



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA
INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA

**Reconstrucción del registro sedimentario intermareal reciente
en manglares de la península de Yucatán**

T E S I S
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS

PRESENTA:
VLADISLAV CARNERO BRAVO

Codirectores de Tesis:
Dr. Joan Albert Sánchez Cabeza
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología
Dr. Martín Merino Ibarra
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología

Miembros del Comité Tutor:
Dr. Federico Páez Osuna
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología
Dra. Leticia Rosales Hoz
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología
Dra. Ma. Luisa Machain Castillo
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología

Ciudad de México, mayo 2017



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

Distrito Federal, México.
Mazatlán, Sinaloa, México.

Este trabajo se realizó en los laboratorios de: (1) Geoquímica Isotópica y Geocronología, Unidad Académica Mazatlán, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México. (2) Biogeoquímica Acuática, Unidad Académica de Ecología Marina, Ciudad Universitaria, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México. (3) Geoquímica de isotopos estables, Geotop, Universidad de Quebec en Montreal. (4) Cristalografía (difracción de rayos X), Departamento de Ciencias de la Tierra y de la Atmósfera, Facultad de Ciencias, Universidad de Quebec en Montreal.

Esta tesis doctoral es parte del proyecto CONACYT: “Registros ambientales del cambio global: reconstrucción de cambios recientes (< 100 años) en el nivel del mar a partir del estudio de sedimentos costeros”. Colaboración México-Centroamérica. 2012-2015. Fondo Ciencia Básica CONACYT 2010/153492. Responsable Técnico: Dra. Ana Carolina Ruiz Fernández, Unidad Académica Mazatlán, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM.

AGRADECIMIENTOS

Para:

El Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Joan Albert Sánchez Cabeza por su dedicación, estajanovismo, pulcritud y amplio conocimiento; su ayuda en mi formación como escritor científico es invaluable.

Martín Merino Ibarra y Ana Carolina Ruiz Fernández por su sabia dirección, por permitirme el uso del equipo analítico que se encuentra a su cargo y por su disposición para lograr los objetivos de este trabajo.

Federico Páez Osuna, Leticia Rosales Hoz y Ma. Luisa Machain Castillo por el tiempo dedicado al comité tutorial.

Claude Hillaire Marcel, Jean-François Hélie y Michel Preda por su asesoramiento durante mi estancia en la Universidad de Quebec en Montreal, Canadá.

Los proyectos “Registros ambientales del cambio global: reconstrucción de cambios recientes (< 100 años) en el nivel del mar a partir del estudio de sedimentos costeros” y “Projet 14.302 Québec-Mexique, Ministère des Relations internationales et de la Francophonie (Quebec)” por su contribución económica.

El Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología por todo el apoyo logístico y económico otorgado para estancias académicas y congresos.

El Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por brindarme la beca doctoral (CVU/Becario: 174856).

Todos los miembros de los laboratorios de “Biogeoquímica Acuática”, “Geoquímica Isotópica y Geocronología” y “Geoquímica y Contaminación Costera”.

Jorge Zavala Hidalgo, José Antonio Santiago Santiago, Felipe Hernández Maguey y Sergio Valente Gutiérrez Quijada del Servicio Mareográfico Nacional, Instituto de Geofísica, UNAM.

David Zárate Lomeli (Director, Consultores en Gestión, Política y Planificación Ambiental, GPPA), Angel Alfonso Loreto Viruel (GPPA), Yadira Gomez Hernandez (Reserva de la Biosfera de Sian Ka'an, de la Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas) y Ángel Omar Ortiz Moreno en Quintana Roo. Eduardo Batllori Sampedro (Secretaría de Desarrollo Urbano y Medio Ambiente, SEDUMA) y Jorge Novelo en Yucatán.

ÍNDICE

	Pág.
1 INTRODUCCIÓN.....	8
1.1 El manglar y el ambiente de marisma.....	8
1.2 Columna sedimentaria y el fechado con ²¹⁰ Pb.....	10
1.3 Nivel del mar.....	12
1.4 Geoquímica sedimentaria.....	14
1.5 Hipótesis y objetivos.....	15
2 ÁREA DE ESTUDIO.....	17
3 MATERIALES Y MÉTODOS.....	20
3.1 Muestreo.....	20
3.2 Densidad y compactación.....	21
3.3 Susceptibilidad magnética.....	22
3.4 Granulometría.....	22
3.5 Carbono y Nitrógeno.....	23
3.6 Determinación de elementos mayoritarios, minoritarios y traza.....	23
3.7 Mineralogía.....	26
3.8 $\delta^{13}\text{C}$ orgánico.....	26
3.9 Radiometría.....	27
3.10 Radiocronología.....	30
3.11 Incertidumbre analítica.....	31
3.12 Tratamiento de datos.....	32
4 RESULTADOS.....	33
4.1 Densidades.....	34
4.2 Granulometría y susceptibilidad magnética.....	34
4.3 Radiocronología (²¹⁰ Pb, ²²⁶ Ra, ¹³⁷ Cs y ²³⁹ Pu).....	37
4.4 Carbono y Nitrógeno.....	40
4.5 C:N.....	42
4.6 $\delta^{13}\text{C}$ orgánico.....	44
4.7 Elementos mayoritarios, minoritarios y traza.....	44
4.8 Mineralogía.....	54
4.9 Tasa de acumulación másica (MAR).....	55
4.10 Flujos de CO y NT.....	57
5 DISCUSIÓN.....	60
5.1 C:N y $\delta^{13}\text{C}$ orgánico.....	60
5.2 Análisis de Componentes Principales (PCA).....	62
5.3 Tasas de acumulación sedimentaria (SAR) y nivel del mar.....	66

5.4 Flujos de CO.....	70
5.5 Contaminación.....	74
6 CONCLUSIONES.....	81
7 LITERATURA CITADA.....	84

ÍNDICE DE FIGURAS

#	Nombre	Pág.
1	Mapa de la Península de Yucatán, México. Se indican las zonas de muestreo.....	19
2	Marisma de la parte noroccidental de la península de Yucatán, México.....	20
3	Espectros de radionúclidos: (A) espectrometría gamma de alta resolución, con el ^{214}Pb marcado en rojo; (B) espectrometría de partículas α de ^{209}Po y ^{210}Po	28
4	Núcleos sedimentarios LANE, PUPA e ISCUL procedentes de Sian Ka'an, Mar Caribe, y CELE procedente de Parque natural Ría Celestún, Golfo de México.....	33
5	Perfiles sedimentarios de arenas, limos, arcillas y densidad para los núcleos procedentes de Sian Ka'an (LANE, PUPA e ISCUL), Mar Caribe y de Parque natural Ría Celestún (CELE), Golfo de México.....	36
6	Perfiles sedimentarios de $^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$, ^{226}Ra y ^{239}Pu para los núcleos procedentes de Sian Ka'an (LANE, PUPA e ISCUL), Mar Caribe y de Parque natural Ría Celestún (CELE), Golfo de México.....	38
7	Perfiles sedimentarios de carbono orgánico (CO), carbono inorgánico asociado a los carbonatos (CaCO_3) y nitrógeno total (NT) para los núcleos procedentes de Sian Ka'an (LANE, PUPA e ISCUL), Mar Caribe, y del Parque Natural Ría Celestún (CELE), Golfo de México.....	42
8	Perfiles sedimentarios de la relación molar C:N y $\delta^{13}\text{C}$ orgánico de los núcleos procedentes de Sian Ka'an (LANE, PUPA e ISCUL), Mar Caribe, y del Parque Natural Ría Celestún (CELE), Golfo de México.....	43
9	Perfiles sedimentarios de elementos mayoritarios, minoritarios y traza (XRF) para los núcleos de Sian Ka'an (LANE, PUPA e ISCUL), Mar Caribe y del Parque natural Ría Celestún (CELE), Golfo de México.....	45
10	Perfiles mineralógicos obtenidos (difracción de rayos X) para los núcleos sedimentarios LANE, PUPA y CELE.....	54
11	Evolución de la tasa de acumulación másica (MAR) para los núcleos procedentes de Sian Ka'an (LANE, PUPA e ISCUL), Mar Caribe y del Parque natural Ría Celestún (CELE), Golfo de México.....	56
12	Evolución del flujo de carbono orgánico con corrección por degradación (punto pequeño rojo) y sin corrección (punto negro); para los núcleos procedentes de Sian Ka'an (LANE, PUPA e ISCUL), Mar Caribe y del Parque natural Ría Celestún (CELE), Golfo de México.....	58
13	Evolución del flujo de nitrógeno total para los núcleos procedentes de Sian Ka'an (LANE, PUPA e ISCUL), Mar Caribe y del Parque natural Ría Celestún (CELE), Golfo de México.....	58
14	C:N y $\delta^{13}\text{C}$ en los núcleos procedentes de Sian Ka'an (LANE, PUPA e ISCUL), Mar Caribe y del Parque natural Ría Celestún (CELE), Golfo de México.....	61
15	Análisis de Componentes Principales (PCA) para los núcleos procedentes de Sian Ka'an (LANE, PUPA e ISCUL), Mar Caribe y del Parque natural Ría Celestún (CELE), Golfo de México.....	65

16	Evolución de la tasa de acumulación sedimentaria (SAR) para los núcleos procedentes de Sian Ka'an (LANE, PUPA e ISCU), Mar Caribe y del Parque natural Ría Celestún (CELE), Golfo de México.....	68
17	Tasas de acumulación sedimentaria en manglares de todo el mundo: i) (barras sin relleno) trabajos citados en la Tabla 10, ii) (barras llenas) núcleos procedentes de Sian Ka'an (PUPA e ISCU), Mar Caribe y iii) (barra de ladrillos) núcleo del Parque natural Ría Celestún (CELE), Golfo de México.....	70
18	Flujo de carbono orgánico en manglares: i) (barras sin relleno) trabajos citados de lugares específicos (tabla 11), ii) (barras llenas en color azul) trabajos citados de revisiones mundiales (tabla 11), iii) (barras con rayas) núcleos procedentes de Sian Ka'an (PUPA e ISCU), Mar Caribe y del Parque natural Ría Celestún (CELE), Golfo de México. La línea roja representa el intervalo entre el máximo y el mínimo observado. (*) Intervalo calculado con la desviación estándar reportada en el promedio, (**) promedio calculado con el máximo y mínimo reportado.....	73
19	Flujos de Cu y As en Cayo Culebra (ISCU), Sian Ka'an, Mar Caribe.....	76
20	Flujos de Cd en la península de Yucatán.....	77
21	Flujos de Pb en Celestún (CELE), Golfo de México.....	77
22	Evolución del factor de enriquecimiento de Pb, Cd, Cu y As en la península de Yucatán. La normalización se llevó a cabo con el Ti.....	80

ÍNDICE DE TABLAS

#	Nombre	Pág.
1	Extensión global, tasas de pérdida y valor estimado de los ecosistemas globales clave en las regiones tropical y templada (de Duarte et al., 2008).....	10
2	Zonas de muestreo, coordenadas de los núcleos sedimentarios y estación mareográfica cercana. Las estaciones mareográficas pertenecen al Servicio Mareográfico del Instituto de Geofísica (UNAM).....	18
3	Materiales de referencia usados para calibrar el equipo de fluorescencia de rayos X.....	24
4	Radionúclidos de interés y sus principales características.....	29
5	Estimación de la incertidumbre analítica para todos los parámetros y elementos según las técnicas analíticas utilizadas.....	32
6	Lugar de muestreo y altura ortométrica para cada núcleo sedimentario.....	34
7	Fechado (A.D.) del punto medio de la sección. Modelo CF aplicado en los núcleos sedimentarios de la península de Yucatán.....	40
8	Inventarios totales y flujos de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$	40
9	Tasas de acumulación másica (MAR) en la península de Yucatán, México.....	55
10	Tasas de acumulación sedimentaria (SAR) en manglares de todo el mundo.....	69
11	Flujo de Carbono Orgánico en manglares.....	72

RESUMEN

La península de Yucatán presenta, al igual que otras zonas costeras de bajo relieve topográfico, un gran riesgo ante la subida del nivel del mar eustático a causa del cambio global. Además, el manglar sufre numerosos impactos debidos a la actividad del ser humano, especialmente la destrucción del hábitat por cambios de uso del suelo y cambios del ciclo hidrológico por causas antropogénicas. Para estudiar los impactos del cambio global en la península de Yucatán, de naturaleza kárstica, se reconstruyó el registro sedimentario intermareal reciente a través de cuatro núcleos sedimentarios del ambiente de marisma salina. Los núcleos fueron fechados con la técnica del ^{210}Pb . Los resultados de $\delta^{13}\text{C}$ y C:N mostraron una transición de condiciones más terrestres a un ambiente más marino hacia el presente, indicando la transgresión marina en los lugares de estudio. Las tasas de acreción sedimentaria estimadas fueron consistentes con el aumento del nivel del mar eustático, con valores de $3.8 \pm 0.8 \text{ mm yr}^{-1}$ en la zona de Sian Ka'an (Mar Caribe) y de $2.9 \pm 1.2 \text{ mm yr}^{-1}$ en la laguna de Celestún (Golfo de México). Los registros con mayor información del aumento del nivel del mar se observaron en los núcleos con una menor altura ortométrica. El flujo máximo de carbono orgánico estimado para estos ambientes sedimentarios de marisma fue de $174 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. El factor de enriquecimiento de Pb en la Laguna de Celestún (Golfo de México) sugiere el aumento del impacto antrópico en la zona.

SUMMARY

The Yucatan Peninsula, as other low-lying coastal zones worldwide, has a high risk owing to eustatic sea level rise caused by global change. Furthermore, anthropogenic activities such as land use and hydrological changes impact mangrove ecosystems. In this work I used four sedimentary records (cores) from the intertidal salt marsh ambient to reconstruct the impacts of global change impacts in the Yucatan Peninsula. Sediment cores were dated with the ^{210}Pb method. The $\delta^{13}\text{C}$ and C:N showed a transition from more terrestrial conditions to more marine conditions toward the present, indicating marine transgression in all study sites. Sediment accretion rates were consistent with recent sea level rise, with values of $3.8 \pm 0.8 \text{ mm yr}^{-1}$ in Sian Ka'an (Caribbean Sea) and $2.9 \pm 1.2 \text{ mm yr}^{-1}$ in Celestun Lagoon (Gulf of Mexico). Best reconstructions were observed for cores with the lowest orthometric height. The maximum organic carbon flux in these salt marsh environments was $174 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. The Pb enrichment factor suggested an increase of anthropic impact on Celestun Lagoon.

1. INTRODUCCIÓN

Actualmente vivimos en un planeta dominado por las actividades antropogénicas: más de la mitad de los cuerpos de agua dulce están bajo intenso uso humano y muchas especies han sido llevadas a la extinción. Esta tendencia ha sido creciente desde la revolución industrial y se estima que el dióxido de carbono se ha incrementado en un 40 % desde la época pre-industrial, incrementado también el efecto invernadero (Vitousek et al., 1997). El gran valor de los recursos costeros ha llevado a la explotación desmedida de estos hábitats, aunado a la presión que ejerce sobre ellos el cambio global.

1.1 El manglar y el ambiente de marisma

El hábitat del manglar se extiende entre las latitudes 25⁰ Sur y 25⁰ Norte (Giri et al., 2011). El manglar se desarrolla en zonas inter-mareales, extensas y con una pendiente poco pronunciada, que reciben un importante suministro de sedimento y una abundante cantidad de agua de lluvia y/o fuentes epicontinentales. Estas zonas costeras tropicales conducen hasta un 75% de la descarga sedimentaria de la tierra hacia el mar (Smoak y Patchineelam, 1999). El manglar está principalmente compuesto por plantas tropicales de la familia *Rhizophoraceae* con adaptaciones (fisiológicas y morfológicas) a un medio salino estresante, dando como resultado una zonificación de especies de acuerdo a la elevación del sustrato y por tanto de la salinidad (Ellison y Stoddart, 1991).

En los manglares mexicanos se presenta principalmente *Rhizophora mangle* (mangle rojo), *Avicennia germinans* (mangle negro), *Laguncularia racemosa* (mangle blanco) y *Conocarpus erectus* (mangle botoncillo), todas ellas protegidas de acuerdo a la NOM 059 SEMARNAT-2001. La cobertura nacional de manglar ha sido calculada por la Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO, 2009) en aproximadamente 770,057 ha. La región de la Península de Yucatán cuenta con la mayor cobertura, calculada en aproximadamente 423,751 ha (≈ 55 % del total de México) de las cuales 353,183 ha se encuentran bajo protección estatal y/o federal. Dentro de la península el estado de Campeche ocupa el primer lugar con 194,190 ha (≈ 25 % del total de México),

en segundo lugar Quintana Roo con 129,921 ha ($\approx 17\%$ del total de México) y en tercer lugar Yucatán con 99,649 ha ($\approx 13\%$ del total de México).

La relevancia del manglar ha sido ampliamente documentada como trampa de sedimentos, como barrera natural que protege de la erosión durante los eventos de tormenta, como fuente de productos de valor comercial, como hábitat de fauna específica y como criadero durante las primeras etapas de muchos organismos marinos (Duarte et al., 2008; Mcleod et al., 2011; McKee, 2011). Al ser una zona intermareal con canales y pozas inundadas, permite que en el área de cobertura converjan las aguas marinas, las de precipitación y las epicontinentales, de características físico-químicas diferentes (Krauss et al., 2014).

La pérdida del hábitat de manglar en las últimas décadas, junto con la mayoría de los ecosistemas costeros (Tabla 1), es relevante debido a la importancia que tiene en la fijación de carbono, en la protección de la línea de costa y en los múltiples servicios ambientales que proporciona. El impacto antrópico es responsable de una pérdida de cobertura global estimada entre el 1 y 3 % anual (Duarte et al., 2008). La tasa de enterramiento de carbono orgánico (CO) reportada en zonas de manglar varía en un intervalo de 163 a 226 g CO m⁻² yr⁻¹ (Breithaupt et al., 2012). En la zona de manglar del parque nacional Everglades (Florida, EUA), la acumulación másica, la acreción sedimentaria y las tasas de enterramiento de CO aumentan considerablemente durante los depósitos ocasionados por marejadas de tormenta (*storm surge*), con tasas de enterramiento de CO entre 260 y 393 g m⁻² yr⁻¹ (Smoak et al., 2013). En la Laguna de Términos (Boca Chica, México) los flujos de CO en manglares (estimados mediante núcleos sedimentarios) se encuentran en un intervalo entre 34 y 117 g CO m⁻² yr⁻¹ (Gonneea et al., 2004).

El manglar se encuentra entre los bosques tropicales con mayor densidad de carbono, muy alto en comparación a la media del carbono almacenado en los grandes bosques dominantes de la tierra (Donato et al., 2011). Se estima que globalmente en el hábitat de manglar se entierran aproximadamente 18.4 Tg C yr⁻¹, haciendo que el secuestro de CO₂ sea muy eficiente (Bouillon et al., 2009). El carbono liberado a la atmósfera en forma de CO₂ a causa de la deforestación y del cambio de uso de suelo representan hasta un 20 % del CO₂ global antropogénico (van der Werf et al., 2009), por lo que los estudios que contribuyen a

la cuantificación de los reservorios de carbono así como su evolución reciente son vitales en el estudio del Cambio Global.

Tabla 1. Extensión global, tasas de pérdida y valor estimado de los ecosistemas globales clave en las regiones tropical y templada (de Duarte et al., 2008).

Ecosistema	Área (10⁶ ha)	Pérdida (% año⁻¹)	Valor (US\$ ha⁻¹ año⁻¹)
Pasto marino	18	2-5	19 004
Marisma salina	140	1-2	9 990
Manglar	15	1-3	9 990
Coral	62	4-9	6 075
Bosque tropical	1 900	0.5	2 007

Los registros sedimentarios dentro del ambiente de manglar, en lugares poco perturbados por actividades antrópicas, ofrecen la oportunidad de estudiar los cambios del ecosistema, incluyendo la contaminación. En general la morfología de canales y abundante vegetación del manglar dificulta encontrar un registro sedimentario adecuado para estudios de reconstrucción histórica. Sin embargo, las pozas salinas/hipersalinas de inundación intermareal en el manglar producen zonas de marisma, que presentan una clara transición de la vegetación y pueden proveer un registro sedimentario en equilibrio con el cambio del nivel del mar (McKee et al., 2007; Saintilan et al., 2014; Krauss et al., 2014). Si bien las fuentes de entrada a estos ecosistemas son muy diversas, en ambientes marinos oligotróficos como el Caribe las fuentes atmosféricas suelen ser las más importantes (González-De Zayas et al., 2012). En las zonas salinas, bañadas brevemente por las aguas marinas en mareas vivas, las atmosféricas son comúnmente dominantes (Seinfeld y Pandis, 2006), especialmente a través de la vía húmeda (van de Meent et al., 2011). El estudio de radiotrazadores atmosféricos (e.g. ²¹⁰Pb y ¹³⁷Cs) en sedimentos puede ser útil para la comprensión del proceso de acreción del sedimento y el estudio de los flujos atmosféricos de contaminantes, normalmente asociados a transporte de larga distancia, como el Pb y el Hg.

1.2 Columna sedimentaria y el fechado con ²¹⁰Pb

La columna sedimentaria no perturbada es un valioso archivo ambiental de los cambios en los ecosistemas. Por ejemplo, la erosión en la cuenca hidrográfica y el cambio en el

suministro sedimentario pueden quedar reflejados en la tasa de acumulación sedimentaria (Ruiz-Fernández et al., 2009). Los sedimentos inalterados pueden conservar también un registro de los compuestos transportados por el agua que pueden ser relacionados con procesos naturales (como el enterramiento y preservación de la materia orgánica) e impactos antropogénicos (como los debidos a la contaminación por nutrientes y metales pesados).

Para interpretar los registros sedimentarios es imprescindible contar con un fechado confiable que permita determinar las tasas de acumulación de sedimentos, identificar cronológicamente los eventos, describir los cambios producidos y estimar las tendencias. La radiocronología de sedimentos con ^{210}Pb (semiperíodo = 22.23 ± 0.12 yr, DDEP, 2016) es la herramienta más adecuada para el estudio de archivos ambientales durante los últimos 100 años (Krishnaswamy et al., 1971; Robbins et al., 1978; Appleby, 2001; Sanchez-Cabeza y Ruiz-Fernández, 2012). En el caso especial de las marismas, los cambios históricos en la tasa de acreción, exceptuando los eventos puntuales de tormenta, pueden estar relacionados con el cambio del nivel del mar (Lynch et al., 1989; McKee, 2011; Smoak et al., 2013).

El ^{210}Pb es uno de los radionúclidos naturales que conforman la cadena radiactiva del ^{238}U y se origina de la desintegración del ^{226}Ra (semiperíodo = 1600 ± 7 yr, DDEP, 2016), que decae en el gas noble ^{222}Rn (semiperíodo = 3.8232 ± 0.0008 días, DDEP, 2016), que decae en radionúclidos intermedios de semiperiodos muy cortos (e.g. ^{214}Pb y ^{214}Bi) antes de producir el ^{210}Pb . Debido a que el ^{222}Rn es un gas noble, en sistemas abiertos (e.g. suelos) se libera a la atmósfera y posteriormente decae en ^{210}Pb que se adhiere a aerosoles, con los que es transportado por el viento, el agua (pluvial, fluvial o marina) o el hielo hacia sitios de depósito. El ^{226}Ra disuelto en los cuerpos de agua es otra fuente de ^{222}Rn y ^{210}Pb a los sedimentos. La suma de ambas componentes (atmosférica y columna de agua) se denomina ^{210}Pb en exceso ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$). El flujo de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ varía en el planeta dependiendo de la latitud y longitud (Appleby, 2008). En sistemas cerrados (e.g. rocas o subsuelo) donde el ^{222}Rn no es exhalado a la atmósfera, el ^{210}Pb procede únicamente del ^{226}Ra *in situ*, por lo que ambos se encuentran en equilibrio y, para efectos del fechado, lo denominamos plomo soportado ($^{210}\text{Pb}_{\text{sop}}$). Para fechar un perfil sedimentario con el método del ^{210}Pb es imprescindible diferenciar la actividad de ambos ($^{210}\text{Pb}_{\text{sop}}$ y $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$).

El ^{137}Cs y $^{239,240}\text{Pu}$ han sido tradicionalmente usados para validar fechados (DeLaune et al., 1978; Aoyama et al., 2006; Sanchez-Cabeza y Ruiz-Fernández, 2012; Corcho-Alvarado

et al., 2014) debido a que (1) muestran un máximo en ≈ 1963 ocasionado por la detonación atmosférica de armas nucleares, (2) las pruebas de armas nucleares comenzaron a final de los años 50's, por lo que no debe de existir actividad de estos radionúclidos en las capas sedimentarias más antiguas, y (3) el accidente de Chernóbil en 1986.

1.3 Nivel del mar

La definición del nivel del mar depende del método de estudio y del protocolo aplicado para su estimación. Se trata de un concepto complejo que incluye diversos tipos de fluctuaciones a diferentes escalas de tiempo y espacio. Las fluctuaciones se pueden clasificar por su frecuencia (Kamphuis; 2010): corto plazo (e.g. ciclo mareal diario, marejadas ciclónicas, seiches), estacionales (e.g. ciclo mareal anual), largo plazo (e.g. variaciones climáticas como glaciaciones, movimientos en la corteza), y raros y extremos (e.g. Tsunamis). Cuando el cálculo del nivel del mar se hace con el promedio de las mediciones continuas de la marea, por ejemplo con mareógrafos, estableciendo un punto de referencia cercano a la medida (TGBM: Tide Gauge Benchmark), que a su vez está referenciado con el banco de nivel de la localidad, se usa el término de nivel del mar relativo (RSL: Relative Sea Level). A este promedio relativo se le conoce también como el nivel medio del mar (MSL: Mean Sea Level) e incluye localmente tanto cambios referentes al nivel del agua (eustáticos) como a los movimientos de la corteza terrestre (Cazenave y Llovel, 2010; Cazenave et al., 2010; Pugh y Woodworth, 2014).

El nivel del mar ha cambiado a lo largo de la historia de la Tierra, pues es un balance entre el volumen de agua líquida almacenada en las cuencas oceánicas, el volumen de agua sólida almacenada sobre la corteza continental, el volumen de agua líquida almacenada en los continentes (por ejemplo, las aguas subterráneas) y la magnitud de la respuesta isostática, que depende de la historia del derretimiento-congelamiento y la reología de la corteza terrestre (Potter y Lambeck, 2003). La reconstrucción de los 5 últimos ciclos glaciales (Rohling et al., 2009) muestra el nivel del mar más bajo durante el último máximo glacial (LGM: Last Glacial Maximum, 25,000 – 20,000 años). Durante el inicio del Holoceno, el nivel del mar subió a un ritmo de varias decenas de milímetros por año (Deschamps et al., 2012). El derretimiento de las grandes capas de hielo se completó hace ≈ 6000 años

(Donoghue, 2011) y varios estudios concluyen que durante los últimos ≈ 3000 años el aumento del nivel del mar ha sido relativamente lento, sin exceder 0.2 mm yr^{-1} (Pugh y Woodworth, 2014).

Las deficiencias en la cobertura espacial y temporal de las mediciones de marea no han permitido predecir, de manera fidedigna, los cambios regionales (Douglas, 2001). Actualmente, las investigaciones consideran una fuerte asociación entre el cambio eustático del nivel relativo del mar y las contribuciones antropogénicas que favorecen el calentamiento global (Foster y Rohling, 2013). La tasa global en el cambio de nivel del mar eustático ha sido estimada para los últimos 100 años en aproximadamente 1.8 mm año^{-1} , basada en medidas de mareógrafos (Bindoff et al., 2007). Nuevas estimaciones sobre el cambio de nivel del mar muestran una inflexión de 1.8 a más de 3 mm año^{-1} a partir de mediados del siglo XX (Woodworth et al., 2011; Cazenave y Nerem, 2004). Este aumento se debe básicamente a la expansión térmica del agua que entra por derretimiento de las capas de hielo continental a causa del calentamiento global (Meysignac y Cazenave, 2012). Las variaciones del nivel del mar son muy diversas en el planeta, presentándose regiones dónde el cambio es claramente superior o inferior al promedio mundial, lo que justifica la necesidad de un plan de monitoreo regional o incluso local.

El servicio mareográfico de la UNAM obtiene, analiza y difunde la información de una red de mareógrafos en diversas localidades a lo largo de las costas mexicanas. Este servicio mantiene un esfuerzo continuo en la medición del cambio del nivel del mar (en algunas localidades por más de 50 años), que constituye un marco de referencia y validación para las estimaciones de cambio del nivel del mar reconstruidas en los últimos 100 años a través de los registros sedimentarios.

Dado que no existen bases de datos suficientemente largas en todo el planeta, el uso de registros sedimentarios es la única alternativa en muchas regiones. Lynch et al. (1989) reportó tasas de acreción sedimentaria corregidas por compactación en Laguna de Términos, Campeche, México, en un intervalo de 1.0 a 4.4 mm yr^{-1} , con una media de 2.4 mm yr^{-1} . En comparación, la media de la tasa de acreción para el manglar de la Bahía Rookey, Florida, USA fue 1.6 mm yr^{-1} . La conclusión del trabajo es que los ambientes de manglar están en constante ajuste/equilibrio con el cambio de nivel del mar. Como la tasa de acreción sedimentaria en ambientes de marisma costera tiene una estrecha relación con el nivel del

mar (Lynch et al., 1989; Parkinson et al., 1994; Smoak y Patchineelam, 1999), en zonas isostáticas y asísmicas las señales del cambio del nivel del mar tienen principalmente una huella del cambio eustático (Blanchon et al., 2009). En la península de Yucatán, extensa plataforma carbonatada de roca caliza existe una cierta estabilidad isostática (por ser tectónicamente estable, Potter y Lambeck, 2003), por lo que los registros de cambios en el nivel del mar relativo se deben exclusivamente al cambio eustático.

El impacto de la aceleración en el cambio de nivel del mar sobre los recursos costeros ha incrementado el interés sobre las fluctuaciones pasadas (IPCC, 2007) ya que éstas son una base fundamental para la comparación con los cambios actuales (Leorri et al., 2008). Estudios recientes, basados en registros paleoclimáticos, estiman que los escenarios actuales de estabilización de emisiones de Gases de Efecto Invernadero pueden aún causar un aumento del nivel del mar considerable (Foster y Rohling, 2013). Las predicciones son pues herramientas imprescindibles para los programas de contingencia y desarrollo costero sostenible que se requerirán.

1.4 Geoquímica sedimentaria

Las inundaciones de marea afectan la disponibilidad de oxígeno y la composición del agua intersticial. Los cambios en salinidad pueden afectar directamente a la solubilidad de metales traza (e.g. Cd, Hg and Zn) que presentan asociación con los cloruros (Williams et al., 1994). La composición elemental y mineral de los sedimentos puede ofrecer información valiosa sobre las fuentes sedimentarias. Por ejemplo, Al, Fe, Zr y Th son indicadores habituales de fuentes terrígenas, mientras que un aumento en la concentración de Br, Na, Cl, pueden indicar la transición hacia ambientes más marinos (*marinización*) en las zonas de manglar (Potter et al., 1963; Williams et al., 1994; Ruiz-Fernández et al., 2016). La discontinuidad redox en la columna sedimentaria puede ser identificada por el flujo vertical en perfiles sedimentarios de V, Mo, U, Fe y Mn (Morford y Emerson, 1999).

Los manglares son ecosistemas de un enorme valor natural y socioeconómico, pero a su vez altamente sensibles a los impactos antrópicos. Los registros sedimentarios son herramientas irremplazables para reconstruir los cambios en los ecosistemas, e incluso de las condiciones climáticas en el pasado. Los sedimentos recientes (100 años) nos permiten

reconstruir el periodo temporal en el que se producen cambios e impactos a nivel planetario denominado *Antropoceno* (Steffen et al., 2007, 2011).

1.5 Hipótesis y objetivos

Hipótesis:

- (i) Los registros obtenidos proporcionan información útil, basados en el principio de superposición, para estudiar la evolución de los manglares.
- (ii) El principio de superposición puede ser verificado a través del perfil de ^{210}Pb , la radiocronología con ^{210}Pb permite establecer con precisión la edad y la evolución de las tasas de acreción (mm yr^{-1}) y acumulación másica ($\text{g cm}^{-2} \text{yr}^{-1}$) durante los últimos 100 años.
- (iii) La acreción de los ambientes de baja pendiente en la zona intermareal guarda una estrecha relación con la marea y es comparable con registros mareográficos próximos, por lo tanto la acreción de las marismas estudiadas refleja la tendencia del aumento del nivel del mar.
- (iv) Debido a la estabilidad de la península del Yucatán, el registro sedimentario permite inferir el cambio de nivel del mar eustático en la región.
- (v) Los registros sedimentarios permiten cuantificar con precisión el flujo elemental a la superficie del sedimento (e.g. carbono orgánico), esta información resulta útil para estimar la capacidad de captación y preservación de las marismas.
- (vi) Los registros sedimentarios permiten reconstruir la contaminación regional/global por vía atmosférica o hidrológica, mediante el uso de factores de enriquecimiento.

Objetivo general:

Para contribuir al conocimiento de los procesos en la zona costera y los impactos del cambio global y climático en la península de Yucatán, en este trabajo se evaluó los cambios ambientales (en los últimos 100 años) contenidos en el registro sedimentario de la marisma intermareal de manglar.

Para ello, los objetivos específicos fueron:

Colectar núcleos sedimentarios en marismas de manglar con una zonificación vertical adecuada para la preservación de registros sedimentarios. Fechar los núcleos sedimentarios mediante la técnica del ^{210}Pb y corroborar el fechado con las técnicas independientes radiométricas del ^{137}Cs y ^{239}Pu . Obtener las tasas de acreción (mm yr^{-1}) y acumulación másica ($\text{g cm}^{-2} \text{yr}^{-1}$).

Caracterizar la procedencia del carbono orgánico (C:N y $\delta^{13}\text{C}$), cuantificar su flujo y comparar con otros estudios en manglares. De igual manera, determinar si existen concentraciones elementales que indiquen contaminación, estudiar su flujo y evaluar su enriquecimiento con respecto al tiempo. Si es posible, evaluar el impacto antrópico de corto y largo alcance.}

Comparar la tasa de acumulación sedimentaria con el cambio del nivel del mar derivado de registros mareográficos cercanos, así como con las revisiones globales sobre cambio del nivel del mar.

2. ÁREA DE ESTUDIO

La península de Yucatán es una plataforma carbonatada compuesta de roca Caliza formada en la Era Cenozoica (Isphording, 1975), de la Época Paleoceno-Eoceno (Periodo Paleógeno) hasta la Época Pleistoceno-Holoceno (Periodo Cuaternario). La península es una zona históricamente asísmica y no presenta actividad neo-tectónica (Potter y Lambeck, 2003; Blanchon et al., 2009). Está localizada entre el Golfo de México y el Mar Caribe, la parte norte de la península presenta un clima cálido a semiárido con una precipitación anual de menos de 500 mm y la parte sur tiene un clima subhúmedo con una precipitación promedio anual de 1200 mm (Gelting, 1995; Alcocer et al., 1998; Hernández-Terrones et al., 2011).

La combinación del bajo relieve topográfico y el terreno kárstico es favorable para la rápida infiltración de la lluvia al acuífero. Los sistemas en zonas kársticas como la Península de Yucatán poseen acuíferos de compleja interconectividad que puede transportar contaminantes de zonas impactadas (asentamientos humanos) hacia otros lugares. En Quintana Roo se ha observado conexión hidrológica entre el acuífero y la zona costera, caracterizando el agua del subsuelo y usando la salinidad como señal de agua marina (Hernández-Terrones et al., 2011). Asimismo, se ha observado contaminación por Cd en pastos marinos que también podría ser procedente de descargas de agua subterránea (Avelar et al., 2013).

El muestreo se llevó a cabo en la zona costera de la península de Yucatán (Figura 1). Se seleccionaron como lugares de muestreo zonas con estaciones mareográficas próximas (Tabla 2). Para el Mar Caribe, se colectaron los núcleos sedimentarios en la Reserva de la Biósfera Sian Ka'an (Figura 1, Tabla 2). La reserva está localizada en la costa sureste de la Península de Yucatán, posee una importante biodiversidad asociada a su zona costera que incluye manglar, marismas y un arrecife coralino. Para la zona del Golfo de México, el muestreo se realizó en el Parque Natural Petenes Ría Celestún (Figura 1, Tabla 2). Esta parte noroeste de la Península de Yucatán presenta un clima seco de marzo a mayo, temporada de lluvias de junio a octubre y temporada de vientos (llamados localmente “nortes”) de noviembre a febrero. Los Petenes Ría Celestún se caracterizan por un gradiente de salinidad y temperatura originado por la mezcla de agua dulce del subsuelo y agua marina.

Tabla 2. Zonas de muestreo, coordenadas de los núcleos sedimentarios y estación mareográfica cercana. Las estaciones mareográficas pertenecen al Servicio Mareográfico del Instituto de Geofísica (UNAM).

Lugar	Coordenadas	Estación mareográfica
<i>Parque natural Petenes Ría Celestún:</i> Núcleo sedimentario "CELE"	20°50'07.9" N 90°23'50.0" W	Celestún y Progreso
<i>Reserva de la biósfera Sian Ka'an:</i> Laguna Negra - Núcleo sedimentario "LANE"	19°47'26.1" N 87°28'49.5" W	Puerto-Morelos
Cayo Culebra - Núcleo sedimentario "ISCUL"	19°41'39.6" N 87°27'37.7" W	Puerto-Morelos
Punta Pájaros - Núcleo sedimentario "PUPA"	19°36'09.3" N 87°27'15.6" W	Puerto-Morelos

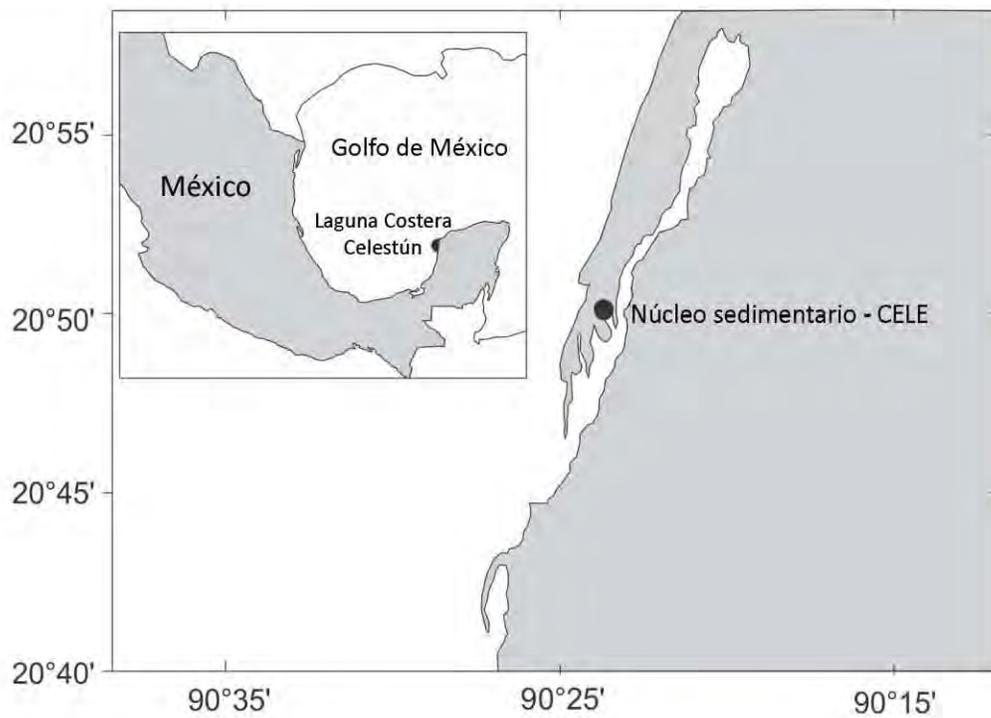
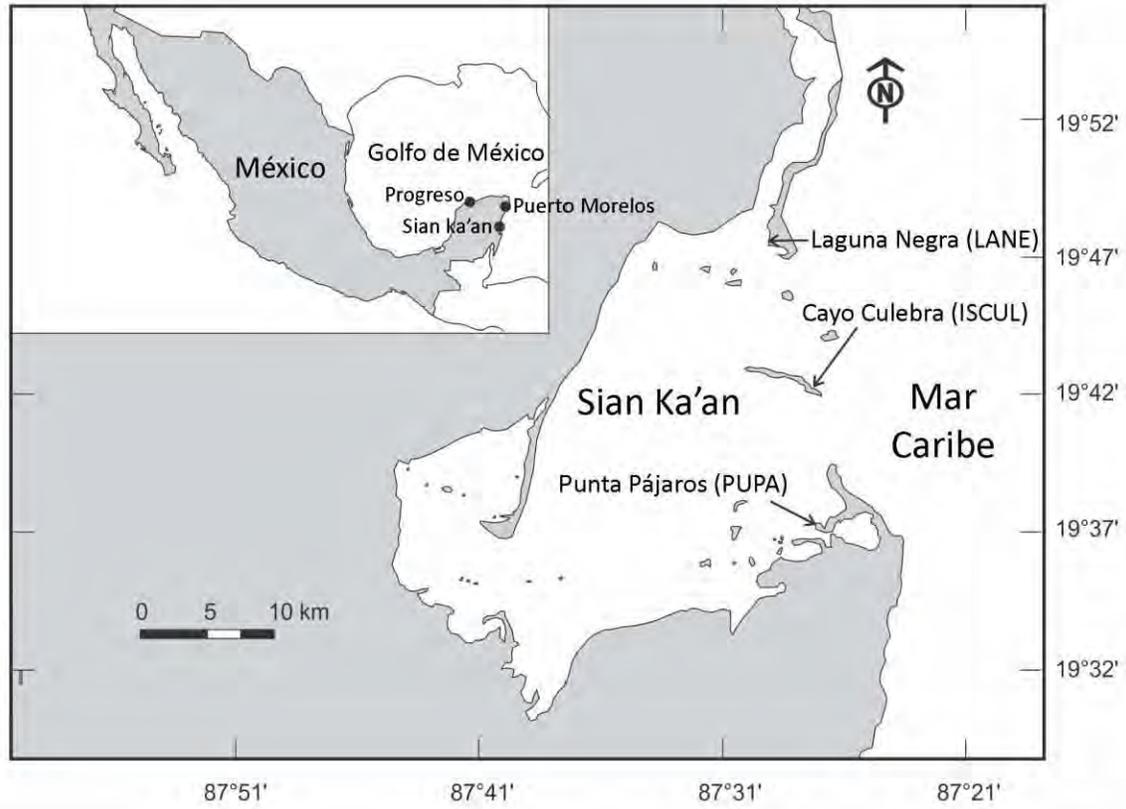


Figura 1. Mapa de la Península de Yucatán, México. Se indican las zonas de muestreo.

3. MATERIALES Y MÉTODOS

La primera inspección para la selección de las posibles zonas de muestreo fue a través de Google Earth, donde se localizaron las zonas de marisma salina que presentaban una clara transición de la vegetación del manglar a una zona no vegetada (Figura 2). Posteriormente se identificaron en el campo las marismas salinas intermareales y se recolectaron los núcleos sedimentarios (Figura 1, Tabla 2).

3.1 Muestreo



Figura 2. Marisma de la parte noroccidental de la península de Yucatán, México.

La campaña de muestreo fue realizada del 22 al 25 de abril de 2013. Se localizaron visualmente las áreas de interés y se recolectaron núcleos sedimentarios de 50 cm de longitud con tubo de PVC de 10.0 cm de diámetro interno. Los núcleos sedimentarios fueron abiertos por la mitad, cortados en el campo en secciones de 1 cm de espesor y posteriormente almacenados en charolas de plástico con tapa hermética, para su transporte al laboratorio.

Para determinar la altura ortométrica de cada punto de muestreo, se establecieron puntos de referencia en mareógrafos próximos a los lugares de muestreo (Tabla 2), un punto de referencia en el área de muestreo y la medida precisa de la localización de cada punto de muestreo con GPS. El equipo GPS utilizado como estación base consistió en un receptor

GRX1200 clásico y una antena AT504 tipo “Choke Ring” con una precisión del fabricante RMS en post-proceso de 3 mm horizontal y 6 mm vertical. El equipo móvil fue un receptor GS10 con una antena geodésica estándar AS10. La precisión en post-proceso establecida por el fabricante RMS de este conjunto de equipos es 3 mm horizontal y 3.5 mm vertical. El equipo usado para la nivelación fue un Nivel Digital Leica DNA03 adecuado para mediciones de alta precisión con desviaciones estándar de 1 mm por km con estadal estándar.

3.2 Densidad y compactación

En el laboratorio, las muestras de los núcleos sedimentarios se congelaron y se secaron por liofilización. Todas las muestras se homogenizaron y subdividieron en dos fracciones: una fracción fue triturada en mortero de ágata para los análisis químicos y la otra fracción (sin triturar) se usó para el análisis de granulometría.

Las densidades (ρ) para cada sección de los núcleos sedimentarios se calcularon con la masa seca (g), el espesor de la sección (cm) y la superficie (cm^2) del nucleador:

$$\rho = \frac{\textit{masa de la sección}}{\textit{espesor} * \textit{superficie}}$$

El perfil de densidades puede presentar i) leves oscilaciones debido a una posible falta de precisión en el corte, ii) un cambio con tendencia (respecto a la profundidad) debido a la compactación, y iii) cambios debidos a las variaciones en la matriz sedimentaria.

La compactación debe ser corregida cuando se requiere determinar con precisión la tasa de acreción sedimentaria (cm yr^{-1}), pues no contar con una valoración de la compactación puede resultar en sobreestimaciones en las tasas de acreción (Nixon, 1980). Los perfiles sedimentarios con más prevalencia a la compactación son aquellos donde se presentan capas con densidades bajas y abundante contenido MO (Busch y Keller, 1982). Lynch et al. (1989) proponen promediar las densidades de las cinco secciones más profundas, para normalizar (se divide la densidad observada por el promedio) cada sección, lo que permite corregir la profundidad (cm). Debido a la variabilidad observada y al comportamiento específico de

cada perfil, en este trabajo se normalizó con la media de 20 secciones continuas de la parte más densa de cada núcleo sedimentario.

3.3 Susceptibilidad magnética

La composición mineralógica habitualmente se refleja en una señal magnética característica para cada matriz/composición sedimentaria que puede servir de herramienta para discernir entre diferentes mineralogías, establecer correlaciones entre registros sedimentarios próximos y sustentar inferencias sobre cambios en las fuentes sedimentarias. Para ello, el sedimento triturado fue depositado en las geometrías de medida del equipo “Bartington Magnetic Susceptibility Meter” modelo “MS2G”, que proporcionó datos en unidades CGS $\times 10^{-6}$. Debido a la posible variabilidad, la medida se realizó por triplicado y se verificó de manera sistemática (al principio, durante y al final) el material de referencia proporcionado por la compañía.

3.4 Granulometría

Una fracción de cada muestra sin triturar fue tamizada por una apertura de malla de 63 micras para separar las arenas. La fracción fina (limos y arcillas) fue tratada con peróxido de hidrógeno (H_2O_2) al 30% para remover materia orgánica, enjuagada con agua desionizada y dispersada mediante vibración ultrasónica durante 5 minutos (MALVERN instruments, 2007). La distribución del tamaño de grano, representada como un histograma de frecuencia, para cada muestra, se obtuvo por difracción de rayos laser en un analizador “Mastersizer 2000” adaptado a una unidad de dispersión de muestra “Hydro 2000MU”, ambos producidos por “MALVERN instruments”.

El método de difracción se basa en medir la dispersión de un haz de luz (láser) sobre las partículas, cuyo ángulo de dispersión es inversamente proporcional al tamaño de la partícula. La luz dispersada es registrada por una unidad de detección óptica, compuesta por 64 detectores individuales, cada uno de los cuales detectan un intervalo de ángulos particular. La disposición de los detectores permite capturar imágenes instantáneas del patrón de dispersión producido por la muestra y cada medida es el promedio de unas ≈ 2000 imágenes.

Para este trabajo, se elaboró un procedimiento de operación específico para sedimentos carbonatados. La dispersión se interpretó usando la teoría de Mie, con un índice de refracción para la calcita de 1.57235 (CaCO_3), una absorción de 0.1 y un índice de refracción de 1.33 para el dispersante (agua destilada). Se realizó por sextuplicado para cada núcleo sedimentario, se evaluó la distribución de arenas, limos y arcillas.

3.5 Carbono y Nitrógeno

El carbono total (CT), carbono orgánico (CO) y nitrógeno total (NT) fueron medidos en la fracción molida mediante la técnica de combustión (Nelson y Sommers, 1996) utilizando un analizador elemental “CE Instruments Flash EA 1112, CHNS-O Analyzer Thermo Quest”. Para el carbono y nitrógeno total se analizaron directamente entre 10 y 20 mg de sedimento seco. Las curvas de calibración se realizaron con un estándar de cistina Thermo Quest (29.99 % C y 11.66 % N). La calidad del análisis se valoró con el material (suelo) de calibración LECO 502-309 lote 1002 (10.14 ± 0.10 % C y 0.80 ± 0.02 % N) certificado para trazabilidad. La incertidumbre (Tabla 5) fue la sumatoria de cuadrados de: la desviación estándar de las réplicas ($n=5$), la desviación estándar de las lecturas del material de calibración (LECO) y el error de la pendiente de la curva de calibración.

Para obtener la concentración de CO el sedimento se acidificó previamente con HCl 1 M (disolución del CaCO_3), se lavó con agua desionizada, se centrifugó, se secó y se analizó. El CaCO_3 se obtuvo por diferencia de las dos medidas (CT y CO).

Los flujos de CO y NT fueron calculados como:

$$\text{Flujo} = \text{concentración} * \text{tasa de acumulación másica}$$

3.6 Determinación de elementos mayoritarios, minoritarios y traza

Una fracción de cada muestra molida se colocó en una geometría calibrada para su análisis mediante fluorescencia de rayos X (XRF, por sus siglas en inglés; equipo Spectro Xepos3) por dispersión de energía. El equipo fue calibrado con 53 materiales de referencia en forma de polvo (Tabla 3). El método es rápido, preciso, no destructivo y permite medir una muy

amplia gama de elementos. Para calcular la incertidumbre (Tabla 5) se hizo la sumatoria de cuadrados del error analítico más la desviación estándar de la medida de las cartas de calidad (ver Anexo cartas de calidad), realizadas con los materiales de referencia certificados IAEA-158 y PACS-2. Los cálculos de recuperación se obtuvieron de estas cartas de calidad.

Tabla 3. Materiales de referencia usados para calibrar el equipo de fluorescencia de rayos X.

Código	Tipo de muestra	Grupo analítico
IAEA-158	Sedimento	Elementos traza y metilmercurio
IAEA-405	Sedimento estuario	Elementos traza y mayoritarios
IAEA-433	Sedimento marino	Elementos traza y metilmercurio
IAEA-456	Sedimento marino	Elementos traza y metilmercurio
SD-ROPME-3/TM	Muestra sedimentaria	Elementos traza
NCS DC 70311	Sedimento del Tíbet	Constituyentes
NCS DC 70317	Sedimento del Tíbet	Constituyentes
NCS DC 73303	Roca	Hierro
NCS DC 73308	Sedimento de arroyo	Elementos traza y óxidos
NCS DC 73309	Sedimento de arroyo	Elementos traza y mayoritarios
NCS DC 73310	Sedimento de arroyo	Elementos traza y óxidos
NCS DC 73313a	Sedimento de arroyo	Elementos traza y mayoritarios
NCS DC 73371	Sedimento de arroyo	Elementos traza y mayoritarios
NCS DC 73374	Sedimento de arroyo	Elementos traza y óxidos
IGLa-1	Andesita del volcán Ceboruco, Nayarit, México	Andesita
IGLc-1	Caliza del cerro El Mingú, México	Caliza
IGLd-1	Dolomía del cerro El Mingú, México	Dolomía
IGLgb-3	Gabro de San Carlos, Tamaulipas, México	Gabro
IGLs-1	Laterita de Arandas, Jalisco, México	Suelo laterítico
IGLsy-1	Sienita nefelínica de San Carlos, Tamaulipas, México	Sienita nefelínica
IGLsy-2	Egirina / augita de San Carlos, Tamaulipas, México	Egirina / augita sienita
IGLsy-4	Egirina / augita de San Carlos, Tamaulipas, México	Egirina / augita sienita
JA-2	Roca ígnea	Elementos traza, minoritarios y mayoritarios
JB-1b	Roca sedimentaria	Elementos traza, minoritarios y mayoritarios
JB-3	Roca ígnea	Elementos traza, minoritarios y mayoritarios
JF-1	Roca ígnea	Elementos traza, minoritarios y mayoritarios
JG-1a	Roca ígnea	Elementos traza, minoritarios y mayoritarios
JG-2	Roca ígnea	Elementos traza, minoritarios y mayoritarios
JGb-2	Roca sedimentaria	Elementos traza, minoritarios y mayoritarios
JH-1	Roca sedimentaria	Elementos traza, minoritarios y mayoritarios

JLK-1	Roca sedimentaria	Elementos traza, minoritarios y mayoritarios
JMS-2	Sedimento marino	Elementos traza y mayoritarios
JR-3	Roca sedimentaria	Elementos traza, minoritarios y mayoritarios
Jsd-1	Sedimento de arroyo	Elementos traza y mayoritarios
Jsd-3	Sedimento de arroyo	Elementos traza y mayoritarios
Jsy-1	Roca sedimentaria	Elementos traza, minoritarios y mayoritarios
A III 24-25	Sedimento estuario	Elementos traza, minoritarios y mayoritarios
BCS-309	Sillimanita	Sillimanita
BCS-395	Bauxita	Bauxita
CRM027-50G	Loam arenoso 10	Metales traza
EURO-CRM 776-1	Ladrillo refractario	Elementos traza, minoritarios y mayoritarios
GSD-12	Estándar geoquímico	Elementos traza, minoritarios y mayoritarios
GSR-5	Estándar geoquímico	Elementos traza, minoritarios y mayoritarios
NIST 2781	Lodo doméstico	Metales
NRCC BCSS-1	Sedimento marino	Metales traza y otros constituyentes
NRCC LKSD-1	Sedimento de lago	Elementos traza y mayoritarios
NRCC LKSD-2	Sedimento de lago	Elementos traza y mayoritarios
NRCC LKSD-4	Sedimento de lago	Elementos traza y mayoritarios
PACS-2	Sedimento marino	Metales traza y otros constituyentes
RTC CRM033-50G	Arena	Metales traza
RTC CRM048-50G	Arena	Metales traza
USGS BHVO-2	Basalto de Hawái	Elementos traza y mayoritarios

El principio de XRF en el sistema XEPOS3 es la excitación electrónica mediante rayos X polarizados con blancos específicos, de los elementos que componen la muestra. El sistema detector de estado sólido permite determinar la energía de los fotones emitidos por fluorescencia y construye un espectro de energías de la radiación emitida por fluorescencia para cada blanco. El análisis de los espectros permite cuantificar la concentración de los elementos en la muestra, hasta niveles de algunos ppm.

Para los elementos traza que la técnica XRF no mostró un nivel de detección suficientemente bajo (p.e. Hg) se utilizó espectroscopia de absorción atómica con un equipo “Varian SpectrAA” con lámpara de corrección por deuterio, equipado con la configuración de llama, horno de grafito y generación de hidruros. Las muestras se digirieron en una mezcla 5:4:1 de HNO₃+HCl+HF en contenedores de teflón herméticamente cerrados en una plancha a 150 °C durante 12 horas. A la muestra digerida se le agregó 1 g de H₃BO₃, se aforó a 50 mL con agua desionizada y se centrifugó durante 10 min. La calibración del sistema se realizó con soluciones patrón marca “Fluka” para la construcción de la curva de calibración,

medición de múltiples blancos (sextuplicado) y material de referencia certificado de sedimento marino IAEA-433 (sextuplicado) con el que se evaluó la recuperación-exactitud del método.

3.7 Mineralogía

Para analizar la mineralogía de las muestras en el laboratorio de Cristalografía (difracción de rayos X, departamento de ciencias de la tierra y de la atmósfera, facultad de ciencias, Universidad de Quebec en Montreal - UQAM), se tomó 1 gramo de la muestra sin triturar (seleccionando a criterio del analista la fracción más fina del recipiente), se colocó en un mortero de ágata y se trituró levemente para alcanzar una cierta homogeneidad. Se dispuso una leve capa de hidrocarburos saturados (Vaselina) sobre el cristal circular del porta-muestra sobre el que se depositó suficiente muestra para crear una capa de ≈ 2 mm de espesor, la cual se presionó con otro cristal hasta dejar una superficie plana.

La medida se realizó mediante difracción de rayos X en un sistema “Siemens D5000 X-ray Diffractometer” y se procedió a la medición de la difracción de rayos X refiriendo a la ley de Bragg para el análisis de las difracciones. Para el análisis de los espectros, se eligieron las secciones superficiales (0-1 cm) de los núcleos sedimentarios LANE y CELE como muestras de referencia por sus espectros característicos, debidos al yeso mineral $[\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}]$, aragonita $[\text{CaCO}_3]$ y halita $[\text{NaCl}]$. Para incrementar y discernir la señal de otros minerales en el espectro de difracción, se procedió a su lavado en un vaso de precipitado con agua destilada con agitación magnética durante 30 minutos y se filtró por succión con un filtro Millipore de $0.45 \mu\text{m}$.

3.8 $\delta^{13}\text{C}$ orgánico

Para el análisis de $\delta^{13}\text{C}$ en la fracción orgánica es necesario eliminar la fracción de carbonatos. El sedimento molido se colocó en tubos de centrífuga de 50 mL y se agregó gota a gota ≈ 5 mL de HCl (1 N), cuidando que la reacción sucediera sin el riesgo de perder parte del contenido del tubo por derrame. Una vez finalizada la primera reacción del carbonato con el ácido se completó la adición de ácido y se dejó en reposo durante dos días. Se aforó el tubo

a 40 mL (agua MilliQ) y se centrifugó durante 15 minutos a 3500 rpm. Las muestras de turba que presentaban elementos flotantes fueron centrifugadas durante una hora. Las muestras se guardaron en un congelador (- 40 °C) durante \approx 24 horas y posteriormente se liofilizaron \approx 72 horas. Las muestras que presentaron residuos de HCl, fueron aforadas con agua desionizada, centrifugadas, congeladas y liofilizadas hasta no ver remanentes.

La fracción orgánica obtenida fue pesada en una balanza de gran precisión \approx 1 μ g (Sartorius) y medida mediante un analizador elemental “ELEMENTAR vario EL cube” para separar los gases de los diferentes elementos. Los gases son canalizados a un espectrómetro de masas (EA-IRMS) “Isoprime100TM” acoplado al analizador elemental. Los isótopos de C son direccionados y conducidos en alto vacío a una cámara con un campo magnético generado por un electro-magneto. Los isótopos se separan por deflexión electromagnética de acuerdo a su relación carga/masa y son capturados y medidos en un detector de copa de Faraday.

3.9 Radiometría

La concentración de ^{210}Pb en cada sección fue inferida a través de la actividad de su descendiente ^{210}Po asumiendo equilibrio secular entre ellos. Brevemente, se toman 0.5 g de cada sección y se añade una cantidad conocida de ^{209}Po como trazador. Posteriormente se digiere en una mezcla 5:4:1 de $\text{HNO}_3+\text{HCl}+\text{HF}$ en contenedores de teflón herméticamente cerrados en una plancha a 150 °C durante 12 horas. El residuo es convertido a una sal de cloruro por repetida evaporación con HCl concentrado. La sal es disuelta con HCl 0.5 N, se centrifuga, se recupera el sobrenadante y se lleva a un volumen aproximado de 100 mL. Se agrega 0.3 g de ácido ascórbico para reducir el Fe presente en la muestra y evitar interferencias durante el depósito espontáneo de los isótopos de Po sobre un disco de plata. La actividad en los discos se determinada a través de espectrometría de partículas alfa (α) con detectores AMETEK-ORTEC de barrera superficial de silicio (Figura 3).

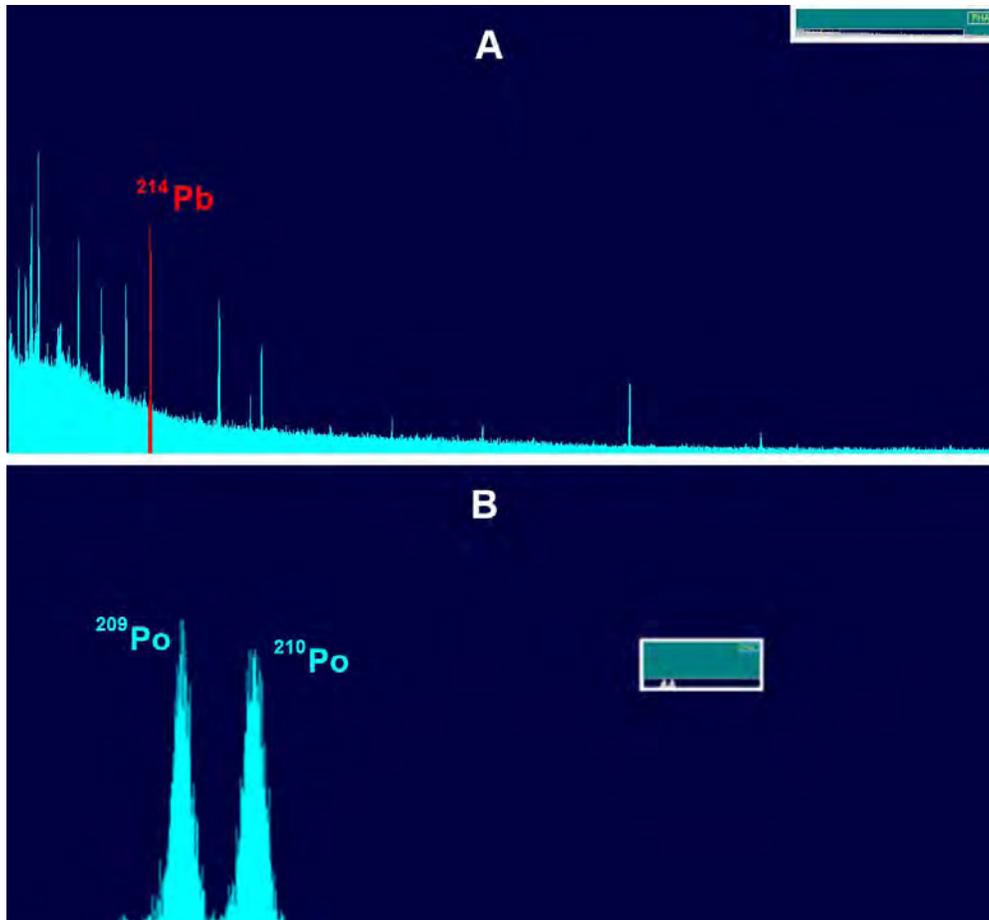


Figura 3. Espectros de radionúclidos: (A) espectrometría gamma de alta resolución, con el ^{214}Pb marcado en rojo; (B) espectrometría de partículas α de ^{209}Po y ^{210}Po .

La actividad de ^{226}Ra y ^{137}Cs en cada sección se obtiene mediante espectrometría gamma de alta resolución. Aproximadamente 5 g de sedimento seco y triturado se depositan en una geometría calibrada (4 mL) y se almacenan durante al menos 3 semanas para garantizar el equilibrio del ^{226}Ra con su descendiente ^{214}Pb (Figura 3). La medida se realiza durante 2-3 días con un detector de Ge hiperpuro con configuración de pozo (ORTEC GWL-120-15-S). El ^{137}Cs se cuantificó a través de su línea gamma de 661 keV, y el ^{226}Ra se cuantificó a través de la línea gamma de 352 keV de su descendiente ^{214}Pb en equilibrio secular (Tabla 4). Para evaluar la calidad de la medición se usaron los materiales IAEA-313 (sedimento de río), IAEA-385 (sedimento del Mar de Irlanda) e IAEA-384 (sedimento de Fangataufa).

Tabla 4. Radionúclidos de interés y sus principales características.

Radionúclido (emisión)	Energía	Eficiencia / Recuperación	Fondo	Límite de detección (LD)*
²¹⁴ Pb (gamma)	351.92 keV	19.94 %	2.96 mBq	10.7 mBq – 6.1 Bq kg ⁻¹
¹³⁷ Cs (gamma)	661.66 keV	10.39 %	0	2.7 mBq – 2.1 Bq kg ⁻¹
²¹⁰ Po (alfa)	5.41 MeV	63 %	14 μBq	82 μBq
²⁰⁹ Po (alfa)	4.98 MeV	63 %	46 μBq	127 μBq

* Para el ¹³⁷Cs se reporta el promedio de todas las muestras de Yucatán y para ²¹⁴Pb se promedió los resultados de la turba.

El ¹³⁷Cs es comúnmente usado para validar geocronologías del método del ²¹⁰Pb (Sanchez-Cabeza y Ruiz-Fernández, 2012). Sin embargo estudios en sedimentos de estuarios han reportado dificultades en la detección de la actividad del ¹³⁷Cs por no exceder el nivel de detección (Ruiz-Fernández et al., 2009), debido al bajo flujo atmosférico en la región y a la gran solubilidad del ¹³⁷Cs en agua marina (Stanners y Aston, 1981). Los núcleos sedimentarios de la península de Yucatán colectados en este trabajo no presentaron actividades detectables de ¹³⁷Cs.

Para corroborar el fechado fue necesaria la evaluación del Pu mediante espectrometría de masas para identificar el máximo esperado en 1963. La separación radioquímica de los isotopos de Pu (²³⁹Pu y ²⁴⁰Pu) fue realizada en el SPIEZ-laboratorio de radioactividad, bajo el método descrito en Rölling et al. (2009). Las muestras fueron incineradas en una mufla a 550 °C. Se agregó trazador de ²⁴²Pu a la muestra y se mezcló con un agente fundente de litio-borato. La fusión fue llevada a cabo con crisoles de 50 mL de Pt/Au (95%/5%) en una mufla a 1100 °C. Los crisoles fueron dejados en la mufla por 15 min con agitación periódica. La muestra fundida caliente fue vertida en un vaso de precipitados de 250 mL que contenía 175 mL de 4.5 M HNO₃. Se añadió 1 mL de 0.1 M polietilenglicol (PEG) para precipitar los silicatos mientras que la muestra fundida se disolvía bajo agitación a 40 °C en un Termobloque. El precipitado de silicato se eliminó por filtración a través de papel de filtro de celulosa. Se añadieron 3 g de (NH₄)₂Fe (SO₄)₂ 6H₂O al filtrado. Se enjuagó la resina para cromatografía de extracción TEVA (Triskem International, Francia) con 10 mL de 0.2% HNO₃/0.2% HF/0.01 mM Fe(II) y se acondicionó con 10 mL 3M HNO₃/0.1 mM Fe(II). El filtrado se pasó por la columna cromatográfica. Posteriormente la columna TEVA se enjuagó con 50 mL de 6 M HCl y 100 mL de 3M HNO₃/0.1 mM Fe(II). El Pu fue eluido con 20 mL de 0.2% HNO₃/0.2% HF/0.01 mM Fe(II). Se añadieron 100 μL de 10 ppm de solución estándar al eluato. Las medidas de los radioisótopos de Pu se realizaron en un ICP-MS con

multicolector de doble enfoque de alta resolución (Neptune Plus High Resolution Multicollector ICP-MS, Thermo Scientific Inc., EE.UU.), equipado con diez colectores Faraday y cinco contadores de iones.

3.10 Radiocronología

Una vez determinado el $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ en cada sección del núcleo sedimentario, se procedió a estimar la edad de cada sección. Dado que el ^{210}Pb es un trazador del proceso sedimentario, la concentración observada en cada capa es el resultado de dos procesos, el flujo de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ a la superficie del sedimento (f) y el flujo de masa, o tasa de acumulación másica (r , MAR por sus siglas en inglés). Por lo tanto, es necesario establecer hipótesis sobre f y r para obtener el fechado de la columna sedimentaria.

Los modelos más ampliamente utilizados son el de flujo y sedimentación constante (CFCS, por sus sigla en inglés) y el de flujo constante (CF, por sus siglas en inglés) (Sanchez-Cabeza y Ruiz-Fernández, 2012). En ambos modelos se considera como constante el flujo de ^{210}Pb a la superficie sedimentaria del área de estudio. Aunque es cierto que éste varía a lo largo de un año (por ejemplo entre temporada de lluvia y de estiaje), se asume habitualmente que en ciclos de algunos años se mantiene relativamente constante (Sanchez-Cabeza et al., 2000). En el caso del modelo CFCS, se asume además que MAR es constante. Si bien este modelo puede ser aplicado con éxito en ambientes específicos (e.g. ambientes lénticos y profundos), por lo general esta hipótesis es difícil de justificar en los ambientes costeros, donde la complejidad de los sistemas induce importantes cambios en los procesos de sedimentación (e.g. Brooke et al., 2008).

En este trabajo se utilizó el modelo CF, conocido también como modelo de Tasa Constante de Suministro (CRS – Constant Rate of Supply). En este modelo se asume que tan sólo el flujo de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ a la superficie del sedimento es constante, por lo que la tasa de acumulación másica (MAR) puede ser variable (Sanchez-Cabeza y Ruiz-Fernández, 2012). Debido a que el flujo de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ es constante y su agotamiento depende únicamente de la desintegración radioactiva, el inventario total de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ en el perfil sedimentario es también constante. Si el inventario por debajo de la capa superficial sedimentaria es siempre el mismo,

cuando la capa es enterrada la diferencia entre el inventario total y el inventario por debajo de esta capa está relacionada con el tiempo transcurrido:

$$A(i) = A(0) e^{-\lambda t}$$

Donde $A(0)$ es el inventario total, $A(i)$ es el inventario por debajo de la capa i , λ es la constante de desintegración radioactiva ($0.03118 \pm 0.00017 \text{ yr}^{-1}$) y t es el tiempo transcurrido desde que la capa i dejó de ser la superficie del perfil sedimentario (edad de la capa), que se puede calcular como:

$$t(i) = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{A(0)}{A(i)}$$

Una vez corroborado el fechado por algún medio independiente, se calculan las tasas de acreción sedimentaria (SAR) y de acumulación másica (MAR), donde C_i es la concentración de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ en la sección i (Bq kg^{-1}), con las siguientes expresiones:

$$MAR = \lambda \frac{A(i)}{C_i}$$

$$SAR = \frac{MAR}{\rho}$$

3.11 Incertidumbre analítica

En la Tabla 5 se muestran las incertidumbres analíticas para cada técnica; ya que en algunos casos la incertidumbre depende de la matriz específica de la muestra (e.g. fluorescencia de rayos X), se promediaron las incertidumbres calculadas para cada núcleo.

Tabla 5. Estimación de la incertidumbre analítica para todos los parámetros y elementos según las técnicas analíticas utilizadas.

Parámetro/ Elemento	Incertidumbre Analítica (%)	Parámetro/ Elemento	Incertidumbre Analítica (%)
Arenas	3.3	Fe	3.0
Limos	7.5	Ni	7.1
Arcillas	8.0	Cu	4.9
Halita	-	Zn	9.9
Yeso (mineral)	-	As	6.4
Carbonatos	2.2	Br	0.9
Carbono Orgánico	11.0	Rb	26.8
Nitrógeno Total	9.2	Sr	1.5
C:N	4.9	Y	6.5
Na	6.6	Mo	23.6
Mg	6.1	Cd	18.8
Al	21.6	Sn	13.4
Si	1.8	Pb	8.1
P	2.4	Th	9.3
S	2.3	U	15.7
Cl	1.1	$\delta^{13}\text{C}$	0.1*
K	1.7	^{210}Pb	7.1
Ca	1.2	^{226}Ra	18.0
Ti	3.8	^{239}Pu	2.4
V	10.9	SAR	23.1
Cr	5.3	MAR	19.4
Mn	4.9		

*Partes por mil (‰)

3.12 Tratamiento de datos

Se evaluaron intervalos, valores medios, desviaciones típicas y posibles valores anómalos (Outliers) de los indicadores geoquímicos mediante estadística descriptiva básica. Posteriormente se establecieron las posibles relaciones entre todos los indicadores geoquímicos a través del análisis de componentes principales (PCA) con STATISTICA Six Sigma StatSoft Inc.

4. RESULTADOS

En este trabajo se colectaron 4 núcleos sedimentarios de la península de Yucatán (Figura 4). El núcleo LANE se colectó en una marisma con presencia de *Rhizophora mangle* y *Avicennia germinans*, presentó un tapete microbiano (Bolhuis y Stal, 2011) en la superficie, mostró cambios de coloración y alrededor de los 10 cm presencia de restos vegetales. El núcleo PUPA se colectó en una marisma expuesta directamente a una laguna interior somera, donde el manglar presente fue de pequeña talla. En el núcleo se observa presencia de arenas, el sedimento se oscurece en secciones por debajo de los 30 cm y se observan restos vegetales por debajo de los 20 cm. El núcleo ISCUL se colectó en una pequeña isla llamada Cayo Culebra. La marisma tuvo presencia abundante de plantas halófitas (*Salicornia* sp. y *Batis marítima*), y se observó una clara transición entre una turba en el pasado y una zona de sedimentación reciente. El núcleo CELE (Golfo de México) se colectó en una marisma parcialmente inundada, con contacto a un canal y protegido por manglar. Se presentan las alturas ortométricas de la superficie sedimentaria en la Tabla 6.

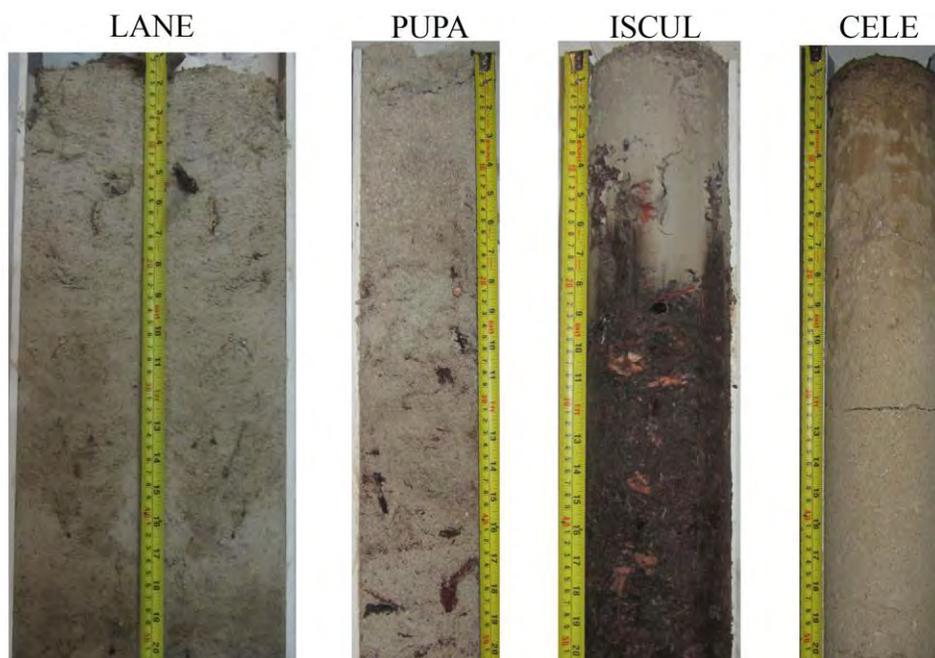


Figura 4. Núcleos sedimentarios LANE, PUPA e ISCUL procedentes de Sian Ka'an, Mar Caribe, y CELE procedente de Parque natural Ría Celestún, Golfo de México.

Tabla 6. Lugar de muestreo y altura ortométrica para cada núcleo sedimentario.

Lugar	Altura Ortométrica (m)
Núcleo sedimentario LANE: Laguna Negra, Punta Allen, Sian Ka'an, Mar Caribe, Quintana Roo, México.	0.7686 ± 0.0035
Núcleo sedimentario PUPA: Punta Pájaros, Sian Ka'an, Mar Caribe, Quintana Roo, México.	0.3502 ± 0.0035
Núcleo sedimentario ISCUL: Cayo Culebra, Sian Ka'an, Mar Caribe, Quintana Roo, México.	-0.4338 ± 0.0035
Núcleo sedimentario CELE: Celestún, Parque natural Ría Celestún, Golfo de México, Yucatán, México.	-0.003 ± 0.0035

4.1 Densidades

Las densidades de los núcleos sedimentarios se muestran en la Figura 5. LANE mostró un valor promedio de $1.07 \pm 0.12 \text{ g cm}^{-3}$ con un intervalo entre 0.70 y 1.35 g cm^{-3} . El núcleo sedimentario PUPA tuvo un promedio de $0.69 \pm 0.15 \text{ g cm}^{-3}$ y un intervalo 0.38 a 1.06 g cm^{-3} . El núcleo ISCUL presentó dos ambientes sedimentarios completamente diferentes: en la parte superior (de 0 a 10 cm) un ambiente de acumulación sedimentaria con un valor de densidad promedio de $0.59 \pm 0.07 \text{ g cm}^{-3}$ y un intervalo de 0.51 a 0.73 g cm^{-3} ; en la parte inferior un ambiente de turbera con un valor de densidad promedio de $0.15 \pm 0.05 \text{ g cm}^{-3}$ y un intervalo de 0.07 a 0.35 g cm^{-3} .

En la parte noroccidental de la Península de Yucatán, el núcleo sedimentario CELE presentó un promedio de $1.41 \pm 0.25 \text{ g cm}^{-3}$, siendo el más alto de este estudio, con un intervalo de 0.49 a 2.07 g cm^{-3} .

4.2 Granulometría y susceptibilidad magnética

El núcleo sedimentario LANE no presentó cambios apreciables en los perfiles de arena, limo y arcilla (Figura 5), el promedio fue $61 \pm 3 \%$, $27 \pm 2 \%$ y $12 \pm 1 \%$ y sus intervalos de 52 a 68% , de 22 a 38% y de 9 a 15% respectivamente. El núcleo PUPA mostró algunas oscilaciones sin una tendencia definida (Figura 5), el promedio fue $61 \pm 7 \%$ en un intervalo de 45 a 73% para las arenas, un promedio de $31 \pm 6 \%$ en un intervalo de 21 a 45% para los limos y de $8 \pm 2 \%$ en un intervalo de 5 a 12% para las arcillas. La parte superior del núcleo

sedimentario ISCUL (Figura 4), exhibió una tendencia de disminución de arena y aumento de limo hacia la superficie (Figura 5). El promedio fue $23 \pm 9\%$ en arenas, $64 \pm 7\%$ en limos y $13 \pm 2\%$ en arcillas; los intervalos fueron de 14 a 41 %, de 49 a 71 % y de 10 a 16 % respectivamente. El núcleo CELE mostró una tendencia definida en sus perfiles de arena y limo (Figura 5), que evidenciaron una clara disminución de las arenas y un aumento en los limos. Los promedios fueron $87 \pm 11\%$ para las arenas, $9 \pm 10\%$ para los limos y $3 \pm 2\%$ para las arcillas; los intervalos fueron de 46 a 95 %, de 3 a 48 % y de 2 a 8 % respectivamente.

Todos los núcleos sedimentarios y muestras superficiales presentaron lecturas de susceptibilidad magnética negativas o iguales al blanco (≈ 0 CGS $\times 10^{-6}$). Las mediciones en los sedimentos carbonatados utilizados en este trabajo confirman diamagnetismo de los materiales fuente de sedimentos en la península de Yucatán (Urrutia-Fucugauchi et al., 2012).

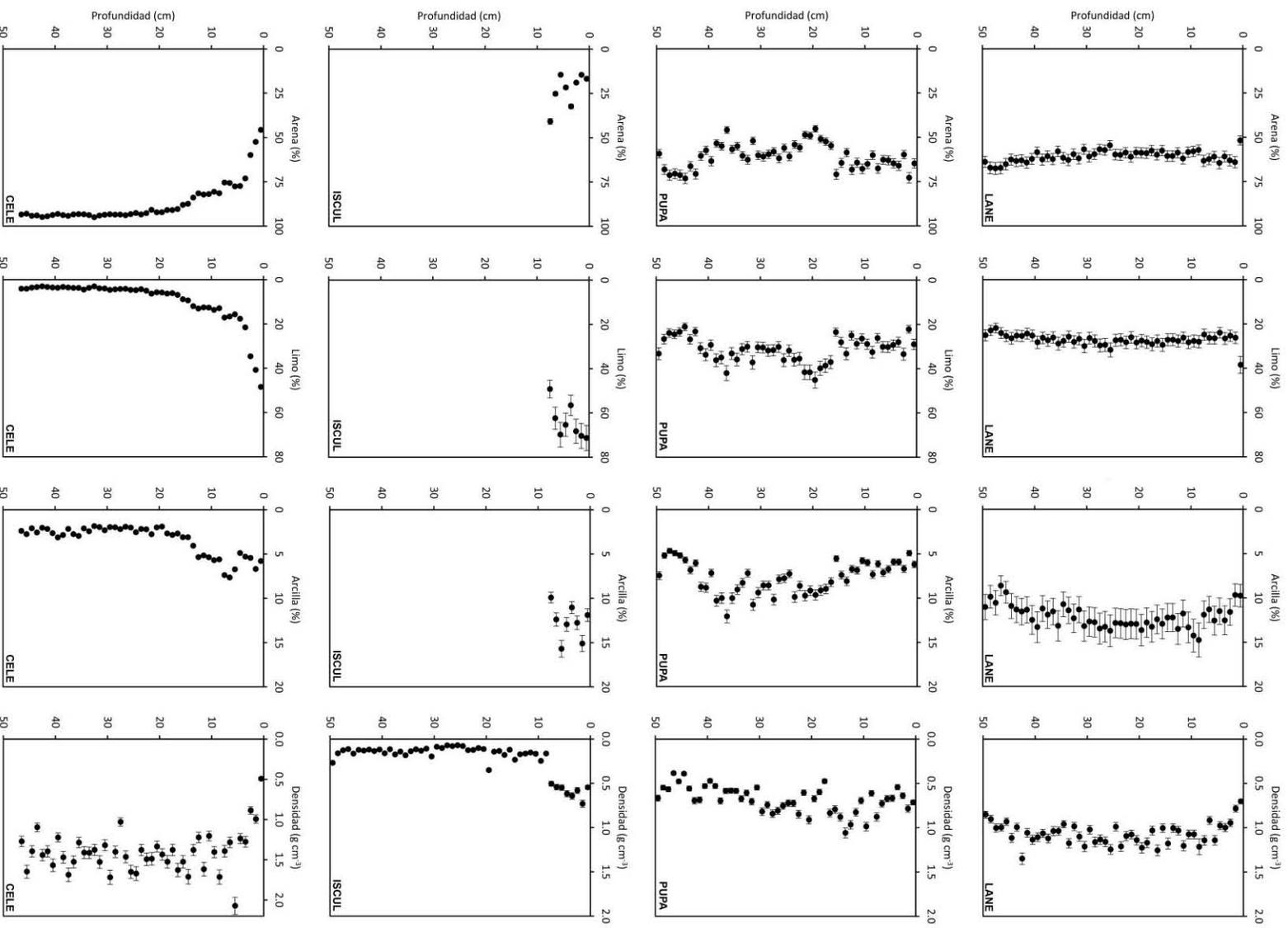


Figura 5. Perfiles sedimentarios de arenas, limos, arcillas y densidad para los núcleos procedentes de Sian Ka'an (LANE, PUPA e ISCUL), Mar Caribe y de Parque natural Ría Celestín (CELE), Golfo de México.

4.3 Radiocronología (^{210}Pb , ^{226}Ra , ^{137}Cs y ^{239}Pu)

Los núcleos sedimentarios colectados en la península de Yucatán presentaron perfiles de $^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$ adecuados para el fechado (Figura 6). En condiciones ideales, el perfil de $^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$ debería ser una exponencial perfecta con respecto a la profundidad. Este caso se presentó en el núcleo LANE (Figura 6), con una asíntota bien definida a partir de los 14 cm de profundidad, con un valor constante de $6.7 \pm 0.8 \text{ Bq kg}^{-1}$. Este valor fue corroborado con medidas de ^{226}Ra (^{214}Pb), que mostró un promedio de $7.3 \pm 1.5 \text{ Bq kg}^{-1}$. Los fechados reportados en este trabajo (Tabla 7) provienen del modelo CF para todos los núcleos sedimentarios. El núcleo sedimentario PUPA presentó un perfil de $^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$ exponencial (Figura 6), con un máximo subsuperficial ($60.8 \pm 4.5 \text{ Bq kg}^{-1}$, sección 3-4 cm) y una asíntota por debajo de los 17 cm de profundidad con un valor de $14.9 \pm 0.3 \text{ Bq kg}^{-1}$, obtenido como promedio de las concentraciones entre 18 y 30 cm de profundidad. Las concentraciones de ^{226}Ra (^{214}Pb) mostraron un valor promedio de $16.2 \pm 4.2 \text{ Bq kg}^{-1}$, consistente con el valor asíntótico, que se tomó como valor de $^{210}\text{Pb}_{\text{sop}}$.

El núcleo sedimentario ISCUL mostró un perfil de $^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$ sin valor asíntótico en las secciones profundas (Figura 6) y tuvo un comportamiento exponencial a partir de los 9 cm de profundidad, donde se observó su máxima concentración de $113.7 \pm 8.5 \text{ Bq kg}^{-1}$ (sección 8-9 cm). Las concentraciones de $^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$ en las secciones superiores (entre 0 y 9 cm; Figura 6, ISCUL), oscilaron como resultado del cambio en la tasa de acumulación másica, y fueron las más altas de la península de Yucatán. Las concentraciones de ^{226}Ra (^{214}Pb) en estas secciones tuvieron un promedio de $9.5 \pm 0.6 \text{ Bq kg}^{-1}$ y se usó como $^{210}\text{Pb}_{\text{sop}}$. Sin embargo, dado que ISCUL presenta una clara transición de ambiente sedimentario, este valor no pudo ser utilizado para las secciones de turba. Debido a la falta de valores asíntóticos en la parte profunda de la turba y a sus concentraciones de ^{226}Ra (^{214}Pb) por debajo del límite de detección, como se ha reportado en otros ambientes (Olid et al., 2008), se consideró un valor de $^{210}\text{Pb}_{\text{sop}}$ de cero y un posible inventario faltante de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ que debe inferirse a través de secciones fechadas de manera independiente a la técnica del ^{210}Pb (e.g. ^{137}Cs y ^{239}Pu).

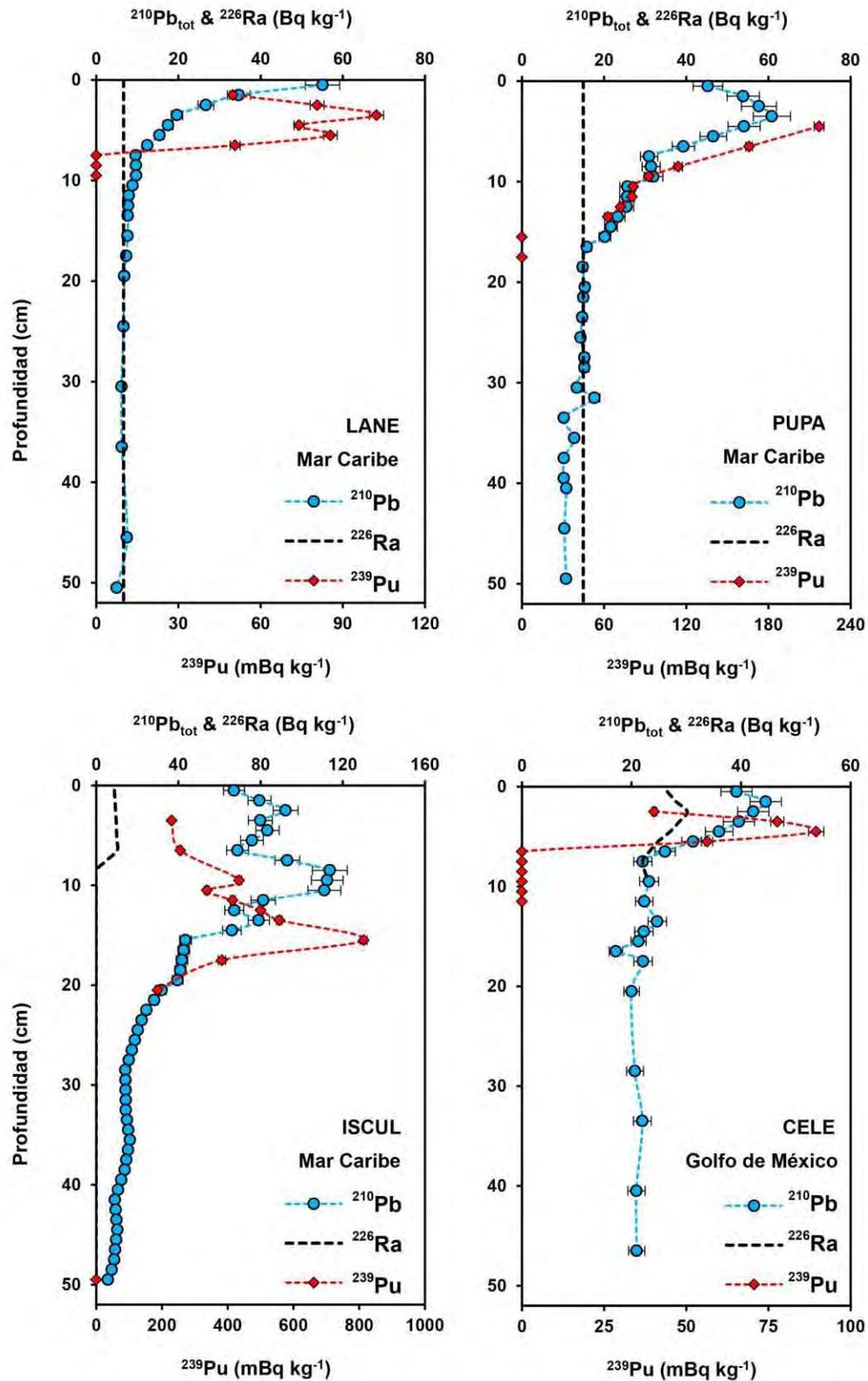


Figura 6. Perfiles sedimentarios de $^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$, ^{226}Ra y ^{239}Pu para los núcleos procedentes de Sian Ka'an (LANE, PUPA e ISCUL), Mar Caribe y de Parque natural Ría Celestún (CELE), Golfo de México.

El núcleo sedimentario CELE mostró un perfil de $^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$ (Figura 6) con el máximo en la sección 1-2 cm ($44.5 \pm 2.9 \text{ Bq kg}^{-1}$) y una asíntota de $21.5 \pm 1.7 \text{ Bq kg}^{-1}$ por debajo de los 7 cm de profundidad. El valor promedio de ^{226}Ra (^{214}Pb) por debajo de los 7 cm fue de $19.9 \pm 3.1 \text{ Bq kg}^{-1}$. Entre 0 y 7 cm de profundidad, los valores de ^{226}Ra (^{214}Pb) fluctuaron y mostraron un pico a los 2.5 cm (Figura 6), por lo que los valores de $^{210}\text{Pb}_{\text{sop}}$ para cada sección fueron los valores de ^{226}Ra (^{214}Pb).

Dado que el ^{137}Cs no fue detectable en ningún núcleo, se optó por el uso de ^{239}Pu (Figura 6) como herramienta de validación de las cronologías (Corcho-Alvarado et al., 2014). En el núcleo LANE, el primer máximo de ^{239}Pu , correspondiente ≈ 1963 , se localizó en la sección 5-6 cm y el segundo máximo en la sección 3-4 cm entre los años 1977 y 1986 (fecha media de 1981.6 ± 1.6 , Tabla 7). Para PUPA, el perfil de ^{239}Pu (Figura 6) mostró el máximo valor en la sección 4-5 cm, pero en la sección 9-10 cm se observó una importante inflexión, con una edad de 1963.2 ± 1.6 (Tabla 7). Para ISCUL, el ^{239}Pu resolvió el inventario faltante sugerido por la ausencia de asíntota, y el máximo asociado a ≈ 1963 se situó en la sección 15-16 cm (Figura 6) con un inventario faltante de tan solo el 5 % (Tabla 7). El núcleo sedimentario CELE exhibió un pico bien definido de ^{239}Pu (Figura 6), y el máximo relacionado a ≈ 1963 estuvo en la sección 4-5 cm (Tabla 7).

Los inventarios de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ para los cuatro núcleos sedimentarios se reportan en la Tabla 8. Para los núcleos sedimentarios del Mar Caribe (Sian Ka'an), la altura ortométrica (Tabla 6) presentó una fuerte correlación negativa con los inventarios y flujos de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ($R^2 = 0.994$, $F \text{ Fisher} = 164 \gg F \text{ crítica} = 0.05$, $p < 0.05$). En el Golfo de México (Celestún) se observó un menor flujo de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ en comparación a la reserva de la biósfera de Sian Ka'an.

Tabla 7. Fechado (A.D.) del punto medio de la sección. Modelo CF aplicado en los núcleos sedimentarios de la península de Yucatán.

Sección (cm)	LANE	PUPA	ISCUL	CELE	Sección (cm)	ISCUL
0-1	2008.4 ± 0.4	2011.9 ± 0.2	2012.4 ± 0.1	2011.9 ± 0.5	25-26	1945.4 ± 0.7
1-2	1999.4 ± 0.9	2008.2 ± 0.4	2009.9 ± 0.2	2006.2 ± 1.4	26-27	1944.7 ± 0.7
2-3	1990.6 ± 1.2	2003.7 ± 0.6	2006.6 ± 0.3	1998.3 ± 2.5	27-28	1944.1 ± 0.7
3-4	1981.6 ± 1.6	1999.0 ± 0.7	2003.2 ± 0.4	1988.2 ± 3.8	28-29	1943.5 ± 0.8
4-5	1972.7 ± 2.1	1993.5 ± 0.8	1999.6 ± 0.5	1973.7 ± 6.1	29-30	1942.8 ± 0.8
5-6	1962.0 ± 2.8	1987.6 ± 1.0	1995.9 ± 0.5	1941.1 ± 14.6	30-31	1941.7 ± 0.8
6-7	1951.5 ± 3.6	1981.6 ± 1.1	1992.4 ± 0.6		31-32	1940.6 ± 0.8
7-8	1943.3 ± 4.4	1975.8 ± 1.3	1988.0 ± 0.6		32-33	1939.6 ± 0.8
8-9	1934.3 ± 5.3	1970.6 ± 1.4	1984.0 ± 0.6		33-34	1938.6 ± 0.8
9-10	1922.1 ± 7.1	1963.2 ± 1.6	1980.5 ± 0.6		34-35	1937.5 ± 0.8
10-11	1907.4 ± 10.1	1955.4 ± 1.9	1976.7 ± 0.7		35-36	1935.9 ± 0.8
11-12	1891.4 ± 13.4	1948.5 ± 2.2	1973.9 ± 0.7		36-37	1934.2 ± 0.8
12-13	1871.0 ± 18.7	1937.6 ± 2.8	1971.6 ± 0.7		37-38	1932.6 ± 0.8
13-14		1921.3 ± 3.7	1969.0 ± 0.7		38-39	1931.1 ± 0.8
14-15		1898.9 ± 5.8	1965.5 ± 0.7		39-40	1929.8 ± 0.8
15-16		1855.6 ± 22.0	1962.9 ± 0.7		40-41	1928.5 ± 0.8
16-17			1961.1 ± 0.7		41-42	1927.5 ± 0.8
17-18			1959.2 ± 0.7		42-43	1926.6 ± 0.8
18-19			1957.4 ± 0.7		43-44	1925.5 ± 0.8
19-20			1954.0 ± 0.7		44-45	1924.4 ± 0.8
20-21			1950.8 ± 0.7		45-46	1923.1 ± 0.8
21-22			1949.5 ± 0.7		46-47	1921.8 ± 0.8
22-23			1948.3 ± 0.7		47-48	1920.7 ± 0.8
23-24			1947.0 ± 0.7		48-49	1919.5 ± 0.8
24-25			1946.0 ± 0.7			***

*** Inventario faltante del 5%

Tabla 8. Inventarios totales y flujos de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$.

Núcleo sedimentario	Inventario (Bq m ⁻²)	Flujo (Bq m ⁻² yr ⁻¹)
LANE (Laguna Negra, Sian Ka'an)	1304 ± 61	41 ± 2
PUPA (Punta Pájaros, Sian Ka'an)	2567 ± 78	80 ± 3
ISCUL (Cayo Culebra, Sian Ka'an)	5737 ± 109	179 ± 4
CELE (Celestún, Yucatán)	752 ± 101	23 ± 3

4.4 Carbono y Nitrógeno

El núcleo sedimentario LANE (Figura 7) mostró un perfil con un máximo superficial de CO y NT (7.18 ± 0.42 y 0.91 ± 0.02 % respectivamente), atribuido a la presencia de un tapete microbiano de ≈ 0.5 cm de espesor. A partir de la segunda sección (> 1 cm) de profundidad, el perfil de NT mostró valores menores a 0.2 %, que variaron entre 0.08 y 0.14 %. El perfil de CO fue bastante homogéneo, y por debajo del primer centímetro el intervalo fue de 0.7 a

2 %. El núcleo sedimentario PUPA mostró un perfil de NT con un intervalo de concentración entre 0.07 y 0.16 % (Figura 7). El CO aumentó hacia las secciones profundas desde ≈ 0.8 a 3 % y presentó un pico subsuperficial con un máximo entre 1997 y 2001 (edad media 1999 ± 0.7 , sección 3-4 cm) de 1.46 ± 0.16 %. El núcleo ISCUL presentó una fuerte transición del tipo de material sedimentario (Figura 4). En el segmento inferior (> 9 cm de profundidad, entre 1915 y 1985), con presencia de turba, mostró un intervalo de NT entre 1 y 1.83 %, y de CO entre 19 y 30 % (Figura 7). El segmento superficial de ISCUL (entre 1985 y 2013) mostró valores de CO y NT muy inferiores (intervalo de 3.3 - 3.8 % y 0.37 - 0.46 % respectivamente). El NT y CO para el núcleo sedimentario CELE mostraron una disminución de la concentración con la profundidad en las primeras 5 secciones (Figura 7), de 0.63 ± 0.02 % de NT y 4.35 ± 0.16 % de CO en la superficie, hasta un valor aproximadamente asintótico a partir de 5 cm que osciló entre 0.03 y 0.09 % para el NT y de 0.40 a 0.70 % para el CO. De acuerdo a los perfiles de CO (Figura 7) y su inspección visual (Figura 4), se observó que en PUPA e ISCUL las mayores concentraciones se presentaron en la parte profunda de los núcleos. PUPA no mostró un cambio tan radical de ambiente sedimentario como ISCUL, pero se observó la presencia de restos vegetales (manglar) y un aumento de éstos con la profundidad.

El carbono inorgánico, asociado a carbonatos (CaCO_3) en la península de Yucatán (Figura 7), presentó un intervalo entre 10 y 12 %, con excepción de la parte superficial del núcleo sedimentario CELE (Golfo de México) que presentó valores entre 6 y 9 %, y del segmento superficial de ISCUL (Mar Caribe) con valores entre 7 y 10 %.

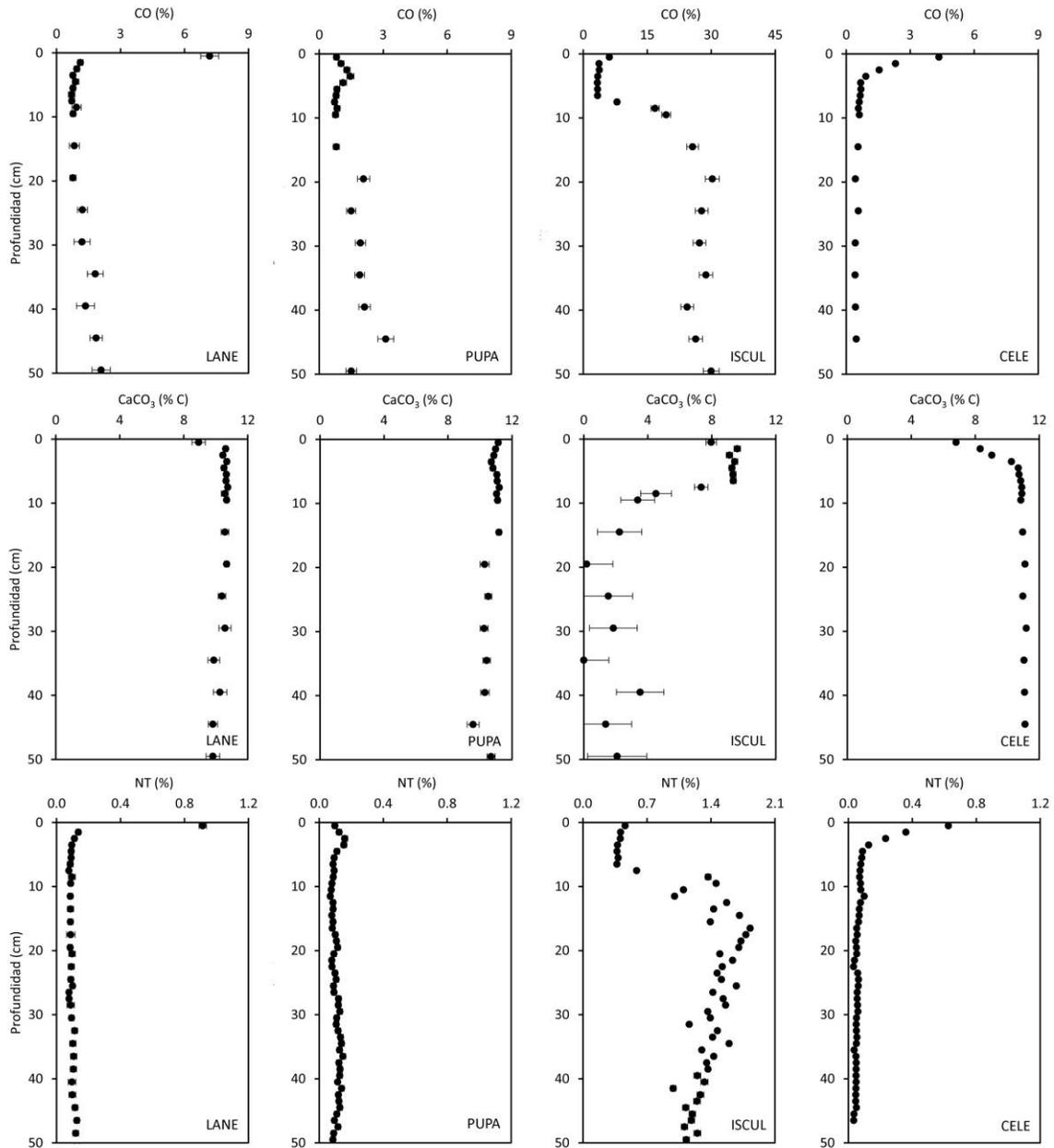


Figura 7. Perfiles sedimentarios de carbono orgánico (CO), carbono inorgánico asociado a los carbonatos (CaCO_3) y nitrógeno total (NT) para los núcleos procedentes de Sian Ka'an (LANE, PUPA e ISCUL), Mar Caribe, y del Parque Natural Ría Celestún (CELE), Golfo de México.

4.5 C:N

Los núcleos sedimentarios LANE, PUPA e ISCUL (Sian Ka'an, Mar Caribe), mostraron un claro cambio de ambiente en sus perfiles de C:N (Figura 8). Se observó MO asociada a

vegetación terrestre ($C:N > 17$) en las secciones más profundas y MO relacionada al fitoplancton ($C:N < 12$, Aluwihare y Repeta 1999) en la parte superficial de la columna sedimentaria. La MO particulada que proviene de mangle (hojas y restos) presenta con frecuencia un $C:N$ cercano a 20 (Kristensen et al., 2008), compatible con lo observado en la parte profunda de los tres núcleos. Esta señal se ve modificada hacia la superficie, donde empieza a dominar MO que proviene de fitoplancton. En el caso del núcleo CELE, en la parte noroccidental de la península (Golfo de México), no se observaron cambios importantes en la proporción $C:N$ con respecto a la profundidad (Figura 8) y la proporción osciló en un intervalo de 7 a 12, característica de una fuente marina.

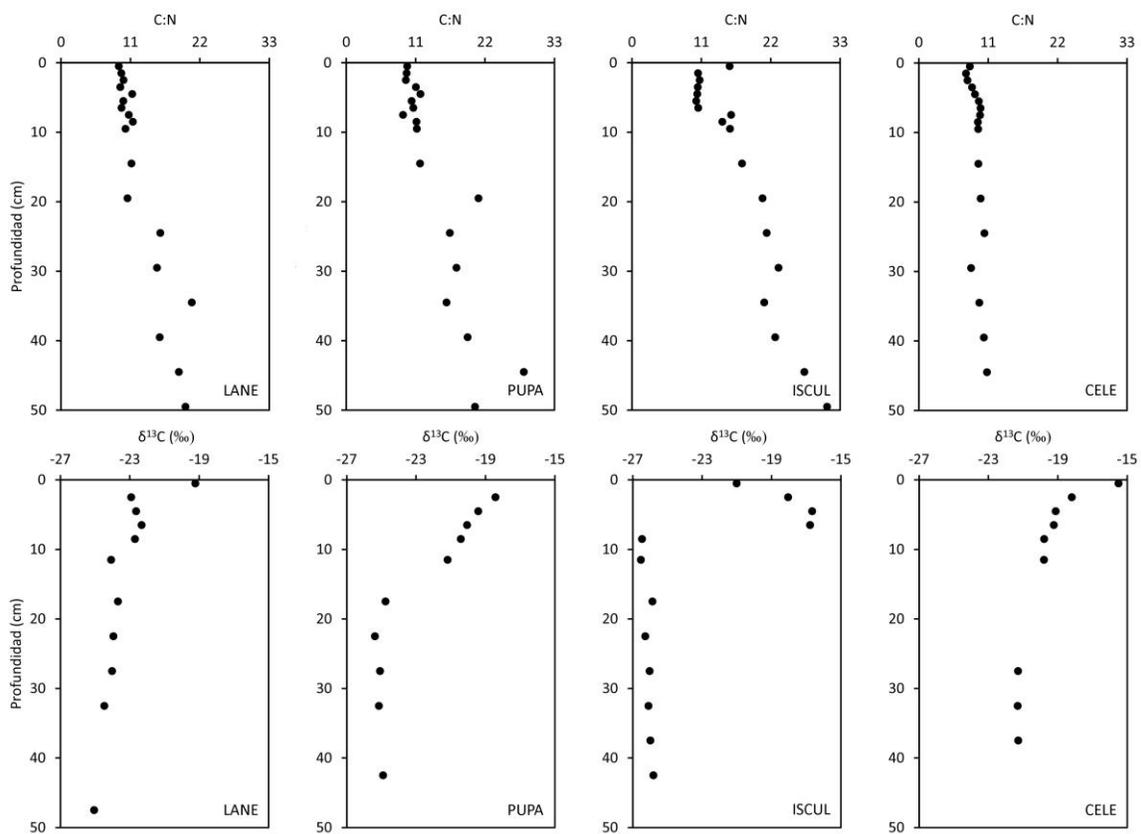


Figura 8. Perfiles sedimentarios de la relación molar $C:N$ y $\delta^{13}C$ orgánico de los núcleos procedentes de Sian Ka'an (LANE, PUPA e ISCUL), Mar Caribe, y del Parque Natural Ria Celestún (CELE), Golfo de México.

4.6 $\delta^{13}\text{C}$ orgánico

En los cuatro núcleos sedimentarios de la península de Yucatán (LANE, PUPA, ISCUL Y CELE) se observó una transición (Figura 8) de un ambiente empobrecido en $\delta^{13}\text{C}$ en la parte profunda (antigua) a un ambiente más enriquecido en la superficie (reciente). Los núcleos sedimentarios localizados en Sian Ka'an (Mar Caribe), tuvieron un intervalo de $\delta^{13}\text{C}$ de -25 a -19.2, de -25.4 a -18.4 y de -26.5 a -16.7 ‰ para LANE, PUPA e ISCUL respectivamente. El núcleo sedimentario CELE, localizado en el Golfo de México, mostró los valores más enriquecidos de $\delta^{13}\text{C}$ en la península, con un intervalo de -21.3 a -15.5 ‰.

4.7 Elementos mayoritarios, minoritarios y traza

Los perfiles elementales (Figura 9) mostraron principalmente tres grupos: los que decrecieron con respecto a la profundidad, los que aumentaron con respecto a la profundidad y los que se mantuvieron sin tendencia aparente. El Na, Cl, K, Ni, Br y Pb mostraron un aumento en la superficie del núcleo sedimentario CELE y, de forma inversa, una alta concentración en la turba de ISCUL. El P, S, Fe y U aumentaron ligeramente hacia la superficie en CELE y mostraron su máxima concentración en ISCUL (turba). Las concentraciones de Fe en LANE estuvieron por debajo del límite de detección (0.0001 %), excepto en la primera sección (0-1 cm) donde mostró, una concentración de 0.0119 ± 0.0001 %. El Mg presentó aumento en la superficie de CELE y un descenso en la zona de turba de ISCUL. El Al tuvo muy bajas concentraciones en la península, siendo PUPA el que presentó el intervalo más amplio, de 0.03 a 0.43 %. Todos los núcleos sedimentarios aumentaron su concentración de Si hacia la superficie. Para ISCUL, el Br, Pb y Th tuvieron su máximo en la parte media (≈ 20 cm) y el Mo, As y V en el fondo de la turba. El Th y As se presentaron considerablemente por encima del límite de detección en ISCUL, si bien en los otros núcleos ambos elementos tuvieron concentraciones por debajo o muy cercanas al límite de detección ($1 \mu\text{g g}^{-1}$ para Th y $0.5 \mu\text{g g}^{-1}$ para As). El Hg presentó concentraciones por debajo del límite de detección para el método de fluorescencia de rayos X, se volvió a medir a través de absorción atómica y las lecturas no mostraron valores superiores a los blancos.

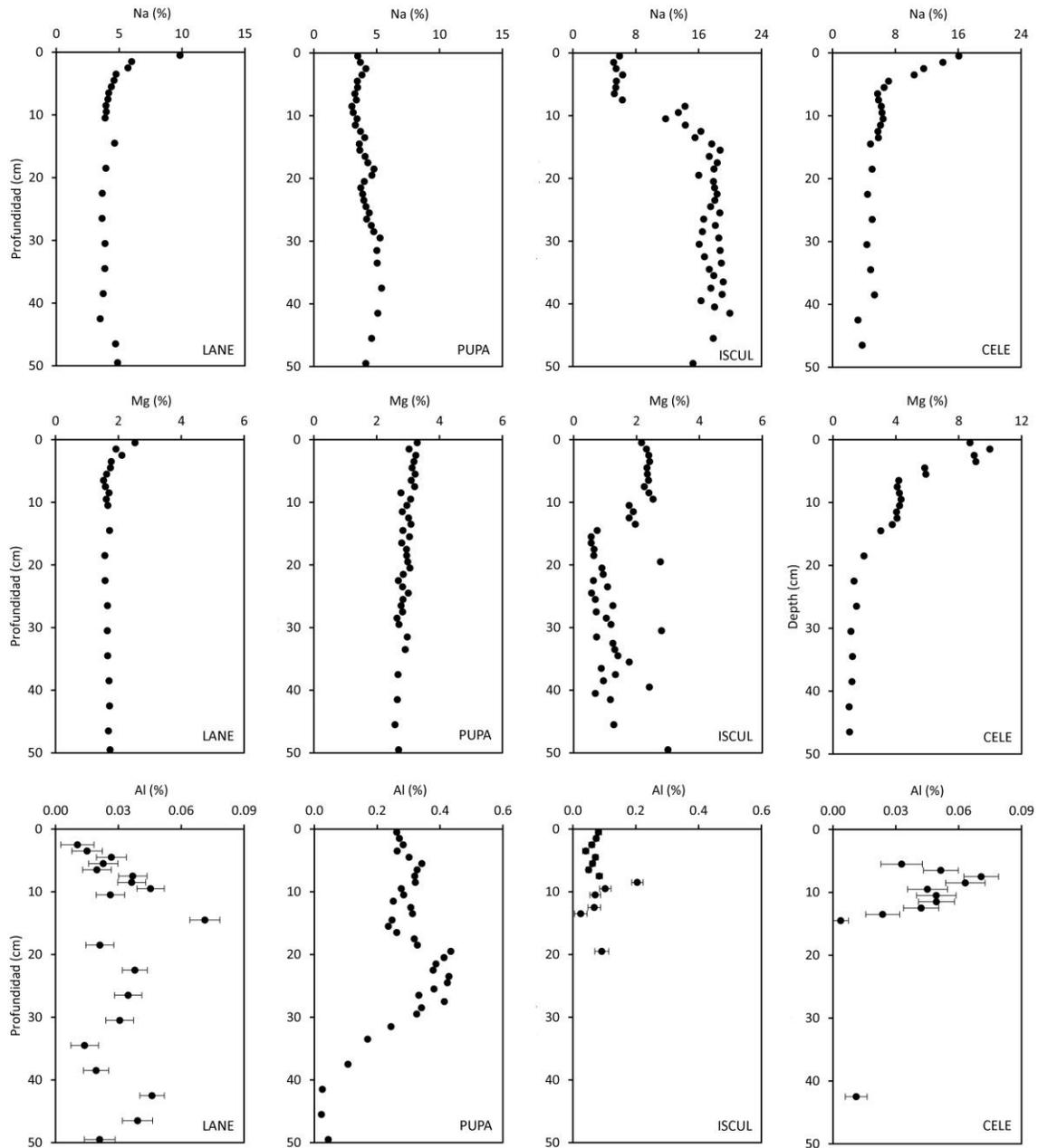


Figura 9. Perfiles sedimentarios de elementos mayoritarios, minoritarios y traza (XRF) para los núcleos de Sian Ka'an (LANE, PUPA e ISCUL), Mar Caribe y del Parque natural Ría Celestún (CELE), Golfo de México.

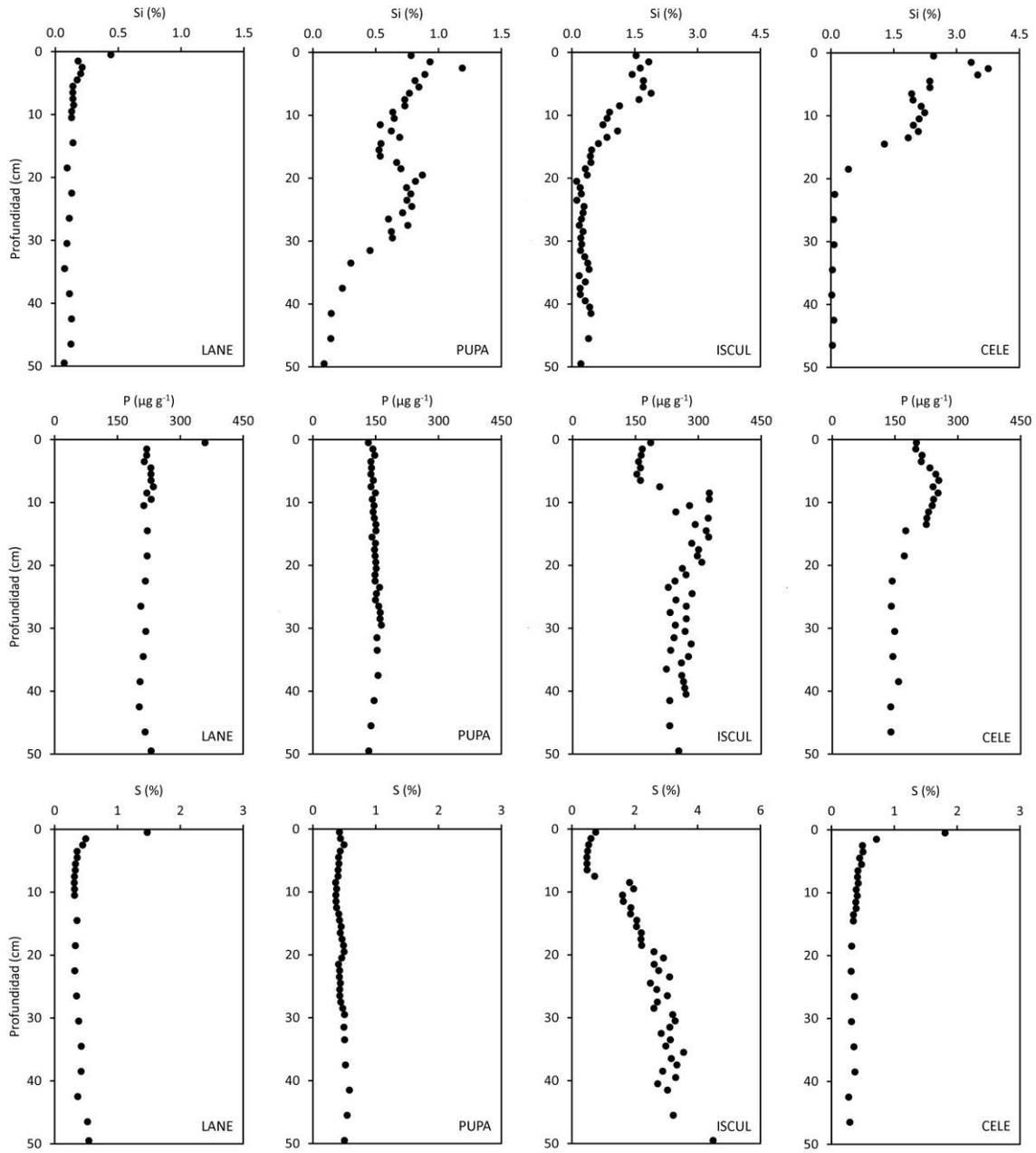


Figura 9. Continuación.

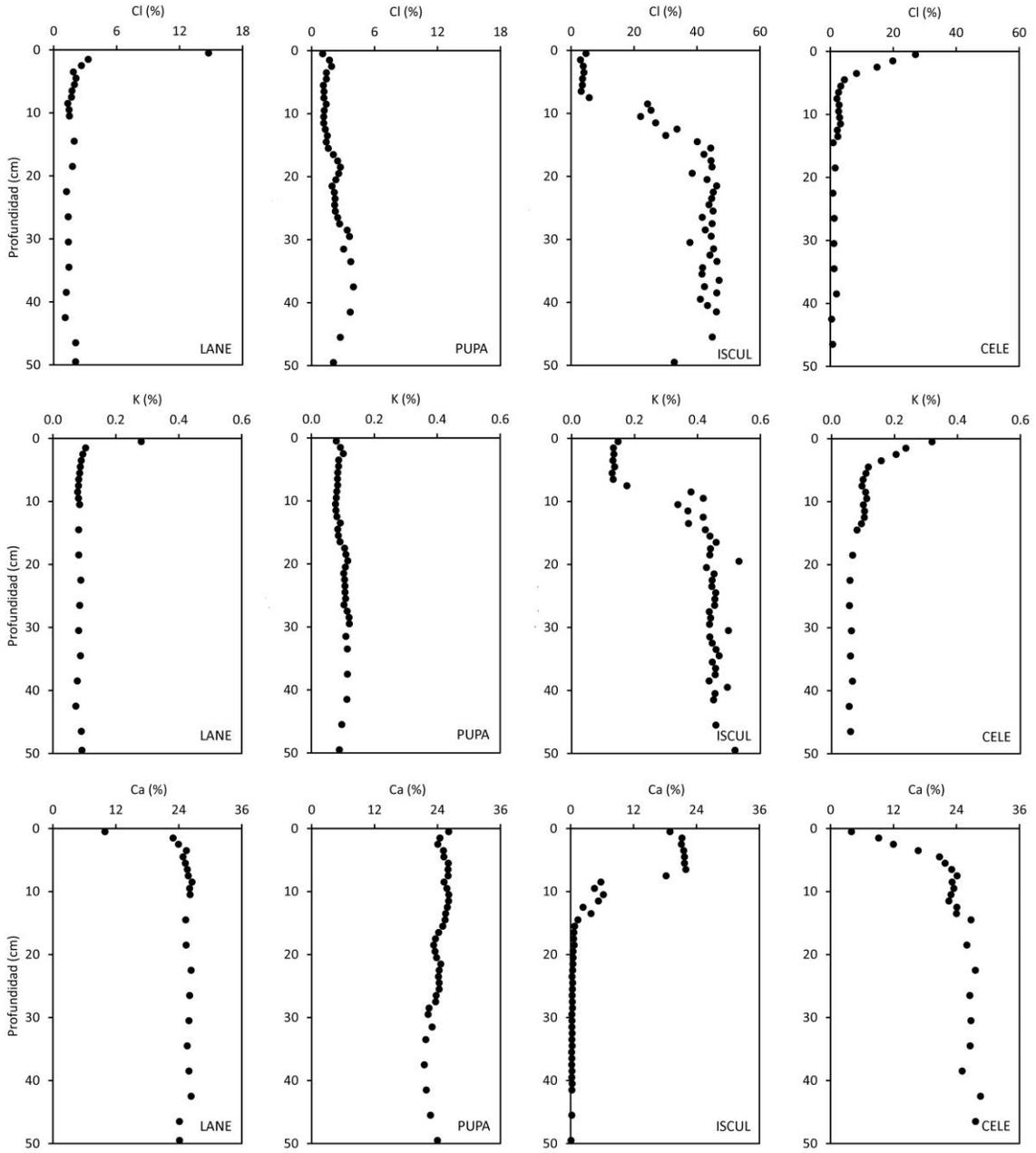


Figura 9. Continuación.

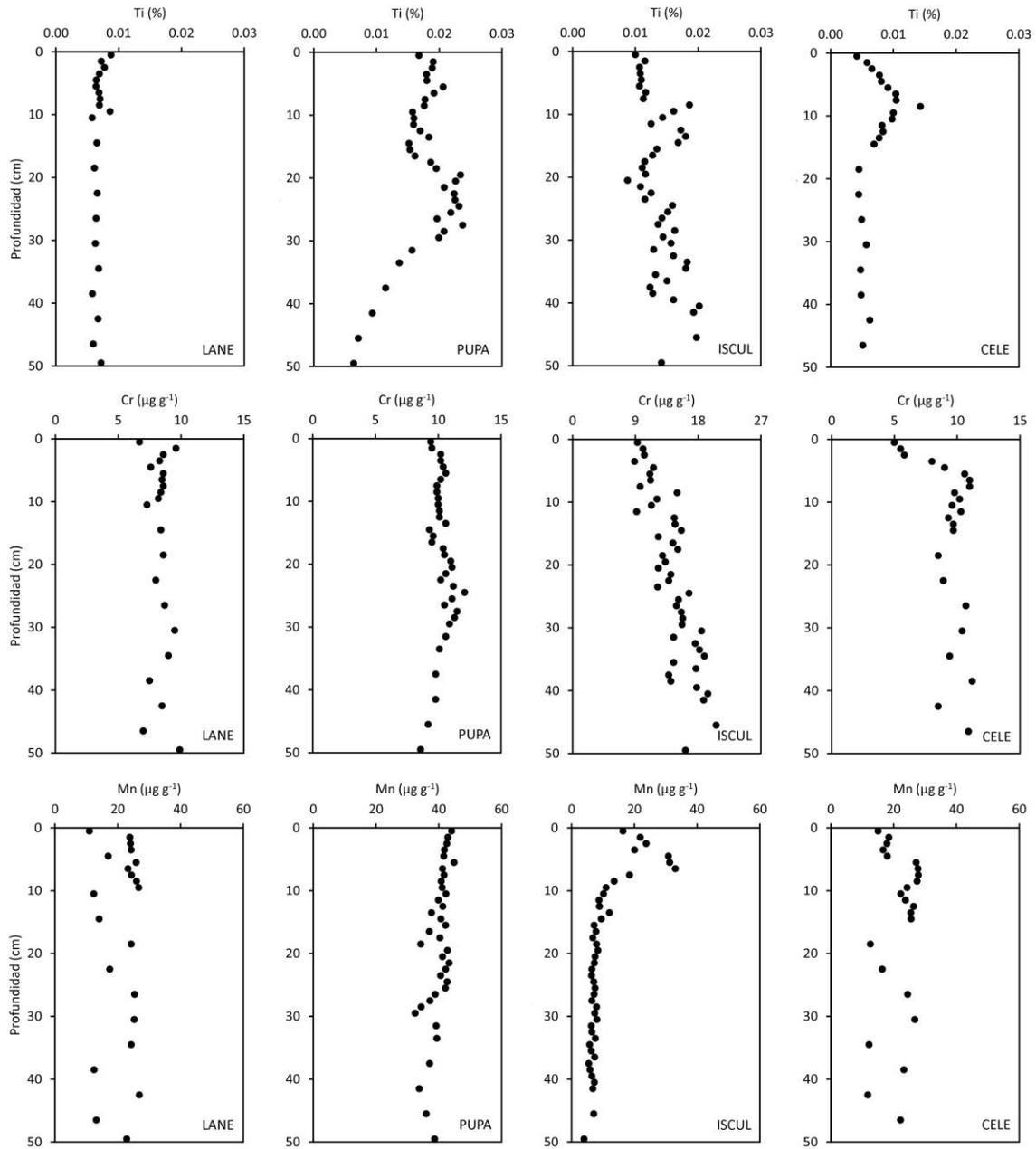


Figura 9. Continuación.

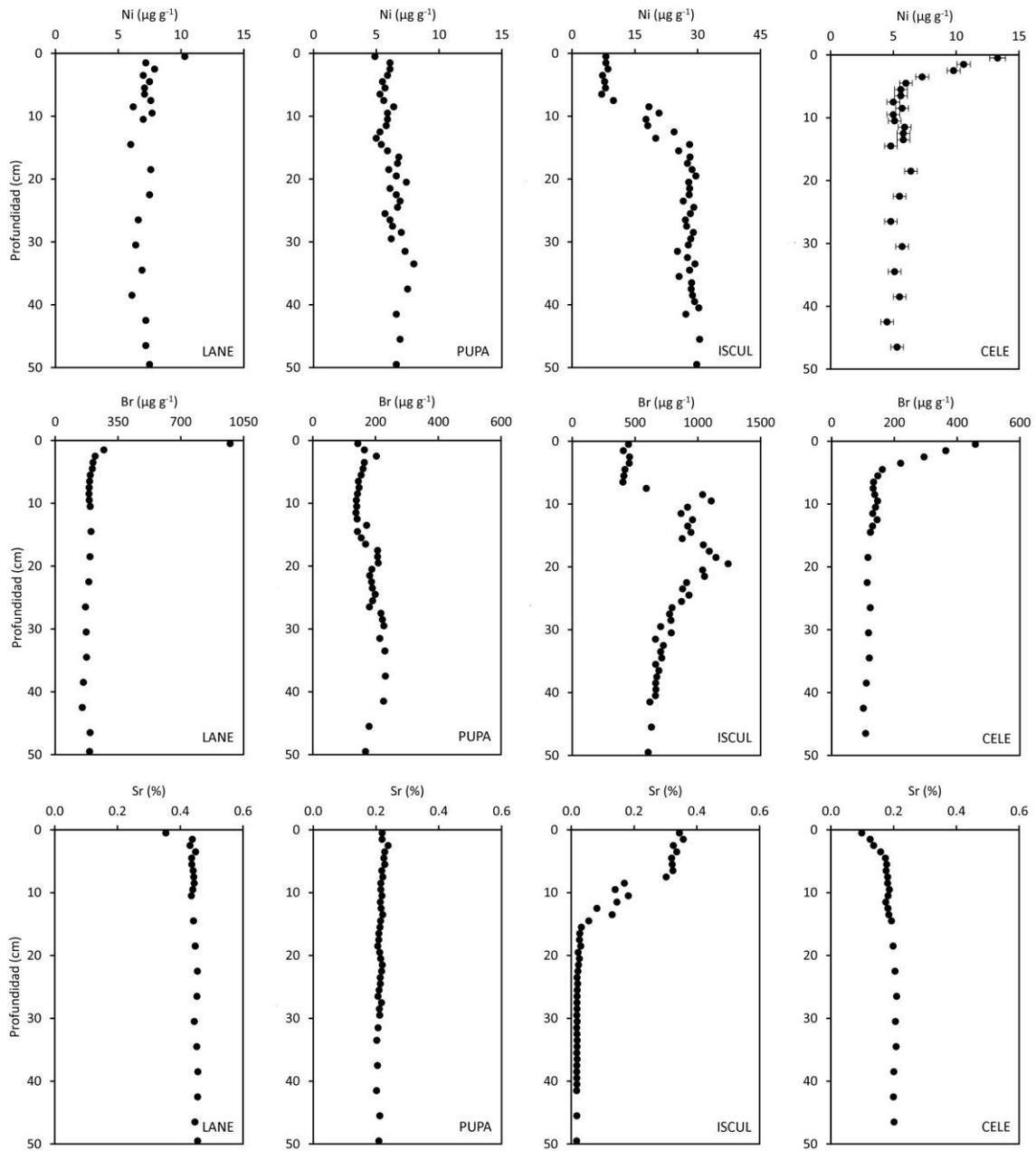


Figura 9. Continuación.

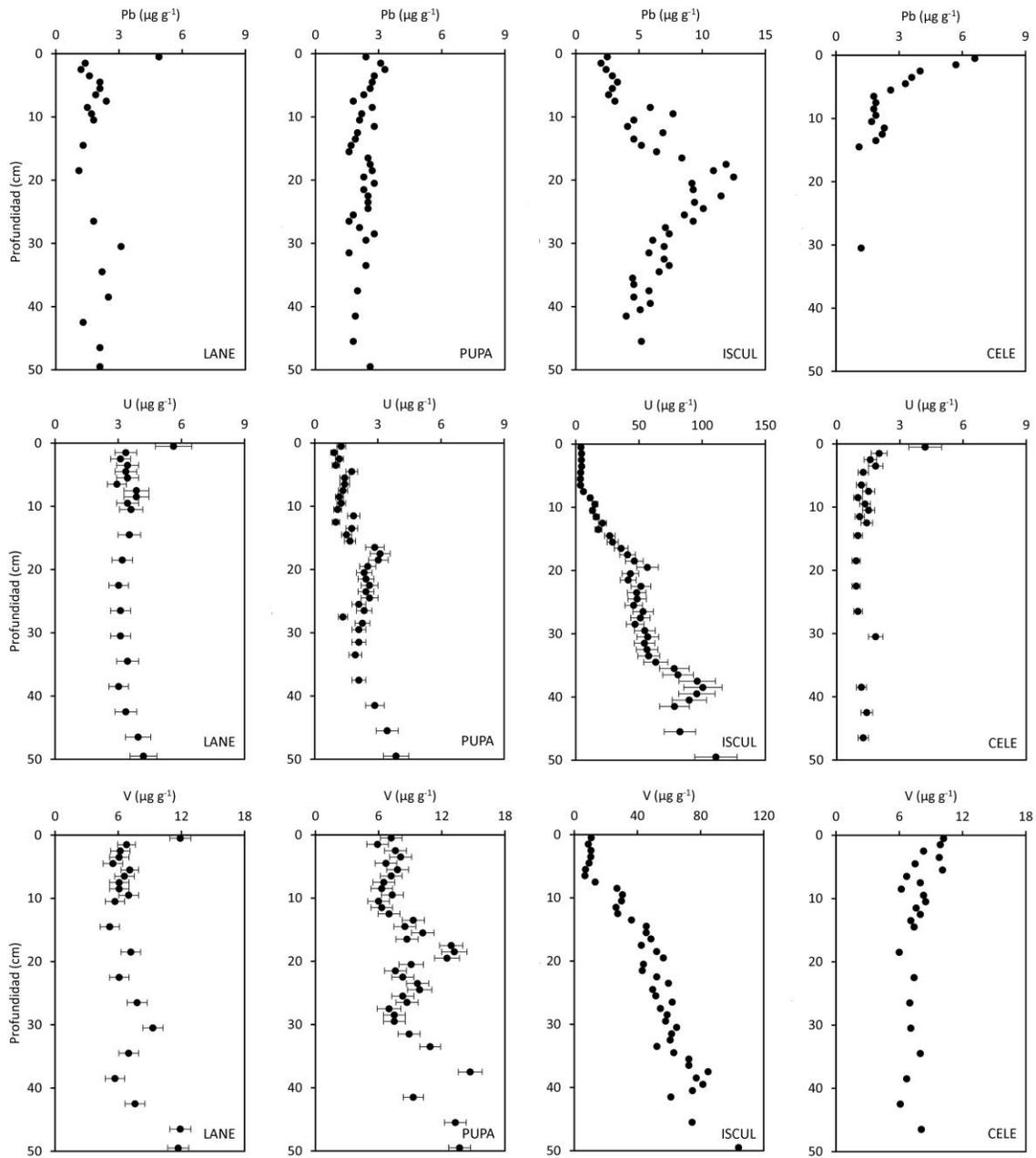


Figura 9. Continuación.

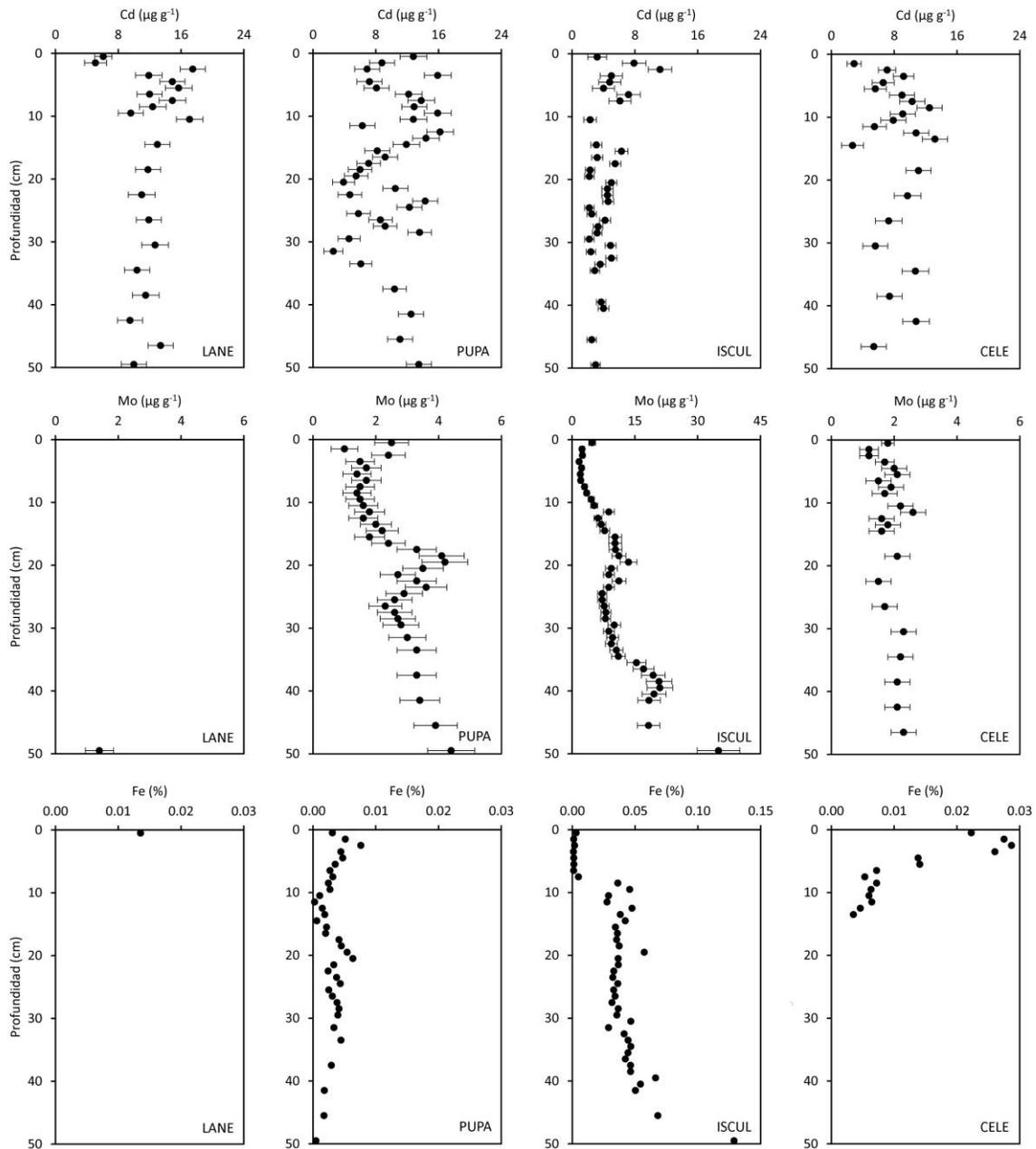


Figura 9. Continuación.

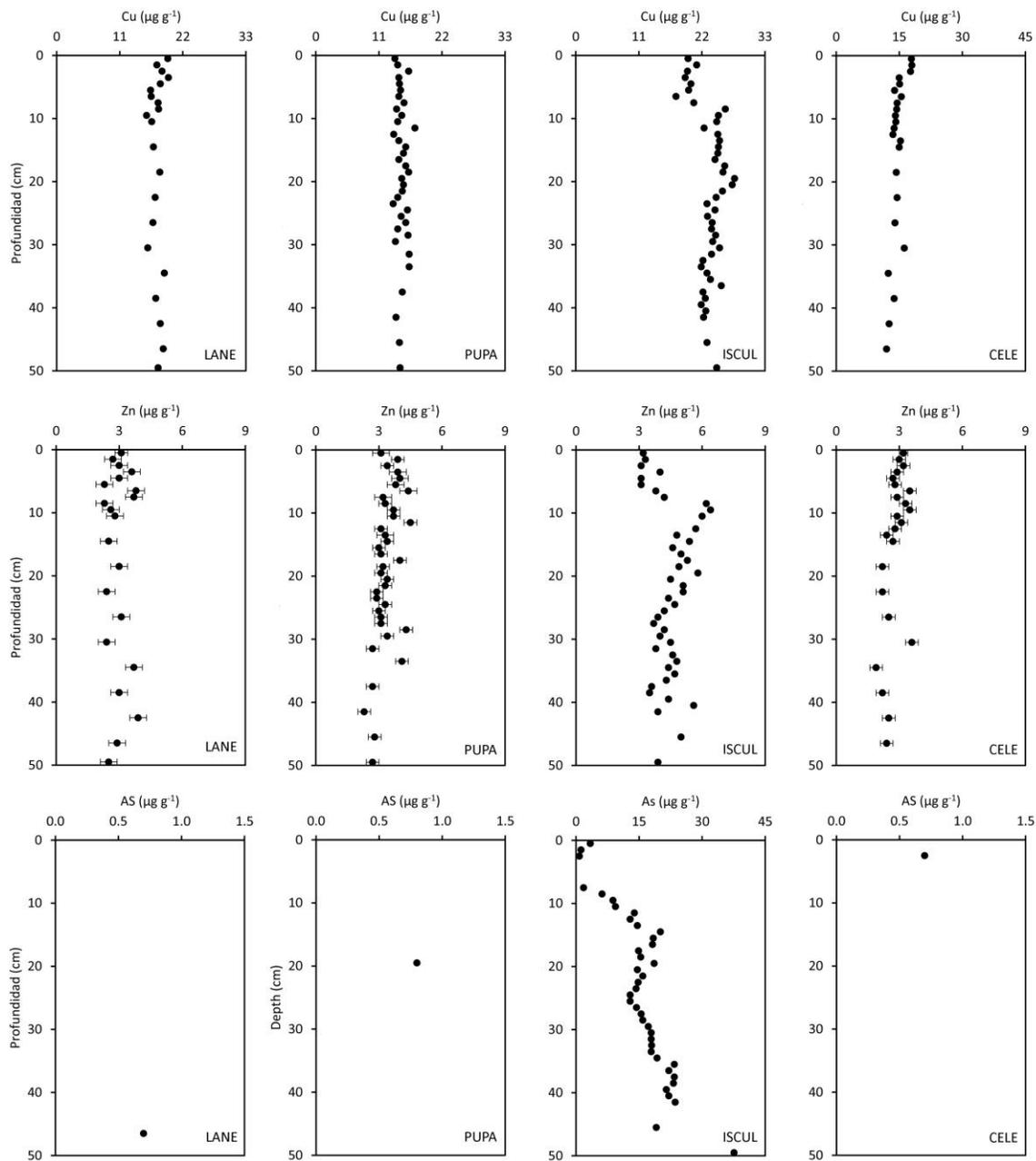


Figura 9. Continuación.

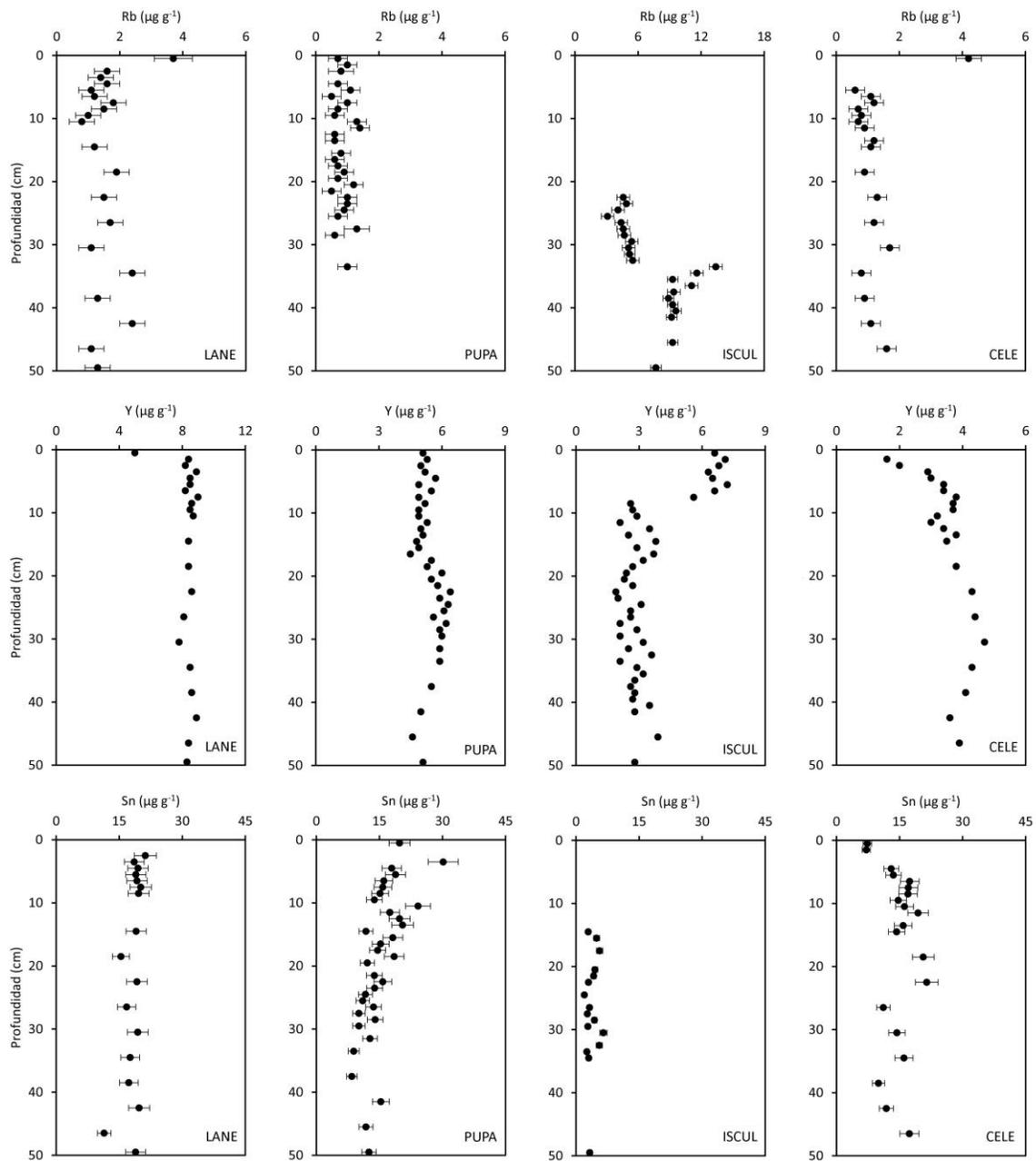


Figura 9. Continuación.

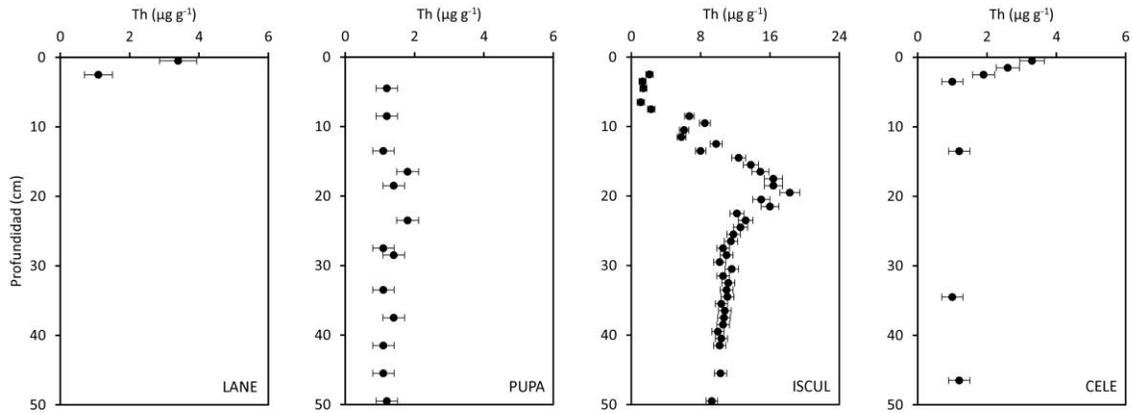


Figura 9. Continuación.

4.8 Mineralogía

El análisis mineralógico (Figura 10) mostró que, excepto en el segmento superficial del núcleo sedimentario CELE, aragonita y calcita son dominantes, con una contribución total entre el 90 y 100 %. La halita mostró un incremento hacia la superficie en LANE y CELE. Se observó yeso mineral con valores por arriba del 1% únicamente en CELE. El núcleo sedimentario ISCUL fue en su mayoría turba (Figura 4), por lo que no se incluyó en este análisis.

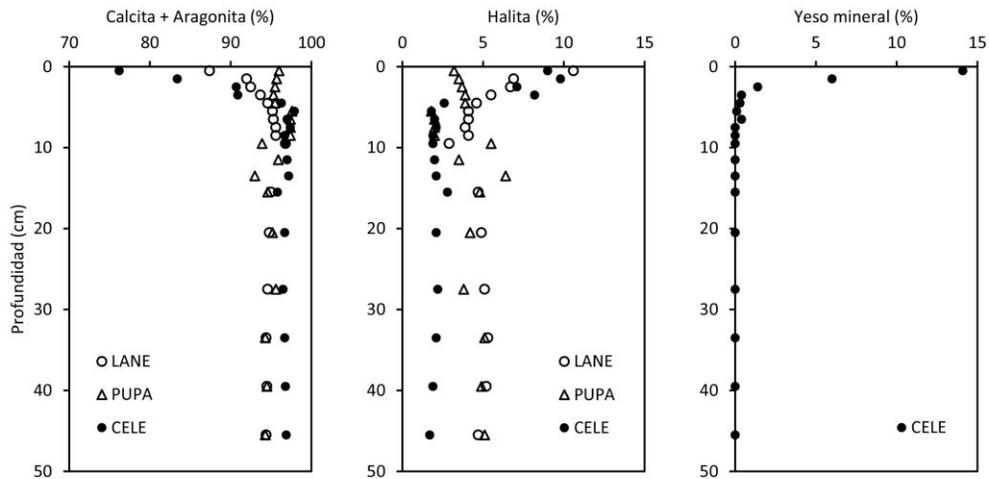


Figura 10. Perfiles mineralógicos obtenidos (difracción de rayos X) para los núcleos sedimentarios LANE, PUPA y CELE.

4.9 Tasa de acumulación másica (MAR)

Entre 1915 y 1985 los núcleos sedimentarios de Sian Ka'an (Mar Caribe) mostraron una MAR entre 0.05 y 0.14 g cm⁻² yr⁻¹ (Figura 11, Tabla 9). Entre 1985 y 2013 se observó una tendencia de aumento en la MAR de PUPA e ISCUL, llegando a su máximo en el 2103 (superficie) con un valor de 0.24 ± 0.3 y 0.28 ± 0.03 g cm⁻² yr⁻¹ respectivamente.

Para el núcleo sedimentario CELE (Golfo de México), la MAR mostró una evolución de constante aumento (Figura 11). Debido a las bajas concentraciones de ²¹⁰Pb_{ex} (Figura 6), las incertidumbres fueron mayores que las estimadas para los núcleos del Mar Caribe. El menor valor (y más antiguo) fue de 0.05 ± 0.02 g cm⁻² yr⁻¹ hasta alcanzar su valor máximo en la superficie del núcleo (primera sección) con 0.17 ± 0.06 g cm⁻² yr⁻¹.

Tabla 9. Tasas de acumulación másica (MAR) en la península de Yucatán, México.

Lugar de estudio	MAR * (g cm ⁻² yr ⁻¹)			Periodo
	Promedio	Mínimo	Máximo	
<i>Laguna Celestún (CELE)</i>	0.08 ± 0.02	0.05 ± 0.02	0.10 ± 0.03	1915 a 1995
Laguna Celestún (CELE)	0.14 ± 0.02	0.11 ± 0.04	0.17 ± 0.06	1995 a 2013
<i>Cayo Culebra (ISCUL)***</i>	0.10 ± 0.02	0.06 ± 0.04	0.14 ± 0.01	1915 a 1985
Cayo Culebra (ISCUL)	0.18 ± 0.05	0.10 ± 0.01	0.28 ± 0.03	1985 a 2013
<i>Punta Pájaros (PUPA)</i>	0.11 ± 0.03	0.05 ± 0.01	0.14 ± 0.02	1915 a 1985
Punta Pájaros (PUPA)	0.15 ± 0.05	0.11 ± 0.01	0.24 ± 0.03	1985 a 2013
<i>Laguna Negra (LANE)</i>	0.11 ± 0.01	0.08 ± 0.03	0.13 ± 0.06	1915 a 1985
Laguna Negra (LANE)	0.09 ± 0.01	0.08 ± 0.01	0.10 ± 0.01	1985 a 2013

*incertidumbres reportadas entre paréntesis

***periodo de ambiente de turbera en el núcleo sedimentario ISCUL, de 1915 hasta 1985

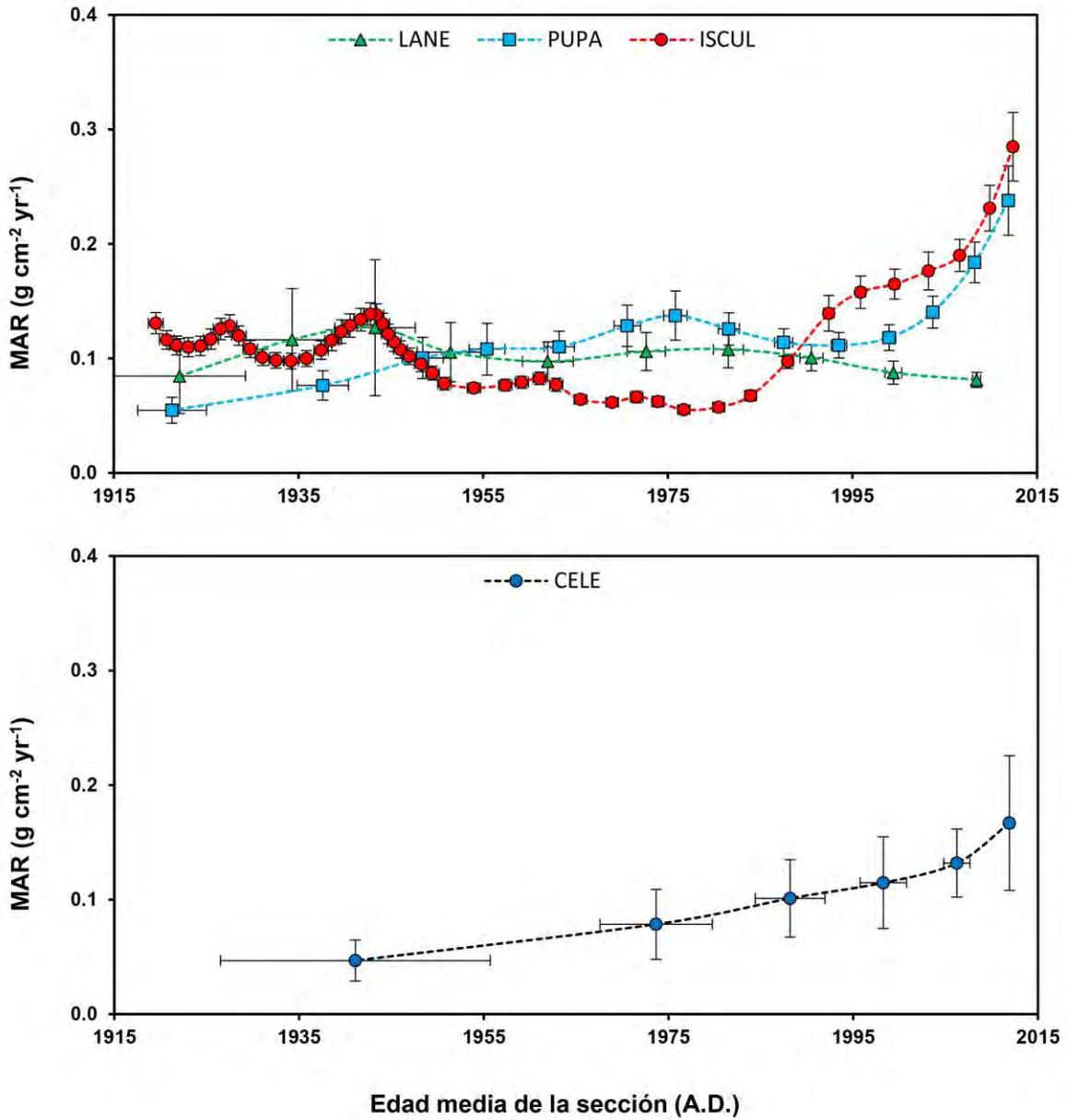


Figura 11. Evolución de la tasa de acumulación másica (MAR) para los núcleos procedentes de Sian Ka'an (LANE, PUPA e ISCUL; de Carnero-Bravo et al., 2016), Mar Caribe y del Parque natural Ría Celestún (CELE; de Carnero-Bravo et al., sometido), Golfo de México.

4.10 Flujos de CO y NT

Debido a que los núcleos fueron recolectados de la zona oxigenada (intermareal) y el fechado mostró en general (Tabla 7 y Tabla 39 del Anexo) tiempos de formación (secciones) mayores a 3 años, el proceso de degradación fue evaluado con la intención de evaluar el efecto de la degradación de la materia orgánica en la estimación de flujo. Para ello, se aplicó un modelo simple para la degradación de la materia orgánica propuesto por Middelburg (1989). Con éste modelo se predijo la concentración de CO al formarse la capa sedimentaria superficial, suponiendo un proceso estacionario de diagénesis, con base en la siguiente ecuación:

$$G_t = G_0 e^{-3.2t^{0.05}}$$

donde G_t es el CO remanente en la sección sedimentaria al tiempo t y G_0 representa la concentración de CO al momento de depositarse la sección. Para reconstruir la fracción perdida por degradación con el modelo se utiliza a) las secciones fechadas, y b) la asíntota vertical en el perfil de CO (Ruiz-Fernández et al., 2011), o en su defecto con la concentración de CO refractaria. Por lo tanto, aquellos núcleos que no presentaron una disminución de la concentración de CO con el tiempo (profundidad), resultan inadecuados para inferir la degradación con este modelo. Los núcleos sedimentarios LANE, PUPA y CELE presentaron un perfil de CO adecuado para la corrección (sólo posible en las secciones fechadas) y la concentración inicial se estimó con la edad media de la primera sección (0-1 cm). Por el contrario, en el núcleo ISCUL la concentración de CO aumenta con la profundidad, por lo que el perfil resulta incompatible para la corrección por degradación (Figura 12). En la Figura 12 se observa que la corrección por degradación no cambió la tendencia histórica de los flujos de CO en la península de Yucatán y en el caso específico de LANE y CELE hubo un traslape entre las incertidumbres.

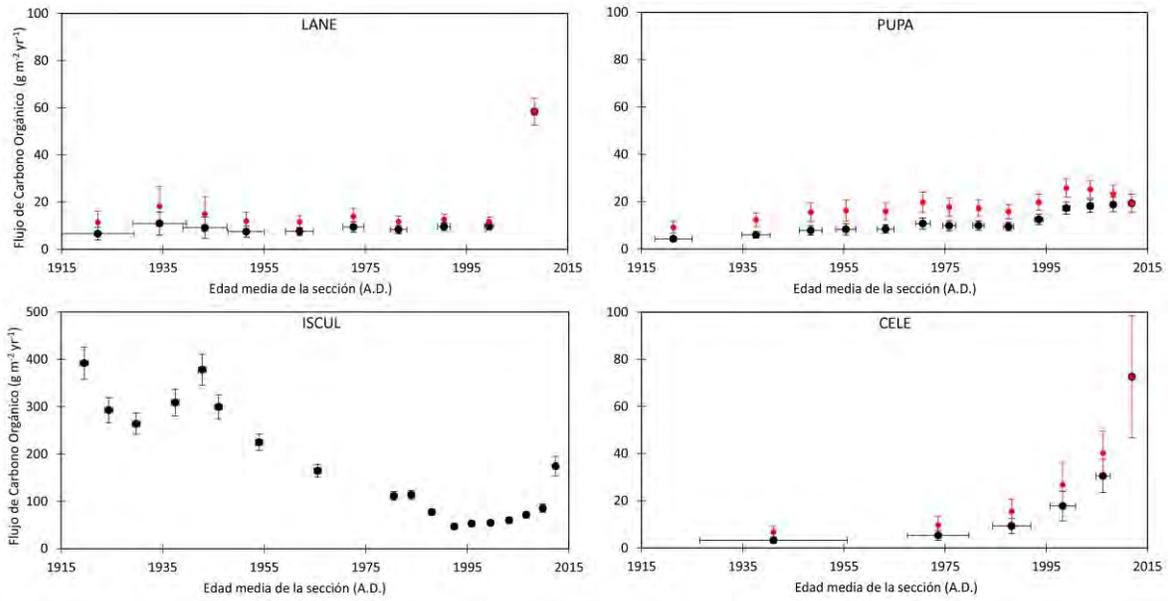


Figura 12. Evolución del flujo de carbono orgánico con corrección por degradación (punto pequeño rojo) y sin corrección (punto negro); para los núcleos procedentes de Sian Ka'an (LANE, PUPA e ISCUL), Mar Caribe y del Parque natural Ría Celestún (CELE), Golfo de México.

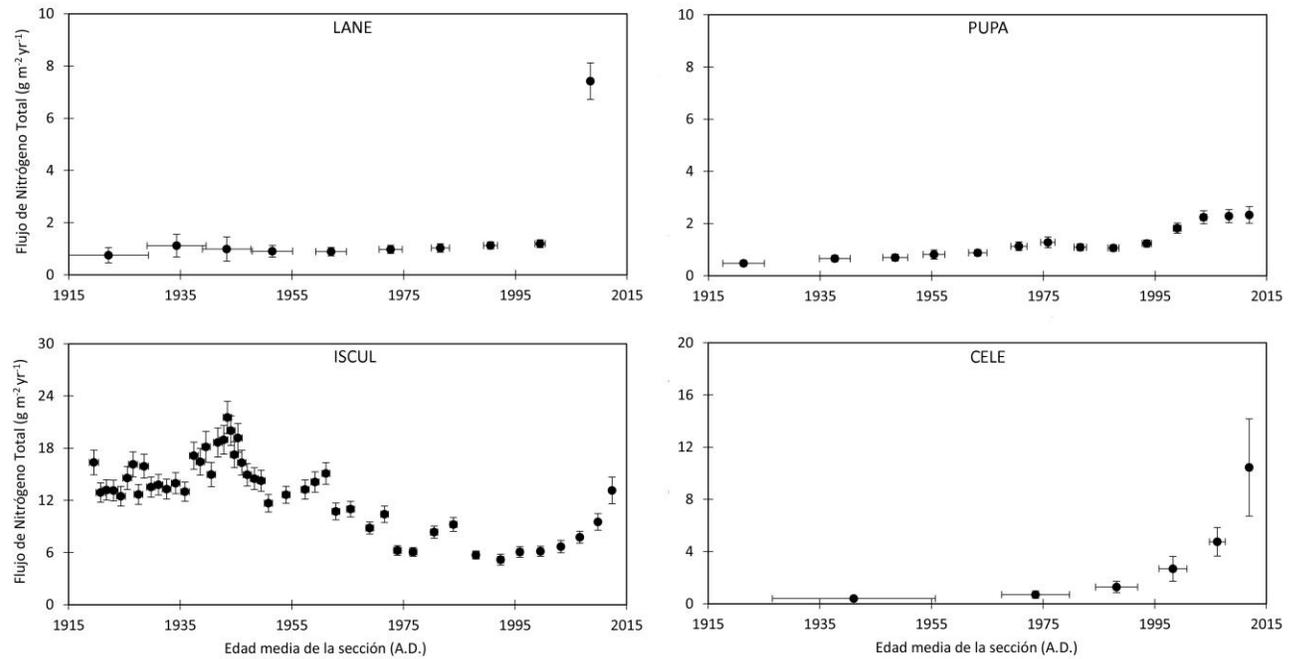


Figura 13. Evolución del flujo de nitrógeno total para los núcleos procedentes de Sian Ka'an (LANE, PUPA e ISCUL), Mar Caribe y del Parque natural Ría Celestún (CELE), Golfo de México.

Para mantener la consistencia al contrastar con otros trabajos que reportan flujos de CO en manglares, se reportaron y discutieron únicamente los flujos sin corrección. Entre 1915 y 2013, los flujos de CO y NT (Figuras 12 y 13) en la zona de Sian Ka'an (Mar Caribe, Quinta Roo) mostraron un amplio intervalo, desde 4 hasta 392 g CO m⁻² yr⁻¹ y desde 0.5 hasta 21.5 g NT m⁻² yr⁻¹. El núcleo sedimentario ISCUL (Cayo Culebra) presentó los valores más altos de la zona, y mostró un máximo en la superficie (2013) con un flujo de 174 ± 20 g CO m⁻² yr⁻¹ y de 13.1 ± 1.5 g NT m⁻² yr⁻¹; las secciones correspondientes al ambiente de turbera (Figura 4) presentaron valores elevados entre 1915 y 1950 (Figuras 12 y 13), siendo el máximo de CO en 1920 ± 1 con 392 ± 34 g CO m⁻² yr⁻¹ y en 1943 ± 1 para el nitrógeno con 21.5 ± 1.9 g NT m⁻² yr⁻¹. Para la zona de la Laguna Celestún en el Golfo de México (Figura 1), el intervalo (entre 1915 y 2013) fue de 3 a 73 g CO m⁻² yr⁻¹ y de 0.4 hasta 10.4 g NT m⁻² yr⁻¹ (Figuras 12 y 13). El máximo se presentó en la superficie del núcleo.

5. DISCUSIÓN

El estudio de registros sedimentarios puede proporcionar información sobre el cambio del nivel del mar relativo a diferentes escalas de tiempo. Por ejemplo, la evolución del nivel del mar durante los últimos 500 mil años se infirió a través del estudio de $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos *Globigerinoides ruber* (Rohling et al., 2009). Otro ejemplo exitoso son las reconstrucciones del cambio del nivel del mar relativo en registros sedimentarios de marisma. Lynch et al. (1989) proponen que la superficie de las marismas está cerca del equilibrio con la marea máxima y que su acreción media es indicadora del aumento del nivel del mar relativo. Más recientemente Ruiz-Fernández et al. (2016) reportan la relación entre la acreción sedimentaria y el cambio del nivel del mar en la costa del pacífico mexicano, que arroja un cambio de $3.87 \pm 0.12 \text{ mm yr}^{-1}$ durante el periodo de 1990-2012.

En este trabajo reconstruimos, a través de un estudio geoquímico detallado, cambios ambientales de marismas de la Península de Yucatán durante los últimos 100 años. Para ello se fecharon con ^{210}Pb y ^{226}Ra cuatro núcleos sedimentarios procedentes de marismas de manglar. Las fechas fueron corroboradas con ^{239}Pu y se calcularon los flujos con el uso de la tasa de acumulación másica. En esta sección, presentamos (i) la interpretación de los perfiles observados, (ii) sus relaciones y las causas de los comportamientos observados utilizando el análisis de componentes principales (PCA) y (iii) la influencia del cambio del nivel del mar en los procesos sedimentarios de los ecosistemas.

5.1 C:N y $\delta^{13}\text{C}$ orgánico

En Sian Ka'an, Mar Caribe (núcleos LANE, PUPA e ISFUL) los perfiles de C:N y $\delta^{13}\text{C}$ mostraron una transición temporal desde un ambiente con mayor presencia de MO de manglar en la parte del registro más antigua hacia un ambiente con más presencia de materia orgánica de origen marino en los sedimentos más recientes. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ menores a -25 ‰ son debidos a la dominancia de la vegetación de manglar, mientras que para fitoplancton y pastos marinos se observaron valores de $\delta^{13}\text{C}$ en un intervalo entre -23 y -17 ‰ (Kristensen et al., 2008).

Los gráficos C:N y $\delta^{13}\text{C}$ permiten habitualmente evidenciar el origen de la materia orgánica en zonas costeras (Meyers, 1994), pues esta combinación de índices permite fácilmente diferenciar la materia orgánica procedente de plantas terrestres (distinguiendo sus vías metabólicas) de la materia procedente de las algas (distinguiendo entre marinas y lacustres). Efectivamente, el núcleo LANE mostró (Figura 14) una mayor influencia marina, a partir de ≈ 2000 hasta la superficie (2013), donde también se identificó un tapete microbiano. En un tapete microbiano de ambiente de manglar, de una isla pequeña en el Mar Caribe de Belice, se observaron valores de -22.6‰ $\delta^{13}\text{C}$ y 12.2 C:N (Wooller et al., 2003). Sin embargo, los valores registrados en la sección 0 - 1 cm del núcleo LANE fueron de -19.2‰ $\delta^{13}\text{C}$ y 9.2 C:N lo que podría indicar que la señal observada sea una combinación de la señal característica de un tapete microbiano y MO de fitoplancton.

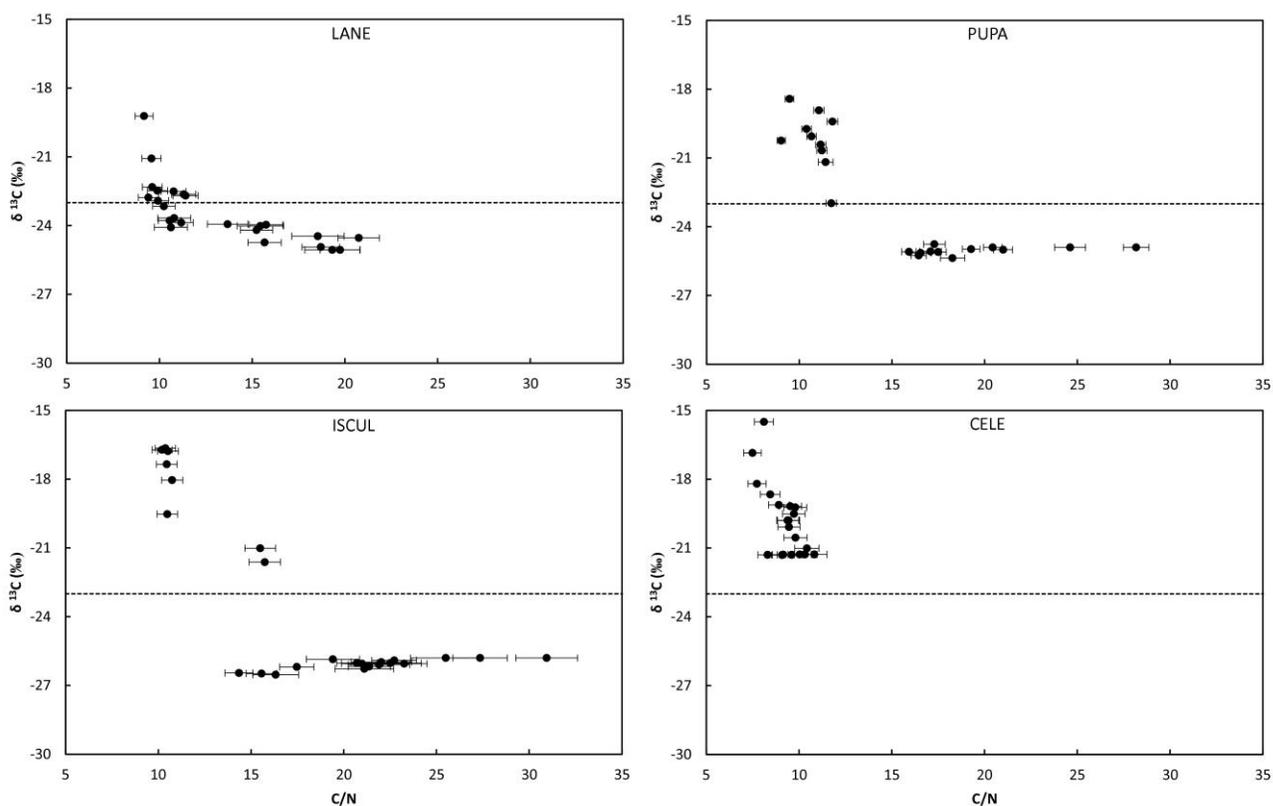


Figura 14. C:N y $\delta^{13}\text{C}$ en los núcleos procedentes de Sian Ka'an (LANE, PUPA e ISCUL), Mar Caribe y del Parque natural Ría Celestún (CELE), Golfo de México.

El núcleo PUPA presentó una transición a condiciones más marinas entre los años 1931 y 1944 (Figura 14). En efecto, en la Figura 4 se observa claramente la presencia de restos de plantas (presumiblemente manglar) por debajo de los 20 cm de profundidad. Por su parte, el núcleo sedimentario ISCUL exhibió un cambio radical de ambiente de turbera (Figura 4) a sedimentario. Efectivamente, desde el año 1985 hasta la actualidad el registro sedimentario indica la clara influencia de condiciones más marinas (Figura 14).

A diferencia de lo observado en el Mar Caribe, el núcleo sedimentario perteneciente a la laguna costera Celestún (CELE) en el Golfo de México mostró una señal marina en todas sus secciones (Figura 14). En Celestún, la vegetación de manglar presenta un intervalo de $\delta^{13}\text{C}$ de -33 a -26 ‰ y de 24 a 100 C:N, las partículas en suspensión (representada por el fitoplancton) de -25 a -18 ‰ y de 7 a 11 C:N, y los pastos marinos de -17 a -12 ‰ y de 16 a 24 C:N (Gonneea et al., 2004). Todas las secciones del núcleo sedimentario están en el intervalo de 7 a 11 C:N, compatible con la presencia de fitoplancton marino, si bien el $\delta^{13}\text{C}$ muestra valores más enriquecidos de hasta -15.5 ‰ en la superficie del núcleo, lo cual sugiere la detección de señales marinas con más ^{13}C de lo reportado en la zona.

5.2 Análisis de Componentes Principales (PCA)

Con el objetivo de estudiar las relaciones entre las diferentes variables y entender los procesos sedimentarios subyacentes, se realizó un análisis de componentes principales de todas las variables en cada uno de los núcleos sedimentarios; a excepción de la profundidad, los isótopos radiactivos, la edad, las tasas de acumulación másica, las tasas de acreción sedimentaria y las variables que presentaron perfiles con muy pocos datos (e.g. As en el núcleo sedimentario LANE, Figura 9). Los procesos subyacentes pueden entenderse o ser representados a través de los factores que resultan del análisis. La varianza explicada por el primer factor fue de 56, 46, 71 y 73 % para LANE, PUPA, ISCUL y CELE respectivamente; para el segundo factor la varianza explicada fue 11, 18, 11 y 16 % respectivamente, resultando relativamente bajas en comparación a la varianza explicada por el primer factor. Por ese motivo, la discusión se limita al primer factor y su asociación con el conjunto de variables. El factor 1 explicó mejor la variabilidad observada en ISCUL y CELE, en comparación con LANE y PUPA. Las cargas (“factor loadings” en inglés, valor numérico en

un intervalo de 1 a -1) indican el grado de asociación de cada variable. En este trabajo, el subconjunto de variables fuertemente asociado al factor 1 se formó con variables de cargas en valor absoluto ≥ 0.9 , que fueron (Figura 15):

- LANE: positivo (Ca, Sr); negativo (carbono orgánico, $\delta^{13}\text{C}$, Na, Mg, Si, P, S Cl, K y Br).
- PUPA: positivo (carbono orgánico, C:N, Na, Cl, K y Br); negativo (carbonatos, $\delta^{13}\text{C}$ y Ca).
- ISCUL: positivo ($\delta^{13}\text{C}$, Si, Ca, Mn y Sr); negativo (arenas, limos, carbono orgánico, carbonatos, C:N, Na, S, Cl, K, V, Ni, As y Th).
- CELE: positivo (C:N, arenas, carbonato, Ca, Sr e Y); negativo (limos, halita, yeso mineral, carbono orgánico, nitrógeno total, $\delta^{13}\text{C}$, Na, Mg, S, Cl, K, Fe, Ni, Br y Pb).

En consecuencia, se propone que el primer factor indica la transición entre dos ambientes sedimentarios (Figura 15), uno con más influencia terrígena y otro con más influencia marina, al que denominaremos en todos los casos “*marinización*”. Los elementos Na, Cl y Br representan de forma general la influencia de agua marina (Ruiz-Fernández et al., 2016) y el $\delta^{13}\text{C}$ es un robusto indicador de la procedencia de materia orgánica (Meyers, 1994; Kristensen et al., 2008). En el caso de los núcleos sedimentarios CELE y LANE se observó una concordancia de éstos elementos con el $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 15), aunque en LANE la carga para el $\delta^{13}\text{C}$ tuvo un valor de -0.7. Las concentraciones elevadas de Na, Cl y Br por debajo de los 8 cm (1985 – edad de la capa) en el núcleo ISCUL (Figura 9) indicaron la posible infiltración de agua marina en la turba de la isla (Cayo Culebra), por lo que estos indicadores mostraron una variabilidad opuesta al $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 15). Este mismo proceso puede explicar las altas concentraciones de uranio observadas en este segmento (Figura 9). En PUPA los tres indicadores mostraron una clara influencia marina pero sin cambios considerables (en comparación a lo observado en CELE o ISCUL), excepto una ligera elevación de las concentraciones en las secciones más profundas (>20 cm), causando que tuvieran cargas opuestas a las de $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 15).

Ruiz-Fernández et al. (2016) evaluaron el cambio del nivel del mar y su influencia en la geoquímica sedimentaria con técnicas exploratorias de estadística multivariada en núcleos

del Estero de Urías, Mazatlán (Pacífico Noreste), considerando al Si un indicador terrígeno. En nuestro trabajo, la variabilidad del Si siempre estuvo bien relacionada con la del $\delta^{13}\text{C}$, lo que sugiere que, dado que la península de Yucatán es una plataforma carbonatada, en este caso el Si tendría un origen primordialmente marino, muy probablemente asociado a diatomeas. Debido a la marinización, el $\delta^{13}\text{C}$ aumenta (se enriquece) y el C:N disminuye (Figura 8 y 14), por lo que estos indicadores se observan en lados opuestos del factor 1 en todos los núcleos sedimentarios (Figura 15).

Los perfiles de CO (Figura 7) en los núcleos procedentes de Sian Ka'an, Mar Caribe (LANE, PUPA e ISFUL), corresponden a materia orgánica marina en la superficie y terrestre en el fondo (Figura 14). En contraste, en el núcleo CELE sólo se identificó la presencia de CO marino (Figura 14), por lo que el CO en el núcleo CELE estuvo asociado con el $\delta^{13}\text{C}$ en el factor 1 (Figura 15). LANE presentó la misma asociación debido a que la concentración de CO en la superficie es notoriamente más alto que en el resto del núcleo y es de procedencia marina (Figura 14). Para el caso de los núcleos PUPA e ISFUL, las concentraciones de CO terrestre en la parte profunda son mayores que los aportes de materia orgánica marina en la superficie (Figura 7), lo que ocasionó que el $\delta^{13}\text{C}$ estuviera opuesto al CO en el factor 1 (Figura 15). Consecuentemente, debido a que cuando aumenta el CO disminuye el carbono inorgánico, los carbonatos presentaron una asociación inversa al CO en el factor 1 (Figura 15).

Los perfiles de Al, P, Ti y las arcillas (Figuras 9 y 5) en CELE mostraron un máximo sub-superficial antes de 1916, en secciones (7-8 y 8-9 cm) que no pudieron ser fechadas con la técnica de ^{210}Pb (Figura 6, última capa fechada a los 6 cm). El análisis PCA los relacionó con un segundo factor (Figura 15), con una varianza explicada de tan sólo el 16 %. Un aumento de Al, Ti y arcillas puede deberse a una fuente de material terrígeno (Ruiz-Fernández et al., 2016). En el caso de la Laguna de Celestún esta entrada pudo ser ocasionado por la llegada de la industria de la sal a finales del siglo XIX y principios del siglo XX, aunque ésta inferencia debe tomarse con reserva ya que las concentraciones fueron muy bajas y no se cuenta con fechas que permitan contrastar la hipótesis.

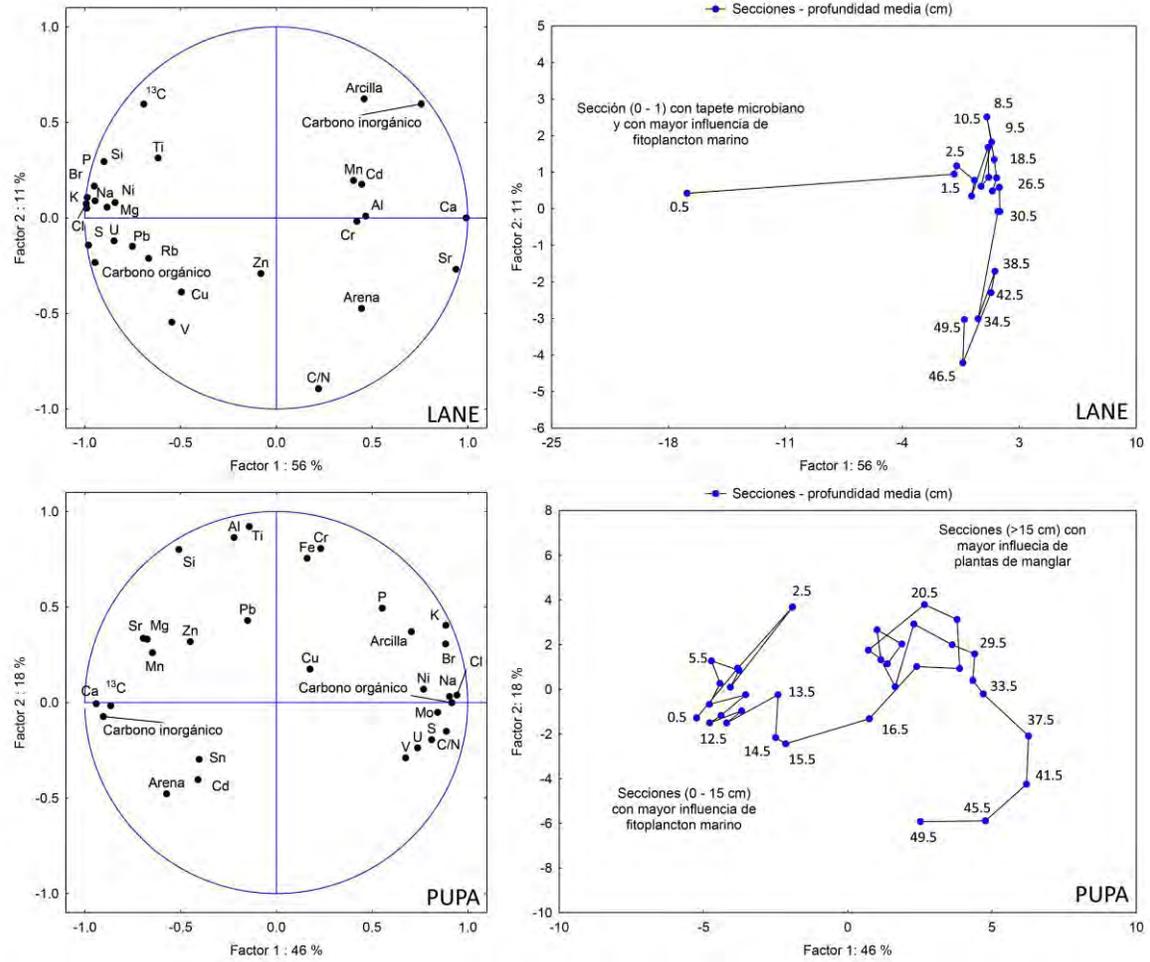


Figura 15. Análisis de Componentes Principales (PCA) para los núcleos procedentes de Sian Ka'an (LANE, PUPA e ISCU), Mar Caribe y del Parque natural Ría Celestún (CELE), Golfo de México.

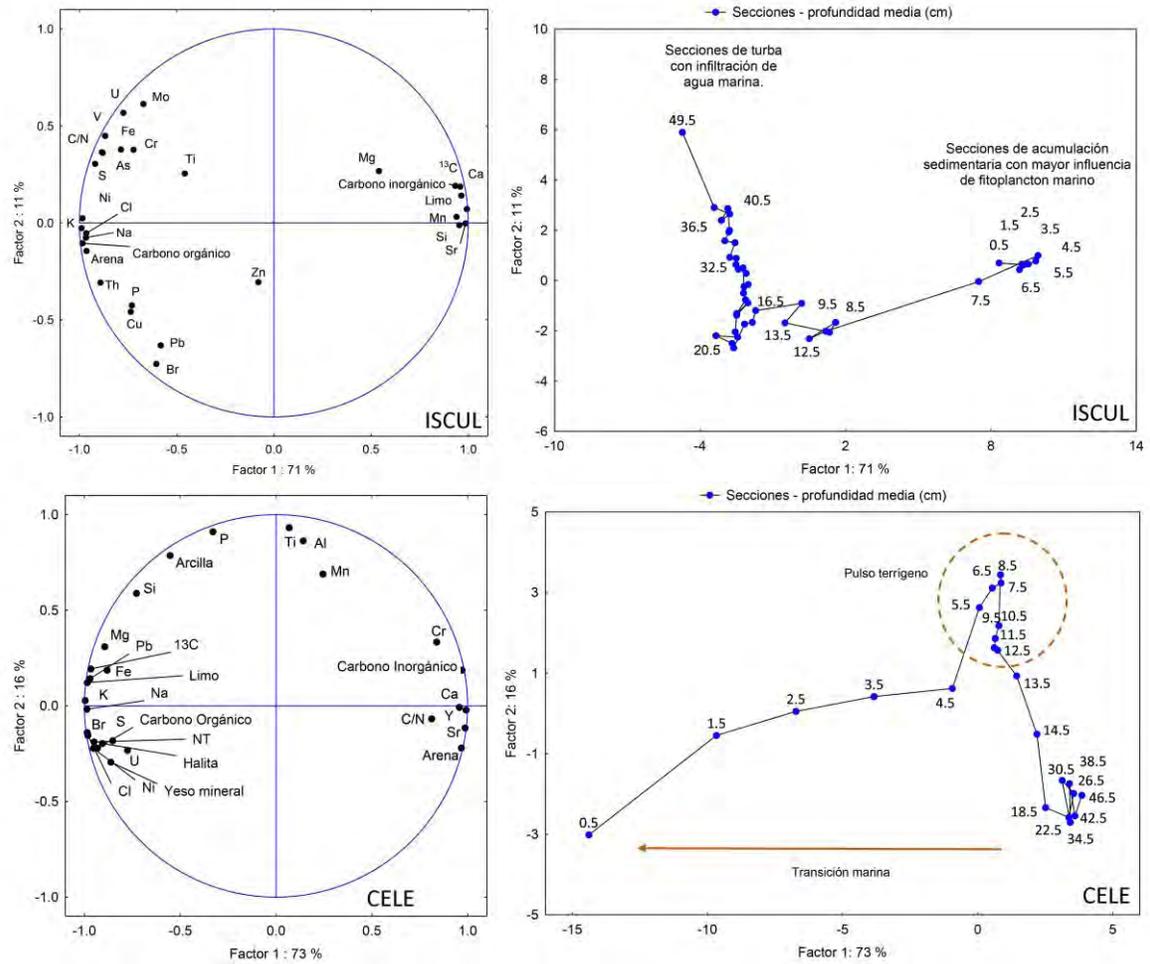


Figura 15. Continuación.

5.3 Tasas de acumulación sedimentaria (SAR) y nivel del mar

Una de las hipótesis de este trabajo es que la acumulación sedimentaria en los ambientes de marisma de manglar está relacionada con el aumento del nivel del mar reciente, y que en particular la tasa de acumulación sedimentaria (SAR) puede reflejar el aumento del nivel del mar. Sin embargo, las SAR son sensibles a la compactación temprana debido al peso de las capas superiores. Lynch et al. (1989) proponen una corrección por densidad debido a la compactación en perfiles sedimentarios donde existen variaciones de la densidad con la profundidad. En este trabajo se observó que el cambio en el tamaño de grano conlleva una variación de la densidad independiente de la compactación. En comparación con los núcleos sedimentarios de Sian Ka'an, CELE (Celestún) exhibió una clara tendencia de cambio de

textura y densidad hacia la superficie (Figura 5), por lo que se atribuyó el cambio de la densidad a la variación del tamaño de las partículas sedimentarias; por lo que no se aplicó la corrección por compactación.

Debido a que los perfiles de tamaño de grano (Figura 5) de los núcleos LANE y PUPA no exhibieron cambios (e.g. la parte superficial versus la parte profunda) que se reflejaran en el perfil de densidad, se corrigió por compactación la SAR. El núcleo sedimentario ISCUL (Figura 5) mostró dos segmentos de muy diferentes características: turba en el fondo, y sedimento en la superficie (Figura 4), observación que de por sí indica un importante cambio, muy probablemente relacionado con el aumento local del nivel del mar, en buen acuerdo con las medidas de $\delta^{13}\text{C}$. La corrección por densidad en este núcleo es incierta para el ambiente de turbera, ya que presentó cambios en un intervalo mucho menor que el sedimento depositado. En las secciones 19-20 y 49-50 cm se registró la presencia de troncos, lo que dificultó el corte preciso de 1 cm en esas secciones y pudo afectar la estimación correcta del espesor. Para el segmento superior, los cambios de densidad no mostraron una tendencia y se utilizó el valor promedio del segmento (0.59 g cm^{-3}) para la corrección por densidad.

Para los núcleos LANE, PUPA e ISCUL (Sian Ka'an, Mar Caribe) la tasa de acumulación sedimentaria (Figura 16) mostró un comportamiento similar de 1950 a 1985, con una variación de ≈ 0.7 a $\approx 2 \text{ mm yr}^{-1}$. La SAR en LANE se mantuvo relativamente constante desde 1900 hasta 2013, con un promedio de $0.9 \pm 0.2 \text{ mm yr}^{-1}$, lo que sugirió que los efectos del aumento reciente del nivel del mar aún no se ven reflejados en ciertas zonas de las marismas, quizá a causa de su elevada altura ortométrica (dado que en el núcleo LANE fue $\geq 77 \text{ cm}$, Tabla 6). Entre 1985 y 2013 se observó un claro aumento del SAR en los núcleos sedimentarios PUPA e ISCUL (Figura 16), siendo ISCUL el de menor altura ortométrica (-43 cm) y el que presentó un máximo SAR de $4.5 \pm 0.6 \text{ mm yr}^{-1}$ en 2013. El núcleo sedimentario PUPA también presentó un máximo SAR en la superficie (2013) de $3.0 \pm 0.7 \text{ mm yr}^{-1}$. Estos valores se encuentran en el rango de resultados reportados en ambientes similares (Tabla 10 y Figura 17), siendo ISCUL el más similar a los resultados de otros trabajos. Para el núcleo sedimentario CELE (Laguna Celestún, Golfo de México) la tendencia de aumento del SAR es clara (Figura 16), llegando a un máximo de $2.9 \pm 1.2 \text{ mm yr}^{-1}$ en la superficie (2013), si bien debido a la baja concentración de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (Figura 6), las incertidumbres son altas.

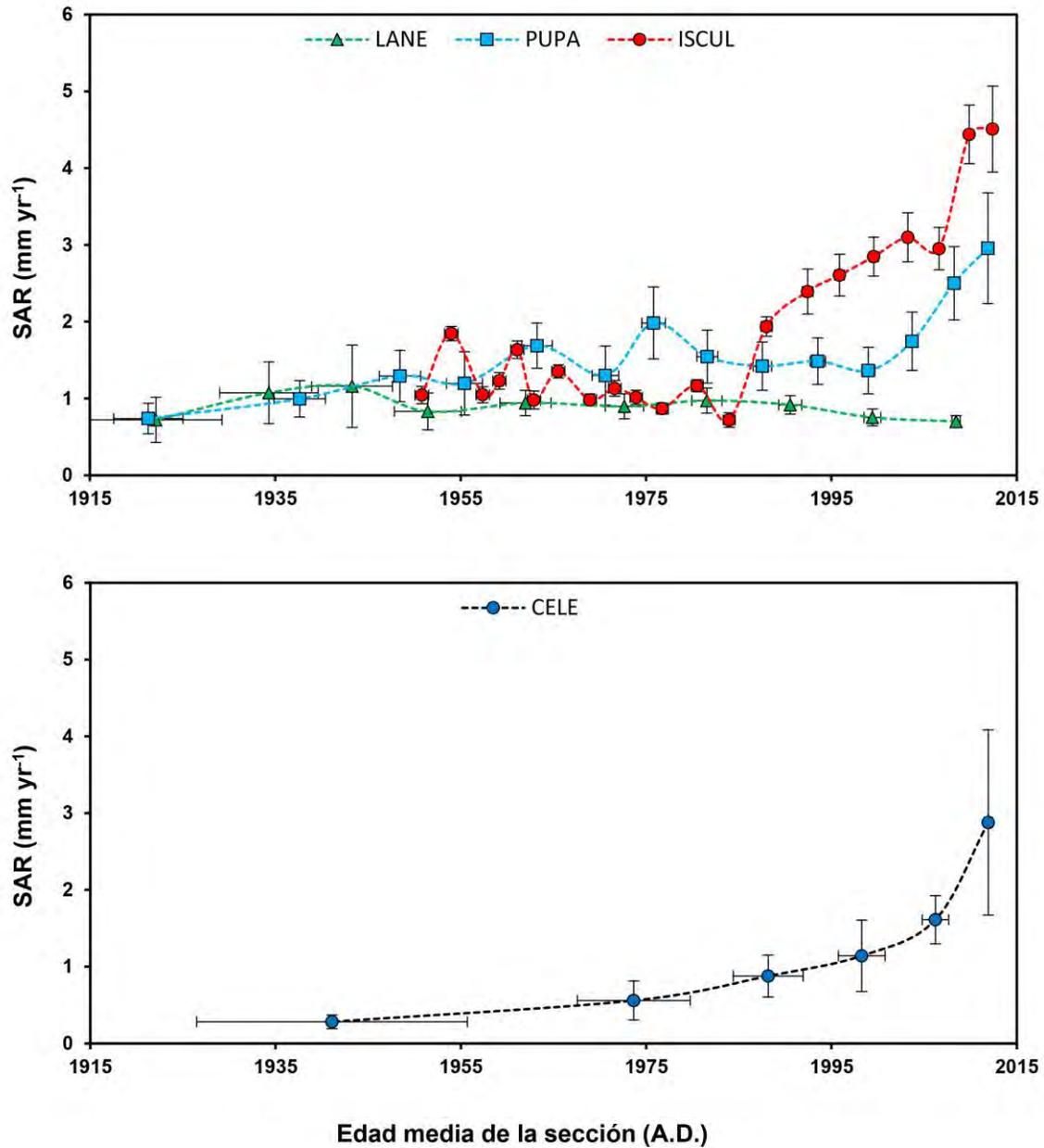


Figura 16. Evolución de la tasa de acumulación sedimentaria (SAR) para los núcleos procedentes de Sian Ka'an (LANE, PUPA e ISFUL), Mar Caribe y del Parque natural Ría Celestín (CELE), Golfo de México.

El servicio mareográfico nacional (que opera actualmente la UNAM) provee datos del nivel del mar desde los años 1940, si bien no cuenta con registros continuos y, en algunos casos, son cortos. Se sabe que los registros de corta duración pueden llevar a errores en los resultados (Douglas, 1991, 1997). Por ejemplo, los datos mareográficos de Puerto Morelos,

estación cercana a Sian Ka'an, conforman un registro de 7 años (2007-2014) y la estimación de la elevación del nivel del mar es de $10.1 \pm 0.2 \text{ mm yr}^{-1}$, probablemente demasiado alta. El registro más largo en la península de Yucatán se encuentra en la ciudad de Progreso, pues consta de 52 años de medición (1947-1999) y es considerado como el registro más fidedigno en la región. La elevación registrada en esta estación mareográfica es de $3.46 \pm 0.03 \text{ mm yr}^{-1}$, muy similar al promedio de las SAR recientes en los núcleos sedimentarios PUPA, ISCUL y CELE (Tabla 10), de $3.5 \pm 0.7 \text{ mm yr}^{-1}$. El promedio para Sian Ka'an (Mar Caribe, PUPA e ISCUL) es de $3.8 \pm 0.8 \text{ mm yr}^{-1}$.

Tabla 10. Tasas de acumulación sedimentaria (SAR) en manglares de todo el mundo.

Lugar de estudio	SAR * (mm yr^{-1})			Intervalo (año de colecta)	Referencia
	Promedio	Mínimo	Máximo		
Rhode Island, USA	4.3 (1.3)	2.5	6.0	≈60 yr (1983)	Bricker-Urso et al., 1989
Bahía Rookery, USA	1.6	1.4	1.7	≈100 yr (1987)	Lynch et al., 1989
Laguna de Términos, México	2.4	1.0	4.4	≈100 yr (1987)	Lynch et al., 1989
Región Caribeña	3.7			n.r.	Parkinson et al., 1994
Sistema estuarino Solent, UK		4	5	≈100 yr	Cundy y Croudace, 1996
Bahía Sepetiba, Brasil		1.2	1.8	n.r. (1995)	Smoak y Patchineelam, 1999
Skallingen, Dinamarca	1.9	1.5	2.3	1963-2003 (2003)	Andersen et al., 2011
Parque Nacional Everglades, USA	3.3			1994-2000 (2009)	Smoak et al., 2013
Parque Nacional Everglades, USA	2.1			1994-2000 (2009)	Smoak et al., 2013
Parque Nacional Everglades, USA	5.9			2000-2009 (2009)	Smoak et al., 2013
Parque Nacional Everglades, USA	6.5			2000-2009 (2009)	Smoak et al., 2013
Parque Nacional Everglades, USA	3.7 (0.7)			1960-2010 (2010)	Breithaupt et al., 2014
Parque Nacional Everglades, USA	4.8 (1.0)			2000-2010 (2010)	Breithaupt et al., 2014
Bahía Moreton, Australia		4.2	6.7	1920-2000 (2013)	Sanders et al., 2016
Bahía Moreton, Australia	4.2			1920-2013 (2013)	Sanders et al., 2016
Laguna Celestún (CELE), México	0.6 (0.2)	0.3 (0.1)	0.9 (0.3)	1915-1995 (2013)	Este trabajo
Laguna Celestún (CELE), México	1.9 (0.7)	1.1 (0.5)	2.9 (1.2)	1995-2013 (2013)	Este trabajo
Cayo Culebra (ISCUL), México***	1.2 (0.3)	0.7 (0.1)	1.8 (0.1)	1950-1985 (2013)	Este trabajo
Cayo Culebra (ISCUL), México	3.1 (0.9)	1.9 (0.1)	4.5 (0.6)	1985-2013 (2013)	Este trabajo
Punta Pájaros (PUPA), México	1.3 (0.4)	0.7 (0.2)	2.0 (0.5)	1915-1985 (2013)	Este trabajo
Punta Pájaros (PUPA), México	1.9 (0.6)	1.4 (0.3)	3.0 (0.7)	1985-2013 (2013)	Este trabajo

*incertidumbres reportadas entre paréntesis

***periodo de ambiente de turbera en el núcleo sedimentario ISCUL de 1950 hasta 1985

n.r. - No reportado

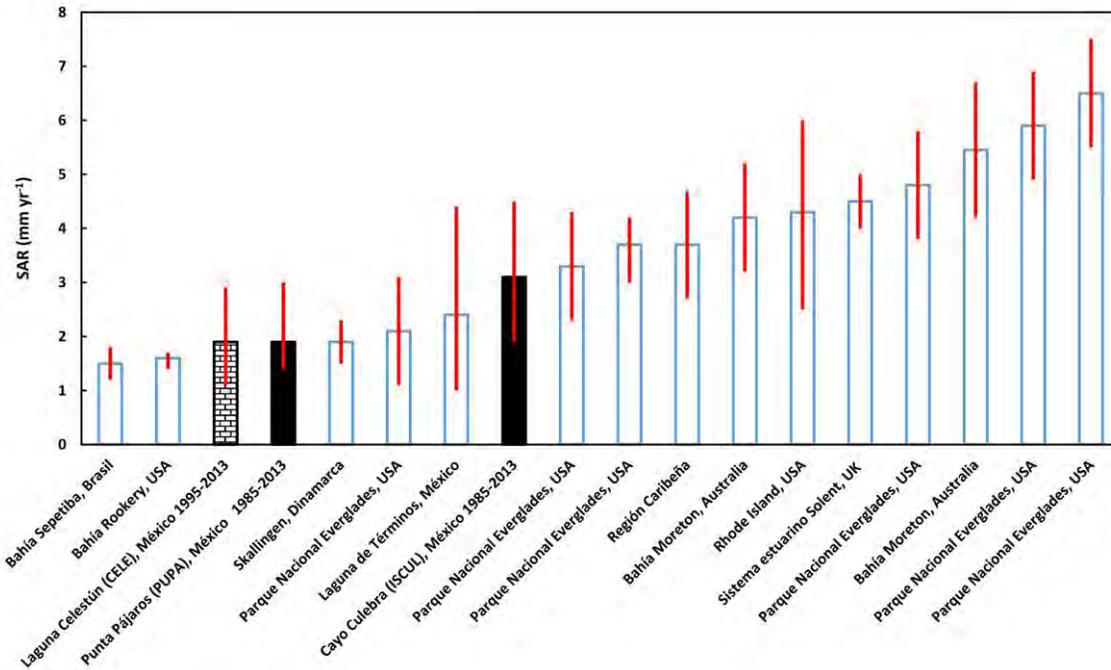


Figura 17. Tasas de acumulación sedimentaria en manglares de todo el mundo: i) (barras sin relleno) trabajos citados en la Tabla 10, ii) (barras llenas) núcleos procedentes de Sian Ka'an (PUPA e ISCUL), Mar Caribe y iii) (barra de ladrillos) núcleo del Parque natural Ría Celestún (CELE), Golfo de México.

5.4 Flujos de CO

En esta sección se reportan y discuten flujos observados, es decir sin corrección por degradación. Los núcleos LANE y PUPA presentaron flujos por debajo de los $20 \text{ g CO m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ (Figura 12), a excepción del primer centímetro de LANE que alcanzó los $58 \pm 6 \text{ g CO m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ debido a su alta concentración de CO (Figura 7) asociada a la presencia de un tapete microbiano bien desarrollado. ISCUL mostró los flujos más elevados de la península (Figura 12), donde se observó un máximo de $392 \pm 34 \text{ g CO m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ en el ambiente de turbera (1915-1985) y un máximo de $174 \pm 20 \text{ g CO m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ en el ambiente sedimentario reciente, entre 2011 y 2013. El núcleo CELE presentó el segundo valor más alto, con un máximo de $73 \pm 26 \text{ g CO m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ entre 2011 y 2013. En general, y excluyendo el ambiente de turbera en el núcleo ISCUL (entre 1915 y 1985), los flujos de CO en la marisma salina intermareal mostraron un intervalo entre 3 y $174 \text{ g CO m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$.

En la Tabla 11 se presentan flujos de CO en manglares de todo el mundo, clasificados como revisiones mundiales, ambientes con presencia de ríos, influencia de ríos limitada y zonas kársticas (es decir, con esorrentía superficial escasa). Los ríos son una fuente importante de sedimento y nutrientes, promoviendo la extensión del manglar y el incremento de las tasas de acumulación sedimentaria, que a su vez potencian la eficiencia de enterramiento de carbono (Burdige, 2007). En la península de Yucatán se observa limitación de nutrientes que implica condiciones menos favorables para el desarrollo de las plantas (Duarte et al., 1995). En general los flujos reportados en este trabajo resultaron bajos en comparación con los trabajos citados (Tabla 11 y Figura 18), lo cual se atribuyó a la ausencia de ríos en la península y al tipo de ambiente escogido para estudiar el impacto del aumento del nivel del mar (marismas salinas). Ambientes de manglar (e.g. con vegetación alta y mediana) probablemente presentan flujos diferentes, como observamos en los flujos del ambiente de turbera del núcleo ISCUL. Gonnea et al. (2004) caracterizaron la laguna costera Celestún con un flujo mínimo y máximo de 50 y 70 g CO m⁻² yr⁻¹ (Tabla 11), coincidiendo con lo observado en el núcleo CELE entre 2002 y 2011 y entre 2011 y 2013: 30 ± 7 y 73 ± 26 g CO m⁻² yr⁻¹ respectivamente.

Tabla 11. Flujo de Carbono Orgánico en manglares.

Lugar de estudio	Flujo de CO * (g m ⁻² yr ⁻¹)			Intervalo	Referencia
	Promedio	Mínimo	Máximo		
Revisiones mundiales					
Ecosistema Manglar (diversos tipos)	100				Twilley et al., 1992
Promedio Global	210 (20)				Chmura et al., 2003
Media geométrica reportes publicados	139 (24)				Duarte et al., 2005
Manglares	226 (39)	20	949		McLeod et al., 2011
Media geométrica (95% confianza)	163 (+40 -31)				Breithaupt et al., 2012
Presencia de ríos					
Cananéia, Brasil	192				Sanders et al., 2010
Tamandaré, Brasil	353				Sanders et al., 2010
Parque Nacional Everglades, USA	139			1924 a 2000	Smoak et al., 2013
Parque Nacional Everglades, USA	144			1926 a 2000	Smoak et al., 2013
Parque Nacional Everglades, USA	260			2000 a 2009	Smoak et al., 2013
Parque Nacional Everglades, USA	393			2000 a 2009	Smoak et al., 2013
Parque Nacional Everglades, USA	225 (61)			2000 a 2010	Breithaupt et al., 2014
Parque Nacional Everglades, USA	176 (31)			1960 a 2010	Breithaupt et al., 2014
Parque Nacional Everglades, USA	123 (19)			1910 a 2010	Breithaupt et al., 2014
Bahía Moreton, Australia	150			1920 a 2000	Sanders et al., 2016
Bahía Moreton, Australia	1000			2000 a 2013	Sanders et al., 2016
Bahía Rookery, USA		222 (39)	381 (23)		Cahoon y Lynch 1997 **
Bahía Rookery, USA		69	99		Breithaupt et al., 2012
Laguna Soledad, Colombia		314	409		Ruiz-Fernández et al., 2011
Canal Hinchinbrook, Australia		26	336		Breithaupt et al., 2012
Reserva Matang, Malasia		148	410		Breithaupt et al., 2012
Estuario Jiulongjiang, China		168	840		Alongi et al., 2005
Fukido, Japan		22	230		Tateda et al., 2005
DaLoc, Vietnam		120	180		Tateda et al., 2005
Trat, Tailandia		100	600		Tateda et al., 2005
Bahía Sawi, Tailandia		184	281		Breithaupt et al., 2012
Irian Jaya, Indonesia		412	717		Breithaupt et al., 2012
Laguna de Términos, México		79	237		Breithaupt et al., 2012
Influencia de ríos limitada					
Ilha Grande, Brasil	186				Sanders et al., 2010
Laguna de Términos, México		53	65		Gonnea et al., 2004
Laguna de Términos, México		75	157		Breithaupt et al., 2012
Escorrentía superficial limitada (Karst)					
Laguna Chelem, México		67	104		Gonnea et al., 2004
Laguna Celestún, México		55	70		Gonnea et al., 2004
Laguna Celestún (CELE), México	6 (3)	3 (1)	9 (3)	1915 a 1995	Este trabajo
Laguna Celestún (CELE), México	40 (23)	18 (6)	73 (26)	1995 a 2013	Este trabajo
Cayo Culebra (ISCUL), México ***	255 (95)	111 (9)	392 (34)	1915 a 1985	Este trabajo
Cayo Culebra (ISCUL), México	78 (39)	47 (6)	174 (20)	1985 a 2013	Este trabajo
Punta Pájaros (PUPA), México	8 (2)	4 (1)	11 (2)	1915 a 1985	Este trabajo
Punta Pájaros (PUPA), México	16 (4)	9 (1)	19 (3)	1985 a 2013	Este trabajo
Laguna Negra (LANE), México	8 (1)	7 (3)	11 (5)	1915 a 1985	Este trabajo
Laguna Negra (LANE), México	26 (23)	10 (2)	58 (6)	1985 a 2013	Este trabajo

*incertidumbres reportadas entre paréntesis

**reportado originalmente como materia orgánica (Factor 0.58)

***periodo de ambiente de turbera en el núcleo sedimentario ISCUL, de 1915 hasta 1985

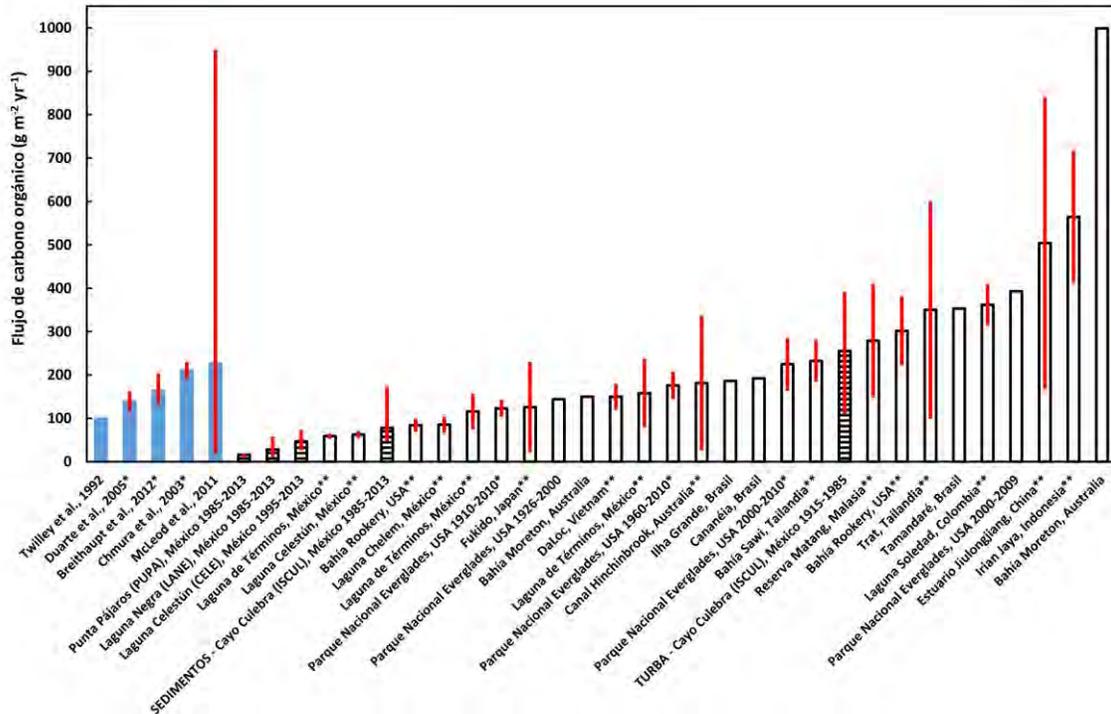


Figura 18. Flujo de carbono orgánico en manglares: i) (barras sin relleno) trabajos citados de lugares específicos (tabla 11), ii) (barras llenas en color azul) trabajos citados de revisiones mundiales (tabla 11), iii) (barras con rayas) núcleos procedentes de Sian Ka'an (PUPA e ISCUL), Mar Caribe y del Parque natural Ría Celestun (CELE), Golfo de México. La línea roja representa el intervalo entre el máximo y el mínimo observado. (*) Intervalo calculado con la desviación estándar reportada en el promedio, (**) promedio calculado con el máximo y mínimo reportado.

Siendo el manglar uno de los hábitats más rico en carbono (Donato et al., 2011), calcular el inventario (“stock” en inglés) de carbono en los suelos nos permite evaluar su capacidad para secuestrar (enterrar) CO, su productividad y comparar entre los distintos ambientes del manglar. Para calcularlo, se usó la concentración de CO y el peso neto (seco) de la sección para obtener la masa total de CO por sección (con una superficie de 78.5 cm²), que fue sumado de 2013 hasta 1918. Donato et al. (2011) reportan un valor de almacenamiento (debajo de la superficie) de CO en manglares del Indo-Pacífico de $\approx 850 \text{ Mg CO ha}^{-1}$ y un total (enterrado + vegetación viva + vegetación muerta) de $\approx 1000 \pm 300 \text{ Mg CO ha}^{-1}$, lo cual evidencia la gran capacidad de enterramiento de carbono de estos ecosistemas. Para el caso de la reserva de la biósfera de Sian Ka'an (Mar Caribe), Adame et al. (2013) publican inventarios totales (carbono vivo + muerto + enterrado) para cuatro tipos de ambientes

específicos, resaltando el efecto de la salinidad dentro del manglar: a) zona de manglar alto con $987 \pm 338 \text{ Mg CO ha}^{-1}$, b) zona de manglar mediano con $623 \pm 41 \text{ Mg CO ha}^{-1}$, c) zona de manglar pequeño con $381 \pm 52 \text{ Mg CO ha}^{-1}$ y d) marisma con $177 \pm 73 \text{ Mg CO ha}^{-1}$. Estos inventarios confirman la menor capacidad de almacenamiento en la marisma salina. Para Cayo Culebra, Adame et al. (2013) reportaron un inventario sedimentario de 0 a 30 cm de profundidad de $\approx 118 \text{ Mg CO ha}^{-1}$, y de 0 a 50 cm de $\approx 176 \text{ Mg CO ha}^{-1}$. Sin embargo, este tipo de aproximación es insuficiente, pues no se conoce el tiempo requerido (y por tanto el flujo real) para acumular el CO. En este trabajo, el inventario de CO inferido a través del núcleo ISCUL (Cayo Culebra) durante los últimos ≈ 50 años fue de $55 \pm 9 \text{ Mg CO ha}^{-1}$ y durante los últimos ≈ 100 años fue de $223 \pm 38 \text{ Mg CO ha}^{-1}$. Los resultados indicaron la disminución del potencial de captura de CO cuando ambientes ricos en vegetación son sustituidos por ambientes de marisma salina (e.g. la transición de ambientes en el núcleo ISCUL a partir de 1985, Figura 4).

5.5 Contaminación

El conocimiento de las concentraciones elementales en los núcleos permitió caracterizar procesos ambientales causados por el cambio global, como es el cambio del nivel del mar. Además, la actividad antropogénica produce contaminación de los ecosistemas por algunos metales, que pueden ser observados en los registros sedimentarios y que constituyen otra evidencia del cambio global.

Aunado a su uso como herramientas útiles para estudiar el impacto antropogénico en el ecosistema, dependiendo de su concentración y especiación los metales pueden tener un efecto deletéreo sobre los organismos (polución), por lo que los niveles observados fueron comparados con los niveles umbrales de efectos (TELS - Threshold Effects Levels), contenidos en tablas de referencia (Screening Quick Reference Tables - SquiRTs) de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration - Administración Nacional Oceánica y Atmosférica; Buchman, 2008), basados en bioensayos de ecotoxicidad en laboratorios y un conjunto de investigaciones recopiladas por el programa de evaluación y remediación de sedimentos contaminados (ARCS - Assessment and Remediation of Contaminated Sediments).

Los valores de TEL para Cu y As son de 18.7 y 7.24 $\mu\text{g g}^{-1}$, respectivamente (Buchman, 2008), que fueron superados en la turba del núcleo ISCUL de Sian Ka'an (Mar Caribe) (Figura 9). Debido a que los valores TEL están definidos para sedimentos marinos, se comparó con el nivel de evaluación ecológica del suelo (Eco-SSLs - Ecological Soil Screening Levels) para el receptor ecológico denominado "plantas" (Buchman, 2008). Estos niveles son concentraciones de contaminantes en el suelo establecidos para proteger a los receptores ecológicos que comúnmente interactúan en o sobre él; se debe tener cautela en la evaluación de riesgo ecológico, pues estos los valores son para evitar una subestimación del riesgo pero no sustentan, por si solos, acciones de remediación. El Cu aumentó ligeramente en el segmento de turba con respecto al segmento superior (Figuras 9 y 4). El promedio de las concentraciones de Cu en la turba (ISCUL) fue de $24 \pm 1 \mu\text{g g}^{-1}$, en un intervalo de 22 a 28 $\mu\text{g g}^{-1}$ ($n = 30$). El Eco-SSL de Cu para plantas es de 70 $\mu\text{g g}^{-1}$ (Buchman, 2008), por lo que las concentraciones observadas en este estudio no tienen riesgo ecológico aparente. MacFarlane et al. (2007) reportan una síntesis de estudios de metales en vegetación de manglar, donde las raíces del género *Avicennia* muestran concentraciones de Cu en un intervalo de 13 a 101 $\mu\text{g g}^{-1}$ ($n = 5$, sólo un dato sobrepasa los 20 $\mu\text{g g}^{-1}$) y para las raíces del género *Rhizophora* el intervalo fue de 1 a 7 $\mu\text{g g}^{-1}$ ($n = 3$).

El As presentó un promedio de $19 \pm 5 \mu\text{g g}^{-1}$ en un intervalo de 13 a 38 $\mu\text{g g}^{-1}$ ($n = 30$) en la turba del núcleo ISCUL, con un máximo de $37.6 \pm 1.4 \mu\text{g g}^{-1}$ en el año 1919 (sección 49-50 cm). Estos resultados fueron elevados al ser comparados con el Eco-SSL de As para plantas (18 $\mu\text{g g}^{-1}$, Buchman, 2008) y con las concentraciones encontradas de As en vegetación de manglares de Australia, donde Kirby et al. (2002) reportan un promedio para raíces finas/pequeñas (con su epifauna de algas y hongos) de $12 \pm 3 \mu\text{g g}^{-1}$ ($n = 19$) y un intervalo para hojas ($n = 16$), corteza ($n = 6$) y raíces principales ($n = 6$) de 0.3 a 1.2 $\mu\text{g g}^{-1}$. Por lo tanto, las concentraciones de Cu y As encontradas en la turba de este estudio sugirieron la necesidad de una inspección detallada de la concentración de ambos elementos en la vegetación de manglar de Sian Ka'an.

Los flujos elementales en ISCUL (Figura 19) mostraron un máximo de As ($30.3 \pm 2.6 \text{ mg m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) en la parte profunda de la turba (edad media 1927.5 ± 0.8) y un máximo de Cu ($56 \pm 6 \text{ mg m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) en la superficie sedimentaria (edad media 2012.4 ± 0.1), el ambiente de turbera tuvo un flujo máximo de Cu en ≈ 1943 de $34 \pm 3 \text{ mg m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$.

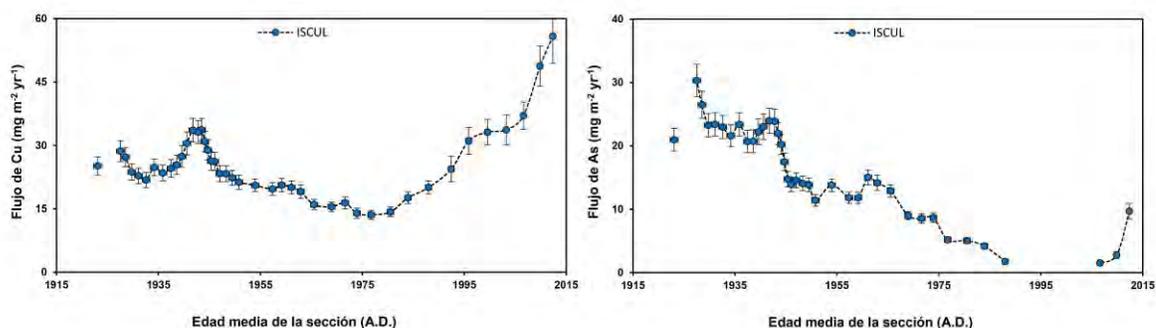


Figura 19. Flujos de Cu y As en Cayo Culebra (ISCUL), Sian Ka'an, Mar Caribe.

En toda la península de Yucatán (Sian Ka'an, Mar Caribe y Celestún, Golfo de México) el Cd presentó concentraciones en un intervalo entre 2 y 18 $\mu\text{g g}^{-1}$, lo que es hasta dos órdenes de magnitud mayor al TEL (0.68 $\mu\text{g g}^{-1}$), e incluso superior al nivel de efectos probables (PEL – Probable Effects Level) de 4.2 $\mu\text{g g}^{-1}$. La turba (ISCUL) presentó un promedio de $4 \pm 1 \mu\text{g g}^{-1}$ en un intervalo de 2 a 6 $\mu\text{g g}^{-1}$ ($n = 25$) y el Eco-SSL de Cd para plantas es de 4 $\mu\text{g g}^{-1}$ (Buchman, 2008). Aunque existen estudios que mencionan la asociación entre el fitoplancton (Bræk et al., 1980; Lee y Morel, 1995) y el Cd, los perfiles de concentración (Figura 9) no mostraron una tendencia clara de aumento como el $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 8), por lo que las concentraciones de Cd deberían estar relacionadas con la fase disuelta (Mulliss et al., 1996), que en caso de Sian Ka'an deberían proceder de zonas lejanas, debido a su condición de reserva de la biósfera. Avelar et al. (2013) reportaron concentraciones de Cd en hojas y raíces de pastos marinos en la parte nororiental de la península de Yucatán en un intervalo de 0.2 a 5 $\mu\text{g g}^{-1}$ y sugirieron la presencia de contaminación local de las comunidades cercanas y aporte del acuífero. Las concentraciones medidas en este estudio superan tres veces las concentraciones más altas encontradas por Avelar et al. (2013). Sin embargo, dado que el límite de detección ($\approx 1 \mu\text{g g}^{-1}$) fue cercano a las concentraciones obtenidas en este trabajo, se recomienda el uso de métodos analíticos más sensibles para futuros estudios de Cd en la península de Yucatán. El flujo máximo de Cd (Figura 20) en la península de Yucatán fue observado en la superficie del núcleo PUPA (entre 2010 y 2013, edad media 2011.9 ± 0.2) con un valor de $30.4 \pm 5.6 \text{ mg m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$.

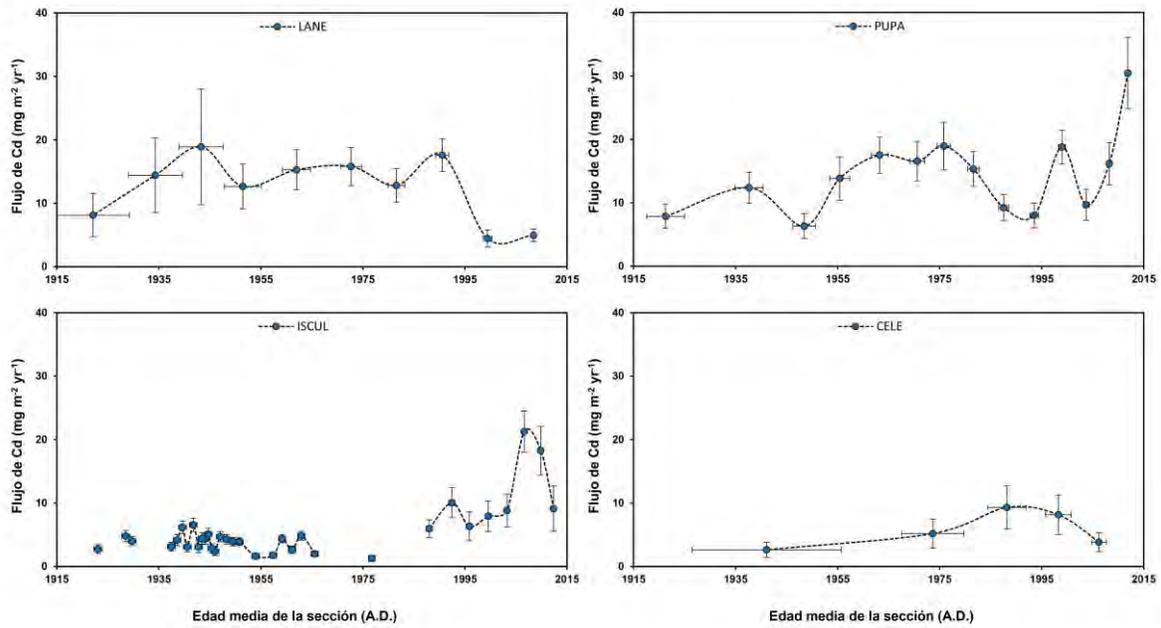


Figura 20. Flujos de Cd en la península de Yucatán.

El Pb es un contaminante generalizado en el planeta (Nriagu 1996; Kersten et al., 1997; Díaz-Asencio et al., 2009), pero en la península de Yucatán mostró siempre concentraciones por debajo del valor TEL ($30.2 \mu\text{g g}^{-1}$). El núcleo CELE mostró una clara tendencia de incremento en las concentraciones de Pb hacia la superficie (Figura 9), y el flujo (Figura 21) fue máximo en la superficie con $11 \pm 4 \text{ mg m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$.

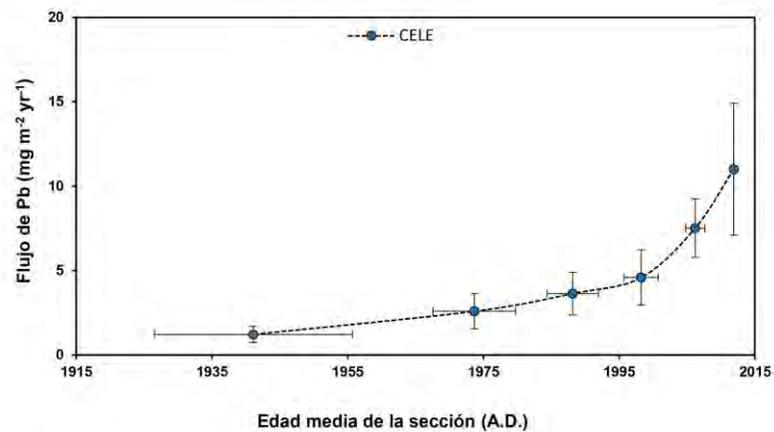


Figura 21. Flujos de Pb en Celestín (CELE), Golfo de México.

En los estudios de contaminación por metales pesados en núcleos sedimentarios es necesario utilizar el factor de enriquecimiento (EF, por sus siglas en inglés) que permite estimar el posible exceso de un *elemento contaminante*. El EF se define como la razón entre un elemento (posible contaminante) y un elemento normalizador en la muestra, dividido por la misma razón de un material referencia (Li y Schoonmaker, 2003). Generalmente los métodos para estimar un fondo, y por lo tanto concentraciones de referencia que representen lo no contaminado son dos (Abraham y Parker, 2008), (1) usar los valores promedio de la corteza o del esquisto continental y (2) usar el mismo material de la muestra con concentraciones naturales o sin contaminación del sitio en cuestión, siendo los núcleos sedimentarios los que permiten obtener una muy adecuada referencia en sus capas más antiguas (Faganeli et al., 1991; Siegel et al., 1994). Por lo tanto, en este estudio el nivel de referencia fue la sección por debajo de la capa fechada más antigua.

Para normalizar los elementos contaminantes con un metal de referencia es habitual el uso de Al o Fe (Ravichandran et al., 1995). Sin embargo, debido a la naturaleza kárstica de la península de Yucatán, sus niveles están habitualmente por debajo del límite de detección de la técnica de XRF, por lo que se optó por el uso del Ti como normalizador, pues está relacionado al aporte terrígeno y a las arcillas (al igual que el Al), siendo éstas las que acumulan contaminantes de forma más eficiente (Salomons y Förstner, 2012). Finalmente, para el cálculo del EF utilizamos la expresión:

$$EF = \frac{\frac{\textit{elemento}_{muestra}}{Ti_{muestra}}}{\frac{\textit{elemento}_{referencia}}{Ti_{referencia}}}$$

Para la interpretación de los valores EF, se utilizó una escala que determina el grado de enriquecimiento usando los siguientes intervalos (Chen et al., 2007):

- EF < 1: no hay enriquecimiento
- EF < 3: enriquecimiento mínimo
- EF = 3 – 5: enriquecimiento moderado
- EF = 5 – 10: enriquecimiento moderadamente severo

- EF = 10 – 25: enriquecimiento severo
- EF = 25 – 50: enriquecimiento bastante severo
- EF > 50: enriquecimiento extremadamente severo

Para el núcleo CELE se tomaron como referencia los niveles observados antes de 1915. En el caso del Pb el enriquecimiento fue de 1.6 en 1941 y aumentó de forma progresiva hasta duplicarse (3.5) en 1998 (Figura 22), a partir de 1998 el EF se elevó hasta alcanzar ≈ 5.7 en 2006 y el máximo enriquecimiento (9) se observó en la superficie del núcleo (edad media 2011.9 ± 0.5). Este registro indica un aporte antropogénico progresivo y muy alto (con respecto a la línea base de 1915) de Pb en la laguna, aunque las concentraciones (Figura 9) se mantienen siempre por debajo del TEL ($30.24 \mu\text{g g}^{-1}$). El enriquecimiento de Cu en la laguna de Celestún evolucionó de 1 en 1941 a 3 en 2012 (Figura 22), lo que indica un enriquecimiento mínimo.

Para el caso del enriquecimiento por Cd, los EFs para LANE, PUPA y CELE no superaron 2 (Figura 22) con respecto a su referencia, por lo que no se puede atribuir su presencia a procesos de contaminación. Sin embargo, en el núcleo ISCUL el EF de Cd mostró valores de hasta 4 para la turba en 1951 y de 8 en la parte superior sedimentaria (2007, Figura 22). La turba mostró enriquecimientos heterogéneos sin tendencia aparente y la parte superior presentó enriquecimientos más altos, en un intervalo de 3 a 8. Si bien los valores de Cd (Figura 9) superaron al TEL en todos los núcleos, la evolución del enriquecimiento no pudo ser atribuida a un proceso de contaminación en LANE, PUPA y CELE.

La evolución del enriquecimiento de Cu en el núcleo ISCUL (Figura 22) presentó oscilaciones en la turba (1915 - 1985) entre 1 y 3 y el enriquecimiento se mantuvo estable en ≈ 1.6 en el segmento superior (1985 - 2013). El As presentó enriquecimientos (Figura 22) por debajo de 2 en todo el núcleo ISCUL (turba y segmento superior). Efectivamente, el enriquecimiento no mostró un aporte por contaminación de Cu y As, por lo que las concentraciones en la turba son indicativas de niveles naturales.

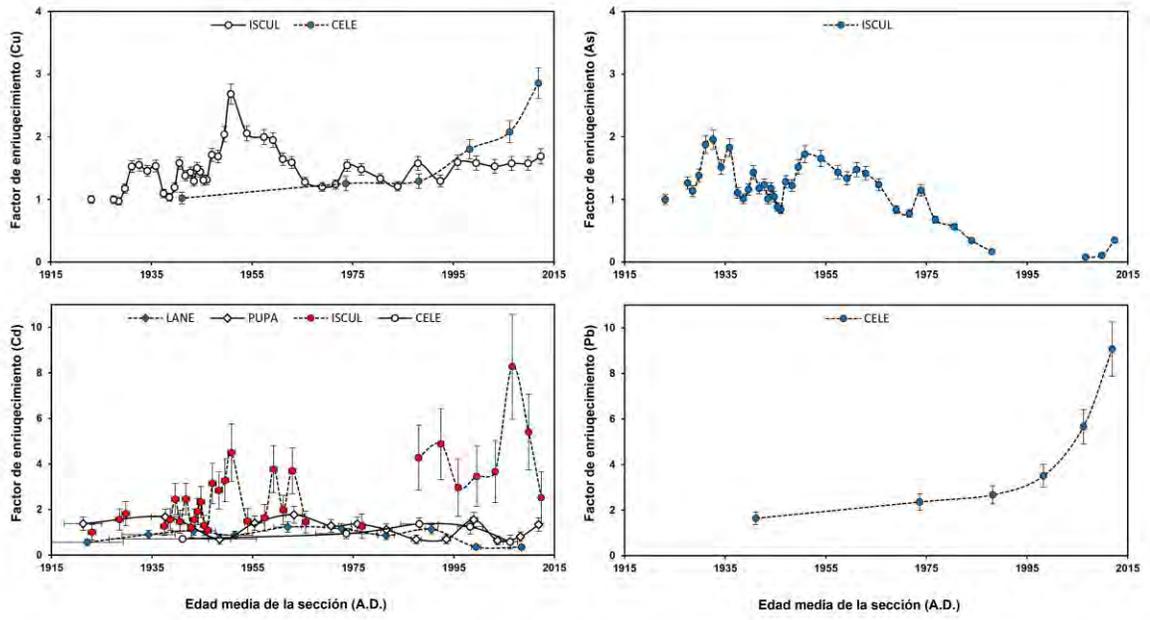


Figura 22. Evolución del factor de enriquecimiento de Pb, Cd, Cu y As en la península de Yucatán. La normalización se llevó a cabo con el Ti.

6. CONCLUSIONES

La estabilidad tectónica en la península de Yucatán permite la evaluación del cambio del nivel del mar eustático en registros costeros, como por ejemplo los registros sedimentarios. Los cuatro registros sedimentarios de marisma de manglar de la península de Yucatán expuestos en este trabajo (LANE, PUPA, ISCUL y CELE) presentaron perfiles probablemente no perturbados. Los fechados con ^{210}Pb fueron realizados con el modelo de flujo constante (CF), el cual resultó el modelo más adecuado para ambientes de marisma de manglar en la península de Yucatán, por admitir cambios en la tasa de acumulación másica. En todos los casos el ^{239}Pu estuvo ausente en las partes profundas de los núcleos, y un máximo, atribuido a las pruebas nucleares atmosféricas, permitió validar la edad obtenida mediante el ^{210}Pb y, en el caso específico de ISCUL, establecer su inventario faltante. No se observaron indicios de que las condiciones redox promovieran migración vertical de los elementos indicadores (e.g. Fe y Mn) y/o una acumulación en capas específicas que pudieran evidenciar una frontera de óxido-reducción.

El $\delta^{13}\text{C}$ y la razón C:N mostraron en Sian Ka'an (Mar Caribe) una clara transición de la fuente de aporte de la materia orgánica, de vegetación de manglar en el pasado a fitoplancton marino en la actualidad. En la laguna costera de Celestún (Golfo de México) el C:N no mostró la transición observada en Sian Ka'an, pues los niveles fueron característicos del fitoplancton marino en todo el perfil. El $\delta^{13}\text{C}$ presentó una señal característica de fitoplancton marino en todo el perfil CELE, y mostró un enriquecimiento hacia la superficie, con valores superiores a lo reportado para la laguna, que indicó el aumento de la señal marina hacia la superficie.

En el mismo sentido, los análisis de componentes principales (PCA) confirmaron que la señal geoquímica más importante en los cuatro núcleos (factor 1) es debida a la *marinización*. Los perfiles de Na, Cl y Br indicaron además una posible infiltración marina en la turba del núcleo sedimentario ISCUL. El aumento del Si y su relación con el $\delta^{13}\text{C}$ sugirió un aporte marino de Si, probablemente debido a la presencia de diatomeas. El Al y Ti en el núcleo CELE mostraron valores muy bajos, pero indicaron un posible aporte terrígeno en un periodo anterior a 1915, presentando un máximo entre 7 y 9 cm (6 cm fue la última capa fechada).

Se observó que la altura ortométrica es un parámetro importante para el estudio del nivel del mar a través del registro sedimentario en las marismas, siendo las superficies

sedimentarias cercanas al nivel medio del mar las que mejor registran la acreción del sedimento provocado por el vaivén de la marea en las marismas salinas de manglar, con base en nuestros resultados se recomienda no superar los 35 cm de altura ortométrica. Los resultados obtenidos permitieron concluir que el cambio del nivel medio del mar en la península de Yucatán es positivo, de $3.8 \pm 0.8 \text{ mm yr}^{-1}$ en la zona de Sian Ka'an (Mar Caribe) y de $2.9 \pm 1.2 \text{ mm yr}^{-1}$ en la laguna de Celestún (Golfo de México). Es importante tomar medidas de mitigación para hacer frente a la elevación del nivel medio del mar en la península de Yucatán, pues la combinación de su bajo relieve topográfico, la infiltración marina y su bajo aporte sedimentario pone en riesgo el hábitat del manglar en la zona.

Los flujos de carbono orgánico en el ambiente de marisma de manglar fueron comparables con otras marismas de manglar y bajos en comparación a los otros ambientes dentro del hábitat reportados mundialmente. La condición particular de zona kárstica con escorrentía superficial limitada (ausencia de ríos) limita la disponibilidad de nutrientes y sedimento. Dentro de los distintos ambientes existentes en el manglar, se constató que las marismas fueron las más propensas a tener los menores flujos.

Para la turba del núcleo ISCUL, aunque el Cu y As no presentaron enriquecimientos asociados a contaminación, las concentraciones de ambos fueron superiores al nivel del umbral para posibles efectos (TEL) y el As igualó el Eco-SSL (plantas). Para toda la península de Yucatán, hubo concentraciones de Cd que fueron superiores al nivel de efectos probables (PEL) y la turba igualó el Eco-SSL (plantas). Sin embargo, la evolución del enriquecimiento de Cd no mostró indicios de contaminación en LANE, PUPA y CELE, pero si para la parte superior sedimentaria de ISCUL (1985 - 2013). Se recomienda hacer estudios con técnicas más sensibles para la evaluación de una posible contaminación por estos elementos en la reserva de la biósfera de Sian Ka'an, Mar Caribe, se atribuye los posibles aportes a fuentes lejanas, probablemente regionales o globales. El Cu y Pb en la Laguna de Celestún (Golfo de México) no mostraron valores superiores al TEL, pero la evolución del enriquecimiento de Pb mostró un aumento progresivo con el máximo en la superficie de ≈ 9 , indicando un enriquecimiento antrópico moderadamente-severo de Pb en Celestún.

Este trabajo confirma la utilidad de los registros sedimentarios procedentes de marismas de manglar para reconstruir los impactos del cambio global en zonas costeras, como los causados por el cambio del nivel del mar y los niveles de contaminación. Se recomienda

utilizar estos registros para investigar otros impactos relevantes, como por ejemplo el aumento de la temperatura, la anoxia y la acidificación. También se recomienda medir los flujos de carbono orgánico en los distintos ambientes del manglar.

7. LITERATURA CITADA

- Abraham GMS, Parker RJ (2008). Assessment of heavy metal enrichment factors and the degree of contamination in marine sediments from Tamaki Estuary, Auckland, New Zealand. *Environ. Monit. Assess.* 136:227-238.
- Adame MF, Kauffman JB, Medina I, Gamboa JN, Torres O, Caamal JP, Reza M, Herrera-Silveira JA (2013). Carbon Stocks of Tropical Coastal Wetlands within the Karstic Landscape of the Mexican Caribbean. *PLoS ONE* 8(2):e56569. doi:10.1371/journal.pone.0056569.
- Alcocer J, Lugo A, Marín LE, Escobar E (1998). Hydrochemistry of waters from five cenotes and evaluation of their suitability for drinking-water supplies, northeastern Yucatan, Mexico. *Hydrogeology Journal* 6:293-301.
- Alongi DM, Pfitzner J, Trott LA, Tirendi F, Dixon P, Klumpp DW (2005). Rapid sediment accumulation and microbial mineralization in forests of the mangrove *Kandelia candel* in the Jiulongjiang Estuary, China. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 63(4):605-618.
- Aluwihare LI, Repeta DJ (1999). A comparison of the chemical characteristics of oceanic DOM and extracellular DOM produced by marine algae. *Mar Ecol Prog Ser* 186:105-117.
- Andersen TJ, Svinth S, Pejrup M (2011). Temporal variation of accumulation rates on a natural salt marsh in the 20th century—The impact of sea level rise and increased inundation frequency. *Mar. Geol.* 279(1):178–187.
- Aoyama M, Hirose K, Igarashi Y (2006). Re-construction and updating our understanding on the global weapons tests 137 Cs fallout. *Journal of Environmental Monitoring* 8(4):431-438.
- Appleby PG (2008). Three decades of dating recent sediments by fallout radionuclides: a review. *The Holocene* 18(1):83-93.
- Appleby PG (2001). Chronostratigraphic techniques in recent sediments. In: Last WM, Smol JP (eds) *Tracking Environmental Changes Using Lake Sediments, Basin Analysis, Coring and Chronological Techniques*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht 1, pp 171-203.
- Avelar M, Bonilla-Herrera B, Merino-Ibarra M, Herrera-Silveira JA, Ramirez J, Rosas H, Valdespino J, Carricart-Ganivet JP, Martínez A (2013). Iron, cadmium, and chromium in

- seagrass (*Thalassia testudinum*) from a coastal nature reserve in karstic Yucatán. Environ Monit Assess DOI 10.1007/s10661-013-3121-7
- Bindoff NL, Willebrand J, Artale V, Cazenave A, Gregory J, Gulev S, Hanawa K, Le Quéré C, Levitus S, Nojiri Y, Shum CK, Talley LD, Unnikrishnan A (2007). Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level. In: Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M, Miller HL (Eds.), Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 385-432.
- 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 458:881-885.
- Bolhuis H, Stal LJ (2011). Analysis of bacterial and archaeal diversity in coastal microbial mats using massive parallel 16S rRNA gene tag sequencing. The ISME journal 5(11):1701-1712.
- Bouillon S, Rivera-Monroy VH, Twilley RR, Kairo JG (2009). & Mangroves. In: Laffoley, D., Grimsditch (Eds.), The Management of Natural Coastal Carbon Sinks. IUCN.
- Bræk GS, Malnes D, Jensen A (1980). Heavy metal tolerance of marine phytoplankton. IV. Combined effect of zinc and cadmium on growth and uptake in some marine diatoms. Journal of Experimental Marine Biology and Ecology 42(1):39-54.
- Breithaupt JL, Smoak JM, Smith III TJ, Sanders CJ, Hoare A (2012). Organic carbon burial in mangrove sediments: Strengthening the global budget. Global Biogeochemical Cycles 26:1-11.
- Breithaupt JL, Smoak JM, Smith TJ, Sanders CJ (2014). Temporal variability of carbon and nutrient burial, sediment accretion, and mass accumulation over the past century in a carbonate platform mangrove forest of the Florida Everglades. J. Geophys. Res. Biogeosci. 119(10):2032–2048.
- Bricker-Urso S, Nixon SW, Cochran JK, Hirschberg DJ, Hunt C (1989). Accretion rates and sediment accumulation in Rhode Island salt marshes. Estuaries 12(4):300-317.
- Brooke B, Ryan D, Pietsch T, Olley J, Douglas G, Packett R, Radke L, Flood P (2008). Influence of climate fluctuations and changes in catchment land use on Late Holocene and modern beach-ridge sedimentation on a tropical macrotidal coast: Keppel Bay, Queensland, Australia. Marine Geology 251(3):195-208.

- Buchman MF. Screening Quick Reference Tables (SQuiRTs). NOAA OR&R report 08-1. Seattle WA, United States National Oceanic and Atmospheric Administration, Office of Response and Restoration Division; 2008. [<http://response.restoration.noaa.gov/sites/default/files/SQuiRTs.pdf>].
- Burdige DJ (2007). Preservation of Organic Matter in Marine Sediments: Controls, Mechanisms, and an Imbalance in Sediment Organic Carbon Budgets? *Chemical Reviews* 107:467-485.
- Busch WH, Keller GH (1982). Consolidation characteristics of the sediments from the Peru-Chile continental margin and implications for past sediment instability. *Mar. Geol.* 45:17-39.
- Cahoon DR, Lynch JC (1997). Vertical accretion and shallow subsidence in a mangrove forest of southwestern Florida, USA. *Mangroves and Salt Marshes*, 1(3), 173-186.
- Carnero-Bravo V, Sanchez-Cabeza JA, Ruiz-Fernández AC, Merino-Ibarra M, Hillaire-Marcel C, Corcho-Alvarado JA, Röllin S, Díaz-Asencio M, Cardoso-Mohedano JG, Zavala-Hidalgo, J. (2016). Sedimentary records of recent sea level rise and acceleration in the Yucatan Peninsula. *Science of The Total Environment* 573:1063-1069.
- Cazenave A, Chambers D, Cipollini P, Fu L, Hurrell JW, Merrifield MA, Nerem RS, Plag HP, Shum CK, Willis JK (2010). The Challenge for Measuring Sea Level Rise and Regional and Global Trends. In *OCEANOBS2009*. Venice: ESA.
- Cazenave A, Llovel W (2010). Contemporary sea level rise. *Annual review of Marine Science* 2:145-173.
- Cazenave A, Nerem RS (2004). Present-day sea level change: observations and causes. *Rev. Geophys.* 42:1-20.
- Chen CW, Kao CM, Chen CF, Dong CD (2007). Distribution and accumulation of heavy metals in the sediments of Kaohsiung Harbor, Taiwan. *Chemosphere* 66(8):1431-1440.
- Chmura GL, Anisfeld SC, Cahoon DR, Lynch JC (2003). Global carbon sequestration in tidal, saline wetland soils. *Global biogeochemical cycles*, 17(4).
- CONABIO (2009). *Manglares de México: Extensión y distribución*. 2^a ed. Comisión nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad. México. 99 pp.
- Corcho-Alvarado JA, Diaz-Asencio M, Froidevaux P, Bochud F, Alonso-Hernández CM, Sanchez-Cabeza JA (2014). Dating young Holocene coastal sediments in tropical regions:

- use of fallout $^{239,240}\text{Pu}$ as alternative chronostratigraphic marker. *Quaternary Geochronology* 22:1-10.
- Cundy AB, Croudace IW (1996). Sediment accretion and recent sea-level rise in the Solent, southern England: inferences from radiometric and geochemical studies. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 43(4):449–467.
- DDEP – DATA DECAY EVALUATION PROJECT. LNE-LNHB/CEA – Table de radionucléides ^{210}Pb . Available from: <http://www.nucleide.org/DDEP_WG/DDEPdata.htm> (updated 24th March 2016).
- DeLaune RD, Patrick WH, Buresh RJ (1978). Sedimentation rates determined by ^{137}Cs dating in a rapidly accreting salt marsh. *Nature*, 275(5680):532-533.
- Deschamps P, Durand N, Bard E, Hamelin B, Camoin G, Thomas AL, Henderson GM, Okuno J, Yokoyama Y (2012). Ice-sheet collapse and sea-level rise at the Bølling warming 14,600 years ago. *Nature Climate Change*, 483:559-564. doi:10.1038/nature10902.
- Díaz-Asencio M, Alonso-Hernández CM, Bolanos-Álvarez Y, Gómez-Batista M, Pinto V, Morabito R, Hernández-Albernas JJ, Eriksson M, Sanchez-Cabeza JA (2009). One century sedimentary record of Hg and Pb pollution in the Sagua estuary (Cuba) derived from ^{210}Pb and ^{137}Cs chronology. *Marine Pollution Bulletin* 59(4):108-115.
- Donato DC, Kauffman JB, Murdiyarso D, Kurnianto S, Stidham M, Kanninen M (2011). Mangroves among the most carbon-rich forests in the tropics. *Nature Geoscience* DOI:10.1038.
- Donoghue JF (2011). Sea level history of the northern Gulf of Mexico coast and sea level rise scenarios for the near future. *Climatic Change* 107:17-33.
- Douglas BC (1991). Global sea level rise. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 96(C4):6981-6992.
- Douglas BC (1997). Global sea rise: a redetermination. *Surveys in Geophysics* 18(2-3):279-292.
- Douglas BC (2001). Sea level change in the era of the recording tide gauge. In: Douglas, B.C., Kearney, M.S., Leatherman, S.P. (Eds.), *Sea Level Rise; History and Consequences*. Academic Press, San Diego, pp. 37-64.

- Duarte CM, Merino-Ibarra M, Gallegos ME (1995). Evidence of iron deficiency in seagrasses growing above carbonated sediments. *Limnol. Oceanogr.* 40(6):1153-1158.
- Duarte CM, Middelburg JJ, Caraco N (2005). Major role of marine vegetation on the oceanic carbon cycle. *Biogeosciences* 2(1):1-8.
- Duarte CM, Dennison WC, Orth RJW, Carruthers TJB (2008). The Charisma of Coastal Ecosystems: Addressing the Imbalance. *Estuaries and Coasts* 31:233-238.
- Ellison JC, Stoddart DR (1991). Mangrove Ecosystem Collapse During Predicted Sea-Level Rise: Holocene Analogues and Implications. *Journal of Coastal Research* 7:1:151-165.
- Faganeli J, Planinc R, Pezdic J, Smodis B, Stegnar P, Ogorelec B (1991). Marine geology of the Gulf of Trieste (northern Adriatic): Geochemical aspects. *Marine Geology* 99:93-108.
- Foster GL, Rohling EJ (2013). Relationship between sea level and climate forcing by CO₂ on geological timescales. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(4): 1209-1214.
- Gelting RJ (1995). Water and population in the Yucatan peninsula. Working Paper 95-87. International Institute for Applied Systems Analysis.
- Giri C, Ochieng E, Tieszen LL, Zhu Z, Singh A, Loveland T, Masek J, Duke N (2011). Status and distribution of mangrove forests of the world using earth observation satellite data. *Global Ecology and Biogeography* 20:154–159.
- Gonneea ME, Paytan A, Herrera-Silveira JA (2004). Tracing organic matter sources and carbon burial in mangrove sediments over the past 160 years. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 61(2), 211-227.
- González-de Zayas R, Merino-Ibarra M, Matos-Pupo F, Soto-Jiménez MF (2012). Atmospheric deposition of nitrogen to a Caribbean coastal zone (Cayo Coco, Cuba): temporal trends and relative importance as a nitrogen source. *Water, Air, & Soil Pollution*. 223(3): 1125-1136. DOI: 10.1007/s11270-011-0930-6.
- Hernández-Terrones L, Rebolledo-Vieyra M, Merino-Ibarra M, Soto M, Le-Cossec A, Monroy-Ríos E (2011). Groundwater Pollution in a Karstic Region (NE Yucatan): Baseline Nutrient Content and Flux to Coastal Ecosystems. *Water Air Soil Pollut* 218: 517-528.
- IPCC (2007). Climate change 2007: the physical science basis. In: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L. (Eds.),

- Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge (996 pp.).
- Isphording WC (1975). The physical geology of Yucatan. *Transactions. Gulf Coast Association of Geological Societies* 25:231-262.
- Kamphuis JW (2010). Introduction to coastal engineering and management, 2nd edition. Advanced series on ocean engineering. Vol 30. World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd.
- Kersten M, Garbe-Schönberg CD, Thomsen S, Anagnostou C, Sioulas A (1997). Source apportionment of Pb pollution in the coastal waters of Elefsis Bay, Greece. *Environmental science & technology* 31(5):1295-1301.
- Kirby J, Maher W, Chariton A, Krikowa F (2002). Arsenic concentrations and speciation in a temperate mangrove ecosystem, NSW, Australia. *Applied Organometallic Chemistry* 16(4):192-201.
- Krauss KW, McKee KL, Lovelock CE, Cahoon DR, Saintilan N, Reef R, Chen L (2014). How mangrove forests adjust to rising sea level. *New Phytologist* 202(1):19-34.
- Krishnaswamy S, Lal D, Martin J, Meybeck M (1971). Geochronology of lake sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 11:407-414.
- Kristensen E, Bouillon S, Dittmar T, Marchand C (2008). Organic carbon dynamics in mangrove ecosystems: A review. *Aquatic Botany* 89:201-219.
- Lee JG, Morel FMM (1995). Replacement of zinc by cadmium in marine phytoplankton. *Marine Ecology Progress Series* 127:305-309.
- Leorri E, Cearreta A, Horton BP (2008). A foraminifera-based transfer function as a tool for sea-level reconstructions in the southern Bay of Biscay. *Geobios* 41:787-797.
- Li YH, Schoonmaker JE (2003). Chemical composition and mineralogy of marine sediments (pp. 1-35). na.
- Lynch JC, Meriwether JR, McKee BA, Vera-Herrera F, Twilley RR (1989). Recent accretion in mangrove ecosystems based on ^{137}Cs and ^{210}Pb . *Estuaries* 12:284–299.
- MacFarlane GR, Koller CE, Blomberg SP (2007). Accumulation and partitioning of heavy metals in mangroves: a synthesis of field-based studies. *Chemosphere* 69(9):1454-1464.
- MALVERN instruments (2007). Hydro 2000MU user manual. Malvern Instruments Ltd.

- McKee KL, Cahoon DR, Feller IC (2007). Caribbean mangroves adjust to rising sea level through biotic controls on change in soil elevation. *Global Ecology and Biogeography* 16(5):545-556.
- McKee KL (2011). Biophysical controls on accretion and elevation change in Caribbean mangrove ecosystems. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 91:475-483.
- McLeod E, Chmura GL, Bouillon S, Salm R, Björk M, Duarte CM, Lovelock CE, Schlesinger WH, Silliman BR (2011). A blueprint for blue carbon: toward an improved understanding of the role of vegetated coastal habitats in sequestering CO₂. *Front Ecol Environ* 9(10):552-560.
- Meyers PA (1994). Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*, 114:289-302.
- Meyssignac B, Cazenave A (2012). Sea level: A review of present-day and recent-past changes and variability. *Journal Geodynamics* 58:96-109.
- Middelburg JJ (1989). A simple rate model for organic matter decomposition in marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53(7):1577-1581.
- Morford JL, Emerson S (1999). The geochemistry of redox sensitive trace metals in sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63(11):1735-1750.
- Morel FMM, Hering JG (1993). *Principles and Applications of Aquatic Chemistry*. Wiley Interscience, p. 159.
- Mulliss RM, Revitt DM, Shutes RB (1996). The impacts of urban discharges on the hydrology and water quality of an urban watercourse. *Science of the Total Environment* 189:385-390.
- Nelson DW, Sommers LE (1996). Total carbon, organic carbon, and organic matter. *Methods of soil analysis part 3—chemical methods, (methodsofsoilan3)*, 961-1010.
- Nixon SW (1980). Between coastal marshes and coastal waters – A review of twenty years of speculation and research on the role of salt marshes in estuarine productivity and water chemistry, p 437-525. In P. Hamilton and K. B. MacDonald (eds), *Estuarine and wetland Processes*. Plenum, New York.
- Nriagu JO (1996). A history of global metal pollution. *Science* 272(5259):223.

- Olid C, Garcia-Orellana J, Martínez-Cortizas A, Masqué P, Peiteado E, Sanchez-Cabeza JA (2008). Role of surface vegetation in ^{210}Pb -dating of peat cores. *Environmental science & technology* 42(23):8858-8864.
- Parkinson RW, DeLaune RD, White JR (1994). Holocene Sea-Level Rise and the Fate of Mangrove Forests Within the Wider Caribbean Region. *Journal of Coastal Research* 10(4):1077-1086.
- Potter EK, Lambeck K (2003). Reconciliation of sea-level observations in the Western North Atlantic during the last glacial cycle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 217:171-181.
- Potter PE, Shimp NF, Witters J (1963). Trace elements in marine and fresh-water argillaceous sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 27:669-694.
- Pugh D, Woodworth P (2014). *Sea-Level Science: Understanding Tides, Surges, Tsunamis and Mean Sea-Level Changes*. Cambridge University Press.
- Ravichandran M, Baskaran M, Santschi PH, Bianchi T (1995). History of trace metal pollution in Sabine-Neches Estuary, Beaumont, Texas. *Environmental Science and Technology* 29:1495-1503.
- Robbins JA (1978). Geochemical and geophysical applications of radioactive lead isotopes. In: Nriagu JP (ed) *Biogeochemistry of lead*. Elsevier Science B.V., Amsterdam, pp 285-393.
- Rohling EJ, Grant K, Bolshaw M, Roberts AP, Siddall M, Hemleben Ch, Kucera M (2009). Antarctic temperature and global sea level closely coupled over the past five glacial cycles. *Nature Geoscience* 2:500-504. doi:10.1038/ngeo557.
- Röllin S, Sahli H, Holzer R, Astner M, Burger M (2009). PU and NP analysis of soil and sediment samples with ICP-MS. *Applied Radiation and Isotopes* 67(5):821-827.
- Ruiz-Fernández AC, Hillaire-Marcel C, de Vernal A, Machain-Castillo ML, Vásquez L, Ghaleb B, Aspiazú-Fabián JA, Páez-Osuna F (2009). Changes of coastal sedimentation in the Gulf of Tehuantepec, South Pacific Mexico, over the last 100 years from short-lived radionuclide measurements. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 82:525-536.
- Ruiz-Fernández AC, Marrugo-Negrete JL, Paternina-Urbe R, Pérez-Bernal LH (2011). ^{210}Pb -derived Sedimentation Rates and C_{org} Fluxes in Soledad Lagoon (Cispatá Lagoon System, NW Caribbean Coast of Colombia). *Estuaries and Coasts* 34:1117-1128.

- Ruiz-Fernández AC, Sanchez-Cabeza JA, Serrato de la Peña JL, Perez-Bernal LH, Cearreta A, Flores-Verdugo F, Machain-Castillo ML, Chamizo E, García-Tenorio R, Queralt I, Dunbar RB, Mucciarone DA, Diaz-Asencio M (2016). Accretion rates in coastal wetlands of the southeastern Gulf of California and their relationship with sea level rise. *The Holocene* <http://dx.doi.org/10.1177/0959683616632882>.
- Saintilan N, Wilson NC, Rogers K, Rajkaran A, Krauss KW (2014). Mangrove expansion and salt marsh decline at mangrove poleward limits. *Global change biology* 20(1):147-157.
- Salomons W, Förstner U (2012). *Metals in the Hydrocycle*. Springer Science & Business Media.
- Sanchez-Cabeza JA, Ani-Ragolta I, Masque P (2000). Some considerations of the ^{210}Pb constant rate of supply (CRS) dating model. *Limnol. Oceanogr.* 45:990-995.
- Sanchez-Cabeza JA, Ruiz-Fernández AC (2012). ^{210}Pb sediment radiochronology: an integrated formulation and classification of dating models. *Geochim Cosmochim Acta* 82:183-200.
- Sanders CJ, Smoak JM, Sanders LM, Naidu AS, Patchineelam SR (2010). Organic carbon accumulation in Brazilian mangal sediments. *Journal of South American Earth Sciences*, 30(3), 189-192.
- Sanders CJ, Santos IR, Maher DT, Breithaupt JL, Smoak JM, Ketterer M, Call M, Sanders L, Eyre BD (2016). Examining $^{239+240}\text{Pu}$, ^{210}Pb and historical events to determine carbon, nitrogen and phosphorus burial in mangrove sediments of Moreton Bay, Australia. *Journal of environmental radioactivity* 151:623-629.
- Seinfeld JH, Pandis SN (2006). *Atmospheric chemistry and physics* (2nd ed.). New York: Jhon Wiley & Sons.
- Siegel FR, Slaboda ML, Stanley DJ (1994). Metal pollution loading, Manzalah Lagoon. Nile Delta, Egypt: Implications for aquaculture. *Environmental Geology* 23:89-98.
- Smoak JM, Patchineelam SR (1999). Sediment mixing and accumulation in a mangrove ecosystem: ^{210}Pb , ^{234}Th and ^7Be . *Mangroves and Salt Marshes* 3:17–27.
- Smoak JM, Breithaupt JL, Smith III TJ, Sanders CJ (2013). Sediment accretion and organic carbon burial relative to sea-level rise and storm events in two mangrove forests in Everglades National Park. *Catena* 104:58-66.

- Stanners DA, Aston SR (1981). Factors controlling the interactions of ^{137}Cs with suspended and deposited sediments in estuarine and coastal environment. In: Proceedings of the International Symposium on the Impacts of Radionuclide Releases into the Marine Environment. IAEA, Vienna, pp. 131–142.
- Steffen W, Grinevald J, Crutzen PJ, McNeill JR (2011). The Anthropocene: conceptual and historical perspectives. *Phil. Trans. R. Soc. A* 369:842-867.
- Steffen W, Crutzen PJ, McNeill JR (2007). The Anthropocene: Are Humans Now Overwhelming the Greta Forces of Nature? *Royal Swedish Academy of Sciences* 36:8: 614-621.
- Tateda Y, Nhan DD, Wattayakorn G, Toriumi H (2005). Preliminary evaluation of organic carbon sedimentation rates in Asian mangrove coastal ecosystems estimated by ^{210}Pb chronology. *Radioprotection* 40(S1):S527-S532.
- Twilley RR, Chen RH, Hargis T (1992). Carbon sinks in mangroves and their implications to carbon budget of tropical coastal ecosystems. *Water, Air, and Soil Pollution* 64(1-2):265-288.
- Urrutia-Fucugauchi J, Perez-Cruz L, Zhao X, Rebolledo-Vieyra M, Rodriguez A (2012, April). Preliminary Geochemical and Rock Magnetic Study of a Stalagmite From Quintana Roo, Northeastern Yucatan Peninsula. In EGU General Assembly Conference Abstracts (Vol. 14, p. 6806).
- van de Meent D, Hollander A, Peijnenburg W, Breure T (2011). Fate and Transport of Contaminants. *Ecological Impacts of Toxic Chemicals*. Chapter 2:13-42.
- van der Werf GR, Morton DC, DeFries RS, Olivier JGJ, Kasibhatla PS, Jackson RB, Collatz GJ, Randerson JT (2009). CO_2 emissions from forest loss. *Nature Geoscience* 2:737-738.
- Vitousek PM, Mooney HA, Lubchenco J, Melillo JM (1997). Human domination of Earth's ecosystems. *Science*, 277(5325), 494-499.
- Williams TP, Bubb JM, Lester JN (1994). Metal Accumulation Within Salt Marsh Environments: A Review. *Marine Pollution Bulletin* 28:277-290.
- Woodworth PL, Menéndez M, Gehrels WR (2011). Evidence for century-timescale acceleration in mean sea levels and for recent changes in extreme sea levels. *Surveys in Geophysics* 32:603-618.

Wooller M, Smallwood B, Jacobson M, Fogel M (2003). Carbon and nitrogen stable isotopic variation in *Laguncularia racemosa* (L.) (white mangrove) from Florida and Belize: implications for trophic level studies. *Hydrobiologia* 499(1-3):13-23.



Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología
Universidad Nacional Autónoma de México



**Reconstrucción del registro sedimentario intermareal reciente
en manglares de la península de Yucatán**

ANEXOS DE TESIS DOCTORAL

Vladislav Carnero Bravo

