



Método para el cálculo, análisis y representación espacial de la variable “tiempo sumergido bajo el nivel del mar durante la última glaciación” en la plataforma continental del Golfo de Cádiz (España y Portugal)

Method for the calculation, analysis and spatial representation of the variable “time submerged below sea level during the last glaciation” on the Gulf of Cádiz continental shelf (Spain and Portugal)

Pablo Fraile-Jurado¹  y Juan Carlos Mejías-García² 

RESUMEN

En este trabajo se cartografía el tiempo en que la plataforma continental de la costa atlántica de Andalucía (España) y Algarve (Portugal) ha estado emergida durante la última glaciación, empleando para ello un modelo digital de elevaciones batimétrico y un modelo de cambio del nivel del mar elaborado a partir de las cotas de doce subperiodos que engloban la totalidad de la última glaciación. Debido a que la costa de Golfo de Cádiz presenta una amplia plataforma continental, la superficie emergida durante la glaciación debió ser muy extensa, con un tamaño dependiente de la posición del nivel del mar en cada momento. Adicionalmente, se compara el modelo de cambio del nivel del mar desarrollado con otro modelo simplificado basado en dos subperiodos, uno de descenso del nivel del mar y otro de ascenso. Los resultados evidencian que amplios sectores de la plataforma continental permanecieron emergidos durante largos periodos de tiempo, y que la propuesta metodológica realizada resulta notablemente más precisa que la del modelo simplificado propuesto.

Palabras clave: nivel del mar, glaciación, modelo digital de elevaciones, plataforma continental.

ABSTRACT

In this paper we have mapped the time in which the continental shelf of the Atlantic coast of Andalusia (Spain) and Algarve (Portugal) has been emerged during the last glaciation, using a digital elevation model and a sea level model developed from the heights of twelve subperiods that encompass the entire glaciation. Since the Gulf of Cádiz coast has a wide continental shelf, the emerged surface during the glaciation was greater than

¹ Departamento de Geografía Física y A.G.R., Universidad de Sevilla. Correo electrónico: pfraile@us.es

² Departamento de Prehistoria y Arqueología, Universidad de Sevilla. Correo electrónico: jcmejias@us.es

at present, being its size dependent on the position of the sea level. Additionally, the last glaciation sea level model is compared with another simplified model based on two sub-periods, one of almost 100,000 years, of sea level decline, and another of about 12,000 years, of sea level rise. The results show that broad sectors of the continental shelf remained emerged for long periods of time, and that the methodological proposal made is significantly more accurate than any other approach, including that of the proposed simplified model.

Keywords: sea level, glaciation, digital elevation models, shore platform

De todas las variables relacionadas con el cambio climático que estamos viviendo en la actualidad como consecuencia de la emisión antrópica de gases de efecto invernadero, la subida del nivel medio del mar, desde hace décadas es aquella que ha aunado un mayor consenso en torno a su ocurrencia. La mayor parte del debate ha estado centrado en la cuantificación de su magnitud, así como de los efectos que tendrá sobre diferentes ecosistemas costeros. La cuestión de la magnitud de la subida del nivel medio del mar ha concentrado una gran cantidad de opiniones encontradas, polarizándose el debate durante la última década en dos tipos de posiciones. Por una parte, la representada por el IPCC (Stocker *et al.*, 2013), que estima una subida del nivel del mar “moderada” en cualquiera de sus cuatro escenarios principales (considerándose subidas del nivel del mar de entre 0,26 y 0,71 m aproximadamente). Por otra parte, las posiciones críticas al IPCC (Rahmstorf, 2007), procedentes de modelos de reanálisis, que consideran que los cálculos de subida del nivel del mar realizados por el IPCC subestiman una realidad que demuestra que el nivel del mar está subiendo considerablemente más rápido que lo que indican estos modelos, quizá por un modelado inadecuado del deshielo de Groenlandia. Las subidas consideradas por estos autores están entre 0,9 y 2 metros (Pfeffer *et al.*, 2008).

La magnitud de esta subida, sin embargo, es absolutamente mínima si se consideran eventos a una escala temporal diferente. En el periodo comprendido entre 120.000 BP y 6.000 BP y debido a las condiciones climáticas de la última glaciación (Lambeck *et al.*, 2001), el nivel del mar ha estado a un promedio de decenas de metros por debajo del nivel del mar actual, alcanzando su valor mínimo, de unos 130 metros aproximadamente, hace 18.000 años (Yokoyama *et al.*, 2000, Yokoyama *et al.*, 2015), durante el Máximo Glacial, evento en el que tanto temperaturas como posición del nivel del mar alcanzaron sus mínimos (Hughes *et al.*, 2013). Las causas de esta glaciación, como las del resto de glaciaciones cuaternarias, estriban en el descenso de la radiación solar en las latitudes altas debido a las modificaciones orbitales periódicas de la Tierra, tal y como se ha explicado a menudo mediante el modelo de Milankovitch (Paillard, 2015). Según este modelo, estas variaciones orbitales habrían existido desde hace millones de años. Sin embargo, únicamente durante los últimos 2,7 millones de años, y una vez cerrado el Istmo de Panamá –abierto hasta entonces- el clima del planeta se convirtió en un sistema particularmente sensible a dichas variaciones periódicas (Ehlers *et al.*, 2018; Blonder *et al.*, 2018), marcando el inicio del Cuaternario y las eras glaciales.

Al mismo tiempo que se produjeron estas modificaciones del nivel del mar, durante el periodo 120.000 – 6.000 BP se desarrollaron en la Península Ibérica algunos de los periodos en los que se divide tradicionalmente la Prehistoria: la parte final del Paleolítico Inferior, Paleolítico Medio, Paleolítico Superior, y el inicio del Neolítico. De manera generalizada se puede decir que es común

a todos estos periodos que los seres humanos habitasen diferentes tipos de ámbitos, siendo las llanuras cercanas a láminas de agua, ya sean costeras o fluviales, junto con las cuevas, los más frecuentados y utilizados. En lo que se refiere al presente trabajo, al margen de la nueva tierra emergida, susceptible de ser habitada, existe la posibilidad de que estos nuevos espacios proporcionaran al hombre de estas fechas los tipos de hábitat en los que es más factible la vida, y que ya se ha mencionado. De esta manera, se abren nuevas posibilidades que obligan a replantear las dinámicas y los patrones de asentamiento, como ya se están llevando a cabo por parte de algunos equipos de investigación (Ramos *et al.*, 2016, Ramos, 2014; Bailey & Craighead, 2003), para superar así, entre otros, los esquemas explicativos de incremento o disminución paleodemográfica en función de los cambios climáticos (McLaughlin *et al.*, 2021; Fernández-López de Pablo *et al.*, 2019). Se trata de tener en cuenta que la línea de costa en cada fase de la prehistoria ha estado en posiciones diferentes, lo que ofrece a los investigadores nuevas perspectivas a las explicaciones habitacionales, alternativas a las basadas en la actual línea de costa, desde un análisis espacial más preciso.

Aunque tradicionalmente se ha indicado que los cambios del nivel del mar han podido influir en las migraciones humanas al provocar aquellos el acortamiento e incluso la anulación de los estrechos de paso, son escasos los estudios que han llevado esta cuestión más allá de redibujar las paleolíneas de costa en el último Máximo Glacial, hace 18.000 años. En cualquier caso, son numerosos los estrechos que se redujeron significativamente, como el de Bering (que se convierte en un paso emergido), el Canal de la Mancha (igualmente emergido), o el Estrecho de Gibraltar, cuya forma cambia levemente y reduce su distancia en varios kilómetros, surgiendo algunas islas menores en su interior. Sin embargo, son poco frecuentes los trabajos científicos acerca del relevante papel de la localización de las diferentes líneas de costa a lo largo de todo el periodo glacial, durante el cual el nivel del mar ocupó posiciones por debajo de la actual.

En una época en la que la Planificación Espacial Marina está tomando una importancia trascendental como parte de la ordenación territorial de los estados, un adecuado conocimiento de los fondos marinos para la protección de posibles elementos de gran valor paleontológico o arqueológico resultará una de las claves para unas buenas prácticas planificadoras.

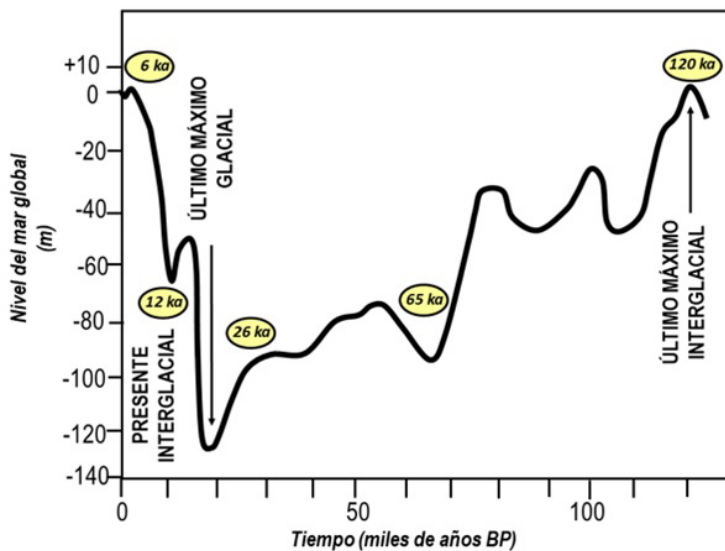
El propósito de este trabajo es determinar el tiempo que cada punto de la superficie de los fondos marinos cercanos a la costa estuvo emergido durante la última glaciación, considerando los cambios del nivel del mar ocurridos en el periodo 120.000 - 6.000 BP. Este trabajo puede resultar de utilidad tanto para la identificación de potenciales yacimientos humanos sumergidos en la actualidad pero emergidos entre el Paleolítico y el Neolítico, como para la identificación de restos paleontológicos de especies que habitaron el sur de la Península Ibérica durante este periodo. Es probable, por ejemplo, que la información existente sobre las características de la vegetación costera durante las glaciaciones sea muy pobre, debido a que en la actualidad las paleolíneas de costa correspondientes están muy alejadas del continente y a mucha profundidad. Resultará aún más difícil tener buena información sobre esa vegetación cuanto más cercanos al Máximo Glacial estén los potenciales yacimientos.

Cambios del nivel del mar durante la última glaciación

El nivel del mar durante el último periodo glacial (Figura N°1), por tanto, partió hace 120.000 años de una posición levemente más elevada que la actual. Sin embargo, no es posible identificar un suave descenso hasta la posición mínima hace 18.000 años, sino que por el contrario, sufre numerosos cambios de ritmo e incluso de tendencia (Lambeck & Chappell, 2001), llegando a experimentarse incluso procesos de subida (Siddall *et al.*, 2003). Los cambios en las tendencias del nivel del mar durante este periodo llegaron a ser tan largos y variados en el registro fósil que incluso se ha identificado un periodo oficialmente por parte de la IUGS (International Union of Geological Sciences, o Unión Internacional de Ciencias Geológicas) un interglacial relativo, el estadio isotópico 3 (Lambeck *et al.*, 2002).

Figura N°1.

Curva de cambios de nivel del mar durante la última glaciación y deglaciación



Fuente: Modicado de Silva *et al.* (2017) y de Zazo (2015)

El anterior periodo interglacial se corresponde con el estadio isotópico marino 5 (MIS 5, o Marine Isotope Stage 5), y transcurrió entre aproximadamente el 130.000 BP y el 80.000 BP, entre las glaciaciones Riss (estadio isotópico 6) y Wurm (estadios isotópicos 4, 3 y 2). Este periodo tan largo, sin embargo, no se corresponde con un único episodio de nivel del mar alto. Más bien al contrario, únicamente hubo un evento, hace 120.000 años, en el que el nivel del mar alcanzó una cota semejante a la actual, aunque probablemente se situase unos pocos metros por encima del nivel medio del mar en la actualidad. De hecho, para identificar una cota semejante a la actual es necesario retroceder al estadio isotópico 11, hace 424.000-374.000 años. Desde ese breve evento denominado estadio isotópico 5e, se produce un descenso del nivel del mar, que no recuperaría cotas semejantes hasta nuestra era. Sin embargo, el descenso del nivel del mar dista mucho de ser homogéneo, siendo posible identificar numerosos subperiodos dentro de los diferentes estadios isotópicos marinos. El primer descenso significativo fue de 45 metros, y ocurrió entre el evento correspondiente con la posición máxima de hace 120.000 años y hace 110.000 años, lo

cual significa una tasa promedio de descenso de 4,5 mm / año durante 10.000 años. Para entender la magnitud de este cambio del nivel del mar, así como de los siguientes periodos, es preciso mencionar que el nivel del mar, desde mediados del siglo XX al presente ha subido a una tasa aproximada de 2 mm / año. Desde el 110.000 BP y el 100.000 BP el nivel del mar volvió a ascender de acuerdo con la mayoría de las curvas que describen el nivel del mar en este periodo hasta la posición de -25 metros. A continuación el nivel del mar volvió a descender hasta la posición de -45 metros (en torno al 85.000 BP), y a ascender hasta -30 metros en el 80.000 BP. En los siguientes 15.000 años el nivel medio del mar experimentó un fuerte descenso hasta la posición de -95 metros, que alcanza en el 65.000 BP, en el segundo mínimo más bajo de todo el periodo analizado. Sin embargo, no permaneció estable en esa posición, subiendo hasta la cota de -75 metros en torno al 50.000 BP, para descender nuevamente hasta la posición de -90 metros, donde permaneció prácticamente estable hasta el 26.000 BP. Del 26.000 BP al 18.000 BP, coincidiendo con la pulsión de máximo frío, se produjo el mencionado Máximo Glacial, que llevó al nivel del mar a la cota mínima de -130 metros, aunque la fecha exacta de este evento varía en función de las fuentes y a menudo de la localización del estudio realizado (Hughes *et al.*, 2013).

Sobre la posición más baja del nivel del mar, es común encontrar en la literatura referencias a las cotas de -120 metros (Weschenfelder *et al.*, 2010), -125 metros (Stevens *et al.*, 2014), e incluso -130 metros (Macieira *et al.*, 2015), dependiendo en buena medida de las características del registro empleado. Parece evidente que la indeterminación acerca de la posición mínima del nivel del mar hace 18.000 años puede ser extrapolada a cada una de las cotas identificadas a lo largo del último periodo glacial, resultando curvas como la de la Figura N° 1. Se trata, por tanto, de una mera aproximación que ha de ser aceptada en cuanto a su forma, posiciones aproximadas y tendencias, pero no de manera precisa, puesto que la falta de consenso en rangos subdecamétricos resulta aún extremadamente amplia.

Desde este evento de máximo frío y posición más baja del nivel del mar se produjo un proceso de rapidísima subida del nivel del mar en únicamente 12.000 años, entre el 18.000 BP y el 6.000 BP (Pirazzoli, 1997). Las tasas de subida del nivel del mar para este período de subida son extremadamente altas si se comparan con la subida actual, siendo cercanas a 10 mm / año, lo cual supone que es una subida de entre tres y cuatro veces superior a la observada durante los último 20 años por parte de los satélites altimétricos Topex – Poseidon, Jason-1 y Jason-2.

Al igual que el largo proceso de descenso del nivel del mar identificado entre el 120.000 B y el 18.000 BP, la subida entre el 18.000 BP y el 6.000 BP no fue homogénea, experimentando un brusco parón de unos 1.200 años de duración entre el 12.700 BP y el 11.500 BP como consecuencia del Younger Dryas (Renssen *et al.*, 2015). En este caso, y en pleno proceso de deglaciación comenzado en el 18.000 BP, se produjo una vuelta a temperaturas casi glaciales debido a la llegada súbita de agua dulce (Fairbanks, 1989; Alley, 2000). No existe unanimidad en la bibliografía sobre este fenómeno: ni absoluta concordancia sobre cuándo empezó, oscilando las fechas entre 13.000 BP y 9.500 BP (Markgraf, 1991, 1993; Malone *et al.*, 2015) en función de la localización, ni sobre el comportamiento del nivel del mar, estando en discusión si se mantuvo completamente estable, o si se produjo algún suave descenso. En cualquier caso, y al terminar el Younger Dryas, la tasa de cambio del nivel del mar volvió a acelerarse hasta alcanzar tasas de cambio incluso superiores a las registradas con anterioridad, alcanzando su posición máxima hace aproximadamente unos 6.000 años (Kopp, 2015). No existe consenso acerca de los movimientos del nivel del mar

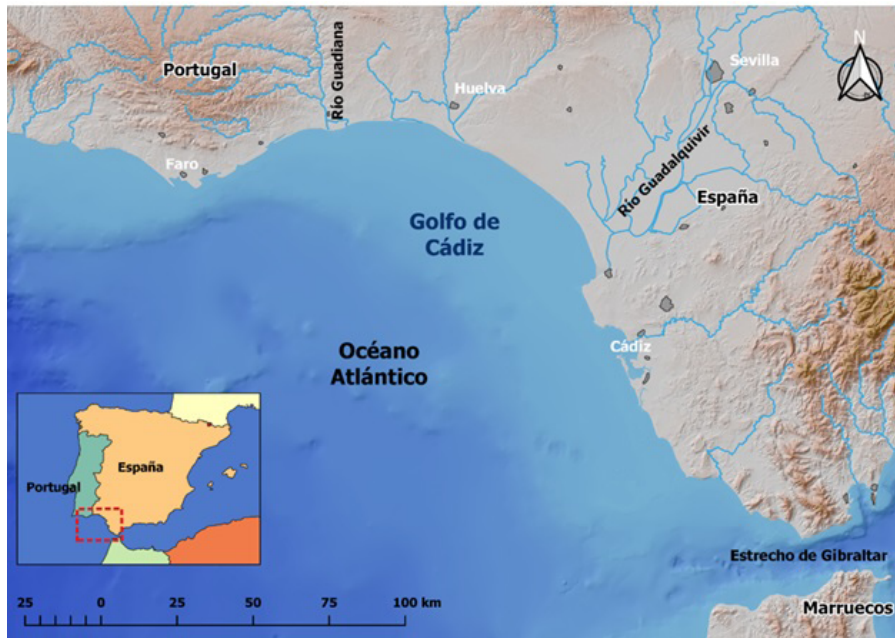
durante los últimos 6.000 años aunque, más allá de la incertidumbre sobre la existencia o no de una posición ligeramente más alta hace 6.000 años denominada como transgresión flandriense (Barragán, 2016), la mayor parte de la bibliografía parece concordar en que las fluctuaciones posteriores a esta fecha han sido de rango submétrico.

Área de estudio

El área de estudio elegida (Figura N°2) es el Golfo de Cádiz. Su elección se justifica desde el punto de vista de la variabilidad que ofrece su costa a nivel geológico y geomorfológico, lo que unido a ser una de las mayores superficies de plataforma continental de la Península Ibérica ofrece amplias posibilidades de aplicación del método de estudio desarrollado en este trabajo.

El Golfo de Cádiz se encuentra frente a las provincias españolas de Cádiz y Huelva, y el distrito de portugués de Algarbe. Se trata de una superficie marina enmarcada por la amplia curva descrita por las abiertas costas de suroeste peninsular. Pese a que la forma de la costa queda descrita por esa sencilla línea curva, la batimetría y geología de los fondos marinos distan mucho de ser simples. El área de estudio es la delimitada entre el Cabo de San Vicente y el Estrecho de Gibraltar, entre el nivel del mar actual y la posición de -130 metros, alcanzada durante el Máximo Glacial, lo cual supone un área de unos 8.000 km². La isobata de -130 metros no es paralela a la línea de costa actual, oscilando entre una distancia máxima de 50 km frente a las costa de Huelva y de Trafalgar, y un mínimo de 10 km frente a Faro. Esta variabilidad queda parcialmente explicada por la presencia de tres unidades morfoestructurales diferentes. En primer lugar, por Sierra Morena, que alcanza la línea de costa actual en la posición de Ayamonte aproximadamente, y que continúa aparentemente sumergida bajo las aguas del Golfo de Cádiz en la actualidad (Ojeda, 1989, Fraile-Jurado et al., 2019). Sin alcanzar las fuertes pendientes que se encuentran en las costas situadas frente a la Cordillera Cantábrica o frente a las Cordilleras Béticas, hay sectores de la plataforma continental en este sector con pendientes superiores al 3%, alcanzándose el talud continental en pocos kilómetros. El amplio sector costero situado frente a toda la provincia de Huelva y el norte de la provincia de Cádiz se corresponde con el sector final del Valle del Guadalquivir. En este sector se mantienen estas suaves pendientes durante kilómetros, identificándose la citada isobata de -130 metros a una distancia de entre 40 y 50 kilómetros. Este sector está avenado por numerosos ríos que realizan aportes sedimentarios de importancia: Guadiana, Carreras, Piedras, Odiel, Tinto, Guadalquivir y Guadalete (Fraile Jurado, 2011). El sector sur del área de estudio muestra una mayor complejidad morfológica al corresponderse con la prolongación de las Cordilleras Béticas. En primer lugar, destaca la presencia de un sector de baja profundidad situado frente a la costa de Trafalgar, que en posiciones intermedias de bajo nivel del mar debió tener la apariencia de un alargado cabo que penetrase en el mar más de 20 kilómetros con respecto a la paleolínea de costa. En el extremo sur del área de estudio se identifica un nuevo sector de mayores pendientes, y por tanto de menor extensión, que se corresponde igualmente con el sector sur de las Béticas. En esta zona destacan, asimismo, algunas islas que debieron estar situadas a pocos kilómetros de la línea de costa en épocas de niveles del mar más bajos. El relieve de este último sector debió ser el más accidentado y complejo de todos, no solo por las fuertes pendientes observadas sino por las formas que se aprecian en los mapas batimétricos.

Figura N°2.
Área de estudio



Fuente: elaboración propia.

Geológicamente se trata de un área de cierta complejidad, debido a que se encuentran dos tipos de materiales y numerosas fallas (Gracia et al., 1999): por una parte, los orógenos de Sierra Morena (García-Castellanos et al., 2002) y de los Sistemas Béticos (Rosas et al., 2009), y por otra los materiales postorogénicos, localizables tanto sobre la prolongación submarina del Valle del Guadalquivir como sobre la mayor parte de los orógenos de Sierra Morena y de las Béticas. Por tanto, en el sector occidental del área de estudio se identifican algunos materiales silíceos, mientras que al sur aparece la prolongación de los flyschs del Campo de Gibraltar. En todo el sector central destaca la presencia de paquetes sedimentarios recientes de origen deltaico (Zazo et al., 2006), depositados por los diferentes ríos anteriormente mencionados.

En la mayor parte de la costa correspondiente con el área de estudio se han reportado tasas de erosión predominantemente negativas (Ojeda et al., 2009, Prieto Campos, 2017). Este fenómeno, generalizado en la mayor parte de las costas del planeta en las que no hay aportes sedimentarios extraordinarios (generalmente causados por ríos).

Material y Métodos

Para el desarrollo de este trabajo se ha empleado un modelo digital de elevaciones (MDE) continuo entre la superficie emergida y la superficie sumergida (Figura N°3), disponible en el Subsistema del Litoral y del Medio Marino de la Junta de Andalucía (Ojeda Zújar et al., 2010). Tiene una resolución espacial de 100 metros. Pese a que esta resolución espacial pueda parecer pobre,

tanto la magnitud del fenómeno a estudiar, de carácter regional, como la escasa variabilidad espacial que presentan las pendientes hace que no sea imprescindible un modelo de mejor calidad en este aspecto.

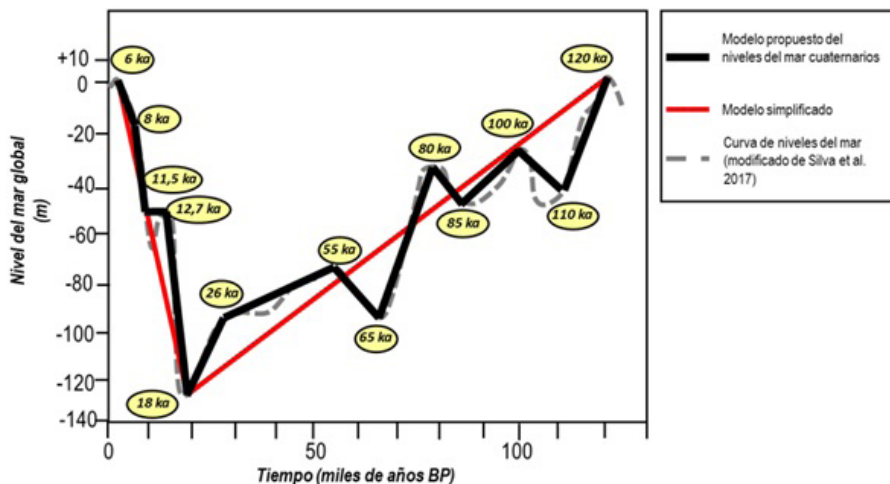
El trabajo se ha desarrollado en dos fases principales. En la primera se ha calculado el tiempo emergido de la superficie marina del Golfo de Cádiz mediante el modelado de la curva de cambios del nivel del mar sobre un MDE topográfico / batimétrico. En la segunda fase se compararon los resultados derivados de la aplicación del método propuesto con una aproximación simplificada.

Para el cálculo del tiempo emergido de los fondos marinos, en primer lugar fue necesario delimitar el área de estudio, que queda comprendida entre la cota 0 correspondiente aproximadamente con la línea de costa actual, y la cota -130. Se eligió la cota de la isobata -130 únicamente con la intención de identificar una cota de síntesis, entre aproximaciones superiores (Lambeck & Chappell, 2001) e inferiores (Cooper *et al.*, 2018). Mediante el software libre QGIS se extrajo la parte de MDE correspondiente a esta zona. El propósito de identificar inicialmente el área de estudio y cortarla reside en permitir procesos de analíticos más sencillos y eficientes, si bien estrictamente toda la metodología podría haberse aplicado al MDE al completo.

En segundo lugar, se identificaron sobre la curva de Silva *et al.* (2017) diferentes subperiodos de cambios del nivel del mar mostrado en la Figura N°3, correspondientes con los descritos anteriormente en la introducción y que suponen una síntesis y una simplificación de la mayoría de las curvas publicadas (Yokoyama *et al.*, 2000, Lambeck, 2001; Yokoyama *et al.*, 2015; Ehlers *et al.* 2018; Blonder *et al.*, 2018). Con la intención de simplificar la curva de cambios del nivel del mar durante el último ciclo glacial, se identificaron los subperiodos de subida y bajada descritos en el Cuadro N°1, resultando un total de 12 episodios de subida o bajada del nivel del mar durante en el periodo 120.000 – 6.000 BP.

Figura N°3.

Modelo de cambios del nivel del mar en la última glaciación empleado, y modelo simplificado



Fuente: elaboración propia.

Cuadro N°1.

Subperiodos de referencia para el modelado del comportamiento del nivel del mar, cotas y tasas de cambio del nivel del mar

PERIODO	ERA	MIS	FECHA	COTA	RATIO	TASA ANUAL
Paleolítico Inferior	Pleistoceno Superior	5e	120k	0	0	0 mm
		5d	110k	-45	-45	-4,5 mm
		5c	100k	-25	+20	2 mm
		5b	85k	-45	-25	-1,3 mm
Paleolítico Medio		5a	80k	-30	+15	3 mm
		4	65k	-95	-65	-4,3 mm
		3	55k	-75	+20	2 mm
		2	26k	-90	-15	-0,5 mm
Paleolítico Superior		18k	-130	-40	-5 mm	
		12,7k	-55	+75	14,1 mm	
Epipaleolítico/ Mesolítico	Holoceno	1	11,5k	-55	0	0 mm
Neolítico			8k	-25	+30	8,5 mm
			6k	0	+25	12,5 mm

Fuente: Elaboración propia.

Para cada subperiodo descrito, se aplicó la ecuación 1, por el cual el valor de la celdilla consiste en el tiempo que ha estado emergida dentro de cada subperiodo, y depende de la profundidad a la que se encuentre.

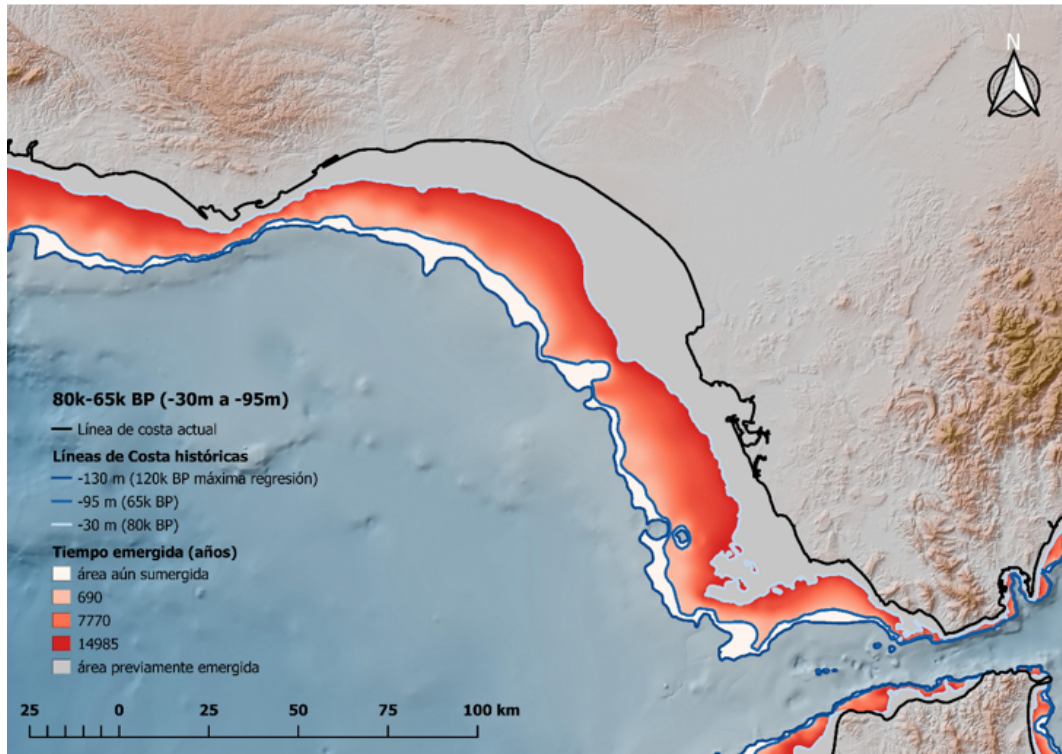
$$t_c = ((b_c - b_i) / b_f) p \quad (1)$$

Siendo t_c el tiempo emergido de una celdilla en un periodo dado, b_c la cota batimétrica de la celdilla, b_i la cota batimétrica del nivel del mar en el inicio del periodo, b_f la cota batimétrica del nivel del mar del final del periodo, y p la duración en años del periodo.

El resultado parcial de este procedimiento es un ráster en el que los valores de las celdillas oscilan entre 0 (siempre sumergidas) y la duración total del subperiodo correspondiente (Figura N°4). De este modo se generaron 12 grids diferentes (Figura N°5 y 6), en los que cada uno de ellos indican el tiempo en el que cada celdilla estuvo situada en la superficie emergida dentro del periodo analizado en cada uno. A continuación se sumaron los 12 grids obtenidos, resultando la superficie total de tiempo emergido de los fondos marinos del Golfo de Cádiz.

Figura N°4.

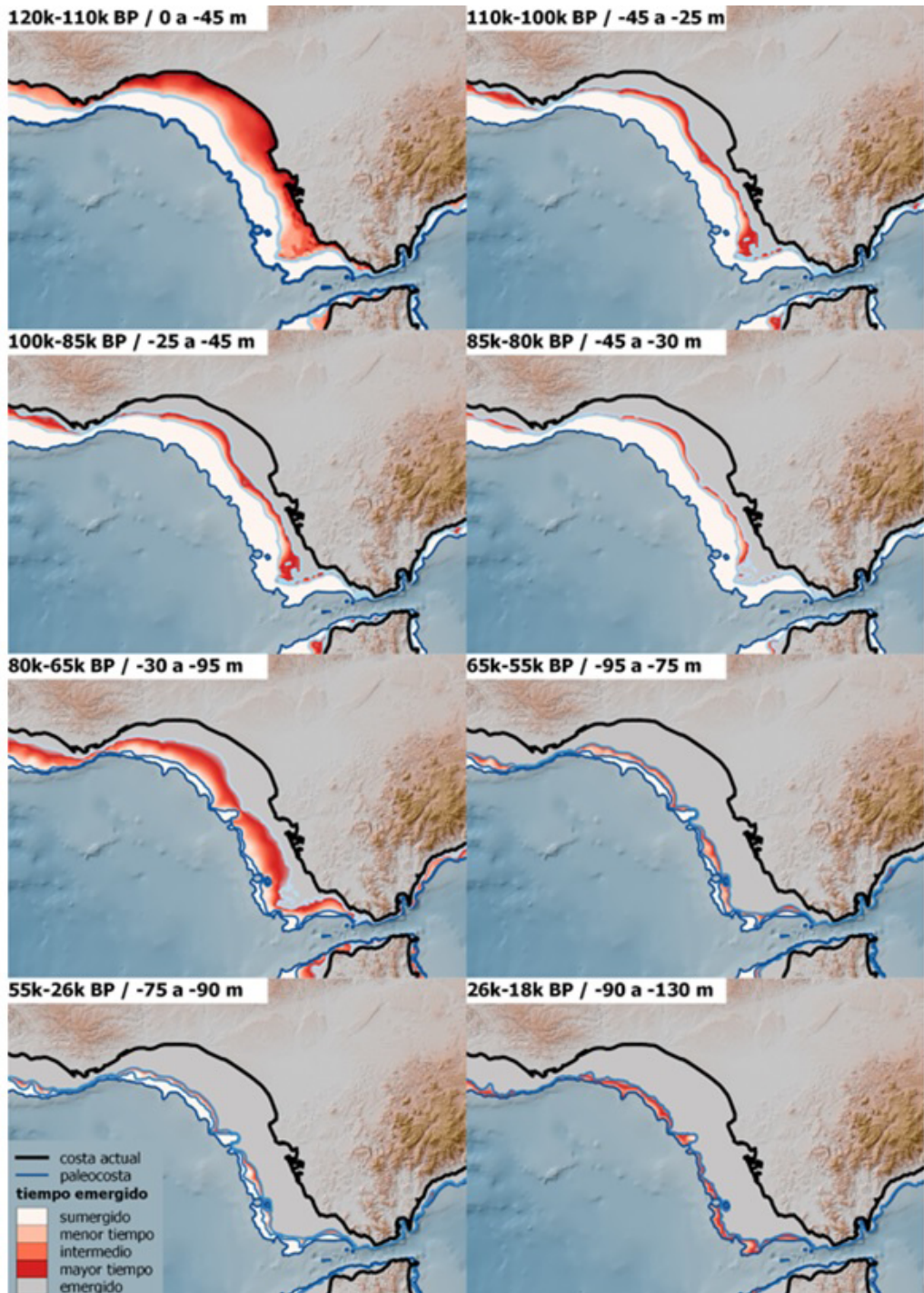
Ejemplo de identificación del tiempo emergido de los fondos marinos del subperiodo 80k-65k BP



Fuente: elaboración propia.

Figura N°5.

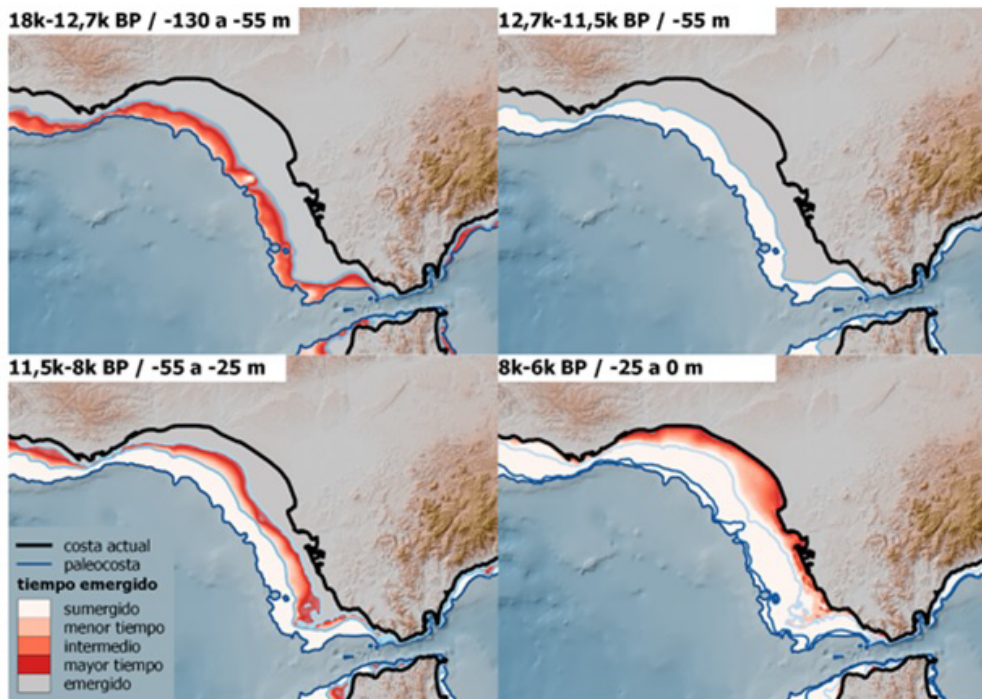
Síntesis de todas las superficies temporales elaboradas para los 8 subperiodos analizados correspondientes a la bajada del nivel del mar desde el 120k al 18k BP



Fuente: elaboración propia.

Figura N°6.

Síntesis de todas las superficies temporales elaboradas para los 4 subperiodos analizados correspondientes a la subida del nivel del mar desde el 18k al 6k BP



Fuente: elaboración propia.

En la segunda fase del trabajo y con la intención de validar hasta qué punto la propuesta realizada resulta más precisa que una aproximación simplificada (método simplificado en lo sucesivo), se elaboró un grid semejante en el que la superficie de tiempo emergida se calculó únicamente a partir de dos periodos, uno de descenso del nivel del mar desde el 120.000 BP al 18.000 B., y otro de ascenso del nivel del mar, desde el 18.000 BP al 6.000 BP. A continuación calculó la superficie de diferencias entre el grid obtenido por el método propuesto y el obtenido por el método simplificado, consistente en las diferencias entre las curvas roja y negra de la Figura N°3, obteniéndose una superficie en la que los valores extremos (tanto positivos como negativos) indicarían el error del método simplificado con respecto al propuesto, que emplea una curva de cambios del nivel del mar en la última glaciación mucho más precisa.

En definitiva, el método propuesto lleva implícitos una serie de errores vinculados a tres aspectos: a) la calidad del MDE empleado, b) la ausencia de modelado de los cambios por erosión o acreción marina en la superficie sumergida, y c) el modelado de la curva de cambios del nivel del mar, limitado en el caso del trabajo a 12 subperiodos para los 114.000 años abarcados. En cualquier caso, las tres limitaciones son asumibles de acuerdo con la bibliografía consultada.

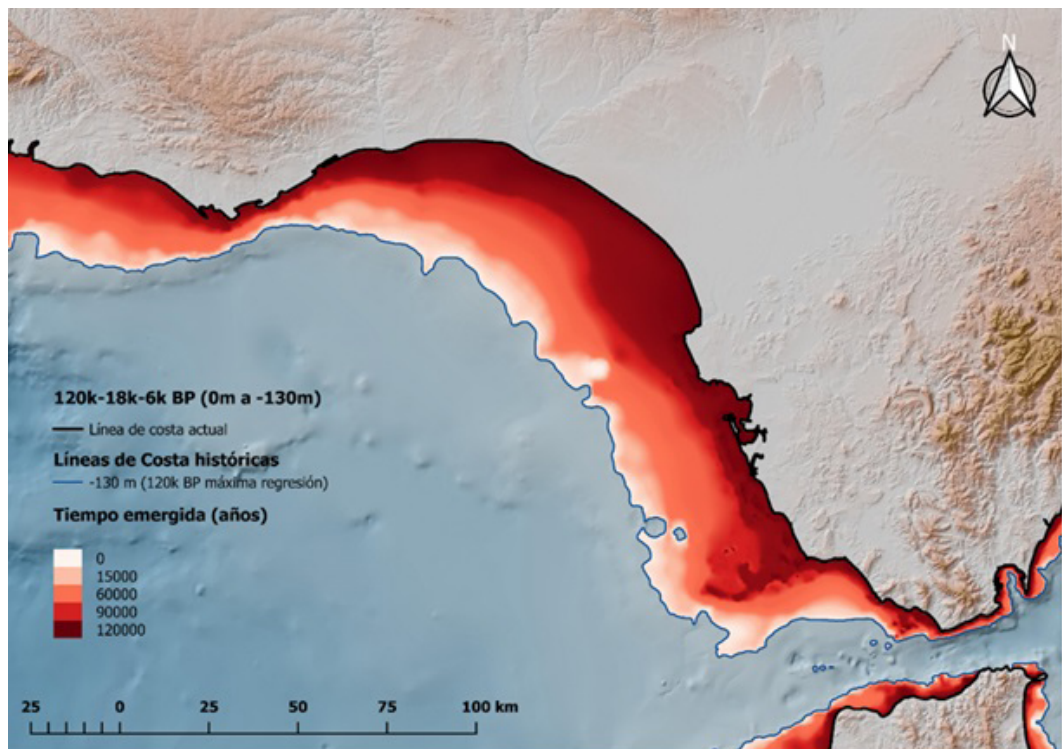
Resultados

El resultado principal del trabajo aparece recogido en la Figura N°7, en la que se muestra el tiempo total en el que el Golfo de Cádiz estuvo emergido durante la última glaciación. A grandes rasgos se observan en el mapa de la Figura N°4 tres tipos de espacios, en una configuración aproximadamente escalonada: áreas cercanas a la costa, emergidas durante la mayor parte de este periodo, áreas intermedias, emergidas durante unos 60.000 años aproximadamente, y un último escalón, situado más lejos de la costa y que estuvo emergido periodos de tiempo inferiores a 20.000 años.

La costa de Huelva muestra una amplia plataforma que estuvo emergida durante la mayor parte de la glaciación, mientras que esta plataforma es sensiblemente más estrecha en la costa de Portugal y marcadamente irregular en las costas de Cádiz, correspondiéndose en este caso con la configuración batimétrica de los fondos marinos. Sin embargo, la extensión de los espacios emergidos durante un menor periodo de tiempo es mayor frente a las costas de Cádiz, siendo igualmente estrecha frente a Portugal. En el caso de las costas de Cádiz cabe destacar lo que parece un promontorio que permaneció emergido durante más de 100.000 años frente a las costas del Cabo de Trafalgar. La superficie emergida cercana al Estrecho de Gibraltar es sensiblemente más estrecha que el resto de la superficie emergida, de manera análoga a la situada frente a Portugal.

Figura N°7.

Tiempo emergido de la superficie marina actualmente sumergida durante el periodo 120k-6k BP

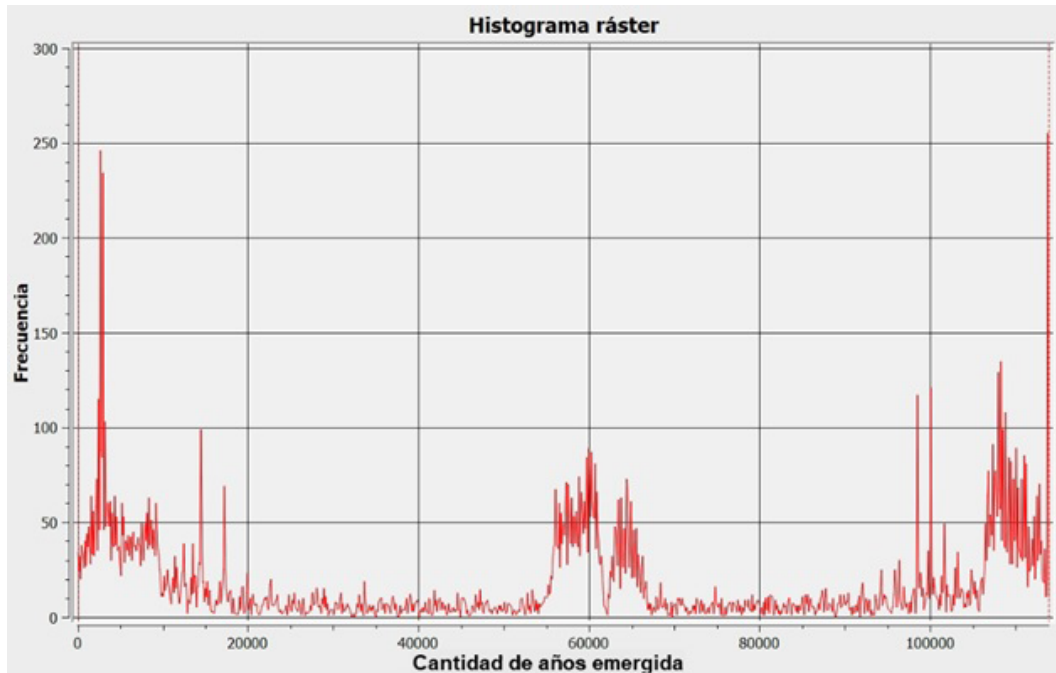


Fuente: elaboración propia.

En general, y de acuerdo tanto a la Figura N°7 como a la Figura N°8, se observa una mayor extensión de los espacios emergidos durante más de 100.000 años (el 90% del tiempo de los últimos 120.000 años) frente a las actuales costas de Huelva estuvo un mayor tiempo emergida que la costa situada frente a Cádiz o a Portugal.

Figura N°8.

Histograma de frecuencias del tiempo emergido de las celdillas del MDE

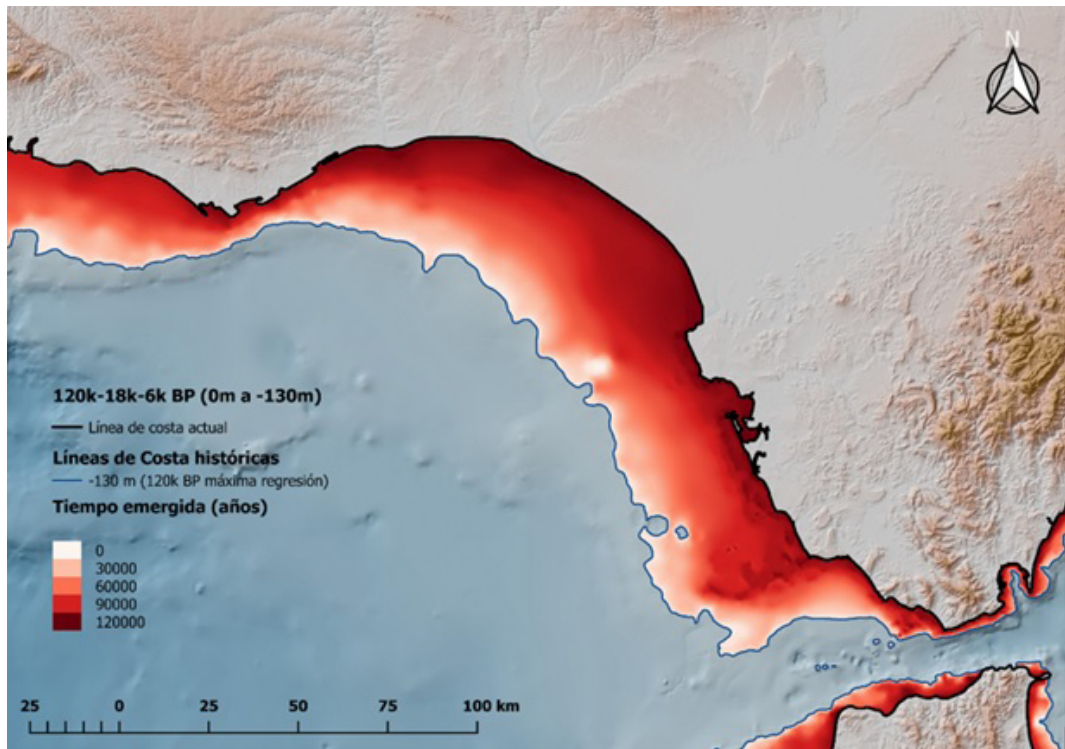


Fuente: elaboración propia.

En cualquier caso, y de acuerdo con la Figura N°8 existe un predominio de celdillas con valores superiores a 105.000 años, correspondientes a áreas poco profundas que estuvieron la mayor parte de la última glaciación emergidas, al situarse por encima de casi cualquier nivel del mar existente durante el período de estudio. Asimismo, existe una gran cantidad de celdillas del MDE con valores entre 55.000 y 70.000 años, que se corresponden con las celdillas situadas a niveles en torno a -55 a -80 metros de profundidad, que han permanecido emergidas buena parte de la glaciación.

Figura N°9.

Resultado de la aplicación de la metodología propuesta mediante el modelo simplificado de cambios del nivel del mar en dos tramos

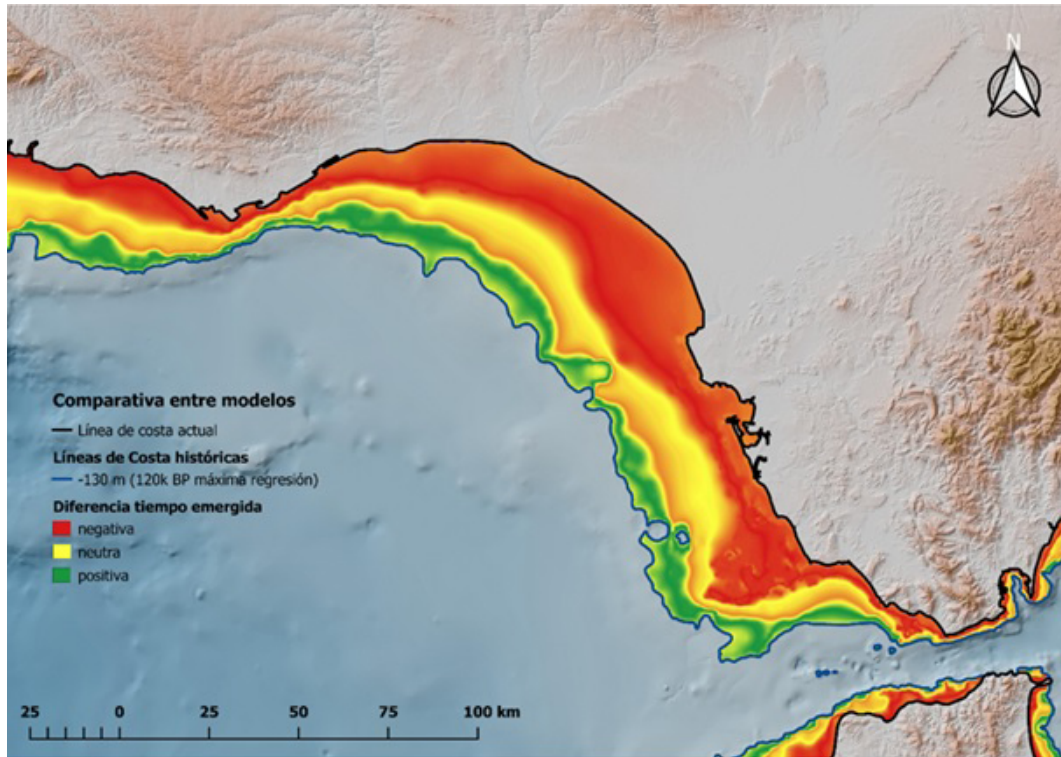


Fuente: elaboración propia.

En el cálculo de la superficie de diferencias de los grids elaborados mediante el método propuesto (Figura N°7) y el simplificado (Figura M°9), se observan las diferencias se amplifican en áreas situadas a mayor y menor profundidad, subestimando el tiempo emergido en las áreas cercanas a las costas del área de estudio (valores negativos en la Figura N°10) y sobreestimándolo en las áreas con mayor profundidad (valores positivos en la Figura N°10). La constatación de las amplias diferencias existentes entre las dos superficies valida por tanto la propuesta metodológica consistente en emplear el mayor número de subperiodos posibles, de tal manera que exista un mayor parecido con la curva de cambios del nivel del mar existente en la bibliografía consultada.

Figura N°10.

Superficie de diferencias entre los resultados obtenidos con el método propuesta y con el método simplificado (B)



Fuente: elaboración propia.

Discusión

En primer lugar, cabe destacar que tanto la propuesta metodológica del trabajo como los resultados obtenidos resultan innovadores al obtenerse una superficie temporal no identificada en el área de estudio en el pasado. Existen precedentes que han tratado de modelar espacialmente la extensión de la superficie emergida, pero basados en la reiteración de diferentes episodios a lo largo del Cuaternario: Voris (2000) realizó ocho mapas diferentes del Pleistoceno tardío, mientras Sathiamurthy y Voris (2006) aportaron 27 mapas de diferentes episodios de la última glaciación. La aportación metodológica de este trabajo consiste en sintetizar una información de la misma calidad que la de estos dos trabajos en un único mapa, empleando el MDE para representar la totalidad de cambios de la curva de cambios del nivel del mar. De este modo, la metodología propuesta podría aplicarse a cualquier territorio y cualquier curva de cambios del nivel del mar, incluyendo episodios recientes o más lejanos, lo cual aumenta la aplicabilidad de este trabajo.

Es preciso señalar que los autores son conscientes de algunas de las debilidades del método empleado: en primer lugar, la curva de cambios del nivel del mar en el pasado conlleva un error bastante amplio, si bien estos errores parecen no tener una gran importancia frente a la variabilidad observada al comparar una curva simple (compuesta de dos subperiodos) con la curva compleja de 12 subperiodos propuesta, tal y como demuestra la Figura N°7. En cualquier caso, si se tiene en cuenta la considerable variabilidad de las curvas de cambio del nivel del mar durante el Cuaternario y la última glaciación publicadas por diferentes autores (Milne *et al.*, 2005, Lambeck & Chappel, 2001), una curva simplificada compuesta por una serie de subperiodos, como la propuesta en este trabajo, puede resultar una buena solución de consenso.

En segundo lugar, parece evidente que el MDE empleado no se corresponde exactamente con la superficie emergida existente a lo largo del periodo analizado y que, es más, esta superficie fue cambiando tanto por fenómenos de progradación y sedimentación como por fenómenos erosivos. Adicionalmente, habría que considerar que la resolución espacial del MDE empleado es mejorable. Sobre esta última cuestión son numerosas las publicaciones que han indicado que la resolución espacial, en áreas costeras y marinas, presenta una escasa relevancia frente a otras variables del modelado como la precisión vertical o la de la variable representada, al tratarse en general de áreas con pendientes muy suaves (Poulter & Halpin, 2008, Gesch, 2009, Fraile & Ojeda, 2013. Fraile-Jurado *et al.*, 2021).

Sobre la cuestión de la ausencia de modelado de fenómenos de erosión costera, por lo general común en este tipo de estudios (Roy *et al.*, 2021) cabe resaltar que en algunos sectores del área de estudio pueden llegar a tener una gran importancia. Tal es el caso del área situada frente a la actual costa de Huelva en el tramo Matalascañas – Mazagón, donde además de una intensa erosión costera se ha identificado un aparente fenómeno de elevación tectónica (Salvany *et al.*, 2010). Este tipo de fenómenos de ámbito subregional no han sido modelados en esta propuesta, que pretende tanto mostrar la importancia metodológica de considerar los cambios breves del nivel del mar en el pasado, como llamar la atención sobre el riesgos de considerar una plataforma costera exageradamente extendida, de acuerdo con las referencias bibliográficas más comunes (Clapperton, 1992; Gelabert *et al.*, 2017, Yi *et al.*, 2018).

La figura N°9 muestra una elevada concentración de celdillas en torno a tres valores, próximos a 6.000, 60.000 y más de 100.000 años respectivamente. La interpretación que los autores hacen de esta curva no está tan relacionada con la configuración batimétrica de los actuales fondos marinos, sino con las diferentes posiciones del nivel del mar, que permanecieron amplios periodos de tiempo o bien en posiciones altas del nivel del mar, ligeramente inferiores a las actuales o bien en posiciones intermedias, en torno a 40 metros de profundidad (Figura N°1), siendo las posiciones bajas relativamente raras. No obstante, tal y como se refleja en la Figura N°1, los ascensos y descensos del nivel del mar fueron considerablemente rápidos, lo que puede permitir interpretar que apenas existan áreas que hayan estado emergidas en valores intermedios entre 100.000, 60.000 y 20.000 años. Cabe destacar que es frecuente encontrar en la bibliografía general sobre áreas costeras la identificación entre la posición más baja del nivel del mar, alcanzada hace aproximadamente 18.000 años, con las posiciones del nivel del mar de toda la glaciación (Ojeda, 1988; Clapperton, 1992; Gelabert *et al.*, 2017, Yi *et al.*, 2018).

Conclusión

En este trabajo se presenta un mapa en el que se representa el tiempo emergido de la superficie de los fondos marinos del Golfo de Cádiz. Los resultados obtenidos evidencian que amplios sectores del Golfo de Cádiz permanecieron emergidos durante la última glaciación. La franja situada a unos 20 kilómetros de la costa de Huelva, a 5 de la de Portugal y a unos 15 de la de Cádiz estuvo emergida la mayor parte de la glaciación, mientras que los sectores más alejados, situados entre 40 y 50 kilómetros, estuvieron emergidos un tiempo mucho menor, a menudo inferior a 20.000 años.

Tanto la cartografía elaborada como el proceso metodológico para la elaboración de la misma resultan novedosas y podrían ser consideradas en adelante como un elemento esencial en diferentes tipos de estudios, especialmente en aquellos centrados en la reconstrucción de elementos del pasado, como los centrados en la arqueología en general y la prehistoria en particular, la paleontología, paleoantropología o la geología submarina.

En lo que afecta a las explicaciones de las estrategias y modelos de asentamiento del hombre en los periodos analizados, éstas deberían sufrir procesos de revisión y redefinición de sus postulados a la vista de la nueva configuración de las tierras que estuvieron emergidas desde el 120k al 6k BP, y que fueron potencialmente habitables y seguramente habitadas.

Este trabajo abre una nueva línea que en el futuro podrá estar centrada tanto en aplicar el método desarrollado a otros territorios como a mejorar el proceso aplicado en alguno de los aspectos señalados anteriormente. Asimismo, cabe destacar la importancia que el enfoque metodológico y los resultados obtenidos puedan tener en disciplinas como la planificación espacial marina, desde el punto de vista de la protección del patrimonio arqueológico submarino.

Referencias

ALLEY, R.B. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary science reviews*, 2000, vol. 19, Nº 1-5, p. 213-226.

BAILEY, G.N. & CRAIGHEAD, A.S. Late Pleistocene and Holocene Coastal Palaeoeconomies: A Reconsideration of the Molluscan Evidence from Northern Spain. *Geoarchaeology: An International Journal*, 2003, Vol. 18, Nº. 2, p. 175-204.

BARRAGÁN, D. La línea de costa flandriense en el paleoestuario del río Guadalquivir (c. 6500 BP). *Revista Atlántica-Mediterránea de Prehistoria y Arqueología Social*, 2016, vol. 18, p. 111-138.

BLONDER, B., ENQUIST, B. J., GRAAE, B. J., KATTGE, J., MAITNER, B. S., MORUETA-HOLME, N., & VALDES, P. J. Late Quaternary climate legacies in contemporary plant functional composition. *Global Change Biology*, 2018, Vol. 24, Nº 10, p. 4827-4840.

CHURCH, J. A., CLARK, P. U., CAZENAVE, A., GREGORY, J. M., JEVREJEVA, S., LEVERMANN, A., & PAYNE, A. J. *Sea level change*. Cambridge: Cambridge University Press, 2013.

CLAPPERTON, C. M. La última glaciación y deglaciación en el Estrecho de Magallanes: Implicaciones para el poblamiento de Tierra del Fuego. *Anales del Instituto de la Patagonia*, 1992, Vol. 21, p. 113-128.

COOPER, J. A. G., GREEN, A. N., & COMPTON, J. S. Sea-level change in southern Africa since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 2018, Nº 201, p. 303-318.

EHLERS, J., GIBBARD, P. L., & HUGHES, P. D. Quaternary Glaciations and Chronology. En: MENZIES, J. & VAN DER MEER, J (eds.). *Past Glacial Environments*. Ámsterdam: Elsevier, 2018, p. 77-101.

FAIRBANKS, R. G. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 1989, Vol. 342, Nº 6250, p. 637-642.

FERNÁNDEZ-LÓPEZ DE PABLO, J., GUTIÉRREZ-ROIG, M., GÓMEZ-PUCHE, M., McLAUGHLIN, T.R., SILVA, F. & LOZANO, S. Palaeodemographic modelling supports a population bottleneck during the Pleistocene-Holocene transition in Iberia. *Nature Communications*, 2019, Nº 10, 1872.

FRAILE JURADO, P. *Análisis de las problemáticas asociadas a la espacialización, evolución y representación de niveles del mar presentes y futuros en Andalucía*. Sevilla: Universidad de Sevilla, 2011.

FRAILE-JURADO, P., & OJEDA-ZÚJAR, J. The importance of the vertical accuracy of digital elevation models in gauging inundation by sea level rise along the Valdelagrana beach and marshes (Bay of Cádiz, SW Spain). *Geo-Marine Letters*, 2013, Vol. 33, Nº 2-3, p. 225-230.

FRAILE-JURADO, P., BORJA BARRERA, C., BORJA BARRERA, F., DÍAZ DEL OLMO, F., & RECIO ESPEJO, J. M. Modelos predictivos del comportamiento del nivel piezométrico de la laguna Charco del Toro (Parque Nacional de Doñana, Huelva, SW España) mediante técnicas de análisis multivariante. *Estudios Geográficos*, 2019, Vol. 80(286), e008-e008.

FRAILE-JURADO, P., VILLARÍN, M. C., LEATHERMAN, S. B., & FERNÁNDEZ-DÍAZ, M. Alternative approaches to medium-long term sea level rise mapping in Southern Miami Beach (Florida, USA). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2021, Vol. 255, 107365.

GARCIA-CASTELLANOS, D., FERNANDEZ, M., & TORNÉ, M. Modeling the evolution of the Guadalquivir foreland basin (southern Spain). *Tectonics*, 2002, Vol. 21, Nº 3, p. 9-19-17.

GELABERT, B., BALAGUER, P., FORNÓS, J. J., & GÓMEZ-PUJOL, L. El papel de la estructura en la formación y evolución de un acantilado costero del sureste de Mallorca (Illes Balears). *Geomorfología Litoral: Migjorn y Llevant de Mallorca*, 2007, Nº 15, p. 125-134.

GESCH, D. B. Analysis of lidar elevation data for improved identification and delineation of lands vulnerable to sea-level rise. *Journal of Coastal Research*, 2009, Vol. 53, p. 49-58.

GRACIA, F. J., RODRÍGUEZ VIDAL, J., BENAVENTE, J., CÁCERES, L., & LÓPEZ AGUAYO, F. Tectónica cuaternaria en la Bahía de Cádiz. *Avances en el estudio del Cuaternario español*, 1999, Vol. 1, p. 67-74.

HUGHES, P. D.; GIBBARD, P. L.; EHLERS, J. Timing of glaciation during the last glacial cycle: evaluating the concept of a global 'Last Glacial Maximum' (LGM). *Earth-Science Reviews*, 2013, Vol. 125, p. 171-198.

KOPP, R. E., KEMP, A. C., BITTERMANN, K., HORTON, B. P., DONNELLY, J. P., GEHRELS, W. R., & RAHMSTORF, S. Temperature-driven global sea-level variability in the Common Era. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2016, Vol. 113, Nº 11, p. 1434-1441.

LAMBECK, K., & CHAPPELL, J. Sea level change through the last glacial cycle. *Science*, 2001, Vol. 292, Nº 5517, p. 679-686.

LAMBECK, K., YOKOYAMA, Y., & PURCELL, T. Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2. *Quaternary Science Reviews*, 2002, Vol. 21, Nº 1-3, p. 343-360.

MACIEIRA, R. M., SIMON, T., PIMENTEL, C. R., & JOYEUX, J. C. Isolation and speciation of tidepool fishes as a consequence of Quaternary sea-level fluctuations. *Environmental Biology of Fishes*, 2015, 98(1), p. 385-393.

MALONE, A. G., PIERREHUMBERT, R. T., LOWELL, T. V., KELLY, M. A., & STROUP, J. S. Constraints on southern hemisphere tropical climate change during the Little Ice Age and Younger Dryas based on glacier modeling of the Quelccaya Ice Cap, Peru. *Quaternary Science Reviews*, 2015, Vol. 125, p. 106-116.

MARKGRAF, V. Younger Dryas in southern South America?. *Boreas*, 1991, Vol. 20, Nº 1, p. 63-69.

MARKGRAF, V. Younger Dryas in southernmost South America—an update. *Quaternary Science Reviews*, 1993, Vol. 12, Nº 5, p. 351-355.

McLAUGHLIN, T.R., GÓMEZ-PUCHE, M., CASCALHEIRA, J., BICHO, N. & FERNÁNDEZ-LÓPEZ DE PABLO, J. Late Glacial and Early Holocene human demographic responses to climatic and environmental change in Atlantic Iberia. *Philosophical Transactions of the Royal Society B*, 2021, Nº 376: 20190724.

MILNE, G. A., LONG, A. J., & BASSETT, S. E. Modelling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. *Quaternary Science Reviews*, 2005, Vol. 24, Nº 10-11, p. 1183-1202.

OJEDA ZÚJAR, J. (1989). La dinámica litoral reciente en la costa occidental de Andalucía. En: DÍAZ DEL OLMO, F., & RODRÍGUEZ VIDAL, J. (eds.). *Cuaternario en Andalucía Occidental*. 1989, p. 123-132. Madrid: AEQUA.

OJEDA, J., ÁLVAREZ, J., MARTÍN, D., & FRAILE, P. El uso de las TIG para el cálculo del índice de vulnerabilidad costera (CVI) ante una potencial subida del nivel del mar en la costa andaluza (España). *GeoFocus. Revista Internacional de Ciencia y Tecnología de la Información Geográfica*, 2009, Nº 9, p. 83-100.

PAILLARD, D. Quaternary glaciations: from observations to theories. *Quaternary Science Reviews*, 2015, Vol. 107, p. 11-24.

PFEFFER, W. T., HARPER, J. T., & O'NEEL, S. Kinematic constraints on glacier contributions to 21st-century sea-level rise. *Science*, 2008, Vol. 321, Nº 5894, p. 1340-1343.

PIRAZZOLI, P. A. Sea-level changes: the last 20 000 years. *Oceanographic Literature Review*, 1997, Vol. 8, Nº 44, p. 785.

POULTER, B., & HALPIN, P. N. Raster modelling of coastal flooding from sea-level rise. *International Journal of Geographical Information Science*, 2008, Vol. 22. Nº 2, p. 167-182.

PRIETO CAMPOS, A. *Metodología para el cálculo, explotación y difusión de líneas de costa y tasas de erosión a medio plazo (1956-2011) en Andalucía*. Sevilla: Universidad de Sevilla, 2017.

RAHMSTORF, S. A semi-empirical approach to projecting future sea-level rise. *Science*, 2007, Vol. 315, Nº 5810, p. 368-370.

RAMOS, J. Las sociedades cazadoras-recolectoras del pleistoceno en la región geohistórica del Estrecho de Gibraltar. En PARODI ALVAREZ, M.J. (ed.) *Ex illo tempore. Actas de las Primeras Jornadas de Arqueología del Bajo Guadalquivir*, 2014. Sanlúcar de Barrameda: Fundación Casa Medina Sidonia, p. 15-57.

RAMOS, J., DOMÍNGUEZ-BELLA, S., PÉREZ, M. & CANTILLO, J.J. Las evidencias arqueológicas de las sociedades cazadoras-recolectoras en Conil de la Frontera (Cádiz). En RAMOS MUÑOZ, J., CANTILLO DUARTE, J.J. & VIJANDE VILA, E. (eds.) *Las sociedades prehistóricas y la arqueología de Conil en el contexto de la Banda Atlántica de Cádiz*, 2016. Málaga: Ediciones Pinsapar, p. 51-94.

RENSSEN, H., MAIRESSE, A., GOOSSE, H., MATHIOT, P., HEIRI, O., ROCHE, D. M., & VALDES, P. J. Multiple causes of the Younger Dryas cold period. *Nature Geoscience*, 2015, Vol. 8, Nº 12, p. 946.

ROSAS, F. M., DUARTE, J. C., TERRINHA, P., VALADARES, V., & MATIAS, L. Morphotectonic characterization of major bathymetric lineaments in Gulf of Cadiz (Africa-Iberia plate boundary): insights from analogue modelling experiments. *Marine Geology*, 2009, Vol. 261, Nº 1-4, p. 33-47.

ROY, S., PANDIT, S., PAPIA, M., RAHMAN, M. M., OCAMPO, J. C. O. R., RAZI, M. A., FRAILE-JURADO, P., AHMED, M., HOAUQE., M A., HASAN., M. D., YEASMIN J. & HOSSAIN, M. S. Coastal erosion risk assessment in the dynamic estuary: The Meghna estuary case of Bangladesh coast. *International Journal of Disaster Risk Reduction*, 2021, Vol. 61, 102364.

SALVANY DURAN, J. M., MEDIAVILLA, C., & REBOLLO, A. Las formaciones Plio-Cuaternarias de El Abalario, en el litoral de la provincia de Huelva (España). *Estudios geológicos*, 2010, Vol. 2, Nº 66, p. 209-225.

SATHIAMURTHY, E., & VORIS, H. K. Maps of Holocene sea level transgression and submerged lakes on the Sunda Shelf. *Tropical Natural History*, 2006, Vol. 2, p. 1-44.

SIDDALL, M., ROHLING, E. J., ALMOGI-LABIN, A., HEMLEBEN, C., MEISCHNER, D., SCHMELZER, I., & SMEED, D. A. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, 2003, Vol. 423, Nº 6942, p. 853-858.

SILVA, P. G., BARDAJÍ, T., ROQUERO, E., BAENA-PREYSLER, J., CEARRETA, A., RODRÍGUEZ-PASCUA, M. A., & GOY, J. L. El Periodo Cuaternario: La Historia Geológica de la Prehistoria. *Cuaternario y Geomorfología*, 2017, Vol. 31, Nº 3-4, p. 113-154.

STEVENS, T., JESTICO, M. J., EVANS, G., & KIRKHAM, A. Eustatic control of late Quaternary sea-level change in the Arabian/Persian Gulf. *Quaternary Research*, 2014, Vol. 82(1), p. 175-184.

STOCKER, T. F., QIN, D., PLATTNER, G. K., TIGNOR, M., ALLEN, S. K., BOSCHUNG, J., & MIDGLEY, P. M. *Climate change 2013: The physical science basis*. Nueva York: Cambridge University Press, 2013.

URIARTE, A. *Historia del Clima de la Tierra*. Bilbao: Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco, 2003.

VORIS, H. K. Maps of Pleistocene sea levels in Southeast Asia: shorelines, river systems and time durations. *Journal of Biogeography*, 2000, Vol 27, Nº 5, p. 1153-1167.

WESCHENFELDER, J., CORRÊA, I. C. S., ALIOTTA, S., & BAITELLI, R. Paleochannels related to late Quaternary sea-level changes in Southern Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, 2010, 58 (SPE2), p. 35-44.

YI, S., YOO, D. G., & CHEUL KIM, J. Palynological implications for paleoceanography of South Sea, offshore Korea over the past 30,000 years: a preliminary result. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 2018, Vol. 20, p. 110-119.

YOKOYAMA, Y., ESAT, T. M., THOMPSON, W. G., THOMAS, A. L., WEBSTER, J. M., MIYAIRI, Y. FALLON, S. Rapid glaciation and a two-step sea level plunge into the Last Glacial Maximum. *Nature*, 2018. Vol. 559, Nº 7715, p. 603-607.

YOKOYAMA, Y., LAMBECK, K., DE DECKKER, P., JOHNSTON, P., & FIFIELD, L. K. Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature*, 2000, Vol. 406, Nº 6797, p. 713-716.

ZAZO, C. *Explorando las costas de un pasado reciente: los cambios del nivel del mar*. Madrid: Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 2015.

ZAZO, C., GOY, J. L., SOMOZA, L., DABRIO, C. J., BELLUOMINI, G., IMPROTA, S., & SILVA, P. G. Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast. *Journal of Coastal Research*, 1994, Vol. 10, Nº 4, p. 933-945.

