

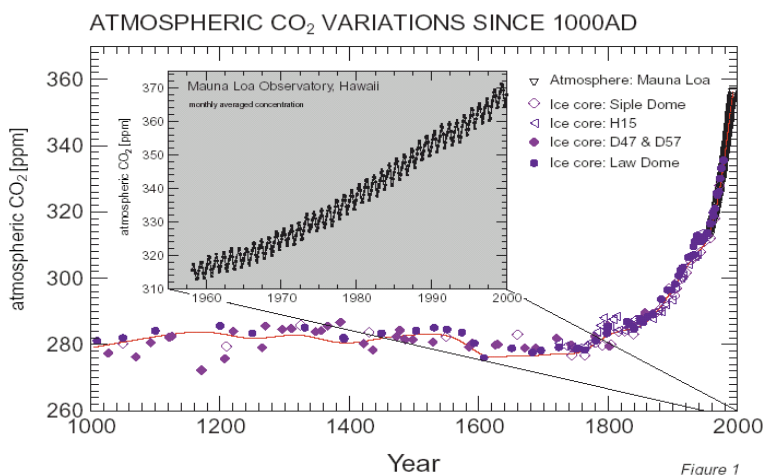
CAPTACION DE CO₂ ANTROPOGÉNICO EN EL ATLÁNTICO

Aida F. Ríos
Departamento de Oceanografía
Instituto de Investigaciones Marinas. CSIC.
C/Eduardo Cabello, 6. 36208-Vigo, Spain.
Email: aida@iim.csic.es

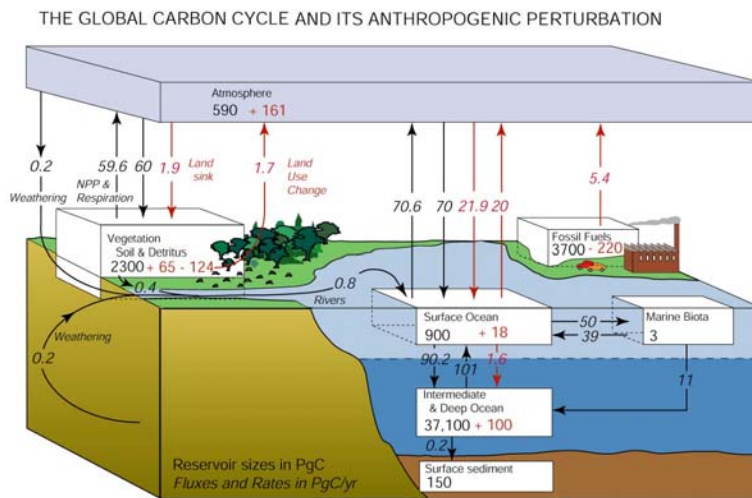
Introducción

El océano juega un papel muy importante en el cambio climático actuando como un moderador del clima. El océano funciona como un almacén de la energía solar que recibe y la distribuye por medio de la circulación oceánica entre el ecuador y los polos y entre la superficie y el fondo. Por otro lado, el océano actúa modificando la concentración de CO₂ en la atmósfera que es el gas invernadero más importante después del vapor de agua.

Las emisiones de CO₂ en la atmósfera se han ido incrementando desde la época pre-industrial¹ como consecuencia de la combustión de fuel fósiles (5.4 Pg/año) y el diferente uso de la tierra (1.7 Pg/año).



Aproximadamente el 50% de las emisiones permanecen en la atmósfera, el otro 50% es secuestrado por el océano y la vegetación terrestre². Por tanto, el océano se comporta como un sumidero de CO₂ secuestrando alrededor de 2 Pg de carbono antropogénico al año, jugando un gran papel como depósito de CO₂, conteniendo unas 50 veces más que la atmósfera y 20 veces más que la biosfera.



Sarmiento & Gruber (2002)

El ciclo del carbono en sus formas orgánicas e inorgánicas está gobernado por procesos físicos y biológicos. Estos procesos son conocidos como bomba física (o de solubilidad) y bomba biológica. Ambas bombas actúan incrementando las concentraciones de CO_2 dentro del océano³.

La bomba física está conducida por el intercambio de CO_2 en la interfase atmósfera-océano y por el proceso físico que transporta CO_2 al océano profundo. El CO_2 atmosférico entra en el océano por intercambio gaseoso dependiendo de la velocidad del viento y de la diferencia de las presiones parciales entre la atmósfera y el océano. La cantidad de CO_2 captado por el agua de mar es función de la temperatura a través del efecto de la solubilidad. La solubilidad aumenta a bajas temperaturas. Así pues las aguas frías absorben mas CO_2 que las cálidas.

La circulación termohalina oceánica conecta todos los océanos como una gran cinta transportadora⁴. Así, aguas saladas y cálidas alcanzan altas latitudes en el Atlántico Norte, en invierno se enfrían y se hunden a grandes profundidades. Este proceso es conocido como formación de aguas profundas. Desde ahí comienza su recorrido hacia el sur donde se unirá a las aguas frías profundas recién formadas en la Antártica. Entonces este flujo de agua profunda accede a los océanos Indico y Pacífico. En ambos océanos el agua profunda se dirige al norte y regresa por superficie. Una vez en superficie las aguas del Indico y Pacífico norte retornan al Atlántico por el Cabo de Buena Esperanza, alcanzando de nuevo el Atlántico Norte donde se enfriará, hundirá y comenzará de nuevo el ciclo de la cinta. Cada ciclo completo de la cinta transportadora lleva unos 1000 años. En el momento de la formación de las aguas profundas captan CO_2 por el efecto de la solubilidad y a medida que circulan las aguas se van enriqueciendo de CO_2 como consecuencia de la descomposición de la materia orgánica.

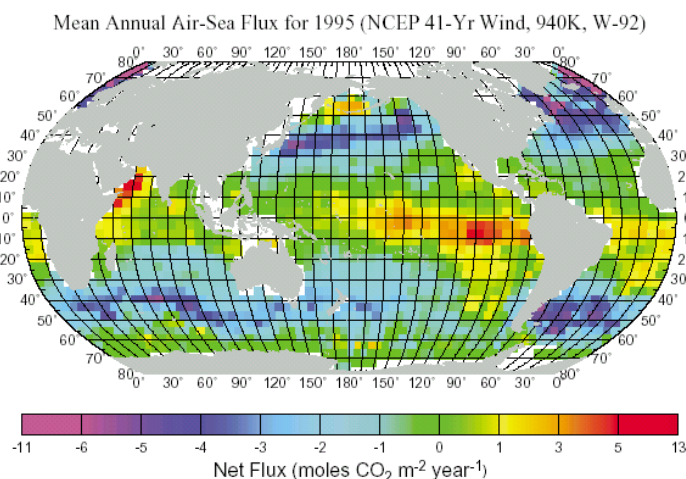
La bomba biológica consiste en un transporte de CO_2 desde la superficie del océano hacia el fondo mediante producción fitoplanctónica. El fitoplancton capta nutrientes y CO_2 a través e los procesos de fotosíntesis. Alguna de las estas especies fitoplanctónicas entran en la cadena trófica y otras se mueren. La materia orgánica en forma de desechos biogénicos es transportada a las capas más profundas de los océanos

vía sedimentación gravitatoria donde se oxida y se descompone. La mayor parte de los desechos biogénicos están compuestos de carbono, tanto la materia orgánica blanda como los esqueletos calcáreos, compuestos por carbonato cálcico, tales como las conchas de los moluscos. Una parte de la materia orgánica alcanza el lecho marino incorporándose a los sedimentos.

Balances Globales de Captación de CO₂ antropogénico

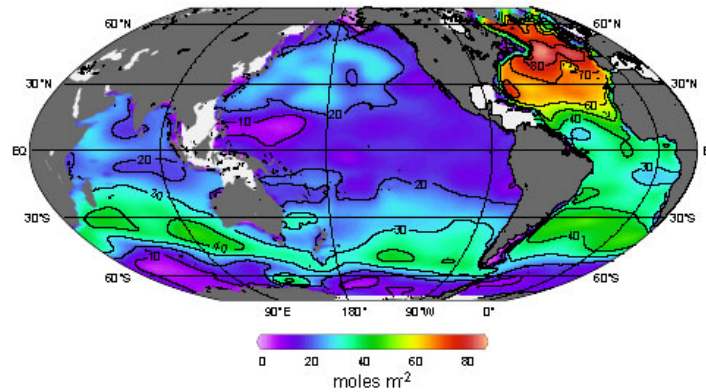
Por tanto el estudio de la captación de CO₂ antropogénico por el océano se puede abordar desde varios puntos de vista. Desde la observación de la capa superficial en la zona de interfase de intercambio con la atmósfera donde obtenemos una imagen del intercambio de CO₂ a través de la superficie del océano. Esta imagen nos muestra las zonas polares y frías actuando como sumideros de CO₂ mientras que las zonas cálidas ecuatoriales actúan como fuentes como consecuencia de su elevada temperatura y que son zonas de afloramiento.

En siguiente figura se muestran los flujos de intercambio anual entre atmósfera y océano para 1995 calculado por Takahashi et al. (2002)⁵ quienes obtienen un flujo neto anual global 2.2 ± 0.45 Pg de carbono por año.



Como hemos visto, el carbono captado a través de la superficie del océano penetra en el océano interior y se acumula en la columna de agua. Así, usando datos de la columna de agua realizados durante la década de los 90s, Sabine et al. (2004a)⁶ realizaron el inventario de CO₂ antropogénico en la columna de agua en moles/m² para el año 1994 como se muestra en la siguiente figura. El CO₂ antropogénico secuestrado en el período 1800-1994 fue de 106 ± 17 Pg excluyendo las cuencas marginales y el océano Ártico. Teniendo en cuenta esas regiones es 118 ± 19 Pg (Sabine et al., 2004b)⁷.

Tanto en la distribución de los flujos de captación de CO₂ superficiales como en el inventario de CO₂ antropogénico acumulada en la columna de agua, se puede apreciar que las concentraciones en ambos casos son muy importantes en el Atlántico Norte.



Captación de CO₂ antropogénico en el Atlántico Norte

Existen diferentes métodos para estimar la captación de carbono antropogénico. En esta presentación se van a mostrar tres métodos diferentes y se hará la comparación entre ellos.

Métodos directos:

1. Flujos de CO₂ entre aire-mar usando $f\text{CO}_2$ medidas en superficie. Las medidas de $f\text{CO}_2$ en superficie tienen el componente natural y el antropogénico. Por tanto para estimar la captación de carbono antropogénico con el tiempo hay que restar el CO₂ natural que se hace por medio del ciclo estacional.

Métodos indirectos:

2. Evolución temporal del CO₂ antropogénico (C_{ANT}) que ha penetrado en la columna de agua. Con esta evolución temporal obtenemos tasas de captación de CO₂ a diferentes niveles de la columna de agua. El nivel más superficial nos dará una estimación de la entrada antropogénica aire-mar.

3. Transporte de CO₂ a través de secciones zonales. Se construye una caja cuyas paredes son las secciones y las otras paredes los continentes y se puede hacer un balance de CO₂ en la caja y de forma indirecta se calcula la captación de CO₂ antropogénico a través de aire-mar.

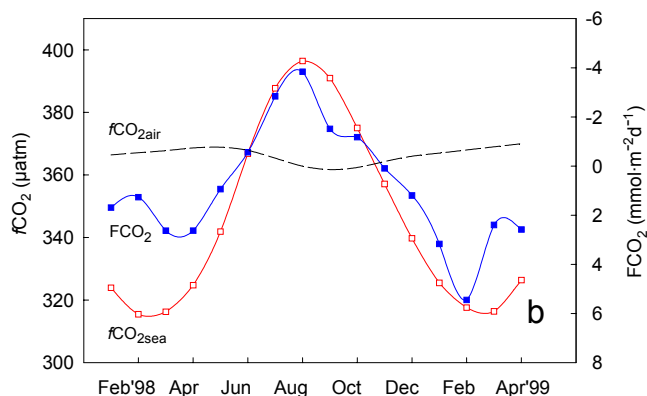
1. Flujos de CO₂ entre aire-mar usando $f\text{CO}_2$ medidas en superficie.

Ciclo estacional de CO₂ en el agua superficial

Como hemos visto el ciclo estacional del carbono en sus formas orgánicas e inorgánicas está gobernado por procesos físicos y biológicos. A modo de ejemplo se muestra la evolución estacional del ciclo estacional de CO₂ en el agua superficial en la zona de Azores en el año 1998⁽⁸⁾. Teniendo en cuenta la buena correlación entre $f\text{CO}_2$ y temperatura, utilizando datos de varias campañas realizadas en la zona de estudio en diferentes meses se hizo un ajuste de $f\text{CO}_2$ a temperatura constante (25°C) frente a temperatura superficial y el mes del año. Las variables del sistema del carbono así como

los flujos de CO₂ entre atmósfera y océano fueron calculadas mensualmente usando el algoritmo obtenido mediante ajuste y los datos climatológicos mensuales de velocidad de viento, temperatura y salinidad en la capa de mezcla.

La siguiente figura muestra la evolución a lo largo del año de la $f\text{CO}_2$ en agua de mar superficial y en la atmósfera. Así mismo se muestran los flujos de intercambio con la atmósfera. Los valores positivos indican una captación por parte del océano y los negativos indican una fuente de carbono hacia la atmósfera. Es de destacar la amplitud de la variación de $f\text{CO}_2$ (80 μatm) que es mucho mayor que el incremento anual de $f\text{CO}_2$ en la atmósfera de 1.5 μatm . Esto significa que la corrección que tendremos que hacer a los datos para eliminar el ciclo estacional es importante comparado con la entrada antropogénica lo que nos obliga a obtener medidas fiables de $f\text{CO}_2$.



El papel de los procesos físicos y biológicos en el ciclo estacional de CO₂ fue valorado mensualmente con el fin de investigar la contribución de cada proceso. La variación total en la capa de mezcla puede ser expresada como la suma del intercambio de CO₂ entre aire y mar, y las variaciones debidas a advección y mezcla con la capa inferior, y la actividad biológica.

Con objeto de calcular la advección y la mezcla en la capa de mezcla, se construyó una caja de acuerdo con el esquema general de circulación en la zona^{9,10} y se establecieron unas ecuaciones de conservación para salinidad y temperatura. La circulación en la zona presenta entrada de agua por el oeste de la caja y salida por el sur. La profundidad de la capa de mezcla constituye el fondo de la caja.

La contribución mas importante a la variación media anual de CO₂ ($0.8 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) en la capa de mezcla es la mezcla ($7.8 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) y la actividad biológica ($-8.9 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). Contrariamente, las contribuciones de intercambio atmósfera-océano ($0.17 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) y advección ($1.7 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) con muy pequeñas, representando solamente un 1% y 9% respectivamente.

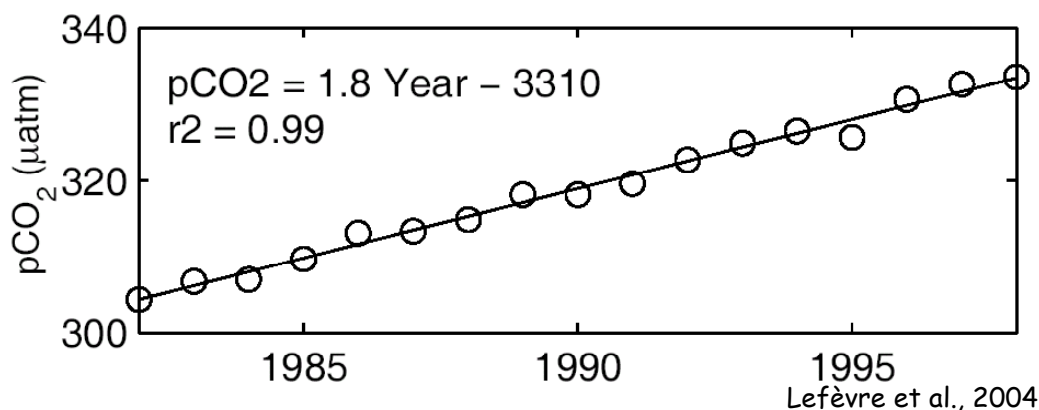
La despreciable contribución de la variabilidad de la advección y de los flujos atmósfera-océano y la desproporcionada contribución de la variabilidad mezcla y la actividad biológica es fácil de entender ya que los procesos mezcla y biología junto con la advección están acoplados. Con objeto de valorar la variación temporal de carbono total y los flujos de intercambio atmósfera-océano en la capa de mezcla, es esencial considerar el balance neto entre la respuesta biológica y la entrada de carbono total y nutrientes por mezcla y en menor proporción por advección. Así los tres procesos combinados representarían el efecto neto de la comunidad biológica en la columna de agua en respuesta a la mezcla vertical la cual está soportada por el gradiente vertical

generado por degradación de los restos biogénicos producidos en la capa de mezcla y transportado por sedimentación gravitatoria a capas profundas.

El efecto de los procesos físicos (temperatura y viento) y de la producción neta sobre la variabilidad de carbono inorgánico total fue evaluado, resultando que el 42% es debido a la temperatura, el 12% a la acción del viento y el 46% al balance neto de la actividad fotosintética debida a la inyección de nutrientes aportado desde las capas inferiores y por advección horizontal.

Captación de carbono antropogénico en el Atlántico Noreste

Con objeto de obtener la tasa de captación de carbono antropogénico en el Atlántico Norte a partir de una base de datos superficiales de $p\text{CO}_2$, hay que corregir el ciclo estacional. Datos de $p\text{CO}_2$ de superficie medidas en el Atlántico norte han sido corregidos de trayendo la variación estacional. La siguiente figura muestra la evolución anual de los $p\text{CO}_2$ medios entre 1982 a 1998¹¹ en la provincia biogeográfica denominada North Atlantic Drift Region (NADR)¹², una vez corregida la variación estacional.



El valor medio de los flujos de intercambio de CO_2 entre atmósfera y océano del período 1982-1998 nos dará la tasa de captación. Estos flujos de CO_2 ($\text{mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$) son calculados usando los datos de temperatura superficial y de velocidad del viento por medio de la siguiente ecuación: $F\text{CO}_2 = 0.24 k S (f\text{CO}_{2\text{sea}} - f\text{CO}_{2\text{air}})$, donde k es el coeficiente de intercambio ($\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$), S es la solubilidad de CO_2 en agua de mar ($\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{atm}^{-1}$), $f\text{CO}_{2\text{sea}}$ y $f\text{CO}_{2\text{air}}$ son la fugacidad* de CO_2 en agua de superficie y atmosférica, respectivamente (ambas en μatm), y 0.24 es el factor de conversión de las unidades. Utilizando los coeficientes de intercambio de Wanninkhof (1992)¹³ obtenemos una tasa media de captación de CO_2 de $0.76 \text{ moles m}^{-2} \text{ a}^{-1}$. La tasa es menor ($0.43 \text{ moles m}^{-2} \text{ a}^{-1}$) usando los coeficientes de Liss y Merlivat (1986)¹⁴.

2. Evolución temporal del CO_2 antropogénico (C_{ANT}) que ha penetrado en la columna de agua.

Otra forma de estimar las tasas de entrada de CO_2 antropogénico es utilizando los datos de medidas de carbono inorgánico, alcalinidad y oxígeno en la columna de agua, realizados a lo largo de varios años. El ejemplo que vamos a mostrar corresponde a un trabajo¹⁵ realizado en el Atlántico Noreste entre 37°N y 47°N , y entre 20°W y la costa de la península Ibérica. Durante veinte años (1977-1997) se han medido variables del sistema del carbono en 12 campañas oceanográficas. Se ha estimado el carbono

antropogénico (C_{ANT}) basado en la técnica del retro-cálculo^{16,17,18}, con objeto de evaluar su evolución temporal en ese período de 20 años.

Cálculo del CO_2 antropogénico (C_{ANT}).- La concentración inicial de CO_2 en las regiones de formación de masas de agua es modificada por la oxidación de la materia orgánica y por disolución de esqueletos calcáreos¹⁹. Además, el CO_2 inicial de cualquier masa de agua depende de los niveles de CO_2 atmosférico, los cuales como hemos visto han ido aumentando desde un valor de referencia en la época pre-industrial de 278 ppm. La cantidad total de CO_2 antropogénico disuelto en el océano puede ser estimada asumiendo que: 1) el oxígeno y el CO_2 disueltos están próximos al equilibrio (o con el mismo desequilibrio) con la atmósfera durante la formación de masas de agua; y 2) la alcalinidad no está significativamente afectada por un aumento de CO_2 ^(20, 21). El CO_2 antropogénico (C_{ANT}) fue calculado a partir de C_T , TA y oxígeno disuelto medidos en el mar:

$$C_{ANT} = C_T - AOU/R_C - 1/2 \cdot (TA - TA^0 + AOU/R_N) - C_T^0_{278}$$

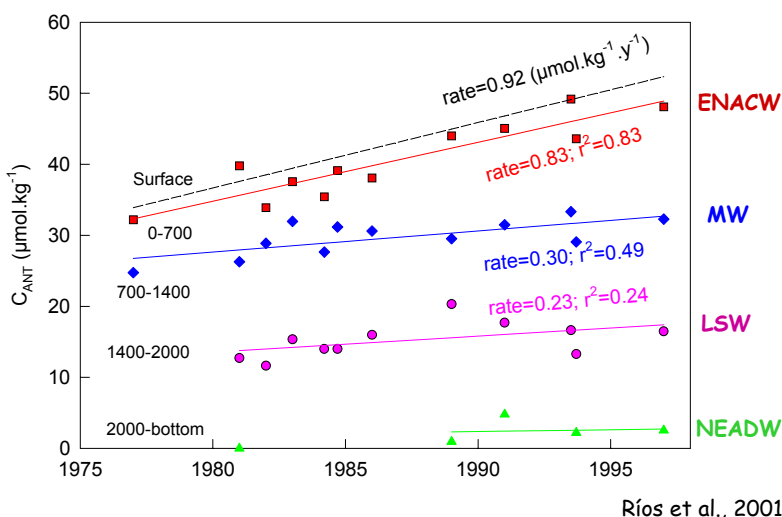
donde AOU/R_C es el aumento de C_T por oxidación de materia orgánica. AOU significa Utilización Aparente de Oxígeno, y es calculado con la ecuación del oxígeno de saturación²². R_C es un coeficiente estequiométrico ($= -\Delta O_2/\Delta C$). Al mismo tiempo, $1/2 \cdot (\Delta TA + AOU/R_N)$ es el cambio de C_T debido a la disolución de $CaCO_3$ en aguas profundas, donde ΔTA es el cambio de alcalinidad total desde el valor inicial durante la formación de masas de agua (TA^0), y R_N es un segundo coeficiente estequiométrico ($= -\Delta O_2/\Delta N$). Para aguas oceánicas por debajo de 400m $R_C = 1.45$ y $R_N = 10.6$ ⁽²³⁾. TA^0 es calculado en función de salinidad y la variable conservativa 'PO' ($= O_2 + R_P \cdot PO_4$), siendo R_P ($= -\Delta O_2/\Delta P$) un coeficiente estequiométrico con un valor constante de 170 $mol O_2 \cdot mol P^{-1}$ ⁽²³⁾. $C_T^0_{278}$ es el C_T inicial de cualquier masa de agua en la época pre-industrial, que puede ser calculada a partir de TA^0 y el nivel de pCO_2 atmosférico en esa época y la presión de vapor de agua¹⁸.

Se han usado varios métodos previamente para el cálculo de C_{ANT} ^{16, 21, 17}. Gruber et al. (1996)¹⁷ introdujo el término desequilibrio el cual incluye el desequilibrio de CO_2 en el momento de que el agua pierde contacto con la atmósfera con algún efecto residual debido a la elección de oxígeno y alcalinidad iniciales y las incertidumbres de los datos. Se han introducido aquí las mejoras propuestas por Pérez et al. (2002)¹⁸ con el fin de minimizar ese efecto residual 1) incluir el efecto de la presión del vapor de agua en la estimación del pCO_2 pre-industrial, 2) utilizar las constantes de disociación del sistema del carbónico apropiadas²⁴, 3) el uso de una ecuación más precisa para la alcalinidad preformada (TA^0). Así pues, usando datos de CFCs en aguas de la termoclina se calcularon los valores de desequilibrio ($3.8 \pm 4.8 \mu mol \cdot kg^{-1}$) que son marcadamente diferentes a los dados por Gruber et al. (1996)¹⁷ también para el Atlántico Norte (entre -12 y $-24 \mu mol \cdot kg^{-1}$).

La siguiente figura muestra la evolución temporal de C_{ANT} integrado en cuatro intervalos de profundidad. Las concentraciones fueron normalizadas previamente a una posición media $42^\circ N$, $15^\circ W$. Los cuatro intervalos de profundidad se corresponden con los dominios de distribución de las diferentes masas de agua presentes en la zona. Así, entre superficie y 700 metros encontraremos agua superficial y Agua Central Noratlántica del Este (ENACW), entre 700 y 1400 Agua Mediterránea (MW), entre

1400 y 2000 Agua de Labrador (LSW) y por debajo de 2000 metros Agua Profunda NorAtlántica del Este (NEADW).

La capa más superficial muestra una tasa anual de captación de C_{ANT} ($0.83 \mu\text{mol kg}^{-2} \text{a}^{-1}$) en concordancia con la tasa anual esperada por el incremento atmosférico ($0.92 \mu\text{mol kg}^{-2} \text{a}^{-1}$, línea a trazos negra en la figura).



La tasa anual de captación ($0.60 \text{ moles m}^{-2} \text{a}^{-1}$) es bastante próxima a la encontrada en el NADR de $0.76 \text{ mol m}^{-2} \text{a}^{-1}$. El inventario medio de C_{ANT} para los primeros 2000 m, es $0.95 \text{ mol m}^{-2} \text{a}^{-1}$. Teniendo en cuenta que la capa de mezcla invernal para esa zona es de 500 m^{19} y la tasa esperada por el incremento atmosférico, la entrada a través de la interfase sería $0.47 \text{ mol m}^{-2} \text{a}^{-1}$.

que representa un 49% del inventario estimado. El mecanismo responsable de la acumulación es producido por una advección conducida por la circulación termohalina.

Para investigar la porción de C_{ANT} advectada en la zona de estudio, se definió una caja comprendida entre 37°N , 47°N , 20°W y la costa. La caja tiene tres capas que coinciden con los dominios de las masas de agua citadas anteriormente (ENACW, MW, LSW). Los transportes de volumen fueron tomados de Saunders (1982)²⁶. Las concentraciones de C_{ANT} están referidas al año 1990 de acuerdo con las tasas anuales obtenidas y mostradas en la figura anterior.

Table.- Mass transport, in Sverdrup ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), through the three walls of the box comprised within 37°N - 47°N , 20°W and the Iberian Peninsula coast. Transports, with an error estimate $\pm 30\%$, were taken from Saunders (1982). Positive transport values indicate fluxes into the box, conversely negative values indicate outflows. 1990-referred concentrations of C_{ANT} for the different layers were calculated according to the annual rates of C_{ANT} increase given in figure 4. Advected C_{ANT} rates were calculated multiplying the transports by the previous C_{ANT} concentrations. The errors of the advected C_{ANT} and total C_{ANT} storage rates were calculated from an error propagation analysis, including the transport and the C_{ANT} estimation errors.

Box layers	Transport (Sv)			C_{ANT} ($\mu\text{mol.kg}^{-1}$)			advected C_{ANT} rates	Total C_{ANT} storage rates
	(Saunders, 1982)			For 1990				
Pressure (db)	N	S	W	N	S	W	$\text{Mmol} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{y}^{-1}$	$\text{mmol} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{y}^{-1}$
0-700	-1	-4.5	+5.5	44	42	43	0.18 ± 0.05	0.85 ± 0.12
700-1400	-2.5	+2	+0.5	31	36	29	0.39 ± 0.13	0.31 ± 0.10
1400-2000	+6	-2	-4	16	18	14	0.12 ± 0.07	0.23 ± 0.13

La tabla muestra las tasas de C_{ANT} advectadas y almacenadas. En la capa de aguas centrales, la tasa de advección ($0.18 \text{ mmol}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{a}^{-1}$) contribuye solamente con un 21% al C_{ANT} almacenado ($0.85 \text{ mmol}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{a}^{-1}$). Así pues, el restante 79% es la entrada de C_{ANT} antropogénico ($0.67 \text{ mmol}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{a}^{-1}$) que penetra a través de la interfase aire-mar en la caja. Esta tasa de captación de C_{ANT} ($0.48 \text{ mmol}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{a}^{-1}$) es la esperada teniendo en cuenta una capa de mezcla de 500m pero menor a la calculada en el Atlántico Noreste en la zona NADR ($0.76 \text{ mol m}^{-2} \text{ a}^{-1}$) usando las constantes de Wanninkhof (1992)¹³. Si comparamos con los flujos de intercambio de CO_2 calculados con las constantes de Liss y Merlivat (1986)¹⁴, las tasas son más coincidentes ($0.43 \text{ mol m}^{-2} \text{ a}^{-1}$)

Como resumen de este apartado, destacamos que la mitad de la entrada de CO_2 en la capa mas superficial se corresponde a una captación directa de CO_2 antropogénico ($0,48 \text{ mol m}^{-2} \text{ a}^{-1}$), mientras que la otra mitad entra por advección. El C_{ANT} advectado por el Agua Mediterránea en el área que representa el 59% ($0,27 \text{ mol m}^{-2} \text{ a}^{-1}$), mientras que el Agua de Labrador solo constituye un 15% ($0,07 \text{ mol m}^{-2} \text{ a}^{-1}$). El particular mecanismo de formación del Agua Mediterránea explica esos altos contenidos de C_{ANT} advectado. Cuando el Agua Mediterránea se forma en el Golfo de Cádiz, un 85% de Agua Central entra por hundimiento del vertido de Agua Mediterránea. Las aguas centrales tienen alrededor de $50 \mu\text{mol kg}^{-1}$, por tanto esta entrañamiento representa $0,07 \text{ Gt C a}^{-1}$, lo cual es alrededor del 26% del C_{ANT} transportado por la circulación termohalina en el Atlántico Norte.

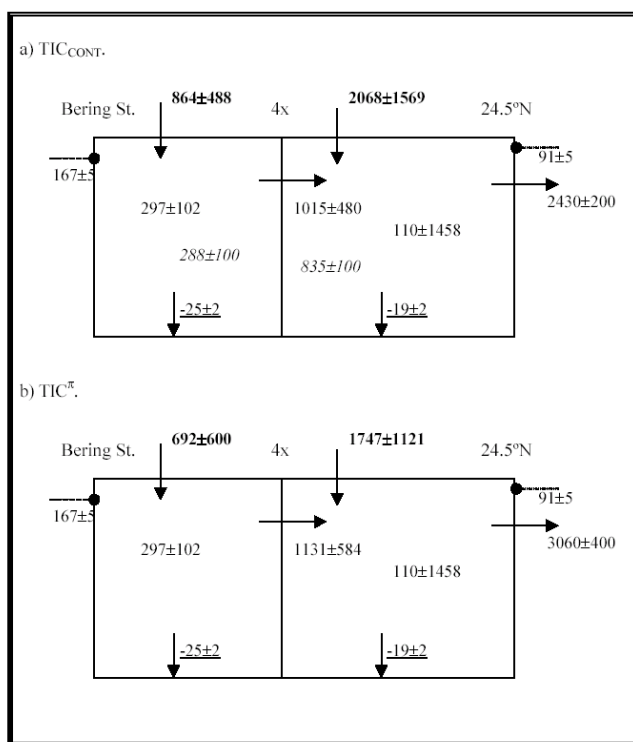
3. Transporte de CO_2 a través de secciones zonales.

El tercer método para estimar la entrada de CO_2 antropogénico a través de la interfase atmósfera-océano es algo mas complicada. Como ejemplo mostramos un estudio²⁷ realizado usando los datos de las líneas WOCE (World Ocean Circulation Experiment) A25 entre Vigo y Groenlandia realizada en 1997 y A5 llevada a cabo entre Canarias y Miami en 1992.

El transporte de Carbono Inorgánico Total (TIC), Alcalinidad Total (TA) y Carbono antropogénico (C_{ANT}) fue calculado a través de las secciones. La determinación del campo de velocidad a través de la sección se obtuvo usando un modelo inverso cuyos forzamientos usados fueron conservación de masa y sal. Además se incluyó el forzamiento el flujo de silicato con objeto de igualar las entradas de los ríos al norte de la sección. Los resultados obtenidos mostraron un transporte de alcalinidad despreciable, mientras que el carbono inorgánico total es transportado hacia el sur y el carbono antropogénico hacia el norte.

Combinando los resultados de ambas secciones^{27,28}, se obtiene el balance de carbono en el Atlántico Norte. La siguiente figura muestra en el primer panel el balance de carbono inorgánico contemporáneo y el panel inferior el del carbono inorgánico pre-industrial. En este balance están incluidos el aporte de los ríos, los procesos de producción biológica de carbono y la sedimentación de carbonato cálcico. Los resultados muestran que el océano Atlántico al norte de 24.5°N actúa como un fuerte sumidero de CO_2 atmosférico en ambas épocas actualmente y en la pre-industrial. En la zona entre ambas secciones podemos apreciar que la diferencia de la entrada por superficie del océano entre el TIC contemporáneo (2068 kmol s^{-1}) y el pre-industrial (1747 kmol s^{-1}) nos da la tasa de entrada de carbono antropogénico (321 kmol s^{-1}). Teniendo en cuenta el área de la zona ($20,4751\cdot 10^{12} \text{ m}^2$) y la equivalencia de unidades se obtiene una tasa de

0.49 mol m⁻² a⁻¹ coincidente con la obtenida utilizando la evolución de la entrada de C_{ANT} realizada a partir de una serie temporal de 20 años.



Schematic summary of the inorganic carbon budgets in the North Atlantic. These budgets take into account the transports across sections (plain numbers), the contribution of the river runoff (point-ended arrows and plain numbers), the carbonate sedimentation (arrows and underlined numbers), the net production (plain numbers) of inorganic carbon, a minus (plus) stands for consumption (production) of inorganic carbon within each defined box, and finally the storage of anthropogenic carbon (italic numbers). The air-sea fluxes are the calculated term (indicated by arrows and bold numbers). All the rates are in kmol·s⁻¹ (1GtC·y⁻¹ = 2642 kmol·s⁻¹). Budgets for (a) the contemporary Total Inorganic Carbon (TIC_{CONT}) and (b) pre-industrial Total Inorganic Carbon (TIC^{pi}).

Por otro lado, existen diferentes modelos de captación de CO₂ atmosférico por parte del océano. Orr et al- (2001)²⁹ realizó estimaciones de captación de carbono antropogénico a partir de cuatro modelos globales oceánicos tridimensionales. En la siguiente tabla se recoge un resumen de las tasas obtenidas utilizando los tres diferentes métodos anteriormente expuestos y la comparación con los modelos recogidos por Orr et al. (2001)²⁹ en un rango de latitud aproximada a las zonas de muestreo.

Captación de CO₂ antropogénico a través de la atmósfera en el Atlántico Norte

Modelo de estimación		mol m ⁻² a ⁻¹
Agua de Superficie (largo-término: fCO ₂)	Wanninkhof	0.76
	Liss y Merlivat	0.43
Columna de Agua (largo-término: C _T , TA)		0.48
Columna de Agua (Transporte a través de secciones)		0.49
Modelos (Orr et al., 2001)	Max Planck Institute = MPI	0.41
	Hadley Centre	0.40
	Princeton/GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Lab.)	0.30
	Institut Pierre Simon Laplace = IPSL	0.22

A la vista de los resultados se puede concluir que hay una buena concordancia entre estimaciones directas e indirectas de las tasas de captación de CO₂ antropogénico. Sin embargo existen algunas discrepancias en estimaciones directas e indirectas de las tasas de captación de CO₂ dependiendo de los coeficientes de intercambio utilizados y que las zonas de estudio son diferentes. En cuanto a los modelos se ajustan bien con las tasas de captación de CO₂ obtenidas por estimaciones con datos de campo, pero otros modelos subestiman las tasas de captación de CO₂. Por lo tanto se necesitan más estudios para ajustar estas diferencias entre flujos, depósitos, transportes y modelos.

FUTURO

Por lo visto anteriormente se necesitan mas estudios. De acuerdo con el balance global del ciclo de carbono y la perturbación antropogénica, la actual fracción de captación oceánica es solamente de un tercio de las emisiones de CO₂ a la atmósfera. Si bien se ha estimado que el 90% de estas emisiones serán captados por el océano a escala de varios miles de años.

Para abordar los problemas en un futuro se han diseñado una serie de muestreos tanto en aguas superficiales usando buques de oportunidad como en la columna de agua mediante secciones que cubren todos los océanos. Este diseño es fruto de una reunión mantenida en Paris en 2003 con objeto de discutir la coordinación de medidas en continuo de pCO₂ y de las secciones hidrográficas repetidas, como una primera actividad de un Proyecto Piloto del SCOR-IOC (Scientific Committee on Oceanic Research/Intergovernmental Oceanographic Commission) Advisory Panel on Ocean CO₂. Estas actividades están incluidas en el International Ocean Carbon Coordination Programme (IOCCP; <http://ioc.unesco.org/ioccp/>).

Con la misma filosofía de trabajo coordinado bajo un objetivo común se presentó el proyecto CARBOOCEAN en la convocatoria del VI Programa Marco de la Unión Europea y que en este momento se encuentra en fase de negociación. El objetivo global de ese proyecto es evaluar con precisión las fuentes y sumideros del carbono marino en los Océanos Atlántico y Circumpolar Antártico.

Notas

*La presión parcial es un concepto apropiado para gases ideales. Para gases reales se utiliza el concepto de fugacidad. La relación $f\text{CO}_2/p\text{CO}_2$ varía entre ~ 0.996 y ~ 0.997 en un rango de temperatura entre 0-30°C.

Bibliografía

1. Keeling, C.D., Whorf, T.P., Wahlen, M., van der Plicht, J., 1995. Interannual extremes in the rate of rise of atmospheric carbon dioxide since 1980. *Nature*, 375, 666-670.
2. Siegenthaler, U., Sarmiento, J.L., 1993. Atmospheric carbon dioxide and the ocean. *Nature*, 365, 119-125.
3. Takahashi, K., 1989. The Carbon dioxide puzzle. *Oceanus*, 32: 22-29.
4. Broecker, W.S. 1991. The Great Ocean Conveyor. *Oceanography*, 4: 79-89.
5. Takahashi, T., S.C. Sutherland, C. Sweeney, A. Poisson, N. Metzl, B. Tilbrook, N. Bates, R. Wanninkhof, R.A. Feely, C. Sabine, J. Olafsson, Y. Nojiri. 2002. Global sea-air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal biological and temperature effects. *Deep-Sea Res. II*, 49, 1601-1622.
6. Sabine C.L., Heimann M., Artaxo P., Bakker D., Arthur Chen C-T, Field C.B., Gruber N., LeQuere C., Prinn R.G., Richey J.E., Romero-Lanko P., Sathaye J., Valentini R. 2004a. Current status and past trends of the global carbon cycle. In: *The Global Carbon Cycle: Integrating Humans, Climate and the Natural World*, Field C, Raupach M, (Eds.). Island Press, Washington, DC, pp. 17-44.
7. Sabine C.L., Feely R.A., Gruber N., Key R.M., Lee K., Bullister J.L., Wanninkhof R., Wong C.S., Wallace D.W.R., Tilbrook B., Millero F.J., Peng T.-H., Kozyr A., Ono T., Ríos A.F. 2004b. The oceanic sink for anthropogenic CO₂. *Science* (en prensa)
8. Ríos A.F., Pérez F.F., Álvarez M., Mintrop L., González-Dávila M., Santana Casiano J.M., Lefèvre N., Watson A.J.. Seasonal sea-surface carbon dioxide in the Azores area. *Marine Chemistry* (enviado)
9. Schmitz, W.J., Jr., 1996. On the World Ocean Circulation: Volume I. Some Global Features/North Atlantic Circulation. Woods Hole Oceanographic Institution. Technical Report WHOI-96-03, 141 pp.
10. Pingree, R., 2002. Ocean structure and climate (Eastern North Atlantic): in situ measurement and remote sensing (altimeter). *Journal Marine Biological Association U.K.*, 82, 681-707.
11. Longhurst, A., S. Sathyendranath, T. Platt, and C. Caverhill . 1995. An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data, *J. Plankton Res.*, 17(6), 1245– 1271.
12. Lefèvre, N., A.J. Watson, A. Olsen, A.F. Ríos, F.F. Pérez, T. Johannessen, 2004, A decrease in the sink for atmospheric CO₂ in the North Atlantic, *Geophysical Research Letters.*, 31, L07306, doi:10.1029/2003GL018957.
13. Wanninkhof, R., 1992. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *J. Geophys. Res.*, 97, 7,373-7,383.
14. Liss, P.S., Merlivat, L., 1986. Air-sea gas exchange rates: Introduction and synthesis in: *The role of air-sea exchange in geochemical cycling...* Buat-Ménard, P.D. Reidel Publishing Company., 113-127.
15. Ríos, A.F., F.F. Pérez, F. Fraga. 2001. Long-term (1977–1997) measurements of carbon dioxide in the Eastern North Atlantic: evaluation of anthropogenic input. *Deep-Sea Research II* 48, 2227–2239.

16. Chen , C.T.A., Pytkowicz , R.M., 1979. On the total CO₂-titration alkalinity-oxygen system in the Pacific ocean. *Nature*, 281, 362-365.
17. Gruber, N., Sarmiento, J.L., Stocker, T.F., 1996. An improved method for detecting anthropogenic CO₂ in the oceans. *Global Biogeochemical Cycles*, 10, 809-837.
18. Pérez, F.F., Álvarez, M., Ríos, A.F. 2002. Improvements on the back-calculation technique for estimating anthropogenic CO₂. *Deep-Sea Research I*, 49: 859-875.
19. Broecker, W.S., Peng, T.-H., 1982. *Tracers in the Sea*. Columbia University. Eldigio Press. New York, 690 pp.
20. Chen , C.T., Millero, F., 1979. Gradual increase of oceanic CO₂. *Nature*, 277, 205-206.
21. Poisson, A., Chen, C.T.A., 1987. Why is there little anthropogenic CO₂ in the Antarctic Bottom water?. *Deep-Sea Research I*, 34, 1255-1275.
22. UNESCO, 1986. Progress on oceanographic tables and standards 1983-1986. Work and recomendations of UNESCO/SCOR/ICES/IAPSO Joint panel. UNESCO Technical Papers in Marine Science, 50.
23. Anderson, L.A., Sarmiento, J.L., 1994. Redfield ratios of remineralization determined by nutrient data analysis. *Global Biogeochemical Cycles*, 8, 65-80.
24. Mehrbach, C., Culberson, C.H., Hawley, J.E., Pytkowicz, R.M., 1973. Measurement of the apparent dissociation constants of carbonic acid in seawater at atmospheric pressure. *Limnology and Oceanography*, 18, 897-907.
25. Paillet, J., Arhan, M., 1996. Shallow Pycnoclines and Mode Water Subduction in the Eastern North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, 26, 96-114.
26. Saunders, P.M., 1982. Circulation in the eastern North Atlantic. *Journal of Marine Research*, 40, 641-657.
27. Álvarez, M, A.F. Ríos, F.F. Pérez, G. Rosón and H.L. Bryden. 2003. Transports and budgets of total inorganic carbon In the subpolar and temperate North Atlantic. *Global Biogeochemical Cycles* **17**(1), 1002–1029.
28. Rosón. G. A.F. Ríos, A. Lavín, F.F. Pérez, and H.K. Bryden. 2003. Carbon distributrion and fluxes in the subtropical North Atlantic Ocean (24.5°N) . *Journal Geophysical Research*, **108** C5,3144–3158.
29. Orr J.C., Maier-Reimer E., Mikolajewicz U., Monfray P., Sarmiento J.L., Toggweiler J. R., Taylor N.K., Palmer J., Gruber N., Sabine C.L., C. Le Quéré, Key R.M., Boutin J. 2001. Estimates of anthropogenic carbon uptake from four three-dimensional global ocean models. *Global Biogeochemical Cycles*, 15:43-60.