

## 2 LA INTERACCIÓN ENTRE EL OCÉANO Y LA ATMÓSFERA: ASPECTOS FÍSICOS RELEVANTES EN LA TRANSFERENCIA DE GASES

---

*F.J. Ocampo Torres y H. García*

### INTRODUCCIÓN

El interés por predecir las condiciones ambientales oceánicas y atmosféricas para las siguientes décadas, y siglos inclusive, nos conduce a tratar de entender adecuadamente los procesos que regulan la interacción entre el océano y la atmósfera. Por una parte se requiere simular apropiadamente la dinámica oceánica de gran escala, misma que influye decisivamente en la distribución de calor y energía en nuestro planeta. Por otra se reconoce la importancia de determinar de una forma sistemática y directa los flujos de calor, momento y gases entre el océano y la atmósfera; ya que solamente a través del conocimiento profundo de estos procesos y su incorporación adecuada en los modelos numéricos, se alcanzará una posición apropiada para poder predecir el cambio del clima de nuestro planeta y determinar con la certidumbre suficiente los escenarios a los que nos enfrentaremos en el futuro.

El establecimiento de un inventario de carbono, sobre todo de un esquema que represente las variaciones espaciales y temporales de las celdas utilizadas para establecerlo, requiere de esfuerzos considerables en la determinación precisa de las cantidades de carbono existentes en cada celda, así como de los flujos que ocurren entre ellas. Al respecto, es de gran relevancia la atmósfera y el océano así como la superficie que los separa a través de la cual se lleva a cabo la interacción entre ambos ambientes y, por supuesto, los flujos que ocurren

entre ellos. Los mares mexicanos representan celdas de diversas características dinámicas, físicas, biológicas, químicas, etc., por lo que la cuantificación y la determinación de los flujos debe realizarse con una precisión tal que sea representativa de cada una de ellas, así como tomando en cuenta su importancia relativa en un sistema regional y de mayor escala.

Para la estimación de los flujos de dióxido de carbono de forma práctica y su implementación en modelos numéricos comúnmente se hace uso de la velocidad de transferencia o de un coeficiente de transferencia, con los cuales se intenta incorporar la física de los procesos fundamentales que regulan la transferencia de un medio a otro. Por tanto, es indispensable obtener un conocimiento adecuado de la velocidad de transferencia y de la influencia de los aspectos físicos relevantes entre el océano y la atmósfera para poder establecer inventarios, climatologías y predicciones acertadas. Aunque la estimación de los flujos de manera directa se considere puntal y localizada (en tiempo y espacio) representa la mejor posibilidad de estudiar y determinar el efecto de los procesos básicos en la interacción entre el océano y la atmósfera, así como su variabilidad temporal y espacial. En la siguiente sección se abordan brevemente algunos aspectos fundamentales y modelos conceptuales de importancia en la transferencia de gases entre el océano y la atmósfera, lo que permitirá enfocar la sección subsecuente a la descripción de algunas bases para la determinación de esos flujos. Este capítulo continúa con una descripción sintetizada de algunos resultados experimentales y finalmente con reflexiones sobre las posibles implicaciones en el clima y en el establecimiento de inventarios.

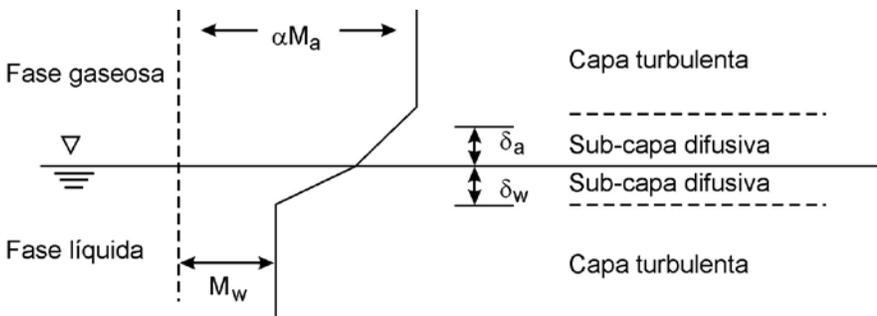
## FUNDAMENTOS Y MODELOS CONCEPTUALES

El intercambio de gases entre el océano y la atmósfera se lleva a cabo principalmente mediante los procesos de difusión molecular y difusión turbulenta. Las características físicas y químicas de las moléculas determinan la primera, misma que opera en escalas espaciales muy pequeñas, mientras que la intensidad y escalas de los movimientos turbulentos determinan la segunda.

Aunque en general la difusión turbulenta es mucho mayor que la molecular, muy cerca de la interfase, ya sea por debajo o por arriba de la superficie del mar, los movimientos turbulentos se inhiben a tal grado que la difusión molecular representa el agente dominante para la transferencia de gases. Lejos de la interfase la mezcla inducida por la turbulencia produce como resultado gradientes muy débiles de concentración de gases, mientras que en la región

más cercana a la interfase los gradientes son más intensos debido a la inhibición de los movimientos turbulentos. De esta forma se origina un modelo conceptual general del proceso de transferencia de gases en el que la capa límite a ambos lados de la interfase se divide en una sub-capa interior difusiva, con gradientes de concentración intensos y donde la difusión molecular es el principal mecanismo de transferencia de gases, y una capa exterior turbulenta con gradientes débiles y difusión turbulenta como principal mecanismo de transferencia (fig. 1). Aunque la sub-capa difusiva es muy delgada comparada con la capa turbulenta, es allí donde se presenta la mayor resistencia a la transferencia de gases a través de la interfase.

Figura 1. Representación esquemática del modelo conceptual general de la transferencia de gases.  $M$  = concentración del gas,  $\alpha$  = coeficiente de solubilidad del gas,  $\delta$  = ancho de la subcapa difusiva,  $a$  = aire y  $w$  = agua



Por otra parte, los coeficientes de difusión de los gases en el aire son del orden de  $10^4$  veces mayores que en el agua. Por lo tanto, el flujo de gases poco solubles en el agua es limitado por la resistencia que presenta la sub-capa difusiva de la fase líquida. En cambio, para los gases muy solubles, o que reaccionan rápidamente con el agua, la mayor resistencia al flujo se presenta en la sub-capa difusiva de la fase gaseosa. Los constituyentes principales del aire seco, entre los que figuran el  $O_2$  y el  $CO_2$ , son representantes de la clase de gases cuya resistencia o limitación a la transferencia reside en la fase líquida; mientras que el vapor de agua corresponde a la clase de gases limitados por la fase gaseosa.

Puesto que la densidad del agua es aproximadamente 800 veces mayor que la del aire, las propiedades del flujo de gases cuya transferencia está controlada por la sub-capa difusiva de la fase gaseosa pueden explicarse mediante el uso

de la teoría existente para describir el flujo sobre superficies sólidas (modelo clásico de flujo sobre paredes sólidas y porosas). Esta analogía puede considerarse razonable especialmente bajo condiciones de viento débil, cuando la superficie no tiene perturbaciones. Sin embargo, mediante mediciones en el laboratorio se ha demostrado que la transferencia de H<sub>2</sub>O es más lenta (con un factor de 2) con respecto a las razones de evaporación establecidas para una superficie sólida (Ocampo-Torres *et al.* 1994), particularmente en casos de flujo laminar (viento débil).

El concepto de una sub-capa difusiva, en donde reside la resistencia al intercambio de gases entre el océano y la atmósfera, nos permite aún más postular otros tipos de modelos para describir el flujo de gases a través de la superficie del mar: modelos de longitud de mezcla y modelos de renovación superficial, por ejemplo. En general cualquier proceso que induce erosión de la sub-capa difusiva o un efecto de adelgazarla, produce indirectamente un incremento del flujo del gas a través de la superficie. En ambos tipos de modelos el agente que modifica el ancho de la sub-capa difusiva es la turbulencia, pero difieren en el mecanismo por el cual se genera la erosión o mezcla de la sub-capa. En los modelos de longitud de mezcla la turbulencia se asocia con el gradiente vertical del flujo horizontal inducido por un esfuerzo tangencial sobre la superficie, y se basan en la existencia de una escala de longitud de mezcla íntimamente relacionada con la difusividad turbulenta. En los modelos de renovación superficial, en cambio, se supone que la turbulencia corresponde a pequeños remolinos que transportan periódicamente fluido hacia la superficie y la tasa de renovación ( $r$ ) del fluido determina el flujo del gas al expresar la velocidad de transferencia ( $k$ ) como  $k = (Dr)^{1/2}$ , donde  $D$  representa la difusividad molecular del gas en consideración (Dankwerts 1951).

Los modelos conceptuales resultan muy útiles al estudiar procesos individuales y han proporcionado conocimiento sólido e ideas claras del papel de algunos parámetros fundamentales, como la diferencia de concentraciones entre el agua y el aire y la velocidad del viento. Sin embargo, todos los modelos que se han descrito en la literatura representan una simplificación de los procesos que realmente ocurren en la naturaleza, por lo que no tienen la capacidad, ni se espera que la tengan, de explicar completamente la influencia de los diversos procesos que determinan el flujo de gases a través de la superficie del mar.

Algunos modelos pueden ampliarse incorporando conocimiento de las propiedades de difusión de gases en la sub-capa difusiva de la fase acuosa,

para lo que se requiere de estudios adecuados del efecto de las velocidades horizontales (fase acuosa) en la superficie, las cuales prácticamente no tienen restricciones en la región de interés. También se pueden incorporar conocimientos sobre la inyección intermitente de energía por la rompiente del oleaje, sobre los procesos de renovación rápida de las aguas superficiales por olas y burbujas, y sobre el transporte de aire y burbujas hacia profundidades considerables (del orden de metros). En gran medida, estos procesos tienen una relación muy estrecha con la disipación de la energía del oleaje, lo que refleja la importancia de este fenómeno en la transferencia de gases como el  $\text{CO}_2$  entre el océano y la atmósfera.

## DETERMINACIÓN DE LOS FLUJOS

Las primeras estimaciones del flujo de gases entre el océano y la atmósfera en términos globales se realizaron a partir de la intensidad de la fuente, tomando en cuenta la concentración de  $\text{CO}_2$  en la atmósfera, por ejemplo. Sin embargo, se ha demostrado que se obtiene una mejor estimación al considerar el flujo del gas ( $F$ ) como el producto de una velocidad de transferencia ( $k$ ), también denominada velocidad de pistón, y el gradiente de fugacidad del gas entre el aire y el agua ( $\Delta\mu$ ), expresando el flujo  $F = k\Delta\mu$ . Comúnmente se prefiere describir al gradiente de fugacidad en términos de las concentraciones del gas en el agua ( $M_w$ ) y en el aire ( $M_a$ ), por lo que el flujo se expresa como  $F = k(M_w - \alpha M_a)$ , donde  $\alpha$  es un coeficiente de solubilidad (Hasse y Liss 1980).

El uso de la velocidad de transferencia en el cálculo del flujo de gas incorpora la dependencia del flujo de factores como la difusión molecular y la viscosidad turbulenta, a través de una descripción en términos del número de Schmidt ( $Sc$ ), ya que este número representa la razón entre la viscosidad cinemática y la difusión molecular del gas. A partir del uso de esta aproximación se propone que la velocidad de transferencia es proporcional a  $Sc^{-2/3}$  en condiciones de flujo laminar, mientras que es proporcional a  $Sc^{-1/2}$  cuando el flujo es turbulento.

De forma similar a la descripción del flujo del gas en términos de la velocidad de transferencia, éste se puede describir como  $F = \rho C_F (M_z - M_s)(U_z - U_s)$ , donde  $\rho$  es la densidad del aire,  $U$  es la rapidez del viento y  $M$  es la concentración del gas, y los subíndices  $z$  y  $s$  corresponden a una altura dada sobre el nivel del mar y a la superficie, respectivamente. Se introduce entonces un coeficiente de transferencia ( $C_F$ ) con el que se trata de incorporar la influencia de los procesos físicos relevantes (Donelan 1990).

El coeficiente de transferencia es análogo al número de Dalton para la transferencia de vapor de agua ( $D_{H_2O}$ ) y en el caso del dióxido de carbono se le conoce como número de Dalton del CO<sub>2</sub> ( $D_{CO_2}$ ). El flujo de momento a través de la superficie del mar también se puede describir con un número adimensional, el coeficiente de arrastre ( $C_D$ ), con el que se trata de incorporar la contribución de los factores relevantes en la transferencia de momento.

La utilidad de estas aproximaciones al flujo de gas radica en que al conocer la forma aproximada de la velocidad de transferencia, ó del coeficiente de transferencia, y su dependencia con respecto a algunos parámetros ambientales, es posible obtener una estimación del flujo a partir de las concentraciones del gas en el océano y en la atmósfera. Esto permite realizar predicciones y llevar a cabo simulaciones numéricas con el fin de establecer una climatología y tendencias del flujo del gas a largo plazo. Sin embargo, este cálculo es tan sólo una aproximación y se tiene el riesgo de subestimar la transferencia al no considerar todos los fenómenos relevantes y sus efectos, como la intensificación del flujo debida a las burbujas generadas por la rompiente del oleaje (Farmer *et al.* 1993).

Por tanto, uno de los objetivos más importantes en la investigación de la interacción entre el océano y la atmósfera, es la parametrización adecuada de los coeficientes de intercambio y de las velocidades de transferencia, es decir, la descripción de éstos como una función de su dependencia de procesos relevantes que pueden incorporarse como parámetros. Para ello es necesario medir de forma precisa y simultánea el flujo del gas y todos aquellos parámetros o procesos que puedan influir en la transferencia, como la temperatura del aire y del agua, la presencia de burbujas, la velocidad del viento y el oleaje, entre otros.

El flujo del gas se puede determinar de forma indirecta con diversos métodos. Por ejemplo, normalmente se ha aprovechado la existencia de una perturbación en la concentración de ciertos gases con respecto a su estado natural, al estudiar algún gas que presenta un decaimiento radioactivo o uno que se consume o se libera debido a procesos biológicos. También se ha optado por introducir deliberadamente un gas con características especiales. En cualquiera de los casos, la transferencia del gas se determina al realizar un análisis del balance de masa y de las concentraciones del gas en la columna de agua. Sin embargo, al revisar los mecanismos físicos y químicos básicos, responsables de la transferencia de gases utilizados como trazadores, se distingue que los errores asociados pueden ser considerables si existe una dependencia incorrecta de la velocidad de transferencia con respecto a la

difusión molecular supuesta (Asher y Wanninkhof 1998), así como debido a la presencia de burbujas que inciden de forma significativa en la velocidad de transferencia (Farmer *et al.* 1993).

Sin duda alguna la forma más adecuada, aunque un tanto complicada, de medir el flujo del gas corresponde a una forma directa. Por definición esto se realiza al calcular en un periodo de tiempo razonable (típicamente de 20 o 30 min), la correlación (*COR*) entre las fluctuaciones turbulentas de la componente vertical de la velocidad del viento (*w*) y las fluctuaciones simultáneas de la concentración del gas en consideración (*m*); es decir,  $F = \rho \text{ COR} (wm)$ , donde  $\rho$  es la densidad del aire.

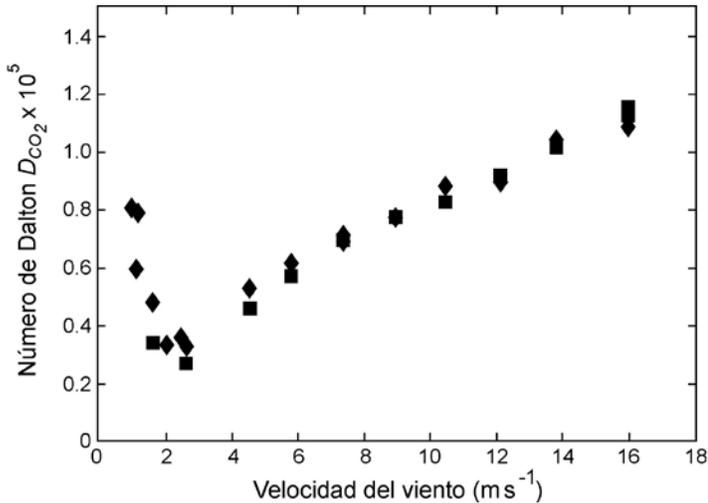
## RESULTADOS EXPERIMENTALES

Mediante experimentos, tanto en el laboratorio como en el campo, ha sido posible describir detalladamente los coeficientes de intercambio para diversos componentes, dentro de los que destacan el  $\text{CO}_2$  y el vapor de agua. Con ello se ha adquirido el conocimiento específico de la influencia relativa de aspectos relevantes en la transferencia, tales como la rapidez del viento, la presencia de olas y la rompiente del oleaje que induce burbujas y turbulencia.

En particular, en estudios detallados de laboratorio se ha observado que el coeficiente de intercambio del  $\text{CO}_2$  (número de Dalton  $D_{\text{CO}_2}$ ) presenta dependencia de los procesos físicos asociados a diferentes regímenes de viento. En la figura 2 (reproducida de Ocampo-Torres *et al.* 1994) se observa que bajo condiciones de vientos débiles, menores a  $3 \text{ m s}^{-1}$ , existe una disminución de  $D_{\text{CO}_2}$  al aumentar la velocidad del viento. Este comportamiento del  $D_{\text{CO}_2}$  es característico de un fenómeno conocido como flujo liso, que se refiere a que la rugosidad superficial es lo suficientemente pequeña como para no perturbar el flujo del viento sobre ella. Cuando la velocidad del viento es de aproximadamente de  $3 \text{ m s}^{-1}$  se inicia la generación de olas que posteriormente alcanzan a perturbar el flujo del viento sobre la superficie y el  $D_{\text{CO}_2}$  a presentar un aumento monótonico respecto a la velocidad del viento, inclusive en las condiciones de viento con velocidades máximas del experimento en las que se observaron olas rompiendo en un extremo del tanque del laboratorio utilizado (Ocampo-Torres *et al.* 1994).

En comparación, el coeficiente de transferencia para el vapor de agua (número de Dalton  $D_{\text{H}_2\text{O}}$ ) presenta el mismo comportamiento en vientos débiles, aunque en vientos mayores a  $3 \text{ m s}^{-1}$  pero menores que  $12 \text{ m s}^{-1}$  tiende a permanecer constante (fig. 3). Esto demuestra que las características del

Figura 2. Coeficiente de intercambio del flujo de CO<sub>2</sub> en función de la velocidad del viento, obtenido a partir de mediciones detalladas en experimentos de laboratorio. Los cuadros representan los coeficientes obtenidos a partir del cambio en la concentración de CO<sub>2</sub> en el agua, mientras que los rombos a partir del cambio en la concentración en el aire. (Modificada de Ocampo-Torres *et al.* 1994)



intercambio de un gas ligeramente soluble en el agua (CO<sub>2</sub>) son diferentes a las de otros que son muy solubles (H<sub>2</sub>O), fundamentalmente debido a que los flujos dependen de las condiciones ambientales de la sub-capa difusiva de las fases acuosa para el CO<sub>2</sub> y gaseosa para el vapor de agua.

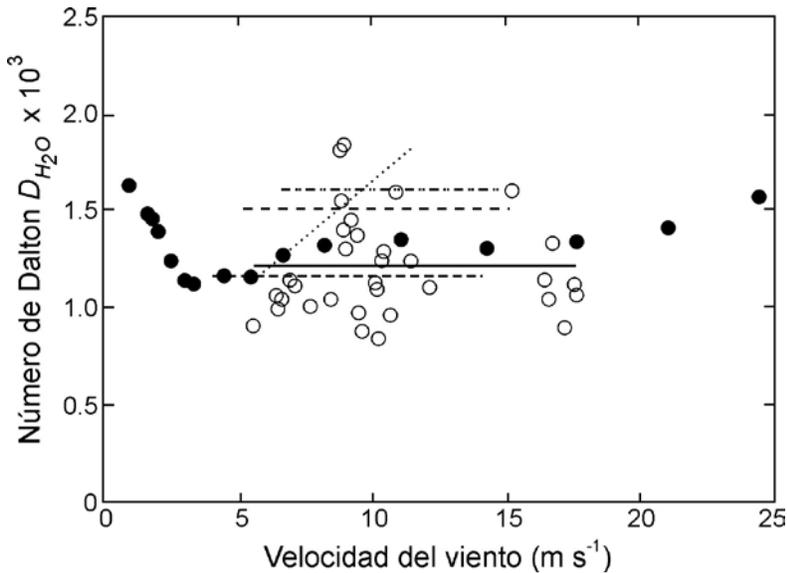
Al comparar  $D_{CO_2}$  y  $D_{H_2O}$  (figs. 2 y 3) es importante hacer énfasis en que: (1) existe un mínimo común para condiciones de viento de aproximadamente 3 m s<sup>-1</sup> que corresponde al inicio de la generación de las olas; (2) la variación entre los valores máximos y mínimos de cada coeficiente representa un factor de cuatro para el CO<sub>2</sub>, mientras que para el vapor de agua es solamente dos; (3) el coeficiente de intercambio para el vapor de agua presenta un comportamiento prácticamente constante para un intervalo de velocidades entre 6 m s<sup>-1</sup> y 12 m s<sup>-1</sup>; y (4)  $D_{H_2O}$  es aproximadamente 100 veces mayor que  $D_{CO_2}$ . Es evidente que los procesos que controlan la

transferencia del  $\text{CO}_2$  no son los mismos que controlan la transferencia del vapor de agua.

En la figura 3 sobresale la gran variabilidad de las estimaciones de  $D_{\text{H}_2\text{O}}$  realizadas en el campo durante el experimento HEXMAX (Smith y Anderson 1988) comparada con la de las realizadas en el laboratorio (Ocampo-Torres *et al.* 1994), fundamentalmente debido a que las condiciones ambientales en el laboratorio pueden ser controladas. La variabilidad natural en el océano y la influencia de los diversos procesos relevantes para la transferencia de gases imponen ese tipo de resultados.

A partir de cálculos directos del flujo de  $\text{CO}_2$  se intenta relacionar la velocidad de transferencia con la velocidad de fricción del viento ( $u_*$ ) sobre la

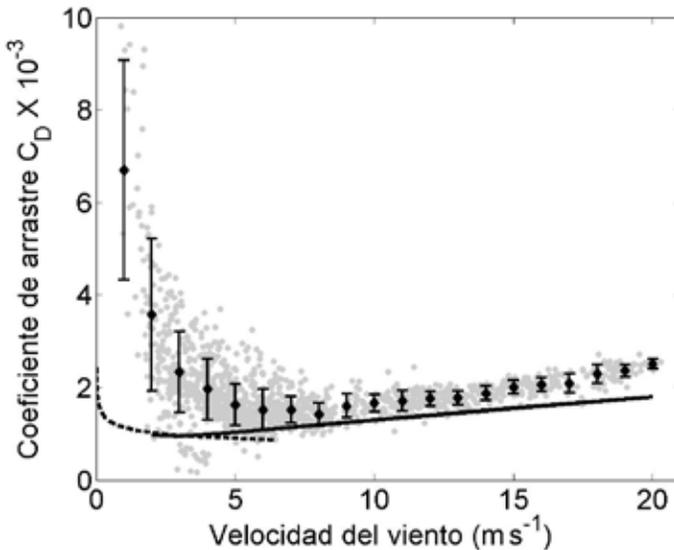
Figura 3. Coeficientes de intercambio del flujo de vapor de agua (círculos negros) en función de la velocidad del viento, obtenidos a partir de mediciones detalladas en experimentos de laboratorio. Los círculos blancos corresponden a los datos de Smith y Anderson (1988) obtenidos en el campo durante el experimento HEXMAX. Las líneas corresponden a los promedios obtenidos en diferentes campañas de medición: línea continua, HEXMAX; línea segmentada con dos puntos, Garratt y Hyson (1975); línea segmentada, Francey y Garratt (1978); línea punteada, Anderson y Smith (1981) y línea segmentada y punteada, Large y Pond (1982). (Modificada de Ocampo-Torres *et al.* 1994)



superficie del mar (McGillis *et al.* 2001). Puesto que el coeficiente de arrastre ( $C_D$ ) presenta una relación directa con  $u$ , mediante  $C_D = (u/U)^2$ , esto equivale a suponer que la velocidad de transferencia del CO<sub>2</sub> posee una asociación con  $C_D$ . Sin embargo, los resultados finalmente muestran que los procesos que gobiernan el intercambio de CO<sub>2</sub> y el intercambio de momento no son los mismos e identifican una intensificación del flujo de CO<sub>2</sub> debido a la presencia de burbujas más que al rompimiento del oleaje (McGillis *et al.* 2001).

De forma análoga a la descripción de  $D_{CO_2}$ ,  $C_D$  presenta un comportamiento de flujo liso con vientos débiles y un incremento lineal con respecto a la rapidez del viento bajo condiciones de vientos moderados (Smith, 1988). Sin embargo, en mediciones directas del flujo de momento realizadas en el Golfo de Tehuantepec (García 2006) se detectan valores de  $C_D$  mayores que

Figura 4. Coeficiente de arrastre en función de la velocidad del viento, obtenido a partir de los cálculos directos realizados en el Golfo de Tehuantepec durante 2005 (García 2006). Cada punto es una estimación que representa 30 minutos en la correlación de las fluctuaciones turbulentas. El promedio de las observaciones para cada intervalo de 1 m s<sup>-1</sup> se indica con rombos y las barras representan +/- una desviación estándar. La línea segmentada representa la solución para un flujo liso y la línea continua la parametrización de Smith (1988).



los estimados para un flujo liso (fig. 4) y se demuestra que el proceso dominante con vientos débiles es la presencia de oleaje generado por tormentas lejanas (oleaje libre y relativamente largo, con longitud de onda de 300 m aproximadamente). Bajo condiciones de vientos moderados a intensos, se presenta una intensificación de  $C_D$  respecto a las descripciones realizadas por otros autores, que se sugiere responde a la influencia de la propagación del oleaje libre en dirección opuesta al viento local y a la interacción de esas olas largas con las olas relativamente cortas generadas localmente. La influencia de los procesos dinámicos ante la presencia de interacciones entre oleaje de diversas características en el intercambio de  $\text{CO}_2$  en general, y en esta zona en particular, es un tema que aún está por abordarse.

Es importante hacer notar que aunque el Golfo de Tehuantepec sea una región muy particular, al describir fenómenos en esa zona que puedan ser importantes para el cálculo de  $D_{\text{CO}_2}$  se intenta avanzar en el conocimiento acerca de los aspectos básicos de la transferencia entre el océano y la atmósfera. Se aprovecha una cierta zona en particular para alcanzar un entendimiento detallado en respuesta a procesos cuyo efecto se puede aislar y determinar su influencia en el comportamiento de los coeficientes de intercambio.

## IMPLICACIONES EN EL CLIMA, INVENTARIOS Y VARIABILIDAD ESPACIAL Y TEMPORAL

Es indiscutible que el gran interés en el estudio de las interacciones entre el océano y la atmósfera surge de la necesidad de adquirir la capacidad de conocer con antelación las implicaciones en el clima de nuestro planeta. Los aspectos físicos de esas interacciones se consideran de primordial importancia, por lo que es necesario un conocimiento y entendimiento profundo de los procesos físicos, químicos y biológicos para incorporarlos en los procedimientos numéricos, con lo que se obtendrá una forma conveniente de predecir el ambiente del futuro y el impacto de las actividades humanas en su evolución.

A partir de modelos ilustrativos de emisiones antropogénicas que se presentaron en el reporte de 1995 del Panel Intergubernamental sobre el Cambio del Clima, se han realizado simulaciones numéricas para determinar la respuesta del ciclo del carbono en el océano ante un escenario de calentamiento global.

Los primeros resultados utilizando modelos acoplados entre el océano y la atmósfera demuestran la posibilidad de cambios sustanciales en el flujo de  $\text{CO}_2$  hacia el océano del hemisferio sur (Sarmiento *et al.* 1998). De forma

similar, Sarmiento y Le Quéré (1996) determinaron una reducción en el flujo de CO<sub>2</sub> hacia el océano en un escenario de décadas y siglos, al suponer una atmósfera que incrementa su concentración de CO<sub>2</sub> continuamente, así como su temperatura puesto que el CO<sub>2</sub> es considerado como uno de los principales causantes del efecto invernadero. La razón principal de la reducción del flujo hacia el océano radica en el debilitamiento o colapso de la circulación termohalina global. De acuerdo con sus resultados el decaimiento del flujo de CO<sub>2</sub> hacia el océano corresponde a un 21% en 70 años, 27% en 100 años y hasta 38% en 350 años. Se demuestra una vez más la relevancia de los procesos físicos en la transferencia de CO<sub>2</sub>, aunque generalmente las estimaciones de gran escala evitan, por razones de recursos computacionales y tiempo, incorporar esquemas en los que se atiende la variabilidad y procesos de escalas relativamente pequeñas que son los que finalmente controlan la transferencia entre el océano y la atmósfera.

Por otra parte, aunque con la utilización de parametrizaciones del coeficiente ó de la velocidad de transferencia se puede estimar en forma general el flujo de CO<sub>2</sub> para la formulación de inventarios en escalas regionales y globales, es importante considerar que el resultado obtenido de este proceso depende fuertemente de la forma de la parametrización utilizada. Por ejemplo, al utilizar diferentes expresiones para la velocidad de transferencia, el flujo total de CO<sub>2</sub> hacia el océano varía entre 1.1 PgC año<sup>-1</sup> y 3.3 PgC año<sup>-1</sup>, donde Pg es igual a 10<sup>15</sup> g (Donelan y Wanninkhof 2002).

En México existen regiones marinas con características oceanográficas únicas e individuales, por lo que se considera indispensable realizar un inventario confiable incorporando cálculos y estimaciones con los que se representen los aspectos principales de cada una de ellas. Las celdas que representan esas regiones tienen su propia variabilidad (espacial y temporal) y la conectividad entre ellas sugiere una variabilidad espacial de escalas mayores. Con el fin de establecer inventarios confiables se sugiere la realización de mediciones sistemáticas de los flujos mediante métodos directos, no solamente para abordar con certeza la descripción de la variabilidad temporal, sino también para alcanzar un mejor entendimiento de la influencia de los procesos fundamentales que intervienen en el control de los flujos.

## AGRADECIMIENTOS

Deseamos expresar el más sincero agradecimiento a los revisores por sus atinados comentarios que ayudaron a mejorar la calidad de este capítulo, mismo

que representa una contribución del proyecto “Análisis del intercambio entre el océano y la atmósfera (intOA) mediante mediciones directas y observaciones remotas” (CONACYT SEP-2003-C02-44718) y del proyecto “Flujos TERMAR: Enumerating CO<sub>2</sub> sources and sinks in a regional coastal terrestrial and marine habitat matriz” (CONACYT-43422). Agradecemos además la valiosa colaboración de Julieta Castro, Lina Zúñiga y Guadalupe Pacheco, en lo que se refiere a gestión y apoyo administrativo a las actividades de investigación relacionadas con ambos proyectos y con la redacción de este capítulo.

## BIBLIOGRAFÍA

- Anderson RJ y Smith SD. 1981. Evaporation coefficients for the sea surface from eddy flux measurements. *J. Geophys. Res.* 86: 449–456.
- Asher W y Wanninkhof R. 1998. Transient tracers and air-sea gas transfer. *J. Geophys. Res.* 103: 15,939–15,958.
- Dankwerts PV 1951. Significance of liquid-film coefficients in gas absorption. *Ind. Eng. Chem.* 43: 1460–1467.
- Donelan MA 1990. Air-sea interaction. En: B. LeMehaute y D.M. Hanes(eds.). *The Sea: Ocean Engineering Science* 9. John Wiley and Sons, Inc. Pp. 239–292.
- Donelan MA y Wanninkhof R. 2002. Concepts and issues. En: M.A. Donelan, W.M. Drennan, E.S. Saltzman y R. Wanninkhof (eds.). *Gas transfer at water surfaces*. Geophysical Monograph AGU 127. Pp. 1–10.
- Farmer DM, McNeil CL y Johnson BD. 1993. Evidence for the importance of bubbles in increasing air-sea gas flux. *Nature* 361: 620–623.
- Francey RJ y Garratt JR. 1978. Eddy flux measurements over the ocean and related transfer coefficients. *Boundary-Layer Meteor.* 14: 153–166.
- García H 2006. Evaluación del flujo de momento entre la atmósfera y el océano bajo diferentes condiciones de oleaje. Tesis de maestría en Ciencias en Oceanografía Física, CICESE, México. 74 pp.
- Garratt JR y Hyson P. 1975. Vertical fluxes of momentum, sensible heat and water vapor during the air mass transformation experiment (AMTEX) 1974. *J. Meteorol. Soc. Japan* 53: 149–160.
- Hasse L y Liss SP. 1980. Gas exchange across the air-sea interface. *Tellus* 32: 470–481.
- Large WG y Pond S. 1982. Sensible and latent heat flux measurements over the ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 12: 464–482.
- McGillis WR, Edson JB, Hare JE y Fairall CW. 2001. Direct covariance air-sea CO<sub>2</sub> fluxes. *J. Geophys. Res.* 106: 16,729–16,745.

- Ocampo Torres F.J., Donelan MA, Merzi N y Jia F. 1994. Laboratory measurements of mass transfer of carbon dioxide and water vapour for smooth and rough flow conditions. *Tellus* 46B: 16–32.
- Sarmiento JL y Le Quéré C. 1996. Oceanic carbon dioxide uptake in a model of century-scale global warming. *Science* 274: 1346–1350.
- Sarmiento JL, Hughes TMC, Stouffer RJ y Manabe S. 1998. Simulated response of the ocean carbon cycle to anthropogenic climate warming. *Nature* 393: 245–249.
- Smith SD 1988. Coefficients for sea surface wind stress, heat flux and wind profiles as a function of wind speed and temperature. *J. Geophys. Res.* 93: 15467–15472.
- Smith SD y Anderson RJ. 1988. Bedford Institute of Oceanography eddy flux measurements during HEXMAX. En: W.A. Oost, S.D. Smith y K.K. Katsaros (eds.). Proceedings of the NATO Advanced Workshop: Humidity exchange over the sea main experiment (HEXMAX), analysis and interpretation. Dellenhove, Holanda. Pp 14–21.