



## **Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología**

**Unidad Académica de Sistemas Arrecifales  
Universidad Nacional Autónoma de México**



**VARIACIONES EN LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL OCÉANO ASOCIADOS A  
CAMBIOS EN EL NIVEL DEL MAR DEL PLEISTOCENO TARDÍO REGISTRADOS EN  
DEPÓSITOS DE CORALES FÓSILES DE SIDERASTREA SIDEREA LOCALIZADOS  
EN LA PENÍNSULA DE YUCATÁN, MEXICO.**

**T E S I S**

**QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:**

**DOCTOR EN CIENCIAS**

**(QUÍMICA ACUÁTICA)**

**P R E S E N T A**

**M en C. LUIS FERNANDO VÁSQUEZ BEDOYA**

**DIRECTOR DE TESIS: Dr. PAUL BLANCHON**

**Co-DIRECTOR DE TESIS: Dra. ANNE LOUISE COHEN**

**COMITÉ TUTORAL:**

**DR. JUAN PABLO BERNAL URUCHURTU**

**DR. JUAN PABLO CARRICART-GANIVET**

**DR. CARLOS RENÉ GREEN RUIZ**

**DR. RAMÓN ANDRÉS LÓPEZ PÉREZ**

**Puerto Morelos, Quintana Roo**

**Septiembre 2012**



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



## Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología

Unidad Académica de Sistemas Arrecifales  
Universidad Nacional Autónoma de México



**VARIACIONES EN LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL OCÉANO ASOCIADOS A CAMBIOS EN EL NIVEL DEL MAR DEL PLEISTOCENO TARDÍO REGISTRADOS EN DEPÓSITOS DE CORALES FÓSILES DE SIDERASTREA SIDEREA LOCALIZADOS EN LA PENÍNSULA DE YUCATÁN, MEXICO.**

### **Director de Tesis:**

Dr. Paul Blanchon

### **Co- Director de Tesis:**

Dra. Anne Louise Cohen

### **Comité Asesor:**

Dra. Delia Oppo

Dr. William Thompson

### **Jurado de Examen:**

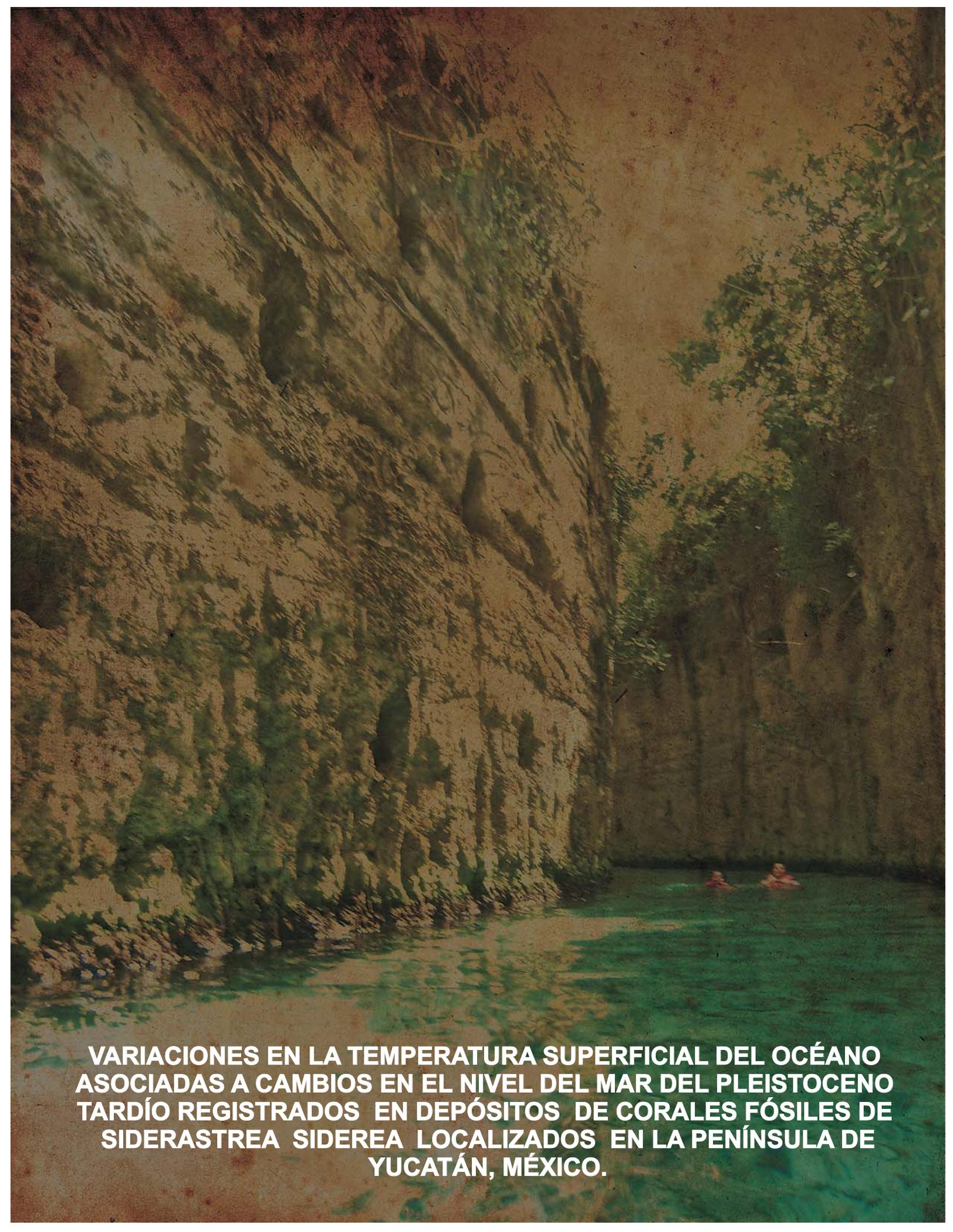
**Presidente:** Dr. Juan Pablo Bernal Uruchurtu

**Secretario:** Dr. Paul Blanchon

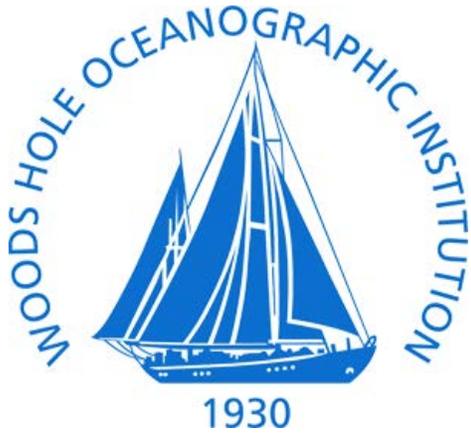
**Vocal:** Dr. Carlos René Green Ruiz

**Suplente:** Dr. Juan Pablo Carricart Ganivet

**Suplente:** Dr. Ramón Andrés López Pérez



**VARIACIONES EN LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL OCÉANO ASOCIADAS A CAMBIOS EN EL NIVEL DEL MAR DEL PLEISTOCENO TARDÍO REGISTRADOS EN DEPÓSITOS DE CORALES FÓSILES DE SIDERASTREA SIDEREA LOCALIZADOS EN LA PENÍNSULA DE YUCATÁN, MÉXICO.**



Este trabajo se realizó en el laboratorio de Geociencias de la Unidad Académica de Sistemas Arrecifales (Puerto Morelos, Q. Roo) del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) con el apoyo del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT-Mexico), quienes suministraron la beca doctoral par LFVB, los proyectos CONACYT 104358 y 23749 y en el Laboratorio de la Dra Cohen, del Departamento de Geología y Geofísica (G&G) de Woods Hole Oceanographic Institution, Massachusetts (USA) con el apoyo de US National Science Foundation grant No. OCE-0926986.

A Dios quien me fortalece y alienta para continuar.  
A mis padres Olga y Julio, quienes me motivaron para continuar con mis estudios a pesar  
de tener que renunciar a mí.  
A mis hermanos (Germán, Oscar, Fredy, Elizabeth y Julian) quienes siempre creyeron en  
mi.  
A mi sobrinos (Eduardo, Valentina, Mateo, Valentina chiquita, Juan David y Luciana)  
quienes me llenan de alegría y gritos mi vida.  
A mis amigos Memo, Juan Esteban y William, a quienes les hubiera gustado celebrar este  
triumfo a mi lado.  
A esas personas especiales que han siempre han estado allí (Andrés, Eric, Nadine, Juano,  
Jessica, Manu, Ferlaz, Richi, Heidi, Walter, Cristian, Julie, Maicol, Janeth, Silvia, Zully,  
Eustelly, Faber, Ketría y Leo).  
A los miembros de la Corporación Educativa para el Desarrollo Integral COREDI,  
especialmente al Padre Pacho, Aura, Nelson y Martha López por apoyarme y brindarme la  
oportunidad de crecer al lado de ellos.  
Al grupo de Investigación en Gestión y Modelación Ambiental GAIA, por brindarme la  
oportunidad de compartir lo aprendido y por aquellas personas tan especiales que creen  
en mi.

*"Sí, Solón, hubo un tiempo, antes de la más grande destrucción por las aguas, donde la ciudad que  
es hoy de los atenienses era, de todas, la mejor para la guerra (...) En ese tiempo se podía pasar  
por este mar. Había una isla delante de ese pasaje que ustedes llaman las Columnas de Hércules  
(...). Ahora bien, en esta isla Atlántida, sus reyes habían formado un gran y maravilloso imperio  
(...)." Fragmento de El Timeo, de Platón.*

## **Agradecimientos especiales**

A lo largo de todos estos años de doctorado, son muchas las personas que entraron a formar parte de mi vida. He sido, un becario que tiene que cambiar de ciudad, recomenzar un trabajo con otro tema diferente del que no sabe casi nada, viajar al extranjero intermitentemente, y luego terminar de escribir una tesis inteligible, por ello, el número de personas imprescindibles para la consecución de estas etapas se multiplica por mucho. Por lo anterior, de antemano pido disculpas a aquellas personas que quizá deberían haber sido mencionadas y no están nombradas a continuación. Pero en mi mente siempre han estado todos.

Al Dr. Paul Blanchon por brindarme la oportunidad, su asesoría, enseñanzas, dirección, consejos y su amistad.

A la Dra. Anne Louise Cohen por su codirección, por darme la oportunidad de aprender nuevas cosas y por la beca otorgada para la realización de la tesis.

Al Dr. Enrique Iglesias Prieto por darme una segunda oportunidad, por creer en mí y por las enriquecedoras charlas sobre calcificación.

A mi comité de tesis: Dr. Juan Pablo Bernal Uruchurtu, Dr. Carlos René Green Ruiz, Dr. Juan Pablo Carricart Ganivet y el Dr. Ramón Andrés López Pérez por tenerme mucha paciencia, las correcciones, sugerencias y su dedicada labor.

A la gente de WHOI: Dra. Delia por sus enseñanzas en Paleoceanografía, su paciencia y consejos para mejorar. El Dr. William Thompson por sus dedicadas horas en el laboratorio, enseñándome las técnicas de U/Th, las enriquecedoras discusiones acerca de los sistemas abiertos, su amistad y su apoyo incondicional. A la Dra. Ann Tarrant por su ayuda incondicional en la preparación histológica de los tejidos de coral. A los Doctores Neal Cantin y George P. Lohmann, por su amistad, enseñanzas y por su ayuda en la recolección y análisis de muestras. A Meagan Eagle Gonneea, por su ayuda en la preparación de las muestras para el análisis en ICP-MS, trabajo de campo y las enriquecedoras discusiones.

A la Dra. Darlene Ketten y la Sra. Julie Arruda por la asistencia técnica en el análisis de la Tomografía Axial Computarizada para los corales. Estoy supremamente agradecido con la M.Sc. Kathryn Rose y la Sra. Kelly Servant por la asistencia técnica y administrativa durante mi estancia. A la Dra Judith Sánchez Rodríguez por sus valiosos consejos, ayuda, amistad y por los rites.

Al Biólogo Rafael Valdés Cruz y el Ingeniero Rodolfo Raigoza de la Jefatura de Fauna Marina en Xcaret por el permiso y la disposición para la recolección de muestras en el parque Xcaret.

Al Sr. Amauri Mendoza por la ayuda en la recolección de muestras y por estar siempre dispuesto a la salida de campo. Además que su GPS interno nos sacó de varios apuros.

A Edgar Escalante y Panchito por su ayuda con los datos de temperatura, ayuda logística para los muestreos y la discusión en temas de la oceanografía física.

A Judith Vázquez Enríquez, Dolores Ruíz González, Marcy B. Durán Sosa y Gabriel Rosado Perera, por su amistad, gran ayuda y apoyo en todos los asuntos de la escuela.

A Sandra Escalante, por su ayuda con el laboratorio y la casa y Don Julito por su amistad, la hechada de manos y los salbutes.

A Ceci por su sabias palabras, ayuda, ánimos y por los rites.

A todo el equipo de entrenamiento en buceo Fer, Edgar y Ceci porque sin su ayuda mi trabajo no hubiera podido realizarse.

A la Dra. Gloria Vilaclara Fatjo, Gabriela Almaraz Mejía, Diana Juárez Bustos, Chantal G. Ruiz Guerrero y Guadalupe Godoy Medina, por su amistad, consejos y su gran disposición a colaborar.

Al Dr. Martin Merino, Dr. Federico Páez-Osuna, Dra. Rosalba Alonso Rodríguez y el Dr. Carlos René Green Ruiz por sus consejos y enriquecedoras discusiones.

A mis grandes amigos de México: JuanJo, Eric, Jessica, Fernando Lazcano, Nadine, el Rich y la Manu por darme la mano cuando la necesitaba.

A mis amigos de WHOI (Camilo Ponton, Maria Broadbridge, Marine Bollard, Jennifer Angel, Darek Baranowski, Amelie Meyer, Natalie Roberts, Araceli Yeguas, Anne Uldahl, Patrick

Martin, Jeroen van de Giessen, Prosper Zigah, Shailesh Agrawa, Massimo Di Stefano, Yves Laco, Giuseppe Bartone y Patrick J. Dickhudt) por su ayuda desinteresada, colaboración, fiestas y amistad.

A mis compañeros de Laboratorio y de escuela de la Unidad Académica de Sistemas Arrecifales (UASA) ICMYL- UNAM Puerto Morelos: Edgar Escalante Mancera, Robin Smith, Marian Patricia Granados Corea, Paula Andrea Zapata Ramírez, Javier Humberto Echavarría Saldaña y Agustín Israel Cruz Ortega, por su ayuda incondicional y asistencia técnica durante mis muestreos.

A mis nuevos compañeros del GAIA: Santi, Camilo, Dianita, Lina Z, Lina A, Clarita (la edición de las fotos), Pedro Pablo, Daniel, Julian, Carlitos, Irina, Marce, Sebas, Adrian, Hilda, Fátima y los profes por su apoyo, por las discusiones académicas y su amistad incondicional.

## ÍNDICE

RESUMEN .....	vi
ABSTRACT .....	viii
PRESENTACIÓN.....	x
CAPÍTULO 1.....	1
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 VARIACIÓN CLIMÁTICA DURANTE EL CUATERNARIO TARDÍO.....	2
1.2 REFERENCIAS .....	10
CAPÍTULO 2.....	13
2. MARCO REFERENCIAL.....	13
2.1 CONCEPTOS TEÓRICOS.....	14
2.2 ANTECEDENTES METODOLÓGICOS .....	43
2.3 PLANTEAMIENTO .....	58
2.4 HIPÓTESIS .....	59
2.5 OBJETIVOS.....	59
2.6 REFERENCIAS .....	60
2.7 ANEXOS.....	86
CAPÍTULO 3.....	91
3. MÉTODOS.....	91
3.1 ÁREA DE ESTUDIO.....	92
3.2 TOMOGRAFÍA AXIAL COMPUTARIZADA (TAC) Y TASA ANUAL DE CRECIMIENTO.....	104
3.3 RELACIÓN Sr/Ca .....	106

3.4	CALIBRACIÓN .....	107
3.5	MODELOS MATEMÁTICOS .....	109
3.6	TIPO DE SIMBIONTE Y SEXO DE CADA COLONIA.....	110
3.7	DETERMINACIÓN DE LA EDAD EN LAS COLONIA FÓSILES. ....	112
3.8	ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO .....	115
3.9	REFERENCIAS .....	115
CAPÍTULO 4.....		121
4.	RESULTADOS.....	121
4.1	TASA ANUAL DE CRECIMIENTO Y TOMOGRAFÍA AXIAL COMPUTARIZADA.....	122
4.2	CALIBRACIÓN DE LA TASA ANUAL DE CRECIMIENTO USANDO MÚLTIPLES CORALES CON LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL OCÉANO .....	127
4.3	ANÁLISIS DE REGRESIÓN EN FUNCIÓN DE LA PROFUNDIDAD .....	135
4.4	CALIBRACIÓN DE LA RELACIÓN Sr/Ca CON LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL OCÉANO.....	143
4.5	TEMPERATURA Sr/Ca DEPENDIENTE DE LA EXTENSIÓN LINEAL .....	149
4.6	TIPO DE SIMBIONTE Y EL SEXO DE CADA COLONIA.....	153
4.7	CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO Y LA EDAD U/Th DEL ARRECIFE FÓSIL....	155
4.8	REFERENCIAS .....	157
4.9	ANEXOS.....	158
CAPÍTULO 5.....		161
5.	DISCUSIÓN .....	161
5.1	VARIACIONES EN LA TASA ANUAL DE CRECIMIENTO.....	162
5.2	CALIBRACIÓN Y LA RELACIÓN Sr/Ca .....	173

5.3 CALIBRACIÓN DE LA TASA ANUAL DE CRECIMIENTO Y TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL OCÉANO .....	178
5.4 CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO Y EDAD DE LOS TRACTOS ARRECIFALES.....	199
5.5 REFERENCIAS .....	203
CAPÍTULO 6.....	214
6. CONCLUSIONES .....	214
6.1 RESUMEN .....	215
6.2 LIMITACIONES E INCERTIDUMBRES ASOCIADAS CON LA OBTENCIÓN DE DATOS .....	216
6.3 HALLAZGOS, LOGROS Y LIMITACIONES EN LOS MÉTODOS USADOS PARA ESTIMAR LA VARIACIÓN NATURAL DEL CLIMA. ....	217
6.4 VARIABILIDAD NATURAL DEL CLIMA DURANTE EL CUATERNARIO .....	220
6.5 CAMBIOS EN EL NIVEL DEL MAR Y DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL OCÉANO Y SU RELACIÓN CON EL CRECIMIENTO DE <i>Siderastrea sidérea</i> .....	223
6.6 REFERENCIAS .....	225

## TABLAS

Tabla 2.1	Diferentes zonas en un arrecife, caracterizadas por factores físicos y biológicos .....	23
Tabla 3.1.	Sitios de muestreo.....	104
Tabla 4.1	Intervalos de la tasa de crecimiento anual para cada colonia.....	124
Tabla 4.2	Intervalos de TSO (°C) derivada a partir de la calibración para los corales fósiles. ....	135
Tabla 4.3	Intervalos de TSO (°C) derivada para los corales fósiles considerando el efecto de la profundidad. ....	140
Tabla 4.4	Intervalos de TSO (°C) derivada a partir de la calibración Sr/Ca para los corales modernos y fósiles.....	147
Tabla 4.5	Análisis de correlación entre la extensión lineal, la TSO y la relación Sr/Ca para JardínA (1985-2008). ....	149
Tabla 4.6	Intervalos de TSO (°C) derivada a partir de la calibración para los corales fósiles usando la extensión lineal y la relación Sr/Ca.....	153
Tabla 4.7	Clasificación por sexo para cada colonia analizada.....	154
Tabla 4.8	Mediciones de isótopos de Uranio y Torio en <i>Siderastrea siderea</i> . ....	156
Tabla 5.1	Datos de tasas de crecimiento en <i>S. siderea</i> en diferentes localidades del Caribe .....	169
Tabla 5.2	Patrones reproductivos de <i>Siderastrea siderea</i> .....	171
Tabla 5.3.	Reconstrucciones de la TSO usando diferentes indicadores.....	187

## FIGURAS

Figura 2.1	Modelo de absorción de CID para la calcificación del coral. Adaptado de Furla <i>et al.</i> (2000) .....	21
Figura 2.2.	Zonación arrecifal, adaptado de James & Bourque (1992).....	22
Figura 2.3	Tipos de arrecife. Adaptado de Milliman (1973) .....	24
Figura 2.4	Serie de decaimiento de $^{238}\text{U}$ .....	32
Figura 3.1.	Área de estudio. Mapa geológico de la Península de Yucatán mostrando las principales unidades estratigráficas y fallas.....	94
Figura 3.2.	Área de estudio. Incluye los sitios de muestreo (Puerto Morelos, Punta Maroma, Akumal y Xcaret) y anomalías de TSO asociadas con el índice de Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO) para el período 1949-2008. <a href="http://www.esrl.noaa.gov/psd/">http://www.esrl.noaa.gov/psd/</a> . ....	103
Figura 4.1	Imagen tomada por CT- SCAN y generada por Amira (Visage Imaging™). Xcaret XC6A.....	122
Figura 4.2.	Imagen 2-D generada por el software Amira (Visage Imaging™) y analizada por software ImageJ. a) Xcaret XC6A (Fósil). b) JardínB (moderno). ....	123
Figura 4.3	Extensión lineal graficada contra el tiempo. a) JardínA- JardínB, b) JardínC, c) MarA- MarB, d) AkumA- AkumB. Nótese la escala inversa en JardínC.....	125
Figura 4.4	Extensión lineal graficada contra el tiempo. a) Xcaret C3A- J Xcaret C3B- Xcaret C3C, b) Xcaret C6A- Xcaret C6B. ....	126
Figura 4.5	Promedios y desviaciones estándares para la extensión lineal en corales modernos y fósiles. ....	126
Figura 4.6	Tasas de crecimientos anuales en función del tiempo. a) JardínA, b) MarA y c) MarB. <i>r</i> , representa el coeficiente de correlación entre la tasa de crecimiento para cada coral y la Temperatura Superficial del Océano anual reconstruida según NOAA NCDC ERSST.v3b, desde 1954 a 2008, cuadriculada a $88^{\circ}\text{W}$ y $20^{\circ}\text{N}$ , ( <a href="http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.ERSST/.version3b/">http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.ERSST/.version3b/</a> ). La sombra (gris) indica el error estándar y la línea suavizada (negro) representa un filtro decadal. ....	129

**Figura 4.7** Extensión Lineal promedio de los tres corales y su relación con la Temperatura Superficial del Océano anual reconstruida.  $r$ , representa el coeficiente de correlación entre la tasa de crecimiento promedio y la Temperatura Superficial del Océano anual reconstruida según NOAA NCDC ERSST.v3b, desde 1954 a 2008, cuadriculada a 88°W y 20°N, (<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.ERSST/.version3b/>). La sombra (gris) indica el error estándar y la línea suavizada (negro) representa un filtro decadal. Note que en las dos gráficas los máximos y mínimos coinciden..... 129

**Figura 4.8** Calibración de la extensión lineal usando el promedio de tres corales con la Temperatura Superficial del Océano. a) Extensión lineal promedio de tres corales (JardinA, MarA y MarB) graficada contra la TSO promedio desde 1900 hasta 1960. b) TSO derivada usando la ecuación obtenida comparada con la TSO instrumental. Nótese dos periodos de verificación (1961-2009,  $r=0.49$ ,  $n= 49$ ,  $p< 0.01$ ) y (1854-1899  $r=0.82$ ,  $n= 146$ ,  $p< 0.01$ ). ..... 131

**Figura 4.9** TSO derivada para los corales fósiles durante el primer estadio (+3 m). a) Xcaret C3A, b) Xcaret C3B y c) Xcaret C3C..... 133

**Figura 4.10** TSO derivada para los corales fósiles durante el segundo estadio (+6 m). a) Xcaret C6A y b) Xcaret C6B..... 134

**Figura 4.11** Temperatura Superficial del Océano derivada considerando la tasa de crecimiento esquelético como función de la profundidad, graficada con la Temperatura Superficial del Océano anual reconstruida según NOAA NCDC ERSST.v3b, desde 1954 a 2008, cuadriculada a 88°W y 20°N, (<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.ERSST/.version3b/>). a) JardinA, b) JardinB, c) JardinC, d) MarA, e) MarB, f) AkumA y e) AkumB. El recuadro en línea discontinua indica el periodo de verificación.  $r$ , representa el coeficiente de correlación entre la TSO derivada y la TSO (ERSST) durante el periodo de verificación..... 139

**Figura 4.12** Temperatura Superficial del Océano derivada considerando la tasa de crecimiento esquelético como función de la profundidad durante el primer estadio del MIS-5e, graficada con la Temperatura Superficial del Océano anual reconstruida según NOAA NCDC ERSST.v3b, desde 1954 a 2008, cuadriculada a 88°W y 20°N, (<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.ERSST/.version3b/>) a) XC3A, b) XC3B y c) XC3C. La línea gris representa la TSO (ERSST) graficada en función del tiempo tratando de sobreponerla a la TSO derivada 141

**Figura 4.13** Temperatura Superficial del Océano derivada considerando la tasa de crecimiento esquelético como función de la profundidad durante el segundo estadio del MIS-5e, graficada con la Temperatura Superficial del

Océano anual reconstruida según NOAA NCDC ERSST.v3b, desde 1954 a 2008, cuadriculada a 88°W y 20°N, (<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.ERSST/.version3b/>). a) XC6A y b) XC6B. La línea gris representa la TSO (ERSST) graficada en función del tiempo tratando de sobreponerla a la TSO derivada..... 142

Figura 4.14 Relaciones atómicas Sr/Ca. a-b) JardínA, c) JardínC y d) MarA. La relación atómica Sr/Ca (línea gris) está graficada comparándola con la extensión lineal (línea negra). ..... 143

Figura 4.15 Regresión lineal entre la relación Sr/Ca y la Temperatura Superficial del Océano anual reconstruida según NOAA NCDC ERSST.v3b, desde 1954 a 2008, cuadriculada a 88°W y 20°N, (<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.ERSST/.version3b/>), usando JardínA para el periodo 1985 a 2008. .... 144

Figura 4.16 Comparación de la TSO derivada a partir de la relación Sr/Ca con la TSO instrumental. a) JardínA, b) JardínC y c) MarA..... 146

Figura 4.17 TSO derivada a partir de la relación Sr/Ca para MIS-5e. a) Xcaret XC3C y b) XC6A. .... 148

Figura 4.18 Comparación de la TSO derivada a partir de la relación Sr/Ca – Ext. Lin. con la TSO instrumental. a) JardínA, b) JardínC y c) MarA. .... 151

Figura 4.19 TSO derivada para MIS-5e a partir de la relación Sr/Ca – Ext. Lin. a) XC3C y b) XC6A ..... 152

Figura 4.20 Identificación del tipo de simbionte en tejido de las muestras de *S. siderea* usadas en el estudio para los tres sitios de recolección..... 154

Figura 5.1 Comparación entre la tasa de calcificación y la tasa de extensión para MarB. .... 164

Figura 5.2 Crecimiento del coral en función de la profundidad y sexo. a) machos y hembras b) solo hembras ..... 166

Figura 5.3 Crecimiento del coral en función de la profundidad. a) Bahía Cane y Salt River en San Croix, USVI (Hubbard & Scaturro, 1985); b) Arrecife Galatea de la Costa Central del Caribe Panameño (Guzmán & Tudhope, 1998) ..... 168

Figura 5.4 Calibración de las anomalías de la extensión lineal promedio y de la Temperatura Superficial del Océano. a) Extensión lineal promedio de tres corales (JardínA, MarA y MarB) graficada contra la TSO promedio desde 1900 hasta 1960. b) TSO derivada usando la ecuación obtenida comparada con el índice AMO (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO>).. 193

Figura 5.5 Anomalías derivadas de la TSO durante el MIS-5e. a) XC3B y b) XC3C .....194

Figura 5.6 Anomalías de la TSO en corales modernos y fósiles para el registro completo y análisis espectral de la variabilidad de la TSO interna. Firma espectral de la variabilidad interna impulsada de la TSO para a) JardínA, b) MarA, c) XC3B y d) XC3C. La línea gris identifica un nivel de confianza del 99% con un peso significativo por encima del ruido de fondo..196

Figura 5.7 Análisis espectral de la variabilidad interna de la TSO para la Oscilación del Atlántico Norte y la Oscilación de la Antártida. a-c) Firma espectral de la variabilidad interna impulsada de la TSO. a) Análisis espectral del índice AMO (b). Oscilación del Atlántico Norte y c) Oscilación del a Antártida. La línea gris identifica un nivel de confianza del 99% con un peso significativo por encima del ruido de fondo.....197

Figura 5.8 Fiabilidad isotópica para las edades  $^{230}\text{Th}$  en corales fósiles de Xcaret. Las líneas punteadas negras representan  $\delta^{234}\text{U}$  de  $149.6 \pm 1.0 \text{ ‰}$  (Gallup *et al.*, 1994). Las líneas punteadas grises representan  $\delta^{234}\text{U}$  de  $149 \pm 8 \text{ ‰}$  (Chen *et al.*, 1991; Stirling *et al.*, 1998; Esat *et al.*, 1999; Stein, 1993) .....201

# RESUMEN

---

Mediante el uso de la Tomografía Axial Computarizada (TAC) aplicada a esqueletos de coral modernos y fósiles de *Siderastrea Siderea* recolectados en la Península de Yucatán México, se determinó la extensión anual de crecimiento coralina con el fin de reconstruir la Temperatura Superficial del Océano (TSO) previo a registros instrumentales y ~211 años durante Pleistoceno tardío.

Fueron empleadas cuatro metodologías para obtener la variabilidad climática de la TSO durante el MIS-5e: 1) La tasa de crecimiento anual y la Reconstrucción Extendida de la Temperatura Superficial del Océano (ERSST) publicada por Smith *at al.* (2008), 2) la tasa anual de crecimiento, ERSST y la profundidad, 3) la relación geoquímica Sr/Ca y la ERSST y 4) Sr/Ca, La tasa anual de crecimiento (Sr/Ca- Ext Lin) y la ERSST.

Los datos obtenidos durante la calibración y verificación de las relaciones geoquímicas Sr/Ca y Sr/Ca- Ext Lin, como indicadores para estimar la TSO durante el MIS- 5e, fueron a escalas de tiempo interanual no reproducibles (nivel inter e intra-colonia), lo que hace que esta relación, no sea una buena herramienta para usarla como indicador de temperatura en el pasado.

El uso de la extensión anual de crecimiento de los corales (hembras) de *S. siderea* mostró para los últimos 150 años, una fuerte correlación inversa con la ERSST ( $r=-0.84$ ) y una fuerte correlación positiva con el índice de la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO;  $r=0.56$ ), mostrando que la Península de Yucatán, Caribe mexicano, está geográficamente bien situada para capturar la variabilidad AMO. Tales correlaciones permitieron derivar la TSO previa a registros instrumentales (final de la pequeña edad de hielo), como también registros completos de la TSO durante dos estadios de nivel máximo del mar durante MIS-5e. Mediante el uso de las anomalías de la extensión lineal, se pudo obtener de igual forma la variabilidad de las anomalías de la TSO previo a registros instrumentales como también las anomalías térmicas durante el MIS-5e.

La tasa anual de crecimiento de todos los datos de los corales modernos, muestra una relación exponencial decreciente ( $r=-0.976$ ) en función de la profundidad. Mediante el uso de la ecuación obtenida de esta relación, se generaron 211 años y 60 años de variabilidad de la TSO para el primer y segundo estadio durante MIS-5e.

Los datos de TSO derivados previos a registros instrumentales, indican que la TSO tropical del Atlántico se mantuvo dentro de  $\sim 1$  °C de los valores modernos desde el final de la pequeña edad de hielo. En tanto que los datos de la TSO derivados durante el MIS-5e indican que las TSO se mantuvieron  $\sim 0.1$  °C por debajo de los mínimos y  $\sim 1.2$  °C por encima de los valores de las TSO actuales.

Por otro lado, los resultados del análisis de las anomalías de la TSO durante el MIS 5e, muestran una variabilidad climática multidecadal con una periodicidad similar pero diferente amplitud al índice AMO, proporcionando la primera evidencia de que AMO ha sido un modo persistente de la variabilidad climática en el Atlántico Norte durante periodos interglaciares. Esta variabilidad climática indica inviernos más fríos y veranos más cálidos que los actuales.

Las cinco colonias de corales fósiles recolectados entre 3 y 6 m.s.n.m. en el parque temático Xcaret datados mediante U/Th, presentan edades promedio para el primer y segundo tractoarrecifal fósil de  $122.12 \pm 0.52$  y de  $119.59 \pm 0.96$  Ka, respectivamente, confirmando que las colonias crecieron durante el Estadio Isotópico Marino 5e (MIS 5e). Por último, en ausencia de datos instrumentales (o la observación directa), nuestros resultados proporcionan una fuerte motivación para estudiar la tasa anual de crecimiento en colonias de *Siderastrea siderea* en diferentes localidades del trópico, como un archivo de los procesos climáticos que se dan en el Atlántico.

# ABSTRACT

---

This PhD thesis is focused on the study of the sea surface temperature variability of for the Mexican Caribbean during the Marine Isotopic Stage 5e "MIS-5e." Astronomical and climatic mechanisms that control these signals are related to summer insolation, reducing the albedo in the Northern Hemisphere and the processes of the thermohaline circulation (THC) in North Atlantic.

Using Computed Tomography Axial (CTA) and applied to modern coral and fossils skeletons of *Siderastrea Sidera* collected at Yucatan Peninsula Mexico, we determined the annual growth rates in corals in order to reconstruct the Sea Surface Temperature (SST) prior to instrumental records and ~211 years during the late Pleistocene.

Four methodologies were employed to obtain the variability of the SST during MIS-5e: 1) The annual growth rate and the SST, 2) the annual growth rate, SST and depth, 3) the geochemistry proxies Sr/Ca and SST and 4) Sr/Ca, the annual growth rate (Ext Sr/Ca- Lin) and SST.

The data obtained during calibration and verification period of geochemical relationship Sr/Ca and Sr/Ca- Lin Ext, as proxies for estimating the SST during MIS-5e, were to inter-annual time scales not reproducible (at inter and intra-colony), which makes this relationship, not a good tool to use as a temperature indicator in the past.

The *S. sidera* annual extension growths (females) showed for the last 150 years, a strong inverse correlation with the SST ( $r=-0.84$ ) and a strong positive correlation with the Atlantic Multidecadal Oscillation index (AMO;  $r=0.56$ ), showing that Yucatan Peninsula, Caribbean Mexico is geographically well placed to capture the variability AMO. These correlations allowed to derive the SST prior to instrumental records (end of the little ice age), as well as complete records of the SST for two stages of maximum sea level during MIS-5e. Using the linear extension anomalies, could be obtained in the same way the

variability of the anomalies of the SST prior to instrumental records as well as the SST anomalies during MIS-5e.

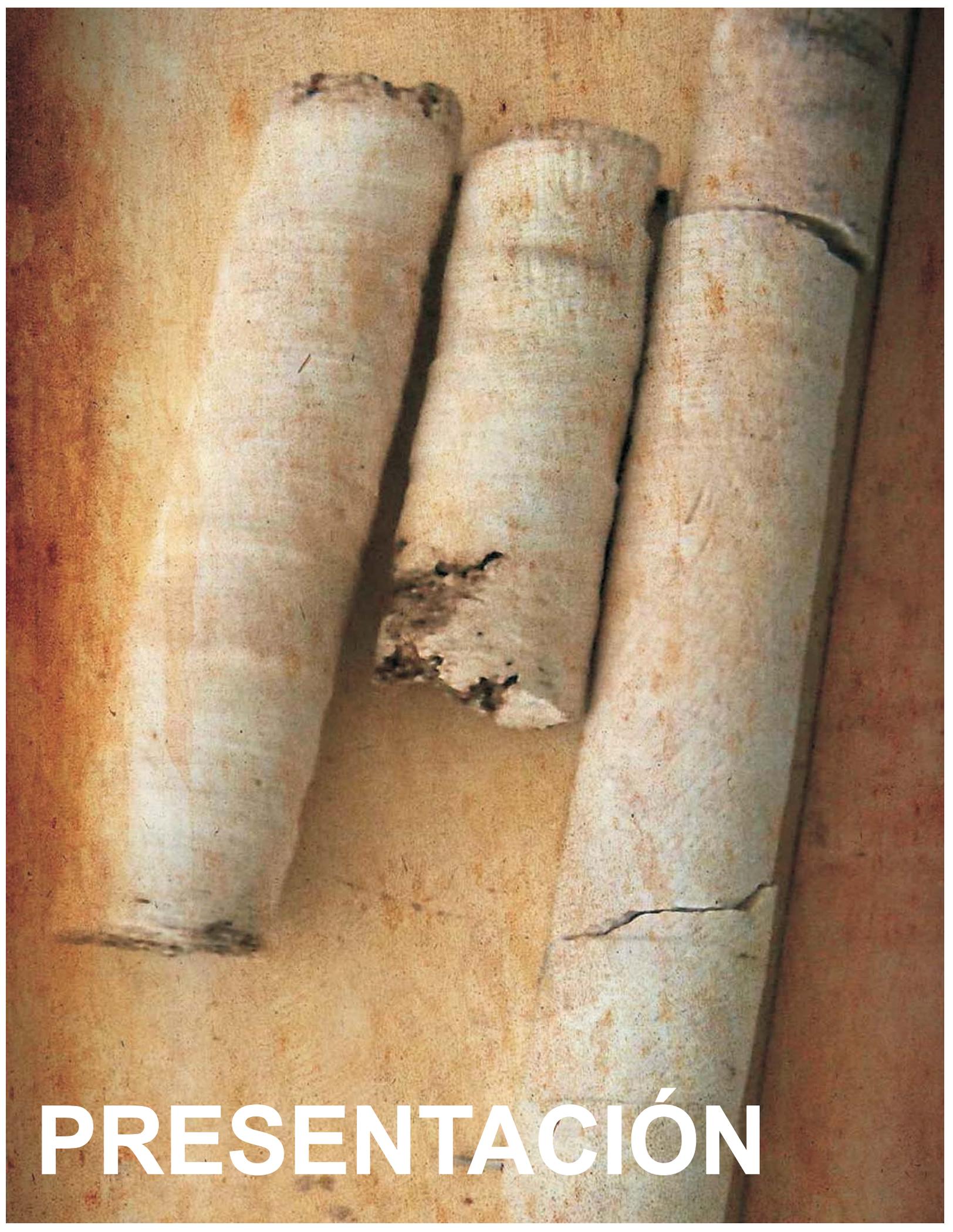
The annual growth rates of all modern coral shows a decreasing exponential relationship ( $r=-0.976$ ) as a function of depth. Using the equation obtained from this relationship, we generated 211 years and 60 years of variability of the SST for the first and second stage during MIS-5e.

SST data derived prior to instrumental records indicate that the tropical Atlantic SST remained within  $\sim 1$  °C of modern values since the end of the Little Ice Age. While the SST data derived during the MIS-5e shows that SST remained  $\sim 0.1$  °C below the minimum and  $\sim 1.2$  °C above the maximum of the current SST.

On the other hand, the anomalies results during the MIS 5e SST show multidecadal climate variability with a periodicity similar but with different amplitude to modern AMO, providing the first evidence that AMO has been a persistent mode of climate variability in the North Atlantic during interglacial periods. This climatic variability indicates colder winters and warmer summers than at present.

The five fossil coral colonies collected between 3 and 6 m Xcaret thematic park dated by U/Th series, have average ages for first and second fossil reef tract of  $122.12 \pm 0.52$  and  $119.59 \pm 0.96$  ky, respectively, confirming that the colonies grew during the Marine Isotopic Stage 5e (MIS-5e) .

Finally, in the absence of instrumental data (or direct observation), our results provide strong motivation to study the annual growth rate in colonies of *Siderastrea siderea* in different parts of the tropics, as an archive of climatic processes that occur in the Atlantic.



# PRESENTACIÓN

# PRESENTACIÓN

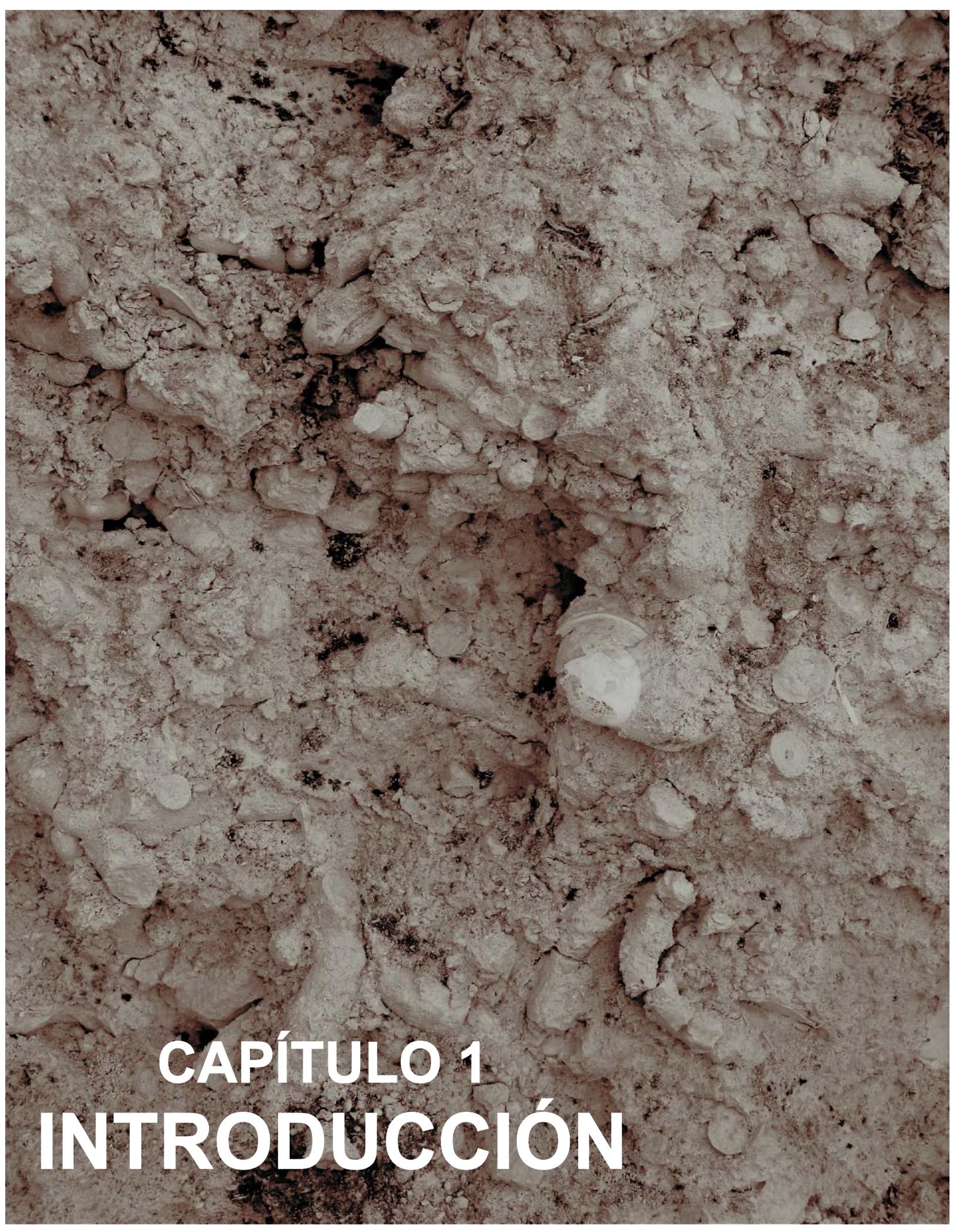
---

En las últimas décadas se han realizado grandes avances en el conocimiento del clima del pasado a nivel global, debido principalmente a los registros de origen terrestre, marino y criológico en latitudes altas. Sin embargo, obtener un registro comparable para latitudes medias y bajas es muy complejo, ya que los depósitos que contienen información paleoclimática son generalmente discontinuos, poco extensos y con una cronología no muy bien definida. Por lo que se hace necesario obtener un gran número de registros locales con una buena resolución y extensión temporal e integrar a partir de ellos el clima del pasado para zonas tropicales. Esta tarea también es imprescindible para comprobar la validez de los modelos de circulación general, que luego permiten modelar los climas del pasado y predecir los del futuro. Además, el estudio de series climáticas locales permite encuadrar el cambio climático actual dentro de una perspectiva mucho más amplia y compararlo con cambios climáticos similares ocurridos en el pasado.

Los depósitos arrecifales fósiles de aragonita bien preservados, han resultado ser un magnífico registro de datos paleoclimáticos en ambientes tropicales. Su presencia puede ser indicativa de condiciones climáticas concretas en el momento de su formación, y su relación con las variaciones estratigráficas, así como la composición química de la aragonita, son las que reflejan mejor los cambios en las condiciones ambientales y, gracias a la posibilidad de su datación absoluta (U/Th), se convierten en una magnífica herramienta de información del clima en el pasado.

En este escrito se presenta un estudio de cinco esqueletos coralinos fósiles de *Siderastrea siderea* procedentes de la Península de Yucatán México, y se discute su validez y utilidad como indicadores de variabilidad paleoclimática basados en los resultados de la calibración de siete esqueletos coralinos modernos de la misma especie y recolectados en la misma localidad, con las condiciones de la temperatura superficial del mar actual. Estas colonias fósiles de *Siderastrea siderea* han sido datados de manera absoluta por el método de U/Th

y de ellos se han obtenido registros de varios indicadores, tales como las tasas de crecimiento anual y las variaciones de la relación Sr/Ca. A partir de estos indicadores se ha realizado una reconstrucción del clima de la zona de estudio para los últimos 230 años y para el último periodo interglacial.



**CAPÍTULO 1**  
**INTRODUCCIÓN**

## 1.1 VARIACIÓN CLIMÁTICA DURANTE EL CUATERNARIO TARDÍO

El clima del planeta siempre ha variado durante toda la historia; se tiene evidencia desde los primeros miles de millones de años de formación, que dichas modificaciones se han presentado por causas naturales asociadas a cambios en la órbita terrestre, alteraciones en la excentricidad del planeta, actividad volcánica intensa e impactos de meteoritos (Rivera, 1999). A través del estudio de paleo-registros, se ha puesto claro que durante los últimos 65 millones de años, el clima de la Tierra ha experimentado un continuo cambio variando de condiciones extremas de calor moderado con hielo libre en los polos, a condiciones extremas de frío con pliegues de hielo continentales y capas de hielos polares, muchas de estas grandes variaciones son atribuidas a las concentraciones de CO<sub>2</sub> y CH<sub>4</sub> marcadas por glaciaciones e interglaciaciones.

Tales cambios son también atribuidos a fuerzas primarias que regulan el clima planetario a largo plazo como la geometría orbital de tierra y la tectónica de placas. Mucho de los cambios de frecuencia en el clima (10<sup>4</sup> a 10<sup>5</sup> años) se ha generado por oscilaciones periódicas y cuasi-periódicas en la órbita de la Tierra<sup>1</sup>; como son la excentricidad de la órbita<sup>2</sup>, oblicuidad del eje<sup>3</sup>, y precesión de los equinoccios<sup>4</sup>, los cuales al combinarse con sus diferentes periodicidades e intensidades, producen variaciones en la cantidad de la radiación solar provocando diferencias en cada latitud y en cada estación del año (Berger,

---

<sup>1</sup> Estos ciclos astronómicos son conocidos como la teoría de Milankovitch (1941). En esta teoría, se asume que la energía solar incidente en la Tierra en su globalidad y durante un año completo es siempre la misma (excepto en los cambios de excentricidad, en donde se admite un ligero cambio). La variación relevante radica en el diferente reparto de la energía en cada estación del año y en cada hemisferio, según van variando a lo largo de los años las características de la órbita. También es interesante anotar que cada uno de los ciclos de Milankovitch puede producir efectos climáticos diferentes en cada latitud.

<sup>2</sup> la forma ligeramente elíptica de la órbita terrestre

<sup>3</sup> la inclinación del eje de rotación de la Tierra

<sup>4</sup> la relación del momento de los equinoccios y de los solsticios con respecto al momento de mayor o menor lejanía de la Tierra al Sol

1979), lo que afecta la distribución y cantidad de energía solar incidente (Hays *et al.*, 1976).

Los ritmos orbitales relacionados oscilan sobre un promedio climático que es movido constantemente en respuesta a los cambios graduales en las condiciones de la Tierra. Estos cambios incluyen la geografía continental, la tectónica de placas, la topografía, las localidades oceánicas, la batimetría y las concentraciones de los Gases Efecto Invernadero GEI (Zachos *et al.*, 2001). Algunos de los cambios más significativos en las condiciones del clima planetario durante los últimos 65 Ma incluyen: Volcanismo en el rift del Atlántico Norte abriendo y ensanchando las dos entradas de la Antártica; la colisión de India con Asia y el levantamiento subsecuente de los Himalayas y la placa tibetana; levantamiento de Panamá y cierre de la circulación circuntropical; y un marcado declive en  $p\text{CO}_2$ . Cada uno de estos eventos derivados produjo cambios en la dinámica del sistema del clima global (Haug & Tiedemann, 1998; Pearson & Palmer, 2000; Zachos *et al.*, 2001).

Las variaciones en procesos climáticos planetarios han sido mayormente estudiadas en el período Cuaternario, especialmente durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno, debido a que a nivel mundial se encuentra un mayor número de registros preservados tanto oceánicos como terrestres y en donde se pueden estudiar a detalle los cambios en el clima. Dentro del Pleistoceno tardío, el Estadio Isotópico Marino "MIS-5e", es considerado como un análogo climático similar a nuestra presente época "Holoceno". El MIS-5e fue el penúltimo período Interglacial (~125 Ka) durante el Cuaternario y fue caracterizado por un calentamiento global generalizado que, según refleja el registro isotópico, dio lugar a una reducción importante del casquete glacial de la Antártida y a la desaparición de parte del casquete glacial de Groenlandia (Kennett, 1972).

Investigaciones indican que a nivel global, las temperaturas medias estuvieron entre 2 y 3 °C más cálidas y el nivel del mar entre 3 y 6 metros más alto durante el MIS-5e con respecto a los actuales (CAPE 2006; Blanchon *et al.*, 2009). Registros de Europa Occidental y datos de núcleos de hielo de la Antártida oriental, indican que las temperaturas promedio globales fueron por lo menos entre 2 y 3 °C más cálidas que la

presente y persistieron durante 10.000 a 12.000 años (Jouzel *et al.*, 1987). Para el Ártico, las reconstrucciones de las temperaturas de verano durante el MIS-5e, sugieren condiciones más cálidas (5 °C) que las actuales, mientras que para el hemisferio norte, las temperaturas de verano se estimaron entre 0 a 2 °C más cálidas (CAPE, 2006). Los modelos que tienen en cuenta las diferencias de insolación en aquella época con respecto a la actual, así como los análisis de polen, indican que en partes de Asia las temperaturas de Julio eran hasta 4 °C superiores a las actuales (Kaspar *et al.*, 2005). Sin embargo, algunos modelos ponen en duda que la temperatura media global fuese más elevada (Winter *et al.*, 2003). En Groenlandia, los sondeos en el hielo indican temperaturas de unos 5 °C superiores a las actuales (North Greenland Ice Core Project members, 2004). A partir del estudio de alquenonas y de la relación Mg/Ca de foraminíferos, se deduce que las aguas superficiales de muchos mares estuvieron entre 2 °C y 3 °C más cálidas que hoy (Lea *et al.*, 2000; Pelejero *et al.*, 2003; Martrat *et al.*, 2004).

Tras el ascenso brusco de las temperaturas que se produjeron al final del Younger Dryas<sup>5</sup> (12.900–11.600 años cal. AP<sup>6</sup>), finalizó el Pleistoceno y se entró en el último período Interglacial del Cuaternario conocido como el Holoceno (Carlson, 2010). Algunos estudios han considerado al Holoceno como una época climática poco estable, en donde se tiene evidencias de períodos en los cuales vastas regiones fueron cubiertas por hielo, o cubiertos por extensos bosques, sin que el hombre haya intervenido (DeMenocal, 2000; Mann *et al.*, 1998). El máximo del Holoceno ocurrió entre 9.000 a 5.000 años cal. AP y se caracterizó por tener temperaturas anuales globales que variaron entre 0.5 a 2.0 °C más cálidas que las actuales (Koshkarova & Koshkarov, 2004). Posteriormente, comenzó el Neoglacial, durante el cual las temperaturas disminuyeron progresivamente hasta el siglo XX, con la posible excepción del calentamiento del Óptimo Medieval ocurrida entre 800 a 1.300 años DC<sup>7</sup> (Hughes & Diaz, 1994), durante el cual las temperaturas fueron ~0.1 °C

---

<sup>5</sup> El Younger Dryas, fue un período relativamente breve (1.300 ± 70 años) en donde las temperaturas medias anuales planetarias pudieron estar ~5 °C por debajo de las actuales (Severinghaus *et al.*, 1998).

<sup>6</sup> Años calibrados con <sup>14</sup>C antes del presente

<sup>7</sup> Años después de Cristo

más altas que el presente. El punto culminante del enfriamiento fue la Pequeña Edad de Hielo, periodo comprendido entre 1.300-1.800 DC y caracterizado por tres mínimos sobre 1.650, 1.770 y 1850 con temperaturas globales planetarias que oscilaron entre  $\sim 0.4$  a  $\sim 0.7$  °C más bajas que la presente (Bradley & Jones, 1993; Jones *et al.*, 2001; Jones & Mann, 2004).

Muchas de estas oscilaciones climáticas durante el Cuaternario y específicamente durante el Holoceno, son atribuidas a efectos de retroacción que se producen dentro de los distintos componentes individuales del sistema climático (atmósfera, océanos, criósfera y superficie terrestre) y que afectan el clima planetario y a los trópicos específicamente. Uno de estos componentes lo constituye la Circulación Termohalina (CTH)<sup>8</sup>. Es probable que las interacciones que se dan entre la atmósfera y el océano, sean de vital importancia a escalas de décadas cuando está en juego la CTH. La interacción entre el forzamiento atmosférico a gran escala, con calentamiento y evaporación en bajas latitudes y un enfriamiento y aumento de las precipitaciones en altas latitudes, constituyen la base de la inestabilidad potencial de la CTH actual en el Atlántico. Fenómenos como El Niño/Oscilación Austral (ENOA) también pueden influir en CTH del océano Atlántico, al alterar el balance de agua dulce en la zona tropical, proporcionando así un acoplamiento entre bajas y altas latitudes (Clark *et al.*, 2002).

---

<sup>8</sup> La circulación termohalina es responsable de la mayor parte del transporte meridional de calor en el Océano Atlántico. Esta circulación es una inversión de las aguas a escala mundial que se produce en los océanos como consecuencia de diferencias de densidad derivadas de la temperatura y la salinidad. En el Atlántico, el calor es transportado por las aguas cálidas de la superficie que fluyen hacia el Norte y las aguas salinas frías del Atlántico Norte que regresan a mayor profundidad. La circulación termohalina del Atlántico puede sufrir un reordenamiento como consecuencia de perturbaciones en la flotabilidad superficial, en la que influyen las precipitaciones, la evaporación, el escurrimiento continental, la formación de hielo marino y el intercambio de calor, procesos todos ellos que podrían cambiar con consecuencias para el clima regional y mundial.

Investigaciones recientes han reconocido que algunas formas de oscilación natural como el fenómeno El Niño/Oscilación Austral (ENOA)<sup>9</sup> y la Oscilación del Atlántico Norte (OAN), desempeñan un papel fundamental en el clima mundial, debido a su variabilidad interanual e interdecadal. La OAN está estrechamente relacionada con la Oscilación del Ártico (OA), la cual está estrechamente relacionada con la circulación en el océano Ártico. Hay claros indicios de que la OAN se deriva principalmente de procesos atmosféricos internos que abarcan todo el sistema troposfera-estratosfera. Las fluctuaciones de la temperatura de la superficie del mar en el océano Atlántico están relacionadas con la intensidad de la OAN, las cuales determinan una variabilidad decenal, convirtiéndose en un elemento importante del componente climático (IPCC, 2001). Bond *et al.* (1997), sugieren que períodos cálidos con temperaturas mayores a las actuales durante el Holoceno temprano y medio, estuvieron asociados con cambios en los parámetros orbitales y a las oscilaciones del Atlántico Norte; sin embargo, parámetros como la actividad volcánica, la irradiación solar o la influencia de rayos cósmicos, no explican en un alto porcentaje el calentamiento global actual.

Por otra parte, las variabilidades climáticas durante el Holoceno han podido desempeñar un papel crucial en la desaparición de civilizaciones. Un reciente estudio paleoclimático, correlaciona el colapso de la civilización Maya con un periodo seco muy prolongado, puntuado por episodios multianuales de sequía extrema en torno a los años 810, 860 y 910 DC. El estudio de la distribución de Titanio en sedimentos no perturbados de la región permitió estimar la disponibilidad de agua y relacionar los eventos de sequías más agudos con periodos tales como el "abandono preclásico" y el "periodo clásico terminal" (Haug *et al.*, 2003). Por su parte, Medina-Elizalde (2010), en estudios realizados con  $\delta^{18}\text{O}$  en estalagmitas en la parte noroeste de la península de Yucatán, describe la variabilidad en las precipitaciones por un período de 1500 años que corresponde al Período Clásico

---

<sup>9</sup> La mayor fluctuación natural del clima a escala interanual es el fenómeno ENOA. Es una modalidad intrínsecamente acoplada atmósfera-océano que tiene su principal actividad en la zona tropical del Pacífico, pero que produce importantes impactos climáticos regionales en todo el mundo.

Terminal de la civilización Maya. En el estudio, se evidencia ocho de las sequías más severas en períodos de 3 a 18 años, durante un período de más de 150 años y con una reducción de las lluvias de un 52% a un 36%. Estos eventos coinciden con los de la migración del clásico Maya.

Para el Holoceno, Ruddiman (2003), propuso la hipótesis de que la actividad antrópica ha tenido influencia directamente sobre el clima desde tiempos prehistóricos debido a la liberación de Gases Efecto Invernadero (GEI), provocando un aumento en la temperatura global planetaria y diferenciándola de un clima glacial. Con el advenimiento de la agricultura, las prácticas agrícolas permitieron la deforestación progresiva que liberó a la atmósfera grandes cantidades de CO<sub>2</sub> (Ruddiman, 2003; Keppeler *et al.*, 2006). Hace alrededor de cinco milenios, con el inicio de las prácticas agrícolas del cultivo del arroz, se inundaban los campos produciendo anoxia y liberación a la atmósfera de cantidades significativas de CH<sub>4</sub> producto de la flora microbiana. Para el año 1800 se estimó 0.8 °C por encima del valor promedio global en el clima planetario y 2 °C para altas latitudes, con respecto a épocas anteriores, lo cual evitó la formación de glaciares en el norte de Canadá y cuyas causas fueron atribuidas a la deforestación y a la práctica de la inundación (Ruddiman, 2003).

El entendimiento de las variaciones del clima del orden de décadas a milenios, es crucial para comprender los procesos de océano-atmósfera en los trópicos, que son conocidos por su gran impacto en el clima mundial. En este contexto, el conocimiento sobre la variabilidad natural del clima en el pasado en un amplio intervalo de tiempo es altamente relevante para presentar preocupaciones de tipo socio-económicas y políticas. Por consiguiente, esta investigación busca corroborar que las estructuras arrecifales fósiles encontrados en terrazas marinas emergidas en la península de Yucatán guardan consigo registros inalterados de la temperatura durante el Pleistoceno tardío.

Mediante el uso de las tasas anuales de crecimiento y la relación Sr/Ca medidos en esqueletos fósiles coralinos de *Siderastrea siderea* y fechados con alta precisión cronológica (U/Th, ICP-MS), se cuantificará la magnitud de los cambios en la temperatura

superficial del océano, facilitando de ésta forma, información de la temperatura del mar tropical durante el MIS-5e. Así mismo, el modelo generado MIS-5e, servirá como un análogo climático de referencia para el futuro.

Siguiendo la estructura del manuscrito, el capítulo 1 hace referencia a la variabilidad climática en el Pleistoceno tardío centrado en el MIS-5e y en el Holoceno a escala orbital, milenaria e interanual, las oscilaciones del Atlántico Norte y una revisión de los eventos característicos durante los últimos 125000 años. También se comentan algunas de las principales hipótesis propuestas para el Holoceno concernientes a los cambios climáticos de origen natural y antrópico. Las referencias del capítulo 1 también incluyen aquellas correspondientes a la introducción de esta tesis.

El capítulo 2 concierne a los arrecifes de coral como archivos paleo-océánicos, definición, clasificación, algunas consideraciones biológicas, biogeográfica, químicas y su utilidad en la investigación paleoceanográfica. También se consideran los antecedentes metodológicos en cuanto al uso de algunos indicadores usados para la reconstrucción de la temperatura superficial del océano durante el Pleistoceno y Holoceno, así como el método radiométrico U/Th usado para fechar los depósitos coralinos fósiles.

El capítulo 3 describe las zonas de estudio dentro del marco geológico-tectónico y paleoceanográfico y la descripción del material utilizado y los métodos de obtención de datos y de resultados.

El capítulo 4 se refiere a los resultados encontrados usando cuatro diferentes metodologías para estimar la temperatura superficial del océano durante los últimos ~ 225 años de nuestra era y para dos estadios de máximo nivel del mar durante el MIS-5e.

En el capítulo 5 se discute los resultados encontrados usando las metodologías anteriormente mencionadas. Se expone los cambios en las tasas de crecimiento para los corales modernos relacionadas con la temperatura superficial del océano, el sexo y la profundidad de cada colonia. También se discute sobre las variaciones de temperatura

durante los dos estadios de máximo nivel del mar durante el MIS-5e y su relación con la variabilidad de la insolación de verano y disminución del albedo en el Hemisferio Norte. Se compararán además los datos con otras investigaciones realizadas para los trópicos. Por último, se discute sobre el principal modo climático "Oscilación Multidecadal del Atlántico", encontrado tanto en el registro de corales modernos como en el de los fósiles.

En el capítulo 6 se presenta una síntesis de los resultados y discusiones más relevantes encontrados durante la investigación. Inicialmente se plantean las limitaciones e incertidumbres asociadas con la obtención de datos, posteriormente se muestra los hallazgos, logros y limitaciones en los métodos usados para estimar la variación natural del clima durante el Cuaternario y por último se discute como los cambios en el nivel del mar y la temperatura superficial del océano afecta el crecimiento de *Siderastrea siderea* y de otras especies coralinas.

Por último, en el capítulo 7 se anexan los resultados y discusiones previamente publicados (o en fase de publicación) como artículos científicos o enviados a revistas internacionales, productos de esta investigación.

Los Anexos incluyen el listado de los principales trabajos realizados sobre cambios en el nivel del mar y el contexto estratigráfico de cada núcleo de coral fósil recolectado.

## 1.2 REFERENCIAS

- Berger A. 1979. Insolation signatures of Quaternary Climatic Changes, *Il Nuovo Cimento*, 2(1): 63-871.
- Blanchon, P., Eisenhauer, A., Fietzke, J., Liebetrau, V. 2009. Rapid sea-level rise and reef back-stepping at the close of the last interglacial highstand. *Nature*, 458: 881-884
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas I., Bonani, G. 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 278:1257–1266
- Bradley, R.S., Jones, P.D. 1993. 'Little Ice Age' Summer Temperature Variations: their Nature and Relevance to Recent Global Warming Trends. *Holocene*, 3: 367 – 376.
- CAPE-Last Interglacial Project Members. 2006. Last Interglacial Arctic warmth confirms polar amplification of climate change. *Quaternary Science Reviews*, 25: 1383-1400
- Carlson, A. E. 2010. "What Caused the Younger Dryas Cold Event?" *Geology*, 38(4): 383.
- Clark, P.U., Pisias, N.G., Stocker, T.F., Weaver A.J. 2002. "The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change." *Nature*, 415 (6874): 863-869.
- DeMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Sarnthein, M. 2000. "Coherent high-and low-latitude climate variability during the Holocene warm period." *Science*, 288(5474): 2198.
- Haug, G.H., Tiedemann, R. 1998. Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. *Nature*, 393, 673.
- Haug, G.H., Günther, D., Peterson, L.C., Sigman, D.M., Hughen, K.A., Aeschlimann, B. 2003. Climate and the collapse of Maya civilization. *Science*, 299:1731–1735
- Hays, J.D., Imbrie, J.N., Shackleton, J. 1976. Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages *Science*, 194 (4270): 1121-1132. DOI: 10.1126/science.194.4270.1121
- Hughes, M.K., Diaz, H.F. 1994. Was there a Medieval Warm Period', and if so, where and when?. *Climatic Change*, 26(2): 109-142
- IPCC, 2001. "Climate Change 2001. The Scientific Basis", Cambridge University Press, Cambridge, 2001.
- Jones, P.D., Osborn, T.J., Briffa, K.R. 2001. The evolution of climate over the last millennium. *Science*, 292: 662-666
- Jones, P.D., Mann, M.E. 2004. Climate over past millennia. *Reviews of Geophysics*, 42: 1-42
- Jouzel, J., Russell, G.L., Suozzo, R.J., Koster, D., White, J.W.C., Broecker, W.S. 1987. Simulations of the HDO and H<sub>2</sub><sup>18</sup>O atmospheric cycles using the NASA GISS general circulation model: The seasonal cycle for present-day conditions. *Journal of Geophysical Research*, 92:14739-14760, doi:10.1029/JD092iD12p14739.

- Kaspar, F.; Kuhl, N.; Cubasch, U.; Litt, T. 2005. A model-data comparison of European temperatures in the Eemian interglacial. *Geophysical Research Letters*, 32 (L11703): L11703.
- Kennett, J.P., Huddleston, P. 1972. Late Pleistocene Paleoclimatology, foraminiferal biostratigraphy and tephrochronology, western Gulf of Mexico. *Quaternary Research*, 2: 38-69.
- Keppeler, F., Hamilton, J.T.G., Bra, M., Röckmann, T. 2006. Methane emissions from terrestrial plants under aerobic conditions. *Nature*, 439:187-191.
- Koshkarova, V.L., Koshkarov, A.D. 2004. Regional signatures of changing landscape and climate of northern central Siberia in the Holocene. *Russian Geology and Geophysics*, 45 (6): 672-685.
- Lea, D.W., Pak, D.K., Spero, H.J. 2000. Climate impact of late Quaternary equatorial Pacific sea surface temperature variations. *Science* 289, 1719-1724. Lea, D.W. 2004. The 100 000-Yr Cycle in Tropical SST, Greenhouse Forcing, and Climate Sensitivity. *Journal of Climate*, 17: 2170–2179.
- Mann, M., Bradley, R., Hughes, M. 1998. Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature*, 392: 779-787.
- Martrat, B., Grimalt, J.O., Lopez-Martinez, C., Cacho, I., Sierro, F.J., Flores, J.A., Zahn, R., Canals, M., Curtis, J.H., Hodell, D.A. 2004. Abrupt temperature changes in the Western Mediterranean over the past 250,000 years. *Science*, 306: 1762-1765.
- Medina-Elizalde, M., Burns, S.J., Lea, D.W., Asmerom, Y., von Gunten, L., Polyak, V., Vuille, M., Karmalkar, A. 2010. High resolution stalagmite climate record from the Yucatán Peninsula spanning the Maya terminal classic period. *Earth and Planetary Science Letters*, 298(1-2): 255-262. 10.1016/j.epsl.2010.08.016
- North Greenland Ice Core Project members. 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period, *Nature*, 431, 147-151
- Pearson, P.N., Palmer, M.R. 2000. Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years. *Nature*, 406(6797): 695-699.
- Pelejero, C.; Calvo, E.; Logan, G. A.; de Deckker, P. 2003. Marine Isotopic Stage 5e in the Southwest Pacific: Similarities with Antarctica and ENSO inferences., *Geophysical Research Letters*, 30, 2185, doi:10.1029/2003GL018191.
- Rivera-Ávila, M. A. 1999. El cambio climático. Consejo Nacional para la Cultura y las Artes. México, D. F.
- Ruddiman, W.F. 2003. The anthropogenic green house era began thousands of years ago. *Climatic Change*, 61: 261-293.
- Severinghaus, J.P., Sowers, T., Brook, E.J., Alley, R.B., Bender, M.L. 1998. Timing of abrupt climate change at the end of the Younger Dryas interval from thermally fractionated gases in polar ice. *Nature*, 391(6663): 141-146.

- Winter, A., Paul, A., Nyberg, J., Oba, T., Lundberg, J., Schrag, D., Taggart, B. 2003. Orbital control of low-latitude seasonality during the Eemian. *Geophysical Research Letters* 30, 1163, doi:10.1029/2002GL016275
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K. 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science*, 292 (5517); 686-693. DOI: 10.1126/science.1059412

94  $\mu\text{m}$

110  $\mu\text{m}$

118  $\mu\text{m}$

107  $\mu\text{m}$

94  $\mu\text{m}$

129  $\mu\text{m}$

112  $\mu\text{m}$

106  $\mu\text{m}$

112  $\mu\text{m}$

111  $\mu\text{m}$

96  $\mu\text{m}$

147  $\mu\text{m}$

117  $\mu\text{m}$

104  $\mu\text{m}$

29  $\mu\text{m}$

# CAPÍTULO 2 MARCO REFERENCIAL

## 2.1 CONCEPTOS TEÓRICOS

### 2.1.1 LOS ARRECIFES DE CORAL

Los arrecifes de coral<sup>10</sup> son ecosistemas muy diversos que sirven de alimento, economía y protección para los habitantes de la zona costera (McManus, 2001). Se definen como estructuras carbonatadas cercanas o al nivel de la superficie del mar y se caracterizan por poseer una gran diversidad de plantas y animales asociados, así como una alta tasa de producción primaria en aguas oligotróficas (Lewis, 1985; Hatcher *et al.*, 1989). Las principales características de los arrecifes<sup>11</sup> incluyen la presencia de una estructura rígida, abundancia de microestructuras esqueléticas, un relieve topográfico positivo, organismos estructurales con crecimiento rápido y alta diversidad taxonómica con varios grupos ecológicos funcionales (Fagerstrom, 1987).

Los corales hermatípicos<sup>12</sup> o constructores arrecifales comprenden una amplia variedad de organismos y procesos químicos que en conjunto forman estructuras carbonatadas (Longhurst & Pauly, 1987). Los corales y algas calcáreas son los agentes primarios en la construcción del arrecife. A medida que un arrecife crece, va modificando continuamente el ambiente debido, entre otros, a una rápida tasa de crecimiento de los organismos sésiles, coloniales, y/o gregarios. Los corales pétreos son considerados comúnmente como los constructores primarios de la formación arrecifal ya que sus esqueletos constituyen la base de dicha estructura. Otros organismos calcáreos, como es el caso de las algas

---

<sup>10</sup> Arrecife es un término generalizado que describe una cresta, camellón o bloque de sustrato duro que se levanta hacia la superficie del mar (Hughes, 1991; Hallock, 1997). Su soporte puede ser de origen abiótico, de lecho rocoso, piedras, guijarros y arena. Los arrecifes pueden también estar contruidos biológicamente por el material esquelético de diversos organismos, fundamentalmente corales pétreos.

<sup>11</sup> El término arrecife se usa también para referirse a la estructura completa (la superficie del arrecife, los depósitos lagunares y los depósitos fuera del arrecife).

<sup>12</sup> Este término se usa comúnmente para calificar a las especies de corales pétreos presentes en aguas tropicales someras que albergan zooxantelas simbióticas (algas unicelulares) en sus tejidos. Esta relación simbiótica le permite a los corales hermatípicos depositar mayor cantidad de CaCO<sub>3</sub> que los corales que carecen de este tipo de asociación (ahermatípicos) (Schumacher & Zibrowius, 1985).

coralinas, contribuyen en unir los sedimentos y en cementar la estructura del arrecife. En áreas donde la acción de las olas es muy fuerte, las algas coralinas son tan importantes como los corales en el proceso de construcción del arrecife (Littler & Littler, 1985). Los sedimentos en el arrecife provienen principalmente de procesos físicos y la degradación orgánica de los organismos constructores del arrecife. Por eso los arrecifes están compuestos de organismos que producen y unen el sustrato duro, así como de organismos que contribuyen a su erosión y destrucción (Fagerstrom, 1987).

Los corales escleractinios pueden ser solitarios o coloniales y pueden o no contener algas endosimbióticas<sup>13</sup> (Schumacher & Zibrowius, 1985). Los corales presentan ciclos de vida complejos y su reproducción es tanto sexual como asexual, aunque algunos individuos pueden ser hermafroditas, liberando los gametos femeninos y masculinos al mismo tiempo o alternativamente. En cualquier caso, los gametos son liberados al agua circundante, donde se unen con el gameto opuesto, dando lugar a la larva plánula, denominada celoblástula, de la que deriva un pólipo (Richmond & Hunter, 1990). La reproducción asexual es común y ocurre principalmente mediante fragmentación. La fragmentación es común entre corales ramificados o relativamente planos; los fragmentos pueden desprenderse de las colonias de corales por la acción de las olas, depredación u otras fuentes de impacto físico (Richmond, 1997).

Muchos corales escleractinios pueden ser muy longevos, con esqueletos masivos que representan centenares de años de depósito de  $\text{CaCO}_3$ . Los esqueletos masivos de los corales se componen de ciclos alternos de alta y baja densidad de  $\text{CaCO}_3$  y representan una cronología de variaciones del crecimiento anual durante el tiempo de vida de la colonia (Knutson *et al.*, 1972). Se reconoce ampliamente que la tasa de crecimiento del

---

<sup>13</sup> Las zooxantelas son algas fotosintéticas que necesitan luz solar. Su concentración puede ser de hasta 1 millón de células por centímetro cuadrado. En esta simbiosis mutualista tanto el coral como la zooxantela se benefician. El coral le provee a la zooxantela un ambiente seguro, luz y nutrientes. A cambio sus hospedadores reciben productos fotosintéticos como oxígeno y moléculas orgánicas provenientes de la fijación de  $\text{CO}_2$  y aumentan su capacidad para depositar  $\text{CaCO}_3$ . A su vez los corales utilizan sus tentáculos con nematocistos para atrapar el plancton que está asociado a los arrecifes. Aún así la contribución energética total de la zooxantela es mucho mayor que la obtenida del plancton.

coral puede variar para cada especie, incluso dentro de un mismo ambiente, y dentro de una misma colonia (Dustan, 1975; Gladfelter *et al.*, 1978). Así mismo, cambios ambientales naturales o producidos por actividades antropogénicas pueden ocasionar transformaciones en los patrones de crecimiento de ciertos corales escleractinios (DeVilliers *et al.*, 1995); así como condiciones ambientales extremas pueden generar anillos de perturbación (Birkeland, 1997). La tasa de crecimiento de los corales se ha citado como una de las medidas cuantitativas más efectivas para evaluar la tensión experimentada por una perturbación, dado que este parámetro implica una gran variedad de procesos fisiológicos (Brown & Howard, 1985), como también puede reflejar cambios del ambiente marino (Hudson, 1981a; Lough & Barnes, 1990). Otros estudios muestran que algunos factores inherentes a la reproducción son los responsables de las variaciones en las bandas de crecimiento (Wellington & Glynn, 1983).

### **2.1.2 LOS ARRECIFES DE CORAL COMO ARCHIVO PALEO-OCEÁNICO**

Durante el transcurso del tiempo, la mayoría de los corales parecen haber tenido asociaciones simbióticas con microfotosintetizadores, constituyéndose en comunidades biológicas complejas y altamente especializada, los cuales al igual que en la actualidad, requerían de mares cálidos y transparentes, restringiéndose a un margen limitado por los factores ambientales (Fagerstrom, 1987). Al distribirse en aguas someras tropicales, el estudio de su geoquímica nos brinda la oportunidad de comprender las variaciones en el clima, donde la información obtenida directamente con instrumentos es inexistente o escasa (Fairbanks *et al.*, 1997; Sepkoski, 1997).

El gran potencial de los corales hermatípicos para la reconstrucción climática se deriva de las características químicas del esqueleto (geoquímica coralina), las cuales varían de acuerdo con las condiciones físicas y químicas del agua oceánica al momento en que el esqueleto se deposita. Debido a su larga vida, amplia abundancia y distribución en el ambiente marino tropical, los corales registran la variabilidad océano-atmósfera en tiempos preindustriales, debido a que elementos traza (ej., Ca, Mg, Sr, Cd) obtenidos de

sus esqueletos pueden funcionar como indicadores del clima, con una resolución que va desde registros sub-estacionales hasta milenarios, mismos que no pueden ser obtenidos por bases de datos (Jones *et al.*, 2001).

Durante la formación del esqueleto aragonítico, se precipitan una serie de indicadores químicos e isotópicos, los cuales están en función de los cambios ambientales que ocurren en el agua de mar. Algunos estudios incluyen la turbiedad y la sedimentación (Dodge & Vaisnys, 1980), intensidad de las surgencias y el equilibrio precipitación- evaporación (Cole & Fairbanks, 1990; Cole *et al.*, 1993; Gagan *et al.*, 2000; Kilbourne *et al.*, 2004), salinidad (Weber & Woodhead, 1972; Fairbanks & Dodge, 1979; Dunbar & Wellington, 1981; Beck *et al.*, 1992; Dunbar *et al.*, 1994; De Villiers *et al.*, 1995), flujo de nutrientes usando las relaciones Ba/Ca y Cd/Ca (Shen & Boyle, 1988; Min *et al.*, 1995; Shen & Dunbar, 1995; Mitsuguchi *et al.*, 1996), la intensidad de la luz (Buddemeier & Kinzie, 1975; Wellington & Glynn, 1983) y la temperatura usando Sr/Ca, Mg/Ca y U/Ca (ej., Marshall & McCulloch, 2002). De igual manera, las variaciones anuales en la densidad permiten hacer cronologías muy precisas (Weber & Woodhead, 1972; Fautin & Buddemeier, 2004; Carricart-Ganivet, 2004; Carricart-Ganivet, 2011), al igual que ser utilizadas en estudios de reconstrucción de la temperatura (Glynn & Stewart, 1973; Weber & White, 1974; Dodge & Vaisnys, 1975; Weber *et al.*, 1975; Hudson *et al.*, 1976; Saenger *et al.*, 2009; Cantin *et al.*, 2011), proporcionando información sobre cambios ambientales y climáticos durante los últimos siglos (ej., Cole *et al.*, 1993; McCulloch *et al.*, 1994; Gagan *et al.*, 1998).

La técnica de los rayos X, tradicionalmente ha sido usada para mostrar variaciones de densidad (Knutson *et al.*, 1972; Barnes & Lough, 1989). En la actualidad se ha comenzado el uso de otras técnicas como la Tomografía Axial Computerizada (TAC), la cual permite identificar el máximo eje de crecimiento en la reconstrucción digital tridimensional (imágenes DICOM) de los núcleos de coral (Saenger *et al.*, 2009).

### **2.1.3 MATERIAL ESQUELÉTICO**

El material carbonatado depositado en el ambiente marino es de origen calcáreo a base de caparazones y esqueletos de animales marinos; así como por desintegración y acumulación de algas. Solo una mínima proporción se ha formado por la precipitación directa del agua de mar. El  $\text{CaCO}_3$  se encuentra en la superficie de la tierra en tres formas cristalinas que comprenden a la calcita, aragonita y la Vaterita, de las cuales la calcita es la más estable y la vaterita es la fase menos estable (Gutjahr *et al.*, 1996).

Naturalmente, la aragonita se convierte en calcita a temperaturas por encima de 100 °C. Esto indicaría que la calcita es el polimorfo predominante a altas temperaturas (Anderson, 1934). Estudios termodinámicos como los de Backstrom (1925) y Jamieson (1953), demuestran que las presiones sobre el orden de varios miles de bares podrían ser necesarias para el equilibrio de formación de la aragonita a 25 °C. Pero debido a que la aragonita se forma hoy en día en la naturaleza a presión atmosférica, se ha sugerido que la presencia de otros componentes diferentes al  $\text{CaCO}_3$ , como  $\text{SrCO}_3$ ,  $\text{PbCO}_3$  y  $\text{MgCO}_3$ , hacen posible de forma natural, la formación de la aragonita en relación con la calcita (Berger, 1967; Morse *et al.*, 1979; Gutjahr *et al.*, 1996). La termodinámica dice que la calcita es una fase estable a baja presión y la aragonita a mas alta presión (~ 5kb). Aún así, la aragonita es el principal constituyente de conchas y otros biominerales, indicando una formación metaestable en soluciones acuosas bajo 1 atm de presión (Sunagawa *et al.*, 2007). Algunos autores señalan esta condición, como un problema de nucleación metaestable<sup>14</sup>. La llamada regla de Ostwald (Ostwald, 1900) dice que una fase termodinámicamente inestable puede dar inicio a una nucleación mucho antes que una fase estable.

El papel de los elementos traza asociados con los latices de la redes cristalinas ha sido sugerido como una posible razón para la nucleación metaestable en soluciones acuosas o en estados de transición de fases sólidas. El  $\text{Mg}^{2+}$  fue uno de los cationes primeramente estudiados y parece jugar un papel importante en el estado transicional de la fase calcita-aragonita, como también en la precipitación de aragonita desde soluciones acuosas a

---

<sup>14</sup> Nucleación y crecimiento de fases inesperadas termodinámicamente

condiciones normales (Yoshida, 1987; Putnis, 1992; Berndt & Seyfried, Jr., 1999; Zhou & Zheng, 2000). Otros efectos inhibitorios en la precipitación de  $\text{CaCO}_3$  se han observado para diversos cationes, (Kitano *et al.*, 1976), aniones (Reddy, 1977) y compuestos orgánicos (Kitano & Hood, 1965). De acuerdo con Fyfe (1981), los organismos marinos<sup>15</sup> dan origen a cualquiera de las dos formas (aragonita y calcita) o ambas, presumiblemente en función de la química de sus células. Se ha sugerido que  $\text{Sr}^{2+}$  también tiene un papel importante en la precipitación biomineralógica de la aragonita (DeVillers *et al.*, 1994; Allison *et al.*, 2001).

#### 2.1.4 CALCIFICACIÓN EN LOS ARRECIFES

Durante el crecimiento y calcificación, los corales depositan pequeñas capas de aragonita de tal forma que se forman bandas anuales bien diferenciadas de manera similar a los anillos de crecimiento de los árboles (Carriquiry *et al.*, 1994). Dependiendo de la especie, un coral puede crecer típicamente alrededor de un centímetro cada año y con ello, sus esqueletos pueden contener un registro de hasta 500 años de historia. Esto es debido a la relación simbiótica entre corales y zooxantelas (y a la energía suministrada por éstas últimas), la cual permite alcanzar altas tasas de crecimiento, al estar concentradas millones de zooxantelas por centímetro cúbico de coral (Birkeland, 1997). De esta forma, la calcificación de corales pétreos es mucho mayor por la presencia de zooxantelas en los tejidos, las cuales están contenidos dentro de células de corales (McManus, 2001).

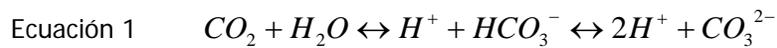
Durante el transcurso del tiempo, la mayoría de los corales constructores de arrecifes parecen haber tenido asociaciones simbióticas con microfotosintetizadores, que al igual que en los corales actuales, requerían mares cálidos y transparentes. La calcificación ha

---

<sup>15</sup> Los organismos vivientes marinos con estructura calcárea no muestran dificultad para sacar o remover  $\text{Ca}^{2+}$  del agua de mar supersaturada para formar sus partes duras. De hecho, algunos animales calcáreos incluyen cerca de 25,000 ppm de  $\text{Mg}^{2+}$  en sus esqueletos, como los briozoarios y los equinodermos. Otros organismos secretores de calcita son capaces de discriminar  $\text{Mg}^{2+}$  y casi no contienen éste ión en sus conchas, como es el caso de los braquiópodos.

sido un proceso que ha acompañado a los arrecifes biogénicos<sup>16</sup>, los cuales han existido en diversas formas desde aproximadamente 3,5 millones, en el momento en que las cianobacterias comenzaron a construir estromatolitos (Fagerstrom, 1987).

En el proceso de calcificación, el CO<sub>2</sub> y agua se combinan para formar ácido carbónico, el cual está disociado en iones hidrógeno (H<sup>+</sup>) y bicarbonato (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>) o carbonato (CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>) de acuerdo con la Ecuación 1



Un ejemplo del proceso de formación de carbonato de calcio es el propuesto por Furla *et al.* (2000). Los autores ilustran un proceso metabólico complejo (Figura 2.1), en el que la fuente importante de Carbono Inorgánico (CID) para la calcificación es el CO<sub>2</sub> metabólico y su disponibilidad se relaciona con la presencia de enzimas como la anhidrasa carbónica. Sin embargo, este proceso de calcificación ha sido tema de debate y se han propuesto o implementado otros mecanismos para la toma del carbonato o bicarbonato (Goreau, 1959; Barnes & Chalker, 1990; Allemand *et al.* 1998).

---

<sup>16</sup> estructuras geomorfológicas construidas por organismos vivos

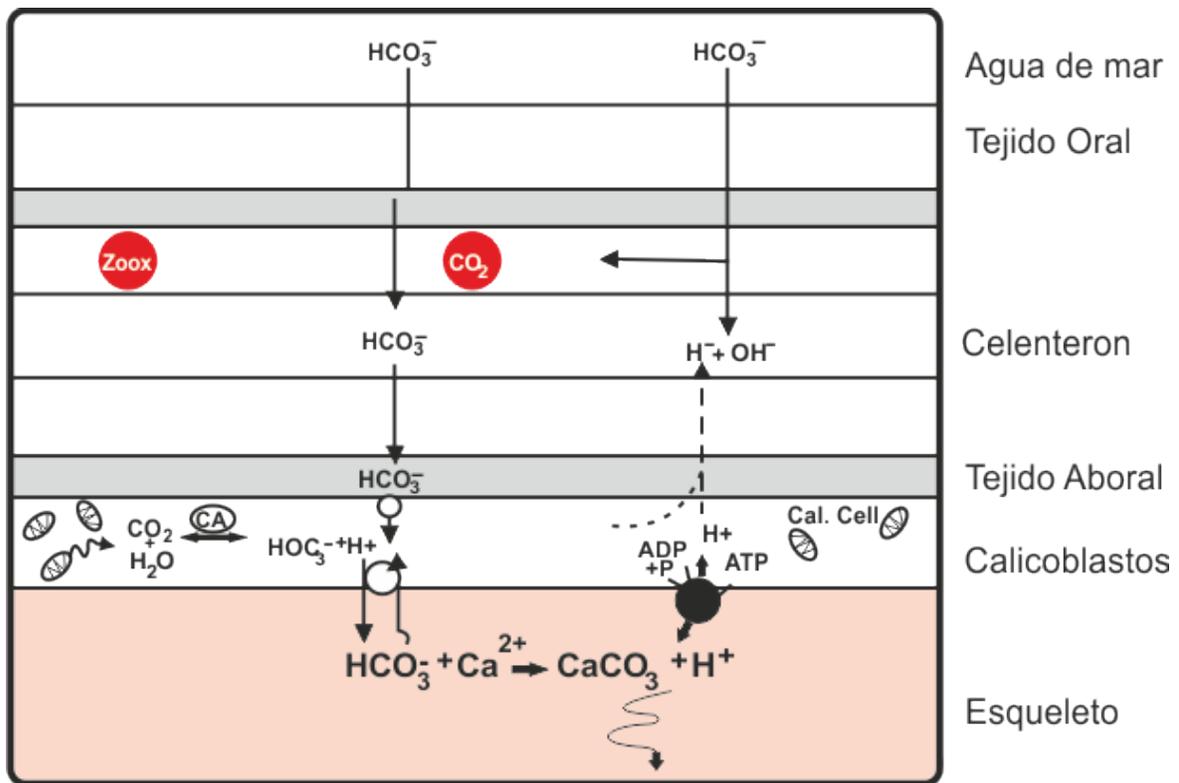


Figura 2.1 Modelo de absorción de CID para la calcificación del coral. Adaptado de Furla *et al.* (2000)

La formación del esqueleto coralino está afectada por las condiciones físico-químicas del agua del medio y a su vez por la relación simbiótica alga-coral, la cual influye en el aumento en la capacidad para depositar  $\text{CaCO}_3$  (Venn *et al.*, 2007).

Se ha encontrado que para una misma especie de coral y ubicada en una diferente región geográfica, se presentan diferentes tipos de asociaciones de simbiontes (Rodríguez-Lanetty & Hoegh-Guldberg, 2003; Karako-Lampert *et al.*, 2004; LaJeunesse *et al.*, 2004a; 2004b; van Oppen, 2004; LaJeunesse, 2005). La especificidad del hospedero-simbionte, la diversidad y las variaciones encontradas entre las especies para las diferentes regiones geográficas, parecen ser un proceso de adaptación como consecuencia de la relación hospedero-simbionte en diferentes ambientes y para diferentes escalas geográficas (Thompson, 1999a; Iglesias-Prieto *et al.*, 2004).

La diversidad de los hospederos, la especificidad de la relación hospedero-simbionte y la disponibilidad del simbiote en cada arrecife, son factores que influyen en la distribución biogeográfica de *Symbiodinium* (Baker & Rowan, 1997). Estudios demuestran una mayor diversidad de simbioses en el Caribe en comparación con el Pacífico. Los corales presentes en los arrecifes del Caribe contienen predominantemente los subtipos A, B y C (Baker & Rowan, 1997; LaJeunesse, 2002), mientras que los corales en el Pacífico, contienen los subtipos C (Baker & Rowan, 1997; Baker, 2003; LaJeunesse *et al.*, 2003, 2004a). Esto evidencia una relación inversa entre la diversidad de acogida y la diversidad del simbiote, debido a que el Pacífico contiene una mayor diversidad de hospederos (Veron, 2000; Baker & Rowan, 1997; LaJeunesse *et al.*, 2003).

### 2.1.5 ZONACIÓN ARRECIFAL Y TIPOS DE ARRECIFES

Fisiográficamente pueden identificarse varios niveles o zonas ecológicas que son el resultado de la acción de varios factores ambientales y de respuestas adaptativas del conjunto de especies que constituyen el arrecife coralino como ecosistemas. Las especies de corales difieren en sus necesidades de luz, sedimentación, profundidad, acción de oleaje, tolerancia a salinidad, temperatura y habilidad para remover sedimentos.

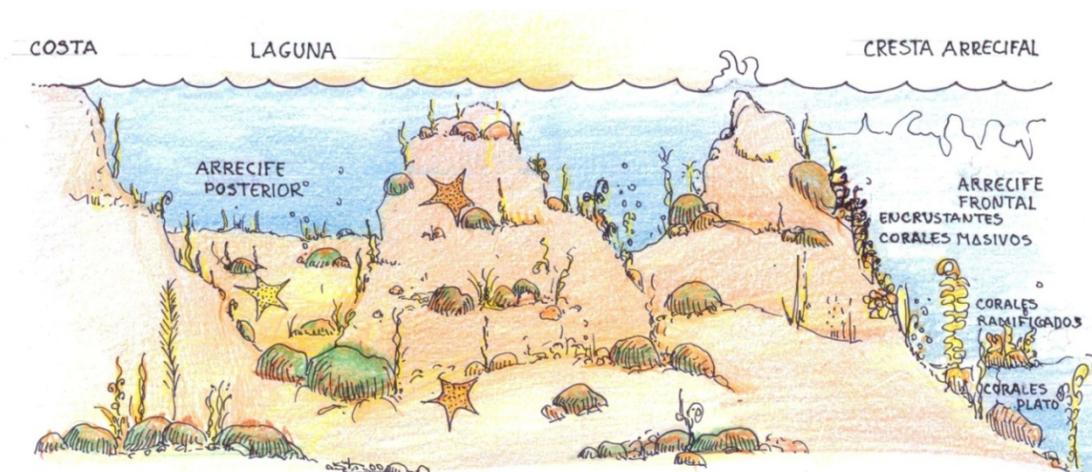


Figura 2.2. Zonación arrecifal, adaptado de James & Bourque (1992).

Los arrecifes coralinos tienen diversas zonas de distribución y composición definidas (Jordan, 1978). Un arrecife de barrera típico puede ser subdividido en 5 zonas que incluyen una laguna arrecifal, una terraza arrecifal o posterior, una cresta arrecifal, un frente arrecifal y un talud arrecifal (Figura 2.2). Los corales que ocurren en cada una de estas zonas son predecibles tanto en términos de su morfología colonial como en términos de la composición de especies. Las principales características de la zonación ecológica se resumen en la Tabla 2.1.

Tabla 2.1 Diferentes zonas en un arrecife, caracterizadas por factores físicos y biológicos

ZONAS	CARACTERÍSTICAS	BIOTA
LAGUNA	Someras, fondo arenoso, variaciones de temperatura-salinidad, acumulación de sedimento	Peces, algas, moluscos, gasterópodos
TERRAZA	Interdigitación de estructura coralina y arena, somero-arenoso	Pastos marinos, algas coralinas
CRESTA	Zona de rompiente, expuesto a mareas bajas	Corales masivo-incrustantes, algas coralinas, biota críptica
FRENTE	Optimas condiciones	Máxima diversidad biológica
TALUD	Profundidad-luz inversa	Corales con crecimiento extendido (plato)

Se han utilizado diversos criterios para clasificar a los arrecifes de coral: morfología, evolución, tamaño, profundidad y cercanía a zonas continentales (Steers & Stoddart, 1978). La clasificación más común es representada en la Figura 2.3 e incluye los arrecifes de franja<sup>17</sup>, de barrera, de plataforma y atolones<sup>18</sup> (Longhurst & Pauly, 1987). Los arrecifes de franja se forman en áreas someras cercanas a la costa, tienen una área lagunar de poca extensión y se encuentran alrededor de la mayoría de las islas del Caribe (Milliman, 1973). Los arrecifes de barrera se encuentran en bancos oceánicos a cierta distancia de la tierra y se caracterizan por tener en la mayoría de los casos una laguna arrecifal trasera profunda. Los arrecifes de atolón se forman por la sumersión de picos volcánicos oceánicos como los del Indo-Pacífico, aunque pueden también formarse en los

<sup>17</sup> llamados también de borde, orla o frontales

<sup>18</sup> arrecifes islas

bancos carbonatados sumergidos, como ocurre en el sudeste de las Bahamas (Milliman, 1973). Los arrecifes de atolón presentan cuatro zonas fisiográficas que comprenden un arrecife frontal, fondo rocoso de barlovento, laguna arrecifal (con arrecifes de parche) y fondo rocoso de sotavento.

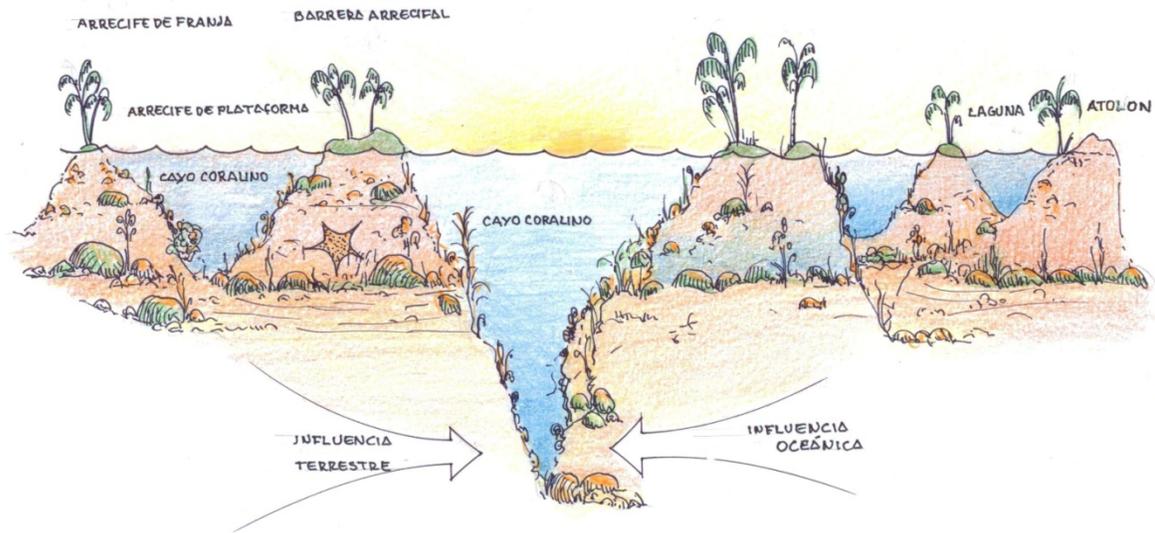


Figura 2.3 Tipos de arrecife. Adaptado de Milliman (1973)

## 2.1.6 ECOLOGÍA DE LOS ARRECIFES CORALINOS

Los arrecifes coralinos, junto con otros ecosistemas con los cuales interactúan (pastos marinos, manglares, etc.), son esenciales en muchas áreas costeras tropicales debido a sus múltiples funciones ecológicas y económicas (Maragos *et al.*, 1996). Los arrecifes coralinos son los ecosistemas con mayor productividad y biodiversidad de los mares tropicales alrededor del mundo (Birkeland, 1997). Su principal función ha sido lograr un flujo energético que garantice una alta tasa de producción primaria en un ambiente oceánico aparentemente oligotrófico. Las estimaciones de producción primaria fluctúan entre 1.5 y 14.0 gC m<sup>-2</sup> día<sup>-1</sup>, una o dos veces superior en orden de magnitud que la producción del fitoplancton en las aguas que circundan los arrecifes (Muller-Parker & D'Elia, 1997).

Los constructores arrecifales actuales más importantes son especies de corales de muchos géneros, algas marinas costrosas<sup>19</sup>, foraminíferos, hidrocorales y numerosos moluscos que aportan material calcáreo a la construcción del arrecife. Este mosaico biológico crece y extiende continuamente la masa calcárea derivada del conjunto de sus materiales esqueléticos. El número de especies y géneros involucrados en la formación del arrecife es considerable y es un ejemplo clásico de la gran diversidad de nichos ecológicos tropicales existentes, comparable con los bosques tropicales lluviosos (Connell, 1978). Representan los ecosistemas con mayor biodiversidad de los mares tropicales alrededor del mundo, en el cual se encuentran alrededor del 25% de las especies marinas, ya que numerosos grupos de invertebrados, vertebrados y algas viven asociados al coral, haciendo un sistema de producción y reciclado perfecto (Gutiérrez *et al.*, 1993; Birkeland, 1997; Hoegh-Guldberg, 2004). Representan ecosistemas marinos conocidos por su valor paisajístico y por presentar una alta heterogeneidad estructural que favorece la diversidad de formas y de especies (Rose & Risk, 1985; Jaap, 2000).

---

<sup>19</sup> Rhodophyta, Corallinaceae

Los ecosistemas arrecifales se caracterizan por distribuirse en la zona circumtropical, entre las latitudes 30° N y 30° S, en aguas claras y someras, (0-30m de profundidad), con temperaturas entre los 20 y 30 °C, con salinidad fluctuando entre 32 y 35 ups, alta transparencia de las aguas, buena iluminación y baja concentración de nutrientes (Buddemeir & Kinzie, 1976; Paulay, 1996; Buddemeier & Gatuso, 2000). Los arrecifes coralinos ocupan una superficie de 617000 km<sup>2</sup>, esto es, el 0.17% del área oceánica mundial y un 15% de la plataforma continental (Smith & Buddemier, 1992). Los principales servicios ambientales y funciones ecológicas de los arrecifes incluyen el servir de fuente de alimento para la población, fuente de ingresos a través de la pesca, la acuicultura y el turismo, producción de calizas, modificación de la circulación del agua y protección a la costa del oleaje y huracanes, creación de condiciones ambientales apropiadas para sostener hábitats costeros (biodiversidad), proveer refugio para especies en etapas juveniles, producción primaria y reciclaje de nutrientes (Crossland *et al.*, 1991; Birkeland, 1997; Bastida-Zavala *et al.*, 2000; Baker, 2001). El crecimiento y subsistencia de los corales dependen de muchas variables que incluyen la temperatura, irradiación, saturación de CaCO<sub>3</sub>, turbidez, sedimentación, salinidad, pH, y nutrientes. Estas variables influyen en los procesos fisiológicos de fotosíntesis y calcificación así como la supervivencia de coral. Los arrecifes de coral están actualmente bajo la amenaza severa del cambio climático (Lough, 2008), así como la contaminación y sobrepesca (Mumby *et al.*, 2007; Crabbe, 2008).

La formación del arrecife es modificada por procesos a mesoescala naturales que incluyen la temperatura, salinidad, mareas y la energía producida por las olas. La existencia de una pequeña altura de marea (< 2 m) parece estar correlacionada con la presencia de corales hermatípicos que son también sensibles a salinidades menores de 27‰. Los corales son extremadamente sensibles a cambios en la temperatura, ya que incrementos en ésta y aumento en la irradiación ultravioleta (UV) del agua, puede causar el blanqueamiento masivo de corales (Baker, 2001). El blanqueamiento ocurre cuando los pólipos del coral, estresados por el calor o por radiación UV, expulsan el alga simbiótica que vive en los tejidos del coral, debido a que el aumento de reacciones bioquímicas durante la fotosíntesis en la zooxantela daña varios procesos celulares en el coral y generalmente

produce la muerte total o parcial (Hoegh-Guldberg *et al.*, 2002). Los corales se pueden recuperar después de periodos de blanqueamiento, sin embargo, a medida que el periodo de exposición y la severidad incrementan así también incrementa la mortalidad de los corales (Glynn, 1996). El blanqueamiento incide negativamente en la vitalidad y el crecimiento del coral, y por ende en la construcción del andamiaje arrecifal; reduce la capacidad de los corales en su crecimiento esquelético, el desarrollo reproductivo y la habilidad de regeneración. Un incremento en la temperatura puede significar que en áreas que ahora se encuentran fuera del rango adecuado para el crecimiento de arrecifes de coral se vuelvan adecuadas para el crecimiento de éstos, resultando un reacomodo en la distribución geográfica de las poblaciones que forman arrecifes (Brown, 1997; Hoegh-Guldberg, 1999).

De otro lado, las emisiones mundiales de gases causantes del efecto invernadero han incrementado las concentraciones de CO<sub>2</sub> en la atmósfera y en los océanos a un nivel que puede reducir gradualmente la capacidad de los corales para crecer (Buddemeier & Gatuso, 2000). Las concentraciones altas de CO<sub>2</sub> incrementan la acidez del agua, lo cual reduce las tasas de calcificación de los corales. Se espera que las tasas de calcificación decrezcan aproximadamente de un 14 a un 30% para el año 2050 (Hoegh-Guldberg, 1999). Esto reducirá la capacidad de los arrecifes para recuperarse de eventos tales como el blanqueamiento de corales así como limitar su capacidad para mantener su ritmo de crecimiento a la par con el incremento en el nivel del mar y cambios ecológicos (Donner *et al.*, 2005; Pelejero *et al.*, 2005).

Otros procesos importantes a microescala que afectan a todos los organismos en el arrecife incluyen la luz, los nutrientes y los sedimentos. Los niveles de iluminación determinan hasta que profundidad puede ocurrir la fotosíntesis en las algas que cubren la superficie del arrecife y en las zooxantelas dentro de los tejidos de los corales. La cantidad de luz afecta significativamente la tasa de calcificación y mejora la producción de oxígeno (Rinkevich & Loya, 1984). Los nutrientes pueden producir perturbaciones ambientales de gran magnitud, que puede actuar en sinergia con otros factores y provocar la destrucción de las comunidades arrecifales y suprimir la producción de carbonatos (Hallock &

Schlager, 1986). Los arrecifes son capaces de subsistir en ambientes relativamente bajos en nutrientes gracias a las relaciones simbióticas y a mecanismos eficientes de reciclaje (Grigg, 1981).

Algunos fenómenos climáticos también pueden modificar a las comunidades dentro de un sistema arrecifal. Las tormentas tropicales severas<sup>20</sup> son fenómenos naturales comunes en la mayor parte del Caribe. Los huracanes pueden provocar precipitaciones masivas y grandes descargas terrígenas (Glynn *et al.*, 1964). Los fuertes vientos (mayores de 300 km h<sup>-1</sup>) pueden causar grandes olas (>5 m), resuspensión de sedimentos, dislocación y mortandad de organismos (Woodley *et al.*, 1981); así como afectar la distribución y estructura de la comunidad (Thomas *et al.*, 1961). Los procesos generales relacionados con la formación de las estructuras carbonatadas, son la precipitación química y el crecimiento coralino, mientras que en los destructivos son la erosión biológica y mecánica, los cuales controlan el flujo de CaCO<sub>3</sub> en el arrecife. La bioerosión ocurre tanto en la superficie como en la estructura interna del arrecife de coral. Los procesos destructivos actúan continuamente y pueden afectar considerablemente su crecimiento (Hutchings, 1986).

Los factores que han controlado la formación biogénica de los arrecifes a través del tiempo comprenden el clima, la circulación oceánica, la disponibilidad de hábitat y la existencia de organismos constructores de arrecifes (Hallock, 1997). El crecimiento vertical de la comunidad arrecifal y la acreción de CaCO<sub>3</sub> pueden ser lo suficientemente rápidas como para contrarrestar el aumento interglacial del nivel del mar o el hundimiento de bloques continentales. Los factores que controlan la respuesta de los arrecifes a los cambios en el nivel de mar incluyen la magnitud y el patrón de aumento y disminución del nivel del mar, los antecedentes topográficos y la respuesta retroactiva del incremento topográfico al ascenso del nivel del mar (Steers & Stoddart, 1978; Neumann & Macintyre, 1985). Las fluctuaciones del nivel de mar influyen considerablemente en la morfología del arrecife (Hallock, 1997). Si ocurre un incremento brusco en el nivel del mar, el crecimiento

---

<sup>20</sup> conocidas como ciclones y huracanes en el Caribe, Pacífico Sur y Océano Índico, y tifones en el Pacífico norte

ascendente del arrecife se verá afectado. Algunos arrecifes podrán lograr mantener una tasa de crecimiento proporcional al aumento del nivel del mar si existe un sustrato más alto sobre el cual sustentarse; otros arrecifes no pueden mantener su tasa de crecimiento cuando ocurre un aumento brusco, pero se pueden recuperar cuando los incrementos en el nivel del mar se hagan más lentos, y otros simplemente no logren recuperarse y se conviertan en bancos sumergidos (Adey, 1978).

Los componentes dominantes del arrecife han cambiado a través de su historia geológica y su capacidad de recuperación se ha manifestado en su expansión y supervivencia continua durante los principales ascensos y descensos del nivel de mar (Jackson, 1992). Durante millones de años, los arrecifes coralinos han mostrado una gran capacidad de recuperación y adaptación a condiciones ambientales en constante cambio (Wilkinson, 1998). Los cambios dramáticos observados recientemente en los ambientes arrecifales a nivel mundial, han estado vinculados a actividades humanas (Lang *et al.*, 1998; Birkeland, 1997) y representan un testimonio de la fragilidad de estos sistemas frente a los disturbios más allá del nivel normal de variabilidad en la historia geológica (Brown & Howard, 1985; Birkeland, 1997). Las evidencias sobre el estado de los arrecifes coralinos a nivel mundial indican que los cambios en la estructura comunitaria y el balance de los procesos en el arrecife han aumentado en intensidad y frecuencia en las últimas décadas, la recuperación tiende a ser más lenta y las situaciones que antes eran agudas son ahora a menudo crónicas (Birkeland, 1997). Los principales registros de impactos son debidos al desarrollo urbano y agrícola, construcciones en zonas costeras, descargas de contaminantes domésticos e industriales, incremento de actividades recreativas y pesca intensa (Veron, 1992; Maragos *et al.*, 1996).

### **2.1.7 GENERALIDADES DE *Siderastrea siderea* (Ellis & Solander 1786)**

Esta especie forma colonias que llegan a medir más de un metro de largo. Las colonias más grandes generalmente forman hemisferios (domos) con superficie lisa. Los coralitos son los más grandes de las tres especies de este género y comúnmente presentan

paredes angulares. Éstos tienen más septos por coralito que *S. radians*, lo cual le da una apariencia más delgada y fina. En organismos vivos, los septos individuales no son fáciles de distinguir. Las paredes entre los septos son más estrechas. La coloración es uniforme entre crema, rosa, café y en ocasiones gris (Veron, 2000).

Su clasificación taxonómica está dada por:

Filum: Cnidaria (Hatschek, 1888)

Clase: Anthozoa (Ehrenberg, 1831)

Subclase: Zoantharia (de Blainville, 1830)

Orden: Escleractinia (Bourne, 1900)

Suborden: Fungiina (Vaughan & Wells, 1943)

Familia: Siderastreidae (Vaughan & Wells, 1943)

Género: *Siderastrea* (de Blainville, 1830)

Especie: *Siderastrea siderea* (Ellis & Solander, 1786)

La naturaleza y magnitud biológica de las variaciones esqueléticas inducidas dependen entre otras de la especie de coral. *Siderastrea siderea* (Ellis & Solander, 1786) ha sido poco utilizado para el análisis paleoambiental, sin embargo posee varias cualidades que la hacen un recurso extremadamente valioso para la información sobre la contaminación y el cambio climático (Guzmán & Jarvis, 1996). Estas cualidades incluyen la tolerancia excepcional a la temperatura y salinidad (Macintyre & Pilkey, 1969; Antonius, 1980; Muthiga & Szmant, 1987), bajas tasas de crecimiento (1 a 8 mm año<sup>-1</sup>) y longevidad considerable (> 100 años), lo que significa que grandes cronologías se pueden obtener de núcleos relativamente cortos (Guzmán & Tudhope, 1998) y la aparente resistencia a contaminación por hidrocarburos, productos químicos y material suspendido (Lewis, 1976; Antonius, 1980; Acevedo *et al.*, 1989; Guzmán & Holst, 1993).

### **2.1.8 MÉTODO RADIOMÉTRICO (U/Th)**

Los métodos de fechado Uranio/Torio (U/Th) constituyen una valiosa herramienta para el estudio de la cronología de eventos geológicos e históricos en el cuaternario. El fechado con U/Th representa una importante metodología radiométrica ya que es altamente precisa y cubre periodos de tiempo entre 0 a 600 ka (Goldstein *et al.*, 2001). Es frecuentemente usado para datar sedimentos pelágicos ricos en U, foraminíferos, sedimentos lacustres y aluviales, rocas ígneas en especial rocas volcánicas, nódulos de ferromanganeso, fosforitas, óxidos y sulfatos hidrotermales, espeleotemas y corales fósiles (Geyh & Schleicher, 1990). Así mismo, la aplicación de la serie natural de desequilibrio radioactivo de U en estudios geológicos incluye la determinación de la edad de aguas subterráneas, estudios de erosión superficial, transporte de sedimentos y procesos de sedimentación (Bradley, 1985).

### **2.1.9 DECAIMIENTO RADIOACTIVO DEL URANIO**

Normalmente los esquemas de decaimiento son basados en la determinación de la actividad de hijos estables en relación a la de hijos radioactivos. En la serie de desequilibrio de U, ambos padres e hijos son radioactivos. U y Th no decaen directamente en Plomo (Pb), pero si lo hacen a través de una secuencia de elementos radioactivos intermediarios (Figura 2.4).

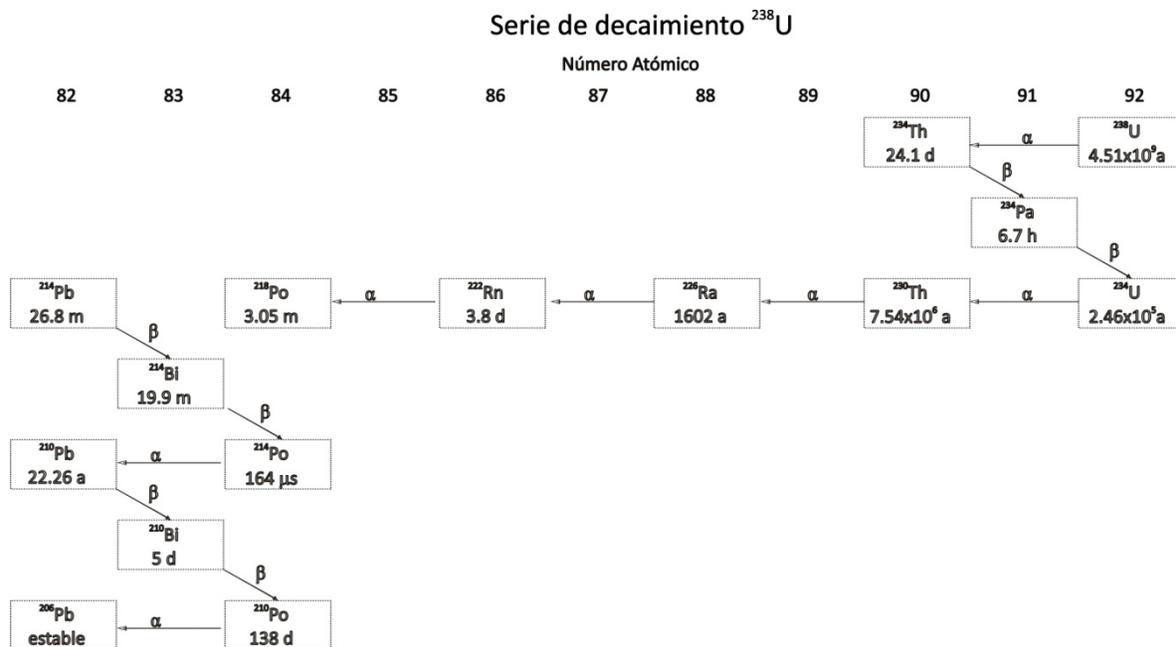


Figura 2.4 Serie de decaimiento de  $^{238}\text{U}$

El método U/Th, utiliza el tiempo de equilibrio radioactivo entre isótopos padre e hijo de la serie de decaimiento del  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  y  $^{232}\text{Th}$ , cuyos miembros finales son isótopos estables de Plomo (Geyh & Schleicher, 1990). Como los elementos de la serie poseen propiedades químicas características, ellos son fácilmente fraccionados a lo largo de los procesos geológicos. Así mismo, la mayoría de los hijos tiene vida media variable (entre milisegundos a centenares de miles de años), pudiendo generar así importante información sobre procesos geológicos a escalas de tiempo relativamente variables (Geyh & Schleicher, 1990). Si el sistema químico permanece lo suficientemente aislado y cerrado para que ocurran cambios químicos significativos por largos periodos de tiempo en relación a la vida media de la serie de los hijos, los constituyentes de la serie alcanzan equilibrio radioactivo secular<sup>21</sup>. Sin embargo, en algunos casos, el sistema puede ser

<sup>21</sup> Condición en la que permanece constante la relación entre las actividades de dos o más radionúclidos de una cadena de desintegración.

perturbado por determinados procesos que llevan al desequilibrio radioactivo. Procesos físicos y químicos tales como difusión, lenta disolución química de la matriz de minerales por agua subterránea y procesos de absorción que continuamente afectan los materiales geológicos, pueden provocar dependiendo de las condiciones locales, desequilibrio radioactivo (Ribeiro *et al.*, 2001). Procesos geoquímicos (lluvia, precipitación de carbonatos lacustres y formación de espeleotemas), procesos geofísicos (sedimentación de fondo del mar y crecimiento de cristales) y procesos biológicos (crecimiento de foraminíferos, corales y moluscos) conducen al enriquecimiento o depleción de los padres o hijos como resultado de fraccionamiento isotópico (Geyh & Schleicher, 1990).

#### **2.1.10 DESEQUILIBRIO RADIOACTIVO DEL URANIO**

El desequilibrio secular puede llevar al exceso o al déficit de un determinado isótopo hijo. En el primer caso, el método de datación de exceso se basa en la presencia de átomos hijos además de la actividad procedente en función del decaimiento radioactivo del radionúclido padre. De esta forma, la actividad del radionúclido hijo es inicialmente mayor que aquella esperada para un sistema en equilibrio radioactivo. Si el fraccionamiento original puede ser determinado, entonces el periodo de tiempo que el sistema permaneció cerrado puede ser calculado. En este método, el estado de desequilibrio entre las actividades de los isótopos padre e hijo depende de la edad del sistema. El método de déficit del isótopo hijo se basa en el aumento del número de átomos del hijo en función del decaimiento radioactivo del radionúclido padre. La edad del depósito entonces será determinada por la medida de la actividad del incremento del radionúclido hijo, hasta el punto donde la abundancia del mismo alcanza el nivel del equilibrio secular (Geyh & Schleicher, 1990; Sherwood & Risk, 2007).

En el caso en el que el equilibrio secular sea restablecido, la razón de actividad  $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$  es función del tiempo (T) y asumiendo  $^{232}\text{U}/^{238}\text{U} = 1$ , la expresión es matemática está representada la Ecuación 2.

Ecuación 2. 
$$\frac{{}^{230}\text{Th}}{{}^{238}\text{U}} = 1 - e^{-\lambda_{230}t}$$

En el caso de la determinación de la edad en corales, los cuales tienen una concentración inicial de U, pero no de Th, las proporciones de la actividad ( ${}^{230}\text{Th}/{}^{238}\text{U}$ ) serán más pequeñas que 1. Esta condición de desequilibrio, está representado por la Ecuación 3.

Ecuación 3. 
$$\frac{{}^{230}\text{Th}}{{}^{234}\text{U}} = \left( \frac{(1 - e^{-\lambda_{230}t})}{{}^{234}\text{U}} \right) + \left( \frac{\lambda_{230}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}} \right) \times \left( 1 - \left( \frac{1}{{}^{238}\text{U}} \right) \right) \times (1 - e^{-(\lambda_{230} - \lambda_{234})t})$$

Donde

${}^{230}\text{Th}$  = la parte radiogénica del  ${}^{230}\text{Th}$

$\lambda_{230}$  = constante de desintegración del  ${}^{230}\text{Th}$

$\lambda_{234}$  = constante de desintegración del  ${}^{234}\text{U}$

t = edad de la muestra

El primer segmento de la derecha corresponde al  ${}^{230}\text{Th}$  formado por desintegración del  ${}^{234}\text{U}$  y  ${}^{238}\text{U}$  si éstos estuvieran en equilibrio secular y el segundo segmento más largo, corresponde a la cantidad de  ${}^{230}\text{Th}$  formada por el exceso de  ${}^{234}\text{U}$  presente en desequilibrio (Dickin, 2002).

${}^{238}\text{U}$  es incorporado al océano por los ríos y las aguas subterráneas y el tiempo de residencia en el océano es de aproximadamente  $2.0 \times 10^5$  años antes de ser removido, de modo que hay una concentración constante de U en agua de mar y por lo tanto una producción constante de su radionúclido hijo el  ${}^{230}\text{Th}$  (Chen *et al.*, 1986; Delanghe *et al.*, 2002). La composición isotópica de U y Th en el esqueleto de aragonita es un poco menos que la inicial, la cual es la misma que del agua de mar de la cual precipitó ( $\delta^{232}\text{U} = 129\text{‰}$ ) (Cheng *et al.*, 2000). En arrecifes de coral, es normalmente el caso de que todo el  ${}^{230}\text{Th}$  medido puede ser explicado por crecimiento radiactivo, sin embargo algunos corales pueden vivir en un ambiente rico en Th; como consecuencia, éstos pueden incorporar

cantidades significantes de Th no soportado o Th radiogénico, mostrando edades mucho más antiguas (Cheng *et al.*, 2000; Schöder-Ritzrau *et al.*, 2003).

### 2.1.11 PROPIEDADES QUÍMICAS DEL URANIO Y TORIO

Algunos procesos naturales como la erosión, la sedimentación, la fusión o la cristalización, conllevan al fraccionamiento isotópico de la radionúclidos pertenecientes a la serie del decaimiento del  $^{238}\text{U}$ , debido al distinto comportamiento químico de los elementos y crean una situación de desequilibrio secular cuyo análisis permite la datación del proceso fraccionador.

En la naturaleza el U se encuentra en los estados de oxidación de  $\text{U}^{4+}$  y  $\text{U}^{6+}$ , e inicia su ciclo sobre la superficie terrestre como elemento traza en silicatos y óxidos en forma de ión tetravalente  $\text{U}^{4+}$  relativamente insoluble en contacto con disoluciones acuosas en condiciones normales de temperatura y en condiciones reductoras (Langmuir, 1978; Bernal & Railsback, 2008; Bernal *et al.*, 2010). Durante la meteorización se oxida a  $\text{U}^{6+}$  que forma complejos hidrosolubles con bicarbonato, fosfato y otros ligandos ( $\text{UO}_2(2\text{CO}_3)$  y  $\text{UO}_2(3\text{CO}_3)$ ). Debido a su alto potencial iónico y alta dureza, forma el catión Uranil  $\text{UO}_2^{2+}$ , el cual es altamente soluble (Bernal *et al.*, 2010). Por el contrario el Th tiende a permanecer en estado tetravalente  $\text{Th}^{4+}$ , siendo muy insoluble debido a que forma óxidos simples de muy baja solubilidad (Langmuir & Herman, 1980) y permanece adsorbido sobre la superficie de las arcillas y las moléculas orgánicas o coprecipita con hidróxidos y permanece prácticamente inmóvil durante todo el proceso de meteorización.

Esta marcada diferencia en solubilidad entre el  $\text{UO}_2^{2+}$  y el  $\text{Th}^{4+}$  tiene como consecuencia que, durante procesos de diferenciación geoquímica por disolución a baja temperatura, como el intemperismo químico, el U sea fácilmente removido de la fase sólida permaneciendo en solución hasta que cambien las condiciones fisicoquímicas de ésta, y permita la precipitación de alguna fase mineral (calcita, oxi-hidróxidos de Fe, ópalo, etc.) que incorpore al U de la solución dentro de su estructura cristalina (Bernal *et al.*, 2010).

Esto implica que las aguas a partir de las que precipita la aragonita de los corales pueden contener algo de U disuelto pero no suelen contener Th ya que el tiempo de permanencia en el agua es corto en relación a la vida media del  $^{234}\text{U}$ . El Th sólo puede entrar a formar parte de un esqueleto aragonítico ligado a la materia orgánica o adsorbido sobre algunos minerales detríticos insolubles. El U, en cambio, entra en la aragonita como elemento traza y a partir de ese momento la cantidad de  $^{230}\text{Th}$  aumenta en función del tiempo como producto de la desintegración del U hasta alcanzar el equilibrio secular. Th debido al alto grado de compatibilidad con fases minerales, será fácilmente removido del agua del mar por adsorción en la superficie de sólidos y por incorporación en minerales autigénicos como la barita.

La separación de U y Th por este proceso tiene como consecuencia que tanto el  $^{238}\text{U}$  como el  $^{234}\text{U}$  sean fácilmente solubilizados y movilizados, mientras que el  $^{230}\text{Th}$  permanecerá inmóvil en el residuo. De esta manera, la fase mineral que incorporó al U puede ser fechada al cuantificar el  $^{230}\text{Th}$  acumulado durante varios cientos o miles de años (Bernal *et al.*, 2010). A pesar de que la diferencia en solubilidad entre  $\text{U}^{6+}$  y  $\text{Th}^{4+}$  es altamente efectiva para generar un fraccionamiento significativo entre Th y U, ésta no discrimina los distintos isótopos de U, por lo que este proceso no puede explicar el desequilibrio isotópico observado en diversos ambientes superficiales como suelos, agua y rocas intemperizadas (Ivanovich & Harmon, 1992); en los que ha sido observado un enriquecimiento preferencial de  $^{234}\text{U}$  relativo a  $^{238}\text{U}$  en distintos ambientes superficiales (Cherdynstsev, 1955).

Esta observación ha sido explicada mediante dos mecanismos propuestos no excluyentes basados en la conservación de la cantidad de movimiento durante la emisión de partículas  $\alpha$  por el decaimiento del  $^{238}\text{U}$  (Bernal *et al.*, 2010). El primer mecanismo está basado en el estudio de la disolución de isótopos de U en circones, en los que el exceso de  $^{234}\text{U}$  en aguas subterráneas puede ser explicado por la expulsión de  $^{234}\text{Th}$  por retro-impacto  $\alpha$  "α-recoil" durante los eventos de decaimiento que suceden en un espacio de 55 nm de la superficie del cristal (Kigoshi, 1971). El  $^{234}\text{Th}$  expulsado, decaerá rápidamente para formar  $^{234}\text{U}$ , el cual será movilizado fácilmente por el agua. El segundo mecanismo alternativo fue

explicado mediante un experimento con  $^{235}\text{U}$  en el cual los isótopos formados por decaimiento  $\alpha$  localizados al final de una traza de fisión, fueron removidos más fácilmente que aquellos que se encontraban al interior de la estructura cristalina (Fleischer, 1982). En el experimento, se implantaron átomos de  $^{235}\text{U}$  en la superficie de minerales expuestos a una película de  $^{239}\text{PuO}_2$  ( $^{239}\text{Pu} \rightarrow ^{235}\text{U} + \alpha$ ). Las especies con  $^{235}\text{U}$  implantado fueron expuestas a diferentes soluciones, las cuales podrían disolver el  $^{235}\text{U}$  (Fleischer, 1980). El análisis posterior de la película mineral mostró que la gran mayoría de los isótopos implantados fueron liberados a la solución; así mismo, trabajos posteriores siguiendo esta metodología con la implantación de  $^{235}\text{U}$  sobre la superficie en distintos minerales demostraron que se generan daños en la estructura cristalina de los minerales.

#### **2.1.12 EDAD U/Th EN CARBONATOS**

Los estudios en carbonatos, especialmente en corales y espeleotemas, han sido beneficiados por técnicas modernas como la espectrometría de masas para medir las abundancias de  $^{230}\text{Th}$  y  $^{232}\text{U}$  (Edwards *et al.*, 1986; 1987; Stirling *et al.*, 1995; Mortlock *et al.*, 2005; Potter *et al.*, 2005). El desarrollo del método analítico de fechado U-Th permitió la reducción significativa de errores analíticos, así como la cantidad de muestra a ser analizada (Edwards *et al.*, 1986; 1987). A escalas de tiempo alrededor de los 100 ka, la precisión y la reproducibilidad del fechado con U/Th es típicamente mejor que  $\pm 1\%$  (Stirling *et al.*, 1998). La precisión disminuye con el aumento de la edad y típicamente es  $\pm 7\%$  a 700 ka (Stirling *et al.*, 2001). La incertidumbre también aumenta con el uso de otros métodos menos precisos tales como Resonancia de Espín Electrón (ESR) (Schellmann & Radtke, 2004a) y la Racemización de Amino-ácidos (RAM) el cual es sólo fiable dentro de cortos períodos (Hearty, 1998; Murray-Wallace, 2002). Entre los desarrollos más recientes cabe mencionar la datación U-Th de corales por medio de ablación láser utilizando MC-ICP-MS. Además de emplear pequeña cantidad de muestra, este procedimiento dispensa la preparación química y posibilita una alta resolución espacial de la muestra (Potter *et al.*, 2005).

Cuando el carbonato biogénico es formado, éste tiende a contener concentraciones de U mucho más elevadas que de Th. Esto conduce a una situación donde  $^{230}\text{Th}$  es fuertemente deficiente relativamente a su padre ( $^{234}\text{U}$ ). El método de fechado se hace más complejo cuando el sistema no es cerrado, es decir, cuando en el tiempo  $T=0$  ya existe una fracción de  $^{230}\text{Th}$ . Este comportamiento puede ser normalmente observado cuando la razón  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  es más pequeña que 20, indicando que una parte del  $^{230}\text{Th}$  viene de una fuente detrítica y no del decaimiento del  $^{232}\text{U}$  (Esposito *et al.*, 1998). Las edades convencionales usando el cronómetro de la serie de U se basa en la suposición de que la muestra se ha comportado como un sistema cerrado desde el momento en que se formó, y no ha ganado o perdido  $^{238}\text{U}$ - $^{234}\text{U}$ - $^{230}\text{Th}$  de otra fuente diferente a la dada por el decaimiento radiactivo (Stirling & Andersen, 2009). Los corales vivos incorporan U desde el agua de mar circundante en su esqueleto aragonítico durante su crecimiento sin crear un cambio isotópico en  $\delta^{234}\text{U}$  (Cheng *et al.*, 2000a; Delanghe *et al.*, 2002; Robinson *et al.*, 2004a). Por lo tanto, si una muestra de coral tiene una edad corregida inicial de  $\delta^{234}\text{U}$  indicada como  $\delta^{234}\text{U}_i$ , que difiere significativamente del  $\delta^{234}\text{U}$  en el agua de mar moderna, es habitual asumir que no se ha comportado como un sistema cerrado con respecto a la serie del decaimiento del U y se considera que su edad U/Th es poco fiable (Gallup *et al.*, 1994; Stirling *et al.*, 1998; Esat *et al.*, 1999; Camoin *et al.*, 2001; Yokoyama *et al.*, 2001). Muestras con  $\delta^{234}\text{U}_i$  más allá del 8‰ del valor moderno marino (147‰), se consideran poco fiables para las edades convencionales de la serie de U.

Algunas de las primeras investigaciones en donde se determinaron la relación U/Th en corales fósiles, mostraron valores elevados de  $\delta^{234}\text{U}_i$ , un comportamiento característico de sistemas cerrados (Bender *et al.*, 1979; Edwards *et al.*, 1987; Bard *et al.*, 1991; Chen *et al.*, 1991; Hamelin *et al.*, 1991; Bar-Matthews *et al.*, 1993; Henderson *et al.*, 1993). En un estudio con corales fósiles de Barbados, Gallup *et al.* (1994) demostraron que la relación entre el aumento de  $\delta^{234}\text{U}_i$  y la edad U/Th fuera de la curva de evolución para un sistema cerrado era más o menos lineal. Estos autores modelaron estas tendencias sistemáticas a través de la adición continua y lineal de  $^{230}\text{Th}$  y  $^{234}\text{U}$  en el esqueleto de coral y usaron las tendencias del modelo como una guía para definir los límites superior e inferior "aceptables" de  $\delta^{234}\text{U}_i$ , centrada alrededor de la curva para un sistema cerrado de agua de

mar, definida por  $\delta^{234}\text{U}$  de agua de mar moderna. En la actualidad es evidente que la correlación lineal entre  $\delta^{234}\text{U}_i$  y la edad U/Th se produce en muchos lugares, independientemente de las condiciones climáticas locales y el tiempo de depósito por los arrecifes (Stirling *et al.*, 1998, 2001; Thompson *et al.*, 2003; Potter *et al.*, 2004). Este enfoque sigue siendo una práctica común para evaluar la calidad de los datos y conduce a la desestimación de la mayoría de las muestras fechadas convencionalmente (Bard *et al.*, 1996; Stirling *et al.*, 1998; Esat *et al.*, 1999; Yokoyama *et al.*, 2001; Potter *et al.*, 2004).

La fiabilidad en las edades de la serie de U, también puede ser evaluada usando la cronología  $^{235}\text{U}$ - $^{231}\text{Pa}$ , la cual se basa en el crecimiento radiométrico del  $^{231}\text{Pa}$  a partir de su radionúclido padre  $^{235}\text{U}$ . Este cronómetro puede ser usado junto con el sistema  $^{238}\text{U}$ - $^{234}\text{U}$ - $^{230}\text{Th}$  para detectar "discordancias" en las relaciones de la edad y el intercambio diagenético de U-Th-Pa, en particular en muestras menores a 250 ka (Cheng *et al.*, 1998; Gallup *et al.*, 2002; Cutler *et al.*, 2003, 2004; Chiu *et al.*, 2006). La detección de la mineralización secundaria (calcita o aragonita),  $^{232}\text{Th}$  detrítico y las concentraciones anómalas de  $^{238}\text{U}$ , son a menudo usadas para detectar la fiabilidad en las muestras.

### **2.1.13 EDAD U/Th EN SISTEMAS ABIERTOS**

Una limitación del uso geocronológico del U/Th, radica en la incapacidad para detectar el comportamiento a priori de los isótopos de la series del U en sistemas abiertos, los cuales a pesar de los amplios criterios de selección utilizados, la medición se ha confiado a resultados a posteriori de los isótopos de U. Como resultado, el tiempo de separación química y los procedimientos de espectrometría de masas se han aplicado a muestras de baja calidad que luego pueden ser descartadas. Para superar el rechazo de la mayoría de las muestras fechadas, recientes investigaciones se han esforzado con el fin de entender mejor los mecanismos de diagénesis, en particular en el contexto de la identificación de los procesos diagenéticos bien definidos y robustos que ocurren.

Henderson *et al.* (2001) propusieron un mecanismo en el que se consideraba la diagénesis en sedimentos marinos aragoníticos sumergidos, en el cual los productos hijos de la serie de U, podrían ser redistribuidos a través de procesos por retro-impacto  $\alpha$  (Chen *et al.*, 1991; Fruijtier *et al.*, 2000). Esto implica la expulsión de partículas reactivas y geoquímicamente idénticas de  $^{230}\text{Th}$  y  $^{234}\text{Th}$  de redes cristalinas durante la desintegración energética de  $^{238}\text{U}$ , junto con la hidrólisis y absorción de  $^{230}\text{Th}$  y  $^{234}\text{Th}$ , seguido por un decaimiento rápido ( $t_{1/2} = 24,1$  días) de este último hacia  $^{234}\text{U}$ .

De ello se deduce que la adición de estos radionúclidos por retro-impacto  $\alpha$  podría al mismo tiempo aumentar las relaciones  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  y  $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$  y por consiguiente un cambio en  $\delta^{234}\text{U}_i$  y la edad U/Th hacia valores altos. Considerando que la redistribución por retro-impacto  $\alpha$  es un mecanismo viable que ocurre en general en procesos diagenéticos, esto podría ser igualmente aplicable a los arrecifes de coral. Dos modelos para sistemas abiertos fueron desarrollados para corales fósiles en un intento por corregir las alteraciones y éstos se basan explícitamente en la adición (o pérdida) de radionúclidos por retro-impacto  $\alpha$  suponiendo que la movilización por este proceso es la única forma de alteración de U-Th que opera dentro de los arrecifes. El primer modelo, diseñado por Thompson *et al.* (2003) es conocido como el Modelo "Thompson et al." y el segundo modelo, desarrollado por Villemant & Feuillet (2003), es referido como el modelo "V&F".

En el modelo de Thompson *et al.*, los radioisótopos hijos de Th producidos por retro-impacto  $\alpha$  son transferidos desde una fuente externa a la muestra. Ecuaciones diferenciales planteadas teniendo en cuenta la desintegración radiactiva de los núcleos de la serie del U y la suma (o pérdida) de  $^{234}\text{Th}$  y  $^{230}\text{Th}$  por retro-impacto  $\alpha$  describen las tendencias del sistema abierto como un modelo teórico. Estas ecuaciones son invertidas para permitir la derivación de una edad para el sistema abierto que se ha corregido por la adición de isótopos (o pérdidas) de las muestras individuales. El procedimiento es controlado por la intersección de la línea de adición con la curva de evolución para un sistema cerrado de agua de mar. No hay corrección por la presencia de  $^{230}\text{Th}$  inicial. El modelo V&F se basa en un conjunto similar de ecuaciones diferenciales, que al igual

describen la desintegración radiactiva de los núcleos de la serie de U y la redistribución por retro-impacto alfa " $\alpha$ ." como un modelo teórico directo, que es invertido para obtener edades U/Th en un sistema abierto de arrecifes fósiles. El modelo V&F difiere del enfoque del modelo de Thompson *et al.*, en los factores de redistribución de retro-impacto  $\alpha$  para  $^{234}\text{Th}$  y  $^{230}\text{Th}$  y en el procedimiento de inversión utilizado para calcular la edad del sistema abierto.

El valor medio de las edades convencionalmente determinadas por las series de U para todos los corales, se utiliza para restringir los factores de distribución por retro-impacto  $\alpha$ . El procedimiento de inversión calcula una edad "promedio" para las edades del modelo U/Th del sistema abierto para toda la unidad arrecifal, basado en la integración de datos de todas las muestras, fundamentándose en la hipótesis de que todos los corales se desarrollaron simultáneamente con una composición isotópica inicial idéntica a la de agua de mar presente. El V&F modelo corrige la presencia de Th inicial (si existe). Las edades de sistema abierto para las muestras individuales también pueden ser establecidas si se supone que el sistema no tiene una concentración inicial de  $^{230}\text{Th}$ . Un tercer set de modelos para sistemas abiertos, que se refieren a la regresión lineal como "isocronas de sistemas abiertos" o modelos "LR" (Scholz *et al.*, 2004; Scholz & Mangini, 2007), también han sido derivados para corregir las alteraciones en arrecifes fósiles.

Algunos autores proponen resolver estas alteraciones fechando secciones con contenido moderado de material detrítico y utilizando isocronas en el espacio  $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ - $^{232}\text{U}/^{232}\text{Th}$ - $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  (Ludwig & Titterton, 1994), y/o asumiendo una relación  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  semejante a la de la corteza de la tierra ( $2.2 \times 10^{-6}$ ), con una incertidumbre del 50% (Ludwig & Paces, 2002). Adicionalmente la concentración de  $^{230}\text{Th}$  no radiogénico es baja o insignificante en la mayoría de los precipitados ricos en U como en los carbonatos. Como resultado, la mayoría de estos precipitados tienen una proporción baja de Th/U, y por lo tanto, bajos niveles de  $^{230}\text{Th}$  y  $^{232}\text{Th}$  no-radiogénico (Cobb *et al.*, 2003). Estos modelos RL no requieren ningún conocimiento previo de los mecanismos diagenéticos que operan dentro de la unidad de los arrecifes y las tendencias en el modelo son derivadas empíricamente y delimitadas por la relación observada entre  $^{230}\text{Th}$  y  $^{234}\text{U}$ , a diferencia de

los procesos químicos y físicos del retro-impacto  $\alpha$  y el decaimiento radiactivo. En concreto, una regresión lineal se aplica al conjunto de datos y el punto en que la línea de regresión intercepta la curva de la evolución del sistema cerrado de agua de mar, refiere una edad promedio para el modelo de sistema abierto de las edades U/Th para todo el conjunto de datos. De una manera similar al enfoque V&M, los modelos RL hacen la suposición inherente de que todas las muestras fueron formadas contemporáneamente.

#### **2.1.14 CONDICIONES Y APLICACIONES PARA DATAR CON U/Th**

Para realizar estimaciones geocronológicas basadas en el desequilibrio radioactivo U/Th, los fechados dependen de condiciones de equilibrio isotópico, así como de la cantidad de muestra disponible para análisis. Entre los principales factores relevantes, cabe destacar: 1) la muestra a ser analizada debe tener concentración de U mayor que 10 ppb e idealmente por encima de 1 ppm; b) el fechado de muestras carbonatadas con evidencias de Th detrítico requiere aplicación de correcciones; c) muestras de material carbonatado, tales como corales, conchas de moluscos, espeleotemas y sedimentos cársticos, no deben ser intemperizadas y d) la edad radiométrica debe ser consistente con los datos estratigráficos.

Los carbonatos secundarios<sup>22</sup> y biogénicos<sup>23</sup> son los materiales comúnmente fechados utilizando las series de U, debido a que en su ambiente de formación, el fraccionamiento entre U y Th es muy eficiente permitiendo cronologías robustas y de alta precisión para series de tiempo climáticas de alta resolución (Ludwig *et al.*, 1992, Winograd *et al.*, 1992, 1997, 2006; Dorale *et al.*, 2004; Wang *et al.*, 2001, 2005, 2006).

En Bernal *et al.* (2010), se recopilan las principales ventajas y aplicaciones de la datación U/Th. Una de las principales ventajas de los métodos geocronológicos basados en el desequilibrio de las series de U en corales fósiles, radica en establecer con gran precisión,

---

<sup>22</sup> estalagmitas, caliche, carbonatos pedogénicos, travertino

<sup>23</sup> corales

la magnitud y edad de las distintas trasgresiones marinas ocurridas durante los diferentes periodos glaciales e interglaciales durante el cuaternario (Stirling *et al.*, 1995, 2001; Esat *et al.*, 1999; McCulloch *et al.*, 1999; Cheng *et al.*, 2000; Gallup *et al.*, 2002; Lambeck *et al.*, 2002; Cobb *et al.*, 2003). Así mismo, el fechado U/Th de material coralino en conjunto con otros métodos de datación, ha permitido la calibración de dataciones basadas en  $^{14}\text{C}$  (Reimer *et al.*, 2004). Otras fases minerales que han sido fechados por series de U incluyen ópalo y sílice pedogenética (Neymark & Paces, 2000; Ludwig & Paces, 2002) y óxi-hidróxidos de Fe formados durante procesos de intemperismo (Bernal *et al.*, 2006). Así mismo, se han datado materiales de origen volcánico (Allegre, 1968; Allegre & Condomines, 1976; Condomines *et al.*, 2003; Sigmarsson *et al.*, 2005). U y Th son también utilizados como indicadores de procesos de sedimentación y condiciones paleo-oceanográficas (Henderson, 2002), intemperismo (Dequincey *et al.*, 2002; Chabaux *et al.*, 2003) e interacción agua-partícula en acuíferos (Porcelli *et al.*, 1997, 2001).

## **2.2 ANTECEDENTES METODOLÓGICOS**

### **2.2.1 PALEOTEMPERATURA Y BANDAS ANUALES DE CRECIMIENTO**

Las bandas anuales de densidad son características de los esqueletos de las colonias de coral masivas. Desde su primera descripción, se ha reconocido su importancia debido a que representan una fuente importante de información ambiental para las regiones tropicales (Knutson *et al.*, 1972). La importancia de estos registros se ha incrementado con la necesidad de controlar y determinar los cambios en los entornos de los arrecifes amenazados (D'Elia *et al.*, 1991) y por la necesidad de comprender el pasado y el futuro de las variaciones climáticas (CONICYT 1989). La tasa de crecimiento de algunas especies masivas de coral, suelen a menudo ser analizadas mediante estudios radiográficos de rayos -X (RX). La densidad de las bandas en los esqueletos de coral analizadas por RX fue descrita por Knutson *et al.* (1972), quienes mostraron bandas diferentes y alternadas regularmente por zonas claras y oscuras, lo cual reflejaba las variaciones cíclicas en la

densidad aparente de material óseo depositado. Ellos demostraron que un par de bandas (mayor y menor densidad), representan un año de crecimiento.

Este patrón de bandas de densidad, fue descrito por primera vez para *Porites* y *Acropora* y ha sido confirmado usando diferentes técnicas para un gran número de especies masivas de coral en diferentes zonas arrecifales alrededor del mundo (ej., Moore & Krishnaswami, 1972, 1974, Moore *et al.*, 1973; Dodge & Thompson, 1974; Buddemeier *et al.*, 1974; Macintyre & Smith, 1974; Noshkin *et al.*, 1975; Hudson *et al.*, 1976; Stearn *et al.*, 1977).

Sin embargo, algunas de las de investigaciones difieren notablemente del patrón anual de bandas encontrado. Druffel (1985) en su investigación con colonias de coral del género *Porites* recolectadas en las islas Farming y Canton del Pacífico tropical, reportan para estas especies dos pares de bandas de densidad por año. Buddemeier (1974) y Buddemeier & Kinzie (1975) usando especies de *Porites lobata* colectadas en Dana Hawaii e islas Line, relacionaron el patrón doble de bandas y su relación con la época lluviosa. Los trabajos de Buddemeier (1974); Houck (1978) y Barnes & Lough (1989) atribuyen una serie de finas bandas depositadas en intervalos de 30 días a un patrón lunar. En otro sentido Schneider & Smith (1982) mediante el análisis de RX, argumentaron que el patrón observado en las bandas de densidad, se compone de una sola banda por año, con un cambio abrupto y otro gradual en la densidad, dando la apariencia de dos bandas por año. Por su parte Brown *et al.* (1986) estudiando especímenes de *Porites lutea* recolectados en Phuket, Tailandia, encontraron que para estos corales, las bandas de densidad se forman de manera asíncrona, en donde una banda anual consta de cuatro bandas de densidad variable. Este patrón anual de bandas observadas en todos los sitios incluye el depósito de una banda densa en respuesta a cargas de sedimentación y probablemente la reducción de los niveles de luz.

Algunos autores han sugerido que el patrón en las bandas de densidad es una respuesta a los cambios estacionales en la intensidad de la luz por su acción directa sobre las algas endo-simbióticas (Barnes & Chalker, 1990; Knutson *et al.*, 1972; Buddemeier & Kinzie, 1975; Wellington & Glynn, 1983). Otros factores como los ciclos de reproducción,

disponibilidad de nutrientes, la turbidez, la sedimentación, el estrés producido por el viento (Buddemeier & Kinzie, 1975; Highsmith, 1979; Dodge & Vaisnys, 1980; Wellington & Glynn, 1983), empaquetamiento de los cristales en el esqueleto (Buddemeier *et al.*, 1974) y cambios en la arquitectura del esqueleto (Macintyre & Smith, 1974; Buddemeier & Kinzie, 1975; Barnes & Devereux, 1988), son claves en la formación de las bandas de densidad. Otras investigaciones han sugerido que la variación estacional en la temperatura del agua de mar, es el factor clave que controla la formación de bandas de densidad (Dodge & Vaisnys, 1975, 1980, Weber *et al.*, 1975; Hudson *et al.*, 1976, Dodge & Lang, 1983).

Lough & Barnes (1990), en su estudio con 40 colonias del género *Porites* recolectadas en 3 diferentes arrecifes de la parte central de la gran barrera arrecifal, determinaron el tiempo interanual en la formación de las bandas de crecimiento, encontrando que las bandas de baja densidad se forman durante el período de baja temperatura de agua. Los autores indicaron que algunos problemas en la interpretación del patrón de la densidad, están relacionadas con la observación subjetiva, la técnica, y la geometría de coral. Históricamente, la técnica más utilizada para el estudio de las bandas de densidad ha sido los rayos X, en los cuales, las radiografías obtenidas en secciones verticales a lo largo del eje de crecimiento, son utilizadas para mostrar las variaciones de densidad (Knutson *et al.*, 1972; Barnes & Lough, 1989). En la actualidad el uso de otras técnicas como la Tomografía Axial Computerizada (TAC), permite identificar el máximo eje de crecimiento en la reconstrucción digital 3-dimensional (imágenes DICOM) de los núcleos de coral (Saenger *et al.*, 2009).

Saenger *et al.* (2009) mediante el uso de la Tomografía Axial Computerizada (TAC), mostró que la tasa anual de crecimiento de la especie de coral masiva del Atlántico *siderea Siderastrea* recolectada en Bahamas se correlaciona inversamente con el promedio anual de la TSO ( $r = -0.67$ ). Mediante esta correlación significativa, los autores reconstruyeron la TSO para el Atlántico Norte desde 1552, mostrando a su vez, algunos modos de la variabilidad climática, como la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO). De igual forma Cantin *et al.* (2010), mediante el estudio de la especie de coral masiva *Heliopora*

*Diploastrea* recolectada en el mar Rojo y usando TAC, cuantificaron la dependencia de la temperatura con el crecimiento del coral y la tasa de calcificación. Mediante el análisis de la TAC, ellos evidenciaron el estrés térmico manifestado en las bandas densidad producto del aumento de la TSO. Recientemente Carricart-Ganivet (2011), mostró que la tasa de extensión lineal como indicador ambiental, no reflejan una escala de tiempo anual, lo que conduce a errores de cálculo considerables; argumentando a su vez, que la tasa de calcificación es el parámetro que mejor refleja las condiciones ambientales reguladas por los procesos fisiológicos en los corales simbióticos.

### **2.2.2 PALEOTEMPERATURA Sr/Ca**

Actualmente, las mediciones de las razones Sr/Ca y Mg/Ca en aragonita coralina, son dos de las aproximaciones más utilizadas en la reconstrucción de paleotemperaturas en regiones tropicales (Marshall & McCulloch, 2002; Mitsuguchi *et al.*, 2003). La relación geoquímica de estos elementos traza en los esqueletos de los corales hermatípicos, ha sido bien estudiada y se caracteriza por tener un coeficiente de distribución de  $M^{+2}/Ca$  entre la aragonita y el agua de mar dependiente de la temperatura (Kinsman & Holland, 1969; Smith *et al.*, 1979; Beck *et al.*, 1992), sirviendo de esa forma como un indicador para la estimación de la TSO (Marshall & McCulloch, 2002).

La estructura química de los esqueletos de coral han mostrado tener preferencia por Sr que por Mg, la cual puede acomodar más Sr en su red cristalina de aragonita en comparación con la red cristalina de la calcita de otros organismos quienes pueden acomodar más Mg (Marshall & McCulloch, 2002). Por consiguiente, la relación Sr/Ca se ha convertido en una herramienta ampliamente usada en estudios de paleotemperatura a través de corales (ej., Beck *et al.*, 1992; DeVilliers *et al.*, 1994; Shen *et al.*, 1996; Alibert & McCulloch, 1997; Gagan *et al.*, 1998; Marshall & McCulloch, 2002), con la posibilidad de reconstruir la TSO con una precisión mayor a  $\pm 0.5^{\circ}C$  (Beek *et al.*, 1992; de Villiers *et al.*, (1994); Shen *et al.* (1996) y Marshall & McCulloch (2002),

La primera investigación usando el paleotermómetro Sr/Ca fue propuesto por Smith *et al.* (1979) quienes demostraron que esta relación en el coral variaba linealmente con la TSO. En los siguientes años, Beck *et al.* (1992) demostraron que la relación de Sr/Ca en aragonita coralina podía ser utilizada como un indicador de TSO independiente de la salinidad. Posteriormente el uso de nuevas técnicas permitió mostrar la posibilidad de reconstruir la temperatura con una precisión mayor a  $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$  (Beck *et al.*, 1992; DeVilliers *et al.*, 1994; Shen *et al.*, 1996; Marshall & McCulloch, 2002).

Junto con los estudios de Sr/Ca, la relación Mg/Ca ha sido usada como un indicador de paleotemperatura en esqueletos coralinos (Oomori *et al.*, 1982). Hart & Cohen (1996) encontraron que las razones Mg/Ca y Sr/Ca en el esqueleto del coral presentaban un patrón de variación sincrónica estacional. Posteriormente, Mitsuguchi *et al.* (1996) usando un espectrómetro de emisión atómica acoplado inductivamente con plasma (ICP-AES), establecieron las bases del paleotermómetro de Mg/Ca en la aragonita coralina al demostrar una relación lineal con la temperatura, la cual permitió reconstruir la TSO con una precisión de  $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$  ( $2\sigma$ ). Esta precisión fue similar a la obtenida en la reconstrucción de la TSO a partir de Sr/Ca medida con (ICP-MS). Posteriores estudios han usado el paleotermómetro Mg/Ca en esqueletos coralinos como una herramienta complementaria en la reconstrucción de la TSO (Sinclair *et al.*, 1998; Fallon *et al.*, 1999; Wei *et al.*, 2000).

El uso generalizado de los indicadores Sr/Ca y Mg/Ca en esqueletos coralinos como herramienta para la reconstrucción de la TSO en regiones tropicales, ha recibido algunos cuestionamientos debido a que muchas de las correlaciones lineales generadas entre las razones molares Sr/Ca y Mg/Ca con la TSO local, no es aplicable a todas las localidades, aún cuando se trate del mismo género de coral (Mitsuguchi *et al.*, 1997; Marshall & McCulloch, 2002). Se ha sugerido además, que la diferencia en las calibraciones obtenidas puede ser consecuencia de la variación de la razón Metal/Ca en el agua de mar, por un efecto biológico (efecto vital), el cual se refiere a diferencias inter-específicas en el metabolismo, diferencias en las tasas de calcificación y la respuesta de los corales a factores ecológicos propios de cada localidad (DeVilliers *et al.*, 1994, 1995; Fallon *et al.*, 2003; Meibom *et al.*, 2003; Mitsuguchi *et al.*, 2003).

Ha sido difícil diferenciar los factores involucrados en la precipitación de Sr y Mg en el esqueleto coralino. Algunos estudios enfocados en comprender la magnitud del efecto de la tasa de calcificación han mostrado resultados contrastantes. Por un lado, se han encontrado diferencias hasta de 2 °C en la temperatura reconstruida a partir de Sr/Ca en la misma colonia de coral, medidas en dos diferentes ejes, los cuales a su vez presentaron diferente tasa de crecimiento (DeVilliers *et al.*, 1994; 1995). Algunos estudios sugieren que la tasa de crecimiento y calcificación no afectan las razones Sr/Ca y Mg/Ca (Shen *et al.*, 1996; Alibert & McCulloch, 1997; Mitsuguchi *et al.*, 2003); sin embargo, otros autores han encontrado una fuerte relación entre la tasa de crecimiento y la cantidad de Sr y Mg precipitados biogénicamente (Saenger *et al.*, 2008). Otra limitación del método Sr/Ca en corales, radica en que la dependencia de la relación Sr/Ca con la temperatura es pequeña (-0,06 mmol/mol por cada grado, -0,7%) por lo que se requiere de una alta precisión en el análisis.

A pesar de las inconsistencias encontradas al usar estos dos paleotermómetros, algunos autores siguen usándolos, fundamentados en que los factores que afectan el equilibrio en la incorporación de estos elementos en el esqueleto coralino es constante, al menos a nivel de género (Marshall & McCulloch, 2002; Mitsuguchi *et al.*, 2003).

Esta termometría se ha extendido en la paleo-reconstrucción de la TSO en los trópicos y subtrópicos usando corales fósiles (Gagan *et al.*, 1998, 2000; McCulloch *et al.*, 1999; Wei *et al.*, 2000; Schrag & Linsley, 2002). En la costa sur de Barbados, a partir del estudio Sr/Ca en esqueletos de corales fósiles sumergidos, se obtuvo que durante el último máximo glacial (UMG) la TSO fue 5°C menor a la actual (Guilderson *et al.*, 1994), lo cual coincide con la TSO obtenida para ese mismo periodo geológico a partir del estudio de foraminíferos (CLIMAP Project Members, 1981). De igual manera, Beck *et al.* (1997) en un estudio realizado en Vanuatu en el suroeste tropical del Pacífico, usando la misma relación Sr/Ca, determinaron que la TSO durante el UMG fue 5 °C inferior a la actual.

Otros trabajos usando Sr/Ca en corales modernos como registros de paleotemperatura incluyen: Galápagos (Dunbar *et al.*, 1994), Rarotonga en las islas Cook en Nueva Zelanda (Linsley *et al.*, 2000), Bali y Bunaken en Indonesia (Charles *et al.*, 2003) y en el océano Índico Occidental (Charles *et al.*, 1997; Pfeiffer *et al.*, 2004). Similares investigaciones se han enfocado en estudiar cambios en el ciclo hidrológico y la frecuencia de fenómenos meteorológicos como el Niño/Oscilación del Sur (ENSO) (Weber & Woodhead, 1972; Smith *et al.*, 1979; McCulloch *et al.*, 1994; Min *et al.*, 1995; Mitsuguchi *et al.*, 1996; Alibert & McCulloch, 1997; Pfeiffer *et al.*, 2006).

En México, Villaescusa & Carriquiry (2004), usando corales del género *Porites* presentan una calibración obtenida a partir de la medición entre las razones molares Sr/Ca y Mg/Ca y la TSO en la isla San Benedicto, archipiélago de Revillagigedo. Concluyen que los paleotermómetros de Sr/Ca y Mg/Ca son altamente confiables en esta región del Pacífico, siempre y cuando exista una ecuación específica para la zona de estudio en cuestión. Las calibraciones realizadas con las relaciones molares Sr/Ca, Mg/Ca (hay que considerar la metodología empleada), están disponibles para varias especies de coral, principalmente para el género *Porites* en el Océano Indo-Pacífico (Beck *et al.*, 1992; Cohen *et al.*, 2001; Cohen *et al.*, 2002; DeVilliers *et al.*, 1994; Gagan *et al.*, 1998; Marshall & McCulloch, 2002; Mitsuguchi *et al.*, 1996; Shen *et al.*, 1996; Smith *et al.*, 1979); *Diploria labyrinthiformis* en Bermudas (Cohen *et al.*, 2004; Goodkin *et al.*, 2005); y *Montastrea* sp., en Florida (Swart *et al.*, 2002; Smith *et al.*, 2006).

### **2.2.3 DETERMINACIÓN DE LA TSO DURANTE EL MIS-5e**

Se ha considerado que el clima durante MIS-5e fue muy similar al presente (relativamente estable y ligeramente más cálido). Registros de temperatura obtenidos a partir de núcleos de hielo en la Antártida Oriental y núcleos marinos en la zona costera de Europa occidental claramente indican que el clima era por lo menos 2-3 °C más cálido (Kukla, 1977; Gascoyne *et al.*, 1981; Jouzel *et al.*, 1987). Un reciente estudio usando Mg/Ca en foraminíferos en sedimentos marinos indica que las aguas superficiales frente al sur de

Groenlandia fueron  $\sim 3.5$  ° C más cálidas que hoy en los inicios del MIS-5e (Irvali *et al.*, 2012).

Para los trópicos y durante el MIS-5e, hay pocos registros climáticos marinos con una cronología bien definida que indiquen que la temperatura superficial del mar fue del mismo orden de magnitud a la registrada para las altas latitudes. Esto posiblemente indica que en los trópicos existe un proceso de termorregulación, dirigido por el sistema de Circulación Oceánica Termohalina. McCulloch & Esat (2000), generaron para la Península Huon, un registro continuo de 10 años de la TSO durante el MIS-5e usando la relación Sr/Ca en corales masivos del género *Porites*. Ellos estimaron que la TSO fue de  $29 \pm 1$  °C, la cual fue indistinguible de la presente TSO. Lea *et al.* (2002), compararon la TSO obtenida mediante la relación Mg/Ca en foraminíferos planctónicos colectados en sedimentos marinos en la cordillera de Cocos, con los niveles de CO<sub>2</sub> obtenidos en núcleos de hielo de la Antártida y determinó que la TSO en el Pacífico Tropical estuvo 2 °C por encima a los niveles preindustriales.

Usando foraminíferos planctónicos en las islas Galápagos, Lea *et al.* (2006), estimaron un promedio para la TSO durante MIS 5e de 24.37 °C, la cual fue comparable a la TSO para el Holoceno. Las temperaturas estimadas, fueron más cálidas en la primera parte de MIS-5e y más frías durante la última parte, con un máximo de 27.17 °C ocurrido entre 126 y 130 ka. Weldeab *et al.* (2007), usando Mg/Ca en foraminíferos planctónicos en sedimentos, estimaron que la TSO en el Atlántico y Pacífico Oriental ecuatorial fue 2 °C superior a los niveles preindustriales, en tanto que Whitaker (2008), usando el mismo indicador pero en núcleos recolectados en el Golfo de México, estimó que la TSO fue 1.2 °C mayor que la actual. Los datos sugieren, que la variabilidad encontrada en los datos, está ligada al uso de diferentes indicadores como registros de temperatura.

Muchas de estas predicciones basadas en registros marinos y terrestres y en modelos paleoclimáticas, carecen de cronologías robustas y absolutas. El tipo de paleo-

reconstrucciones del cambio del clima involucra la reconstrucción de series temporales, los cuales proveen una medida cualitativa o cuantitativa del pasado climático. Estos tipos de datos climáticos incluyen la temperatura, la precipitación, el viento, la humedad, la evapotranspiración, la presión y la irradianza entre otras. A través de la historia, se han implementado algunas metodologías con el fin de construir series de tiempo climáticos a partir de datos no instrumentales de mucho mayor alcance que aquellos brindados por los registros instrumentales<sup>24</sup>. Para períodos previos a los registros de datos instrumentales, el cambio del clima debe ser reconstruido a partir de fuentes indirectas de información o indicadores. Una de estas valiosas fuentes de información lo constituyen los arrecifes coralinos.

Las relaciones atómicas medidas en los esqueletos coralinos como Sr/Ca, Mg/Ca y U/Ca, proporcionan estimaciones cuantitativas de la TSO en el pasado, y por lo tanto, pueden aportar información sobre la dinámica entre el cambio del nivel del mar y la temperatura del océano. Sin embargo, en muchos casos, la alteración diagenética de esqueletos de coral y la corta duración de los registros ha limitado la aplicación de estos indicadores geoquímicos en la reconstrucción de estimaciones confiables de la variación de la TSO tropical durante MIS-5e. En este sentido, la exploración de corales masivos de *Siderastrea siderea* del Atlántico tropical, ha demostrado tener una fuerte relación inversa entre la extensión lineal del esqueleto y la TSO en Bahamas y Belice (Saenger *et al.*, 2009), por lo tanto, el estudio de la tasa de crecimiento en corales fósiles preservados, puede usarse como indicador de la variabilidad climática durante MIS-5e para el Atlántico tropical.

---

<sup>24</sup>El registro de temperatura más antiguo proviene del centro de Inglaterra y data desde el siglo XVII y el periodo tradicionalmente asociado con los registros instrumentales se extiende solo hasta mediados del siglo XIX.

#### 2.2.4 MEDICIÓN DE Sr/Ca Y ESPECTROMETRÍA DE MASAS

La relación Sr/Ca en aragonita coralina como una aproximación para estimar la TSO fue inicialmente demostrada por Smith *et al.* (1979), sin embargo su gran potencial, fue demostrado con la técnica de la espectrometría de masas de ionización térmica con dilución isotópica (ID-TIMS). Los primeros resultados indicaron una disminución de 0.6% en Sr/Ca por 1°C (Beck *et al.*, 1992).

Posteriormente, con el desarrollo del método de la espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS), se generaron registros del clima de alta resolución, en los cuales, la relación entre Sr/Ca de coral y TSO fue determinada como una función lineal de la forma  $Sr/Ca_{\text{coral}} \text{ (mmol mol}^{-1}\text{)} = b + m \text{ (TSO)}$  (Schrag, 1999). Este método, solo se requiere de pequeñas cantidades de muestra (2-100  $\mu\text{g}$ ), compara los valores obtenidos con una solución de referencia y aumenta el rendimiento de la muestra (DeVilliers *et al.*, 1995; Schrag, 1999). El método de ICP-MS, puede alcanzar una precisión de  $\pm 0,2$  a  $0,3\%$  (Le Cornec & Correge, 1997), con errores típicamente de  $1,0\%$  (Shen *et al.*, 1992; Lea & Martin, 1996). Beck *et al.* (1992) usando espectrometría de masas con ionización térmica (TIMS), encontraron una precisión de  $\pm 0,03\%$  ( $2\sigma$ ), mostrando la ventaja de esta técnica frente a ICP-MS ( $\pm 0,2\%$ ,  $\sim 0.3^\circ\text{C}$ ,  $2\sigma$ ).

Hart & Cohen (1996), midieron Sr/Ca en carbonatos mediante la técnica de Ion-microprobe, obteniendo una precisión de  $\pm 0,5\%$ . Otra técnica usada para el análisis de Sr/Ca en corales escleractinios y carbonatos marinos es el de la espectrofotometría de emisión atómica acoplado inductivamente a plasma (ICP-AES). Este tiene la ventaja de ser relativamente económica, poco tiempo en la preparación de muestras y produce más de 180 análisis de muestras por día. La precisión en las mediciones de Sr/Ca es del orden de  $\pm 0,05\%$  ( $1\sigma$ ) y por lo general mejor que  $\pm 0.2\%$  ( $\sim 0.3^\circ\text{C}$ ), lo cual es adecuada para la mayoría de las aplicaciones en estudios paleoceanográficos.

### 2.2.5 PALEO-RECONSTRUCCIONES EN CAMBIOS DEL NIVEL DEL MAR PARA EL PLEISTOCENO TARDIO – MIS-5e

Muchas de las investigaciones recientes se centran en gran medida en conocer la edad, magnitud y duración del nivel del mar alcanzado en épocas interglaciares, especialmente durante el MIS-5e en donde se cree las condiciones climáticas fueron muy similares a las presentes y en donde se cuenta con registros prístinos (Stearns, 1976; Chappell & Veeh, 1978; Muhs *et al.*, 1992). Para algunos autores, el comienzo de MIS-5e está interrumpido por una aparente caída en la tendencia creciente del nivel del mar durante la deglaciación MIS 6/5e (Ku *et al.*, 1990; Johnson, 1991; Sherman *et al.*, 1993; Stein *et al.*, 1993; Stirling *et al.*, 1998; Esat *et al.*, 1999; Gallup *et al.*, 2002). Existe evidencia de que el máximo del interglacial fue interrumpido por cambios significativos en el nivel del mar – dos máximos - (Aharon *et al.*, 1980; Neumann & Hearty, 1996; Thomson & Goldstein, 2005); en tanto que otros como Chen *et al.* (1991) encontraron que MIS-5e duró entre 132-120 ka sin ninguna evidencia de un doble máximo durante la deglaciación.

Stirling *et al.* (1998), presentaron detalladamente estimaciones del inicio y duración del máximo en MIS-5e basado en formaciones de arrecife de coral en Australia Occidental, la cual es una región tectónicamente estable. Los datos comprenden 70 edades obtenidas con U/Th, derivada de muestras *in situ* de corales inalterados que no muestran ninguna alteración diagenética. En este estudio se encontró que la duración de MIS-5e fue de  $128 \pm 1$  ka a  $116 \pm 1$  ka. La fecha de  $128 \pm 1$  ka estuvo acorde con los datos de corales fósiles pertenecientes al estadio MIS-5e en zonas tectónicamente inestable como en Oahu ( $131 \pm 3$  ka: Szabo *et al.*, 1994), isla Sumba ( $131 \pm 1$  ka: Bard *et al.*, 1996), archipiélago de Nuevo Hebrides ( $129 \pm 1$  ka: Edwards *et al.*, 1986; 1987) y Bahamas (132 a 129 ka; Chen *et al.*, 1991). La fecha de finalización de MIS-5e ( $116 \pm 1$  ka) está acorde con los resultados de arrecifes fósiles encontrados en Barbados (117 a 120 ka: Gallup *et al.*, 1992), pero no con la estimación realizada en Bahamas (120-123 ka: Chen *et al.*, 1991). De acuerdo con estos datos, MIS-5e se produjo varios miles de años anteriores a lo predicho por la teoría orbital y se sugiere que el sistema de la tierra puede contener

procesos no considerados por las teorías orbitales (Aharon *et al.*, 1980; Hollin & Hearty, 1990; Winograd *et al.*, 1992; Crowley & Kim, 1992; Neumann & Hearty, 1996; Robinson *et al.*, 2002).

La mayoría de estos sitios en los que se realizaron estos estudios, están localizados en zonas tectónicamente inestables y lejos de efectos isostáticos de las principales formaciones de capas de hielo, con excepción de Australia Occidental y Bahamas (Siddall *et al.*, 2006). Los arrecifes de coral del Holoceno en Australia Occidental están en sitios acordes con el presente nivel del mar, indicando que las correcciones isostáticas son menores, considerando así que el nivel global del mar eustático para MIS-5e generalmente estuvo localizado dentro del rango de - 2 a + 2 m (Stirling *et al.*, 1998). Estos estudios estuvieron acordes con un análisis en Barbados (basado en la evidencia de arrecifes de coral levantados) en el que se consideró las tasas de levantamiento y se propuso que el interglaciar MIS-5e estuvo entre 0 m y + 6 m (Schellmann & Radtke, 2004a). Algunos autores infieren que el nivel más alto del mar (deducidos a partir de notches, bancos de arenas y otros sedimentos en líneas de costas) durante MIS-5e pudo haber tenido una duración de menos de 600 y finalizó con un levantamiento del nivel del mar de + 6 a + 8.5 m (Neumann & Hearty, 1996; Hearty & Kindler, 1997; Hearty & Neumann, 2001).

En México la mayoría de los estudios realizados con terrazas de corales fósiles, se han centrado en identificar la edad y los procesos tectónicos durante MIS-5e a través de U/Th. Entre ellos se destacan los trabajos de DeDiego-Forbis *et al.* (2002), quienes realizaron sus experimentos en la Bahía Coyote, Baja California Sur, con muestras de *Porites panamensis*, con un alto porcentaje de aragonita preservada (>95%) y una edad obtenida a partir de U/Th de 109–209 ka. En este estudio se mostró que los depósitos de terrazas marinas en la zona, fueron el resultado de ciclos de incremento y descenso en el nivel del mar durante el Pleistoceno tardío. Halfar *et al.* (2001), realizaron estudios en la cuenca de la parte Sur-Occidental del Golfo de California y encontraron terrazas de corales fósiles con una edad aproximada de 120 ka. Este estudio permitió hacer una reconstrucción tectónica y modelar la acumulación de sedimento desde el Pleistoceno hasta el Holoceno en la cuenca del la Paz, Baja California Sur. Johnson & Ledesma-Vázquez (2001), realizaron

estudios en Bahía Concepción del golfo de Baja California Sur y obtuvieron una recopilación estratigráfica y paleontológica y la relacionaron con eventos tectónicos y cambios eustáticos en el nivel del mar durante el Plioceno–Pleistoceno.

Muhs *et al.* (1992), determinaron edades de 10 terrazas marinas, desde la parte Sur de Oregon hasta Baja California Sur. En este estudio relacionaron las fluctuaciones en el nivel del mar con mecanismos tectónicos y estimaron que el nivel del mar entre 80 y 105 ka fue muy similar al presente. Szabo *et al.* (1990), demostraron que la zona de Punta Coyote en la Paz Baja California, ha sido relativamente inactiva durante los últimos 120 ka a través del fechado y análisis de terrazas coralinas. Sirkin *et al.* (1990), dataron terrazas marinas levantadas entre 1.5 y 10 m sobre el nivel del mar, con edades comprendidas entre 123 y 138 ka en la Península de Baja California Sur. Los registros estratigráficos y las edades obtenidas indicaron la presencia de dos máximos de nivel del mar durante MIS-5e (120 ka y 123 ka). Se mostró que el nivel del mar durante la última transgresión interglaciar estuvo 5 m por encima y se calculó un levantamiento promedio para las terrazas marinas de aproximadamente 70 mm/ka y 20 mm/ka. Estas bajas proporciones de levantamiento indican una estabilidad relativa del área de la península de la Paz durante los últimos 120 ka.

Para Yucatán, Szabo *et al.* (1978), realizaron un estudio en la parte Este de la Península y en la Isla de Cozumel. La edad obtenida a partir de corales fósiles fue de ~122 ka. La relación estratigráfica sugiere que durante MIS-5e el nivel del mar fue de +5 a +6 metros por encima del nivel actual. Blanchon *et al.* (2009) y Blanchon (2010) realizaron una construcción paleo-estratigráfica en el parque temático de Xcaret en la localidad. Ellos encontraron evidencias estratigráficas y geoquímicas (U/Th) de dos estadios de máximo nivel del mar durante MIS-5e, con un aumento súbito del nivel del mar de + 3 a +6 m. Para algunos depósitos de corales fósiles encontrados en Belize, Gischler *et al.* (2000), calcularon una fecha aproximada de 125–130 ka e indican que el nivel del mar para MIS-5e estuvo por encima de los +10 m. Recientemente otro trabajo en la misma localidad determina que los depósitos marinos fósiles observados en la localidad para MIS-5e ocurrieron entre 120–80 ka (Gischler, 2007).

Para el Caribe, algunas investigaciones realizadas con depósitos de corales fósiles, incluyen las localidades de Florida (+10m,  $130 \pm 15$  ka por Osmond *et al.*, 1965; +10m,  $130 \pm 15$  ka; Broecker & Thurber, 1965 y +6 m, 128.1 ka por Harrison & Coniglio 1985, Fruijt *et al.*, 2000; Multer *et al.*, 2002), Archipelago Bahamian, Isla de San Salvador y Gran Iguana (+3 m, 122-130 ka por Chen *et al.*, 1991), Norte Bahamas (+1 a +6 m (+5.6 m en notches)  $123 \pm 13$  ka por Neumann & Moore, 1975), Barbados (+ 12 a +55 m,  $122 \pm 5$  ka por Broecker *et al.*, 1968), Jamaica (+2 a +5 m,  $125 \pm 15$  ka por Moore & Somayajulu, 1972), La Blanquilla (+7 a +10 m,  $133 \pm 7$  ka por Schubert & Szabo, 1978) y Curaçao (+8 a +10 m,  $129 \pm 6$  ka por Schubert & Szabo, 1978).

#### **2.2.6 PALEO-RECONSTRUCCIONES PARA OTROS ESTADIOS ISOTÓPICOS MARINOS EN EL PLEISTOCENO**

El registro marino isotópico de oxígeno indica para el estado interglaciar MIS-7, tres máximos del nivel del mar interrumpidos por caídas en el nivel del mar, los cuales corresponden a MIS 7a, 7c y 7e (Martinson *et al.*, 1987). El máximo más reciente (MIS-7a) se extiende de  $201 \pm 1.2$  a  $193.5 \pm 2.8$  ka, de acuerdo con las edades obtenidas a partir de terrazas de arrecifes de coral en Barbados (Gallup *et al.*, 1992). Las fechas U/Th para el crecimiento de espeleotemas en Bahamas asignan una edad para MIS-7c entre 212 y 220 ka, y para MIS-7e entre 230 y 235 ka (Li *et al.*, 1989). El nivel del mar se estima haber estado para MIS-7a en un rango de - 6 a + 9 m en Barbados, pero es sujeto a incertidumbres debido a la falta de corrección por levantamiento (Gallup *et al.*, 1992; Schellmann & Radtke, 2004a). Similares incertidumbres fueron estimadas por Pirazzoli *et al.* (1991), quienes consideran un nivel del mar entre  $- 6 \pm 10$  m.

Basados en antiguos depósitos costeros en Bahamas, Hearty & Kindler (1995) consideran que el nivel del mar fue - 5 m con respecto al presente nivel del mar en una o más fases de MIS-7. Estratigráficamente se compararon las formaciones en el Sur de Australia en donde los procesos tectónicos han sido bien estudiados. Tales depósitos representan dos máximos del nivel del mar, que se han asignado a MIS-7a (Formación Dairy Oriental: nivel

del mar -6 m) y MIS-7e (Formación Reedy Creek: nivel del mar 0 m) (Murray-Wallace, 2002). Las correlaciones están sujetas a incertidumbres de fechado que van de  $\pm 11$  a  $\pm 25$  ka. En el mediterráneo en la cueva Argentarola la evidencia de espeleotemas sugiere que el nivel del mar estuvo tan bajo como -18 m durante MIS-7a (Antonioli *et al.*, 2002).

El registro de marino isotópico de oxígeno muestra para MIS-9 un máximo en 331 ka (MIS-9c), seguido por otro máximo secundario en 310 ka (MIS-9a). Las edades U/Th en arrecifes de corales emergidos para MIS-9a en la Isla de Henderson (grupo Pitcairn, Pacífico sub-ecuatorial del sur) sugieren que esta período duró entre  $332 \pm 2$  y  $306 \pm 2$  ka y para MIS-9c entre  $322 \pm 3$  y  $318 \pm 3$  ka, lo cual estaría acorde con la edad predicha por los cálculos orbitales (Stirling *et al.*, 2001). El nivel del mar durante MIS-9c parece haber estado muy cerca con el presente nivel, según algunas estimaciones en el Sur de Australia (-1 m: Murray-Wallace 2002), Bermudas y Bahamas (+2 m: Hearty & Kindler, 1995), Gran Caimán (-3 a +0.5 m: Vézina *et al.*, 1999) y en Barbados (-3 y +8 m: Schellman & Radtke, 2004a). Para MIS-9a, las incertidumbres en el fechado radiométrico de las antiguas líneas de costa, fueron relativamente grandes y es probable que los efectos diagenéticos hayan sido los causantes (Siddall *et al.*, 2006).

La señal climática para el interglaciar MIS-11 está bien documentada en los registros isotópicos marinos y en las capas de hielo, abarcando por lo menos dos episodios cálidos con la intervención de una fase fría (Bowen, 2010). En los últimos años, la complejidad de MIS-11 ha sido foco de investigación, en parte debido a la similitud de los cambios orbitales en los procesos de insolación con el Holoceno, por lo que ha sido igualmente considerado un análogo al presente (Oppo *et al.*, 1998; Droxler *et al.*, 2003; Loutre & Berger, 2003; Ruddiman, 2005; Wu *et al.*, 2007).

Las estimaciones del nivel del mar para MIS-11 están divididas en dos grupos. En el primer grupo están aquellos que dicen que estuvo +6 m por encima del presente nivel (Bender *et al.*, 1979; Suggate, 1992; McManus *et al.*, 1999; Vézina *et al.*, 1999; Murray-Wallace, 2002; Bowen, 2003; Schellmann & Radtke, 2004a,b; Thompson & Goldstein, 2005). En el segundo grupo, están aquellos que dicen que el nivel del mar estuvo +20 m del presente

nivel (Pirrazoli *et al.*, 1993; Rohling *et al.*, 1998; Hearty *et al.*, 1999; Hearty, 2002; Olson & Hearty, 2009). Usando  $\delta^{18}\text{O}$  en foraminíferos planctónicos, otros estudios, calculan un nivel del mar de 0m (McManus *et al.*, 1999; 2003) y +6 m (Waelbroeck, 2002). Registros del MIS-11 a través de análisis isotópicos marinos de hielo (Bassinot *et al.*, 1994; EPICA Miembros de la Comunidad, 2004) y palinológicos en sedimentos marinos (Desprat *et al.*, 2005), indican un fuerte calentamiento a aproximadamente en 425 ka, seguido por una época climática relativamente estable hasta 390 ka y posteriormente caracterizada por una serie de oscilaciones cálidas-frías hasta un evento de frío extremo hacia los 360 ka.

Hay una pequeña evidencia para la posición del nivel del mar durante interglaciares posteriores a MIS-11. De acuerdo con registros de isótopos de oxígeno en foraminíferos planctónicos y bentónicos en núcleos sedimentarios, Shackleton (1987) concluyó que los niveles del mar durante MIS 13, 15, 17 y 19 no pudieron haber alcanzado el presente nivel. Murray-Wallace (2002) estudiando antiguas líneas de costa en el Sur de Australia concluye que el nivel del mar durante los interglaciares MIS 13, 15, 17 y 19 pudieron haber sido similares al presente nivel. Pirazzoli *et al.* (1991), basados en estudios de arrecifes de coral emergidos en la isla de Sumba y haciendo la asunción que los niveles del mar durante MIS 5, 9 y 11 fueron similares a los de hoy (con  $\pm 5$  m), estiman una tasa de levantamiento local y concluyen que los niveles del mar para MIS 13, 15, 17 y 19 fueron 0 m, 0 m, -20 m y -15 m, respectivamente, con un error de  $\pm 10$  m. Una tabla que resume las estimaciones del nivel del mar para MIS 5, 7, 9 y 11 en diferentes localidades del mundo, se presenta en el Anexo A.

### **2.3 PLANTEAMIENTO**

En general, se considera que durante los períodos interglaciares el nivel del mar y la temperatura superficial del océano fueron más altos que los presentes. Para el MIS-5e, existe información sobre la magnitud del cambio del nivel del mar en los trópicos, pero la información acerca de la temperatura es prácticamente inexistente. ¿Cuál fue el valor de la

temperatura durante el MIS-5e para el trópico mexicano? ¿Qué valores de temperatura son considerados normales durante una época interglaciar para los trópicos?. Son la temperatura superficial del océano y el nivel del mar dos procesos que actúan con cierta dependencia durante una época interglaciar? O existen algunos mecanismos que hacen que estos dos procesos actúen de manera independiente? Si existen tales mecanismos, ¿son a escala regional o global? ¿Cómo se dieron estos dos procesos a nivel local y cómo a nivel global?.

Al ser *Siderastrea siderea*, una de las principales especie masivas del Caribe, estar ampliamente distribuida a lo largo de la Península de Yucatán y al ser una especie que presenta una morfología especial, lo cual la hace preservarse en el tiempo; se espera pueda ser usada para obtener registros geoquímicos e isotópicos confiables para la reconstrucción de la Temperatura Superficial del Océano (TSO) durante el Último Máximo Interglacial

## **2.4 HIPÓTESIS**

La temperatura superficial del océano durante el último máximo interglaciar del Pleistoceno, quedó registrada en arrecifes de corales fósiles y proveerá evidencia de las condiciones climáticas las cuales se supone fueron más cálidas que el presente.

## **2.5 OBJETIVOS**

### **2.5.1 OBJETIVO GENERAL**

Determinar la temperatura superficial del océano en el Pleistoceno tardío, a través del uso de la extensión anual de crecimiento y la relación atómica Sr/Ca en corales fósiles de *Siderastrea siderea* en la Península de Yucatán, México

## 2.5.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Calibrar la relación Sr/Ca en aragonita y la extensión lineal de crecimiento en especímenes de *S. siderea* como paleotermómetro del agua de mar, basada en el comportamiento de especímenes modernos.

Obtener una serie de tiempo de la variabilidad de la temperatura de la superficie del mar durante el Pleistoceno tardío, basada en las tasas de crecimiento anual y las variaciones de Sr/Ca en especímenes de *S. Siderea* previamente datados por radionúclidos de la serie del  $^{238}\text{U}$ .

Realizar interpretaciones paleoclimáticas y paleoceanográficas regionales basadas en la reconstrucción de temperatura

## 2.6 REFERENCIAS

- Acevedo, R., Morelock, J., Olivieri, R.A. 1989. Modification of coral reef zonation by terrigenous sediment stress. *Palaios*, 4: 92-100
- Adey, W.H. 1978. Coral reef morphogenesis: A multidimensional model. *Science*, 202: 831-837
- Aharon, P., Chappell, J., Compston, W. 1980. Stable isotope and sea-level data from New Guinea supports Antarctic ice-surge theory of ice ages. *Nature*, 283: 629-651
- Alibert, C., McCulloch, M.T. 1997. Strontium/calcium ratios in modern Porites corals from the Great Barrier Reef as a proxy for sea surface temperature: calibration of the thermometer and monitoring of ENSO. *Paleoceanography*, 12: 345–363
- Allegre, C.J. 1968.  $^{230}\text{Th}$  dating of volcanic rocks: a comment. *Earth and Planetary Science Letters*, 5: 209-210
- Allegre, C.J., Condomines, M. 1976. Fine chronology of volcanic processes using  $^{238}\text{U}$ - $^{230}\text{Th}$  systematic. *Earth and Planetary Science Letters*, 28: 395-406
- Allemant, D., Furla, P., Bénazet-Tambutté, S. 1998. Mechanisms of carbon acquisition for endosymbiont photosynthesis in Anthozoa. *Canadian Journal of Botany*, 76: 925–941

- Allison, N., Finch, A.A., Sutton, S.R., Newville, M. 2001. Strontium heterogeneity and speciation in coral aragonite: implications for the strontium paleothermometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65: 2669-2676
- Anderson, C.T. 1934. The Heat Capacities at Low Temperatures of the Alkaline Earth Carbonates. *Journal of the American Chemical Society*, 56(2): 340-342
- Antonioli, F., Bard, E., Potter, E.-K., Silenzi, S., Imbrota, S. 2002. 215-ka History of sea-level oscillations from marine and continental layers in Argenterola Cave speleothems (Italy). *Global and Planetary Change*, 23 (1-2): 57-78
- Antonius, A. 1980. Occurrence and distribution of stony corals in the Gulf of Cariaco, Venezuela. *Hydrobiologia* 65(3): 321-338
- Backstrom, H.L. 1925. The thermodynamic properties of calcite and aragonite. *Journal of the American Chemical Society*, 47: 2432-2472
- Baker, A.C. 2001. Reef corals bleach to survive change. *Nature* 411:765-66
- Baker, A.C., Rowan, R. 1997. Diversity of symbiotic dinoflagellates (zooxanthellae) in scleractinian corals of the Caribbean and eastern Pacific. In *Proceedings of the 8th International Coral Reef Symposium, Panama 2*: 1301-1305
- Bard, E., Fairbanks, R.G., Hamelin, B., Zindler, A., Hoang, C.T. 1991. Uranium-234 anomalies in corals older than 150,000 years. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 2385-2390
- Bard, E., Jouannic, C., Hamelin, B., Pirazzoli, P., Arnold, M., Faure, G., Sumosusastro, P., Syaefudin. 1996. Pleistocene sea levels and tectonic uplift based on dating of corals from Sumba Island, Indonesia. *Geophysical Research Letters*, 23: 1273-1276
- Bar-Matthews, M., Wasserburg, G.J., Chen, J.H., 1993. Diagenesis of fossil coral skeletons: Correlation between trace elements, textures, and  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 257-276
- Barnes, D.J., Chalker, B.E. 1990. Calcification and photosynthesis in reef-building corals and algae. In *Coral Reefs* (ed Dubinsky Z), pp. 109-131. *Ecosystems of the World 25*, Elsevier, Amsterdam.
- Barnes, D.J., Devereux, M.J. 1988. Variations in skeletal architecture associated with density banding in the hard coral Porities. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 121: 37-54
- Barnes, D.J., Lough, J.M. 1989. The nature of skeletal density banding in scleractinian corals: fine banding and seasonal patterns. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 126: 119-134
- Bassinot, F.C., Labeyrie, L.D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N.J., Lancelot, Y. 1994. The astronomical theory of climate and the age of the Bruhnes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letters*, 126: 91-108

- Bastida-Zavala, J.R., Beltrán-Torres, A.U., Gutiérrez-Aguirre, M.A., de la Fuente-Betancourt, G. 2000. Evaluación rápida de los arrecifes parche de Majagual, Quintana Roo. México. *Revista de Biología Tropical*, 48(1): 137-143
- Beck, J.W, Edwards, R.L, Ito, E., Taylor, F.W., Recy, J., Rougerie, F., Joannot, P., Henin, C. 1992. Sea-surface temperature from coral skeletal strontium calcium ratios. *Science*, 257, 644
- Beck, J.W., Recy, J., Taylor, F., Edwards, L., Cabioch, G. 1997. Abrupt changes in early Holocene tropical sea surface temperature derived from coral records. *Nature*, 385: 705–707.
- Bender, M. L., Fairbanks, R. G., Taylor, F. W., Matthews, R. K., Goddard, J. G., and Broecker, W. S. 1979. Uranium-series dating of the reef tracts of Barbados, West Indies. *Geological Society of America Bulletin*, 90: 577–594
- Berger, W.H. 1967. "Foraminiferal ooze: Solution at depths." *Science*, 156: 383-385
- Bernal, J.P., Eggins, S.M., McCulloch, M.T., Grün, R., Eggleton, R.A. 2006. Dating of chemical weathering processes by in situ measurement of U-series disequilibria in supergene Fe-oxy/hydroxides using LA-MC-ICPMS. *Chemical Geology*, 235: 76-94
- Bernal, J.P., Railsback, L.B. 2008. Introducción a la Tabla Periódica de los Elementos y sus Iones para Ciencias de la Tierra. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25: 236-246.
- Bernal, J. P., Beramendi Orosco, L.E., Lugo-Ibarra, K.C., Daesslé, L.W. 2010. "Revisión a algunos geocronómetros radiométricos aplicables al Cuaternario." *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(3): 305-323.
- Berndt, M.E., Seyfried Jr., W.E. 1999. Rates of aragonite conversion to calcite in dilute aqueous fluids at 50 to 100 °C: experimental calibration using Ca-isotope attenuation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63: 373-381
- Birkeland, C. 1997. *Life and Death of Coral Reefs*. Chapman & Hall. USA. 536 pp.
- Blanchon, P., Eisenhauer, A. 2001. Multi-stage reef development on Barbados during the Last Interglaciación. *Quaternary Science Reviews*, 20(10): 1093-1112
- Blanchon, P., Eisenhauer, A., Fietzke, J., Liebetrau, V. 2009. Rapid sea-level rise and reef back-stepping at the close of the Last Interglacial highstand. *Nature*, 458: 881–884
- Blanchon, P. 2010. Reef demise and back-stepping during the last interglacial, northeast Yucatan. *Coral Reefs*, 29 (2): 481-498
- Bourne, G.C. 1900. The Anthozoa, in Lankester, R. (ed.), *Treatise on Zoology*, 2. Porifera and Coelenterata: London, A. & C. Black, 59–79.
- Bowen, D. Q. 2003. In search of the stage 11 sea level: traces on the global shore, XVI INQUA Congress, Reno, Nevada, 126
- Bowen, D.Q. 2010. Climate of the Past Sea level 400 000 years ago (MIS 11): analogue for present and future sea-level?. *Climate of the Past*, 6: 19–29

- Bradley, R.S. 1985. Quaternary Paleoclimatology. Methods of Paleoclimatic Reconstruction. Unwin Hyman, Boston (1985)
- Broecker, W.S., Thurber, D.L. 1965. "uranium-series dating of corals and oolites from bahaman and florida key limestones" *Science*, 129: 58
- Broecker, W.S., Thurber, D.L., Goddard, J., Ku, T-L., Matthews, R.K., Mesolell. K.J., 1968. "milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep-sea sediments" *Science*, 159: 297
- Brown, B.E. 1997. Coral bleaching: causes and consequences. *Coral Reefs*, 16: 129-138
- Brown, B., Tissier, M., Howard, L.S., Charuchinda, M., Jackson, J. A.1986. Asynchronous deposition of dense skeletal bands in *Porites lutea*. *Marine Biology*, 93(1): 83-89.
- Brown, B.E., Howard, L.S. 1985. Assessing the effects of "stress" on reef orals. *Advances in Marine Biology*, 22: 1-63
- Bruggemann, J.H., Buffler, R.T., Guillaume, M.M.M., Walter, R.C., von Cosel, R., Ghebretensae, B.N., Berhe, S.M. 2002. Stratigraphy, palaeoenvironments and model for the deCoord. of the Abdur Reef Limestone: context for an important archaeological site from the last interglacial on the Red Sea coast of Eritrea. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 203: 179-206
- Buddemeier, R.W. 1974. Environmental controls over annual and lunar monthly cycles in hermatypic coral calcification. *Proc 2<sup>nd</sup> Int Coral Reef Symp* 2:259-267
- Buddemeier, R.W., Kinzie, R.A. 1975. The chronometric reliability of contemporary corals. In: Rosenberg, G. D., Runcorn, S. K. (eds.) *Growth rhythms and the history of the earth's rotation*. Wiley, London, p. 135-146
- Buddemeier, R.W., Gatuso, J.P. 2000. Degradación de los arrecifes coralinos. *Mundo Científico*, 217: 44-48.
- Camoin, G.F., Ebren, P., Eisenhauer, A., Bard, E., Faure, G. 2001. A 300,000-yr coral reef record of sea level changes, Mururoa atoll (Tuamotu archipelago, French Polynesia). *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 175: 325–341
- Cantin, N. E., A. L. Cohen, Karnauskas, K.B., Tarrant, A.M., McCorkle D.C., 2010. "Ocean warming slows coral growth in the central Red Sea." *Science*, 329(5989): 322.
- Carricart-Ganivet, J.P. 2011. Coral skeletal extension rate: An environmental signal or a subject to inaccuracies? *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*. doi:10.1016/j.jembe.2011.05.020
- Carrquiry, J., Risk, M., Schwarcz, H.P. 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
- Chabaux, F., Dequincey, O., Leveque, J.J., Leprun, J.C., Clauer, N., Riotte, J., Paquet, H. 2003. Tracing and dating recent chemical transfers in weathering profiles by trace-element geochemistry and <sup>238</sup>U-<sup>234</sup>U-<sup>230</sup>Th disequilibria: the example of the Kaya

- lateritic toposequence (Burkina-Faso). *Comptes Rendus Geosciences*, 335: 1219-1231.
- Chappell, J., Veeh, H.H. 1978. Late Quaternary tectonic movements and sea-level changes at Timor and Atauro Island. *Geological Society of America Bulletin*, 89: 356-368
- Chappell, J., Omura, A., Esat, T., McCulloch, M., Pandolfi, J., Ota, Y., Pillans, B. 1996. Reconciliation of late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records. *Earth and Planetary Science Letters*, 121: 227–236
- Charles C.D., Cobb, K., Moore, M.D., Fairbanks, R.G. 2003. Monsoon-tropical ocean interaction in a network of coral records spanning the 20th century. *Marine Geology*, 201: 207-222
- Charles C.D., Moore, M.D. Fairbanks, R.G. 1997. Interaction between the ENSO and the Asian monsoon in a coral record of tropical climate. *Science*, 277: 925-928
- Chen, J.H., Edwards, R.L., Wasserburg, G.J. 1986. U-238, U-232 and Th-232 in seawater. *Earth and Planetary Science Letters*, 80: 221– 251
- Chen, J.H., Curran, H.A., White, B., Easserburg, G.J. 1991. Precise chronology of the last interglacial period:  $^{232}\text{U}$ - $^{230}\text{Th}$  data from fossil coral reefs in the Bahamas. *Geological Society of America Bulletin* 103: 82-97.
- Cheng, H., Edwards, R.L., Murrell, M.T., Benjamin, T.M. 1998. Uranium–thorium–protactinium dating systematics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62: 3437–3452
- Cheng, H., Edwards, R.L., Hoff, J., Gallup, C.D., Richards, D.A., Asmerom, Y. 2000. The half-lives of uranium-232 and thorium-230. *Chemical Geology*, 169: 17–33
- Cheng, H., Adkins, J., Edwards, R.L., Boyle, E.A. 2000a. U–Th dating of deep-sea corals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64: 2401–2416
- Cherdynstsev, V.V. 1955. Uranium series disequilibrium dating, en *Transactions of the 3rd Session of the Commission for determining the absolute age of geological formations: Izd. Akad. Nauk., Moscú, URSS*, 175-182
- Chiu, T.C., Fairbanks, R.G., Mortlock, R.A., Cao, L., Fairbanks, T.W., Bloom, A.L. 2006. Redundant  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ,  $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$  and  $^{14}\text{C}$  dating of fossil corals for accurate radiocarbon age calibration. *Quaternary Science Reviews*, 25: 2431–2440
- CLIMAP Project Members. 1981. Seasonal reconstructions of the earth's surface at the last glacial maximum.- *Geological Society of America, Map and Chart Series, MC-36*, 18, 18 maps.
- Cobb, K.M., Charles, C.D., Cheng, H., Kastner, M., Edwards, R.L. 2003. U/Th-dating living and young fossil corals from the central tropical Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, 210: 91-103
- Cohen, A.L., Layne, G.D., Hart, S.R., Lobel, P.S. 2001. Kinetic control of skeletal Sr/Ca in a symbiotic coral: implications for the paleotemperature proxy. *Paleoceanography*, 16(1): 20-26

- Cohen, A.L., Owens, K.E., Layne, G.D., Shimizu, N. 2002. The effect of algal symbionts on the accuracy of Sr/Ca paleotemperatures from coral. *Science*, 296(5566): 331-334
- Cohen, A.L., McCartney, M.S., Smith, S.R., van Etten, J. 2004. How Brain Corals Record Climate: An Integration of Skeletal Structure, Growth and Chemistry in *Diploria labyrinthiformis* on Bermuda. *Marine Ecology Progress Series*, 271:147-158.
- Cole, J.E., Fairbanks, R.G. 1990. The Southern Oscillation recorded in the stable isotopes of coral from Tarawa Atoll. *Paleoceanography* 5: 669-683
- Cole, J.E., Fairbanks, R.G., Shen, G.T. 1993. Recent Variability in the Southern Oscillation: isotopic results from a Tarawa Atoll coral. *Science*, 260: 1790-1793
- Condomines, M., Gauthier, P.-J. Sigmarsson, O. 2003. Timescales of magma chamber processes and dating of young volcanic rocks, en Bourdon, B., Henderson, G.M., Lundstrom, C.C., Turner, S.P. (eds.), *Uranium-Series Geochemistry*: Washington, D.C., Geochemical Society-Mineralogical Society of America, 125-174
- CONICYT 1989. El cambio global del clima y sus eventuales efectos en Chile. Comité Nacional de Programa Internacional de la Geosfera-Biosfera (IGBP). Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnológica (CONICYT). Santiago, Chile. 26 pp.
- Connell, J.H. 1978. Diversity in tropical rain forests and coral reefs. *Science*, 199: 1302-1309
- Crabbe, M.J.C. 2008. Climate change, global warming and coral reefs: Modelling the effects of temperature *Computational Biology and Chemistry*, 32(5): 311-314
- Crossland, C.J., Hatcher, B.G., Smith, S.V. 1991. Role of coral reefs in global ocean production. *Coral Reefs*, 10: 55-64
- Crowley, T.J., Kim, K.-Y. 1992. Milankovitch forcing of the last interglacial sea level. *Science*, 265: 1566-1568.
- Cutler, K.B., Edwards, R.L., Taylor, F.W., Cheng, H., Adkins, J., Gallup, C.D., Cutler, P.M., Burr, G.S., Bloom, A.L. 2003. Rapid sea-level fall and deep-ocean temperature change since the last interglacial period. *Earth and Planetary Science Letters*, 206: 253-271
- Cutler, K.B., Gray, S.C., Burr, G.S., Edwards, R.L., Taylor, F.W., Cabioch, G., Beck, J.W., Cheng, H., Moore, J. 2004. Radiocarbon calibration and comparison to 50 kyr BP with paired  $^{14}\text{C}$  and  $^{230}\text{Th}$  dating of corals from Vanuatu and Papua New Guinea. *Radiocarbon*, 46: 1127-1160.
- D'Elia, C.F., Buddemeier, R.W. Smith, S.V. 1991. Workshop on coral bleaching, coral reef ecosystems and global change: Report of Proceedings, Miami, Florida, June 17-21, Maryland Sea Grant College. 49 PP.
- De Blainville, H.M.D. 1830. Zoophytes, Zoophyta. In: Cuvier, F.(Ed.), *Dictionnaire des sciences naturelles, dans lequel on traite méthodiquement des différens êtres de la nature, considérés soit en eux-mêmes, d'après l'état actuel de nos connoissances, soit relativement à l'utilité qu'en peuvent retirer la médecine*

- DeDiego-Forbis, T., Douglas, R., Gorsline, D., Nava-Sanchez, E., Mack, L., Banner, J. 2002. Late Pleistocene (Last Interglacial) terrace deposits, Bahia Coyote, Baja California Sur, México. *Quaternary International*, 120 (1): 29-20
- Delanghe, D., Bard, E., Hamelin, B., 2002. New TIMS constraints on the uranium-238 and uranium-232 in seawaters from the main ocean basins and the Mediterranean Sea. *Marine Chemistry*, 80: 79– 93
- Dequincey, O., Chabaux, F., Clauer, N., Sigmarsson, O., Liewig, N., Leprun, J.-C. 2002. Chemical mobilizations in laterites: evidence from trace elements and  $^{238}\text{U}$ - $^{234}\text{U}$ - $^{230}\text{Th}$  disequilibria. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66: 1197-1210
- Desprat, S., Sánchez- Goñi, M.F., Turon, J.-L., McManus, J.F., Loutre, M.F., Duprat, J., Malaize, B., Peyron, O., Peypouquet, J.-P. 2005. Is vegetation responsible for glacial inception periods during periods of muted insolation changes?. *Quaternary Science Reviews*, 24:1361–1374
- DeVilliers, S., Shen, G.T., Nelson, B.K. 1994. The Sr/Ca-temperature relationship in coralline aragonite: Influence of variability in (Sr/Ca) seawater and skeletal growth parameters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, pp. 197–208.
- DeVilliers, S., Nelson, B.K., Chivas, A.R. 1995. Biological controls on coral Sr/Ca and  $\delta^{18}\text{O}$  reconstructions of sea surface temperatures. *Science*, 269: 1247–1249
- Dickin, A.P. 2002: Radiogenic isotope geology. Cambridge University Press, Cambridge
- Dodge, R.E., Thompson, J. 1974. The natural radiochemical and growth records in contemporary hermatypic corals from the Atlantic and Caribbean. *Earth and Planetary Science Letters*, 23: 313-322
- Dodge, R.E., Vaisnys, J.R. 1975. Hermatypic coral growth banding as environmental recorder. *Nature*, 258:706-708
- Dodge, R.E., Vaisnys, J.R. 1980. Skeletal growth chronologies of recent and fossil corals. In: Rhoads, D. C., Lutz, R. A. (eds.) *Skeletal growth of aquatic organisms*. Plenum Press, New York, p. 493-513
- Dodge, R.E., Lang, J.C. 1983. Environmental correlates of hermatypic coral (*Montastrea annularis*) growth on the East Flower Gardens Bank, northwest Gulf of Mexico. *Limnology and Oceanography*, 28: 228-240
- Donner S.D., Skirving W.J., Little C.M., Oppenheimer, M., Hoegh-uldberg, O. 2005. Global assessment of coral bleaching and required rates of adaptation under climate change. *Global Change Biology*, 11: 2251–65
- Dorale, J.A., Edwards, R.L., Calvin Alexander, J., Shen, C.-C., Richards, D.A., Cheng, H. 2004. Uranium-series dating of speleothems: Current techniques, limits, and applications, en Sasowsky, I.D., Myroie, J. (eds.), *Studies of cave sediments, physical and chemical records of paleoclimate*: New York, Kluwer Academic, 177-198
- Droxler, A.W., Alley, R.B., Howard, W.R., Poore, R.Z., Burckle, L.H. 2003. Unique and exceptionally long interglacial Marine Isotope Stage 11: window into earth warm future climate. In: Droxler A.W., Poore R.Z., Burckle L.H., editors. *Earth's Climate and*

- Orbital Eccentricity: The Marine Isotope Stage 11 Question, Geophysical Monograph 137. American Geophysical Union; Washington, DC: 2003. pp. 1–14
- Druffel, E.M. 1985. Detection of El Niño and decade time scale variations of sea surface temperature from banded coral records: implications for the carbon dioxide cycle. In, The carbon cycle and atmospheric CO<sub>2</sub>: natural variations Archean to present. Geophysical Monograph American Geophysical Union 32: 111-122
- Dunbar, R., Wellington, G.M. 1981. Stable isotopes in a branching coral monitor seasonal temperature variation. *Nature*, 293: 453-455
- Dunbar, R.B., Wellington, G.M., Colgan, M.W., Glynn, P.W. 1994. Eastern Pacific sea surface temperature since 1600 A.D: The  $\delta^{18}\text{O}$  record of climate variability in Galapagos corals. *Paleoceanography*, 9: 291-315
- Dustan, P. 1975. Growth and form in the reef-building coral *Montastrea annularis*. *Marine Biology*, 33: 101-107
- Edwards, R.L., Chen, J.H., Wasserburg, G.J. 1986. <sup>238</sup>U-<sup>232</sup>U-<sup>230</sup>Th-<sup>232</sup>Th systematics and the precise measurement of time over the past 500 000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 81: 175-192
- Edwards, R.L., Chen, J.H., Ku T.-L., Wasserburg, G.J. 1987. Precise timing of the last interglacial period from mass spectrometric determination of Thorium-230 in corals. *Science*, 236: 1527-1553
- Ehrenberg, C.G. 1831. *Symbolae physicae. Animalia Evertebrata exclusis insectis. Series prima cum tabularum decade prima.* pp. [1-135]. Berolini. (Mittler).
- Eisenhauer, A., Zhu, Z.R., Collins, L.B., Wyrwoll, K.H., Eichstätter, R. 1996. The Last Interglacial sea level change: new evidence from the Abrolhos islands, West Australia. *Geologische Rundschau*, 85: 606-614
- El-Asmar, H.M. 1997. Quaternary isotope stratigraphy and paleoclimate of coral reef terraces, Gulf of Aqaba, South Sinai, Egypt. *Quaternary Science Reviews*, 16: 911-922
- Ellis, J., Solander, D. 1786. *The Natural History of many curious and uncommon Zoophytes, collected from various parts of the Globe. Systematically arranged and described by the late Daniel Solander.* 4.(Benjamin White & Son: London): 1-206, pls 1-63.
- EPICA Community Members Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. 2004. *Nature*, 429: 623–628
- Esat, T.M., McCulloch, M.T., Chappell, J., Pillans, B., Omura, A., 1999. Rapid fluctuations in sea level recorded at Huon Peninsula during the penultimate deglaciation. *Science*, 283: 197–209
- Eposito, M., Chaimanee, Y., Jaeger, J., Reyes, J. 1998. Datation des concrétions carbonatées de la "Grutte du Serpent" (Thaïlande) par la méthode Th/U. *Earth and Planetary Sciences*, 326:603-608
- Fagerstrom, J.A. 1987. *The evolution of reef communities.* Academic Press, NY. 600 pp.

- Fairbanks, R.G. 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting dates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. *Nature*, 322: 637–622
- Fairbanks, R.G., Dodge, R.E. 1979. Annual periodicity of the skeletal oxygen and carbon stable isotopic composition in the coral *Montastrea Annularis*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43 (7): 1-10
- Fairbanks, R.G., Evans, M.N, Rubenstone, J.L., Mortlock, R.A, Broad, K., Moore, M.D., Charles C.D. 1997. Evaluating climate indices and their geochemical proxies measured in corals. *Coral Reefs*, 16: 93–100
- Fallon, S.J., McCulloch, M.T., van Woosik, R., Sinclair, D.J. 1999. Corals at their latitudinal limits: laser ablation trace element systematics in *Porites* from Shirigai Bay, Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 172 (3–4): 221 – 238
- Fallon, S.J., Malcolm, Æ., McCulloch, T., Alibert, C. 2003. Examining water temperature proxies in *Porites* corals from the Great Barrier Reef: a cross-shelf comparison. *Coral Reefs*, 22: 389–404
- Fautin, D.G., Buddemeier, R.D. 2004. Adaptive bleaching: a general phenomenon. *Developments in Hydrobiology* 178: Part VII, 459-467, DOI: 10.1007/978-1-4020-2762-8\_52
- Fleischer, R.L. 1980. Isotopic disequilibrium of uranium: alpha-recoil damage and preferential solution effects. *Science*, 207: 979-981
- Fleischer, R.L. 1982. Alpha-recoil damage and solution effects in minerals uranium isotopic disequilibrium and radon release. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46: 2191-2201
- Frujtier, C., Elliott, T., Schlager, W. 2000. Mass-spectrometric U-234-Th-230 ages from the Key Largo Formation, Florida Keys, United States: Constraints on diagenetic age disturbance. *Geological Society of America Bulletin*, 112: 267-277
- Furla, P., Galgani, I., Durand, I., Allemand, D. 2000. Sources and mechanisms of inorganic carbon transport for coral calcification and photosynthesis. *The Journal of Experimental Biology*, 203: 3445–3457
- Fyfe, W.S. 1981. *Introducción a la geoquímica*. Reverte, ISBN 8429171711, 120 págs.
- Gagan, M.K., Ayliffe, L.K., Hopley, D., Cali, J.A., Mortimer, G.E., Chappell, J., McCulloch, M.T., Head, M.J. 1998. Temperature and surface-ocean water balance of the mid-Holocene tropical western Pacific. *Science*, 279: 1014-1018
- Gagan, M.K., Ayliffe, L.K., Beck, J.W., Cole, J.E., Druffel, E.R.M., Dunbar, R.B., Schrag, D.P. 2000. New views of tropical paleoclimates from corals. *Quaternary Science Reviews*, 19:45–64
- Gallup, C.D., Edwards, R.L., Johnson, R.G. 1992. The timing of high sea levels over the past 200,000 years. *Science*, 263: 796-800
- Gallup, C.D., Edwards, R.L., Johnson, R.G. 1994. The timing of high sea levels over the past 200,000 years. *Science* 263: 796–800.

- Gallup, C.D., Cheng, H., Taylor, F.W., Edwards, R.L. 2002. Direct determination of the sea level change during termination II. *Science*, 295: 310–313
- Gascoyne, M., Currant, A.P., Lord, T.C. 1981. Ipswichian fauna of Victoria Cave and the marine palaeoclimate record. *Nature*, 292: 652-652
- Geyh, M.A., Schleicher, H. 1990. Absolute Age Determination. Physical and Chemical Dating Methods and their Application. Springer-Verlag, Berlin; New York, 503 pp.
- Guilderson, T.P., Fairbanks, R.G., Rubenstone, J.L., 1994. "Tropical temperature variations since 20,000 years ago: modulating interhemispheric climate change." *Science*, 263(5147): 663.
- Gischler, E. A., Lomando, J., Hudson, J. H., Holmes, C. W. 2000. Last interglacial reef growth beneath Belize barrier and isolated platform reefs. *Geology*, 28 (5): 387-390
- Gischler, E. A. 2007. Pleistocene facies of Belize barrier and atoll reefs. *Facies*, 53: 27–21
- Gladfelter, E.H., Monahan, R.K., Gladfelter, W.B. 1978. Growth rates of five reef-building corals in the northeastern Caribbean. *Bulletin of Marine Science*, 28: 728-734
- Glynn, P.W., Almodóvar, L.R., González, J.G. 1964. Effects of Hurricane Edith on marine life in La Parguera, Puerto Rico. *Caribbean Journal of Science*, 4: 335-345
- Glynn, P.W. & Stewart, R.H. 1973 Distribution of coral reefs in the Pearl Islands (Gulf of Panama) in relation to thermal conditions. *Limnology and Oceanography*, 18: 367-379
- Glynn, P.W. 1996. Coral reef bleaching: facts, hypotheses, and implications. *Global Change Biology*, 2:495 509
- Goldstein, S.J., Lea, D.W., Chakraborty, S., Kashgarian, M., Murrell, M.T. 2001. Uranium series and radiocarbon geochronology of deep-sea corals: Implications for Southern Ocean ventilation rates and the oceanic carbon cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, 193: 167–182.
- Goodkin, N.F., Hughen, K.A., Cohen, A.L., Smith, S.R. 2005. Record of Little Ice age sea surface temperatures at Bermuda using a growth-dependent calibration of coral Sr/Ca. *Paleoceanography*, 20: PA4016
- Goreau, T.F. 1959. The physiology of skeleton formation in corals. I. A method for measuring the rate of calcium deposition by corals under different conditions. *The Biological Bulletin*, 116: 59–75
- Grigg, R.W. 1981. Coral reef development at high latitudes in Hawaii. *Proceedings of the Fourth International Coral Reef Symposium*, 1: 687-693
- Gutiérrez, D., García-Saez, C., Lara, M., Padilla, C. 1993. Comparación de arrecifes coralinos: Veracruz y Quintana Roo. 772-786. In: *Biodiversidad Marina y Costera de México*. Salazar-Vallejo, S. I. y N. E. González (Eds) CONABIO/CIQRO, México, 856 pp.
- Gutjahr, A., Dabringhaus, H., Lacmann, R. 1996. Studies of the growth and dissolution kinetics of the CaCO<sub>3</sub> polymorphs calcite and aragonite: I. Growth and dissolution rates in water. *Journal of Crystal Growth* 158: 296–309

- Guzmán, H.M., Holst, I. 1993. Effects of chronic oil-sediment pollution on the reproduction of the Caribbean reef coral *Siderastrea siderea*. *Marine Pollution Bulletin*, 26(5): 276-282
- Guzmán, H.M., Jarvis, K.E. 1996. Vanadium century record from Caribbean reef corals: a tracer of oil pollution in Panama. *Ambio*, 25(8): 523-526
- Guzmán, H.M., Tudhope, A.W. 1998. Seasonal Variation in skeletal extension rate and stable isotopic ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  and  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ) composition in response to several environmental variables in the Caribbean coral *Siderastrea siderea*. *Marine Ecology Progress Series*, 166:109-118
- Halfar, J., Godinez-Orta, L., Goodfriend, G.A., Mucciarone, D.A., Ingle Jr., J.C., Holden, P. 2001. Holocene-late Pleistocene non-tropical carbonate sediments and tectonic history of the western rift basin margin of the southern Gulf of California. *Sedimentary Geology*, 122 (1-2): 129-178.
- Hallock, P. 1997. Reefs and limestones in earth history. In: Birkeland C (ed) *Life and death of coral reefs*. Chapman and Hall, New York, pp 13–42
- Hallock, P., Schlager, W. 1986. Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. *Palaios*, 1: 389-398
- Hamelin, B., Bard, E., Zindler, A., Fairbanks, R.G. 1991.  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  mass spectrometry of corals: how accurate is the U–Th age of the last interglacial period? *Earth and Planetary Science Letters*, 106: 169–180
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R. 1987. Chronology of Fluctuating Sea Levels since the Triassic. *Science*, New Series, 235(2793): 1156-1167
- Harmon, R. S., Thompson, P., Schwarcz, H.P., Ford, D.C. 1978. Late Pleistocene paleoclimates of North America as inferred from stable isotope studies of speleothems. *Quaternary Research*, 9(1): 54-70.
- Harmon, R.S., Mitterer, R.M., Kriausakul, N., Land, L.S., Schwarcz, H.P., Garrett, P., Larson, G.J., Vacher, H.L. and Rowe, M. 1983. U-series and amino-acid racemization geochronology of Bermuda: Implications for eustatic sealevel fluctuation over the past 250,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 22: 21-70
- Harrison, R.S., Coniglio, M. 1985. Origin of the Pleistocene Key Largo Limestone, Florida Keys. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 33: 350-358
- Hart, S.R., Cohen, A.L. 1996. Sr/Ca in Corals: An Ionprobe Study of Annual Cycles and Microscale Coherence with Other Trace Elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60: 3075-3084
- Hatcher, R.G., Johannes, R.E., Robertson, A.I. 1989. Review of research relevant to the conservation of shallow tropical marine ecosystems. *Oceanography and Marine Biology. An Annual Review*, 27: 337-414
- Hatschek, B. 1888. *Lehrbuch der Zoologie*, 1. Lieferung (pp.1–144); Jena (Gustav Fischer).

- Hearty, P.J., Kindler, P. 1995. Sea-Level Highstand Chronology from Stable Carbonate Platforms (Bermuda and the Bahamas). *Journal of Coastal Research*, 11(3): 675-689
- Hearty, P.J., Kindler, P. 1997. The stratigraphy and surficial geology of New Providence Island, Bahamas. *Journal of Coastal Research* 13 (3): 798-812
- Hearty, P.J. 1998. The geology of Eleuthera Island, Bahamas: a rosetta stone of Quaternary stratigraphy and sea-level history. *Quaternary Science Reviews*, 17: 333–355
- Hearty, P. J., Kindler, P., Cheng, H., and Edwards, R. L. 1999. A +20m middle Pleistocene sea-level highstand (Bermuda and the Bahamas) due to partial collapse of Antarctic ice. *Geology*, 27: 375–378
- Hearty, P.J., Neumann, A.C. 2001. Rapid Sea-Level and Climate Change at the Close of the Last Interglaciation (MIS 5e): Evidence from the Bahama Islands. *Quaternary Science Reviews*, 20: 1881-1895
- Hearty, P.J. 2002. The Kaëna highstand of Oàhu, Hawaii: further evidence of Antarctic ice collapse during the Middle Pleistocene. *Pacific Science*, 56: 65–81
- Hearty, Paul J., Hollin, John T., Neumann, A. Conrad, O'Leary, Michael J., McCulloch, Malcolm. 2007. Global sea-level fluctuations during the Last Interglaciation (MIS 5e). *Quaternary Science Reviews*, 26(17-18): 2090 - 2112
- Henderson, G.M., Cohen, A.S., O'Nions, R.K. 1993.  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  ratios and  $^{230}\text{Th}$  ages for Hateruma Atoll corals: implications for coral diagenesis and seawater  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  ratios. *Earth and Planetary Science Letters*, 115: 65–73
- Henderson, G.M., Slowey, N.C., Fleisher, M.Q. 2001. U–Th dating of carbonate platform and slope sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65: 2757–2770.
- Henderson, G.M. 2002. Seawater ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ) during the last 800 thousand years. *Earth and Planetary Science Letters*, 199: 97-110
- Highsmith, R.C. 1979. Coral growth rates and environmental control of density banding. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 37: 105-125
- Hoegh-Guldberg, O. 1999. Climate change, coral bleaching and the future of the world's coral reefs. *Marine and Freshwater Research*, 50: 839–866
- Hoegh-Guldberg, O., Jones, R.J., Ward, S., Loh, W.K. 2002. Is coral bleaching really adaptive? *Nature*, 415: 601–2
- Hoegh-Guldberg, O. 2004. Coral Reefs and Projections of Future Change. 463-484. En: *Coral Health and Disease*. Rosenber, E. & Y. Loya (Eds). Springer. Germany, 488 pp.
- Hollin, J.T. 1977. Thames interglacial sites, Ipswichian sea levels and Antarctic ice surges. *Boreas*, 1: 33–52
- Hollin, J.T., Hearty, P.J. 1990. South Carolina interglacial sites and stage 5 sea levels: *Quaternary Research*, 33: 1-17

- Houck, J.E. 1978. The potential utilization of scleractinian corals in the study of marine environments. Ph.D. dissertation, University of Hawaii, Honolulu, Hawaii, 199 pp.
- Hudson, J.H., Shinn, E.A., Halley, R.B., Lidz, B. 1976. Sclerochronology: a tool for interpreting past environments. *Geology*, 4: 361-364
- Hudson, J.H. 1981a. Growth rates in *Montastraea annularis*: A record of environmental change in Key Largo Coral Reef Marine Sanctuary. *Bulletin of Marine Science*, 31: 444-459
- Hughes, R.N. 1991. Reefs. Pp. 213-229 In: *Fundamentals of aquatic ecology*. R.S.K. Barnes and K.H. Mann (eds.), Blackwell Scientific Publications, Boston, MA.
- Hutchings, P.A. 1986. Biological destruction of corals reefs. A review. *Coral Reefs*, 4: 239-252
- Iglesias-Prieto, R., Beltran, V.H., LaJeunesse, T.C., Reyes-Bonilla, H., Thome, P.E. 2004. Different algal symbionts explain the vertical distribution of dominant reef corals in the eastern Pacific. *Proceedings the Royal Society, B* 271: 1757–1763
- Irvali, N., Ninnemann, U.S., Galaasen, E.V., Rosenthal, Y., Kroon, D., Oppo, D.W., Kleiven, H.F., Darling, K.F., Kissel, C. 2012. Rapid switches in subpolar North Atlantic hydrography and climate during the Last Interglacial (MIS 5e). *Paleoceanography*, doi:10.1029/2011PA002244.
- Ivanovich, M., Harmon, R.S. 1992. Uranium-series disequilibrium applications to earth, marine, and environmental science: Oxford, Inglaterra, Oxford-Clarendon Press, 910 p.
- Jaap, W. C. 2000. Coral reef restoration. *Ecological Engineering*, 15: 345–364
- Jackson, J.B.C. 1992. Pleistocene perspectives on coral reef community structure. *American Zoologist*, 32: 719–731
- Jamieson J.C. 1953. Phase equilibrium in the system calcite-aragonite: *Journal of Chemical Physics*, 21: 1385-1390
- Johnson, R.G. 1991. Stratigraphic evidence suggesting a possible double high sea-stand on Barbados during the last interglacial: *Geological Society of America*, 23: 339
- Johnson, M.E., Ledesma-Vázquez, J. 2001. Pliocene-pleistocene rocky shorelines trace coastal development of Bahía Concepción, gulf coast of Baja California Sur (Mexico). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 166 (1-2): 65-88
- Jones, P.D., Osborn, T.J., Briffa, K.R. 2001. The evolution of climate over the last millennium: *Science*, 292: 662-667
- Jordan, D.E. 1978. Estructura y composición de arrecifes coralinos, en la región noreste de la Península de Yucatán, México. *Centro de Ciencias del Mar y limnología, UNAM*.
- Jouzel, J., Lorius, C., Petit, J.R., Genthon, C., Barkov, N.I., Kotlyakov, V.M., Petrov. V.M. 1987. Vostok ice core: A continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years). *Nature*, 329: 203-208

- Karako-Lampert, S., Katcoff, D.J., Achituv, Y., Dubinsky, Z., Stambler, N. 2004. Do clades of symbiotic dinoflagellates in scleractinian corals of the Gulf of Eilat (Red Sea) differ from those of other coral reefs? *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 311: 301–314
- Kigoshi, K. 1971. Alpha-recoil Thorium-234: dissolution into water and the Uranium-234/Uranium-238 disequilibrium in nature. *Science*, 173: 47-48
- Kilbourne, K.H., T.M. Quinn, F.W. Taylor, T. Delcroix, Gouriou, Y. 2004. El Niño- Southern Oscillation-related salinity variations recorded in the skeletal geochemistry of a Porites coral from Espiritu Santo, Vanuatu. *Paleoceanography*, 19, doi: 10.1029/2004PA001033.
- Kinsman, D.J.J., Holland, H.D. 1969. The co-precipitation of cation with CaCO<sub>3</sub>. IV. The coprecipitation of Sr<sup>2+</sup> with aragonite between 16 and 96°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 33(1): 1-17
- Kitano, Y., Hood, D.W. 1965. The influence of organic material on the polymorphic crystallization of calcium carbonate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 29; 29-41
- Kitano, Y., Kanamori, N., Yoshioka, S. 1976. Adsorption of zinc and copper ions on calcite and aragonite and its influence on the transformation of aragonite to calcite. *Geochemical Journal*, 10(4): 175
- Knutson, D.W., Buddemeier, R.W., Smith, S.V. 1972. Coral chronometers: seasonal growth bands in reef corals. *Science*, 177: 270-272
- Ku, T.L., Kimmel, M.A., Easton, W.H., O'Neil, T.J. 1972. Eustatic sea level 120,000 years ago on Oahu, Hawaii. *Science*, 183: 959-962
- Ku, T.-L., Ivanovich, M., Luo, S. 1990. U-series dating of last interglacial high sea stands: Barbados revisited: *Quaternary Research*, 33: 129-127.
- Kukla, G.J. 1977. Pleistocene land-sea correlations, I, Europe: *Earth Science Review*, 13: 307-372
- LaJeunesse, T.C. 2002. Diversity and community structure of symbiotic dinoflagellates from Caribbean coral reefs. *Marine Biology*, 141: 387–400
- LaJeunesse, T.C., Loh, W.K.W., van Woesik, R., Hoegh-Guldberg, O., Schmidt, G.W., Fitt, W.K. 2003. Low symbiont diversity in southern Great Barrier Reef corals, relative to those of the Caribbean. *Limnology and Oceanography*, 48: 2046–2054
- LaJeunesse, T.C., Thornhill, D.J., Cox, E.F., Stanton, F.G., Fitt, W.K., Schmidt, G.W. 2004a. High diversity and host specificity observed among symbiotic dinoflagellates in reef coral communities from Hawaii. *Coral Reefs*, 23: 596–603
- LaJeunesse, T.C., Bhagooli, R., Hidaka, M., deVantier, L., Done, T., Schmidt, G.W., Fitt, W.K., Hoegh-Guldberg, O. 2004b. Differences in relative dominance between closely related Symbiodinium spp in coral reef host communities across environmental, latitudinal, and biogeographic gradients. *Marine Ecology Progress Series*, 284: 147–161

- LaJeunesse, T.C., Smith, R.T., Finney, J., Oxenford, H. 2009. Outbreak and persistence of LaJeunesse, T.C. 2005. "Species" radiations of symbiotic dinoflagellates in the Atlantic and Indo-Pacific since the Miocene-Pliocene transition. *Molecular Biology and Evolution*, 22: 570–581
- opportunistic symbiotic dinoflagellates during the 2005 Caribbean mass coral 'bleaching' event. *Proceedings the Royal Society, B*. doi:10.1098/rspb.2009.1405
- Lambeck, K., Esat, T.M., Potter, E.K. 2002. Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, 419: 199-206.
- Land, L.S., Mackenzie, F.T., Gould, S.J. 1967. The Pleistocene history of Bermuda. *Geological Society of America Bulletin*, 78: 993–1006
- Lang, J., Alcolado, P., Carricart-Ganivet, J.P., Chiappone, M., Curran, A., Dustan, P., Gaudian, G., Geraldes, F., Gittings, S., Smith, R., Tunnell, W. and Wiener, J. 1998. Status of coral reefs in the northern areas of the wider Caribbean. Pp. 123-134 In: Status of coral reefs of the world: 1998. C. Wilkinson (ed.), Global Coral Reef Monitoring Network and Australian Institute of Marine Science, Queensland.
- Langmuir, D. 1978. Uranium solution-mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42: 547-569
- Langmuir, D., Herman, J.S. 1980. The mobility of thorium in natural waters at low temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44: 1753-1766
- Langmuir, D. 1997. *Aqueous Environmental Chemistry*, (Prentice-Hall, Inc., New Jersey), pp. 193-230.
- Le Cornec, F., Corrège, T. 1997. Determination of uranium to calcium and strontium to calcium ratios in corals by Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 12: 969-973
- Lea, D.W., Martin P.A., 1996. A rapid mass spectrometric method for the simultaneous analysis of barium, cadmium, and strontium in foraminifera shells. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(16): 3143-3149.
- Lea, D.W., Martin, P.A., Pak, D.K., Spero, H.J. 2002. Reconstructing a 350 ky history of sea level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core. *Quaternary Science Reviews*, 21: 283-293
- Lea, D.W., Pak, D.K., Belanger, C.L., Spero, H.J., Hall, M. A., Shackleton, N.J. 2006. Paleoclimate history of Galapagos surface waters over the last 135,000 yr. *Quaternary Science Reviews*, 25(11-12): 1152-1167.
- Lewis, J.B. 1976. Experimental tests of suspension feeding in Atlantic reef corals. *Marine Biology*, 36: 147-50
- Lewis, J.B. 1985. Ground water discharge into coral reefs, Barbados. *Proceedings of the Fifth International Coral Reef Congress*, 6: 477-481.

- Li, W.-X., Lundberg, J., Dickin, A. P., Ford, D. C., Schwarcz, H. P., McNutt, R., Williams, D. 1989. High-precision mass-spectrometric uranium series dating of cave deposits and implications for paleoclimatic studies. *Nature*, 339: 532-536
- Linsley, B.K., Wellington, G.M., Schrag, D.F. 2000. Decadal sea surface temperature variability in the subtropical south Pacific from 1726 to 1997 AD. *Science*, 290: 1145-1148
- Littler, M.M., Littler, D.S. 1985. Factors controlling relative dominance of primary producers on biotic reefs. *Proceedings of the Fifth International Coral Reef Congress*, 4: 35-39.
- Longhurst, A.R., Pauly, D. 1987. *Ecology of tropical oceans*. Academic Press, San Diego, California. 407 p.
- Lough, J.M. 2008. Coral calcification from skeletal records revisited. *Marine Ecology Progress Series*, 373, 257–264.
- Lough, J.M., Barnes, D.J. 1990. Intra-annual timing of density band formation of *Porites* coral from the central Great Barrier Reef. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 135: 35-57
- Loutre, M.F., Berger, A. 2003. Marine Isotope Stage 11 as an analogue for the present interglacial. *Global and Planetary Change*, 36: 209–217
- Ludwig, K.R., Simmons, K.R., Szabo, B.J., Winograd, I.J., Landwehr, J.M., Riggs, A.C., and Hoffman, R.J., 1992, Mass-spectrometric  $^{230}\text{Th}$ - $^{232}\text{U}$ - $^{238}\text{U}$  dating of the Devils Hole calcite vein. *Science*, 258: 282-287
- Ludwig, K.R., Titterton, D.M. 1994. Calculation of  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  isochrons, ages and errors: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 5031-5042
- Ludwig, K.R., Paces, J.B. 2002. Uranium-series dating of pedogenic silica and carbonate, crater floor, Nevada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66: 487–506
- Macintyre, I.G., Pilkey, O.H. 1969. Tropical reef corals: Tolerance of low temperatures on the North Carolina continental shelf. *Science*, 166: 374-375
- Macintyre, I.G., Smith, S.V. 1974. X-radiographic studies of skeletal development in coral colonies. *Proc. Second Int. Coral Reef Symposium*, 2: 277-287
- Maragos, J.E., Crosby, M.P., McManus, J.W. 1996. Coral reefs and biodiversity: A critical and threatened relationship. *Oceanography*, 9: 83-99
- Marshall, J.F., McCulloch, M.T. 2002. An assessment of the Sr/Ca ratio in shallow water hermatypic corals as a proxy for sea surface temperature, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66 (18): 3263–3280
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J.T., Moore, C., Shackleton, N.J. 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000- year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 27: 1–29

- McCulloch, M.T., Gagan, M.K., Mortimer, G.E., Chivas, A.R., Isdale, P.J. 1994. A high-resolution Sr/Ca and  $\delta^{18}\text{O}$  coral record from the Great Barrier Reef, Australia, and the 1982-1983 El Niño. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 2747-2754
- McCulloch, M.T., Tudhope, A.W., Esat, T.M., Mortimer, G.E., Chappell, J., Pillans, B., Chivas, A.R., Omura, A. 1999. Coral record of equatorial sea-surface temperatures during the penultimate deglaciation at Huon Peninsula. *Science*, 283: 202–204
- McCulloch, M.T., Esat, T. 2000. The coral record of last interglacial sea levels and sea surface temperatures. *Chemical Geology*, 169, 107–129
- McManus, J. F., Oppo, D. W., and Cullen, J. L. 1999. A 0.5-million year record of millennial-scale climate variability in the North Atlantic. *Science*, 283: 971–975
- McManus J.W. 2001. Coral Reefs. In *Encyclopedia of Ocean Sciences* (eds. H. S. John, K. T. Karl, and A. T. Steve). Academic Press, Oxford, pp. 524-534.
- McManus, J., Oppo, D., Cullen, J., and Healey, S. 2003. Marine Isotope Stage 11 (MIS 11): analog for Holocene and future climate, in: *Earth's Climate and Orbital Eccentricity: The Marine Isotope Stage 11*, edited by: Droxler, A., Poore, R. Z., and Burkle, L. H., Geophysical Monograph 137, American Geophysical Union, 69–85
- Meibom, A., Stage, M., Wooden, J.L., Constantz, B.R., Owen, A., Dunbar, R.B., Grumet N., Bacon C.R., Chamberlain, C.P. 2003. "Monthly Strontium/Calcium Oscillations in Symbiotic Coral Aragonite: Biological Effects Limiting the Precision of the Paleotemperature Proxy" *Geophysical Research Letters*, 30(7): 1418, doi:10.1029/2002GL016864
- Miller, K.G., M.A. Kominz, J.V. Browning, J.D. Wright, G.S. Mountain, M.E. Katz, P.J. Sugarman, B.S. Cramer, N. Christie-Blick, and S.F. Pekar. 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science*, 310:1,293–1,298.
- Milliman, J.D., 1973. Caribbean coral reefs. In: Jones, O.A. and Endean, R., Editors, 1973. *Biology and Geology of Coral Reefs* Geology 1 vol. I, Academic Press, New York, pp. 1–50.
- Min, G.R., Edwards, R.L., Taylor, F.W., Recy, J., Gallup, C.D., Beck, J.W. 1995. Annual cycles of U/Ca in coral skeletons and U/Ca thermometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59:2025–2042
- Mitsuguchi, T., Matsumoto, E., Abe, O., Uchida, T., Isdale, P.J. 1996. Mg/Ca thermometry in coral skeletons. *Science*, 274: 961–963
- Mitsuguchi, T., Matsumoto, E., Abe, O., Uchida, T., Isdale, P.J. 1997. Magnesium/calcium ratio of coral skeletons as a palaeothermometer. *Proceedings of the 8th International Coral Reef Symposium in Panama*, 2. 1701-1706.
- Mitsuguchi, T., Matsumoto, E., Uchida, T. 2003. Mg/Ca and Sr/Ca ratios of Porites coral skeleton: Evaluation of the effect of skeletal growth rate. *Coral Reefs*, 22: 381–388
- Moore, W.S., Krishnaswami, S. 1972. Coral growth rates using  $^{226}\text{Ra}$  and  $^{210}\text{Pb}$ . *Earth and Planetary Science Letters*, 15: 187-190

- Moore, W.S., Krishnaswami, S., Bhat, S.G. 1973. Radiometric determinations of coral growth rates. *Bulletin of Marine Science*, 23: 157-176
- Moore, W.S., Krishnaswami, S. 1974. Correlation of X - radiography revealed banding in corals with radiometric growth rates. *Proc. Second Int. Coral Reef Symposium*, 2: 269-276
- Moore, W.S., Somayajulu, B.L.K. 1972. Age determination of fossil corals using  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{U}$  and  $^{230}\text{Th}/^{227}\text{Th}$ . *Journal of Geophysical Research*, 79: 5065-5068.
- Morse, J.W., deKanel J., Harris, J. 1979. Dissolution kinetics of calcium carbonate in seawater: VII. The dissolution kinetics of synthetic aragonite and pteropod tests. *American Journal of Science*, 279: 482-502
- Mortlock, R.A., Fairbanks, R.G., Chiu, T., Rubenstone, J. 2005.  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{U}/^{238}\text{U}$  and  $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$  ages from a Single Fossil Coral Fragment by Multi-collector Magnetic-sector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69: 629-657
- Muhs, D.R., Kennedy, G.L., Rockwell, T.K. 1992. Uranium-series ages of marine terrace corals from the Pacific coast of North America and implications for Last-Interglacial sea level history. *Quaternary Research*, 22 (1): 72-87.
- Muhs, D.R., Szabo, B.J., 1992. New uranium-series ages of the Waimanalo Limestone, Oahu, Hawaii: Implications for sea level during the last interglacial period. *Marine Geology*, 118(3-2): 315-326
- Muller-Parker, G., D'Elia, C.F. 1997. Interactions between corals and their symbiotic algae. Pp. 96-113 In: *Life and death of coral reefs*. C. Birkeland (ed.), Chapman and Hall, NY.
- Multer, H.G., Gischler, E., Lundberg, J., Simmons, K., Shinn, E.A. 2002. The Key Largo Limestone revisited: Pleistocene shelf-edge facies, Florida Keys, USA. *Facies*, 46: 229-271
- Mumby, P.J., Hastings, A., Edwards, H.J. 2007. Thresholds and the resilience of Caribbean coral reefs. *Nature*, 450: 98-101
- Murray-Wallace, C.V. 2002. Pleistocene coastal stratigraphy, sea-level highstands and neotectonism of the southern Australian passive continental margin – a review, *Journal of Quaternary Science*, 17(5-6): 269-289.
- Muthiga, N.A., Szmant, A.M. 1987. The effects of salinity stress on the rates of aerobic respiration and photosynthesis in the hermatypic coral *Siderastrea siderea*. *Biological Bulletin*, 173: 539-551
- Neumann, A.C., Moore, W.S. 1975. Sea level events and Pleistocene coral ages in the northern Bahamas: *Quaternary Research*, 5: 215-222
- Neumann, A.C., Macintyre, I. 1985. Reef response to sea-level rise: keep-up, catch-up, or give-up. *Proceedings of The 5th International Coral Reef Congress, Tahiti* 3: 105-110

- Neumann, A.C., Hearty, P.J. 1996. Rapid sea-level changes at the close of the last interglacial (substage 5e) recorded in Bahamian island geology. *Geology*, 22: 775-778.
- Neymark, L.A., Paces, J.B. 2000. Consequences of slow growth for  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  dating of Quaternary opals, Yucca Mountain, NV, USA. *Chemical Geology*, 164: 143-160
- Noshkin, V.E., Wong, K.M., Eagle, R.J., Gatrousis, C. 1975. Transuranics and other radionuclides in Bikini Lagoon: concentration data retrieved from aged coral sections. *Limnology and Oceanography*, 20: 729-742
- Olson, S.L., Hearty, P.L. 2009. A sustained +21m sea-level highstand during MIS 11 (400 ka): direct fossil and sedimentary evidence from Bermuda. *Quaternary Science Reviews*, 28: 271–285
- Oomori, T., Kaneshima, K., Nakamura, Y., Kitano, Y. 1982. Seasonal Variation of Minor Elements in Coral Skeletons. *Galaxea*, 1: 77-86
- Oppo, D.W., McManus, J.F., Cullen, J.L. 1998. Abrupt climate events 500,000–340,000 years ago: evidence from subpolar North Atlantic sediments. *Science*, 279: 1335–1338
- Orszag-Sperber, F., Plaziat, J.C., Baltzer, F., Purser, B.H. 2001. Gypsum salina-coral reef relationships during the Last Interglacial (Marine Isotopic Stage 5e) on the Egyptian Red Sea coast: a Quaternary analogue for Neogene marginal evaporites? *Sedimentary Geology*, 120: 61-85.
- Osmond, J.K., Carpenter, J.R., Windom, H.K. 1965.  $\text{Th}^{230}/\text{U}^{232}$  age of the Pleistocene corals and oolites of Florida: *Journal of Geophysical Research*, 70: 1823-1827
- Ostwald, W. 1900. Grundriss der allgemeinen Chemie. *Zeitschrift für Physikalische Chemie*, 34: 495- 503
- Paulay, G. 1996. Diversity and distribution of reef organisms. En: *Life and death of coral reefs*. C. Birkeland (eds). Chapman & Hall. U. S. A. 553 p.
- Pelejero, C., Calvo, E., McCulloch, M.T., Marshall, J.F., Gagan, M.K., Lough, J.M. y Opdyke, B.N., 2005. Preindustrial to modern interdecadal variability in coral reef pH. *Science*, 309(5744): 2204-2207
- Pfeiffer, M., Timm, O, Wolf-Christian, D., Garbe-Schönberg, D. 2006. Paired coral Sr/Ca and  $\delta^{18}\text{O}$  records from the Chagos Archipelago: Late twentieth century warming affects rainfall variability in the tropical Indian Ocean. *Geology*, 34 (12): 1069-1072
- Pfeiffer, M., Timm, O., Dullo, W.Chr., Podlech, S. 2004. Oceanic forcing of interannual and multidecadal climate variability in the southwestern Indian Ocean: Evidence from a 160 year coral isotopic record. *Paleoceanography*, 19, doi:10.1029/2003PA000964
- Pirazzoli, P.A., Radtke, U., Hantoro, W.S., Jouannic, C., Hoang, C.T., Causse, C., Borel Best, M. 1991. Quaternary raised coral-reef terraces on Sumba Island, Indonesia. *Science*, 252: 1832–1836

- Plaziat, J.C., Baltzer, F., Choukri, A., Conchon, O., Freytet, P., Orszag-Sperber, F., Raguideau, A., Reyss, J.L. 1995. Quaternary changes in the Egyptian shoreline of the northwestern Red Sea and Gulf of Suez. *Quaternary International*, 29/30: 11-22
- Plaziat J.-C., Reyss J.-L., Choukri A., Orszag-Sperber F., Baltzer F., Purser B. H. 1998. Mise en évidence, sur la côte récifale d'Egypte, d'une régression interrompant le plus haut niveau du Dernier Interglaciaire (5e): un nouvel indice de variations glacio-eustatiques haute fréquence au Pléistocène? *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 169, 115-125
- Poore, R.Z., Dowsett, H.J. 2001. Pleistocene reduction of polar ice caps: Evidence from Cariaco Basin marine sediments. *Geology*, 29(1): 71-72
- Porcelli, D., Andersson, P.S., Baskaran, M., Wasserburg, G.J. 2001. Transport of U- and Th-series nuclides in a Baltic shield watershed and the Baltic sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65: 2439- 2459
- Porcelli, D., Andersson, P.S., Wasserburg, G.J., Ingri, J., Baskaran, M. 1997. The importance of colloids and mires for the transport of uranium isotopes through the Kalix River watershed and Baltic Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61: 4095-4113
- Potter, E.-K., Lambeck, K. 2004. Reconciliation of sea-level observations in the Western North Atlantic during the last glacial cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, 217 (1-2): 171-181
- Potter, E.-K., Stirling, C.H., Andersen, M.B., Halliday, A.N. 2005. High precision Faraday collector MC-ICPMS thorium isotope ratio determination. *International Journal of Mass Spectrometry*, 227(1-3): 10-17
- Putnis, A. 1992. *Introduction to mineral sciences*. Cambridge University Press, Cambridge. 457 pp.
- Reddy, M.M. 1977. Crystallization of calcium carbonate in the presence of trace concentrations of phosphorous-containing anions. *Journal Crystal Growth*, 41: 287-295
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E. 2004. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 Cal kyr BP. *Radiocarbon*, 46: 1029-1058
- Ribeiro, F.B., Roque, A., Boggiani, P.A., Flexor, J. 2001. Uranium and thorium series disequilibrium in quaternary carbonate deposits from the Serra da Bodoquena and Pantanal do Miranda, Mato Grosso do Sul State, central Brazil. *Applied Radiation and Isotopes*, 52: 153-173
- Richmond, R.H., Hunter, C.L. 1990. Reproduction and recruitment of corals: comparisons among the Caribbean, the tropical Pacific, and the Red Sea. *Marine Ecology Progress Series*, 60: 185-203

- Richmond, R.H. 1997. Reproduction and recruitment in corals: critical links in the persistence of reefs. Pp. 175-197 In: Life and death of coral reefs. C. Birkeland (ed.), Chapman and Hall, NY.
- Rinkevich, B., Loya, Y. 1984. Does light enhance calcification in hermatypic corals? *Marine Biology*, 80: 1-6
- Robinson, L. F., G. M. Henderson, N. C. Slowey, 2002, U-Th Dating of Marine Isotope Stage 7 in Bahamas Slope Sediments, *Earth and Planetary Science Letters*, 196: 175-187
- Robinson, L.F., Belshaw, N.S., Henderson, G.M. 2004a. U and Th concentrations and isotope ratios in modern carbonates and waters from the Bahamas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68: 1777–1789
- Rodriguez-Lanetty, M., Hoegh-Guldberg, O. 2003. Symbiont diversity within the widespread scleractinian coral *Plesiastrea versipora*, across the northwestern Pacific. *Marine Biology*, 143: 501–509
- Rohling, E. J., Fenton, M., Jorissen, F. J., Bertrand, P., Ganssen, G., and Caulet, J. P. 1998. Magnitudes of sea-level lowstands of the past 500,000 years. *Nature*, 394: 162–165
- Rohling, E.J., Grant, K., Hemleben, Ch., Siddall, M., Hoogakker, B.A.A., Bolshaw, M., Kucera, M. 2008. High rates of sea-level rise during the last interglacial period. *Nature Geoscience*, 1: 38- 22
- Rose, C.S., Risk., M.J. 1985. Increase in *Cliona delitrix* infestation of *Montastrea cavernosa* heads on an organically polluted portion of the Grand Cayman fringing reef. *Marine Ecology, the zoological station at Naples*, 6(4): 345-363
- Ruddiman W.F. 2005. Cold climate during the closest stage 11 analog to recent Millenia. *Quaternary Science Reviews*, 24: 1111–1121
- Saenger, C.P., Cohen, A.L., Oppo, D.W, Hubbard, D., 2008. Interpreting sea surface temperature from strontium/calcium ratios in *Montastrea* corals: link with growth rate and implications for proxy reconstructions. *Paleoceanography*, 23:PA3102, doi:10.1029/2007PA001572.
- Saenger, C., Cohen, A.L., Oppo, D.W., Halley, R.B., Carilli, J.E. 2009. Surface temperature trends and variability in the low-latitude North Atlantic since 1552. *Nature Geosciences*, 2: 492–495
- Schellmann, G., Radtke, U. 2004a. A revised morpho- and chronostratigraphy of the Late and Middle Pleistocene coral reef terraces on Southern Barbados (West Indies), *Earth Science Reviews*, 64: 157–187
- Schellman, G., Radtke, U. 2004b. The marine Quaternary of Barbados, *Kolner Geographische Arbeiten*, 81: 1–137
- Schneider, R.C., Smith, S.V. 1982. Skeletal Sr content and density in *Porites* spp. in relation to environmental factors. *Marine Biology*, 66: 121-131

- Schöder-Ritzrau, A., Mangini, A., Lomitschka, M. 2003. Deep-sea corals evidence periodic reduced ventilation in the North Atlantic during the LGM/Holocene transition. *Earth and Planetary Science Letters*, 216: 399–210
- Scholz, D., Mangini, A., Felis, T. 2004. U-series dating of diagenetically altered fossil reef corals. *Earth and Planetary Science Letters*, 218: 163–178
- Scholz, D., Mangini, A., 2006. Estimating the uncertainty of coral isochron U–Th ages. *Quaternary Geochronology*, 1: 279–288.
- Schrag, D.P. 1999. Effects of diagenesis on the isotopic record of late Paleogene tropical sea surface temperatures. *Chemical Geology*, 161: 215–224
- Schrag, D.P., Linsley, B.K. 2002. Corals, Chemistry and Climate (Perspective). *Science* 296. 277-278
- Schubert, C. Szabo, B.J. 1978. Uranium-series ages of Pleistocene marine deposits on the islands of Curaçao and La Blanquilla, Caribbean Sea. *Geologie en Mijnbouw*, 57(2): 325-332.
- Schumacher, H., Zibrowius, H. 1985. What is hermatypic? A redefinition of ecological groups in corals and other organisms. *Coral Reefs*, 4: 1-9
- Sepkoski, J.J. 1997. Biodiversity: past, present, and future. *Journal of Paleontology*, 71: 533-539
- Shackleton, N.J. 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, 6: 183-190
- Shen, G.T., Boyle, E.A. 1988. Determination of lead, cadmium and other trace metals in annually-banded corals. *Chemical Geology*, 67:47-62
- Shen, G.T., Cole, J.E., Lea, D.W., Linn, L.J., McConnaughey, T.A., Fairbanks, R.G. 1992. Surface ocean variability at Galápagos from 1936-1982: Calibration of geochemical tracers in corals. *Paleoceanography*, 7: 563-588
- Shen, G.T., Dunbar, R.B. 1995. Environmental controls on uranium in reef corals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59: 2009–2024
- Shen, C.C, Lee, T, Chen, C.Y, Wang, C.H, Dai, C.F, Li, L.A. 1996. The calibration of D[Sr/Ca] versus sea surface temperature relationship for *Porites* corals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60: 3849–3858
- Sherman, C.E., Glenn, C.R., Jones, A., Burnett, W.C., Schwarcz, H.P. 1993. New evidence for two highstands of the sea during the last interglacial, oxygen isotope substage 5e: *Geology*, 21: 1079-1082
- Sherwood, O.A., Risk, M.J. 2007. Deep-Sea Corals: New Insights to Paleocyanography Developments in Marine Geology 1: 291-522
- Siddall M., Chappell J., Potter E.-K. 2006. Eustatic Sea Level During Past Interglacials, in: "The climate of past interglacials", F. Sirocko, T. Litt, M. Claussen, M. F. Sanchez-Goni (eds.), Elsevier, Amsterdam.

- Sigmarsson, O., Condomines, M., Bachelery, P. 2005. Magma residence time beneath the Piton de la Fournaise Volcano, Reunion Island, from U-series disequilibria. *Earth and Planetary Science Letters*, 234. 223-234
- Sinclair, D.J., Kinsley, L.P., McCulloch, M.T. 1998. High resolution analysis of trace elements in corals by laser ablation ICP-MS. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62: 1889–1901
- Sirkin, L., Szabo, B.J., Padilla, G.A., Pedrin, S.A., Diaz, E.R. 1990. Uranium-series ages of marine terraces, La Paz Peninsula, Baja California Sur, Mexico . *Coral Reefs*, 9 (1): 25-30
- Smith, S.V., Buddemeier, R.W., Redalje, R.C., Houck, J.E. 1979. Strontium-calcium thermometry in coral skeletons. *Science*, 204: 404–407
- Smith S.V., Buddemeier R.W. 1992. Global change and coral reef ecosystems. *Annual Review of Ecology*, 23: 89-118
- Smith, J.E., M. Shaw, R.A. Edwards, D. Obura, O. Pantos, E. Sala, S. Sandin, S. Smriga, M. Hatay, and F.L. Rohwer. 2006. Indirect effects of algae on coral: Algae-mediated, microbe-induced coral mortality. *Ecology Letters*, 9: 835–845
- Stearn, C. W., Scoffin, T. P., Martindale, W. 1977. Calcium carbonate budget of a fringing reef on the west coast of Barbados, Part 1. Zonation and productivity. *Bulletin of Marine Science*, 27: 479-510.
- Stearns, C.E. 1976. Estimates of the Coord. of sea level between 120,000 and 75,000 years ago. *Quaternary Research* 6, 225–229
- Steers, J.A., Stoddart, D.R. 1978. The origin of fringing reefs, barrier reefs, and atolls. Pp. 21-57 In: *Coral reefs: research methods*. D.R. Stoddart and R.E. Johannes (eds.), UNESCO, Page Brothers, England.
- Stein, M., Wasserburg, G.J., Aharon, P., Chen, J.H., Zhu, Z.R., Bloom, A., Chappell, J. 1993. TIMS U-series dating and stable isotopes of the last interglacial event in Papua New Guinea: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 2521-2552
- Stirling, C.H., Esat, T.M., McCulloch, M.T., Lambeck, K. 1995. High-precision U-series dating of corals from Western Australia and implications for the timing and duration of the Last Interglacial. *Earth Planet Science Letters*, 135: 115-130
- Stirling, C.H., Esat, T.M., Lambeck, K., McCulloch, M.T. 1998. Timing and duration of the last interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth. *Earth and Planetary Science Letters*, 160: 725-762
- Stirling C.H., Esat T.M., Lambeck K., McCulloch M.T., Blake S.G., Lee D.-C., Halliday A.N. 2001. Orbital forcing of the marine isotope stage 9 interglacial *Science* 291: 290-293
- Stirling, C.H., Andersen, M.B. 2009. Uranium-series dating of fossil coral reefs: Extending the sea-level record beyond the last glacial cycle. Invited Paper In: *Earth and Planetary Science Letters Frontiers*, 284: 269-283

- Suggate, P. 1992. Differential uplift of middle and late Quaternary shorelines northwest South Island, New Zealand. *Quaternary International* ,15–16: 47–59
- Sunagawa, I., Takahashi, Y., Imai, H. 2007. Strontium and aragonite-calcite precipitation. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 102:174-181. doi:10.2465/jmps.060327a
- Swart, P.K., Elderfield, H., Greaves, M.J. 2002. A high-resolution calibration of Sr/Ca thermometry using the Caribbean coral *Montastrea annularis*. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3:8402.
- Szabo, B.J, Ward, W.C., Weidie, A.E. Brady, M.J. 1978. Age and magnitude of the late Pleistocene sea-level rise on the eastern Yucatan Peninsula. *Geology*, 6(12): 713.
- Szabo, B.J., Hausback, B.P., Smith, J.T. 1990. Relative inactivity during the last 140,000 years of a portion of the La Paz fault, southern Baja California Sur, Mexico. *Environmental Geology and Water Sciences*, 15(2): 119-122
- Szabo, B. J., Ludwig, K.R., Muhs, D. R., Simmons, K.R. 1994. Thorium-230 Ages of Corals and Duration of the Last Interglacial Sea-Level High Stand on Oahu, Hawaii. *Science*, 266 (5182): 93-96. [DOI:10.1126/science.266.5182.93]
- Thomas, L.P., Moore, D.R., Work, R.C. 1961. Effects of Hurricane Donna on the turtle grass beds of Biscayne Bay, Florida. *Bulletin of Marine Science*, 11(1): 191-197 (7)
- Thompson, J.N. 1999a. Specific hypotheses on the geographic mosaic of coevolution. *The American Naturalist*, 153: S1–S14
- Thompson, W. G., Spiegelman, M. W., Goldstein, S. L. & Speed, R. C. 2003. "An Open-System model for the U-series age determinations of fossil corals". *Earth and Planetary Science Letters*, 210: 365-381
- Thompson, W.G., Goldstein, S.L. 2005. Open-system coral ages reveal persistent suborbital sea-level cycles. *Science*, 308: 201-202
- Vaughan, T.W., Wells, J.W. 1943. Revision of the suborders, families and genera of scleractinia: Geological Society of America, Special Paper 44: 1–363
- Venn, A.A., Loram, J.E., Douglas, A.E. 2007. Photosynthetic symbioses in animals. *Journal of Experimental Botany*, doi:10.1093/jxb/erm328.
- Veron, J.E.N. 1992. Conservation of biodiversity: A critical time for the hermatypic corals of Japan. *Coral Reefs*, 11: 13-21
- Veron, J.E.N. 2000. *Corals of the World*. Vol 3. Australia: Australian Institute of Marine Sciences and CRR Qld Pty Ltd. AIMS, Australia, Vol.1. 469 pp.
- Vézina, J., Jones, B., Ford, D. 1999. Sea-level highstands of the last 500,000 years; evidence from the Ironshore Formation on Grand Cayman, British West Indies. *Journal of Sedimentary Research*, 69: 317–327
- Villaescusa, J.A., Carriquiry, J.D. 2004. Calibration of Sr/Ca and Mg/Ca paleothermometers in coral *Porites* sp. from San Benedicto Island, Revillagigedo Archipelago, Mexico.

- Calibración de los paleotermómetros de Sr/Ca y Mg/Ca en el coral *Porites* sp. de Isla San Benedicto, Archipiélago Revillagigedo, México. *Ciencias Marinas*, 30 (4): 603-618
- Villemant, B., Feuillet, N. 2003. Dating open systems by the  $^{238}\text{U}$ – $^{234}\text{U}$ – $^{230}\text{Th}$  method: application to Quaternary reef terraces. *Earth and Planetary Science Letters*, 210: 105–118
- Waelbroeck, C., Laberyie, L., Michel, E., Duplessy, J. C., Mc-Manus, J. F., Lambeck, K., Balbon, E., and Labracherie, M. 2002. Sea-level and deep water temperatures derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21: 295–306
- Wang, Y.J., Cheng, H., Edwards, R.L., An, Z.S., Wu, J.Y., Shen, C.-C. Dorale, J.A. 2001. A high-resolution absolute-dated Late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 294: 2345-2348
- Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R.L., He, Y., Kong, X., An, Z., Wu, J., Kelly, M.J., Dykoski, C.A., Li, X. 2005. The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 308: 854-857
- Wang, X., Auler, A.S., Lawrence Edwards, R., Cheng, H., Ito, E., Solheid, M. 2006. Interhemispheric anti-phasing of rainfall during the last glacial period. *Quaternary Science Reviews*, 25: 3391-3403
- Weber, J.N., Woodhead, P.M. 1972. Temperature dependence of oxygen-18 concentration in reef coral carbonates. *Journal of Geophysical Research*, 77: 463-473
- Weber, J.N., White, E.W. 1974. Activation energy for skeletal aragonite deposited by the hermatypic coral *Platygyra* spp. *Marine Biology*, 26(4): 353-359
- Weber, J.N., White, E.W., Weber, P.H. 1975. Correlation of density banding in reef coral skeletons with environmental parameters: the basis for interpretation of chronological records preserved in the coralla of corals. *Paleobiology*, 1: 137-149
- Wei, G.J., Sun, M., Li, X.H., Nie, B.F. 2000. Mg/Ca, Sr/Ca and U/Ca ratios of a porites coral from Sanya Bay, Hainan Island, South China Sea and their relationships to sea surface temperature, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 162: 59 – 74
- Weldeab, S., Lea, D.W., Schneider, R.R., Andersen, N., 2007. 155,000 years of West African monsoon and ocean thermal evolution. *Science*, 316(5829): 1303.
- Wellington, G.M. Glynn, P.W. 1983. Environmental influences on skeletal banding in Eastern Pacific (Panama) corals. *Coral Reefs*, 1: 215-222
- Whitaker, J.L. 2008. Orbital-to millennial-scale variability in Gulf of Mexico sea surface temperature and salinity during the late Pleistocene. *Theses and Dissertations*. Paper 561. <http://scholarcommons.usf.edu/etd/561>
- Wilkinson, C. 1998. Status of coral reefs of the world: 1998. Global Coral Reef Monitoring Network and Australian Institute of Marine Science, Queensland, Australia. 184 pp.

- Winograd, I.J., Coplen, T.B., Landwehr, J.M., Riggs, A.C., Ludwig, K.R., Szabo, B.J., Kolesar, P.T., Revesz, K.M. 1992. Continuous 500,000-year climate record from calcite vein in Devils Hole, Nevada. *Science*, 258: 255-260
- Winograd, I.J., Landwehr, J.M., Ludwig, K.R., Coplen, T.B., Riggs, A.C. 1997. Duration and Structure of the Past Four Interglaciations. *Quaternary Research*, 48: 141-154
- Winograd, I.J., Landwehr, J.M., Coplen, T.B., Sharp, W.D., Riggs, A.C., Ludwig, K.R., Kolesar, P.T. 2006. Devils Hole, Nevada,  $\delta^{18}\text{O}$  record extended to the mid-Holocene. *Quaternary Research*, 66. 202-212
- Woodley, J.D., Chornesky, E.A., Clifford, P.A., Jackson, J.B.C., Kaufman, L.S., Knowlton, N., Lang, J.C., Pearson, M.P., Porter, J.W., Rooney, M.C., Rylaarsdam, K.W., Tunnicliffe, V.J., Wahle, C.M., Wulff, J.L., Curtis, A.S.G., Dallmeyer, M.D., Jupp, B.P., Koehl, M.A.R., Neigel, J. and Sides, E.M. 1981. Hurricane Allen's impact on Jamaican coral reefs. *Science*, 214: 749-755
- Wu, N., Chen, X., Rousseau, D.D., Li, F., Pei, Y., Wu, B. 2007. Climatic conditions recorded by terrestrial mollusc assemblages in the Chinese Loess Plateau during marine Oxygen Isotope Stages 12–10. *Quaternary Science Reviews*, 26:1884–1896
- Yokoyama, Y., Esat, T.M., Lambeck, K. 2001. Coupled climate and sea-level changes deduced from Huon Peninsula coral terraces of the last ice age. *Earth and Planetary Science Letters*, 193: 579–587
- Yoshida, S. 1987. Transformation of aragonite to calcite in aqueous solution. *Journal of Earth Science of Nagoya University*, 35: 147-166
- Zhou, G., Zheng, Y. 2000. Chemical syntheses of  $\text{CaCO}_3$  minerals and mineralogical mechanism of polymorphic transformation at low temperatures. *Scientia Geologica Sinica*, 35: 325-335

## 2.7 ANEXOS

Anexo A. Síntesis de las estimaciones del nivel del mar para MIS 5, 7, 9 y 11 en diferentes localidades del mundo.

MIS	Nivel	Técnica/ Edad	Lugar	Referencia
MIS5	+3 a +6 m	Estratigrafía, U/Th en terrazas de coral a 125 y 117 ka	Península de Yucatán	(Blanchon <i>et al.</i> , 2009; Blanchon, 2010)
	+18 ± 6m	$\delta^{18}\text{O}$ , ICP-MS, foraminíferos planctónicos, 122 a 119 ka	Mar Rojo	(Rohling <i>et al.</i> , 2008)
	+2 a +3 m (~130 a ~125 ka) +6 a +9 m (~120 ka)		Estudio global	(Hearty <i>et al.</i> , 2007)
	> +7 m	U/Th, terrazas de coral, 122.5 ka	Barbados	(Thompson & Goldstein, 2005)
	+ 22 m ± 2.8m	$\delta^{18}\text{O}$ , Foraminíferos bentónicos, ~ 120 ka	Núcleo V19-30, Carnegie Ridge – Cuenca de Panamá	(Miller <i>et al.</i> , 2005)
	+10 a + 19 m	Estratigrafía - U/Th, terrazas de coral, 125 ± 7 ka	Costa Eritrean – SO Mar Rojo (inestable)	(Bruggemann <i>et al.</i> , 2002)
	+6 a + 10 m	TIMS- U/Th, terrazas de coral, 121.5 ka	Golfo de Aqaba, Jordania	(Scholz <i>et al.</i> , 2002)
	+0 a +6 m	Método Morfostratigráfico y método de fechado con resonancia de espín electrónico (ESR), Corales, ~132±1 ka,	Barbados	(Schellmann & Radtke, 2004a)
	+2 a +6 m	Corales y Notches, TIMS- U/Th, ~ 129 ka,	Barbados	(Blanchon & Eisenhauer, 2001)
	~ + 5.6 m	$\delta^{18}\text{O}$ , Foraminíferos bentónicos ~125 ka	Núcleo NA 87-25, Atlántico Norte	(Waelbroeck <i>et al.</i> , 2002)
	+3.97 (5a) y + 3.18(5e)	$\delta^{18}\text{O}$ , Foraminíferos bentónicos ~128 ka	Núcleo TR163-19, Cocos Ridge Este Pacifico	(Lea <i>et al.</i> , 2002)

MIS	Nivel	Técnica/ Edad	Lugar	Referencia
			Ecuatorial	
	+6 a + 9 m	Alfa y TIMS- U/Th, terrazas de coral, depósitos costeros. 122 ka	Costas de Egipto, Nor-Occidente del Mar Rojo	(Orszag-Sperber <i>et al.</i> , 2001; Plaziat, <i>et al.</i> , 1995; Plaziat, <i>et al.</i> , 1998)
	+3 m	TIMS- U/Th, terrazas de coral, 128 ± 1 a 116 ± 1 ka	Occidente de Australia	(Stirling <i>et al.</i> , 1998).
	+2 a +6 m	Aminostratigrafía en depósitos de arena, petrología ~125 a ~128 ka,	Isla Eleuthera, Bahamas	(Hearty, 1998)
	+3 a + 6 m	Th/U, terrazas de coral, 125 a 118 ka	Sur de Sinaí	(El-Asmar, 1997)
	+5 ± 2 m	TIMS Th/U, terrazas de coral, 122 ± 2 ka	Huon Peninsula, Papua Nueva Guinea.	(Chappell <i>et al.</i> , 1996)
	+ 3.3 m	TIMS U/Th, Corales, ~122- ka	Bahía Tortuga, islas Houtman Abrolhos, Oeste de Australia	(Eisenhauer <i>et al.</i> , 1996).
	+ 2 m corales +6 m notches	TIMS U/Th, corales y notches 132 a 118 ka	Bahamas	(Neumann & Hearty, 1996)
	+ 2 a + 6m	U/Th, Racemización de amino ácidos (AAR), resonancia de spin electrón (ESR) depósitos de arena y paleosoles. Geomorfología y secuencia estratigráfica.	Bermuda y Bahamas	(Hearty & Kindler, 1995).
	+ 8.5 a + 12.5 m	U/ Th, alfa, en corales, 120± 3 ka a 138 ± 2 ka	Waimanalo, Oahu	(Muhs & Szabo, 1992)
	~ + 6 m	TIMS U/Th, <i>Acropora palmata</i> , 132 a 129 ka	San Salvador y Gran Inagua Islas en Bahamas	(Chen <i>et al.</i> , 1991)
	+ 11 a +18 m	δ <sup>18</sup> O, Foraminíferos bentónicos, ~128-ka	Núcleo EW9209-1, Ceara Rise - Bermuda	(Shackleton, 1987)
	+ 1.26 m	Cronostratigrafía y bioestratigrafía, ~150 ka.	Estudio global	(Haq <i>et al.</i> , 1987)
	5 ± 1 m	Racemización de amino ácidos y TIMS,	Bermuda	(Harmon <i>et al.</i> , 1983)

MIS	Nivel	Técnica/ Edad	Lugar	Referencia
		parches de arrecife poco profundos, calcarenitas eolianitas y conglomerados de rocas ~125± 2- ka		
	7.5 ± 1.5 m, ~120 ± 6ka. 6.5 ± 3.5 m, ~92 ± 6 ka. 7 ± 3 m, ~72±2 ka.	U/Th, alfa. Corales, Polen y Ostrácodos, bioestratigrafía.	Costas de Virginia y Carolina del Norte y Sur	(Cronin <i>et al.</i> , 1981)
	+2 a +6 m ~118 ± 6 a ~127 ± 9 ka +5 a +8 m ~92 ± 3 a ~102 ± 16 ka	Corales y espeleotemas	Bermuda	(Harmon <i>et al.</i> , 1978)
	+12 m	Polen, ~118 ka	Gran Bretaña	(Hollin, 1977)
	+ 7.6m	U/Th, alfa. ~120- ka, corales fósiles.	Waimanalo en Oahu	(Ku <i>et al.</i> , 1972)
	+ 5 a +18 m	Estratigrafía – (cavas y eolianitas), ~113 a ~132 ka,	Bermuda	(Land <i>et al.</i> , 1967).
MIS7	~ + 2 m (7-3) ~222- ka	Método Morfo-estratigráfico y método de fechado con resonancia de espín electrónico (ESR), Corales	Barbados	(Schellmann & Radtke, 2004a)
	~ + 5 m (7-1), ~ 205-ka, ~ + 12.5 m (7-5), ~ 225- ka	δ <sup>18</sup> O, Foraminíferos bentónicos	Núcleo TR163-19, Cocos Ridge Este Pacífico Ecuatorial	(Lea <i>et al.</i> , 2002)
	+ 2.5m	U/ Th, Racemización de amino ácidos (AAR), resonancia de spin electrón (ESR). Depósitos de arena y paleosoles. Geomorfología y secuencia estratigráfica.	Bermuda y Bahamas	(Hearty & Kindler, 1995).
	+ 2 m	Racemización de amino ácidos y TIMS, parches de arrecife poco profundos, calcarenitas eolianitas y conglomerados marinos. ~200- ka	Bermuda	(Harmon <i>et al.</i> , 1983)
	+ 7 ± 5 m	U/ Th, alfa. Corales, Polen y Ostrácodos,	Costas de Virginia y	(Cronin <i>et al.</i> , 1981)

MIS	Nivel	Técnica/ Edad	Lugar	Referencia
		bioestratigrafía, ~188 ka	Carolina del Norte y Sur	
MIS 9	+ 11.1 ± 2.2m	$\delta^{18}\text{O}$ , Foraminíferos bentónicos, ~ 325 ka	Núcleo V19-30, Carnegie Ridge – Cuenca de Panamá	(Miller <i>et al.</i> , 2005)
	+ 1 a +8 m	Método Morfostratigráfico y método de fechado con resonancia de espín electrónico (ESR), Corales, ~289 a ~332-ka	Barbados	(Schellmann & Radtke, 2004a)
	+ 2m	U/Th, Racemización de amino ácidos (AAR), resonancia de spin electrón (ESR) depósitos de arena y paleosoles. Geomorfología y secuencia estratigráfica.	Bermuda y Bahamas	(Hearty & Kindler, 1995).
MIS 11	+ 12.5 ± 2.5m	$\delta^{18}\text{O}$ , Foraminíferos bentónicos, ~ 205 ka	Núcleo V19-30, Carnegie Ridge – Cuenca de Panamá	(Miller <i>et al.</i> , 2005)
	+ 11 a +18 m	Método Morfostratigráfico y método de fechado con resonancia de espín electrónico (ESR) , Corales, ~398 a ~210- ka	Barbados	(Schellmann & Radtke, 2004a)
	~ + 20 m	$\delta^{18}\text{O}_{\text{ruber}}$ , foraminíferos planctónicos, ~200 y 212 ka.	Cuenca Cariaco	(Poore & Dowsett, 2001)
	+ 20 m	Racemización de aminoácidos y TIMS. conglomerados marinos, ~390 y 550 ka	Bermuda y Bahamas	(Hearty <i>et al.</i> , 1999)
	+ 2 a + 20 m	Aminostratigrafía, petrología, ~350 - ~210- ka,	Isla Eleuthera	(Hearty, 1998)
	+ 2m	U/ Th, Racemización de amino ácidos (AAR), resonancia de spin electrón (ESR), Depósitos de arena y paleosoles. Geomorfología y secuencia estratigráfica.	Bermuda y Bahamas	(Hearty & Kindler, 1995).





CAPÍTULO 3  
**MÉTODOS**

### 3.1 ÁREA DE ESTUDIO

El estado de Quintana Roo, ubicado entre 21° 35' - 17° 49' N y 86° 42' - 89° 25' W, con aproximadamente 400 Km. de litoral marino (300 Km. corresponden al mar Caribe), pertenece a la provincia morfotectónica de la plataforma de Yucatán. Esta provincia<sup>25</sup> se encuentra entre los paralelos 17° 50' - 21° 30' N y los meridianos 87° 00' - 91° 00' W. Más de 95% de esta provincia yace por debajo de los 200 metros de altitud, haciéndola una vasta planicie. Mar adentro, su plataforma continental se extiende hacia el Norte y el Oeste, hasta el meridiano 92° 30' W y entre los paralelos 22° y 24° N. Debido a la naturaleza calcárea de la plataforma, solo se encuentran geomorfos de calizas. En el sector Norte se presenta un área de numerosas depresiones y fosas (cenotes), que carecen de un drenaje superficial. Hacia el oriente, las zonas costeras son de marismas y tienen arrecifes de coral por el lado del mar (Tamayo, 1999).

La Península está formada por carbonato autigénico y anhidritas (López Ramos, 1974), la topografía exhibe poca pendiente, constituida por una losa calcárea de formación marina reciente (CIQRO, 1981); casi todo el actual Quintana Roo se formó en el Pleistoceno, mientras que la plataforma continental se originó en el Holoceno debido a la trasgresión postglacial (Castro del R, 1976). Los depósitos de carbonatos más antiguos de la Península se localizan al Sur y pertenecen al Paleoceno tardío y principios del Eoceno. Los carbonatos en la parte Norte y Oeste de la Península se depositaron durante el Eoceno y se encuentran rodeados por depósitos del Mioceno tardío y principios del Plioceno, a excepción de dos pequeñas regiones al Norte que son del Oligoceno y la Sierra de Ticul, que pertenece al Mioceno-Plioceno. La parte marginal de la Península es la más reciente, formada por carbonatos depositados durante el Pleistoceno (Beddows, 2003).

---

<sup>25</sup> Incluye además los estados de Yucatán y la mayor parte de Campeche, así como Belice y el norte de Guatemala (tierras bajas del Petén), con un área cercana a los 167 600 Km<sup>2</sup> (casi 8.46% del territorio nacional).

### 3.1.1 MARCO GEOLÓGICO

La península de Yucatán cuenta con un área superficial aproximada de 40,000 km<sup>2</sup> y una plataforma de calizas sumergida conocida como el banco de Campeche. Ward & Halley (1985), describen la península de Yucatán como una plataforma compuesta en su mayoría por calizas y dolomitas terciarias con un borde estrecho de calizas cuaternarias (Figura 3.1). En su periferia La Península limita al Suroeste por la Sierra Madre del Sur, al Sur por la Tierras Altas de Chiapas, y al Sureste por las sierras del Norte de Guatemala y las montañas Mayas de Belice.

En el mapa mostrado en la Figura 3.1, se presenta una columna que comprende del Pleistoceno hasta el Paleoceno con diversas formas de capas geológicas, tales como: calizas con moluscos, formadas del Pleistoceno al Holoceno, la formación Carrillo Puerto que data del Mioceno superior, la formación Chichén Itzá subdividida en tres miembros: el Chumbec formado en el Eoceno medio (o Eoceno superior), miembro Pisté del Eoceno medio y el miembro Xbacal del Eoceno inferior. La formación de Chichén Itzá se constituye de calizas fosilíferas y sus tres miembros tienen variantes litológicas. Miembro Xbacal está constituido por calizas amarillentas, ocasionalmente blancas o grises con impurezas, finalmente tenemos a la formación de Icaiché y las Calizas del Petén.

La Península ha sido considerada tectónicamente estable, conclusión que es apoyada por la falta de sismicidad histórica (Marquez-Azua *et al.*, 2004). De acuerdo con la historia tectónica de la Península de Yucatán, ésta no ha presentado incidentes desde el Eoceno (55 Ma), cuando la interacción entre las placas de Norte América y del Caribe pasó a una falla sinistral asociadas con la apertura de la Fosa del Caimán (Pindell & Barrett, 1990).

Desde entonces han predominado los depósitos de carbonatos en aguas poco profundas, caracterizados por tener un grosor de hasta 1.100 m y una secuencia de carbonatos marinos superpuesta desde el Mioceno hasta el Pleistoceno (Lauderdale *et al.*, 1979). Durante el Plioceno (2,5 Ma) la caída del nivel del mar debido al inicio de la glaciación en el hemisferio Norte expuso la plataforma en un vasto terreno cárstico (Miller *et al.*, 2005).

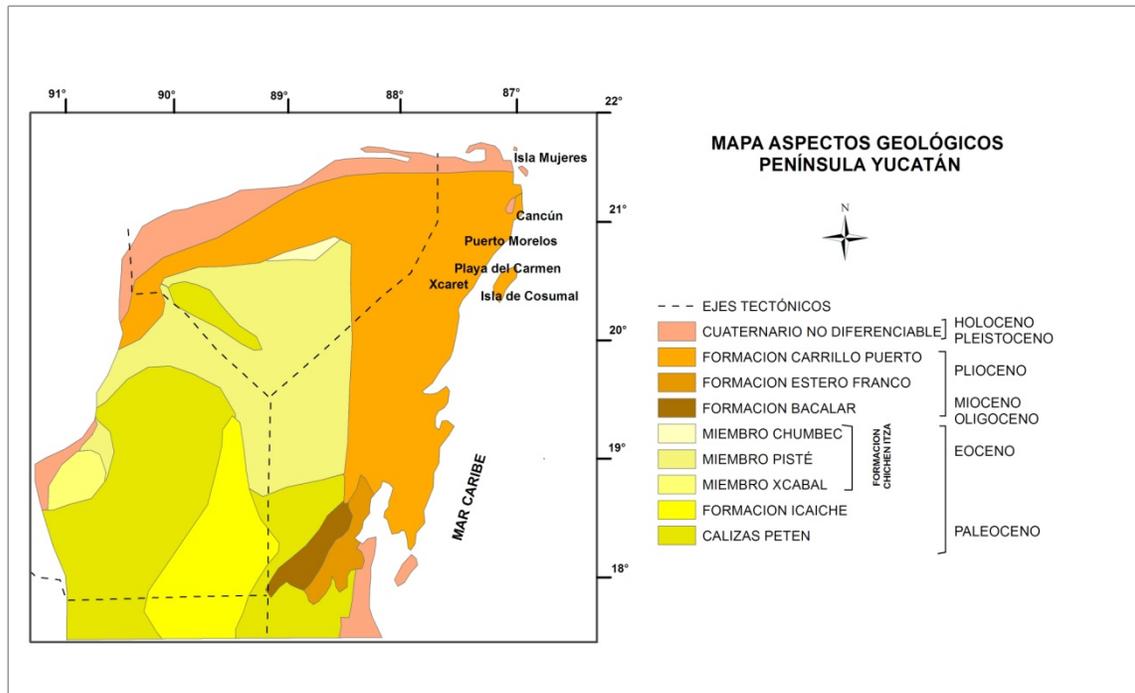


Figura 3.1. Área de estudio. Mapa geológico de la Península de Yucatán mostrando las principales unidades estratigráficas y fallas.

Los depósitos del Pleistoceno se limitan a una zona de aproximados 10 km alrededor de la periferia de la Península (Carta Geológica, 2007). A lo largo de la costa Noreste, la explotación de canteras ha permitido la investigación en depósitos del Pleistoceno tardío. Szabo *et al.* (1978) y Ward & Brady (1979) documentaron un litoral litosomal que se extendía unos 150 km por la costa, formado entre 5 y 10 m sobre el nivel medio del mar y que correspondía al Último Máximo Interglacial (UMI). Este litoral presenta una topografía típica con formaciones de crestas y canales, constituida por una secuencia de facies carbonatadas formadas por aguas someras típicas de ambientes sub-mareales, playas adentro, playas y playas afuera. Esta secuencia fue interpretada como una progradación simple de la línea de costa con una elevación máxima en la parte superior del frente de playa y de depósitos de playa. Hacia el sur, perforaciones en las zonas costeras cerca de Xel-Há y Xcaret, han identificado un litosoma arrecifal correspondiente al UMI (Ward & Brady, 1979; Ward & Halley, 1985). Jordan-Dahlgren (1997), realizó algunas investigaciones para la zona y cuantificó el conjunto de corales del arrecife en Xcaret, con

sitios dentro de la zona costera de 0,6 km<sup>2</sup>. Blanchon *et al.* (2009) y Blanchon (2010) encontraron dos depósitos que datan (U/Th) del UMI, los cuales corresponden a dos sub-estadios en donde el nivel medio del mar estuvo entre +3 y +5.8 m respectivamente, con respecto al nivel del mar actual.

### **3.1.2 SISTEMA CLIMÁTICO DE LA PENÍNSULA DE YUCATÁN**

Según el sistema de Köppen modificado por García (1973), el clima de la región es de tipo Aw (tropical con lluvias en verano), con vientos alisios en primavera/verano y “nortes” en otoño/invierno. Durante el año la oscilación climática se manifiesta en tres temporadas: La de secas, que comprende los meses de marzo a junio; la de nortes, de noviembre a febrero; y la de lluvias, de junio a octubre. Los nortes presentan lluvias esporádicas, descensos de temperatura y vientos de 50 a 80 Km h<sup>-1</sup> asociados a frentes polares.

Aunque el clima presenta pocas variaciones en cuanto a sus elementos y al tipo en general, la costa presenta una alta vulnerabilidad a eventos de carácter extraordinario y de alto impacto ambiental, como son los huracanes. De los estados mexicanos que se encuentran en la zona del Golfo de México y Mar de las Antillas, es precisamente Quintana Roo el que experimenta la mayor incidencia ciclónica debido a que se encuentra ubicado dentro de la trayectoria que sigue la mayoría de las tormentas tropicales y ciclones que se originan en el Atlántico Tropical, siendo los meses de junio a septiembre, la temporada con la mayor incidencia de huracanes (Morales, 1993). Recientemente, los huracanes Gilberto en 1988 y Wilma en el 2005, han sido causantes de grandes desastres en la zona.

### **3.1.3 MASAS DE AGUA DE LA PENÍNSULA DE YUCATÁN**

Las aguas del Mar Caribe son originadas a partir de las aguas del Océano Atlántico, que penetran al Caribe por las Antillas Menores. La corriente de Yucatán<sup>26</sup> se forma a partir de la Corriente de Guyana, la cual es una mezcla de aguas del Mar Caribe y de los Sargazos. Debido al efecto de los vientos alisios, se produce un transporte acelerado de agua con dirección Sur-Norte representado por la corriente de Yucatán (Björnberg, 1971). Los patrones hidrodinámicos estacionales dependen básicamente de la potencia de la corriente de Yucatán y de los vientos dominantes; en invierno los vientos dominantes provienen del Norte y el resto del año del Suroeste.

Durante primavera y verano, desde el estrecho de Yucatán hasta el Banco de Campeche llegan masas de agua con temperaturas entre 22 y 23 °C y salinidades de 36.2 UPS (Merino, 1992). Las características del agua sobre la plataforma continental y zonas costeras de Quintana Roo, se pueden generalizar indicando que la capa superficial presenta salinidades del orden de 36 UPS hasta una profundidad entre 30 y 50 m. Por debajo de esta zona, se encuentran aguas de origen subtropical con salinidades superiores a 37 UPS. La temperatura superficial promedio oscila entre 27 y 28 °C. En la zona arrecifal frente a la porción central de Quintana Roo se han registrado temperaturas entre 25 y 31 °C, siendo menores en febrero (~ 25.5 °C). En esta misma zona, la salinidad varía entre 32 y 36 UPS, con valores mínimos en el mes febrero y máximos en junio (Merino & Otero, 1991; Jordán, 1994).

#### **3.1.4 CIRCULACIÓN EN EL LITORAL DE QUINTANA ROO**

---

<sup>26</sup> En resumen, las masas de agua que atraviesan el Canal de Yucatán resultan de una mezcla de aguas procedentes del Atlántico sur, del Atlántico noroccidental, vía el Mar de los Sargazos y de la Corriente norecuatorial. La velocidad de la Corriente de Yucatán aumenta a medida que se acerca al Canal de Yucatán, con valores de 2.5 a 3 nudos (Emilsson, 1971).

En general, las aguas de origen tropical caribeño que bañan el litoral de Quintana Roo, corren de Sur a Norte para entrar al Canal de Yucatán e ingresar eventualmente al Golfo de México (Merino & Otero, 1991). En este sistema además de existir variaciones estacionales en la intensidad de la corriente (Merino, 1992), se presenta una contracorriente costera que fluye paralela al litoral en dirección Norte-Sur con dinámica propia (Merino, 1986).

Merino (1992), expuso que esta contracorriente tiene influencia directa sobre los sistemas arrecifales y bahías; sin embargo, en ciertos tramos de la barrera arrecifal, sobre todo en la parte más expuesta a la zona oceánica, se podría tener influencia directa de la corriente principal (Sur-Norte). De acuerdo con el autor, la contracorriente es más fuerte a mitad de la primavera durante la época de nortes, donde el régimen de vientos predominantes se dirige hacia el Sur.

Merino (1986), discutió que la mezcla de ambos flujos forman giros de amplitud variable y de forma longitudinalmente alargada cuyo flujo resultante se dirige hacia la costa; haciendo que este patrón sea muy probable para todo el litoral de Quintana Roo. El autor además sugiere que cada sección de la costa, la cual está separada por una prominencia litoral, tiene su propio giro de contracorriente y una misma dinámica propia, en el que el agua se acumula en la porción frontal inferior favoreciendo así un flujo resultante hacia el Sur. Además, en estas zonas cóncavas de puntas, ensenadas y otros accidentes costeros, el intenso flujo de la corriente hacia el Norte (paralelo a la costa), genera gradientes negativos de presión, favoreciendo también la formación de giros entre las puntas.

En términos hidrodinámicos, la dirección de las aguas superficiales a lo largo del margen Oriental de la península de Yucatán es hacia la costa, por efecto de la corriente Sur-Norte y de la fisiografía de la costa. Estos patrones pueden tener modificaciones estacionales por efecto de las variaciones temporales en la fuerza de la Corriente de Yucatán (Merino, 1986, 1992). La barrera arrecifal modifica en meso y microescala la circulación costera,

como es el caso de punta Maroma, el cual presenta una de las mayores prominencias costeras de la zona. Se esperaría en la zona, la formación de un giro de contracorriente de acuerdo con el patrón descrito, pero aparentemente no ocurre así. Es posible que el giro se debilite por efecto del extenso arrecife de barrera frente a la punta, dificultando la acumulación de agua que generaría la contracorriente en este sector. De esta manera, la circulación costera podría estar caracterizada por giros seccionales de amplitud e intensidad variables en la porción sur de las puntas, generando la contracorriente hacia el sur.

Jordán (1994) propuso tres modelos<sup>27</sup> de flujo esperado de las corrientes y las contracorrientes en distintas secciones del litoral, basado en el efecto de isla sobre los arrecifes descritos por Hammer & Haury (1981). La forma y disposición de los arrecifes podrá hacer variar este patrón de flujo. En el caso de arrecifes con macizos y canales dispuestos en sentido perpendicular a la costa, el flujo general a mesoescala puede no tener una representación hidrodinámica muy evidente; sin embargo, a menor escala las zonas de canales pueden tener flujos turbulentos. En sentido transversal, la zona de influencia inmediata de la contracorriente es la zona arrecifal interna y la laguna arrecifal. En sentido paralelo a la costa (Latitudinal), es posible prever que las características hidrológicas de las zonas situadas al Norte de Tulum y áreas aledañas, van a estar determinadas por las condiciones hidrológicas instantáneas de la zona anexa al Norte.

Los datos físicos y químicos en diversas zonas costeras de Quintana Roo, corroboran, que tanto la corriente de Yucatán como sus derivados (contracorrientes y giros) están formados por un solo tipo de agua en su estrato superior, la cual es de origen tropical superficial del Caribe, con lo que es posible esperar una homogeneidad térmica y salina a lo largo del litoral. Sin embargo, por efecto de las irregularidades costeras, de las

---

<sup>27</sup> Este panorama se ve afectado también a medida que cambian las condiciones hidrodinámicas locales.

diferencias de profundidad y de los distintos ecosistemas representados en las costas, pueden presentarse variaciones térmicas o salinas en microescala, poco perceptibles en un nivel general, pero determinantes para algunos organismos. No se han llevado a cabo estudios detallados sobre estas variaciones en esta zona en particular, pero en general las zonas más someras, como las porciones litorales, o las partes más internas de bahías o ensenadas presentan temperaturas más elevadas entre 1- 3 °C. Con respecto a la salinidad, en muchas porciones del litoral, se evidencia la influencia de descargas freáticas que se filtran hacia las zonas costeras, disminuyendo la salinidad en su zona de influencia (Suárez-Morales & Rivera-Arriaga, 1998).

### **3.1.5 SISTEMAS ARRECIFALES Y SITIOS DE MUESTREO**

La región fisiográfica del Caribe comprende los arrecifes del Mar Caribe, Bermudas, Bahamas, Florida y el golfo de México. Esta región se caracteriza por ser que los arrecifes son muy similares en cuanto a la composición de sus especies y sus características de desarrollo. En el litoral del Caribe, a lo largo del mar continental, se extiende una formación arrecifal que bordea el estado de Quintana Roo prolongándose hasta Belice, Guatemala y Honduras. Esta formación arrecifal se conoce como el Sistema Arrecifal Mesoamericano (SAM), el segundo arrecife más grande del mundo, después de la Gran Barrera Australiana (INE-SAM, 1997).

De acuerdo con la clasificación de Shepard (1973); Carranza-Edwards *et al.* (1975) establece, que la costa de Quintana Roo se caracterizan por poseer costas primarias producto de erosión terrestre con topografía cárstica sumergida y de costas secundarias producto del depósito marino, con playas e islas de barrera y estructuras construidas por arrecifes coralinos. Los arrecifes coralinos que se encuentran en el Estado de Quintana Roo, son de tipo bordeante y presentan una zona lagunar, zona posterior, zona de rompiente, zona frontal y una plataforma arenosa (Jordán-Dahlgren, 1979; Padilla *et al.*, 1992; Gutiérrez *et al.*, 1993). Los arrecifes del corredor Cancún-Tulum, donde se ubican X'Cacel y X'Cacelito, poseen una comunidad de alta diversidad y riqueza específica importante a nivel mundial (Jordán- Dahlgren, 1993).

El arrecife del Parque Nacional Arrecifes de Puerto Morelos, ubicado en la Costa Caribe del municipio de Benito Juárez, frente al poblado de Puerto Morelos; se extienden por 21 Km Norte-Sur a lo largo de la Península de Yucatán (Instituto Nacional de Ecología, 2000). La zona costera se caracteriza por presentar un relieve muy escaso y por la ausencia de ríos superficiales. La zona costera está delimitada hacia la parte terrestre por bermas del Pleistoceno de aproximadamente 10 m de altura y hacia el mar por una barra arenosa entre 2 y 3 m de altura y entre 100 a 200 m de ancho, las cuales constituyen la línea de costa actual (Ruíz-Rentería *et al.*, 1998). Por la naturaleza cárstica de la zona y la escasez de suelos, el agua de lluvia se filtra rápidamente hacia los acuíferos, por lo que el drenaje es básicamente subterráneo. La acumulación de aguas pluviales en la matriz rocosa de la Península, ocasiona una diferencia de niveles hidrostáticos que determina un flujo subterráneo de tierra hacia el mar (Back, 1985).

El arrecife ubicado frente a Punta Maroma, es una barrera de tipo bordeante extendido (Jordán-Dahlgren & Rodríguez- Martínez, 2003), con poca acreción del Holoceno y con una estructura basal determinada por eventos del Pleistoceno medio y tardío (Ward, 1985). Este arrecife se divide en seis zonas: orilla, laguna, arrecife Oeste o posterior, cresta arrecifal (o rompiente arrecifal), arrecife Este o frontal y plataforma arenosa (Jordán, 1979; 1980; 1989).

De acuerdo con Jordán (1979), el arrecife coralino frente a Punta Maroma, se caracteriza por estar colonizado por *Thalassia testudinum* (hasta 9 a 11 m de profundidad) y por varias especies del alga *Halimeda*. Existen además parches arenosos en el que no hay colonización superficial. En este arrecife, es particularmente notoria la formación de extensos bancos del coral *Porites furcata* con *Thalassia testudinum* en la zona entre la plataforma y la laguna arrecifal. La zona de la parte media de la plataforma arrecifal está prácticamente desierta, existiendo pedacera de roca de origen. En los bordes de la plataforma se encuentran asociaciones dominantes de *Acropora palmata* y *Montastraea annularis*, aunque existen algunos bancos aislados de *Acropora palmata*, *Mycetophyllia lamarckiana*, *Isophyllia sinuosa*, *Isophyllastrea rigida*, *Mussa angulosa*, *Eusmilia fastigiata*

y *Dichocoenia stokesii*. Frente a la rompiente, es común encontrar asociaciones de alcionarios como *Gorgonia flabellum*, *Plexaura flexuosa* y *Eunicea tourneforti*. A medida que se aleja (hacia la laguna) de la rompiente, la dominancia de *G. flabellum* disminuye, para ser parcialmente substituida por otros plexauridos y gorgóneos como *Pseudoplexaura porosa*, *Plexaura homomalla*, *Eunicea mammosa*, *Muricea atlantica*, *Muriceopsis flavida*, *Plexaurella dichotoma* y *Briareum asbestium*.

La zona arrecifal de Akumal está localizada en la población de Akumal, la cual es una pequeña localidad a 105 km al sur de Cancún, principalmente dedicada al buceo debido a que allí se encuentran más de 500 especies de peces y cuatro tipos de tortugas. Akumal se encuentra en el lado oriental de la península de Yucatán en las coordenadas 20°23'45.22" N y 87°18'52.40" W. Las dos bahías de Akumal (Half-Moon y Akumal) se encuentran dentro del tramo que corresponde al arrecife mesoamericano y se extiende desde Cozumel a Playa del Carme. El arrecife de Akumal se caracteriza por tener estructuras densas de masas arrecifales, que se cortan unas con otras por secciones de jardines de coral y parches de arena (Muñoz-Chagín & De la Cruz-Agüero, 1993). Algunas mediciones de temperatura en el arrecife, indican que el agua en el verano se encuentra alrededor de 29.4 °C y en el invierno entre 23.8 y 25.6 °C (Ann- Roy, 2004).

En general, para los tres sistemas arrecifales descritos (Parque Nacional Arrecifes de Puerto Morelos y las zonas arrecifales de Punta Maroma y Akumal), la determinante oceánica principal en el área es el ramal de la corriente de Yucatán, que fluye paralela al borde de la plataforma continental en dirección Norte, con velocidades máximas de 2.06 a 2.57 ms<sup>-1</sup> (Merino & Otero, 1991). De acuerdo con Ruíz-Rentería (1979), en la laguna arrecifal la circulación es principalmente paralela a la costa, con velocidades de aproximadamente 10 cms<sup>-1</sup> y pueden alcanzar valores superiores a los 50 cms<sup>-1</sup> en las aberturas ("bocanas") que se forman en la barrera arrecifal o entre ésta y la playa. Merino (1992) sugiere un sistema de contracorrientes profundas a lo largo del talud, que puede provocar invasiones de agua en el sistema arrecifal.

El otro sitio de recolección de muestras llamado Xcaret, es un parque temático situado a 7 km al sur de Playa del Carmen ( $20^{\circ} 32' 25.1''$  N y  $86^{\circ} 52' 21.66''$  W), cuenta con 200 m de exposición vertical, 2.5 km de exposición lateral a lo largo de la costa y con una compleja red de túneles y trincheras dentro de un área de  $0.6 \text{ km}^2$  (Blanchon *et al.*, 2009; Blanchon, 2010). Xcaret, está fundado dentro de un arrecife relicto fósil formado durante el UMI y el cual se conserva en su mayoría en su forma prístina. La geometría y la distribución de facies encontradas en estudios recientes en este arrecife fósil, indican la presencia de dos arrecifes formados en diferentes tiempos durante el UMI. El arrecife más bajo y más externo del tracto, alcanza una elevación máxima de 3 m y está compuesto de una cresta arrecifal con facies incrustantes y una laguna con facies arrecifales característicos. La parte más alta y más interna alcanza una elevación máxima de 5.8 m y está compuesto en el interior por una cresta arrecifal y facies incrustantes y una unidad superior compuesta de facies arrecifales lagunares (Blanchon, 2010).

Todos los sistemas arrecifales anteriormente descritos (modernos y fósiles) localizados en la Península de Yucatán, se encuentran en una zona geográficamente bien posicionada para capturar algunos modos de la variabilidad climática del Atlántico tropical, como la Oscilación del Atlántico Norte (AMO) a escalas de tiempo decenales y centenales, así como los procesos de circulación del Océano Atlántico a gran escala. Algunos fenómenos atmosféricos y oceanográficos como la precipitación y la circulación en el Noroeste del Caribe experimentan fluctuaciones estacionales y anuales, que están influenciados por los cambios en la posición de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). La variabilidad oceánica en el mar Caribe es coherente con la variabilidad en gran parte del Atlántico Norte debido a cambios en las masas de agua producidos por la variabilidad interanual de la circulación de sus aguas (Morrison & Nowlin, 1982). La Figura 3.2 muestra la correlación entre TSO instrumental con el índice AMO a escalas de tiempo anuales para la región del Caribe.

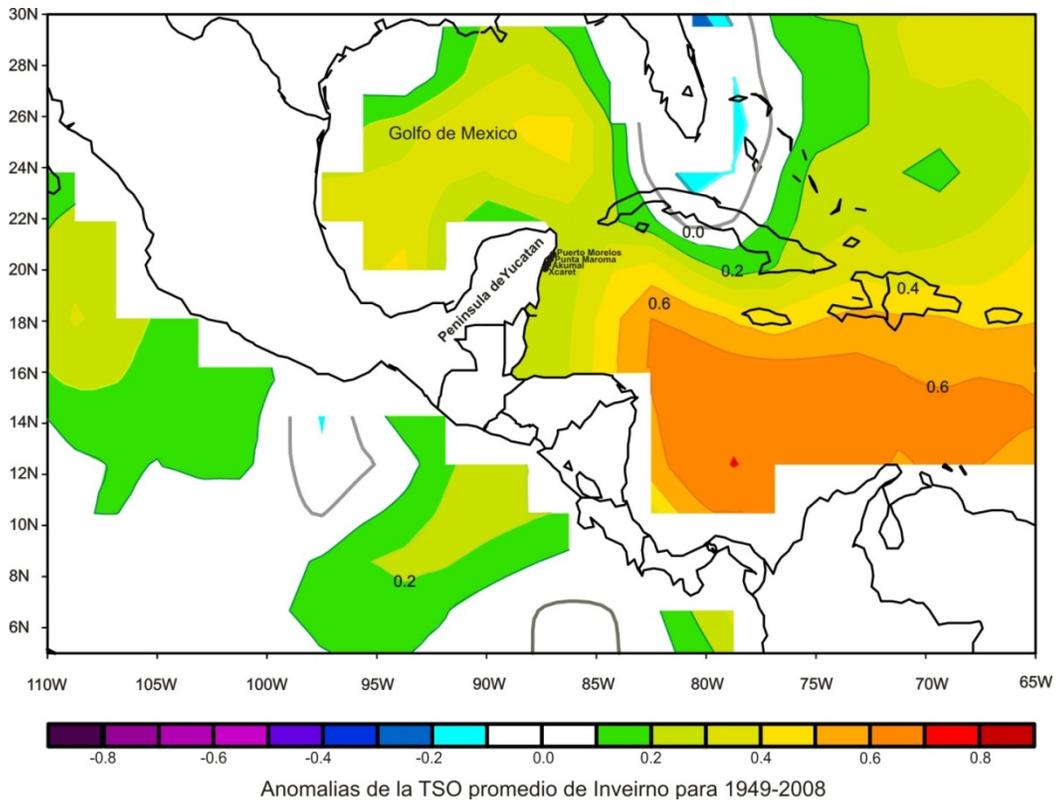


Figura 3.2. Área de estudio. Incluye los sitios de muestreo (Puerto Morelos, Punta Maroma, Akumal y Xcaret) y anomalías de TSO asociadas con el índice de Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO) para el período 1949-2008. <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>.

En las zonas anteriormente descritas, se recolectaron un total de doce núcleos de *Siderastrea siderea*, de los cuales siete fueron extraídos en corales modernos y cinco en corales fósiles. Entre los núcleos modernos recolectados, tres fueron tomados en el Parque Nacional Arrecifes de Puerto Morelos, dos en la localidad de Punta Maroma y los dos restantes en el parque natural Akumal. Los núcleos fósiles fueron recolectados en el parque temático Xcaret. Tres fueron tomados en el tracto inferior y los dos restantes en el tracto superior.

La Tabla 3.1 resume los lugares de muestreo. Son incluidos la profundidad/altura sobre el nivel del mar donde fueron recolectados los núcleos.

Tabla 3.1. Sitios de muestreo

Sitio/Coral	Longitud del núcleo (m)	Latitud N	Longitud W	Profundidad hasta la cabeza del coral (m)	Profundidad hasta la base del coral (m)
<b>MODERNOS</b>					
Jardin/ JarA	1.10	20° 50' 00.6"	86° 44' 26.2"	3.1	3.7
Jardin/ JarB	0.60	20° 49' 55.8"	86° 52' 43.2"	3.1	3.7
Jardin/ JarC	0.50	20° 49' 55.5"	86° 52' 43.9"	3.1	4.0
Akumal/ AkumA	0.65	20° 23' 28.9"	87° 19' 59.83"	1.5	2.1
Akumal/ AkumB	0.55	20° 23' 27.1"	87° 18' 54.6"	1.5	2.4
Punta Maroma/ MarA	0.95	20° 44' 19.2"	86° 57' 14.7"	5.3	6.4
Punta Maroma/ MarB	0.75	20° 44' 27.4"	86° 57' 18.0"	2.7	3.7
<b>FÓSILES</b>					a.s.n.m.m - (base del coral -(m)
Xcaret / XC3A	0.82	20° 34' 8.43"	87° 07' 16.58"	1.8	1.2
Xcaret / XC3B	0.93	20° 34' 48.34"	87° 07' 15.52"	1.7	1.3
Xcaret / XC3C	0.85	20° 34' 43.53"	87° 07' 18.03"	2.3	0.7
Xcaret / XC6A	0.12	20° 34' 46.31"	87° 07' 18.69"	2.8	3.2
Xcaret / XC6B	0.37	20° 34' 45.14"	87° 07' 18.61"	3.2	2.8

a.s.n.m.m - altura sobre el nivel medio del mar

La longitud y latitud son dadas en coordenadas geográficas.

### 3.2 TOMOGRAFÍA AXIAL COMPUTARIZADA (TAC) Y TASA ANUAL DE CRECIMIENTO

El uso de la técnica de exploración por Tomografía Axial Computarizada (TAC) en núcleos de coral permite la reconstrucción 3D de la estructura del corallito formado por los pólipos durante su crecimiento. En comparación con las técnicas convencionales de rayos X en 2D, la TAC permite que los núcleos puedan ser rotados electrónicamente durante el procesamiento de datos, lo cual asegura que el análisis de densidad y de la extensión lineal anual, se lleve a cabo a lo largo del eje de máximo crecimiento del coral, mejorando con esto, la medida e identificación en la variación del espesor de las bandas de densidad (Saenger *et al.*, 2008; Saenger *et al.*, 2009; Cantin *et al.*, 2010).

Mediante TAC, doce núcleos de *S. Siderea* (siete modernos y cinco fósiles), fueron analizados por exploración y análisis de imágenes para cuantificar las tasas anuales de extensión, mediante el escáner "Siemens Volume Zoom Helical CT" en Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI). Adicionalmente, el escáner Siemens TC y el software eFilm fueron utilizados para identificar el plano ortogonal al eje de crecimiento máximo en el coral.

Las exploraciones se llevaron a cabo a 400 mAs y 120 k, de acuerdo con el protocolo de adquisición de espiral, usando un colimador de 0.5 mm de ancho, 0.5 mm de espesor de lámina y un campo de 0.5 mm de ultra alta resolución, para generar reconstrucciones con incrementos de 0.1 mm. Varios espirales fueron obtenidos para cubrir la totalidad de la longitud del coral. Los corales fueron escaneados a lo largo del eje transaxial (de menor sección) y reconstruidos utilizando el algoritmo "ultra-high bone" (u90u) con incrementos de 0.1 mm para aumentar al máximo la resolución de las diferencias en densidad. El software Amira (Visage Imaging™) fue utilizado para identificar el máximo eje de crecimiento en la reconstrucción digital 3-D (imágenes DICOM) de los núcleos. Imágenes en 2-D fueron cortados cada 2.5 mm de espesor para maximizar la densidad anual de los patrones de bandas que figuran en los esqueletos de *S. Siderea*.

Complementariamente, el software "ImageJ" fue usado para medir las variaciones en la escala de grises que representan bandas de alta y baja densidad. Se usaron transectos de 2 mm de ancho (10 píxeles) paralelamente a lo largo de las paredes del corallito para

obtener una tasa anual promedio de crecimiento y el error estándar de cada núcleo. El valor más bajo de cada ciclo anual sinusoidal representa la ubicación de cada banda de baja densidad. La tasa anual de extensión lineal se calculó como la distancia (mm) entre las bandas anuales sucesivas de baja densidad. El valor más oscuro de cada ciclo anual representa la banda de baja densidad. La formación de la banda de baja densidad, se produce normalmente durante el mínimo de la TSO y se asumió que dicha extensión representa un crecimiento anual entre eneros sucesivos. La tasa de extensión anual fue medida en al menos tres transectos, fue promediada para cada año y es reportada como la media y su error estándar.

### **3.3 RELACIÓN Sr/Ca**

Las relaciones Sr/Ca solo fueron determinadas para tres núcleos modernos (JardinA, JardinC y MarA) y para dos fósiles (Xcaret XC3C y Xcaret XC6A). En JardinA fueron medidas 200 muestras (~23 años), 100 para JardinC (~10 años) y 75 para MarA (~8 años), en tanto que para cada núcleo de coral fósil (Xcaret XC3C y Xcaret XC6A), sólo fueron medidas 50 muestras, las cuales corresponden aproximadamente a 4 años nominales.

Las relaciones Sr/Ca fueron analizadas mediante un espectrómetro de masas (ThermoFinnigan Elemento II) con fuente de plasma acoplado inductivamente (ICP-MS), siguiendo la metodología de Rosenthal *et al.* (1999). Las muestras fueron perforadas cada 0.33 mm utilizando un taladro de pulso, a lo largo de la pared tecal de una lámina de coral previamente cortada y lavada en baño ultrasónico con agua mili-Q. Las medidas de Sr y Ca fueron realizadas paralelamente y se aplicó una solución estándar para corregir efectos de la matriz relacionados con la interferencia de las diferentes concentraciones de Calcio, de acuerdo con la metodología de Schrag (1999). Simultáneamente a las muestras, fueron medidos blancos y muestras de patrón externo. La precisión para Sr/Ca fue de  $\pm 0,02$  mmol mol<sup>-1</sup> basado en la réplica de estándares (n=73). Todos los análisis fueron

realizados en las instalaciones de espectrometría de masas del departamento de Geología y Geofísica (G&G) de Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI).

### **3.4 CALIBRACIÓN**

Las tasas anuales de extensión y el modelo de edad para todos los corales fueron desarrollados usando la alternancia entre las bandas de densidad mediante la TAC. Para la calibración fue tomada la versión más reciente de la Reconstrucción Extendida de la Temperatura Superficial del Océano (ERSST3b) publicada por Smith *at al.* (2008), centrada en 20 °N y 87 °W. La relación Sr/Ca fue determinada mediante un espectrómetro de masas con fuente de plasma acoplado inductivamente (ICP-MS). Los análisis de regresión fueron realizados mediante el paquete estadístico STATGRAPHICS CENTURION XV.

#### **3.4.1 CALIBRACIÓN Y DETERMINACIÓN DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL OCÉANO DURANTE EL MIS-5e USANDO LA TASA ANUAL DE CRECIMIENTO.**

El promedio anual de la ERSST, que corresponde a una cuadrícula 5x5 centrada en 22.5 N y 77.5 W, fue graficado contra la extensión anual de crecimiento promedio de 3 núcleos (JardinA, MarA y MarB) para el período 1900-1960. Estimaciones de la TSO usando la extensión lineal para el registro promedio restante (antes de 1900 y después de 1969) de los tres núcleos (JardinA, MarA y MarB) se calculó mediante la aplicación de la regresión lineal procedente de la calibración.

Adicionalmente, la ecuación obtenida de la calibración, fue utilizada para determinar la TSO a partir del registro de la extensión anual de crecimiento para los cinco núcleos fósiles recolectados (tres para un nivel medio del mar correspondiente a +3 m y dos para un nivel medio del mar de +6 m).

### **3.4.2 CALIBRACIÓN Y DETERMINACIÓN DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL OCÉANO DURANTE EL MIS-5e USANDO LA TASA ANUAL DE CRECIMIENTO Y LA PROFUNDIDAD.**

Alternativamente, las variaciones observadas en las tasas de crecimiento de todos los corales recolectados a diferente profundidad, permitieron establecer otro modelo de TSO basado en la tasa de extensión lineal y la profundidad. Este modelo fue desarrollado considerando un análisis matemático de regresión múltiple no lineal. Un análisis previo de la tasa de crecimiento en función de la profundidad mostró una relación de decaimiento exponencial. Para el desarrollo del modelo se consideró la profundidad media tomada hasta la zona superior del coral (cabeza). Posteriormente, los cambios de profundidad a lo largo del eje vertical del coral, fueron estimados restando al valor de la profundidad media, el valor en centímetros de la longitud de cada banda anual.

La ecuación obtenida de la calibración considerando la profundidad, fue aplicada para determinar la TSO a partir del registro de la extensión anual de crecimiento y la resta entre la altura promedio de la unidad arrecifal y la altura sobre el nivel del mar a la que fueron recolectados los corales fósiles (tres corales para un nivel medio del mar correspondiente a +3 m y dos corales para un nivel medio del mar de +6 m).

### **3.4.3 CALIBRACIÓN Y DETERMINACIÓN DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL OCÉANO DURANTE EL MIS-5e USANDO Sr/Ca.**

Para la calibración usando la relación Sr/Ca, los valores anuales asignados de Sr/Ca fueron determinados usando el promedio de las mediciones por cada banda anual de densidad. Los valores anuales de Sr/Ca obtenidos para JardínA, se graficaron contra el promedio anual de la TSO durante el período 1985-2008 para generar una ecuación de calibración. La regresión lineal obtenida fue aplicada a los datos de Sr/Ca medidos en JardínC y MarA para generar valores de la TSO durante el período muestreado y corroborar la calibración al compararlos con la TSO instrumental. Adicionalmente, se generaron datos de la TSO

durante el primer y segundo estadio del MIS-5e, al aplicar la regresión lineal obtenida a los valores de Sr/Ca medidos en los corales fósiles (Xcaret XC3C y Xcaret XC6A).

#### **3.4.4 CALIBRACIÓN Y DETERMINACIÓN DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL OCÉANO DURANTE EL MIS-5e USANDO Sr/Ca- Ext Lin.**

Adicionalmente a la calibración usando la relación Sr/Ca, fue establecido un modelo matemático de regresión múltiple lineal usando la extensión lineal y la TSO. De igual forma que la anterior calibración (TSO - Sr/Ca), los valores anuales asignados de Sr/Ca fueron determinados usando el promedio de las mediciones por cada banda anual de densidad y los valores de extensión lineal fueron los equivalentes para el mismo periodo de tiempo.

Los valores anuales de Sr/Ca y extensión lineal obtenidos para JardínA, fueron incluidos en el modelo, junto con el promedio anual de la TSO durante el período 1985-2008 para generar un modelo matemático de calibración. La ecuación obtenida mediante el modelo, fue aplicada a los datos de Sr/Ca y extensión lineal medidos en JardínC y MarA para generar valores de la TSO durante el período comparado y corroborar la calibración con la TSO instrumental. Adicionalmente, se generaron datos de la TSO durante el primer y segundo estadio del MIS-5e, al aplicar la ecuación obtenida a los valores de Sr/Ca y extensión lineal medidos en los corales fósiles (Xcaret XC3C y Xcaret XC6A).

### **3.5 MODELOS MATEMÁTICOS**

Los modelos matemáticos empleados que incluyen el análisis de regresión simple, análisis de regresión múltiple lineal y análisis de regresión múltiple no lineal, fueron realizados mediante el software **STATGRAPHICS CENTURION XV**.

El estadístico aplicado en el análisis de regresión simple, proporcionó información sobre el grado de asociación lineal entre la extensión lineal y TSO, y entre la relación Sr/Ca y la

TSO. El estadístico aplicado en el análisis de regresión múltiple lineal, proporcionó información sobre la medida de interdependencia entre de Sr/Ca, la extensión lineal y la TSO. Este modelo de correlación múltiple, fue basado en una distribución normal multivariante. En el cual, si hay tres variables, habrá tres correlaciones simples entre ellas,  $\rho_{12}$ ,  $\rho_{13}$  y  $\rho_{23}$ . Estos coeficientes miden la relación lineal que existen entre estas variables, dos a dos, sin tener en cuenta la posible influencia de la tercera. El estadístico aplicado en el análisis de regresión múltiple no lineal, proporcionó información sobre la medida de interdependencia entre las variables extensión lineal y la profundidad como una forma exponencial y la extensión lineal y la TSO como una forma de interdependencia lineal.

### **3.5.1 ANÁLISIS ESPECTRAL**

El análisis espectral de las series de tiempo en los registros más largos de corales modernos y fósiles fueron calculados utilizando el método multitaper Gil *et al.* (2002). Tres tapers fueron usados con más de cinco bandas de suavizado. La significancia fue probada usando un ruido de fondo espectral modelado como un AR (1) de acuerdo con el método propuesto por Gil *et al.* (2002). Las líneas para identificar los niveles de confianza con un peso significativo por encima del ruido de fondo son del 99%

### **3.6 TIPO DE SIMBIONTE Y SEXO DE CADA COLONIA**

Con el fin de conocer la relación específica existente entre la TSO y cada colonia, se determinó su sexo y el tipo de simbiote presente. Muestras (~2 cm<sup>2</sup>) de tejido de *S. sideraea* fueron tomadas con martillo y cincel en Febrero del 2011 en la Bahía de Akumal, Jardines de Puerto Morelos y en Punta Maroma, a menos de 6 m de profundidad. Las colonias muestreadas durante este tiempo parecían sanas y no presentaba signos visuales de enfermedades ni estrés inducido por blanqueamiento. Las muestras fueron puestas en frascos de polipropileno con agua de mar del medio hasta llegar al laboratorio. Una vez allí, las muestras fueron congeladas a -80 °C hasta su análisis.

Para determinar el tipo de simbionte, las muestras fueron procesadas mediante la metodología descrita por LaJeunesse *et al.* (2003). Los pellets algales resultantes fueron preservados en una solución de 20% de DMSO, 0.25 M EDTA, y NaCl saturado (Seutin *et al.*, 1991). Los ácidos nucleicos se obtuvieron mediante el protocolo de preparación WizardDNA modificado por LaJeunesse *et al.* (2003). Para cada extracto de ADN, la Región Interna de Transcripción 2 (ITS2), se amplificó mediante el uso de los primers 'ITS2clamp' y 'ITSintfor2' (LaJeunesse & Trench, 2000), con ciclo termal de toma de contacto presentado en LaJeunesse (2002). Los productos de la reacción en cadena de la polimerasa (PCR), se sometieron a electroforesis durante 15 horas a 115 V en geles de gradiente de desnaturalización (45-80%) usando el sistema de CBSscientific. Los geles teñidos con Sybergreen fueron fotografiados. La identificación de la huella digital del simbionte se realizó mediante el PCR de electroforesis de gradiente de gel desnaturalizante (DGGE-PCR), el cual se verificó mediante la eliminación de las bandas brillantes teñidas de gel desnaturalizante. El ADN fue eluido en 500 µL de H<sub>2</sub>O, reamplificado usando el mismo conjunto de primer sin la abrazadera enriquecida de GC en un perfil de ciclo de PCR estándar térmico (fijado a 52 °C durante 40 ciclos), y secuenciado directamente a través de reactivos de secuenciación de terminación de ciclos ABI Prism Big Dye 3.1, con 3,2 pmol de un primer de ITS. Los productos de reacción fueron examinados en un analizador genético Applied Biosystems 3100.

Para la identificación del sexo en cada colonia, las muestras fueron preparadas mediante la metodología del Instituto de Histología de Massachusetts "Mass Histology" en el Laboratorio de la Dra. Ann Tarrant en Woods Hole Oceanographic Institution. Las muestras fueron descalcificadas con una solución en ácido fórmico al 5% y formaldehído al 2%. Posteriormente las muestras fueron puestas en gradientes de solución de etanol al 30%, 50% y 70% para fijar la muestra (Glynn *et al.*, 1991). Posteriormente, las muestras fueron cortadas longitudinalmente, puestas en discos para cortes histológicos y enviados al Laboratorio de histología de Massachusetts.

### 3.7 DETERMINACIÓN DE LA EDAD EN LAS COLONIA FÓSILES.

La edad en las colonias fósiles fue determinada usando la técnica radiométrica U/Th. Primero, la relación U/Th fue determinada en un núcleo de coral moderno de *S. sideraea* (JardinC; 33 cm) recolectado en el Parque Natural Arrecifes de Puerto Morelos en agosto del 2009. Posteriormente, ésta relación fue determinada en cinco núcleos fósiles de colonias de *S. sideraea* recolectados en el Parque Xcaret. Tres de estas mediciones fueron realizadas en núcleos recolectados en una terraza expuesta asociada estratigráficamente a un nivel del mar de +3m (XC3A, XC3B y XC3C) y las otras dos restantes en núcleos ubicados en una terraza correspondiente a + 6m (XC6A y XC6B); de acuerdo con los trabajos previos realizados por Blanchon *et al.* (2009) y Blanchon (2010). Las mediciones U/Th se realizaron por duplicado (dos en la parte superior (T) y dos en la inferior (B)).

#### 3.7.1 ESPECTROSCOPÍA DE MASAS

La preparación de la muestra, incluyendo el corte, limpieza, secado, y los procedimientos químicos para aislar el U y Th se llevaron a cabo bajo condiciones asépticas, en un laboratorio dedicado al procesamiento de muestras de carbonatos para análisis geocronológicos. La extracción química de U y Th de su matriz carbonatada se realizó con los protocolos de cromatografía estándar, usando reactivos ultra puros, material para laboratorio en teflón, en un ambiente con un tipo de filtro de aire de alta eficiencia y en una campana de flujo laminar para humos. Las proporciones de isótopos de la serie de U se determinaron mediante un espectrómetro de masas termomulti-colector inductivamente acoplado con plasma (ICP-MS – Neptuno) en Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI), a través del protocolo estándar de medición adaptado por Robinson *et al.* (2004).

Todos los isótopos relevantes fueron contados estáticamente en colectores Faraday, midiendo simultáneamente el  $^{234}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{236}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{230}\text{Th}$ ,  $^{232}\text{Th}$  y el trazador  $^{229}\text{Th}$ , siguiendo los métodos de Andersen *et al.* (2004) y Potter *et al.* (2005).

La relación de  $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$  se determinó por dilución isotópica usando una mezcla de trazador  $^{229}\text{Th}-^{233}\text{U}$  ( $^{229}\text{Th}-^{236}\text{U}$ ) de composición conocida. La concentración  $^{232}\text{Th}$  es un indicador útil de la contaminación de material detrítico. Durante el análisis de Th, las señales de  $^{230}\text{Th}$  y  $^{232}\text{Th}$  se midieron con respecto al trazador  $^{229}\text{Th}$ .

El protocolo propuesto por Potter *et al.* (2005) usando los colectores Faraday, requiere un alto grado de separación del U y Th y una solución que esté libre de una matriz residual y de sustancias orgánicas. Para esto, las muestras se disolvieron y se les agregó el trazador  $^{229}\text{Th}$ . Para muestras con concentraciones de  $\text{U} \leq 50$  ppm, el U y Th se concentraron a través de una matriz por co-precipitación con Hierro. La muestra fue llevada en unos 0.5-0.6 mL de  $\text{HNO}_3$  1.5 N dentro de una columna con resina TRU (Eichrom). La matriz fue eluida con HCl 3N y el U y Th se eluyeron juntos en HCl 0.1 N y HF 0.3 N. Para una segunda etapa de limpieza y última etapa de separación, la mezcla de U-Th se llevó en 0.5-0.6 ml  $\text{HNO}_3$  3N en una columna de resina de UTEVA (Eichrom). La matriz residual fue eluida una vez más con  $\text{HNO}_3$  3N. El Th fue procesado en otras dos etapas, la primera con  $\text{HNO}_3$  3N y HF seguido una mezcla de HCl 3N. U se eluyó con HCl 0.1N y HF 0.3 N. Este procedimiento produjo una excelente separación del U y el Th (menos de 0.2% del U en la fracción de Th) y estuvo libre de elementos de matriz residuales. Una fracción del U separado, se mezcló con Th para la corrección instrumental del sesgo de la masa durante el análisis. La materia orgánica asociada con la muestra y/o resina fue destruida por el tratamiento riguroso de la mezcla  $\text{H}_2\text{O}_2/\text{HNO}_3$ . Las muestras se secaron y luego se diluyeron en HCL 0.2 N y HF 0.05 N para el análisis en ICP-MS.

Los isótopos de Th fueron medidos alternando  $^{229}\text{Th}$  y  $^{230}\text{Th}$  en el multiplicador, mientras que la medición de  $^{235}\text{U}$ ,  $^{236}\text{U}$  y  $^{238}\text{U}$  en capsulas de Faraday. El fraccionamiento de masas se normalizó basado en la relación  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  asumiendo un valor de 137.88. Las muestras fueron marcadas de modo que la relación  $^{229}\text{Th}/^{230}\text{Th}$  fue aproximadamente igual a uno para evitar cualquier sesgo en la intensidad potencial.  $^{232}\text{Th}$  fue medido en el multiplicador o una copa de Faraday, dependiendo de la intensidad del haz. El trazador mezcla  $^{229}\text{Th}-^{236}\text{U}$  fue calibrado con relación al estándar de equilibrio secular HU-1, asumiendo un equilibrio secular.

La precisión y la reproducibilidad de la medición  $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$  se evaluó a través de Harwell Uraninita (HU-1), que permitieron verificar la concentración del trazador  $^{229}\text{Th}$  y de aragonita coralina de *S. siderea* recolectado en Puerto Morelos; Quintana Roo, México. Estas soluciones HU-1, se encuentran en equilibrio secular con respecto a  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  ( $54.875 \times 10^6 \pm 0.003$ ) (Andersen *et al.*, 2004) y cerca del equilibrio secular con respecto a  $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U} = (16.9950 \times 10^6 \pm 0.0028)$  (Cheng *et al.*, 2000).

### 3.7.2 CALCULO DE LA EDAD

La edad basada en sistemas abiertos fue calculada usando las ecuaciones (Ecuación 4 y Ecuación 5) propuestas por Thompson *et al.* (2003). La edad convencional se calculó utilizando la Ecuación 6 propuestas por Broecker (1963).

Ecuación 4

$$\left[ \frac{^{230}\text{Th}}{^{238}\text{U}} \right]_{\text{medido}} = (1 - e^{-\lambda_{230}t}) + \frac{\lambda_{230}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}} \times \left( \left[ \frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}} \right]_{\text{inicial}}^{\text{coral}} - 1 \right) \times (e^{-\lambda_{234}t} - e^{-\lambda_{230}t}) + \frac{1}{m} \left( \left( \left[ \frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}} \right]_{\text{medido}} - \left[ \frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}} \right]_{\text{inicial}}^{\text{coral}} - 1 \right) \times e^{-\lambda_{234}t} + 1 \right)$$

Ecuación 5

$$m = \frac{(1 - f_{234}) \times (1 - e^{-\lambda_{234}t})}{(1 - f_{234}f_{230}) \times \left( 1 - \frac{\lambda_{230}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}} e^{-\lambda_{234}t} + \frac{\lambda_{234}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}} e^{-\lambda_{230}t} \right) + (1 - f_{230}) \frac{\lambda_{230}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}} \frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}_{\text{inicial}} (e^{-\lambda_{234}t} - e^{-\lambda_{230}t})}$$

Ecuación 6

$$\left[ \frac{^{230}\text{Th}}{^{238}\text{U}} \right]_{\text{medido}} = (1 - e^{-\lambda_{230}t}) + \frac{\lambda_{230}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}} \times \left( \left[ \frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}} \right]_{\text{inicial}}^{\text{coral}} - 1 \right) \times (1 - e^{(\lambda_{234} - \lambda_{230})t})$$

Donde  $f_{234}$  y  $f_{230}$  son las fracciones de decaimiento retenidas.  $f_{234}$  es 0.975 y  $f_{230}$  es 0.971 y la relación  $f_{230}/f_{234}$  es 0.996.  $\lambda_{234} = 2.8263 \times 10^{-6}$ ,  $\lambda_{230} = 9.1577 \times 10^{-6}$ .

### 3.8 ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO

El análisis estratigráfico de las secciones en donde fueron encontradas las colonias analizadas de Xcaret fue reportado por Blanchon *et al.* (2009) y Blanchon (2010). En el estudio fueron analizadas 40 muestras expuestas en 200 m de exposición vertical y 2.5 km de exposición lateral a lo largo de la costa en un área de 0.6 km<sup>2</sup>. En las secciones fueron diferenciadas las facies detríticas carbonatadas de las facies de la estructura arrecifal y su respectiva altura sobre el nivel del mar.

El tipo de facies encontradas fueron clasificadas mediante el esquema de clasificación de la British Geological Survey's Rock (Hallsworth & Knox, 1999). Este esquema, permitió clasificar las facies detríticas por el tamaño de grano en gravas, arenas y limos. Las gravas fueron subdivididas según su tamaño de acuerdo con la metodología propuesta por Blair & McPherson (1999) y cualificadas usando las estructuras sedimentarias y su composición. Las facies arrecifales fueron determinadas usando el protocolo para estructuras arrecifales descrito en Blanchon (2010), el cual consiste de una caracterización detallada bio-sedimentológica y taxonómica de los elementos de la estructura principal del arrecife.

### 3.9 REFERENCIAS

- Andersen, M.B., Stirling, C.H., Potter, E.-K., Halliday, A.N. 2004. Toward epsilon levels of measurement precision on <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U by using MC-ICPMS. *International Journal of Mass Spectrometry*, 237 (2-3), 107e118.
- Back, W. 1985. Hydrogeology of the Yucatán. In: *Geology and Hydrogeology of Northeastern Yucatán and Quaternary Geology of Northeastern Yucatán* (editado por

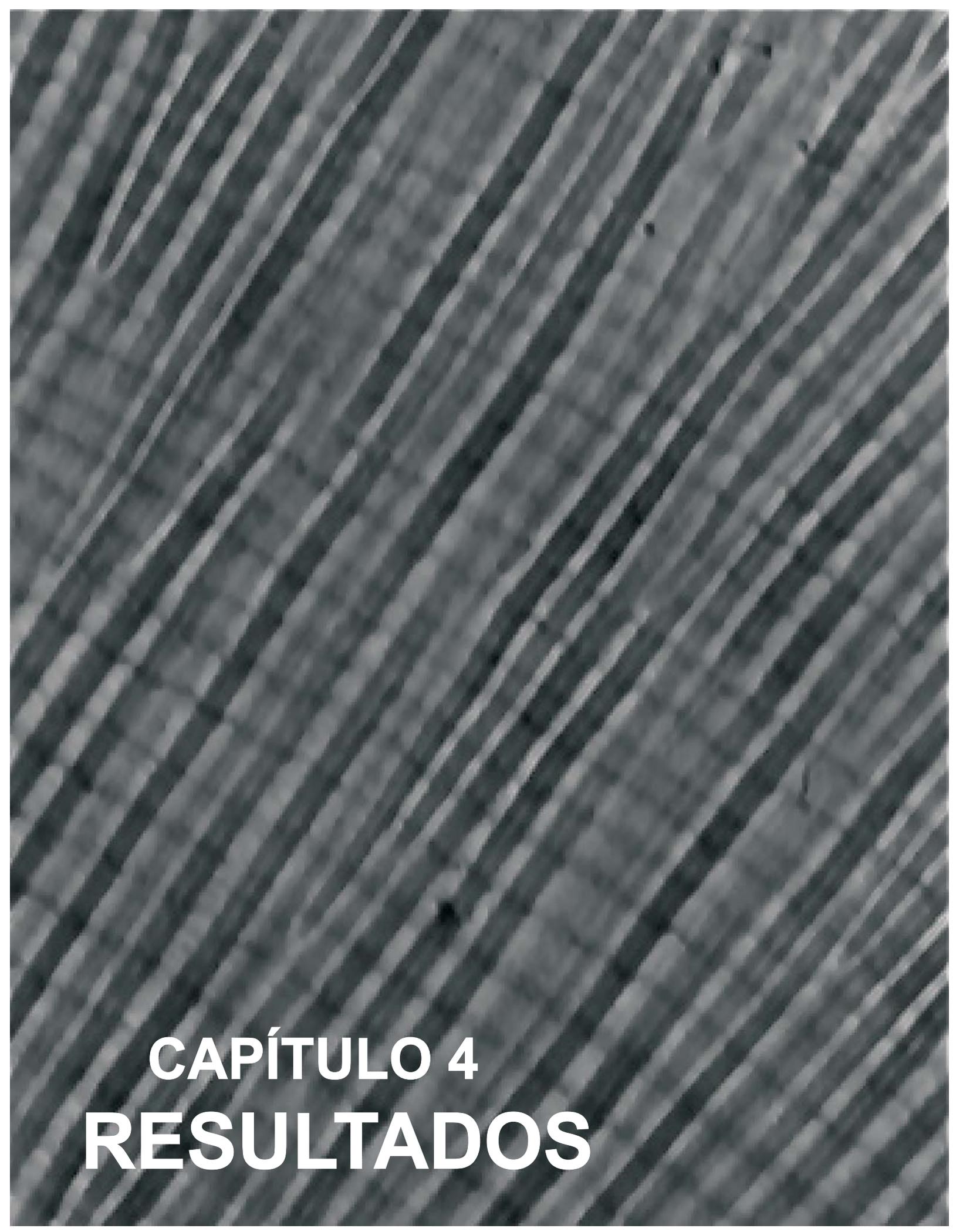
- W.C. Ward, A.E. Wiedie, and W. Back), pp 99-124. New Orleans Geological Society. New Orleans/LA/USA, 153 p.
- Beddows, P.A. 2003. Cave Hidrology of the Caribbean Yucatan Coast. Association for Mexican Cave Studies, 11: 1-96
- Björnberg, T.K.S. 1971. Distribution of plankton relative to the general circulation system in the area of the Caribbean Sea and adjacent regions, p. 343-356. In Coloquio sobre investigaciones y recursos del Mar Caribe y regiones adyacentes. UNESCO, Paris
- Blair, T.C., McPherson, J.G. 1999. Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles. *Journal of Sediment Research*, 69: 6–19
- Blanchon, P., Eisenhauer, A., Fietzke, J., Liebetrau, V. 2009. Rapid sea-level rise and reef backstepping at the close of the last interglacial highstand. *Nature*, 458: 881-884.
- Blanchon, P. 2010. Reef demise and back-stepping during the last interglacial, northeast Yucatan. *Coral Reefs*, 29 (2): 481-498.
- Broecker, W.S., 1963, A preliminary evaluation of uranium series inequilibrium as a tool for absolute age measurement on marine carbonates: *Journal of Geophysical Research*, 68: 2817-2834.
- Cantin, N.E., Cohen, A.L., Karnauskas, K.B., Tarrant, A.M., and D.C. McCorkle (2010), Ocean Warming Slows Coral Growth in the Central Red Sea. *Science*, 329 (5989): 322. [DOI: 10.1126/science.1190182]
- Carranza-Edwards, A., Gutiérrez-Estrada, M., Rodríguez-Torres, R. 1975. Unidades morfoestructurales continentales de las costas mexicanas. *Anales del Centro de Ciencias del Mar y Limnología*, Universidad Nacional Autónoma de México, 2(1): 81–88
- Carta Geológica de la República Mexicana 1:2,000,000. 2007. Sexta edn. Servicio Geológico Mexicano, Secretaria Economica, Pachuca, Hidalgo.
- Castro del R., A.R. 1976. Inscripción de las arenas carbonatadas y de su ámbito submarino del noreste de la Península de Yucatán, México. Tesis profesional, Instituto Politécnico Nacional, 74 pp.
- Cheng, H., Edwards, R.L., Hoff, J., Gallup, C.D., Richards, D.A., Asmerom, Y. 2000. The half-lives of uranium-234 and thorium-230. *Chemical Geology*, 169 (1-2), 17e33.
- CIQRO. 1981. Posibilidades económicas de rocas y arcillas en el suelo de Quintana Roo. Centro de Investigaciones de Gutiérrez Carbonell, D., M. L. Pérez Soto., C. Padilla Souza, J. Pizaña Alonzo, G. García Beltrán, R. M. Loreto Viruel y T. Camarena Luhrs. 1995. Caracterización de los arrecifes coralinos en el corredor Cancún-Tulum, Quintana Roo, México. *Sian Ka'an Serie Documentos No.4*, diciembre, pp: 3-39. Quintana Roo, Puerto Morelos Quintana Roo, México, 48 p.
- Emilsson, L. 1971. On the upper layer circulation in the Cayman Sea. pp. 343-356. En: UNESCO (Comps.). *Symposium on Investigations and Resources of the Caribbean Sea and adjacent Regions*. UNESCO Press. Paris.
- García, E. 1973. Modificaciones al Sistema Climático de Köppen. Instituto de Geografía. Universidad Nacional Autónoma de México. 212 pp.

- Ghil, M., Allen, M.R., Dettinger, M.D., Ide, K., Kondrashov, D., Mann, M.E. Robertson, A.W., Saunders, A., Tian, Y., Varadi, F. Yiou, P. 2002. Advanced spectral methods for climatic time series, *Reviews of Geophysics*, 40(1): 1003.
- Glynn, P.W., Gassman, N.J., Eakin, C.M., Cortés, J., Smith, D.B., Guzmán, H.M. 1991. Reef coral reproduction in the eastern Pacific: Costa Rica, Panama, and Galapagos Islands (Ecuador), Part I-Pocilloporidae. *Marine Biology*, 109: 355-368.
- Gutiérrez, D., García-Saez, C., Lara, M., Padilla, C. 1993. Comparación de arrecifes coralinos: Veracruz y Quintana Roo. 772-786. In: *Biodiversidad Marina y Costera de México*. Salazar-Vallejo, S. I. y N. E. González (Eds) CONABIO/CIQRO, México, 856 pp.
- Hallsworth, C.R., Knox, R.W.O'B. 1999. BGS Rock Classification Scheme, Volume 3: Classification of sediments and sedimentary rocks. British Geological Survey Research Report, RR 99-03. © NERC Copyright 1999 British Geological Survey, Nottingham.
- Hammer, W.M., Hauri, I.R. 1981. Effects of island massWater flow and plankton pattern around a reef in the Great Barrier Reef lagoon, Australia. *Limnology and Oceanography*, 26 (6):1084–1102
- Instituto Nacional de Ecología -Sistema Arrecifal Mesoamericano (INE -SAM). 1997. Sistema Arrecifal del Caribe Mesoamericano. Instituto Nacional de Ecología -Secretaría de Medio Ambiente Recursos Naturales y Pesca. México. 10pp.
- Instituto Nacional de Ecología. 2000. Programa de manejobel parque nacional arrecife de puerto morelos México. 1a edición: mayo de 2000. México, D.F. 225 p.
- Jordán, E. 1979. Estructura y composición de arrecifes coralinos en la región Noreste de la Península de Yucatán, México. *Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología*, Universidad Nacional Autónoma de México. México, 6(1):69-86.
- Jordán, E. 1980. Arrecifes coralinos del Noreste de la Península de Yucatán: Estructura comunitaria, un estimador del desarrollo arrecifal. Tesis Doctorado, U.A.C.P y P., Univ. Nal. Autón. México, 118 p.
- Jordán, E. 1989. Gorgonian community structure and reef zonation patterns on Yucatán Coral reefs. *Bulletin of Marine Science*, 45 (3): 678-696
- Jordán-Dahlgren, E. 1993. El ecosistema arrecifal coralino del Atlántico Mexicano. *Revista de la Sociedad Mexicana de Historia Natural*, 44:157-175
- Jordán-Dahlgren, E. 1994. The Caribbean Coastal Marine Productivity Projects. IN: Munro and Munro (Eds.), *The Management of Coral Reef Resource Systems*. ICLARM, pp. 65-67.
- Jordan-Dahlgren, E., Martín-Chávez, E., Sánchez-Segura, M., De La Parra, AG. 1994. "The Sian Ka'an Biosphere Reserve coral reef system, Yucatán peninsula, Mexico." *Atoll Research Bulletin*. 1994.
- Jordan-Dahlgren, E. 1997. A Caribbean coral reef community of the Pleistocene. *Proc 8th International Coral Reef Symposium*, 2: 1681–1686.

- Jordán-Dahlgren, E., Rodríguez-Martínez, R.E. 2003. The Atlantic coral reefs of México. *Latin American Coral Reef*, 131-158.
- LaJeunesse, T.C., Loh, W.K.W., van Woesik, R., Hoegh-Guldberg, O., Schmidt, G.W., Fitt, W.K. 2003. Low symbiont diversity in southern Great Barrier Reef corals, relative to those of the Caribbean. *Limnology and Oceanography*, 48: 2046–2054
- LaJeunesse, T.C., Trench, R.K. 2000. The biogeography of two species of *Symbiodinium* (Freudenthal) inhabiting the intertidal anemone *Anthopleura elegantissima* (Brandt). *The Biological Bulletin*, 199: 126–134
- Lauderdale, R.W., Ward, W.C., Weidie, A.E. 1979. Carrillo Puerto Formation of northeastern Quintana Roo, Mexico: Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, 29 : 275-280
- López Ramos, E. 1974. Estudio geológico de la Península de Yucatán. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geología Petrolera*, 15: 25-76
- Márquez-Azua, B., Cabral-Cano, E., Correa-Mora, F., DeMets, C. 2004. A model for Mexican neotectonics based on nationwide GPS measurements, 1993–2001. *Geofísica Internacional*, 43: 319–330.
- Merino Ibarra, M., Otero-Dávalos, L. 1991. Atlas ambiental costero. Puerto Morelos, Quintana Roo., Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Autónoma de México, Centro de Investigaciones de Quintana Roo, México, 69 pp.
- Merino, M. 1992. Afloramiento en la Plataforma de Yucatán: estructura y fertilización. Tesis Doctoral. Universidad Nacional Autónoma de México, México. UACPyP, ICMYL.
- Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N., Pekar, S.F. 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science*, 310: 1293–1298
- Morales, J. 1993. "Los huracanes en la Peninsula de Yucatan." Edición de autor. Mérida. 111p.
- Morrison, J.M., Nowlin, Jr., W.D. 1982. General distributions of water masses within the eastern Caribbean Sea during the winter of 1972 and fall of 1973. *Journal of Geophysical Research*, 87: 4207-4229.
- Muñoz-Chagín, R.F., de la Cruz-Agüero, G. 1993. Corales del Arrecife de Akumal, Quintana Roo. Pp. 761-771. In. Salazar-Vallejo, S.I. and N.E. González (eds.) *Biodiversidad Marina y costera de Mexico*. Com. Nal. Biodiversidad y CIQRO, México 865p.
- Padilla, C., Gutiérrez, D., Lara, M., García, C. 1992. Coral reefs of the biosphere reserve of Sian Ka'an, Quintana Roo, Mexico. *Proc. 7th International Coral Reef Symposium 2*: 986-992
- Pindell, J.L., Barrett, S.F. 1990. Geological evolution of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. *The Caribbean region: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America*, 405-432.

- Potter, E.-K., Stirling, C.H., Andersen, M.B., Halliday, A.N. 2005. High precision Faraday collector MC-ICPMS thorium isotope ratio determination. *International Journal of Mass Spectrometry*, 247 (1-3), 10e17.
- Robinson, L., Belshaw, N., Henderson, G. 2004. U and Th concentrations and isotope ratios in modern carbonates and waters from the Bahamas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68: 1777-1789
- Rosenthal, Y., Field, M.P., Sherrell, R.M. 1999. Precise determination of element/calcium ratios in calcareous samples using sector field inductively coupled plasma mass spectrometry. *Analytical Chemistry*, 71: 3248–3253
- Ruiz-Rentaria, F., van Tussenbroek, B.I., Jordán-Dahlgren, E. 1998. Puerto Morelos, Quintana Roo, México. In: *Caribbean Coastal Marine Productivity (Caricomp): Coral reef, seagrass, and mangrove site characteristics*. B. Kjerfve (ed.). UNESCO, Paris. 345 p.
- Saenger, C., Cohen, A.L., Oppo, D.W., Hubbard D. 2008. Interpreting sea surface temperature from strontium/calcium ratios in *Montastrea* corals: Link with growth rate and implications for proxy reconstructions. *Paleoceanography*, 23: PA3102, doi:10.1029/2007PA001572.
- Saenger, C., Cohen, A.L., Oppo, D.W., Halley, R.B., Carilli, J.E. 2009. Surface temperature trends and variability in the low-latitude North Atlantic since 1552. *Nature Geosciences*, 2: 492–495
- Schrag, D.P. 1999. Rapid analysis of highprecision Sr/Ca ratios in corals and other marine carbonates, *Paleoceanography*, 14: 97-102.
- Seutin, G., White, B.N., Boag, P.T. 1991 Preservation of avian blood and tissue samples for DNA analyses. *Canadian Journal of Zoology*, 69: 82–90. (doi:10.1139/z91-013)
- Shepard, F.P. 1973. *Submarine geology*. Harper and Row. New York, USA. 517 pp.
- Smith, T.M., Reynolds, R.W., Peterson, T.C., Lawrimore, J. 2008. Improvements to NOAA's Historical Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis (1880-2006). *Journal of Climate*, 21: 2283-2296
- Suárez-Morales, E., Rivera-Arriaga, E. 1998. Hidrología y fauna acuática de los cenotes de la Península de Yucatán. *Revista de la Sociedad Mexicana de Historia Natural*, 48: 37–47
- Szabo, B.J., Ward, W.C., Weidie, A.E., Brady, M.J. 1978. Age and magnitude of the late Pleistocene sea-level rise on the eastern Yucatan Peninsula. *Geology*, 6:398–406.
- Tamayo, J.L. 1999. *Geografía Moderna de México*. Undécima edición. Trillas. México. 512pp.
- Thompson, W. G., Spiegelman, M. W., Goldstein, S. L., Speed, R. C. 2003. An Open-System model for the U-series age determinations of fossil corals. *Earth and Planetary Science Letters*, 210: 365-381.

- Ward, W.C., Brady, M.J. 1979. Strandline sedimentation of carbonate grainstones, Upper Pleistocene, Yucatan Peninsula, Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63:362–369
- Ward, W. 1985. Quaternary geology of northeastern Yucatan Peninsula. *Geology and Hydrogeology of the Yucatan and Quaternary Geology of Northeastern Yucatan Peninsula*, New Orleans Geological Society Publication: 23-95.
- Ward, W.C., Halley, R.B. 1985. Dolomitization in a mixing zone of near-seawater composition, Late Pleistocene, northeastern Yucatan Peninsula. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55:407–420

The background of the page is a grayscale micrograph of skeletal muscle tissue. It shows numerous parallel muscle fibers with a distinct striated pattern, characteristic of sarcomeres. The fibers are arranged in a regular, repeating pattern, with lighter and darker bands visible across the length of the fibers.

# **CAPÍTULO 4**

# **RESULTADOS**

#### 4.1 TASA ANUAL DE CRECIMIENTO Y TOMOGRAFÍA AXIAL COMPUTARIZADA

Con el análisis realizado a través de la Tomografía Axial Computarizada en corales modernos y fósiles, se generaron imágenes en 3-D (Figura 4.1), las cuales permitieron identificar el máximo eje de crecimiento y analizarlas mediante el software Amira v5.2.2 (Visage Imaging™).

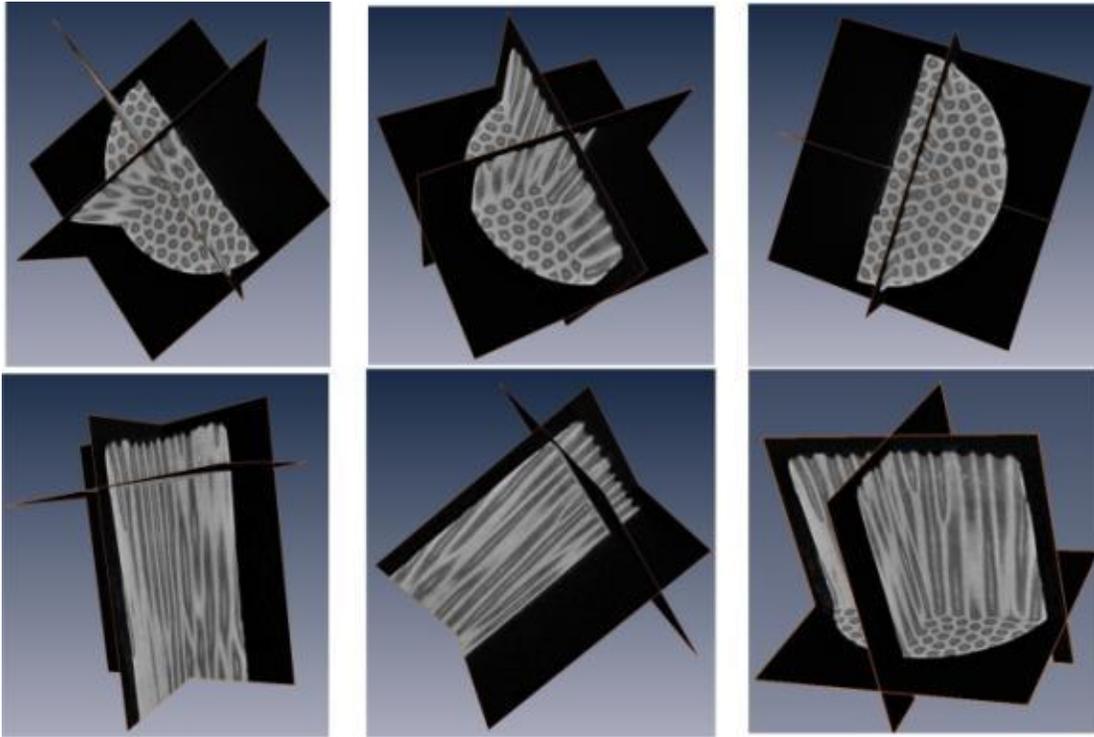


Figura 4.1 Imagen tomada por CT- SCAN y generada por Amira (Visage Imaging™). Xcaret XC6A.

Posteriormente, fueron generadas imágenes en 2-D por el software Amira y analizadas mediante el software ImageJ para determinar la extensión anual de crecimiento, como se muestra en la Figura 4.2 a y b.

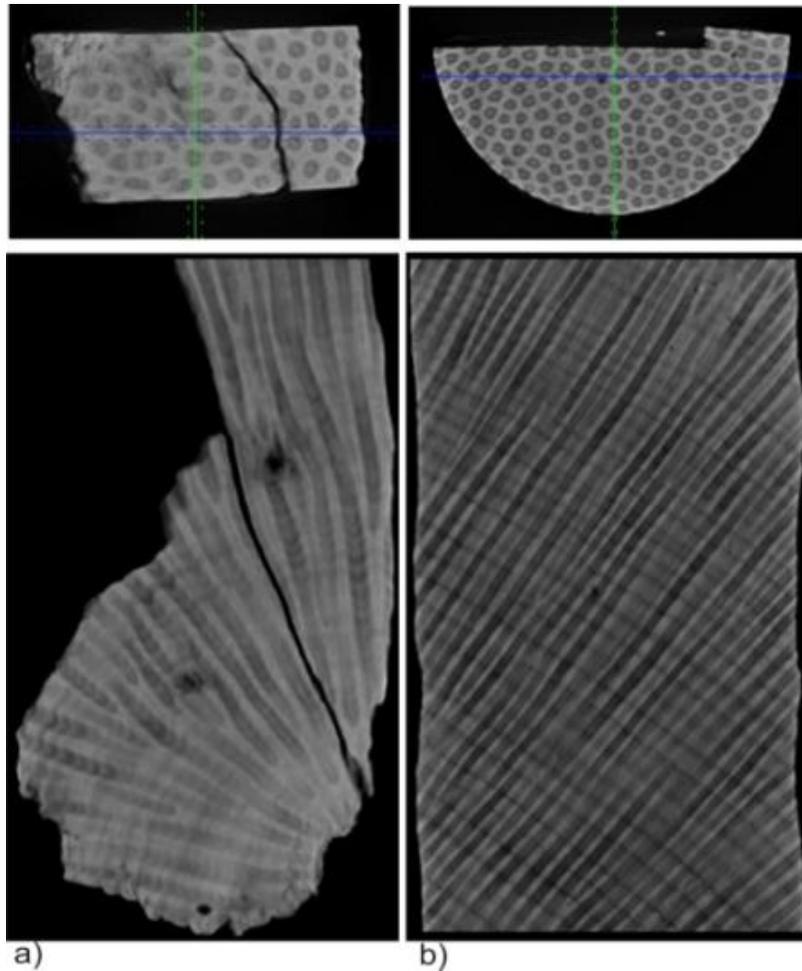


Figura 4.2. Imagen 2-D generada por el software Amira (Visage Imaging™) y analizada por software ImageJ<sup>28</sup>. a) Xcaret XC6A (Fósil). b) JardinB (moderno).

Los análisis de las imágenes en escala de grises del CT-SCAN revelan 236 ( $\pm 1$ ) bandas para JardinA en un período de 1773-2008, 90 ( $\pm 1$ ) para JardinB en el período de 1898-1998, 86 ( $\pm 1$ ) para JardinC en el período de 1922-2008, 225 ( $\pm 1$ ) para MarA en el período de 1784-2009, 134 ( $\pm 1$ ) para MarB en el período de 1875-2009, 106 ( $\pm 1$ ) para AkumA en el período de 1903-2009 y 70 ( $\pm 1$ ) para AkumB en el período de 1939-2009. Para los corales fósiles el CT-SCAN revela 144 ( $\pm 1$ ) bandas en XC3A, 211 ( $\pm 1$ ) en XC3B, 217 ( $\pm 1$ ) en XC3C, 30 ( $\pm 1$ ) en XC6A y 59 ( $\pm 1$ ) en XC6B. Los intervalos de las variaciones en las

<sup>28</sup> Detalle la resolución de las bandas obtenidas mediante el software ImageJ.

tasas anuales de crecimiento, así como la profundidad de recolección y la longitud de cada núcleo son presentados en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1 Intervalos de la tasa de crecimiento anual para cada colonia.

Sitio/Coral	Intervalo (mm)	Longitud del núcleo (m)	Profundidad hasta la cabeza del coral (m)
JardinA	2.02 - 6.02	1.10	3.1
JardinB	2.74 - 5.11	0.60	3.1
JardinC	2.43 - 4.37	0.50	3.1
MarA	1.65 - 5.55	0.65	5.3
MarB	2.20 - 6.18	0.55	2.7
AkumA	3.78 - 8.02	0.95	1.5
AkumB	2.65 - 7.12	0.75	1.5
XC3A	1.23 - 4.86	0.82	1.8
XC3B	1.85 - 6.02	0.93	1.7
XC3C	1.41 - 5.28	0.85	2.3
XC6A	2.49 - 5.14	0.12	2.8
XC6B	1.37 - 3.94	0.37	3.2

Las tasas de crecimiento anuales en función del tiempo para cada núcleo moderno son presentadas en la Figura 4.3 y para cada núcleo fósil en la Figura 4.4.

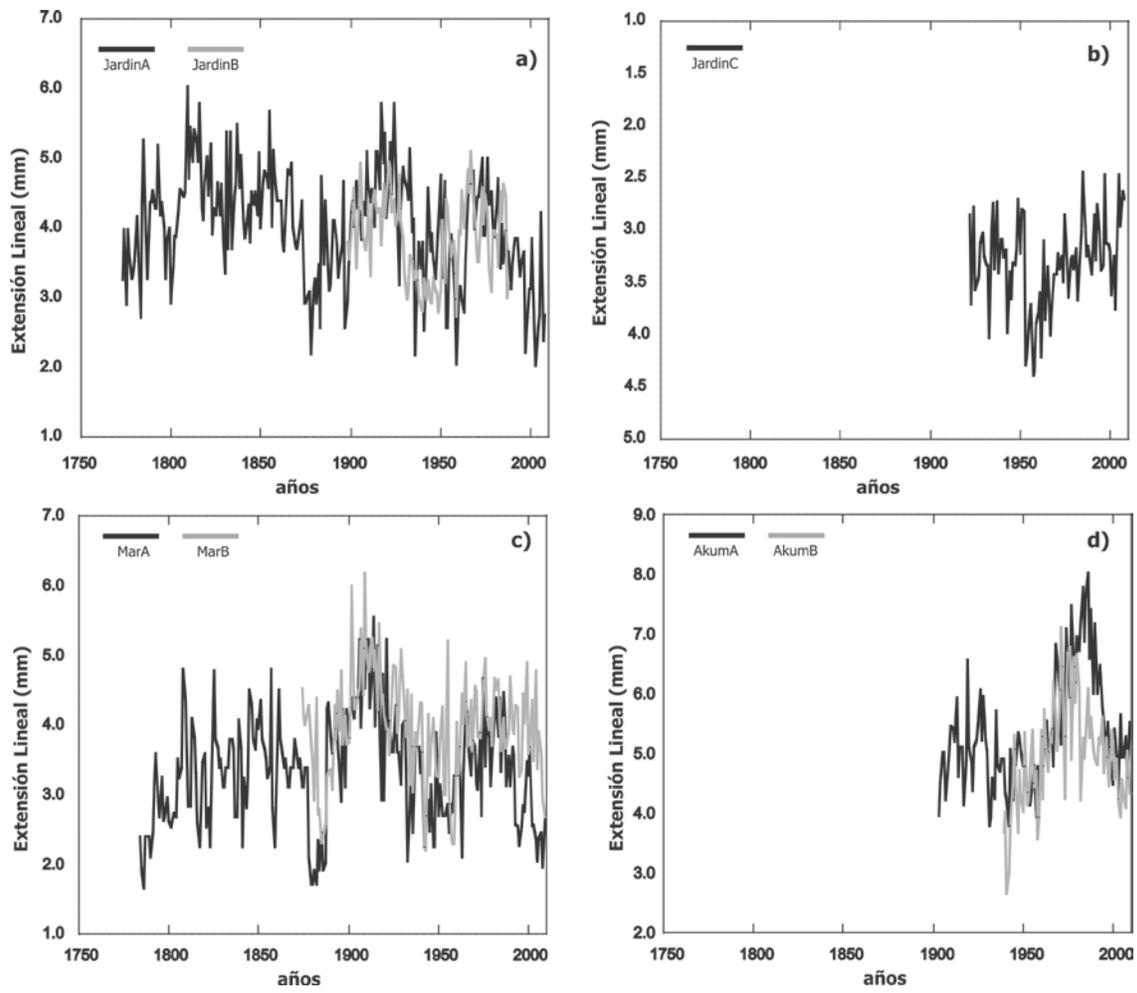


Figura 4.3 Extensión lineal graficada contra el tiempo. a) JardinA- JardinB, b) Jardinc, c) MarA- MarB, d) AkumA- AkumB. Nótese la escala inversa en Jardinc.

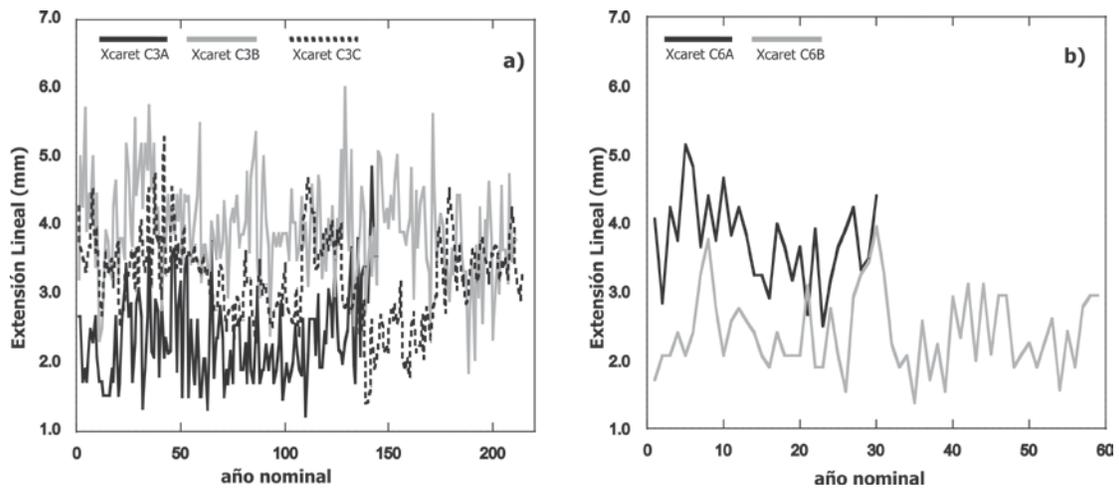


Figura 4.4 Extensión lineal graficada contra el tiempo. a) Xcaret C3A- J Xcaret C3B- Xcaret C3C, b) Xcaret C6A- Xcaret C6B.

Los promedios y desviaciones estándares para la extensión lineal en corales modernos y fósiles son presentados en la Figura 4.5. La tasa promedio de crecimiento anual y la desviación estándar para JardínA fue de  $4.04 \pm 0.79$ ; para JardínB de  $3.86 \pm 0.60$ ; para JardínC de  $3.31 \pm 0.43$ ; para MarA de  $3.34 \pm 0.8$ ; para MarB de  $3.97 \pm 0.75$ ; para AkumA de  $5.34 \pm 0.96$  y para AkumB de  $4.95 \pm 0.89$ . Para XC3A fue de  $2.36 \pm 0.66$ , para XC3B de  $3.94 \pm 0.71$ , para XC3C de  $3.20 \pm 0.64$ , para XC6A de  $3.74 \pm 0.63$  y para XC6B de  $2.40 \pm 0.57$ .

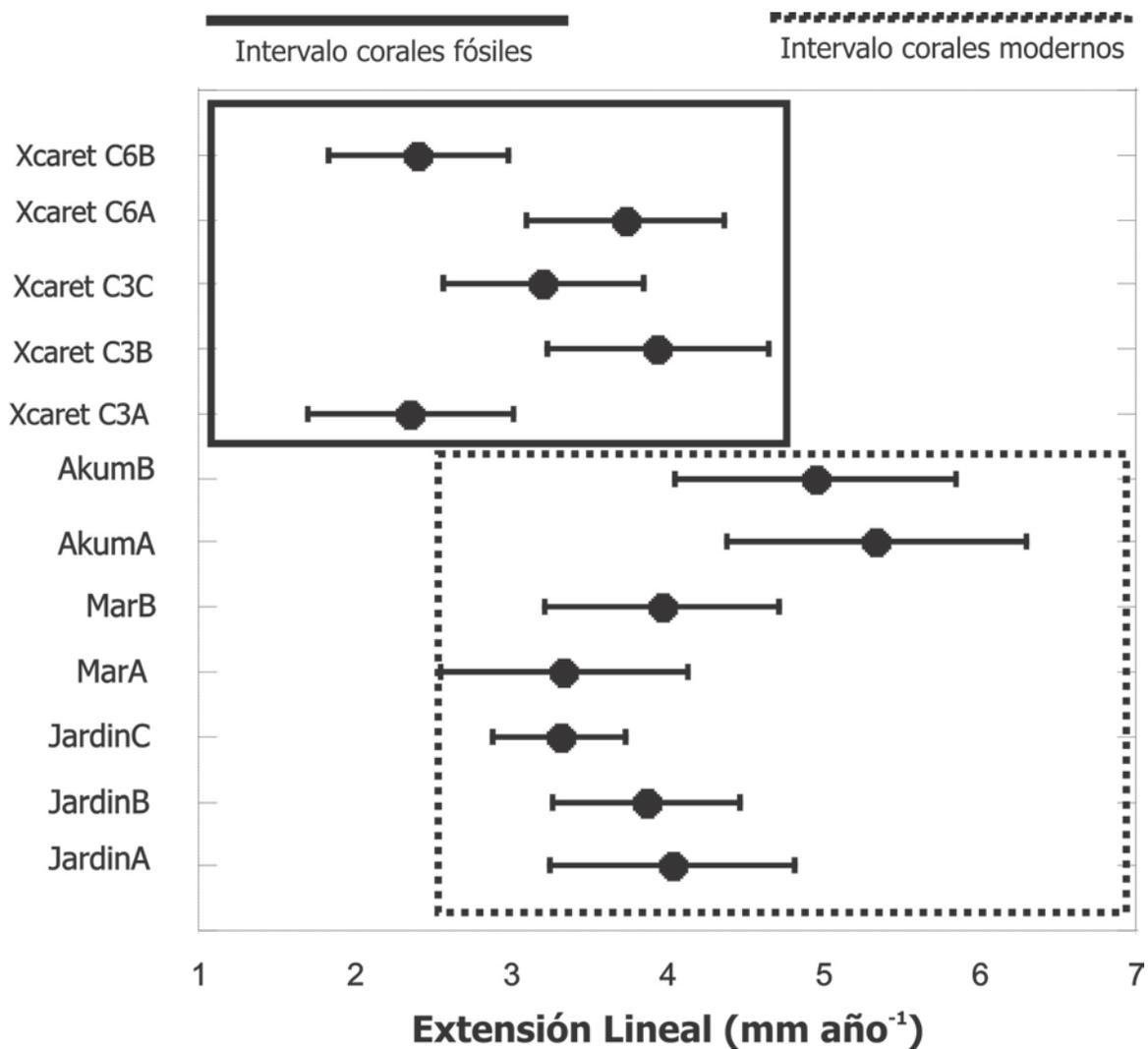


Figura 4.5 Promedios y desviaciones estándares para la extensión lineal en corales modernos y fósiles.

Los núcleos recolectados en la localidad de Jardines presentan en promedio similares extensiones lineales, sin embargo, para JardinC se observan menores tasas de crecimiento y variaciones a lo largo del tiempo. Para MarA y MarB recolectados la localidad de Punta Maroma, los valores promedios y sus desviaciones son considerados similares, sin embargo MarA, que fue extraído de una profundidad de 5.3m presenta una tasa de crecimiento menor. AkumA y AkumB fueron recolectados en la localidad de Akumal y presentan valores similares, aunque AkumA mostró una mayor variación en la tasa de crecimiento. En cuanto a Xcaret XC3A, XC3B y XC6A estos fueron colectados en la misma sección. Xcaret XC3A y XC3B presentan diferencias en la tasa de crecimiento, estos dos núcleos se extrajeron más o menos a una misma altura sobre el nivel medio del mar. XC3B presentaba evidencia de deterioro. XC6A presenta una tasa de extensión similar a XC3B, aunque se debe considerar que fue extraído de una colonia volcada en una unidad estratigráfica diferente, por lo que realmente no se conoce con exactitud su posición sobre el nivel del mar. Xcaret XC3C presenta una tasa de crecimiento menor a XC3B, fue recolectada en otra sección estratigráfica y a una menor altura sobre el nivel del mar. Xcaret XC6B presenta una tasa de crecimiento similar a XC3A, aunque fue recolectada en otra sección y unidad estratigráfica y a una menor altura sobre el nivel del mar. En esta colonia se evidenciaron signos de deterioro. En general, la tasa anual promedio de crecimiento para las colonias fósiles estuvieron dentro de la media de los corales modernos, excepto para las colonias XC3A y XC6B, las cuales estuvieron por debajo.

#### **4.2 CALIBRACIÓN DE LA TASA ANUAL DE CRECIMIENTO USANDO MÚLTIPLES CORALES CON LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL OCÉANO**

Para la calibración solo fueron considerados tres núcleos de los siete recolectados, debido a que fueron las colonias más longevas. Las variaciones de las tasas de crecimiento en función del tiempo para las tres colonias son presentadas en la Figura 4.6. Las tasas anuales de crecimiento variaron de 2.02 a 6.02 mm año<sup>-1</sup> para JardinA, 1.65 a 5.54 mm

año<sup>-1</sup> para MarA y 2.20 a 6.18 mm año<sup>-1</sup> para MarB, mostrando una correlación inversa con el registro instrumental de la TSO (Figura 4.6 a, b, c).

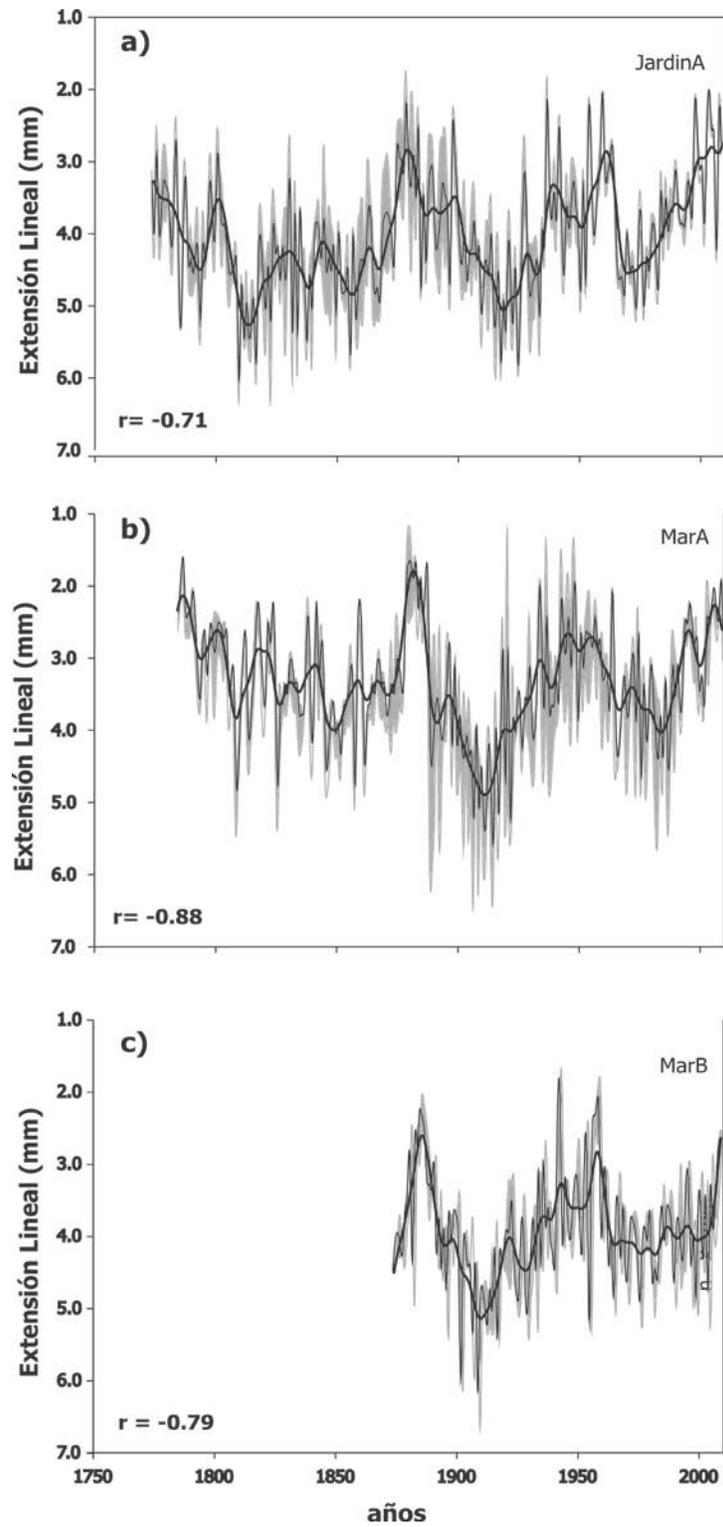


Figura 4.6 Tasas de crecimientos anuales en función del tiempo. a) JardínA, b) MarA y c) MarB.  $r$ , representa el coeficiente de correlación entre la tasa de crecimiento para cada coral y la Temperatura Superficial del Océano anual reconstruida según NOAA NCDC ERSST.v3b, desde 1954 a 2008, cuadrículada a  $88^{\circ}\text{W}$  y  $20^{\circ}\text{N}$ , (<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.ERSST/.version3b/>). La sombra (gris) indica el error estándar y la línea suavizada (negro) representa un filtro decadal.

Las Figura 4.7a y b muestran la extensión lineal promedio de los tres corales y la Figura 4.7ERSST anual promedio.

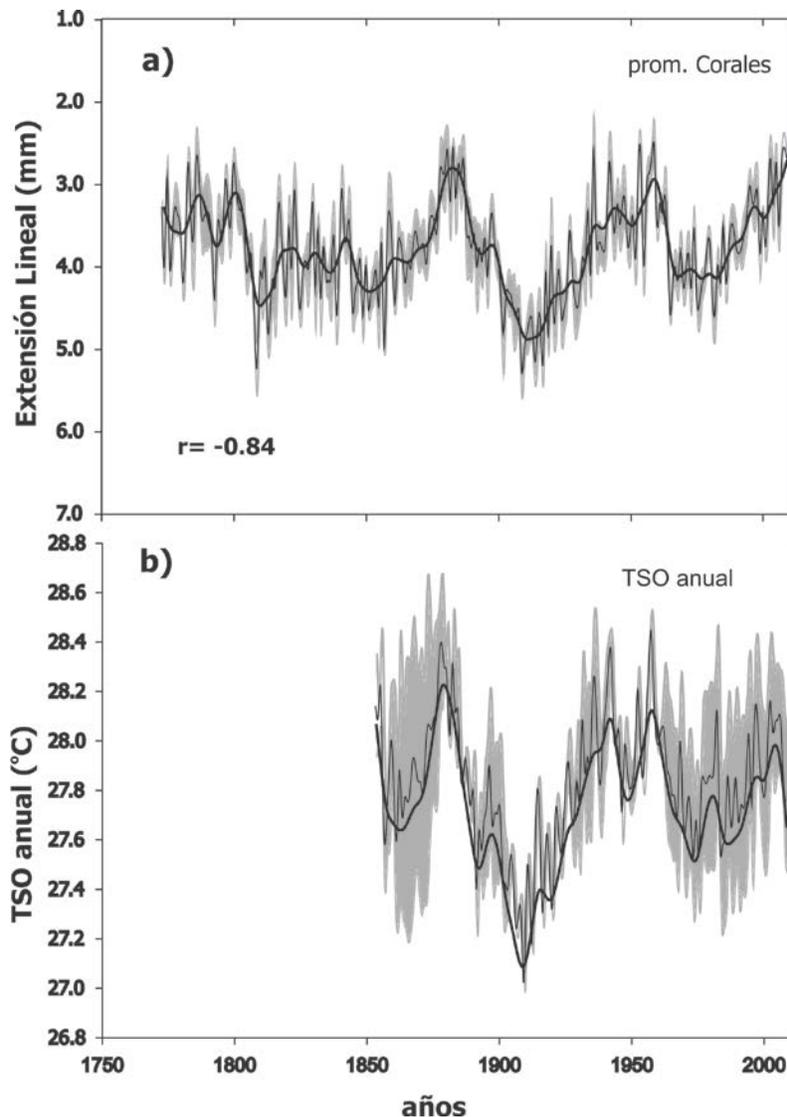


Figura 4.7 Extensión Lineal promedio de los tres corales y su relación con la Temperatura Superficial del Océano anual reconstruida.  $r$ , representa el coeficiente de correlación entre la tasa de crecimiento promedio y la Temperatura Superficial del Océano anual reconstruida según NOAA NCDC ERSST.v3b, desde 1954 a 2008, cuadrículada a  $88^{\circ}\text{W}$  y  $20^{\circ}\text{N}$ ,

(<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.ERSST/.version3b/>). La sombra (gris) indica el error estándar y la línea suavizada (negro) representa un filtro decadal. Note que en las dos gráficas los máximos y mínimos coinciden.

La relación entre el crecimiento anual promedio obtenido de tres corales, fue graficada contra la TSO promedio anual para la localidad (usando la Temperatura Extendida Reconstruida - SSTV3b de la NOAA en una cuadrícula 2x2° centrado en 20N, 86W), durante el período 1900 a 1960 (Figura 4.8a). La TSO derivada usando la expresión matemática fue evaluada comparándola con la TSO instrumental para dos periodos diferentes a los de la calibración (Figura 4.8b).

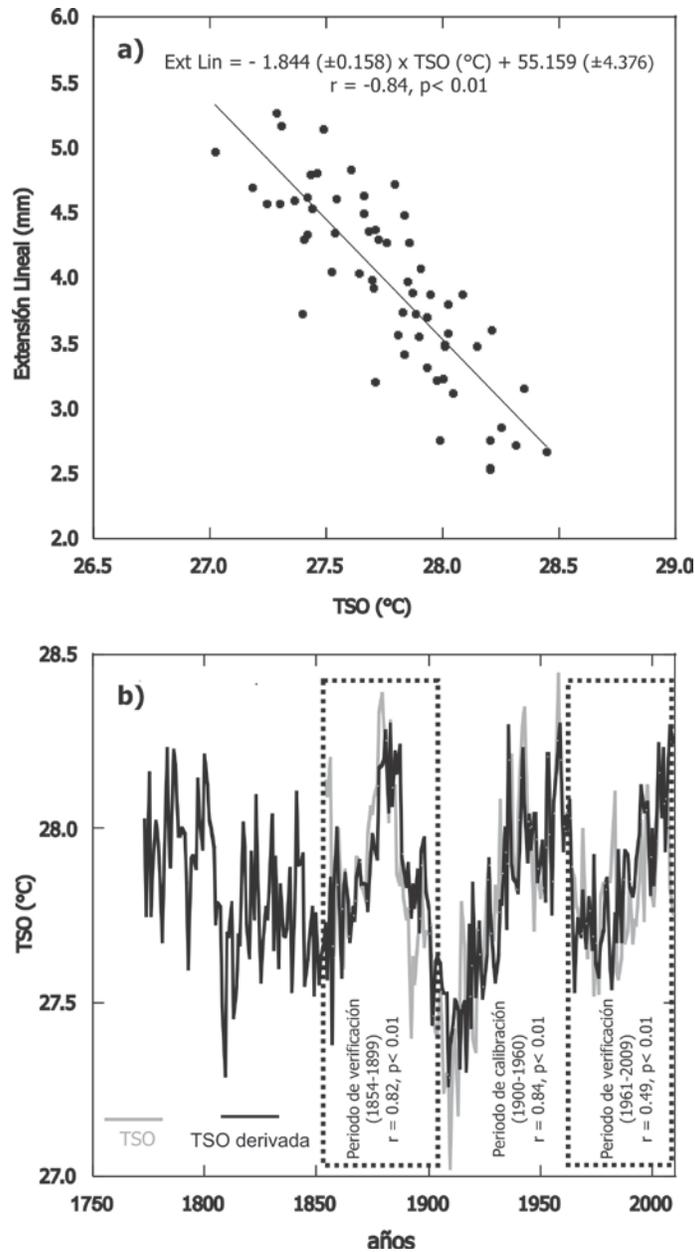


Figura 4.8 Calibración de la extensión lineal usando el promedio de tres corales con la Temperatura Superficial del Océano. a) Extensión lineal promedio de tres corales (JardínA, MarA y MarB) graficada contra la TSO promedio desde 1900 hasta 1960. b) TSO derivada usando la ecuación obtenida comparada con la TSO instrumental. Nótese dos periodos de verificación (1961-2009,  $r=0.49$ ,  $n= 49$ ,  $p < 0.01$ ) y (1854-1899  $r=0.82$ ,  $n= 146$ ,  $p < 0.01$ ).

Con la Ecuación 7, se generaron datos de la TSO hasta 1773, previos a los registros instrumentales. Nótese que la TSO derivada captura dentro del error estándar en tiempo y amplitud, el principal recorrido de la TSO instrumental.

Ecuación 7. **Ext Lin (mm) = [-1.844 (±0.158) × TSO (°C)] + [55.159 (±4.376)]**

La relación entre el crecimiento del coral y la TSO fue estadísticamente significativa en escalas de tiempo anuales ( $r = -0.84$ ;  $p < 0,01$  y  $n = 60$ ). Los datos generados de la TSO a partir de la extensión lineal de crecimiento del promedio de los corales mostraron una correlación significativa con la TSO (ERSST) anual en épocas diferentes a las tomadas para la calibración (1961-2009,  $r=0.49$ ,  $p< 0.01$ ; 1854-1899  $r=0.82$ ,  $p< 0.01$ ).

#### **4.2.1 APLICACIÓN A CORALES FÓSILES**

La ecuación 1 derivada, fue aplicada a la extensión lineal de los corales fósiles recolectados entre 0.7 y 4 metros sobre el nivel medio del mar, para obtener datos de la TSO en los dos estadios del MIS-5e. La Figura 4.9 muestra los valores de TSO derivados para el MIS-5e durante el primer estadio y la Figura 4.10 la TSO derivada para el segundo.

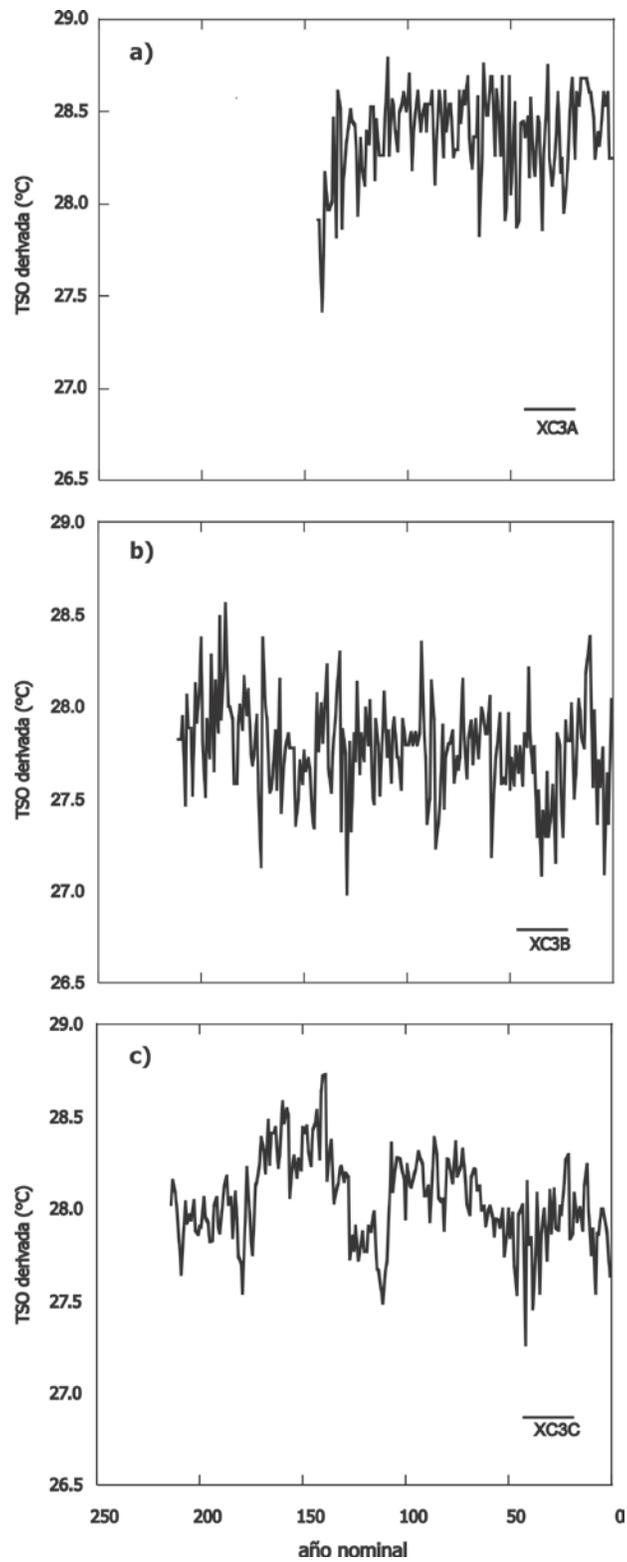


Figura 4.9 TSO derivada para los corales fósiles durante el primer estadio (+3 m). a) Xcaret C3A, b) Xcaret C3B y c) Xcaret C3C.

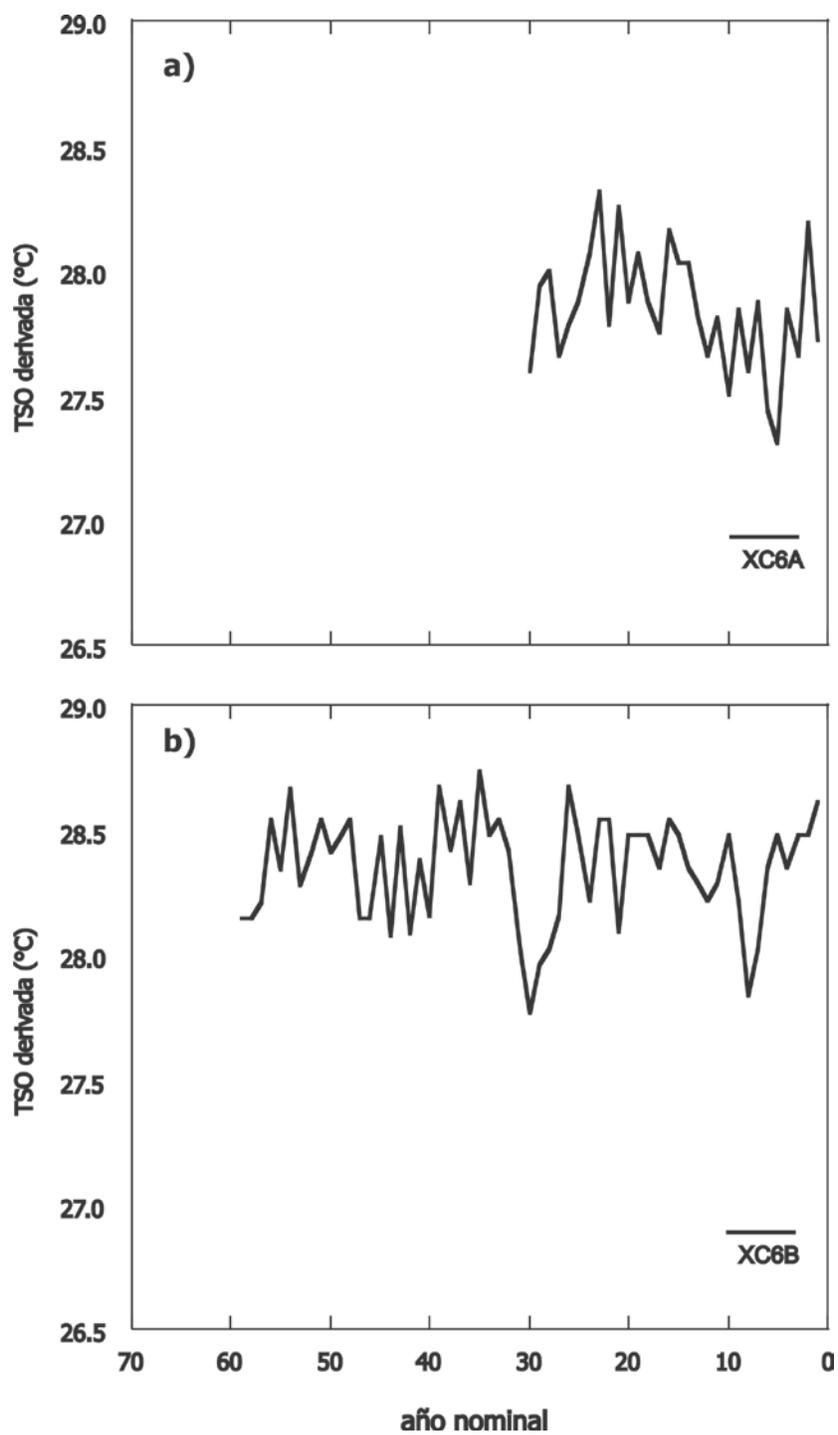


Figura 4.10 TSO derivada para los corales fósiles durante el segundo estadio (+6 m). a) Xcaret C6A y b) Xcaret C6B.

Se generaron aproximadamente 211 años para el primer estadio (MIS-5e; +3 m) y aproximadamente 60 años para el segundo estadio (MIS-5e; + 6m) de registro de la TSO en el trópico. La Tabla 4.2 resume los intervalos de TSO encontrados.

Tabla 4.2 Intervalos de TSO (°C) derivada a partir de la calibración para los corales fósiles.

Coral	Mínimo de TSO (°C)	Máximo de TSO (°C)	Promedio de TSO ± SD (°C)
XC3A	27.42 ± 0.45	28.79 ± 0.26	28.37 ± 0.25
XC3B	26.99 ± 0.51	28.56 ± 0.30	27.78 ± 0.27
XC3C	27.26 ± 0.47	28.73 ± 0.27	28.04 ± 0.24
XC6A	27.31 ± 0.47	28.32 ± 0.33	27.84 ± 0.24
XC6B	27.76 ± 0.41	28.74 ± 0.27	28.35 ± 0.22
TSO (1950 -2009)*	27.53 ± 0.04	28.30 ± 0.09	27.90 ± 0.21

\* Comparación con la TSO promedio para la localidad en los últimos ~60 años.

Las variaciones de la TSO derivada durante el primer estadio estuvieron entre 1.37 y 1.57 °C; en tanto que para el segundo estadio entre 0.98 y 1.01 °C. En general, estas variaciones de la TSO entre máximos y mínimos para todos los corales fósiles estuvieron por encima de la variación de la TSO instrumental (1950-2009).

### 4.3 ANÁLISIS DE REGRESIÓN EN FUNCIÓN DE LA PROFUNDIDAD

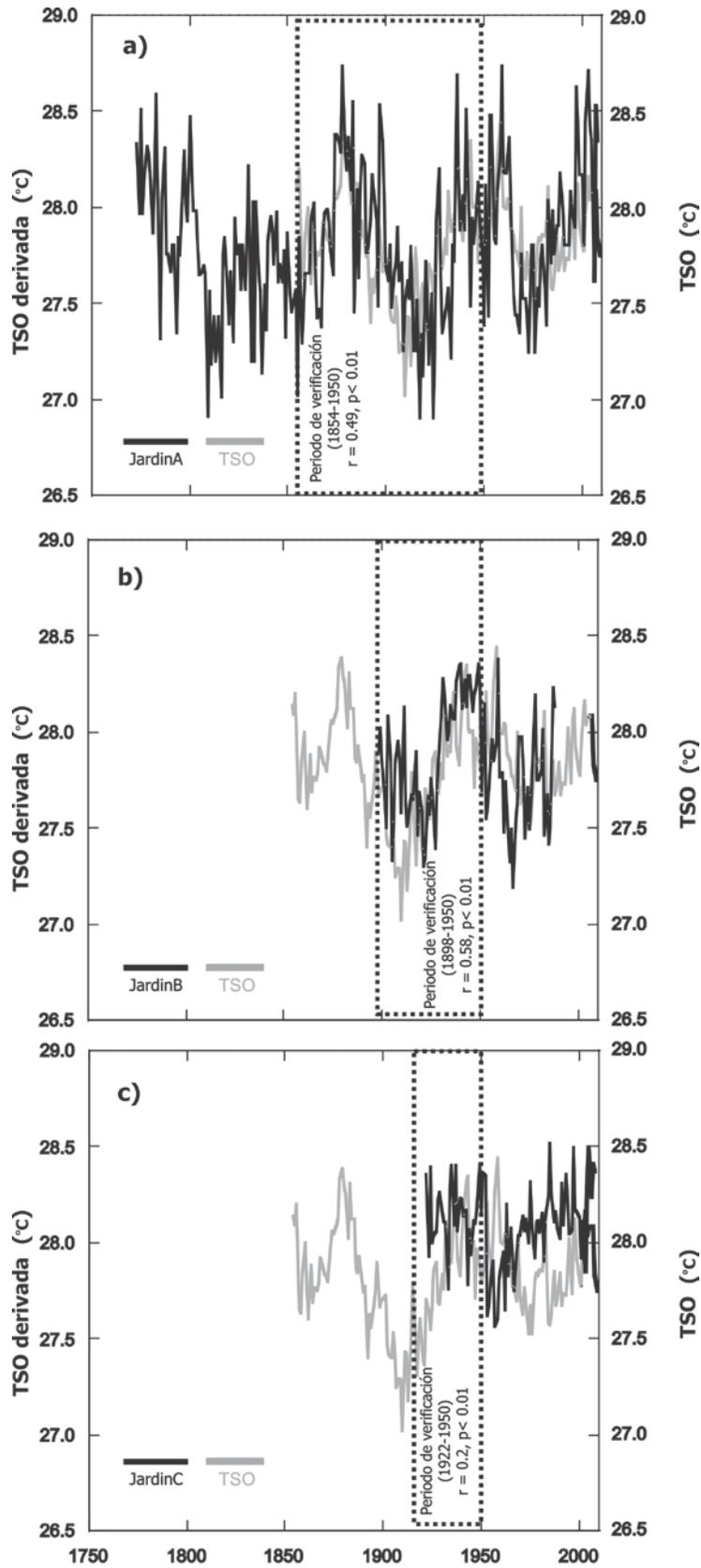
Un análisis de regresión múltiple no lineal fue llevado a cabo para generar una ecuación basada entre las relaciones de las tasas anuales de crecimiento de todos los corales modernos recolectados, la TSO y la profundidad. El análisis de regresión fue calculado considerando el intervalo de tiempo desde 1939 a 2009, el cual corresponde a la edad mínima obtenida para uno de los corales. La ecuación generada fue aplicada a los datos de extensión lineal de los corales fósiles obtenidos. Se consideró la altura sobre el nivel del mar y el máximo eje vertical del coral a la que fueron encontradas las colonias, con el fin de aplicar correcciones por efecto de la profundidad y poder hacer una mejor estimación de la TSO. La relación generada, es presenta en la Ecuación 8.

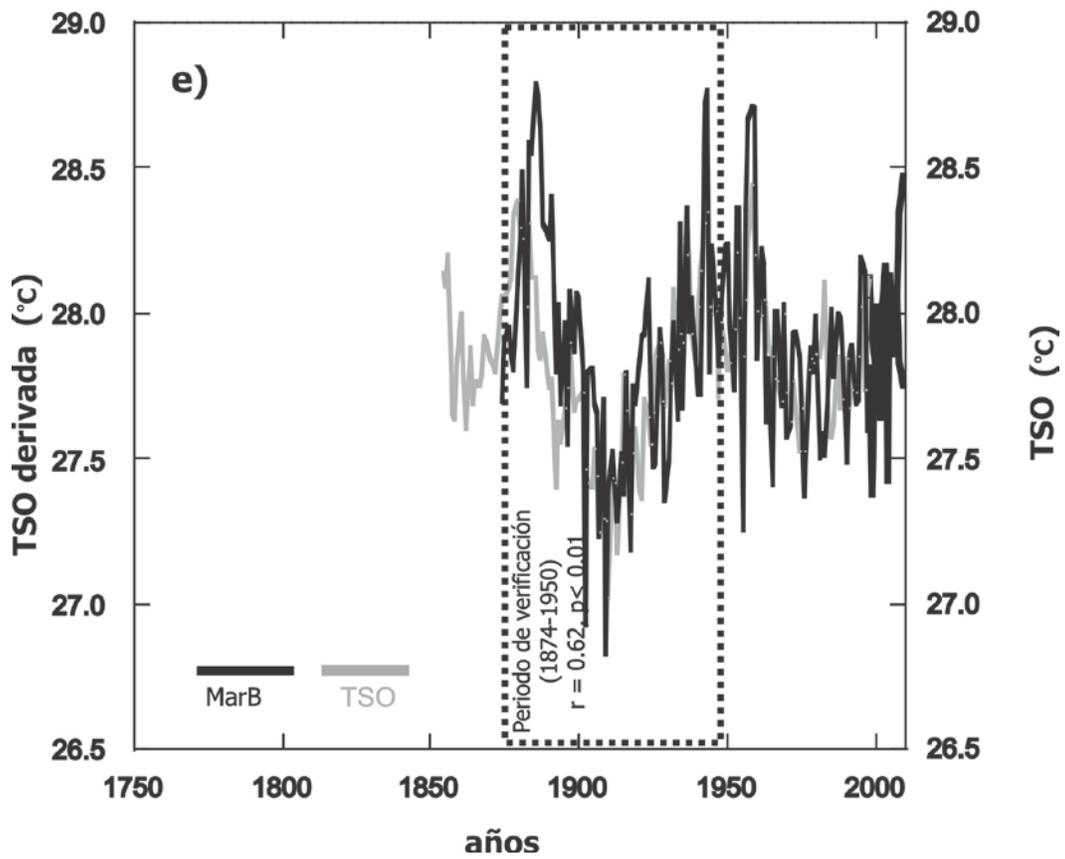
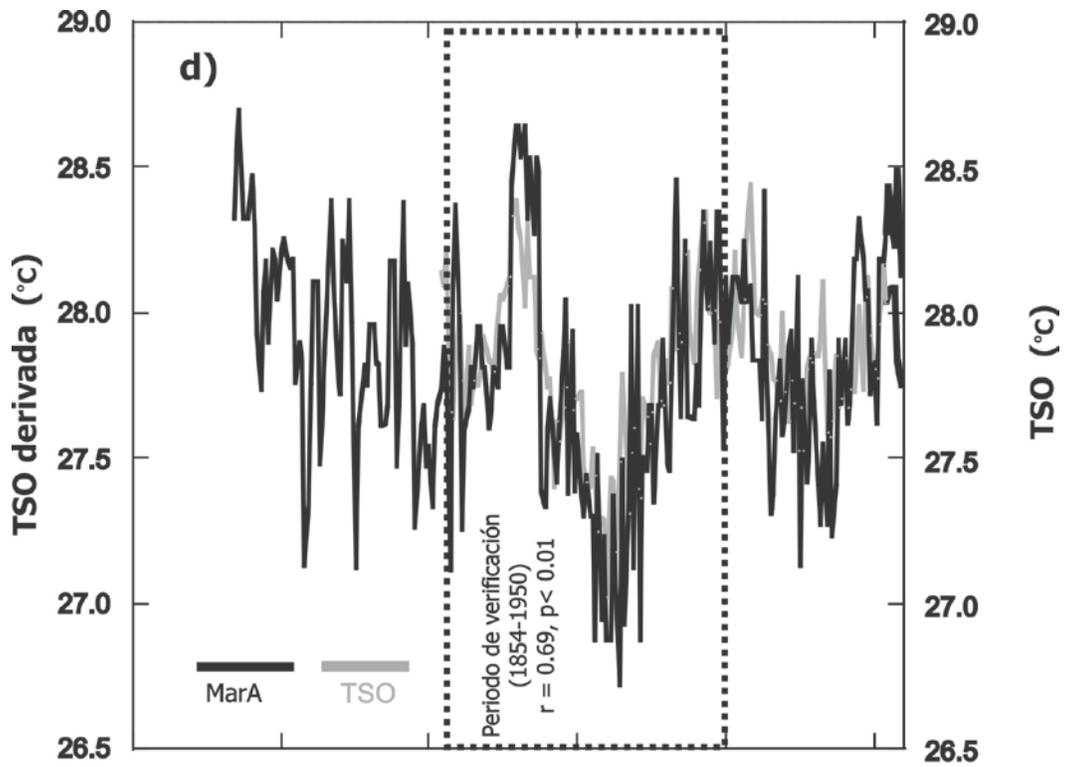
Ecuación 8 
$$\text{Ext Lin (mm)} = [-2.0092 \times \text{TSO (}^\circ\text{C)} (\pm 0.2690)] + [3.8843 (\pm 1.0186) \times \text{prof}^{-0.5648 (\pm 0.2689)} \text{(m)}] + [57.6608 (\pm 5.7520)]$$

$$r = 0.76; P = 0.001; n = 350; (1939 \text{ a } 2009).$$

Este modelo explica que el 57.10% de la variabilidad encontrada en el crecimiento de la colonia, es atribuida a la temperatura y profundidad.

El modelo fue aplicado y corroborado generando datos de TSO a partir de la tasa de crecimiento y profundidad en los corales modernos previo a 1939 (hasta donde la longevidad del coral lo permitía) y comparándolos con la TSO instrumental hasta 1854. Los datos obtenidos son graficados en la Figura 4.11.





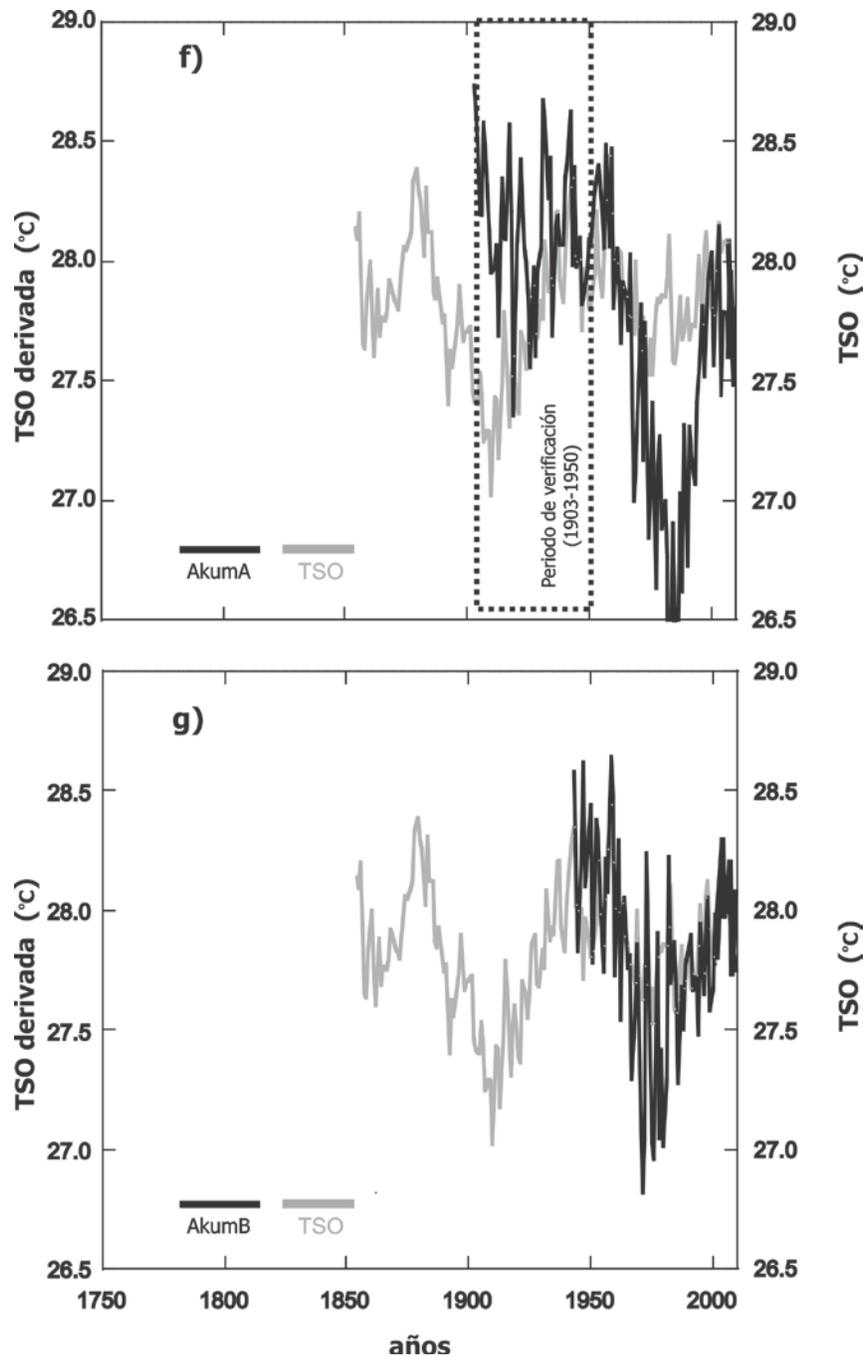


Figura 4.11 Temperatura Superficial del Océano derivada considerando la tasa de crecimiento esquelético como función de la profundidad, graficada con la Temperatura Superficial del Océano anual reconstruida según NOAA NCDC ERSST.v3b, desde 1954 a 2008, cuadrículada a 88°W y 20°N, (<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/NOAA/NCDC/ERSST/version3b/>). a) JardínA, b) JardínB, c) JardínC, d) MarA, e) MarB, f) AkumA y e) AkumB. El recuadro en línea discontinua indica el periodo de verificación.  $r$ , representa el coeficiente de correlación entre la TSO derivada y la TSO (ERSST) durante el periodo de verificación.

### 4.3.1 APLICACIÓN A CORALES FÓSILES

Una serie de valores de TSO para MIS-5e fue obtenida al aplicar la Ecuación 8. Los resultados obtenidos para MIS-5e durante el primer estadio son graficados en la Figura 4.12 y para el segundo estadio en la Figura 4.13. En la Tabla 4.3 se dan los intervalos obtenidos en comparación con los valores modernos de la temperatura.

Tabla 4.3 Intervalos de TSO (°C) derivada para los corales fósiles considerando el efecto de la profundidad.

Coral/Profundidad (m)	Mínimo de TSO (°C)	Máximo de TSO (°C)	Promedio de TSO ± SD (°C)
XC3A (1.8)	27.83	29.59	28.99 ± 0.32
XC3B (1.7)	27.20	29.56	28.31 ± 0.42
XC3C (2.3)	27.32	29.36	28.43 ± 0.34
XC6A (2.8)	27.22	28.56	27.93 ± 0.32
XC6B (3.2)	27.75	29.03	28.52 ± 0.28
TSO (1950 -2009)*	27.53	28.30	27.90 ± 0.21

\* Comparación con la TSO promedio para la localidad en los últimos ~60 años.

Las variaciones de la TSO derivada durante el primer estadio estuvieron entre 1.76 y 2.36 °C y para el segundo entre 1.34 y 1.78 °C. Estas variaciones entre máximos y mínimos fueron mayores a las derivadas usando solo la extensión lineal y en general estuvieron por encima de la variación de la TSO instrumental (1950-2009).

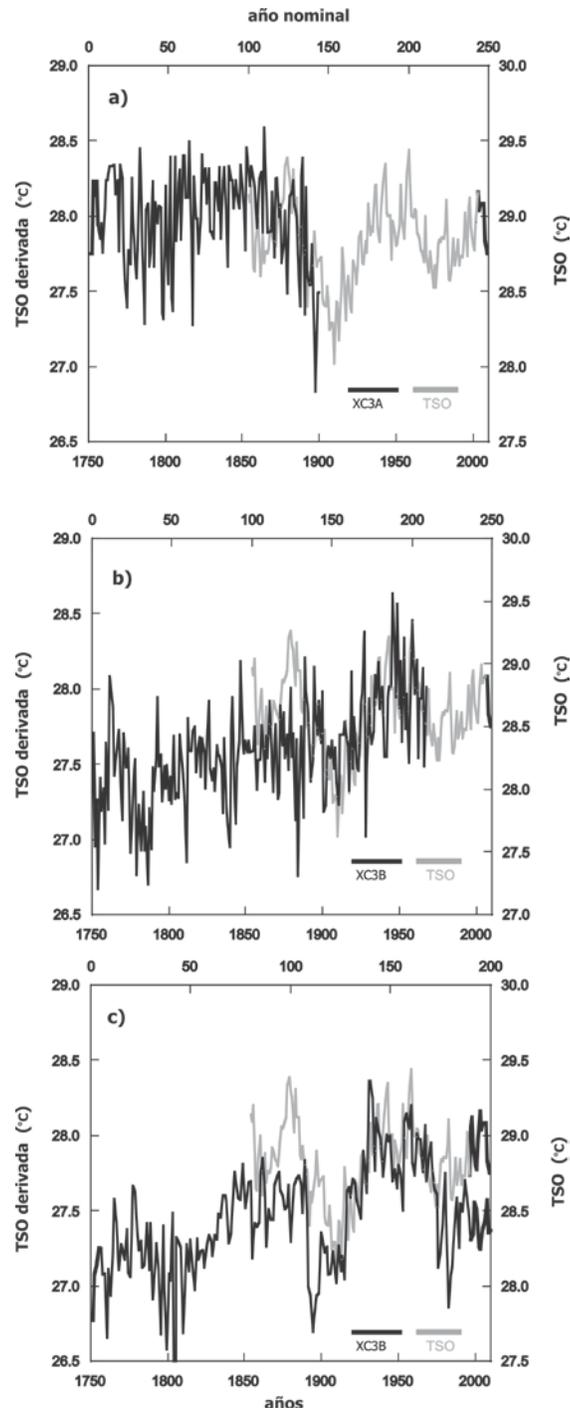


Figura 4.12 Temperatura Superficial del Océano derivada considerando la tasa de crecimiento esquelético como función de la profundidad durante el primer estadio del MIS-5e, graficada con la Temperatura Superficial del Océano anual reconstruida según NOAA NCDC ERSST.v3b, desde 1954 a 2008, cuadriculada a 88°W y 20°N, (<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.ERSST/.version3b/>) a) XC3A, b) XC3B y c) XC3C. La línea gris representa la TSO (ERSST) graficada en función del tiempo tratando de sobreponerla a la TSO derivada

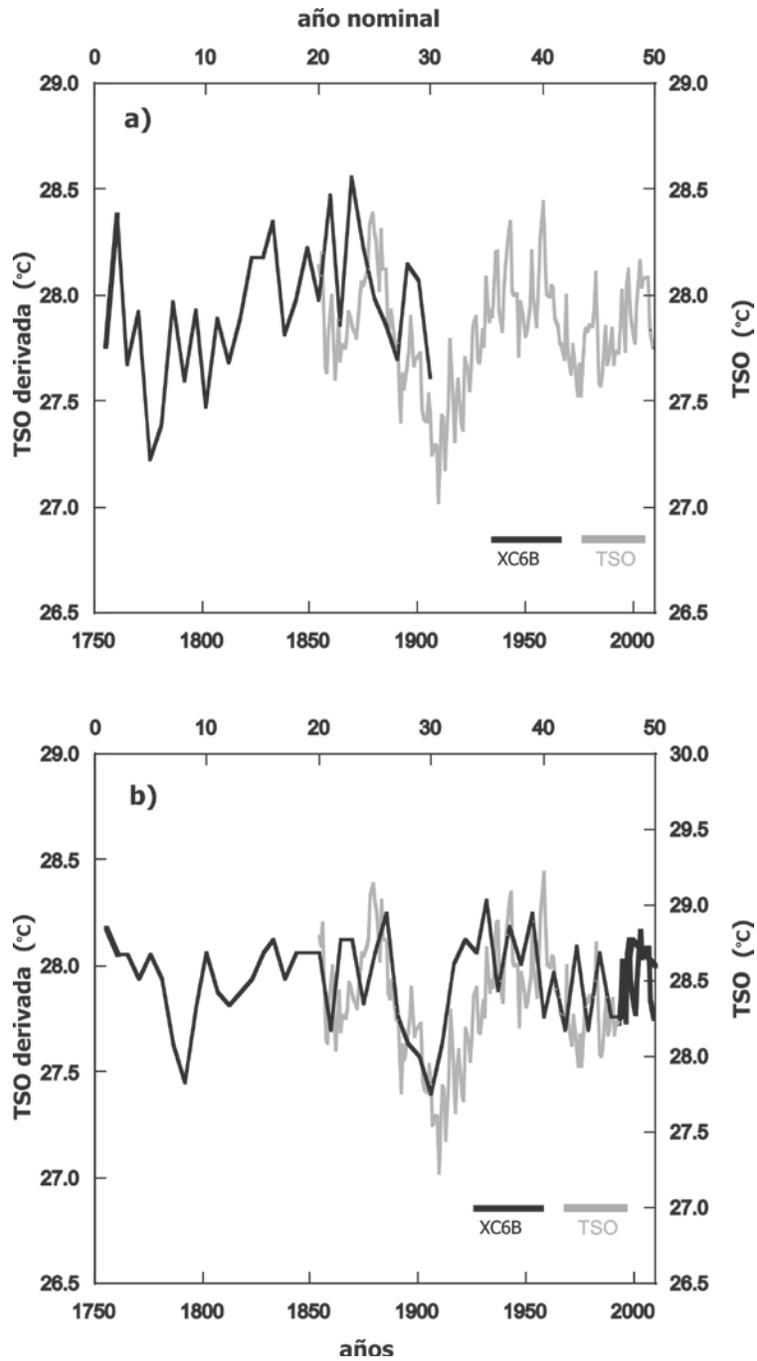


Figura 4.13 Temperatura Superficial del Océano derivada considerando la tasa de crecimiento esquelético como función de la profundidad durante el segundo estadio del MIS-5e, graficada con la Temperatura Superficial del Océano anual reconstruida según NOAA NCDC ERSST.v3b, desde 1954 a 2008, cuadriculada a  $88^{\circ}\text{W}$  y  $20^{\circ}\text{N}$ , (<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.ERSST/.version3b/>). a) XC6A y b) XC6B. La línea gris representa la TSO (ERSST) graficada en función del tiempo tratando de sobreponerla a la TSO derivada.

#### 4.4 CALIBRACIÓN DE LA RELACIÓN Sr/Ca CON LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL OCÉANO

Los resultados de las relaciones atómicas de Sr/Ca medidas en los primeros centímetros de JardínA, JardínC y MarA en comparación con la tasa de crecimiento esquelético son presentados en la Figura 4.14.

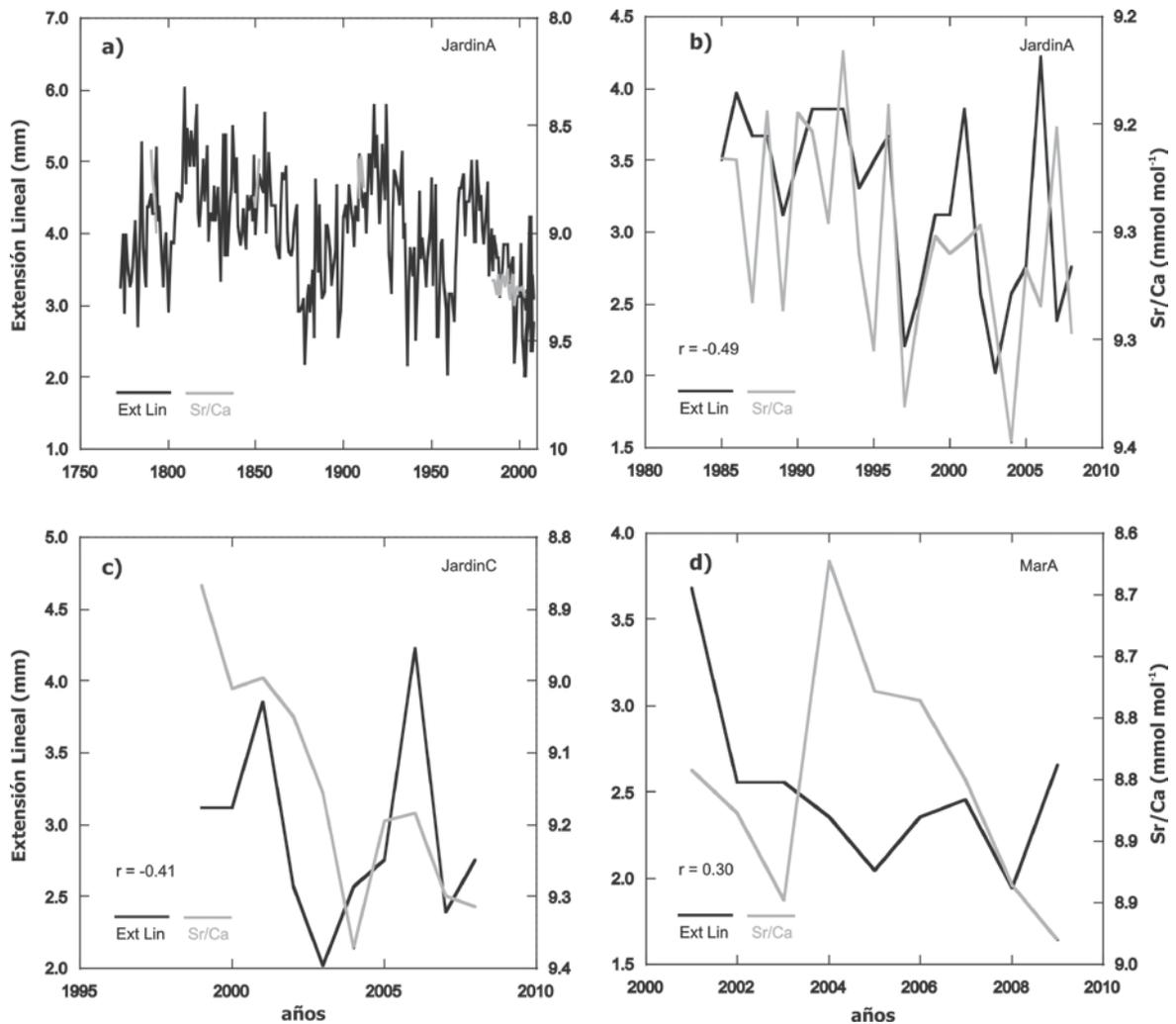


Figura 4.14 Relaciones atómicas Sr/Ca. a-b) JardínA, c) JardínC y d) MarA. La relación atómica Sr/Ca (línea gris) está graficada comparándola con la extensión lineal (línea negra).

Un análisis de regresión lineal simple, fue realizado con el fin de ver la relación entre Sr/Ca y la TSO y poderlo aplicar a los datos obtenidos de Sr/Ca en los corales fósiles.

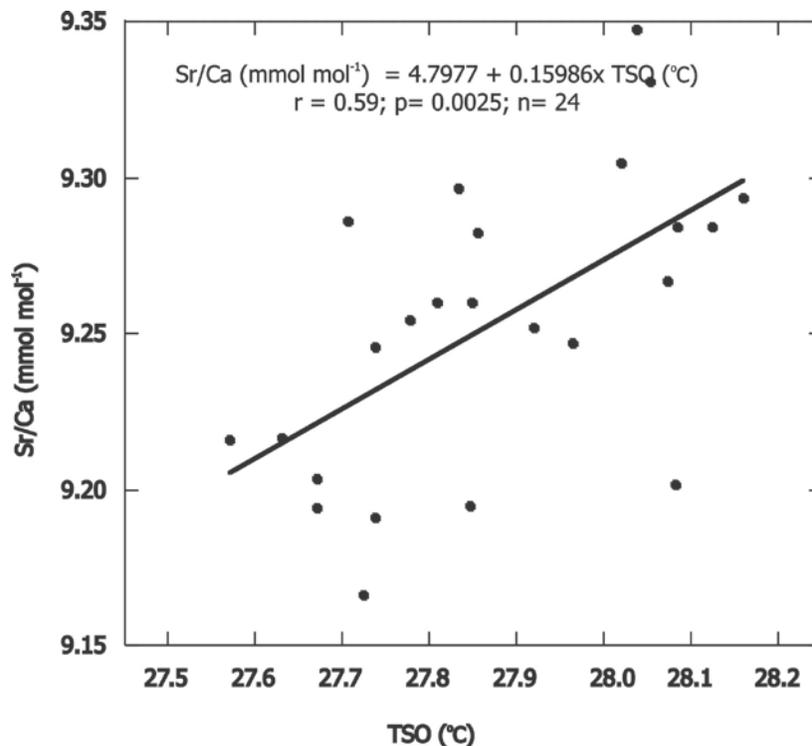


Figura 4.15 Regresión lineal entre la relación Sr/Ca y la Temperatura Superficial del Océano anual reconstruida según NOAA NCDC ERSST.v3b, desde 1954 a 2008, cuadrículada a 88°W y 20°N, (<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.ERSST/.version3b/>), usando JardínA para el periodo 1985 a 2008.

El análisis de regresión permitió determinar la Ecuación 9 y derivar datos de TSO para JardínA (resto de las mediciones), JardínC y MarA, con el fin de verificar la calibración.

Ecuación 9  $\frac{Sr}{Ca} \text{ (mmol mol}^{-1}\text{)} = 0.16 (\pm 0.05) \times TSO \text{ (}^{\circ}\text{C)} + 4.80 (\pm 1.30)$

$r = 0.59; P = 0.0025; n = 24; (1985 \text{ a } 2008).$

Los datos de la TSO en JardínA se verificaron con la TSO (ERSST) para el período 1908-1911 ( $r = 0.62, n = 4$ ; Figura 4.16a), para JardínC en el periodo de 1998 a 2008 ( $r = 0.00,$

n=11; Figura 4.16 b) y para MarA en el periodo de 2001 a 2009 ( $r = 0.40$ ,  $n=9$ ; Figura 4.16c).

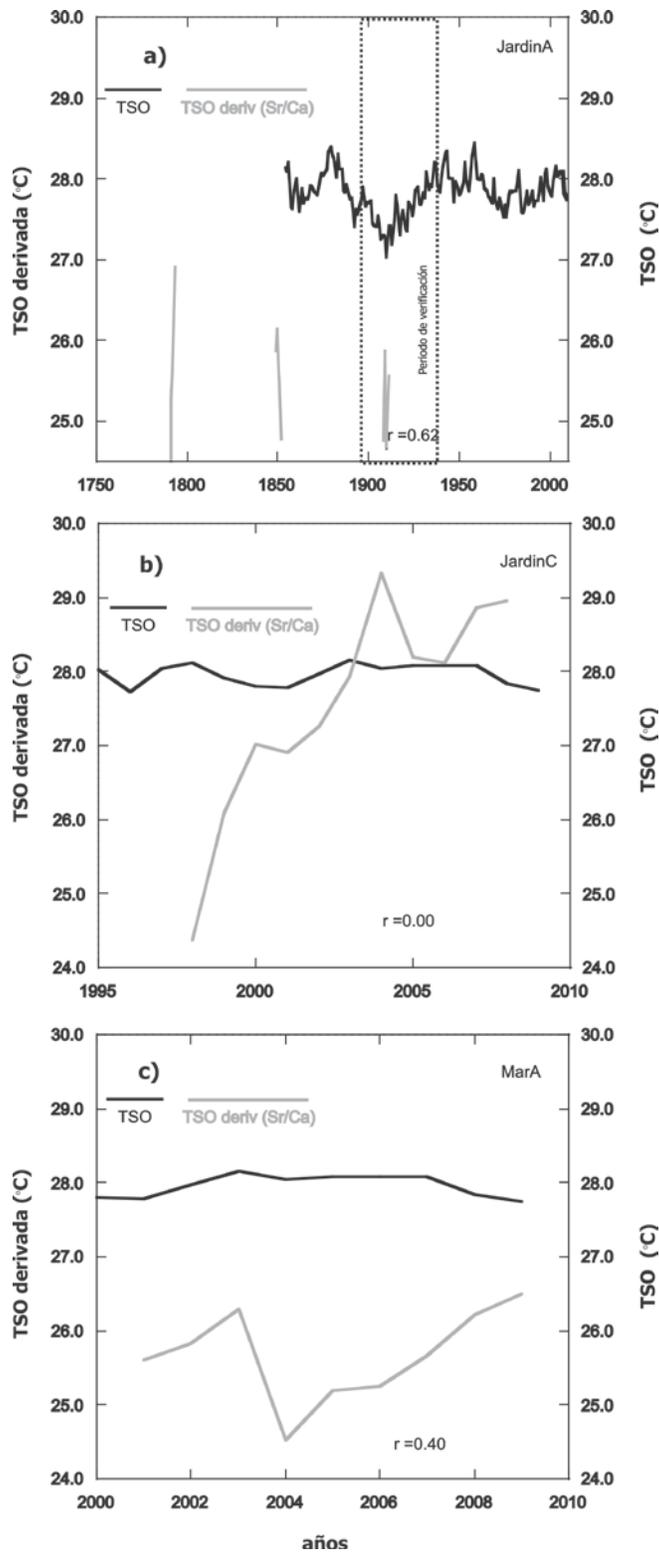


Figura 4.16 Comparación de la TSO derivada a partir de la relación Sr/Ca con la TSO instrumental. a) JardinA, b) JardinC y c) MarA.

#### 4.4.1 APLICACIÓN A CORALES FÓSILES

Es evidente que cuando se corrobora la calibración usando otros corales (ej., JardínC y MarA) se obtiene correlaciones no significativas. Sin embargo, se quiso aplicar a los datos de Sr/Ca obtenidos en los corales fósiles con el fin de observar variaciones y compararlos con los datos obtenidos previamente usando la tasa de extensión lineal y la profundidad. La Figura 4.17 muestra las variaciones en la TSO derivada para MIS-5e durante el primer estadio (XC3C) y segundo estadio (XC6A). La Tabla 4.4 resume los intervalos encontrados tanto para corales modernos como para fósiles.

Tabla 4.4 Intervalos de TSO (°C) derivada a partir de la calibración Sr/Ca para los corales modernos y fósiles.

Coral	Mínimo de TSO (°C)	Máximo de TSO (°C)	Promedio de TSO ± SD (°C)
JardínA	24.48	29.16	27.52 ± 1.57
JardínC	24.38	29.33	27.55 ± 1.44
MarA	24.52	26.49	25.67 ± 0.62
XC3C	24.80	26.77	25.92 ± 0.82
	(27.32)	(29.36)	(28.43 ± 0.34)
XC6A	21.12	30.17	25.66 ± 4.18
	(27.22)	(28.56)	(27.93 ± 0.32)
TSO (1950 -2009)	27.53	28.30	27.90 ± 0.21

\* Comparación con la TSO promedio para la localidad en los últimos ~60 años.

Los valores entre paréntesis son los calculados considerando la extensión lineal y la profundidad.

Al usar la ecuación derivada, se observa gran variación entre máximos y mínimos tanto para los corales modernos (1.97- 4.95 °C) como para los fósiles (1.97- 9.05 °C). Estas variaciones entre máximos y mínimos fueron mayores a las previamente calculadas y estuvieron por encima de la variación de la TSO instrumental (1950-2009).

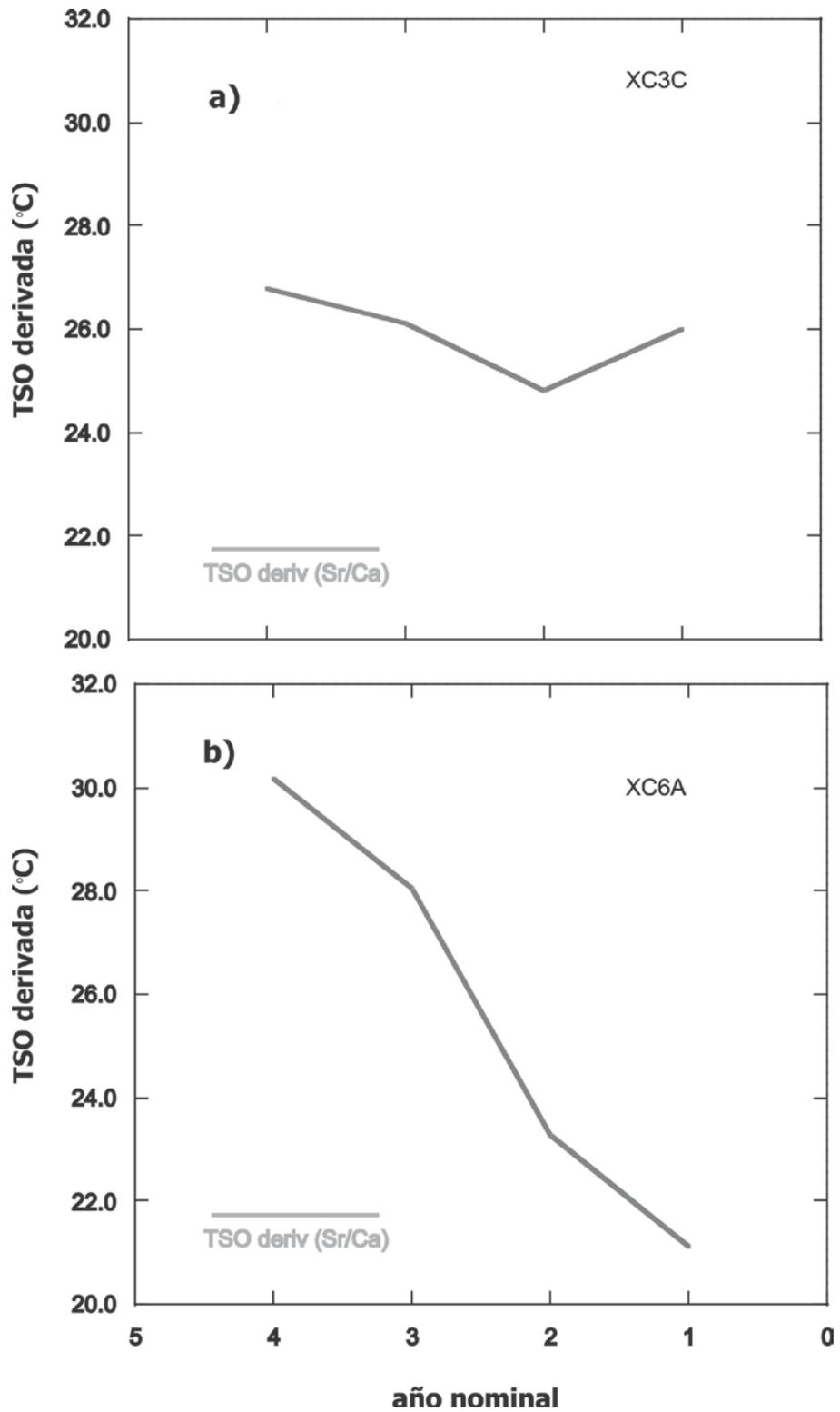


Figura 4.17 TSO derivada a partir de la relación Sr/Ca para MIS-5e. a) Xcaret XC3C y b) XC6A.

#### 4.5 TEMPERATURA Sr/Ca DEPENDIENTE DE LA EXTENSIÓN LINEAL

Un análisis de correlación múltiple entre la extensión lineal, TSO y Sr/Ca en JardínA durante el periodo 1985 a 2008, fue aplicado con el fin de observar el grado de relación entre las variables (Tabla 4.5).

Tabla 4.5 Análisis de correlación entre la extensión lineal, la TSO y la relación Sr/Ca para JardínA (1985-2008).

	Ext Lin	Sr/Ca	TSO
Ext Lin	1	-0.6708	-0.7920
Sr/Ca	-0.6708	1	0.8552
TSO	-0.7920	0.8552	1

Después de observar el grado de correlación y con el propósito de realizar una calibración de Sr/Ca dependiente de la extensión lineal y la TSO, fue planteado un modelo matemático de regresión múltiple. Los resultados son presentados en la Ecuación 10.

$$\text{Ecuación 10} \quad \frac{\text{Sr}}{\text{Ca}} \text{ (mmol mol}^{-1}\text{)} = [0.0045 \times \text{Ext Lin (mm)} (\pm 0.0434)] + [0.6077 \times \text{TSO (}^\circ\text{C)} (\pm 0.1186)] - 7.7208$$

2 $\sigma$ ; 95% confianza; r = 0.73, P < 0.005, n = 36

Este modelo explica que el 53.29% de la variabilidad en Sr/Ca es explicado por la tasa de crecimiento anual y la TSO.

La Ecuación 10 permitió derivar datos de TSO para JardínA (resto de las mediciones), JardínC y MarA, con el fin de verificar la calibración. Los datos de la TSO en JardínA se verificaron con la TSO (ERSST) para el período 1908-1911 (r = 0.64, n=8; Figura 4.18a), para JardínC en el periodo de 1998 a 2008 (r = 0.43, n=22; Figura 4.18 b) y para MarA en el periodo de 2001 a 2009 (r = 0.10, n=18; Figura 4.18c). La Tabla 4.6 resume los intervalos encontrados tanto para corales modernos como para fósiles usando la extensión lineal y la TSO.

#### **4.5.1 APLICACIÓN A CORALES FÓSILES**

Al usar la expresión matemática de regresión múltiple obtenida con los corales modernos (Ecuación 10) y extrapolándola para generar datos en los corales fósiles XC3C y XC3A, obtenemos un registro de la TSO durante el 5e, como se muestra en la Figura 4.19 a y b.

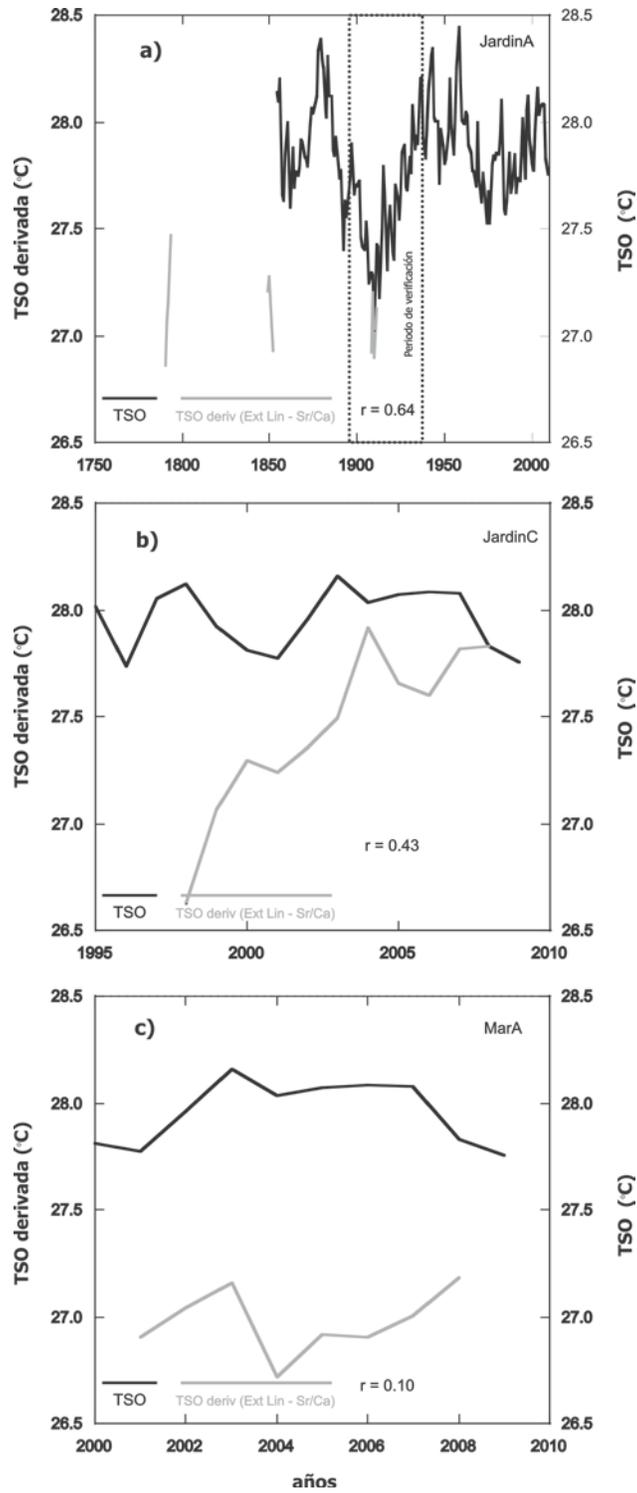


Figura 4.18 Comparación de la TSO derivada a partir de la relación Sr/Ca – Ext. Lin. con la TSO instrumental. a) JardínA, b) JardínC y c) MarA.

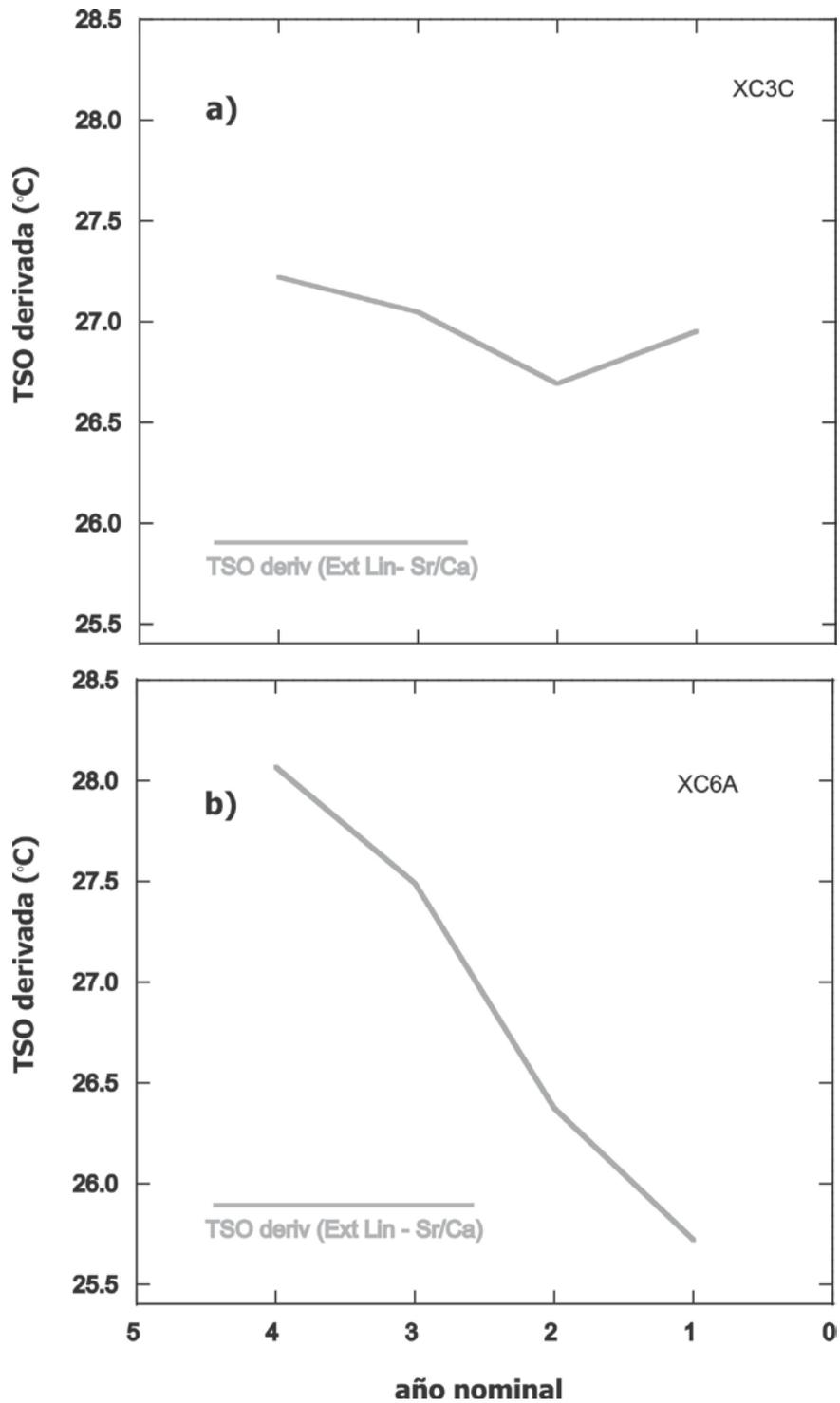


Figura 4.19 TSO derivada para MIS-5e a partir de la relación Sr/Ca – Ext. Lin. a) XC3C y b) XC6A

Tabla 4.6 Intervalos de TSO (°C) derivada a partir de la calibración para los corales fósiles usando la extensión lineal y la relación Sr/Ca.

Coral	Mínimo de TSO (oC)	Máximo de TSO (oC)	Promedio de TSO ± SD (oC)
JardinA	26.86	27.90	27.49 ± 0.32
JardinC	26.63	27.91	27.44 ± 0.38
MarA	26.72	27.18	26.99 ± 0.15
XC3C	26.69	27.22	26.98 ± 0.22
	(24.80)	(26.77)	(25.92 ± 0.82)
	27.32	29.36	28.43 ± 0.34
XC6A	25.72	28.07	26.91 ± 1.06
	(21.12)	(30.17)	(25.66 ± 4.18)
	27.22	28.56	27.93 ± 0.32
TSO (1950 -2009)	27.53	28.30	27.90 ± 0.21

\* Comparación con la TSO promedio para la localidad en los últimos ~60 años.

Los valores entre paréntesis son los calculados considerando solo la relación Sr/Ca como dependiente de la TSO y los valores en negrita son los calculados considerando la extensión lineal y la profundidad.

Al usar la ecuación derivada de la relación Sr/Ca – Ext Lin y de la TSO, se observa una menor variación entre máximos y mínimos para los corales modernos (0.46 - 1.28 °C); sin embargo para los fósiles se observa una mayor variación (0.53 - 2.35 °C). Estas variaciones entre máximos y mínimos tanto para los corales modernos como para los fósiles fueron menores a las derivadas usando solo la relación Sr/Ca, la extensión lineal y la corrección por el efecto del a profundidad. Las temperaturas promedio obtenidas para XC3C y XC6A fueron de 26.98 ± 0.22 y 26.91 ± 1.06 °C respectivamente, valores que están aproximadamente 0.92 y 0.99 °C por debajo del promedio de las variaciones de la TSO de los últimos 60 años (27.90 ± 0.21 °C).

#### 4.6 TIPO DE SIMBIONTE Y EL SEXO DE CADA COLONIA

Tejidos sin signos de enfermedad fueron recolectados de todas las colonias modernas usadas en este estudio, en un intervalo de profundidad menor a 5 m, distribuidas en la zona arrecifal de Puerto Morelos, Akumal y Punta Maroma, localidades de Quintana Roo. Los tejidos recolectados de la zona adyacente a la perforación de los núcleos, presentan el

mismo genotipo de *Symbiodinium* ITS2 con dominancia en D1a con mezcla de tipo B1, llamado *Symbiodinium trenchi* (Figura 4.20).

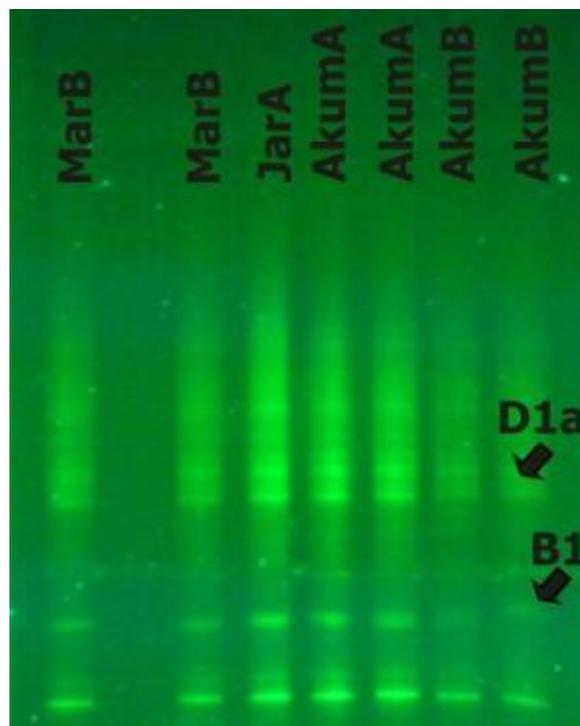


Figura 4.20 Identificación del tipo de simbiote en tejido de las muestras de *S. siderea* usadas en el estudio para los tres sitios de recolección.

A las colonias recolectadas se les fue determinado el sexo con el fin de encontrar alguna relación con las variables ambientales analizadas. La Tabla 4.7, resume el sexo encontrado para cada colonia.

Tabla 4.7 Clasificación por sexo para cada colonia analizada.

Sitio/Coral	SEXO
*Akumal/ AkumA	HEMBRA/MACHO??
Akumal/ AkumB	HEMBRA
Punta Maroma/ MarA	HEMBRA
Punta Maroma/ MarB	HEMBRA
Jardin/ JarA	HEMBRA
Jardin/ JarB	HEMBRA
Jardin/ JarC	MACHO

\* No hubo suficiente material para establecer el sexo con certeza para AkumaA, al parecer es una colonia macho.

#### 4.7 CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO Y LA EDAD U/Th DEL ARRECIFE FÓSIL

La descripción tafonómica de los perfiles sedimentarios fue tomada de los trabajos de Blanchon *et al.* (2009) y Blanchon (2010). La descripción elaborada a través del programa CANVAS 11 build 1252, versión 1985-2009, permitió determinar la descripción detallada cada perfil, mostrando mediante ilustraciones específicas el grado de bioerosión y fragmentación, la condición tafonómica de la estructura arrecifal y de los clastos. En los anexos A, B y C, se presentan las descripciones estratigráficas modificadas de las secciones XB, XC y XE reportadas previamente por Blanchon (2010).

El tiempo y desarrollo de los dos trectos arrecifales encontrados en Xcaret (cinco núcleos fósiles de *S. siderea* - dos del tracto superior y tres del tracto inferior-) fueron determinados a través de la datación con  $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$  mediante ICP-MS, con al menos dos replicas de diferentes partes de cada muestra de coral (Tabla 4.8).

La precisión y la exactitud de las relaciones isotópicas  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ,  $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$  estuvieron entre 100 a 200 ppm y fueron obtenidas de forma rutinaria con pocos gramos de muestra, con una precisión de  $2\sigma$ , equivalente aproximadamente a 100 años. Se consideraron las edades con el mismo valor de  $\delta^{234}\text{U}(\text{T})$  que los corales modernos y agua de mar ( $149.6 \pm 1.0 \text{ ‰}$ ; Gallup *et al.*, 1994), para ser estrictamente confiable dentro de la incertidumbre analítica. Las edades obtenidas con valores de  $149 \pm 8 \text{ ‰}$  fueron considerados con una precisión de  $\pm 2 \text{ ka}$  (Chen *et al.*, 1991; Stein, 1993; Stirling *et al.*, 1998; Esat *et al.*, 1999;) y las edades con valores  $> 149 \pm 8 \text{ ‰}$  fueron considerados no confiables.

El equilibrio secular del estándar HU-1 dio una proporción de actividad de  $0.9999 \pm 0.0006$  (promedio y  $2\sigma$ ,  $n = 41$ ). La relación de la actividad es el producto de la relación atómica y de la relación de las constantes de desintegración, y aquí se utilizan las constantes de desintegración de Chen *et al.* (1991). El estándar de coral usado arrojó una actividad de  $1.1265 \pm 0.0002$  (promedio y  $2\sigma$ ,  $n = 27$ ).

Tabla 4.8 Mediciones de isótopos de Uranio y Torio en *Siderastrea siderea*

Muestra	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$2\sigma$	$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$2\sigma$	Edad	$2\sigma$	Edad	$2\sigma$	$\delta^{234}\text{U}$	$2\sigma$	U	$2\sigma$	$^{232}\text{Th}$	$2\sigma$
					S. abierto (ka)		S. cerrado (ka)				ppm		ppb	
JardinC	1.1468	0.0002									2.5518	0.0004	0.0562	0.0025
JardinC	1.1463	0.0002												
XC3AB	1.1116	0.0001	0.6724	0.0006	98.9701	0.1588	99.2606	0.1538	147.7392	0.1944	3.5134	0.0005	0.1193	0.0002
XC3AB	1.1139	0.0002	0.6945	0.0006	101.8563	0.1750	104.2019	0.1441	152.9395	0.2562	3.4471	0.0019		
XC3AT	1.1115	0.0001	0.6962	0.0013	103.8414	0.2805	105.0528	0.3230	150.0534	0.2100	3.7131	0.0006	0.0717	0.0002
XC3AT	1.1168	0.0002	0.6942	0.0013	99.9168	0.2935	103.6571	0.3219	156.5149	0.2884	3.7207	0.0007		
XC3BT	1.1075	0.0001	0.7650	0.0009	122.0570	0.2369	124.4799	0.2593	152.8818	0.2170	3.0080	0.0005	0.0816	0.0005
XC3BT	1.1055	0.0003	0.7585	0.0014	122.0428	0.4197	123.0466	0.4207	149.4356	0.4524	3.0003	0.0019		
XC3BB	1.1073	0.0001	0.7614	0.0003	121.3326	0.1111	123.4549	0.0789	152.1595	0.1630	2.8643	0.0004	0.1983	0.0008
XC3BB	1.1060	0.0005	0.7632	0.0006	122.8430	0.3890	124.3295	0.2142	150.6014	0.6141	2.9125	0.0005		
XC3CT	1.1049	0.0002	0.7560	0.0001	121.9174	0.1850	122.4543	0.0583	148.3028	0.3154	2.4718	0.0001	0.1152	0.0000
XC3CB	1.1067	0.0002	0.7644	0.0001	122.5534	0.1897	124.4909	0.5942	151.6977	0.3224	2.4282	0.0001	0.3075	0.0000
XC6AT	1.1057	0.0001	0.7505	0.0006	120.0222	0.1731	120.6897	0.1749	148.6262	0.1844	2.7018	0.0004	0.2978	0.0015
XC6AT	1.1057	0.0002	0.7485	0.0009	119.5240	0.2431	120.1093	0.2574	148.4274	0.2304	3.0003	0.0005		
XC6BT	1.1149	0.0002	0.7821	0.0003	120.5422	0.1417	127.8589	0.1078	164.8543	0.2052	2.9812	0.0004	0.1851	0.0001
XC6BT	1.1164	0.0002	0.7776	0.0011	118.2922	0.2825	126.1431	0.3208	166.2544	0.2635	3.1082	0.0006		

Los errores reportados son propagados de la precisión analítica y son  $2\sigma$  del error de la media. JardinC: núcleo moderno de coral recolectado en el Parque Natural Arrecifes de Puerto Morelos a 3.1 metros de profundidad. Xcaret: núcleo de coral fósiles recogidos en Xcaret Parque Recreativo.

$$\delta^{234}\text{U}(\text{‰}) = \left( \left( \frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}} \right) - 1 \right) e^{\lambda_{234}t} * 1000.$$

†† Las edades están en miles de años (ka), calculadas con las constantes de decaimiento,  $\lambda_{234} = 2.8263 \times 10^{-6}$ ,  $\lambda_{230} = 9.1577 \times 10^{-6}$ .

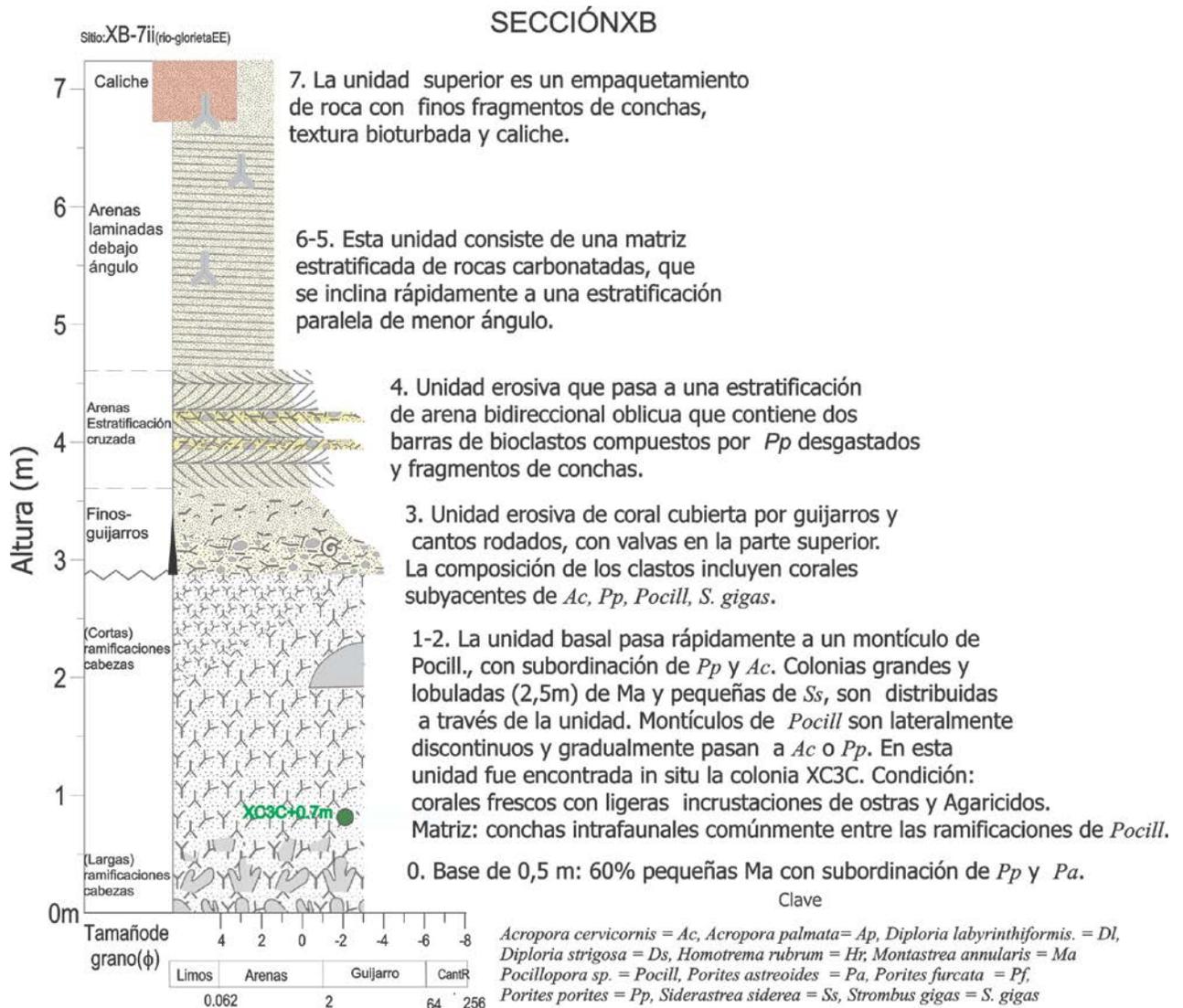
‡‡ Las edades están calculadas de acuerdo al modelo "Open-system" descrito por Thompson *et al.* (2003) y usan un valor inicial de  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  de 1.127.

#### 4.8 REFERENCIAS

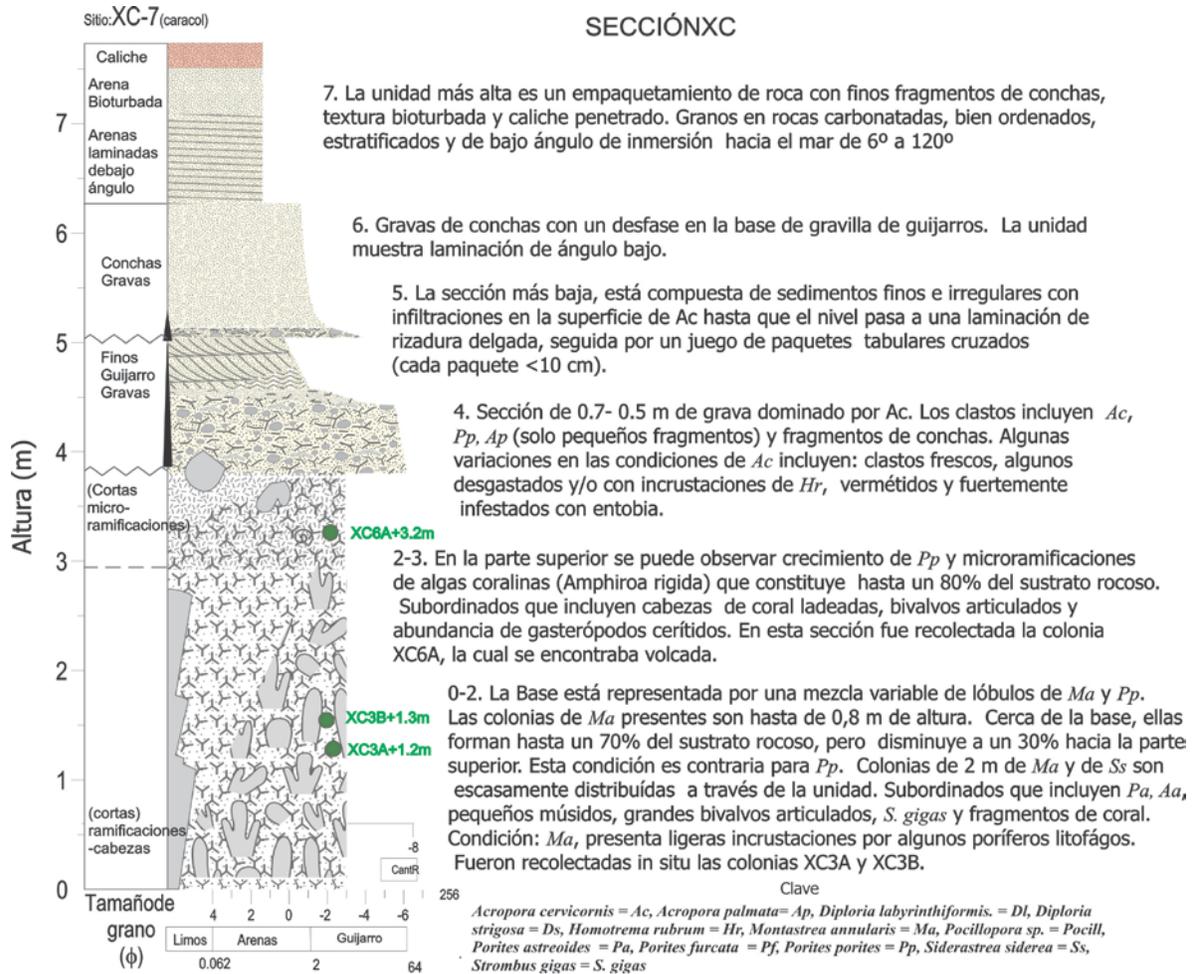
- Blanchon, P., Eisenhauer, A., Fietzke, J., Liebtrau, V. 2009. Rapid sea-level rise and reef back-stepping at the close of the Last Interglacial highstand. *Nature*, 458: 881–884
- Blanchon, P. 2010. Reef demise and back-stepping during the last interglacial, northeast Yucatan. *Coral Reefs*, 29 (2): 481-498
- Chen, J.H., Curran, H.A., White, B., Easserburg, G.J. 1991. Precise chronology of the last interglacial period: <sup>232</sup>U-<sup>230</sup>Th data from fossil coral reefs in the Bahamas. *Geological Society of America Bulletin*, 103: 82-97.
- Esat, T.M., McCulloch, M.T., Chappell, J., Pillans, B., Omura, A., 1999. Rapid fluctuations in sea level recorded at Huon Peninsula during the penultimate deglaciation. *Science*, 283: 197–209.
- Gallup, C.D., Edwards, R.L., Johnson, R.G. 1994. The timing of high sea levels over the past 200,000 years. *Science*, 263 (5148), 796e800.
- Stein, M., Wasserburg, G.J., Aharon, P., Chen, J.H., Zhu, Z.R., Bloom, A., Chappell, J. 1993. TIMS U-series dating and stable isotopes of the last interglacial event in Papua New Guinea: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 2521-2552.
- Stirling, C.H., Esat, T.M., Lambeck, K., McCulloch, M.T. 1998. Timing and duration of the last interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth. *Earth and Planetary Science Letters*, 160: 725-762.
- Thompson, W. G., Spiegelman, M. W., Goldstein, S. L. & Speed, R. C. 2003. "An Open-System model for the U-series age determinations of fossil corals". *Earth and Planetary Science Letters*, 210: 365-381

## 4.9 ANEXOS

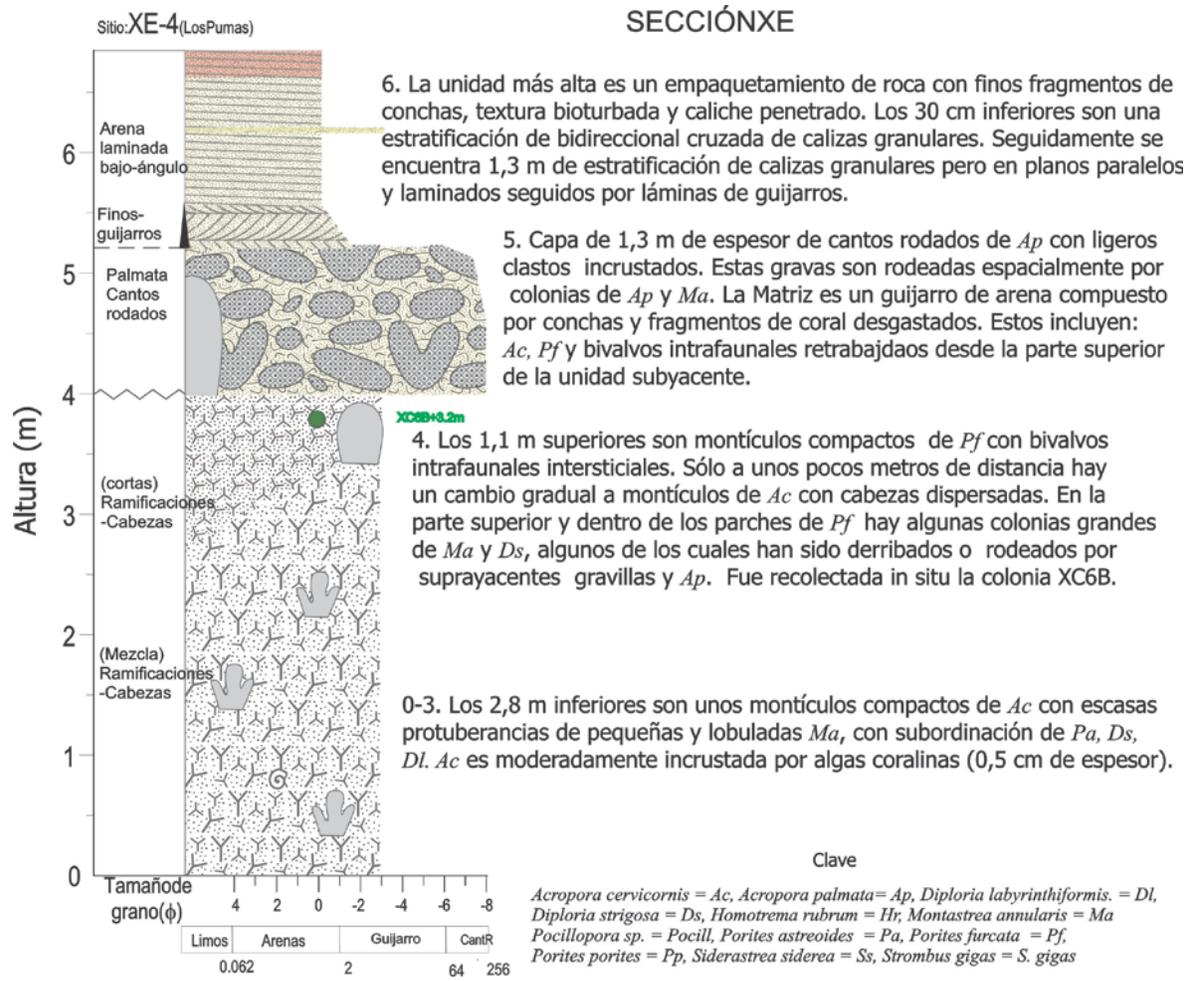
Anexo B. Descripción estratigráfica del perfil correspondiente a la sección XB. De esta sección fue extraído el núcleo XC3C, colectado a +0.7m considerando el nivel medio del mar.

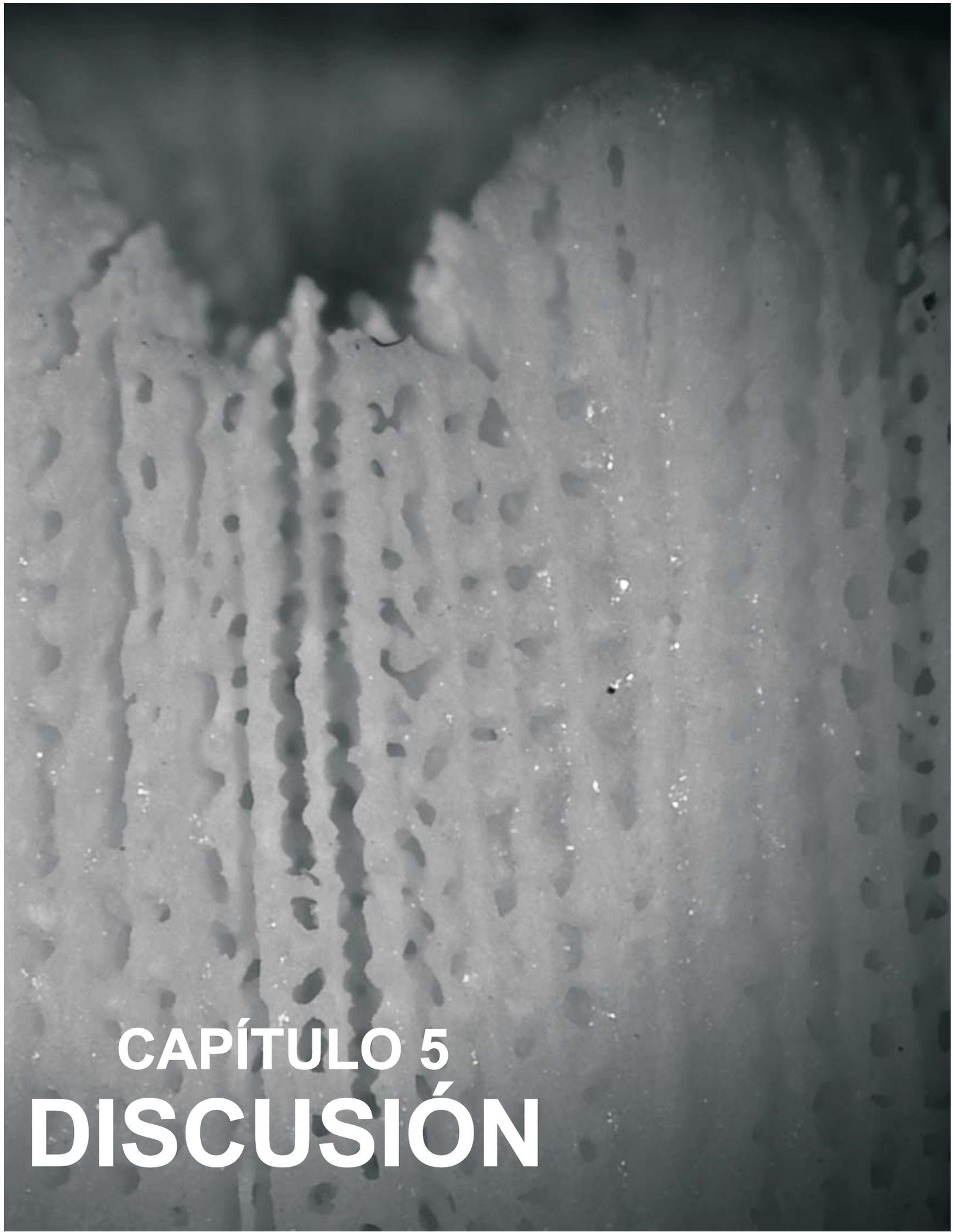


Anexo C. Descripción estratigráfica del perfil correspondiente a la sección XC. De esta sección fueron extraídos los núcleos XC3A, XC3B y XC6A, colectados a +1.2m, +1.3m y +2.8m respectivamente, considerando el nivel medio del mar.



Anexo D. Descripción estratigráfica del perfil correspondiente a la sección XE. De esta sección fue extraído el núcleo XC6B, colectado a +3.2m considerando el nivel medio del mar.





**CAPÍTULO 5**  
**DISCUSIÓN**

## 5.1 VARIACIONES EN LA TASA ANUAL DE CRECIMIENTO

La Tomografía Axial Computarizada, reveló que las colonias modernas más longevas fueron JardínA y MarA con un total aproximado de 236 y 225 años respectivamente, en tanto que las más jóvenes fueron AkumB y JardínC con 70 y 86 años respectivamente. Para los corales fósiles se encontró que XC3A y XC3C fueron las colonias más longevas con un total aproximado de 211 y 217 años respectivamente, en tanto que XC6A y XC6B fueron las más jóvenes con 30 y 59 años respectivamente.

Mediante el análisis con el software ImageJ, se encontró que las tasas promedios anuales de crecimiento y sus errores estándares para los corales modernos fueron similares. No obstante, algunas variaciones fueron observadas entre los sitios, como es el caso de las dos colonias de Akumal (AkumA y AkumB), las cuales presentaron tasas de crecimiento por encima del promedio de las otras colonias y para MarA, que presentó una tasa de crecimiento menor. Estas variaciones estuvieron relacionadas directamente con la profundidad, como se discutirá posteriormente. En el caso de los corales fósiles, las tasas anuales promedias de crecimiento estuvieron dentro de la media de los corales modernos, excepto para las colonias XC3A y XC6B, las cuales estuvieron por debajo y mostraron signos de deterioro.

Carricart-Ganivet (2007; 2011), plantea algunos errores presentes en la medición de la extensión esquelética, asociados principalmente con la arquitectura del esqueleto y las estrategias de crecimiento. Las especies del género *Montastraea* tienen corallitos plocoides con disepimentos individuales que sellan el fondo de los compartimentos y se encuentran separados formados entre las tecas y septos (Verón, 2000). En este género la formación de bandas de alta densidad es inmediata. En los géneros con una arquitectura esquelética similar a *Diploastrea* y *Diploria*, las mediciones de la extensión del esqueleto pueden presentar las mismas características ilustradas con *Montastraea*. En tanto que, en géneros como *Porites*, con corallitos cerioides y con sinapticulotecas y con esqueletos porosos, el incremento en las bandas de densidad se debe a un engrosamiento del esqueleto a través de la profundidad de la capa de tejido, (Barnes & Lough, 1993)

En un reciente estudio, Carricart-Ganivet (2011), muestra algunos errores asociados a la medición de la tasa anual de acreción en corales del género *Montrastea*. En el trabajo se hace la observación de que si una banda de máxima densidad es formada en momentos de los máximos de TSO, las medidas de la tasa de extensión entre máximos sucesivos de densidad de una serie, podrían no ser exactamente un período de tiempo de un año, sino más bien la duración del tiempo entre los máximos de la TSO. En consecuencia, la tasa de extensión a partir de la distancia entre estos máximos, necesitan ser ajustados a un valor de tiempo real. Sin embargo, el uso de múltiples muestras del mismo ambiente en el arrecife coralino, podría ayudar a elucidar tales falencias.

Aunque en este trabajo no se realizó una descripción morfológica de *S. siderea*, los trabajos de Foster (1979; 1980) indican que esta especie es similar a las masivas del género *Porites*. El autor describe que en este tipo de especies, existe una correlación positiva entre la extensión lineal y tasa de crecimiento. Este comportamiento observado en *S. siderea*, es ejemplificado para MarB (Figura 21). Las especies del género *Porites*, utilizan sus recursos en crecer más rápido durante el verano para incrementar la calcificación (Carricart-Ganivet, 2007). Así, la tasa de extensión lineal puede ser considerada como el control principal de la tasa de calcificación en este género (Lough, 2008; Lough, 2011; Lough & Barnes, 2000) y como consecuencia puede esperarse una correlación positiva entre la tasa de extensión y la tasa de calcificación (Carricart Ganivet *et al.*, 2007; Elizalde-Rendón *et al.*, 2010; Lough & Barnes, 1992, 2000; Scoffin *et al.*, 1992).

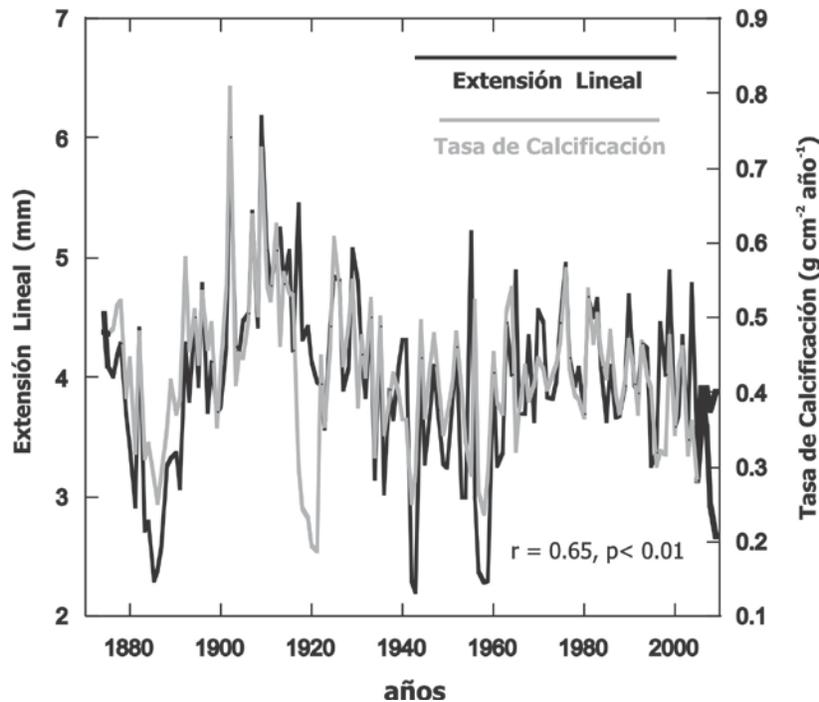


Figura 5.1 Comparación entre la tasa de calcificación y la tasa de extensión para MarB.

Como consecuencia de este análisis y de la alta correlación encontrada entre la TSO con la extensión lineal, podemos concluir que para *S. siderea*, la tasa de extensión lineal es un buena indicador para medir la TSO, sobre todo cuando aplicamos ésta en mediciones al pasado, en donde debido a procesos diagenéticos, algunos cambios en la densidad de la estructura esquelética puede presentarse.

Está bien establecido que parámetros ambientales como la luz, disponibilidad de nutrientes y la temperatura entre otros, tienen gran influencia en el crecimiento del coral. En este estudio se encontró que la TSO explica un alto porcentaje de la varianza relacionado con el crecimiento del coral; sin embargo, algunas de las variaciones observadas JardínC, MarA, AkumA y AkumB son atribuidas en un gran porcentaje a la profundidad y al sexo de la colonia.

Si realizamos un análisis de la extensión lineal de las colonias analizadas en términos de la profundidad y el sexo, podemos observar que en el sitio Jardines, se tienen 3 colonias a una misma profundidad de 3.1 m, con una extensión lineal promedio para JardínA de 4.04

$\pm 0.79$ ; JardínB de  $3.86 \pm 0.60$  y JardínC de  $3.31 \pm 0.43$ . Puede verse que en promedio JardínC presenta valores en promedio más bajos de extensión lineal y a su vez es la única colonia macho en recolectada en esta zona. Para los 2 núcleos recolectados en Akumal a una misma profundidad de 1.5 m, las extensiones lineales promedias para AkumA y AkumB fueron de  $5.34 \pm 0.96$  y  $4.95 \pm 0.89$ , respectivamente, siendo AkumB una colonia hembra y posiblemente AkumA macho. Del mismo modo para MarA y MarB las extensiones lineales promedias fueron de  $3.34 \pm 0.8$  y  $3.97 \pm 0.75$ , respectivamente. Ambas colonias fueron hembras por lo que las diferencias encontradas en las tasas de extensión fueron principalmente relacionadas a la profundidad. MarA a una profundidad de 5.3 m, presentó menores tasas de extensión lineal, en tanto que MarB que fue recolectado a una profundidad de 2.7 m, presentó mayores valores. Los valores de MarB fueron comparables a los de JardínA y JardínB los cuales se encontraron a una profundidad relativamente igual.

Un análisis en función de la profundidad de todos los datos sugiere, que existe una relación exponencial decreciente entre el crecimiento del coral y la profundidad ( $r = -0.976$ ), como puede verse en la Figura 5.2a. Una mejor correlación es obtenida si solo son consideradas las colonias hembras ( $r = -0.999$ ; Figura 5.2b).

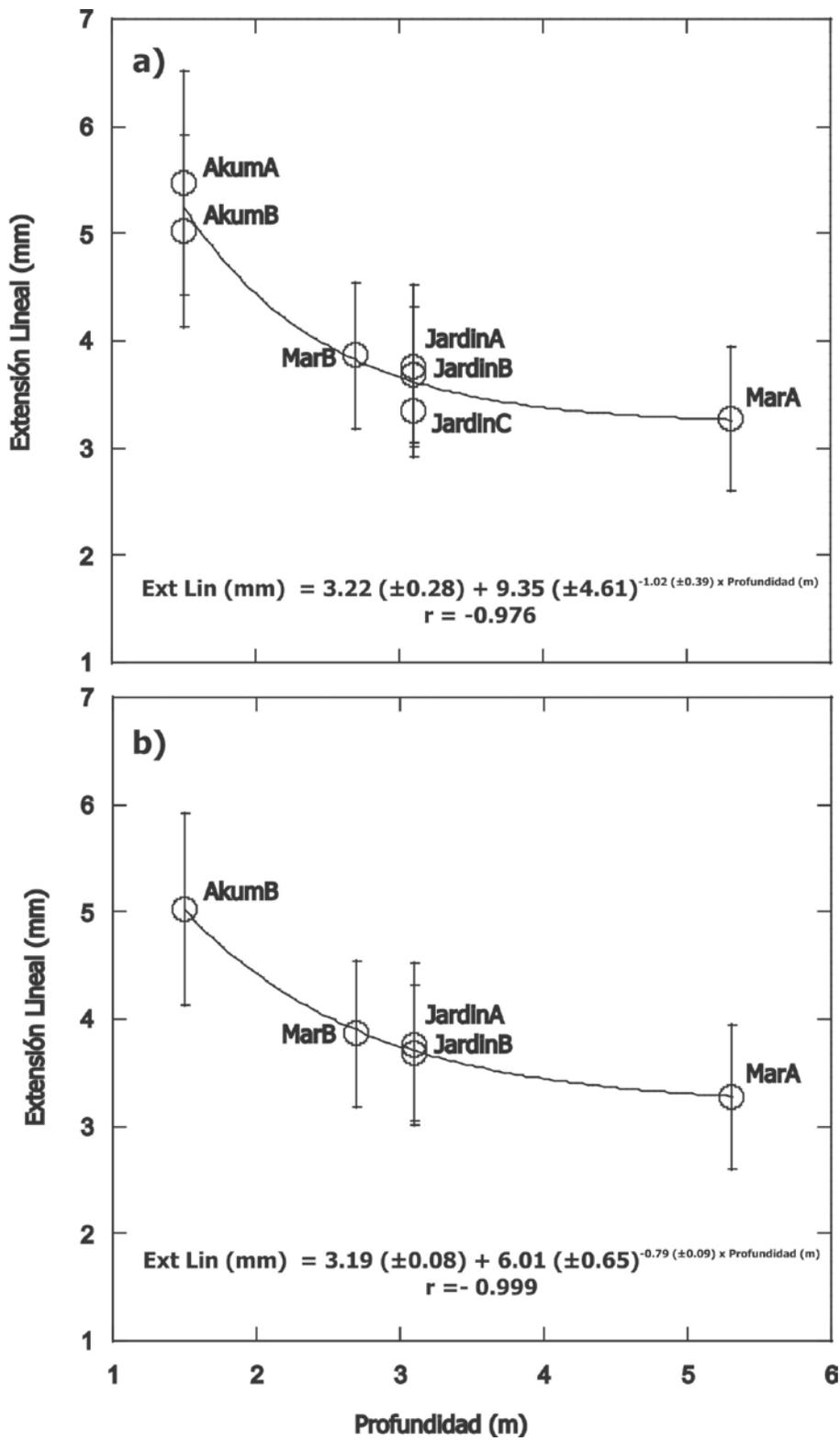


Figura 5.2 Crecimiento del coral en función de la profundidad y sexo. a) machos y hembras b) solo hembras

Algunos trabajos enfocados en determinar los factores más importantes que rigen la extensión esquelética en corales escleractinios en el Caribe, han encontrado que existe una fuerte relación inversa con la profundidad, con una mayor tasa de crecimiento en aguas someras - intermedias y decreciendo conforme aumenta la profundidad (ej., Baker & Weber, 1975; Huston, 1985; Logan & Tomascik, 1991; Bosscher, 1993; Bosscher & Meesters, 1993). Pocos son los trabajos que se tienen con *S. siderea* en el Caribe, uno de las investigaciones pioneras, fue la realizada por Hubbard & Scaturro (1985) en la Bahía Cane y Salt River en San Croix, USVI, quienes mostraron, en general, que la tasa de crecimiento muestra una disminución con el aumento de la profundidad (Figura 5.3a). Por el contrario Guzmán & Tudhope (1998) en su investigación realizada en el Arrecife Galatea de la Costa Central del Caribe Panameño, encontraron que la colonia que presentaba una tasa de crecimiento más baja fue la que se encontraba en aguas más someras y viceversa (Figura 5.3b). La Tabla 5.1, resume los principales trabajos realizados.

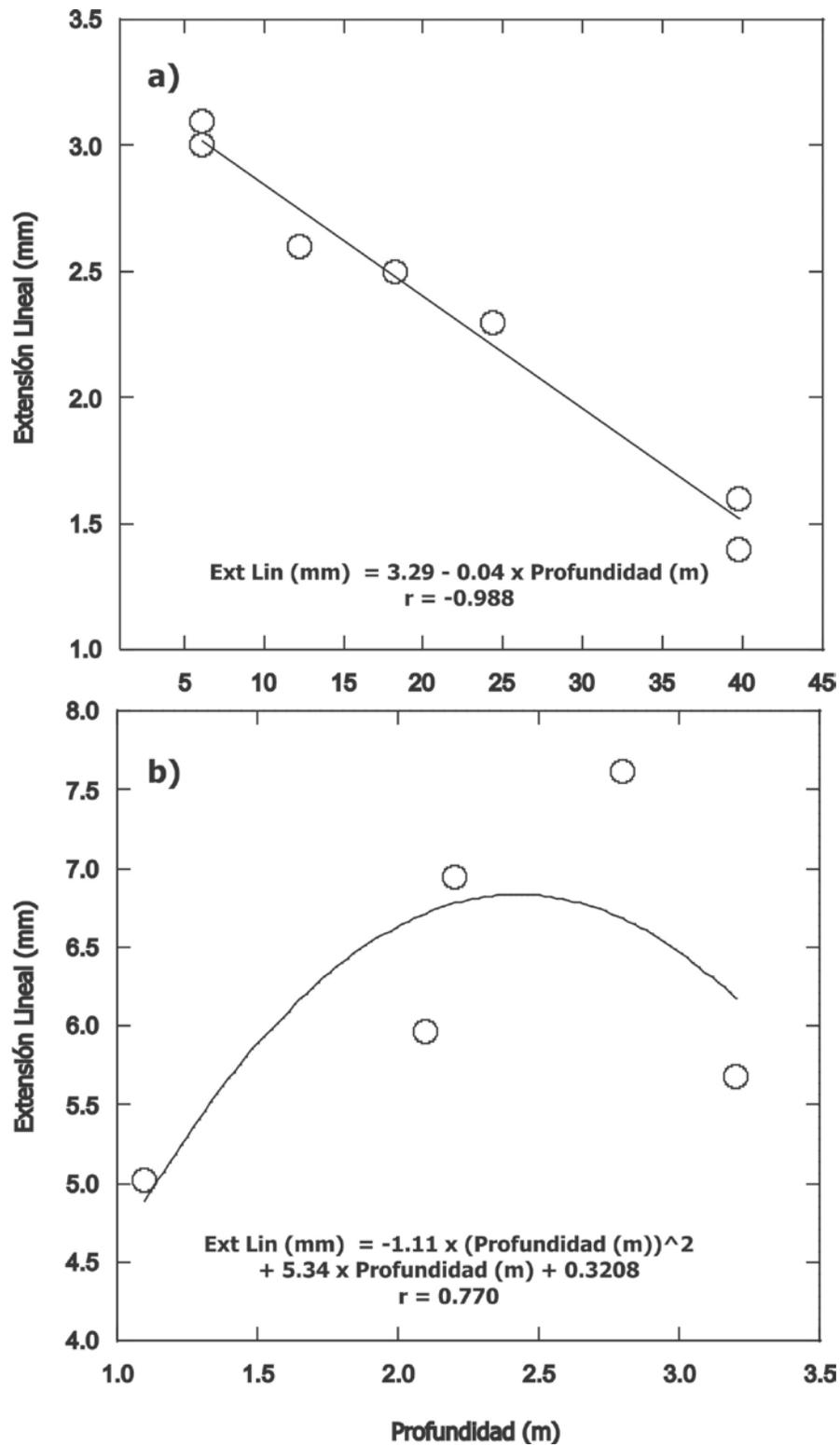


Figura 5.3 Crecimiento del coral en función de la profundidad. a) Bahía Cane y Salt River en San Croix, USVI (Hubbard & Scaturo, 1985); b) Arrecife Galatea de la Costa Central del Caribe Panameño (Guzmán & Tudhope, 1998)

Tabla 5.1 Datos de tasas de crecimiento en *S. siderea* en diferentes localidades del Caribe

Tasa de Crecimiento (mm año <sup>-1</sup> ) X ± σ	Promedio	Localidad	Profundidad (m)	Referencias
3.0 ± 0.3	3.1 ± 0.4	Cane Bay y Salt River, st. Croix, USVI.	6.10	Hubbard & Scaturo, 1985
3.1 ± 0.5				
2.6 ± 0.3	2.6 ± 0.3		12.2	
2.5 ± 0.5	2.5 ± 0.5		18.3	
2.3 ± 0.4	2.3 ± 0.4		24.4	
1.6 ± 0.3	1.5 ± 0.3		39.7	
1.4 ± 0.2				
5.68 (H)*	7.6 ± 0.7	Arrecife Galatea - Costa Central del Caribe Panameño	3.2	Guzmán & Tudhope, 1998
7.62 (M)*			2.8	
6.95 (H)*			2.2	
5.96 (H)*			2.1	
5.02 (H)*			1.1	
4.2 – 6.3	5.2	Arrecife Galatea - Costa Central del Caribe Panameño (1976 -1986)	ND	Guzmán <i>et al.</i> , 1991
1.1 – 3.8	2.5	Bahamas	ND	Saenger <i>et al.</i> , 2009
1.9 – 3.6	2.8	Belice	ND	Saenger <i>et al.</i> , 2009
2.02 - 6.02 (H)	3.60 ± 0.22	Puerto Morelos, Yucatán México	3.1	Este estudio
3.77 ± 0.72				
2.74 – 5.11 (H)			3.1	
3.68 ± 0.61				
2.43 – 4.37 (M)			3.1	
3.35 ± 0.42				
1.65 – 5.55	3.57 ± 0.41	Punta Maroma, Yucatán México	5.3	Este estudio
3.27 ± 0.64				
2.20 – 6.18			2.7	
3.86 ± 0.67				
3.78 – 8.02	5.25 ± 0.32	Akumal, Yucatán México	1.5	Este estudio
5.47 ± 1.09				
2.65 – 7.12			1.5	
5.02 ± 0.93				

\* Tasa de crecimiento dada en mm mes<sup>-1</sup>

M = Macho

H = Hembra

Hasta el momento no existe ningún trabajo que relacione este tipo de diferencias en cuanto a las tasas de extensión lineal y su relación con el sexo. Sin embargo, al graficar la TSO de las siete colonias encontradas contra la extensión lineal, se pudo observar claramente que las hembras muestran una relación inversa con la TSO, en tanto que los machos (JardinC, AkumA) muestran una relación directa (Figura 4.3).

Guzmán & Tudhope (1998) en la investigación realizada en el Arrecife Galatea de la Costa Central del Caribe Panameño, con registros mensuales, encontraron que el crecimiento más bajo encontrado para las especies analizadas, fue dado en el mes de septiembre, el cual coincidía con el pico reproductivo para la especie en el área y que la única colonia Macho mostró la tasa de crecimiento más alta entre diciembre y febrero, la cual coincidía con la formación de nuevos gametos pocos meses después del desove. Nuestro estudio no permitió hacer tal análisis mensual, sin embargo para próximas investigaciones sería adecuado implementar un estudio mensual de tasas de crecimiento entre colonias machos y hembras.

Así mismo existen pocos trabajos con *S. siderea* en cuanto a los patrones reproductivos de la especie. Se considera que *S. siderea* es una especie gonocórica con reproducción externa y un ciclo reproductivo por año (Szmant, 1986). Szmant (1986), reportó 4 patrones reproductivos para las especies del Caribe, siendo: a) hermafroditas con reproducción externa, b) gonocóricos con reproducción externa, c) hermafroditas con reproducción interna y d) gonocóricos con reproducción interna. Los hermafroditas y gonocóricas con reproducción externa, se correlacionan con grandes colonias y cortos periodos anuales de ovoposición, mientras que las especies hermafroditas y gonocóricas con reproducción interna se correlacionan con pequeñas colonias, múltiples ciclos de planulación por año y ocupación de inestables hábitats. En la Tabla 5.2, se resume los patrones reproductivos para *S. siderea* en el Caribe (Szmant, 1986).

Tabla 5.2 Patrones reproductivos de *Siderastrea siderea*.

Modo Sexual	gametogénesis	Temporada de ovoposición	Tamaño del huevo $\mu\text{m}$	Número de huevos por gónada	Número de gónadas por pólipo	Número de pólipos por $\text{cm}^2$	Ciclos reproductivos por año	Tipo de desarrollo
Gonocórico	Febrero – Junio (Hembra) Abril – Mayo (Macho)	Julio-Septiembre	600	8-10	22-32	9	1	externo

Szmant (1986) propone, que la estrategia de selección por la fecundación externa entre individuos de larga vida es la razón para el gonocorismo y para la sincronización de la ovoposición de hermafroditas con reproducción externa y también para la gran cantidad producida de esperma por los hermafroditas con reproducción interna. La selección de altas tasas de reclutamiento local es propuesta como la fuerza inherente de evolución para la reproducción externa para especies en hábitats inestables que experimentan altas tasas de mortalidad en los adultos.

Otro factor clave en conocer las diferentes tasas de crecimiento en los corales, es relacionar estas variaciones al tipo de dinoflagelado presente en la colonia, lo anterior, debido a que el tipo de simbiote, ha sido un factor asociado al crecimiento en los corales, principalmente relacionado con la temperatura y profundidad (ej., Wooldridge, 2010). Sin embargo, en esta investigación no se observan tales cambios debidos al tipo de simbiote, ya que un solo tipo de simbiote fue común en todos los ambientes. Nuestras observaciones y las realizadas por Iglesias-Prieto *et al.* (2004), sugieren que estos simbioses cumplen un nicho ecológico específico con la profundidad a la cual los corales crecen, especializándose en atributos fisiológicos necesarios para maximizar la captación de luz a determinada profundidad.

Aunque es posible que esta observación haya sido atribuida al limitado muestreo de cada especie huésped, es posible considerar que la intensificación de episodios extremos de estrés térmico como el del 2005 en el cual la TSO se reportó entre 0.5 y 2.0 °C mayor al promedio de los últimos 4 años y la cual causó uno de los eventos más fuertes de blanqueamiento para las especies de coral en el Caribe mexicano, pudo haber facilitado el surgimiento de simbioses oportunistas tales como *S. trenchi* (LaJeunesse *et al.*, 2009). Nuestros resultados, considerando que no existe en la literatura un reporte del simbiote para *S. siderea* en el Caribe Mexicano, pueden indicarnos que: 1) el calentamiento de la TSO ha continuado desde esa época, llegando esta especie oportunista a ser cada vez más común y persistente entre los corales cuyos simbioses naturales tienen una mayor sensibilidad al estrés térmico y 2) esta especie ha prevalecido y ha sido comúnmente

asociada con *S. siderea* en el Caribe mexicano previo a eventos de máximo estrés térmico como el reportado para el 2005.

## 5.2 CALIBRACIÓN Y LA RELACIÓN Sr/Ca

Debido a un mayor número de mediciones realizadas de Sr/Ca en JardínA, solo estos datos fueron considerados para realizar la calibración con la TSO. Estos datos representan el registro más amplio de las variaciones Sr/Ca para los corales modernos en este estudio.

Los resultados presentados en la Figura 4.14, muestran que para JardínA y JardínC existe una relación inversa para el periodo comparado, entre Sr/Ca y la extensión lineal ( $r=-0.49$ ,  $n=24$ ;  $r=-0.41$ ,  $n=18$ ). Esta relación observada en MarA ( $r=0.30$ ,  $n=9$ ) fue directa, sin embargo hay que considerar la dispersión debido a los pocos datos. Goodkin *et al.* (2005) y Goodkin *et al.* (2007) en su estudio con corales del género *Diploria sp.* han encontrado que la media anual Sr/Ca en algunas colonias se correlaciona negativamente con la tasa anual de crecimiento. Sin embargo, estas variaciones específicas entre diferentes colonias no han sido reportadas para *S. siderea*. Esta observación sugiere que existe una relación inversa entre Sr/Ca y la tasa de crecimiento, como ha sido reportada previamente por Goodkin *et al.* (2007) y Saenger *et al.* (2009) para otras especies.

Los resultados usando la calibración Sr/Ca dependiente de la TSO (Tabla 4.4), en general presentan mayores variaciones interanuales para los corales modernos (JardínA, 24.48 a 29.16 °C; JardínB, 24.38 a 29.33 °C y MarA, 24.52 a 26.49 °C), en comparación con la variación promedio para los valores de la TSO instrumental (27.02 a 28.44 °C). Similares variaciones fueron encontradas para los corales fósiles (XC3C, 24.80 a 26.77 °C y XC6A 21.12 a 30.17 °C). Los resultados de la calibración y verificación en las otras dos colonias, hacen que Sr/Ca por sí sola, no sea una buena herramienta para usarla como indicador de temperatura.

La ecuación derivada  $\frac{Sr}{Ca}$  (mmol mol<sup>-1</sup>) = 0.16 (±0.05) × TSO (°C) + 4.80 (±1.30), r = 0.59; n = 24; (1985 a 2008), difiere significativamente de la ecuación derivada ( $\frac{Sr}{Ca}$  (mmol mol<sup>-1</sup>) = -0.0752 × TSO (°C) + 11.397; 4.80 (±1.30), r = 0.71; ; n = 98) para la *S. siderea* en Dry Tortugas, Florida (Maupin *et al.*, 2008) y de la del Golfo de México ( $\frac{Sr}{Ca}$  (mmol mol<sup>-1</sup>) = -0.039 (±0.005) × TSO (°C) + 10.008 (±0.130), r = -0.96; n = 120) (DeLong *et al.*, 2011). Cabe indicar que esta ecuación fue derivada a una escala bimensual. El valor de la pendiente derivada en esta ecuación, se encuentra por encima de otras pendientes publicadas para *Montastraea* spp. en los Cayos Florida con valores de -0,023 a -0,047 mmol mol<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup> (Smith *et al.*, 2006; Swart *et al.*, 2002), y otros corales de crecimiento lento como *Diploria labyrinthiformis* en Bermudas con valores de -0,0359 a -0,0436 mmol mol<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup> (Goodkin *et al.*, 2007) y de *Diploria strigosa* en Guadalupe con valores que varían de -0,041 a -0,042 mmol mol<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup> (Hetzinger *et al.*, 2006).

La correlación en este estudio, fue relativamente débil, en comparación con los comparados. Esta baja correlación puede ser atribuible a la relativa falta de variabilidad de la temperatura anual en el sitio de estudio (~2 °C año<sup>-1</sup>), en comparación con ~12 °C año<sup>-1</sup> en el Pacífico, donde la mayoría de estudios similares se han llevado a cabo. Sin embargo, DeLong *et al.* (2011) encontraron en un análisis de la variabilidad interanual con colonias de *S. siderea* realizadas en el Golfo de México, una correlación significativa con la TSO (r = 0,58, 0,67 y 0,41) para tres corales analizados, valor que es comparable con los resultados obtenidos en este estudio.

Los resultados presentados usando Sr/Ca dependiente de la extensión lineal y de la TSO (Tabla 4.6), muestran mejores resultados a los de la relación Sr/Ca, en cuanto que disminuye la variación entre máximos y mínimos. Para JardínA estas variaciones fueron de 26.86 a 27.90 °C; para JardínC, 26.63 a 27.91 °C y para MarA, 26.69 a 27.22 °C. Para XC3C estas variaciones fueron de 26.69 a 27.22 °C y para XC6A 25.72 a 28.07 °C. La variación promedio para los valores de la TSO instrumental fue de 27.02 a 28.44 °C. Aunque estos datos muestran variaciones entre ~1 y 2 °C, los cuales son comparables con

la variación instrumental  $\sim 1.5$  °C, los resultados de la calibración y verificación con las otras dos colonias, evidencian que los valores medios se encuentran por debajo de la TSO instrumental ( $\sim 0.4$  °C). Sin embargo, este análisis confirma, que la tasa anual promedio de extensión lineal, muestra covarianza con la relación Sr/Ca, a lo largo del registro anual, soportando las observaciones preliminares de que ambos, el crecimiento y la TSO pueden influir en la incorporación de Sr/Ca (Goodkin *et al.* 2007; Saenger *et al.* 2008).

La observación presentada para los corales modernos JardínA y JardínC, indica que hubo menos incorporación de Sr/Ca (9.25 y 9.09 mmol mol<sup>-1</sup>, respectivamente) el mismo intervalo de tiempo durante el cual el coral crecía (3.23 y 3.05 mm año<sup>-1</sup>, respectivamente), contrariamente a lo observado para MarA (8.79 mmol mol<sup>-1</sup>, 2.49 mm año<sup>-1</sup>). Este análisis ha sido también observado comparando la incorporación de Sr/Ca entre invierno y verano por Goodkin *et al.* (2005). En el trabajo encontraron diferencias en las calibraciones temporales de invierno y verano de la TSO atribuidas a las variaciones estacionales de la tasa de extensión. El estudio examinó la relación entre el Sr/Ca y la tasa de crecimiento anual y se encontraron con que en el verano Sr/Ca se correlaciona fuertemente con la tasa anual de extensión esquelética, mientras que el invierno Sr/Ca no mostró correlación con la tasa de crecimiento. Su observación sugiere que cambios sub-anales en la tasa de crecimiento afectan la señal Sr/Ca. Este comportamiento fue visto en JardínA y JardínC, ya que los resultados indican que hubo menos incorporación de Sr/Ca a una tasa de crecimiento mayor.

Se ha observado que las especies de coral que tienen crecimiento rápido tienen una menor razón Sr/Ca que las especies de crecimiento lento (Correge *et al.*, 2004; Weber, 1973), e incluso dentro de una misma especie, las colonias que crecen rápidamente a menudo tienen menores razones Sr/Ca que las colonias que crecen lentamente, como también aquellas partes de crecimiento lento dentro de una misma colonia (Alibert & McCulloch, 1997; Cohen & Hart, 2004; DeVilliers *et al.*, 1995). Los corales cuyas tasas de calcificación se ven reforzadas por la fotosíntesis del simbionte, a menudo presentan menores razones Sr/Ca que sus congéneres sin simbiontes (Cohen *et al.*, 2002). Algunos estudios demuestran que las diferencias de iones en las tasas de transporte durante la

calcificación, conducen a la reducción de la captación de Sr en relación con Ca durante los períodos de alta calcificación (Cohen & McConnaughey, 2003; Ferrier-Pages *et al.*, 2002; Ip & Krishnaveni, 1991). Las hipótesis sobre los mecanismos por los cuales el crecimiento de coral pueden influir en la relación Sr/Ca incluyen artefactos de muestreo relacionado con el bajo crecimiento, complicada arquitectura esquelética (Cohen *et al.*, 2004; Swart *et al.*, 2002), y efectos cinéticos (DeVilliers *et al.*, 1994). Hasta la fecha, los efectos relacionados con las tasas de calcificación y de crecimiento han sido examinados entre colonias de una misma especie (DeVilliers *et al.*, 1995), crecimiento diferenciado considerando los diferentes ejes dentro de una misma colonia (DeVilliers *et al.*, 1994) y entre los diferentes tiempos de vida de un pólipo (Alibert & McCulloch, 1997).

Swart *et al.* (2002), observaron la relación Sr/Ca- TSO asociada al crecimiento de invierno y verano, durante un periodo de dos años. Durante el primer verano, los máximos presentaban una tasa promedio de crecimiento de  $\sim 8 \text{ mm año}^{-1}$  y valores de Sr/Ca que coinciden con el máximo de TSO; pero en el segundo y tercer verano, se presentan menores tasas de crecimiento ( $<7 \text{ mm año}^{-1}$  y  $<6 \text{ mm año}^{-1}$ ) y los valores Sr/Ca no reflejaban la misma magnitud de la TSO de verano. Estos datos muestra la influencia de la tasa de crecimiento en el verano y la relación Sr/Ca-TSO. Otra hipótesis para el impacto del crecimiento sobre la incorporación Sr/Ca en los corales, es que los diferentes mecanismos de crecimiento empleados por los corales en el verano y en el invierno pueden influir en la señal Sr/Ca. Cohen *et al.* (2004) propone que la acreción del esqueleto durante el verano está cubierta por esqueleto acrecido del siguiente invierno, enmascarando el pico de verano en la TSO reconstruida. Así, el grado de enmascaramiento puede variar de año en año en función de la rapidez o no de la formación esquelética.

Mientras que los datos en nuestra investigación apoyan observaciones anteriores de los impactos relacionados con el crecimiento de los corales en la incorporación de Sr/Ca, el mecanismo subyacente, concerniente a la metodología de muestreo (Swart *et al.*, 2002), el régimen de crecimiento (Cohen *et al.*, 2004), o efecto cinético (DeVilliers *et al.*, 1994), parece no estar claro. Por ejemplo Cohen *et al.* (2004) en un análisis a microescala de

*Diploria labyrinthiformis* revelan que la amplitud de los ciclos anuales de Sr/Ca es mayor que la obtenida por las técnicas comunes de muestreo. Swart *et al.* (2002), ha sugerido que muchos de los registros obtenidos con una baja resolución, son suavizados por algunos métodos. Estudios usando cultivos de coral indican que la captación de Sr en relación con Ca podría incrementar a bajas tasas de calcificación, incrementando la razón Sr/Ca del esqueleto (Ferrier-Pages *et al.*, 2002; Ip & Krishnaveni, 1991), lo que implica la existencia de un efecto cinético. Un estudio en el que se considera el efecto cinético y de crecimiento, plantea que el promediar las tasas de extensión de más de 3 años puede capturar plenamente el efecto cinético asociado al crecimiento (Goodkin, 2007). Debido a que la acreción puede ocurrir en el esqueleto durante varios años, la aragonita establecida en el mismo lugar, puede reflejar diferentes tipos de calcificación. Al promediar las tasas de extensión de por lo menos tres años, una mejor estimación de la tasa de calcificación promedio durante el período de acumulación del esqueleto se logra y permite el desarrollo de un modelo de crecimiento corregido.

Teniendo en cuenta la concordancia entre el Sr/Ca y la TSO a escala de tiempo interanual, la no reproducibilidad inter-colonia e intra-colonia, es muy probable que este comportamiento sea debido a diversos efectos que algunos autores llaman "efectos vitales" o de crecimiento (Cohen & McConnaughey, 2003; Goodkin *et al.*, 2007). Basados en los resultados de Cohen & McConnaughey (2003), los cuales muestran que una disminución en la tasa de extensión corresponde a un enriquecimiento relativo en los valores de Sr/Ca, se podría esperar para ver una relación significativa y persistente inversa entre el promedio anual de Sr/Ca y la tasa de extensión esquelética.

Independiente del mecanismo por el cual la tasa de crecimiento de coral afecta la incorporación de Sr/Ca, nuestros datos muestran que los cambios en la tasa de crecimiento a lo largo del eje de máximo crecimiento pueden causar grandes excursiones en Sr/Ca que no reflejan con exactitud la TSO experimentado por el coral; por lo que una aplicación para la reconstrucción de la TSO en el pasado es no muy confiable.

### 5.3 CALIBRACIÓN DE LA TASA ANUAL DE CRECIMIENTO Y TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL OCÉANO

#### 5.3.1 LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL OCÉANO DURANTE EL HOLOCENO TARDÍO

Al comparar los registros de la extensión lineal de los corales con el promedio de la TSO, se observa que existe una relación inversa, excepto para JardinC y AkumA cuya relación es directa. Esta relación inversa ha sido observada y reportada en algunas investigaciones (ej., Weber, 1973; Smith *et al.*, 1979; Lea *et al.*, 1999; Saenger *et al.* 2009). Saenger *et al.* (2009) demostraron que las tasas de crecimiento anuales de la especie del Atlántico masiva *S. siderea*, en Belice y Bahamas están inversamente correlacionadas con el promedio de la TSO, capturando en varios decenios la variabilidad climática en periodos previos al registro instrumental. No existe estudios previos que muestren esta relación directa para *S. siderea* con la TSO; sin embargo, en este estudio se llegó a la conclusión de que este comportamiento, tiene que ver con el sexo de las colonias, ya que tanto las hembras como los machos difieren en la demanda energética a través del tiempo (calibración anual). Cabe anotar que la mayor parte de las colonias son hembras, excepto JardinC y AkumA. Nuestros resultados y los de Saenger *et al.* (2009) muestran que las tasas anuales de crecimiento de *S. siderea* en los sitios Yucatán, Bahamas y Belice se correlacionan a escalas de varios decenios, con la variabilidad de la TSO y por ende, pueden ser utilizados para extender el registro de la TSO fuera del periodo instrumental.

Las tasas anuales de crecimiento de los tres corales (JardinA, MarA y MarB) usadas para la calibración durante el periodo 1900-1960, explican el 50, 77 y 62 % respectivamente de la varianza atribuida a la TSO; en tanto que el promedio de la extensión lineal de estos tres corales, explica el 71%. Los dos periodos usados para la verificación mostraron una alta correlación con la TSO (1961-2009,  $r=0.49$ ,  $n=49$ ,  $p<0.01$ ; 1854-1899  $r=0.82$ ,  $n=146$ ,  $p<0.01$ ). La pendiente de la ecuación derivada en este estudio [Ext-Lin (mm)= -1.844

$(\pm 0.158) \times \text{TSO}$ , ( $r = -0.84$ ;  $p < 0,01$  y  $n = 60$ ), difiere ligeramente a la reportada por Saenger *et al.* (2009), para la misma especie en Bahamas y la cual fue calculada basada en anomalías y forzada al origen [ $\text{Ext-Lin } (\text{mm}) = [-1.20 (\pm 0.06) \times \text{TSO} (^\circ\text{C})$ , ( $r = -0.67$ ;  $p = 0,024$ )]. Esta pequeña diferencia se debe probablemente a que las tasas de crecimiento para esta especie en esa localidad fueron menores, variando entre 1.1 a 3.8 mm año<sup>-1</sup>. y estos espacion que onda?

Con la ecuación derivada, se generaron datos de la TSO hasta 1773 previos a los registros instrumentales. Dos de las colonias de coral analizados en este estudio crecieron de forma continua durante 235 y 225 años respectivamente, abarcando así el período 1773 a 2009. Esto ha permitido extender el registro instrumental de la TSO por 85 años. Este registro de la TSO de coral derivado, captura la variabilidad multi-decadal evidente en el registro TSO instrumental, así como la amplitud de ésta variabilidad antes y después del período de calibración.

Durante este periodo se generaron temperaturas correspondientes al final de la pequeña edad de Hielo. La TSO derivada promedio para el período comprendido entre 1848 a 1845 fue de 27.66 °C y para el período comprendido entre 1782 y 1786 fue de 28.04 °C. La TSO reconstruida sugiere que, a través de la Pequeña Edad de Hielo, las temperaturas se mantuvieron dentro de los errores iguales a los valores modernos. Nuestro registro revela un período de enfriamiento de varias décadas con una duración de ~ 1810-1850. Este período preindustrial de enfriamiento fue precedido por un calentamiento que duró por lo menos 30 años. Por lo tanto, nuestros datos sugieren que la variabilidad multidecadal, con aproximadamente el mismo periodo (~75 años) y amplitud observados en el registro instrumental, es una característica significativa del Océano Atlántico pre-instrumental, al menos desde 1775. Esta observación concuerda con la realizada en Bahamas por Saenger *et al.* (2009).

A diferencia de la TSO derivada usando la extensión lineal, los estudios geoquímicos usados en corales pueden proporcionar registros estacionales de la TSO. Recientemente, un registro de 520 años de la variabilidad de la TSO-Sr/Ca fue generado a partir del

estudio de la especie de coral *Montastraea faveolata* en Puerto Rico (Kilbourne *et al.*, 2010). Para el período centrado ~1850, los autores usando  $\delta^{18}\text{O}$ , Sr/Ca, y la relación Sr/Ca - Ext -Lin, encontraron que las TSO para Puerto Rico estuvieron entre  $-1.4\text{ }^{\circ}\text{C} \pm 0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $-1.3\text{ }^{\circ}\text{C} \pm 0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-0.4\text{ }^{\circ}\text{C} \pm 0.3\text{ }^{\circ}\text{C}$  respectivamente más frías que las actuales. Al usar la calibración Sr/Ca corregida por la tasa de crecimiento desarrollada por Saenger *et al.* (2008) se observa una disminución significativa de la amplitud de la variabilidad Sr/Ca-TSO en el registro de Puerto Rico (Kilbourne *et al.*, 2010). Esta reconstrucción de la SST evidencia grandes cambios en la composición isotópica del oxígeno del agua de mar, por lo que los autores sugieren que se necesita más trabajo para reconstruir con fiabilidad la TSO a partir de estos indicadores en este sitio (Kilbourne *et al.*, 2010).

Una calibración previa Sr/Ca-TSO desarrollada para *M. faveolata* en puerto Rico (Swart *et al.*, 2002) fue utilizada para inferir un calentamiento de  $\sim 2\text{ }^{\circ}\text{C}$  desde 1750 y un calentamiento de casi  $4\text{ }^{\circ}\text{C}$  desde  $\sim 1670$ . Durante el registro instrumental, las tendencias de las TSO en Puerto Rico y Yucatán son similares y por lo tanto la amplitud de la variabilidad de la TSO en el pasado para los dos lugares, se esperaría fueran similares. Sin embargo, la amplitud de variabilidad de la TSO inferida Sr/Ca, es significativamente mayor a la TSO reconstruida basada en el crecimiento del coral tanto en Yucatán (este estudio) y en Bahamas (Saenger *et al.*, 2009). En Bahamas, el registro de crecimiento de los corales implica un incremento de  $\sim 0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  en la temperatura entre 1750 y 1990 y de  $\sim 1\text{ }^{\circ}\text{C}$  desde 1670. Es probable que el registro de TSO-Sr/Ca sobreestima la variabilidad de la TSO antes de 1850. Se sabe que la relación coralina Sr/Ca se ve influenciada por los "efectos vitales", procesos que ocurren durante la precipitación del  $\text{CaCO}_3$  (biomineralización) que pueden distorsionar la señal de temperatura registrada en el esqueleto (Cohen & Gaetani, 2010).

De igual manera, una reconstrucción Sr/Ca basado en anomalías de la TSO a partir del coral *Diploria labyrinthiformis* en las Bermudas es presentado por Goodkin *et al.* (2008). Del mismo modo que en Puerto Rico, la reconstrucción de la TSO basada en Sr/Ca, sobreestima significativamente la amplitud de la variabilidad de la TSO instrumental, y por lo que muy probablemente sobreestima la variabilidad de la TSO antes de los registros

instrumentales. Para el mismo período centrado ~1850 y usando  $\delta^{18}\text{O}$  y Sr/Ca, los autores encontraron que para Bermuda la TSO fue  $-1.5\text{ }^{\circ}\text{C} \pm 0.4\text{ }^{\circ}\text{C}$  más fría que la actual. Esta observación es consistente con la de Scott *et al.* (2010), cuyo análisis de los registros de la TSO usando 10 diferentes indicadores frente a la TSO instrumental, mostró que el 90% de los registros de los indicadores de TSO derivados de coral Sr/Ca sobreestiman la variabilidad de la TSO real fuera del corto periodo de calibración.

En general, nuestros datos indican que la TSO tropical del Atlántico se mantuvo dentro de  $\sim 1\text{ }^{\circ}\text{C}$  de los valores modernos en los últimos 225 años. Este resultado es consistente con lo reportado por Saenger *et al.* (2009), que mostró que la TSO se mantuvo dentro de  $\sim 1\text{ }^{\circ}\text{C}$  de los valores modernos en los últimos 450 años. Nuestros resultados son inconsistentes con la TSO derivada de indicadores geoquímicos, incluyendo Sr/Ca y Mg/Ca (Watanabe *et al.*, 2001) que implican grandes cambios de amplitud ( $> 2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) desde 1750 a 2009. Sin embargo, una comparación de la TSO instrumental con la TSO derivada con los corales, sugieren que el indicador Sr/Ca-TSO rara vez se captura la variabilidad de la TSO con precisión fuera del periodo de calibración.

### **5.3.2 LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL OCÉANO DURANTE MIS-5e**

En este estudio, el uso de la extensión lineal como indicador de la TSO, medida mediante CT-SCAN y aplicada a corales fósiles, representan el primer registro continuo de la variabilidad de la TSO para el Caribe Mexicano por aproximadamente 211 años durante el MIS-5e.

Usando la tasa de crecimiento anual como indicador para estimar la temperatura durante MIS-5e (Tabla 4.2), se generaron aproximadamente 211 años de variaciones en la TSO para el primer estadio (MIS-5e; +3 m) y aproximadamente 60 años de variabilidad para el segundo estadio (MIS-5e; + 6m). Durante el primer estadio, la temperatura promedio registrada por XC3A fue de  $28.37 \pm 0.25\text{ }^{\circ}\text{C}$ , para XC3B  $27.78 \pm 0.27\text{ }^{\circ}\text{C}$  y para XC3C  $28.04 \pm 0.24\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Durante el segundo estadio, la temperatura promedio para XC6A fue

27.84 ± 0.24 °C y para XC6B 28.35 ± 0.22 °C. Estos valores son comparables con el promedio de la TSO instrumental (27.90 ± 0.21 °C para 1950 -2009). Las variaciones de la TSO derivada durante el primer estadio estuvieron entre 1.37 y 1.57 °C; en tanto que para el segundo estadio entre 0.98 y 1.01 °C. En general, estas variaciones entre máximos y mínimos para todos los corales fósiles fueron mayores a las registradas por TSO instrumental (1950-2009). Siendo respectivamente los mínimos ligeramente más fríos y los máximos más cálidos que la TSO instrumental.

Con el uso de la relación Sr/Ca como indicador de TSO, para estimar la temperatura durante MIS-5e, se generaron 4 años de variaciones en la TSO durante el primer estadio (XC3C;+3m) y segundo estadio (XC6A;+6m). Los datos obtenidos mediante esta calibración indican que durante el primer estadio, la temperatura promedio registrada por XC3C fue de 25.92 ± 0.82 °C y durante el segundo estadio, la temperatura promedio registrada por XC6A fue 25.66 ± 4.18 °C. En general, el promedio de los datos estuvo aproximadamente 2.11 °C por debajo del promedio de la TSO instrumental (27.90 ± 0.21°C durante 1950 -2009). De igual manera, las variaciones promedio interanuales de la TSO derivada durante los dos estadios estuvieron entre 1.97 y 9.05 °C, las cuales fueron mucho mayores a las variaciones interanuales registrada por la TSO instrumental.

Mediante el uso de la relación Sr/Ca dependiente de la extensión lineal, como indicador de TSO, para estimar la temperatura durante MIS-5e, se generaron de igual forma, cuatro años de variaciones en la TSO durante el primer estadio y segundo estadio. Los datos obtenidos mediante esta calibración Sr/Ca–Ext Lin, indican que durante el primer estadio, la temperatura promedio registrada por XC3C fue de 26.98 ± 0.22 °C y durante el segundo estadio, la temperatura promedio registrada por XC6A fue 26.91 ± 1.06 °C. El promedio de los datos estuvo aproximadamente 0.95 °C por debajo del promedio de la TSO instrumental (27.90 ± 0.21°C durante 1950 -2009) y las variaciones promedio interanuales de la TSO derivada estuvieron entre 0.53 y 2.35 °C, las cuales también fueron mayores a las variaciones interanuales registrada por la TSO instrumental (1950-2009). Estas variaciones entre máximos y fueron menores a las derivadas usando solo la relación Sr/Ca. Usando al calibración Sr/Ca corregida por la tasa de crecimiento desarrollada por

Saenger *et al.* (2008), se disminuye significativamente la amplitud de la variabilidad Sr/Ca-TSO en el registro fósil.

Como se discutió anteriormente, la calibración derivada de la extensión lineal (obtenida del promedio de la medición en tres corales) y la TSO, mostró una mejor correlación durante todo el registro moderno con la TSO instrumental ( $r=-0.82$ ), explicando el 71% de la variabilidad. Esto permite, usar la ecuación derivada con mayor confianza para obtener registros de TSO en corales fósiles en donde otros indicadores como Sr/Ca han experimentado cambios diagenéticos. Sin embargo, es sabido que algunos factores como la luz (Barnes & Chalker, 1990), además de la temperatura, influyen en el crecimiento del coral. Las variaciones observadas en las tasas de crecimiento en función de la profundidad, hacen que el uso de este indicador sea el más apropiado cuando se quiere estimar variaciones de la TSO. Durante este estudio, en el análisis de corales modernos se hizo evidente, que las variaciones en las tasas de crecimiento no solo son dadas por cambios en la TSO, sino también por el efecto de la profundidad. Para ello entonces se propone el uso de la extensión lineal dependiente de la profundidad y la TSO. Los posteriores análisis estarán solo basados en el registro de la TSO obtenidos usando la Ext Lin- prof, como indicador de la temperatura.

Mediante el uso de la ecuación múltiple generada, en la cual el crecimiento esquelético está en función de la TSO y de la profundidad (Tabla 4.3), igualmente se generaron 211 años de variaciones en la TSO para el primer estadio (MIS-5e; +3 m) y 60 años de variabilidad para el segundo estadio (MIS-5e; + 6m).

Este modelo representa una mejor aproximación a la TSO durante el MIS-5e, ya que considera el efecto del crecimiento relacionado con la profundidad. Los datos obtenidos de este modelo indican que durante el primer estadio, la temperatura promedio registrada por XC3A fue de  $28.99 \pm 0.32$  °C, para XC3B  $28.31 \pm 0.42$  °C y para XC3C  $28.43 \pm 0.34$  °C. Durante el segundo estadio, la temperatura promedio para XC6A fue  $27.93 \pm 0.32$  °C y para XC6B  $28.52 \pm 0.28$  °C. Considerando los datos en total, podemos observar que el registro promedio de la TSO para ambos estadios fue de  $28.50 \pm 0.45$  °C, lo cual

representa  $\sim 0.6$  °C por encima de la presente TSO. En general, para el primer estadio y segundo estadio, los mínimos promedios estuvieron  $\sim 0.1$  °C por debajo de la TSO instrumental (27.53 a 28.30 °C durante 1950-2009); mientras que los máximos promedios durante el primer y segundo estadio estuvieron en 1.2 °C y 0.5 °C, respectivamente por encima de la TSO instrumental. Las variaciones de la TSO derivada durante el primer estadio estuvieron entre 1.76 y 2.36 °C; en tanto que para el segundo estadio entre 1.34 y 1.78 °C, siendo mayores a las registradas por la TSO instrumental. Esto es muy significativo teniendo en cuenta que la TSO moderna varía sólo  $\sim 1$  °C en tiempos de escala multi-anales. Los mínimos fueron ligeramente más fríos y los máximos más cálidos que la TSO instrumental.

Hay una gran similitud entre las variaciones interanuales de la TSO derivadas para el MIS-5e y las modernas, pero con veranos más cálidos e inviernos ligeramente más fríos. Estas temperaturas más cálidas, a primera vista, es el resultado esperado, ya que los niveles del mar eran más altos, lo que implicaba una amplia fusión de las capas de hielo, y por lo tanto, condiciones presumiblemente más cálidas. Los modelos climáticos acoplados océano-atmósfera para el MIS-5e propuestos por Montoya *et al.* (1998) y Kubatzki *et al.* (2000), proporcionan datos con valores globales de cambios en la TSO invierno-verano con respecto a los valores modernos post-industriales entre -0.1 y 1.1 °C para el Hemisferio norte (HN) y de -0.5 a 0.3 °C en el Hemisferio Sur (HS) mediante el modelo ECHAM-1/LSG y entre -0.6 y 1.5 °C para el Hemisferio norte (HN) y de -1.0 a -0.4 °C en el Hemisferio Sur (HS) mediante el modelo CLIMBER-2. Los valores propuestos por el modelo ECHAM-1/LSG se encuentran dentro del intervalo propuesto por nuestra calibración.

Para el MIS-5e, los modelos muestran un fuerte calentamiento estival de 4-5 °C en los centros de los continentes del Hemisferio Norte (HN) (América del Norte, Europa Central, Medio Oriente y de Siberia) en respuesta directa al aumento de la insolación de verano y reducción del albedo en el HN. Para el mismo período en el Hemisferio Sur HS (durante el invierno del HS), el centro de los continentales de Sur-África, América del Sur y Australia, muestran un calentamiento leve, al mismo tiempo que la TSO es ligeramente más fría,

observación que es consistente con medidas de los corales del MIS-5e en Australia Occidental realizada por McCulloch & Esat (2000).

Las características principales de los modelos indican que en MIS-5e, durante el verano se producían fuertes calentamientos y durante el invierno fuerte enfriamientos en el HN y al Sur de las regiones sub-tropicales, con una respuesta muy débil sobre el océano. También los modelos plantean una reducción del gradiente de temperatura meridional en el HN y un calentamiento generalizado en las altas latitudes durante la mayor parte del año. Este último es el resultado de la disminución del hielo marino en la zona debido a la mayor insolación de verano y la retroalimentación positiva de la temperatura por el albedo del hielo marino. Estos modelos coinciden con lo observado durante los veranos en el HN, lo cual es consistente con la opinión de que las temperaturas del verano están esencialmente determinadas por la insolación. La discrepancia se encuentra sobre la Antártida y del Océano Austral, donde el modelo simula un enfriamiento mucho más fuerte (correspondiente a un incremento mucho más grande en el hielo marino) durante todo el año (Cubasch *et al.*, 1994). En invierno, los procesos dinámicos juegan un papel muy importante en la determinación de las temperaturas del Hemisferio Norte. Por lo tanto, el desacuerdo en las respuestas térmicas en esta área puede ser parcialmente atribuidas a las diferencias en cómo los dos modelos simulan los últimos procesos. Durante el invierno, uno de los modelos muestra un enfriamiento global más fuerte, especialmente en latitudes medias y altas. Grandes áreas del océano en estas latitudes muestran un calentamiento y que está relacionado con las diferencias en la circulación del océano. Lo encontrado en esta investigación, es consistente con uno de estos modelos. En general los veranos fueron más fuertes y los inviernos tuvieron temperaturas ligeramente más frías en comparación con las variaciones de las temperaturas actuales en el HN.

Pocas reconstrucciones de la TSO con corales han sido reportadas para los trópicos; una excepción fue obtenida en la Península de Huon por McCulloch & Esat (2000) quienes generaron 10 años de TSO durante el MIS-5e usando la relación Sr/Ca en *Porites*. Ellos encontraron temperaturas promedio anuales e intervalos de temperatura similares a los actuales. En el estudio fue estimada una TSO de  $29 \pm 1^\circ\text{C}$ , la cual similar a TSO presente

para esa localidad, sin embargo, encontraron  $\sim 1$  °C más frío durante los mínimos de invierno ( $\sim 21$  °C) para el MIS-5e en comparación con los mínimos actuales ( $\sim 22$  °C). Estas observaciones difieren a las encontradas en este estudio, ya que para los máximos la TSO derivada siempre estuvo por encima del valor promedio. Los autores explican, que este comportamiento se debió al calentamiento asimétrico de la tierra, con el aumento de la insolación NH durante el MIS-5e. Otras reconstrucciones de la TSO para los trópicos usando diferentes indicadores son presentadas en la Tabla 5.3

Tabla 5.3. Reconstrucciones de la TSO usando diferentes indicadores.

Sitio	Indicador	Océano	Latitud	Longitud	TSO (°C) máx. moderna	TSO (°C) máx. MIS-5e	Referencia
Altiplano	Mg/Ca	Pacífico	00°19.10´N	159°21.70´E	29.2	29.6 (123.4 ka)	Lea et al., 2000
Ontong-Java	foraminíferos	Oeste					
Cordillera	Mg/Ca	Pacífico	02°16.90´N	90°57.90´W	25.8	28.2 (122.0 ka)	Lea et al., 2000
Cocos	foraminíferos	Oeste					
Cuenca de Guinea	Mg/Ca foraminíferos, UK'37.	Atlántico Este	01°39.90´S	12°25.70´W	24.7	26.6 (122.0 ka)	Nuernberg et al., 2000
Cuenca de Guinea	Mg/Ca foraminíferos UK'37.	Atlántico Este	05°46.20´S	10°44.70´W	26.1	27.6 (121.5 ka)	Nuernberg et al., 2000
Cordillera Comorin	Mg/Ca foraminíferos	Índico central	02°40.00´N	78°00.00´E	28.5	30.0 (123.0 ka)	Saraswat et al., 2005
Isla Galápagos	Mg/Ca foraminíferos	Pacífico Oeste	02°15.5´N	90°57.1´W	24	27.2 (130–126 ka)	Lea et al., 2006
Cuenca Colombiana	Mg/Ca foraminíferos	Atlántico Oeste	12°45.00´N	78°44.00´W	28.2	29.6 (128.6 ka)	Schmidt et al., 2006
Golfo de Guinea	Mg/Ca foraminíferos	Atlántico Este	02°30.11´N	09°23.68´E	25.3	28.3 (124.5 ka)	Weldeab et al., 2007
Plataforma Malvide	Mg/Ca foraminíferos	Índico central	05°04.00´N	74°53.00´E	28.7	29.8 (123.6 ka)	Tachikawa et al., 2008
Golfo de México	Mg/Ca foraminíferos	Mar Caribe	26°56.77´N	91°20.74´W	25.4	26.6	Whitaker, 2008
Mar Rojo	TEX86	Mar Rojo	19°57.60´N	38°06.30´E		> 2-3 (120.0 – 122.0 ka)	Trommer et al., 2011
Península de Yucatán	Ext- Lin – prof.	Mar Caribe	20°34' 48.34"N	87°07' 15.52"W	28.4	29.5(122.1 ka)	Este estudio
Península de Yucatán	Ext- Lin – prof.	Mar Caribe	20°34' 45.14"N	87°07' 18.61"W	28.4	29.0 (119.6 ka)	Este estudio

Durante el primer estadio y en los puntos más cálidos de nuestro registro ( $29.51 \pm 0.12$  °C), se obtuvieron TSO promedias que están  $1.70$  °C más cálidas que la TSO pre-industrial ( $27.81 \pm 0.22$  °C) y  $\sim 5$  °C más cálidas ( $24.37 \pm 0.4$  °C) que para el promedio del Holoceno (Lea *et al.*, 2006). Los máximos obtenidos en nuestro registro fue comparable a los obtenidos por Lea *et al.* (2000); Saraswat *et al.* (2005); Schmidt *et al.* (2006) y Tachikawa *et al.* (2008); pero difiere de los máximos encontrados para la Cordillera de Cocos por Lea *et al.* (2000), para la Cuenca de Guinea, por Nuernberg *et al.* (2000), para la Isla Galápagos por Lea *et al.* (2006) y para el Golfo de México por Whitaker (2008). Nuestros resultados difieren considerablemente con las variaciones encontradas para MIS-5e y los máximos modernos reportados por Lea *et al.* (2006) y por Weldeab *et al.* (2007), quienes estimaron para el Atlántico y Pacífico Oriental tropical una TSO  $\sim 2$ °C superior a la reportada para los niveles preindustriales.

Lea *et al.* (2006), usando Mg/Ca en foraminíferos planctónicos, estimaron un promedio para la TSO de  $26.0 \pm 0.9$  °C, la cual fue comparable con las temperaturas más cálidas para el Holoceno ( $23.6$  a  $25.6$  °C a 11300 años AP). Las temperaturas estimadas, fueron más cálidas en la primera parte de MIS-5e ( $26.00 \pm 0.90$  °C; 115 a 131 ka) con un máximo de  $27.17 \pm 0.40$  °C ocurrido entre 126 y 130 ka, y más frías durante la última parte  $\sim < 100$  ka. Los valores de TSO propuestos por los autores, son únicamente comparables en las partes más cálidas del registro, con los mínimos de TSO para ambos estadios obtenidos en nuestros estudio ( $27.45 \pm 0.33$  y  $27.48 \pm 0.37$  °C, respectivamente).

El uso de la extensión lineal como indicador de temperatura, estima que la TSO durante MIS-5e fue más cálida que durante la época pre-industrial, industrial y durante el Holoceno. Esto demuestra que entre 122.100 y 119.600 años AP, cuando no había influencia antrópica, las aguas marinas superficiales en las regiones ecuatoriales fueron más cálidas que en la actualidad. Sin embargo, también debe considerarse que este calentamiento fue acompañado por un aumento contiguo en la concentración atmosférica de CO<sub>2</sub> estimada a partir de registros de los núcleos de hielo (Fischer *et al.*, 1999). Esto implica que los cambios de temperatura en la tierra están posiblemente relacionados con los cambios en la concentración atmosférica de CO<sub>2</sub>. La concentración de CO<sub>2</sub> atmosférico

durante MIS-5e es comparable con la concentración de CO<sub>2</sub> atmosférico en la época preindustrial durante el Holoceno (Saraswat, 2011).

### 5.3.3 POSIBLE ROL DE LA CIRCULACIÓN OCEÁNICA Y LAS NUBES EN LA DISTRIBUCIÓN DE LA TSO DURANTE EL MIS-5e

Los modelos propuestos por Montoya *et al.* (1998) y Kubatzki *et al.* (2000), plantean una reducción del gradiente de temperatura meridional en el HN y un calentamiento generalizado en las altas latitudes durante la mayor parte del año, el resultado de la disminución del hielo marino en la zona debido a la mayor insolación de verano y la retroalimentación positiva de la temperatura por el albedo del hielo marino. Este modelo coincide con lo observado, ya que mientras las temperaturas de la superficie del océano en las altas latitudes se incrementaron entre 2 a 3 °C, produciendo una deglaciación (Jouzel *et al.*, 1987), las temperaturas en los trópicos sólo se incrementaron un poco o permanecieron más o menos constantes. Nuestro registro coincide que para este sitio tropical situado a ~20° 34' 8.43"; las TSO promedios para el primer y segundo estadio (28.53±0.46 y 28.32±0.40 °C, respectivamente); solo estuvieron entre 0.4 y 0.6 °C por encima de los valores de la TSO post-industriales.

Una hipótesis adicional y no concluyente a la del aumento de la insolación de verano y reducción del albedo en el HN, está dada por la teoría de "termostato para los trópicos" (Ramanathan & Collins, 1991). Los autores, basándose en investigaciones sobre lo que ocurre en el Pacífico cuando se produce el fenómeno del Niño, postulan la teoría sobre la formación de nubes-cirros<sup>29</sup> en los trópicos, las cuales juegan un papel de termostato,

---

<sup>29</sup> Este tipo de nubes-cirrus afectan los flujos de energía solar y terrestre de diversas maneras y con efectos a veces opuestos. El resultado del efecto albedo, con respecto a la radiación solar (pérdida de energía) y del opuesto, efecto invernadero con respecto a la radiación terrestre (retención de energía), depende de factores diversos como el tamaño de las gotas, la densidad y espesor de las nubes, la altitud y la temperatura entre otras (Liou, 1991). Las nubes aumentan el efecto invernadero en la atmósfera, mediante la absorción de la radiación de onda larga (OLR) emitida por la superficie de la tierra y la troposfera, y la re-emite al espacio a temperaturas mucho más frías que las encontradas en la cima de las nubes, el efecto neto de las nubes es la reducción de la OLR. Esto se conoce como forzamiento de nube de onda larga. Las nubes también tienden a enfriar la superficie del planeta, reflejando la radiación solar para que regrese al espacio. Este efecto albedo se

oponiéndose al calentamiento. Según esta teoría, rechazada por otros modelistas (Mitchell, 1991), el incremento de las temperaturas superficiales del océano no puede exceder el límite de 32 °C, debido a que provoca un incremento de la convección y un aumento de cirros. Este tipo de nubosidad se forma en lo alto de los cúmulos tropicales, dejando de ser translúcidos y convirtiéndose en altamente reflectivos. En oposición a los cirros translúcidos, se forma una extensa capa de nubes que interfieren con la radiación solar, cubriendo una gran superficie y produciendo un efecto de enfriamiento o de contención de las temperaturas en la superficie oceánica.

Waliser & Graham (1993) y Zhang (1993), postulan que la convección profunda en los trópicos está íntimamente ligada a la dinámica general de circulación. Las observaciones muestran que por encima de un umbral de 26 °C en la TSO, la actividad convectiva aumenta considerablemente. Al considerar estos fenómenos de actividad dinámica a grandes escalas como los regímenes convergencia o divergencia, se ha observado que este aumento se debe al gradiente horizontal de la TSO, siendo la convección una medida independiente del valor absoluto de la TSO local (Bony *et al.*, 1997; Lau *et al.*, 1997). Este proceso ha sido también confirmado mediante modelos que implican a las nubes-cirros y la circulación tropical (ej., Lau *et al.*, 1994; Tompkins & Craig, 1999). Otros estudios, incluyen, la circulación a gran escala, con un forzamiento de la surgencias que inyectan aguas frías (Clement *et al.*, 1996; Sun & Liu, 1996).

Por otra parte, experimentos de laboratorio muestran que los aerosoles de sulfato de amonio  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_2$  provenientes de las prácticas agrícolas pueden tener bastante importancia en la formación de los cirros al formar cristales de hielo a partir del vapor de agua. Ahora bien, estos cristales, que pueden adquirir un tamaño relativamente grande, sedimentan más rápidamente y desecan el aire, con lo que el efecto invernadero se reduce (Abbat, 2006).

---

conoce como forzamiento de nube de onda corta (Cess, 2005). Las Nubes tropicales, particularmente los cirros, contribuyen en forma especial en el efecto albedo de los trópicos del planeta (Liou, 1986; Slingo & Slingo, 1988; Randall *et al.*, 1989).

#### 5.3.4 LA OSCILACIÓN MULTIDECADAL DEL ATLÁNTICO

Otro importante resultado de este estudio, fue la presencia de la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO) tanto para los corales modernos como para los fósiles. Este resultado indica la presencia de este modo climático durante el "MIS-5e". Este tipo de oscilación es un modo coherente de variabilidad multidecadal de la temperatura superficial del océano (TSO), centrado en el Atlántico Norte. Los mecanismos subyacentes a esta variabilidad multidecadal siguen siendo controversiales, porque los registros instrumentales han observado sólo ciclos AMO durante los últimos 150 años; sin embargo, tales registros no son lo suficiente largos para responder de manera concluyente, si se podría considerar como un modo persistente de la variabilidad natural en el Atlántico tropical o puede ser atribuido a efectos antropogénicos.

AMO es el principal modo de baja frecuencia de variabilidad climática en el Atlántico Norte (Enfield *et al.*, 2001). Identificada por primera vez en los registros climáticos instrumentales, el AMO es una alternancia de la TSO entre fases cálidas y frías de 0.4 °C en periodos de 60 a 70 años (Kerr, 2000). El registro del índice AMO indica fases cálidas (1750-1830 y 1930-1950) y frías (1900-1920 y 1960-1980), así como el inicio de una fase de calentamiento generalizada para la década de los 90's (Knight *et al.*, 2005; Saenger *et al.*, 2009). La señal tiene un alcance mundial, con una correlación positiva "co-oscilación" en algunas partes del Pacífico Norte, pero es más intensa en el Atlántico Norte y se le ha relacionado con la ocurrencia de la sequía del Sahel (Folland *et al.*, 1986; Rowell *et al.*, 1995), variabilidad en el régimen de las precipitaciones del nordeste brasileño (Folland *et al.*, 2001), el clima de Norte de América (Sutton & Hodson, 2005), flujos de los ríos (Enfield *et al.*, 2001) y la frecuencia de huracanes en el Atlántico (Goldenberg *et al.*, 2001; Hetzinger *et al.*, 2008).

Algunos estudios muestran una tendencia creciente lineal de la TSO en la zona tropical del Atlántico durante el siglo XX, que se superpone a la variabilidad natural multidecadal y que ha sido relacionada con un calentamiento global generalizado de origen antrópico

(Houghton *et al.*, 2001). Sin embargo, se encuentra en debate, qué tanto de este calentamiento observado en el Atlántico tropical es atribuido a la influencia del hombre (Mann & Emanuel, 2006). Los mecanismos subyacentes a esta variabilidad multidecadal siguen siendo controversiales, principalmente debido al limitado registro instrumental (Latif *et al.*, 2006) y a que la mayoría de los registros AMO disponibles se basan únicamente en indicadores continentales con baja resolución (Delworth & Mann, 2000; Gray *et al.*, 2004). Así mismo, estos paleo-indicadores no pueden distinguir entre el forzamiento radiactivo debido a los aerosoles (naturales o no) y la variabilidad del clima en el sistema acoplado océano-atmósfera. Las fluctuaciones en los anillos de los árboles en los siglos pasados pudo haberse atribuido a eventos naturales, pero en el siglo XX, puede tener un efecto mixto (Enfield & Cid-Serrano, 2010). Otra razón es que los indicadores marinos usados, no son lo suficiente largos en tiempo para conocer el tipo de ciclos inter-decadales, su frecuencia y amplitud (Hetzinger *et al.*, 2008).

Un estudio reciente basado de la tasa de crecimiento del coral *Siderastrea siderea* recolectado en Bermudas, obtuvo un registro continuo de 440 años de las anomalías de la TSO. El estudio muestra la AMO como un modo persistente desde ~1730, con un enfriamiento característico desde 1570 hasta 1730, que incluye una gran parte de la Pequeña Edad de Hielo (Saenger *et al.*, 2009). Esta evidencia implica que AMO como una oscilación multidecadal, no ha sido un modo persistente de la TSO en las bajas latitudes del Atlántico occidental y sólo está presente en períodos cálidos.

De igual forma a la regresión lineal obtenida para los corales modernos realizada para estimar la TSO durante el MIS-5e, y con el fin de observar las anomalías de la TSO durante el MIS-5e y relacionarlas con el índice AMO, un análisis de regresión lineal fue establecido entre las anomalías de la TSO y de la extensión lineal promedio de tres núcleos de coral modernos (Figura 5.4a). Las anomalías de la TSO fueron graficadas contra la Oscilación Multidecadal del Atlántico ( $r=0.59$ ,  $n= 153$ ,  $P < 0.001$ ; Figura 5.4b).

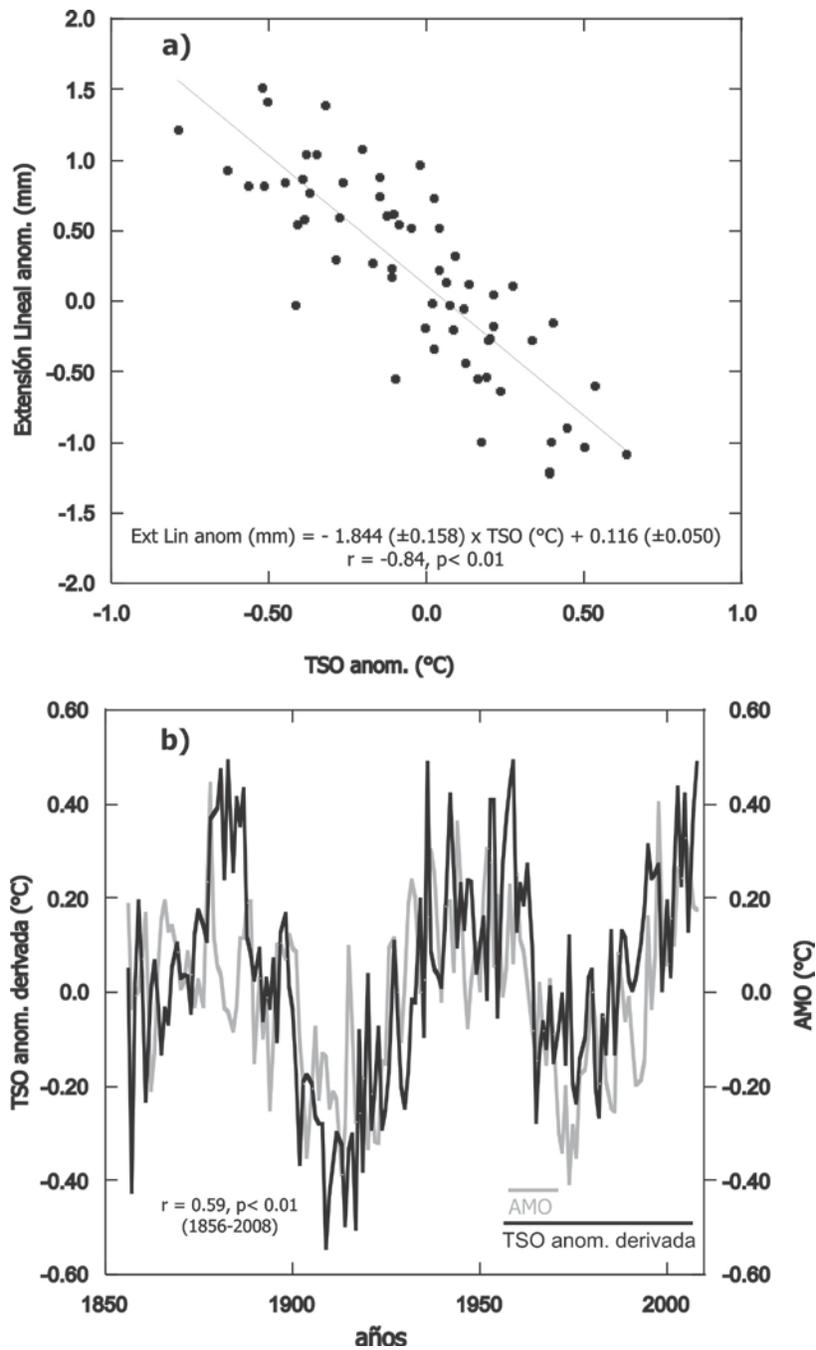


Figura 5.4 Calibración de las anomalías de la extensión lineal promedio y de la Temperatura Superficial del Océano. a) Extensión lineal promedio de tres corales (JardinA, MarA y MarB) graficada contra la TSO promedio desde 1900 hasta 1960. b) TSO derivada usando la ecuación obtenida comparada con el índice AMO (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO>).

La calibración obtenida de las anomalías de la TSO y de la extensión lineal promedio, fue aplicada a los datos de anomalías de la extensión lineal para XC3B y XC3C, con el fin de generar anomalías de la TSO durante aproximadamente 210 años de registro fósil (Figura 5.5).

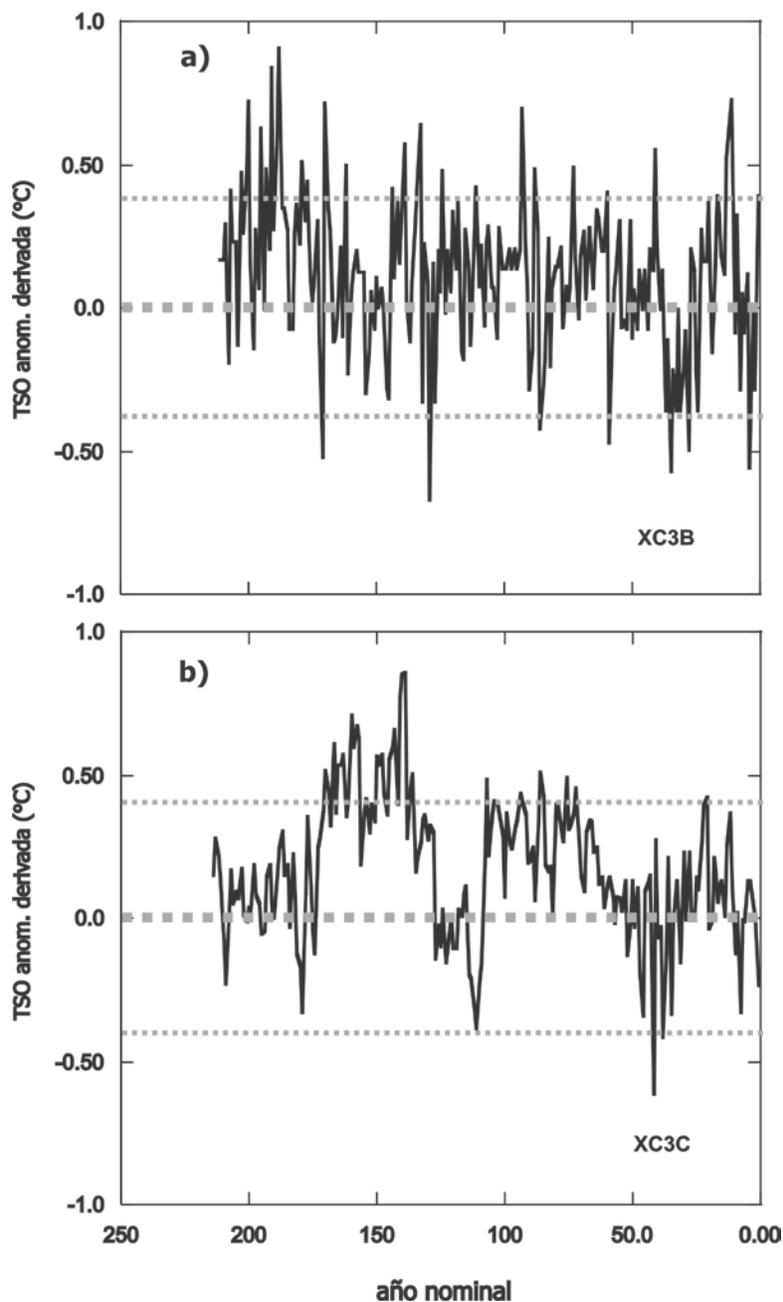


Figura 5.5 Anomalías derivadas de la TSO durante el MIS-5e. a) XC3B y b) XC3C

El registro de las anomalías de la TSO obtenido para XC3B varió entre  $-0.67$  a  $0.90$  °C, con un promedio de  $0.11 \pm 0.17$  °C. El registro indica cuatro períodos cálidos de aproximados 50 años, con máximos que varían entre  $0.4$  a  $0.9$  °C, los cuales se encuentran  $0.4$  °C por encima de los valores máximos del índice AMO actual. Estos periodos cálidos fueron interrumpidos por mínimos de una periodicidad de  $\sim 20$  años que varían entre  $-0.4$  a  $-0.6$  °C. Estos valores se encuentran  $0.2$  °C por debajo de los valores mínimos del índice AMO actual. El registro de las anomalías de la TSO obtenido para XC3C varió entre  $-0.61$  a  $0.85$  °C, con un promedio de  $0.27 \pm 0.24$  °C. El registro muestra claramente tres períodos cálidos de aproximados 50 años, con máximos que varían entre  $0.42$  a  $0.85$  °C, los cuales se encuentran  $\sim 0.4$  °C por encima de los valores máximos del índice AMO actual. De igual forma que en XC3B, estos periodos cálidos fueron interrumpidos por mínimos con una periodicidad de  $\sim 20$  años igual que varían entre  $-0.4$  a  $-0.6$  °C. Estos valores se encuentran  $0.2$  °C por debajo de los valores mínimos del índice AMO actual.

Este registro continuo de  $\sim 210$  años de anomalías de TSO, presenta una variabilidad multidecadal con una periodicidad igual pero de amplitud diferente al actual AMO. Es probable que este registro, proporcione la primera evidencia de una Oscilación Multidecadal del Atlántico durante el MIS-5e para este sitio tropical.

Este estudio muestra que las anomalías de la TSO en los períodos más cálidos del MIS-5e estuvieron incluso  $0.4$  °C por encima de los máximos de las anomalías observadas en los registros de los corales modernos (1985 a 2008) y que son atribuidos a un origen antrópico. De igual manera, el registro indica que los periodos más fríos estuvieron hasta  $0.6$  °C por debajo del registro de los corales modernos. Para caracterizar los cambios en la periodicidad dominante de la variabilidad interna de la TSO y ver si el índice AMO como oscilación ha sido un componente importante de la variabilidad de la TSO durante el MIS-5e en el Caribe mexicano y por extensión en el Atlántico Norte, se llevó a cabo un análisis espectral multitaper (MTM) de las anomalías de la TSO en los registros de los corales modernos y fósiles, comparada con el registro del índice AMO actual (Figura 5.6).

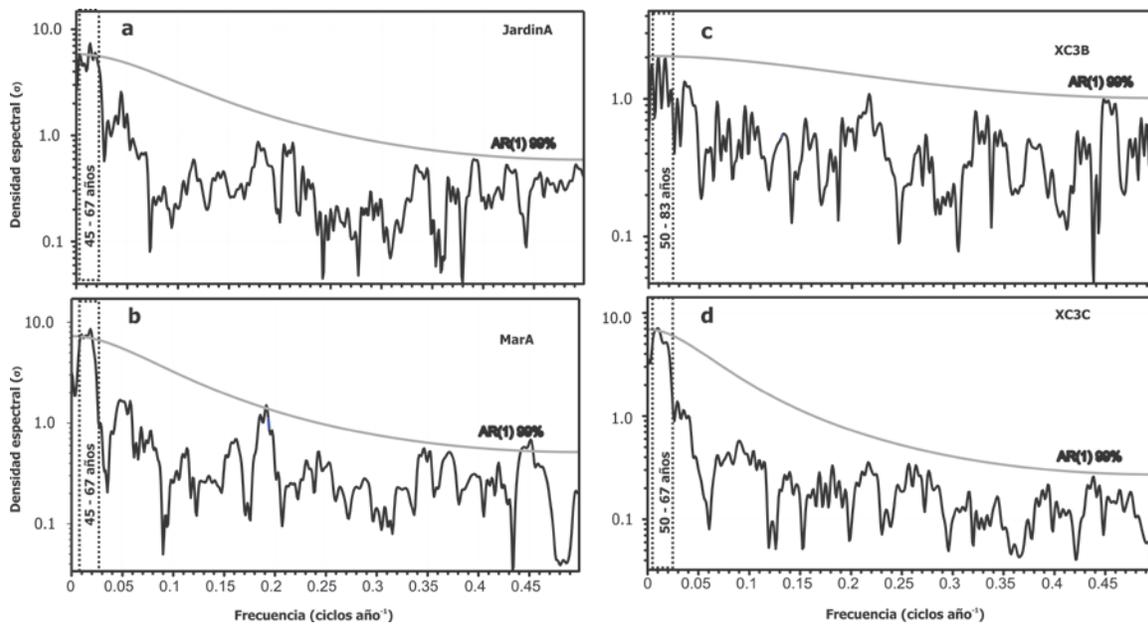


Figura 5.6 Anomalías de la TSO en corales modernos y fósiles para el registro completo y análisis espectral de la variabilidad de la TSO interna. Firma espectral de la variabilidad interna impulsada de la TSO para a) Jardina, b) MarA, c) XC3B y d) XC3C. La línea gris identifica un nivel de confianza del 99% con un peso significativo por encima del ruido de fondo.

El análisis espectral usado con la metodología multitaper Gil *et al.* (2002) para Jardina y MarA (Figura 5.6a,b) muestran una gama de concentración espectral (99% nivel de confianza) centrado en una banda de 45 a 67 años por. XC3B (Figura 5.6c) muestra una importante concentración de poder (99% nivel confianza) con un período centrado en un ciclo de 50 a 83 años y XC3C (Figura 5.6d) muestra una importante concentración de poder (99% nivel confianza) con un período centrado en un ciclo de 50 a 67. Para los cuatro registros, se evidencia a un nivel 90% de confianza, un período centrado entre 2 y 3 años por ciclo. Nuestro análisis del índice AMO (Figura 5.7a) encontró una importante concentración de energía espectral (99% nivel de confianza) en una banda centrada entre 40 y 55 años por ciclo. La gran concentración de poder espectral (99% nivel de confianza) centrado entre 45-83 años por ciclo en los registros de la TSO derivada en coral fósiles y modernos, es consistente con la serie de tiempo observada en una banda de ~ 30 a 65 años reportada por Gray *et al.* (2004). Los períodos de ~ 50-83 años identificados en el registro de la TSO en fósiles, corresponde con la variabilidad encontrada en el registro instrumental del índice AMO (~ 40-55 años por ciclo; Figura 5.7a), como también fue

similar con los picos de alta energía encontrados a  $\sim 43$  años por ciclo en el índice AMO de los anillos de árboles reportado por Gray *et al.* (2004). Los registros instrumentales menores a 140 años, no son lo suficientemente largos como para establecer claramente el período de un ciclo entre los 60 y 80 años.

La variabilidad interna interdecadal (2-3 años) con una significancia  $> 90\%$ , presente a lo largo del registro, está relacionada con los modos primarios de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) y la Oscilación de la Antártida (AO) (Hurrell, 1995; Thompson & Wallace, 1998). El análisis MTM para NAO y AO muestra una importante concentración de poder (99% nivel de confianza) en frecuencias altas, centrado en las bandas de 7 a 8 años y de años (Figura 5.7b) y de 2 a 3 años, respectivamente (Figura 5.7c). La presencia de un poder espectral en estas bandas indica que estas oscilaciones NAO/AO, son parcialmente conducidas por la TSO del Atlántico Norte (Hurrell, 1995).

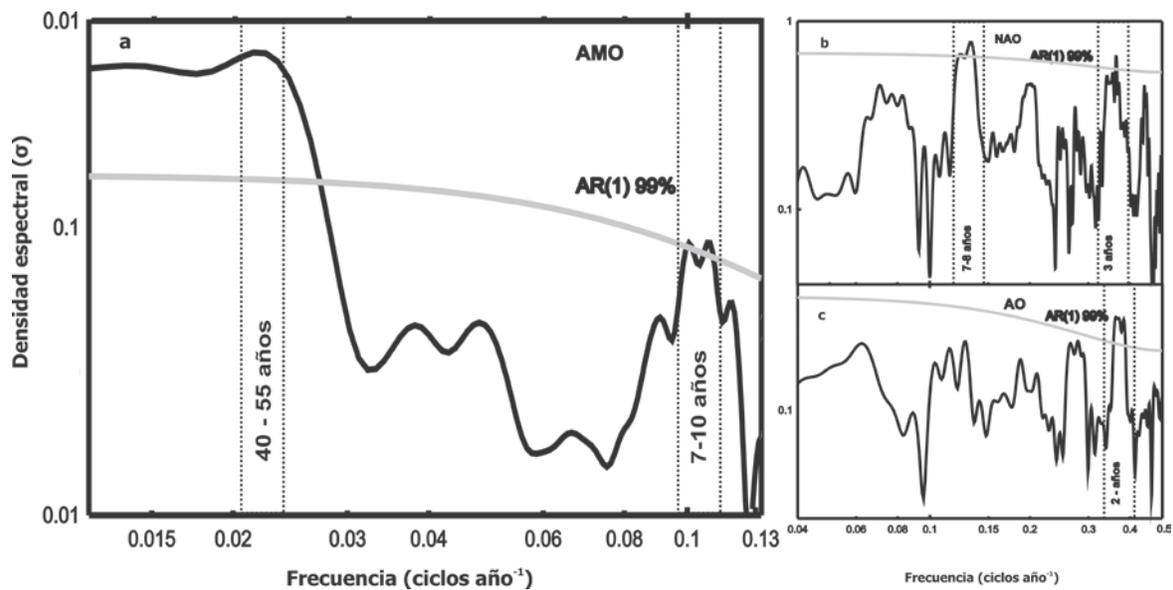


Figura 5.7 Análisis espectral de la variabilidad interna de la TSO para la Oscilación del Atlántico Norte y la Oscilación de la Antártida. a-c) Firma espectral de la variabilidad interna impulsada de la TSO. a) Análisis espectral del índice AMO (b). Oscilación del Atlántico Norte y c) Oscilación del a Antártida. La línea gris identifica un nivel de confianza del 99% con un peso significativo por encima del ruido de fondo.

En el contexto de explicar el aumento de la actividad de huracanes en la última década, varios estudios recientes han señalado la posibilidad de que el AMO no es una oscilación natural del clima, sino más bien una oscilación forzada por factores antropogénicos (Elsner, 2006; Mann & Emanuel, 2006; Trenberth & Shea, 2006). Los estudios a escala global de la TSO con registros instrumentales (últimos 150 años) y simulaciones mediante modelos reconstruidos a partir de paleo-datos de los últimos siglos, indican que el patrón de calentamiento global generalizado durante el último siglo no puede explicarse en totalidad sin forzamiento externo (Hegerl *et al.*, 2007).

Nuestro registro con corales modernos no es lo suficientemente largo en el tiempo para ver la variabilidad del índice AMO en al menos 1000 años, sin embargo Saenger *et al.* (2009), evidencia la ausencia de AMO en los periodos fríos. Al analizar los datos obtenidos mediante los corales fósiles, nuestros registros sugieren que el índice AMO como un modo persistente, es una oscilación que está presente en los momentos más cálidos de un periodo interglaciar y que la contribución al forzamiento externo, debido al calentamiento global antropogénico sigue siendo insignificante en comparación con la variabilidad natural interna. Así mismo, los datos de la temperatura global durante MIS-5e obtenidos por Jouzel *et al.* (1987) y McCulloch & Esat (2000) y la tendencia general del calentamiento después de ~1800 (Kaplan *et al.*, 1998; Saenger *et al.*, 2009), comparados con los datos de la TSO en este estudio, los cuales representan los registros más grandes (~200 años) de la variabilidad climática de las oscilaciones en el Atlántico Norte durante el MIS-5e obtenidos por corales fósiles hasta el momento, sugieren que el AMO es un modo natural de variabilidad interna oceánica persistente en épocas más cálidas de un periodo interglaciar.

Algunos estudios proponen que los efectos ligados al calentamiento global de origen antrópico podría ser suficiente para enmascarar la variabilidad interna de los procesos de baja frecuencia en el Atlántico Norte (Collins & Sinha, 2003; Mann & Emanuel, 2006; Trenberth & Shea, 2006). Sin embargo, debido a que la reconstrucción moderna AMO fue similar a la encontrada durante el MIS-5e, nuestros resultados sugieren que los efectos antropogénicos no han de afectar significativamente al componente de baja frecuencia de

la variabilidad de la TSO del Atlántico Norte. Tanto en términos de duración y de magnitud, la variabilidad observada en los registros AMO fósiles y modernos es típica del comportamiento multidecadal del Atlántico Norte en períodos cálidos. La confirmación de un modo natural persistente en la variabilidad de la TSO del Atlántico Norte durante los períodos cálidos, tiene una variedad de implicaciones para la comprensión del clima en las regiones que rodean el Atlántico Norte. Esta tendencia en los componentes de baja frecuencia de la variabilidad multidecadal del Atlántico Norte, sugieren, que podría seguir un período de calentamiento alrededor de los años 2015-2020 DC. Estas variaciones de baja frecuencia también pueden servir para amplificar las tendencias del sistema climático en el futuro, en particular lo concerniente al monitoreo y modelización de los efectos de forzamiento antropogénico en la circulación termohalina del Atlántico (THC) y el incremento de la actividad de huracanes.

#### **5.4 CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO Y EDAD DE LOS TRACTOS ARRECIFALES**

La geometría y la distribución de las facies arrecifales en Xcaret indican claramente dos tractos arrecifes presentes en el litosoma arrecifal (Blanchon *et al.*, 2009; Blanchon, 2010). La zona más baja y periférica alcanza una máxima altura de +3 m y se compone en su parte inferior de una cresta arrecifal de *Acropora palmata* (gravas sub-facies 1), facies contiguas (gravas sub-facies 2, facies de ramificaciones) y un parche arrecifal complejo (unidad inferior de facies de ramificaciones en la zona lagunar). La zona superior alcanza una elevación máxima de +5.8 m (~6 m) y está formado por una cresta arrecifal interna (gravas sub-facies 1), facies contiguas (grava sub-facies 2 y 3, facies de cabeza de Coral) y una unidad de facies de ramificaciones en la zona lagunar. Ambos tractos arrecifales, contienen en la cresta arrecifal una zona de incrustantes, lo que implica que se desarrollaron como arrecifes de rompiente en independientes posiciones del nivel del mar de +3 y +6.0 m, respectivamente (Blanchon, 2010).

La colonia moderna de *S. sideraea* presentó una actividad  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  de  $1.1465 \pm 0.0002$ . Esta actividad es coherente con la  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  de agua de mar (Delanghe *et al.*, 2002). La actividad  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  en los corales fósiles fue de  $1.1134 \pm 0.0002$  para XC3A;  $1.1066 \pm 0.0003$  para XC3B;  $1.1058 \pm 0.0002$  para XC3C;  $1.1057 \pm 0.0001$  para XC6A y  $1.1156 \pm 0.0002$  para XC6B. Estos valores son inferiores a los valores modernos de agua de mar (Delanghe *et al.*, 2002), sin embargo, hay evidencia de que  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  en el océano durante el último período glacial fue un 7 ‰ menor (Hughen *et al.*, 2004).

Las mediciones  $\delta^{234}\text{U}$  determinadas en los corales fósiles (Figura 28), variaron entre 147.74 y 166.25 ‰. El valor promedio de  $\delta^{234}\text{U}$  para XC3A fue  $151.8 \pm 3.79$ ; para XC3B  $151.27 \pm 1.55$ ; para XC3C  $150.00 \pm 2.40$ ; para XC6A  $148.53 \pm 0.14$  y para XC6B  $165.55 \pm 0.99$ . Estos valores variaron entre un 0.40 y 2.21 ‰, respecto a los corales modernos y agua de mar ( $149.6 \pm 1.0$  ‰; Gallup *et al.*, 1994), excepto para XC6B el cual varió un 15.95 ‰ respecto a este valor. XC3A, XC3B, XC3C y XC6A dieron edades isotópicamente confiables, en tanto que XC6B no cumple los criterios de fiabilidad convencionales para las edades U/Th (Chen *et al.*, 1991; Stirling *et al.*, 1998; Esat *et al.*, 1999; Stein, 1993).

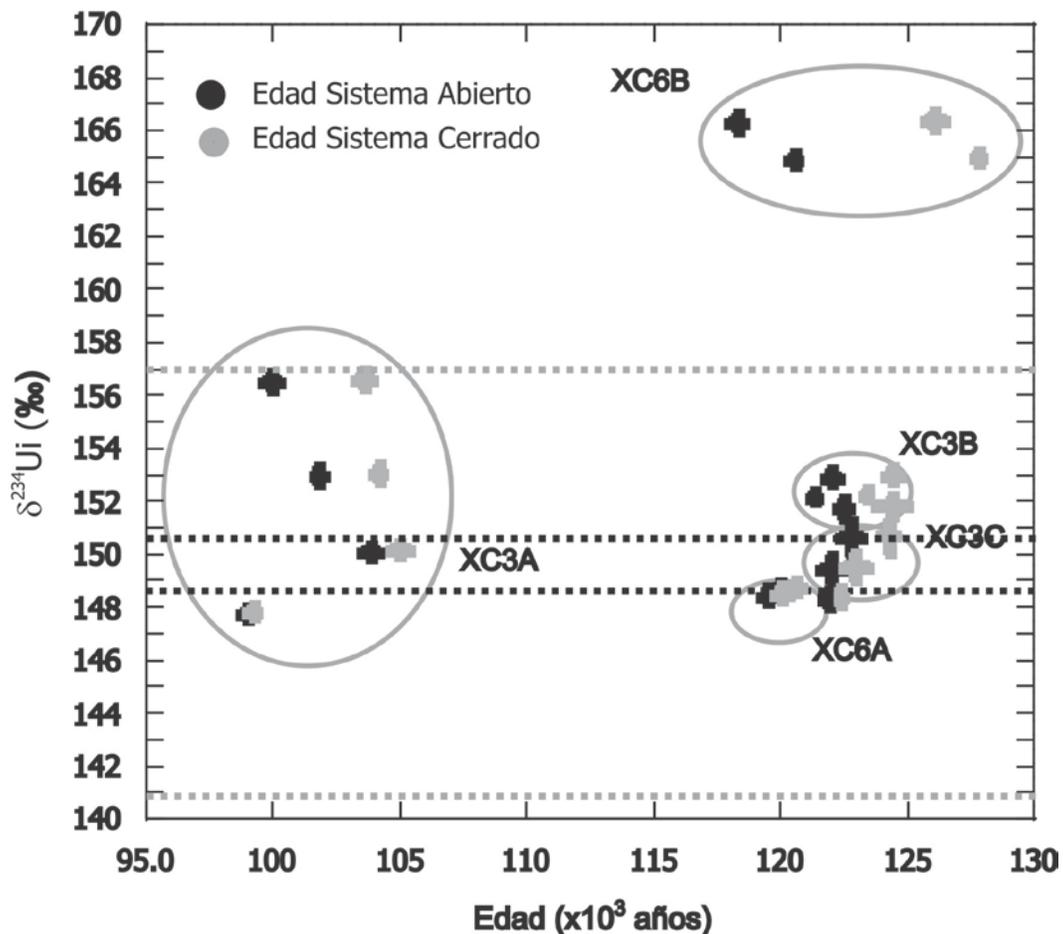


Figura 5.8 Fiabilidad isotópica para las edades  $^{230}\text{Th}$  en corales fósiles de Xcaret. Las líneas punteadas negras representan  $\delta^{234}\text{U}_i$  de  $149.6 \pm 1.0$  ‰ (Gallup *et al.*, 1994). Las líneas punteadas grises representan  $\delta^{234}\text{U}_i$  de  $149 \pm 8$  ‰ (Chen *et al.*, 1991; Stirling *et al.*, 1998; Esat *et al.*, 1999; Stein, 1993)

La colonia moderna de *S. siderea* presentó una concentración promedio de U de  $2.5518 \pm 0.0004$  ppm. Este valor se encuentra dentro del intervalo de otras mediciones como: *A. palmata* y *A. cervicornis* (2.64-3.84 ppm); *M. annularis* (2.12 a 3.32 ppm); *Diploria* spp. (2.00 a 3.20 ppm) y *A. Agaricia* (2.06 a 3.36 ppm) (Thompson *et al.*, 2011). La concentración promedio de U (ppm) para XC3A fue de  $3.5986 \pm 0.0009$ ;  $2.9463 \pm 0.0008$  para XC3B;  $2.4500 \pm 0.0001$  para XC3C;  $2.8510 \pm 0.0004$  para XC6A y de  $3.0447 \pm 0.0005$  para XC6B. Estos valores fueron un poco elevados en comparación con el valor promedio para el coral moderno; sin embargo se encuentran dentro del rango de variabilidad natural reportada para corales modernos y del Pleistoceno (Cross & Cross, 1983).

Las concentraciones  $^{232}\text{Th}$  promedio para los corales fósiles fueron superiores al valor moderno (0.056 ppb), lo que puede indicar contaminación por  $^{230}\text{Th}$  detrítico. Las edades fueron calculadas por la adición diagenética de  $^{232}\text{Th}$  y  $^{230}\text{Th}$ , para corregir el  $^{230}\text{Th}$  detrítico (Schwarcz & Latham, 1989). Esta metodología fue adoptada de la propuesta realizada por Scholz & Mangini (2007), que consiste en que las estimaciones de error deben basarse en estadísticas de análisis repetidos en lugar de la propagación de la precisión analítica. Esta metodología muestra que los criterios que se utilizan ampliamente para demostrar la fiabilidad de una medida no son suficientes para identificar a todas alteraciones diagenéticas, y sugiere que el análisis de las sub-muestras de una sola muestra ofrece una mejor estimación de la variabilidad de la edad y de la alteración diagenética.

Los valores promedios considerando edades convencionales (sistemas cerrados) para XC3A, XC3B, XC6B, XC6AB y XC6B fueron  $103.04 \pm 0.247$ ,  $123.83 \pm 0.24$ ,  $123.47 \pm 0.33$ ,  $120.40 \pm 0.22$  y  $127.00 \pm 0.21$  ka, respectivamente ( $\pm 2\sigma$ ). Al considerar las edades corregidas (sistemas abiertos), estos valores fueron  $101.15 \pm 0.23$ ,  $122.07 \pm 0.29$ ,  $122.24 \pm 0.19$ ,  $119.77 \pm 0.21$  y  $119.42 \pm 0.21$  ka, respectivamente ( $\pm 2\sigma$ ). Los valores promedios reportados usando ambos modelos, muestran diferencias entre las edades con variaciones desde 0.64 a 7.58 ka; sin embargo, no se observó variaciones significativas en  $\delta^{234}\text{U}$ . Las edades calculadas mediante el modelo de sistemas abiertos en comparación con el modelo de sistemas cerrados, mostraron una diferencia de ~1630 años para el primer tracto arrecifal y de ~4105 años para el segundo.

Para XC3A, la edad propuesta por ambos modelos no está acorde con las edades que presentan las demás muestras (MIS-5e), ubicando esta muestra dentro del subestadio 5c (MIS5c; 105-93 Ka). Un análisis de la concentración promedio de U (ppm), muestra una concentración mayor al valor estimado para los corales modernos, indicando alteración diagenética. Las dos colonias restantes del tracto inferior (XC3B y XC3C), presentan edades muy similares. La concentración promedio de U, indican que las edades de estos dos corales presentan poca alteración diagenética. Las edades de las dos colonias del tracto superior, indican que fueron contemporáneas; sin embargo una variación para XC6B

del 13 ‰ en  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  inicial respecto a los valores para corales modernos, indica que esta muestra debe ser tratada con precaución y es probable que la colonia sea más vieja que la edad reportada.

Las muestras de todos los corales mostraron una variación en la edad corregida de entre 110 y 420 años lo cual evidencia significativamente, el carácter pristino de las colonias utilizadas y una mejora en la técnica analítica empleada en comparación con la reportada por Blanchon *et al.* (2009), en el cual la variación de entre 3 y 10 ka es aproximadamente el doble de la incertidumbre analítica, mostrando que los todos los corales se habían visto afectados en alguna medida por cambios diagenéticos de U y Th (Scholz & Mangini, 2007).

En general, estas edades obtenidas se encuentran dentro de la gama de edades reportadas para el último interglacial y confirman que estos arrecifes fueron formados durante el estadio Isotópico Marino 5e "MIS-5e" (Blanchon *et al.*, 2009).

## 5.5 REFERENCIAS

- Abbatt, J.P.D., Benz, S., Cziczo, D.J., Kanji, Z., Lohmann, U., Möhler, O. 2006. Solid ammonium sulfate aerosols as ice nuclei: a pathway for cirrus cloud formation. *Science*, 313: 1770-1777
- Alibert, C., McCulloch, M.T. 1997. Strontium/Calcium ratios in modern *Porites* corals from the Great Barrier Reef as a proxy for sea surface temperature: Calibration of the thermometer and monitoring of ENSO. *Paleoceanography*, 12(3): 345, doi:10.1029/97PA00318
- Baker, P.A., Weber, J.N. 1975. Coral growth rate: Variation with depth. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 10(2): 135-139
- Barnes, D.J., Chalker, B.E. 1990. Calcification and photosynthesis in reef-building corals and algae, in *Coral Reefs: Ecosystem of the World 25*, edited by Z. Dubinsky, pp. 109–131, Elsevier, Amsterdam. Barnes, D.J. Lough, J.M. 1990. Computer simulations showing the likely effects of calix architecture and other factors on retrieval of density information from coral skeletons. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 137: 141-164

- Barnes, D.J., Lough, J.M. 1993. On the nature and causes of density banding in massive coral skeletons. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 167: 91–108.
- Blanchon, P., Eisenhauer, A., Fietzke, J., Liebetrau, V. 2009. Rapid sea-level rise and reef back-stepping at the close of the Last Interglacial highstand. *Nature*, 458: 881–884
- Blanchon, P. 2010. Reef demise and back-stepping during the last interglacial, northeast Yucatan. *Coral Reefs*, 29 (2): 481-498
- Bony, S., K.-M. Lau, Sud, Y.C. 1997. Sea surface temperature and large-scale circulation influences on tropical greenhouse effect and cloud radiative forcing. *Journal of Climate*, 10: 2055–2076.
- Bosscher, H. 1993. Computerized tomography and skeletal density of coral skeletons. *Coral Reefs*, 12: 97-103.
- Bosscher, H., Meesters, E. 1993. Depth related changes in the growth rate of *Montastrea annularis*. *Proceedings of the Seventh International Coral Reef Symposium*. R.H. Richmond. Guam, University of Guam, Press 1: 507-512
- CAPE-Last Interglacial Project Members. 2006. Last Interglacial Arctic warmth confirms polar amplification of climate change. *Quaternary Science Reviews*, 25: 1383-1400
- Carricart-Ganivet, J.P., Lough, J.M., Barnes, D.J. 2007. Growth and luminescence characteristics in skeletons of massive *Porites* from a depth gradient in the central Great Barrier Reef. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 351: 27–36.
- Carricart-Ganivet, J.P. 2011. Coral skeletal extension rate: An environmental signal or a subject to inaccuracies? *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, doi:10.1016/j.jembe.2011.05.020
- Cess, R. 2005. Water vapor feedback in climate models. *Science*, 310 (5749): 795-796.
- Chen, J.H., Curran, H.A., White, B., Easserburg, G.J. 1991. Precise chronology of the last interglacial period: 232U-230Th data from fossil coral reefs in the Bahamas. *Geological Society of America Bulletin*, 103: 82-97.
- Clement, A. C., Seager, R., Cane, M.A., Zebiak, S.E. 1996. An ocean dynamical thermostat. *Journal of Climate*, 9: 2190–2196.
- CLIMAP Project Members. 1981. Seasonal reconstructions of the earth's surface at the last glacial maximum.- Geological Society of America, Map and Chart Series, MC-36, 18, 18 maps.
- Cohen, A.L., Owens, K.E., Layne, G.D., Shimizu, N. 2002. The effect of algal symbionts on the accuracy of Sr/Ca paleotemperatures from coral. *Science*, 296(5566): 331-334.
- Cohen A.L., McConnaughey, T. A. 2003. Geochemical perspectives on coral mineralization. In *Biom mineralization*. Mineralogical society of America, 54: 151-187 .
- Cohen, A.L., McCartney, M.S., Smith, S.R., van Etten, J. 2004. How Brain Corals Record Climate: An Integration of Skeletal Structure, Growth and Chemistry in *Diploria labyrinthiformis* on Bermuda. *Marine Ecology Progress Series*, 271:147-158.

- Cohen A.L., Hart, S. R. 2004. Deglacial SSTs of the Western Tropical Pacific: A New Look at Old Coral. *Paleoceanography* 19, PA4031, doi:10.1029/2004PA001084.
- Cohen, A.L., Gaetani, G.A. 2010. Ion partitioning and the geochemistry of coral skeletons: solving the mystery of the vital effect, in *Ion Partitioning in Ambient-Temperature Aqueous Systems*, edited by Manolo Prieto and Heather Stoll. European Mineralogical Union and the Mineralogical Society of Great Britain & Ireland, London. pp. 377– 397.
- Collins, M., Sinha, B. 2003. Predictability of decadal variations in the thermohaline circulation and climate. *Geophysical Research Letters*, 30(6):1306, doi:10.1029/2002GL016504.
- Correge, T., Gagan, M.K., Beck, J.W., Burr, G.S., Cabioch, G. Le Cornec, F. 2004. Interdecadal variation in the extent of South Pacific tropical waters during the Younger Dryas event. *Nature*, 428: 927-929.
- Cross, T.S., Cross, B.W. 1983. U, Sr, and Mg in Holocene and Pleistocene corals *A. palmata* and *M. annularis*. *Journal of Sediment Research* 53: 587-592
- Cubasch, U., Santer, B.D., Hellbach, A., Hegerl, G.C., Hock, H., Maier-Reimer, E., Mikolajewicz, U., Stossel, A., Voss, R. 1994. Monte Carlo climate change forecast with a global couple ocean-atmosphere model. *Climate Dynamics*, 10:1-19.
- Delanghe, D., Bard, E., Hamelin, B. 2002. New TIMS constraints on the uranium-238 and uranium-234 in seawaters from the main ocean basins and the Mediterranean Sea. *Marine Chemistry*, 80: 79–93.
- DeLong, K.L., Flannery, J.A., Maupin, C.R., Poorea, R.Z., Quinn, T.M. 2011. A coral Sr/Ca calibration and replication study of two massive corals from the Gulf of Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 307(1–4):117–128.
- Delworth, T.L., Mann, M.E. 2000. Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. *Climate Dynamics*, 16: 661– 676, doi: 10.1007/s003820000075.
- DeVilliers, S., Shen, G.T., Nelson, B.K. 1994. The Sr/Ca-temperature relationship in coralline aragonite: Influence of variability in (Sr/Ca) seawater and skeletal growth parameters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 197–208.
- DeVilliers, S., Nelson, B.K., Chivas, A.R. 1995. Biological controls on coral Sr/Ca and  $\delta^{18}\text{O}$  reconstructions of sea surface temperatures. *Science*, 269: 1247–1249
- Elizalde-Rendón, E.M., Horta-Puga, G., González-Díaz, P., Carricart-Ganivet, J.P. 2010. Growth characteristics of the reef-building coral *Porites astreoides* under different environmental conditions in the Western Atlantic. *Coral Reefs*, 29: 607–614.
- Elsner, J.B. 2006. Evidence in support of the climatic change – Atlantic hurricane hypothesis. *Geophysical Research Letters*, 33: L16705, DOI:10.1029/2006GL026869.
- Enfield, D.B., Mestas-Nuñez, A.M., Trimble, P.J. 2001. The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. *Geophysical Research Letters*, 28: 2077–2080.

- Enfield, D.B., Cid-Serrano, L. 2010. Secular and multidecadal warming's in the North Atlantic and their relationships with major hurricane activity. *International Journal of Climatology*, 30 (2): 174–184, doi:10.1002/joc.1881.
- Esat, T.M., McCulloch, M.T., Chappell, J., Pillans, B., Omura, A., 1999. Rapid fluctuations in sea level recorded at Huon Peninsula during the penultimate deglaciation. *Science*, 283: 197–209.
- Ferrier-Pages, C., Boisson, F., Allemand, D., Tambutte, E. 2002. Kinetics of strontium uptake in the scleractinian coral *Stylophora pistillata*. *Marine Ecology Progress Series*, 245: 93-100.
- Fischer, H., Wahlen, M., Smith, J., Mastroianni, D., Deck, B. 1999. Ice core records of atmospheric CO<sub>2</sub> around the last three glacial terminations. *Science*, 283, 1712–1714.
- Folland, C.K., Parker, D.E., Palmer, T.N. 1986. Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901– 85. *Nature*, 320: 602–607.
- Folland, C. K., Colman, A. W., Rowell, D. P., Davey, M. K. 2001. Predictability of northeast Brazil rainfall and real-time forecast skill, 1987–98, *Journal of Climate*, 14: 1937–1958.
- Folland, C.K., Karl, T.R., Christy, J.R., Clarke, R.A., Gruza, G.V., Jouzel, J., Mann, M.E., Oerlemans, J., Salinger, M.J. Wang, S-W. 2002. Observed climate variability and change; in *Climate Change 2001: The Scientific Basis (Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change)*, (ed.) J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C.A. Johnson; Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, New York, p. 99 -181.
- Foster, A.B. 1979 . Phenotypic plasticity in the reef corals *Montastrea annularis* (Ellis & Solander) and *Siderastrea siderea* (Ellis and Solander). *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 39: 25-54
- Foster, A.B. 1980. Environmental variation in skeletal morphology within the Caribbean reef corals *Montastraea annularis* and *Siderastrea siderea*. *Bulletin of Marine Science*, 30: 678-709
- Fu, R., DelGenio, A.D., Rossow, W.B., Liu ,W.T. 1992. Cirrus cloud thermostat for tropical sea-surface temperatures tested using satellite data. *Nature*, 358: 394–397.
- Gallup, C.D., Edwards, R.L., Johnson, R.G. 1994. The timing of high sea levels over the past 200,000 years. *Science*, 263 (5148): 796e800.
- Ghil, M., M. R. Allen, M. D. Dettinger, K. Ide, D. Kondrashov, M. E. Mann, A. W. Robertson, A. Saunders, Y. Tian, F. Varadi, & Yiou, P. 2002. Advanced spectral methods for climatic time series. *Reviews of Geophysics*, 40(1): 1003.
- Goldenberg, S.B., Landsea, C.W., Mestas-Nuñez, A.M., Gray, W.M. 2001. The recent increase in Atlantic hurricane activity: Causes and implications. *Science*, 293: 474–479.

- Gray, S.T., Graumlich, L.J., Betancourt, J.L., Pederson, G.T. 2004. A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 A.D. *Geophysical Research Letters*, 31, doi: 10.1029/2004GL019932.
- Guzmán, H.M., Jackson, J.B.C., Weil, E. 1991. Short-term ecological consequences of a major oil spill on Panamanian subtidal reef corals. *Coral Reefs*, 10: 1-12.
- Guzmán, H.M., Tudhope, A.W. 1998. Seasonal variation in skeletal extension rate and stable isotopic ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  and  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ) composition in response to several environmental variables in the Caribbean reef coral *Siderastrea siderea*. *Marine Ecology Progress Series*, 166: 109-118.
- Goodkin, N.F., Hughen, K.A., Cohen, A.L., Smith, S.R. 2005. Record of Little Ice age sea surface temperatures at Bermuda using a growth-dependent calibration of coral Sr/Ca. *Paleoceanography*, 20: PA4016
- Goodkin, N. F., Hughen, K.A., Cohen, A. L. 2007. Multicoral calibration of Sr/Ca and growth rate to sea surface temperature. *Paleoceanography*, 22: PA1214, doi:10.1029/2006PA001312.
- Goodkin, N.F., Hughen, K.A., Curry, W.B., Doney, S.C., Ostermann, D.R. 2008. Sea surface temperature and salinity variability at Bermuda during the end of the Little Ice Age. *Paleoceanography*, 23.
- Gray, S.T., Graumlich, L.J., Betancourt, J.L., Pederson, G.T. 2004. A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 A.D. *Geophysical Research Letters* 31, doi:10.1029/2004GL019932.
- Hegerl, G.C., Zwiers, F.W., Braconnot, P., Gillett, N.P, Luo, Y., Marengo, J.A., Nicholls, N., Penner, J.E., Stott, P.A. 2007. Understanding and Attributing Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp.663-745.
- Hetzinger, S., Pfeiffer, M., Dullo, W-C., Ruprecht, E., Garbe-Schönberg, D. 2006. Sr/Ca and  $\delta^{18}\text{O}$  in a fast-growing *Diploria strigosacoral*: evaluation of a new climate archive for the tropical Atlantic. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7:p. Q10002.
- Hetzinger, S., Pfeiffer, M., Dullo, W-C., Keenlyside, N., Latif, M., Zinke, J. 2008. Caribbean coral tracks Atlantic Multidecadal Oscillation and past hurricane activity. *Geology*, 36:11-14
- Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K., Johnson, C.A., 2001, *Climatic change: The scientific basis*: Cambridge, UK, Cambridge University Press, 944 p.
- Hubbard, D.K., Scaturro, D.1985. Growth rates of seven species of scleractinean corals from Cane Bay and Salt River, St. Croix, USVI. *Bulletin of Marine Science*, 36(2): 325-338.

- Hughen, K.A., Lehman, S.J., Southon, J., Overpeck, J.T., Marchal, O., Herring, C., Turnbull J. 2004. 14C activity and global carbon cycle changes over the past 50,000 years. *Science*, 303:202–207.
- Hurrell, J. W. 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, 269: 676– 679.
- Huston, M. 1985. Variation in coral growth rates with depth at Discovery Bay, Jamaica. *Coral reefs*, 4(1): 19-25, DOI: 10.1007/BF00302200
- Iglesias-Prieto, R., Beltran, V.H., LaJeunesse, T.C., Reyes-Bonilla, H., Thome, P.E. 2004. Different algal symbionts explain the vertical distribution of dominant reef corals in the eastern Pacific. *Proceedings the Royal Society, B* 271: 1757–1763.
- Ip, Y.K., Krishnaveni, P. 1991. Incorporation of Strontium ( $^{90}\text{Sr}^{2+}$ ) into the Skeleton of the Hermatypic Coral *Galaxea-Fascicularis*. *Journal of Experimental Zoology*, 258(2): 273-276.
- Jouzel, J., Lorius, J.R., Petit, C., Genthon, N. I., Barkov, V. M., Kotlyakov, Petrov V. M. 1987. Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years). *Nature*, 329: 403–408.
- Kaplan, A., M. Cane, Y. Kushnir, A. Clement, M. Blumenthal, & B. Rajagopalan, 1998. Analyses of global sea surface temperature 1856-1991. *Journal of Geophysical Research*, 103 (18): 567-589.
- Kerr, R.A. 2000. A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science*, 288: 1984–1985.
- Kilbourne, K.H., Quinn, T.M., Webb, R., Guilderson, T., Nyberg, J., Winter, A. 2008. Paleoclimate proxy perspective on Caribbean climate since the year 1751: Evidence of cooler temperatures and multidecadal variability. *Paleoceanography*, 23:PA3220, doi:10.1029/2008PA001598.
- Kilbourne, K.H., Quinn, T.M., Webb, R., Guilderson, T., Nyberg, J., Winter, A. 2010. Coral windows onto seasonal climate variability in the northern Caribbean since 1479. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(10), Q10006, doi: 10.1029/2010GC003171.
- Knight, J.R., Allan, R.J., Folland, C.K., Vellinga, M., Mann, M.E. 2005. A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophysical Research Letters*, 32,, L20708, doi:10.1029/2005GL024233.
- Kubatzki, C., Montoya, M., Rahmstorf, S., Ganopolski, A. Claussen, M. 2000. Comparison of the last interglacial climate simulated by a coupled global model of intermediate complexity and an AOGCM. *Climate dynamics*, 16: 799-814 .
- Lau, K.-M., Sui, C.H., Chou, M.D., Tao, W.K. 1994. An inquiry into the cirrus-cloud thermostat effect for tropical sea-surface temperature. *Geophysical Research Letters*, 21: 1157–1160.
- Lau, K.-M., Sui, C.H. 1997: Mechanisms of short-term sea surface temperature regulation: Observations during TOGA COARE. *Journal of Climate*, 10: 465–472.

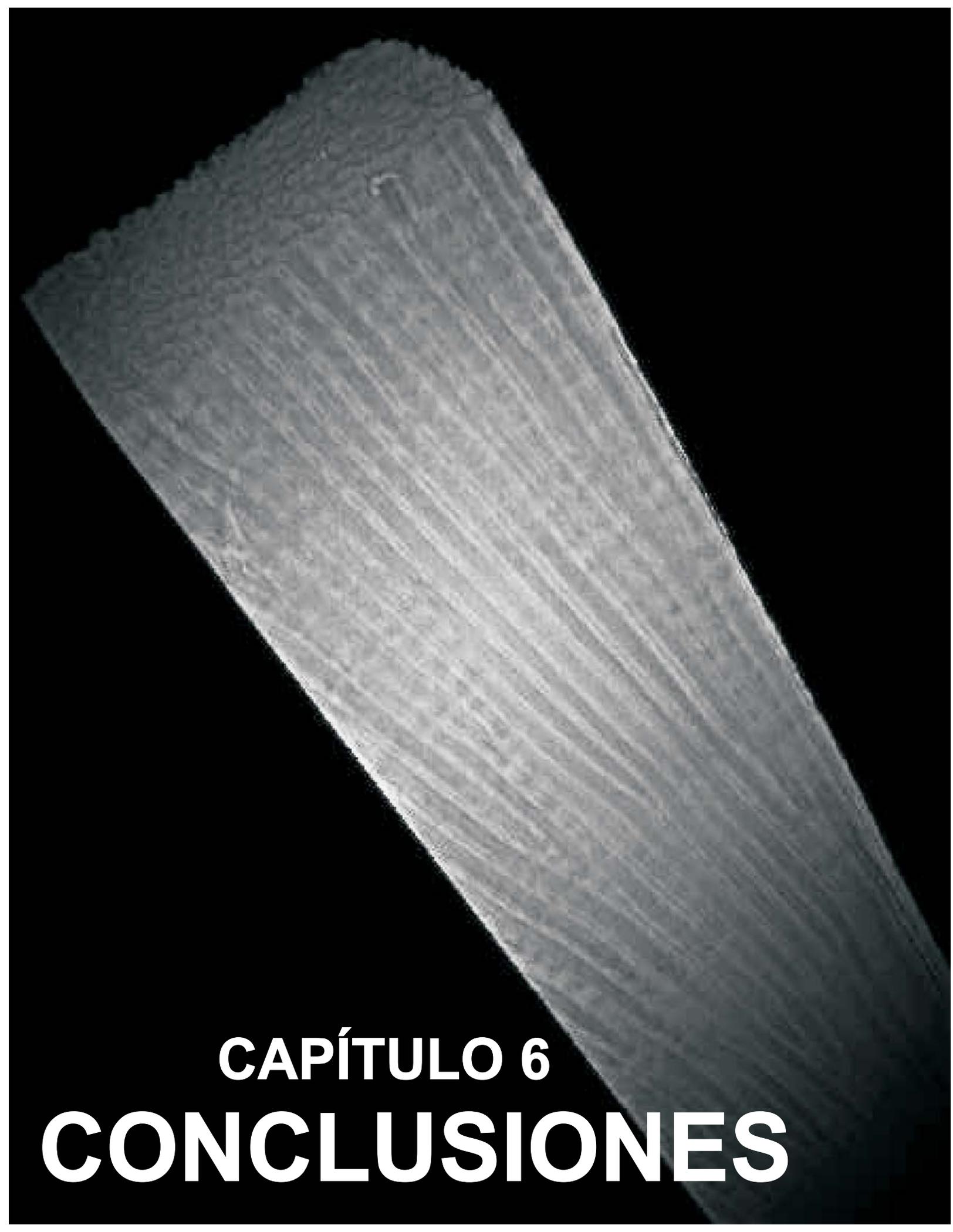
- LaJeunesse, T.C., Smith, R.T., Finney, J., Oxenford, H. 2009. Outbreak and persistence of opportunistic symbiotic dinoflagellates during the 2005 Caribbean mass coral 'bleaching' event. *Proceedings the Royal Society B*. doi:10.1098/rspb.2009.1405
- Langdon, C., Takahashi, T., Sweeney, C., Chipman, D., Goddard, J., Marubini, F., Aceves, H., Barnett, H., Atkinson, M.J. 2000. Effect of calcium carbonate saturation state on the calcification rate of an experimental coral reef. *Global Biogeochemistry Cycles*, 14(2): 639–654, doi:10.1029/1999GB001195.
- Latif, M., Collins, M., Pohlmann, H., and Keenlyside, N.S. 2006. A review of predictability studies of Atlantic sector climate on decadal time scales: *Journal of Climate*, 19 : 5971–5987, doi: 10.1175/JCLI3945.1.
- Lea, D.W., Mashiotta, T.A., Spero, H.J. 1999. Controls on magnesium and strontium uptake in planktonic foraminifera determined by live culturing. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63:2369–2379.
- Lea, D.W., Pak, D.K., Spero, H.J. 2000. Climate impact of late Quaternary equatorial Pacific sea surface temperature variations. *Science*, 289: 1719–1724.
- Lea, D.W., Pak, D.K., Peterson, L.C., Hughen, K.A. 2003. Synchronicity of tropical and high-latitude Atlantic temperatures over the last glacial termination. *Science*, 301: 1361–1364.
- Lea, D.W., Pak, D.K., Belanger, C.L., Spero, H.J., Hall, M. A., Shackleton, N.J. 2006. Paleoclimate history of Galapagos surface waters over the last 135,000 yr. *Quaternary Science Reviews*, 25(11-12): 1152-1167.
- Liou, K.N. 1986. Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: a global perspective. *Monthly Weather Review*, 114: 1167-1199.
- Liou, K.N., Lee, J.L., Qu, S.C., Q. Fu, Takano, Y. 1991. Ice cloud microphysics, radiative transfer and large-scale cloud processes, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 46: 41-50.
- Logan, A., Tomascik, T. 1991. Extension growth rates in two coral species from high-latitude reefs of Bermuda. *Coral reefs*, 10(3): 155-160, DOI: 10.1007/BF00572174.
- Lough, J.M., Barnes, D.J. 1992. Comparisons of skeletal density variations in *Porites* from the Central Great Barrier Reef. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 155: 1–25.
- Lough, J.M., Barnes, D.J. 2000. Environmental controls on growth of the massive coral *Porites*. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 245, 225–243.
- Lough, J.M. 2008. Coral calcification from skeletal records revisited. *Marine Ecology Progress Series*, 373, 257–264.
- Lough, J.M. 2010. Climate records from corals. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, doi:10.1002/wcc.39.
- Lough, J.M. 2011. Measured coral luminescence as a freshwater proxy: comparison with visual indices and a potential age artefact. *Coral Reefs*, 30, 169–182.

- Mann, M.E., Emanuel, K. 2006. Atlantic hurricane trends linked to climate change: Eos (Transactions, American Geophysical Union), 87: 233–244
- Mann, M.E., Zhang, Z., Bradley, R.S., Miller, S.K., Rutherford, S., Fenbiao, Ni. 2008. "Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia". Proceedings of the National Academy of Sciences, 105(36): 13252.
- Maupin, C.R., Quinn, T.M., Halley, R.B. 2008. Extracting a climate signal from the skeletal geochemistry of the Caribbean coral *Siderastrea siderea*. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9: Q12012
- McCulloch, M.T., Esat, T. 2000. The coral record of last interglacial sea levels and sea surface temperatures. *Chemical Geology*, 169: 107–129
- Mitchell, D. L. 1991. Evolution of snow-size spectra in cyclonic storms. Part II: Deviations from the exponential form. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 48: 1885–1899.
- Montoya, M., Crowley, T.J., vonStorch, H. 1998. Temperatures at the last interglacial simulated by a coupled ocean–atmosphere climate model. *Paleoceanography*, 13: 170–177.
- Nuernberg, D., Miiller, A. and Schneider, R. R. 2000. Paleo-sea surface temperature calculations in the equatorial east Atlantic from Mg/Ca ratios in planktic foraminifera: A comparison to sea surface temperature estimates from UK'37, oxygen isotopes, and foraminiferal transfer function. *Paleoceanography*, 15: 124–134.
- Ramanathan, V., Collins, W. 1991. Thermodynamic regulation of ocean warming by cirrus clouds deduced from observations of the 1987 El Niño, *Nature* 351: 27-32.
- Randall, D.A. 1989. Cloud Parameterization for climate modeling: status and prospects. *Atmospheric Research*, 23: 245-361.
- Rowell, D. P., Folland, C. K., Maskell, K., Ward, M. N. 1995. Variability of summer rainfall over tropical North-Africa (1906 – 92) observations and modeling. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 121: 669– 704.
- Saenger, C., Cohen, A.L., Oppo, D.W., Hubbard, D. 2008. Interpreting sea surface temperature from strontium/calcium ratios in *Montastrea* corals: Link with growth rate and implications for proxy reconstructions. *Paleoceanography*, 23: PA3102, doi:10.1029/2007PA001572.
- Saenger, C., Cohen, A.L., Oppo, D.W., Halley, R.B., Carilli, J.E. 2009. Surface temperature trends and variability in the low-latitude North Atlantic since 1552. *Nature Geosciences*, 2: 492–495
- Saraswat, R., Nigam, R., Weldeab, S., Mackensen, A. Naidu, P.D. 2005. A first look at past sea surface temperatures in the equatorial Indian Ocean from Mg/Ca in foraminifera. *Geophysical Research Letters*, 32: L24605.
- Saraswat, R. 2011. Global equatorial sea-surface temperatures over the last 150,000 years: an update from foraminiferal elemental analysis. *Current Science*, 100(8): 1201-1206

- Schmidt, M.W., Vautravers, M.J., Spero, H.J. 2006. Western Caribbean Sea surface temperatures during the late Quaternary. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7: Q02P10.
- Schwarcz, H.P., Latham, A.G. 1989. Dirty Calcites. 1. Uranium-series dating of contaminated calcite using leachates alone. *Chemical Geology*, 80:35–43.
- Scholz, D., Mangini, A. 2007. How precise are U-series coral ages?. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(8): 1935-1948. doi:10.1016/j.gca.2007.01.016
- Scoffin, T.P., Tudhope, A.W., Brown, B.E., Chansang, H., Cheeney, R.F. 1992. Patterns and possible environmental controls of skeletogenesis of *Porites lutea*, South Thailand. *Coral Reefs*, 11: 1–11.
- Scott, R.B., Holland, C.L., Quinn, T.M. 2010. Multidecadal Trends in Instrumental SST and Coral Proxy Sr/Ca Records, *Journal of Climate*, 23, 1017–1033. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2009JCLI2386.1>
- Serreze, M. C., Walsh, J. E., Chapin III, F. S., Osterkamp, T., Dyrgerov, M., Romanovsky, V., Oechel, W. C., Morrison, J., Zhang, T., Barry, R. G. 2000. Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment, *Climatic Change*, 46: 159–207.
- Serreze, M. C., Francis, J. A. 2006. The arctic amplification debate. *Climatic Change*, 76(3-4): 241-264, doi:1007/s10584-005-9017-y.
- Slingo, A., Slingo, J.M. 1988. The response of a general circulation model to cloud longwave forcing. I: Introduction and initial experiments. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 114: 1027-1062.
- Smith, S.V., Buddemeier, R.W., Redalje, R.C., Houck, J.E. 1979. Strontium-calcium thermometry in coral skeletons. *Science*, 204: 404–407.
- Smith, J.M., Quinn, T.M., Helmle, K.P., Halley, R.B. 2006. Reproducibility of geochemical and climatic signals in the Atlantic coral *Montastraea faveolata*. *Paleoceanography*, 21: PA1010
- Stein, M., Wasserburg, G.J., Aharon, P., Chen, J.H., Zhu, Z.R., Bloom, A., Chappell, J. 1993. TIMS U-series dating and stable isotopes of the last interglacial event in Papua New Guinea: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 2521-2552.
- Stirling, C.H., Esat, T.M., Lambeck, K., McCulloch, M.T. 1998. Timing and duration of the last interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth. *Earth and Planetary Science Letters*, 160: 725-762.
- Sun, D.-Z., Liu, Z.Y. 1996. Dynamic ocean–atmosphere coupling: A thermostat for the tropics. *Science*, 272: 1148–1150.
- Sutton, R.T., Hodson, D.L. 2005. Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate. *Science*, 309: 115–118.

- Swart, P.K., Elderfield, H., Greaves, M.J. 2002. A high-resolution calibration of Sr/Ca thermometry using the Caribbean coral *Montastrea annularis*. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3:8402.
- Szmant, A.M. 1986. Reproductive ecology of Caribbean reef corals. *Coral Reefs* 5: 43-54.
- Tachikawa, K., Sepulcre, S., Toyofuku, T. Bard, E. 2008. Assessing influence of diagenetic carbonate dissolution on planktonic foraminiferal Mg/Ca in the southeastern Arabian Sea over the past 450 ka: comparison between *Globigerinoides ruber* and *Globigerinoides sacculifer*. *Geochemistry Geophysics Geosystems*: 9, Q04037
- Thompson, W.G., Curran H. A., Wilson, M.A., White, B. 2011. Sea-level oscillations during the last interglacial highstand recorded by Bahamas corals. *Nature Geoscience*, 4: 684–687, doi:10.1038/ngeo1253.
- Thompson, D.J.W., Wallace, J.M. 1998. The Arctic Oscillation signature in wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, 25: 1297–1300.
- Tompkins, A.M., Craig, G.C. 1999. Sensitivity of tropical convection to sea surface temperature in the absence of large-scale flow. *Journal of Climate*, 12: 462–476.
- Trenberth, K.E, Shea, D.J., 2006. Atlantic hurricanes and natural variability in 2005. *Geophysical Research Letters* 33: L12704, DOI:10.1029/2006GL026894.
- Trommer, G., Siccha, M., Rohling, E. J., Grant, K., van der Meer, M. T. J., Schouten, S., Baranowski, U., and Kucera, M.: Sensitivity of Red Sea circulation to sea level and insolation forcing during the last interglacial, *Climate of the Past*, 7: 941-955, doi:10.5194/cp-7-941-2011, 2011
- Veron, J.E.N. 2000. *Corals of the World*. Vol 3. Australia: Australian Institute of Marine Sciences and CRR Qld Pty Ltd. AIMS, Australia, Vol.1. 469 pp.
- Waliser, D.E., Graham, N.E. 1993. Convective cloud systems and warmpool sea-surface temperatures—Coupled interactions and selfregulation. *Journal of Geophysical Research*, 98: 12881–12893.
- Watanabe, T., Minagawa, M. Oba, T., Winter, A. 2001. Pretreatment of coral aragonite for Mg and Sr analysis: Implications for coral thermometers. *Geochemical Journal*, 35: 265 -269.
- Weber, J.N. 1973. Incorporation of Strontium into reef coral skeletal carbonate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37: 2173 -2190.
- Weldeab, S., Lea, D.W., Schneider, R.R., Andersen, N., 2007. 155,000 years of West African monsoon and ocean thermal evolution. *Science*, 316(5829): 1303.
- Whitaker, J.L. 2008. Orbital-to millennial-scale variability in Gulf of Mexico sea surface temperature and salinity during the late Pleistocene. *Theses and Dissertations*. Paper 561. <http://scholarcommons.usf.edu/etd/561>

- Wooldridge, S.A. 2010. "Is the coral-algae symbiosis really 'mutually beneficial' for the partners? *BioEssays*, 32(7): 615–625
- Zhang, C. 1993. Large-scale variability of atmospheric deep convection in relation to sea surface temperature in the tropics. *Journal of Climate*, 6: 1898–1913.



**CAPÍTULO 6**  
**CONCLUSIONES**

## 6.1 RESUMEN

El principal objetivo de esta Tesis Doctoral fue el obtener registros de la Temperatura Superficial del Océano durante el MIS-5e del Pleistoceno Tardío para el Caribe Mexicano mediante la utilización de las bandas anuales de crecimiento como indicador de la temperatura usando colonias de *S. Siderea* fósiles recolectadas en Xcaret, Península de Yucatán.

Para tal propósito, fueron recolectadas siete colonias vivas de *S. Siderea* en tres localidades de la Península de Yucatán y cinco colonias fósiles de *S. Siderea* (tres de ellas en el tracto inferior y dos en el tracto superior, marcadas estratigráficamente como dos unidades que pertenecían a dos periodos de máximo nivel del mar durante el Pleistoceno Tardío), en el Parque temático Xcaret, localizado en Quintana Roo, México.

Se estudiaron las variaciones en las tasas de crecimiento anual para siete colonias modernas de *S. siderea* usando tomografía axial computarizada, con el fin de realizar una calibración con la TSO para la localidad. Esta calibración fue extrapolada a los datos obtenidos de tasas de crecimiento anual mediante la misma metodología para las cinco colonias fósiles con el fin de obtener un registro de la variabilidad de la TSO en los dos estadios de máximo nivel del mar durante el MIS-5e. Algunos registros de la tasa de extensión en las colonias modernas, mostraron una fuerte variabilidad y estuvieron relacionados directamente con la profundidad. Se planteó un modelo de crecimiento coralino en función de la TSO y la profundidad y fue aplicado a los corales fósiles con el fin de obtener un registro de TSO.

Fueron medidas las relaciones atómicas Sr/Ca en los primeros centímetros para tres corales modernos de *S. Siderea* (JardinA, JardinC y MarA) con el fin de realizar una calibración con la TSO y luego se aplicó a los datos Sr/Ca obtenidos de dos corales fósiles (XC3C y XC6A), para obtener igualmente un registro de la TSO durante MIS-5e. Con el fin

de mejorar la calibración Sr/Ca, fue planteado un modelo que relaciona el Sr/Ca con la tasa de crecimiento y la TSO. Este modelo fue aplicado a los corales fósiles con el fin de obtener un registro de TSO.

Por último, se realizaron catorce mediciones U-Th con el fin de datar los corales fósiles recolectados en el parque Xcaret (diez en el tracto inferior y cuatro en el tracto superior) y confirmar que los arrecifes fueron formados durante el estadio Isotópico Marino 5e.

## **6.2 LIMITACIONES E INCERTIDUMBRES ASOCIADAS CON LA OBTENCIÓN DE DATOS**

El uso de diferentes indicadores para estimar la TSO en el pasado, presentaron algunas desventajas, entre ellas, la diagénesis y el sexo de cada colonia. El uso de la extensión lineal constituyó el método más viable debido a que no experimenta cambios a través del tiempo. El uso de la calibración promedio entre colonias, permitió extrapolar los valores obtenidos a corales fósiles, obteniendo registros confiables. Sin embargo, una mejor estimación de la TSO se logró considerando el efecto de la profundidad.

De las siete colonias modernas de *Siderastrea siderea* recolectadas en el Este de Yucatán, cinco colonias presentaron similares tasas de crecimiento y las otras dos presentaron tasas promedios superiores al promedio de las primeras. Una de las colonias recolectadas presentaba tejido muerto superficial, indicando que la colonia había perecido tiempo atrás. Esta colonia no se tuvo en cuenta para la calibración.

El sexo de las colonias fue determinante para la calibración. Cinco colonias fueron determinadas como hembras. Una como macho, y la otra no fue determinada con certeza, posiblemente era otra colonia macho.

Las tasas anuales de crecimiento de todas las colonias hembras fueron de manera significativa, inversamente proporcionales a la TSO instrumental, en tanto que las colonias machos presentaron un comportamiento directo. Esto dificultó realizar una calibración general incluyendo todas las colonias.

### **6.3 HALLAZGOS, LOGROS Y LIMITACIONES EN LOS MÉTODOS USADOS PARA ESTIMAR LA VARIACIÓN NATURAL DEL CLIMA.**

*Siderastrea siderea* al ser una de las principales especie masivas del Caribe Mexicano y estar ampliamente distribuida a lo largo de la Península de Yucatán, constituye una herramienta valiosa para hacer estudios de retro-inspección con fines paleoambientales. En términos energéticos, al ser una especie que presenta un tipo de reproducción gonocórica, presenta diferentes formas de crecimiento de acuerdo a la TSO. El análisis de las colonias a diferente profundidad, presentan el mismo tipo de simbionte "*Symbiodinium trenchi*", lo que significa que en este estudio, los cambios observados en cuando a la extensión lineal no fueron causa del simbionte, por lo que son atribuidos principalmente a la profundidad y TSO.

*Symbiodinium trenchi* parece ser una especie aparentemente tolerante a todos los ambientes encontrados en los sitios muestreados, incluso en lugares donde se presentan mayores temperaturas, como la Bahía de Akumal.

Aunque no se cuenta con registros a través del tiempo, del tipo de simbionte asociado a la *S. siderea* y al detectar a *S. trenchi* como la especie común a todos los ambientes estudiados; es posible considerar que la intensificación de episodios extremos de estrés térmico como el del 2005 en el cual la TSO se reportó estar entre 0.5 y 2.0 °C mayor al promedio de los 4 años previos y la cual causó uno de los eventos más fuertes de blanqueamiento para las especies de coral en el Caribe mexicano, pudo haber facilitado el surgimiento de este simbionte "oportunista" (LaJeunesse *et al.*, 2009).

Pese a que en este estudio y en la localidad se carece de un registro histórico y que no existe en la literatura un reporte del simbionte para la *S. siderea* en el Caribe Mexicano, se puede inferir que: 1) el calentamiento de la TSO ha continuado desde el 2005, llegando *S. trenchi* a ser cada vez más común y persistente en especial entre los corales cuya simbiontes naturales tienen una mayor sensibilidad al estrés térmico y 2) esta especie ha prevalecido y ha sido comúnmente asociada con *S. siderea* en el Caribe Mexicano previo a eventos de máximo estrés térmico como el reportado para el 2005.

Además de la temperatura otros factores influyen en las tasas de crecimiento del coral como la luz (Barnes & Chalker, 1990), el flujo sedimentario (Scoffin *et al.*, 1992), la alimentación heterotrófica (Ferrier-Pagès *et al.*, 2010) y el estado de saturación de la aragonita en el agua de mar (Langdon *et al.*, 2000). Es posible que la TSO, sea la variable que más domina sobre las otras para impulsar el crecimiento de los corales en Yucatán; sin embargo, como ha sido observado, la profundidad en esta región es otro factor que domina al igual que la TSO. Por lo tanto, al igual que con todos los indicadores usados para la reconstrucción de la paleo-temperatura, se necesita una cuidadosa calibración antes de aplicarse para la reconstruir de la TSO en el pasado.

Nuestros resultados confirmaron los estudios realizados por Guzmán & Tudhope (1998), quienes mostraron diferentes demandas energéticas en función de la formación de los gametos sexuales. Sin embargo, nuestro estudio no permitió hacer un análisis más detallado, quizás a escalas mensuales, para ver las variaciones en las tasas de crecimiento entre colonias machos y hembras. Nuestro trabajo evidencia que la TSO influye en forma diferente en el crecimiento de las especies de coral gonocóricas dependiendo del sexo. La tasa de crecimiento esquelético, está en función de tres variables principales, las cuales son la TSO, la profundidad y el sexo; por lo que en una estimación de la TSO deben estar considerados estos parámetros, acompañada por una corrección de profundidad.

El uso de la extensión anual de crecimiento de los corales (hembras) de *S. siderea* mostró una correlación inversa con la TSO anual, estos resultados confirmaron los encontrados previamente por Saenger *et al.* (2009). El uso de esta calibración, permitió obtener

registros de la TSO pre-instrumental, como también registros completos de la TSO durante dos estadios de nivel máximo del mar durante MIS-5e. Mediante el uso de las anomalías de la extensión lineal, se pudo obtener de igual forma la variabilidad de las anomalías de la TSO previo a registros instrumentales como también las anomalías térmicas durante el MIS-5e.

El análisis de la tasa de crecimiento anual de todos los datos en función de la profundidad, evidencia una relación exponencial decreciente ( $r=-0.976$ ). Mediante el uso de la ecuación múltiple, en la cual el crecimiento esquelético está en función de la TSO y de la profundidad, se generaron 211 años y 60 años de variabilidad de la TSO para el primer y segundo estadio durante MIS-5e.

La relación Sr/Ca medida en uno de los corales para un periodo de 24 años, fue calibrado con la TSO. La aplicación de la calibración resultante fue verificada en otras dos colonias, obteniendo una pobre correlación. En este estudio, el uso de Sr/Ca fue de limitada aplicación, lo que hace que esta relación, no sea una buena herramienta para usarla como indicador de temperatura en el pasado. El uso de Sr/Ca – Ext. Lin., es un indicador con mayor precisión comparado con Sr/Ca; sin embargo cuando esta calibración fue aplicada en el pasado, los mismos cambios diagenéticos intrínsecos a Sr/Ca, pueden no arrojar resultados confiables. Teniendo en cuenta la concordancia entre el Sr/Ca y la TSO a escala de tiempo interanual y la no reproducibilidad inter-colonia e intra-colonia, es muy probable que este comportamiento sea debido a diversos efectos que algunos autores llaman “efectos vitales” o de crecimiento (Cohen & McConnaughey, 2003; Goodkin *et al.*, 2007).

Independiente del mecanismo por el cual la tasa de crecimiento de coral afecta la incorporación de Sr/Ca, nuestros datos muestran que los cambios en la tasa de crecimiento a lo largo del eje de máximo crecimiento pueden causar grandes excursiones en Sr/Ca que no reflejan con exactitud la TSO experimentado por el coral; por lo que una aplicación para la reconstrucción de la TSO en el pasado no es muy confiable.

La determinación de la TSO, usando los diferentes indicadores (Extensión lineal, Extensión lineal- profundidad, Sr/Ca y Sr/Ca- Ext. Lin) mostraron que el uso de la extensión lineal y la extensión lineal-profundidad, para la reconstrucción de la variabilidad de la TSO, es el método más viable debido a: a) la extensión lineal no experimenta cambios diagenéticos a través del tiempo, b) se puede obtener registros completos dependiendo del tamaño de la colonia a más bajo precio y con resolución anual, c) la extensión promedio lineal de varias colonias en función de la profundidad como elemento de la calibración, permiten extrapolar los valores obtenidos a corales, obteniendo registros confiables.

Se ha propuesto un nuevo método para la estimación de temperaturas durante el Cuaternario, a partir de la tasa anual crecimiento en función de la profundidad. Este método permite estimar un registro completo de temperaturas en las cuales los corales vivieron independientes de los cambios en la densidad de la estructura esquelética y/o a procesos diagenéticos.

#### **6.4 VARIABILIDAD NATURAL DEL CLIMA DURANTE EL CUATERNARIO**

Mediante el uso de la extensión lineal y la extensión lineal – profundidad como indicadores de la TSO, se generaron datos e la TSO previo a registros instrumentales. Nuestros datos indicaron que la TSO tropical del Atlántico se mantuvo dentro de  $\sim 1$  °C de los valores modernos desde el final de la pequeña edad de hielo. La TSO derivada fue inconsistente con la TSO derivada de Sr/Ca y Mg/Ca (Watanabe *et al.*, 2001) que implican grandes cambios de temperatura ( $> 2$  °C) desde 1750 a 2009. El registro generado de la TSO mostró un período de enfriamiento de varias décadas con una duración desde  $\sim 1810$  a 1850, precedido por un calentamiento que duró por lo menos 30 años.

Los datos generados de la TSO sugieren una variabilidad multidecadal, con aproximadamente el mismo periodo ( $\sim 75$  años) y amplitud a la observada en el registro instrumental, la cual es una característica inherente del Océano Atlántico. La TSO derivada

estuvo directa y significativamente correlacionada con la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO). Nuestro registro se extendió varios decenios al registro instrumental de la TSO y al índice AMO, lo que sugiere que AMO persistió por lo menos desde 1775 con una amplitud comparable a la de la era instrumental. Nuestro registro fue consistente con el AMO modelado basado en multi-indicadores (Mann *et al.*, 2008), pero difiere con la amplitud del índice AMO basado en los anillos de árboles (Gray *et al.*, 2004), cuya variación es de -2 a 2 ° C.

En cuanto a los registros de los corales fósiles, las muestras fechadas mediante U/Th, fueron ubicadas en el primer y segundo estadio del MIS-5e. Las muestras obtenidas de *Siderastrea siderea* fósiles usadas para reconstruir la TSO durante el MIS-5e, revelan que los corales son en mayoría de condiciones prístinas, ubicando las muestras dentro de la gama de edades reportadas para el MIS-5e.

Los datos sugieren que los dos tramos arrecifes fueron desarrollados durante el MIS-5e, en donde la zona del tracto inferior es más vieja que la del tracto superior. El tracto superior fue formado alrededor de  $119.60 \pm 0.96$  ka y el tracto inferior alrededor de  $122.12 \pm 0.53$  ka. Esta relación en la edad indican que las estructuras arrecifales presentes fueron desde una posición del nivel del mar de +3 m a +6 m. La incertidumbre de la media tomada como  $2\sigma$ , no muestra diferencias significativas entre los dos tractos arrecifales; sin embargo considerando  $1\sigma$  y con la ayuda de la correlación estratigráfica podemos afirmar que se tratan de dos unidades arrecifales formadas en épocas diferentes. El análisis estratigráfico de la facies y la relación de contacto entre ambas extensiones arrecifales, confirma la relación de estas edades y de dos estadios de máximo nivel del mar, como lo fue también argumentado por Blanchon *et al.* (2009) y Blanchon (2010).

Las edades calculadas mediante el modelo de sistemas abiertos en comparación con el modelo de sistemas cerrados, mostraron una diferencia de ~1630 años para el primer tracto arrecifal y de ~4105 años para el segundo.

MIS-5e ha sido caracterizado por un calentamiento global generalizado que, según refleja el registro isotópico, dio lugar a una reducción importante del casquete glaciar de la Antártida y a la desaparición de parte del casquete glaciar de Groenlandia (Kennett, 1972). Nuestro registro indica que la temperatura mínima de todo el periodo registrado para el primer y segundo estadio durante MIS-5 fue de  $27.45 \pm 0.33$  °C y de  $27.48 \pm 0.37$  °C respectivamente, mientras que la temperatura máxima para estos dos estadios fue de  $29.51 \pm 0.12$  °C y de  $28.79 \pm 0.33$  °C respectivamente. Estas temperaturas máximas y mínimas fueron más cálidas y ligeramente más frías que las temperaturas promedio en los últimos 60 años. Las variaciones interanuales de la TSO derivada durante el primer y segundo fueron mayores a las registradas por la TSO instrumental. Esto es muy significativo teniendo en cuenta que la TSO moderna varía sólo  $\sim 1$  °C en tiempos de escala multi-anales. Nuestros datos concuerdan con los registros de TSO para el MIS-5e modelados por Montoya *et al.* (1998) y Kubatzki *et al.* (2000), en respuesta directa al aumento de la insolación de verano y reducción del albedo en el HN.

La hipótesis planteada en el trabajo de investigación, ha sido refutada, pues mientras que en las altas latitudes la temperatura estuvo entre 2-3 °C superiores a las actuales, en los trópicos la TSO promedio solo aumentó ligeramente durante los dos estadios de nivel máximo del mar (entre  $\sim 0.4$  y  $\sim 0.6$  °C). Nuestros datos difieren de los propuestos por McCulloch & Esat (2000), quienes estimaron que la TSO durante el MIS-5e fue indistinguible de la moderna ( $29 \pm 1$  °C). Los valores de TSO propuestos por Lea *et al.* (2006), Weldeab *et al.* (2007), Whitaker (2008), para el Pacífico y Atlántico tropical, solo fueron comparables con los máximos obtenidos en nuestro registro y no con el promedio.

Durante estos dos intervalos de tiempo, nuestros resultados sugieren que la TSO durante el MIS-5e en este sitio tropical fue ligeramente más cálida comparada con los valores modernos post-industriales, pero se encuentra dentro del error si se compara todo el registro de la variabilidad de la TSO desde 1850 a 2009. Así mismo, nuestro datos sugieren una posible estabilidad climática durante el MIS-5e en los trópicos debido a un proceso de termorregulación por el sistema de circulación oceánica, como ha sido postulada por Ramanathan & Collins (1991).

Los datos de la temperatura global durante MIS-5e obtenidos por Jouzel *et al.* (1987), McCulloch & Esat (2000) y la tendencia general del calentamiento después de ~1800 (Kaplan *et al.*, 1998; Saenger *et al.*, 2009), comparados con los datos de la TSO en este estudio, los cuales representan el registro más completo (~200 años) de la variabilidad climática de la oscilación en el Atlántico Norte durante el MIS-5e, sugieren que el AMO es un modo natural de variabilidad interna oceánica persistente en épocas cálidas de un período interglaciar. Así mismo, los datos indican que AMO fue un modo persistente durante el MIS-5e y no tiene un origen antropogénico. Esta oscilación fue similar periodicidad pero diferente en magnitud a la presente oscilación. Estos resultados AMO además sugieren veranos más cálidos e inviernos más fríos, en comparación con el presente estado climático.

La confirmación de un modo natural persistente en la variabilidad de la TSO del Atlántico Norte durante los períodos cálidos, tiene una variedad de implicaciones para la comprensión del clima en las regiones que rodean el Atlántico. Esta tendencia en los componentes de baja frecuencia de la variabilidad multidecadal del Atlántico Norte, sugieren, que podría seguir un período de calentamiento alrededor de los años 2015-2020 DC. Estas variaciones de baja frecuencia también pueden servir para amplificar las tendencias del sistema climático en el futuro, en particular lo concerniente al monitoreo y modelización de los efectos de forzamiento antropogénico en la circulación termohalina del Atlántico (THC) y el incremento de la actividad de huracanes.

#### **6.5 CAMBIOS EN EL NIVEL DEL MAR Y DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL OCÉANO Y SU RELACIÓN CON EL CRECIMIENTO DE *Siderastrea sidérea***

Por último y como se ha mencionado anteriormente, los corales son dependientes de la luz para mantener sus funciones biológicas. Un aumento del nivel del mar hará que los

ecosistemas arrecifales en el límite de profundidad de crecimiento (en el cual se experimenta una disminución en las condiciones de luz), ya no podrán sostener un crecimiento a la misma tasa de incremento del nivel del mar y por lo tanto dará como resultado más probable la muerte (Hoegh-Guldberg, 1999). Los corales que existen en la actualidad a estas profundidades se espera que se extingan con el aumento del nivel del mar. Los corales que viven en el límite fisiológico de profundidad y especies con crecimiento lento, son también susceptibles a las consecuencias negativas por el aumento del nivel del mar, ya que serán incapaces de crecer lo suficientemente rápido para mantener el ritmo de aumento del nivel del mar (Hoegh-Guldberg, 1999). Cuando esto suceda y combinado a otros problemas de estrés (aumento de la TSO y posiblemente reducción en la salinidad), la capacidad de los arrecifes de mantenerse al día con el aumento del nivel del mar se verá muy disminuida (Digerfeldt & Hendry, 1987; Done, 1999). Si las tasas de crecimiento de coral se reducen por las tensiones ambientales, entonces el aumento del nivel del mar que se espera bajo las proyecciones mundiales del cambio climático, presenta retos adicionales y quizás insuperables para las comunidades arrecifales en el futuro (Hoegh-Guldberg, 1999). Por ejemplo, simulaciones han demostrado que los arrecifes de coral en el Caribe no podrán mantenerse al día con las tasas previstas de aumento del nivel del mar (Graus, 1998).

Es imperioso que cuestiones relativas a la conservación de los ecosistemas arrecifales se dirijan de inmediato en los debates sobre el calentamiento global y las emisiones de gases de efecto invernadero. Los arrecifes de coral son cruciales para la supervivencia de los ecosistemas marinos tropicales y por lo tanto para la población local. Más de un cuarto de los arrecifes del mundo se han visto dañados por contaminación y el cambio climático, y muchos investigadores creen que el resto podría correr la misma suerte para el año 2020 (Jackson *et al.*, 2001). La eliminación de los arrecifes de coral se traduciría en graves consecuencias para los recursos marinos, así como para las personas que dependen de estos. Cualquier aumento en el nivel del mar tendrá efectos significativos en las economías y las condiciones de vida de las poblaciones de los países costeros e insulares. Las comunidades de arrecifes de coral proporcionan a las poblaciones humanas ingresos y

recursos a través del turismo, la pesca, materiales de construcción, protección de la costa y el descubrimiento de nuevos fármacos y productos bioquímicos (Hoegh-Guldberg, 1999). En este momento entre el 50 y el 70% todos los arrecifes de coral están bajo amenaza directa de las actividades humanas debido al aumento de la eutrofización y la sedimentación derivadas de trastornos ambientes- terrestres, la explotación excesiva de especies marinas, la minería y la destrucción física por los usuarios del arrecife (Gray, 1997; Roberts & Hawkins, 1999).

## 6.6 REFERENCIAS

- Barnes, D.J., Chalker, B.E. 1990. Calcification and photosynthesis in reef-building corals and algae, in *Coral Reefs: Ecosystem of the World 25*, edited by Z. Dubinsky, pp. 109–131, Elsevier, Amsterdam.
- Barnes, D.J. Lough, J.M. 1990. Computer simulations showing the likely effects of calix architecture and other factors on retrieval of density information from coral skeletons. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 137: 141-164
- Blanchon, P., Eisenhauer, A., Fietzke, J., Liebetrau, V. 2009. Rapid sea-level rise and reef back-stepping at the close of the Last Interglacial highstand. *Nature*, 458: 881–884
- Blanchon, P. 2010. Reef demise and back-stepping during the last interglacial, northeast Yucatan. *Coral Reefs*, 29 (2): 481-498
- Bradley, R.S., Jones, P.D., 1993. "Little Ice Age" summer temperature variations: their nature and relevance to recent global warming trends. *The Holocene*, 3:, 367-376.
- Cohen A.L., McConnaughey, T. A. 2003. Geochemical perspectives on coral mineralization. In *Biomineralization*. Mineralogical society of America, 54: 151-187 .
- Digerfeldt, G., Hendry, M.D. 1987. An 8000 year Holocene sea-level record from Jamaica: Implications for interpretation of Caribbean reef and coastal history. *Coral Reefs*, 5: 165-170.
- Done, T.J. 1999. Coral community adaptability to environmental change at the scales of regions, reefs and reef zones. *American Zoologist*, 39: 66-79.
- Enfield, D.B., Mestas-Nuñez, A. M., Trimble, P.J. 2001. The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. *Geophysical Research Letters*, 28:2077–2080.
- Ferrier-Pagès, C., Boisson, F., Allemand, D., Tambutte, E. 2002. Kinetics of strontium uptake in the scleractinian coral *Stylophora pistillata*. *Marine Ecology Progress Series*, 245: 93-100.
- Goodkin, N. F., Hughen, K.A., Cohen, A. L. 2007. Multicoral calibration of Sr/Ca and growth rate to sea surface temperature. *Paleoceanography*, 22: PA1214, doi:10.1029/2006PA001312.

- Gray, J.S. 1997. Marine biodiversity: patterns, threads and conservation needs. *Biodiversity and Conservation*, 6: 153-175.
- Gray, S.T., Graumlich, L.J., Betancourt, J.L., Pederson, G.T. 2004. A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 A.D. *Geophysical Research Letters*, 31, doi: 10.1029/2004GL019932.
- Hoegh-Guldberg, O. 1999. Climate change, coral bleaching and the future of the world's coral reefs. *Marine and Freshwater Research*, 50:839-866
- Jackson, J.B.C., Kirby, M.X., Berger, W.H., Bjorndal, K.A., Botsford, L.W., Bourque, B.J., Bradbury, R.H., Cooke, R., Erlandson, J., Estes, J.A., Hughes, T.P., Kidwell, S., Lange, C.B., Lenihan, H.S., Pandolfi, J.M., Peterson, C.H., Steneck, R.S., Tegner, M.J., Warner, R.R. 2001. Historical overfishing and the recent collapse of coastal ecosystems. *Science*, 293: 629-638
- Jouzel, J., Lorius, C., Petit, J.R., Genthon, C., Barkov, N.I., Kotlyakov, V.M. Petrov, V.M. 1987. Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years). *Nature*, 329:403-8
- Kaplan, A., M. Cane, Y. Kushnir, A. Clement, M. Blumenthal, & B. Rajagopalan, 1998. Analyses of global sea surface temperature 1856-1991. *Journal of Geophysical Research*, 103 (18): 567-589.
- Kubatzki, C., Montoya, M., Rahmstorf, S., Ganopolski, A. Claussen, M. 2000. Comparison of the last interglacial climate simulated by a coupled global model of intermediate complexity and an AOGCM. *Climate dynamics*, 16: 799-814 .
- LaJeunesse, T.C., Smith, R.T., Finney, J., Oxenford, H. 2009. Outbreak and persistence of opportunistic symbiotic dinoflagellates during the 2005 Caribbean mass coral 'bleaching' event. *Proceedings the Royal Society B*. doi:10.1098/rspb.2009.1405
- Langdon, C., Takahashi, T., Sweeney, C., Chipman, D., Goddard, J., Marubini, F., Aceves, H., Barnett, H., Atkinson, M.J. 2000. Effect of calcium carbonate saturation state on the calcification rate of an experimental coral reef. *Global Biogeochemistry Cycles*, 14(2): 639–654, doi:10.1029/1999GB001195.
- McCulloch, M.T., Esat, T. 2000. The coral record of last interglacial sea levels and sea surface temperatures. *Chemical Geology*, 169: 107–129
- Mann, M.E., Zhang, Z., Bradley, R.S., Miller, S.K., Rutherford, S., Fenbiao, Ni. 2008. "Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia". *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105(36): 13252.
- Montoya, M., Crowley, T.J., vonStorch, H. 1998. Temperatures at the last interglacial simulated by a coupled ocean–atmosphere climate model. *Paleoceanography*, 13: 170–177.
- Ramanathan, V., Collins, W. 1991. Thermodynamic regulation of ocean warming by cirrus clouds deduced from observations of the 1987 El Niño. *Nature*, 351: 27-32.
- Roberts C.M., Hawkins J.P. 1999. Extinction risk in the sea. *Tree*, 14 (6): 241-246.

- Saenger, C.S., Cohen, A.L., Oppo, D.W., Halley, R.B., Carilli, J.E. 2009. Surface-temperature trends and variability in the low-latitude North Atlantic since 1552. *Nature Geoscience*, 2, DOI: 10.1038/NGEO552
- Scoffin, T.P., Tudhope, A.W., Brown, B.E., Chansang, H., Cheeney, R.F. 1992. Patterns and possible environmental controls of skeletogenesis of *Porites lutea*, South Thailand. *Coral Reefs*, 11: 1–11.
- Serreze, M.C., Walsh, J.E., Chapin III, F.S., Osterkamp, T., Dyurgerov, M., Romanovsky, V., Oechel, W.C., Morrison, J., Zhang, T., Barry, R.G. 2000. Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment. *Climatic Change*, 46: 159–207
- Serreze, M.C., Francis, J.A. 2006. The arctic amplification debate. *Climatic Change*, 76(3-4): 241-264
- Watanabe, T., Minagawa, M. Oba, T., Winter, A. 2001. Pretreatment of coral aragonite for Mg and Sr analysis: Implications for coral thermometers. *Geochemical Journal*, 35: 265 -269.
- Weldeab, S., Lea, D.W., Schneider, R.R., Andersen, N., 2007. 155,000 years of West African monsoon and ocean thermal evolution. *Science*, 316(5829): 1303.
- Whitaker, J.L. 2008. Orbital-to millennial-scale variability in Gulf of Mexico sea surface temperature and salinity during the late Pleistocene. Theses and Dissertations. Paper 561. <http://scholarcommons.usf.edu/etd/561>