

BIO DIVERSIDAD

“á-cido” un placer conocerte

Paulo César Tigreros Benavides
Andrés Franco Herrera



UNIVERSIDAD DE BOGOTÁ
JORGE TADEO LOZANO

BIO DIVERSIDAD

“á-cido” un placer conocerte



UNIVERSIDAD DE BOGOTÁ
JORGE TADEO LOZANO

Tigreros Benavides, Paulo César

Biodiversidad: "a-cido" un placer conocerte / Paulo César Tigreros Benavides, Andrés Franco Herrera. – Bogotá: Universidad de Bogotá Jorge Tadeo Lozano, 2012. 124 p.:il. (algunas col.); 24 cm.

ISBN: 978-958-725-104-3

1. DIVERSIDAD BIOLÓGICA. 2. ECOSISTEMAS MARINOS.
3. ECOSISTEMAS COSTEROS. 4. ECOLOGÍA MARINA.
5. CAMBIOS CLIMÁTICOS. I. Franco Herrera, Andrés. III. tit.

cbd577.727*t568"

©Fundación Universidad de Bogotá Jorge Tadeo Lozano
Carrera 4 N° 22-61 / PBX: 2427030 / www.utadeo.edu.co

BIO
DIVERSIDAD

"a-cido" un placer conocerte

ISBN: 978-958-725-104-3

Primera edición: 2012

RECTORA:

Cecilia María Veléz White

VICERRECTOR ACADÉMICO:

Diógenes Campos Romero

DIRECTOR DE INVESTIGACIÓN, CREATIVIDAD E INNOVACIÓN:

Manuel García Valderrama

DECANO FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES E INGENIERÍA:

José Daniel Bogoya Maldonado

DECANO PROGRAMA DE BIOLOGÍA MARINA:

Iván Rey Carrasco

DIRECTOR SEDE SANTA MARTA:

Hernando Valencia Abdala

DIRECTOR (E) DE PUBLICACIONES:

Jaime Melo Castiblanco

COORDINADOR EDITORIAL:

Henry Colmenares Melgarejo

REVISIÓN DE TEXTOS:

Henry Colmenares Melgarejo

DISEÑO DE CARÁTULA:

Samuel A. Fernández Castro

CONCEPTO, DISEÑO GRÁFICO Y DIAGRAMACIÓN:

Samuel A. Fernández Castro

RETOQUE DE IMÁGENES:

Samuel A. Fernández Castro

BIO DIVERSIDAD

“á-cido” un placer conocerte

Paulo César Tigeros Benavides
Andrés Franco Herrera



UNIVERSIDAD DE BOGOTÁ
JORGE TADEO LOZANO

CONTENIDO

PRESENTACIÓN	9
UNA APROXIMACIÓN AL CICLO DEL CARBONO, LA CIRCULACIÓN TERMOHALINA Y EL CARIBE COLOMBIANO	11
EL CAMBIO CLIMÁTICO Y LA BIODIVERSIDAD	23
ECOSISTEMAS MARINO-COSTEROS EN COLOMBIA Y DIFERENTES PUNTOS DE VISTA SOBRE EL POTENCIAL EFECTO DE LA ACIDIFICACIÓN	37
Arrecifes coralinos	39
Ecosistemas de manglar y bosques de transición	45
Sistemas de playas y acantilados	48
Estuarios, deltas y lagunas costeras	50
Lechos de pastos marinos o praderas de fanerógamas	53
Fondos blandos de la plataforma continental	56
Ecosistema pelágico	58
Zooplancton	58
Fitoplancton	63
El origen de las diatomeas	69
Respuesta de los productores primarios a la acidificación oceánica	71
Plancton calcificante	77

<i>Otras formas fitoplanctónicas</i>	80
<i>Bacterias</i>	85
INCERTIDUMBRES	87
REFLEXIÓN FINAL	95
BIBLIOGRAFÍA	99

PRESENTACIÓN

A través de las últimas dos décadas, la sociedad colombiana ha venido tomando conciencia de la problemática del calentamiento de la Tierra y los potenciales impactos que se pueden generar sobre la economía, la cultura y en las riquezas de flora y fauna terrestres y marinas. Inundaciones como las sufridas en el país a finales de 2010, incendios forestales, descongelamiento de los nevados, procesos erosivos en las costas, son solo algunos de los efectos que la nación viene ya sintiendo y que son comunes para la mayoría de los países del mundo, pero que día a día incrementan la preocupación así como la sensibilidad de los colombianos frente a esta problemática. También ya se vislumbra en la conciencia nacional que los océanos pueden ser afectados por el calentamiento global, pero a su vez pueden constituir una fuente de solución o de mitigación a los acelerados cambios que el hombre hace sobre el planeta. Con el fin de afianzar el valor de los océanos, este texto busca profundizar sobre el efecto potencial de esta problemática global en la biodiversidad marina. No hay que olvidar que Colombia es uno de los cinco países en el mundo con mayor riqueza de especies de vertebrados e invertebrados, por lo cual, hacer un alto en el camino que permita reflexionar y encadenar biodiversidad con calentamiento global es, más que una necesidad para el país, una obligación. De esta forma el presente libro busca de una manera sencilla, pero a su vez crítica y reflexiva, generar una serie de conceptos básicos de la dinámica de los océanos, el ciclo del carbono y la circulación de las aguas a lo largo de los diferentes mares del mundo, que permitan contextualizar los mares colombianos en la problemática mundial. Posteriormente, bajo el entendido de que nuestro planeta es un sistema dinámico en permanente cambio, se constata el posible efecto que el cambio climático ha tenido o tendría sobre la biodiversidad marina. Es acá donde con una exhaustiva revisión bibliográfica, se coteja el impacto que podría presentarse en los

arrecifes coralinos, el ecosistema de manglar y los bosques de transición, los sistemas de playas, los acantilados, los estuarios, los deltas y lagunas costeras, los lechos de pastos marinos o praderas de fanerógamas, los fondos blandos y el ecosistema pelágico, donde se hace una mayor profundización a la comunidad fitoplanctónica, fuente de materia orgánica y principal vector en la captación de CO_2 antropogénico en la atmósfera. No cabe duda que la lectura de esta revisión bibliográfica deja la sensación de que no siempre los procesos de calentamiento global, el incremento de CO_2 o la acidificación oceánica, son negativos para los ecosistemas, sino que en ocasiones pueden traer impactos positivos sobre la dinámica de algunas poblaciones marinas del planeta. Con esto no se quiere decir que el calentamiento global sea algo favorable para la Tierra, pero la reflexión final y la invitación al lector es que, a medida que se avanza en el conocimiento de esta problemática en los ecosistemas marinos y se integra la información de distintas áreas del mundo, son más los interrogantes e incertidumbres que surgen sobre el daño/beneficio que eventualmente se pueda causar sobre la biodiversidad marina, que una conclusión contundente que indique que la biodiversidad va hacia su extinción.

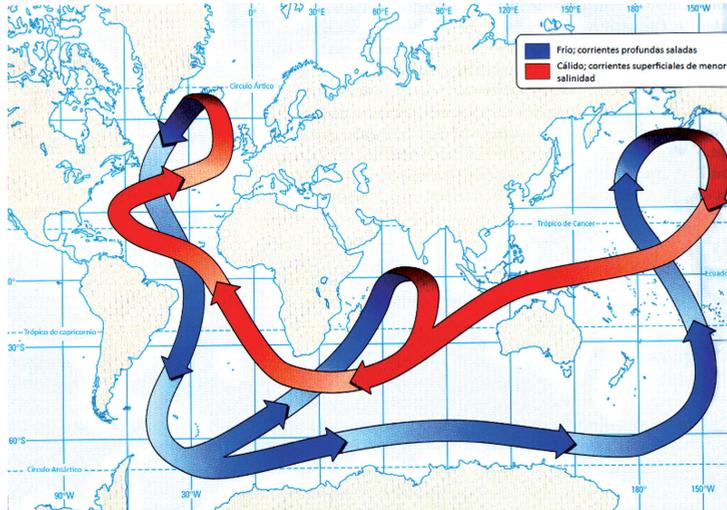
Este documento surge como un aporte a la comunidad en general proveniente de las investigaciones que la Universidad de Bogotá Jorge Tadeo Lozano, Sede Santa Marta, a través de su Grupo de Investigación Dinámica y Manejo de Ecosistemas Marino-Costeros (DIMARCO), viene haciendo sobre la problemática de acidificación marina en mares tropicales.

**UNA APROXIMACIÓN
AL CICLO DEL CARBONO,
LA CIRCULACIÓN TERMOHALINA
Y EL CARIBE COLOMBIANO**

La atmósfera está conformada principalmente por nitrógeno (78 %), oxígeno (21 %) y argón (~ 1 %). El dióxido de carbono (CO₂) constituye solamente ~ 0,038 % del total (380 ppm o μatm en unidades de presión parcial); pese a esta pequeña fracción, su solubilidad en el agua de mar es mayor que la del nitrógeno y la del oxígeno, aunque esta generalmente disminuye con el aumento de temperatura y salinidad, y se incrementa a medida que se acentúa la presión-profundidad (Álvarez-Borrego, 2007). Todos los océanos del mundo presentan una circulación profunda termohalina, la cual los conecta a manera de una gran cinta transportadora (figura 1). Aguas saladas y cálidas, que parten de las regiones ecuatoriales, por ejemplo del Golfo de México, inician un recorrido horizontal también conocido como corriente de volcamiento meridional (MOC, por sus siglas en inglés) que alcanza altas latitudes en el Atlántico Norte, transfiriendo calor hacia la atmósfera, por lo que al disminuir su temperatura por el gradiente latitudinal e incrementar su densidad se hunden a grandes profundidades (*i.e.* formación de las Aguas Profundas del Atlántico Norte – APAN), donde comienzan su recorrido hacia el sur para unirse con las aguas frías profundas recién formadas en la Antártida, accediendo a los océanos Índico y Pacífico, ascendiendo y retornando al Atlántico por el Cabo de Buena Esperanza, y finalmente alcanzando de nuevo el Atlántico Norte donde se enfriarán, hundirán y comenzarán de nuevo el ciclo en un viaje que puede tardar mil años (Duarte *et al.*, 2006).

Los cambios climáticos alteran el balance de agua dulce en el Atlántico Norte. De esta manera cuando la temperatura del aire se incrementa, las aguas superficiales también lo hacen, siendo este efecto mayor en altas latitudes por deshielo debido al calentamiento. El ciclo hidrológico puede verse acelerado en una atmósfera cálida ya que el caudal de

Figura 1. Representación esquemática de la circulación termohalina del océano (adaptada de Spaulding y Namowitz, 2003).



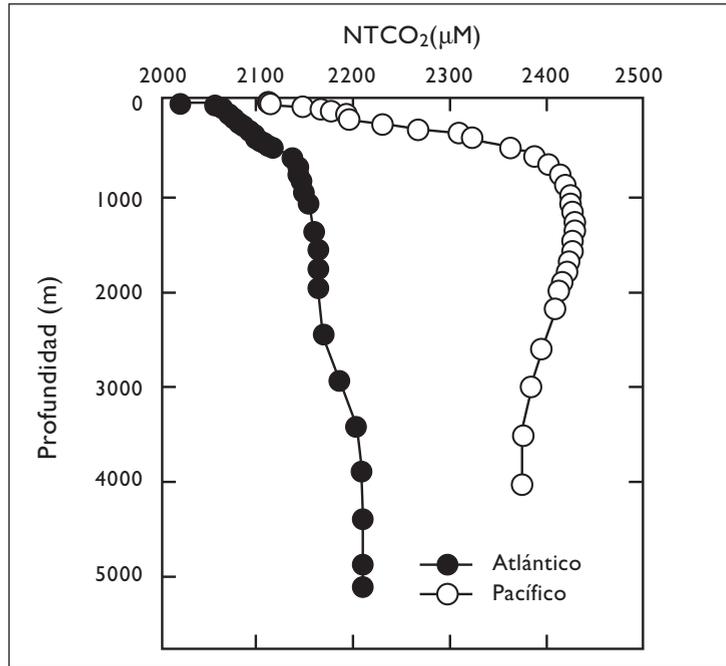
los ríos crece. Así, en un futuro, el agua de mar en sus zonas de formación será cada vez más cálida y menos salada, siendo su densidad menor. Este hecho provocará una ralentización de la circulación termohalina, llegando incluso al colapso, el cual puede tener importantes consecuencias sobre el clima global, con un enfriamiento de hasta 7°C en latitudes altas del Hemisferio Norte y un calentamiento de 1 a 2°C en el Hemisferio Sur; lo anterior incluso se soporta por el examen de paleoindicadores, que muestran una relación entre cambios bruscos en climas pasados y alteraciones de la circulación termohalina (Duarte *et al.*, 2006). Esta dulcificación de la circulación termohalina ya ha sucedido en el pasado, durante el período “Younger Dryas”, cuando grandes cantidades de agua dulce fueron vertidas al océano Atlántico por los lagos Agassiz y Ojibway que cubrían parte de América del Norte y Canadá (Montoya, 2009).

Las aguas que inician este viaje se conocen como “aguas nuevas” debido a que su contenido de materia orgánica oxidable es poco. En profundidad, esta materia se degrada

y los exoesqueletos de CaCO_3 se disuelven, exhibiendo el contenido de CO_2 un incremento en la dirección de la circulación del agua. Se ha propuesto por autores como Millero (2006) y Broecker (1974), que los más altos valores de CO_2 pertenecen a las aguas intermedias y profundas del Pacífico Tropical Oriental, las cuales se consideran “agua viejas” en el recorrido que iniciaron en la circulación termohalina ya que han tenido más tiempo para acumular este gas debido a la oxidación microbial, estimando que el contenido de carbono orgánico disuelto fuese un 10 % mayor en relación con el Atlántico (figura 2).

Lo anterior indudablemente contrasta con lo expuesto por Sabine *et al.* (2004) quienes comprobaron que las más altas concentraciones integradas verticalmente se encuentran en el Atlántico Norte, donde se almacena el 23 % del CO_2 antropogénico global, a pesar de que solo cubre el 15 % del área de todos los océanos. Al contrario, el océano Sur a 50° S exhibe cantidades integradas muy bajas conteniendo solamente el 9 % del inventario global. Más del 40 % se encuentra en la región comprendida entre los 50° S y 14° S debido a las más altas concentraciones integradas verticalmente y a la mayor área oceánica en esta franja latitudinal. Cerca del 60 % del CO_2 antropogénico es almacenado en los océanos del Hemisferio Sur, lo cual se debe a la amplitud de su área (figura 3). A la misma conclusión ha llegado la agencia estatal de España, Consejo Superior de Investigaciones Científicas – CSIC, quienes a partir de medidas directas de flujos de intercambio de CO_2 en superficie y del inventario de CO_2 antropogénico acumulado en la columna de agua, identificaron que el Atlántico Norte desempeña un papel muy importante en el secuestro de CO_2 (Duarte *et al.*, 2006). Igual función se atribuye al Atlántico Sur donde Ríos *et al.* (2010) confirmaron una tendencia creciente al sur del Ecuador.

Figura 2. Perfiles de profundidad de dióxido de carbono total normalizado (NTCO₂) en los océanos Atlántico y Pacífico. La normalización corrige el efecto de la salinidad en la solubilidad del gas (adaptada de Millero, 2006).



En regiones donde el agua aflora, como ocurre en las grandes surgencias de la divergencia tropical, el calentamiento de las aguas causa que miles de millones de toneladas de CO₂ se transfieran a la atmósfera. Por otro lado, los procesos biológicos que consumen este gas en superficie resultan en el traspaso de la atmósfera al agua. En el tiempo geológico dichos procesos, efectuados por organismos agrupados en el fitoplancton, han removido más del 99 % del CO₂ que ha entrado a la atmósfera por actividad volcánica y lo ha sedimentado al fondo marino formando rocas calcáreas y combustibles fósiles (Álvarez-Borrego, 2007). El mismo autor propone que en sentido estricto no se podría hablar de un "ciclo" ya que en la escala geológica lo que ha removido al carbono ha sido un proceso lineal de secuestro continuo: volcanes-atmósfera-agua-sedimentos. No obstante, las fuentes de CO₂ en la actualidad no solo se basan en el aporte de la actividad volcánica.

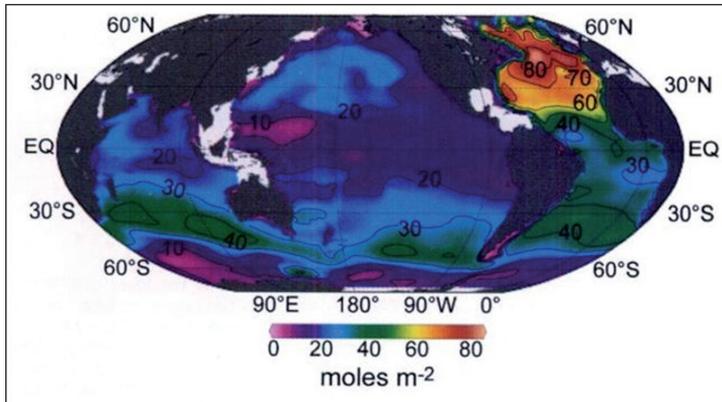


Figura 3. Inventario de CO₂ antropogénico en el océano (mol m⁻²) con base a datos derivados de los programas World Ocean Circulation Experiment - WOCE y U.S. Joint Global Ocean Flux Study - U.S. JGOFS en 1990. Altos inventarios están asociados con formación de agua profunda en el Atlántico Norte y formación de aguas intermedias y modales entre 30° y 50° S. El inventario total oceánico entre 1980 y 1994 fue de 118 ± 19 Pg C (1 Pg = 10¹⁵ g) (tomada de Sabine *et al.*, 2004).

La absorción y posterior liberación de este gas a la atmósfera en zonas de surgencia toma importancia al detectar señales de aguas afloradas corrosivas como ocurre en el Pacífico Norte. Si bien, muchas de las características corrosivas de estas aguas resultan de procesos naturales de respiración a profundidades intermedias por debajo de la zona eufótica, dicha región continúa acumulando CO₂ antropogénico y, por tanto, los procesos de afloramiento podrían exponer a los organismos costeros de la columna de agua o del lecho marino a aguas menos saturadas, lo que agrava los impactos biológicos de la acidificación del océano (Feely *et al.*, 2008). Para aguas del Caribe colombiano, Rojas (1996) supuso con base al conocimiento general global, que la surgencia actuaría como fuente de CO₂, y consideró que en el océano Pacífico al presentarse mayor productividad de fitoplancton, el proceso de intercambio de CO₂ atribuible a la bomba biológica sería significativo en comparación con el Caribe, actuando el Pacífico como sumidero.

Históricamente los mares tropicales no han sido tenidos en cuenta en el papel de “secuestro” de CO₂ ya que su alta temperatura, en relación a las aguas frías o de altas latitudes, podría imposibilitarlos debido a que, en términos generales,

se tiene establecido que la dirección del flujo de este gas entre la atmósfera y el océano está determinada por la diferencia entre las presiones parciales ($p\text{CO}_2$) en ambos medios (Rojas, 1996), por lo que las altas temperaturas del trópico aumentarían la $p\text{CO}_2$ en el agua y como consecuencia disminuirían su solubilidad, comportándose estos sectores como fuentes. Por esta razón, las áreas polares y frías actúan como principales sumideros de CO_2 , entendiendo este concepto como cualquier proceso, actividad o mecanismo que retire de la atmósfera un aerosol, gas o un precursor de gases de efecto invernadero – GEI, por un período de tiempo relevante climáticamente (Duarte *et al.*, 2006).

En teoría, el mar Caribe colombiano presenta condiciones propicias que le dan la capacidad de albergar una mayor cantidad de CO_2 como son el afloramiento de aguas con una menor carga de materia orgánica oxidable pertenecientes a la "Masa de Agua Subtropical Sumergida – MASS" (Bula-Meyer, 1990) y temperaturas frías asociadas a estos afloramientos (Franco, 2005). Dentro de los aspectos que en el mar contribuyen a la absorción y liberación de CO_2 , se encuentran eventos a nivel global como el que sucede en el océano Pacífico ecuatoriano y peruano donde ocurren fases cálidas y frías conocidas como "El Niño Oscilación del Sur – ENOS", el cual involucra dos etapas opuestas, pero que interactúan estrechamente, a menudo referidas como eventos cálidos o El Niño y eventos fríos o La Niña (a veces denominados anti-El Niño). Durante El Niño, nubosidad y convección son generadas por una banda de aguas anómalamente cálidas que se desarrollan a lo largo del Pacífico Central y Oriental, con una presión atmosférica más baja de lo normal ocurriendo en el Pacífico Oriental y una más alta de lo normal en la región de Australasia, generando amplias lluvias sobre el Pacífico Ecuatorial (Allan *et al.*, 1996), disminución del flujo de los vientos alisios y aumento en la temperatura superficial del

mar (TSS, por sus siglas en inglés), cuyo efecto es la disminución de la $p\text{CO}_2$, causando su liberación. Por el contrario, en la fase asociada a La Niña se presentan condiciones inversas, que en teoría facilitarían su absorción.

En el Caribe colombiano, aunque no se han estudiado con detalle los cambios generados por los eventos El Niño y La Niña, se han detectado modificaciones en los ciclos climáticos que pueden influenciar las condiciones oceanográficas (Lozano-Duque *et al.*, 2010). Una comparación entre la variabilidad climática de los océanos Pacífico y Atlántico revela que mientras el primero es dominado por el ENOS, en el segundo rige la Zona de Convergencia Intertropical – ZCIT, la cual genera los gradientes de TSS (Xie *et al.*, 1999). Saravanan y Chang (2000) analizaron la relación entre la TSS del Atlántico Tropical y el ENOS encontrando que esta es más fuerte en el Atlántico Norte lo que indica que las anomalías de temperaturas cálidas ocurren durante El Niño. Así mismo, estos autores proponen que hacia la parte del Atlántico Tropical Sur, las correlaciones son débilmente negativas, contrastando con lo propuesto por Enfield y Mayer (1997), quienes las reportaron como débilmente positivas.

La Red de Pronósticos y Alertas del Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia – IDEAM, ha venido realizando con una periodicidad mensual el monitoreo de ambos eventos desde septiembre de 2009, evaluando el comportamiento de la precipitación, la temperatura del aire, el estado de cobertura vegetal y los niveles de cuencas, determinando que la tendencia general es que durante El Niño se acentúe la temporada seca de mitad de año especialmente en las regiones Caribe y Andina, contrario a las condiciones que genera en el Pacífico Ecuatorial, provocando en el caso del Caribe, que las lluvias estén entre ligera y moderadamente por debajo de lo normal, aunque en

algunos casos se dan excepciones como ocurrió en El Niño registrado en septiembre de 2009 en el norte de la Península de La Guajira (IDEAM, 2009).

En la costa Caribe de Colombia han sido definidas corrientes ascensionales en dirección a la costa conocidas como surgencias o afloramientos costeros. La historia de su detección data de trabajos publicados desde 1964, de acuerdo a lo expuesto por Bula-Meyer (1985). El área de influencia directa se extiende desde Punta Gallinas en el departamento de La Guajira hasta Puerto Colombia en el departamento del Atlántico (Bula-Meyer, 1990), aunque la ENAP (2005) evidenció su presencia en los bancos de Salmedina en el departamento de Bolívar, concordando con Bula-Meyer (1990) quien mencionó esta posibilidad, aunque de manera transitoria. Como proceso oceanográfico se caracteriza por el ascenso de aguas profundas de entre 120 y 160 m generado por acción de campos de vientos paralelos o perpendiculares a la línea de costa, que se intensifican durante los meses de diciembre a abril, correspondiente a la época climática seca mayor (Franco, 2005). Las aguas de ascenso pertenecen a la MASS la cual se origina hacia los 30° N en el océano Atlántico, donde la evaporación es alta, incrementado la salinidad y ocasionando su hundimiento hasta encontrarse con el "Agua Fría Intermedia" que fluye de las regiones subpolares al Ecuador. Parte de la MASS ingresa al Caribe por las Antillas menores y al ascender produce anomalías físicas con temperaturas de entre 21 °C y 24 °C, salinidades de entre 36,5 y 37,2 (Bula-Meyer, 1990), e incremento en las concentraciones de nutrientes (Franco, 2005).

La presencia de estas aguas en el Caribe colombiano es parte de la ya mencionada circulación termohalina. La MASS se relaciona con estas aguas profundas que a lo largo de su viaje se van enriqueciendo con CO₂ como consecuencia

de la descomposición de la materia orgánica. Por tal razón, como la MASS proviene de aguas recién formadas, existe una capacidad potencial de albergar una mayor cantidad de CO_2 , por tener menor carga de materia orgánica oxidable, convirtiéndose a las aguas afloradas en captadoras viables del mismo. Aunque Rojas (1996), supuso todo lo contrario, mencionó que entre los procesos de transferencia de CO_2 de la atmósfera al océano intervienen, además de la $p\text{CO}_2$, condiciones físicas o el estado de los dos medios en general, dentro de los cuales tienen particular importancia la presión atmosférica, la temperatura del agua, su alcalinidad y en especial el viento, ya que la fricción generada contribuye a la difusión, dándole este último aspecto relevancia al papel del Caribe en la potencial absorción.

Todas estas dudas, contradicciones y vacíos han llevado en la actualidad al Grupo de Investigación Dinámica y Manejo de Ecosistemas Marino-Costeros – DIMARCO (Colciencias; Grupo B), de la Universidad de Bogotá Jorge Tadeo Lozano a evaluar el papel de una región tropical en la absorción o liberación de este gas y su efecto en la comunidad fitoplanctónica como parte del proyecto “Estado de acidificación de la plataforma continental sur del departamento del Magdalena, Caribe centro colombiano - ¿Impactos iniciales del cambio climático global?” siendo hasta la fecha la única institución del país que ha abordado este tema.

**EL CAMBIO CLIMÁTICO
Y LA BIODIVERSIDAD**

El cambio ha sido la norma en la Tierra. En el planeta han ocurrido cinco eventos de extinciones masivas, estados diferentes en donde la vida ha prosperado, disminuido, o experimentado descensos desastrosos. En este último caso, factores intrínsecos o extrínsecos (actividad volcánica o la caída de un gran meteorito, respectivamente) a veces han resultado en condiciones hostiles que han aumentado las tasas de extinción y el colapso de los ecosistemas (Hoegh-Guldberg y Bruno, 2010; Veron, 2008). Estos factores continúan en la actualidad, a menor escala e intensidad, siendo fenómenos naturales que modifican el clima del planeta en el denominado “cambio climático”. Pero la aparición del hombre y el uso de su entorno introdujo un nuevo factor referido a la liberación de GEI implicados en el “calentamiento global” o “cambio climático antropogénico” (figura 4).



Durante los eventos de extinciones masivas el denominador común ha sido el carbono, encontrando en el tiempo factores independientes y dependientes del ciclo de este elemento (tabla 1; figura 5), que han afectado y permanecen actuando directamente en la estructura y el funcionamiento de los ecosistemas. Interés particular ha recibido el efecto del incremento en los niveles de CO_2 sobre los ambientes marinos a causa de la denominada “acidificación oceánica”. En el registro geológico, la analogía más cercana parece localizarse

Figura 4. Factores naturales y antropogénicos forzantes del cambio climático y del calentamiento global en el planeta. (Izquierda: cráter meteorítico de Barringer, en Arizona, EE.UU. que impactó hace 50.000 años; centro: volcán Kilauea en Hawai, EE.UU. actualmente activo; derecha: fábrica en Kawasaki, Japón en febrero de 2005).

en el Máximo Termal del Paleoceno-Eoceno (PETM, por sus siglas en inglés), también conocido como Máximo Termal del Eoceno Temprano o Máximo Termal del Paleoceno Tardío, hace 55,8 millones de años, donde de 2.000 a 7.000 Gton de carbono fueron liberadas en forma de metano (CH_4) y CO_2 , lo cual se encuentra a la par con las 2.180 Gton de carbono existentes en las reservas actuales de combustible fósil en el mundo; sin embargo, la liberación actual es 10 veces más rápida, siendo esta la diferencia, ya que si bien el CO_2 añadido en la superficie es neutralizado por el fondo del mar en un período de 1.000 años, la rápida liberación no permite que esto ocurra por lo que este gas queda acumulado en las capas superficiales (Keer, 2010).

Tabla 1. Factores dependientes e independientes asociados al ciclo del carbono, responsables de las extinciones masivas registradas en el planeta.

Independientes	Dependientes
Actividad solar.	Lluvia ácida.
Destrucción física por cuerpos extraterrestres.	Cambio climático.
"Invierno nuclear" inducido por nubes de polvo.	Calentamiento global.
Cambios en el nivel del mar.	Cambios en la química y en el pH de los océanos debidos al ácido sulfhídrico.
Tectónica de placas.	Cambios en la química y en el pH de los océanos debidos a eventos de oxígeno-anoxia.
Pérdida de área durante regresiones del nivel del mar.	Cambios en la química y en el pH de los océanos debidos al CH_4 y al CO_2 .
Incrementos y descensos en temperatura y salinidad.	
Incidencia de enfermedades y toxinas.	
Incremento en los niveles de ozono y de otros contaminantes fotoquímicos en la tropósfera con el consecuente incremento en los rayos UVB.	
Partículas en suspensión y contaminantes peligrosos en el aire.	

A pesar de estas extinciones, hoy en día se habla de la “biodiversidad del planeta” (Veron, 2008). Aunque es una sola palabra, definir la “biodiversidad” no parece tan sencillo, encontrando conceptos matemáticos, ecológicos o culturales. El conjunto de todos los ambientes o paisajes del planeta constituyen la biosfera, y la gran variedad de seres vivos que forman parte de ella es la biodiversidad. Más extensamente, el WRI *et al.* (1992) la definen como la totalidad de los genes, las especies y los ecosistemas de una región siendo la riqueza actual el producto de cientos de millones de años de evolución histórica. La expansión de la población humana, la conversión asociada al uso de la tierra y los cambios atmosféricos alteran dramáticamente los ecosistemas y a las especies y por lo tanto cambian el estado de la biodiversidad (MacIver, 1998), estando estos procesos conectados entre sí e interactuando la parte terrestre, el océano y la atmósfera.

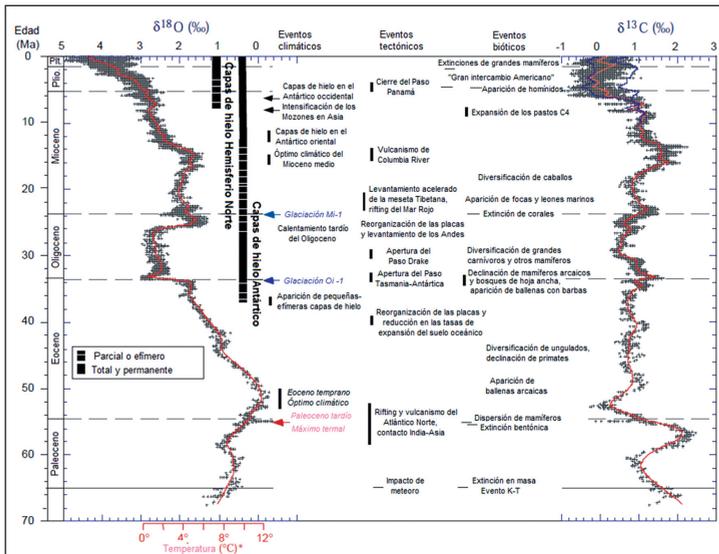


Figura 5. Oxígeno de aguas profundas y registros de isótopos de carbono global a partir de datos recopilados por el “Deep Sea Drilling Project - DSDP” y el “Ocean Drilling Program - ODP” empleando secciones sedimentarias pelágicas (profundidades > 1.000 m). El registro de isótopos de carbono, se obtuvo por separado para el Atlántico (azul) y el Pacífico (negro) sobre el Mioceno medio para ilustrar el aumento en cada cuenca. Antes de 15 Ma, los gradientes entre cuencas son insignificantes o inexistentes (adaptada de Zachos *et al.*, 2001).

Resulta difícil pensar en un proceso de biodiversidad que no esté directa o indirectamente dependiendo de la atmósfera, la cual es dinámica, cambiante, extrema y común a todos los

niveles, desde la célula hasta el ecosistema. Muchos componentes de la biodiversidad están naturalmente adaptados a cierto grado de variabilidad atmosférica y pueden desviarse o encaminarse a la extinción dependiendo de la severidad y de las tasas relativas de cambio atmosférico (Maclver, 1998). La maquinaria de la biosfera ha venido trabajando dentro de dominios caracterizados por límites bien definidos y patrones periódicos pero este funcionamiento está siendo perturbado como consecuencia de la actividad humana (Duarte *et al.*, 2006). El aumento demográfico, con el consecuente desarrollo tecnológico propio de la revolución industrial, está generando alteraciones ambientales considerables que se manifiestan en la modificación de la atmósfera debida a procesos de deforestación y a la contaminación con GEI como el CO₂, los cuales actúan en el calentamiento global (Montoya, 2009). La evidencia actual indica que las actividades humanas están impulsando cambios rápidos los cuales ya están ocurriendo en los océanos del mundo, con consecuencias aparentemente graves (Hoegh-Guldberg y Bruno, 2010).

El CO₂ es un gas empleado por los organismos foto-litoautótrofos oxigénicos y anoxigénicos en el proceso de fotosíntesis, que consiste en la transformación de materia inorgánica (CO₂) y agua, junto con nutrientes y minerales traza, fomentada por la energía lumínica, en materia orgánica aprovechable, con la consecuente liberación de oxígeno. El promedio global de CO₂ atmosférico pasó de 280 ppm al inicio de la revolución industrial en 1759 a unas 381 ppm en el año 2006 (Canadell *et al.*, 2007), siendo este valor el más alto en los últimos 650.000 a 800.000 años (Lüthi *et al.*, 2008; Siegenthaler *et al.*, 2005; Petit *et al.*, 1999) y probablemente durante los últimos 20 millones de años (Pearson y Palmer, 2000). En estas escalas orbitales los amplios cambios en los niveles de carbono (incluyendo el CH₄) acontecen de manera rápida lo cual solo se puede explicar debido al intercambio que

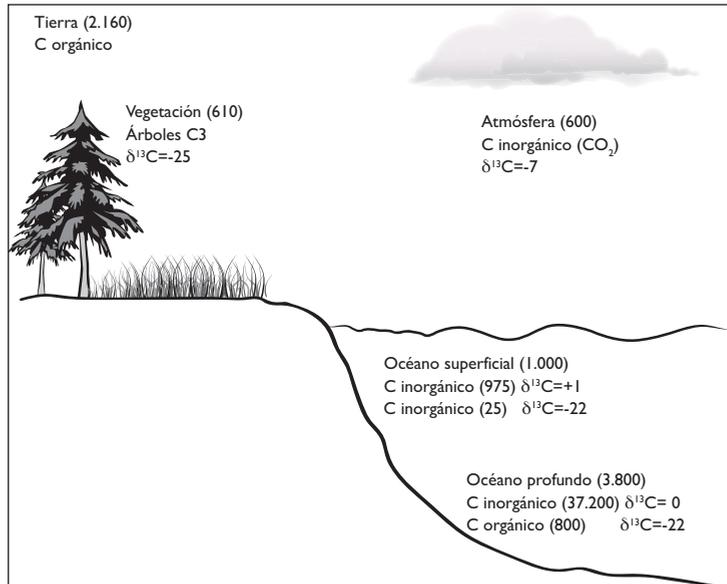
ocurre entre los diferentes reservorios ubicados en la tierra (vegetación), el océano y la atmósfera, a través de los cuales se mueven grandes cantidades de este elemento ya sea como carbono orgánico (materia orgánica viva y/o muerta) o como carbono inorgánico (CO_2 atmosférico o iones disueltos en el agua) (Ruddiman, 2008).

En la naturaleza el carbono se encuentra en forma de dos isótopos: ^{13}C y ^{12}C , incorporando durante el proceso fotosintético preferencialmente el ^{12}C . Este fraccionamiento a favor del ^{12}C cambia la composición del $\delta^{13}\text{C}$ de la materia orgánica producida hacia valores más negativos comparados con la fuente de carbono inorgánica. En el océano el fitoplancton incorpora carbono inorgánico con valores de $\delta^{13}\text{C}$ cercanos al 1 ‰ y los convierte en carbono orgánico con valores de $\delta^{13}\text{C}$ cercanos a -22 ‰. En general el carbono orgánico forma una pequeña fracción del reservorio del océano y el carbono inorgánico es la forma predominante. Las plantas terrestres usan el carbono inorgánico atmosférico (CO_2) con valores de $\delta^{13}\text{C}$ cercanos al 7 ‰ y lo convierten en carbono orgánico con valores de entre -11 a -28 ‰ (figura 6) dependiendo de la clase de planta (Ruddiman, 2008).

Los ecosistemas marinos son muy importantes para la biología del planeta. Los incrementos rápidos en las concentraciones de GEI conducen a los sistemas oceánicos hacia condiciones no vistas desde hace millones de años, con el riesgo asociado de una transformación ecológica fundamental e irreversible. Hoegh-Guldberg y Bruno (2010) proponen que hasta el momento el impacto del calentamiento global incluye el descenso en la productividad oceánica, alteración de la dinámica de las redes tróficas, reducción en la abundancia y cambio en la distribución de especies y una mayor incidencia de enfermedades. De las concentraciones de carbono adicionadas al sistema climático por parte de los humanos, el 55 ‰ termina en

la atmósfera, el 15-20 % se almacena en la vegetación terrestre, basura y carbono orgánico en los estuarios, mientras que el 25-30 % entra a la superficie del océano (Ruddiman, 2008).

Figura 6. Reservorios de carbono basados en valores de $\delta^{13}\text{C}$ (%). Los principales reservorios en la Tierra varían las cantidades de carbono orgánico e inorgánico (presentado en paréntesis como billones de toneladas) y cada tipo de carbono tiene valores característicos de isotopos del carbono ($\delta^{13}\text{C}$). Los valores fueron tomados de Ruddiman (2008).



La comunidad científica y gran parte de los habitantes del planeta han tomado conciencia de la realidad del cambio climático. Las contribuciones para su mitigación son sencillas pero muchas veces desconocidas, difieren de las creencias populares o son de costosa implementación. El Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático – IPCC, fue creado conjuntamente por la Organización Meteorológica Mundial – OMM y el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente – PNUMA, con el fin de evaluar los aspectos científicos y socioeconómicos, así como los efectos del cambio climático y de las opciones de mitigación y adaptación. En 1990 y 1992, desarrolló imágenes alternativas o “escenarios” de lo que podría acontecer en el futuro con el sistema climático global a causa de las emisiones de GEI. En 1995 se evaluaron los

escenarios del IPCC de 1992 recomendando tener en cuenta los cambios ocurridos desde su formulación en cuanto a la comprensión tanto de las fuerzas que rigen las emisiones como de las metodologías, y en consecuencia se propusieron seis modelos alternativos conocidos como IS92 a, b, c, d, e y f. En respuesta a una evaluación de estos, la reunión plenaria de 1996 del IPCC solicitó el Informe Especial sobre Escenarios de Emisiones - IE-EE; en total, seis equipos de modeladores han desarrollado 40 escenarios IE-EE, todos ellos igualmente válidos y sin probabilidades asignadas de hacerse realidad. Una descripción detallada de estos se encuentra en el Informe Especial del Grupo de Trabajo III del IPCC (Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático, 2000).

El panorama sobre la problemática de la acidificación oceánica no es el mejor como se deriva de la figura 7, donde se aprecia que para finales de siglo se estima un descenso en el pH de entre 0,2 a 0,5 unidades, de acuerdo a “familias” dentro del escenario IS92a. Una de estas es de tipo conservativo o equilibrado (BI) mientras que la otra maneja un aspecto menos conservativo (AIFI) basado en la utilización intensiva de combustibles de origen fósil.

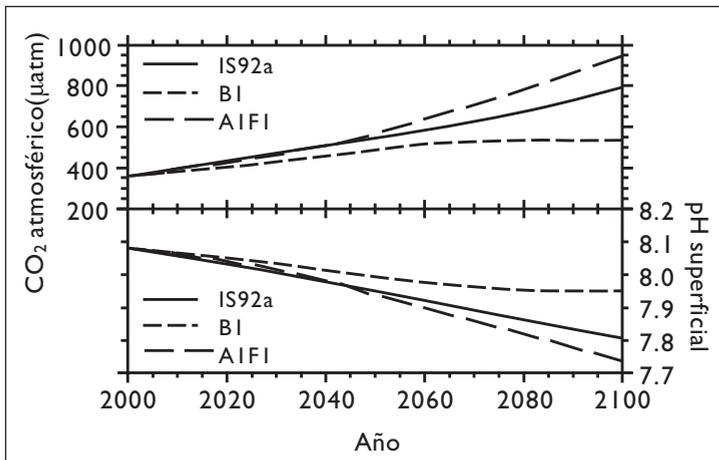


Figura 7. Concentraciones de CO₂ atmosférico proyectadas bajo el escenario IS92a del IPCC basados en un escenario conservativo (BI) y uno menos conservativo (AIFI) y proyección de pH promedio superficial del mar a nivel global (adaptada de Fabry *et al.*, 2008).

La actual deforestación deja un vacío en la absorción de este gas por parte de la vegetación terrestre y es en este caso donde el océano se ve forzado a suplir esta función (Canadell *et al.*, 2007). Cuando el CO_2 se disuelve en el agua de mar se forma ácido carbónico H_2CO_3 , proceso conocido como "acidificación oceánica", mucho del cual se disocia rápidamente en hidrogeniones (H^+) y bicarbonato (HCO_3^-). Un hidrogenión puede reaccionar con el carbonato (CO_3^{2-}) para formar bicarbonato (HCO_3^-). De esta manera el carbono inorgánico disuelto existe en el agua de mar en tres principales formas: HCO_3^- , CO_3^{2-} y CO_2 acuoso, el cual también incluye al H_2CO_3 (figura 8). A un pH de 8,2 cerca del 88,0 % del carbono se encuentra en la forma de HCO_3^- , 11,0 % en forma de CO_3^{2-} y solamente cerca del 0,5 % como CO_2 disuelto. Entonces, el efecto neto de adicionar CO_2 al agua de mar es incrementar las concentraciones de H_2CO_3 , HCO_3^- e H^+ , y disminuir la concentración de CO_3^{2-} y los valores de pH (Fabry *et al.*, 2008). El carbonato se combina con el calcio (Ca^{2+}) del medio transformándose en carbonato de calcio (CaCO_3), el cual puede tomar la forma de calcita o aragonita, de importancia indiscutible en la formación de estructuras calcáreas de corales, moluscos, equinodermos y formas fitoplanctónicas como los cocolitofóridos (Arnold *et al.*, 2009).

La acidificación o formación del H_2CO_3 es un proceso natural y no es malo para la biodiversidad ya que muchos organismos necesitan este proceso para sobrevivir, pero la reducción implícita del pH, ante muchos ojos sí lo es y por el contrario conduciría a una reducción en la misma. El CO_2 que en la actualidad se acumula en la atmósfera penetra en las capas superficiales del océano, donde puede afectar a los animales marinos, además de los efectos causados por el calentamiento global. El CO_2 provoca la acidificación, no solo en el agua, sino que también puede conllevar a un incremento

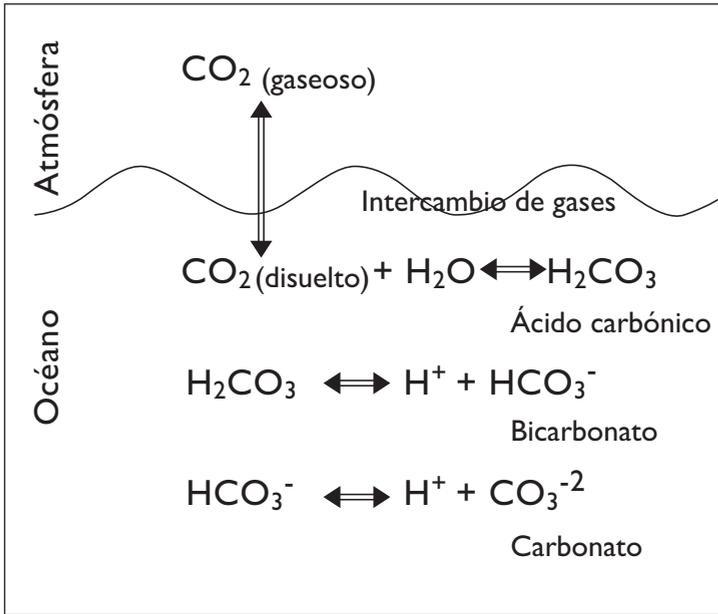


Figura 8. Formas químicas del carbono, o sistema del carbono, responsables del pH del agua de mar en la dinámica atmósfera- océano.

en la $p\text{CO}_2$ de la sangre (*i.e.* hipercapnia) y generar acidificación de tejidos y fluidos corporales alterando el balance iónico al interior de los organismos (Royal Society, 2005) afectando la fisiología respiratoria de los animales, fenómeno que también se ha mencionado en los debates del papel de este gas en las extinciones masivas; pero los organismos pueden tolerar esta toxicidad a corto y mediano término disminuyendo su actividad, con pre-adaptaciones a grandes fluctuaciones en los parámetros ambientales o con mecanismos de compensación ácido-base, aunque se espera una afectación en el crecimiento y la reproducción a largo plazo (Pörtner *et al.*, 2004).

La acidificación no necesariamente es consecuencia del incremento en los niveles de CO_2 . Las entradas atmosféricas de productos de la disociación de ácidos fuertes (HNO_3 y H_2SO_4) y bases (NH_3^+), derivados de la acción antropogénica, modifican la alcalinidad superficial del agua de mar, reducen el pH y desequilibran el almacenamiento de carbono inorgánico.

Otras formas de que se presente disminución en el pH del agua de mar son expuestas por Franco-Herrera *et al.* (2011) quienes mencionan la entrada al medio de compuestos químicos como el carbón, que dentro de su composición química presentan átomos de C y S, este último al entrar en contacto con el agua genera ácidos de azufre, cuyo impacto inicial es la liberación de H^+ . Igualmente, el afloramiento de aguas profundas incorpora a la capa de mezcla CO_2 que se ha acumulado en estas, concordando con Rojas (1996). Sin embargo, a escala global, estas alteraciones representan un pequeño porcentaje de la acidificación y del incremento en el carbono inorgánico disuelto en comparación con la absorción oceánica de CO_2 producto de actividades humanas, pero los impactos no se pueden despreciar, sobre todo en aguas costeras, donde las respuestas de los ecosistemas a esta problemática podrían tener las consecuencias más graves para la humanidad (Doney *et al.*, 2007).

La biodiversidad marina es esencial para el mantenimiento de la salud y la estabilidad de la red trófica y del bombeo biológico. No se sabe mucho acerca de la variabilidad intra-específica, y por lo tanto de la capacidad de adaptación, en respuesta a la acidificación lo cual es fundamental para entender la habilidad de recuperación a largo plazo de las comunidades marinas. La variabilidad genética determina los mecanismos fisiológicos de respuesta durante la aclimatación (en individuos) y la adaptación (entre generaciones). El consenso es que los niveles elevados de CO_2 pueden conducir a la reducción de las tasas de calcificación en muchos organismos, incluyendo corales, bivalvos, gasterópodos y erizos de mar, y posiblemente en otros grupos que utilizan $CaCO_3$ como elemento estructural interno o externo, como crustáceos, cnidarios, esponjas, briozoos, anélidos, braquiópodos, tunicados, calamares y peces (Fabry *et al.*, 2008), traducándose en cambios en la supervivencia o el crecimiento de las

especies. Pero aquellas especies no calcificantes pueden ser favorecidas, lo que podría conducir a cambios en la composición de especies y organismos dominantes teniendo efecto en cascada a lo largo de las redes tróficas y de los ecosistemas (Clark *et al.*, 2009). La potencialidad de los organismos marinos para adaptarse al incremento en el CO_2 y las implicaciones para los ecosistemas oceánicos no son bien conocidas siendo altamente prioritarias para investigaciones futuras (Doney *et al.*, 2009). Por otra parte, la acidificación también afecta innumerables funciones biológicas y fisiológicas como la actividad ciliar, el movimiento muscular, la percepción y la respuesta neural (Dupont y Thorndyke, 2008) e incluso la actividad flagelar espermática (Morita *et al.*, 2009), pero es actualmente desconocido hasta qué punto los cambios en la biodiversidad afectarían la productividad marina, la transferencia de energía a través de la red trófica o los ciclos biogeoquímicos (Riebesell *et al.*, 2009), causando la reestructuración de los ecosistemas marinos.

Un punto de vista más dramático es propuesto por Hunter (2007) para quien, si bien existen diferencias interespecíficas en el efecto de la acidificación, se llegará a una extinción potencial la cual dependerá en gran medida del tipo de CaCO_3 que necesitan los organismos; por ejemplo, los corales emplean la aragonita para construir su exoesqueleto, mientras que grupos del plancton utilizan calcita para revestimientos de protección. La aragonita se disuelve más fácilmente que la calcita, por lo que la acidificación es una amenaza más inmediata para los corales. El futuro de la vida marina en un océano con bajos pH es mucho menos claro que la química de la acidificación, pero sin embargo, parece sombrío para muchos organismos. La caída de pH tiene dos efectos sobre las especies que construyen conchas o esqueletos de CaCO_3 . Cuando la concentración de H^+ se eleva lo suficiente, el CaCO_3 comienza a disolverse, lo cual teóri-

camente es más evidente en aguas frías, debido a su mayor capacidad de albergar CO_2 corroyendo la forma cristalina más vulnerable del CaCO_3 , la aragonita. El otro efecto se debe a que al subir las concentraciones de H^+ se combina con una mayor cantidad de CO_3^{2-} para formar HCO_3^- , reduciendo la concentración del CO_3^{2-} , resultando para los organismos más difícil extraerlo del agua circundante (Keer, 2010).



UNIVERSIDAD DE BOGOTÁ
JORGE TADEO LOZANO
www.utadeo.edu.co