Bull. Geol. Soc. Am.* 64: 1315-1325.
- Epstein, S. y T. Mayeda. 1953. Variation of  $\text{O}^{18}$  content of waters from natural sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 4: 213-224.
- Fairbanks, R.G. y R.E. Dodge. 1979. Annual periodicity of the  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  and  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratios in the coral *Montastrea annularis*. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 43: 1009-1020.
- Faure, G. 1991. Principles and Applications of Inorganic Geochemistry. MacMillan Publ.Co., N.Y., 626 p.
- Gagan, M.K., A.R. Chivas y P.J. Isdale. 1994. High-resolution isotopic records from corals using ocean temperature and mass-spawning chronometers. *Earth Planetary Science Letters* 121: 549-558.
- Gill, I., J.J. Olson and D.K. Hubbard. 1995. Corals, paleotemperature records, and the aragonite-calcite transformation. *Geology*, 23 (4): 333-336.

- Glynn, P.W. y G.M. Wellington. 1983. Corals and coral reefs of the Galapagos Islands. University of California Press. 330 p.
- Glynn, P.w., J.E. Veron y G.M. Wellington. 1996. Clipperton atoll (eastern Pacific): oceanography, geomorphology, reef-building coral ecology and biogeography. *Coral Reefs*, 15(2): 71-100.
- Goreau, T.J. 1977. Seasonal variations of trace metals and stable isotopes in coral skeleton: physiological and environmental controls. Proceedings third International Coral Reef Symposium, Miami, pp 425-430.
- Grossman, E.L. y T.L. Ku. 1986. Oxygen and Carbon isotope fraccionation in biogenic aragonite: temperature effects. *Chemical Geology*, 59: 59-74.
- Guzmán, H.M. y J. Cortés. 1993. Arrecifes coralinos del Pacífico oriental tropical: revisión y perspectivas. *Revisiones de biología tropical*, 41(3): 535-557.
- Jenkins, G.M. y D.G. Watts. 1968. Spectral analysis and its applications. Holden-Day, San Francisco, USA. 525 p.
- Jordan, C.L. 1966. Climatological features of the formation and tracks of hurricanes. Am. Soc. for Oceanography. Hurricane Symposium, Oct 10-11/96, Houston, Texas. pp 82-101.
- Lavín, M.F., E. Beier y A. Badan. 1997. Estructura hidrográfica y circulación del Golfo de California: Escalas estacional e interanual. En: Lavin, M.F. (ed.). *Contribuciones a la Oceanografía física en México. Monografía, Unión Geofísica Mexicana*, 3: 139-169.
- Leder, J.J., P.K. Swart, A.M. Szmant and R.E. Dodge. 1996. The origin of variations in the isotopic record of scleractinian corals: I. Oxygen. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(15): 2857-2870.
- Linsley, B.K., R.B. Dunbar, G.M. Wellington and D.A. Mucciarone. 1994. A coral-based reconstruction of Intertropical Convergence Zone variability over Central America since 1707. *Journal of Geophysical Research*, 99 (C5): 9977-9994.

- Llinas-Gutiérrez, J., D. Lluch-Cota, A. Castellanos y A. Ortega-Rubio. 1993. La isla Socorro, Revillagigedo, México. pp 520-534. En: S.I. Salazar-Vallejo y N.E. González (eds). Biodiversidad marina y costera de México. Com. Nal. Biodiversidad y CIQRO, México, 865 p.
- López, B, J.M. 1996. Hidrografía y dinámica del Pacífico transicional mexicano. Tesis de Maestría, CICESE, México, 99 p.
- Lough, J.M., D.J. Barnes and R.B. Taylor. 1995. The potencial of massive corals for the study of high resolution climate variation in the past millenium. In: Climate variations and forcing mechanisms of the last 2.000 years . Jones, P.D., R.S. Bristley and J. Janzel eds. Springer Verlag. pp 1-14.
- Marinone, S.G. 1988. Una nota sobre la variabilidad no estacional de la región central del Golfo de California. Ciencias Marinas 14(4): 117-134.
- McConnaughey, T. 1989.  $^{13}\text{C}$  and  $^{18}\text{O}$  isotopic disequilibrium in biological carbonates: I. Patterns. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53: 151-162.
- McCrea, J.M. 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *J.Chem. Phys.* 18: 849-857.
- McGowan, J.A. 1983. El Niño and biological production in the California Current. *Trop. Ocean. Atmos. Newsl. Univ. of Miami.* 21, 23p.
- Moore W.S., S. Krishnaswami y S.G. Bhat. 1973. Radiometric determinations of coral growth rates. *Bull. of Marine Science* 23: 157-176.
- National Oceanographic Data Center (NODC). 1991. CD-ROM NODC-3: Global Ocean Temperature and Salinity Profiles. NOAA, USA.
- NOAA, 1993. Coral records of ocean - atmosphere variability. Climate and Global Change Program. Special Report N.10, 38 p.
- Norton, J., D. McLain, R. Brainard y D. Husby. 1985. The 1982-83 El Niño event off Baja and Alta California and its ocean climate context. En: El Niño North. Wooster W.S. y D.L. Fluharty Eds. Washington Sea Grant Program. University of Washington, Seattle. 312p, pp 44-72.

- Philander, S.G., 1990. El Niño, La Niña and the Southern Oscillation. Academic Press, USA. 293 p.
- Quinn, T.M., F.W. Taylor and T.J. Crowley. 1993. A 173 year stable isotope record from a tropical south pacific coral. *Quaternary Science Reviews*, 12: 407-418.
- Quinn, T.M., F.W. Taylor, T.J. Crowley and S.M. Link. 1996. Evaluation of sampling resolution in coral stable isotope records: A case study using records from New Caledonia and Tarawa. *Paleoceanography*, 11(5): 529-542.
- Quinn, W.H., V.T. Neal y S.E. Antunez de Mayolo. 1987. El Niño occurrences over the past four and a half centuries. *Journal of Geophysical Research* 92(C13): 14449-14461.
- Rasmuson, E.M. 1984. El Niño: the ocean-atmosphere connection. *Oceanus* 27: 5-12.
- Rasmuson, E.M. y Carpenter T.H. 1982. Variations in the tropical sea surface temperature and surface winds fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Monthly Weather Review* 110: 354-383.
- Reyes Bonilla, H. 1993. Biogeografía y ecología de los corales hermatípicos (Anthozoa Scleractinia) del Pacífico de México. pp. 207-222 En: *Biodiversidad marina y costera de México*. S.I. Salazar-Vallejo y N.E. González (eds.). Com. Nal. Biodiversidad y CIQRO, México, 865 p.
- Reyes B., H. y J.D. Carriquiry. 1994. Range extension of *Psammocora superficialis* (Scleractinia: Thamnasteriidae) to Isla Socorro, Revillagigedo Archipiélago, Colima, México. *Rev. Bio. Trop.*, 42(1/2): 379-388.
- Reynolds, R.W. 1988. A real-time global sea surface temperature analysis. *Journal of Climate*, 1: 75-86.
- Reynolds, R.W. y T.M. Smith. 1994. Improved global sea surface temperature analysis. *Journal of Climate*, 7: 929-948.

- Robles, J.M. y S.C. Marinone. 1987. Seasonal and interannual termohaline variability in the Guaymas Basin of the Gulf of California. *Continental Shelf Research*, 7 (7): 715-733.
- Rye, D.M. y M.A. Sommer II. 1980. Reconstructing paleotemperature and paleosalinity regimes with O isotopes. En: Rhoads, D.C. y Lutz R.H. Eds. *Skeletal Growth of aquatic organisms. Biological records of environmental change*. Plenum press, N.Y. pp 169-202.
- Santamaría del Angel, E., S. Alvarez-Borrego y I.E. Muller-Karger. 1994a. The 1982-1984 El Niño in the Gulf of California as seen in coastal zone color scanner imagery. *Journal of Geophysical Research*, 99(C4): 7423-7431.
- Santamaría del Angel, E., S. Alvarez-Borrego y I.E. Muller-Karger. 1994b. Gulf of California biogeographic regions based on coastal zone color scanner imagery. *Journal of Geophysical Research*, 99(C4): 7411-7421.
- Shen, G.T, J.E. Cole, D.W. Lea, L.J. Linn, T.A. McConnaughey and R.G. Fairbanks. 1992. Surface ocean variability at Galápagos from 1936 - 1982: Calibration of geochemical tracers in corals. *Paleoceanography*, 7 (5): 563-588.
- Shen, G.T. 1993. Reconstruction of El Niño history from reef corals. *Bull. Inst. fr. etudes andines*, 22 (1): 125-158.
- Soto, J.F. 1996. Detección del fenómeno de El Niño en el Pacífico mexicano mediante el estudio de metales traza en corales de Cabo Pulmo e Isla Socorro, México. Tesis M.C. Universidad Autónoma de Baja California, 85 p.
- Stensrud, D.J., R.L. Gall and M.K. Nordquist. 1997. Surges over the Gulf of California during the Mexican Monsoon. *Monthly Weather Review*, 125: 417-437.
- Swart, P.K. 1983. Carbon and oxygen isotope fractionation in scleractinian corals: A review. *Earth Science Reviews*, 19: 51-80.

- Swart, P.K., J.J. Leder, A.M. Szmant and R.E. Dodge. 1996b. The origin of variations in the isotopic record of scleractinian corals: II. Carbon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(15): 2871-2885.
- Swart, P.K., R.E. Dodge and H.J. Hudson. 1996a. A 240-year stable Oxygen and Carbon isotopic record in a coral from South Florida: Implications for the prediction of precipitation in Southern Florida. *Palaios*, 11: 362-375.
- Tomczak, M and J.S. Godfrey. 1994. *Regional Oceanography: An Introduction*. Pergamon, London. 422 p.
- Torres-Orozco, E. 1993. *Análisis volumétrico de las masas de agua del Golfo de California*. Tesis M.C. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, México. 80 p.
- Tudhope, A.W., D.W. Lea, G.B. Shimmield, C.P. Chilcott, and S. Head. 1996. Monsoon climate and arabian sea coastal upwelling recorded in massive corals from southern Oman. *Palaios*, 11: 347-361.
- Tudhope, A.W., G.B. Shimmield, C.P. Chilcott, M. Jebb, A.E. Fallick and A.N. Dalglish. 1995. *Earth and Planetary Science Letters*, 136: 575-590.
- Weber, J.N y P.M.J. Woodhead. 1972. Temperature dependence of oxygen-18 concentration in reef coral carbonates. *J. Geophys. Res.* 77: 464-473.
- Weil, S.M., R.W. Buddenmeier, S.V. Smith y P.M. Kroopnick. 1981. The stable isotopic composition of coral skeletons: control by environmental variables. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45: 1147-1153.
- Wellington, G.M and R.B. Dunbar. 1995. Stable isotopic signature of El Niño-Southern Oscillation events in eastern pacific reef corals. *Coral Reefs*, 14: 5-25.
- Wellington, G.M, R.B. Dunbar y G. Merlen. 1996. Calibration of stable isotope signatures in Galápagos corals. *Paleoceanography*, 11(4): 467-480.

## ANEXO 1

### ADQUISICION DE DATOS DE TEMPERATURA OCEANICA SUPERFICIAL DE COADS (THE COMPREHENSIVE OCEAN-ATMOSPHERE DATA SET)

La dirección general para acceder a COADS por un sistema de navegación de internet es:

<http://www.cdc.noaa.gov/coads/>

La base de datos de COADS es una de las más completas que existe y comprende datos de temperatura ambiental, temperatura oceánica superficial, presión al nivel del mar, viento, nubosidad y humedad específica entre otros. Cubre un período entre 1946 y 1996.

El acceso a datos se encuentra en:

<http://www.ncdc.noaa.gov/onlinedata/datasets.html#info>

COADS contiene aproximadamente 1000 bases de datos diferentes. Para una descripción general de los productos que contienen información de temperatura oceánica superficial puede buscarse:

<http://www.scd.ucar.edu/dss/catalogs/odl.html#SST>

Las bases COADS más completas son:

Release1 (1854-1979)

Release1a (1980-1993)

Estas bases son globales y se encuentran en la base de datos ds540.0, que consta de resúmenes mensuales en variables agrupadas (TOS, viento, presión, etc). Sin embargo, los datos no son adsequibles libremente vía navegador o FTP, deben ser solicitados con un costo aproximado de U.S \$6 por cada 10 Mbytes de información, a:

Data Support Section

National Center for Atmospheric Research

P.O. Box 3000

Boulder, CO 80307

U.S.A.

worley@ncar.ucar.edu

Para este trabajo se requería principalmente información de TOS para calibración de los datos isotópicos. Por tanto se seleccionó una base de datos de temperatura superficial, la ds277.0, de la cual se obtuvieron datos a partir de 1981, siguiendo el procedimiento que se detalla a continuación.

## **OBTENCION DE DATOS**

Los productos disponibles de TOS en ds277.0 son:

-Análisis globales OI entre noviembre de 1981 y el presente. Combina observaciones de barcos y datos de satélite en cuadrantes de  $1 \times 1^\circ$ , semanales y mensuales.

-TOS reconstruída entre 1950-1992. Limitado a 69N - 25S. En cuadrantes de 2x2°, mensuales.

El producto que se adquirió fue el primero, ya que son medidas directas y confiables para los objetivos propuestos.

La mejor forma de acceder a los datos es vía FTP, desde sistema Unix, ya que vienen comprimidos en formato .Z, y a pesar de que se ofrece un paquete para usar en sistema PC, se obtuvieron resultados más rápidos desde Unix.

En el directorio de COADS ([ncardata.ucar.edu](http://ncardata.ucar.edu)), las bases de datos se encuentran en datasets. Si se abre este directorio se desplegarán todas las bases COADS disponibles, entre ellas la ds277.0. Dentro de esta base, existen los dos productos, de los cuales nos interesa el OI y dentro de éste los datos mensuales (mnly), que están organizados por año (p.e. mnly.1981.Z). A continuación se especifica la ruta para bajar las bases de datos:

Desde un sistema Unix:

-ftp ncardata.ucar.edu

-Name: anonymous

-Password: la dirección de e-mail de quien está accedendo a los datos

-cd datasets/ds277.0/oi/mnly/data

-binary

-get mnly.1988.Z (de acuerdo con el año que se esté bajando)

-quit

Ahora, para descomprimir el archivo:

-uncompress mnly.1988.Z

Para leer los datos hay que cerciorarse que todas las bases de datos bajadas estén en formato ascii. Para cambiar el formato, se utiliza la instrucción:

```
-unix2dos -ascii <archivo viejo> <archivo nuevo>
```

Por ejemplo: unix2dos -ascii m87.dat m87.asc

## LECTURA Y PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

El formato de los datos no está disponible, así que hay que bajar un programa de la red para leerlos. Se ofrece un programa para Unix y uno para PC en lenguaje Fortran. Ambos programas pueden bajarse vía ftp con la siguiente ruta:

```
ftp: // ncardata.ucar.edu/datasets/ds277.0/oi/readoi.for    (para PC, o sea Fortran)
                                readoi.f                (para Unix)
```

En nuestro caso, se bajó readoi.for y se modificó para correr en un Fortran 3 y para poder especificar la localización geográfica. Se obtuvo un ejecutable (readoi.exe) que se corrió para cada base de datos y cada localización desde DOS.

Para comprender la nomenclatura de la posición geográfica hay que tener en cuenta:

La localización viene dada por un par geográfico (I, J) donde la variable I es la longitud y la variable J es la latitud dadas de la siguiente manera:

I=1 corresponde a 179.5W; I=2 corresponde a 178.5W y así hasta I=360 correspondiendo a 179.5E.

J=1 corresponde a 89.5S; J=2 corresponde a 88.5S y así hasta J=180 correspondiendo a 89.5N.

Por ejemplo, la posición 73, 114 corresponde a la ubicación geográfica 109.5W, 23.5N y proporcionará datos en el cuadrante de  $1 \times 1^\circ$  comprendido entre 109 - 110 W y 23 - 24 N.

## ANEXO 2

### ADQUISICION DE DATOS DE TEMPERATURA OCEANICA SUPERFICIAL DE PATHFINDER

La NOAA y la NASA proveen datos de satélite derivados de radiómetros de alta resolución (Avhrr= Advanced very high resolution radiometers). Entre éstos se ofrecen bases de datos de temperatura oceánica superficial: MCSST (Multichannel sea surface temperature) y Pathfinder, disponibles con diferente resolución y cobertura.

Dichos productos están disponibles directamente del navegador de internet; pueden ser pedidos en cinta magnética llenando una orden de pedido en la página de internet (gratuitamente), o pueden obtenerse vía ftp.

La página del programa NOAA - NASA PATHFINDER se encuentra en:  
<http://podaac-www.jpl.nasa.gov/sst/>

### OBTENCION DE DATOS

La forma más práctica y efectiva para obtener los datos es vía FTP. A continuación se describe en detalle la obtención de datos mensuales de temperatura oceánica superficial de pathfinder por esta vía.

El servidor se encuentra en:

podaac.jpl.nasa.gov

Los datos se extraen del archivo pub con un login anónimo. Dentro del pub se encuentran varias rutas diferentes. A continuación se define la ruta para obtener temperaturas oceánicas superficiales de radiómetro avanzado, contenidas en la base de pathfinder, donde se seleccionaron únicamente los mejores píxeles (es decir, se buscaron los datos más precisos posibles), con resolución temporal mensual (puede elegirse otra), ascendente (este parámetro define la dirección del satélite) y resolución espacial de 18 km (es el tamaño de cada píxel, existe de 9 o de 54 km).

Existen datos disponibles entre 1987 y 1993 (con actualizaciones continuas). Los archivos consisten en imágenes .hdf, mundiales, comprimidas con formato .Z. La mejor forma para descomprimir este tipo de archivos es dentro de un sistema UNIX. A continuación se describe la ruta para obtener los archivos correspondientes a un año completo (12 imágenes, una por mes):

Desde un sistema Unix :

```
-ftp podaac.jpl.nasa.gov
```

```
-Name: anonymous
```

```
-Password: la dirección de e-mail de quien está accedendo a los datos
```

```
-cd
```

```
pub/sea_surface_temperature/avhrr/pathfinder/data_v1/best_sst/monthly/ascending/18km/1987
```

(Nota: 1987 es el año, que cambiará de acuerdo con el que se va a obtener. En data\_v1 están 1987-1990. En data\_v3 están 1991-1993, y deberá cambiarse cuando se van a obtener estos años).

-binary

-prompt

-mget \*.\*

-quit

De esta forma se obtienen 12 archivos cuyos nombres están codificados como sigue:

Enero de 1987: 198701h18ma-gdm.hdf.Z

Junio de 1992: 199206h18ma-gdm.hdf.Z

Si se quiere un solo mes, se cambia la instrucción mget\*.\* por get <nombre de la base del mes buscado>

Para descomprimir cada archivo:

-uncompress 198802h18ma-gdm.hdf.Z

## **LECTURA Y PROCESAMIENTO DE DATOS**

Cada archivo está en un formato .hdf, y corresponde a una matriz de 2048 columnas (correspondientes a longitud geográfica) por 1024 filas (correspondientes a latitud geográfica).

En este trabajo se utilizó el Spyglass para desplegar las matrices y gráficas correspondientes.

## ANEXO 3

### PRUEBAS DE LABORATORIO

#### BREVE DESCRIPCION DEL ESPECTROMETRO DE MASAS DE RAZONES ISOTOPICAS

Para quienes están poco familiarizados con este tipo de espectrómetros, a continuación se hace un recuento muy general del funcionamiento del espectrómetro de masas de razones isotópicas utilizado. Para una visión más profunda, se recomienda al lector consultar el manual del Optima en el laboratorio de isótopos del IIO.

El VG Optima es un espectrómetro de masas de sector magnético que tiene adaptado un sistema para manejo de carbonatos. Las muestras son colocadas en un carrusel con capacidad para 44 navetas. Cada muestra cae dentro de un frasco de reacción con ácido fosfórico al 103%, mantenido a una temperatura de 90°C. El producto de la reacción que se produce allí es CO<sub>2</sub> gaseoso y sales de calcio. El CO<sub>2</sub> pasa por una trampa criogénica de agua y es condensado en una cavidad enfriada a -190°C (dedo frío). Posteriormente el dedo frío se calienta y la presión generada es leída en un sensor de presión (transductor). La presión en el transductor controla el paso de la muestra a través del conjunto de ductos y válvulas que llegan hasta el analizador, conocido como puerto dual (dual inlet), ya que consiste de dos sistemas casi idénticos, uno para manejo del gas de la muestra, y otro para el del gas de referencia.

## DETERMINACION DEL PESO IDEAL DE MUESTRA

La selección del peso ideal de muestra fue un proceso semi cuantitativo que se ajustó durante las mediciones. En la siguiente tabla se resumen los primeros ensayos hechos con diferentes pesos de muestras y sus resultados.

PESO MUESTRA (mg)	MAXIMA PRESION	PRESION (mb)	B	C	BEAM	BELLOWS
2010	15	76	X		6 E-9	
1530	15	56	X			
2490	15	73.7	X	X	7.75 E-9	
2479	FALSE	51.3	X		7.33 E-9	821
3019	FALSE	63.8	X		9.01 E-9	320
2965	3	51.7	X		9.26 E-9	268
2954	15	55	X		8.83 E-9	158
2980	25	25		X	2 E-8	6 C
2512	25	74	X		7.68 E-9	719
1984	25	50.9	X		6.3 E-9	1097
1515	25	50.7	X		5.18 E-9	1399
1006	25	29.2		X	2 E-8	4 C
506	25	17		X	2 E-8	3 C

Se presenta el peso de la muestra, la máxima presión a la cual la muestra es enviada al dedo frío del puerto dual (parámetro que se determina antes de las mediciones), la presión en milibares medida por el transductor, una indicación de la ruta que tomó la muestra dadas las condiciones (B=fuelles o bellows, C=dedo frío o coldfinger), el valor del haz (o beam) generado por el gas al abrirse la válvula del chageover, y el valor de los fuelles que indica qué tanto fueron

cerrados para alcanzar equilibrio con el gas de referencia (el valor del haz para las mediciones se estableció en  $1E-8$ ).

La medición de isótopos en una muestra es una razón que no está afectada por el peso de la muestra en sí. El peso ideal determinado para este análisis debía cumplir con las siguientes características: -Generar una presión suficiente para no utilizar el dedo frío del puerto dual (lo cual aumenta el consumo de Nitrógeno líquido y el tiempo de la medición), y no demasiado alta como para forzar el aparato. -Una vez en el fuelle, generar una presión suficiente para evitar un cierre exagerado e innecesario del mismo.

Con los resultados preliminares se decidió que pesos entre 1000 y 1500 mg cumplieran con estas características, generando presiones entre 20 y 50 mb, dada una presión máxima en el transductor de 15 mb. Posteriormente, con la práctica, se determinó que los pesos ideales estaban entre 1200 y 1600 mg, ya que ocasionalmente el transductor no alcanzaba a medir la presión total generada por pesos de 1000 mg enviando la muestra al dedo frío. Pesos menores, con una presión máxima también menor cumplen con la no utilización del dedo frío, pero generan haces muy pequeños forzando demasiado los fuelles.

## **REPETIBILIDAD DE LAS MEDICIONES**

A continuación se presentan los datos de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  realizados por duplicado.

$d^{13}C$		$d^{18}O$	
Medicion	Repeticion	Medicion	Repeticion
			n
-3.704	-3.594	-5.137	-5.032
-3.429	-3.347	-4.546	-4.299
-2.57	-2.599	-5.092	-4.96
-3.282	-3.22	-4.179	-4.143
-2.618	-2.587	-4.751	-4.607
-2.832	-2.804	-4.379	-4.445
-2.664	-2.725	-5.458	-5.462
-2.808	-2.898	-4.483	-4.436
-2.655	-2.758	-4.831	-5.104
-2.64	-2.65	-4.087	-4.919
-2.714	-2.642	-4.866	-4.873
-2.67	-2.616	-4.598	-4.519
-2.826	-2.779	-5.131	-5.208
-2.746	-2.684	-4.496	-4.369
-2.695	-2.749	-4.312	-4.39
-2.873	-2.85	-4.505	-4.547
-2.86	-2.675	-4.871	-4.719
-2.582	-2.514	-4.652	-4.532
-2.703	-2.657	-4.953	-4.862
-3.304	-3.283	-4.686	-4.573
-3.306	-3.252	-4.63	-4.623
-3.308	-3.357	-4.34	-4.43
-3.45	-3.425	-4.299	-4.266
-3.123	-3.067	-4.074	-4.08
-3.386	-3.435	-4.187	-4.219
-3.19	-3.286	-4.095	-4.029
-2.896	-3.104	-4.263	-4.509
-3.258	-3.394	-4.797	-4.729
-3.414	-3.409	-4.692	-4.68
-3.647	-3.725	-4.644	-4.607
-3.414	-3.528	-4.48	-4.514

## CALIBRACION DE ESTANDARES INTERNOS Y PRECISION

El gas de referencia se calibró con respecto a los valores conocidos del estándar de Scripps (denominado SIO), por medio de pruebas sucesivas. Enseguida se corrieron 10 muestras de este estándar para validar la calibración, con los siguientes resultados:

n=10	VALOR ESPERADO	MEDIA DE MEDICION	DESVIACION ESTANDAR
d13C	-1.5	-1.521	0.012
d18O	-5.34	-5.332	0.04

Posteriormente se calibró el estándar interno de porites del IIO (denominado CIIO) y para validarlo se hizo una corrida de 10 muestras del estándar CIIO con control de 4 muestras de SIO. Los resultados se muestran en la siguiente tabla:

ESTANDAR	d13C	ds	d18O	ds
CIIO (n=10)	-1.945	0.034	-3.071	0.058
SIO (n=4)	-1.572	0.036	-5.357	0.058

La media del estándar de SIO en ambas calibraciones da una idea de la exactitud obtenida en las mediciones y la desviación estándar de la precisión. Además, en cada corrida se midieron controles del estándar CIIO que permitieron controlar estos parámetros en los valores de las muestras de los corales estudiados. El valor medio de la desviación estándar para los controles en las corridas fue de 0.034 para el  $\delta^{13}\text{C}$  y de 0.055 para el  $\delta^{18}\text{O}$ .

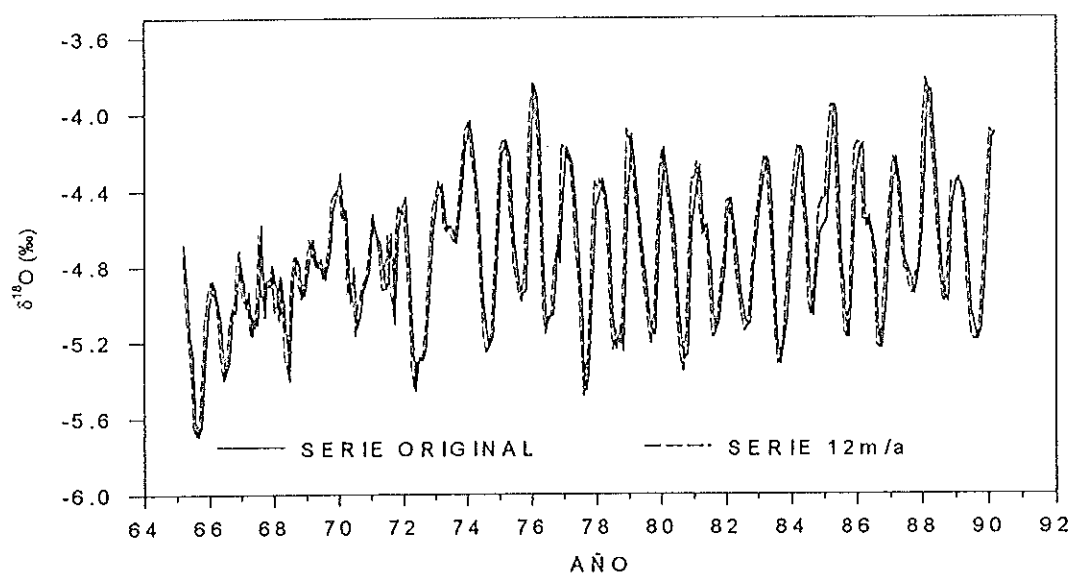
## CALCULO DE CORRECCIONES

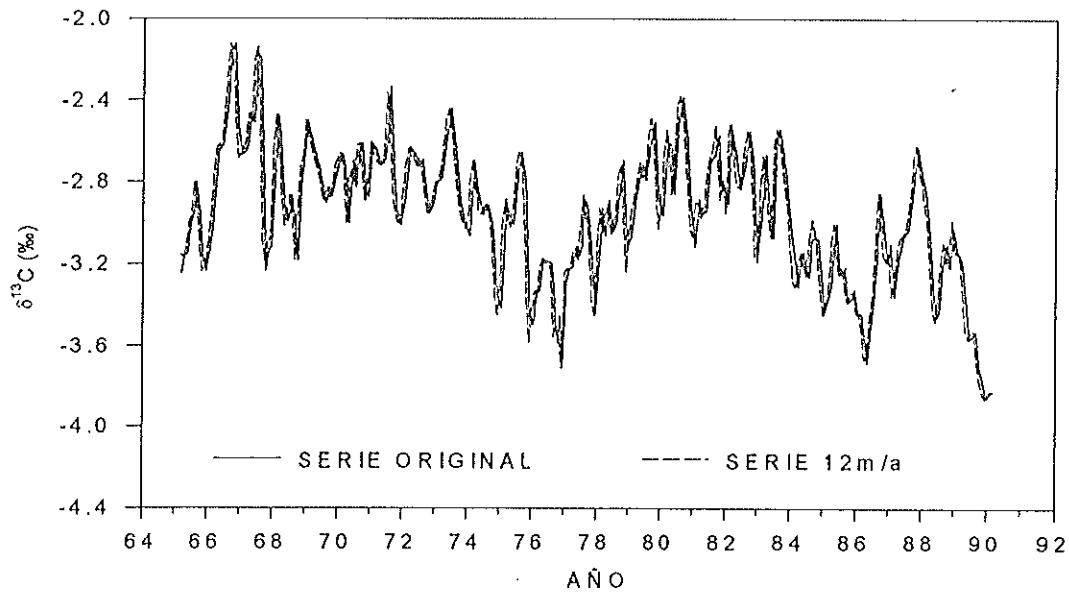
Para calcular el factor de corrección por variación durante el tiempo de corrida, se corrió un carrusel completo (44 muestras) con estándares CIIO. Una regresión lineal permitió determinar una tendencia de los valores isotópicos hacia más negativos. El error acumulado a lo largo de la medición es más grande cuantas más muestras sean; además, el peso de las muestras fue relativamente alto, lo que permitió mayor acumulación de agua y probabilidad de error en el valor isotópico de  $\delta^{18}\text{O}$ . Por tanto se determinó 25 como el número ideal de muestras por corrida y se hicieron cálculos del error para ese tamaño de batch. El factor de corrección se determinó entonces como el valor de la pendiente de la regresión lineal entre el valor isotópico y el número de muestra (o lo que es lo mismo, tiempo de corrida), siendo acumulativo. El factor de corrección para  $\delta^{13}\text{C}$  fue de 0.00033, llegando hasta 0.0079 en la muestra 25. Debido a que este valor es muy pequeño comparado con la desviación estándar para  $\delta^{13}\text{C}$ , no se encontró justificación para aplicar corrección por depleción en este isótopo. El  $\delta^{18}\text{O}$ , en cambio, presentó un factor de corrección de 0.002 llegando hasta 0.046, lo cual pudiera ser significativo en la variación de este isótopo.

Los valores de ambos isótopos fueron corregidos por la diferencia entre la media de los controles de estándares y el valor de la calibración de los mismos, es decir, el valor esperado. El valor medio de las correcciones para  $\delta^{13}\text{C}$  fue de 0.042 ( $\pm 0.034$ ) y para  $\delta^{18}\text{O}$  fue de 0.054 ( $\pm 0.064$ ).

## ANEXO 4

## GRAFICAS DE SERIES DE TIEMPO

 $\delta^{18}\text{O}$  CABO PULMO

$\delta^{13}\text{C}$  CABO PULMO $\delta^{18}\text{O}$  ISLA SOCORRO