

Cambios del nivel del mar

Sea level changes

CRISTINO J. DABRIO¹ Y MARÍA DOLORES POLO²

¹ Departamento de Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, 28040-Madrid.
E-mail: dabrio@ucm.es

² I.E.S. "Gran Capitán", Paseo de los Melancólicos 51, 28005 - Madrid

Resumen El nivel del mar cambia continuamente debido a varios factores globales que actúan con velocidades y periodicidades diferentes. Como, además, existen factores locales, no es realista hablar de curvas globales de evolución del nivel del mar, aunque todas dibujan un patrón parecido. La variación periódica de los parámetros orbitales de la Tierra es el factor (o forzamiento) que tiene mayor influencia en los cambios climáticos más aparatosos (teoría de Milankovitch) y, con ellos, los del nivel del mar.

Usando las curvas isotópicas del oxígeno como un indicador aproximado del nivel del mar, se observa que el forzamiento predominante en los últimos cuatro millones de años (Ma) ha ido cambiando de la precesión a la inclinación y, en el último millón de años, a la excentricidad de la órbita. Estas periodicidades se superponen e interfieren (se modulan) unas a otras, dibujando curvas de evolución relativamente complejas. Pero hay otros cambios de nivel del mar de menor duración y magnitud, los llamados cambios suborbitales, que se reconocen desde, al menos, hace 5 Ma, independientemente del forzamiento orbital dominante en cada momento.

En tiempos recientes, la aportación antrópica de gases de efecto invernadero ha interferido gravemente con el sistema natural. Se esbozan las ideas del Panel Internacional del Cambio Climático (IPCC) sobre las variaciones del nivel del mar a fin de centrar las ideas y ayudar a comprender mejor la problemática implicada

Palabras clave: Nivel del mar, eustasia, curvas del nivel del mar.

Abstract *The sea level changes continuously due to global factors that act at variable speed and periodicity. Local factors make the concept of global sea level curves unrealistic, although all of them follow similar patterns. The periodic variation of orbital parameters of the Earth's orbit is the main forcing factor of the more conspicuous climate changes (theory of Milankovitch), which give rise to changes in sea level.*

Using the Oxygen isotopic curves as a proxy of sea level for the last four million years (My), we can see that the dominant forcing factor shifted from precession to inclination and, in the last million years, to eccentricity of the orbit. These periodicities are superimposed and modulate each other producing relatively complex curves. In addition, there are pervasive shorter-lived, smaller magnitude changes in sea level, known as suborbital changes, which have been recognized for, at least, 5 My. They are independent of the dominant forcing factor.

In recent times anthropic addition of greenhouse gases has interfered severely with the natural system. Ideas put forward by the International Panel for Climate Change (IPCC) concerning sea level changes are presented, in order to provide a better understanding of the problems involved.

Keywords: *Sea level, eustasy, sea level curves, IPCC.*

INTRODUCCIÓN

El litoral es la zona que separa los medios marinos y continentales. En algunos casos, como los acantilados, el límite es neto y, en apariencia, bastante estable pero en otros lugares, como en las playas o en las marismas y llanuras de marea, es una banda de límites cambiantes que resta fiabilidad a los mapas, en particular a los antiguos.

Si se tiene en cuenta que más de la mitad de la población mundial vive en la costa o en su inmediata vecindad, se comprende la importancia de estudiar adecuadamente su comportamiento geodinámico y poder llevar a cabo una adecuada gestión territorial. Conviene, por tanto, establecer lo mejor posible los agentes dinámicos, los procesos sedimentarios activos en la costa y la evolución del nivel del mar, así como su organización y su

evolución. Ello es la base para deducir la tendencia natural de la costa y su previsible evolución futura. Y es que, como dijo un ilustre colega, “la costa es un accidente temporal”.

A corto plazo, la dinámica costera y su morfología dependen de las olas, las mareas y la disponibilidad de sedimento, todos ellos cambiantes con el tiempo, a los que se ha sumado en los últimos milenios la acción antrópica.

A largo plazo, entran en juego el contexto tectónico, que suele simplificarse en la subsidencia, es decir, en la tasa de elevación o hundimiento de la costa, y los cambios relativos del nivel del mar que determinan qué zonas quedan cubiertas por el mar o expuestas subaéreamente. En las últimas décadas se ha tomado conciencia de que el nivel del mar cambia en nuestros días, lo que supondría una amenaza potencial para los habitantes de las zonas ribereñas. A este cambio natural parece cada vez más claro que se añade el resultado de la acción antrópica que, por la producción o liberación de gases de efecto invernadero, está contribuyendo a la elevación de la temperatura global y, con él, al incremento de la tasa de fusión de los casquetes polares lo que debería conducir a una elevación del nivel marino. Los cálculos al respecto indican que la fusión del casquete de Groenlandia haría subir el nivel del mar alrededor de 7 m, mientras que la fusión completa de la Antártida elevaría el nivel del mar unos 70 m.

Este trabajo pretende ser una puesta al día de los conocimientos para ayudar a comprender este tema de actualidad y a la valorar la preocupación que se desprende de las ideas del Panel Internacional del Cambio Climático (IPCC).

EL NIVEL DEL MAR

El nivel del mar está en continuo movimiento a diversas escalas, debido a los cambios en la litosfera y la hidrosfera, y cada uno de ellos ocurre a distinta velocidad.

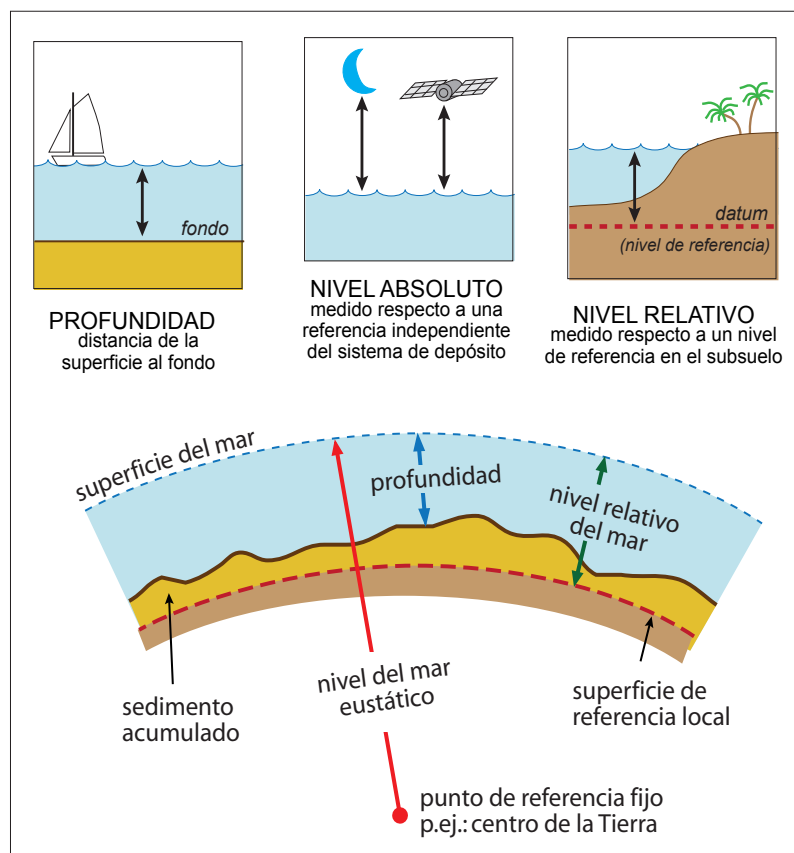
Entonces, ¿cómo se mide o determina la posición “exacta y absoluta” del nivel del mar? Habitualmente, cada país establece un nivel del mar oficial que sirve de referencia para los levantamientos topográficos del mapa nacional. En España se usa el nivel medio del Mediterráneo en Alicante, donde el rango mareal es “casi” cero, aunque los mareógrafos registran diferencias de varios decímetros en el curso del año, con máximas en otoño y mínimas a primeros de año (las “secas” de enero). En otras palabras, el “nivel medio de referencia” es teórico, ya que cambia anualmente a causa de las fluctuaciones naturales de la presión atmosférica, de la tasa de evaporación y de la descarga fluvial, de la densidad del agua (que, como se sabe, es función de la temperatura y la salinidad del agua) y del caudal de las corrientes oceánicas y, especialmente en nuestro caso, del continuo intercambio de masas de agua entre el Océano Atlántico y el Mar Mediterráneo a través del Estrecho de Gibraltar.

En cualquier caso, este nivel del mar oficial es sólo un nivel relativo porque el *datum*, o superficie de referencia que se ha elegido es artificial. Tampoco pueden usarse como referencia la profundidad, es decir la distancia de la superficie al fondo del mar, porque ésta varía con la presión atmosférica, con las mareas astronómicas o meteorológicas y, por supuesto, con la acumulación de sedimento en el fondo, que reduce inevitablemente la profundidad, o con la erosión, que tiene un efecto contrario (Fig. 1).

Así pues, parece que lo lógico sería medir la distancia desde al nivel del mar a algún punto “fijo” e inmutable, que permitiese obtener valores absolutos, por ejemplo, el centro de la Tierra o la distancia a la Luna (ver Fig. 1). Los satélites artificiales suministran estos datos de forma muy precisa y permiten elaborar mapas y modelos tridimensionales dinámicos de la superficie del mar. Sin embargo, los resultados obtenidos revelan algunos datos chocantes. Uno de ellos es que la superficie de los océanos es irregular y presenta protuberancias y abolladuras o depresiones con diferencias de cota de más de 100 m, como ocurre, por ejemplo, entre los océanos Pacífico e Índico. Otro es que el nivel del mar varía continuamente sobre todo porque la temperatura del agua fluctúa y produce dilataciones o contracciones, es decir cambios de volumen, que pueden parecer modestos pero que, cuando se tiene en cuenta el volumen total de los océanos, son muy aparatosos. Por ello no es tan sencillo decir que el nivel del mar sube o baja en toda la Tierra porque lo haga en unos puntos concretos y en un momento determinado, ya que cada zona reacciona de un modo diferente.

Una de las causas de esta variabilidad es la Circulación Oceánica Global (Fig. 2), que redistribuye grandes cantidades de agua, calor, sal, carbono y nutrientes alrededor del globo, y conecta la atmósfera y la superficie del océano con el enorme reservorio del mar profundo (Oppo y Curry, 2012). Este dispositivo es, así mismo, responsable de parte de

Fig. 1. Conceptos generales sobre el nivel del mar (modificada de Homewood et al., 1996). Explicación en el texto.



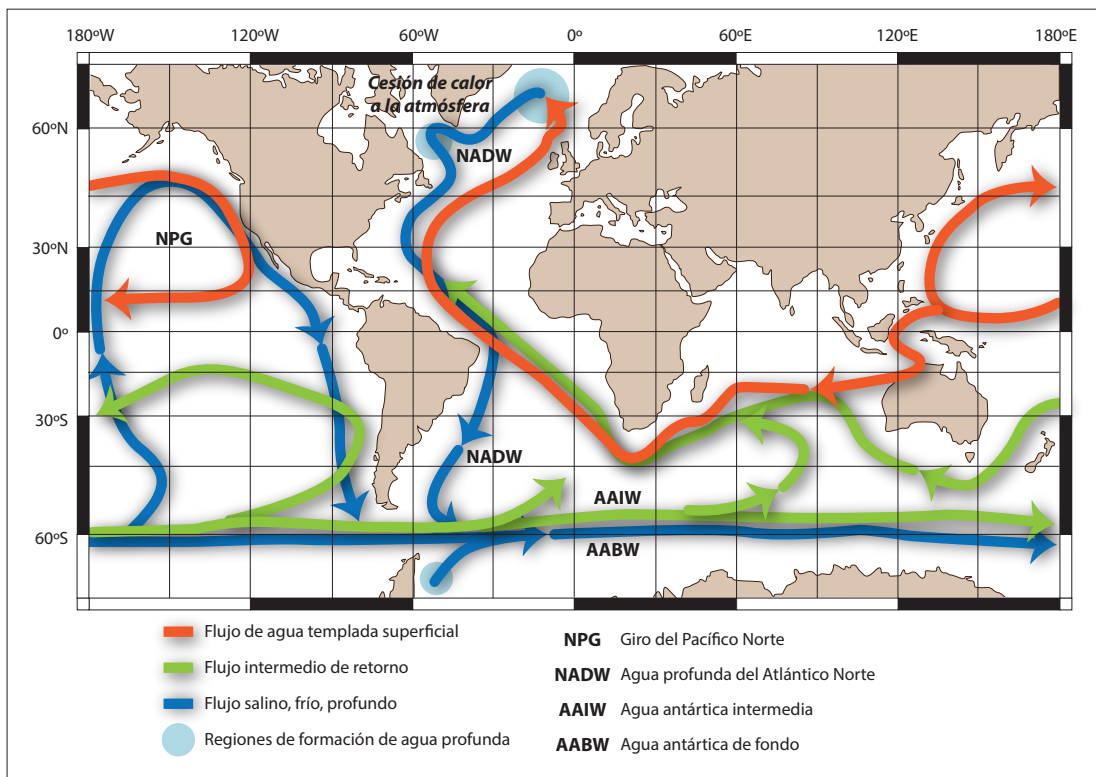


Fig. 2. Circulación Oceánica Global: un sistema de corrientes superficiales y profundas que se extiende por todas las cuencas oceánicas (modificada de Oppo y Curry, 2012).

las diferencias de cota a la que se encuentra el nivel del mar en distintos puntos de la Tierra. También se da por sentado que hay una estrecha relación entre el nivel global del mar y el clima de la Tierra.

Las variaciones del nivel del mar suelen denominarse genéricamente cambios eustáticos y responden a la acción combinada del equilibrio dinámico entre la hidrosfera y la atmósfera y los cambios en la litosfera (Fig. 2). Todos ellos responden con distinta velocidad (Bardají et al., 2009). Se pueden citar (Fig. 3):

- Los cambios en el volumen del agua oceánica, denominados cambios glacio-eustáticos, que son lentos (alrededor de 10 mm/año) y se deben a la acumulación de hielo en los casquetes y a su posterior ablación (fusión). Están controlados por la oscilación regular de los parámetros orbitales, como puso de manifiesto Milankovitch (1941).

- Los cambios en el volumen de las cuencas oceánicas, conocidos como cambios tecto-eustáticos, que se producen muy lentamente (alrededor de 0.6 mm/año).

- Las variaciones en la distribución del nivel de las masas oceánicas, o eustasia geoidal, que se originan por cambios en la forma del Geoide que es la superficie equipotencial de las fuerzas de la gravedad y de la rotación. Estos cambios son rápidos, entre 10 y 30 mm/año.

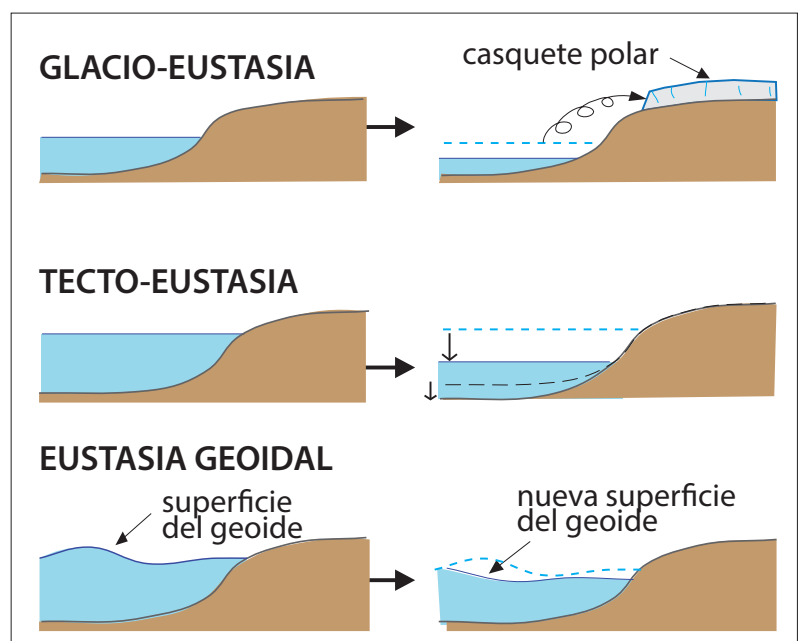
- Los cambios (meteorológicos, hidrológicos, oceanográficos) en la superficie dinámica del nivel del mar, que redistribuyen las masas de agua oceánica y son los más rápidos de todos pues llegan a los 100 mm/año (y localmente 200 mm/año).

Según esto, las más influyentes a corto plazo son la eustasia glacial, la eustasia geoidal y la eustasia debida a la dinámica de la superficie del mar (Fig. 3). Y está claro que a nosotros nos interesan más los cambios a corto plazo, que son los que pueden interferir, en el intervalo temporal de

nuestras vidas, con la componente antrópica del Cambio Climático.

Muchos de estos cambios son, a grandes rasgos, cíclicos (Mörner, 2010). A una escala del orden del milenio se reconocen las *oscilaciones de Dansgaard-Oeschger* (Dansgaard et al., 1993), abreviadas como D-O, debidas a cambios bruscos de temperatura, del orden de 5 a 10°C, que se han producido repetidamente durante el último periodo glacial. Heinrich (1988) descubrió en los sondeos marinos que cada siete u ocho mil años se producían dentro de estas oscilaciones unos episodios aún más fríos que se han denominado *eventos Heinrich*. Por su parte, Bond et al. (1993) observaron que las oscilaciones de Dansgaard-Oeschger se

Fig. 3. Causas principales de los cambios eustáticos.



asociaban siguiendo un patrón repetitivo de enfriamiento progresivo limitado por eventos Heinrich. Son los *ciclos de enfriamiento de Bond*.

El estudio de los depósitos costeros de la Península Ibérica demuestra que algunos de estos fenómenos han quedado registrados en ellos (Goy et al., 2003, Dabrio et al., 2011). Hay ciclos de menor duración, como los relacionados con las manchas solares, que modifican las temperaturas atmosféricas, las precipitaciones y, aún más importante, el caudal y la intensidad de las corrientes oceánicas. La acción conjunta de estas variables modifica apreciablemente el nivel del mar en las zonas costeras. En este orden de magnitud cabe también mencionar los fenómenos de “super ENSO” (oscilación sur de El Niño), que propician la redistribución de las masas de agua oceánica. A menor escala (anual), puede citarse el fenómeno de El Niño, que se da cada cierto número de años y llega a producir fluctuaciones de hasta 30 cm en el Pacífico. También los monzones anuales, que producen grandes diferencias de la presión atmosférica que hacen fluctuar el nivel del mar del orden de 15 cm.

LAS CURVAS DEL NIVEL DEL MAR

Se ha dedicado, y se dedica aún, mucho esfuerzo a tratar de construir una curva global real del nivel del mar, partiendo de la base de que este nivel debía ser una superficie homogénea. Así, conocido el nivel en un punto de referencia, cualquier variación debería reflejarse en toda la Tierra. Considerando, además, que los cambios del nivel del mar fuesen globales y simultáneos. Este era el sentido original del término eustasia.

Parecía que se había dado un paso definitivo cuando Shackleton y Opdyke (1973, 1976) relacionaron los valores del $\delta^{18}\text{O}$ del agua del mar con el volumen de hielo en la Tierra. El $\delta^{18}\text{O}$ es una medida de la relación entre los isótopos estables del 18 y 16 del oxígeno (oxígeno 18/oxígeno 16), que suele usarse como un indicador de procesos que muestran fraccionamiento isotópico. La proporción se expresa en tantos por mil (‰). Para más detalles sobre el uso de esta técnica puede consultarse Martín-Chivelet y Muñoz (2015, incluido en este volumen).

En el caso de muestras de corales, testigos de hielo y caparazones de foraminíferos la proporción de oxígeno ^{18}O a ^{16}O indica la temperatura del agua circundante, pero también depende algo de la salinidad del agua y del volumen de hielo almacenado en los casquetes polares. En efecto, el isótopo pesado tiende a evaporarse menos y a condensarse y caer primero. El hielo de los casquetes tiende a estar enriquecido en el isótopo ligero, de manera que durante los periodos glaciales el agua del mar está ligeramente enriquecida en isótopo pesado y menos durante los periodos interglaciales, porque la fusión de los hielos aporta más isótopo ligero al océano. En otras palabras, los valores mayores de $\delta^{18}\text{O}$ se correlacionan con temperaturas medias más bajas y niveles del mar más bajos.

Pues bien, Shackleton y Opdyke (1973, 1976) estimaron que cada 0.1‰ de variación en el $\delta^{18}\text{O}$ ‰

equivalía (eso sí, con muchas reservas) a unos 10 m de variación del nivel del mar. Las reservas se deben a que no se conoce con exactitud la composición isotópica que tenía el agua del mar en el momento del depósito del sedimento sobre el que se realiza la medida, que puede, que puede ser diferente de la que se analiza ahora en el laboratorio. Como este dato se ignora, quedan aún muchos problemas sin resolver.

Y hay más dificultades: para establecer una curva global hay que partir de unos puntos de referencia que sean fijos. Hasta hace poco se creía que bastaba con localizar áreas tectónicamente estables, pero luego se cayó en la cuenta de que eso no era tan simple a causa de la continua actividad de la litosfera.

Luego se observó que, además, los casquetes glaciares influían mucho más de lo que se había estimado en un principio porque, al acumularse un casquete, la litosfera se deforma y se hunde en áreas mucho más extensas de lo que se creía. Hoy día, aún se conoce mal la influencia precisa que tuvieron el volumen y la extensión superficial de los casquetes de hielo es decir, la carga ejercida en cada punto y la deformación resultante, no sólo durante la glaciación sino también en la deglaciación subsiguiente pues, al descargarse la litosfera del peso del hielo, se produjo un rebote glacio-hidro-isostático cuyo alcance no se conoce bien. Por supuesto, en los últimos tiempos se han desarrollado modelos del rebote y de los cambios asociados del nivel del mar y, aunque algunos autores han criticado los procedimientos utilizados para determinar la magnitud del rebote, no cabe duda de que han supuesto un notable avance en la investigación.

Y también surgen problemas relativos a las dataciones isotópicas porque, para que sean fiables y válidas, deben realizarse sobre muestras que sean sistemas geoquímicos cerrados. El problema es que en la naturaleza no existen esos sistemas ideales y hay que conocer con mucha precisión las condiciones iniciales del sistema, empezando por la composición isotópica del agua del mar en el que se encontraba. Esto es vital en el caso de las series de uranio, el sistema de datación “estrella” (véase, p. ej. Thompson et al., 2004). A falta de otro dato o sugerencia mejor, se supone que era similar a la actual, pero no tenemos garantías de que éste sea al caso.

Así pues, no es de extrañar que se considere que el esfuerzo dedicado a obtener la curva eustática global es, en gran medida, vano porque se ha visto que no es posible establecer curvas fiables ni siquiera a nivel regional, de modo que, por ahora, hemos de contentarnos con deducir curvas locales, cada una influida por unas peculiaridades concretas (Fig. 4).

La componente glacioeustática ha tenido una gran influencia en el Pleistoceno y el Holoceno (Fig. 4) pues la terminación del último periodo glacial se caracterizó por varios episodios de subida rápida denominados pulsos de agua de fusión (*melt water pulses*, MWP) a partir de los aproximadamente 120-130 m que había descendido en las áreas más alejadas de los antiguos casquetes

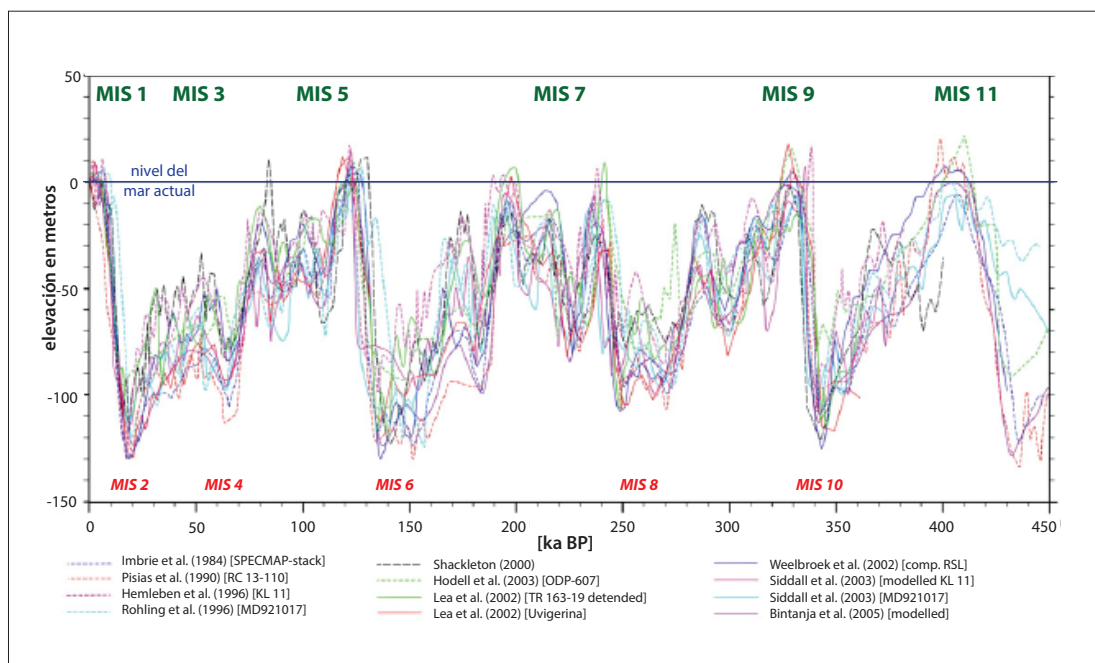


Fig. 4. Algunas curvas del nivel del mar para los ciclos más recientes, representando el nivel del mar frente a la edad (ka BP: miles de años antes del Presente que, por acuerdo internacional, se estableció en 1950); (Según Caputo, 2007). Los interglaciales se indican con números impares y los glaciales con pares. MIS 1: Presente Interglacial, MIS 5: Último Interglacial, MIS 7: Penúltimo Interglacial, MIS 2: Último Glacial, etc.

polares durante la última glaciación en el estadio isotópico marino 2 (MIS 2, es decir *Marine Isotope Stage 2*)¹. El primer pulso de la deglaciación se produjo entre alrededor de (ca.) 19 y 16 ka BP con una velocidad de ascenso relativamente baja (3,3 mm/a) que luego se incrementó a 15 mm/a entre 16 y 12,5 ka BP. Entre 12,5 y 11 ka BP se produjo una interrupción de la subida, o incluso un pequeño descenso, que corresponde al Dryas reciente (ó *Younger Dryas*, así llamado por caracterizarse por la gran abundancia del polen de *Dryas octopetala* L., una planta herbácea propia de la tundra). De nuevo volvió a ascender entre 11 y 9 ka BP para alcanzar su nivel actual hacia 7 ka BP. Desde entonces, el factor glacioeustático cedió el protagonismo del control del nivel del mar global a la redistribución de masas de agua inducida por una combinación glacio-hidro-isostática y que se lleva a cabo a través de las corrientes superficiales.

En la actualidad, se acepta que la temperatura global atmosférica y oceánica se están elevando y, aunque se da por cierta la intervención antrópica en ese fenómeno, no está claro hasta dónde llega su contribución. De acuerdo con esto, cabe esperar que se produzca una subida global del nivel relativo medio del mar, que algunos autores llegan a cifrar en más de un metro durante el presente siglo (Rahmstorf, 2007, Grinsted et al., 2010). Gran parte de las discrepancias se deben a que las series temporales de datos en los que se basan los modelos numéricos y las simulaciones son muy cortas (menos de 200 años). La única forma de validarlos es obtener información fiable de los tiempos pretéritos estudiando los sedimentos y rasgos costeros dejados por el mar durante los períodos de nivel

del mar alto (*highstands*) del Pleistoceno. Reconocer y situar el nivel del mar usando criterios geológicos y biológicos permite deducir la posición de la línea de costas y su evolución. Es evidente que los cambios de posición de las (paleo)-líneas de costa reflejan tanto los cambios en el volumen de la cuenca y la cantidad de hielo global (a los que, en general, se alude como cambios eustáticos) como la respuesta de la costa al factor glacio-hidro-isostático (Lambeck y Chapell, 2001; Mitrovica y Milne, 2002; Pirazzoli, 2005).

En resumen, una conclusión inmediata es que la posición del nivel del mar que, con frecuencia, puede seguirse lateralmente y cartografiarse como paleo-líneas de costa, varía mucho de unos puntos a otros para cualquier período o “momento” geológico que se considere. Las curvas globales del nivel medio del mar dan una información general, pero no dicen gran cosa sobre los mecanismos que producen los cambios de la línea de costa. De hecho, el informe del Panel Internacional para el Cambio Climático (*International Panel on Climate Change*, IPCC) de 2007 recomienda usar curvas regionales y locales del nivel del mar.

EL CONCEPTO DE EUSTASIA

El término eustasia lo introdujo Suess en su libro *Das Antlitz der Erde* (La faz de la Tierra, 1885-1909) para referirse a los cambios del nivel oceánico y diferenciarlos de los cambios del nivel de la corteza sólida. Originalmente, se pensaba que la eustasia era global y que se debía a cambios en el volumen del agua del mar en relación con la mayor o menor cantidad de hielo acumulada en los casquetes polares (glacioeustasia) o en el volumen de las cuencas oceánicas relacionado con fenómenos tectónicos (tectonoeustasia). Fairbridge (1961) redefinió la eustasia como cambios mundiales del nivel del mar de igual signo y coetáneos. Hoy día se sabe que hay un tercer tipo de eustasia debida

¹ MIS (*Marine Isotope Stage*). Con estas siglas se hace referencia a periodos paleoclimáticos fríos y cálidos, deducidos a partir de los isótopos de oxígeno que reflejan cambios en temperatura; habitualmente las muestras se obtienen en testigos de sondeo marinos.

a la irregularidad del geoide que Mörner (1976), su descubridor, denominó eustasia geoidal. En efecto, las mediciones desde satélites han demostrado que la superficie de los océanos es irregular y han puesto de manifiesto diferencias de cota de hasta 180 m, como sucede entre Nueva Guinea y las Islas Maldivas.

En la actualidad el término eustasia tiende a usarse para indicar una variación del nivel del mar sin implicar que sea global o de un signo concreto (subida o bajada). Como indicamos más arriba, el nivel relativo del mar depende de muchas variables que afectan distintas partes del globo, produciendo, sobre todo, efectos locales. Los cambios eustáticos dan lugar a diferencias topográficas entre las áreas madre y las cuencas sedimentarias, modificando el nivel de base de los ríos, su energía potencial y su capacidad de transporte o erosión y se reflejan en las sucesiones sedimentarias de las cuencas, especialmente en los depósitos litorales.

LOS NIVELES DEL MAR EN EL CUATERNARIO

A diferentes escalas, los cambios relativos del nivel del mar están controlados por un forzamiento orbital, es decir, se deben a cambios en los parámetros orbitales. Estos parámetros influyen sobremanera en el clima (Miró y Soler, 1995) y, con él, en el nivel del mar. Fue Milankovitch (1941) quien los relacionó y, en esencia, su teoría establece, sin entrar en muchos detalles, que exceden los objetivos de este trabajo, que la excentricidad de la órbita terrestre fluctúa con una periodicidad de 100 a 140 ka (miles de años) y es la responsable de los intervalos glaciales e interglaciales, en los que el nivel del mar ha oscilado más de 100 m (véase, p. ej. Ruddiman, 2001).

Un segundo control, la inclinación del eje de la Tierra varía alrededor de 2° con una periodicidad de aproximadamente 41 ka (Fig. 5). Finalmente, el eje experimenta un movimiento de cabeceo que completa un círculo cada 21 ka (en realidad,

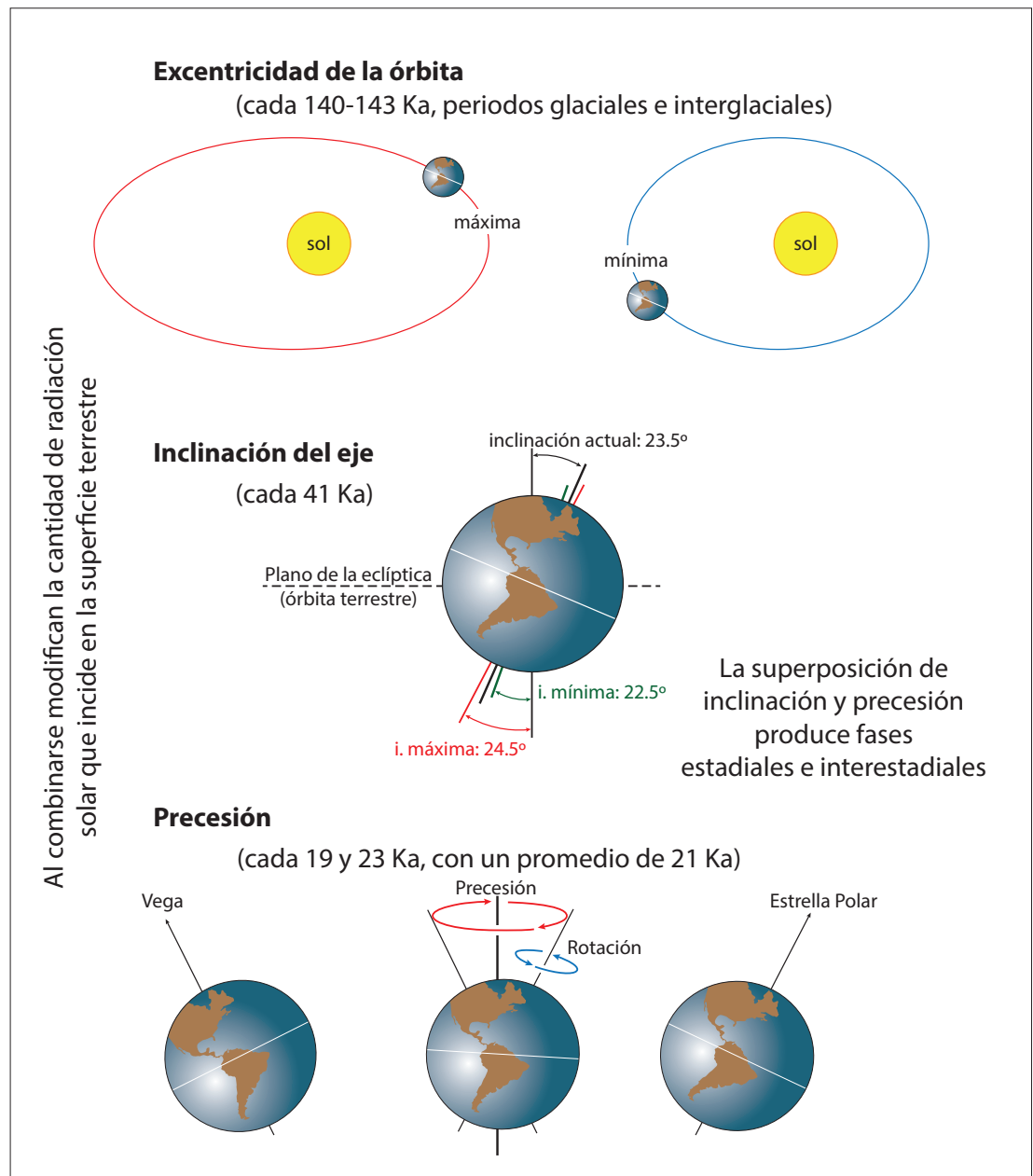


Fig. 5. Parámetros orbitales de la Tierra e influencia sobre el clima y, a través de él, en el nivel del mar global (modificado de Tarbuck y Lutgens, 1999).

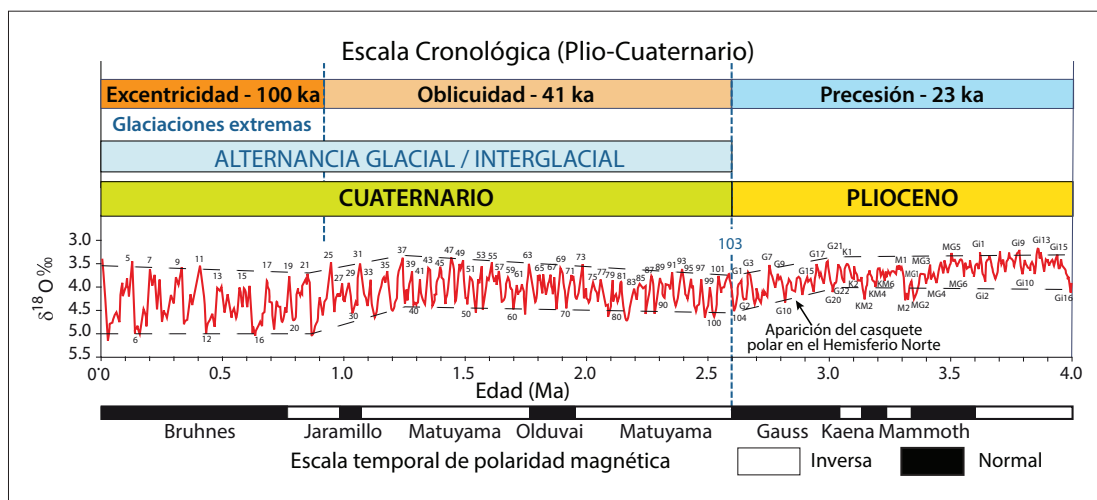


Fig. 6. Escala Isotópica Paleomagnética y registro isotópico del oxígeno para los últimos 4 Ma (modificada de Shackleton, 1995 y Patridge, 1997) y parámetros orbitales dominantes en cada momento.

la periodicidad es algo más compleja, pues tiene componentes de 19 y 23 ka, que es el responsable de la “precesión de los equinoccios” (Fig. 5). El efecto conjunto de estos dos últimos movimientos modula las grandes oscilaciones produciendo oscilaciones menores dentro de las fases glaciales e interglaciales, que se conocen como interestadiales, durante las que el nivel del mar llega a variar incluso decenas de metros.

Estos cambios se detectan en el Pleistoceno porque en los afloramientos aparecen intercalados niveles marinos (correspondientes a los interestadiales durante los que el nivel del mar estaba alto) y continentales (fases de exposición subaérea durante los interestadiales con nivel del mar bajo). A partir de las curvas isotópicas del oxígeno (Martín Chivelet y Muñoz García, 2015), que a grandes rasgos reflejan el nivel del mar, se deduce que en un primer momento el forzamiento dominante era la precesión, continuando la tónica heredada del Mioceno terminal y reflejada en los sedimentos de esa edad, como en la cuenca de Sorbas en Almería (Sierra et al., 2001; Dabrio y Polo, 2013).

Luego, entre 2,6 y 1 Millones de años (Ma) el factor de forzamiento dominante pasa a ser la inclinación, con la correspondiente modulación por el anterior. Esto sucede alrededor de 300 ka después de que aparezca el casquete polar ártico y ya empieza a funcionar la alternancia glacial/interglacial (Fig. 6). No está muy claro cuál fue el factor desencadenante de este cambio.

Hace un millón de años se produjo un nuevo cambio en el factor de forzamiento orbital y tomó el relevo la excentricidad de la órbita, que llevó a las grandes glaciaciones del Pleistoceno superior, con las modulaciones debidas a las otras dos periodicidades superpuestas (Fig. 6). Como en el caso anterior, no está claro el forzamiento detrás de este cambio.

Existen otras periodicidades menores, denominadas suborbitales, que se detectan en el registro fósil por fluctuaciones pequeñas (de orden métrico) del nivel del mar. Se han deducido a partir de las curvas isotópicas del oxígeno y se han puesto de manifiesto en el registro fósil del sureste de la Península Ibérica al menos desde el Mioceno Superior a la actualidad. En efecto, estos cambios, que se superponen a los anteriores, se reconocen en el

Messiniense de la cuenca de Sorbas (Dabrio y Polo, 2013), en el Pleistoceno de Alicante (Dabrio et al., 2011) y en el Holoceno de la llanura costera de Roquetas de mar (Goy et al., 2003). Los valores de las fluctuaciones del nivel del mar son de orden métrico: como mínimo entre 60 cm y 1 m, entre 1 y 2 m (máximo 4 m) y entre 80 cm y 1,2 m respectivamente en los tres casos citados.

De acuerdo con esto, podemos visualizar el nivel en continuo movimiento y a varias escalas que se superponen modulándose, todo ello complicado por los factores locales, entre los que cabe destacar la componente tectónica, que eleva o hunde partes concretas de la corteza, la componente glacio-hidroisostática causada por la acumulación y ablación (fusión) de los casquetes glaciares y el rebote isostático subsiguiente.

Es sobre este modelo sobre el que hemos de situar los posibles impactos antrópicos derivados de las emisiones de gases de efecto invernadero (Llebot, 2009) y del calentamiento global.

PREDICCIONES DEL IPCC

De acuerdo con el Quinto Informe de Evaluación del Grupo I del Panel Internacional para el Cambio Climático (IPCC), el nivel medio global del mar (NMGM) ha aumentado 19 cm en el periodo 1901-2010, a razón de 1,7 mm/año de media entre 1901 y 2012. No obstante, a partir de 1993 la tasa de subida se ha acelerado hasta 3,2 mm/año.

El IPCC afirma, cada vez con mayor nivel de confianza, que el NMGM seguiría subiendo durante el presente siglo a causa del calentamiento de los océanos (y la dilatación que llevará aparejada) y de la pérdida de masa de los glaciares. La contribución de Antártida y Groenlandia ha aumentado desde comienzo de los años 1990.

La componente de expansión térmica seguiría produciendo un ascenso del NMGM durante muchos siglos (aunque el valor exacto dependería de las futuras emisiones de CO_2), con una contribución de la reducción de la masa de hielo que, en muchos casos, es ya irreversible y que, si se sobrepasa cierto umbral, podría llevar al deshielo casi completo de Groenlandia, en un periodo superior al milenio, lo que haría ascender el nivel del mar unos 7 m.

AGRADECIMIENTOS

Los autores han tomado algunas ideas del discurso de entrada en la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Dra. C. Zazo (leído en enero de 2015), pero la responsabilidad de su uso es exclusivamente de ellos. Trabajo realizado bajo los auspicios del Grupo de Investigación UCM 910198 (Paleoclimatology and Global Change). Forma parte de los proyectos de investigación CGL2012-33430, Consolider-Ingenio CSD 2007-00067-GRACCIE, AEI-A/017978/08. GEOTOP IGCP 588, ACI2009-1037.

BIBLIOGRAFÍA

- Bardají, T., Zazo, C., Cabero, A., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Lario, J., Silva, P.G. (2009). Impacto del Cambio Climático en el litoral. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 17.2, 141-154.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S.J., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., Bonani, G. (1993). Correlation between climatic records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 363, 143-147.
- Caputo, R. (2007). Sea-level curves: perplexities of an end-user in morphotectonic applications. *Global and Planetary Change*, 57, 417-423.
- Dabrio, C.J. y Polo, M.D. (2013). Cyclic coastal sedimentation in Sorbas (Messinian, SE Spain). *Geogaceta*, 54, 31-34.
- Dabrio, C.J., Zazo, C., Cabero, A., Goy, J.L., Bardají, T., Silva, P.G., Hillaire-Marcel, C., González-Delgado, J.A., Lario, J., Silva, P.G., Borja, F. y García-Blázquez, A.M. (2011). Millennial/submillennial-scale sea-level fluctuations in Western Mediterranean during the second highstand of MIS 5e. *Quaternary Science Reviews*, 30, 335-346.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvildberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdóttir, A.E. Jouzel, J. y Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218-220.
- Fairbridge, R.W. (1961). *Eustatic Changes in Sea Level, Physics and Chemistry of the Earth*. Pergamon Press, New York, 99-185.
- Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J. (2003). A beach-ridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almería, Western Mediterranean). *Quaternary Science Reviews*, 50, 251-268.
- Grinsted, A., Moore, J.C., Jevrejeva, S. (2010). Reconstructing sea level from paleo and projected temperatures 200 to 2100 AD. *Climate Dynamic*, 34, 461-472.
- Heinrich, H., (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the Past 130,000 years. *Quaternary Research*, 29, 142-152.
- Homewood, P., Mauriaud, P. y Lafont, F. (1996). *Vade Mecum de Stratigraphie Sequentielle*. Elf Exploration, París. 64 p.
- IPCC Working Group I (2007). *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. En: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. (Eds.: S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, y H.L. Miller). Cambridge University Press, 996 p.
- IPCC Working Group I (2013). *Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. En: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. (Eds.: T.F. Stocker, D. Qin, G.K. Plattner, M.B.M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex y P.M. Midgley). Cambridge University Press, 1535 p.
- Lambeck, K. y Chappell, J. (2001). Sea Level Change through the Last Glacial Cycle. *Science*, 292, 679-686.
- Llebot, J.E. (2009) Un breve relato sobre cómo podemos saber si cambia el clima. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 17.2, 128-140.
- Martín Chivelet, J. y Muñoz-García, M.B. (2015). Estratigrafía de isótopos de oxígeno: reconstruyendo la variabilidad climática del pasado. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, este número.
- Milankovitch, M. (1941). *kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*. Belgrad: Königlich Serbische Akademie. Traducción inglesa: *Canon of Insolation and the Ice-Age Problem*. Program for Scientific Translations. Washington, D.C.: U.S. Department of Commerce and National Science Foundation.
- Miró, J. y Soler, J. (1995). Influencias cósmicas sobre el clima terrestre. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 3.2, 73-79.
- Mitrovica, J.X. y Milne, G.A. (2002). On the origin of late Holocene sea-level highstands within equatorial ocean basins. *Quaternary Science Reviews*, 21, 2179-2190.
- Mörner, N.A. (2010). Some problems in the reconstruction of mean sea level and its changes with time. *Quaternary International*, 221, 3-8.
- Oppo, D. W. y Curry, W. B. (2012). Deep Atlantic Circulation during the Last Glacial Maximum and Deglaciation. *Nature Education Knowledge*, 3, 1.
- Patridge, T. (1997). Reassessment of the position of the Plio-Pleistocene boundary is there a case for lowering it to the Gaus-Matuyama paleomagnetic reversal? *Quaternary International*, 40, 5-10.
- Pirazzoli, P.A. (2005). A review of possible eustatic, isostatic and tectonic contributions in eight late-Holocene relative sea-level histories from the Mediterranean area. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1989-2001.
- Rahmstorf, S. (2007). A Semi-Empirical Approach to Projecting Future Sea-Level Rise. *Science*, 315, 368-370.
- Roveri, M., Gennari, R., Lugli, S. y Manzi, M. (2009). The terminal carbonate complex; the record of sea-level changes during the Messinian Salinity Crisis. *GeoActa*, 8, 63-77.
- Ruddiman, W.F. (2001). *Earth's Climate. Past and Future*. Friedman and Co., New York, 465 p.
- Shackleton, N.J. (1995). *New data on the evolution of Pliocene climatic variability*. En: *Palaeoclimate and Evolution with Emphasis on Human Origins* (Eds: E.S. Vrba, G.H. Denton, T.C. Partridge y L.H. Burckle). Yale University Press, New Haven, 242-248.
- Shackleton, N.J. y Opdyke, N.D. (1973). Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperature and ice volumes on a 105 year and 106 year time scale. *Quaternary Research*, 3, 39-55.
- Shackleton, N.J. y Opdyke, N.D. (1976). Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239. Late Pliocene to latest Pleistocene. *Geological Society of America Memoir*, 145, 449-464.
- Sierro, F.J., Hilgen, F.J., Krijgsman, W. y Flores, J.A. (2001). The Abad composite (SE Spain); a Messinian reference section for the Mediterranean and the APTS. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 168 (1-2), 141-169.
- Tarbut, E.J. y Lutgens, F.K. (1999). *Ciencias de la Tierra. Una introducción a la Geología física*. Prentice Hall, Madrid. 616 p.

Thompson, W.G., Spiegelman, M.W., Goldstein, S.L., Speed, R.C., 2004. An open-system model for U-series age determinations of fossils corals. *Earth and Planetary Science Letters* 210, 365–381.

Para saber más

Sobre el clima de la Tierra y sus relaciones con los cambios del nivel del mar:

Ruddiman, W.F. (2001). *Earth's Climate. Past and Future*. Friedman and Co., New York, 465 p.

Otros aspectos parciales se pueden consultar en:

Barley, R.G. y Chorley, R.J. (1999). *Atmósfera, tiempo y clima*. Ediciones Omega S.A., Barcelona. 441 p.

Burroughs, W.J. (2001). *Climate Change. A Multidisciplinary Approach*. Cambridge University Press, Cambridge. 298 p.

Coe, A.L., Bosence, D.W.J., Church, K.D., Flint, S.S., Howell, J.A. y Wilson, R.C. (2003). *The Sedimentary record of Sea-Level Change*. The Open University and Cambridge University Press, Cambridge. 287 p.

Strahler, A.N. (1979). *Geografía Física*. Ediciones Omega S.A., Barcelona. 767 p.

Tarback, E.J. y Lutgens, F.K. (1999). *Ciencias de la Tierra. Una introducción a la Geología física*. Prentice Hall, Madrid. 616 p. ■

Este artículo fue solicitado desde E.C.T. el día 20 de septiembre de 2014 y aceptado definitivamente para su publicación el 27 de febrero de 2015.