REAL ACADEMIA
GALEGA DE CIENCIAS

Acidificación do Mar: Unha consecuencia das emisións de CO_2

Aida Fernández Ríos

Discurso de ingreso na Real Academia Galega de Ciencias

Santiago de Compostela, 18 Xuño 2015

Sr. Presidente da Real Academia Galega de Ciencias, Autoridades, Académicos, Familia, Amigas e Amigos

Limiar

En primeiro lugar quixera agradecer aos Académicos desta Real Academia Galega de Ciencias por propoñerme como membro desta institución. Para min é unha honra pertencer a ela e poder contribuír con ilusión e dedicación ás tarefas que me correspondan como académica dentro do meu eido de coñecemento.

Estou segura que non estaría hoxe aquí lendo este discurso de ingreso, a non ser por todas as persoas que me teñen axudado ao longo da miña traxectoria tanto persoal como científica. Por iso quero agradecer á miña familia e os meus amigos polo seu apoio incondicional e por estar sempre aí, ao meu carón.

Existe un colectivo moi importante formado polos compañeiros do Instituto de Investigación Mariñas do CSIC e moi especialmente os compoñentes do Grupo de Oceanoloxía que seguiron moi de cerca a miña traxectoria co seu constante apoio.

Quero agradecer especialmente o Profesor Fernando Fraga Rodríguez por me ter dirixido a tese de doutoramento, ensinado a oceanografía dun xeito sinxelo e transmitido o amor pola investigación. Para min foi un privilexio telo como mestre. Outro agradecemento moi especial ao meu compañeiro do grupo de investigación e amigo Fiz Fernández Pérez, con quen aprendín os segredos do sistema de dióxido de carbono na auga de mar, co que teño longas conversas sobre a ciencia presente e futura, e con quen traballo a cotío.

Finalmente quixera animar á xente nova que ven de comezar no eido da ciencia, tarefa que, con non vivir hoxe unha doada situación, é sempre estimulante e mesmo axuda a superar etapas difíciles. A recompensa en si vén da man de acadar novos retos e investigar novas fronteiras, é iso é o que mantén a ilusión na procura do coñecemento.

O tema elixido para este discurso de entrada nesta Academia é unha consecuencia da miña liña de investigación é dalgún xeito estou a pechar un ciclo que comezou con estudos de fitoplancto na Ría de Vigo en relación coas condicións ambientais. Logo de expandir o campo ao mar aberto no coñecemento das masas de auga que fertilizan as rías, fomos ampliando a fiestra para investigar o comportamento do océano no efecto invernadoiro e cuantificar a porción do exceso de dióxido de carbono que se emite á atmosfera por mor da perturbación antropoxénica dende a era pre-industrial e que é absorbida polo océano. Unha das consecuencias desta entrada de CO_2 antropoxénico é a acidificación do mar, fenómeno que ten implicacións especialmente importantes en organismos mariños con cunchas calcarias. Un destes organismos con cuncha, emblemático en Galicia, é a vieira, sendo quizais o mais popular o mexillón. Ambos os dous medran en semicultivo nas nosas rías, e ambos os dous poden correr riscos neste século debido ao descenso do pH.

Introdución

O océano absorbe unha parte significativa de dióxido de carbono (CO_2) das actividades humanas, o que equivale a cerca dun terzo das emisións totais durante o período industrial (Khatiwala e col., 2013; Le Quéré e col., 2015). A absorción de CO_2 polo océano no só modera o ritmo do cambio climático, senón que provoca cambios sen precedentes na química do océano, diminuíndo o pH pola disolución adicional de CO_2 en auga do mar dende a atmosfera. Así, a superficie do océano aumentou nun 30% a concentración de ións de hidroxeno (Raven e col., 2005) desde o principio da Revolución Industrial, o que equivale a un descenso de 0,1 unidades de pH que non é algo irrelevante a respeito dos cambios naturais. O actual episodio de acidificación ocorre unhas 100 veces máis rápidamente do que calquera outro cambio de acidez nos últimos 50 millóns de anos da historia da terra (Pelejero e col., 2010).

Unha diminución do pH da auga do mar durante un longo período de tempo, debido principalmente á absorción de CO_2 da atmosfera a través do océano, ou por outras adicións químicas por procesos naturais como o afloramento de augas ricas en CO_2 e nutrientes, fontes de nutrientes e carbono orgánico do solo, ou causados pola actividade humana como óxidos de nitróxeno e xofre, é o que se coñece como "acidificación oceánica".

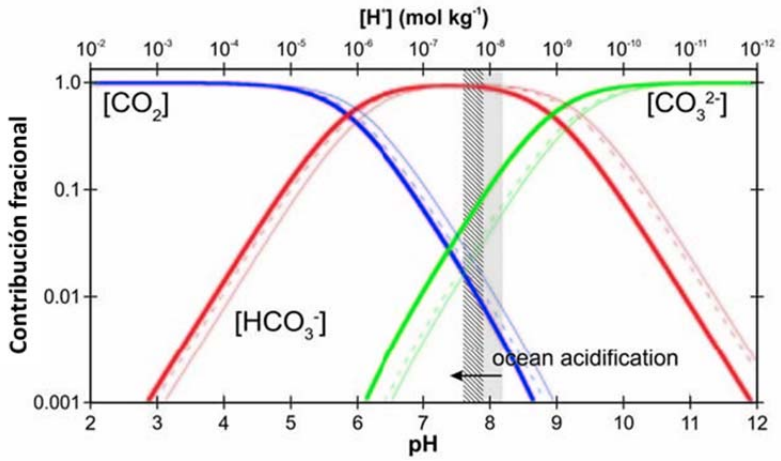


Fig. 1.- Concentración das proporcións relativas de $[HCO_3^-]$, $[CO_3^{2-}]$ e $[CO_2]$ para o total de carbono inorgánico disolvido na auga do mar en diferentes salinidades (S), temperaturas (T), e as presións (P) (curvas grosas para S = 35, T = 25ºC; P = 0 dbar; curvas finas para S = 35, T = 0 ° C, P = 0 dbar; curvas descontinuas para S = 35, T = 0 ° C, P = 3,000 dbar). A rexión sombreada reflicte o intervalo para a superficie actual do océano (media anual), e a rexión raiada reflicte o intervalo para ano 2010 tomada das proxeccións globais do modelo xeoquímico oceánico de Turley e col. (2010). Modificado por Barker e Ridgwell (2012).

Cando o CO_2 se disolve en auga do mar, combinase con H_2O para formar un ácido feble: o ácido carbónico. A través dunha serie de reaccións químicas e procesos xeoquimicos, o ácido carbónico libera ións de hidróxeno (H^+), co que diminúe o pH da auga do mar, e diminúe a concentración de ións de carbonato (CO_3^{2-}), que son os compoñentes químicos

para a construción de cunchas e esqueletos dos organismos mariños. Pero con todo, a proporción relativa das tres formas de carbono inorgánico disolvido (CO_2, HCO_3^- e $CO_3^=$) reflicte o pH da auga do mar, manténdoo dentro de límites relativamente estreitos (7,4-8,3; Fig. 1). Este carbono inorgánico disolvido funciona como amortecedor natural á adición de ácidos. Xa en 1957, Revelle e Suess estudaron a capacidade tampón da auga de mar. O factor que determina o cambio da presión parcial de CO_2 respecto o cambio acontecido no CO_2 total da auga de mar coñecese hoxe como factor de Revelle. Así eles conclúen que as augas que mais capacidade tampón teñen son as as augas quentes e salinas dos trópicos e subtrópicos, á contra das augas frías das altas latitudes (Fig. 2).

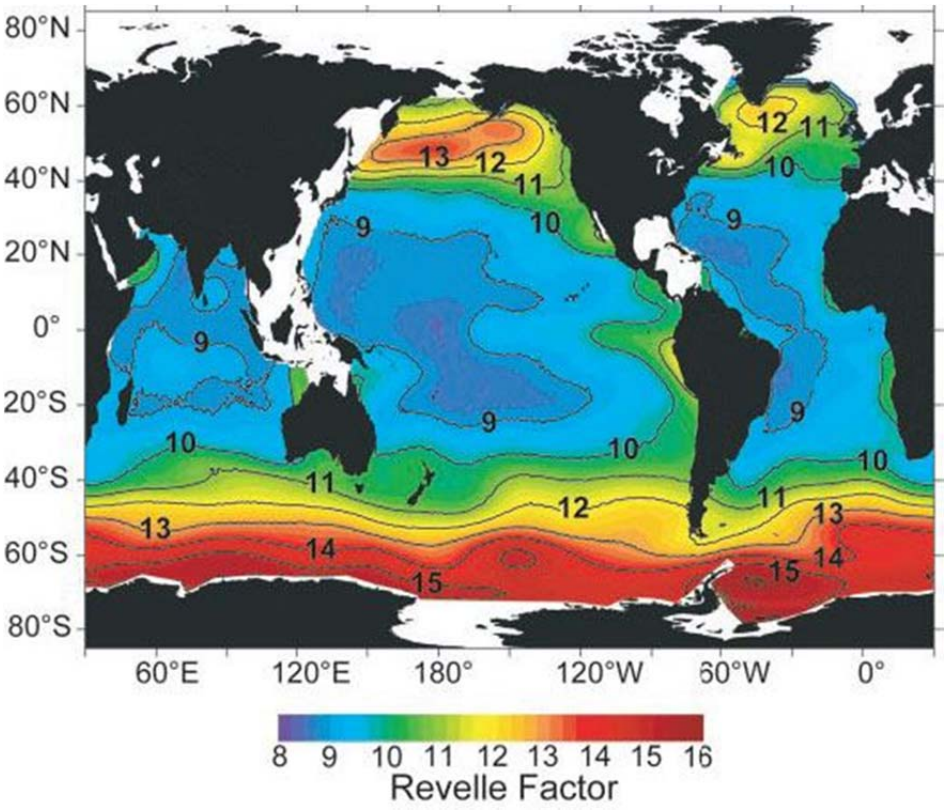


Fig. 2.- Mapa da distribución media do factor de Revelle dos 50 metros da columna de auga (Sabine e col. 2004)

Acumulación de CO_2 antropoxénico no océano

No ano 2004 fíxose un inventario de todo o CO_2 antropoxénico capturado polos océanos desde 1800 a 1994 (Sabine e col., 2004), usando os datos de carbono inorgánico medidos nunhas 10.000 estacións hidrográficas do esforzo internacional na década dos 90 dentro dos programas internacionais WOCE (World Ocean Circulation Experiment) e JGOFS (Joint Global Ocean FluxStudy). O inventario de CO_2 antropoxénico secuestrado polos océanos foi de 118 ±19 Pg C, e a súa distribución é función da formación e afundimento de masas de auga superficial e profunda nos océanos, e o seu transporte e acumulación nas zonas

subtropicais. As rexións de afloramento ecuatorial teñen relativamente menor cantidade de CO_2 antropoxénico xa que adoitan funcionar como fontes de CO_2. A distribución de CO_2 antropoxénico amosa unha maior acumulación no Océano Atlántico, diminuíndo no Océano Índico, e aínda menor no Océano Pacífico, onde as augas son máis vellas (Fig. 3). Esta distribución de CO_2 antropoxénico segue a circulación termohalina que conecta todos os océanos como unha grande fita transportadora (Broecker, 1991) (Fig.4). O Atlántico Norte amosa os maiores valores integrados de CO_2 antropoxénico, almacenando un 23% do global malia cubrir apenas un 15% da área total dos océanos. As concentracións máximas de CO_2 antropoxénico representan apenas un 3% da concentración de carbono inorgánico disolvido.

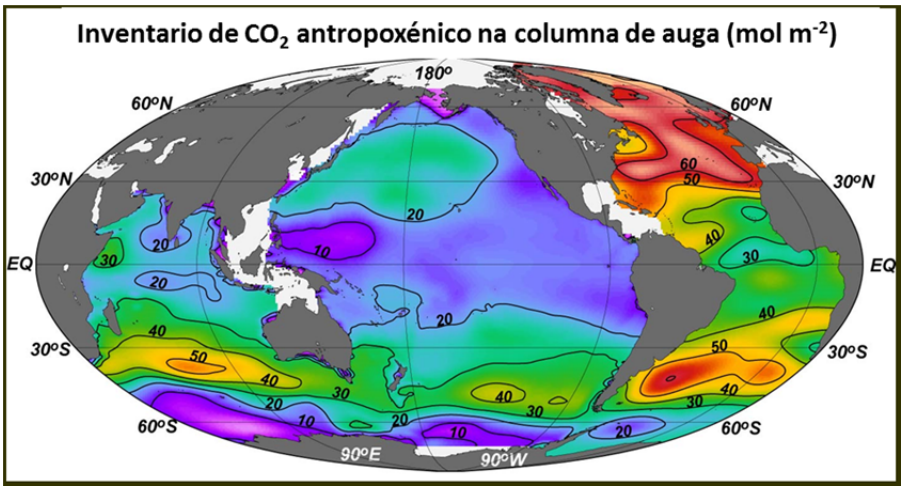


Fig. 3.- Inventario de CO_2 antropoxénico na columna de auga do céano (mol m^{-2}). O inventario total calculado para o ano 1994 é de 118±19 Pg C (Sabine e col., 2004)

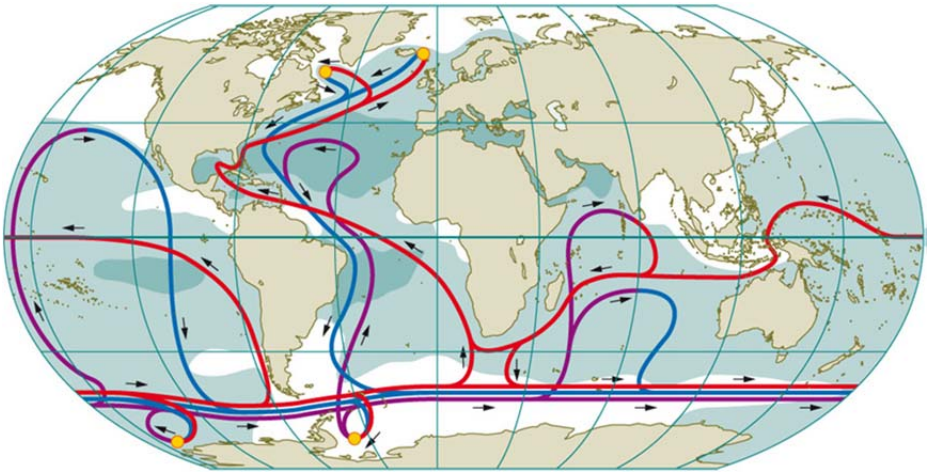


Fig. 4.- Fita transportadora (Broecker, 1991). Esbozo simplificado da circulación termohalina. As liñas vermellas representan as correntes de superficie, e as liñas azuis e violeta as correntes profundas e de fondo. As frechas indican a dirección da circulación. As zonas escuras indican augas con alta salinidade e as areas brancas augas de salinidade baixa. Os circulos amarelos indican as principais rexións de formación de augas profundas (Rahmstorf, 2002)

Dado que o CO_2 entra no océano por intercambio de gases a través da interface aire-mar, as concentracións máis elevadas atópanse nas augas próximas da superficie. Calcúlase que preto dun 50% do CO_2 antropoxénico reside en profundidades inferiores a 500 m. A

profundidade media do límite de 5 μmol kg^{-1} da concentración de CO_2 antropoxénico que corresponde coa incerteza do método, é de preto de 1000 m. A maior parte do CO_2 antropoxénico no océano, polo tanto, está limitado pola termoclina, é dicir, a rexión oceánica que se renova nunha escala de décadas onde a temperatura cambia rapidamente coa profundidade. As variacións na profundidade de penetración de CO_2 antropoxénico veñen determinadas pola rapidez coa que o CO_2 antropoxénico que se acumulou nas augas preto da superficie é transportado ao océano interior. As penetracións máis profundas están asociadas con zonas de converxencia en latitudes temperadas, onde a auga que estivo recentemente en contacto coa atmosfera pode emigrar cara ao interior do océano. As baixas penetracións verticais atópanse nas rexións de afloramento ecuatorial, onde as augas de profundidade intermedias, con baixo contido en CO_2 antropoxénico, son transportadas cara á superficie. As capas na termoclina tropical tenden a ser superficiais e finas minimizando o movemento das augas cargadas de CO_2 antropoxénico cara ao interior do océano. Polo tanto os cambios de pH producidos pola entrada e penetración de CO_2 antropoxénico nos mares tamén teñen unha distribución similar cos maiores cambios nas augas máis superficiais, e menores consoante descendemos na columna de auga coas variacións causadas polos movementos de masas de auga dentro do océano interior

Cambios de pH no océano

O estudo do cambio do pH dos mares consoante aumenta o CO_2 debido a actividades humanas, está a ser desenvolvido co uso de diferentes ferramentas. Por unha banda a través de modelos climáticos e por outra, a través de plataformas de observación. En 2012 creouse unha Rede de Observación da Acidificación do Océano Global (GOA-ON), baseada na rede de observatorios de CO_2 en seccións hidrográficas repetidas, estacións de series temporais, boias de observacións, e buques de oportunidade de observación voluntaria. Na web da rede (http://www.goa-on.org/) atópase o mapa interactivo con información e inventario das plataformas de observación.

As medidas directas en sete estacións de series temporais no Atlántico Norte e no Pacífico Norte rexistran una diminución do pH con taxas de cambio que varían entre -0,0014 e -0,0026 ano^{-1} (Fig. 5; Bates e col., 2014). Ao longo das últimas tres décadas, estes cambios de pH na superficie do océano indican que a concentración de hidroxenións do océano aumentou entre un 20 e un 35%, dependendo da rexión considerada. A presión parcial de CO_2 das augas superficiais aumentou na maioría dos sitios a un ritmo semellante, en resposta a cambios no pCO_2 atmosférico, agás no Mar de Irminger e no CARIACO que con maiores taxas de aumento de pCO_2 teñen a maior taxa de diminución do pH (ata -0,0025 ano^{-1} ou preto de -0,025 $década^{-1}$). No CARIACO, os esperados baixos pHs son debidos ao afloramento de auga subsuperficial subtropical, que é rica en carbono inorgánico disolvido, o pH aínda continuou a diminuír nesta rexión, malia o afloramento ser menos intenso e a produtividade primaria reducirse durante a última década (Taylor e col, 2012). Nas estacións do Mar de Islandia, de BATS e da ESTOC o intervalo de descenso de pH é moi estreito a un ritmo de -0,0013 a -0,0018 unidades por ano.

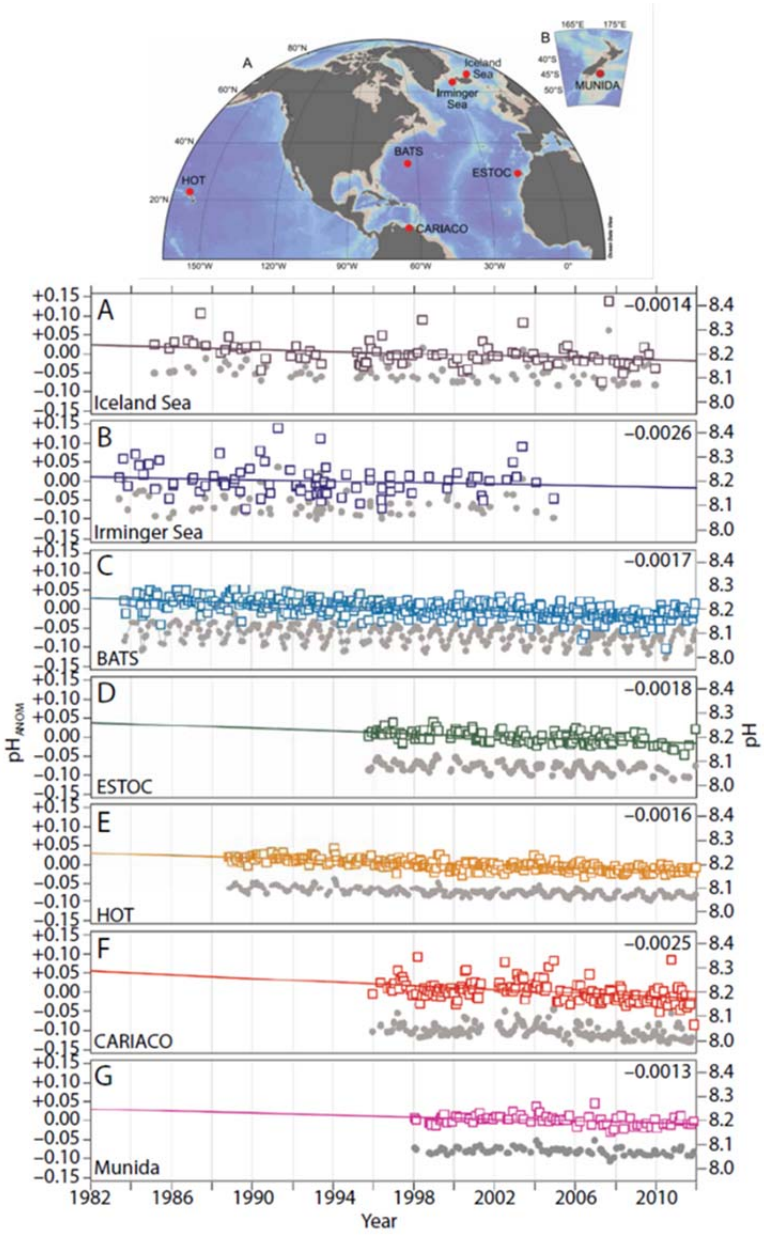


Fig. 5.- Tendencia anual dos cambios de pH en de auga do mar superficie en 7 series temporais (símbolos de cores) e o pH observado (símbolos grises). As taxas se mostran na esquina superior dereita de cada panel. Os datos de series temporais son mostrados en relación á latitude. No primeiro panel a serie máis ao norte. Enriba o mapa coa situación das series temporais (Bates e col., 2014)

Unha das seccións hidrográficas repetidas incluídas na Rede GOA-ON, a liña OVIDE que se estende desde Groenlandia a península Ibérica e que é atravesada polo fluxo de calor procedente da zona subtropical, foi visitada ao longo de máis de 30 anos (1981– 2014) con medidas do sistema de carbono de alta calidade durante 12 campañas, 7 de elas coa estreita colaboración do noso grupo de investigación co grupo de física do LPO/IFREMER. A acidificación progresiva nas masas de augas do Atlántico Norte foi avaliada a partir de observacións directas de pH medidos durante esas campañas que abranguen importantes áreas de formación de masas de auga nos Mares de Irminger e Islandia (Vázquez-Rodríguez et al., 2012; García-Ibáñez, 2015). As augas dos Mares de Irminger e Islandia están gañando CO_2 antropoxénico, o que resulta que todas as masas de auga no Xiro subpolar do Atlántico Norte apresenten taxas de acidificación significativas (Fig. 6). As maiores taxas de aumento da concentración de CO_2 antropoxénico detectadas nas capas superiores de ambos os dous mares, como consecuencia do contacto directo coa atmosfera, traducíronse nunhas taxas de redución de pH de -0,011 ± 0,002 por década nos dous mares. As augas profundas

do Mar de Irminger teñen taxas de acidificación moi semellantes as das capas superficiais, resultado do seu contacto recente coa atmosfera. A columna de auga do Mar de Irminger amosa as taxas máis elevadas do aumento da concentración de CO_2 de orixe antropoxénica; máis do que aquelas atopadas no Mar de Islandia, feito que reflicte unha maior proximidade da conca do Irminger coas áreas de formación da masa de auga.

Estas taxas máis elevadas levan a uns descensos de pH maiores na conca de Irminger do que aqueles detectados na conca de Islandia. Para inferir as causas dos cambios de pH, este foi descomposto en dúas compoñentes: unha derivada da captación de CO_2 antropoxénico e outra derivada da variación natural. Na capa superior de ambas as dúas concas, o cambio da compoñente natural de pH, debido ao transporte de augas subtropicais, neutraliza o cambio da compoñente antropoxénica de pH, facendo que as taxas de acidificación amosen só un 72-87% das taxas esperadas pola a absorción de CO_2 antropoxénico. Con todo, nas augas intermedias da cunca do Irminger, os cambios da compoñente natural de pH, producidos polo avellamento das augas, reforza a acidificación antropoxénica, o que resulta que a taxa de acidificación destas augas sexan un 34% máis elevada do esperado polos cambios da compoñente antropoxénica do pH.

Os cambios de pH esperados cara á fin do século inferíronse con base nos observados durante o período de 1981-2014. Nas capas superiores agárdase un descenso de ~ 0,31 unidades verbo dos valores preindustriais, cando a concentración de CO_2 atmosférico acade preto de 800 ppm. As capas máis profundas da Conca do Irminger terán descensos de pH similares aos das capas superficiais. Estas diminucións de pH cando a concentración de CO_2 na atmosfera sexa de 800 ppm poñerá de manifesto que toda a columna de auga nas concas de Irminger e Islandia esté subsaturada en aragonita que é unha das formas de carbonato cálcico que poden formar as cunchas de case todos os moluscos e os esqueletos dos corais. Con todo, as augas intermedias acadarán o estado de subsaturación moito máis cedo, chegando a este estado, cando a concentración de CO_2 atmosférico acade as 500 ppm. Esta elevación do horizonte de saturación das augas do Atlántico Norte podería ter consecuencias desastrosas para as poboacións de corais de augas frías que viven nesas latitudes.

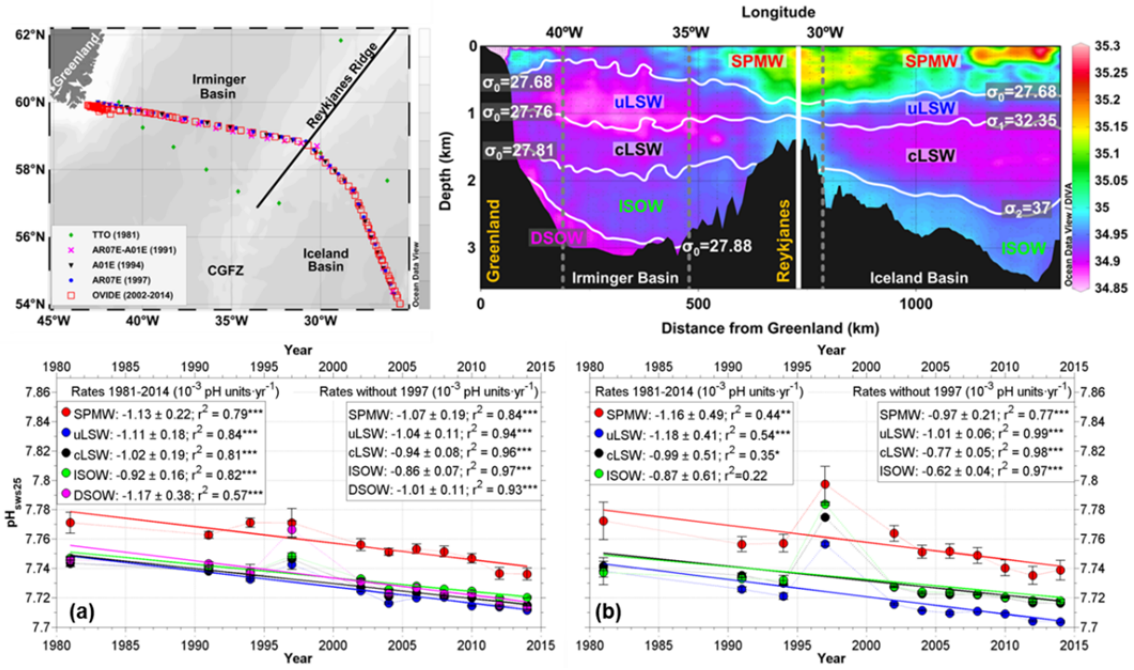


Fig. 6.- Evolución temporal entre 1981 e 2014 do pH medio en escala de auga de mar a 25ºC nas principais masas de auga dos Mares de Irminger (a) y Islandia (b). Enriba o mapa coas estacións ao longo da sección das 12 campañas. A liña negra representa o límite entre as Concas de Irminger e Islandia formado pola Cume de Reykjanes. CGFZ = Zona de Fractura Charlie-Gibbs. Enriba a dereita a sección de salinidade cos límites das capas e as dúas concas. Acrónimos: Auga Modal Subpolar (SPMW), Auga do Mar Labrador superior e clásica (uLSW e cLSW, respectivamente), Auga do vertido de Islanda e Escocia (ISOW) e Auga do vertido do Estreito de Dinamarca (DSOW). (García-Ibáñez, 2015)

No noso grupo organizamos tamén outra das seccións repetidas incluídas en GOA-ON, a liña FICARAM, que discorre ao longo do Atlántico desde as Malvinas no Atlántico Sur ate o Estreito de Xibraltar. Fíxose varias veces a bordo do BIO Hespérides no seu retorno das campañas antárticas. A partir das observacións realizadas nas campañas de 1994 e 2013, determinamos os cambios decadais de pH asociados coa absorción de CO_2 antropoxénico e coas variacións producidas no ciclo natural do CO_2 relacionado coa actividade biolóxica. Os resultados foron analizados e comparados cos dun modelo climático. En case dúas décadas, os cambios de pH máis elevados observáronse na capa superior ocupada por augas centrais e intermedias ata -0.042±0.003, e foron diminuíndo progresivamente cara a augas profundas (Fig. 7). Os resultados tanto das observacións como do modelo confirman que na acidificación sobrancea a compoñente antropoxénica, e que as taxas en augas de superficie varían entre -0,0015 e -0,0020 ano^{-1}. Pola contra, atopamos que as compoñentes naturais e antrópicas son da mesma orde de magnitude en augas intermedias (Fig. 8). A consistencia entre as observacións e os modelos climáticos cunha forte correlación (r^2=0.92) poderían axudar a avaliar e predicir as taxas de acidificación, como consecuencia do aumento de CO_2 atmosférico.

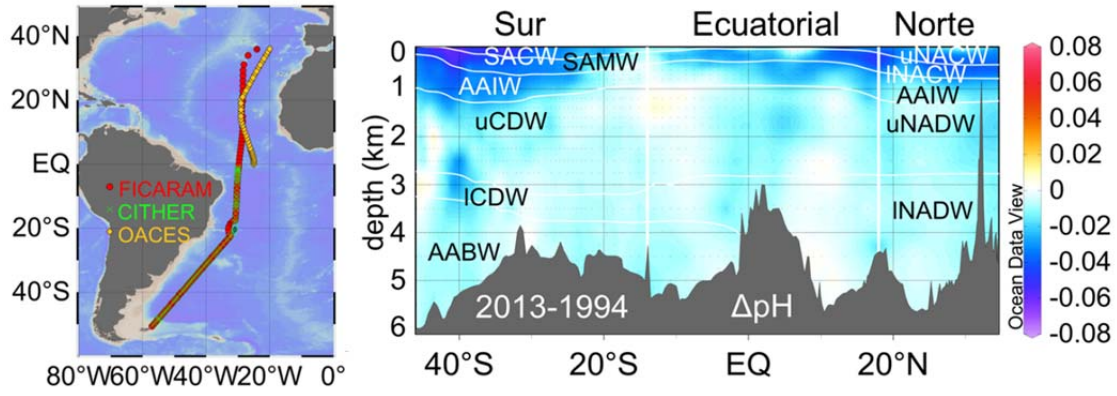


Fig. 7.- Mapa das estacións nas tres campañas OACES (1993), CITHER (1994) e FICARAM (2013). A dereita a distribución vertical da diferencia de pH entre 2013 e 1993-94, na escala de auga de mar a 25ºC, ao longo da sección. Acrónimos das masas de auga: SACW (Auga Central do Atlántico Sur), NACW (Auga Central do Atlántico Norte), SAMW (Auga Modal Subantártica), AAIW (Auga Intermedia Antártica), CDW (Auga Profunda Circumpolar), NADW (Auga Profunda do Atlántico Norte), AABW (Auga de Fondo Antártica). As primeiras letras minúsculas "u" e "l" denotan as variedades "superior" e "inferior" nalgunhas masas de auga. (Ríos e col., 2015)

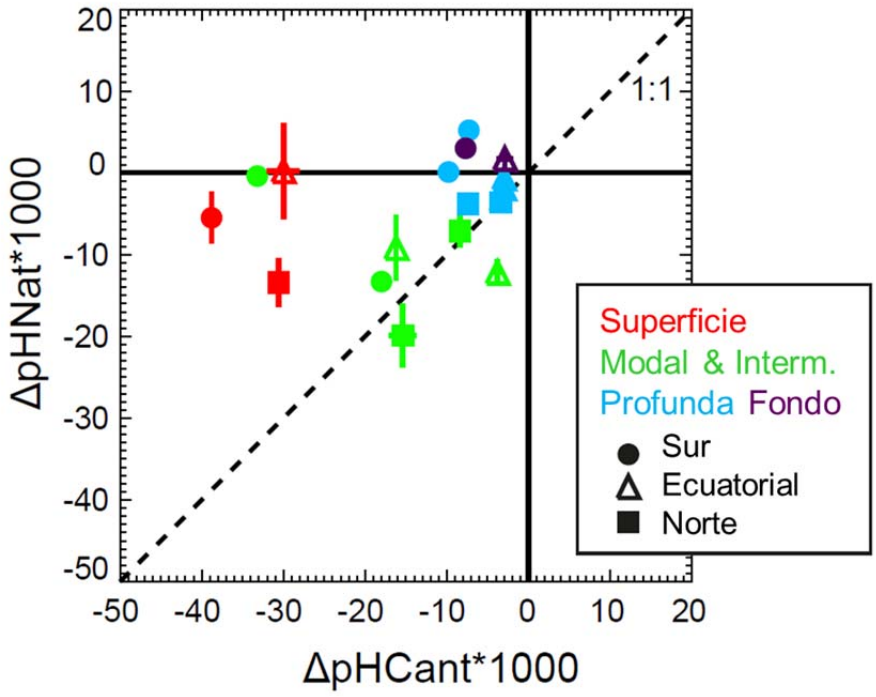


Fig. 8.- Cambios de pH da compoñente natural (ΔpHNat) fronte da compoñente antropoxénica (ΔpHCant). Capas: Superficie (SACW, uNACW), Modales & Intermedias (SAMW, lNACW, AAIW), Profundas (uCDW, uNADW, lCDW, lNADW) e de Fondo (AABW) (Ríos e col., 2015)

Se facemos un zoom nas nosas augas galegas, en 2001, usando datos de todas as campañas dispoñibles liderei un estudo da evolución do CO_2 antropoxénico que penetrou nas diversas capas de auga e a consecuente diminución do pH (Ríos e col. 2001; Castro e col. 2009). A figura 9 amosa a evolución temporal dos valores medios da variación do pH debida a captura de CO_2 antropoxénico desde a era preindustrial en distintas capas oceánicas para a área xeográfica que abrangue desde a Península Ibérica ao meridiano 20ºW, centrada na posición (42ºN,15ºW). Os primeiros puntos de cambio de pH do ano 1977 corresponden coas primeiras medicións de pH feitas nas augas oceánicas de Galicia polo Prof. Fernando Fraga. O descenso de pH debido ao incremento de CO_2 antropoxénico na capa de 100 a 700 metros progresa moi próximo ao esperado na capa superficial do océano que evoluciona seguindo unha auga que está practicamente en equilibrio coa atmosfera. Isto indica que a captación nos primeiros 700 metros de columna de auga acumula niveis de CO_2 antropoxénico para cada ano moi similares ós esperados, tendo en conta a taxa de captación de CO_2 anual en superficie asumindo equilibrio de CO_2 entre a capa de mestura e a atmosfera. Nas capas máis profundas os ritmos de acidificación son moito máis lentos debido ó longo tempo transcorrido dende a formación da masa de auga e consecuentemente esta contén valores de CO_2 antropoxénico adquirido en décadas pasadas.

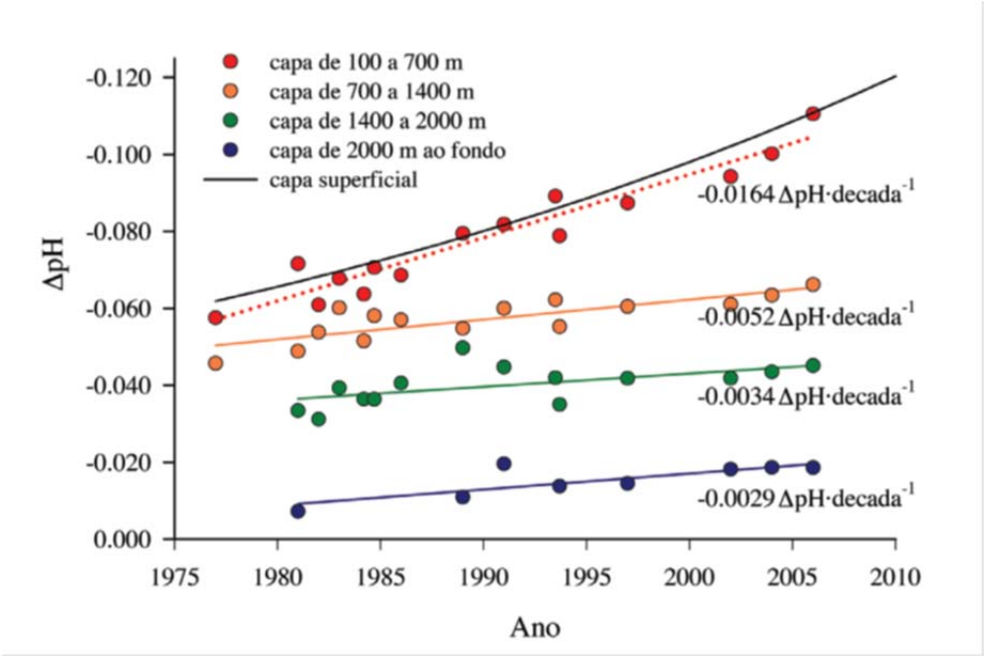


Fig. 9.- Evolución temporal dos valores medios da variación do pH debido á captura de CO_2 antropoxénico en distintas capas oceánicas para a área xeográfica que abarca desde a península Ibérica ao meridiano 20ºW, e desde 36ºN a 43ºN (Castro e col., 2009)

Implicacións da acidificación en organismos mariños

Actualmente o pH da capa superficial do mar descendeu ao redor de 0,1 unidades, e espérase un descenso de ata 0,5 no 2100 segundo o 5º informe do IPCC (2013). Prevese que estes cambios na química da auga de mar teñan efectos nocivos, non só sobre especies individuais, senón tamén a nivel de comunidade e de ecosistema. Durante a última década, investigáronse de forma intensa os impactos da acidificación de organismos mariños, aínda que menos nas súas poboacións e comunidades, e da capacidade dos organismos para adaptarse aos cambios previstos na química do océano.

Un dos estudos clásicos sobre o efecto do aumento da concentración de CO_2 e descenso do pH é o desenvolvido por Riebesell e col. (2000) en cultivos de dúas especies de fitoplancto mariño, dous cocolitoforidos *Emiliana huxlei* e *Gephyrocapsa oceanica*, no que se demostrou o aumento da proporción de cocolitos malformados e cocosferas incompletas. A redución da calcificación leva a unha redución na relación de calcificación e produción de materia orgánica (calcita / POC). Por tanto, un aumento progresivo das concentracións atmosféricas de CO_2 pode, diminuír a produción de carbonato de calcio na superficie do océano. Outras especies ameazadas pola acidificación das augas son as larvas de ourizos (*Heliocidaris tuberculata*). Nun estudo recente realizado en Australia (Byrne e col., 2013) as larvas de ourizos presentaron deformidades entre un 15 e un 25% producidas polas condicións de temperatura de 24ºC e de pH entre 7,4 e 7,6 a que foron expostas. Pero, con todo hai unha grande proporción de larvas con crecemento normal que indican que esta especie é capaz de se aclimatar no seu hábitat e producir unha descendencia máis resistente. Tamén os peixes poden estar ameazados. En recentes estudos feitos nos arrecifes de coral de Australia (Nilsson e col., 2012), os resultados amosaron que o aumento de CO_2 confunde aos peixes o alterar o seu sistema nervoso afectando as súas capacidades olfactivas, auditivas e de fuxida dos predatores, con graves consecuencias para a súa supervivencia. Un dos efectos notábeis do rápido descenso do pH no mar é o impacto sobre o cambio na velocidade do son de baixa frecuencia na auga do mar debido a cambios nas concentracións de borato que absorben as ondas acústicas. Este feito afecta as comunicación entre organismos vivos e tamén ten consecuencias nos intereses navais, militares e industriais (Brewer e Hester, 2009).

Unha parte importante da economía nas rías galegas, descansa no cultivo de moluscos como mexillón, ostra ou ameixa que son especies potencialmente vulnerábeis aos descensos de pH. Gazeau e col. (2007) demostraron en experimentos de laboratorio descensos na calcificación do mexillón (*Mytilus edulis*) e da ostra (*Crassostrea gigas*) de ata un 25% e un 10%, respectivamente cando estes organismos se someten a niveis de CO_2 atmosférico de 750 ppm que eran os previstos para o 2100 polo IPCC para o escenario IS92a (Fig. 10). Fernández-Reiriz e col. (2011) demostraron que os xuvenís da ameixa (*Ruditapes decussatus*) son capaces de sobrevivir ata 87 días de exposición a reducións extremas de pH da auga do mar (ata 0,7 unidades de pH), aínda véndose afectados algúns dos seus parámetros fisiolóxicos. É clara, pois, a necesidade dunha mellor comprensión dos efectos a longo prazo da acidificación da auga do mar.

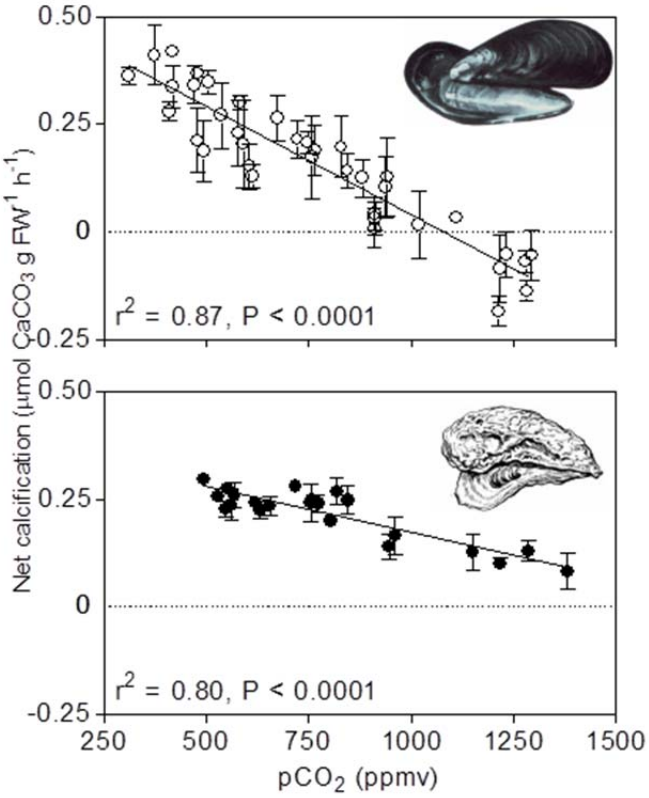
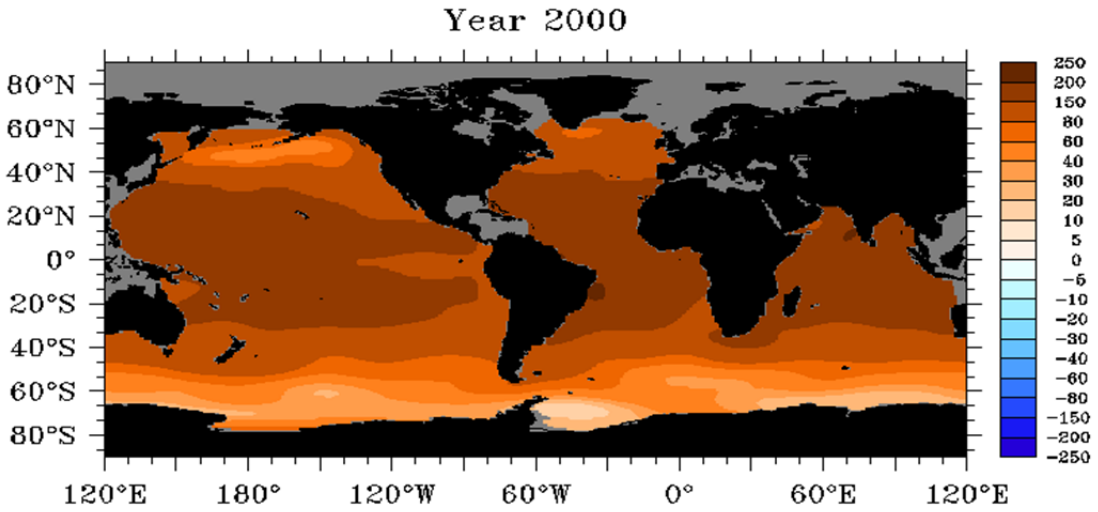


Fig. 10.- Relación entre calcificación neta por unidade de peso fresco de mexillón (*Mytilus edulis*) e ostra (*Gassostrea gigas*) e presión parcial de CO_2 (pCO_2). (Gazeau e col., 2007)

Neste momento a comunidade científica está preparada para afondar mais no ámbito da acidificación do mar desde un punto de vista multidisciplinar, incluíndo outros procesos como o afloramento e outros causados pola actividade humana. Desde 2004 hai proxectos europeos (EPOCA, MedSeA) ou de multinacionalidade máis ampla (Estados Unidos, Reino Unido, Alemaña, China, Xapón, República de Corea, e Australia) que están enfocados a entender os procesos que teñen lugar nas súas augas xurisdicionais. Dado o potencial de coñecemento que temos ate agora no tema da acidificación tanto en Galicia como a nivel estatal, sería apropiado mellorar a cooperación entre distintos organismos que están a usar fondos públicos, a fin de gañar eficiencia nas investigacións nas nosas augas.

Logo deste paseo pola absorción e acumulación de CO_2 de orixe antropoxénica, as súas consecuencias no descenso do pH nos mares e as implicacións desta acidificación nos organismos mariños, quixera rematar, a título de exemplo ilustrativo, cun vídeo elaborado con saídas de modelos, no que se amosa cómo o exceso de carbonato en augas superficiais vai descendendo co tempo ata chegar ás fins deste século coa previsíbel subsaturación das augas antárticas, poñendo en risco a supervivencia de especies de corais de auga fría como *Lophelia pertusa*.



Conclusións

- A absorción de CO_2 polo mar ten un efecto beneficioso porque mitiga o cambio climático reducindo o incremento de CO_2 atmosférico nun 30%.

Pola contra, a absorción de CO_2 ten un impacto negativo porque:

- Produce un aumento da acidez do mar modificando a química do océano e poñendo en risco moitas especies e cambiando a súa biodiversidade.

- Reduce a futura capacidade do mar de absorber CO_2, por mor da diminución do seu efecto tampón.

Referencias

Barker S, Ridgwell A. Ocean Acidification. *Nature Education Knowledge* 3(10):21, (2012)

Bates, N., Astor, Y., Church, M., Currie, K., Dore, J., Gonaález-Dávila, M., Lorenzoni, L., Muller-Karger, F., Olafsson, J., Santa-Casiano, M. A Time-Series View of Changing Ocean Chemistry Due to Ocean Uptake of Anthropogenic CO_2 and Ocean Acidification. Oceanography 27, 126–141. doi:10.5670/oceanog.2014.16, 2014.

Brewer P, Hester K. Ocean acidification and the increasing transparency of the ocean to low-frquency sound. Oceanography, 22(4), 86-93, 2009.

Broecker WS. The Great Ocean Conveyor. Oceanography, 4(2), 79-89, 1991.

Byrne M, Foo S, Soars NA, Wolfe KDL, Nguyenb HD, Hardy N, Dworjanyn SA. Ocean warming will mitigate the effects of acidification on calcifying sea urchin larvae (*Heliocidaris tuberculata*) from the Australian global. Journal of Experimental Marine Biology and Ecology 448: 250–257, 2013.

Castro CG, Álvarez–Salgado XA, Gago J, Pérez FF, Bode A, Nogueira E, Ríos AF, Rosón G, Varela M. Evidencias bioxeoquímicas do cambio climático en *Evidencias e impactos do cambio climático en Galicia,* 303-326 pp, 2009.

Fernández-Reiriz MJ, Range P, Álvarez-Salgado, XA, Labarta U. Physiological energetics of juvenile clams *Ruditapes decussatus* in a high CO_2 coastal ocean. Marine Ecology Progress Series, 433, 97-105, 2011.

García-Ibañez MI. Acidification and transports of water masses and CO_2 in the North Atlantic. Tese de Doutoramento Internacioanl en Marine Sciences, Technology and Management. Universidade de Vigo, 2015.

Gazeau F, Quiblier C, Jansen JM, Gattuso J-P, Middelburg JJ, Heip CHR. Impact of elevated CO_2 on shellfish calcification, Geophys. Res. Lett., 34, L07603, doi:10.1029/2006GL028554, 2007.

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp. 2013.

Khatiwala S, Tanhua T, Mikaloff Fletcher S, Gerber M, Doney SC, Graven HD, Gruber N, McKinley GA, Murata A, Ríos AF, Sabine CL, Sarmiento JL. Global ocean storage of anthropogenic carbon. Biogeosciences, 10, 2169–2191, doi:10.5194/bg-10-2169-2013, 2013.

Le Quéré C, e col. Global carbon budget 2014. Earth Syst. Sci. Data, 7, 47-85, doi:10.5194/essd-7-47-2015, 2015.

Nilsson GE, Dixson DL, Domenici P, McCormick MI, Sørensen C, Watson S-A, Munday PL. Near-future carbon dioxide levels alter fish behaviour by interfering with neurotransmitter function. Nature Climate Change, doi: 10.1038/NCLIMATE1352, 2012.

Pelejero C, Calvo E, Hoegh-Guldberg O. Paleo-perspectives on ocean acidification, Trends Ecol. Evol., 25, 332–344, 2010.

Raven J, Caldeira K, Elderfield H, Hoegh-Guldberg O, Liss P, Riebesell U, Shepherd J, Turley C, Watson A. Ocean acidification due to increasing atmospheric carbon dioxide. R. Soc. Lond. Document No. 12/05, 2005.

Riebesell U, Zondervan I, Rost B, Tortell PD, Zeebe RE, Morel FMM. Reduced calcification of marine plankton in response to increased atmospheric CO_2. Nature 407, 364–367. doi:10.1038/35030078, 2000.

Rahmstorf S. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. Nature, 419, 207-214, 2002.

Revelle R, Suess HE. Carbon dioxide exchange between atmosphere and ocean and the question of an increase of atmospheric CO2 during the past decades. Tellus, 9, 18– 27, 1957.

Ríos AF, Pérez FF, Fraga F. Long-term (1977-1997) measurements of carbon dioxide in the Eastern North Atlantic: evaluation of anthropogenic input. Deep-Sea Research II, 48: 2227-2239, 2001.

Ríos AF, Resplandy L, Garcia-Ibañez MI, Fajar NM, Velo A, Padín XA, Wanninkhof R, Steinfeldt R, Roson G, Pérez FF. Decadal acidification in the water masses of the Atlantic Ocean. PNAS, en revision 2015.

Sabine CL, R.A. Feely, N. Gruber, R.M. Key, K. Lee, J.L. Bullister, R. Wanninkhof, C.S. Wong, D.W.R. Wallace, B.Tilbrook, F.J. Millero, T-H Peng, A. Kozyr, T. Ono, A.F. Rios, The oceanic sink for anthropogenic CO_2. Science, 305: 367-371, 16/7/2004.

Taylor GT, Muller-Karger FE, Thunell RC, Scranton MI, Astor Y, Varela R, Troccoli Ghinaglia L, Lorenzoni L, Fanning KA, Hameed S, Doherty O. Ecosystem responses in the southern Caribbean Sea to global climate change. PNAS. Vol. 109, no. 47, 19315–19320, 2012.

Turley C, e col. The societal challenge of ocean acidification. *Marine Pollution Bulletin* 60, 787–792, 2010.

Vázquez-Rodríguez M, Pérez FF, Velo A, Ríos AF, Mercier H. Observed trends of anthropogenic acidification in North Atlantic water masses. Biogeosciences, 9: 5217–5230, doi: 10.5194/bg-9-1-2012, 2012.