

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



**Programa de Posgrado en Ciencias
en Oceanografía Física**

**Evaluación del efecto del oleaje en la transferencia de gases
entre el océano y la atmósfera**

Tesis

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

Presenta:

Lucía Gutiérrez Loza

Ensenada, Baja California, México
2016

Tesis defendida por
Lucía Gutiérrez Loza

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Francisco Javier Ocampo Torres
Director de tesis

Dr. José Pedro Osuna Cañedo
Dr. José Luis Ochoa de la Torre
Dr. José Rubén Lara Lara



Dr. Francisco Javier Ocampo Torres
Coordinador del Posgrado en
Oceanografía Física

Dra. Rufina Hernández Martínez
Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **Lucía Gutiérrez Loza** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Oceanografía Física.

Evaluación del efecto del oleaje en la transferencia de gases entre el océano y la atmósfera

Resumen aprobado por:

Dr. Francisco Javier Ocampo Torres
Director de tesis

La transferencia de gases entre el océano y la atmósfera es uno de los factores más importantes a considerar cuando se habla del clima global y sus cambios a mediano y largo plazo. Aún así, existe una gran incertidumbre acerca de cómo parametrizar e incluir este proceso en los modelos de clima, lo que hace evidente la necesidad de aumentar nuestro conocimiento acerca de los mecanismos que controlan dicha transferencia. En años recientes, se ha reconocido la importancia de las regiones costeras como componente esencial del ciclo de carbono, la comprensión de los mecanismos encargados de modular el comportamiento del flujo de CO₂ en estas zonas es, entonces, imprescindible para cuantificar de manera precisa su contribución al presupuesto global del carbono.

En este estudio se realiza una evaluación del efecto del estado del mar como mecanismo modulador de la transferencia de CO₂, en una región cercana a la costa a partir de mediciones con alta resolución temporal en el periodo entre mayo de 2014 y abril de 2015. Los resultados obtenidos muestran que la zona de estudio, ubicada en la Bahía de Todos Santos, Baja California, México, es un sumidero débil de CO₂ con un valor promedio de flujo de -1.32 μmol/m²s. La baja correlación encontrada entre los flujos y la velocidad del viento ($r = 0.09$), sugiere que son otros forzamientos los encargados de modular la transferencia de gas a través de la interfase océano-atmósfera en esta región. Con base en los resultados obtenidos mediante un análisis de regresión por cuantiles, se encontró que el oleaje es el factor que promueve en mayor medida la intensificación de los flujos desde y hacia el océano, sin embargo, las condiciones del oleaje no son suficientes para determinar el sentido del flujo.

Palabras clave: **Interacción océano-atmósfera, transferencia de gases, oleaje, viento.**

Abstract of the thesis presented by **Lucía Gutiérrez Loza** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Physical Oceanography.

Evaluation of swell on gas transfer between ocean and atmosphere.

Abstract approved by:

Dr. Francisco Javier Ocampo Torres
Thesis director

The gas transfer at the sea surface is one of the most important factors regarding global climate and long-term global climate changes. Despite its importance, there is still a huge uncertainty on how to parametrize these transfer processes in order to include them in the global climate models. This uncertainty exposes the need to increase our knowledge on gas transfer controlling mechanisms. Recently, the importance of the carbon fluxes in the coastal zone has been recognized as an important piece of the global carbon cycle; is therefore essential to understand and accurately account for, the factors regulating these fluxes in order to estimate their contribution to the ocean and to the global carbon budget.

In this study, an evaluation of the sea state as a controlling mechanism on CO₂ gas transfer through air-sea surface was carried out. The study area located within the Todos Santos Bay in Baja California, México, was found to be a weak sink of CO₂ with a mean flux of -1.32 $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$. The low correlation found between flux and wind speed ($r = 0.09$), suggests that the influence of other forcing mechanisms, besides wind, is important for the gas transfer modulation through the sea surface, at least for the conditions found in this study. In addition, the results of the quantile regression analysis suggest that the presence of swell is the key factor that promotes the intensification of the fluxes through the sea surface, however, the direction in which they occur depends on other variables and on the local characteristics of the aqueous and atmospheric layers.

Keywords: Air-sea interaction processes, CO₂ gas transfer, waves, wind speed.

Dedicatoria

*A mi familia:
Lety, Marcos y Andrés.*

A Cámara, mi mejor compañía.

Agradecimientos

Quiero agradecer a Paco Ocampo, porque además de ser director de este trabajo de tesis, fue él quien me dio la oportunidad de acercarme al mundo de la Oceanografía Física. A Pedro Osuna, por su apoyo, paciencia y colaboración en esta tesis. Gracias a ambos por recibirme como parte del Grupo de Oleaje en el que he aprendido y crecido, agradezco su apoyo y confianza durante estos años. A José Luis Ochoa y Rubén Lara, miembros del comité, por sus aportaciones a esta tesis.

A Tito, Rodrigo y Erick por encargarse de la instalación y mantenimiento de los instrumentos y la torre de mediciones. Gracias por su interés en este trabajo y por su apoyo incondicional. Agradezco a todos los miembros del Grupo de Oleaje, por sus aportaciones y comentarios. A Héctor, por los datos proporcionados y sus aportaciones.

Agradezco a Lupita, Carmen y todo el personal de CICESE por su cooperación y por ser parte indispensable de mi paso por esta institución. Al departamento de Oceanografía Física por el apoyo económico.

Quiero agradecer, también, a CONACYT por el financiamiento a través de la beca para estudios de posgrado y beca mixta, así como a través del proyecto “La rugosidad y la dinámica de la superficie del mar como control del intercambio entre el océano y la atmósfera” (RugDiSmarCTRLo-a) (CB-2010 Conacyt).

A Ana por su amistad, por los kilómetros recorridos y por las pláticas interminables. A los mejores compañeros de cubo: Lu y Vlado, gracias por sus consejos y por su compañía. A mis compañeros: Maribel, Esveidy, René, Juan, Isaac, Camilo, Braulio y Jonathan; y a los que no fueron compañeros pero que hicieron que mi paso por CICESE fuera de lo mejor, gracias Esther, Javi, Hector I., Mauro, Ixe, Lenna, Leo y todos.

Quiero agradecer a Humberto, el mejor coach del mundo, por confiar en mí, apoyarme y enseñarme a ser una mejor atleta cada día. A Miriam por compartir conmigo cientos de

kilómetros, que entre pláticas parecen apenas unas cuerdas; gracias por ser la mejor compañera de correr que he tenido. A Blanca, Victor y Victor chico, por siempre estar al pendiente y por prestarme a Miriam. A todo el equipo de atletismo y agregados, gracias por ser mi familia ensenadense, por compartir mi pasión y por ser parte de eso que me ayuda a mantener la salud mental.

Agradezco a Brian Ward, Leonie, Sebastian y Anneke por haberme recibido mientras hice la estancia en la NUIG en Irlanda, fueron excelentes anfitriones y compañeros.

A Martha, Carlos y Pato, por recibirme y quererme como hija/ hermana postiza. A los tres gracias por tanto cariño y apoyo. A todos los papás postizos que me han adoptado y querido a lo largo de mi vida.

Finalmente, quiero agradecer a mis papás por haberme apoyado de manera incondicional, por inculcarme la determinación y perseverancia que me han ayudado a llegar hasta aquí. A Cámara, por ser mi compañero en este camino.

A todos, muchas gracias por compartir este logro!

Tabla de contenido

	Página
Resumen español	ii
Resumen inglés	iii
Dedicatorias	iv
Agradecimientos	v
Lista de figuras	ix
Lista de tablas	xiii
Capítulo 1. Introducción	
1.1 Generalidades y antecedentes.....	1
1.2 Justificación.....	6
1.3 Objetivos.....	6
Capítulo 2. Metodología	
2.1 Sitios de medición.....	8
2.2 Adquisición de datos.....	10
2.2.1 Flujos.....	10
2.2.2 Oleaje.....	11
2.3 Método de la correlación de las fluctuaciones turbulentas.....	11
2.4 Procesamiento de datos.....	14
2.4.1 Preprocesamiento de los datos de viento y de las concentraciones de gases.....	14
2.4.2 Rotación del sistema de coordenadas.....	15
2.4.3 Estimación de la temperatura del aire a partir de la temperatura sónica.....	16
2.4.4 Estimación de las fracciones molares en base seca.....	17
2.4.5 Estabilidad atmosférica.....	19
2.4.6 Estimación de la función de peso (<i>footprint</i>).....	20
2.4.7 Estimación del promedio temporal.....	25
2.4.8 Datos de oleaje.....	27
2.5 Estimación de flujos.....	27
Capítulo 3. Resultados y discusión	
3.1 Condiciones de viento y oleaje.....	29
3.1.1 Viento.....	29
3.1.2 Validación de los datos de viento.....	31
3.1.3 Oleaje.....	32
3.2 Concentración de gases.....	32
3.3 Flujo de gases.....	36
3.3.1 Evaluación de los mecanismos que modulan el flujo de gases.....	37
3.3.2 Efecto de la altura significativa en los flujos de CO ₂ en función de la temperatura.....	43
3.4 Disipación de energía asociada al rompimiento del oleaje.....	48

Capítulo 4. Conclusiones	54
Lista de referencias bibliográficas.....	57
Apéndice A. Sistema de limpieza del analizador de gases.....	62
Apéndice B. Implementación del modelo SWAN para la simulación del campo de olas en Punta Morro, Baja California.....	66

Lista de figuras

Figura	Página
1 Representación esquemática del modelo de dos capas para describir el flujo de gases a través de la interfase océano-atmósfera propuesto por Liss y Slater (1974). C = concentración del gas, δ = ancho de la sub-capa difusiva, a = aire y w = agua.....	2
2 Esquema de los factores que intervienen en el flujo de CO ₂ a través de la superficie oceánica. En color rosa (derecha) se presentan los forzamientos termodinámicos que modulan el gradiente de concentración entre la fase acuosa y la fase gaseosa; En amarillo, azul y verde (izquierda) los factores ambientales relacionados con la eficiencia de los procesos de transporte. En rojo se enmarcan los factores asociados con el oleaje.....	3
3 Relaciones empíricas de la velocidad de transferencia en función de la velocidad del viento propuestas por diversos autores (Zhao <i>et al.</i> , 2003).....	4
4 Mapa de la Bahía de Todos Santos, Baja California, México. La zona en donde se realizaron las mediciones (Punta Morro) se representa con el cuadro rojo.....	8
5 Mapa con contornos batimétricos de la zona denominada "Punta Morro" en la parte Norte de la Bahía de Todos Santos, sitio donde se realizaron las mediciones. Los símbolos indican la ubicación de la torre de medición (círculo) en la línea de costa y del perfilador acústico (cuadro) en un sitio con, aproximadamente, 10 m de profundidad a 350 m de la costa.....	9
6 Esquema de las escalas espaciales y temporales de algunos procesos físicos y biogeoquímicos involucrados con la transferencia de gases a través la interfase océano-atmósfera. El recuadro gris indica la ventana espacio-temporal que permite el método de la correlación de las fluctuaciones turbulentas (<i>eddy covariance</i>) para la estimación del flujo de gases.....	13

7	Resultados de la función de peso $f(x, z)$ en función de la distancia desde la torre de medición (0 m), a lo largo de la dirección del viento promedio y en sentido contrario a ésta, bajo condiciones atmosféricas neutrales (línea discontinua), inestables (línea sólida gruesa) y estables (línea sólida delgada).....	24
8	Resultados de la función de peso $f(x, z)$ acumulada, en función de la distancia bajo condiciones de la atmósfera neutrales (línea discontinua), inestables (línea sólida gruesa) y estables (línea sólida delgada). En colores se enfatiza la contribución al flujo total medido del área contenida entre la torre de medición y los 400 m hacia mar adentro en la dirección del viento promedio.....	25
9	Ojiva normalizada del flujo de CO ₂ estimada a partir del coespectro de la concentración de CO ₂ y la componente vertical de la velocidad del viento (w). Las líneas discontinuas indican la frecuencia correspondiente al periodo de 15 min utilizado para calcular el promedio temporal en la estimación de flujos (vertical), y la respectiva contribución acumulada (horizontal).....	26
10	Rosa de los vientos de la estación “Punta Morro”, las barras indican la dirección de donde viene el viento, el color indica la magnitud de la velocidad del viento y los círculos concéntricos indican la frecuencia de ocurrencia...	29
11	Histograma de la intensidad del viento con dirección de mar hacia tierra, considerando un total de 931 datos, cada uno es el promedio calculado durante 15 min de observaciones.....	30
12	Series de tiempo de las condiciones de oleaje en promedios horarios obtenidos con el perfilador acústico instalado a 350 m de la costa en una sitio con profundidad de 10 m sobre el nivel medio del mar. A) Altura significativa de ola, B) periodo promedio y C) dirección asociada con el pico del espectro del oleaje (negro) y dirección promedio del viento calculada en periodos de 15 min (magenta).....	33
13	Series de tiempo del promedio calculado en periodos de 15 min de A) concentración de CO ₂ (azul, eje vertical principal) y vapor de agua (gris, eje vertical secundario) en la atmósfera, B) temperatura atmosférica media y C) humedad específica en $\text{kg}_{\text{agua}}/\text{kg}_{\text{aire}}$	34

14	Dispersión de las fracciones molares en base seca estimadas y las concentraciones de CO ₂ medidas, ambas en promedios calculados en periodos de 15 min.....	35
15	Series de tiempo de los flujos de A) CO ₂ y B) vapor de agua, estimados utilizando el método de correlación de las fluctuaciones turbulentas durante un año de datos correspondiente con el periodo de mediciones (mayo 2014-abril 2015). Cada punto representa el promedio del flujo estimado durante 15 min.....	37
16	Resultados de la regresión por cuantiles utilizada para estimar la relación entre el flujo de CO ₂ (FCO ₂) y A) la intensidad del viento, B) la temperatura del agua, C) la altura significativa y D) la pendiente del oleaje, en los cuantiles $\tau = 0.15, 0.25, 0.50, 0.75, 0.90, 0.95$ de la distribución de FCO ₂ . La línea discontinua representa el resultado de la regresión por cuadrados mínimos.....	41
17	Pendiente (m) de la recta con forma $y = mx + b$ asociada con la regresión lineal, correspondientes con los cuantiles $\tau = 0.15, 0.25, 0.50, 0.75, 0.90, 0.95$ de la distribución de FCO ₂ , donde x corresponde a cada una de las variables independientes: intensidad del viento, temperatura del agua, altura significativa y pendiente del oleaje.....	43
18	Resultados del análisis de regresión por cuantiles aplicada al flujo de CO ₂ en función de la altura significativa (H_s) para los casos en los que $T_w < 15.5^\circ\text{C}$. Los datos de flujo vs. H_s (puntos) utilizados en el análisis se muestran en todos los paneles, la línea roja representa la recta asociada con la regresión lineal correspondiente con cada cuantil ($\tau = 0.15, 0.25, 0.50, 0.75, 0.90, 0.95$), las líneas grises indican los límites de confianza de la regresión al 95%.....	45
19	Como la Figura 17 pero con $15.5^\circ\text{C} < T_w < 18.5^\circ\text{C}$	46
20	Como la Figura 17 pero con $T_w > 18.5^\circ\text{C}$	47
21	Series de tiempo de las condiciones promedio del oleaje en el área de estudio, con resolución temporal horaria como resultado del modelo SWAN. A) Altura significativa, B) periodo asociado al pico espectral, C) longitud de onda promedio y D) pendiente de las olas, estimada a partir de la altura significativa promedio y la longitud de onda promedio.	50

22	Serie de tiempo del promedio espacial de la tasa de disipación causada por el rompimiento del oleaje en la zona de estudio. En naranja se indican los datos que coinciden en fecha y hora con información de flujos de CO ₂	51
23	Resultados de la comparación entre la dispersión de la disipación total de energía y la disipación causada por el rompimiento del oleaje.....	52
24	Disipación de energía causada por el rompimiento del oleaje en función de la pendiente y de la altura significativa del oleaje (color).....	53
A1	Diagrama del sistema automático de limpieza. A) Módulo de control (micro-controlador), B) Módulo de relevador y C) Bomba de aspersión.....	63
A2	Sistema de limpieza implementado para reducir la contaminación en las lentes del analizador infrarrojo de gases.....	63
A3	Serie de tiempo de la densidad de CO ₂ para el periodo entre el 14 de enero y el 17 de febrero de 2015. En color los valores de diagnóstico (AGC) obtenidos bajo diferentes regímenes de limpieza del analizador de gases.....	64
B1	Mapa de la zona de estudio, se incluye la malla regular utilizada como malla computacional en el modelo SWAN. Los símbolos indican la ubicación de la torre de medición (circulo) y del perfilador acústico (cuadro).....	67

Lista de tablas

Tabla		Página
1	Porcentaje de rechazo de datos según los criterios de control de calidad para la estimación de flujos.....	28
2	Características del viento en cuatro estaciones en la Bahía de Todos Santos, B.C.....	31
3	Descripción estadística de la relación entre los flujos de gas y algunos parámetros físicos.....	38
A1	Mapa de bits del valor de diagnóstico para el analizador de gases LI-7500A.....	62

Capítulo 1. Introducción

1.1 Generalidades y antecedentes

Los procesos que intervienen en la interacción entre el océano y la atmósfera son, en gran medida, los encargados de modular el estado del tiempo a diferentes escalas espacio-temporales e inclusive, tienen una influencia decisiva en el clima global. Debido al interés que existe en predecir los escenarios futuros del clima, estos mecanismos han sido uno de los principales objetos de estudio de la comunidad científica durante las últimas décadas, gracias a lo cual se han logrado avances importantes en el entendimiento de los procesos de transporte de calor, masa y momento entre el océano y la atmósfera. Sin embargo, el conocimiento acerca de los procesos que determinan la dinámica del ciclo global del carbono, es todavía limitado (Aubinet *et al.*, 2000).

El intercambio de CO₂ entre el océano y la atmósfera es uno de los procesos más importantes que intervienen en el ciclo global del carbono. La comprensión de los mecanismos que controlan dicho intercambio, puede ayudar a mejorar nuestro conocimiento acerca del inventario de carbono y a reducir la incertidumbre en los modelos del clima global, lo que a su vez implicaría una mejora en la predicción de escenarios del clima futuro de nuestro planeta.

Liss y Slater (1974) propusieron un modelo de dos capas para describir el flujo de CO₂ a través de la interfase océano-atmósfera (Figura 1). En dicho modelo se considera que lejos de la interfase, los gradientes de concentración del gas son muy débiles a causa de la mezcla inducida por movimientos turbulentos; mientras que cerca de la interfase, ya sea por debajo o por arriba de la superficie del mar, la turbulencia se inhibe y la transferencia de CO₂ ocurre por difusión molecular debido al gradiente de concentración entre ambas fases. Dado que los coeficientes de difusión de los gases en el aire son del orden de 10⁴ veces mayores que en el agua, el flujo de CO₂ a través de la interfase, al igual que el de otros gases poco solubles en el agua como O₂, CH₄ y SF₆, está limitado por la resistencia que presenta la sub-capa difusiva de la fase líquida (Ocampo Torres y García, 2007).

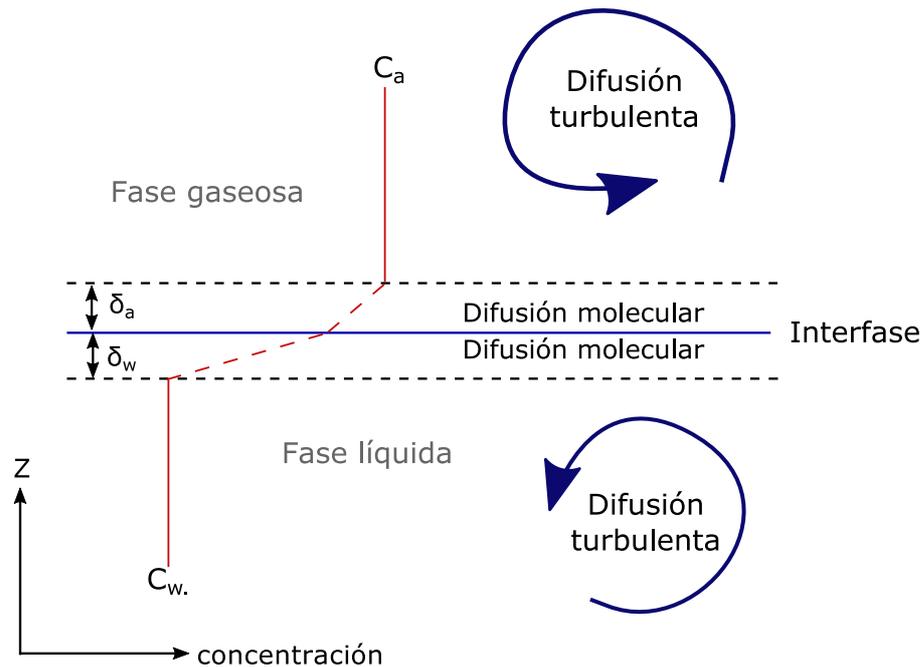


Figura 1. Representación esquemática del modelo de dos capas para describir el flujo de gases a través de la interfase océano-atmósfera propuesto por Liss y Slater (1974). C = concentración del gas, δ = ancho de la sub-capa difusiva, a = aire y w = agua.

En superficies lisas, como es el caso de la superficie del océano bajo condiciones de viento débil, la resistencia que opone cada una de las sub-capas difusivas es directamente proporcional a su espesor (δ). Sin embargo, el flujo de gases puede ser influenciado por forzamientos (Figura 2) que causan erosión o mezcla en las sub-capas difusivas afectando así, la eficiencia con la que ocurre el transporte de gas a través de la superficie del océano. De tal forma que, el intercambio de CO_2 a través de la interfase está controlado por la diferencia de concentraciones en la superficie, generalmente expresada como una diferencia de las presiones parciales entre la fase acuosa y la fase gaseosa ($\Delta p\text{CO}_2$), y por la eficiencia de la transferencia, usualmente expresada en términos de la velocidad de transferencia, k_{CO_2} . El flujo de CO_2 se puede estimarse en función de dichos parámetros como:

$$F_{\text{CO}_2} = k_{\text{CO}_2} K (\Delta p\text{CO}_2) \quad (1)$$

donde F_{CO_2} [mol/m²s] es el flujo de gas, k_{CO_2} [m/s] es la velocidad de transferencia, K [mol/m³Pa] es la solubilidad del gas en el agua y ΔpCO_2 [Pa] es la diferencia entre la presión parcial de CO₂ en el agua y la presión parcial de CO₂ en la atmósfera, siendo la presión parcial de cualquier gas una medida de la actividad termodinámica de las moléculas de dicho gas, y por lo tanto, es proporcional a su temperatura y concentración en la solución.

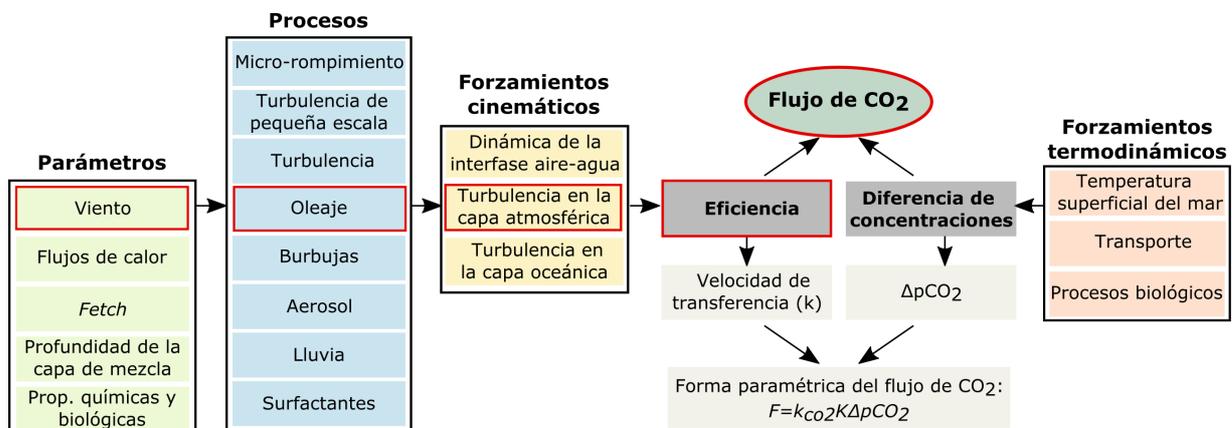


Figura 2. Esquema de los factores que intervienen en el flujo de CO₂ a través de la superficie oceánica. En color rosa (derecha) se presentan los forzamientos termodinámicos que modulan el gradiente de concentración entre la fase acuosa y la fase gaseosa; En amarillo, azul y verde (izquierda) los factores ambientales relacionados con la eficiencia de los procesos de transporte. En rojo se enmarcan los factores asociados con el oleaje.

Generalmente, K y ΔpCO_2 pueden estimarse con suficiente precisión y por lo tanto, la incertidumbre en la estimación de los flujos se encuentra en la expresión de k_{CO_2} . Existe gran variedad de funciones empíricas para k_{CO_2} , la mayoría de ellas en términos de la velocidad del viento (Figura 3) debido a que es un parámetro fácilmente accesible y que se relaciona, ya sea directa o indirectamente, a otros mecanismos que controlan el flujo de gases a través de la interfase (Garbe *et al.*, 2014). En la Figura 3 se muestra la velocidad de transferencia (presentada en la figura como k_L) obtenida empíricamente por diferentes autores; se observa que la forma funcional de las expresiones de k es una de las mayores incertidumbres acerca de la relación entre k_{CO_2} y la velocidad del viento (U) (Garbe *et al.*, 2014). Esta variabilidad depende principalmente del método de

medición y de las escalas espacio-temporales relevantes, así como de las condiciones oceánicas y atmosféricas de cada región de estudio. Es evidente que la comprensión e inclusión de otros mecanismos físicos en las funciones paramétricas es esencial para disminuir la incertidumbre en la estimación de flujos de gas. Algunos autores (Zhao *et al.*, 2003; Rutgersson y Smedman, 2010; Susuki *et al.*, 2015; Mørk *et al.*, 2014) han presentado funciones para la velocidad de transferencia, que incluyen múltiples parámetros. Sin embargo, el efecto del campo de olas aún requiere de validación adicional, ya que se han realizado pocos estudios en los que se evalúe la dependencia entre el intercambio de gases y la disipación de energía causada, por ejemplo, por el rompimiento del oleaje (Garbe *et al.*, 2014).

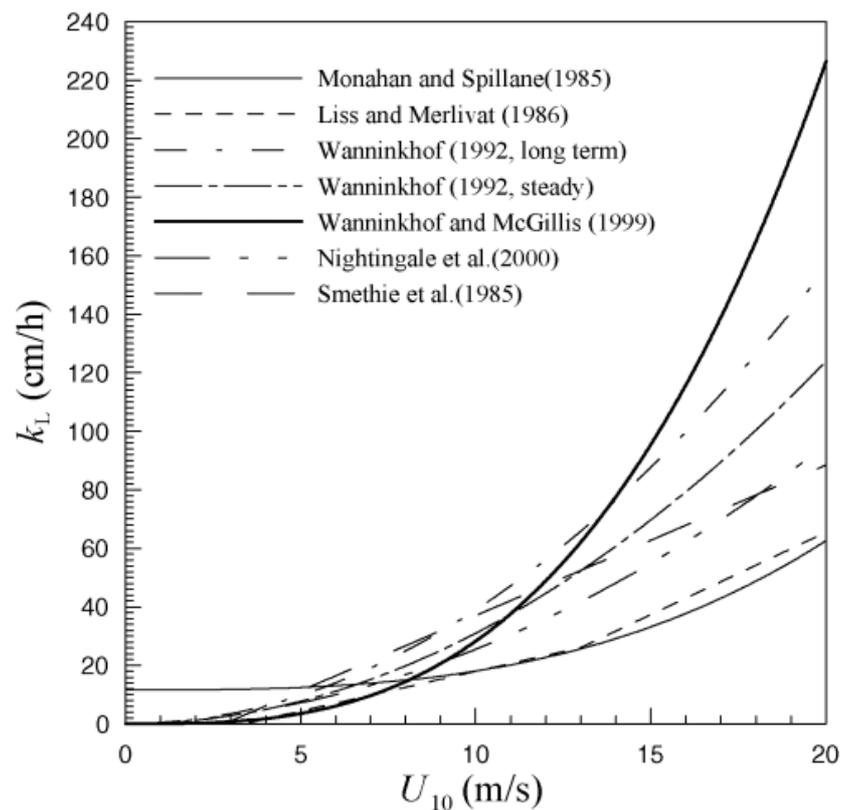


Figura 3. Relaciones empíricas de la velocidad de transferencia en función de la velocidad del viento propuestas por diversos autores (Zhao *et al.*, 2003).

Las regiones costeras constituyen una de las áreas más activas en términos biogeoquímicos, esto se debe a la presencia de grandes cantidades de materia orgánica y nutrientes provenientes de ecosistemas terrestres, así como al intercambio de materia y energía entre estas regiones y el océano abierto (Borges *et al.*, 2005). A pesar de que cubren apenas un 7% de la superficie total del océano (Polsenaere *et al.*, 2012), las zonas costeras aportan entre 10% y 30% de la producción primaria marina global, aproximadamente 30-50% del carbono inorgánico y alrededor de 80% del carbono orgánico total enviado en forma de sedimentos al fondo marino (Jahnke, 2010). Estas características en conjunto con los procesos físicos propios de las regiones costeras, hacen de ellas un componente esencial cuando se habla del flujo de carbono y presupuestos de carbono en una escala global. La escasez de información acerca del comportamiento del flujo de gases en las regiones cercanas a la costa, y de los factores que lo modulan, es aún mayor que en el océano abierto. Las limitaciones, tanto espaciales como temporales de las mediciones, dificultan la inclusión de estas zonas en los modelos globales, así como la determinación precisa de estas regiones como fuentes o sumideros de CO₂.

Smith y Jones (1985) presentaron evidencia de que las expresiones obtenidas para la velocidad de transferencia (k) a partir de mediciones en océano abierto, no representan de manera correcta los flujos en las regiones cercanas a la costa; los autores propusieron entonces, que las variaciones en el flujo en estas zonas están relacionadas con el rompimiento del oleaje y con la presencia de burbujas. Reimer *et al.*, (2013) analizaron el flujo de CO₂ en dos sitios cercanos a la Bahía de Todos Santos, México y encontraron que los flujos estimados en la zona intermareal están afectados por una mayor ocurrencia de procesos turbulentos que afectan las características de la superficie del océano, en comparación con aquellos estimados en un sitio a 3 km mar adentro. Sin embargo, no realizaron ninguna evaluación directa del efecto de estos forzamientos físicos, ni en la magnitud ni en la dirección del flujo. Recientemente, Mørk *et al.*, (2014) obtuvieron una ecuación para la velocidad de transferencia en función de la velocidad del viento, válida para regiones cercanas a la costa. Los valores obtenidos exceden en magnitud a los reportados por otros autores, lo que puede deberse al

rompimiento del oleaje y otros procesos turbulentos cuyo efecto es significativo en regiones cercanas a la costa (Mørk *et al.*, 2014).

En este trabajo, como parte del proyecto “La rugosidad y la dinámica de la superficie del mar como control del intercambio entre el océano y la atmósfera” (RugDiSmarCTRLo-a, CONACyT 155793), se presentan los resultados obtenidos a partir de la estimación directa del flujo de gases mediante el método de la correlación de las fluctuaciones turbulentas, así como las mediciones del campo de olas en una región costera con el fin de describir el comportamiento del flujo, su respuesta ante diferentes condiciones de oleaje y la posible influencia de su rompimiento.

1.2 Justificación

Existe evidencia de que los procesos de intercambio de gases entre el océano y la atmósfera pueden estar regulados por procesos turbulentos asociados con el estado del mar. Sin embargo, no se han realizado estudios en los que se evalúe de manera directa el efecto del oleaje y su rompimiento en la transferencia de CO₂ en regiones costeras.

Además, existe la necesidad de obtener mediciones directas del flujo de CO₂ con mejor resolución espacial y temporal, para lograr un mejor entendimiento de los procesos de intercambio entre el océano y la atmósfera, con el fin de reducir la incertidumbre de los balances globales y regionales de carbono, especialmente en lo que se refiere a las aportaciones de la zona costera.

1.3 Objetivos

De manera general, con este trabajo se busca aumentar el entendimiento de los procesos de transferencia de gases a través de la interfase océano-atmósfera a partir de mediciones con alta resolución temporal.

Particularmente, se pretende:

- Estimar de manera directa el flujo de CO₂ a través de la interfase entre el océano y la atmósfera, en una región cercana a la costa utilizando el método de la correlación de las fluctuaciones turbulentas.
- Evaluar el rompimiento del oleaje como mecanismo de control en el proceso de intercambio de gases.
- Establecer una asociación del oleaje y su rompiente en la costa con los procesos de intercambio océano-atmósfera.

Capítulo 2. Metodología

2.1 Sitios de medición

La Bahía de Todos Santos (Figura 4) se localiza en la costa occidental de la Península de Baja California, México. Esta zona es reconocida por ser de gran relevancia en cuestión de actividades económicas y turísticas asociadas con la pesca, las cuales están íntimamente relacionadas con los ciclos biogeoquímicos del entorno. Además, esta región del Pacífico es constantemente afectada por eventos de surgencia que ocurren a lo largo del año y modifican las características biológicas de la región y las condiciones de temperatura y salinidad.

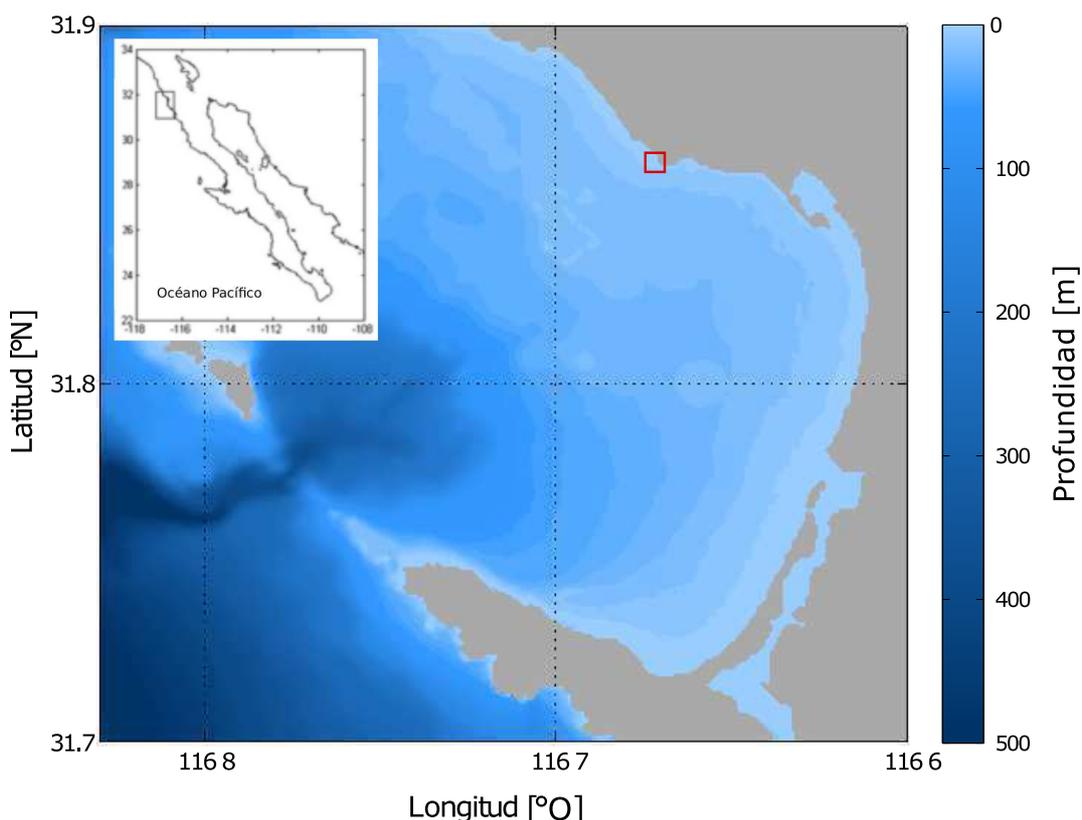


Figura 4. Mapa de la Bahía de Todos Santos, Baja California, México. La zona en donde se realizaron las mediciones (Punta Morro) se representa con el cuadro rojo.

Con el fin de evaluar el efecto del oleaje en el flujo de CO_2 entre el océano y la atmósfera en esta región, se implementaron dos sitios de medición (Figura 5) en una zona denominada “Punta Morro” (recuadro rojo en la Figura 4) ubicada en la parte Norte de la Bahía de Todos Santos. Las mediciones realizadas en estos sitios nos permitieron obtener información simultánea del flujo de gases (CO_2 y vapor de agua) y de las condiciones de oleaje durante el periodo entre mayo de 2014 y abril de 2015.

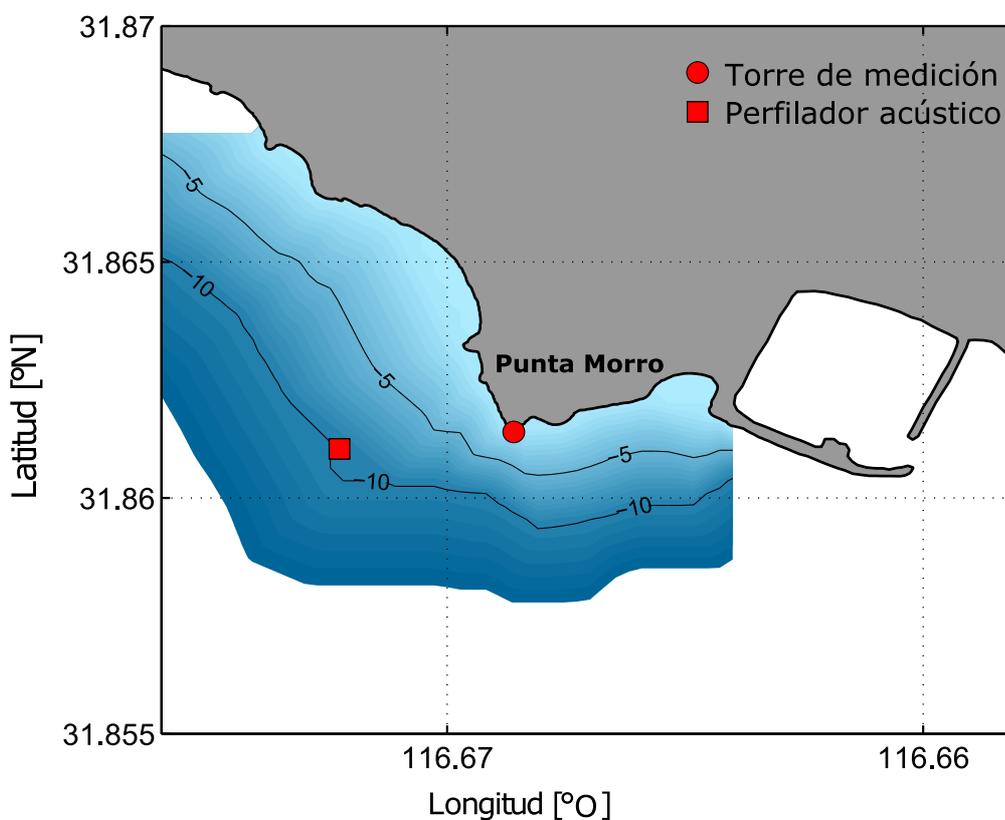


Figura 5. Mapa con contornos batimétricos de la zona denominada “Punta Morro” en la parte Norte de la Bahía de Todos Santos, sitio donde se realizaron las mediciones. Los símbolos indican la ubicación de la torre de medición (círculo) en la línea de costa y del perfilador acústico (cuadro) en un sitio con, aproximadamente, 10 m de profundidad a 350 m de la costa.

2.2 Adquisición de datos

2.2.1 Flujos

La torre de mediciones se colocó sobre la línea de costa en $31^{\circ}51'41''\text{N}$ y $116^{\circ}40'07''\text{O}$, se implementó con un analizador de gases de vía abierta (*LI-7500, LICOR Biosciences*) y un anemómetro sónico (*R3A-100 Professional 3D Anemometer, Gill Instruments*), ambos a una altura aproximada de 13 m sobre el nivel medio del mar y con una tasa de muestreo de 20 Hz. A partir de los datos obtenidos con alta resolución temporal, se estimaron los flujos de CO_2 y de vapor de agua utilizando el método de la correlación de las fluctuaciones turbulentas (ver sección 2.3).

El analizador de gases de vía abierta nos permite obtener información acerca de la densidad de los gases [mmol/m^3] y de sus fluctuaciones turbulentas a una razón de muestreo de 20 Hz, además, la temperatura y presión atmosférica promedio se obtienen con una menor resolución temporal y se utilizan únicamente con fines de calibración del instrumento. Con el anemómetro sónico podemos obtener información acerca de las tres componentes de la velocidad del viento u, v y w , y de la temperatura sónica. Ambos instrumentos registran un valor de diagnóstico a partir del cual es posible conocer el estado y funcionamiento de cada uno de ellos.

Los instrumentos fueron colocados en la parte superior de la torre de medición, con una distancia horizontal de aproximadamente 30 cm entre ambos sensores y alineados de manera perpendicular a la dirección predominante del viento (290° con respecto al Norte geográfico). Con esta configuración nos aseguramos que, al menos en las condiciones predominantes del viento, la misma parcela de aire alcanza ambos instrumentos al mismo tiempo, lo que nos permite disminuir los errores de la respuesta en frecuencia, causados por la separación de los instrumentos y evitamos que la estructura de cada uno de los instrumentos distorsione las características del flujo de viento percibidas por el otro.

Con el fin de mejorar el desempeño del analizador de gases, se diseñó un sistema de limpieza para disminuir la concentración de sales en la óptica del instrumento. El

sistema consiste en una bomba de aspersión de poco flujo y alta presión, la cual suministra alcohol isopropílico cada dos horas sobre las lentes inferior y superior de la óptica del analizador de gases. Información más detallada y resultados acerca del desempeño del sistema se presentan en el Apéndice A.

2.2.2 Oleaje

Entre mayo de 2014 y abril de 2015, se realizaron tres campañas de medición para adquirir información de las condiciones de oleaje. En las tres ocasiones se utilizó un perfilador acústico (*ADCP Workhorse Sentinel, Teledyne RD Instruments*) con una tasa de muestreo de 2 Hz, colocado sobre el fondo marino a una profundidad de 10 m en un sitio localizado en 31° 51' 39.6"N y 116° 40' 20.28"O, aproximadamente a 350 m de la torre de mediciones (Figura 5). Se obtuvo información del desplazamiento vertical de la superficie libre, espectros direccionales y parámetros integrales del oleaje, tales como altura significativa, periodo y longitud de onda promedio, así como la temperatura del agua.

2.3 Método de la correlación de las fluctuaciones turbulentas

La turbulencia es un excelente mecanismo de transporte de masa (p.ej. gases) y también de otras propiedades físicas como momento y calor. Esto sucede debido a que, si en un cierto volumen de aire existe un gradiente de concentración de cualquiera de las propiedades y un elemento turbulento (remolino) se mueve en dicho volumen, la mezcla debida al movimiento ocasionará el transporte de la propiedad en cuestión, desde las zonas con mayor concentración hacia aquellas con menor concentración; a este transporte se le denomina flujo turbulento (Garbe *et al.*, 2014).

Actualmente, uno de los métodos utilizados para la estimación de flujos turbulentos en aplicaciones terrestres, costeras y en menor medida, en aplicaciones oceánicas, es el "método de la correlación de las fluctuaciones turbulentas" (*eddy covariance*). Éste es el único método que permite estimar el flujo de manera directa y se lleva a cabo a partir de la detección simultánea de las fluctuaciones turbulentas de la componente vertical de la velocidad del viento y las de la propiedad de interés, en el caso de este estudio,

de la concentración de gases. La expresión general para el flujo turbulento vertical de CO_2 (F_{CO_2}) está dada por:

$$F_{\text{CO}_2} = \overline{\rho_a w' s'} \quad (2)$$

donde ρ_a [kg/m^3] es la densidad del aire], w [m/s] es la componente vertical de la velocidad del viento y s [$\text{kg}/\text{kg}_{\text{aire seco}}$] es la fracción molar del gas en base seca (ver sección 2.4.4). La barra superior representa el promedio temporal (sección 2.4.7) y las primas, las fluctuaciones turbulentas. Estas últimas pueden extraerse de las mediciones mediante la descomposición de Reynolds:

$$x = \bar{x} + x' \quad (3)$$

donde x es la señal medida, \bar{x} es el valor promedio del flujo y x' representa la desviación con respecto a la media, es decir, las fluctuaciones turbulentas.

Los procesos físicos y biogeoquímicos que caracterizan la dinámica del océano y de la atmósfera pueden ocurrir de manera simultánea a diferentes escalas, tanto espaciales como temporales. En la Figura 6 se presenta de forma esquemática la escala espacio-temporal de algunos procesos asociados con la transferencia de gases a través de la interfase océano-atmósfera. Para la estimación del flujo mediante el método de la correlación de las fluctuaciones turbulentas, es necesario que los instrumentos tengan una alta tasa de muestreo (mínimo 10 Hz), con el fin de considerar la mayor parte de las fluctuaciones que contribuyen al flujo. Además, el promedio temporal debe ser lo suficientemente largo como para incluir todas las escalas temporales de interés, pero no tan largo de manera que evitemos las contribuciones por parte de procesos no turbulentos y de escalas relativamente grandes en el flujo estimado (Burba, 2013). Generalmente, se consideran periodos de entre 10 y 60 min para el promedio temporal (Garbe *et al.*, 2014).

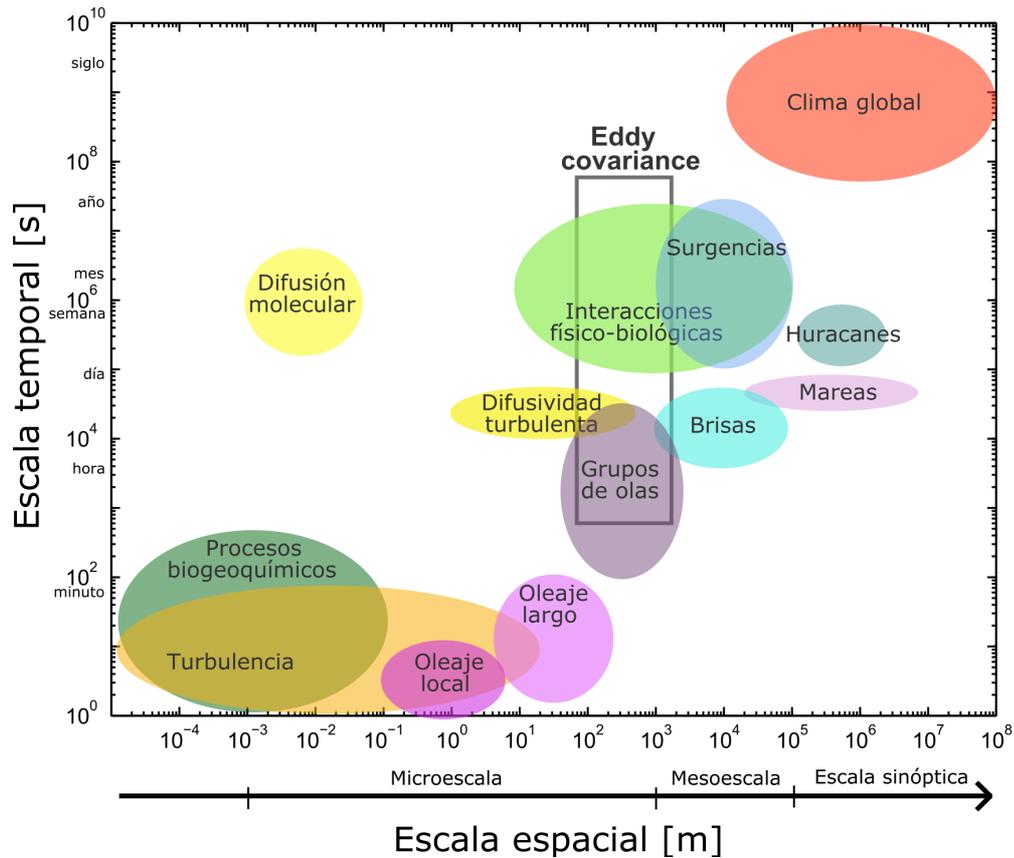


Figura 6. Esquema de las escalas espaciales y temporales de algunos procesos físicos y biogeoquímicos involucrados con la transferencia de gases a través la interfase océano-atmósfera. El recuadro gris indica la ventana espacio-temporal que permite el método de la correlación de las fluctuaciones turbulentas (*eddy covariance*) para la estimación del flujo de gases.

Los flujos estimados a partir del método de la correlación de las fluctuaciones turbulentas son representativos de una cierta zona que corresponde al área de la superficie del océano que el sensor es capaz de detectar, es decir, en la región donde ocurre el intercambio de gases registrado por el analizador. La distribución espacial de la contribución al flujo total en dicha área, está descrita por una función de peso, denominada *footprint*, en términos de parámetros como la altura del sensor, la rugosidad de la superficie, la estabilidad atmosférica, la velocidad del viento, etc. (Garbe *et al.*, 2014).

Aún cuando este método se ha popularizado gracias a las ventajas que ofrece al realizar estimaciones directas del flujo con alta resolución temporal y sin afectar el

entorno de estudio, es necesario realizar un exhaustivo procesamiento de los datos antes de obtener una estimación confiable, así mismo, deben aplicarse ciertas correcciones con el fin de disminuir los errores inducidos por movimientos del sensor, efectos de dilución de la concentración y distorsión del flujo, entre otros. En la siguiente sección se presenta una descripción detallada de las correcciones realizadas durante el procesamiento de los datos (sección 2.4).

2.4 Procesamiento de datos

En esta sección se presentan de manera detallada los pasos seguidos para la estimación de flujos mediante el método de la correlación de las fluctuaciones turbulentas a partir de los datos medidos, incluyendo las correcciones y suposiciones consideradas. Así, en las sub-secciones 2.4.1 a 2.4.7 se describen los procedimientos seguidos para el análisis de la información obtenida en la torre de medición. El procesamiento de los datos nos permite asegurar que la estimación de flujos de gas se realiza con datos que cumplen con los criterios de calidad establecidos. De la misma manera, al final de esta sección, en la sub-sección 2.4.8, se presenta el procedimiento seguido para el análisis de los datos de oleaje.

2.4.1 Preprocesamiento de los datos viento y de las concentraciones de gases

Como parte del acondicionamiento de los datos, se eliminaron los valores anómalos encontrados en la series de tiempo de las componentes de la velocidad del viento, así como de las concentraciones de CO₂ y vapor de agua. Los valores anómalos generalmente son generados por ruido, ya sea físico o electrónico y pueden ocasionar errores de hasta el 15% del flujo total estimado. Se consideraron valores anómalos a todos aquellos que excedieran ± 3.5 desviaciones estándar (Burba, 2013) y fueron eliminados siguiendo el procedimiento presentado por Vickers y Mahrt (1997) utilizando una media corrida de 3,000 datos (150 s). Por cuestiones prácticas se hizo caso omiso de algunas partes del procedimiento sugerido (Vickers y Mahrt, 1997); primero, los autores proponen conservar aquellos valores que sean inmediatamente precedidos o sucedidos por 3 o más valores anómalos, sin embargo en este caso, el sistema de limpieza genera una señal fuera de los límites establecidos por un periodo considerable

(varios segundos), por lo que este criterio no fue tomado en cuenta, y segundo, no se reemplazaron los valores eliminados utilizando ningún tipo de interpolación, como proponen los autores.

En el caso de las series de tiempo de temperatura y presión obtenidas con el analizador de gases, no se consideró necesario seguir el mismo procedimiento debido a la baja resolución temporal, pero se excluyeron todos aquellos valores que excedieran ± 2 desviaciones estándar (Burba, 2013).

2.4.2 Rotación del sistema de coordenadas

La presencia de estructuras, la inclinación del anemómetro e incluso, la misma topografía pueden causar cierta distorsión en el flujo de viento percibido por el anemómetro sónico. Esta distorsión ocasiona una contaminación en la señal de la componente vertical de la velocidad del viento (w) causada por las componentes horizontales (u y v), que según Burba (2013) puede representar un error de hasta el 25% en el flujo total estimado. Con el fin de disminuir este error en las mediciones de la velocidad del viento, es necesario realizar una rotación de las coordenadas de referencia de forma que sea posible asegurar que el promedio de la componente vertical de la velocidad es cero ($\bar{w} = 0$) durante el periodo de interés.

Se utilizó el método de doble rotación (Kaimal y Finnigan, 1994) para obtener información acerca de las componentes de la velocidad del viento en el sistema coordinado de las líneas de corriente del viento promedio, a partir de los datos medidos por el anemómetro. Así, la inclinación del anemómetro es compensada mediante la rotación de las componentes de la velocidad del viento para eliminar el efecto de las componentes perpendiculares a la dirección del viento promedio, evaluado para cada periodo de 15 min. La finalidad de la doble rotación es lograr que las componentes \bar{v} y \bar{w} sean cero durante cada periodo, para lo cual, primero, se rota el sistema de coordenadas un ángulo θ con respecto al eje vertical, con:

$$\theta = \tan^{-1} \left(\frac{\bar{v}}{\bar{u}} \right), \quad (4)$$

y la matriz de rotación 1 dada por:

$$\begin{aligned}u_{temp} &= \bar{u}\cos\theta + \bar{v}\sen\theta \\v_{temp} &= -\bar{u}\sen\theta + \bar{v}\cos\theta \\w_{temp} &= \bar{w}\end{aligned}\tag{5}$$

Como resultado de esta primera rotación con respecto al eje vertical, la componente $v_{temp} = 0$. Luego, se lleva a cabo una segunda rotación del sistema de coordenadas un ángulo φ con respecto al eje horizontal normal a la velocidad del viento, a partir de las variables temporales obtenidas (u_{temp} , v_{temp} y w_{temp}), con:

$$\varphi = \tan^{-1}\left(\frac{w_{temp}}{u_{temp}}\right),\tag{6}$$

y la matriz de rotación 2 dada por:

$$\begin{aligned}u_{rot} &= u_{temp}\cos\varphi + v_{temp}\sen\varphi \\v_{rot} &= v_{temp} \\w_{rot} &= -u_{temp}\sen\varphi + w_{temp}\cos\varphi\end{aligned}\tag{7}$$

Al realizar la corrección se asegura de manera teórica, que el anemómetro sónico está nivelado perfectamente con respecto al eje horizontal de forma que el flujo promedio del viento percibido es, también, horizontal con las componentes perpendiculares a la dirección del viento promedio $v_{rot} = w_{rot} = 0$.

2.4.3 Estimación de la temperatura del aire a partir de la temperatura sónica

La temperatura sónica es la temperatura estimada por el anemómetro a partir de la velocidad del sonido. La temperatura del aire difiere de la temperatura sónica debido a

que ésta última depende de la concentración de humedad en la atmósfera y es afectada por las fluctuaciones de la velocidad del viento.

En el método de la correlación de las fluctuaciones turbulentas, se requiere tener información de la temperatura del aire con alta resolución temporal para la estimación de algunos parámetros importantes, como lo son el flujo de calor latente y la estabilidad atmosférica, entre otros. Debido a que las mediciones de temperatura del aire realizadas con el analizador de gases tienen baja resolución temporal, se utiliza la temperatura sónica para estimar la temperatura atmosférica con una razón de muestreo de 20 Hz. Para esto, es necesario realizar dos correcciones, la primera con el objetivo de eliminar el efecto de las fluctuaciones en la componente horizontal normal a la dirección del viento (*cross-wind correction*) y la segunda, para eliminar los efectos causados por la presencia de humedad (Schotanus *et al.*, 1983). Algunos anemómetros sónicos, como el R3A-100 de *Gill Instruments* utilizado en este trabajo, realizan la primera corrección de forma automática, de tal manera que es posible obtener la temperatura del aire únicamente eliminando el efecto de la humedad específica, q [$\text{kg}_{\text{agua}}/\text{kg}_{\text{aire}}$], como proponen Van Dijk *et al.*, (2004):

$$T = \frac{T_{\text{sónica}}}{1 + 0.51q} \quad (8)$$

Durante la época más cálida del año (mayo-agosto), la diferencia entre la temperatura sónica y la temperatura del aire estimada es mayor, debido a que la humedad específica incrementa porque un mismo volumen de aire caliente admite una mayor concentración de vapor de agua que el aire frío.

2.4.4 Estimación de las fracciones molares en base seca

Los analizadores de gases de vía abierta, como el LI-7500 utilizado en este trabajo, son capaces de cuantificar la densidad molar [mmol/m^3] de los gases en el ambiente, es decir, la cantidad de moléculas presentes en cierto volumen de aire. Sin embargo, el volumen de cada parcela evaluada es función de variables como la concentración de

vapor de agua y de la temperatura del aire, que ocasionan su expansión y compresión. De esta forma, la densidad molar se ve directamente afectada por el comportamiento de estos factores y no debe utilizarse para la estimación del flujo de gases de manera directa (Sahlée *et al.*, 2007). Se requiere realizar las correcciones pertinentes (p. ej. incorporar los términos de Webb-Pearman-Leuning (Webb *et al.*, 1980)) que eliminen la contribución causada por las fluctuaciones de la concentración de vapor de agua y de la temperatura, para la correcta estimación del flujo de gases a través de cualquier superficie.

Webb *et al.*, (1980) proponen que, si se introduce un parámetro conocido como fracción molar en base seca, el cual representa la concentración molar del gas en un cierto volumen de aire seco, es decir, concentración molar relativo a 1 kg de aire seco, es posible estimar el flujo utilizando únicamente las fluctuaciones turbulentas, como se muestra en la ecuación (2), sin necesidad de incluir correcciones adicionales. Sahlée *et al.*, (2007) describen de manera detallada el procedimiento utilizado para la estimación de las fracciones molares de CO₂ y de vapor de agua en base seca, a partir de las mediciones de densidad molar. Siguiendo este procedimiento se calcula, primero, la presión atmosférica de aire seco (P_d):

$$P_d = P - e, \quad (9)$$

donde P [Pa] es la presión atmosférica promedio y e [Pa] es la presión parcial de vapor de agua estimada considerando la ley de gas ideal con:

$$e = X_v M_v \frac{R_d}{\varepsilon} T, \quad (10)$$

donde X_v [mol/m³] es la densidad molar de vapor de agua, M_v la masa molar del vapor de agua ($M_v \sim 0.018$ kg/mol), R_d la constante de los gases en aire seco ($R_d = 287.06$ J/kgK), T [K] es la temperatura del aire estimada a partir de la temperatura sónica y $\varepsilon = M_v/M_d$, con M_d igual a la masa molar de aire seco ($M_d \sim 0.029$ kg/mol).

Después, se estima la densidad másica de aire seco, ρ_d [kg/m³], y la densidad molar de aire seco, X_d [mol/m³], siguiendo:

$$\rho_d = \frac{P_d}{R_d T} \quad (11)$$

y

$$X_d = \frac{\rho_d}{M_d} \quad (12)$$

Finalmente, se estiman las fracciones molares de CO₂ y de vapor de agua a partir de las densidades molares y la masa molar de cada uno de esos constituyentes:

$$c = \frac{X_c M_c}{X_d M_d} \quad (13)$$

y

$$q = \frac{X_v M_v}{X_d M_d} \quad (14)$$

Las fluctuaciones de c y q se utilizan para la estimación del flujo de gases con la ecuación (2).

2.4.5 Estabilidad atmosférica

La estabilidad atmosférica es uno de los parámetros que se utiliza para describir el comportamiento de la capa límite atmosférica. En el caso particular de la estimación del flujo de gases mediante el método de la correlación de las fluctuaciones turbulentas, es uno de los factores principales para el cálculo de la función de peso del área fuente (sección 2.4.6). Para conocer el comportamiento vertical de la capa límite atmosférica, se calculó el parámetro de estabilidad de Obukhov ($\zeta = z/L$) donde z es la altura de los sensores, que en el caso de este estudio es $z = 13$ m, y L es la longitud de Obukhov dada por:

$$L = \frac{-T_p u^*{}^3}{\kappa g \frac{H_0}{\rho_a C_p}}, \quad (15)$$

donde la temperatura potencial, T_p [K], está dada por definición en función de la temperatura atmosférica promedio, T_a , la presión atmosférica promedio, P [Pa], y de una presión de referencia $P_0 = 10^5$ Pa como:

$$T_p = T_a \left(\frac{P_0}{P} \right)^{0.286}. \quad (16)$$

La velocidad de fricción, u^* , se calcula utilizando las fluctuaciones turbulentas de las componentes de la velocidad del viento con:

$$u^* = \left(\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2} \right)^{1/4}, \quad (17)$$

Se utiliza $\kappa = 0.41$ para la constante de Von Kármán, $g = 9.81 \text{ m/s}^2$ para la aceleración debida a la gravedad y $C_p = 1005 \text{ J/KgK}$ para la capacidad calorífica del aire húmedo. ρ_a [kg/m^3] es la densidad de aire húmedo y H_0 [W/m^2] es el flujo de calor sensible dado por:

$$H_0 = \rho_a C_p \overline{w'T}. \quad (18)$$

2.4.6 Estimación de la función de peso (*footprint*)

Según Kormann y Meixner (2001), el flujo vertical turbulento $F(0,0,z_m)$ de cualquier cantidad escalar, estimado mediante el método de la correlación de las fluctuaciones turbulentas a partir de las mediciones hechas a una altura $z = z_m > 0$, está relacionado con el flujo en la superficie del océano $F(x,y,0)$ mediante:

$$F(0,0,z_m) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^{\infty} F(x,y,0) \phi(x,y,z_m) dx dy, \quad (19)$$

donde x positiva apunta en la dirección contraria a la dirección del viento promedio. Y $\phi(x,y,z_m)$ es la función de peso del área fuente (*footprint*), que expresa la porción con la que cada punto de la región localizado en $(x,y,0)$ contribuye al flujo medido en $(0,0,z)$.

La región que contribuye al flujo total medido por el analizador de gases no es constante, sino que depende de las condiciones atmosféricas. Es posible describir esta región en cada instante en función de la velocidad del viento, la estabilidad atmosférica, la rugosidad de la superficie y la altura del sensor mediante una función de peso (ϕ) como lo describen Kormann y Meixner (2001). Esta función representa la relación entre la distribución espacial de los flujos en una región sobre la superficie del mar y la señal medida por el analizador. La forma de $\phi(x,y,z_m)$ integrada en la dirección perpendicular al viento predominante está dada por $f(x,z)$ como:

$$f(x,z) = \frac{1}{\Gamma(\mu)} \frac{\xi^\mu}{x^{1+\mu}} e^{-\xi/x}, \quad (20)$$

donde $z = 13$ m es la altura de los instrumentos en la torre de medición y x es la distancia desde la torre hacia mar adentro (en sentido contrario a la dirección del viento). $\Gamma(\mu)$ es la función gamma aplicada a los elementos de μ , con:

$$\mu = \frac{1+m}{r}. \quad (21)$$

El factor de forma, r , está relacionado con los exponentes de la ley de potencia de la velocidad del viento, m , y de la difusividad turbulenta, n , mediante $r = 2 + m - n$; Donde m y n se describen a través de las ecuaciones siguientes:

$$m = \frac{u^* \varphi_m}{\kappa u(z)} \quad (22)$$

y

$$n = \begin{cases} \frac{1}{1 + 5 \frac{z}{L}} & \text{para } L > 0 \\ \frac{1 - 24 \frac{z}{L}}{1 - 16 \frac{z}{L}} & \text{para } L < 0 \end{cases} \quad (23)$$

Además, se define una escala de longitud, ξ , en función de z , de forma que:

$$\xi(z) = \frac{\tilde{U} z^r}{r^2 k} \quad (24)$$

con:

$$\tilde{U} = \frac{\tilde{u}(z)}{z^m}, \quad (25)$$

$$\tilde{u}(z) = \frac{u^*}{\kappa} \left[\ln \frac{z}{z_0} + \psi_m \left(\frac{z}{L} \right) \right], \quad (26)$$

$$k = \frac{K(z)}{z^n}, \quad (27)$$

y

$$K(z) = \frac{\kappa u^* z}{\varphi_c \frac{z}{L}}. \quad (28)$$

Donde \tilde{U} es una constante de proporcionalidad y $\tilde{u}(z)$ es el perfil vertical de la velocidad del viento. Además, ψ_m , φ_c y φ_m son las relaciones de Businger-Dyer para el perfil vertical del viento, la difusividad turbulenta y el esfuerzo cortante, respectivamente, en función del parámetro de estabilidad de Obukhov, ζ . La rugosidad de la superficie, z_0 , se estima a partir de la ecuación propuesta por Castro (2009) en función de la velocidad de viento, que para vientos menores a 12.5 m/s está dada por:

$$z_0 = \frac{0.0185}{g} (0.001U_{10}^2 + 0.028U_{10})^2 , \quad (29)$$

donde U_{10} es la velocidad del viento a una altura de referencia estimada según la ecuación propuesta por Donelan (1990):

$$U_{10} = U + \frac{u^*}{\kappa} \log\left(\frac{10}{z}\right) , \quad (30)$$

donde U es la magnitud del viento a la altura z . Haciendo un análisis dimensional se sabe que:

$$[f(x,z)] = L^{-1} = \frac{ML^{-1}T^{-1}}{MT^{-1}} , \quad (31)$$

de forma que $f(x,z)$ es la función de peso que al ser escalada con el flujo en la superficie $F(x,y,0)$ representa al flujo vertical por unidad de longitud en la dirección predominante del viento

Los resultados de la estimación de la función de peso de la fuente (o sumidero) del flujo para diferentes condiciones atmosféricas en términos de la distancia, se muestran en la Figura 7. Se observa que para condiciones neutrales e inestables (60% y 27% de los casos, respectivamente), los valores máximos ocurren en los 1,000 m más cercanos a la torre. También se encontró que bajo condiciones muy estables (8.2% de los casos), es decir, con valores de $z/L > 1$, la región que contribuye al flujo total medido tiene una dimensión longitudinal del orden de varios kilómetros y que la contribución de la región más cercana a la costa es prácticamente nula, por lo cual, se omitieron todas aquellas mediciones que se realizaron bajo condiciones atmosféricas estables. Anteriormente, Mørk *et al.*, (2014) propusieron descartar todos aquellos datos con valores de $z/L > 0.15$, bajo el mismo fundamento.

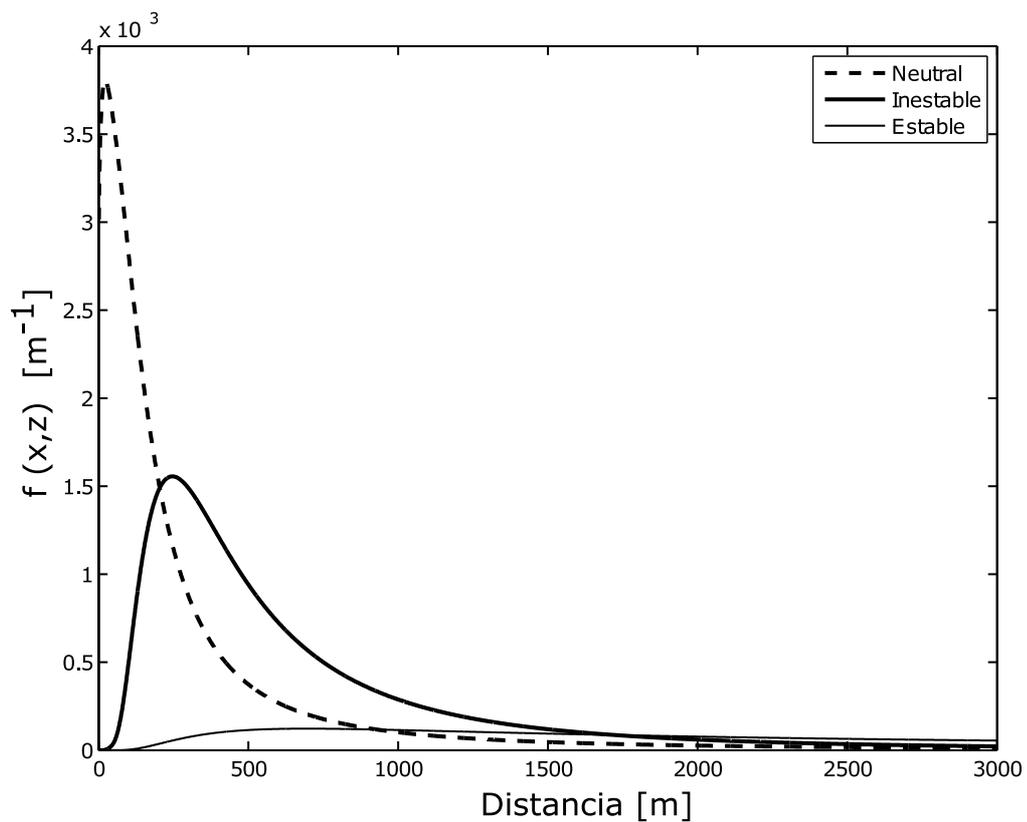


Figura 7. Resultados de la función de peso $f(x,z)$ en función de la distancia desde la torre de medición (0 m), a lo largo de la dirección del viento promedio y en sentido contrario a ésta, bajo condiciones atmosféricas neutrales (línea discontinua), inestables (línea sólida gruesa) y estables (línea sólida delgada)

Bajo condiciones neutrales, más de 73% del flujo ocurre dentro de la zona más cercana a la costa, que en este caso se considera como la región entre la torre de medición y aproximadamente 400 m hacia mar adentro. De la misma manera, bajo condiciones inestables dentro de dicha región ocurre el 40% del flujo con respecto al flujo total. Sin embargo, bajo condiciones estables la contribución en el flujo que proviene del área de interés es casi nula (Figura 8).

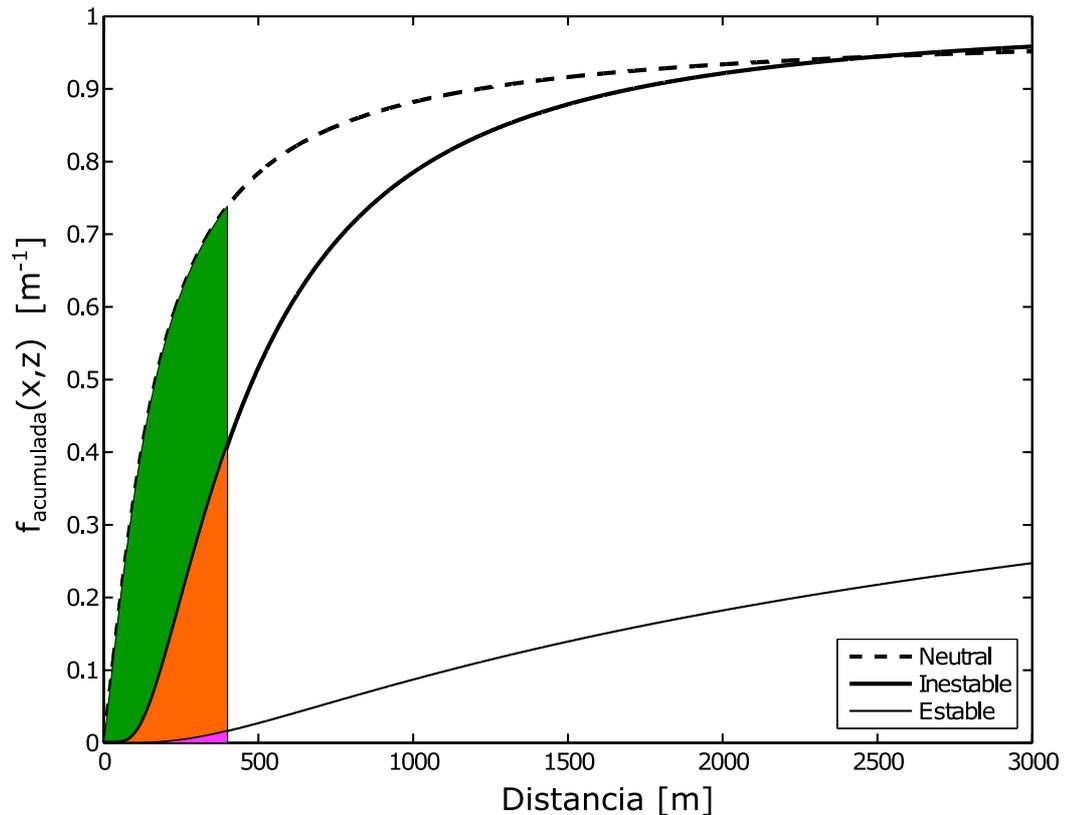


Figura 8. Resultados de la función de peso $f(x,z)$ acumulada, en función de la distancia bajo condiciones atmosféricas neutras (línea discontinua), inestables (línea sólida gruesa) y estables (línea sólida delgada). En colores se enfatiza la contribución al flujo total medido del área contenida entre la torre de medición y los 400 m hacia mar adentro en la dirección del viento promedio.

2.4.7 Estimación del promedio temporal

Es muy importante determinar el periodo adecuado para utilizarse en el cálculo del promedio temporal en el método de la correlación de las fluctuaciones turbulentas. Este periodo define las escalas temporales que se incluyen en la estimación del flujo, las cuales deben corresponder con los procesos considerados relevantes. Generalmente, se eligen periodos de entre 10 y 60 min dependiendo de las características del flujo y de los procesos dominantes que lo modulan.

En este trabajo se estimó el periodo adecuado para realizar el promedio temporal, a partir de un análisis del coespectro acumulado del flujo de CO_2 utilizando el método de ojivas, de acuerdo con la siguiente ecuación (Foken *et al.*, 2006):

$$Ojiva_{C,w}(f_0) = \int_{\infty}^{f_0} S_{C,w}(f) df \quad (32)$$

donde f_0 es la frecuencia fundamental y $S_{C,w}(f)$ es el coespectro entre la concentración del gas (C) y la componente vertical de la velocidad del viento (w); éste último se obtuvo utilizando la función *spectf* (por Kahma, K.K.) de *MATLAB*. El periodo óptimo es aquel que corresponde a la frecuencia a partir de la cual la aportación al flujo total es mínima (<5%). En la Figura 9 se muestra la ojiva normalizada del coespectro y la línea discontinua vertical indica la frecuencia, ésta corresponde a un periodo de 15 min que, como se observa en la figura, incluye más de 95% (96.8%) del total del flujo (línea punteada horizontal).

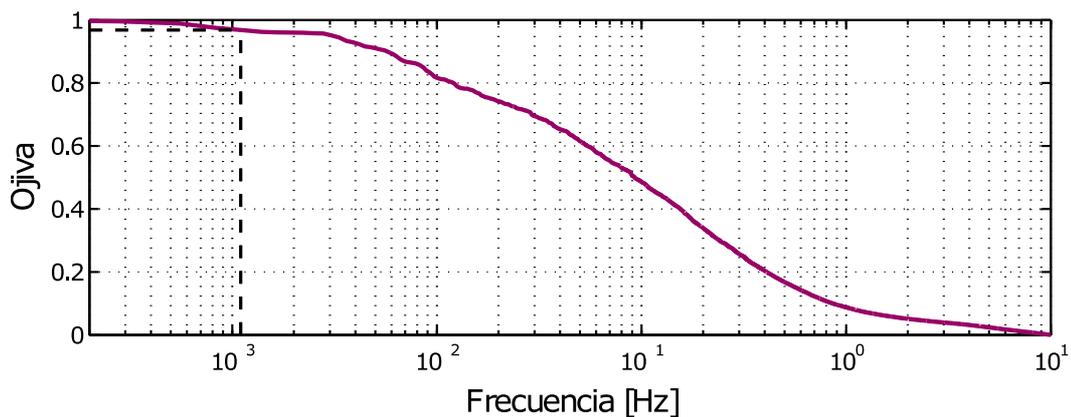


Figura 9. Ojiva normalizada del flujo de CO₂ estimada a partir del coespectro de la concentración de CO₂ y la componente vertical de la velocidad del viento (w). La línea discontinua indica la frecuencia correspondiente al periodo de 15 min utilizado para calcular el promedio temporal en la estimación de flujos y la respectiva contribución acumulada.

El periodo de 15 min seleccionado como periodo óptimo para el cálculo del promedio temporal en la estimación de los flujos, también se utilizó para la extracción de las fluctuaciones turbulentas a partir de la descomposición de Reynolds, utilizando la técnica de promediado por bloques. Esta metodología, según Burba (2013), es la más adecuada cuando la topografía, en este caso la superficie del océano, no tiene cambios abruptos y las concentraciones de los gases no cambian de manera repentina.

2.4.8 Datos de oleaje

Inicialmente, los datos obtenidos por el perfilador acústico son almacenados en archivos con extensión .PD0, con formato binario o ASCII, dependiendo de la configuración del sensor. A partir de estos archivos se extrae la información de oleaje con los programas proporcionados por el proveedor (*Teledyne RD Instruments*), *WavesMon* y *WinADCP*, así, es posible almacenar los datos en archivos de texto o archivos compatibles con *MATLAB* (.mat) y nos permiten hacer una primera visualización de la información.

Además de los parámetros típicos que describen las características del oleaje como altura significativa del oleaje (H_s), periodo asociado al pico espectral (T_p) y dirección del pico espectral (D_p), entre otros; el perfilador acústico (*ADCP Workhorse Sentinel*) es capaz de obtener información acerca del espectro direccional del oleaje, lo que nos permite estimar otros parámetros integrales. Específicamente en este trabajo se utiliza el periodo promedio (T_{m02}) dado por:

$$T_{m02} = 2\pi \left(\frac{\iint \omega^2 E(\omega, \theta) d\omega d\theta}{\iint E(\omega, \theta) d\omega d\theta} \right)^{-1/2} = 2\pi \left(\frac{\iint \sigma^2 E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta}{\iint E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta} \right)^{-1/2} \quad (33)$$

donde $E(\omega, \theta)$ es el espectro del oleaje en función de la frecuencia y la dirección del oleaje. ω y σ son las frecuencias absoluta y relativa del oleaje, respectivamente.

2.5 Estimación de flujos

Se estimaron los flujos de CO_2 y de vapor de agua utilizando el método de la correlación de las fluctuaciones turbulentas, considerando un periodo de 15 min para el promedio temporal y utilizando únicamente los datos que corresponden a velocidades de viento con dirección de mar hacia tierra (135° - 315°), puesto que nuestro interés está en los flujos que ocurren entre el océano y la atmósfera.

En la Tabla 1 se presenta el porcentaje de rechazo de datos según los criterios de calidad (ver sección 2.4), establecidos con el fin de seleccionar la información adecuada para la estimación del flujo, además se indica la causa por la cual fueron rechazados. Los porcentajes representan la cantidad de datos rechazados con respecto al total de datos obtenidos (967, 392, 000 = 100%) entre mayo de 2014 y abril de 2015.

Para la estimación del flujo de gases, se utilizaron únicamente aquellos datos que cumplieron con todos los criterios (<3.5%). Otros autores (Mørk *et al.*, 2014) han presentado porcentajes de rechazo de 97% y hasta de 99% con respecto al total de mediciones, utilizando diferentes criterios de calidad.

Tabla 1. Porcentaje de rechazo de datos según los criterios de control de calidad para la estimación de flujos.

	Criterio	Rechazo (%)	Causa *
1	Falta de información simultánea C_{CO_2} y w .	93.45	Instrumental
2	Valores que exceden ± 3.5 desviaciones estándar	0.06	Física e instrumental
3	Estabilidad atmosférica ($z/L > 1$)	0.28	Teórica
4	Dirección del viento	3.08	Teórica y de implementación

* **causa:** *instrumental*= errores asociados al funcionamiento de los instrumentos. *Física* = errores generados por cuestiones físicas y/o ambientales. *Teórica* = los requerimientos teóricos del método no fueron satisfechos. *Implementación* = errores relativos a la implementación de la torre de medición.

Capítulo 3. Resultados y discusión

3.1 Condiciones de viento y oleaje

3.1.1 Viento

En la Figura 10 se muestra la rosa de los vientos correspondiente con las mediciones en la estación de Punta Morro. En el patrón de viento se distingue la dirección predominante alrededor de 300° , la cual presenta las mayores intensidades (hasta 11.5 m/s); también se observan vientos con intensidades menores y poca frecuencia de ocurrencia provenientes de 75° , aproximadamente. Este comportamiento se ha reportado anteriormente por diversos autores (p. ej. Reyes y Parés, 1983).

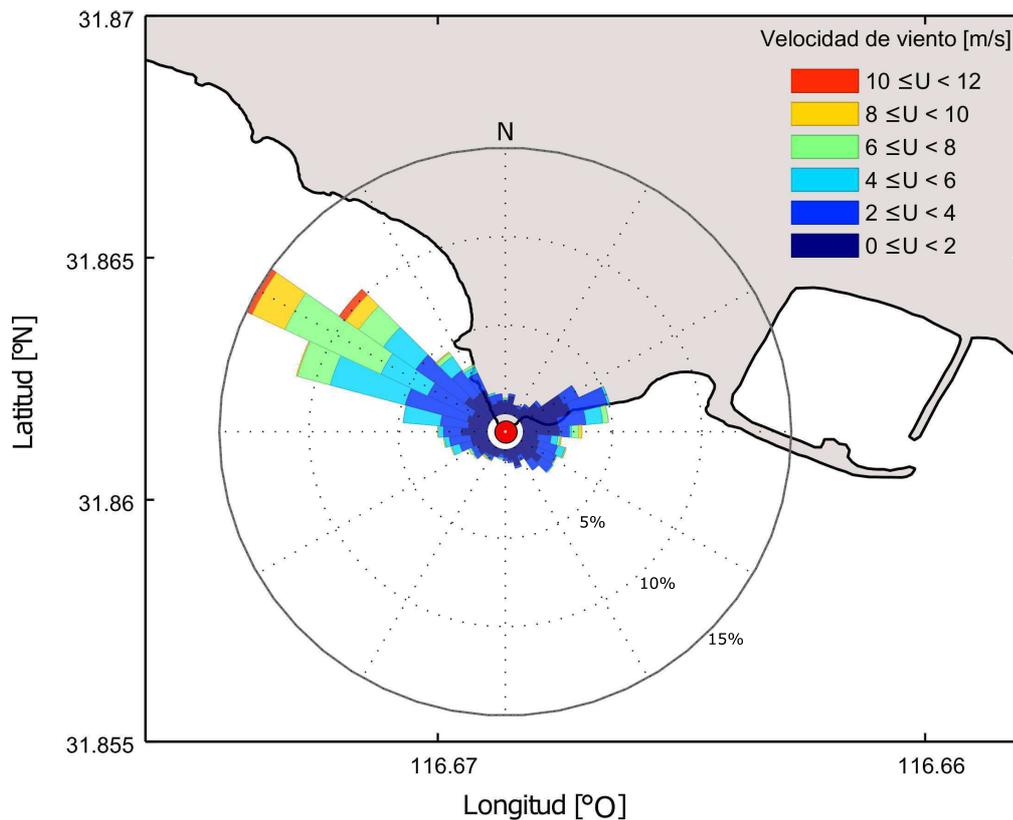


Figura 10. Rosa de los vientos de la estación "Punta Morro", las barras indican la dirección de donde viene el viento, el color indica la magnitud de la velocidad y los círculos concéntricos indican la frecuencia de ocurrencia.

Se sabe que los vientos intensos del Noroeste suelen inducir eventos de surgencia en las costas de California y Baja California (Pérez-Brunius *et al.*, 2007; Reimer *et al.*, 2013) por lo que se esperaría encontrar variaciones en el comportamiento de la actividad biológica durante estos periodos, sin embargo, los procesos biogeoquímicos de la región no son sujeto de estudio en este trabajo y por lo tanto nos limitamos a estudiar el efecto de los forzamientos físicos sabiendo que existen otros factores que pudieran, también, tener un efecto importante en el comportamiento del flujo en la zona de estudio.

En este estudio, se consideran únicamente los datos correspondientes con el viento en dirección de mar hacia tierra (135° - 315°), ya que el objetivo es evaluar el comportamiento del flujo de gases que ocurre a través de la interfase océano-atmósfera. En la Figura 11 se muestra la distribución de la frecuencia de ocurrencia de la intensidad del viento proveniente de esas direcciones. Las condiciones de viento durante el periodo de estudio fueron entre débiles y moderadas, con intensidad promedio de 4 m/s y con valores máximos de 11.5 m/s.

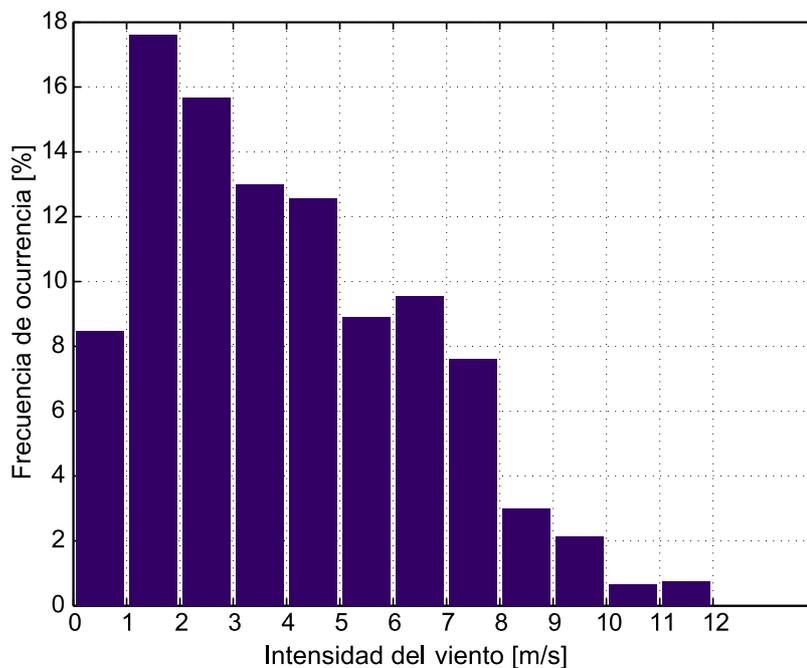


Figura 11. Histograma de la intensidad del viento con dirección de mar hacia tierra, considerando un total de 931 datos, cada uno es el promedio calculado durante 15 min de observaciones.

3.1.2 Validación de los datos de viento

Con el fin de validar la información del viento obtenida en la torre de medición de Punta Morro, se realizó una comparación con datos obtenidos en otras tres estaciones (CICESE, Instituto de investigaciones oceanológicas (IIO) y Playa Hermosa), ubicadas en la Bahía de Todos Santos. En la tabla 2 se presenta la información de las estaciones consideradas.

Todas las estaciones, a excepción de Playa hermosa, presentaron el patrón bimodal mencionado anteriormente, es decir, vientos más intensos y frecuentes con direcciones de mar a tierra y vientos menos intensos con dirección de tierra a mar. La intensidad de viento promedio más alta se encontró en la estación de Punta Morro, siendo ésta la estación más expuesta a los vientos del Noroeste (NO) debido a las características de la bahía y la configuración de la costa, sin embargo, las intensidades máximas se encontraron en la estación de Playa hermosa. Se observó, también, que existen diferencias en las direcciones predominantes en cada una de las estaciones, pero éstas pueden ser explicadas por las características orográficas en la vecindad de la Bahía de Todos Santos, como se ha mencionado en trabajos anteriores (Pavía y Reyes, 1983; Reyes y Parés, 1983; Flores-Vidal *et al.*, 2015).

Tabla 2. Características del viento en cuatro estaciones en la Bahía de Todos Santos, B.C.

	Estación	Intensidad Promedio [m/s]	Intensidad máxima [m/s]	Dirección predominante
1	Punta Morro	4	11.5	NO
2	CICESE	2.8	10.0	O-SO
3	IIO	2.1	11.7	O-NO
4	Playa hermosa	2.5	13.4	NO

3.1.3 Oleaje

Las condiciones de oleaje durante el periodo de medición presentan un patrón estacional. Entre mayo y septiembre las condiciones de oleaje son moderadas, con valores de altura significativa máxima de 1.23 m, mientras que durante los meses entre noviembre y abril las alturas significantes son evidentemente mayores (Figura 12.A), de hasta 2.7 m. El valor promedio de altura significativa medido a 350 m de la costa, donde se localiza el perfilador acústico, es de 0.8 m considerando los datos de las tres campañas de medición a lo largo del año. De la misma manera, el periodo promedio del oleaje, estimado de acuerdo a la ecuación (33), presenta valores mayores entre noviembre y abril (Figura 12.B).

Aún cuando existen diferencias en las características del oleaje a lo largo del año, la refracción causada por las características batimétricas en el interior de la Bahía y en la vecindad del sitio de medición, ocasionan que la dirección predominante del oleaje sea, invariablemente, del suroeste (Figura 12.C). Además, la dirección del oleaje no corresponde a la dirección predominante del viento, indicando que en general, el oleaje observado corresponde a oleaje largo generado fuera de la Bahía de Todos Santos, inclusive generado por tormentas lejanas.

3.2 Concentraciones de gases

Las concentraciones de CO₂ y de vapor de agua (Figura 13.A) presentan una clara estacionalidad como respuesta a factores ambientales tales como la temperatura (Figura 13.B) y la humedad (Figura 13.C). Los valores del coeficiente de correlación (r) entre la temperatura y la concentración de CO₂ y vapor de agua son de -0.76 y 0.55, respectivamente, mientras que aquellos entre la humedad y ambas concentraciones son de -0.40 y 1. La concentración promedio de CO₂ en la atmósfera es de 12.3 mmol/m³, mientras que el valor medio del vapor de agua es de 843.3 mmol/m³.

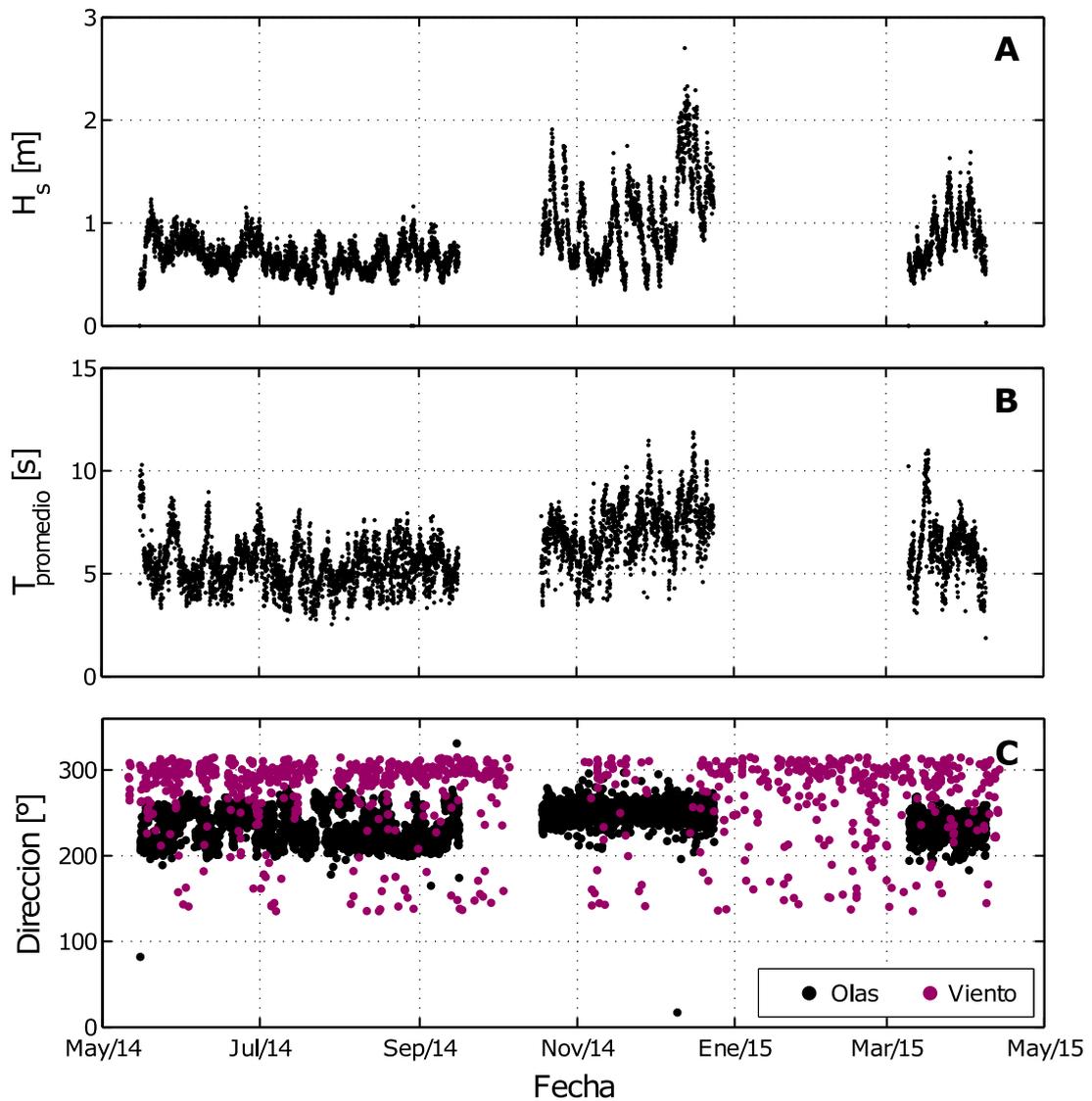


Figura 12. Series de tiempo de las condiciones de oleaje en promedios horarios obtenidos con el perfilador acústico instalado a 350 m de la costa en una sitio con profundidad de 10 m sobre el nivel medio del mar. A) Altura significativa de ola, B) periodo promedio, C) dirección asociada con el pico del espectro del oleaje (negro) y dirección promedio del viento calculada en periodos de 15 min (magenta).

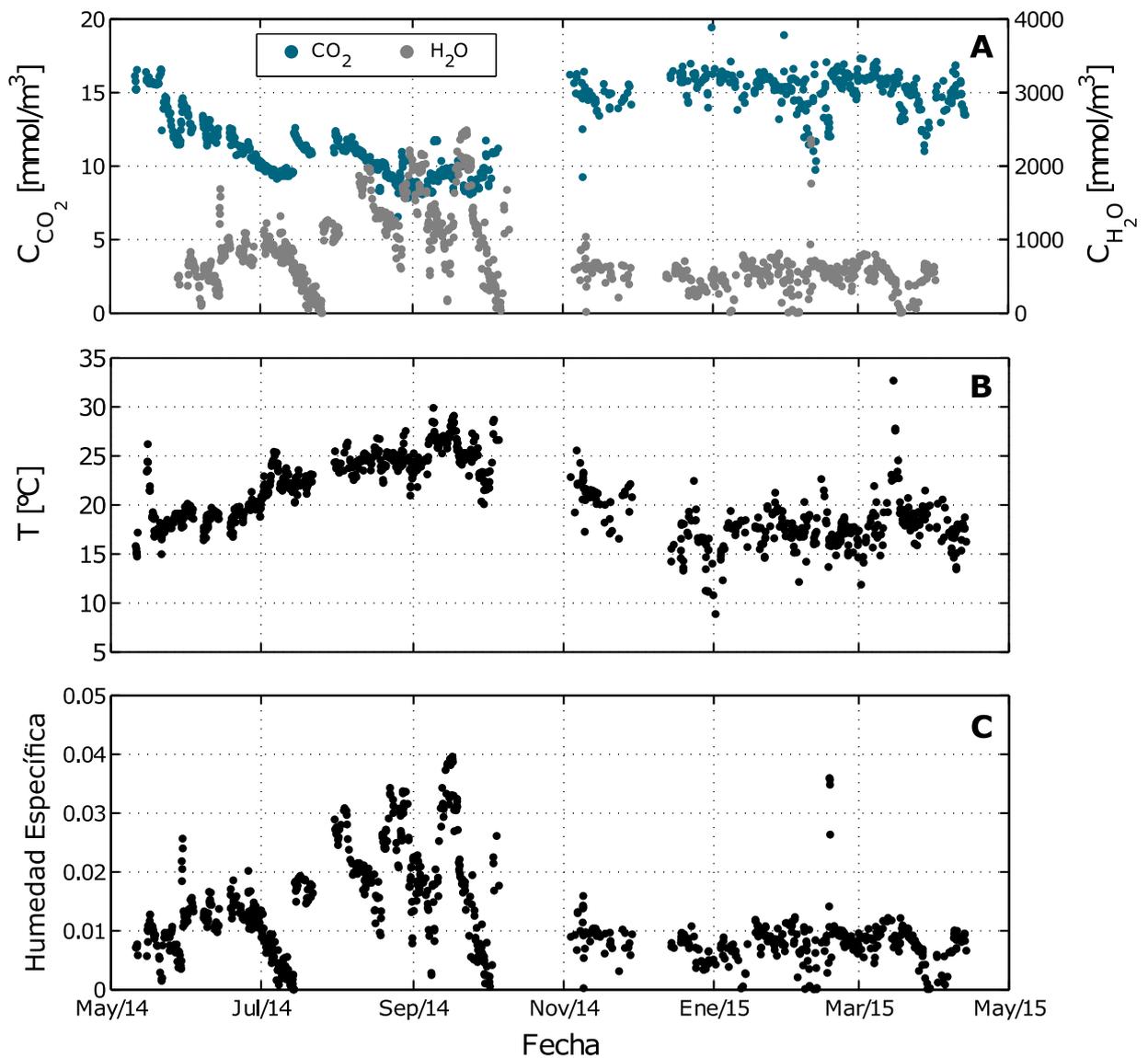


Figura 13. Series de tiempo del promedio calculado en periodos de 15 min de A) concentración de CO_2 (azul, eje vertical principal) y vapor de agua (gris, eje vertical secundario) en la atmósfera, B) temperatura atmosférica media y C) humedad específica en $\text{kg}_{\text{agua}}/\text{kg}_{\text{aire}}$.

De mayo a octubre ocurre un aumento significativo de la temperatura ambiental hasta alcanzar valores máximos de 30°C , lo cual induce un incremento en la tasa de evaporación de agua. Además, dicho aumento de la temperatura ocasiona una elevación en el punto de saturación de forma que, durante los meses más cálidos un determinado volumen de aire es capaz de contener mayor concentración de vapor de agua, que el mismo volumen en el resto del año, cuando las temperaturas son menores. Por otro lado, la concentración de CO_2 en la atmósfera disminuye

visiblemente de mayo a octubre, lo que parece estar explicado principalmente por variaciones de la temperatura del aire e influenciado por la presencia de vapor de agua. Dado que no hay una razón física directa que justifique este comportamiento y que no se espera que los factores atmosféricos tengan tal efecto en la concentración de CO_2 , se considera la posibilidad de que dichas variaciones sean causadas por errores de medición debidos a las fluctuaciones de la densidad del aire, ocasionadas a su vez, por variaciones en la temperatura atmosférica y la presencia de vapor de agua. Sin embargo, en la Figura 14 se puede observar que existe una relación lineal entre las concentraciones medidas y las fracciones molares en base seca estimadas, sugiriendo que esta última tiene también un comportamiento estacional similar, aún cuando se ha eliminado el efecto causado por las fluctuaciones de densidad del aire.

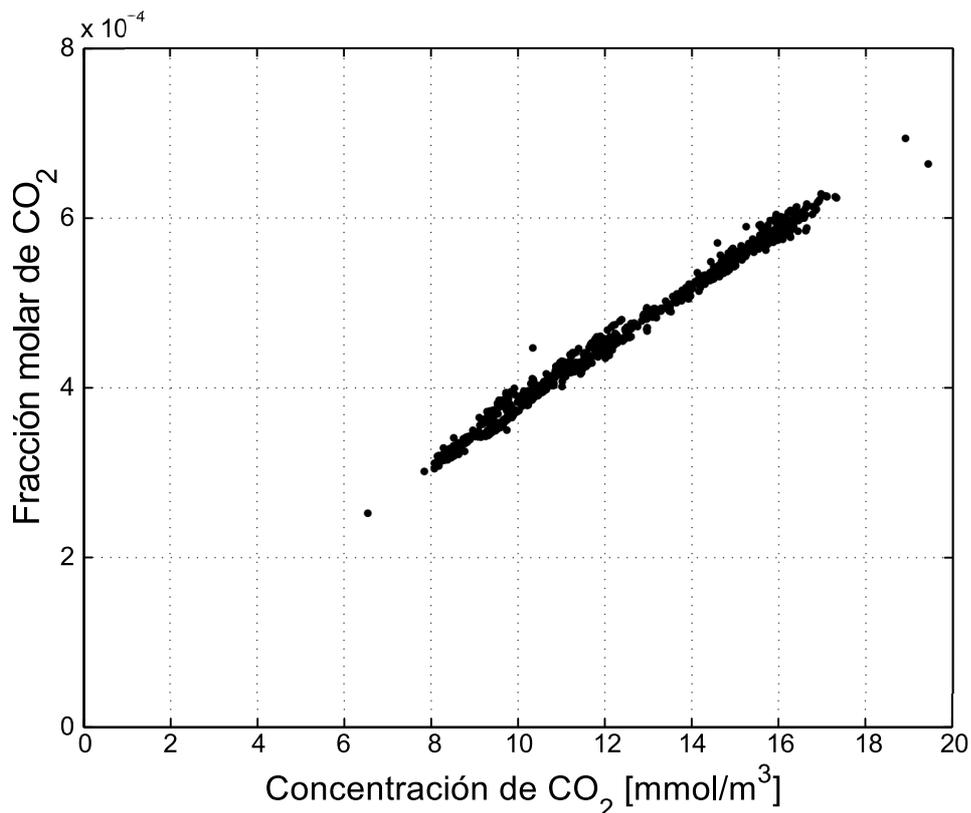


Figura 14. Dispersión de las fracciones molares en base seca estimadas y las concentraciones de CO_2 medidas, ambas en promedios calculados en periodos de 15 min.

Por lo tanto, es necesario considerar otros factores como la temperatura superficial del mar, la concentración de CO₂ en el agua y la productividad primaria en la capa límite oceánica para explicar el comportamiento de la concentración de CO₂.

Durante los meses de noviembre a abril, la concentración de ambos gases es relativamente constante, al igual que la temperatura del aire y la humedad, como se observa en la Figura 12.

3.3 Flujo de gases

Se encontró que la región de estudio es un sumidero débil de CO₂ con un flujo promedio de $-1.32 \pm 8.94 \mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$. Este valor es consistente con los resultados presentados por otros autores (Liu *et al.*, 2000; Borges *et al.*, 2005) que sugieren que las regiones costeras son sumideros débiles de carbón con valores de flujo, en la escala global, de entre -0.01 y -0.05 PgC/año. Por otro lado, el flujo promedio de vapor de agua es de $0.77 \pm 1.28 \text{mmol}/\text{m}^2\text{s}$. Las series temporales de los flujos estimados en este trabajo se muestran en la Figura 15.

A diferencia de las concentraciones de gas, los flujos no presentan un patrón particular durante el periodo de mediciones, aún así, es posible percibir una mayor dispersión de los datos de ambos gases en el periodo entre noviembre y abril (Figura 15.A y 15.B). En el caso del CO₂ se estimó un flujo promedio de $-1.17 \pm 12.59 \mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$ durante ese periodo, mientras que durante el periodo de mayo a octubre se observó un promedio igual a $-1.44 \pm 3.17 \mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$. En ambas épocas el promedio indica un flujo hacia el océano de magnitud similar, pero el incremento en la variabilidad observada podría estar relacionado con procesos turbulentos asociados con el aumento en la altura significativa del oleaje durante esos meses. De la misma manera, los flujos de vapor de agua mantienen un valor promedio similar en ambas estaciones, cercano al promedio anual ($0.77 \mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$), pero entre noviembre y abril se observa cierto incremento en la desviación estándar que alcanza $\pm 1.58 \mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$, mientras que en el periodo entre mayo y octubre es $\pm 0.92 \mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$.

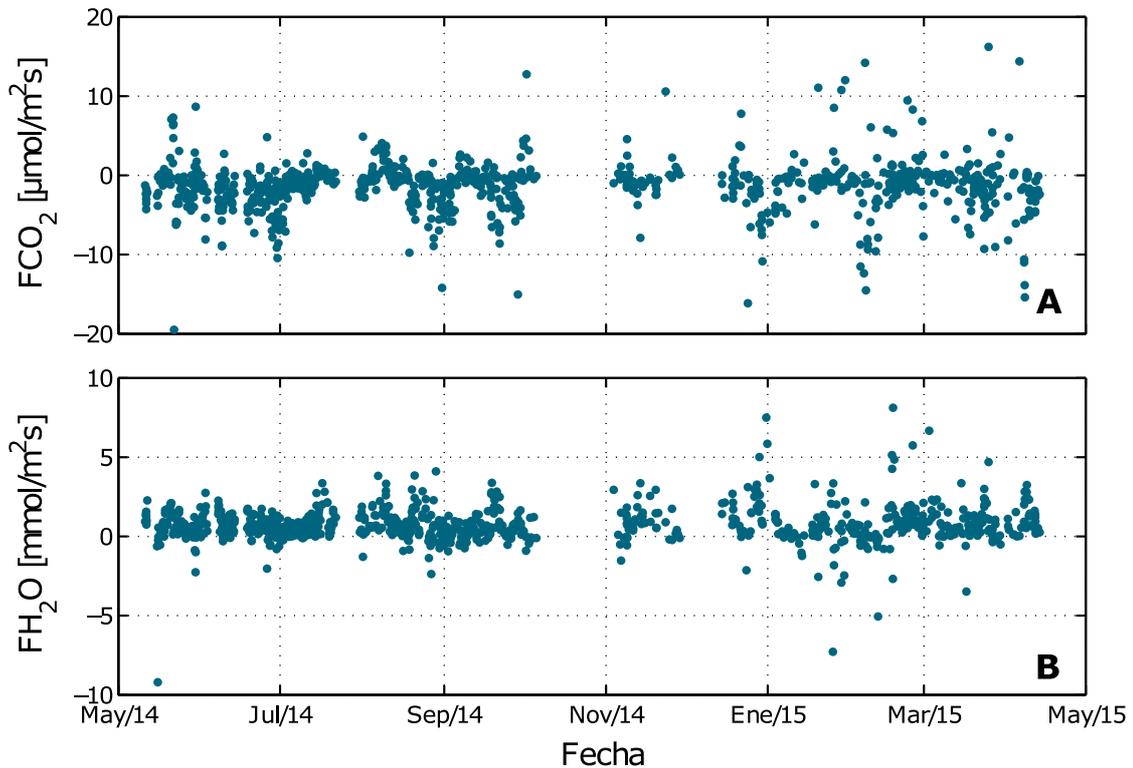


Figura 15. Series de tiempo de los flujos de A) CO_2 y B) vapor de agua, estimados utilizando el método de correlación de las fluctuaciones turbulentas durante un año de datos correspondiente con el periodo de mediciones (mayo 2014-abril 2015). Cada punto representa el promedio del flujo estimado durante 15 min.

3.3.1 Evaluación de los mecanismos que modulan el flujo de gases

Se plantean dos tipos de comparaciones con el fin de establecer una relación entre los flujos de los gases y algunos de los parámetros físicos dominantes en la región, los cuales pudieran ser mecanismos esenciales en la modulación del transporte de gases a través de la superficie del océano. Primero, con el objetivo de evaluar si existe un sólo mecanismo que explique el comportamiento del flujo estimado, se representan los flujos en función de cuatro parámetros físicos, de forma independiente: 1) la velocidad de viento (U), usualmente utilizada como parámetro único para la estimación de los flujos de gas, 2) altura significativa (H_s) de las olas, 3) la pendiente del oleaje, definida como la razón entre la altura significativa de la ola y su longitud (H_s/L), para este caso particular se utilizó la longitud asociada al pico del espectro (L_p); la pendiente es un parámetro

que se asocia con la estabilidad de la ola y por lo tanto, con su rompimiento y 4) La temperatura del agua (T_w), que pudiera considerarse como un indicador de las características de la concentración de CO_2 en el océano. En esta primera comparación se utiliza el coeficiente de correlación de Pearson, r (Gibbons y Chakraborti, 2003), para evaluar la dependencia lineal que existe entre el flujo de gases y las variables físicas consideradas. El resumen de los resultados estadísticos se muestra en la Tabla 3.

Tabla 3. Descripción estadística de la relación entre los flujos de gas y algunos parámetros físicos.

	Coeficiente de correlación (r)	Límite inferior *	Límite superior *	Valor p **
FCO_2 vs. U	-0.09	-0.18	-0.06	0.0061
FH_2O vs. U	0.32	0.23	0.44	<0.0001
FCO_2 vs. H_s	<-0.01	-0.08	0.07	0.9404
FH_2O vs. H_s	0.04	-0.04	0.12	0.3129
FCO_2 vs. H_s/L	-0.03	-0.11	0.05	0.3999
FH_2O vs. H_s/L	0.06	-0.02	0.14	0.1641
FCO_2 vs. T_w	<-0.01	-0.09	0.07	0.8135
FH_2O vs. T_w	0.04	-0.04	0.11	0.3714

* Límite de confianza del 95%

** Se consideran resultados estadísticamente significativos aquellos con valores de $p < 0.05$

Con base en los coeficientes de correlación (r) estimados, se encontró que hay poca relación entre el comportamiento del flujo de ambos gases y las condiciones de velocidad del viento, y por supuesto, la correlación es mucho menor de lo que se pudiera esperar considerando que este parámetro es el más utilizado para la estimación

paramétrica del flujo a escala global. Aún así, no se descarta la posibilidad de que el viento sea un factor importante que modula los flujos, tanto de CO₂ como de vapor de agua, en escalas temporales menores. Además, este resultado sugiere que también otros procesos físicos y/o biológicos tienen una influencia significativa en el comportamiento del flujo, al menos en la región analizada en el presente estudio.

Las correlaciones encontradas entre el flujo de CO₂ y los parámetros del oleaje son casi nulas y con poca significancia estadística ($p > 0.05$), de manera que el oleaje moderado que se observa en la bahía no tiene un efecto directo en el comportamiento del flujo. Aún así, existen indicios de que el oleaje puede tener un efecto significativo en el proceso de transferencia de CO₂ a través de la superficie del océano, cuando las condiciones del oleaje se intensifican (Gutiérrez-Loza y Ocampo-Torres, 2016 en prensa) y por lo tanto, se considera necesario realizar un análisis más detallado de los datos con el fin de explorar sobre la existencia de una relación cuantitativa entre el oleaje y el flujo de CO₂ que se estudia en el presente trabajo.

El flujo de vapor de agua está principalmente modulado por factores atmosféricos y no por las condiciones del estado del mar, como refleja la baja correlación entre los parámetros del oleaje y el flujo de vapor de agua. Ocampo-Torres *et al.*, (1994) mencionan que el efecto de la turbulencia asociada con la presencia de oleaje en la tasa de transferencia, es menor para los compuestos cuya resistencia al flujo se encuentra en la fase gaseosa, como es el caso del vapor de agua, que para aquellos con resistencia en la fase acuosa.

Con base en los resultados de los coeficientes de correlación de Pearson, r , sabemos que el comportamiento del flujo de gases no puede describirse mediante una única variable independiente, como suele expresarse en la mayoría de las ecuaciones paramétricas. De las variables analizadas en este estudio, ninguna presentó una relación suficiente para ser considerada la variable representativa en la estimación del flujo. Sin embargo, sabemos que sería difícil encontrar un factor único que, bajo una relación lineal, explique el comportamiento de un proceso tan complejo como el intercambio de gases entre el océano y la atmósfera. Es por esto, que se plantea un

análisis adicional para evaluar la relación que existe entre los parámetros físicos y el flujo de gases mediante una regresión por cuantiles (Koenker & Bassett, 1978)

La regresión por cuantiles es una extensión del modelo lineal, en la cual se consideran relaciones lineales de la forma $y = mx + b$ evaluadas en múltiples puntos de la distribución de la variable de respuesta, a estos puntos se les denomina cuantiles. A diferencia de la regresión por mínimos cuadrados, en la cual se realiza un único ajuste lineal mediante la minimización de la suma de los errores cuadráticos en función de la media; en el caso de la regresión por cuantiles es posible obtener múltiples regresiones lineales a lo largo de la distribución de probabilidad de la variable de respuesta, sin importar su forma, mediante la minimización de las desviaciones absolutas pesadas, donde los pesos están en función de cada cuantil elegido.

Se evaluó el comportamiento del flujo de CO₂ como variable dependiente en función de cada uno de los parámetros físicos considerados en este estudio (intensidad del viento, altura significativa y pendiente del oleaje, y temperatura del agua), considerando los cuantiles $\tau = 0.15, 0.25, 0.5, 0.75, 0.9, 0.95$. En la Figura 16 se presentan los resultados de la regresión por cuantiles para cada uno de los valores de τ , así como el resultado de la regresión por cuadrados mínimos correspondiente. Se observa que existe una relación entre el flujo de CO₂ y la velocidad del viento, la altura significativa y la pendiente del oleaje. La altura significativa (H_s) es la variable más correlacionada con el flujo, mientras que la temperatura del agua (T_w) parece no tener efecto alguno en la transferencia de CO₂ (Figura 16.B).

En la Figura 16.A se observa que la intensidad del viento influye de manera lineal en el flujo de CO₂ hacia el océano en los casos de los cuantiles inferiores ($\tau < 0.5$), los cuales corresponden a flujos negativos menores que la mediana ($M_e = -1.04 \mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$). Por el contrario, en los cuantiles que representan valores de flujo mayores que la mediana ($\tau > 0.5$), el efecto del viento no es significativo y tal parece que el flujo es independiente de la intensidad del viento. También se encontró que la temperatura del agua (T_w), como parámetro independiente no es un agente forzante del flujo de CO₂ a través de la superficie, esto se observa en la Figura 16.B donde se aprecia que la

relación entre ambas variables es nula y el valor de la pendiente (m) de la recta asociada con la regresión lineal es cercana a cero, sin importar el cuantil en función del cual se realice esa regresión.

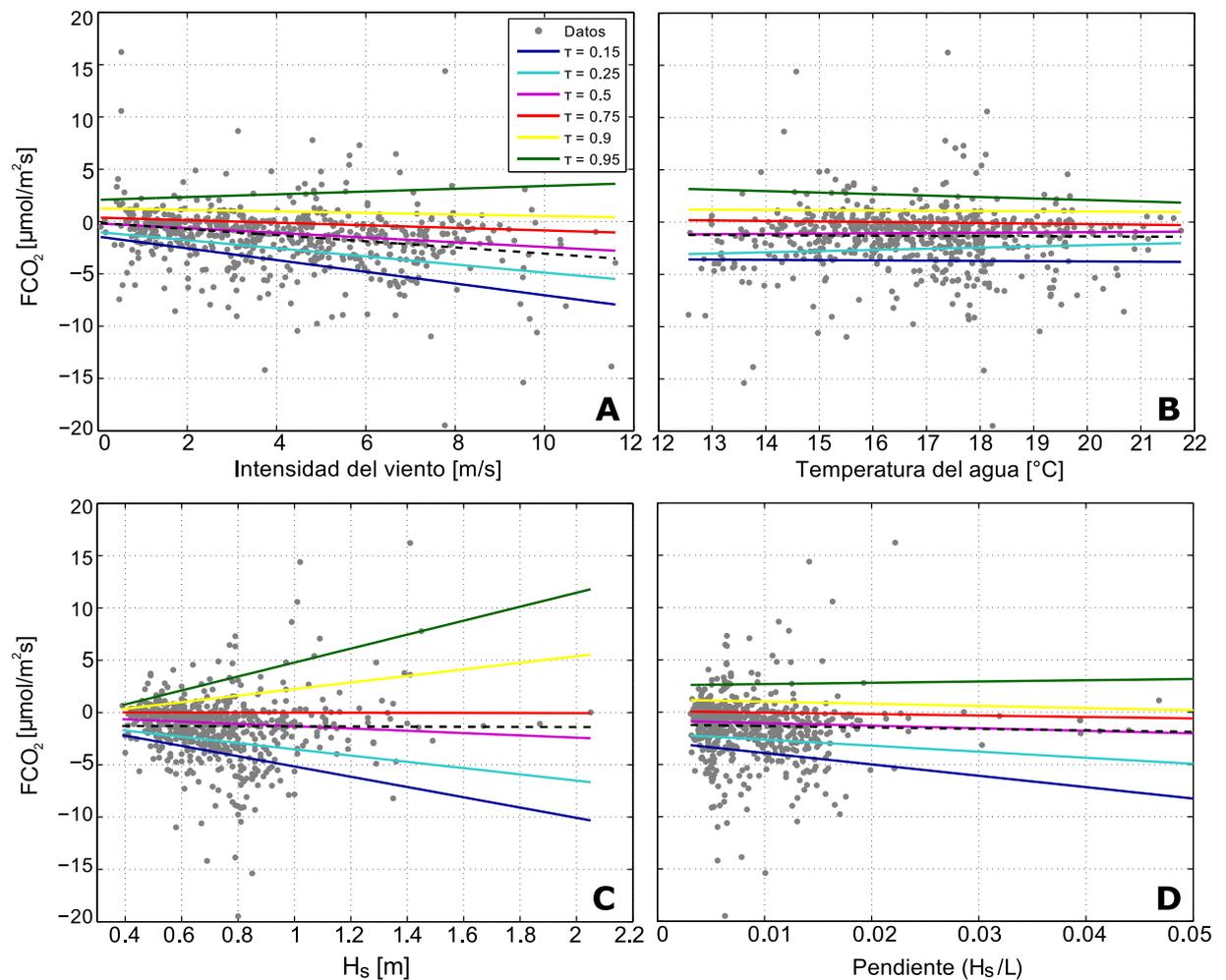


Figura 16. Resultados de la regresión por cuantiles utilizada para estimar la relación entre el flujo de CO₂ (FCO₂) y A) la intensidad del viento, B) la temperatura del agua, C) la altura significativa y D) la pendiente del oleaje, en los cuantiles $\tau = 0.15, 0.25, 0.50, 0.75, 0.90, 0.95$ de la distribución de FCO₂. La línea discontinua representa el resultado de la regresión por cuadrados mínimos.

La relación entre el flujo de CO₂ y la altura significativa del oleaje (Figura 16.C) varía considerablemente en función del cuantil considerado. El signo de la pendiente (m) de la recta, sugiere que aunado al efecto del oleaje existen otros factores que limitan o promueven el flujo de CO₂ hacia o desde el océano. Así, el efecto del oleaje varía

dependiendo de las condiciones generadas por otros factores como pueden ser, la diferencia de concentraciones entre la fase acuosa y la atmosférica, la solubilidad del gas que depende de la temperatura del agua, condiciones en la capa mezclada, etc. De este modo, es posible considerar al oleaje como un agente forzante que modifica las características de la superficie del océano promoviendo así, una mayor transferencia de CO_2 , sin embargo el sentido del flujo depende de las características de las capas aledañas a la superficie. Un ejemplo de esto se presenta en la sub-sección 3.3.2.

Por otro lado, se observa que el efecto de la pendiente del oleaje es moderado (Figura 16.D) y menor al que presenta la altura significativa aún cuando se sabe que la pendiente de la ola está directamente relacionada con el rompimiento y por lo tanto, con la disipación de energía capaz de modificar el comportamiento de la superficie del océano; pero se sabe también, que en la costa el oleaje disipa su energía y las olas altas generan más turbulencia que puede inducir un mayor efecto en la transferencia de gases.

También se observó que en ninguno de los casos, la regresión por cuadrados mínimos es capaz de explicar el comportamiento del flujo en función de las variables independientes. Considerando que el coeficiente de correlación de Pearson (r) es una medida de la relación lineal entre dos variables, obtenida mediante el método de cuadrados mínimos, dicho resultado es consistente con los valores de r obtenidos anteriormente (Tabla 3).

En la Figura 17 se presenta un resumen de los valores de la pendiente (m) de la recta asociada con la regresión lineal, obtenidos para cada una de las variables en función del cuantil de la distribución de probabilidad del flujo de CO_2 . De esta forma, es posible visualizar de mejor manera el efecto que tiene cada una de las variables analizadas sobre el flujo de CO_2 . Como se había observado ya en la Figura 16, las relaciones más notables (con valores mayores de pendiente (m)) las presenta la altura significativa en los extremos de la distribución ($\tau = 0.15$ y $\tau = 0.9$). Esto es, que cuando ocurren los valores extremos del flujo, tanto negativos como positivos, podemos asociarlos en gran medida con las condiciones de altura significativa del oleaje. El resto de las variables

presentan un comportamiento menos variable entre cuantiles, sin embargo, tanto la velocidad de viento como la pendiente del oleaje presentan pendientes negativas en los cuantiles menores y pendientes positivas en los cuantiles mayores. Por otro lado, la temperatura parece no tener ningún efecto como variable independiente en ningún punto de la distribución.

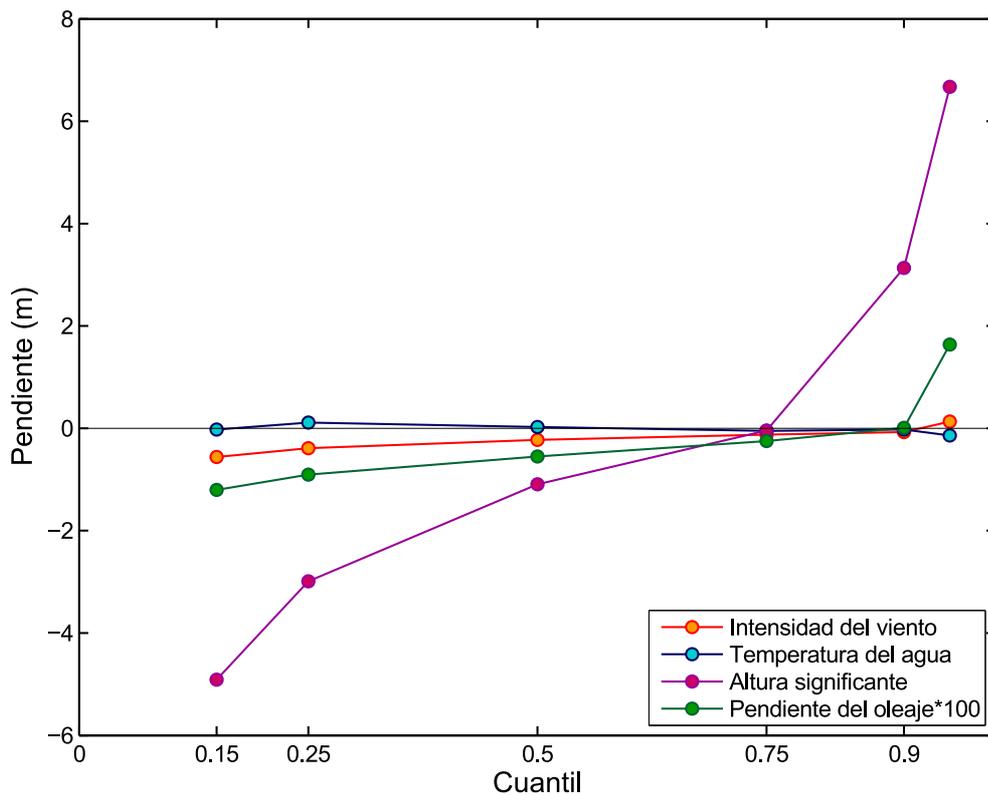


Figura 17. Pendiente (m) de la recta con forma $y = mx + b$ asociada con la regresión lineal, correspondientes con los cuantiles $\tau = 0.15, 0.25, 0.50, 0.75, 0.90, 0.95$ de la distribución de probabilidad de FCO_2 , donde x corresponde a cada una de las variables independientes: intensidad del viento, temperatura del agua, altura significativa y pendiente del oleaje.

3.3.2 Efecto de la altura significativa en los flujos de CO_2 en función de la temperatura

En esta sub-sección se presentan los resultados de un análisis en el cual se evalúa el efecto de la altura significativa en el comportamiento del flujo de CO_2 ante diferentes

condiciones de temperatura del agua. Esto con el fin de ejemplificar cómo algunos factores físicos y biogeoquímicos pueden ser agentes limitantes o, por el contrario, ser capaces de promover la transferencia de CO_2 a través de la interfase océano-atmósfera ante la presencia de otros forzamientos, como el oleaje. En la sub-sección 3.3.1 se mostró que, de todas las variables evaluadas, la altura significativa es el parámetro que mayor efecto tiene en la modulación de los flujos de CO_2 , sin embargo, las características del oleaje no son suficientes para determinar el sentido del flujo. De forma contraria, se encontró que la temperatura del agua, como variable independiente no tiene un papel esencial en dicho proceso. Con este análisis se demuestra que la temperatura es un factor importante para definir el sentido en el que ocurren los flujos, y por lo tanto, es esencial para determinar cómo es la relación entre las condiciones del oleaje y la transferencia de CO_2 .

Se consideraron tres regímenes de temperatura del agua, el primero correspondiente con las temperaturas más bajas entre 12.5°C (temperatura mínima observada) y 15.5°C . Un segundo régimen correspondiente con los valores cercanos a la temperatura media ($\overline{T_w} = 16.7^\circ\text{C}$) con T_w entre 15.5°C y 18.5°C y finalmente, las temperaturas mayores que 18.5°C .

En la Figura 18 se presentan las relaciones obtenidas en la regresión por cuantiles aplicada al flujo de CO_2 en función de la altura significativa del oleaje, en los casos con temperatura del agua $T_w < 15.5^\circ\text{C}$. Si consideramos a la temperatura como un indicador de la concentración de CO_2 en el agua, es posible decir que bajo estas condiciones se espera encontrar las mayores concentraciones del gas en el océano, ya sea porque son aguas que provienen de profundidades mayores donde la actividad biológica ocasiona su aumento o simplemente por un incremento en la solubilidad del gas debido a las bajas temperaturas. En los cuantiles menores ($\tau = 0.15$ y $\tau = 0.25$) se observa una relación inversa con pendientes negativas moderadas ($m = -2.65$ y $m = -3.11$, respectivamente), de forma que el aumento de la altura del oleaje ocasiona flujos negativos debidos, probablemente, a la inyección de gas causada por la turbulencia asociada con la presencia del oleaje. Sin embargo, se considera la posibilidad de que las relaciones encontradas en estos casos estén limitadas por la

existencia de un estado de saturación de CO_2 en la fase acuosa o por la presencia de un gradiente positivo de las concentraciones de gas entre ambas fases, el cual pudiera forzar el flujo en el sentido opuesto. Por otro lado, en los cuantiles mayores ($\tau = 0.90$ y $\tau = 0.95$) la pendiente presenta signos positivos y por lo tanto, el aumento en la altura significativa de las olas ocasiona mayores flujos hacia la atmósfera liberando el exceso de gas presente en la capa acuosa.

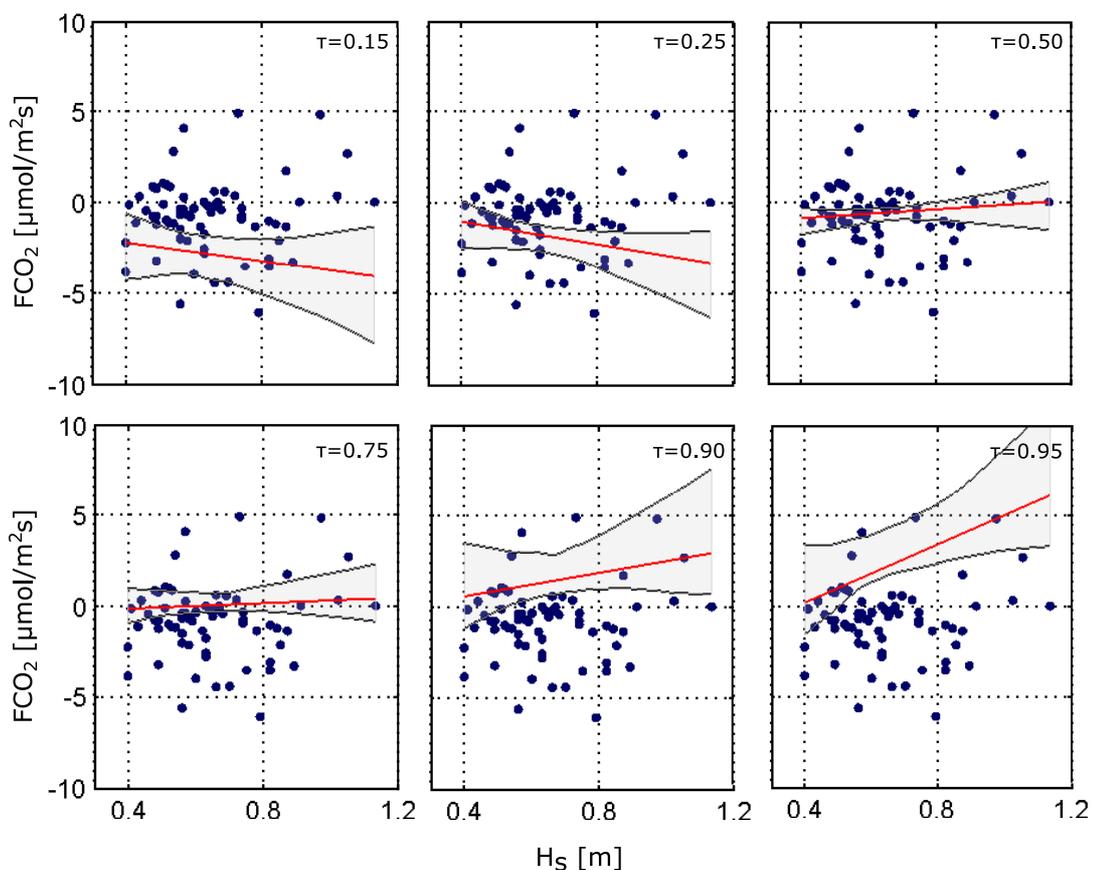


Figura 18. Resultados del análisis de regresión por cuantiles aplicada al flujo de CO_2 en función de la altura significativa (H_s) para los casos donde la temperatura del agua presenta valores de $T_w < 15.5^\circ\text{C}$. Los datos de flujo vs. H_s (puntos) utilizados en el análisis se muestran en todos los paneles, la línea roja representa la recta asociada con la regresión lineal correspondiente con cada cuantil ($\tau = 0.15, 0.25, 0.50, 0.75, 0.90, 0.95$), las líneas grises indican los límites de confianza de la regresión 95%.

En los casos con temperatura del agua alrededor del promedio ($\overline{T_w} = 16.7^\circ\text{C}$), entre 15.5°C y 18.5°C (Figura 19) las rectas obtenidas con la regresión presentan una

pendiente mayor en los cuantiles menores que corresponden a flujos negativos (menores a la mediana). Esto indica que el flujo (FCO_2) aumenta, al aumentar la altura significativa (H_s). Este comportamiento puede explicarse si consideramos que las concentraciones de CO_2 son menores debido a una mayor temperatura del agua y por lo tanto, el océano al no contener CO_2 en exceso, sería capaz de recibir mayor cantidad de gas a pesar de que la solubilidad del gas disminuye al aumentar la temperatura. Por otro lado, en los cuantiles mayores de la distribución de probabilidad de FCO_2 , la pendiente es cercana a cero indicando que la relación entre el flujo de CO_2 y la altura significativa de las olas es débil cuando el flujo es positivo, debido a que la cantidad de gas disponible para ser liberado es menor, sin importar las características del oleaje.

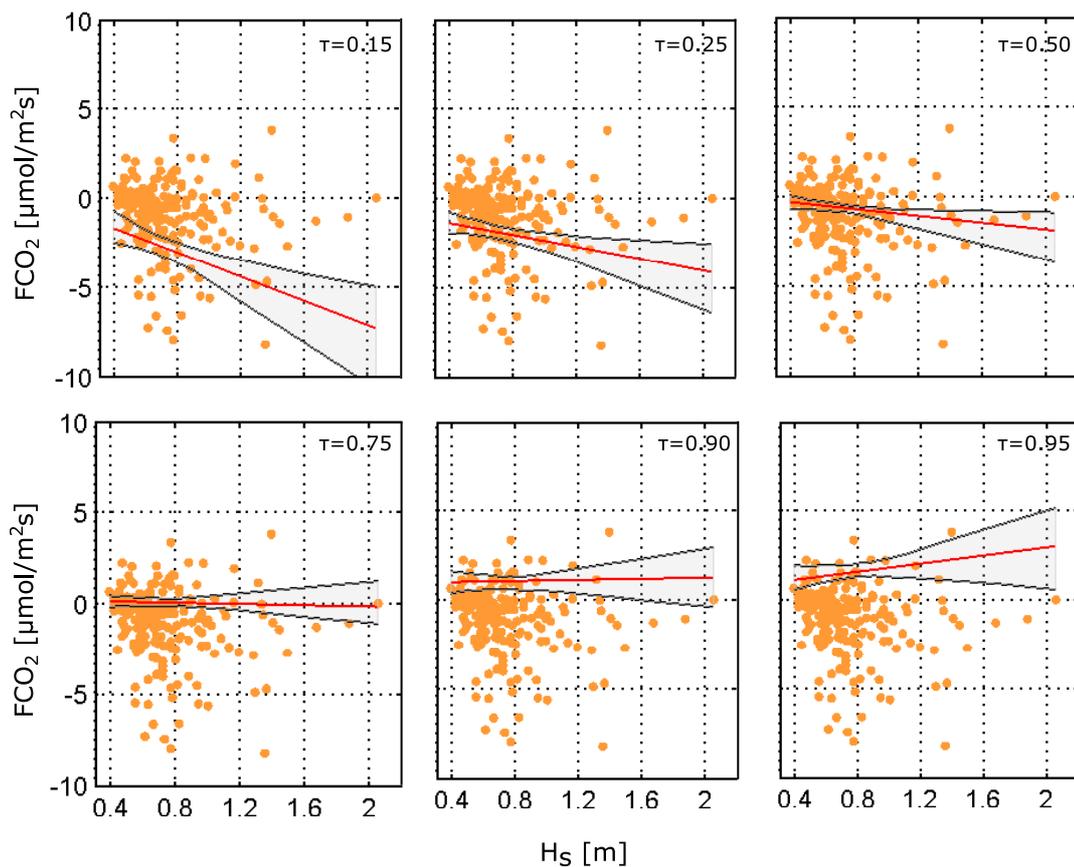


Figura 19. Resultados del análisis de regresión por cuantiles aplicada al flujo de CO_2 en función de la altura significativa (H_s) para los casos donde la temperatura del agua presenta valores de $15.5^\circ C < T_w < 18.5^\circ C$. Los datos de flujo vs. H_s (puntos) utilizados en el análisis se muestran en todos los paneles, la línea roja representa la recta asociada con la regresión lineal correspondiente con cada cuantil ($\tau = 0.15, 0.25, 0.50, 0.75, 0.90, 0.95$), las líneas grises indican los límites de confianza del ajuste al 95%.

Finalmente, cuando la temperatura del agua es mayor que 18.5°C , se observa que las pendientes (m) de las rectas asociadas con la regresión lineal son negativas en todos los cuantiles (Figura 20). Esto indica que la relación entre el flujo de CO_2 y la altura significativa del oleaje es inversamente proporcional, es decir, que el aumento en la altura significativa del oleaje promueve la inyección de gas hacia el océano. Bajo estas condiciones, el gradiente de la concentración de gas entre ambas fases es negativo, lo cual induce un flujo hacia el océano y la presencia de oleaje hace más eficiente este proceso de transferencia.

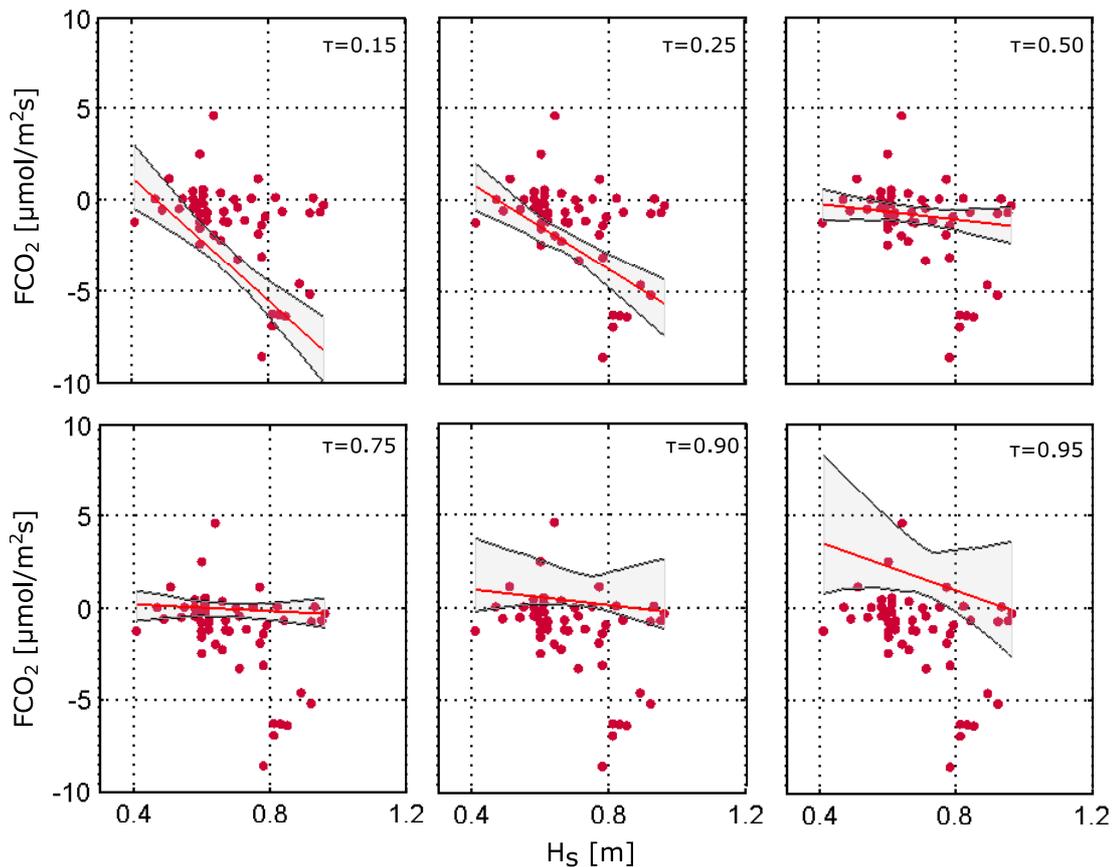


Figura 20. Resultados del análisis de regresión por cuantiles aplicada al flujo de CO_2 en función de la altura significativa (H_s) para los casos donde la temperatura del agua presenta valores de $T_w > 18.5^{\circ}\text{C}$. Los datos de flujo vs. H_s (puntos) utilizados en el análisis se muestran en todos los paneles, la línea roja representa la recta asociada con la regresión lineal correspondiente con cada cuantil ($\tau = 0.15, 0.25, 0.50, 0.75, 0.90, 0.95$), las líneas grises indican los límites de confianza del ajuste al 95%.

En los tres casos evaluados anteriormente, observamos que la relación entre el flujo de CO_2 y la altura significativa del oleaje no es constante, sino que presenta diferentes comportamientos y estas variaciones dependen, en parte, de la temperatura del agua. También se observó que en los cuantiles intermedios (valores de flujo cercanos a la mediana) la relación entre el oleaje y los flujos de gas existe, sin embargo, FCO_2 se mantiene aproximadamente constante independientemente de la altura significativa del oleaje y de la temperatura; esto es debido a que los flujos moderados, cercanos a cero, pueden estar asociados con procesos difusivos y modulados por la diferencia de concentraciones y no por otras variables físicas.

3.4 Disipación de la energía asociada con el rompimiento del oleaje

Se utilizó el modelo SWAN (Booij *et al.*, 1999; Ris *et al.*, 1999) para describir las características del oleaje en la región de este estudio, que comprende desde la localización del perfilador acústico hasta la ubicación donde se encuentra la torre de medición, en la línea costa; una descripción detallada acerca de la implementación del modelo se presenta en el Apéndice B. Con base en el análisis de la función de peso del área fuente (sección 2.4.6), sabemos que los flujos que ocurren en la zona cercana a la costa representan entre el 40% y el 75% de los flujos totales registrados en la torre, dependiendo de la estabilidad atmosférica (Figura 8).

Al aplicar el modelo SWAN, considerando el espectro direccional del oleaje obtenido con el perfilador acústico como condiciones de frontera, se obtuvieron resultados tales como datos horarios de la altura significativa, H_s (de acuerdo con ec. B3), dirección y periodo asociados con el pico espectral, longitud de onda promedio, L (de acuerdo con ec. B6), pendiente de las olas (H_s/L) y valores de disipación total de energía, S_{dis} , así como la disipación causada por el rompimiento del oleaje, S_{break} . Con el fin de visualizar las condiciones típicas de oleaje en la región, se calculó el promedio espacial de cada uno de los parámetros obtenidos y los resultados se muestran en la Figura 21.

La altura significativa del oleaje presenta un carácter estacional, como se observó también a partir de las mediciones. En la Figura 21.A se observa que las condiciones de oleaje son moderadas durante los meses de mayo a septiembre, con un valor promedio de 0.72 m y un incremento de estas condiciones entre noviembre y abril con un promedio de 1.03 m. En este último periodo se encontró el valor máximo de altura significativa de 2.64 m. Por otro lado, el periodo asociado con el pico espectral y la longitud de onda promedio, no muestran tal comportamiento y presentan valores medios muy similares en ambas estaciones, aproximadamente 12 s de periodo (Figura 21.B) y 65 m en la longitud de onda (Figura 21.C); sin embargo, durante el periodo entre mayo y septiembre, la variabilidad de la longitud de onda promedio es mayor comparada con el resto del año, en este periodo se presentan longitudes de onda menores que 50 m y hasta mayores que 150 m, mientras que en el periodo entre noviembre y abril la longitud de onda se mantiene relativamente constante alrededor del promedio (~ 65 m).

La Figura 21.D muestra que el comportamiento de la pendiente del oleaje (H_s/L) es similar a lo largo del año, a pesar de las diferencias encontradas en las condiciones de altura significativa y longitud de onda entre ambas estaciones. El valor promedio estimado es 0.018 y el valor máximo de 0.06. Este patrón en el comportamiento de la pendiente del oleaje a lo largo del año, podría indicar que el rompimiento del oleaje y por lo tanto, la disipación de energía por rompimiento, son constantes a lo largo del año. Sin embargo, en la Figura 22 se observa que la disipación asociada con el rompimiento del oleaje es mayor en los meses de noviembre a abril, de tal forma que las olas con mayor altura observadas en dicho periodo (Figura 21.A), disiparon más energía que aquellas durante los meses de mayo a septiembre, aún cuando en ambos casos pudo haberse presentado rompimiento.

Lo anterior podría explicar las bajas correlaciones encontradas entre los flujos de CO_2 y la pendiente de las olas (Tabla 3 y Figura 16), y sugiere que la turbulencia capaz de inducir modificaciones en el comportamiento del flujo de gas, no está asociada de manera directa con la presencia del rompimiento sino con la cantidad de energía involucrada en el proceso.

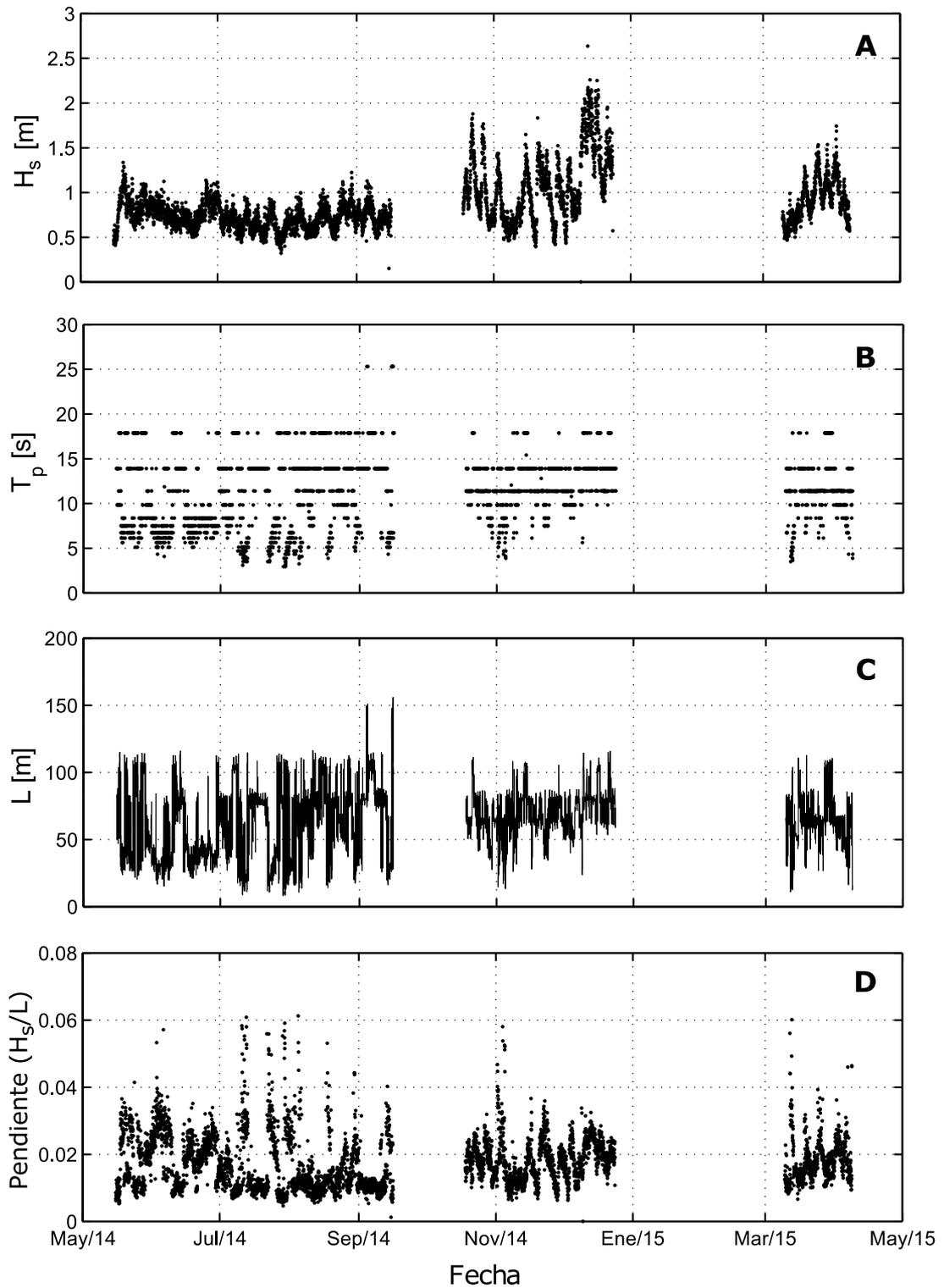


Figura 21. Series de tiempo de las condiciones promedio del oleaje en el área de estudio, con resolución temporal horaria como resultado del modelo SWAN. A) Altura significativa, B) periodo asociado al pico espectral, C) longitud de onda promedio y D) pendiente de las olas, estimada a partir de la altura significativa promedio y la longitud de onda promedio.

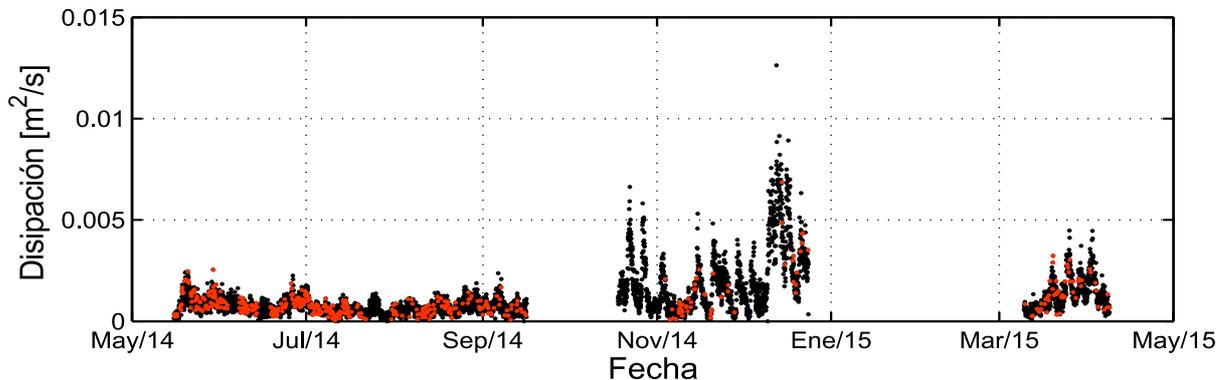


Figura 22. Serie de tiempo del promedio espacial de la tasa de disipación causada por el rompimiento del oleaje en la zona de estudio. En naranja se indican los datos que coinciden en fecha y hora con información de flujos de CO_2 .

La energía del oleaje al ser disipada, modifica el comportamiento de la capa difusiva y ocasiona la presencia de burbujas y otros procesos turbulentos que en suma, pueden tener un efecto importante en el transporte de gas a través de la superficie del océano. En regiones cercanas a la costa, la energía disipada por causa del rompimiento del oleaje representa la mayoría de la energía total disipada (Figura 23). La disipación de energía asociada con el rompimiento del oleaje está directamente relacionada con las características del campo de olas, especialmente con la altura significativa y con la pendiente de las olas. Sin embargo, en el caso de este estudio se encontró que la altura significativa del oleaje puede estar mejor relacionada con la disipación y como se demostró en la sub-sección 3.3.1, con los flujos de CO_2 a través de la superficie del océano, siendo el parámetro que más incrementa la eficiencia del transporte de gas. En la Figura 24 se muestra que los valores de mayor disipación corresponden con las alturas significantes mayores y no con las pendientes más grandes.

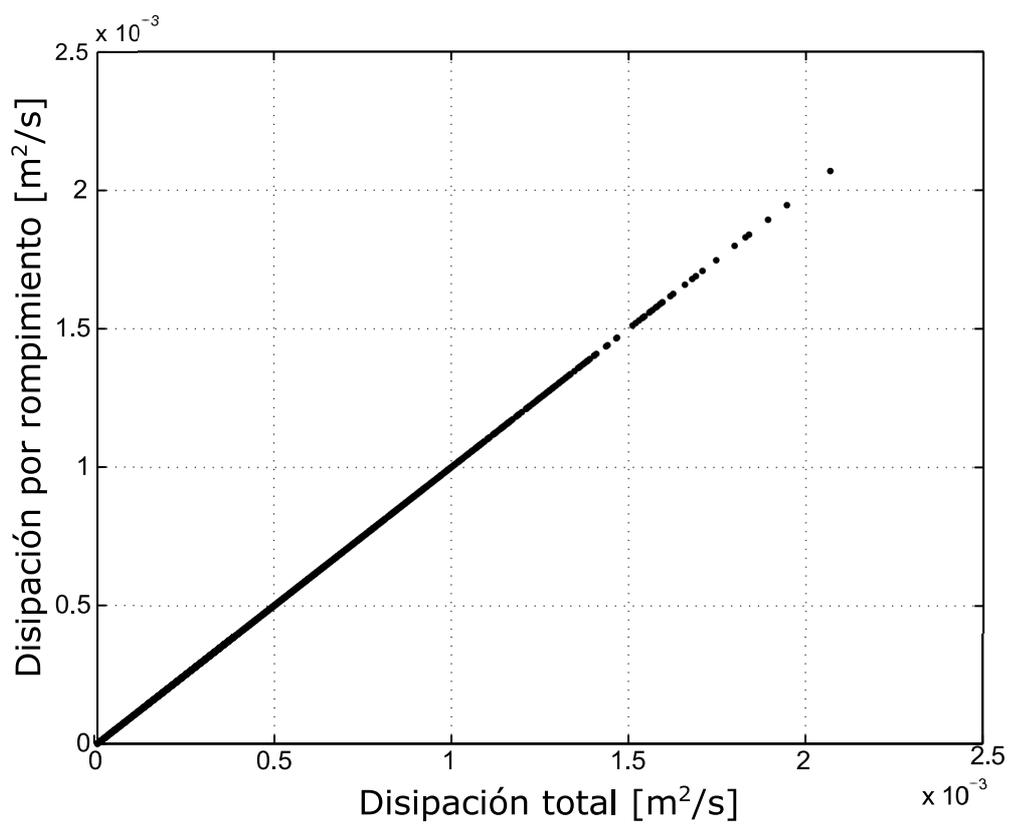


Figura 23. Resultados de la comparación entre la disipación total de energía y la disipación causada por el rompimiento del oleaje.

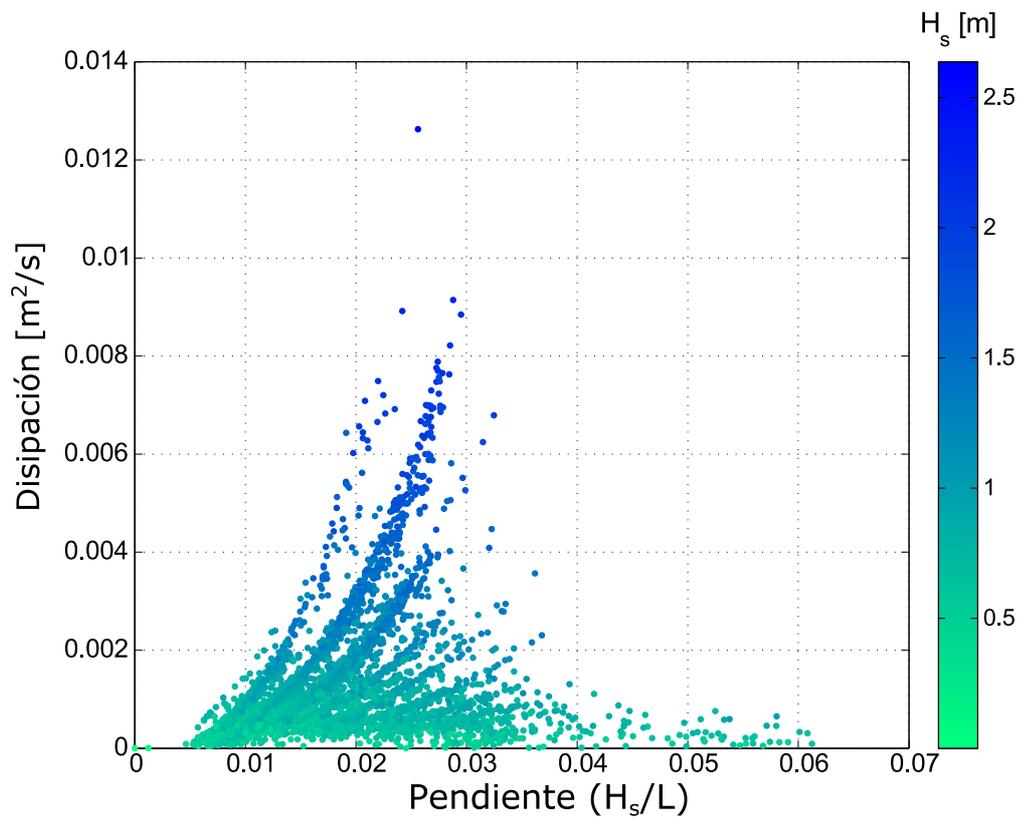


Figura 24. Disipación de energía causada por el rompimiento del oleaje en función de la pendiente y de la altura significativa del oleaje (color).

Capítulo 4. Conclusiones

La zona costera en la vecindad de Punta Morro en la Bahía de Todos Santos, Baja California, puede considerarse como un sumidero débil de CO₂ bajo condiciones de viento y oleaje moderadas, como las prevalecientes durante este estudio. El valor promedio del flujo de CO₂ estimado a partir de las mediciones realizadas entre mayo de 2014 y abril de 2015 es de -1.32 μmol/m²s. Este resultado sugiere que las características físicas de la región, aunadas a la intensa actividad biológica no son, en promedio, suficientes para promover el transporte de CO₂ hacia la atmósfera como ocurre en otras regiones costeras. Por otro lado, se observó que el comportamiento del campo de olas tiene un efecto en la transferencia de CO₂. Sin embargo, la variabilidad estacional observada en los parámetros del oleaje no parece estar relacionada con el sentido del flujo promedio, pero la visible intensificación de las condiciones del oleaje entre noviembre y abril inducen una mayor variabilidad en la magnitud de los flujos estimados, debido a la presencia de procesos turbulentos que modifican el comportamiento de la capa difusiva en la interfase océano-atmósfera y en la capa mezclada, promoviendo así, un mayor transporte de masa en ambos sentidos.

La estimación de los flujos de gas entre el océano y la atmósfera suele parametrizarse en función de la velocidad del viento, sin embargo, en este estudio se encontró que la correlación entre el flujo de CO₂ y la velocidad del viento es casi nula ($r = 0.09$) y por lo tanto, la importancia de otros procesos moduladores del transporte a través de la superficie del océano es evidente, al menos en esta región cercana a la costa. Se realizó una evaluación del efecto de las condiciones del oleaje en dicha transferencia y se encontró que existe una tendencia a incrementar el flujo de CO₂ al aumentar la altura significativa del oleaje. Aún así, es necesario obtener más información para determinar las condiciones específicas bajo las cuales, el campo de olas tiene un efecto dominante en el control de la transferencia de gases en las zonas costeras. Se sugiere invertir mayores esfuerzos en estudiar los procesos de interacción océano-atmósfera y la transferencia de gases, realizando las mediciones pertinentes que permitan definir la velocidad de transferencia y así, estimar los flujos de gases de forma precisa.

A partir de los resultados obtenidos mediante la regresión por cuantiles, sabemos que el oleaje es un agente forzante que modifica las características de la superficie del océano promoviendo una mayor transferencia de CO₂, pero el sentido del flujo depende de las características de las capas aledañas a la superficie; Este comportamiento se observó cuando la magnitud del flujo es significativa. Por otro lado, cuando los flujos son moderados (alrededor de la mediana, $M_e = -1.04 \mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$) ni el oleaje, ni cualquiera de las variables estudiadas parece tener efecto en la transferencia y por tanto, estos flujos pudieran asociarse con procesos difusivos en la interfase causados únicamente por la diferencia de concentraciones entre ambas fases y la solubilidad del gas.

En la sección 3.3.2 se presenta una explicación acerca del comportamiento de la relación entre el oleaje y los flujos bajo los diferentes regímenes de temperatura. Se encontró que las condiciones de temperatura, explican hasta cierto punto el comportamiento de las relaciones observadas y su variabilidad en los diferentes cuantiles de la distribución de probabilidad del flujo. Sin embargo, se requiere mayor información y un análisis más detallado de las características de concentración de CO₂ y de los procesos biogeoquímicos en la fase acuosa, para poder sustentar con mayor certidumbre los resultados obtenidos. Además, se recomienda realizar análisis similares considerando otras variables que, al igual que la temperatura, pudieran ser agentes limitantes o promotores del flujo con el fin de lograr una mayor comprensión del efecto del oleaje en la transferencia de gas.

El flujo promedio de vapor de agua estimado es de $0.77 \text{ mmol}/\text{m}^2\text{s}$, el cual parece estar menos correlacionado con las características del oleaje que los flujos de CO₂. Esto se debe a que la resistencia a la transferencia de vapor de agua se encuentra, principalmente, en la capa atmosférica y no en la capa acuosa donde los procesos turbulentos asociados al rompimiento del oleaje tienen mayor influencia.

Usualmente, se sugiere a la pendiente del oleaje como el parámetro que mejor representa la disipación de energía, sin embargo, en este estudio se encontró que la altura significativa del oleaje puede estar mejor relacionado con la disipación y con los flujos de CO₂ a través de la superficie del océano, siendo el parámetro que más

incrementa la eficiencia del transporte de gas. Con base en los resultados obtenidos, se propone que, en la zona donde se realizó este estudio y quizá en otras regiones costeras, la intensidad de la turbulencia que puede inducir modificaciones en el comportamiento del flujo de gas, no está asociada de manera directa con la presencia del rompimiento sino con la cantidad de energía involucrada en el proceso asociada, principalmente, con la altura del oleaje.

Lista de referencias bibliográficas

- Aubinet, M., Grelle, A., Ibrom, A., Rannik, Ü., Moncrieff, J., Foken, T., Kowalski, A.S., Martin, P.H., Berbigier, P., Bernhofer, Ch., Clement, R., Elbers, J., Granier, A., Grünwald, T., Morgenstern, K., Pilegaard, K., Rebmann, C., Snijders, W., Valentini, R., and Vesala, T. (2000). Estimates of the annual net Carbon and water exchange of forests: The EUROFLUX methodology. *Advances in Ecological Research*, 30, 113-175. DOI: 10.1016/S0065-2504(08)60018-5.
- Booij, N., Ris, R., and Holthuijsen, L. (1999). A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978-2012)*, 104(C4), 7649-7666.
- Borges, A.V., Delille, B., and Frankignoulle, M. (2005). Budgeting sinks and sources of CO₂ in the coastal ocean: Diversity of ecosystems counts. *Geophysical Research Letters*, 32(14). DOI:10.1029/2005GL023053.
- Burba, G., (2013). *Eddy covariance method for scientific, industrial, agricultural and regulatory applications: a field book on measuring ecosystems gas exchange and areal emission rates*. Lincoln, Nebraska, LI-COR Biosciences.
- Castro Ozuna, D.A., (2009). *Simulación del oleaje generado por el huracán Wilma en el Mar Caribe con el modelo numérico SWAN*. Tesis de maestría en ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. 71 pp.
- Donelan, M.A., (1990). Air-sea interaction. In B. LeMéhauté & D. Hanes (Eds.), *Ocean Engineering Science*, 9, *The sea*, 2, 239-292. John Wiley, Hoboken, N.J.
- Flores-Vidal, X., Durazo, R., Castro, R., Navarro, L.F., Dominguez, F., Gil, F. (2015). Fine-scale tidal and subtidal variability of an upwelling-influenced bay as measured by the Mexican high frequency radar observing system. In Y. Liu, H. Kerkering and R.H. Weisberg (Eds.), *Coastal ocean observing systems*, 209-228, Academic Press (Elsevier).

- Foken, T., Wimmer, F., Mauder, M., Thomas, C. and Liebethal, C. (2006). Some aspects of the energy balance closure problem. *Atmospheric chemistry and physics*, 6(12), 4395-4402.
- Garbe, C.S., Rutgersson, A., Boutin, J., De Leeuw, G., Dellile, B., Fairall, C.W., Gruber, N., Hare, J., Ho, D.T., Johnsson, M.T., Nightingale, P.D., Petterson, H., Piskozub, J., Sahleé, E., Tsai, W., Ward, B., Woolf, D.K., and Zappa, C.J. (2014). Transfer across the air-sea interface. In P. Liss and M. Johnson (Eds.), *Ocean-atmosphere interactions of gases and particles*, 55-112. Springer Norwich East Anglia.
- Gibbons, J.D. and Chakraborti, S., (2003). *Nonparametric statistical inference* (4th ed.). New York: Marcel Dekker.
- Gutiérrez-Loza, L., and Ocampo-Torres, F.J. (2016, in press) Air-sea CO₂ fluxes measured by EC in a coastal station in Baja California, México. *IOP conference series: Earth and Environmental Science (EES)*.
- Jahnke, R.A. (2010). Global synthesis. In K.-K. Liu, L. Atkinson, R. Quiñones and L. Talaue-McManus (Eds.), *Carbon and nutrient fluxes in continental margins*, 597-615. Springer Berlín Heidelberg.
- Kaimal, J., and Finnigan, J. (1994). Sensors and techniques for observing the boundary layer. In *Atmospheric boundary layer flows: Their structure and measurement*. New York: Oxford University Press.
- Koenker, R., and Bassett, G. (1978). Regression quantiles. *Econometrica: Journal of the Econometric Society*, 46, 33-50.
- Kormann, R., and Meixner, F.X. (2001). An analytical footprint model for non-neutral stratification. *Boundary-Layer Meteorology*, 99(2), 207-224.
- Liss P.S., and Slater, P.G. (1974). Flux gases across the Air-Sea interface. *Nature*, 247, 181-184.
- Liu, K., Atkinson, L., Chen, C.T.A., Gao, S., Hall, J., Macdonald, R.W., Talaue McManus, L., and Quiñones, R. (2000). Exploring continental margin carbon

- fluxes on a global scale. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 81(52), 641-652.
- Martínez-Osuna, J.F., Alcaráz, R., García-Rubio, G., Gutiérrez-Loza, L., y Ocampo-Torres, F.J. (2015). Sistema automático de limpieza para la optimización de la óptica del analizador infrarrojo de gases IRGA LI-7500. Presentado en: 55ta Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, México.
- Mørk, E., Sorensen, L., Jensen, B., and Sejr, M. (2014). Air-sea CO₂ gas transfer velocity in a shallow estuary. *Boundary-Layer Meteorology*, 151(1), 119-138.
- Ocampo-Torres, F.J., Donelan, M.A., Merzi, N., and Jia, F. (1994). Laboratory measurements of mass transfer of carbon dioxide and water vapour for smooth and rough flow conditions. *Tellus B*, 46(1), 16-32.
- Ocampo Torres, F.J. y García, H. (2007). La interacción entre el océano y la atmósfera: aspectos físicos relevantes en la transferencia de gases. En B. Hernández de la torre y G. Gaxiola Castro (Eds.) *Carbono en ecosistemas acuáticos de México*, 29-42. Instituto Nacional de Ecología, México.
- Pavía López, E.G. y Reyes Coca, S. (1983). Variaciones espaciales y estacionales del viento superficial en la Bahía de Todos Santos, B.C.. *Ciencias Marinas*, 9(1), 151-167.
- Pérez-Brunius, P., López, M., Parés-Sierra, A., and Pineda, J. (2007). Comparison of upwelling indices off Baja California derived from three different wind data sources. *CalCOFI Reports*, 48, 204-214.
- Polsenaere, P., Lamaud, E., Lafón, V., Bonnefond, J.-M., Bretel, P., Delille, B., Deborde, J., Loustau, D., and Abril, G. (2012). Spatial and temporal CO₂ exchanges measured by Eddy Covariance over a temperated intertidal flat and their relationship to net ecosystem production. *Biogeosciences*, 9(1), 249-268. DOI: 10.5194/bg-9-249-2012.

- Reimer, J., Vargas, R., Smith, S., Lara-Lara, R., Gaxiola-Castro, G., Hernández-Ayón, J., and Martínez-Osuna, J. (2013). Air-sea CO₂ fluxes in the near-shore and intertidal zones Influenced by the California Current. *Journal of Geophysical Research*, 118(10), 4795-4810.
- Reyes, S., y Parés, A. (1983). Análisis de componentes principales de los vientos superficiales sobre la Bahía de Todos Santos. *Geofísica Internacional*, 22(2), 179-203.
- Ris, R., Holthuijsen, L., and Booij, N. (1999). A third-generation wave model for coastal regions: 2. Verification. *Journal of Geophysical Research*, 104(C4), 7667-7681.
- Rutgersson, A., and Smedman, A. (2010). Enhanced air–sea CO₂ transfer due to water-side convection. *Journal of Marine Systems*, 80(1), 125-134.
- Sahlée, E., Smedman, A., Rutgersson, A., and Högström, U. (2007). Spectra of CO₂ and Water Vapor in the Marine Atmospheric Surface Layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 126(2), 279-295.
- Schotanus, P., Nieuwstadt, F., and Bruin, H. (1983). Temperature measurement with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluxes. *Boundary-Layer Meteorology*, 26(1), 81-93.
- Smith, S., and Jones, E. (1985). Evidence for wind-pumping of air-sea gas exchange based on direct measurements of CO₂ Fluxes. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978-2012)*, 90(C1), 869-875.
- Suzuki, N., Donelan, M., Komori, S., and Takagaki, N. (2015). Estimation of the global air-sea CO₂ gas flux considering wave breaking. *Journal of Oceanography*, 71(2), 199-204. DOI 10.1007/s10872-015-0271-y.
- SWAN group (2013). *SWAN user manual: SWAN cycle III version 40.91A*. Delft, The Netherlands: Delft University of Technology. [<http://www.swan.tudelft.nl>].

- Van Dijk, A., Moene, A.F., and De Bruin, H.A.R., (2004). The principles of surface flux physics: theory, practice and description of the ECPACK library, Internal Report 2004/1, Meteorology and Air Quality Group. Wageningen University, Wageningen, the Netherlands.
- Vickers, D., and Mahrt, L. (1997). Quality Control and Flux Sampling Problems for Tower and Aircraft Data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 14(3), 512-526.
- Webb, E.K., Pearman, G.I., and Leuning, R. (1980). Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106(447), 85–100.
- Zhao, D., Toba, Y., Suzuki, Y., and Komori, S. (2003). Effect of wind waves on air-sea gas exchange: Proposal of an overall CO₂ transfer velocity formula as a function of breaking-wave parameter. *Tellus B*, 55(2), 478-487.

Apéndice A

Sistema automático de limpieza para el analizador de gases LI-7500

El valor de diagnóstico consiste en un byte (valor entero entre 0-255), el cual indica el estado de varios elementos del analizador infrarrojo de gases según el mapa de bits mostrado en la Tabla A1. A partir del valor de diagnóstico es posible obtener el valor de control automático de ganancia (AGC del inglés *Automatic gain control*) el cual está directamente relacionado con la intensidad de la señal que recibe el instrumento cada vez que un haz infrarrojo es emitido y por tanto, con las condiciones de la óptica del instrumento. Valores de AGC entre 55% y 65% indican que las ventanas de la óptica están completamente limpias, mientras que el incremento de este porcentaje indica una disminución de la intensidad de la señal recibida, es decir, presencia de contaminantes en las lentes; el fabricante sugiere no utilizar la información obtenida si los valores de AGC son mayores al 90%.

Tabla A1. Mapa de bits del valor de diagnóstico para el analizador de gases LI-7500A.

Bit 7	Bit 6	Bit 5	Bit 4	Bit 3	Bit 2	Bit 1	Bit 0
Rueda de filtros 1=ok	Detector 1=ok	PLL* 1=ok	Sincronización** 1=ok				AGC*6.67

*PLL (*Phase Lock Loop*) indica el estatus eléctrico de la rueda de filtros.

** La bandera de sincronización no se utiliza en el LI-7500A (siempre ok).

En ambientes marinos y regiones cercanas a la costa, la principal fuente de contaminación de la óptica ocurre debido a la acumulación de sal en las lentes. Para evitar esto y asegurar la buena calidad de los datos, se instaló un sistema automático de limpieza (Martínez-Osuna *et al.*, 2015) que suministra tres chorros de alcohol isopropílico cada dos horas sobre las lentes inferior y superior del analizador de gases. El sistema consta de un micro-controlador, un módulo relevador y una bomba automotriz de aspersion de alta presión (Figura A1), manguera tipo *tubing* de polietileno de ¼ de pulgada, dos aspersores de riego y un contenedor para el alcohol isopropílico. En la Figura A2 se muestra el sistema de limpieza implementado.

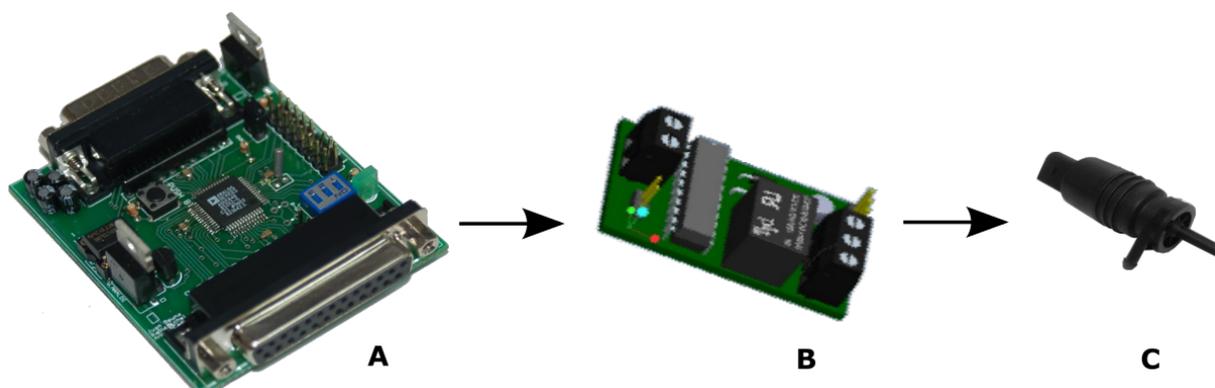


Figura A1. Diagrama del sistema automático de limpieza. A) Módulo de control (micro-controlador), B) Módulo de relevador y C) Bomba de aspersion.



Figura A2. Sistema de limpieza implementado para reducir la contaminación en las lentes del analizador infrarrojo de gases.

Se realizaron pruebas de funcionamiento del sistema de limpieza utilizando datos obtenidos entre el 14 de enero y el 17 de febrero de 2015 en la torre de mediciones

instalada en Punta Morro (Figura 3) al noroeste de la Bahía de todos Santos, Baja California, México. Durante dicho periodo, se expuso al analizador de gases a diferentes regímenes de limpieza: utilizando el sistema automático, limpieza manual, eventos de lluvia y no limpieza. La serie de tiempo de la densidad CO_2 y los valores de diagnóstico obtenidos (color) se muestran en la Figura A3.

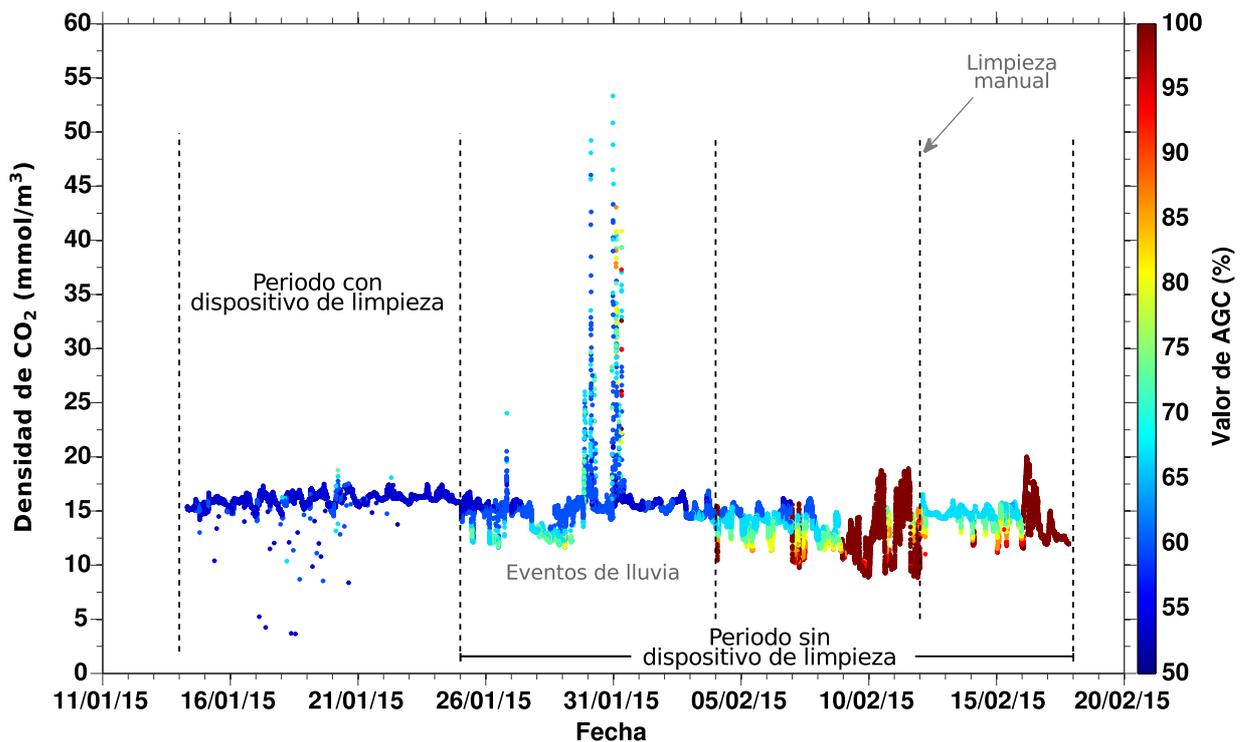


Figura A3. Serie de tiempo de la densidad de CO_2 para el periodo entre el 14 de enero y el 17 de febrero de 2015. En color los valores de diagnóstico (AGC) obtenidos bajo diferentes regímenes de limpieza del analizador de gases.

Los resultados muestran que durante el periodo donde el sistema automático de limpieza estuvo en funcionamiento, los valores de AGC se mantienen menores que 70% tanto para las mediciones de densidad de CO_2 como las de vapor de agua. Por otro lado durante los eventos de lluvia, donde no se realizó ningún tipo de limpieza, el agua de la lluvia fue capaz de remover la contaminación de las lentes del analizador de gases, sin embargo, algunas mediciones presentan valores de AGC altos ($> 75\%$) y estos parecen desviarse del promedio. Más adelante, en el periodo donde no hubo

remoción de la contaminación de la óptica por ningún medio, se presentan los valores de AGC de hasta 100% al final del periodo, lo que indica que algún tipo de limpieza es necesario para la obtención de datos de buena calidad. Finalmente, cuando se realizó una limpieza manual, los valores de AGC no alcanzaron el valor más bajo posible, sino que este valor se mantuvo, incluso después de la limpieza, cerca de 70% y alcanzando el 100% pocos días después.

Con base en los valores control automático de ganancia (AGC del inglés *automathic gain control*) obtenidos, sabemos que el uso de un sistema de limpieza para eliminar la contaminación de la óptica en el analizador infrarrojo de gases es de vital importancia. Se considera que la forma más práctica y eficiente para mantener limpia la óptica del analizador de gases de vía abierta, es utilizando un sistema de limpieza como el que se implementó para este estudio, mediante el cual aseguramos que los datos medidos son de buena calidad, aún así, un estricto análisis de datos debe llevarse a cabo.

Apéndice B

Implementación del modelo SWAN para la simulación del campo de olas en Punta Morro, Baja California

SWAN (acrónimo de *Simulating WAVes Nearshore*) es un modelo numérico de tercera generación desarrollado para estimar el campo de olas en regiones cercanas a la costa, lagos, esteros, entre otros. El modelo, con base en la ecuación de balance de acción de onda (Ecuación B1), es capaz de describir la evolución del espectro bidimensional del oleaje bajo condiciones de viento, corrientes y batimetría arbitrarias (Ris *et al.*, 1999).

$$\frac{\partial}{\partial t} N + \frac{\partial}{\partial x} c_x N + \frac{\partial}{\partial y} c_y N + \frac{\partial}{\partial \sigma} c_\sigma N + \frac{\partial}{\partial \theta} c_\theta N = \frac{S}{\sigma} , \quad (\text{B1})$$

donde $N(\sigma, \theta)$ es la densidad de acción de onda, definida como la razón entre la densidad de energía, $E(\sigma, \theta)$ y la frecuencia relativa, σ , como:

$$N = \frac{E}{\sigma} . \quad (\text{B2})$$

En la ecuación B1, el primer término en el lado izquierdo representa la tasa de cambio local de la densidad de acción de onda en el tiempo; el segundo y tercer término representan la propagación espacial de la acción de onda, siendo c_x y c_y las velocidades de propagación en x y y , respectivamente. El cuarto término representa el corrimiento de la frecuencia relativa (σ) causado por el efecto de las variaciones en la profundidad y de las corrientes (con velocidad de propagación c_σ en el espacio σ). El quinto término representa la refracción inducida por efecto del fondo y de las corrientes (con velocidad de propagación c_θ en el espacio θ). Finalmente, $S(\sigma, \theta)$ en el lado derecho de la ecuación, representa los términos fuente de generación, disipación e interacciones no lineales, en función de la densidad de energía (Booij *et al.*, 1999).

En el modelo, se utilizó una malla regular alineada con la dirección predominante de incidencia del oleaje que cuenta con 40x40 puntos de malla, que cubre la región de estudio desde la ubicación del perfilador acústico hasta la costa (Figura B1) incluyendo la ubicación de la torre de medición, con una resolución espacial aproximada de 20 m. Se consideró una batimetría regular con una pendiente constante desde la isóbata de los 10 m hasta la costa y un valor de referencia variable del nivel del mar correspondiente al desplazamiento de la superficie libre medido por el perfilador acústico. Para la estimación de los promedios temporales de cada una de las variables se consideró una sección de 19x20 puntos de la malla, los cuales cubren únicamente la zona que comprende entre la torre de medición y el perfilador acústico.

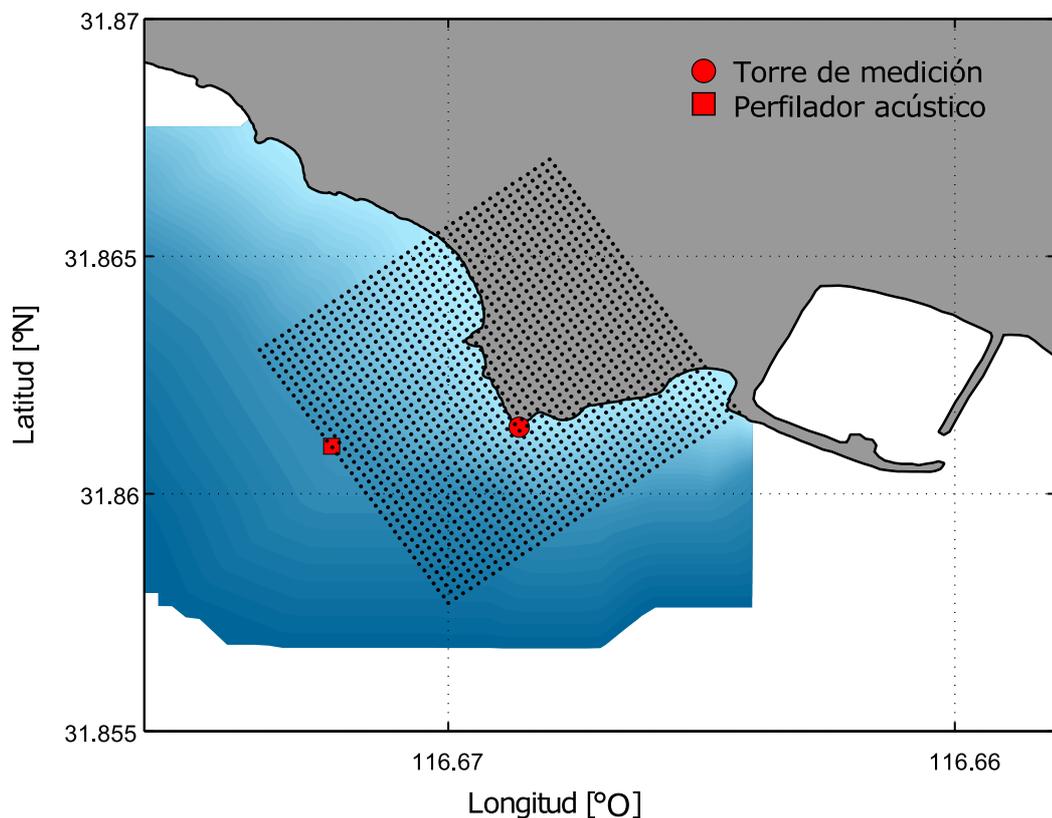


Figura B1. Mapa de la zona de estudio, se incluye la malla regular utilizada como malla computacional en el modelo SWAN. Los símbolos indican la ubicación de la torre de medición (circulo) y del perfilador acústico (cuadro).

La simulación se realizó en modo no estacionario considerando una secuencia de simulaciones estacionaras para cada una de las cuales, se utilizó el espectro direccional del oleaje obtenido de manera horaria con el perfilador acústico como información inicial. A partir de esta información, el modelo es capaz de estimar, entre otros, los siguientes parámetros del oleaje en cada punto de malla:

- **Altura significativa de la ola, H_s** , en metros. Definida como:

$$H_s = 4 \sqrt{\iint E(\omega, \theta) d\omega d\theta} , \quad (\text{B3})$$

donde $E(\omega, \theta)$ es el espectro de densidad de varianza y ω es la frecuencia angular absoluta. La altura significativa también puede estimarse utilizando la frecuencia relativa (σ), lo cual implica un menor trabajo computacional, como:

$$H_s = 4 \sqrt{\iint E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta} . \quad (\text{B4})$$

- **Dirección asociada al pico del espectro** en grados, donde el espectro está dado por:

$$E(\theta) = \int E(\omega, \theta) d\omega = \int E(\sigma, \theta) d\sigma . \quad (\text{B5})$$

- **Periodo relativo asociado al pico del espectro** en frecuencia, $E(\sigma)$, en segundos. Este valor “suavizado” obtenido a partir de un ajuste parabólico del espectro, es la mejor aproximación del periodo real asociado al pico espectral.
- **Longitud de onda promedio**, en metros:

$$L = 2\pi \left(\frac{\iint k^p E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta}{\iint k^{p-1} E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta} \right)^{-1}, \quad (\text{B6})$$

donde $p = 1$ es el exponente de potencia establecido por defecto.

- **Pendiente típica del oleaje** estimada como H_s/L .
- **Disipación** de energía total por unidad de tiempo [W/m^2] o [m^2/s] causada por el rompimiento del oleaje por efecto del fondo (S_{break}), *whitecapping* (S_{wc}) y fricción con el fondo (S_{fric}).
- **Disipación por rompimiento** del oleaje [W/m^2] o [m^2/s], es aquella debida únicamente al rompimiento por efecto del fondo (S_{break}).

Las definiciones anteriores se presentan de acuerdo al manual de usuario de SWAN ciclo III versión 40.91A (SWAN group, 2013).