

La investigación reportada en esta tesis es parte de los programas de investigación del CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California).

La investigación fue financiada por el CONACYT (Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología).

Todo el material contenido en esta tesis está 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 o titular de los Derechos Autor.

CICESE@ 2022. Todos los derechos reservados

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



**Maestría en Ciencias
en Oceanografía Física**

Intercambio de agua en Banco Chinchorro

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

Presenta:

Citlalli Romero González

Ensenada, Baja California, México
2022

Tesis defendida por
Citlalli Romero González

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Julio Candela Pérez
Director de tesis

Dr. Federico Graef Ziehl

Dr. Luis Eduardo Calderón Aguilera

Dr. Rubén Castro Valdez



Dra. María Teresa Cavazos Pérez
Coordinadora del Posgrado en Oceanografía Física

Dr. Pedro Negrete Regagnon
Director de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **Citlalli Romero González** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Oceanografía Física

Intercambio de agua en Banco Chinchorro

Resumen aprobado por:

Dr. Julio Candela Pérez
Director de tesis

En este trabajo, un año de mediciones del campo de presión subsuperficial dentro y alrededor de Banco Chinchorro, junto con observaciones de corrientes y oleaje en el exterior, sugirieron cuatro procesos principales que gobiernan el intercambio de agua con sus alrededores: el bombeo de agua generado por olas superficiales, la circulación de gran escala en la región, las corrientes impulsadas por el viento y el bombeo de las mareas; tomando en cuenta lo anterior se investigó y estimó la contribución que tiene cada forzamiento en el intercambio de agua entre el Banco y el océano adyacente a diferentes escalas temporales. Como resultado se obtuvo que la variabilidad de la circulación a gran escala, dominada por la Corriente de Yucatán, influye de manera indirecta en el intercambio de agua de la zona al generar gradientes del nivel del mar dentro del Banco, donde un aumento de 1 m s^{-1} en la corriente durante un par de semanas podría reponer toda el agua del Banco (~ 14 días). Por su parte el régimen de mareas con una amplitud de $\sim 20 \text{ cm}$, implicó que el Banco intercambia con su entorno $\sim 10 \%$ de su volumen en un día y posiblemente la renovación total del agua en ~ 10 días. En el caso del oleaje, el constante choque de éste en el margen oriental del arrecife indujo la entrada de agua y generó un gradiente de presión que impulsa una deriva de este a oeste capaz de reponer el agua sobre el banco en una escala de tiempo de ~ 9 días e incluso ~ 3 días en eventos de oleaje extremo. La persistencia de los Vientos Alisios y otros eventos, colocaron al viento como el factor más importante en el intercambio agua, tanto por generar olas superficiales que inciden en el Banco, como por establecer una circulación dentro de la zona arrecifal. Con una fricción de fondo razonable (Cd de 0.015), las corrientes inducidas por el viento sobre el Banco en eventos máximos, resultan casi un orden de magnitud mayor que las inducidas por el gradiente de presión, $\sim 0.1 \text{ m s}^{-1}$ implicando un intercambio del agua en el arrecife en un tiempo de ~ 1.5 días.

Palabras clave: Banco Chinchorro, circulación de gran escala, viento, mareas, oleaje

Abstract of the thesis presented **by Citlalli Romero González** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Physical Oceanography

Water exchange in Chinchorro Bank

Abstract approved by:

Dr. Julio Candela Pérez
Thesis Director

A year worth of observations of the subsurface pressure field in and around Banco Chinchorro, in conjunction with currents and wave measurements outside the bank, suggest four main processes responsible for the water exchange between the bank and its surrounds: the water pumping generated by the surface waves, the large-scale circulation in the region, currents driven by the wind and tidal pumping; investigating each of these forcing's it was possible to estimate their contribution to the water exchange at different time scales. The variability of the large-scale circulation is dominated by the Yucatan Current that imposes surface sea level gradients over the bank driving water exchanges, where a 1 m/s increase of the current during a couple of weeks could replace all the water within the bank (~14 days). Tides, with amplitudes of ~20 cm, imply that the bank exchanges ~10% of its volume with its surrounding in 1 day and possibly a total renewal in ~10 days. Surface waves, that constantly break over the bank's eastern barrier, induce an east-west pressure gradient that drives a western water drift that is capable of replacing the bank's volume in ~9 or even in ~3 days in extreme wave conditions. The persistent trade winds and other events, indicates that the wind is the most important factor of exchange, not only for being responsible for generating surface waves that break over the bank's eastern barrier, but also for generating water circulation within the bank. Using a reasonable bottom friction coefficient (0.015), the currents induced by the wind within the bank are an order of magnitude larger than those induced by a surface pressure gradient. A ~0.1 m/s induced current implies a total water exchange in ~1.5 days.

Keywords: Chinchorro Bank, large-scale circulation, wind, tide, waves

Dedicatoria

A mi familia y amigos, por confiar en que lo lograría.

A mí, por no desistir.

« Per aspera ad Astra »

Agradecimientos

Al **Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California** y sobre todo al **posgrado de Oceanografía física** por darme la oportunidad de estudiar un posgrado. Al **Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT)** por brindarme el apoyo económico para realizar mis estudios de maestría. No. de CVU: 970945

Al proyecto **CANEK** por proporcionar los datos para realizar este trabajo de tesis.

Al **Dr. Julio Candela**, por su disposición, apoyo y toda la paciencia brindada ante la adversidad. Gracias por aceptarme como su estudiante.

A mis sinodales el **Dr. Rubén Castro**, **Dr. Luis Calderón** y **Dr. Federico Graef**, por todo el apoyo y la espera.

A mi familia, grandes y pequeños, por acompañarme en este proceso y apoyar mis decisiones. Aprecio cada día la oportunidad que me han brindado de elegir quien soy y la confianza que tienen en que puedo llegar a donde desee. En especial a **Rinah** por ser ejemplo sin limitar opciones y no solo aceptar tanto nuestras diferencias como similitudes, sino alentarlas y protegerlas desde el día que vine al mundo; a **Khanek**, porque su existencia me fortalece y me ha hecho crecer acompañada en cada etapa; a **Manrique** por que lejos o cerca procura por mi bienestar y me ha impulsado a soñar. Los quiero.

A mis amistades por todas sus palabras de aliento y la confianza que tienen en mis capacidades, incluso cuando yo no la tengo. Tengan la certeza de que sin ustedes esto no hubiera sido posible y que en más de una ocasión han sido balsa en momentos de naufragio.

César por todo, tu amistad en mi vida más allá de muchas cosas (incluidas la distancia) me ha hecho mejorar algunos aspectos de mí. Gracias por estar para escuchar cuando apenas tengo voz.

Eduardo y Giovanni por todas las risas y llantos durante estos años de posgrado, que han sido unos de los más difíciles de mi vida. Me han enseñado muchísimo, apoyado, aceptado y creído en mí, espero algún día poder devolverles, aunque sea un poco.

Champs de la segunda temporada: **Diana, Oliver, Isabela, Selene, Mariana, Isabella, Isabel y Mariana chan**, son familia. Su cariño y ánimos siempre me hacen sentir capaz y apoyada. Las quiero y son de

las cosas más bonitas que me ha traído la ciencia. Gracias por estar a pesar de mis periodos de ausencia.

Iván tu presencia en la maestría le dio balance a mis días de posgrado. Gracias por bailar conmigo esta canción.

Kevin por tu paciencia, cariño, comprensión y compañía durante desvelos, llantos, frustraciones y momentos felices en la primera parte de esta difícil etapa que resultó ser la maestría. Gracias infinitas, ojalá hubiera sabido expresarme y acercarme mejor.

A mis compañeros de maestría, **María Fernanda, Valeria, Yiyi, Tania, Keiner y Guzzi**. Por compartir esta experiencia.

A los que partieron en estos últimos dos años y hoy me ven desde las estrellas (incluyendo al girasol más bonito, mi gordis), los llevo en mi corazón y mi pensamiento.

A **Hiram, Ángel, Miguel, Gala, German, el equipo de volleyball de cicese**. Gracias por las sonrisas.

A la vida y mucha gente más, porque no me alcanzaran las hojas para agradecer todo lo que ha coincidido para que yo pudiera terminar este trabajo.

GRACIAS

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de figuras.....	ix
Lista de tablas	xii
Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1 Antecedentes	3
1.2 Objetivos	6
1.2.1 Objetivo general.....	6
1.2.2 Objetivos específicos.....	6
Capítulo 2. Metodología.....	7
2.1 Área de estudio	7
2.2 Observaciones	9
2.2.1 Velocidad de las corrientes	9
2.2.2 Presión subsuperficial	11
2.2.3 Oleaje	11
2.2.4 Datos satelitales	11
2.3 Análisis.....	12
2.3.1 Análisis de funciones empíricas ortogonales	12
2.3.2 Cálculo del gradiente de presión.....	13
2.3.3 Estimación de la velocidad de las corrientes inducidas	14
Capítulo 3. Resultados y discusiones.....	16
3.1 Análisis del campo de presión subsuperficial	16
3.1.1 Señal de alta frecuencia de las series de presión.....	17
3.1.1.1 Marea	17
3.1.2 Señal de baja frecuencia de las series de presión	20
3.1.2.1 Corriente de gran escala	22
3.1.2.2 Oleaje	26

3.2	Análisis del campo de viento.....	29
3.3	Estimación de tiempo de residencia y tiempo de recambio.....	33
3.3.1	Marea	33
3.3.2	Corriente de gran escala y oleaje	34
3.3.3	Viento	38
Capítulo 4.	Conclusiones	42
	Literatura citada	44

Lista de figuras

Figura	Página
1. Morfología del arrecife de coral. La letra h indica altura de la zona del arrecife marcada con la inicial en el subíndice; H es la altura de la ola entrante al arrecife. Modificado de Hopley (2011).	3
2. Diagrama de algunos de los principales tipos de arrecifes de coral y sus entornos batimétricos. Los contornos indican profundidades en metros. La plataforma continental se extiende desde la costa hasta la isobata de los 100 m. Modificado de Hopley (2011).	4
3. Localización geográfica del área de estudio. Modificado del Diario Oficial de la Federación (2013).	8
4. Porción este de la península de Yucatán, y la localización de la instrumentación disponible para este trabajo: señalados con círculos anaranjados se muestran los anclajes profundos con ADCP y Aanderaa RCM colocados en Canal Chinchorro (CP-CHI), así como al norte hacia Punta Pájaros (CP-PP), sur hacia Boca Bacalar (CH-BB) y este (CP-CHE) de Banco Chinchorro; con círculos azules se indican los sensores de presión instalados en Xocoxh (SP-XOC), Banco Chinchorro oeste (SP-CHW), noreste (SP-CHNE), sur (SP-CHS) y Cayo centro (SP-CAY); los círculos verdes ubican los anclajes someros con ADCP instalados en los cuatro puntos cardinales de la laguna arrecifal (CS).	10
5. Series de tiempo de la presión subsuperficial medida por los sensores de presión dentro de Banco Chinchorro y en Punta Xocoxh. (A) series completas, (B) series filtradas paso alto (—) y paso bajo (– –) con un periodo de corte de 48hrs. Esta figura solo muestra los datos correspondientes al mes de noviembre de 2010.	16
6. (A) Identificación de los máximos (rojo) y mínimos (azúl) de la marea sobre el paso alto de las series promedio de presión subsuperficial en Banco Chinchorro. (B) Histograma de frecuencia de los rangos de marea sobre Banco Chinchorro.	17
7. Amplitud y fase de la componente de marea M2 en las series de tiempo de los sensores de presión de las cuatro estaciones dentro de Banco Chinchorro y la estación al otro lado de Canal Chinchorro en Punta Xocoxh.	19
8. Funciones empíricas ortogonales de los primeros dos modos (A) y su componente principal (B), que explican respectivamente el 98.5% y 1% de la variabilidad en las series de presión dentro de Banco Chinchorro filtradas pasa bajo con un periodo de corte de 48hrs (C).	20
9. Comparación de la componente principal de los primeros dos modos empíricos ortogonales contra: (A) el promedio de las series de presión filtradas pasa baja dentro de Banco Chinchorro y (B) el gradiente de presión zonal.	21
10. Características de la corriente superficial a través de Canal Chinchorro. (A) Elipse de variabilidad y vector de la corriente promedio. Magnitud de la componente longitudinal (B) y meridional (C) para la corriente medida a ~55 m en CH-CHI (color rojo) y la corriente geostrofica estimada (color azul) filtradas pasa bajo con un periodo de corte de 48hrs.	23

11. Comparación entre la componente principal de la corriente superficial de Canal Chinchorro y su ciclo anual. 24
12. Esquema de los efectos del balance geostrófico en Banco Chichorro. El lado izquierdo del esquema representa la costa de Yucatán y las líneas transversales el nivel del mar cuando la corriente de gran escala fluye hacia el norte (rojo) o hacia el sur (azul). 25
13. Altura significativa del oleaje (H_s) registrado por las estaciones ubicadas en el límite norte (CS-CHN), este (CS-CHE) y sur (CS-CHS) de la zona arrecifal. (A) Distribución de acuerdo a su dirección de procedencia y (B) registro en función del tiempo, donde las mediciones que se encuentran dentro de la zona sombreada corresponden a eventos “notables” del oleaje.... 27
14. Esquema de los efectos del bombeo de agua impulsado por la incidencia del oleaje en el borde oriental de Banco Chichorro. El lado izquierdo del esquema representa la costa de Yucatán y la línea roja la forma del gradiente de presión zonal como respuesta a la incidencia del oleaje en la barrera arrecifal..... 29
15. Componente principal (A) y estructuras espaciales asociadas a los primeros tres modos (B) del campo de viento regional, derivadas de la descomposición en modos empíricos ortogonales de los datos obtenidos del Reanálisis Climático ERA5. Los modos 1,2 y 3 explican respectivamente el 58.74%, 24.7% y 3.68% de la variabilidad del régimen de viento. En (A) los periodos relacionados a los meses de invierno se encuentran sombreados en verde, mientras que en (B) el área sombreada en azul corresponde a Banco Chinchorro..... 30
16. Características del viento promedio sobre Banco Chinchorro para el año 2010, obtenidas de los datos del Reanálisis Climático ERA5. (A) Elipse de variabilidad y vector del viento medio, (B) promedio diario de la magnitud del viento..... 31
17. Características del viento promedio sobre Banco Chinchorro para el año 2010, obtenidas de los datos del Reanálisis Climático ERA5. (A) Elipses de variabilidad y vectores del viento medio por trimestre, (B) diagrama de astillas de la dirección promedio diaria, (C) y (D) componentes del promedio diario del esfuerzo del viento. 32
18. Relación entre el rango de marea y la cantidad de agua intercambiada debido a ese cambio del nivel del mar en cada ciclo semidiurno, expresada en porcentaje del volumen de agua total sobre Banco Chinchorro. 34
19. Proyección del gradiente de presión zonal (B) en las series filtradas pasa bajo con un periodo de corte de 48hrs de la altura significativa del oleaje (H_s) y la componente principal de la velocidad geostrófica (V_{geos}) mostradas en (A)..... 35
20. Series de tiempo filtradas paso bajo con un periodo de corte de 48 hrs de (A) altura significativa del oleaje (H_s) medida por el sensor CS-CHE, (B) el gradiente de presión zonal asociado a ese oleaje y (C) la corriente inducida estimada para un valor de coeficiente de arrastre (Cd) de 0.015. Las líneas punteadas corresponden a los eventos notables asociados al paso de los huracanes Alex, Karl, Matthew y Richard. 37
21. Series de tiempo filtradas paso bajo con un periodo de corte de 48 hrs de (A) esfuerzo zonal del viento promedio sobre el banco (τ_x), (B) diagrama de astillas de la orientación del viento y (C) la corriente inducida para un coeficiente de arrastre (Cd) de 0.015. Las líneas rojas señalan el paso de los huracanes Alex, Karl, Matthew y Richard..... 39

22. Series de tiempo filtradas paso bajo con un periodo de corte de 48 hrs de (A) esfuerzo meridional del viento promedio sobre el banco (τ_y), (B) diagrama de astillas de la orientación del viento y (C) la corriente inducida para un coeficiente de arrastre (C_d) de 0.015. Las líneas verdes señalan la presencia de eventos "Norte". 40
23. Series de tiempo filtradas paso bajo con un periodo de corte de 48 hrs del gradiente de presión zonal (azul) y meridional (naranja). Las líneas verdes señalan la presencia de eventos "Norte". 41

Lista de tablas

Tabla	Página
1. Fase y amplitud de los armónicos de marea observados por los sensores de presión en las inmediaciones de Banco Chinchorro. Las amplitudes están expresadas en metros, y la fase es relativa a Greenwich.	18
2. Corriente inducida por el gradiente de presión zonal asociado al bombeo del oleaje, estimada para diferentes valores de coeficiente de arrastre (Cd) y el tiempo de residencia asociado a esa corriente (Tra).....	36
3. Corriente inducida por el esfuerzo del viento por componentes estimada para diferentes valores de coeficiente de arrastre (Cd) y el tiempo de residencia asociado a esa corriente (Tra).....	38

Capítulo 1. Introducción

El Sistema de la Barrera Arrecifal Mesoamericana (SAM) se encuentra en el Caribe occidental, en aguas costeras frente a México, Belice, Guatemala y Honduras; es el segundo sistema de arrecifes de coral más grande del mundo y el más grande del Océano Atlántico (Chávez e Hidalgo, 1984). La mayor parte del SAM se caracteriza por una plataforma continental estrecha (< 10 km) y un área arrecifal alineada con la costa alrededor de la isla de Cozumel, así como cuatro principales atolones: Banco Chinchorro (BCh), Arrecife Turneffe, Light house y Glovers (Jordán y Martín, 1987). BCh es la estructura más grande de su tipo en México (Jordán y Martín, 1987), se encuentra localizado en mar abierto frente a las costas del Municipio Othón Pompeyo Blanco del estado de Quintana Roo y está declarada como Reserva de la Biosfera desde 1996 (UNEP/IUCN, 1988).

En la actualidad, la Reserva de la Biósfera Banco Chinchorro es una de las áreas protegidas que se encuentra en mejor estado de conservación y que representa un importante foco de atención (al igual que otras zonas del SAM) en los planes internacionales de preservación de recursos marinos, debido a su biodiversidad y conectividad con otros ecosistemas ubicados en el Golfo de México, Cuba y el estrecho de Florida (INE, 2000); su importancia tiene varios aspectos que confluyen, propiciando que la reserva, además de ser relevante por cada uno de ellos, mantenga y eventualmente incremente su valor actual y potencial ya sea comercial, educativo o científico.

En general, los arrecifes coralinos son los ecosistemas marinos de mayor complejidad trófica, el mayor grado de madurez ecológica, la más grande diversidad de especies y estabilidad ecológica, pero muy sensibles a los impactos ambientales (UNEP/IUCN, 1988). Los arrecifes proporcionan refugio y alimentación a una amplia gama de especies incluso de importancia comercial, son la base de diversas pesquerías de gran importancia y contribuyen a proteger a las costas de oleajes intensos provocados por fenómenos meteorológicos como los huracanes, las tormentas tropicales y los maremotos (Hatcher, 1997).

Tradicionalmente, BCh ha sido un lugar de pesca de concha reina (*Strombus gigas*), langosta espinosa (*Panulirus argus*) y peces de arrecife como meros y pargos, que representan la principal fuente de ingresos de las poblaciones en las zonas costeras aledañas (Aguilar-Perera y Aguilar-Dávila, 1993). Así mismo, Chinchorro con aproximadamente 95 especies de corales, 206 especies de peces, 13 especies de reptiles, entre otras, es un valioso lugar de desove y cría de especies de importancia ecológica, además de

una fuente importante de larvas de diversos organismos a las costas de Quintana Roo y Florida (De Jesús-Navarrete y Aldana-Aranda, 2000).

Las larvas como parte del zooplancton son una parte muy importante dentro de las tramas tróficas marinas, ya que conforma la mayor parte de los consumidores primarios, transfiriendo la energía de los productores primarios (fitoplancton) a los niveles tróficos superiores. Su distribución depende de muchos factores, entre los que podemos destacar los mecanismos de transporte que permiten su traslado a zonas adyacentes (De Jesús-Navarrete y Aldana-Aranda, 2000); en BCh estos mecanismos están compuestos principalmente por los intemperismos severos como los nortes y huracanes (ya que se ubica en una zona geográfica sujeta periódicamente a la influencia de esos fenómenos), corrientes marinas y en especial el intercambio de agua entre las lagunas interiores y el océano relacionado a su vez con distintos forzadores (INE, 2000).

A pesar de que existen trabajos realizados en otras lagunas arrecifales, como el de Coronado y colaboradores (2007), que sugieren que los principales forzamientos que intervienen en la dinámica e intercambio de agua de estos ecosistemas son las mareas, las olas y los vientos, la importancia que tiene cada forzamiento está directamente relacionada con las características específicas de cada área de estudio. En Banco Chinchorro el comportamiento de esas variables ambientales abióticas es un aspecto poco conocido y aunque se conocen a gran escala los patrones meteorológicos y oceanográficos que ejercen su influencia directa sobre BCh, no se dispone de información amplia, actualizada ni suficiente (De Jesús-Navarrete, 2003); por lo que, sin el conocimiento de la dinámica del intercambio de agua en la reserva, el papel que juega el BCh como exportador de material ecológico relevante para la preservación de los ecosistemas de las costas tanto de Quintana Roo como del Golfo de México y Florida podría estar siendo subvalorado.

La investigación científica es parte indispensable de la base de conocimientos necesaria para mejorar las estrategias de manejo y encontrar alternativas de uso sustentable de zonas como BCh, donde la pesca comercial y el turismo de bajo impacto comienzan a verse rebasados. Es imprescindible actualizar y enriquecer el conocimiento oceanográfico que fortalezca la evaluación y la toma de decisiones para el manejo integral de la Reserva. Este estudio propone examinar la influencia de las mareas, las olas, los vientos y las corrientes de gran escala que imponen gradientes en el nivel del mar que afectan la dinámica del intercambio de agua en BCh, así como describir las características espaciales y temporales de cada forzamiento y sus contribuciones relativas a dicho intercambio. Los resultados de este estudio pueden brindar información relevante y oportuna relativa al marco ambiental oceanográfico en que se desarrolla

la Reserva de Banco Chinchorro, que contribuya a entender su efecto sobre los cambios cíclicos y de largo plazo de la composición, estructura y funcionamiento de los ecosistemas tanto dentro de la reserva como en zonas costeras aledañas.

1.1 Antecedentes

Los arrecifes coralinos son estructuras subacuáticas formadas sustancialmente por la acumulación de esqueletos de sucesivas generaciones de corales y otra biota calcárea (Hopley, 2011), cuya estructura puede ser dividida en distintas zonas morfológicas que se encuentran interconectadas física y ecológicamente. Por lo general, se distinguen tres zonas generales: el arrecife frontal (*Forereef*), la cresta arrecifal (*Reef crest*) y el arrecife posterior, frecuentemente conocido como laguna arrecifal (**Fig. 1**). La laguna arrecifal, es un cuerpo de agua poco profundo y generalmente alargado paralelo a la costa, separado del mar abierto por una barrera coralina, cuyo intercambio de agua marina, sedimentos, nutrientes, y biota con el océano adyacente suele ser uno de los procesos más importantes para el ecosistema arrecifal.

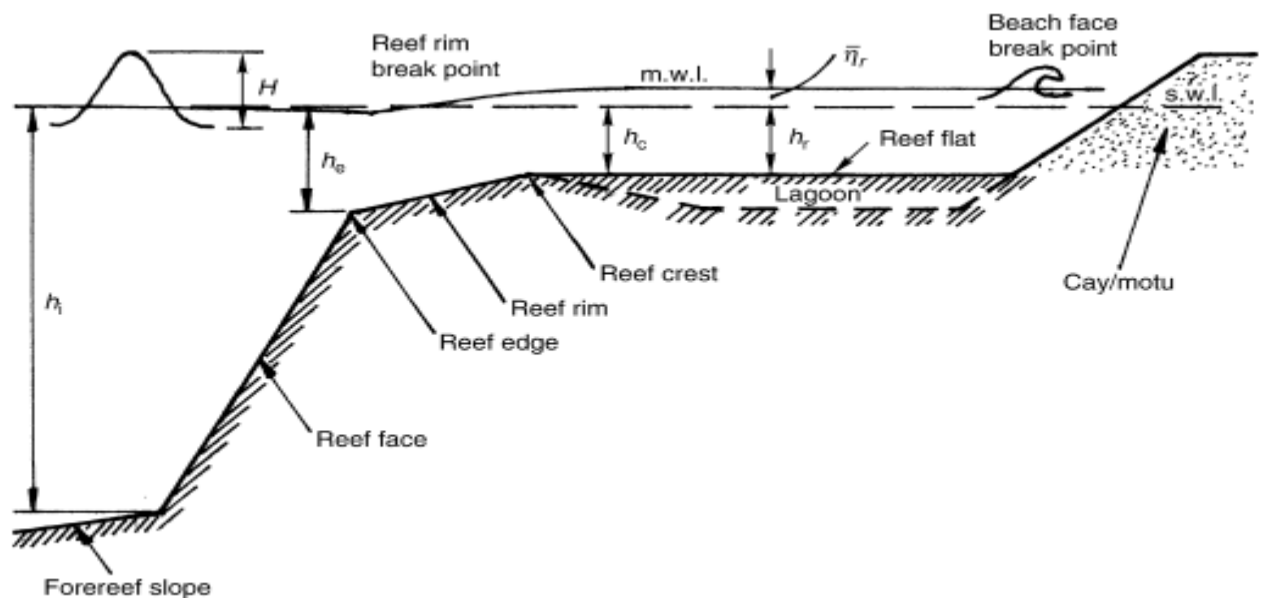


Figura 1. Morfología del arrecife de coral. La letra *h* indica altura de la zona del arrecife marcada con la inicial en el subíndice; *H* es la altura de la ola entrante al arrecife. Modificado de Hopley (2011).

La circulación y el intercambio de agua dentro de las lagunas arrecifales es producto de muchas variables, incluidas las dimensiones de la laguna, la velocidad y dirección del viento, la altura y dirección

del oleaje, las mareas, las corrientes oceánicas a gran escala y, en menor medida, las variaciones de salinidad y temperatura del agua, o los eventos de alta energía como las tormentas (Coronado *et al.*, 2007). La relevancia de cada variable o forzamiento antes mencionado depende de la interacción entre su fuerza y duración (por ejemplo, altura de ola, rango de marea y velocidad del viento), la geometría del arrecife (profundidad del agua y ancho de la cresta del arrecife plana y rugosidad del fondo), y la morfología y apertura de la laguna, directamente relacionada con las particularidades de cada área de estudio (Hopley, 2011).

A grandes rasgos, la documentación de la variación en la forma de la morfología de la laguna y otras características de los arrecifes de coral comenzó con la clasificación propuesta por Darwin (1842), quien agrupó los arrecifes de coral en tres principales tipos (**Fig. 2**): arrecifes costeros (*fringing reef*), arrecifes de barrera (*barrier reef*) y atolones (*atoll*).

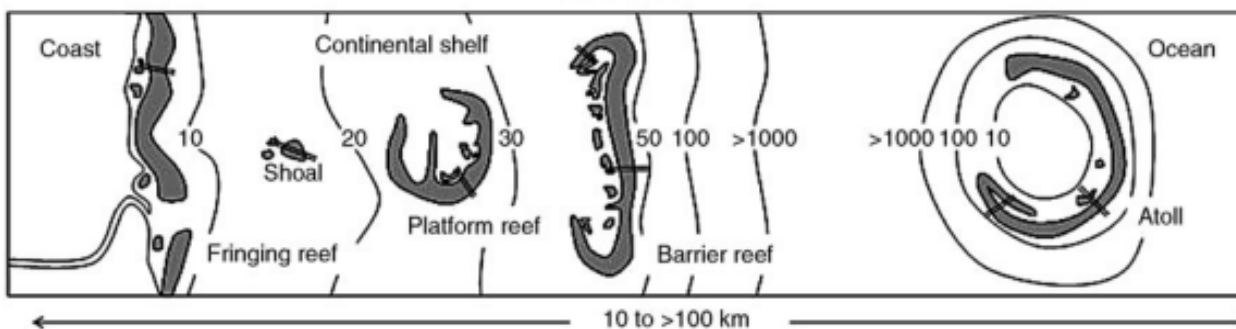


Figura 2. Diagrama de algunos de los principales tipos de arrecifes de coral y sus entornos batimétricos. Los contornos indican profundidades en metros. La plataforma continental se extiende desde la costa hasta la isobata de los 100 m. Modificado de Hopley (2011).

De acuerdo con algunos autores como Hearn (1999), en sistemas arrecifales pequeños como bahía de Kaneohe, en el lado este de la isla de Oahu (Hawái), el agua ingresa solo a través de la cresta arrecifal y el flujo continuo que sale de la laguna por sus canales, independiente de la fase de la marea, indica que el bombeo inducido por el oleaje es un proceso más importante para determinar el tiempo de residencia que las corrientes de marea. Roberts y colaboradores (1992) señalaron que lo mismo ocurre en los arrecifes de barrera del Caribe, donde el flujo inducido por el derrame de la rompiente es el mecanismo principal que dirige la circulación e incluso en algunos arrecifes del Pacífico y el Caribe contribuye entre el 45 al 60% del flujo total aproximadamente (Pickard, 1986; Lugo-Fernández *et al.*, 2004). Por el contrario, se considera que la marea es la principal fuerza impulsora en los arrecifes de la Gran Barrera de Coral debido a sus grandes extensiones someras y su régimen macromareal (Yamano *et al.* 1998; Wolanski

2001). Gourlay (1993) por su parte, sugiere que en muchos arrecifes el simple gradiente de nivel de agua resultante entre el frente del arrecife y su laguna impulsa un flujo neto de agua del océano hacia la laguna.

El efecto del viento, por otro lado, es de menor interés en la mayoría de los estudios, ya que han sido realizados en áreas influenciadas por los vientos alisios, donde las condiciones de viento son relativamente constantes. Aun así, Yamano y colaboradores (1998) demostraron que el efecto del viento puede ser importante en lagunas someras, sobre todo durante eventos extremos, en los que el viento cambia súbitamente de intensidad y dirección.

En el caso de los atolones, las lagunas pueden ser bastante profundas y generalmente circulares en lugar de alargadas como en los otros dos principales tipos de arrecife, y pueden o no estar asociadas con una masa de tierra, por lo que la importancia del viento en la circulación ha sido investigada en lagunas de atolones profundos (Atkinson *et al.* 1981; Tartinville *et al.* 1997). Sin embargo, su efecto en la circulación de los arrecifes poco profundos se ha discutido un poco menos porque las corrientes impulsadas por los vientos locales en las lagunas suelen ser más débiles que las fuertes corrientes de marea y olas.

Al igual que los arrecifes de barrera, el flujo de agua oceánica sobre el arrecife hasta la laguna del atolón es impulsado por un gradiente de nivel de agua establecido principalmente por la ruptura de las olas en el frente del arrecife. En relación con lo anterior, estudios como el de Munk y Sargent (1948) del atolón Bikini en el Océano Pacífico mostraron que las olas rompiendo en el arrecife impulsaron fuertes corrientes (0.25 – 0.5 m/s) y son las principales responsables de impulsar agua sobre el arrecife y hacia la laguna. Por otro lado, tanto en los atolones de Rongelap como en Bikini, se descubrió que más del 2% del volumen de la laguna se transportaba dentro y fuera de las lagunas en cada ciclo de marea (von Arx, 1948). Una investigación realizada por Kench (1994), resaltó que ese porcentaje, así como el patrón de distribución de energía y circulación de la laguna están determinados por la estructura del atolón; el estudio se realizó en un atolón del Océano Índico con una laguna de aproximadamente 3-5 km de diámetro, en ese caso, las corrientes de marea impulsaron la circulación de la laguna y el agua tuvo un tiempo de residencia de 2 a 5 días. Los flujos impulsados por olas y mareas a través de canales de arrecifes poco profundos fueron importantes para el intercambio océano-laguna, pero junto con el viento fueron menos importantes que el intercambio de mareas como motor de la circulación de la laguna.

Por su lejanía con la costa, las lagunas arrecifales de los atolones han sido un poco menos estudiadas que otros tipos de arrecifes de coral. Y en el caso de BCh, no se tiene información previa de la dinámica ni de su circulación ni del flujo de agua que entra y sale de la misma (INE, 2000).

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Investigar y cuantificar la contribución que tiene cada uno de los forzamientos en el intercambio de agua entre Banco Chinchorro y el océano adyacente.

1.2.2 Objetivos específicos

Evaluar el efecto de cada forzamiento a diferentes escalas temporales.

Capítulo 2. Metodología

Esta investigación está basada en observaciones obtenidas como parte del proyecto CANEK durante las campañas 20 y 23, entre abril de 2010 y mayo de 2011, desarrollado por el Departamento de Oceanografía Física del CICESE. El diseño de este experimento plantea que, para entender la contribución que tiene cada uno de los forzamientos en el intercambio de agua entre Banco Chinchorro y el océano adyacente, es necesario monitorear simultáneamente cuatro procesos principales que rigen dicho intercambio de agua entre el Banco y sus alrededores: el bombeo de agua generado por olas superficiales a través de su borde oriental, la circulación a gran escala en la región que impulsa los cambios del nivel del mar a través de la geostrofia, las corrientes impulsadas por el viento y el bombeo de las mareas con flujos cíclicos impuestos dentro y fuera del Banco. Todos estos monitoreos con una longitud temporal que permita visualizar la variabilidad en la zona. A continuación, se muestra a grandes rasgos las características de la zona, el arreglo de este experimento, observaciones obtenidas y análisis propuesto para la información recopilada.

2.1 Área de estudio

La Reserva de la Biosfera de BCh se encuentra localizada en mar abierto, frente a las costas del Municipio Othón Pompeyo Blanco del estado de Quintana Roo (**Fig. 3**), a 30.8 km del poblado costero de Mahahual (que es el punto continental más cercano); está separada de la costa por un canal de 1,000 m de profundidad y cuenta con una superficie de aproximadamente 144,360 ha que incluyen la laguna arrecifal, cuatro cayos y aguas oceánicas adyacentes (UNEP/IUCN, 1988).

El complejo arrecifal de BCh está clasificado como atolón coralino. Tiene una forma elíptica irregular rodeada en su totalidad por una barrera arrecifal de 115 km de perímetro, cuyo eje longitudinal es de ~40 km orientado de norte a sur en forma paralela a la costa de Quintana Roo y su eje transversal es de ~16 km en su parte más ancha (Jordán y Martín, 1987).

La laguna arrecifal de aproximadamente 53,379 ha es somera (profundidad media de 4 m) pero con un gradiente de profundidad que puede ir de los 1 o 2 m en la parte norte hasta 8 m en el extremo Sur. El borde del banco emerge de 0.1 a 0.4 m en el margen oriental, mientras que en el occidental es de 1 a 2 m de profundidad (UNEP/IUCN, 1988).

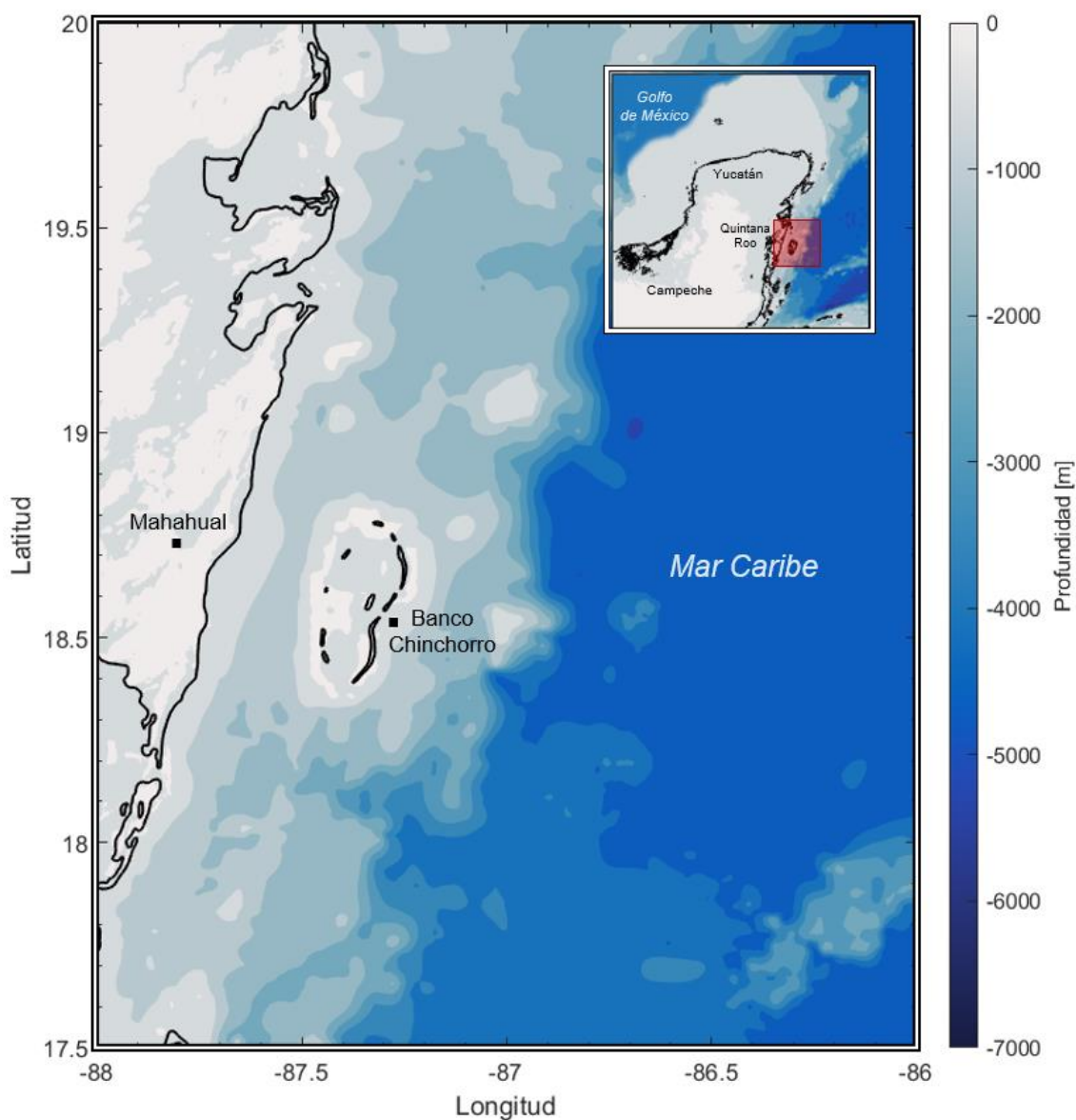


Figura 3.- Localización geográfica del área de estudio. Batimetría obtenida de GEBCO (2020).

Las mareas a las que está sujeto el sistema arrecifal de BCh son de tipo mixto semidiurno con dos pleamares y dos bajamares de diferente amplitud, aproximadamente de 15 a 35 cm en 24 horas. En la zona de la reserva, los vientos alisios son dominantes a lo largo del año a pesar de la presencia de viento del norte en los meses de octubre a mayo. Consecuentemente, el oleaje asociado a los vientos proviene principalmente del este, por lo que el margen oriental del arrecife coralino es el de mayor grado de exposición a su influencia; actuando como una barrera que disminuye la fuerza de las olas dentro de la laguna e incluso hacia la costa (Jordán y Martín, 1987; Merino, 1986). Tanto el viento como el oleaje pueden ser afectados por la ocurrencia de fenómenos meteorológicos, desde tormentas tropicales hasta

huracanes; en particular, Quintana Roo es uno de los estados costeros con mayor frecuencia de huracanes (la temporada oficial inicia el 1° de junio y termina el 30 de noviembre) por la que la influencia de estos fenómenos es un punto relevante a considerar en la zona (Thomas y Frausto, 2014).

A lo largo de la costa oriental de la Península de Yucatán, el patrón de corrientes superficiales presenta claramente un fuerte flujo hacia el norte-noreste con el eje paralelo a la costa y cercano a ésta, con transporte hacia el oeste en la zona de la Reserva de BCh (Secretaría de Marina, 1994). A partir del extremo sur del banco, la deriva es principalmente hacia el norte y puede integrarse a la Corriente de Yucatán en dirección al Golfo de México, la península de Florida o la isla de Cuba (Merino, 1986). Las corrientes superficiales en la costa de Quintana Roo presentan velocidades entre 0.19 y 3 km/h, cerca de la línea de costa; mientras que, alejado de ésta, al irse asociando más directamente a la Corriente de Yucatán, muestran velocidades de 1.02 a 3.89 km/h (Merino, 1986). En la porción inmediata a la línea de costa, existen giros alargados o contracorrientes locales que se establecen por influencia de la fuerte corriente hacia el norte y la topografía de la costa. Particularmente en Banco Chinchorro existen contracorrientes que se presentan repetidamente y con fuerte intensidad en la zona Oriental y Occidental del antearrecife (Jordán y Martín, 1987).

2.2 Observaciones

El diseño experimental de este trabajo consta de un año de mediciones continuas (de abril de 2010 a mayo de 2011) del campo de presión subsuperficial dentro y alrededor del Banco Chinchorro, junto con observaciones de corrientes y oleaje en el exterior.

2.2.1 Velocidad de las corrientes

Para este estudio, serán consideradas las corrientes tanto someras en el límite de la zona arrecifal, como aquellas que lo rodean. Las observaciones de su velocidad fueron obtenidas a partir de un arreglo de cuatro anclajes someros y cuatro profundos instalados en abril del 2010 y compuestos de perfiladores acústicos de corriente Doppler (ADCP): Nortek de 1MHz en los anclajes someros y RDI WH300 kHz, en adición de correntímetros puntuales Aanderaa RCM en los anclajes profundos, (**Fig. 4**). Los anclajes profundos fueron colocados en Canal Chinchorro (CP-CHI) a 699m de profundidad, así como al norte de Banco Chinchorro en Punta Pájaros (CP-PP) a 1071m de profundidad, al sur en Boca Bacalar (CH-BB) a

791m y al este en el exterior (CP-CHE) a 631m de profundidad. Estos instrumentos registraron la información sobre el perfil de la corriente cada hora, midiendo los componentes de velocidad este-oeste y norte-sur. Los anclajes someros por otro lado fueron instalados en tres puntos cardinales de la laguna arrecifal, al norte (CS-CHN), este (CS-CHE) y sur (CS-CHS) todos a aproximadamente 20m de profundidad y un intervalo de medición de una hora.

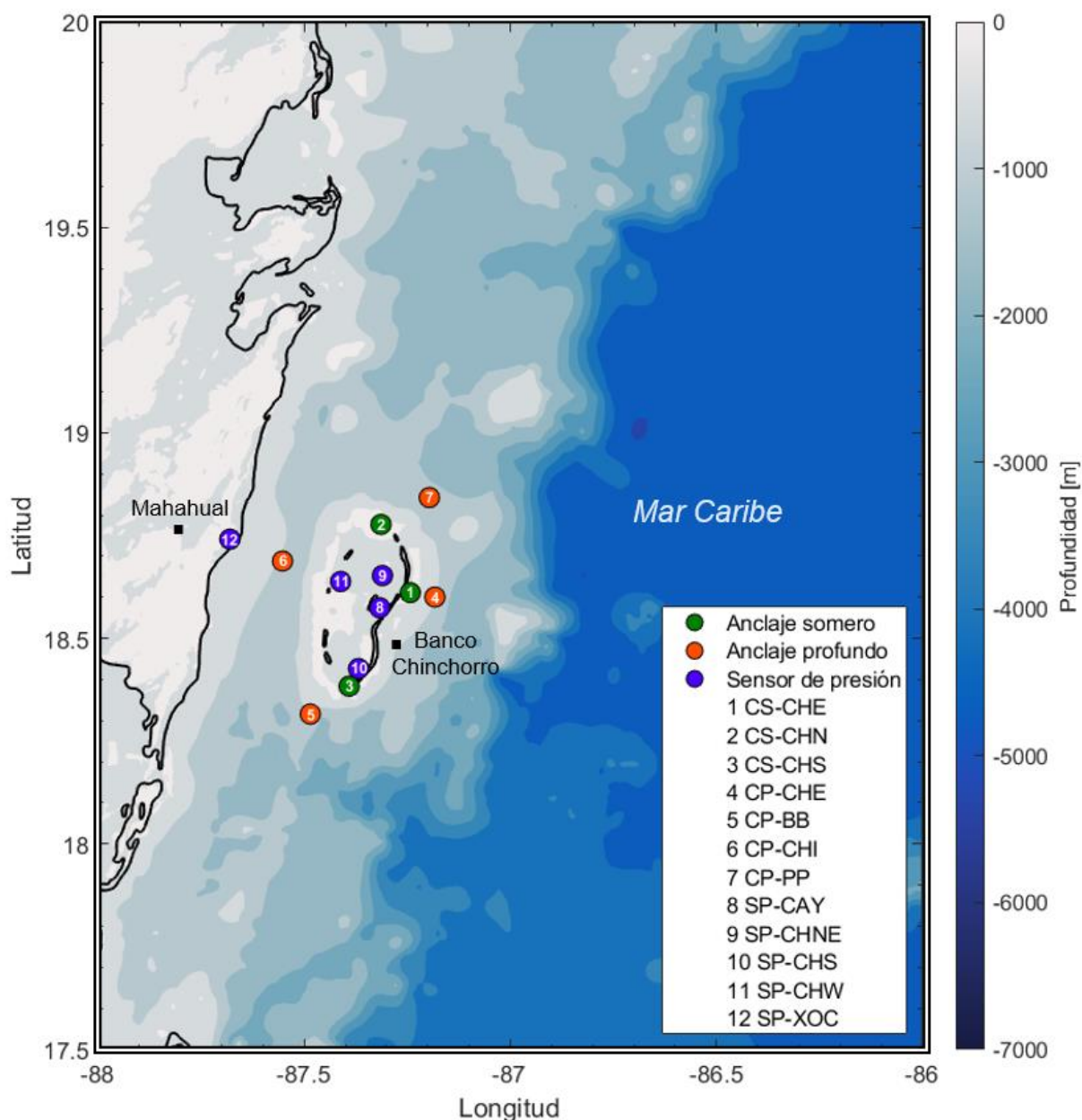


Figura 4.- Porción este de la península de Yucatán, y la localización de la instrumentación disponible para este trabajo: señalados con círculos anaranjados se muestran los anclajes profundos con ADCP y Aanderaa RCM colocados en Canal Chinchorro (CP-CHI), así como al norte hacia Punta Pájaros (CP-PP), sur hacia Boca Bacalar (CH-BB) y este (CP-CHE) de Banco Chinchorro; con círculos azules se indican los sensores de presión instalados en Xocoxh (SP-XOC), Banco Chinchorro oeste (SP-CHW), noreste (SP-CHNE), sur (SP-CHS) y Cayo centro (SP-CAY); los círculos verdes ubican los anclajes someros con ADCP instalados en los cuatro puntos cardinales de la laguna arrecifal (CS). Batimetría obtenida de GEBCO (2020).

2.2.2 Presión subsuperficial

Para monitorear el gradiente de presión dentro del banco y a lo ancho del Canal Chinchorro se utilizaron las observaciones de cinco sensores de presión SBE26 (**Fig. 4**): Dos de los sensores se instalaron alineados con el anclaje profundo de Canal Chinchorro en punta Xocoxh (SP-XOC) y Banco Chinchorro oeste (SP-CHW); los otros tres sensores fueron colocados al noreste (SP-CHNE), sur (SP-CHS) y Cayo centro (SP-CAY) dentro del banco. Estos instrumentos registraron la presión subsuperficial promedio cada 10 min. Así mismo, la presión fuera del banco fue obtenida de las mediciones de los tres anclajes someros descritos anteriormente.

2.2.3 Oleaje

Los datos de oleaje disponibles para el estudio fueron mediciones cada 10 min de la boya oceanográfica de la NOAA estación 42056 (19°49'12" N 84°56'41" W) en océano abierto al noreste de Banco Chinchorro, y observaciones del oleaje en el límite este de la zona arrecifal cada dos horas, efectuadas por el Aquadop Nortek de 1 MHz instalado en CS-CHE.

2.2.4 Datos satelitales

Para tener un panorama más amplio de la variabilidad espacial y temporal de algunas variables como el viento, oleaje, flujos de calor y altimetría, se utilizó la base de datos horarios con una resolución espacial de 25 km x 25 km del Reanálisis Climático ERA5, generado por el Servicio de Cambio Climático Copernicus (<http://climate.copernicus.eu/products/climate-reanalysis>). También se utilizaron datos diarios con resolución espacial de 1 km x 1 km de temperatura superficial del mar obtenidos de la base de datos de Reanálisis de la temperatura superficial GHRSSST-MUR (Group for High Resolution Sea Surface Temperature - Multiscale Ultrahigh Resolution, <http://podaac.jpl.nasa.gov>).

2.3 Análisis

2.3.1 Análisis de funciones empíricas ortogonales

Al igual que en este trabajo, los datos utilizados como base de investigación en diversos estudios tanto oceanográficos como atmosféricos, constan de un arreglo espacial de series temporales que disponen de una gran cantidad de información. El análisis de Funciones Empíricas Ortogonales (FEOs) es una técnica particularmente útil para trabajar con ese tipo de conjunto de datos, que surge como una opción para comprimir su información. A grandes rasgos, los FEOs proporcionan una descripción compacta de la variabilidad espacial y temporal de las series de datos en términos de funciones ortogonales o “modos” estadísticos que contienen individualmente cierta proporción de la variabilidad total (Venegas, 2001). Los modos organizan de manera óptima la varianza del campo que se está analizando, de manera que el primer modo explica la mayor parte de la varianza y esta va decayendo en los siguientes modos.

Para calcular las FEOs de las variables a estudiar, cada campo a analizar se acomodó en una matriz \mathbf{W} de $[m \times n]$ donde las filas m son la dimensión temporal y las columnas n representan cada estación; cada serie de tiempo incluida en \mathbf{W} fue separada de su promedio temporal y se escaló dividiendo entre la raíz cuadrada del número de muestras temporales N_t .

Para obtener los modos empíricos y las componentes principales en un solo paso se utilizó el método de descomposición en valores singulares (SVD, por sus siglas en inglés) de la matriz \mathbf{W} (Venegas, 2001):

$$U\Gamma V^T = \text{svd}(\mathbf{W}) \quad (1)$$

Donde las columnas de V contienen las estructuras espaciales, la diagonal de la matriz Γ corresponde a los valores singulares que contienen las dimensiones del campo y las columnas de U corresponden a la evolución temporal, de manera que los modos empíricos ortogonales pueden obtenerse de:

$$E = V\Gamma \quad (2)$$

Y las componentes principales como:

$$A = U\sqrt{N_t} \quad (3)$$

Los valores singulares S son proporcionales a la varianza explicada de cada uno de los modos y suelen ser representados en porcentaje:

$$S = \text{diag}(\Gamma) \quad (4)$$

$$\% \text{ Varianza explicada de los modos} = \frac{S}{\sum S} \times 100 \quad (5)$$

2.3.2 Cálculo del gradiente de presión

Como parte del análisis del campo de presión subsuperficial dentro de BCh, se obtuvo el gradiente de presión zonal y meridional mediante el ajuste de un plano a los datos de presión medidos en las cuatro locaciones a cada instante de tiempo como lo propone Chávez *et al.* (2003):

$$P_i(t) = a_0(t) + a_1(t)x_i + a_2(t)y_i; \quad i = 1:4 \quad (6)$$

O visto de otra manera

$$\begin{bmatrix} 1 & x_1 & y_1 \\ 1 & x_2 & y_2 \\ 1 & x_3 & y_3 \\ 1 & x_4 & y_4 \end{bmatrix} \begin{pmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} P_1 \\ P_2 \\ P_3 \\ P_4 \end{pmatrix} \quad (7)$$

Donde x y y son la ubicación de las estaciones donde se midió la presión P y el gradiente zonal será:

$$\frac{\partial P}{\partial x}(t) = a_1(t) \quad (8)$$

Mientras que el gradiente meridional:

$$\frac{\partial P}{\partial y}(t) = a_2(t) \quad (9)$$

2.3.3 Estimación de la velocidad de las corrientes inducidas

Para cubrir la parte del objetivo general, que busca cuantificar la contribución que tiene cada uno de los forzamientos en el intercambio de agua entre BCh y el océano adyacente, se estimó la velocidad de las corrientes que pueden inducir los diferentes forzamientos. Para el caso de las corrientes asociadas al viento y el oleaje se planteó lo siguiente.

De la ecuación de momento zonal:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial \left(A_H \frac{\partial u}{\partial x} \right)}{\partial x} + \frac{\partial \left(A_H \frac{\partial u}{\partial y} \right)}{\partial y} + \frac{\partial \left(A_V \frac{\partial u}{\partial z} \right)}{\partial z} \quad (10)$$

Linealizando y despreciando tanto la aceleración local como los efectos de rotación, y tomando en cuenta que los términos de fricción (considerando solo los coeficientes de viscosidad turbulenta vertical A_V) pueden escribirse en términos de los tensores de esfuerzo $\tau_w^x = \rho A_V \frac{\partial u}{\partial z}$ en $z = 0$ y $\tau_b^x = \rho A_V \frac{\partial u}{\partial z}$ en $z = h$ podemos reescribir la ecuación (10) como :

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\tau_w^x}{\rho h} + \frac{\tau_b^x}{\rho h} = 0 \quad (11)$$

Donde ρ es la densidad del agua en Kg/m^3 , P la presión subsuperficial en Pa, x la coordenada zonal, h la profundidad media del Banco en m, τ_w^x el esfuerzo del viento zonal en Pa y τ_b^x el esfuerzo friccional en el fondo también en Pa. De la ecuación (11) consideramos dos balances:

$$\frac{\tau_b^x}{h} = -\frac{\partial P}{\partial x} \quad (12)$$

Y

$$\tau_b^x = \tau_w^x \quad (13)$$

Si el esfuerzo de fondo está en balance con el esfuerzo del viento como en la ecuación (13) y se asume una parametrización cuadrática del esfuerzo del fondo, entonces:

$$\rho C_D u^2 = \tau_w^x \quad (14)$$

Y despejando u obtenemos una expresión para la corriente inducida por el esfuerzo zonal del viento sobre el banco:

$$u = \left(\frac{1}{\rho C_D} |\tau_w^x| \right)^{\frac{1}{2}} \text{sign}(\tau_w^x) \quad (15)$$

Donde C_D es el coeficiente de arrastre. De manera similar ahora considerando que el gradiente de presión zonal está en balance con el esfuerzo de fondo como en la ecuación (12) y volviendo a asumir una parametrización cuadrática del esfuerzo del fondo, podemos reescribir ese balance como:

$$\rho C_D u^2 = -\frac{\partial P}{\partial x} h \quad (16)$$

Despejando nuevamente u la expresión para la corriente inducida por el gradiente de presión zonales:

$$u = -\left(\frac{h}{\rho C_D} \left| \frac{\partial P}{\partial x} \right| \right)^{\frac{1}{2}} \text{sign}\left(\frac{\partial P}{\partial x}\right) \quad (17)$$

Una forma similar de estimar corrientes inducidas por el gradiente de presión y el esfuerzo del viento fueron utilizadas en el trabajo de Aparco (2018).

Capítulo 3. Resultados y discusiones

En este trabajo, se proponen cuatro forzamientos principales que rigen el intercambio de agua entre BCh y el océano adyacente: las mareas, la circulación a gran escala en la región, el oleaje y el viento. Para entender la contribución que tiene cada una de esas variables, este capítulo comienza con la descripción de los resultados obtenidos en el análisis del campo de presión subsuperficial y el análisis del campo de viento. En conjunto estos análisis contienen la descripción de la influencia de todos los forzantes estudiados. Teniendo en cuenta lo anterior, se discute la magnitud en la que podría intervenir cada uno de los forzamientos mediante la estimación del tiempo de residencia, la superposición de algunos efectos y algunas posibles implicaciones del intercambio de agua en la zona.

3.1 Análisis del campo de presión subsuperficial

Los datos del campo de presión subsuperficial dentro y alrededor de BCh obtenidos a partir de las observaciones de cinco sensores de presión SBE26 (**Fig. 4**), fueron sometidos a un filtro de Lanczos pasa baja, con un periodo de corte de 48 h, para aislar las señales inducidas por los cambios del nivel del mar superiores a dos días; de forma que se obtuvieron dos series de tiempo separadas con la información de alta y baja frecuencia (**Fig. 5**). La señal de alta frecuencia de las series de presión fue utilizada para estudiar la influencia de la marea, mientras que la señal de baja frecuencia para monitorear el gradiente de presión dentro del banco y a lo ancho de Canal Chinchorro sin efectos inerciales o de marea.

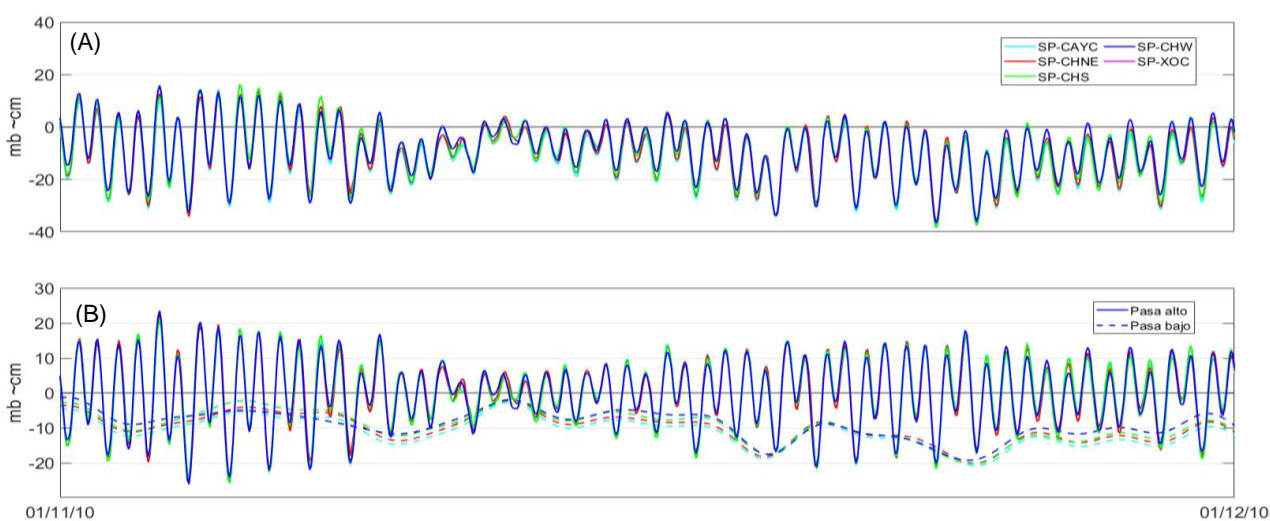


Figura 5.- Series de tiempo de la presión subsuperficial medida por los sensores de presión dentro de Banco Chinchorro y en Punta Xocoxh. (A) series completas, (B) series filtradas paso alto (—) y paso bajo (---) con un periodo de corte de 48hrs. Esta figura solo muestra los datos correspondientes al mes de noviembre de 2010.

3.1.1 Señal de alta frecuencia de las series de presión

3.1.1.1 Marea

El Mar Caribe en general presenta un régimen de marea "micro-mareal" (Kjerfve, 1981), ya que por sus dimensiones la marea generada directamente por el potencial de marea astronómico es relativamente pequeña en comparación con la del Océano Atlántico (máximos de ~ 24 mb) y la marea de co-oscilación con el Océano Atlántico está limitada a los canales y estrechos que existen entre el continente y la cadena de Islas que forman las Antillas Mayores y Menores. Siendo los más relevantes el Estrecho de Florida, entre la Península de Florida y Cuba, el Paso de los Vientos, entre Cuba y Haití, el Paso Mona, entre República Dominicana y Puerto Rico y el Paso de Anegada al este de Puerto Rico.

En el caso de BCh, el cálculo de los máximos y mínimos del nivel del mar en cada ciclo de marea (**Fig. 6A**) utilizando el promedio de las series del paso alto de la presión sobre el banco, mostró que, para este año de observaciones el intervalo del nivel del mar entre bajamar y pleamar consecutivo en un ciclo de marea o "rango" promedio es de 22.82 mb, con un máximo de 46.87 mb y un mínimo de 1.02 mb. La distribución de los rangos calculados para este año de mediciones fue bastante normal y puede observarse en el histograma de frecuencia de la **Figura 6B**.

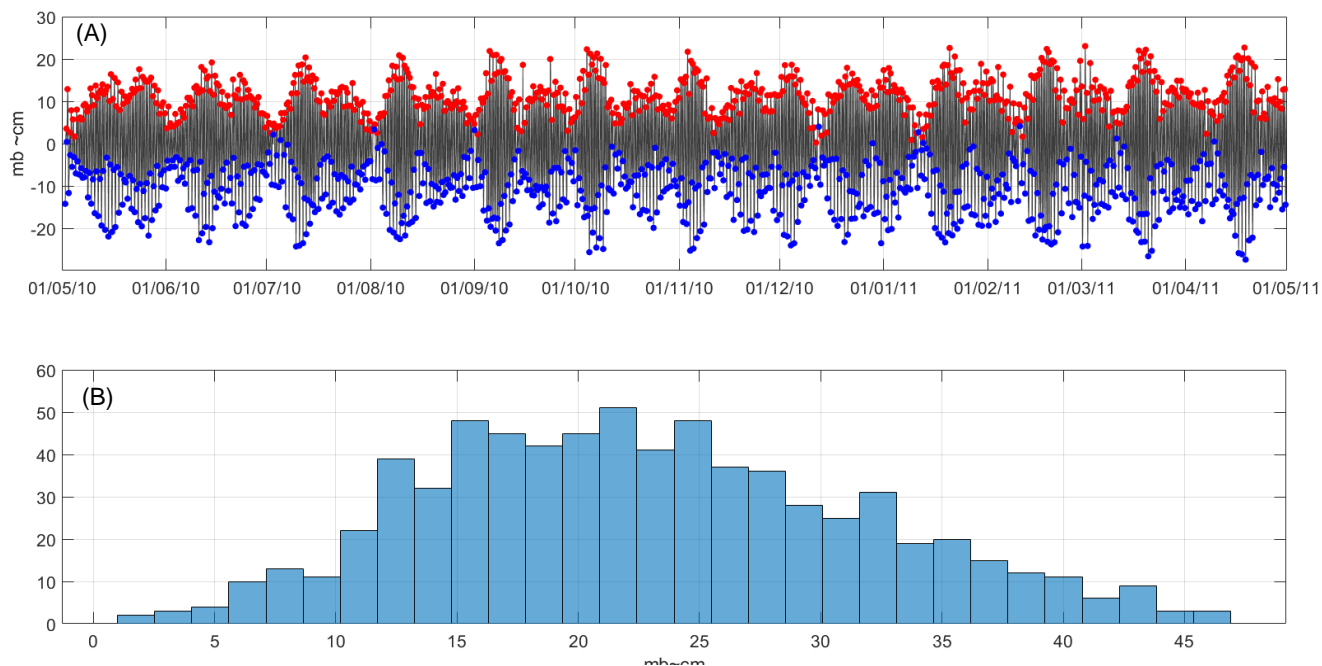


Figura 6.- (A) Identificación de los máximos (rojo) y mínimos (azul) de la marea sobre el paso alto de las series promedio de presión subsuperficial en Banco Chinchorro. (B) Histograma de frecuencia de los rangos de marea sobre Banco Chinchorro.

Los datos de presión medidos por los sensores tanto dentro del banco como al otro lado de Canal Chinchorro, fueron sometidos a un análisis armónico, utilizando la librería de MatLab2018a t_tide desarrollada por Pawlowicz *et al.* (2002). En la **Tabla 1** se presentan la amplitud y fase de los principales armónicos de marea resultantes del análisis, con un intervalo de confianza del 95% y significantes estadísticamente; en ella, se observa que los armónicos semidiurnos M2 y S2 dominan la amplitud de la marea en BCh.

Tabla 1. Fase (φ) y amplitud (A) de los armónicos de marea observados por los sensores de presión en las inmediaciones de Banco Chinchorro. Las amplitudes están expresadas en metros, y la fase es relativa a Greenwich.

Componente	Periodo [hr]	Frecuencia [1/hr]	SP-CAY		SP-CHNE		SP-CHS		SP-CHW		SP-XOC	
			A	φ	A	φ	A	φ	A	φ	A	φ
M2	12.42	0.081	0.10	84.9	0.10	85.03	0.101	83.42	0.10	80.54	0.09	80.12
S2	12.00	0.083	0.05	59.1	0.05	59.47	0.047	56.46	0.05	54.77	0.05	54.50
N2	12.66	0.079	0.04	74.5	0.04	74.92	0.036	72.67	0.04	70.18	0.04	69.23
O1	25.82	0.039	0.03	348.5	0.04	348.54	0.033	341.59	0.04	338.61	0.04	342.56
K1	23.93	0.042	0.02	282.1	0.02	286.92	0.028	280.54	0.03	293.62	0.03	291.65
Q1	26.87	0.037	0.01	354.1	0.01	349.95	0.010	347.13	0.01	339.12	0.01	340.67
P1	24.04	0.042	---	---	---	---	---	---	---	---	0.009	305.65

El factor de forma de las mareas, determinado por la razón entre amplitudes de las componentes diurnas y semidiurnas dado por:

$$F = \frac{(K1 + O1)}{(S2 + M2)} \quad (18)$$

fue de 0.40, lo que significa que la marea en el banco es de tipo mixto, predominantemente semidiurna (Dopp, 2006). La comparación entre las estaciones mostradas en la **Tabla 1** revela que en el interior de la laguna las variaciones de amplitud son prácticamente simultáneas (también evidente en la **Figura 7**). Así mismo, la fase de los armónicos entre estaciones es similar, aunque se observa un retraso de la marea en la estación del borde este (Cayo centro), con respecto a la marea en el borde oeste (CH. Oeste) y a su vez de ésta con respecto a la marea al otro lado de Canal Chinchorro en Punta Xocoxh; por ejemplo, el retraso zonal en la laguna para la onda de marea M2 (cuya amplitud y fase para cada estación son mostradas en la **Figura 7**) es equivalente a 9.6 minutos mientras que de un lado a otro de Canal Chinchorro es de 1.2 minutos.

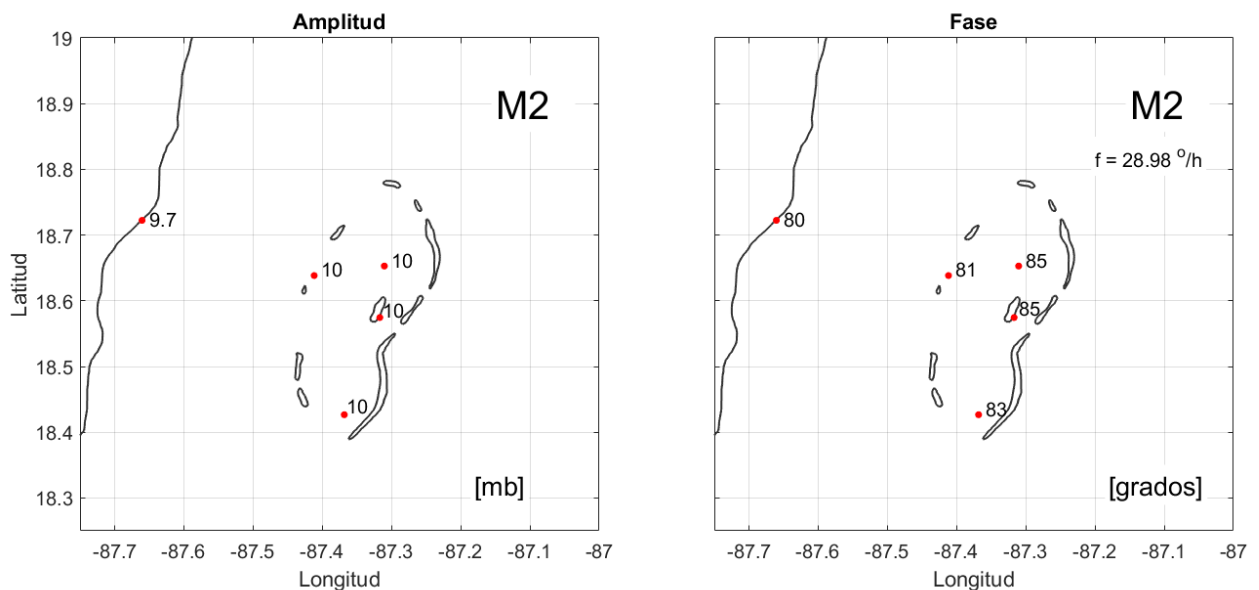


Figura 7.- Amplitud y fase de la componente de marea M2 en las series de tiempo de los sensores de presión de las cuatro estaciones dentro de Banco Chinchorro y la estación al otro lado de Canal Chinchorro en Punta Xocoxh.

3.1.2 Señal de baja frecuencia de las series de presión

Para conocer el comportamiento del campo de presión subinercial sobre BCh, se trabajó con las series de tiempo pasa baja de las mediciones de los sensores de presión SBE26 (**Fig. 4**) que se encuentran dentro del banco (**Fig. 8C**). El periodo inercial en la región que se encuentra BCh varía de 36 a 38 hrs. por lo que un periodo de corte de 48 hrs. al momento de filtrar las series logró eliminar la mayoría de las variaciones inerciales, así como las producidas por efecto de la marea. A partir de esas observaciones, se hizo un análisis de funciones empíricas ortogonales con el fin de extraer los principales modos de variabilidad espacio-temporal de la presión subsuperficial sobre BCh.

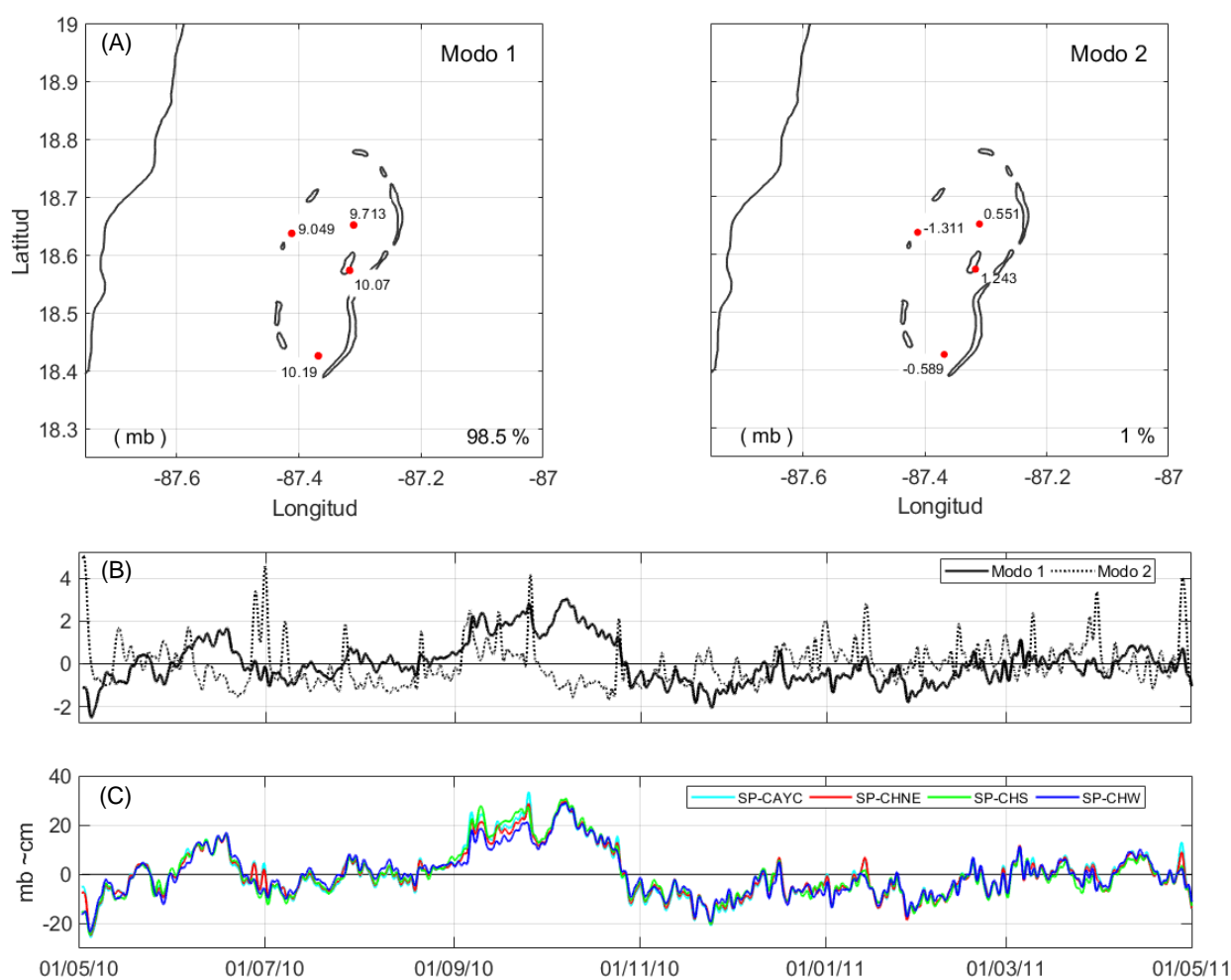


Figura 8.- Funciones empíricas ortogonales de los primeros dos modos (A) y su componente principal (B), que explican respectivamente el 98.5% y 1% de la variabilidad en las series de presión dentro de Banco Chinchorro filtradas pasa bajo con un periodo de corte de 48hrs (C).

Como resultado del análisis, se obtuvo que el primer modo, el cual explica un 98.5% de la variabilidad de la presión, es casi constante espacialmente y está relacionado con los cambios del campo de presión promedio (**Fig. 9A**) o dicho de otra forma, la variación de largo periodo del nivel del mar sobre la zona de estudio; los coeficientes espaciales para cada estación de la **Figura 8A** indican que las variaciones promedio del nivel del mar ocurren con el mismo signo y casi simultáneamente en toda la superficie como se puede observar al comparar las series de tiempo de las cuatro estaciones en la **Figura 8C**. Por otro lado, la evolución temporal del primer modo representada por su componente principal en la **Figura 8B** tiene una correlación de 0.50 con la corriente de gran escala y también podría estar relacionada en cierta medida con la presión atmosférica como lo sugiere Sosa (2007).

En el segundo modo (1% de la varianza) al contrario del primero, se observan pesos espaciales negativos en las estaciones SP-CHW y SP-CHS que indican variaciones opuestas del nivel del mar de extremo a extremo del banco tanto este-oeste como norte-sur (*i.e.* que el aumento del nivel del mar en un extremo implica su disminución en el otro), lo que sugiere que la variabilidad que explica este modo está inducida por el gradiente de presión zonal y meridional, aunque este último en menor medida dado que los pesos espaciales en las estaciones este-oeste son casi el doble que en las del norte-sur. La relación del segundo modo con el gradiente de presión zonal calculado mediante el ajuste de un plano a los datos de presión (descrito en la sección 2.3.2), puede observarse de la comparación entre su serie temporal (línea roja) y la componente principal del modo (línea negra) en la **Figura 9B**.

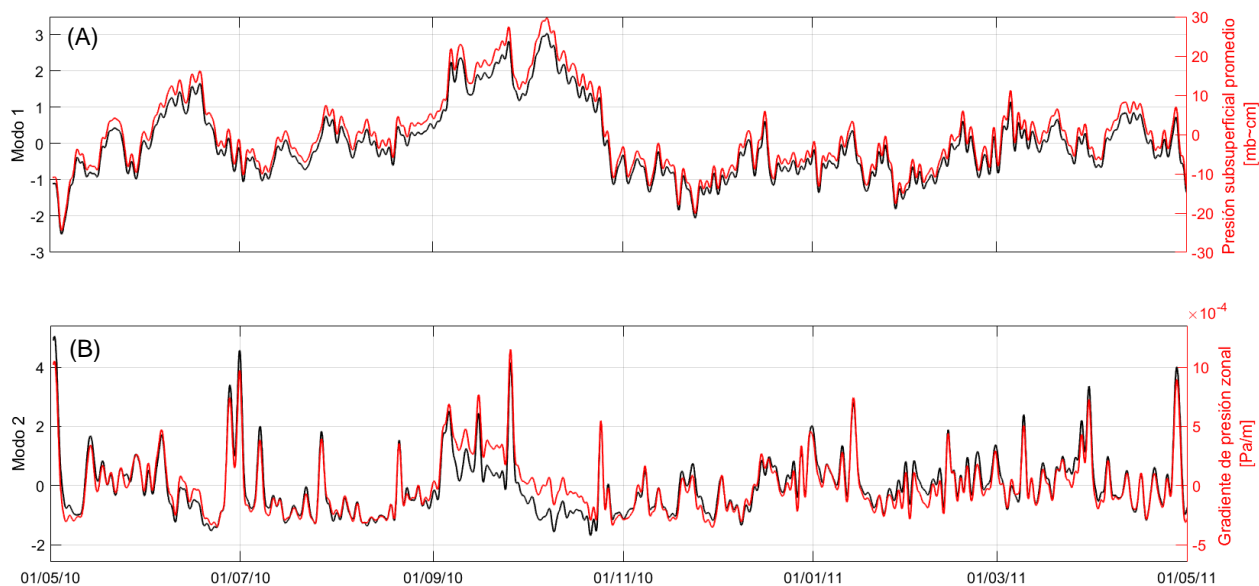


Figura 9.- Comparación de la componente principal de los primeros dos modos empíricos ortogonales (línea negra) contra: (A) el promedio de las series de presión filtradas pasa baja dentro de Banco Chinchorro y (B) el gradiente de presión zonal.

Algunos autores sugieren que los cambios del gradiente de presión en una zona arrecifal pueden ser inducidos por corrientes en el exterior (Coronado *et al.*, 2007) o por el oleaje que rompe en la barrera arrecifal (Massel y Gourlay, 2000), entre otros forzantes. La manera en la que esos dos forzamientos pueden inducir cambios del gradiente de presión en la zona que se está estudiando será abordada en las siguientes subsecciones.

3.1.2.1 Corriente de gran escala

En el noroeste del Mar Caribe, cerca de los 19° de latitud, la circulación de gran escala está regida por el flujo de este a oeste de la corriente Caimán que al llegar a la Península de Yucatán gira hacia el norte dando origen a la Corriente de Yucatán (Badan *et al.*, 2005). La corriente de Yucatán es una de las corrientes de frontera occidental más fuertes y dinámicamente activas en el mundo (Sheinbaum *et al.*, 2002), con una velocidad media de 1.5 m s^{-1} y magnitudes que pueden superar los 3 m s^{-1} cerca de la superficie, así como un transporte promedio de $\sim 23 \text{ Sv}$ el cual se considera forma gran parte del transporte total que pasa por el Canal de Yucatán desde el Mar Caribe hacia el Golfo de México (Candela *et al.* 2003, Abascal *et al.* 2003).

Para estudiar la influencia en el intercambio de agua en BCh que pueden tener esas corrientes de gran escala, este trabajo utilizó las mediciones pasa baja de la corriente superficial ($\sim 50 \text{ m}$ de profundidad) tomadas por el anclaje CH-CHI ubicado entre el banco y la costa de Quintana Roo en medio de Canal Chinchorro a aproximadamente 16 km de Punta Xocoxh (**Fig. 4**). Algunas características de la corriente se muestran en la **Figura 10**.

En el panel (A) la variabilidad en dirección y magnitud de la corriente están representadas con una elipse cuyo semieje mayor está orientado en la dirección de máxima varianza y su tamaño es proporcional a la magnitud de su desviación estándar en m s^{-1} , mientras que el vector que parte de su centro representa la magnitud de la corriente media. En este caso, la elipse muestra que la dirección principal de la corriente es en el sentido sur-norte siguiendo la costa de la Península de Yucatán, la alta excentricidad de la elipse (0.99) indica que, para el periodo que comprende este estudio, dicha corriente tuvo poca variabilidad de orientación o bien, que es prácticamente rectilínea; por otro lado, la magnitud de su variación (o desviación estándar de la serie) fue de 0.459 m s^{-1} muy similar a la magnitud del flujo medio que tuvo un valor de 0.461 m s^{-1} y cuya dirección estuvo orientada en la misma dirección que la elipse. Los valores tanto de orientación como de media del flujo y desviación estándar coinciden con los reportados para el año

2002 a 2003 por Cetina *et al.* (2006), con la diferencia de que la orientación de la elipse correspondiente a las observaciones en ese año se mostró un grado más alineada a la costa (orientación de 71° para el periodo de 2002 a 2003 y 72° para el periodo de 2010 a 2011), indicando corrientes en sentido suroeste-noreste.

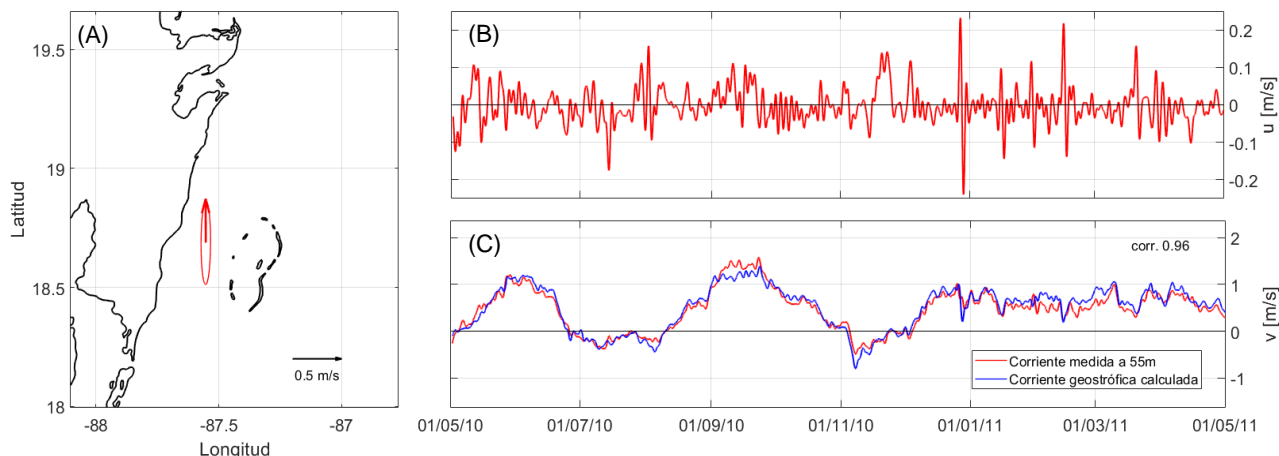


Figura 10.- Características de la corriente superficial a través de Canal Chinchorro. (A) Elipse de variabilidad y vector de la corriente promedio. Magnitud de la componente longitudinal (B) y meridional (C) para la corriente medida a ~ 55 m en CH-CHI (color rojo) y la corriente geostrofica estimada (color azul) filtradas pasa bajo con un periodo de corte de 48hrs.

La variación temporal de la corriente tanto para la componente a lo largo del semieje menor (u) como para la correspondiente a la componente principal (v), son mostrados en la **Figura 10A y B**. Comparando ambas componentes se puede observar que, aunque las velocidades de la corriente a lo ancho del canal son cerca de un orden de magnitud menor que las que se registran para la componente principal, estas pueden llegar hasta los 0.2 m s^{-1} .

En el panel (B) se observa que al contrario del panorama descrito para el Canal de Cozumel por Coronado *et al.* (2007) y Chávez *et al.* (2003) donde se distingue un cambio de magnitud de la corriente entre verano e invierno, en la corriente que pasa por Canal Chinchorro un ciclo de variabilidad anual no es tan evidente (también puede observarse en la **Fig. 11**); lo que parece que es un aumento de intensidad de la corriente ($\sim 1.6 \text{ m s}^{-1}$) en los meses de abril a noviembre seguido de una disminución en los meses de diciembre a mayo, se ve interrumpido por importantes periodos de inversión de la corriente (flujos hacia el sur) con magnitudes que van hasta -0.8 m s^{-1} y que pueden durar más de una semana. La existencia de esos periodos de inversión, es consistente con lo reportado en el trabajo realizado por Cetina y colaboradores (2006) a partir del análisis y comparación de datos obtenidos por siete estaciones a lo largo

de la costa del Caribe Mexicano desde Boca Bacalar hasta Puerto Morelos, en donde flujos hacia el sur de la corriente de gran escala fueron reportados solo para la zona de BCh y alrededores, con magnitudes que van desde -0.2 m s^{-1} hasta -0.57 m s^{-1} . De acuerdo a esa y otras investigaciones (e.g. Chávez *et al.*, 2003; Ochoa *et al.*, 2005) ninguna inversión ha sido detectada más al norte de BCh en la región entre Tulum y Puerto Morelos.

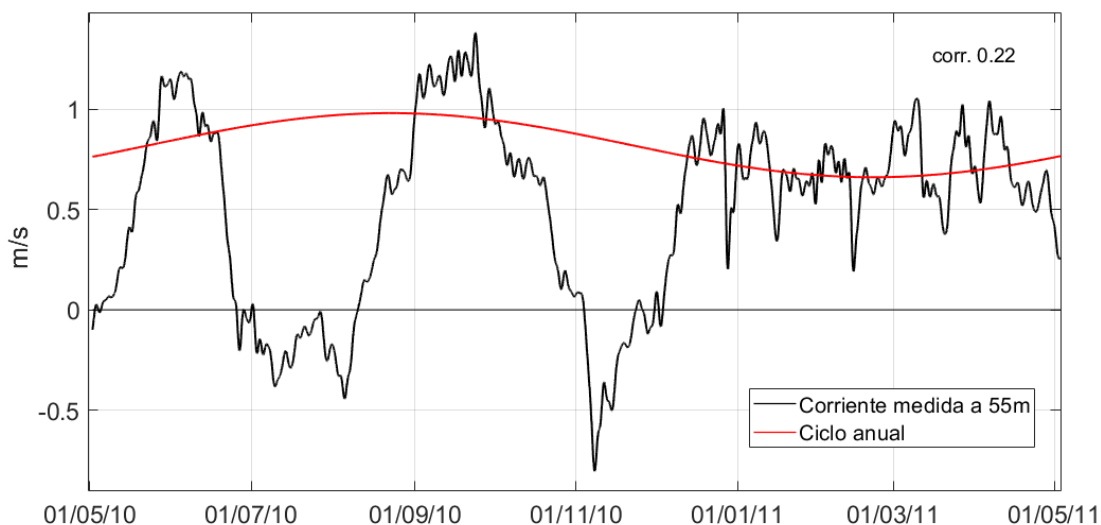


Figura 11.- Comparación entre la componente principal de la corriente superficial de Canal Chinchorro y su ciclo anual.

Tomando en cuenta que la componente principal de la corriente de gran escala es la que pasa a través de Canal Chinchorro, a partir de la diferencia de las series de tiempo de baja frecuencia de los sensores de presión a cada lado de Canal Chinchorro (SP-XOC, SP-CHW), es posible calcular una aproximación a la velocidad geostrófica superficial promedio a lo largo del canal, mediante la ecuación de balance geostrófico zonal (Cetina *et al.*, 2006):

$$v = \frac{1}{f\rho_o} \frac{\partial P}{\partial x} \quad (19)$$

donde v es comparable a la componente principal de la velocidad medida a 55m, ∂P es la diferencia de presión entre los sensores SP-XOC y SP-CHW separados por una distancia ∂x , ρ_o una densidad de referencia y f es el parámetro de Coriolis.

El resultado de la comparación entre esta velocidad geostrófica calculada y la obtenida de las mediciones en el centro de Canal Chinchorro son mostradas en la **Figura 10C**; la similitud entre las series con coeficiente de correlación de 0.96 corrobora lo obtenido por Cetina *et al.* (2006), quienes encontraron que el flujo a lo largo de Canal Chinchorro se encuentra en balance geostrófico la mayor parte del periodo observado, a excepción de eventos de hasta una semana donde ese balance se pierde. De acuerdo con Chávez *et al.* (2003) la anomalía ageostrófica puede traducirse como la diferencia entre la velocidad medida a lo largo del canal y la estimada con el gradiente de presión transversal a dicho canal, de manera que esos eventos ageostróficos pueden observarse en la **Figura 10C** como periodos donde la similitud entre las dos series es baja, tal es el caso de septiembre de 2010 y marzo de 2011; dichos eventos ageostróficos según lo señalado por Cetina *et al.* (2006) son más evidentes en el Canal de Cozumel.

Considerando que el flujo a lo largo de Canal Chinchorro se encuentra en balance geostrófico la mayor parte del tiempo, una forma en que la corriente de gran escala puede influenciar el intercambio de agua en BCh puede ser esquematizado como se presenta en la **Figura 12** y explicado del significado teórico de la ecuación de balance geostrófico zonal.

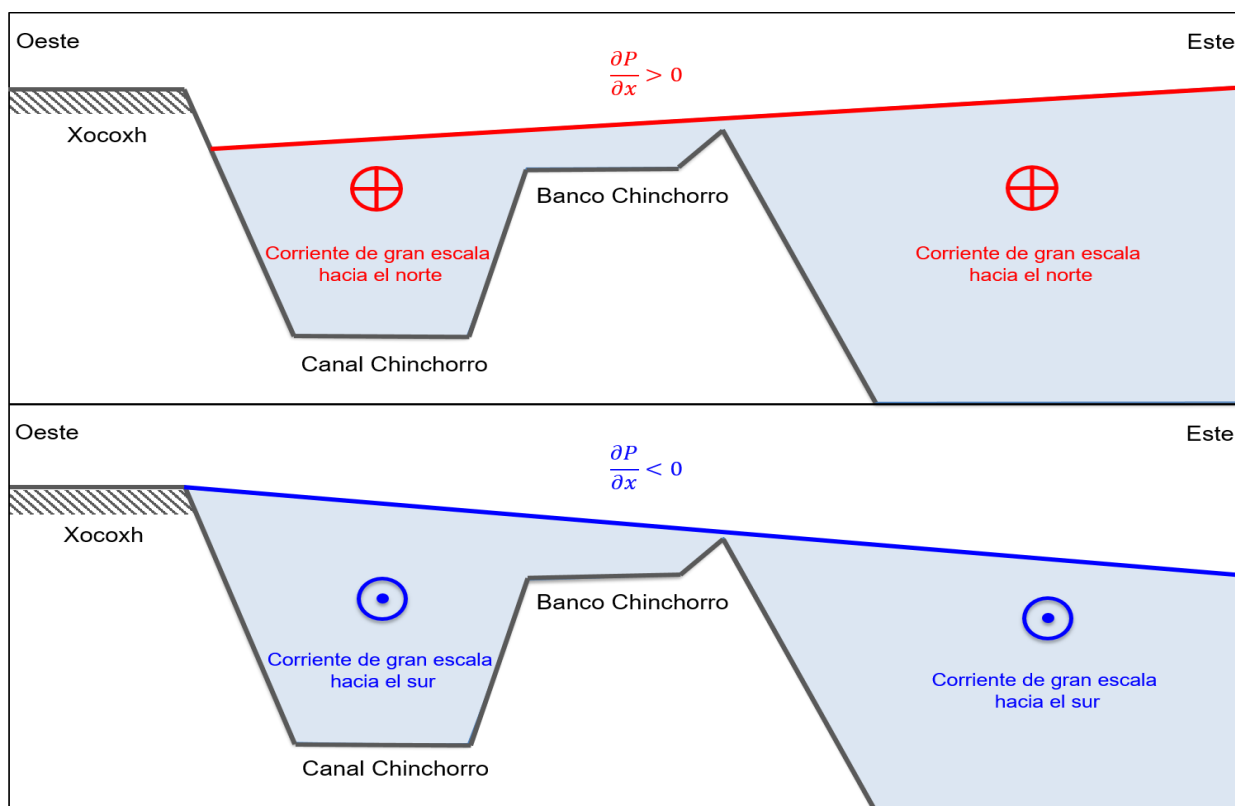


Figura 12.- Esquema de los efectos del balance geostrófico en Banco Chichorro. El lado izquierdo del esquema representa la costa de Yucatán y las líneas transversales el nivel del mar cuando la corriente de gran escala fluye hacia el norte (rojo) o hacia el sur (azul).

Analizando la ecuación (19) término por término, podemos observar que, si los valores tanto de f en el hemisferio norte como de ρ_o son positivos y considerados constantes, entonces v será proporcional y tendrá el signo del término del gradiente de presión zonal $\frac{\partial P}{\partial x}$. Por otro lado, si se sustituye $P = \rho_o g \eta$ la ecuación (19) puede reescribirse como:

$$v = \frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (20)$$

y entonces v también será proporcional y tendrá el signo del término del gradiente del nivel del mar $\frac{\partial \eta}{\partial x}$. Lo anterior significa que si una corriente dirigida hacia el eje y positivo está en equilibrio geostrófico, entonces tanto $\frac{\partial P}{\partial x}$ como $\frac{\partial \eta}{\partial x}$ son positivos, esa relación aplicada en el marco de referencia de BCh implica que el nivel del mar es más bajo en Punta Xocoxh que fuera de la costa como se muestra en el panel superior de la **Figura 12** y de forma opuesta, si la corriente es negativa el nivel del mar será más bajo fuera de la costa (la magnitud del gradiente de presión generado por la diferencia del nivel del mar, en cualquiera de los dos casos, será proporcional a la intensidad de la corriente).

La existencia de un gradiente del nivel del mar zonal en toda el área circundante a BCh también implica un gradiente dentro del arrecife independientemente de otros factores que puedan modificarlo, por lo que las variaciones de la corriente de gran escala podría ser responsables de modular las oscilaciones no astronómicas, de baja frecuencia (las series de tiempo de la presión están filtradas pasa baja 48 hrs) que presenta tanto el nivel del mar promedio como el gradiente de presión zonal dentro de la zona de estudio.

3.1.2.2 Oleaje

El oleaje es uno de los fenómenos físicos más importantes en los sistemas coralinos, ya que determina muchos de los aspectos principales tanto de su morfología como de su ecología (Hatcher *et al.*, 1987). El rompimiento de las olas que inciden en la barrera arrecifal puede provocar corrientes que se superponen a los sistemas de corrientes impulsadas por las mareas y el viento. De hecho, particularmente en ambientes de micromareas o en algunas zonas arrecifales específicas como arrecifes de barrera,

costeros e incluso algunos atolones, las corrientes impulsadas por las olas dominan el sistema de circulación del agua (Massel y Gourlay, 2000; Gourlay, 1996).

En este trabajo, la información disponible del oleaje incidente en la Reserva de Banco Chinchorro proviene de los sensores Aquadop Nortek instalados en las estaciones CS-CHN, CS-CHE y CS-CHS ubicadas en el límite de la zona arrecifal (**Fig. 4**). La **Figura 13** muestra algunas características del oleaje medido, como la dirección de procedencia y la altura significativa (H_s) registrada cada dos horas por dichos sensores.

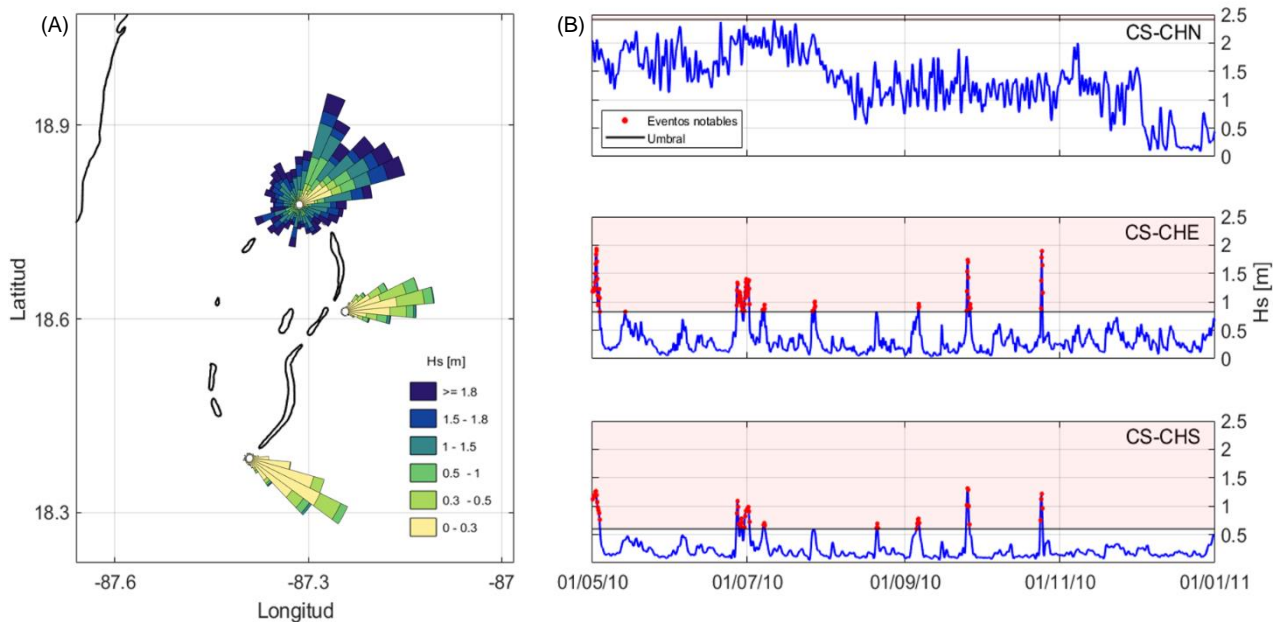


Figura 13.- Altura significativa del oleaje (H_s) registrado por las estaciones ubicadas en el límite norte (CS-CHN), este (CS-CHE) y sur (CS-CHS) de la zona arrecifal. (A) Distribución de acuerdo a su dirección de procedencia y (B) registro en función del tiempo, donde las mediciones que se encuentran dentro de la zona sombreada corresponden a eventos “notables” del oleaje.

Con un promedio de 1.32 m y un máximo registrado de 2.3 m, la altura del oleaje que incide en la parte norte (CS-CHN) de BCH es la mayor de las tres estaciones observadas, seguida por la estación Este (CS-CHE) con un promedio de 0.35 m y máximo de 1.93 m; por su parte la estación Sur (CS-CHS) presentó un promedio de 0.23 m y el máximo registrado fue de 1.31 m para el periodo de tiempo estudiado. De la **Figura 13A** es notorio que la dirección de procedencia del oleaje tanto en CS-CHE como en CS-CHS tuvo poca variabilidad en comparación con lo medido en CS-CHN, siendo su dirección predominante NE-E, N-NE y E-SE respectivamente.

Para reconocer el oleaje normal del oleaje extremo producido por algún fenómeno, se utilizó el método de máximos sobre un umbral, que consiste en definir un valor de H_s y seleccionar aquellas alturas que lo superan (Goda, 2010); el valor de H_s utilizado sigue el criterio propuesto por Coronado *et al.* (2007), quienes definen el valor del umbral como el promedio de H_s más dos desviaciones estándar, es decir, que solo se tomó como valores de oleaje extremo a aquellos valores de H_s por encima de los que contiene el 95% de los datos. En la **Figura 13B** los valores considerados como extremos para cada estación fueron delimitados con un área sombreada, y a los datos comprendidos dentro de ella los llamamos “Eventos notables”; CS-CHN en comparación con las otras dos estaciones no tuvo ningún evento notable, pues su umbral fue 0.11 m mayor que su máximo registrado, mientras que en CS-CHE y CS-CHS se observan ocho eventos notables entre los meses de mayo y noviembre de 2010 con duraciones de entre 1 y 7 días aproximadamente, seis de ellos asociados al paso de los ciclones tropicales Alex, Depresión tropical No.2, Karl, Hermine, Matthew y Richard, con trayectorias a lo largo del Caribe y el Golfo de México. Algunos detalles de estos eventos, así como su influencia e importancia en el intercambio de agua de la zona, serán tratados en la sección 3.3.

El caso clásico que describe la interacción del oleaje con las zonas arrecifales, plantea que la fuerza asociada al rompimiento de las olas que inciden en un arrecife frontal bien definido considerado en muchos modelos conceptuales como una pared, está balanceada por el gradiente de presión que genera la acumulación de agua en la dirección que las olas rompen o "Wave set up". La existencia de dicho gradiente de presión, resultado de un nivel de agua más alto en la cresta del arrecife que en el océano exterior hasta por decenas de centímetros, propicia que el agua fluya a través de la laguna arrecifal y posteriormente salga de ella (Hearn,1999; Hearn,2011). Lo anterior puede ser esquematizado para el caso particular de nuestra zona de estudio como se presenta en la **Figura 14**, donde se intenta ilustrar de qué manera la dirección en la que se da el bombeo del oleaje para esa área y la forma que tiene el gradiente de presión resultante de dicho bombeo pueden influenciar el intercambio de agua.

BCh presenta una densa barrera de coral que emerge de 0.1 a 0.4 m en su borde oriental (barlovento) tanto al norte como al sur, mientras que a lo largo del borde occidental (sotavento) el arrecife desaparece y tiene profundidades de 1 a 2 m con un desarrollo coralino poco continuo o difuso. Así mismo, el piso submarino es menos inclinado y más amplio fuera del margen oriental que del occidental, en donde el inicio del talud está a poca distancia (alrededor de 500 m) de la cresta arrecifal (Jordán y Martín, 1987; Chávez e Hidalgo, 1984; UNEP/IUCN, 1988). Con estas condiciones estructurales y tomando en cuenta el mecanismo descrito en el párrafo anterior, un bombeo del oleaje efectivo para el intercambio de agua en BCh se puede dar cuando el oleaje incide en el borde oriental como se muestra en la **Figura 14**, de manera

que el gradiente de presión inducido dentro del banco es zonal y positivo, lo que induce flujos de agua que se desplazan hacia el borde occidental donde la falta de barrera arrecifal y la cercanía con mayores profundidades permiten que el agua del banco interactúe con aguas adyacentes y que probablemente se incorpore a la corriente que pasa por Canal Chinchorro.

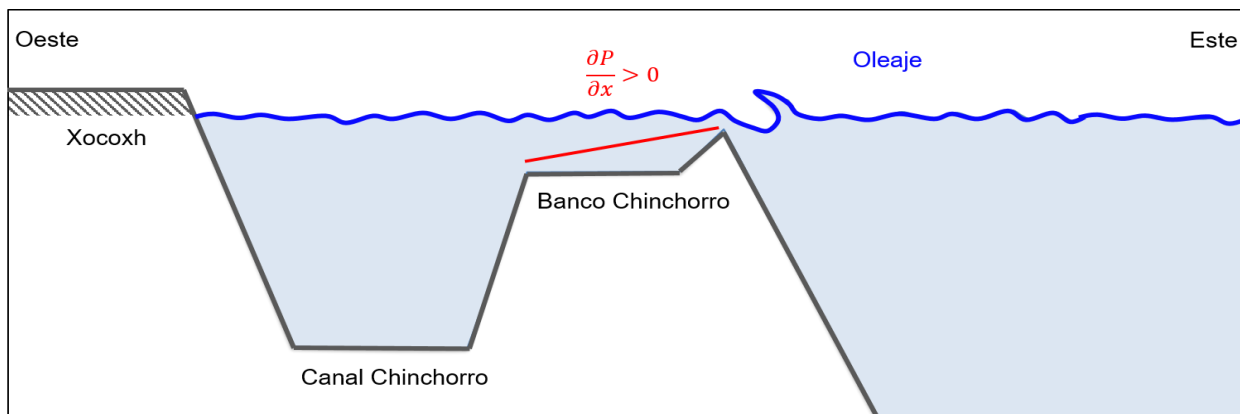


Figura 14.- Esquema de los efectos del bombeo de agua impulsado por la incidencia del oleaje en el borde oriental de Banco Chichorro. Línea roja representa la forma del gradiente de presión zonal inducido por el dicho bombeo.

Considerando que en la zona de BCh el oleaje inducido por los vientos alisios predomina gran parte del año, el gradiente de presión zonal inducido solo tomando en cuenta al oleaje será predominantemente positivo, sin embargo, es importante recordar algunos puntos importantes; el bombeo del oleaje también puede darse a través del borde en la parte norte del arrecife cuando el viento proviene del N-NE (como sucede durante eventos norte) y en ese caso el gradiente de presión generado por el bombeo inducirá gradientes meridionales, la corriente de gran escala también modula el gradiente de presión zonal independientemente del oleaje incidente.

3.2 Análisis del campo de viento

Para tener un panorama regional de la variabilidad espacial y temporal del viento, se utilizó la información de una malla de datos horarios que comprende el este de la península de Yucatán y parte del mar Caribe (aprox. $10^{\circ} \times 7^{\circ}$) con una resolución espacial de 25 km x 25 km obtenida del Reanálisis Climático ERA5. Con el fin de extraer los principales modos de variabilidad de ese campo de viento, los datos obtenidos del reanálisis fueron sometidos a un análisis de funciones empíricas ortogonales; el resultado de dicho análisis se presenta en la **Figura 15** y muestra tanto la componente principal como las estructuras espaciales asociadas a los primeros tres modos de variabilidad (las estructuras espaciales mostradas en la

figura están acotadas a un área más reducida que la de la malla de datos analizada con el propósito de resaltar a BCh).

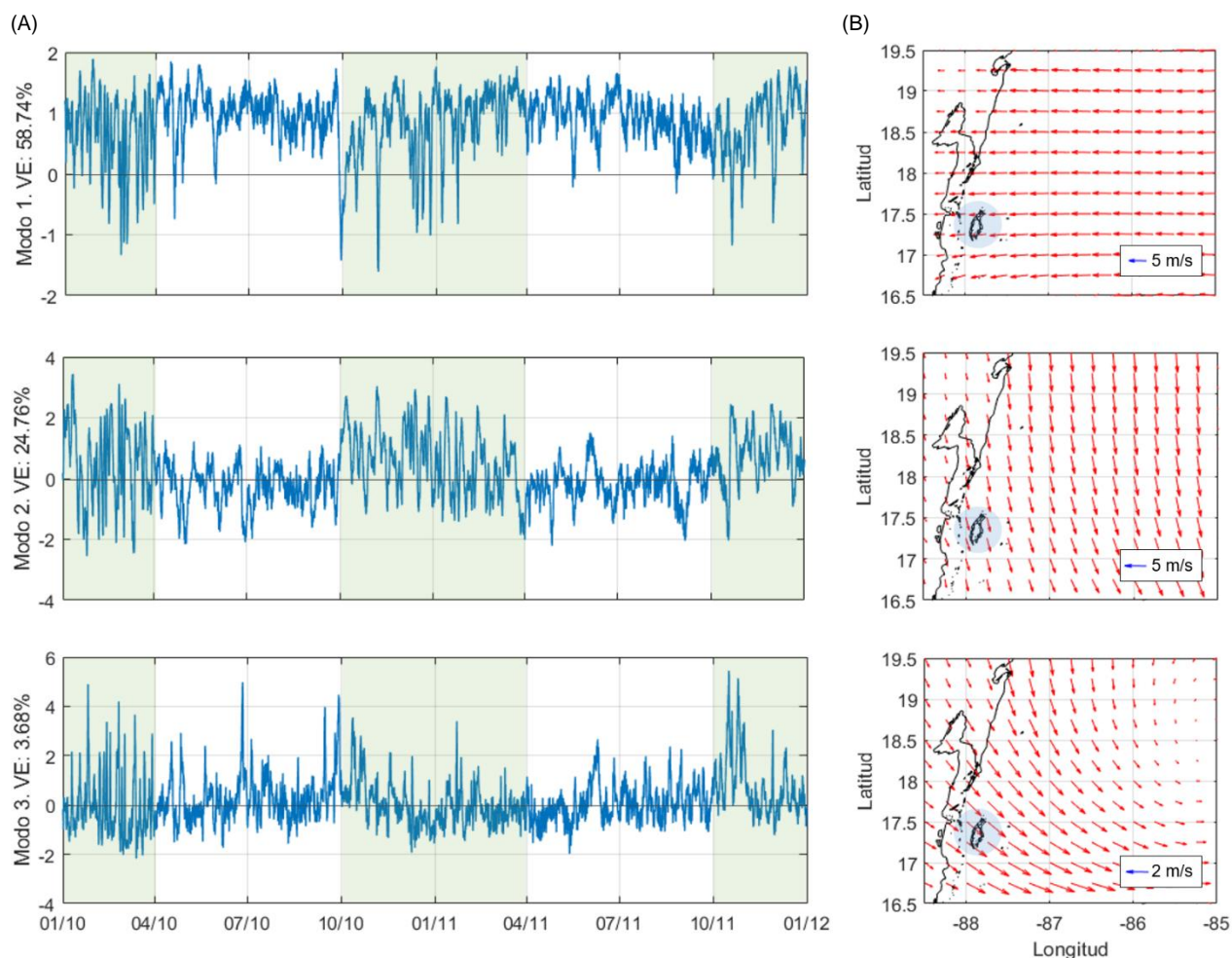


Figura 15.- Componente principal (A) y estructuras espaciales asociadas a los primeros tres modos (B) del campo de viento regional, derivadas de la descomposición en modos empíricos ortogonales de los datos obtenidos del Reanálisis Climático ERA5. Los modos 1,2 y 3 explican respectivamente el 58.74%, 24.7% y 3.68% de la variabilidad del régimen de viento. En (A) los periodos relacionados a los meses de invierno se encuentran sombreados en verde, mientras que en (B) el área sombreada en azul corresponde a Banco Chinchorro.

En la región del Caribe Mexicano analizada, el modo que domina la variabilidad del viento parece estar asociado a los cambios zonales del mismo (**Fig. 15B**); el signo del comportamiento temporal de este modo es persistentemente positivo a lo largo del año (**Fig. 15A**) y sólo sufre inversiones esporádicas durante los meses de invierno (octubre a abril), de manera que ~59 % de la variabilidad en la zona es inducida por vientos del este cuyo comportamiento coincide con el descrito para los vientos alisios por diversos autores (Zavala-Hidalgo *et al.*, 2014; Coronado *et al.*, 2007). A diferencia del primer modo, el

segundo ($\sim 25\%$ de la varianza) parece estar relacionado con la componente meridional del viento (**Fig. 15B**), cuya evolución temporal indica la presencia de viento proveniente del norte con menor variabilidad en los meses de verano que en los de invierno (zonas sombreadas de la **Figura 15A**) donde se observa su intensificación e inversiones frecuentes; la presencia de esas inversiones en esa época del año, es consistente con las condiciones que se pueden observar durante el paso de frentes fríos (también conocidos como “Eventos Norte”) en los que el viento sopla inicialmente del sureste con velocidades de alrededor de 10 m s^{-1} y con el paso de los días vira gradualmente hasta que finalmente proviene del norte (Coronado *et al.*, 2007). Por su parte, el modo tres contiene el $\sim 4\%$ de la varianza y su estructura espacial parece sugerir que los patrones ciclónicos sobre la zona son el tercer comportamiento más importante para la variabilidad del viento en la zona alrededor de BCh; si observamos la componente principal de este modo, podemos notar que, durante los meses de junio a noviembre este modo presenta algunos máximos importantes.

Para tener una perspectiva más local del viento que permita obtener algunos datos estadísticos específicos para el área de BCh, se extrajo una serie de tiempo promedio de los datos disponibles sobre el banco; alguna de la información obtenida de dicha serie se presenta en las **Figuras 16 y 17**.

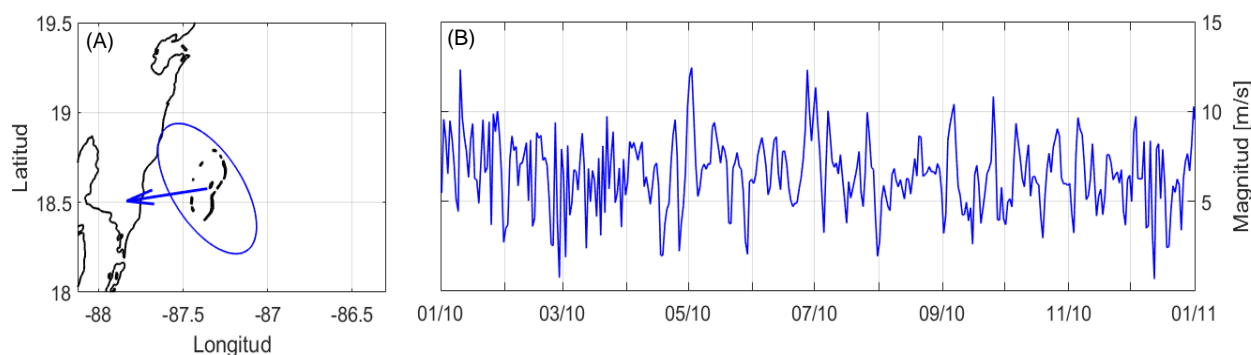


Figura 16.- Características del viento promedio sobre Banco Chinchorro para el año 2010, obtenidas de los datos del Reanálisis Climático ERA5. (A) Elipse de variabilidad y vector del viento medio, (B) promedio diario de la magnitud del viento.

En el panel (A) de la **Figura 16** la elipse muestra que a lo largo del año, el viento sobre BCh proviene en promedio del este (266° N) y su variabilidad de orientación se da en sentido noreste-sureste (casi perpendicular a la dirección promedio), lo que hace evidente la influencia persistente de los vientos alisios como se mostró en el primer modo regional; la magnitud promedio del viento durante el 2010 fue de 6.4 m s^{-1} con un máximo de 13 m s^{-1} y mínimo de 0.6 m s^{-1} , mientras que la magnitud de su variación (o desviación estándar de la serie) fue de 1.9 m s^{-1} .

A pesar de que los vientos alisios predominan en el transcurso del año, si observamos el comportamiento de manera trimestral como se muestra en la **Figura 17**, se puede notar que en los periodos de octubre a diciembre y de enero a marzo (los cuales corresponden a la temporada de invierno en el Caribe Mexicano) el signo negativo (con inversiones) y aumento en el valor de la componente meridional del esfuerzo del viento (**Fig. 17D**), así como la dirección ilustrada en el diagrama de astillas (**Fig. 17B**) hacen notorio el comportamiento descrito en el modo dos, asociado a la presencia de eventos “Norte”. Lo anterior también es observable al comparar la dirección del vector promedio de las elipses de variabilidad (**Fig. 17A**) que nos hablan de cómo cambia la dirección de procedencia del viento de este a noreste conforme pasan los meses de verano (abril a septiembre) y se acercan los de invierno.

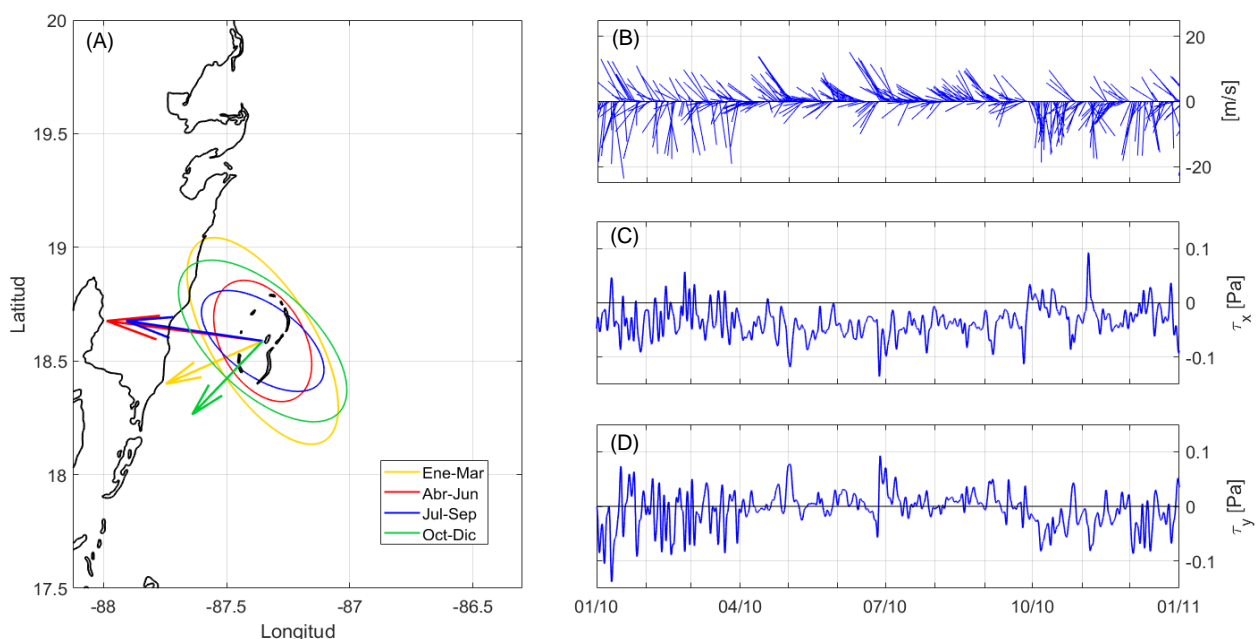


Figura 17.- Características del viento promedio sobre Banco Chinchorro para el año 2010, obtenidas de los datos del Reanálisis Climático ERA5. (A) Elipses de variabilidad y vectores del viento medio por trimestre, (B) diagrama de astillas de la dirección promedio diaria, (C) y (D) componentes del promedio diario del esfuerzo del viento.

De acuerdo a Hernández y Rosengaus (2010) la temporada de invierno del año 2010 registró 49 eventos “Norte”, 22 de ellos en el trimestre de enero a marzo, 8 en abril y 19 en el trimestre de octubre a diciembre. Por su parte en la **Figura 17C** la mayoría de los mínimos bien definidos del esfuerzo del viento zonal entre los meses de junio y octubre coinciden con las fechas reportadas por Hernández y Rosengaus (2010) para los ciclones tropicales que incidieron en México durante ese año: Huracán Alex (25 de junio a 2 de julio), Depresión Tropical No.2 (8 de julio), Tormenta tropical Hermine (6 de septiembre), Huracán Karl (15 a 17 de septiembre), Huracán Matthew (23 a 26 de septiembre) y Huracán Richard (23 a 26 de octubre); estas fechas también coinciden con máximos en la evolución temporal del modo 3 regional.

3.3 Estimación de tiempo de residencia y tiempo de recambio

El tiempo de residencia del agua en un arrecife (Tr_a) de acuerdo con Delesalle y Sournia (1992) y Takeoka (1984), es el tiempo que una porción de agua en un punto dado del interior de la laguna arrecifal requiere para salir de ella, y es una escala temporal apropiada para representar las características del intercambio de agua en una zona independientemente de su volumen (Takeoka,1984). Por su parte el tiempo de recambio (Tr_o) es una medida asociada al tiempo de renovación de agua en un reservorio y es dependiente del volumen de la misma (Takeoka,1984). Tanto Tr_a como Tr_o varían de zona a zona, debido a las diferencias en su morfología, así como de las condiciones del oleaje, el viento o la marea (Andréfouët *et al.*, 2001).

En esta sección se estima el Tr_a o Tr_o (dependiendo del forzamiento analizado) asociado a cada uno de los forzamientos propuestos, con la finalidad de describir de manera cuantitativa su influencia en el intercambio de agua en Banco Chinchorro.

3.3.1 Marea

Aproximando la forma de BCh a una elipse con eje mayor $a = 43.5$ km y eje menor $b = 13.7$ km (b es el promedio entre los anchos mínimo y máximo del banco, 10.6967 y 16.7408 km respectivamente) el área de la zona es de:

$$A = \pi \left(\frac{a}{2}\right) \left(\frac{b}{2}\right) \approx 468.75 \text{ km}^2 \quad (21)$$

Si se considera que el banco tiene una profundidad promedio de $h \approx 4$ m, el volumen promedio de agua sobre BCh es:

$$V = A (h) \approx 1.87 \times 10^9 \text{ m}^3 \quad (22)$$

Tomando en cuenta un rango promedio de marea de 22 cm, el volumen de agua que se intercambia podría estimarse como:

$$V_i = A (\text{rango de marea}) \approx 106.97 \times 10^6 \text{ m}^3 \quad (23)$$

lo que corresponde a aproximadamente al 5.5 % del volumen total del banco en un ciclo de marea, y dado que la marea es de carácter semidiurno, eso significa que BCh puede intercambiar alrededor del 10 % de su volumen de agua en un día y potencialmente todo su volumen en ~ 10 días (Tr_o). Para el rango máximo observado este valor puede llegar a duplicarse como se muestra en la **Figura 18**, lo que puede indicar que, aunque el cambio de nivel del mar debido a la marea en el entorno de BCh es relativamente pequeño (comparado con la marea presente en el Atlántico a estas latitudes) puede tener un impacto apreciable en el intercambio de agua del banco con su entorno.

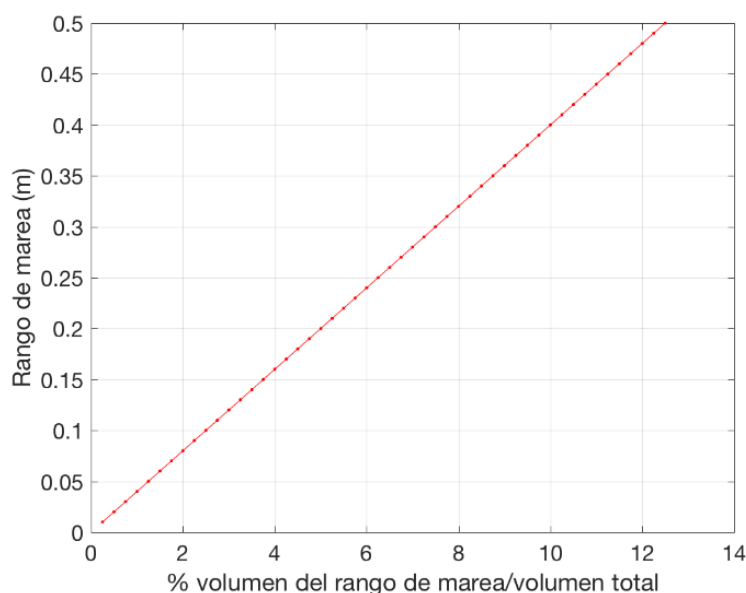


Figura 18.- Relación entre el rango de marea y la cantidad de agua intercambiada debido a ese cambio del nivel del mar en cada ciclo semidiurno, expresada en porcentaje del volumen de agua total sobre Banco Chinchorro.

3.3.2 Corriente de gran escala y oleaje

Como se describe en las secciones 3.1.2.1 y 3.1.2.2, la manera en que la corriente de gran escala y el oleaje se relacionan con el intercambio de agua entre Banco Chinchorro y el océano adyacente, está determinada por cómo ambos forzamientos inducen cambios en el gradiente de presión zonal dentro del banco. La relevancia de un forzamiento con respecto a otro en las variaciones temporales de ese gradiente, puede conocerse de proyectar linealmente el gradiente de presión zonal $\left(\frac{\partial P}{\partial x}\right)$ en las series normalizadas de la corriente a lo largo de Canal Chinchorro (V_{geos}) y la altura significativa del oleaje (H_s) medida en el

borde oriental del banco (sensor expuesto a la incidencia del oleaje inducido por la dirección predominante del viento, véase la sección 3.1.2.2):

$$A = [V_{geos}(t), Hs(t)] \quad (24)$$

$$Ac = \frac{\partial P}{\partial x} \quad (25)$$

Donde, si las series dentro de A están normalizadas, c^2 indica el porcentaje de varianza explicada por V_{geos} y Hs en la reconstrucción de $\frac{\partial P}{\partial x}$. La serie de tiempo del gradiente de presión zonal reconstruida solo con esos dos forzamientos se muestra en la **Figura 19B**, y tiene una correlación de 0.82 con respecto a la serie original, en donde Hs explica un 51 % de la variabilidad mientras que V_{geos} un 23 %.

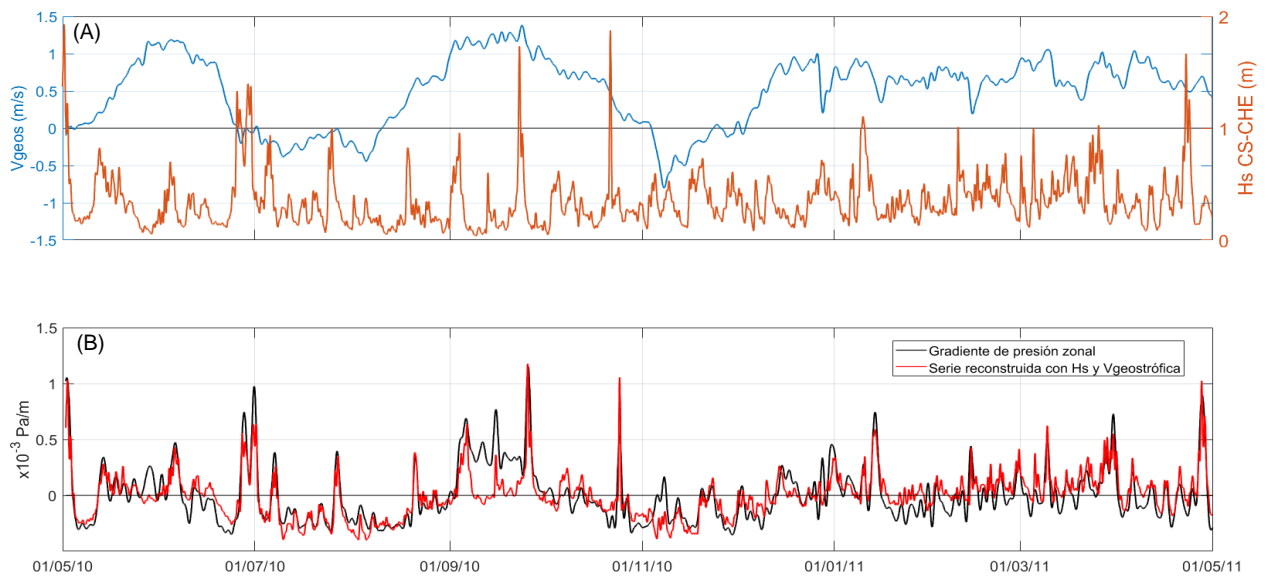


Figura 19.- Proyección del gradiente de presión zonal (B) en las series filtradas pasa bajo con un periodo de corte de 48hrs de la altura significativa del oleaje (Hs) y la componente principal de la velocidad geostrófica (Vgeos) mostradas en (A).

En la **Figura 19** se puede apreciar que, aun cuando se espera que el gradiente de presión en el sentido este-oeste impuesto por el bombeo del oleaje sea positivo gran parte del año, si la corriente geostrófica se invierte, entonces el signo del gradiente de presión regional se impone sobre las variaciones locales impuestas por el oleaje (excepto en eventos “notables” de Hs). El oleaje parece modificar la variabilidad de $\frac{\partial P}{\partial x}$ en escala de días, mientras que la corriente geostrófica en escala de meses.

Para cuantificar el intercambio de agua que puede generar H_s se estimó la magnitud de la corriente inducida por el gradiente de presión zonal, a partir del balance entre éste y el esfuerzo de fondo parametrizado cuadráticamente, obtenido tal y como se describió en las ecuaciones 10 a 17 de la sección 2.3.3 de la metodología. Con la magnitud de las corrientes inducidas estimadas, el tiempo de residencia del agua en la laguna arrecifal fue calculado de la ecuación:

$$Tr_a = \frac{b}{u} \quad (26)$$

Donde b al igual que en la ecuación 21 es el promedio entre los anchos mínimo y máximo del banco y u es la corriente inducida calculada.

El coeficiente de arrastre Cd dentro de las ecuaciones usadas para la estimación de u , es un parámetro adimensional que se relaciona con la fricción que ofrecen los arrecifes debido a sus "elementos de rugosidad" (Hearn, 2011) y que puede ser calculado de diferentes maneras tomando en cuenta algunas propiedades de la zona; al no contar con datos suficientes para estimar un coeficiente específico para BCh y con la intención de dar un panorama de los valores de corriente que se podrían presentar en distintos casos, se decidió usar tres Cd apropiados para las zonas arrecifales propuestos en los trabajos de Hearn, 2011 y Hopley, 2011. Los valores promedio, máximo y tiempo de residencia asociado a la corriente estimada para cada valor de Cd se muestran en la **Tabla 2**.

Tabla 2. Corriente inducida por el gradiente de presión zonal asociado al bombeo del oleaje, estimada para diferentes valores de coeficiente de arrastre (Cd) y el tiempo de residencia asociado a esa corriente (Tr_a).

	$Cd=0.002$		$Cd=0.015$		$Cd=0.030$	
	Media	Máximo	Media	Máximo	Media	Máximo
u [m/s]	0.021	0.047	0.008	0.017	0.005	0.012
Tr_a [días]	8	3	20	9	32	13

Para analizar el comportamiento a lo largo del tiempo de las corrientes inducidas, nos enfocaremos en la serie de u estimada con un valor de Cd de 0.015 (**Fig. 20C**), cuyo promedio fue de 0.008 $m\ s^{-1}$ (**Tabla 2**); esta magnitud implica que para ese valor de Cd cuando tomamos en cuenta solo los efectos relacionados con el oleaje, el agua de BCh tiene en promedio un tiempo de residencia de ~ 20 días.



Figura 20.- Series de tiempo filtradas paso bajo con un periodo de corte de 48 hrs de (A) altura significativa del oleaje (H_s) medida por el sensor CS-CHE, (B) el gradiente de presión zonal asociado a ese oleaje y (C) la corriente inducida estimada para un valor de coeficiente de arrastre (C_d) de 0.015. Las líneas punteadas corresponden a los eventos notables asociados al paso de los huracanes Alex, Karl, Matthew y Richard.

Si observamos simultáneamente las tres series presentadas en la **Figura 20** es notoria la relación explicada en la sección 3.1.2.2, en la cual, valores máximos de altura significativa del oleaje en el borde oriental de BCh implican un bombeo de agua capaz de inducir un gradiente de presión positivo que genera corrientes hacia el oeste de hasta 0.017 m s^{-1} (**Tabla 2**) y que pueden reducir el tiempo de residencia del agua en la laguna arrecifal a ~ 9 días. Este comportamiento específicamente para el periodo de tiempo estudiado, se relacionó con los eventos notables de oleaje inducido durante el paso de ciclones tropicales en los meses de julio a noviembre; en la **Figura 20** los eventos asociados a los cuatro ciclones tropicales que impusieron un mayor gradiente de presión dentro del banco se señalan en color rojo y corresponden a los Huracanes Alex, Karl, Matthew y Richard cuyas trayectorias pasaron cerca e incluso sobre la zona de BCh (<https://www.nhc.noaa.gov/data/tracks/tracks-at-2010.png>). Los valores asociados a los 4 eventos fueron: $H_s=2.32 \text{ m}$ $u=0.015 \text{ m s}^{-1}$ $Tr_a=11$ días para Alex, $H_s=0.95 \text{ m}$ $u=0.014 \text{ m s}^{-1}$ $Tr_a=12$ días para Karl, $H_s=2.13 \text{ m}$ $u=0.017 \text{ m s}^{-1}$ $Tr_a=9$ días para Matthew y $H_s=1.66 \text{ m}$ $u=0.012 \text{ m s}^{-1}$ $Tr_a=13$ días para Richard.

3.3.3 Viento

Siguiendo el procedimiento para cuantificar tanto el tiempo de residencia como la corriente inducida por el gradiente de presión zonal, el intercambio de agua que puede generar el esfuerzo del viento en la dirección de procedencia predominante (τ_x) se estimó a partir del balance entre éste y el esfuerzo de fondo parametrizado cuadráticamente (ecuaciones 10 a 15 de la sección 2.3.3 de la metodología) y utilizando los mismos valores de Cd que en la sección anterior; las corrientes inducidas por el esfuerzo del viento en sentido norte-sur (τ_y) fueron obtenidas con la misma metodología pero partiendo de las ecuaciones de momento meridional (la expresión para la corriente estimada es igual a la ecuación 15 pero utilizando τ_y en lugar de τ_x). Los valores promedio, máximo y tiempo de residencia asociado a la corriente estimada para cada valor de Cd se muestran en la **Tabla 3**. Las **Figuras 21C** y **22C** muestran las series de u y v estimadas con un valor de Cd de 0.015 para observar su comportamiento a lo largo del tiempo.

Tabla 3. Corriente inducida por el esfuerzo del viento por componentes estimada para diferentes valores de coeficiente de arrastre (Cd) y el tiempo de residencia asociado a esa corriente (Tr_a).

	$Cd=0.002$		$Cd=0.015$		$Cd=0.030$	
	Media	Máximo	Media	Máximo	Media	Máximo
u [m/s]	0.143	0.342	0.052	0.125	0.037	0.088
Tr_a [días]	1	0.5	3	1.5	5	2
v [m/s]	0.106	0.337	0.039	0.123	0.027	0.087
Tr_a [días]	5	1.5	13	4	19	6

La corriente inducida por el esfuerzo del viento zonal sobre el banco, cuyo promedio fue de 0.052 m s^{-1} (**Tabla 3**), es casi un orden de magnitud mayor que la que mostró el promedio de la corriente inducida por el oleaje, e implica un tiempo de residencia del agua en BCh de ~ 3 días. De la **Figura 21**, se puede observar que el esfuerzo del viento es importante durante los periodos que domina la presencia de los vientos alisios (abril-septiembre), pues la corriente que induce va dirigida hacia el borde occidental del banco, donde la barrera arrecifal es más difusa y permite la interacción entre el agua de la laguna y el océano adyacente en donde puede incorporarse a la corriente que pasa por el canal. Al igual que en las corrientes inducidas por el oleaje (**Fig. 20**), en la corriente impulsada por τ_x , los periodos donde se

presentó el paso de huracanes muestran una intensificación de hasta 0.125 m s^{-1} , lo que reduce el tiempo de residencia del agua en la laguna arrecifal a ~ 1.5 días.

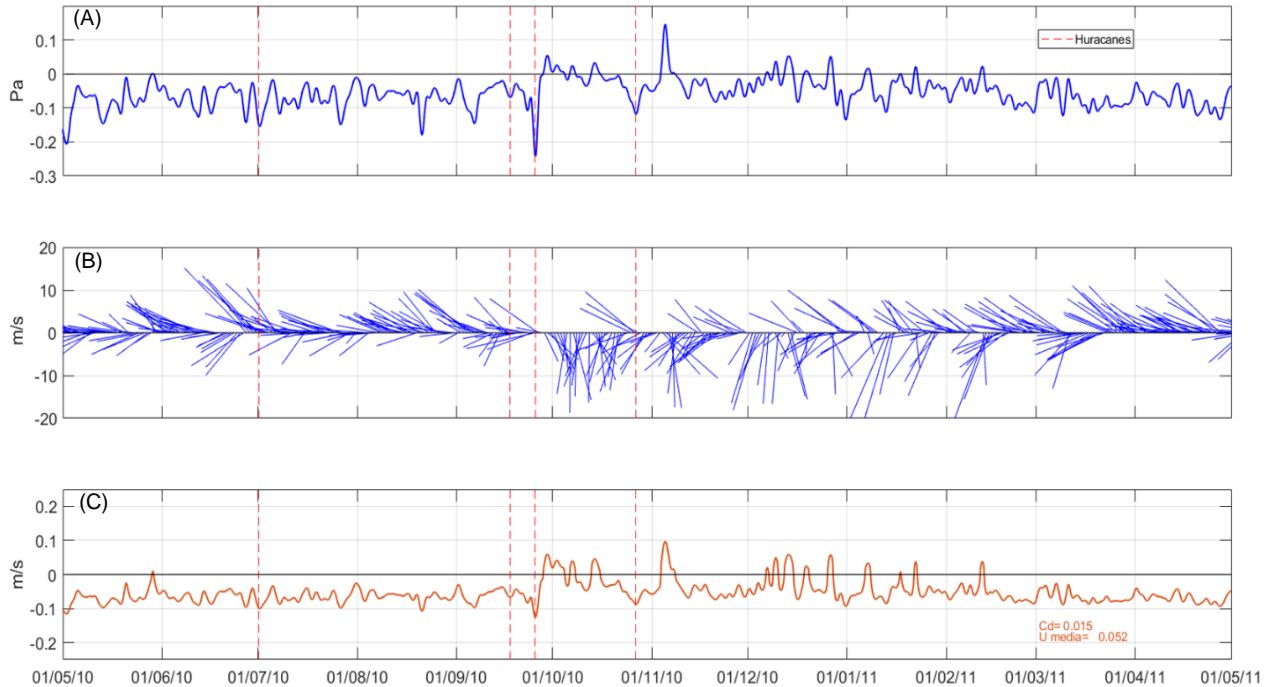


Figura 21.- Series de tiempo filtradas paso bajo con un periodo de corte de 48 hrs de (A) esfuerzo zonal del viento promedio sobre el banco (τ_x), (B) diagrama de astillas de la orientación del viento y (C) la corriente inducida para un coeficiente de arrastre (Cd) de 0.015. Las líneas rojas señalan el paso de los huracanes Alex, Karl, Matthew y Richard

En los periodos donde el viento sufre cambios en su orientación de procedencia como en los meses de octubre a marzo (invierno), la componente meridional se vuelve más importante y se puede observar una reducción en la corriente inducida por τ_x mientras que la inducida por τ_y se intensifica.

Aunque las corrientes generadas por τ_x y τ_y presentan valores de magnitud promedio similares, el tiempo de residencia asociado a cada corriente por separado no es el mismo, puesto que la distancia que recorre una porción de agua en sentido meridional es más del doble que en sentido zonal (~ 43 km); los periodos donde esta componente del viento propicia corrientes más intensas se da durante eventos de viento fuerte proveniente del norte, algunos de ellos asociados al paso de frentes fríos. Sin embargo, aun cuando los valores de corriente indiquen que puede existir más intercambio de agua, el gradiente de presión meridional y zonal durante estos fenómenos, como se muestra en la **Figura 23**, sugieren que estas corrientes pueden no necesariamente significar la salida de agua de la laguna arrecifal.

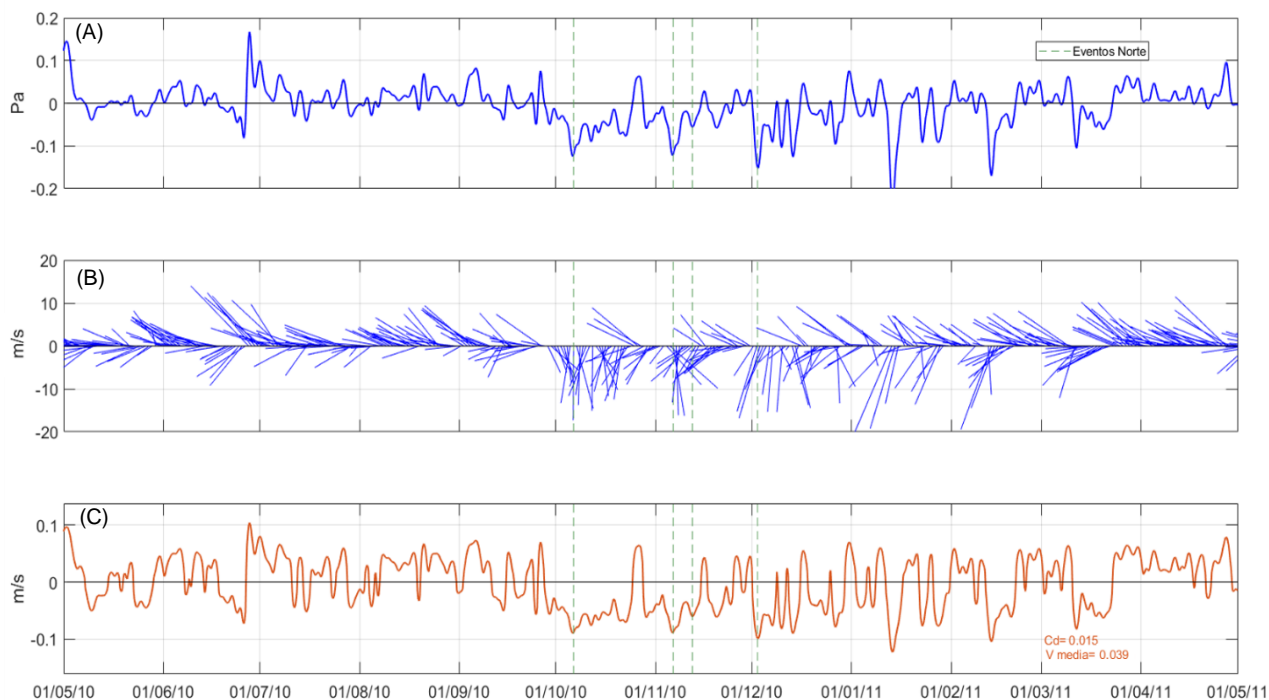


Figura 22.- Series de tiempo filtradas paso bajo con un periodo de corte de 48 hrs de (A) esfuerzo meridional del viento promedio sobre el banco (τ_y), (B) diagrama de astillas de la orientación del viento y (C) la corriente inducida para un coeficiente de arrastre (C_d) de 0.015. Las líneas verdes señalan la presencia de eventos “Norte”.

En BCh valores negativos de $\frac{\partial P}{\partial y}$ implican que el nivel del agua en la parte norte del banco es menor que en el sur. Esa zona, a diferencia del borde occidental de BCh (donde hay un desarrollo coralino difuso) si está delimitado por una barrera arrecifal, por lo tanto, valores de $\frac{\partial P}{\partial x}$ relativamente pequeños y un $\frac{\partial P}{\partial y}$ negativo durante los eventos “Norte” pudieran significar que el agua en la laguna se está acumulando y que el volumen impulsado por las corrientes que viajan hacia el sur no salen con la misma facilidad que lo hace por la parte oeste.

Tomando en cuenta que el esfuerzo del viento zonal es más efectivo para el intercambio de agua en los meses de verano, aunado a la posibilidad de que durante los meses de invierno donde el esfuerzo del viento meridional es más relevante en la generación de corrientes el agua de BCh se intercambie con menor facilidad, entonces se podría decir que en general, el esfuerzo del viento en la zona del banco propicia que exista mayor intercambio de agua en los meses de verano que en los de invierno.

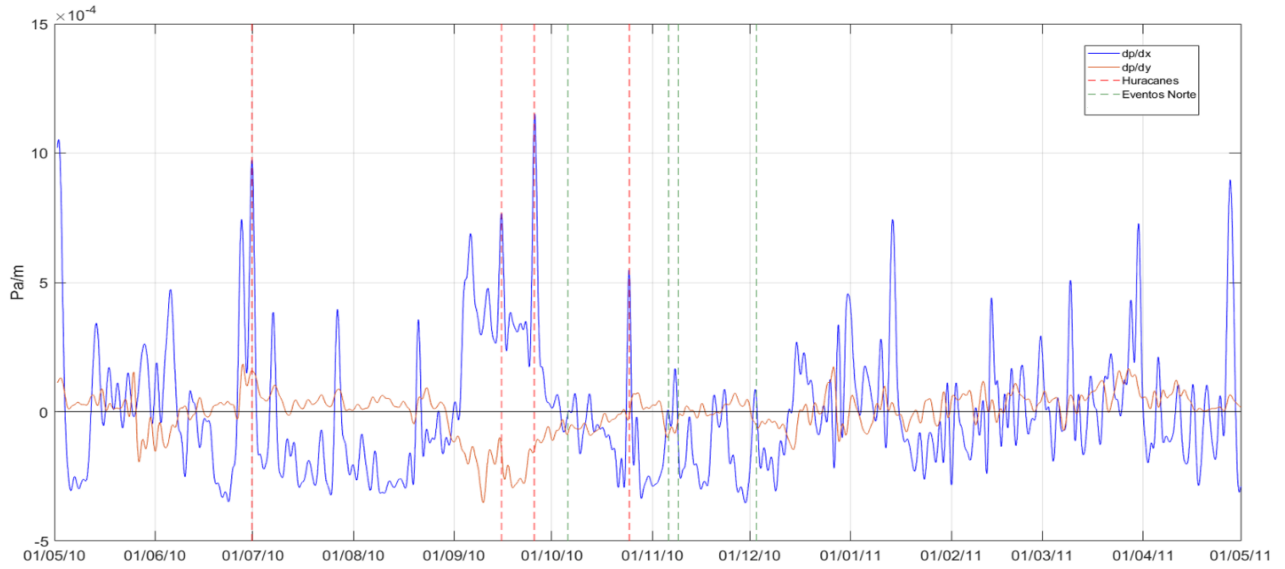


Figura 23.- Series de tiempo filtradas paso bajo con un periodo de corte de 48 hrs del gradiente de presión zonal (azul) y meridional (naranja). Las líneas verdes señalan la presencia de eventos "Norte".

Capítulo 4. Conclusiones

De los cuatro forzamientos estudiados en el intercambio de agua entre Banco Chinchorro y el océano adyacente, el viento es el más importante y su influencia en la zona a lo largo del año se vio agrupada en tres patrones principales en relación a las características de su orientación y magnitud (Vientos alisios, Nortes y Ciclones tropicales). Considerando un Cd razonable para arrecifes de 0.015, los vientos alisios quienes dominan casi el 60% de la variabilidad del viento en la región presentan una componente zonal que puede inducir corrientes hacia el borde occidental del banco con un promedio de $\sim 0.05 \text{ m s}^{-1}$ que implican un tiempo de residencia del agua en la laguna de ~ 3 días; particularmente en los meses de junio a octubre cuando existe el paso de ciclones tropicales (3% de la variabilidad) las corrientes que induce esa componente zonal, pueden intensificarse hasta 0.125 m s^{-1} , reduciendo el tiempo de residencia a ~ 1.5 días. El cambio de dirección predominante del viento durante los periodos de paso de frentes fríos ($\sim 25\%$ de la variabilidad), podría imponer cierta estacionalidad en el tiempo de residencia del agua en la laguna arrecifal, que indica mayor intercambio de agua en los meses de verano que en los de invierno, cuando el paso de esos eventos generan corrientes que viajan hacia el sur que parecen no impulsar agua fuera del banco con la misma facilidad que lo hacen las corrientes inducidas por el paso de vientos del este.

Independientemente del viento, el gradiente de presión zonal también induce corrientes que pueden propiciar el intercambio de agua del banco, su variabilidad es modulada en 52% por el bombeo constante del oleaje entrando por la frontera este y en 23% impuesto a través de la geostrofia por la corriente de gran escala. Las corrientes inducidas por el oleaje presentaron una magnitud promedio de 0.008 m s^{-1} y aun cuando resultan casi un orden de magnitud menor que las inducidas por el esfuerzo del viento zonal, en eventos de oleaje alto (1.5 - 3 m) como en el paso de huracanes, el gradiente de presión impuesto logra impulsar una deriva de este a oeste de $\sim 0.02 \text{ m s}^{-1}$ que puede reponer el agua sobre el banco en una escala de tiempo de ~ 8 días; en conjunto las corrientes inducidas por el gradiente de presión y el esfuerzo del viento zonales tienen un promedio anual de $\sim 0.06 \text{ m/s}$ que implican un tiempo de residencia de ~ 3 días. Por otro lado, en escala de tiempo más grandes (semanas) un aumento sostenido de 1 m s^{-1} en la corriente de gran escala puede renovar el agua del banco en ~ 14 días.

Con un rango de marea de ~ 20 cm, en promedio el Banco intercambia 10 % de su volumen por día y potencialmente todo su volumen en 10 días.

La Reserva de la Biósfera de Banco Chinchorro es uno de los arrecifes más distantes de la costa con una gran relevancia tanto para las costas aledañas, como para otras zonas del Caribe mexicano y el Golfo de México por su conectividad ecológica; es una de las áreas naturales protegidas que se encuentra en mejor estado de conservación del país y dado que muchas de las características que hacen que esta zona sea única con un buen estado de conservación pueden estar ligadas al intercambio de agua entre su laguna y el océano adyacente, el conocer más detalles acerca de este intercambio contribuyen a resaltar la importancia de mejorar la preservación de la reserva.

Literatura citada

- Abascal A., Sheinbaum J., Candela J., Ochoa J., Badan A. 2003. Analysis of flow variability in the Yucatan Channel. *J. Geophys. Res.* 108(C12): 3381; doi:10.1029/2003JC001922
- Aguilar-Perera A., Aguilar-Dávila W. 1993. Banco Chinchorro: Arrecife Coralino en el Caribe. En: Salazar-Vallejo, S. I. y N. E. González (eds.). *Biodiversidad Marina y Costera de México*. CONABIO/CIQRO, Ciudad de México, (pp. 808-816).
- Andréfouët S., Pagès J., Tartinville B., 2001. Water renewal time for classification of atoll lagoons in the Tuamotu Archipelago (French Polynesia). *Coral Reefs* 20, 399–408
- Aparco J. 2018. Respuesta del nivel del agua a los frentes fríos y ciclones en un estuario tropical del Golfo de México. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B.C., (pp. 56).
- Atkinson M., Smith S., Stroup E. 1981. Circulation in Enewetak atoll lagoon. *Limnol. Oceanogr.* 26:1074–1083.
- Badan A., J. Candela, J. Sheinbaum and J. Ochoa. 2005. Upper-layer Circulation in the approaches to Yucatan Channel. In: *New developments in the circulation of the Gulf of Mexico*, W. S. Sturges and A. Lugo-Fernandez, Eds. American Geophysical Union, (pp. 57-69).
- Candela J., Tanahara S., Crepon M., Barnier B., Sheinbaum J. 2003. Yucatan Channel flow: Observations versus CLIPPER ATL6 and MERCATOR PAM models, *J. Geophys. Res.*, 108(C12), 3385, doi:10.1029/2003JC001961.
- Chávez E., e Hidalgo E. 1984. Spatial structure of benthic communities of Banco Chinchorro, Mexico. En: *Advances in reef science, Joint Meeting I.S.R.S. and Atoll Reef Community*, Universidad de Miami, Florida, (pp. 19–20).
- Chávez G., Candela J., Ochoa J. 2003. Subinertial flows and transports in Cozumel Channel, *J. Geophys. Res.*, 108(C2), 3037, doi:10.1029/2002JC001456.
- Cetina P., Candela J., Sheinbaum J., Ochoa J., Badan A. 2006. Circulation along the Mexican Caribbean coast. *Journal of Geophysical Research*, 111, C08021, doi:10.1029/2005JC003056.
- Coronado C., J. Candela, J. Sheinbaum, M. López, F. Ocampo-Torres F. 2007. On the circulation in the Puerto Morelos fringing reef lagoon. *Coral Reefs* 26:149–163, doi:10.1007/s00338-006-0175-9.
- Darwin C. R., 1842. *The Structure and Distribution of Coral Reefs*. London: Smith, Elder, (pp. 214).
- Delesalle B. y Sournia A. 1992. Residence time of water and phytoplankton in coral reef lagoons. *Continental Shelf Research*, 12(7/8): 939-949.

- De Jesús-Navarrete A. y Aldana-Aranda D. 2000. Distribution and abundance of *Strombus gigas* veligers at six fishing sites on Banco Chinchorro, Quintana Roo, México. *Journal of Shellfish Research*, 19: 891–895.
- De Jesús-Navarrete A. 2003. Physical characterization of the reef lagoon at Banco Chinchorro, México: an overview. *Bulletin of Marine Science*, 73(1): 5–14.
- Dopp S., 2006. Understanding tides. National Oceanic and Atmospheric Administration National Ocean Service, (pp. 49).
- General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO). 2020. A continuous terrain model for oceans and land at 15 arc-second intervals. British Oceanographic Data Centre (BODC). *doi:10.5285/a29c5465-b138-234d-e053-6c86abc040b9*.
- Goda Y. 2010. Random seas and design of maritime structures (3rd ed.). World Scientific, Singapore, (pp. 1–443).
- Gourlay M. R., 1993. Wave set-up and wave generated current on coral reefs. En *Proceedings 11th Australian Conference on Coastal and Ocean Engineering*, National Conference Publication No. 93/4, Canberra, Australia: Institute of Engineers, (pp. 479–484).
- Hatcher B. 1997. Coral reef ecosystems: How much greater is the whole than the sum of the parts. En: *Proceedings of the 8th International Coral Reef Symposium*, Balboa, Panamá, 24-29 de junio. Smithsonian Tropical Research Institute, 1: 43–56.
- Hearn C. J. 1999. Wave-breaking hydrodynamics within coral reef systems and the effect of changing relative sea level. *J. Geophys. Res.*, 104(C12): 30007-30019.
- Hearn C. J. 2011. Hydrodynamics of coral reef systems. En: Hopley D. (ed.). *Encyclopedia of modern coral reefs: Structure, form and process*. Springer, Dordrecht, The Netherlands, (pp. 1226).
- Hernández A. y Rosengaus M. 2010. Análisis de la temporada de ciclones tropicales 2010. Servicio Meteorológico Nacional de México, Comisión Nacional del agua, México, (pp. 24).
- Hopley D. 2011. *Encyclopedia of modern coral reefs: Structure, form and process*. Springer, Dordrecht, The Netherlands, (pp. 1226).
- Instituto Nacional de Ecología (INE) 2000. Programa de Manejo de la Reserva de la Biosfera Banco Chinchorro. INE/ SEMARNAT, Ciudad de México, (pp. 192).
- Jordán E. y Martín E. 1987. Chinchorro: Morphology and composition of a Caribbean Atoll. *Atoll research bulletin*, 310: 1–27.
- Kench P. 1994. Hydrodynamic observations of the Cocos (Keeling) Island lagoon. *Atoll Research Bulletin*, 408: 1–21.

- Kjerfve B. 1981. Tides of the Caribbean Sea, *J. Geophys. Res.*, 86, (C5), 4243-4247.
- Lugo-Fernández A., Roberts H., Wiseman W. 2004. Currents, water levels, and mass transport over a modern Caribbean coral reef: Tague Reef, St. Croix, USVI. *Continental Shelf Research*, 24(17): 1989–2009.
- Massel S. y Gourlay M. 2000. On the modelling of wave breaking and set-up on coral reefs. *Coastal Engineering*, 39, 1–27.
- Merino M., 1986. Aspectos de la circulación costera superficial del caribe mexicano con base en observaciones utilizando tarjetas de deriva. *An. Inst. Cienc. del Mar y Limnol. Univ. Nal. Autón. México*, 13(2):31-46.
- Munk W., y Sargent M. 1948. Adjustment of Bikini Atoll to ocean waves. *Transactions, American Geophysical Union*, 29:855–860.
- Ochoa J., Candela J., Badan A., Sheinbaum J. 2005. Ageostrophic fluctuations in Cozumel Channel, *J. Geophys. Res.*, 110, C02004, *doi:10.1029/2004JC002408*.
- Pawlowicz R., Beardsley B., y Lentz S. 2002. Classical Tidal Harmonic Analysis Including Error Estimates in MATLAB using T TIDE. *Computers and Geosciences*, 28(8): 929-937.
- Pickard G. 1986. Effects of wind and tide on upper-layer currents at Davies Reef, Greater Barrier Reef, during Mecor (July-August, 1984). *Australian Journal of Marine and Freshwater Research*, 37:545–565.
- Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente y Unión Internacional para la Conservación de la Naturaleza (UNEP/IUCN) 1988. *Coral reefs of the world. Vol. 1. Atlantic and eastern Pacific*. UNEP. Regional Seas Directories and Bibliographies. IUCN, Gland, Switzerland and Cambridge, UK; UNEP: Nairobi, Kenya.
- Roberts H., Wilson P. y Lugo-Fernández A. 1992. Biologic and geologic responses to physical processes: examples from modern reef systems of the Caribbean-Atlantic region. *Continental Shelf Research*, 12(7/8): 809-834.
- Secretaría de Marina, 1994. *Costa Este Canal de Yucatán y proximidades. Carta S. M. 900 escala 1:906, 530*. Dirección de Oceanografía Naval, México.
- Sheinbaum J., Candela J., Badan A., Ochoa J. 2002. Flow structure and transport in Yucatan Channel, *Geophys. Res. Lett.*, 29(3), 1040, *doi:10.1029/2001GL013990*.
- Sosa G. 2007. *Las anomalías de marea en el Caribe Mexicano*. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B.C., (pp. 104).
- Takeoka A. 1984. Fundamental concepts of exchange and transport time scales in a coastal sea. *Continental Shelf Research*, 3:311-326.

- Tartinville B., Deleersnijder E., Rancher J. 1997. The water residence time in the Mururoa atoll lagoon: sensitivity analysis of a three-dimensional model. *Coral Reefs* 16:193–203.
- Thomas I. y Frausto O. 2014. El cambio climático y los huracanes en la península de Yucatán. En: Frausto O. (ed.). *Monitoreo de riesgo y desastre asociados a fenómenos hidrometeorológicos y cambio climático*. Universidad de Quintana Roo, Quintana Roo, México, (pp. 91).
- Venegas S. 2001. Statistical methods for signal detection in climate. rep no 2. Danish Center for Earth System Science (DCESS), (pp.96).
- Von Arx W. 1948. The circulation systems of Bikini and Rongelap lagoons. *Transactions, American Geophysical Union*, 29: 861–870.
- Wolanski E. 2001. *Oceanographic processes of coral reefs: physical and biological links in the Great Barrier Reef*. CRC Press, Boca Raton, Florida.
- Yamano H., Kayanne H., Yonekura N., Nakamura H., Kudo K. 1998. Water circulation in a fringing reef located in a monsoon area: Kabira Reef, Ishigaki Island, Southwest Japan. *Coral Reefs* 17:89–99.
- Zavala-Hidalgo J., Romero-Centeno R., Mateos-Jasso A., Morey S. y Martínez-López B. 2014. The response of the Gulf of Mexico to wind and heat flux forcing: What has been learned in recent years?. *Atmósfera*, 27(3), 317-334.