

FUNDAMENTOS CONCEPTUALES Y DIDÁCTICOS

UN ESTUDIO INTEGRADO DEL RELIEVE TERRESTRE

An integrated study of the terrestrial relief

Pedro Alfaro (*), José M. Andreu (*), Manuel González (**), Juan A. López (***) y Ángel Pérez (****)

RESUMEN

En este trabajo realizamos el análisis del relieve a escala global con el propósito de integrar y poner de manifiesto la influencia de la isostasia y del flujo térmico en el relieve del Planeta y su relación con la Tectónica de Placas. Proponemos, para comprender el relieve terrestre, una aproximación escalonada desde las escalas más pequeñas a las mayores. Después de explicar por qué existen continentes y cuencas oceánicas, describimos las principales unidades geomorfológicas del relieve de la Tierra agrupándolas en zonas con corteza continental y con corteza oceánica. Finalmente, a una escala mayor se describen algunos elementos singulares como muestra de la gran geodiversidad que tiene nuestro planeta.

ABSTRACT

In this paper we analyze the terrestrial surface in a global scale whose purpose is to integrate and to show the influence of the isostasy and the heat flow in the relief of the Planet and his relationship with the Plate Tectonics. We propose, in order to understand the terrestrial relief, a gradual approach from smaller to larger scales. After explaining the reasons why there are continents and oceanic basin, we describe the main geomorphologic units of the terrestrial relief in the Earth gathering in zones with continental crust and oceanic crust. Finally, in a larger scale some singular elements have been described as a sample of a wide geodiversity in our Planet.

Palabras clave: superficie terrestre, isostasia, flujo térmico terrestre, Tectónica de Placas.

Keywords: terrestrial surface, isostasy, heat flow, Plate Tectonics.

INTRODUCCIÓN

En el Currículo de Enseñanza Secundaria, los contenidos relativos al relieve terrestre son abordados a lo largo de diferentes cursos por varias áreas de conocimiento. En el área de Ciencias Sociales, en los cursos de 1º y 3º de Enseñanza Secundaria Obligatoria, se hace hincapié en la distribución y localización de los principales relieves terrestres, sin explicar su génesis. En el área de Ciencias de la Naturaleza el estudio del relieve es abordado en 2º, 3º y 4º de ESO y en 1º de Bachillerato en la asignatura de Biología y Geología; mientras que en 2º de Bachillerato se estudia en las asignaturas de Geología y Ciencias de la Tierra y Medio Ambiente.

En la Enseñanza Secundaria Obligatoria su estudio incide fundamentalmente en el modelado resultado de la intervención de los agentes geológicos externos. Es en el Bachillerato donde se estudia con

detalle la estructura horizontal y vertical de la corteza terrestre desde un punto de vista geomorfológico, relacionándola con la Tectónica de Placas. Sin embargo, la tectónica, la isostasia y el flujo térmico terrestre no se tratan de forma conjunta e integrada. Estos dos últimos conceptos son estudiados por separado en un bloque de contenidos relacionados con las propiedades físicas del Planeta.

La ausencia de este tratamiento integrado probablemente explica los resultados obtenidos en una encuesta realizada a más de cien estudiantes universitarios de primer curso a los que se preguntó sobre algunos rasgos básicos del relieve terrestre. El cuestionario contenía las siguientes preguntas:

1. ¿Por qué existen océanos (cuencas oceánicas) y continentes?
2. En los océanos hay cordilleras oceánicas (dorsales) que se elevan sobre la llanura abisal, ¿Cómo se han formado?

(*) Dpto. Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Facultad de Ciencias, Universidad de Alicante, Campus de San Vicente del Raspeig, Apdo. 99, 03080 Alicante, pedro.alfaro@ua.es / andreu.rodes@ua.es

(**) I.E.S. La Arboleda, C/ Padre Ellacuría 13, 11500 El Puerto de Santa María (Cádiz) mglezh@mundivia.es

(***) I.E.S. Ramón Arcas, Avda. Juan Carlos I, 72, Lorca (Murcia), juan.lopez11@educarm.es

(****) I.E.S. Las Salinas, C/Tamaragua, Arrecife de Lanzarote 35500, Las Palmas, angelpergo@hotmail.com

3. En el Planeta hay cordilleras oceánicas, cadenas montañosas, llanuras abisales, etc. ¿Crees que la isostasia es responsable de algunos de estos relieves? En caso afirmativo, ¿Cómo?
4. ¿Qué conoces del flujo térmico terrestre? ¿Crees que tiene alguna influencia en el relieve del Planeta?
5. ¿Dónde se alcanzan las mayores profundidades de los océanos? ¿Por qué?
6. ¿Dónde se alcanzan las mayores altitudes en los continentes? ¿Por qué?

Entre las diversas conclusiones obtenidas de la encuesta se puede destacar el profundo desconocimiento del relieve terrestre que mostraron los estudiantes y, especialmente, en aquellos aspectos relacionados con la génesis del mismo. Estas carencias son más acusadas en lo referente a los relieves oceánicos. Casi ningún estudiante conocía la isostasia y ninguno la relaciona con el origen de los grandes relieves del Planeta. Esto mismo ocurría con el flujo térmico terrestre. Como curiosidad nos gustaría comentar que muchos estudiantes creen que las cordilleras oceánicas se han formado por el ¡choque de placas!, el empuje del magma o por la acumulación de materiales volcánicos. También son muchos los que piensan que las zonas más profundas del Planeta son fosas tectónicas producidas por la separación de las placas litosféricas.

A partir de estos resultados nos cuestionamos si el estudio de los principales elementos del relieve terrestre y su génesis debería ser incluido como uno de los objetivos de la Enseñanza Secundaria. Nosotros creemos que sí y que la Tectónica de Placas (integrada con la isostasia y el flujo térmico terrestre) responde a las preguntas anteriores y a otras muchas más. Cualquier rasgo topográfico del Planeta, a escala global, puede ser explicado por esta visión integrada de la Tectónica de Placas, la isostasia y el flujo térmico terrestre. De esto se ocupa en la actualidad la Geomorfología Global, la Geomorfología Tectónica o la Tectónica Global. Son ya numerosos los libros de texto que intentan explicar el relieve terrestre con esta visión global (Burbank y Anderson, 2001; Fowler, 1990; Kearey y Vine, 1996; Moores y Twiss, 1995; Park, 1988; Summerfield, 2000, entre otros). Con una aproximación multidisciplinar (geología, geofísica, geomorfología) se intenta dar respuesta al origen de los principales rasgos fisiográficos de nuestro Planeta. Analizamos la “construcción” del relieve terrestre y dejamos al margen su modelado por procesos geológicos externos.

En el presente trabajo hemos pretendido ofrecer una visión resumida, general e integradora mediante aproximaciones sucesivas a distinta escala, con el propósito que sirva de ayuda para comprender cómo afectan los diversos factores al relieve, especialmente la isostasia y el flujo térmico.

Este artículo tiene su extensión práctica en otro publicado en este mismo volumen (González *et al.*, 2007) en el que se proponen diversas actividades didácticas que ayudan al estudiante a asimilar estos conceptos más teóricos.

¿QUÉ NECESITAMOS PARA COMPRENDER EL RELIEVE DE NUESTRO PLANETA A ESCALA GLOBAL?

Tal y como se ha expuesto en el apartado anterior, si no integramos los conocimientos básicos sobre Tectónica de Placas, isostasia y flujo térmico terrestre, la interpretación del relieve suele ser errónea y se generan “lagunas de conocimiento” notables en el alumnado.

La Tectónica de Placas ha sido profusamente tratada en los libros de texto (Anguita y Moreno, 1991; López Robledo *et al.*, 2000; Tarbuck y Lutgens, 2005; entre otros) y en Internet, por lo que en este trabajo no la abordaremos, para centrarnos específicamente en la isostasia y el flujo térmico terrestre. Estos aspectos son tratados a continuación de forma muy simplificada; más detalles se pueden encontrar en Fowler (1990), Kearey y Vine (1996) o Park (1988), entre otros.

Isostasia

La isostasia es un concepto antiguo reconocido en el siglo XIX (García Cruz, 1998), que está relacionado con las capas más externas del Planeta. El concepto de isostasia fue desarrollado por el geólogo norteamericano Clarence Dutton en la segunda mitad del siglo XIX, basándose en las observaciones realizadas por Pierre Bouguer en los Andes hacia 1735 y por George Everest y John Henry Pratt en el Himalaya en la primera mitad del XIX. Las mediciones realizadas en ambas expediciones fueron explicadas de forma diferente por George Biddell Airy en 1855 y por Pratt en 1856. Posteriormente, Dutton formuló la teoría de la isostasia entre 1889 y 1892.

El principio de la isostasia establece que a partir de una cierta profundidad, conocida como profundidad de compensación, la carga litostática generada por todos los materiales suprayacentes es igual en todo el Planeta. Ello quiere decir que el peso de una columna vertical de roca es idéntico en el nivel de compensación, siempre y cuando esa región esté en equilibrio isostático. Este equilibrio se alcanza de varias formas: modelos propuestos por Airy y Pratt (Fig. 1A y B, respectivamente).

Hipótesis de Airy

Esta hipótesis asume que la capa más externa del Planeta tiene la misma densidad, y se apoya sobre otra capa de mayor densidad. El exceso de carga provocado por los relieves positivos (p.e. cadenas montañosas) se compensa por un aumento de espesor de la capa más externa (de menor densidad), tal y como ocurre en los témpanos de hielo. La base de la capa externa (de menor densidad) es una imagen de espejo exagerada de la superficie topográfica.

Hipótesis de Pratt

Su hipótesis asume que la profundidad de compensación es constante en todo el Planeta y que el equilibrio isostático se alcanza porque existen variaciones laterales de densidad de la capa más externa. De esta forma, los relieves más altos tienen me-

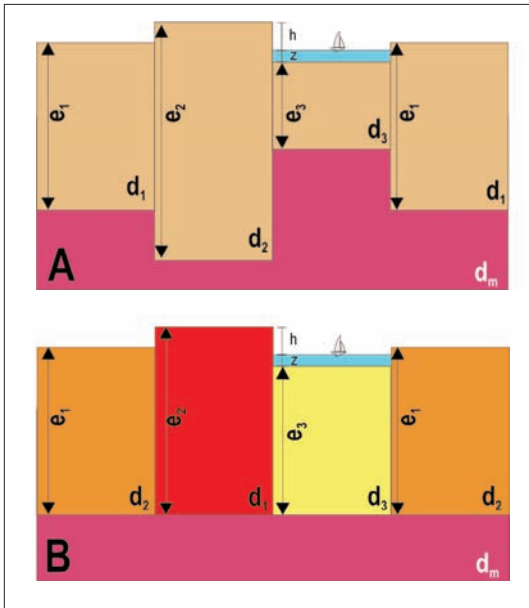


Fig. 1. A. Modelo de Airy (densidad de la corteza $d_1=d_2=d_3$). B. Modelo de Pratt (densidad de la corteza $d_1 < d_2 < d_3$). e : espesor; d_m : densidad del manto.

nor densidad y los relieves más deprimidos corresponden a zonas con mayor densidad. En definitiva, columnas de roca de diferente densidad se compensan con diferentes altitudes que mantengan la presión constante.

Ambas hipótesis son una aplicación del Principio de Arquímedes y asumen que los bloques corticales se mueven verticalmente separados por grandes fallas. Pero sabemos que esto no es cierto, y que los modelos más realistas de isostasia deben tener en cuenta que la corteza o la litosfera son rígidas. Por tanto, cuando se aplica una carga litostática a la litosfera, ésta se flexiona al igual que lo hace una bandeja de una estantería llena de libros (Fig. 2).

En definitiva, el equilibrio isostático no se alcanza de forma local (allí donde se aplica la carga) sino que tiende a alcanzarse a escala regional como consecuencia de la rigidez de la litosfera. A título de ejemplo, este tipo de flexura de la litosfera explica algunos rasgos topográficos locales como son las depresiones del Guadalquivir o del Ebro, así como el surco que hay en el fondo oceánico alrededor de las islas de Hawaii, el Golfo de Botnia y el Mar Báltico, entre otros, que son explicadas con detalle en el último apartado de este trabajo.

En cualquier caso, aunque las hipótesis de Airy y de Pratt sólo son aproximaciones teóricas que no pueden explicar por sí solas la superficie global del Planeta, sí permiten comprender algunos de sus rasgos topográficos principales. Así, el modelo de Pratt (Fig. 1B) explica el rasgo geográfico más notable de nuestro Planeta: la existencia de océanos (cuencas oceánicas) y continentes. Si analizamos la curva hipsométrica de La Tierra (Fig. 3), observamos que la mayor parte de su superficie se sitúa a altitudes de 840 m s.n.m. en los continentes y de 3800 m b.n.m. en los océanos. ¿A qué se deben estos dos escalones topográficos? A la existencia de dos tipos de corteza: continental (menos densa y, por tanto, más elevada por isostasia) y oceánica (más densa y, por tanto, más hundida por isostasia). Si por ejemplo hubiese en algún otro Planeta imaginario cuatro tipos de corteza, con contraste de densidad suficiente, encontraríamos cuatro escalones topográficos en su curva hipsométrica. Sin embargo, el modelo de Pratt no permite explicar las diferencias que presenta el relieve en las zonas de corteza continental. Hoy en día sabemos que la densidad de la corteza en el Himalaya, en los grandes cratones o en las zonas del talud continental (sumergidas actualmente), es similar; entonces, ¿a qué son debidas estas diferencias notables de relieve? La respuesta a esta pregunta la ofrece el modelo de Airy, según el cuál, la compensación isostática se

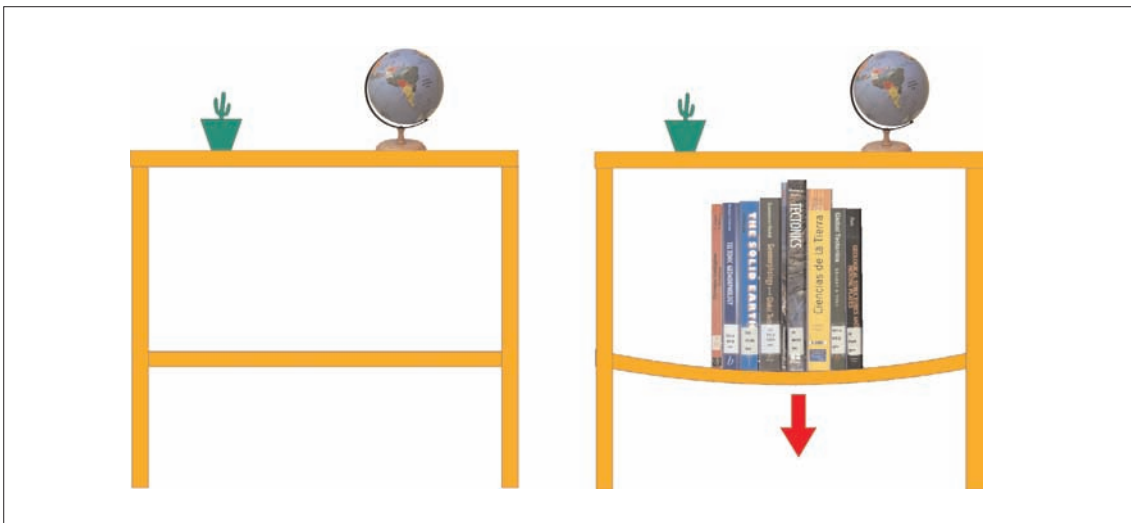


Fig. 2. Esquema que muestra la flexura de la litosfera cuando se le aplica una carga litostática (p.e. un orógeno, un casquete glaciar). La rigidez (cohesión) de la litosfera hace que las áreas adyacentes a la de aplicación de la carga también se hundan, aunque en menor medida.

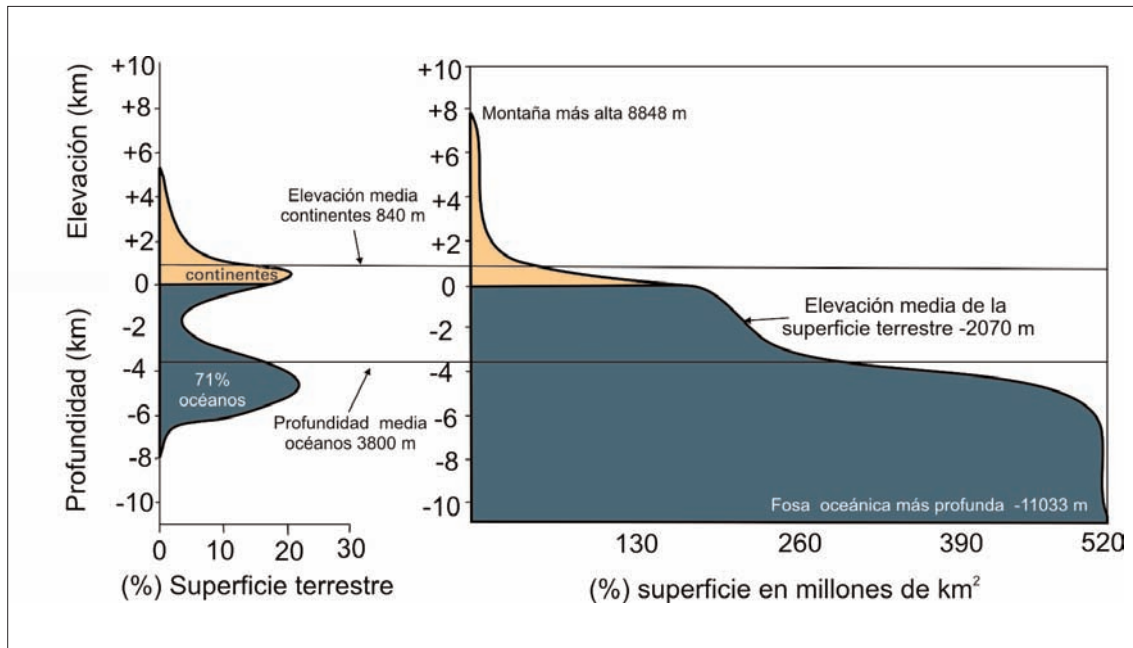


Fig. 3. Curva hipsométrica de nuestro Planeta en la que se reconocen dos grandes escalones topográficos. Modificado de Wadsworth Publishing Company / ITP 1998 (En: www.globalchange.umich.edu/.../topography.html).

produce por un aumento de espesor de la corteza, al igual que ocurre en los témpanos de hielo que flotan en el mar (Fig. 4).

Flujo térmico terrestre

Las características térmicas del manto y de la corteza constituyen otro factor importante en la explicación de algunos rasgos del relieve. En este sentido, el flujo térmico, medido en la superficie terrestre, tiene una fuerte correlación con los principales relieves del Planeta. En los continentes se ha constatado que el flujo térmico es inversamente proporcional al tiempo transcurrido desde que ocurrió el último evento tectónico. Así, los cratones más antiguos suelen tener un flujo térmico mucho menor que las cadenas montañosas más recientes.

El patrón que rige el flujo térmico en los océanos es algo diferente, ya que coexisten valores altos, que suelen estar asociados a la zona central de

las cordilleras oceánicas, con valores mínimos registrados en las fosas. Esto pone de manifiesto un gradiente espacio-temporal del flujo térmico, el cual disminuye progresivamente al aumentar la distancia a la dorsal y, por consiguiente, con la edad de la corteza oceánica (ver figura 5 de González Herrero *et al.*, 2007, en este mismo volumen).

El comportamiento del flujo térmico en el océano explica gran parte de las características geomorfológicas y geológicas de las cuencas oceánicas mediante un proceso conocido como isostasia térmica. Este proceso permite entender aspectos tales como la elevada altura de las cordilleras oceánicas y el hundimiento progresivo del fondo oceánico.

El sustrato de los océanos está constituido por litosfera oceánica cuya composición, en general, es similar en todo el océano (basaltos y gabros situados debajo de la capa de sedimentos), y cuya edad aumenta al alejarnos del eje de las dorsales. Pode-

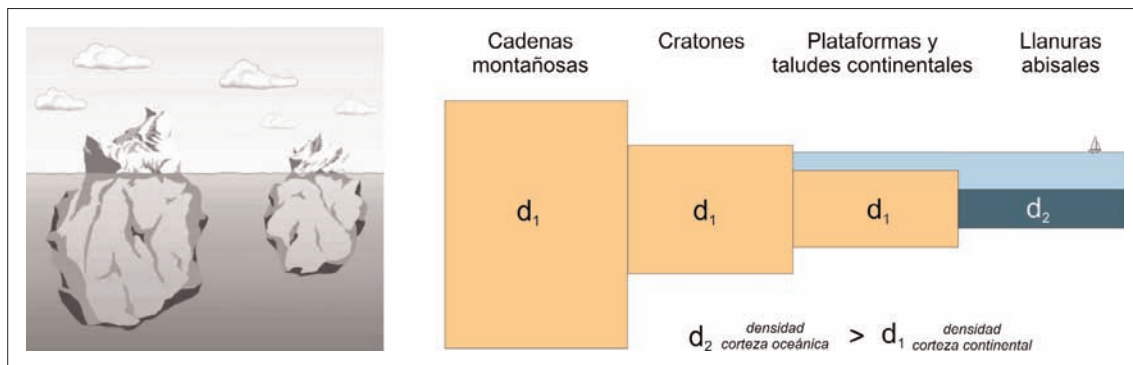


Fig. 4. Ilustración que muestra la relación entre la raíz de un témpano de hielo y su relieve emergido. Esta relación es extrapolable a la corteza continental que "flota" en un manto más denso.

mos hacemos la siguiente pregunta ¿tiene un basalto o un gabro “frío” la misma densidad que un basalto o un gabro “caliente”? No la tiene porque el aumento de temperatura origina un aumento de volumen y, por consiguiente, una disminución de densidad al permanecer la masa constante.

Las rocas sometidas a mayor flujo térmico son menos densas y, por isostasia, ascienden hasta alcanzar el equilibrio (reajuste isostático). Por tanto, el ascenso es mayor en el eje de las dorsales y va disminuyendo progresivamente al alejarnos (Fig. 5). Esto explica las características topográficas de las cordilleras oceánicas (que ocupan el 20% de la superficie del Planeta).

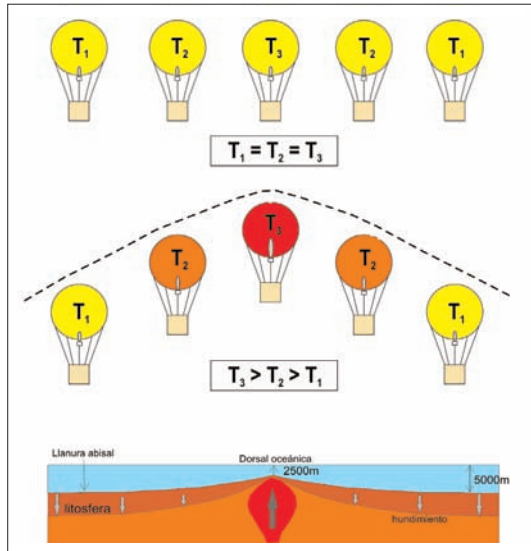


Fig. 5. Esquema que muestra la relación entre el flujo térmico y la “elevación isostática” del relieve (cordilleras oceánicas).

Por otro lado, como la corteza oceánica se crea en las dorsales y se desplaza desde éstas, a medida que nos alejamos del eje de la dorsal y disminuye la temperatura de las rocas se produce una disminución de su volumen y un aumento de su densidad. En definitiva, las partes más distantes de las dorsales y, por tanto, de mayor edad son las que presentan densidades más elevadas. Éstas pueden llegar a ser tan altas que se inicie un proceso de subducción.

¿CÓMO ES EL RELIEVE DE NUESTRO PLANETA?

Para describir el relieve del Planeta es conveniente hacerlo escalonadamente, aumentando en cada uno de los pasos, la escala (como si hiciésemos varios *zoom* sucesivos). Tal y como hemos comentado en el capítulo anterior, el rasgo topográfico más notable a escala planetaria es la existencia de dos escalones topográficos: continentes y cuencas oceánicas (océanos). La explicación, como ya ha sido detallada, está relacionada con la existencia de dos tipos de corteza de diferente densidad que se reajustan isostáticamente alcanzando diferentes altitudes.

En este apartado nos vamos a centrar en el siguiente nivel de “zoom”. ¿Cuáles son los principales rasgos topográficos de los continentes y de los océanos? Además, se abordará cómo se produce el tránsito de las zonas emergidas a las cuencas oceánicas. En las figuras 6 y 7 podemos observar la distribución de los principales elementos geomorfológicos del Planeta en zonas continentales y oceánicas. Como criterio de clasificación se ha utilizado el tipo de corteza. La tabla I muestra los elementos geomorfológicos analizados en este trabajo, con una breve descripción de los mismos y algunos ejemplos reales. Seguidamente se explica el origen de estos relieves.

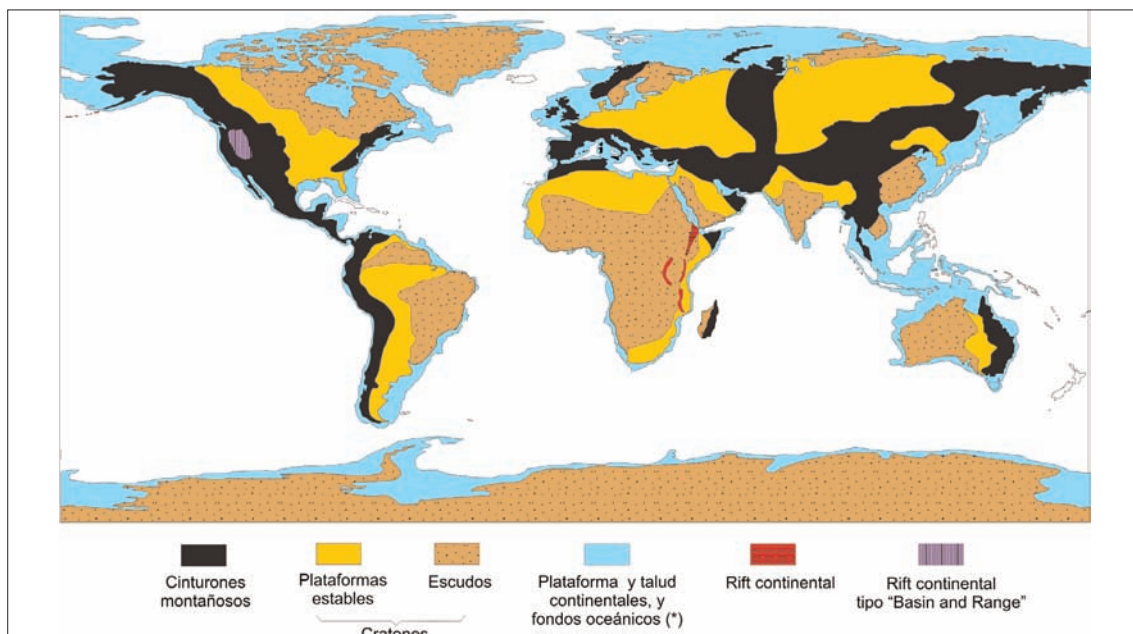


Fig. 6. Principales elementos geomorfológicos del Planeta en zonas con litosfera continental.

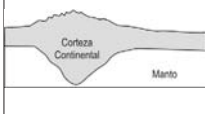

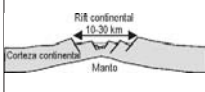
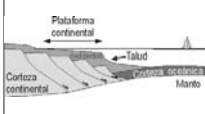
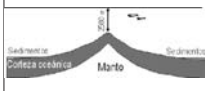



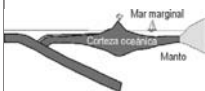

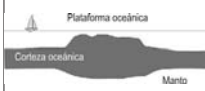
PRINCIPALES ELEMENTOS GEOMORFOLÓGICOS DESARROLLADOS EN LITOSFERA CONTINENTAL		
Cinturones montañosos (Himalaya, Alpes, Cordillera Bética, Andes)	En límites de placas convergentes que están sufriendo un engrosamiento de la corteza, bien por esfuerzos compresivos (orógenos de colisión en los que convergen dos placas con litosfera continental) o bien por una intensa actividad ígnea (orógenos de tipo andino en los que una placa de litosfera oceánica subduce bajo una continental). En ambos casos, el relieve global de la cadena montañosa (la superficie envolvente) se debe a la elevación isostática resultado del engrosamiento cortical. A mayor espesor de la corteza, mayor relieve	
Cratones (Canadá, Siberia, África, Australia)	Tienen un espesor intermedio ("normal") de corteza continental (alrededor de 35 km). Debido al espesor inferior al de las cadenas montañosas, también tienen un relieve muy suave en el que afloran rocas metamórficas e ígneas antiguas muy deformadas (escudos). Cuando estas rocas están cubiertas por rocas sedimentarias reciben el nombre de plataformas estables.	
Rift continental (Lagos africanos, Lago Baikal)	Zonas de corteza continental sometidas a extensión y, por consiguiente, a un adelgazamiento. Este adelgazamiento produce, en la parte central, una fosa tectónica flanqueada por fallas normales. Esta fosa tectónica es estrecha (unas pocas decenas de kilómetros) y alargada. En ocasiones, como ocurre en Baikal o en África oriental, se forman grandes lagos estrechos y alargados. En otras ocasiones suelen estar ocupadas por grandes valles fluviales (Rhín).	
PRINCIPALES ELEMENTOS GEOMORFOLÓGICOS DESARROLLADOS EN LITOSFERA DE TRANSICIÓN (LITOSFERA CONTINENTAL ADELGAZADA)		
Plataforma continental y talud continental (Mar del Norte, Bco. Sahariano)	El tránsito entre continentes y océanos se produce por un adelgazamiento progresivo de la corteza continental. El adelgazamiento de la corteza hace que, por isostasia, se hunda en relación a las cadenas montañosas y escudos. Las plataformas continentales y los taludes continentales se sitúan sobre zonas con corteza continental más delgada que la de los cratones, y los taludes continentales.	
PRINCIPALES ELEMENTOS GEOMORFOLÓGICOS DESARROLLADOS EN LITOSFERA OCEÁNICA		
Cordillera oceánica (Dorsal centroatlántica)	Las cordilleras oceánicas son "relieves isostáticos". El flujo térmico que hay en el centro de cordillera (dorsal) es muy elevado y disminuye progresivamente al alejarnos del eje de la dorsal. Este mayor flujo térmico hace que las rocas de la corteza oceánica tengan menos densidad y se eleven isostáticamente sobre el resto de la llanura abisal.	
Llanuras abisales (Atlántico, Pacífico)	Las llanuras abisales son estructuras planas con una pendiente media del 1 por 1000. Deben su topografía plana a las acumulaciones de sedimentos que ocultan las irregularidades de su superficie. En las zonas más alejadas de la dorsal, donde ya no existe influencia del flujo térmico elevado, la corteza oceánica es antigua, fría y densa por lo que se hunde isostáticamente hasta profundidades que oscilan entre 4500 y 5500 m.	
Fosas oceánicas (Filipinas, Japón, Chile, Aleutianas, Marianas)	Depresiones profundas que descienden por debajo del fondo oceánico adyacente varios miles de metros. Presentan una morfología alargada (entre 500 y 4500 km de longitud) y estrechas (entre 40-120 km de anchura). El surco de las fosas se produce por la flexión de la placa que subduce.	
Arcos de islas (Nuevas Hébridas, Aleutianas, Marianas)	Estas islas volcánicas se forman en las zonas de subducción en las que convergen dos placas con litosfera oceánica. La elevada actividad ígnea aumenta el espesor de la corteza de la placa cabalgante y provoca la emersión discontinua de varias islas con una morfología arqueada en planta. Esta forma de arcos se debe a la geometría esférica de las placas litosféricas, ya que la intersección entre dos superficies esféricas es un arco.	
Mar marginal (Mares del Japón, Caribe, Sur de China)	Entre el arco de islas y el continente se encuentran estos mares marginales, también conocidos como cuencas retroarco (situadas en la parte trasera del arco volcánico). Son zonas sometidas a extensión (cuando son activas el arco volcánico se separa del continente) constituidas por corteza oceánica o corteza continental muy adelgazada. Por isostasia se encuentran por debajo del nivel del mar.	
Islas volcánicas y montes submarinos. (Hawai, Azores, Santa Elena, Ascensión)	Aunque hay islas de diversa naturaleza (con litosfera continental, prismas de acreción, etc.), en este apartado nos centraremos en las de origen magmático. El origen de estos relieves volcánicos suele estar relacionado con puntos calientes. En estos casos forman una cadena alineada de islas y montes submarinos con la siguiente secuencia: islas volcánicas activas, islas volcánicas inactivas, atolones y montes submarinos.	
Plataformas oceánicas (Galápagos, Feoeros, Cabo Verde, Kerguelen, Ontong Java)	Zonas anormalmente someras de los océanos de relieve variable entre suave a muy irregular. Pueden tener una planta circular con diámetro que alcanzan el millar de kilómetros en cuyo caso se denominan mesetas oceánicas; otras veces son elevaciones alargadas continuas o con crestas y valles en cuyo caso reciben el nombre de dorsales asísmicas. Estas vastas regiones, con una extensión superior en muchos casos al millón de kilómetros cuadrados, están constituidas por rocas volcánicas (mayoritariamente basaltos). Su origen está ligado a una intensa actividad volcánica relacionada con el ascenso de una pluma del manto. Son los equivalentes oceánicos de las llanuras de basalto del Deccan (India), Brasil o Siberia.	

Tabla I. Principales elementos geomorfológicos del Planeta.

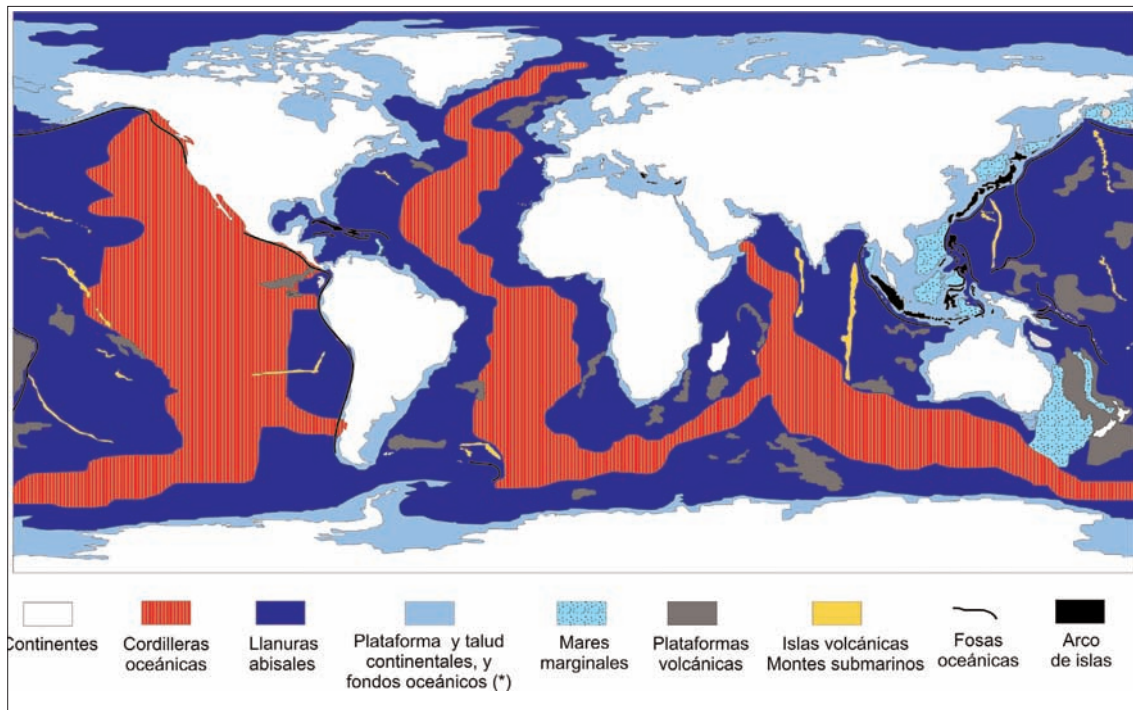


Fig. 7. Principales elementos geomorfológicos del Planeta en zonas con litosfera oceánica (también se han representado las plataformas y taludes continentales por estar sumergidas). (*) En este conjunto hemos incluido las plataformas y taludes continentales, así como los fondos oceánicos con corteza continental adelgazada o corteza oceánica pero que no llegan a ser llanuras abisales *sensu stricto*.

Zonas con corteza continental

Cadenas montañosas u orógenos

A pesar de su espectacularidad las cadenas montañosas ocupan tan sólo un 5% de la superficie total del Planeta. Se encuentran en límites de placa convergentes que están sufriendo un engrosamiento de la corteza, bien por esfuerzos compresivos (orógenos de colisión en los que convergen dos placas con litosfera continental) o bien por una intensa actividad ígnea (orógenos de tipo andino en los que una placa de litosfera oceánica subduce bajo una continental). En ambos casos, el relieve global de la cadena montañosa (la superficie envolvente) se debe a la elevación isostática resultado del engrosamiento cortical. A mayor espesor de la corteza, mayor será el relieve.

Cratones

Son zonas del Planeta con un espesor medio de corteza continental en torno a 35 km. Presentan un relieve muy suave en el que pueden aflorar rocas metamórficas e ígneas antiguas muy deformadas, en cuyo caso se denominan escudos. Cuando estas rocas están cubiertas por rocas sedimentarias reciben el nombre de plataformas estables.

Rift continentales

Zonas de corteza continental sometidas a extensión y, por consiguiente, a un adelgazamiento. Este adelgazamiento origina una fosa tectónica

central flanqueada por fallas normales. Esta fosa tectónica es estrecha (unas pocas decenas de kilómetros) y alargada. En ocasiones, como ocurre en Baikal o en África oriental, se forman grandes lagos estrechos y alargados. En otras ocasiones suelen estar ocupadas por grandes valles fluviales (Rhin). Una mención especial merece la región de Basin and Range (Cuenca y Cordillera) situada en Norteamérica (Estados Unidos y México). Al igual que le ocurre a los rift continentales, esta zona está sometida a extensión y, por consiguiente, a adelgazamiento cortical. En esta ocasión, la zona de corteza continental adelgazada tiene una amplitud muchísimo mayor que alcanza los 1000 km. Las fallas normales activas producen un relieve alternante de cordilleras (bloques levantados) y cuencas (bloques hundidos).

Tránsito entre continentes y cuencas oceánicas

El tránsito entre continentes (corteza continental menos densa) y océanos (corteza oceánica más densa) tiene lugar por un adelgazamiento progresivo de la corteza continental. Este adelgazamiento conlleva un hundimiento isostático en relación a las cadenas montañosas y cratones. Así, las plataformas continentales se sitúan sobre zonas con corteza continental más delgada que la de los cratones. Este espesor sigue reduciéndose a lo largo del talud continental hasta llegar a su pie, donde la corteza continental desaparece y da paso a la corteza oceánica. Aquí comienzan las cuencas oceánicas en sentido estricto.

Zonas con corteza oceánica

Cordilleras oceánicas

Es uno de los rasgos topográficos más notables del Planeta ya que existen aproximadamente 70000 km de cordilleras oceánicas. ¿Cómo se forman estas cordilleras? ¿Cómo se eleva la corteza oceánica 2500 m sobre el resto de la llanura abisal? La respuesta, tal y como se ha descrito en el capítulo anterior sobre el flujo térmico terrestre, está en la isostasia térmica. Las cordilleras oceánicas son, por tanto, “relieves isostáticos térmicos”.

Llanuras abisales

Ubicadas a profundidades comprendidas entre 4500 y 5500 m tienen una morfología extraordinariamente plana, cuya pendiente media es del 1 por 1000. Deben su topografía plana a las acumulaciones de sedimentos que ocultan las irregularidades de su superficie. La profundidad a la que se encuentran está relacionada con la dinámica que se inicia en las dorsales. Así, en las zonas más alejadas de la dorsal, y por tanto, alejados de la influencia del flujo térmico elevado, la corteza oceánica es antigua, fría y densa por lo que se encuentra hundida isostáticamente. Los valores de profundidad que se alcanzan están controlados por la densidad de la corteza oceánica; si ésta fuese mayor, también lo sería la profundidad de los océanos. No obstante, dicha profundidad alcanza un límite, de forma que cuando la corteza oceánica tiene entre 180 y 200 millones de años, la densidad es lo suficientemente elevada para empezar a subducir en el manto.

Fosas oceánicas

Se trata de los lugares más profundos del Planeta. Corresponden a morfologías alargadas y estrechas. El surco de las fosas, localizado en el contacto entre dos placas convergentes, se produce por la flexión de la placa que subduce.

Arcos de islas

Corresponde a un tipo de islas volcánicas que se forman exclusivamente en las zonas de subducción en las que convergen dos placas con litosfera oceánica. La elevada actividad ígnea aumenta el espesor de la corteza de la placa cabalgante y provoca la emersión discontinua de varias islas con una morfología arqueada en planta. En el siguiente capítulo se explica el porqué de esta geometría en arco.

Mares marginales

Entre los arco islas y el continente se ubican estos mares marginales, también conocidos como cuencas retroarco (situadas en la parte trasera del arco volcánico). Son zonas sometidas a extensión (cuando son activas el arco volcánico se separa del continente) constituidas por corteza oceánica o corteza continental muy adelgazada. Por isostasia se encuentran por debajo del nivel del mar.

Islas volcánicas y montes submarinos

El origen de estos relieves volcánicos suele estar relacionado con puntos calientes. Muchas veces

forman una cadena alineada de islas y montes submarinos con la siguiente secuencia: islas volcánicas activas, islas volcánicas inactivas, atolones y montes submarinos.

Plataformas oceánicas volcánicas

Estas vastas regiones, en muchos casos con una extensión superior al millón de kilómetros cuadrados, están constituidas por rocas volcánicas (mayoritariamente basaltos). Su origen está ligado a una intensa actividad volcánica relacionada con el ascenso de una columna caliente del manto. Son los equivalentes oceánicos de las llanuras de basalto del Deccan (India), Brasil o Siberia.

OTROS DETALLES SOBRE EL RELIEVE TERRESTRE

Aparte de los grandes elementos del relieve descritos en el apartado anterior, cuando aumentamos la escala (hacemos un *zoom* todavía mayor) nos encontramos con multitud de particularidades. A continuación, a título de ejemplo, se intenta explicar el origen del relieve de algunos puntos singulares del Planeta. Esta pequeña muestra sólo pretende mostrar al profesorado que también, desde un punto de vista del relieve, nuestro Planeta muestra una extraordinaria geodiversidad. Si hiciésemos una aproximación de escala todavía más detallada comienzan a ser decisivos en el relieve otros factores como el litológico (rocas más o menos resistentes), el estructural (rocas plegadas, poco o muy fracturadas, etc.), que se escapan al objetivo de este artículo.

1. ¿Por qué la superficie del Mar Muerto está por debajo del nivel del mar?

El Mar Muerto se sitúa a lo largo de la zona de falla de Levante, una gran falla de salto en dirección sinistra (Fig. 8) que separa la placa Africana de la Arábiga. La placa Africana se aproxima a la Euroasiática a una velocidad de aproximadamente 1 cm/año mientras que la Arábiga lo hace a una velocidad de 4 cm/año. Esta diferencia de velocidad es la causante de que aparezca una falla de movimiento horizontal entre las placas Africana y Arábiga: la falla de Levante. A lo largo de una falla de salto en dirección no cabe esperar que existan relieves importantes, sean positivos o negativos, porque el principal movimiento es horizontal. Sin embargo, cuando el trazado de la falla de salto en dirección sufre una flexión, en estas zonas de cambio de dirección se puede producir extensión (con movimientos verticales de hundimiento) o compresión (con elevación del relieve). Desde un punto de vista tectónico, se produce transtensión en el primer caso y transpresión en el segundo (ver figura 8). El Mar Muerto se encuentra en una zona sometida a transtensión, donde la falla de Levante cambia ligeramente de dirección, y, por consiguiente, donde se ha producido un movimiento vertical de hundimiento significativo.

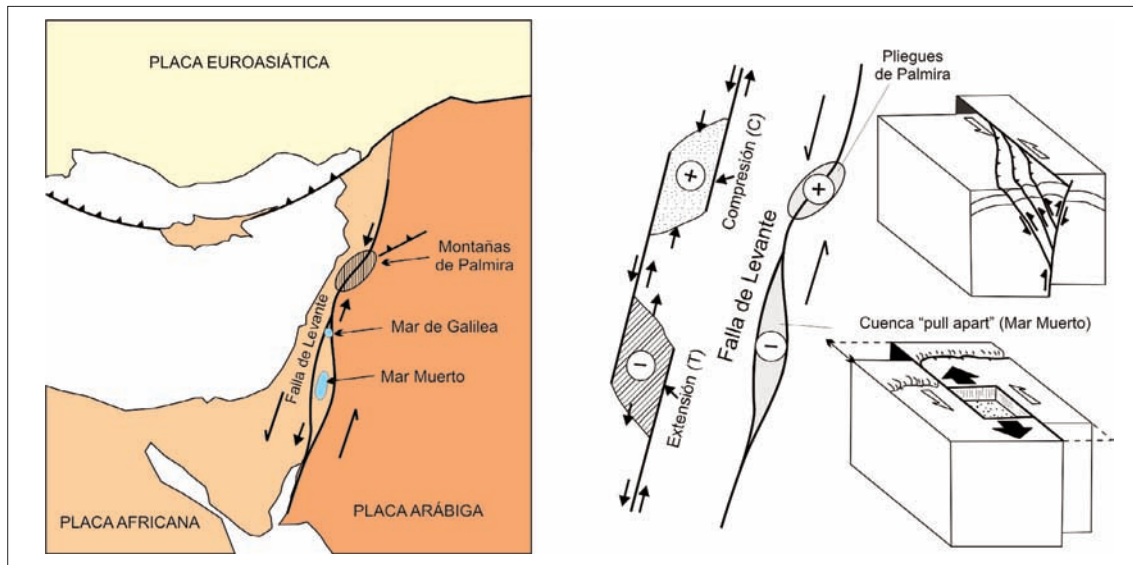


Fig. 8. Mapa de localización de la falla transformante de Levante que separa las placas Africana y Árabe (modificado de Hamblin y Christiansen, 2001). Las flexiones o cambios de dirección que sufre la falla de Levante y el movimiento sinistral son los responsables de que haya extensión y hundimiento en el sector del Mar Muerto. Para explicar los procesos de transtensión y transpresión se adjuntan varios esquemas simplificados.

Con los estudiantes se puede realizar la actividad indicada en la figura 9.

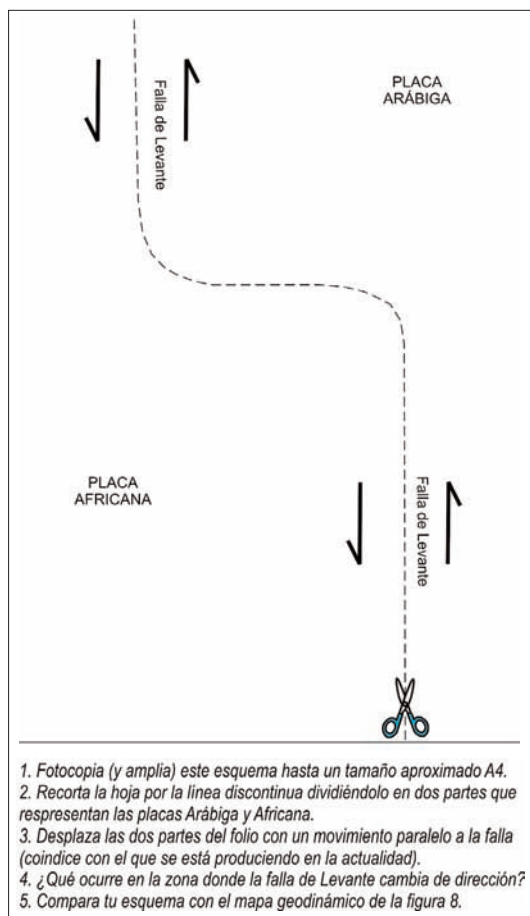


Fig. 9. Recortable para comprender cómo se produce extensión en el Mar Muerto.

2. ¿Por qué los ríos Guadalquivir, Ebro o Ganges discurren aproximadamente paralelos a grandes cadenas montañosas?

La inmensa mayoría de ríos del Mundo están controlados por estructuras geológicas. Localmente puede existir un control litológico pero su trazado principal, en casi todas las ocasiones, tiene un control estructural. Los ríos Amazonas, Mississippi y Rin, por ejemplo, discurren por valles de rift antiguos. En el caso de los ríos Guadalquivir, Ebro y Ganges lo hacen por cuencas de antepaís. ¿Cómo se forman estas depresiones topográficas? Tienen relación con la formación de orógenos. De forma muy simplista se puede decir que un orógeno provoca un hundimiento (flexión) de la litosfera, provocando la aparición de surcos a ambos lados (uno solo cuando se trata de un orógeno asimétrico). Así, el Guadalquivir discurre por el surco que ha creado la Cordillera Bética y el Ebro por el que ha creado los Pirineos al hundir la litosfera ibérica (Fig. 10). De igual forma, el Ganges lo hace por el surco creado por el Himalaya.

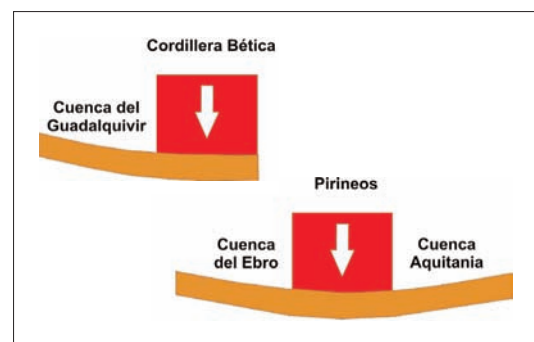


Fig. 10. Esquema simplificado que muestra la formación de las cuencas de antepaís debido a la sobrecarga producida por los orógenos sobre la litosfera.

3. Lagos de África oriental

A lo largo del rift africano oriental se sitúan varios lagos (Malawi y Tanganika, entre los más importantes) de morfología alargada. Sin embargo, el lago Victoria, que tiene la mayor extensión de los lagos africanos, presenta una morfología circular en planta (Fig. 11). ¿A qué es debida esta diferencia morfológica? La morfología alargada y estrecha de los lagos se debe a que se sitúan sobre el valle de rift (fosas tectónicas estrechas y alargadas limitadas por fallas normales). Sin embargo, la situación del lago Victoria es diferente ya que se localiza entre dos valles de rift. El rift africano oriental, en el sector de Kenia, Uganda y Tanzania, se bifurca en dos ramas que vuelven a unirse varios centenares de kilómetros al sur. Entre dos ramas de rift queda un sector deprimido, con forma de cubeta, en la que se sitúa el lago Victoria (Fig. 11).

4. ¿Cómo se ha formado el Golfo de Baja California?

El límite entre las placas Norteamericana y Pacífica, en el sector de California, coincide con la falla transformante de San Andrés. Esta falla dextral, cambia ligeramente de dirección cuando llega al actual Golfo de Baja California (México). Por tanto, el límite de placas en este sector ya no es paralelo a los vectores de desplazamiento de ambas placas por lo que la falla transformante desaparece. El movimiento oblicuo se descompone

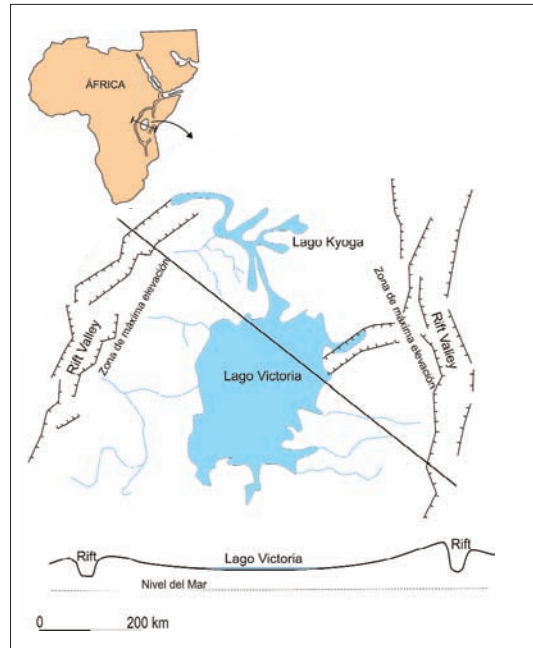


Fig. 11. Esquema que muestra la ubicación geológica del lago Victoria. Modificado de Debelmas y Mascle (2000).

en una componente de extensión y en otra de salto en dirección (Fig. 12), que origina la separación activa entre la Península de Baja California y México y, por tanto, la formación del golfo.

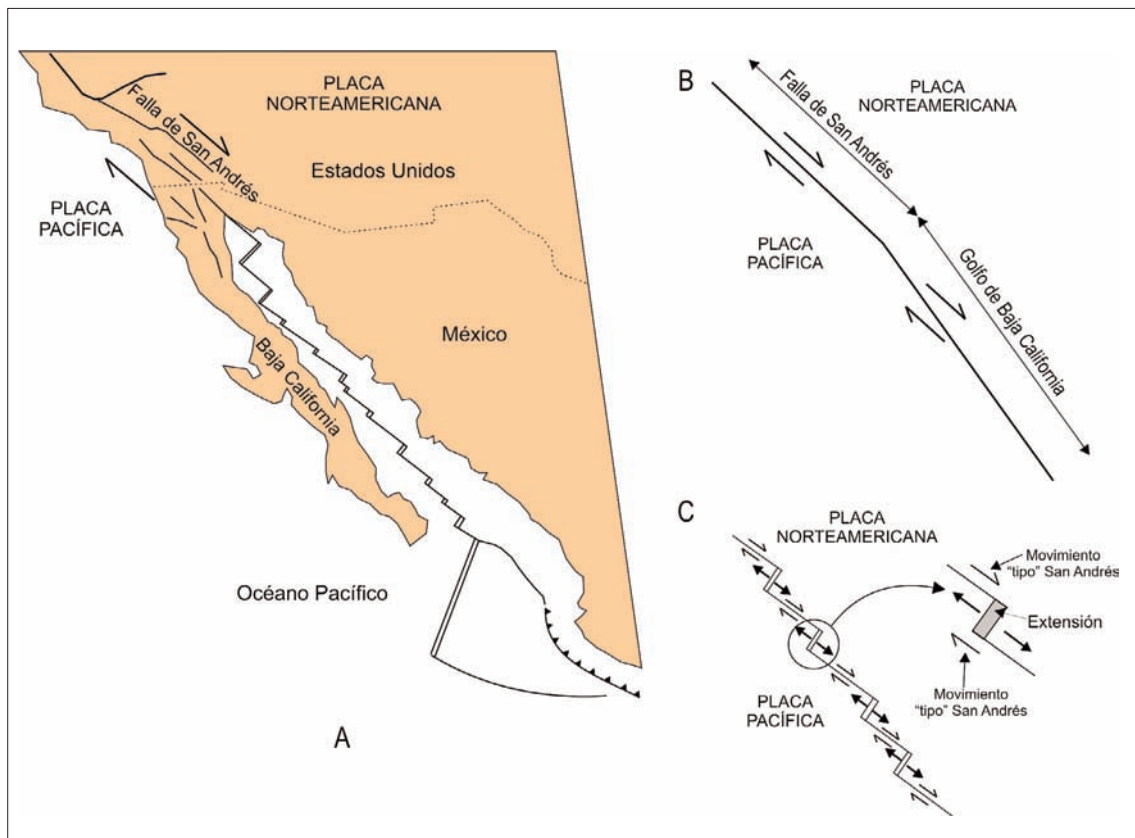


Fig. 12. Origen del Golfo de Baja California. Modificado de Kearey y Vine (1996).

Para comprender mejor el proceso de formación del Golfo de California, se sugiere realizar la actividad de la figura 13.

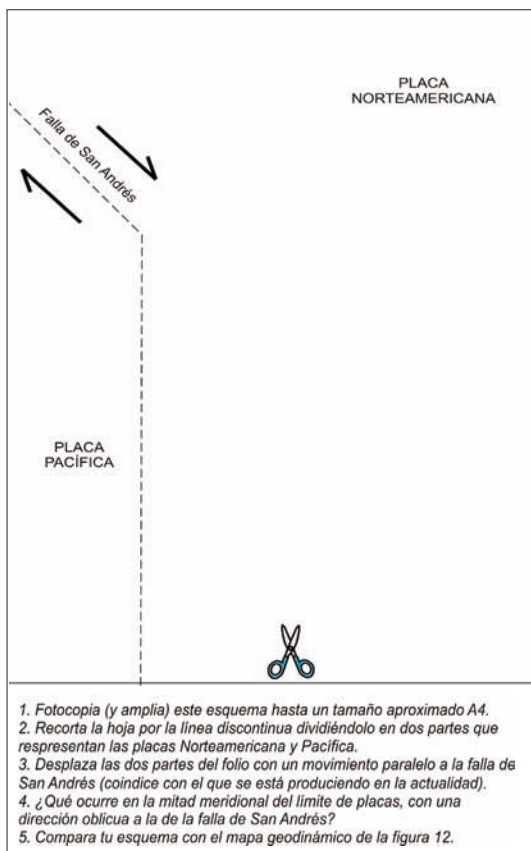


Fig. 13. Recortable para comprender cómo se produce, de forma conjunta, extensión y movimiento de salto en dirección (“tipo San Andrés”) en el Golfo de Baja California.

5. ¿Por qué se eleva el Golfo de Botnia (entre Finlandia y Suecia-Noruega)?

Es un claro ejemplo de reajuste isostático pero que no tiene nada que ver con la actividad tectónica sino glaciaria. En el último periodo glaciario toda la región de los países escandinavos (incluido el actual Golfo de Botnia) estaba cubierto por un casquete glaciario de varios miles de metros de espesor. Esta masa de hielo flexionó la litosfera hundiéndola más en el lugar de máximo espesor (actual Golfo de Botnia). Tras la fusión del hielo glaciario, la litosfera comenzó a recuperar su posición inicial, y, por tanto, a elevarse poco a poco, situación que continúa en la actualidad.

6. ¿Por qué los arco islas tienen morfología arqueada?

Esta forma de arcos se debe a la geometría esférica de las placas litosféricas, ya que la intersección entre dos superficies esféricas es un arco (Fig. 15). Una actividad que se puede proponer a los estudiantes para que comprendan la geometría arqueada de esta alineación de islas volcánicas se encuentra en el libro de Plummer *et al.* (2001).

REFLEXIONES FINALES

En el currículo actual los contenidos geológicos necesarios para comprender el relieve terrestre están muy compartimentados. Creemos que los estudiantes deberían alcanzar un buen conocimiento de la superficie de nuestro Planeta, no sólo con una aproximación descriptiva del relieve sino llegando a conocer cómo se ha formado y cómo lo sigue haciendo en la actualidad.

Para lograr este objetivo es necesaria la integración de la Tectónica de Placas, la isostasia y el flujo térmico terrestre. La Tectónica de Placas es respon-

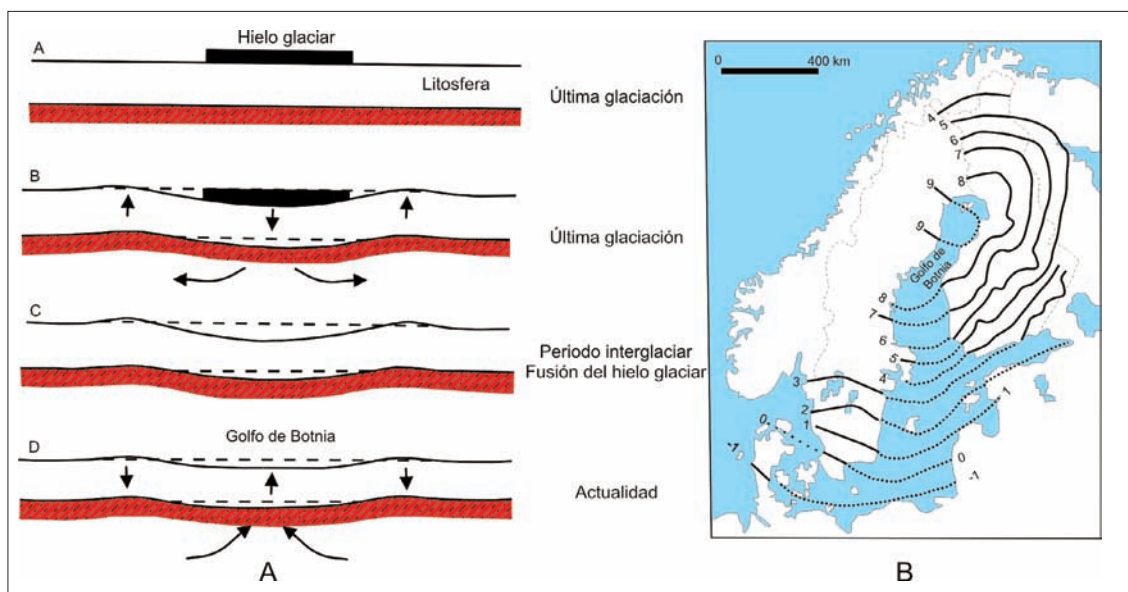


Fig. 14. Esquema que indica el levantamiento actual en milímetros/año que está sufriendo en la actualidad el Golfo de Botnia y sectores adyacentes (hasta un máximo de 9 mm/año), debido al reajuste isostático. Modificado de Fowler (1990).

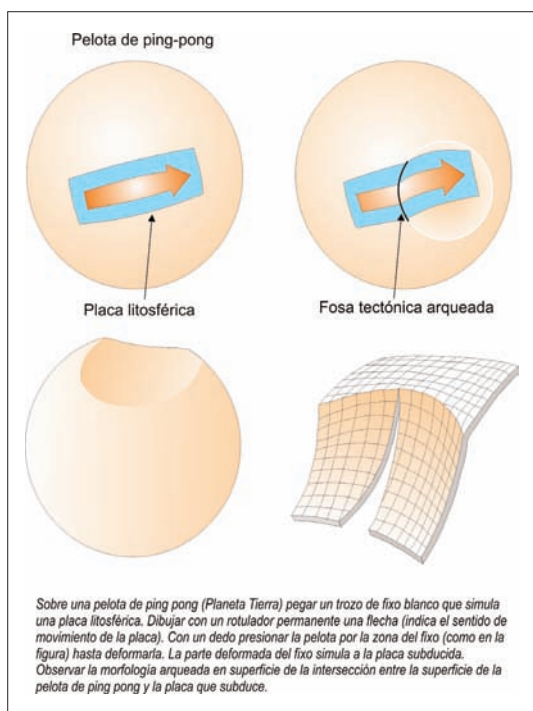


Fig. 15. Esquema modificado de Plummer et al. (2001) en el que se indica, de forma simplificada, la razón de la morfología de los arco islas.

sable de redistribuir las rocas de la corteza terrestre, haciendo que en unos sectores haya corteza continental y en otros haya oceánica, además con espesores variables. Sin embargo, es la isostasia la que, en último término, es responsable de que las diferentes regiones del Planeta tengan una altitud u otra por encima o por debajo del nivel del mar. No debemos olvidar el flujo térmico terrestre que provoca variaciones de densidad de las rocas y, por tanto, reajustes isostáticos hasta que alcanzan el equilibrio gravitacional.

Para lograr un buen conocimiento del relieve, el análisis debe ser escalonado, evitando la mezcla de rasgos topográficos de escala muy diferente. En el primer nivel de aproximación el estudiante debería comprender por qué existen continentes y cuencas oceánicas. En el siguiente nivel proponemos dividir los principales elementos geomorfológicos del Planeta dependiendo de si tienen corteza continental (cadenas montañosas, cratones -escudos y plataformas estables- y rift continentales) o corteza oceánica (cordilleras oceánicas, llanuras abisales, fosas, arco islas, mares marginales (aunque estos también pueden situarse sobre corteza continental adelgazada), islas y montes submarinos y plataformas oceánicas). Además, es conveniente explicar el tránsito entre zonas continentales y oceánicas ligadas a la existencia de una corteza de transición (corteza continental adelgazada).

A partir de entonces, ya se pueden abordar en sucesivos niveles de "zoom" aspectos más específicos del relieve terrestre como ¿Por qué el Mar Muerto está por debajo del nivel del mar? ¿Por qué

los ríos Guadalquivir, Ebro o Ganges discurren paralelos a grandes cadenas montañosas? ¿Por qué el Mar Rojo es alargado y estrecho? ¿Por qué los Andes tienen volcanes activos y el Himalaya no? ¿Por qué hay fosas oceánicas muy profundas (de más de 10 km) y otras tan sólo tienen 5 km de profundidad? ¿Por qué el lago Victoria (el más extenso de África) tiene una morfología circular en planta mientras que el resto de grandes lagos del África oriental son estrechos y alargados? ¿Por qué la Península de Baja California se separa en la actualidad del resto de México? ¿Por qué el Mar Báltico y el Golfo de Botnia, que separa Finlandia de Suecia, desaparecerán en un futuro geológico inmediato? ¿Por qué hay grandes surcos y escalones topográficos en el fondo del océano a lo largo de las fallas transformantes? Algunas de estas preguntas han sido contestadas en este trabajo, otras quedan abiertas para que el alumnado busque información y trate de responderlas, sin olvidar que, todas ellas tienen su respuesta en la Tectónica de Placas, en ocasiones integrándola con la isostasia y el flujo térmico.

BIBLIOGRAFÍA

- Anguita, F. y Moreno, F. (1991). *Procesos geológicos internos*. Rueda, Madrid.
- Burbank, D.W. y Anderson, R.S. (2001). *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science, Estados Unidos.
- Debelmas, J. y Mascle, G. (2000). *Les grandes structures géologiques*. Dunod, París.
- Fowler, C.M.R. (1990). *The Solid Earth, an introduction to Global Geophysics*. Cambridge University Press.
- García Cruz, C.M. (1998). Puentes intercontinentales e Isostasia: aspectos históricos y didácticos. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 6, 3, 211-216.
- Hamblin, W.K. y Christiansen, E.H. (2001). *Earth's dynamic systems*. Prentice Hall. Upper Saddle River, N.J.
- Kearey, P. y Vine, F.J. (1996). *Global Tectonics*. Blackwell Science, Cambridge.
- López Robledo, J.M., Martínez Rodrigo, M.J., García Martín, A. y Manzano Martín, C. (2000). *Estructura de la Tierra y Tectónica de Placas*. Monografías de Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, Serie Cuadernos Didácticos nº 1, 52 pp. Edita AEPECT, Girona.
- Moore, E.M. y Twiss, R.J. (1995). *Tectonics*. Freeman & Company, Nueva York.
- Park, R.G. (1988). *Geological structures and moving plates*. Chapman & Hall, Londres.
- Plummer, Ch.C., McGeary, D. y Carlson, D.H. (2001). *Physical Geology*. McGraw Hill. Boston.
- Summerfield, M.A. (2000). *Geomorphology and Global Tectonics*. John Wiley & Sons, Nueva York.
- Tarbut, E.J. y Lutgens, F.K. (2005). *Ciencias de la Tierra, una introducción a la Geología Física*. Prentice Hall, Madrid.
- Wadsworth Publishing Company / ITP (1998). En: <http://www.globalchange.umich.edu/globalchange1/current/lectures/topography/topography.html>. University of Michigan. ■

Fecha de recepción del original: 5 junio 2007
Fecha de aceptación definitiva: 25 julio 2007