

La tectónica de placas, teoría integradora sobre el funcionamiento del planeta

Plate tectonics, a comprehensive theory of our planet

PEDRO ALFARO¹, FRANCISCO M. ALONSO-CHAVES², CARLOS FERNÁNDEZ²
Y GABRIEL GUTIÉRREZ-ALONSO³

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Facultad de Ciencias, Universidad de Alicante, 03080 Alicante. pedro.alfaro@ua.es

² Departamento de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva, 21007-Huelva. alonso@uhu.es / fcarlos@uhu.es

³ Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, Plaza de los Caídos s/n, 37008 Salamanca. gabi@usal.es

Resumen La Tectónica de Placas ofrece una visión integradora del planeta que permite explicar razonablemente la gran mayoría de procesos geológicos. Aunque esta teoría no falta del currículo de enseñanza secundaria, su aproximación es, en la mayoría de las ocasiones, únicamente descriptiva. Proponemos que su tratamiento tenga un enfoque sistémico, integrándose con otros aspectos del currículo como el relieve terrestre, el cambio climático, las variaciones del nivel del mar, la distribución de rocas o las estructuras geológicas de origen tectónico. Por otra parte, el trabajo ofrece una visión actualizada del mapa actual de placas litosféricas, y de cuánto, cómo y por qué se mueven. También, se analiza cómo ha contribuido esta teoría en el conocimiento de la historia de nuestro planeta, se incluyen varias consideraciones relacionadas con el camino hacia el que previsiblemente se dirigirá en las próximas décadas y, finalmente, ofrece una selección de recursos educativos.

Palabras clave: Estructuras geológicas, pensamiento sistémico, recursos educativos, Tectónica de Placas.

Abstract *Plate Tectonics offers a comprehensive vision of our planet explaining most of the geological processes. Although this theory is included in the official core curriculum, its treatment in secondary school is mostly limited to descriptions. We propose a systemic approach, integrating it with other topics of the curriculum such as the relief of the Earth, climatic change, sea-level changes, global rock distribution or geological structures. On the other hand, we offer an updated version of the plate tectonics map, and of how much, how and why the plates move. In addition, we analyze the contribution of this theory to a better comprehension of our planet's history, we discuss how it is likely to evolve in the next decades, and finally offer a selection of learning resources.*

Keywords: *Geological structures, systems thinking, didactic resources, Plate Tectonics.*

INTRODUCCIÓN

Este trabajo se enmarca en el documento español de Alfabetización en Ciencias de la Tierra (Pedrinaci et al., 2013) y tiene por finalidad desarrollar algunas de las nociones propuestas en la idea clave 6 “La Tectónica de Placas es una teoría global e integradora de la Tierra” (Tabla I). La idea clave 6, del documento español de Alfabetización en Ciencias de la Tierra, resalta que la Tectónica de Placas es la manifestación superficial de la actividad interna de nuestro planeta. El flujo térmico y la gravedad son los motores del movimiento de las placas litosféricas. Y este movimiento es, a su vez, el responsable de la deformación de las rocas, especialmente en los bordes de placa. La acción conjunta del movimiento de las placas litosféricas,

la gravedad y el flujo térmico controlan los grandes elementos del relieve terrestre.

El “nuevo” paradigma de la Tectónica de Placas ya no es tan nuevo. Ha transcurrido casi medio siglo desde que en 1968 se formulase esta teoría que revolucionó la Geología y las Ciencias de la Tierra. El éxito de la teoría de la Tectónica de Placas se debe a que ofreció por primera vez una explicación global e integradora de los procesos geológicos que ocurren en la Tierra a lo largo de millones de años. La teoría se ha convertido en un cuerpo de doctrina coherente, para lo que anteriormente parecían observaciones inconexas en el campo de la Geología, la Geofísica o las Ciencias de la Tierra. La Geología dejó de ser una ciencia eminentemente descriptiva. Tal y como apunta Pedrinaci (2001), la Tectónica de Placas permitió pasar “del cómo es al cómo funcio-

na". Tras la etapa más descriptiva de la Geología clásica, la investigación geológica a partir de los años setenta focalizó su interés en desentrañar las claves del funcionamiento del planeta. En definitiva, esta teoría le permitió a la Geología y a las Ciencias de la Tierra dar un salto gigantesco.

La Tectónica de Placas ha acabado por convertirse en el mejor modelo para dar respuesta a los nuevos problemas que surgen de la investigación continua en las Ciencias de la Tierra. Esta percepción ha sido unánime no sólo entre la comunidad científica sino también entre los docentes de los diferentes niveles educativos. Si hay alguna idea clave que nunca falta en los libros de texto de enseñanza secundaria y bachillerato es la referida a la teoría de la Tectónica de Placas. El currículo oficial actual la incluye principalmente en 4º de ESO y en 1º de Bachillerato. También se aborda, en menor medida, en 2º de ESO, y se incluye una breve introducción de la estructura interna de la Tierra en 1º de ESO. Sorprendentemente, también se aborda en las asignaturas de Geografía y, de forma casi testimonial, en enseñanza primaria (como parte de la asignatura de Conocimiento del Medio).

Sin embargo, a pesar de que esta idea no falta del currículo, su aproximación suele ser demasiado descriptiva y, en ocasiones, incorpora conceptos de teorías previas que son tratados con escaso rigor histórico. Muchos textos incorporan el desarrollo histórico de la teoría (limitada mayoritariamente a los aspectos precursores de la misma, en concreto a la Deriva Continental), una descripción de los tipos de límites de placa y, en el mejor de los casos, relacionan la cinemática litosférica con la actividad volcánica y sísmica. Recientemente, algunos textos están tratando de ir más allá, abordando la Tectónica de Placas desde un punto de vista sistémico. El currículo oficial, además de relacionar la Tectónica de Placas con la actividad sísmica y volcánica, también trata de hacerlo con otros aspectos como el relieve terrestre, el magmatismo y el metamorfismo. El inconveniente es que existen repeticiones y lagunas, además de un contexto educativo que no ayuda a resolverlas, porque en la ESO se aborda la Tectónica de Placas en una asignatura optativa e, inmediatamente, se vuelve a tratar en el curso siguiente, en 1º de Bachillerato.

Desde que la teoría de la Tectónica de Placas se formuló por primera vez, fue aceptada por la comunidad científica y trasladada a los libros de texto de enseñanza secundaria, la investigación ha avanzado considerablemente en algunos frentes aunque en otros todavía queda un largo camino por recorrer. El desarrollo de la geodesia espacial, de algunas técnicas geofísicas, geoquímicas, de las herramientas informáticas, junto con un mayor conocimiento de las características geológicas de la superficie de nuestro planeta está permitiendo cuantificar muchos de los procesos geológicos con una precisión inimaginable hace unas pocas décadas. Estos nuevos datos han impulsado el conocimiento de la cinemática y dinámica litosférica, y su relación con los procesos que ocurren en el interior terrestre. Aun así, la Tectónica de Placas todavía está en desarrollo. Al contrario que otras disciplinas científicas el cuerpo doctrinal de las Ciencias

IDEA CLAVE 6.

La Tectónica de Placas es una teoría global e integradora de la Tierra.

- | |
|--|
| 6.1. La Tierra funciona como una enorme máquina térmica que no ha dejado de enfriarse desde que se formó. |
| 6.2. El flujo térmico es el motor del movimiento de material en el interior terrestre. |
| 6.3. El movimiento de material en el interior de la Tierra genera un campo magnético. |
| 6.4. La actividad interna de la Tierra es responsable de la Tectónica de Placas. |
| 6.5. La litosfera se encuentra dividida en placas que se hallan en continuo movimiento. |
| 6.6. El movimiento de las placas deforma las rocas de la corteza terrestre. |
| 6.7. Los bordes de las placas son las zonas de mayor actividad geológica. |
| 6.8. La acción conjunta del movimiento de las placas litosféricas, la gravedad y el flujo térmico controlan los grandes elementos del relieve terrestre. |

de la Tierra no ha sufrido, al menos de manera explícita, las revoluciones necesarias para depurar y ampliar el paradigma, tal y como ha sucedido con la Física, en la que, desde el establecimiento del paradigma inicial, derivado de la ley de Gravitación Universal postulada por Newton, hasta la búsqueda actual de las teorías unificadas, se ha seguido un tortuoso camino de revoluciones científicas con drásticas ampliaciones del paradigma a lo largo del tiempo mediante la incorporación de las teorías de la Relatividad, la Física Cuántica y las teorías de Cuerdas y Supercuerdas.

Este artículo describe cuál es el "estado del arte" de la teoría (¿Cómo es el mapa de las placas litosféricas? ¿Cuánto, cómo y por qué se mueven?), explica cuál ha sido la contribución de la teoría en la visión sistémica de la Tierra y en el conocimiento de la historia del planeta y, finalmente, incluye varias consideraciones relacionadas con el camino hacia el que previsiblemente se dirigirá en las próximas décadas. En este trabajo el término Tectónica de Placas comprende tanto el nombre de la teoría científica, como el del mecanismo que describe y controla la cinemática del planeta.

Tabla I. Esquema de la idea clave 6 del documento "Alfabetización en Ciencias de la Tierra" (ver Pedrinaci et al., 2013).

LA TECTÓNICA DE PLACAS EN EL SIGLO XXI

El ritmo con el que surgen nuevas ideas acerca de los múltiples procesos implicados en la Tectónica de Placas hace que, en el momento en que el lector acabe de leer este apartado, sus contenidos se encuentren ya, de alguna forma, desactualizados. Día a día la ingente literatura que se publica incorpora, de manera inmediata, nuevos datos geológicos, geofísicos y conceptuales al cuerpo de doctrina de las Ciencias de la Tierra. Por ello es complicado establecer cuáles serán los derroteros específicos de los conocimientos e ideas en este campo. En este trabajo intentaremos hacer, a día de hoy, un resumen de algunos aspectos novedosos o que suscitan actualmente un debate más intenso entre la comunidad científica.

¿Cómo es el mapa de las placas tectónicas?

Si comparamos los mapas de placas litosféricas publicados en diferentes libros de texto observamos un gran parecido. Todos ellos incluyen

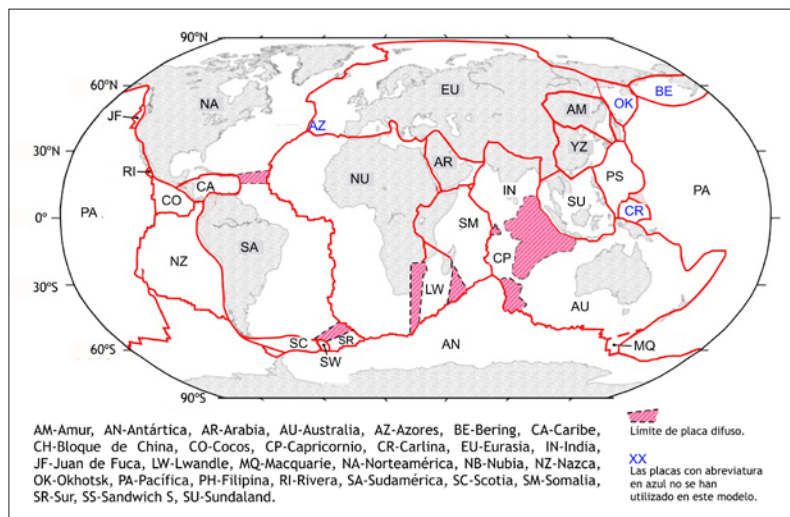


Fig. 1. Mapa de placas litosféricas del modelo cinemático MORVEL. Estos modelos, que todavía tienen muchas incertidumbres, mejorarán en los próximos años. Mientras tanto, en enseñanza secundaria es muy recomendable seguir usando los mapas clásicos de placas litosféricas.

Fig. 2. Los estudios geodésicos ponen de manifiesto cómo la placa de Anatolia se mueve independientemente respecto a Eurasia. Arabia se indenta en la placa Euroasiática a una velocidad de 4 cm/año, expulsando a Anatolia hacia el oeste. Este movimiento hacia el oeste se acomoda por la Falla del Norte de Anatolia que separa Eurasia del resto de Turquía.



las siete grandes placas: Euroasiática, Africana, Indoaustraliana, Norteamericana, Sudamericana, Pacífica y Antártica. Sin embargo, si nos fijamos en las placas de un tamaño intermedio, comenzaremos a encontrar algunas diferencias. Entre las placas medianas más ilustradas en las publicaciones aparecen la Arábica, Caribeña, Coco, Nazca, Juan de Fuca, Scotia y Filipina. Estas catorce placas son las que Seiya Uyeda representó en su libro "The new view of the Earth" en 1978, traducido al castellano dos años después.

Sin embargo, en la literatura más especializada, o bien en libros de texto que incluyen algunos detalles de la tectónica regional, aparecen otros nombres de placas tectónicas como Anatolia, Amur, Capricornio, Riviera, Somalia, Sandwich, Mar Egeo, Galápagos, Mcquarie, Okhotsk, entre otras tantas (Fig. 1). Entonces, ¿cuántas placas tectónicas hay?

Desde luego, la respuesta correcta no corresponde a las catorce placas representadas habitualmente en los textos docentes no especializados. Los estudios geológicos y geodésicos han revelado en los últimos años la existencia de unas cuantas decenas más de placas de menor tamaño que se suman a las "clásicas". Por ejemplo, considerar que el bloque de Anatolia (Turquía) pertenece a la placa Euroasiática contradice la propia teoría. Los estudios geodésicos indican que Anatolia, separada del resto de la placa Euroasiática por la espectacular falla del Norte de Anatolia, se desplaza 24 mm/año hacia el Oeste respecto al resto de Eurasia (Fig. 2).

Podríamos poner decenas de ejemplos similares de otros lugares del planeta. En cualquier caso, utilizar como simplificación alguna variante del mapa de Uyeda es muy recomendable en enseñanza secundaria. Dependiendo del criterio del profesorado, se puede realizar alguna aproximación más detallada sobre alguna zona del planeta, utilizando como excusa la ocurrencia de algún terremoto o erupción reciente que haya tenido repercusión en los medios de comunicación. Es muy probable que en los informes geodinámicos que suelen publicarse en Internet en los días siguientes al fenómeno volcánico o sísmico por algunas instituciones puedan aparecer nombres de placas diferentes a las más conocidas (ver el último apartado de Recursos Didácticos). Estos informes pueden convertirse en el punto de partida para que el profesorado y el alumnado profundicen en el conocimiento de un mapa de placas litosféricas más realista.

¿Cuánto y cómo se mueven?

En un mundo dominado por la imagen y en el que el uso de las tecnologías de la información y la comunicación va imponiéndose en las aulas, resulta chocante que los libros de texto sigan presentando una Tierra plana sometida a una tectónica bidimensional. La realidad nos hace ver que el funcionamiento de nuestro planeta es mucho más divertido. Si lográramos ofrecer a nuestros estudiantes una visión más cercana a la impuesta por la naturaleza cuasi-esférica de la Tierra, conseguiríamos que entendiesen mejor tanto el movimiento de las placas tectónicas, como sus implicaciones más importantes. Uno de los ejemplos más claros de esto es el famoso ciclo de Wilson (Wilson, 1966), que aparece casi invariablemente dibujado en secciones bidimensionales (Fig. 3). La idea básica que inconscientemente transmite esa figura es que un determinado continente se rompe y se vuelve a ensamblar por el mismo sitio. Nada más lejos de la realidad.

Aceptemos la simplificación de que la Tierra es esférica. Cuando las placas tectónicas se desplazan lo hacen siempre rotando alrededor de un eje (Fig. 4). Dicho eje, que pasa por el centro del planeta, corta a la superficie terrestre en dos puntos, llamados polos de rotación o de Euler (PE en la figura). Dicha rotación la podemos describir desde otra placa (movimientos relativos: en la figura se observa la rotación de la placa A con relación a la placa B, ${}_B\text{ROT}_A$) o desde un sistema de referencia situado en el manto inferior (movimientos "absolutos"). Todos los puntos de una misma placa tectónica giran alrededor del PE con la misma velocidad angular (grados o radianes por millón de años). Se diferencian, sin embargo, en su velocidad lineal, tanto mayor cuanto más lejos del PE se sitúen (análogamente al movimiento de los caballos del tiovivo en relación con el eje central de la atracción). Las trayectorias de movimiento de cada punto son circulares (círculos menores de la esfera), centradas en dicho polo.

¿Cómo mejora esta información nuestro conocimiento de la tectónica terrestre, especialmente si la

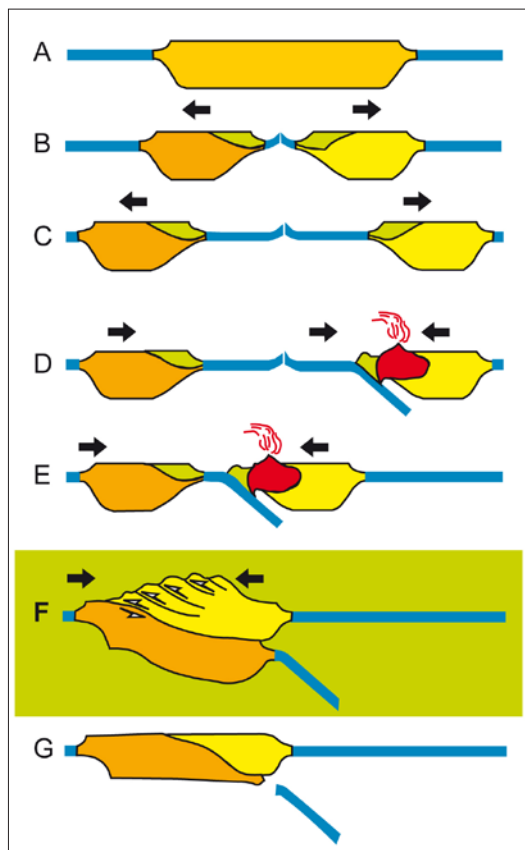


Fig. 3. Imagen clásica del ciclo de Wilson (1966) que expresa la rotura (rifting) de un continente (A y B), la génesis de litosfera oceánica en la dorsal resultante de dicho proceso (C), el inicio de la subducción de la litosfera oceánica cuando se cumplen las condiciones apropiadas para ello (D), el cierre del océano (E) y la colisión entre los dos bloques continentales separados por el rifting inicial (F, sombreado en verde para resaltar los efectos estructurales del funcionamiento de un cinturón orogénico colisional). Finalmente, el cinturón orogénico queda inactivo y se reconstruye aproximadamente el continente inicial, aunque mostrando en su interior los efectos del ciclo tectónico sufrido (G). Obsérvese que la imagen es esencialmente bidimensional, y se desentiende de posibles desplazamientos oblicuos o normales a la sección mostrada. Dichos desplazamientos son inevitables en nuestro planeta, lo que debilita extraordinariamente el rigor expositivo y explicativo de la figura.

comparamos con la visión bidimensional? Basta con mirar la figura 4 para darnos cuenta de que la orientación del límite entre las placas A y B, resultante de una larga historia geológica, es independiente de la dirección de las trayectorias de movimiento relativo entre ambas placas. Como consecuencia, dicho límite pasa lateralmente de ser convergente ortogonal, a convergente oblicuo, transformante, e incluso (no se ve en la figura), a divergente. Es decir, los tres tipos básicos de límites de placas pueden encontrarse a lo largo de un solo contacto entre dos de ellas. Y esto es exactamente lo que se observa en la Naturaleza; veamos un ejemplo muy cercano. El desplazamiento actual entre las placas Africana y Euroasiática (Fig. 5) implica convergencia ortogonal en el Mediterráneo oriental (en la transversal del

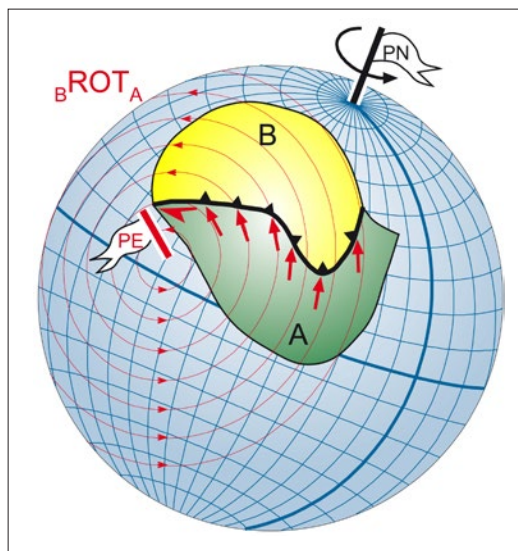
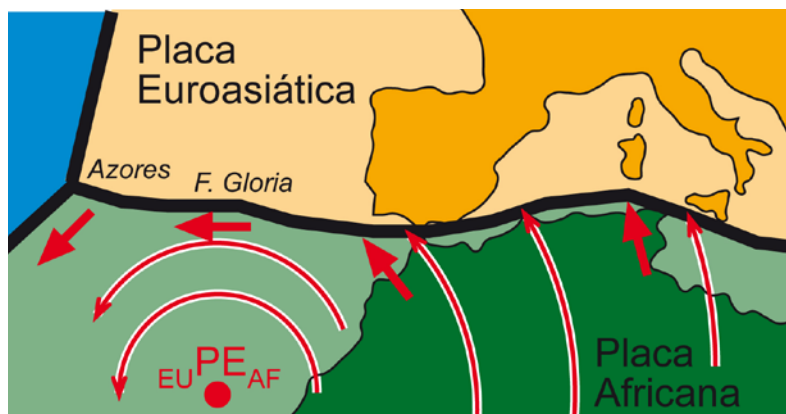


Fig. 4. Esquema idealizado de la superficie de la Tierra mostrando dos placas litosféricas (A y B) cuyo movimiento relativo puede ser descrito mediante una rotación (ROT_A) alrededor de un eje cuyo polo (PE, polo de Euler) no tiene por qué coincidir con los polos de rotación de la Tierra alrededor de su eje (PN: polo Norte). Los círculos rojos ilustran las trayectorias que seguirían diversos puntos de la placa A en su movimiento relativo con respecto a la placa B. Las flechas rojas muestran cómo dichas trayectorias pueden disponerse desde ortogonales a paralelas en relación con el límite entre ambas placas.

Mar Egeo), convergencia oblicua en el Mediterráneo occidental (en el Mar de Alborán) y en el Golfo de Cádiz (donde se ha descrito la Zona Transpresiva de San Vicente de acuerdo con Alonso-Chaves et al., 2011), movimiento transformante en el Atlántico oriental (falla de Gloria), y divergencia oblicua en el Atlántico central, cerca de la unión triple con la placa Norteamericana (islas Azores).

Si los desplazamientos relativos de las placas tectónicas no son necesariamente ortogonales a sus límites, hay que admitir que en la Fig. 3 se podrían verificar movimientos oblicuos al plano de la sección. Por tanto, la colisión involucra dos segmentos de bloques litosféricos que no estaban en contacto antes del rifting inicial, y que incluso podían formar parte de continentes distintos. La rotación de Iberia con respecto a Eurasia y su colisión para formar el

Fig. 5. Mapa de la mitad occidental del límite entre las placas Euroasiática y Africana, mostrando la posición del polo de Euler que describe la rotación relativa entre ellas (tomando como referencia la placa Euroasiática). Obsérvese cómo el desplazamiento rotacional relativo de África con respecto a Eurasia provoca al mismo tiempo convergencia ortogonal en el Mediterráneo central, convergencia oblicua en el Golfo de Cádiz, transcurrancia en el Atlántico oriental (falla transformante Gloria) y divergencia oblicua en el Atlántico central (Islas Azores).



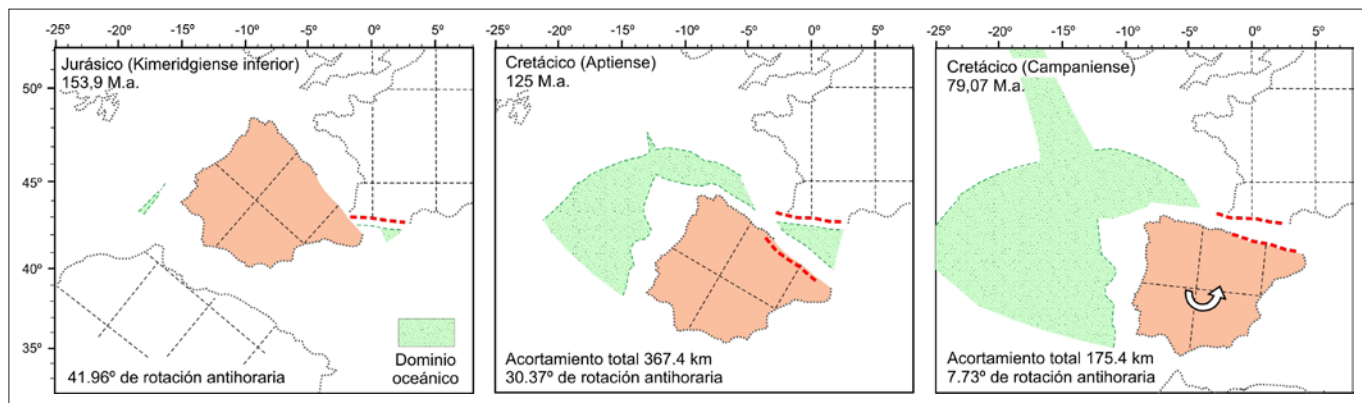
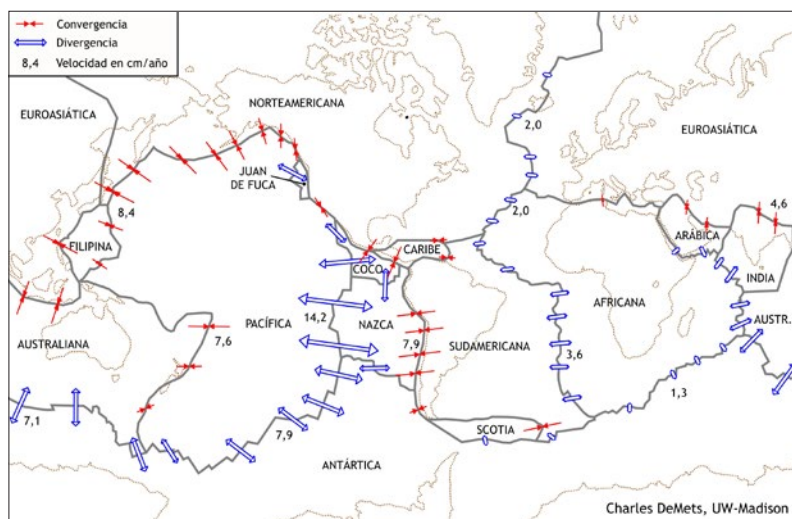


Fig. 6. Evolución tectónica de Iberia durante el Cretácico. Obsérvese cómo la apertura del Golfo de Vizcaya es responsable de la rotación de Iberia respecto a Eurasia y de la convergencia entre ambas placas. Esquema simplificado de Visser y Meijer (2012).

Fig. 7. Modelo NUVEL 1A elaborado por DeMets en el que se indica el movimiento de las principales placas tectónicas. La dirección de los vectores coincide con la dirección del movimiento relativo entre las placas y su longitud es proporcional a la velocidad (en algunos lugares, como escala, se indica con números la velocidad en cm/año). Este modelo, ya anticuado, ha sido el más utilizado durante la primera década del s. XXI.



cinturón pirenaico es de nuevo un ejemplo cercano (Fig. 6).

Resulta evidente que si queremos describir el movimiento real (relativo o absoluto) de una placa tectónica, tenemos que determinar los polos de Euler y la magnitud de la velocidad angular. Curiosamente, ambos parámetros pueden ser obtenidos utilizando simultáneamente datos de velocidad lineal medidos en dorsales (cuyo valor varía al desplazarnos a lo largo de la dorsal; recuérdese el ejemplo del tiovivo), de orientación de límites transformantes y de mecanismos focales de terremotos. A partir de una enorme cantidad de datos como los indicados, se elaboran modelos de movimientos de las placas, a los que denominamos **modelos “geológico-geofísicos”** por el tipo de información que utilizan, y que se dividen en modelos de velocidades relativas y modelos de velocidades absolutas. El primer modelo de esta naturaleza (**Relative Motion 1**) se publicó en 1974 (Minster et al., 1974) y fue mejorado posteriormente por Minster y Jordan (1978) con el modelo RM2. Durante los años 90 y principios del siglo XXI, el modelo global de tipo “geológico-geofísico” más aceptado ha sido el NUVEL-1A (DeMets et al., 1994) (Fig. 7), que es un modelo mejorado del NUVEL 1 (DeMets et al., 1990) (**N**orthwestern **U**niversity **V**elocity models). Estos autores utilizaron 1122 datos en 22 límites de placas: 277 índices de expansión en dorsales, 121 direcciones de fallas transformantes y 724 mecanismos focales.

Pero a estos modelos “geológico-geofísicos” les han salido unos duros competidores: los **modelos geodésicos**. Desde hace un par de décadas, el desarrollo de la geodesia espacial está permitiendo obtener un volumen de información espectacular sobre cuánto se mueven las placas. Al principio se usaron datos SLR (técnicas basadas en mediciones de alineamiento de satélites mediante láser), VLBI (interferometría de larga base que utiliza radiotelescopios que miden radiación de rayos X emitida por lejanos cuásares) y recientemente sistemas de GPS, mucho más accesibles y económicos.

Lo más sorprendente no está siendo conocer cuánto se mueven las grandes placas porque, como era de esperar, los datos geológico-geofísicos concuerdan muy bien con los geodésicos, sino que está permitiendo determinar con mucha precisión cómo se mueven de forma relativa pequeñas placas que se consideraban inicialmente parte de una gran placa (p.e. Anatolia) y cómo las placas son susceptibles de cambiar de forma con el tiempo.

En estos últimos años han proliferado nuevos modelos geológico-geofísicos, geodésicos y mixtos, que permiten obtener una información mucho más precisa sobre cómo se está moviendo la litosfera terrestre (Bird, 2003; DeMets et al., 2010; Argus et al., 2011). De momento, ya hay algunos modelos (p.ej. NNR-MORVEL56), que incluyen 56 placas tectónicas (Fig. 8).

La rigidez de las placas litosféricas: Hacia modelos cinemáticos globales más realistas

Existen dos aproximaciones principales a los modelos cinemáticos de las placas tectónicas. La primera asume que los bloques en movimiento son rígidos y la deformación tiene lugar exclusivamente en los límites de placa, que coinciden con grandes fallas. En este hecho se basan los modelos cinemáticos descritos anteriormente (NUVEL, MORVEL, etc.). Según estos modelos no hay movimiento relativo (o deformación interna) dentro de cada bloque. Lo que hacen estos modelos es simplificar la tectónica regional asumiendo que cada bloque es rígido y no tiene deformación interna. Esta ha sido, hasta hace poco tiempo una de las bases de la Tectónica de Placas, y aún tiene mucho arraigo entre la mayor parte de los científicos, especialmente cuando se trata de hacer reconstrucciones paleogeográficas, en las cuales los fragmentos de litosfera continental permanecen con la misma geometría durante toda su existencia.

La otra aproximación considera que la litosfera se comporta como un fluido viscoso (muy viscoso, en torno a 10^{23} veces más que el agua), que no existe una discontinuidad mecánica entre la corteza y el manto litosférico, y que es susceptible a cambios en su forma a lo largo del tiempo. Los datos geodésicos actuales evidencian que existen variaciones, que pueden ser muy importantes, en la orientación y magnitud de los vectores de desplazamiento medidos en distintos lugares de una misma placa litosférica, y que no son explicables mediante su movimiento rotacional, lo que implica que la misma está cambiando de forma, por lo que su comportamiento no puede ser considerado completamente rígido. Uno de los ejemplos más documentados actualmente es el cambio de forma que se está produciendo en la litosfera continental que constituye el continente sudamericano (Fig. 9). Las mediciones geodésicas actuales indican que el cambio de orientación que tienen los Andes en Bolivia responde al plegamiento oroclinal (alrededor de un eje vertical) de todo el margen activo sudamericano, que está ocurriendo en la actualidad con una velocidad de aproximadamente 4° por millón de años. Este drástico cambio en la geometría de todo un continente nos indica que el concepto de rigidez de las placas tectónicas debe ser matizado, ya que evidencia la capacidad de las placas litosféricas para cambiar de forma a lo largo del tiempo.

¿Por qué se mueven?

Encontrar una adecuada respuesta a esta pregunta ha sido el punto débil de la Tectónica de Placas. En el aula se transmite la idea de que el motor del movimiento de las placas es el efecto de “arrastre” de las corrientes de convección del manto sublitosférico. Fernández et al. (2013a) hacen una puesta al día del papel de la astenosfera y de la dinámica en el manto terrestre. Aunque todavía falta una respuesta convincente, la acción conjunta del flujo térmico y de la gravedad son los motores del movimiento. Efectivamente, la convección es clave para explicar cómo y por qué se mueven las placas pero, tal y como apuntan Fernández et al. (2013a), las placas son parte integral (activa, no pasiva) de la convección. Entre las pruebas que rechazan la vieja hipótesis de las celdas de convección en el manto sublitosférico como motor de las placas tectónicas, se podrían citar cuatro: 1) La evolución geométrica de las placas. En la hipótesis clásica, los límites divergentes y convergentes de placas señalaban las ramas ascendentes y descendentes de las corrientes de convección, respectivamente. Cuando una placa tectónica, principalmente si está compuesta por litosfera oceánica, reduce su tamaño hasta desaparecer, el cambio necesario en la geometría de la celda de convección es físicamente imposible (celdas con una extremada relación altura anchura); 2) Los datos de la tomografía sísmica. Dichos datos no muestran el patrón esperable en un manto con celdas convectivas que mueven las placas litosféricas; 3) Los modelos físico-matemáticos de la convección. Sistemáticamente apuntan hacia geometrías columnares para el patrón convectivo del manto sublitosférico; 4) Los datos de

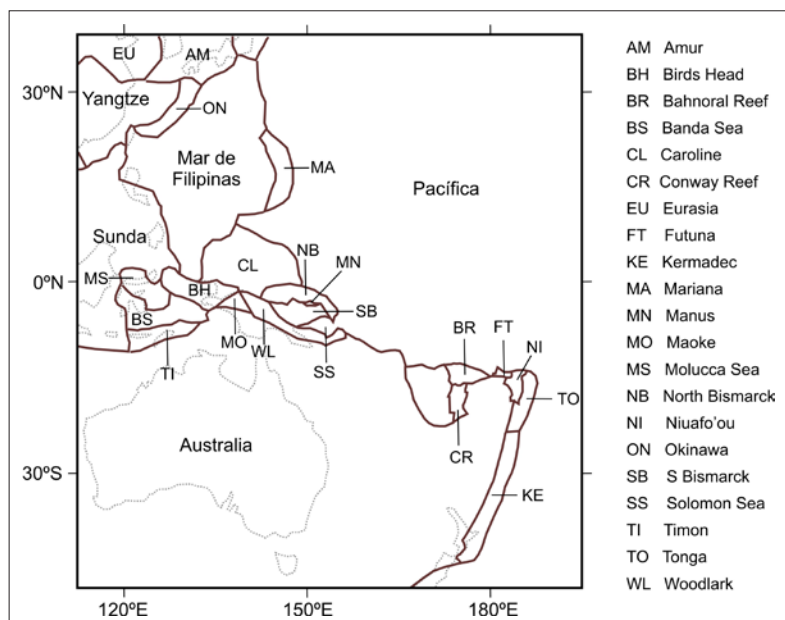


Fig. 8. Mosaico de placas tectónicas del Pacífico occidental, utilizadas en el modelo NNR-MORVEL56. Es una de las zonas con mayor complejidad tectónica del planeta. Si se compara con el mapa tectónico del modelo NUVEL 1A (Fig. 6), se puede comprobar la aportación de los estudios geodésicos.

las velocidades absolutas de las placas. Que revelan una excelente correlación entre la velocidad de las placas, la longitud de límites convergentes y la longitud de dorsales, pero no con su área. Esta última prueba demuestra que las fuerzas de rozamiento entre el manto sublitosférico y las placas no influyen en el movimiento de las mismas. Por el contrario, tanto la parte subducida de las placas (slab), como la levantada en las dorsales (ridges), ejercen fuerzas (slab pull y ridge push, respectivamente) que favorecen activamente su desplazamiento. De ahí la nueva imagen de las placas como elemento activo que impulsa su propio movimiento y protagoniza, en lugar de sufrir, la convección en el manto (Fig. 10). Esta idea es conocida hoy en día como el modelo *top-down* y supone un gran cambio en los conceptos que rigen el paradigma y un gran avance para poder entender de manera global el funcionamiento dinámico de nuestro planeta. Aun así, continúa el debate sobre la profundidad a la que las placas tienen una influencia definida sobre la dinámica del manto. Los nuevos datos que existen indican la existencia de un límite muy claro en el manto en torno a los 670 km de profundidad en el que el olivino, componente principal del manto superior se convierte, debido a la presión, en perovskita. Por otro lado, los cambios mineralógicos

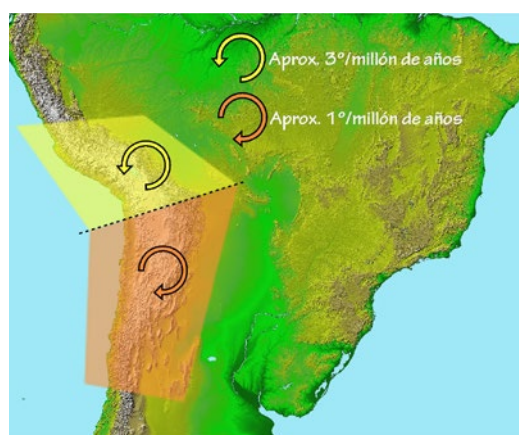
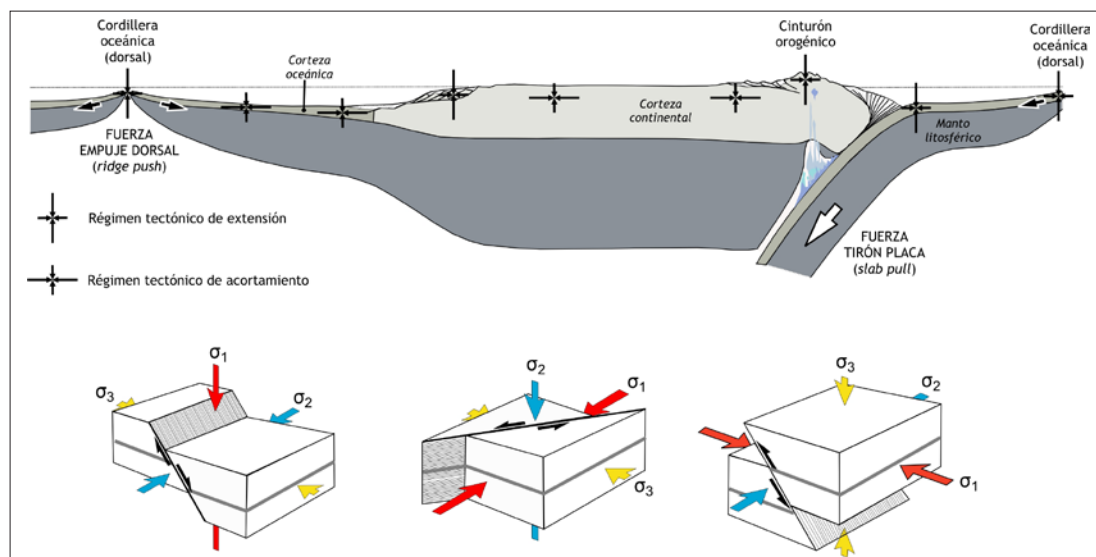


Fig. 9. Deformación actual de la placa sudamericana a una velocidad aproximada de 4° por millón de años. Esta deformación, visible en los Andes, se produce a lo largo de un eje vertical (plegamiento oroclinal).

Fig. 10. La gravedad es fundamental para entender el porqué del movimiento de las placas tectónicas. Las fuerzas de empuje de la dorsal (ridge push) y de tirón de la placa (slab pull), son esenciales para comprender que las placas tectónicas (debido a la gravedad) impulsan su propio movimiento y protagonizan, en lugar de sufrir, la convección en el manto. En la figura (modificada de Fossen, 2010), se puede observar cómo la distribución en el planeta de estructuras geológicas (p.e. fallas normales e inversas) no es casual. El movimiento de las placas tectónicas produce diferentes regímenes de esfuerzo que, a su vez, controlan la distribución de las fallas inversas (en zonas de acortamiento) y las normales (en zonas de extensión).



que tienen lugar en la placa que subduce, también debido al aumento de presión, aumentan su densidad haciendo que tenga más facilidad para seguir hundiéndose. Existe en la actualidad bastante controversia acerca de si la litosfera que subduce es capaz de atravesar esta barrera geológica, pero las evidencias tomográficas parecen indicar que sí puede hacerlo, continuando su viaje en profundidad hasta llegar al límite con el núcleo, en lo que se conoce como capa D''.

No hay ningún lugar del planeta en el que no se pudieran producir terremotos aunque es cierto que el mayor número, y los de mayor magnitud, se producen en los límites de placa (alrededor del 95% de la energía sísmica se libera en estas zonas del planeta).

- La magnitud y profundidad de los terremotos está estrechamente relacionada con los límites de placa. Por ejemplo, los terremotos de mayor magnitud se concentran en las zonas de subducción (ver explicación en González et al., 2005).

CONTRIBUCIÓN DE LA TECTÓNICA DE PLACAS EN LA VISIÓN SISTÉMICA DE LA TIERRA

La principal aportación de la Tectónica de Placas a las Ciencias de la Tierra es que ofrece una visión integradora, sistémica de la Tierra, que permite explicar razonadamente la gran mayoría de procesos geológicos. Sin embargo, salvo alguna excepción, los únicos temas que suelen integrarse en enseñanza secundaria y bachillerato son los volcanes y terremotos porque son una clara evidencia de la actividad interna de nuestro planeta y son perceptibles a escala humana.

El currículo y los libros de texto recogen cómo la Tectónica de Placas permitió comprender dónde se encuentran las principales "fábricas" de magma y, por tanto, que la distribución pasada y actual de volcanes no es aleatoria.

Los terremotos, por su relativa frecuencia e impacto mediático no suelen faltar en el aula. González et al. (2011) plantean varios recursos para trabajar los terremotos "mediáticos" y para profundizar en el conocimiento geodinámico de nuestro planeta. En cualquier caso, sería aconsejable que las lógicas simplificaciones del fenómeno no impidiesen que el alumnado alcance un grado de conocimiento más realista sobre el planeta:

- Muchos límites de placa son difusos. Los terremotos no se concentran en "estrechas líneas" sino en bandas de deformación de centenares e, incluso, miles de kilómetros de anchura.
- El interior de las placas también se deforma.

Sin embargo, otros aspectos geológicos interesantes de la Tectónica de Placas tienen menor cabida en el currículo o se desarrollan de forma totalmente independiente. A continuación hemos seleccionado algunos de los que consideramos más relevantes.

Relieve

El tratamiento integrado de la Tectónica de Placas, la isostasia y el flujo térmico terrestre permite comprender los principales rasgos del relieve de nuestro planeta. Esta teoría ofrece una interpretación razonable sobre el rasgo topográfico más notable a escala planetaria como es la existencia de continentes y cuencas oceánicas, pero también sobre las cadenas montañosas, los cratones, los *rift* continentales, las plataformas y taludes continentales, los aproximadamente 70.000 km de cordilleras oceánicas, las llanuras abisales, las fosas oceánicas, los arcos de isla, los mares marginales o las islas volcánicas. Es necesario abandonar el concepto de que el relieve responde únicamente a factores climáticos y que depende de las características más superficiales de nuestro planeta. Todo relieve a escala global debe de ser entendido como el reflejo en la propia superficie terrestre de los procesos que afectan a toda la litosfera.

Alfaro et al. (2007) y González et al. (2007) realizan un análisis del relieve a escala global apoyándose en varias actividades didácticas, 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.

Clima y cambio climático

El clima de nuestro planeta depende en su mayor parte de la distribución de continentes y océanos en un momento determinado, proceso a escala planetaria que a su vez depende de la Tectónica de Placas. Por otra parte, no podría entenderse la composición actual o pasada de la atmósfera si no se invoca de nuevo a este modelo de Tectónica de Placas, en unos ciclos de amplio desarrollo en el tiempo. A lo largo de millones de años, la Tierra ha sido capaz de regular de manera muy eficiente la composición de una atmósfera en la que ha sido posible el desarrollo de la vida (ver Fernández-Martínez, 2013, en este volumen).

Para entender el cambio climático tal y como lo expresamos en la actualidad es necesario, en primer lugar, diferenciar los procesos que generan el CO_2 de los que lo regulan y del efecto que la actividad humana tiene en los mismos. Todo el CO_2 atmosférico terrestre proviene de la actividad volcánica y, por tanto, de la actividad tectónica que tiene lugar en las zonas de subducción, *rifts* continentales y puntos calientes. Los volcanes emiten a nuestra atmósfera ingentes cantidades de CO_2 que modifican a corto plazo la composición de la atmósfera y que aumentan su potencial efecto invernadero de manera significativa. De hecho, algunas de las grandes extinciones han sido provocadas, según las hipótesis científicas más aceptadas, por volcanismo masivo. Sin embargo, este incremento en la concentración de CO_2 en la atmósfera ha sido siempre compensado por los procesos de secuestro del mismo que lo incorporan con gran rapidez y eficiencia al ciclo geológico nuevamente y que, sin su existencia, harían que la composición de la atmósfera tuviese una composición en la que la vida no podría existir, al menos en la forma que la conocemos en la actualidad. En efecto, con ayuda de la actividad biológica, el CO_2 es convertido en carbonatos, el principal mecanismo de captura del mismo, cuando existe suficiente calcio en el agua de los océanos. El calcio, asimismo, proviene de la actividad magmática de las zonas de subducción, en donde los magmas son ricos en calcio (Calcoalcalinos) y la erosión de los productos finales incorpora este elemento a los océanos permitiendo que los seres vivos que viven en ellos puedan utilizarlo, junto al CO_2 , para construir elementos necesarios para su vida (conchas, caparazones, etc.). Estos elementos, difíciles de destruir después de la muerte del organismo, forman parte de grandes acumulaciones de rocas calcáreas repartidas a lo largo del registro geológico, especialmente en los últimos 540 millones de años, convirtiéndose en el mayor sumidero de CO_2 del planeta y logrando mantener la concentración del mismo dentro de unos márgenes que hacen el planeta habitable.

De manera menos efectiva, pero no menos importante, todos los seres vivos del planeta, vegetales y animales, están compuestos fundamentalmente por moléculas orgánicas en las que la mayor parte del carbono resulta de la incorporación del CO_2 atmosférico a las mismas. Tras la muerte de estos seres vivos, estas moléculas son generalmente oxidadas y el carbono presente en las mismas

vuelve a ser emitido a la atmósfera. Sin embargo, bajo ciertas condiciones, estas moléculas pueden ser preservadas en el registro geológico y acaban convertidas en hidrocarburos, clatratos o en carbón, el segundo sumidero de CO_2 de nuestro planeta.

El uso de combustibles fósiles derivados de este último sumidero de CO_2 es hoy en día el responsable del aumento de la concentración del mismo registrada durante los últimos 150 años. La combustión de los mismos, libera a la atmósfera de nuestro planeta ese CO_2 , inicialmente emitido por los volcanes, que pacientemente ha sido regulado de manera eficiente por nuestro planeta y que en la actualidad es responsable del calentamiento global y que puede llegar a tener consecuencias climáticas impredecibles y devastadoras.

Variaciones del nivel del mar

Uno de los fenómenos que tienen más influencia en el registro geológico de nuestro planeta es la variación del nivel del mar que depende de dos factores fundamentalmente: (i) la cantidad de agua existente en los océanos en contraste con la cantidad de agua, en forma de hielo, presente sobre las masas continentales y (ii) el volumen de las cuencas oceánicas en todo el planeta. El primero de los factores depende de condicionantes climáticos a escala global y produce ciclos de subida y bajada del nivel del mar con una duración del orden de decenas de miles a centenares de miles de años. Por otro lado, el volumen de las cuencas oceánicas depende de la topografía del fondo oceánico, la cual está condicionada por la dinámica de nuestro planeta y produce ciclos de subidas y bajadas globales del nivel del mar del orden de centenares de millones de años. La topografía de los fondos oceánicos está regulada por la edad de la litosfera oceánica que se genera en la dorsales; cuanto más joven sea esa litosfera su temperatura será mayor y, por tanto su densidad será menor, con lo que flotará más efectivamente sobre la astenosfera, dando lugar a fondos oceánicos más someros, lo que hace que el volumen global de los mismos decrezca con el consiguiente ascenso del nivel del mar. Por otro lado, a medida que se va enfriando la litosfera oceánica y haciéndose más densa, la superficie topográfica submarina se hace más profunda, con lo cual hay más espacio para alojar agua con el consiguiente descenso del nivel del mar. La relación entre litosfera oceánica joven y antigua en todos los océanos es la responsable de regular el nivel del mar en ciclos de primer orden y la misma depende de los procesos que ocurren en el interior de la Tierra y que condicionan la velocidad a la que se genera la litosfera oceánica. Existen momentos en la historia de la Tierra en los que la velocidad de generación de litosfera oceánica es muy alta, momentos que coinciden generalmente con la apertura de nuevas cuencas oceánicas (como el Atlántico) derivadas de la rotura de supercontinentes. Cuando se genera litosfera oceánica muy rápidamente existen grandes porciones del océano que tienen una menor profundidad debido a que aún están calientes, y esto hace que haya menos espacio para alojar todo el agua del mismo con lo que el nivel global del mar sube, lo que queda reflejado en largos episodios de transgresión

a escala global en los sedimentos de los márgenes continentales. Por otro lado, en momentos de la historia geológica en los que las dorsales tienen una baja tasa de producción de litosfera oceánica la cantidad de litosfera antigua, fría y por tanto más profunda, es mayor, con lo que existe más espacio para alojar el agua y los niveles globales del mar bajan, observándose en los márgenes continentales largos ciclos regresivos. Por tanto, la velocidad de apertura en las dorsales oceánicas, reflejo de cambios en la dinámica de nuestro planeta, y su relación con el nivel global del mar es un buen ejemplo de cómo todas las observaciones que se pueden realizar en las rocas tienen que ser necesariamente enlazados con los procesos tectónicos que ocurren en nuestro planeta a escala global.

Distribución de rocas

El metamorfismo, el magmatismo y la ubicación de las grandes cuencas sedimentarias están íntimamente ligados a la dinámica y cinemática de las placas litosféricas. La distribución de rocas, a escala regional, se comprende cuando se combinan la Tectónica de Placas y el tiempo geológico.

Un ejemplo próximo lo encontramos en el sur de la península Ibérica, en la Cordillera Bética, donde existe un cambio drástico en la distribución geográfica de rocas, entre la Zona Externa y la Zona Interna. Las rocas de la Zona Externa, principalmente sedimentarias, se formaron en el margen meridional de Iberia, mientras que las rocas de la Zona Interna, mayoritariamente metamórficas, pertenecieron a otra placa tectónica (Bloque Mesomediterráneo) que en el Mioceno superior se acrecionó (se unió) al resto de Iberia, de la placa Euroasiática.

Otro aspecto en el que la Tectónica de Placas aclara que la distribución de rocas en el planeta no es aleatoria es la presencia de litosferoclastos o *terrane*s (unidades cartografiables que tienen una historia geológica diferente a las de su alrededor). En los límites de placa convergentes, tanto de colisión como de subducción, son responsables de una “tectónica de mosaico”. Este proceso hace referencia a fragmentos que son incapaces de subducir por su relativa baja densidad o por su espesor (fragmentos de arco de islas, de corteza oceánica, de montes submarinos, etc.), que terminan por unirse, amalgamarse o acrecionarse a la placa cabalgante. Es una de las modalidades en la que los continentes crecen, en la que la litosfera continental aumenta su extensión y espesor.

Un tema específico, que no se abordará en detalle en este trabajo (ver Almodóvar, 2013, en este volumen), pero que también está relacionado con la distribución de rocas (y minerales) y la Tectónica de Placas, es la geología económica. La distribución de grandes yacimientos minerales y rocas industriales en el planeta tampoco es casual.

Estructuras geológicas

El concepto de Tectónica de Placas sirve como hilo conductor de cualquiera de los conceptos geológicos del currículo independientemente de cual sea su disciplina. Esto es especialmente importante en el caso de la Geología Estructural, ya que la misma describe los resultados que la actividad derivada de

procesos de la Tectónica de Placas tiene en las rocas. Como ejemplo solo hay que notar que en los libros de texto esta disciplina se reduce exclusivamente a una mera aproximación descriptiva de las fallas y los pliegues. Sería recomendable incorporar estas estructuras a los procesos que los causan y a su relación con los distintos escenarios existentes en la Tectónica de Placas, aunque fuese en detrimento de un mayor detalle en la descripción de las estructuras.

Los movimientos relativos de las placas tectónicas junto a las fuerzas gravitacionales da lugar a tres regímenes tectónicos fundamentales, que expresan el tipo de deformación sufrido por la litosfera: transcurrentes, de acortamiento y de extensión. Dichas deformaciones son consecuencia de unos estados de esfuerzos que actúan en el interior de las placas y cuyas direcciones principales son, a escala global, aproximadamente paralelas a las trayectorias del movimiento relativo entre ellas, aunque hay excepciones.

En general, el tipo de estructuras geológicas (fallas normales, inversas, de desgarre, pliegues así como zonas de cizalla dúctiles) está estrechamente relacionado con el régimen de esfuerzos tectónicos. De esta forma, la extensión de la corteza superior es acomodada por fallas normales, el acortamiento por fallas inversas (cabalgamientos, mantos de corrimiento); y en la corteza inferior esa misma deformación es acomodada por las zonas de cizalla dúctil -equivalentes cinemáticos de las fallas (Liesa et al., 1997; Gil et al., 1997; Fernández et al., 2013b). Los pliegues se forman en diferentes niveles estructurales de la corteza como estructuras que reflejan el acortamiento de una región. Finalmente, los movimientos horizontales entre bloques quedan resueltos por las fallas de salto en dirección.

Por ese motivo, las estructuras principales que encontramos en las dorsales o en los márgenes de algunos océanos, como el Atlántico, son fallas normales, mientras que en los orógenos encontramos principalmente pliegues y fallas inversas (cabalgamientos, mantos de corrimiento) (Fig. 10). En los límites de placa donde predominan los desplazamientos laterales encontramos las fallas transformantes.

Sin embargo, si aumentamos la escala, y observamos la corteza terrestre con un mayor detalle, comprobaremos que la realidad geológica es algo más compleja. Las estructuras locales y heterogeneidades de la corteza producen perturbaciones de este campo de esfuerzos regional. Por ejemplo, en la Cordillera Bética, resultado de la convergencia entre las placas Africana y Euroasiática a una velocidad de 5 mm/año, coexisten pliegues y cabalgamientos activos, con fallas normales y fallas de salto en dirección.

LA TECTÓNICA DE PLACAS Y LA HISTORIA DE LA TIERRA

Heráclito, filósofo griego, decía hace ya 2500 años “Todo se mueve, nada permanece” (*Panta rhei*). Aunque lo hacía en un sentido diferente, su planteamiento sirve para transmitir al alumnado cómo funciona la Tectónica de Placas. La configuración actual de las placas litosféricas no es más que una “instantánea” de una película que dura miles

de millones de años y a la que todavía le quedan otros tantos para finalizar.

Hay evidencias geológicas de que la Tectónica de Placas ha estado funcionando, al menos, durante todo el Fanerozoico. Pero ¿Desde cuándo? ¿Qué había antes de la Tectónica de Placas? Estas preguntas no tienen fácil respuesta porque, tal y como ocurre con otros aspectos geológicos, existen mayores lagunas de información cuanto más retrocedemos en la historia de nuestro Planeta. Precisamente, esta ausencia de datos se debe en buena medida a que la Tectónica de Placas ha destruido las rocas más antiguas dejando sólo algunos minerales como testigos de esa historia.

Teniendo en cuenta que el flujo térmico, uno de los componentes del motor de la Tectónica de Placas junto con la gravedad, ha disminuido progresivamente desde el origen de nuestro planeta, también han debido producirse cambios importantes, al menos en sus primeras etapas. Algunas estimaciones interpretan que al comienzo, hace 4600 millones de años, el flujo térmico fue del orden de 4,5 veces superior al actual, y que al inicio del Arcaico todavía era 2,5 veces mayor que ahora (ver discusión en Kearey y Vine, 1990). Kearey (2007) plantea el inicio de una “proto” Tectónica de Placas hace aproximadamente 3000 millones de años, durante el Arcaico, que evolucionó progresivamente hasta llegar a lo que actualmente conocemos como Tectónica de Placas, en sentido estricto. Durante esta larga etapa evolutiva de más de dos mil millones de años, el progresivo enfriamiento del planeta fue transformando poco a poco su funcionamiento. Algunos elementos clave que fueron cambiando desde el Arcaico hasta la actualidad fueron: (1) incremento del espesor y rigidez de las placas, (2) disminución del número de placas, (3) aumento del tamaño de los cratones, y (4) disminución del área y número de orógenos, que cada vez son más estrechos y elevados.

Interpretar qué había antes del inicio de esta “proto” Tectónica de Placas, durante el resto del Arcaico y el Hádico es una ardua tarea para los científicos. Se conoce que en el Hádico ya existió una protocorteza basáltica (unos 200 millones después de la formación del planeta), y que durante el Arcaico ya hay evidencias de convección en el manto, pero todavía quedan infinidad de preguntas por responder. La respuesta está en las rocas.

El ciclo de los Supercontinentes

Uno de los retos más en boga en la actualidad, relativo al funcionamiento de nuestro planeta, es el entender los procesos que llevan a que todos o la mayor parte de los fragmentos de litosfera continental de nuestro planeta se reúnan formando “supercontinentes” y se desmiembren subsecuentemente en determinados momentos de la historia geológica. Así se piensa que han existido cinco momentos en la historia de nuestro planeta en los que las masas continentales han estado juntas formando supercontinentes a los que, de más antiguo a más moderno, se les ha denominado: (1) 2700 Ma (Sclavia/Superia), (2) 1300 Ma (Nuna/Columbia), (3) 1000 Ma (Rodinia), (4) 550 Ma (Pannotia, Gondwana), y (5)

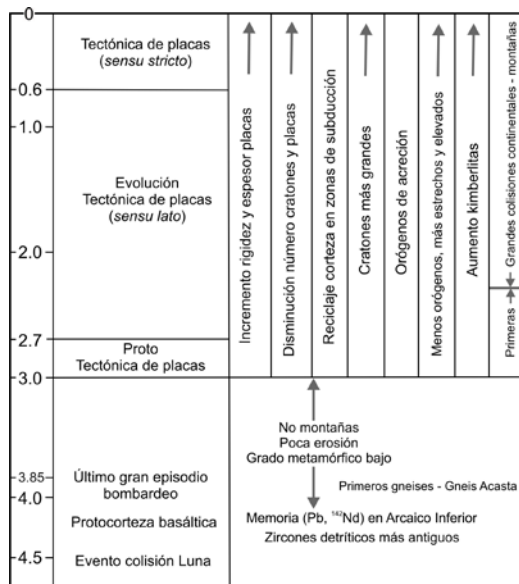


Tabla II. Evolución tectónica de la Tierra. Esquema simplificado de Dewey (2007).

300 Ma (Pangea). La disposición de los fragmentos continentales dentro de los supercontinentes se hace más confusa a medida que ahondamos en el tiempo geológico, existiendo muchas incertidumbres acerca de cuál era la paleogeografía de todos ellos. De todas maneras, lo más importante hoy en día es la necesidad de establecer si este proceso es de carácter cíclico o episódico y cuáles son sus causas últimas. Los estudios recientes han evidenciado una relación íntima entre los momentos en los que la configuración tectónica del planeta era la de un supercontinente y determinados procesos geológicos, climáticos y biogeoquímicos, haciendo más acuciante la necesidad de entenderlos de una manera más precisa. Así mismo, se están empezando a encontrar evidencias de una relación directa entre la dinámica del manto terrestre, la formación de los supercontinentes y la génesis de penachos mantélicos (*plumes*) de gran envergadura que finalmente causarían el desmembramiento del supercontinente y su posterior dispersión. Desde este punto de vista, la tarea de entender si la génesis episódica de supercontinentes es un ciclo en sí mismo dirigido por procesos iterativos es la tarea que en un futuro nos puede permitir entender cómo han sido la evolución de la corteza continental, la historia de los grandes cambios climáticos y la evolución de la vida en nuestro planeta.

Evolución de las placas

Las geometrías de las antiguas placas litosféricas en nada se parecen a las actuales. Es frecuente que en una placa actual se conserven patrones orogénicos y cicatrices de las suturas anteriores, oblicuos a los propios límites de la placa actual. Por ejemplo, el zócalo paleozoico de la península Ibérica –que aflora ampliamente en la mitad occidental de la península– ha sido frecuentemente usado para presentar evidencias de colisiones continentales, indentaciones complejas ocurridas durante la orogenia varisca o dramáticos cambios en su geometría por la generación de oroclinales. En el Paleozoico no existía Iberia (obviamente). Otras placas (Avalonia, Armórica, Gondwana) colisiona-

ron, se cerraron los océanos que había entre ellas (como el océano Rheico) y contribuyeron a la reunificación de las masas continentales en la conocida como Pangea finipaleozoica.

Las placas tectónicas tienen una vida limitada en la historia de la Tierra. Por ejemplo, Iberia llegó a ser una placa litosférica en el Cretácico (Fig. 5). En esos momentos su movimiento era independiente al de Eurasia y África. Durante el Paleógeno, después de su colisión con Eurasia y la consiguiente formación de Pirineos, Iberia quedó unida a la placa Euroasiática. Desde entonces, la península Ibérica se ha movido solidariamente al resto de Eurasia. Durante el Mioceno inferior y medio, entre Eurasia y África se encontraba una placa de pequeñas dimensiones (el bloque Mesomediterráneo). Esta pequeña placa colisionó con ambas placas y en los inicios del Mioceno superior, una parte quedó unida a la placa Africana y otra parte a la placa Euroasiática. Esta colisión entre el bloque Mesomediterráneo y Eurasia formó la Cordillera Bética, y los restos de esa pequeña placa mesomediterránea es lo que se conoce como Zona Interna de la Cordillera Bética, que en la actualidad afloran en las sierras meridionales de Andalucía, Murcia y Alicante.

En definitiva, la historia de Iberia es similar a la de otras placas tectónicas de nuestro planeta. Es la historia de un puzzle cuyas piezas van cambiando en número y forma a lo largo del tiempo geológico.

RECURSOS EDUCATIVOS

Existen numerosos recursos educativos relacionados con la Tectónica de Placas. El servicio de publicaciones de la AEPECT, en su serie de cuadernos didácticos, editó la monografía “Estructura de la Tierra y Tectónica de Placas” (ed. Brusi, 2000). El portal <http://www.earthlearningidea.com/> (King et al., 2009) ofrece en varios idiomas varias actividades sencillas sobre el interior terrestre y la Tectónica de Placas. A continuación se ofrece un punto de partida para que el profesorado desarrolle los que considere más apropiados dependiendo del contexto docente.

Cálculo de la velocidad relativa (y absoluta)

En Internet existen varias páginas web que ofrecen la posibilidad de calcular la velocidad relativa entre las diferentes placas litosféricas. Se puede

conocer, por ejemplo, cómo se mueve cualquier punto del planeta, introduciendo sus coordenadas, respecto a cualquier placa. El alumnado puede, por ejemplo, introducir las coordenadas de su centro educativo para conocer con qué velocidad (lineal y angular) y en qué dirección se mueve respecto a una placa como la africana, la norteamericana, etc.

Para acceder a estos programas se recomienda utilizar como palabras de búsqueda “Plate motion calculator”. Los buscadores nos ofrecerán multitud de enlaces a páginas web que incorporan diferentes programas informáticos para calcular las velocidades relativas y absolutas de las placas tectónicas (Fig. 11).

Actividad sísmica y volcánica

Hay multitud de posibilidades que permiten visualizar la actividad sísmica y volcánica y su relación con la Tectónica de Placas. Alan Jones, de la Universidad Binghamton, desarrolló el programa Seismic/Eruption, para el Museo de Historia Natural del Instituto Smithsonian en Washington. Este programa, de acceso libre y gratuito, permite observar cómo esta actividad cambia en el tiempo y en el espacio. Actualmente se puede descargar en el enlace <http://bingweb.binghamton.edu/~ajones/#Seismic-Eruptions>, pero está accesible en otras muchas páginas web utilizando como palabras de búsqueda “Seismic Eruption Alan Jones”. Además, se pueden actualizar sus bases de datos de terremotos casi en tiempo real.

Ondas sísmicas y el interior terrestre

El programa seismicwaves.exe, también desarrollado por Alan Jones, y de acceso libre y gratuito (<http://harvey.binghamton.edu/~ajones/>), permite visionar cómo se propagan las ondas sísmicas producidas por varios terremotos recientes de gran magnitud (p.e. los terremotos de Sumatra de 2004 o de Japón de 2011). De forma simultánea, el alumnado puede ver cómo las ondas sísmicas se propagan desde el epicentro a través de la superficie

Fig. 11. Los buscadores de internet permiten acceder a programas sencillos que calculan el movimiento relativo y absoluto de las placas litosféricas a partir de diferentes modelos como el NUVEL 1A o NNR-MORVEL56, entre otros.

The screenshot shows the 'MORVEL and NNR-MORVEL56 plate motion calculator' website. It features a world map with tectonic plates labeled. Below the map, there are input fields for selecting a plate model (NUVEL-1A, NNR-MORVEL56, etc.), a moving plate, and a fixed plate. There are also fields for latitude and longitude. The page includes a table of plate codes and names, and a section for options like 'Stationary plate' and 'Moving plate'.

The screenshot shows the 'Plate Motion Calculator' interface. It features a world map with tectonic plates labeled. Below the map, there are input fields for selecting a plate model (NUVEL-1A, NNR-MORVEL56, etc.), a moving plate, and a fixed plate. There are also fields for latitude and longitude. The page includes a table of plate codes and names, and a section for options like 'Stationary plate' and 'Moving plate'.

de un planeta 3D y, además, cómo lo hacen en una sección circular. En ambos esquemas están representadas varias estaciones sísmicas, cuyos sismogramas están sincronizados y permiten comprobar cómo van llegando las diferentes fases de las ondas sísmicas a cada estación y el efecto que producen en cada sismograma.

Reconstrucciones paleogeográficas de las placas tectónicas

Internet ofrece infinidad de animaciones que reconstruyen la paleogeografía de las placas tectónicas a lo largo del Fanerozoico y el Neoproterozoico. También existe la posibilidad de que el alumnado visiona la predicción para los próximos millones de años del desplazamiento de los continentes. Algunas de las páginas *web* que ofrecen esta información son las del proyecto PALEOMAP (<http://www.scotese.com/>) o <http://www.ucmp.berkeley.edu/geology/tectonics.html>

Usando en cualquier buscador las palabras clave “plate tectonics animation” “plate tectonics animation future” se pueden consultar numerosas animaciones y vídeos (p.e. <http://www.youtube.com/watch?v=Cm5giPd5Uro> / <http://www.youtube.com/watch?v=tv6p48vomeE>

Estructuras geológicas

Los modelos análogos son de gran ayuda para comprender la relación entre los regímenes de esfuerzos tectónicos y las estructuras geológicas (Liesa et al., 1997; Gil et al., 1997; Fonseca et al., 2011; Crespo-Blanc y Luján, 2004, 2006; Murcia López y Crespo-Blanc, 2008; Fernández et al., 2009; Román Berdiel y Santolaria Otín, 2012; Fernández et al., 2013b).

En los últimos años, han proliferado multitud de animaciones y vídeos interesantes para la enseñanza de las estructuras geológicas y su relación con la Tectónica de Placas. Por ejemplo, se pueden consultar algunos vídeos en la página *web* del Laboratorio de Modelizaciones Analógicas del departamento de Geodinámica de la Universidad de Granada (http://www.ugr.es/~geodina/web_acrespo/). Román Berdiel y Santolaria Otín (2012) ofrecen varias páginas *web* sobre modelización de diapiros.

HACIA UNA NUEVA TEORÍA GLOBAL: CONSIDERACIONES FINALES

Desde que se formuló la teoría de la Tectónica de Placas la comunidad científica no ha cesado de buscar respuestas a algunas preguntas fundamentales: ¿Cuál es el motor del movimiento de las placas litosféricas? ¿Qué papel desempeña en la Tectónica de Placas la presencia de agua en el manto? ¿Cómo funciona en su conjunto el planeta Tierra? Las respuestas definitivas todavía no se han encontrado. Se ha aportado mucha luz, pero no la suficiente para alcanzar un grado razonable de comprensión que integre los procesos que se están produciendo en el interior del planeta con los del exterior. Los modelos actuales que intentan dar cuenta de la convección en planetas terrestres, tanto del Sistema Solar, como exoplanetas (incluyendo las super-Tierras), oscilan

entre los modelos de una sola placa litosférica inmóvil (*stagnant lid*) que cubre todo el cuerpo planetario, y los de Tectónica de Placas. Venus, Marte y Mercurio constituyen ejemplos de tectónica de tipo *stagnant lid*, aunque la posible actuación de la Tectónica de Placas durante la historia temprana de Marte es una cuestión que ha suscitado (y sigue suscitando) un intenso debate alimentado por los nuevos datos de los vehículos presentes en la superficie de Marte, así como de los satélites artificiales que lo cartografían día a día con mayor precisión. La Tierra es el único planeta del Sistema Solar en el que se ha documentado el funcionamiento de una teoría como la Tectónica de Placas a lo largo de un periodo considerable de su historia. Sin embargo, las causas de este particular comportamiento de nuestro planeta no son todavía bien comprendidas. Se ha sugerido que un determinado cuerpo planetario se vería afectado por uno u otro modelo convectivo (*stagnant lid* o Tectónica de Placas) dependiendo de las complejas relaciones que se establecen en su interior entre efectos reológicos (de comportamiento de los materiales geológicos sometidos a las condiciones cambiantes de presión y temperatura en el interior del planeta, sin olvidar el efecto de los fluidos, como el agua), composicionales, térmicos y petrológicos (como, por ejemplo, el inicio de la fusión parcial). Es tal la dificultad de obtener una solución analítica para las ecuaciones que describen dichas relaciones, que habitualmente se acude a simulaciones numéricas. No obstante, estas simulaciones de la convección se enfrentan a considerables limitaciones, empezando por nuestra ignorancia de los valores que caracterizan los principales parámetros que intervienen en el proceso. Por ejemplo, no tenemos seguridad absoluta acerca del perfil de viscosidades del manto terrestre. En Marte, nuestro desconocimiento del espesor del manto, nos impide saber con seguridad si se verifican o no determinadas transiciones de fase, lo que influye drásticamente en el modelo de convección resultante. Otra limitación de los modelos es la dificultad de integrar distintos comportamientos reológicos, especialmente cuando se intenta simular la parte frágil de la litosfera. Ignorar tales comportamientos ha impedido, hasta ahora, obtener un modelo realista de la convección del manto terrestre en el que surja como consecuencia inevitable un mosaico de placas litosféricas en movimiento relativo, tal y como se observa en la naturaleza.

A pesar de todos estos fracasos parciales e intentos infructuosos, se han producido impresionantes avances en los últimos años, tanto en el calibrado de los parámetros que rigen en el interior del planeta, como en el desarrollo y complejidad de los modelos numéricos, hasta el punto de que podemos pensar que una nueva revolución de la Geología, de la Geofísica y, en general, de las ciencias de la Tierra está en ciernes. El resultado será una nueva teoría más general que sustituirá a la Tectónica de Placas o, al menos, la absorberá. Será una teoría planetaria que nos permitirá comprender globalmente y simultáneamente cómo funciona la Tierra y todos los demás cuerpos planetarios similares a ella, cómo los procesos que ocurren a miles de kilómetros de profundidad (incluido el núcleo) tienen influencia en esa fina piel de nuestro planeta

que es la litosfera. Nos esperan unas próximas décadas apasionantes.

Mientras esperamos la llegada de este nuevo paradigma, tendremos que seguir trabajando en el aula con la Tectónica de Placas, esa teoría que explica razonablemente bien la dinámica y cinemática de la parte más superficial del planeta, de la litosfera. Aunque a esta teoría le quedan muchas preguntas por responder, también ofrece infinidad de respuestas.

BIBLIOGRAFÍA

Alfaro, P., Andreu, J.M., González, M., López, J.A. y Pérez, A. (2007). Un estudio integrado del relieve terrestre. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 15.2, 112-123.

Almodóvar, G. R. (2013). Los materiales de la Tierra. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 21.2, 146-154.

Alonso Chaves, F.M., García Navarro, E., Camacho Cerro, M. y Fernández, C. (2011). Propuesta sismotectónica para la terminación oriental de la Zona de Fractura Azores-Gibraltar entre el Banco de Gorringe y el Banco del Guadalquivir. *Geogaceta*, 50-1, 11-14.

Argus, D.F., Gordon, R.G. y DeMets, C. (2011). Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net rotation reference frame. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12, Q11001, doi:10.1029/2011GC003751.

Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4, 1027, doi: 10.1029/2001GC000252.

Brusi, D. (ed.) (2000). *Investigando las Ciencias de la Tierra. Estructura de la tierra y tectónica de placas*. Monografías de Enseñanza de las Ciencias de la Tierra. Serie de cuadernos didácticos, nº1. AEPECT, 52 p.

Crespo-Blanc, A. y Murcia López, M.I. (2006). Cómo se forman los océanos: enseñanzas del Laboratorio. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 14.2, 157-162.

Crespo-Blanc, A. y Luján, M. (2004). Cómo se forman las montañas: enseñanzas del laboratorio. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 12.1, 83-87.

DeMets, C., Gordon, R.G. y Argus, D.F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 181, 1-80.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. y Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophys. J. Int.* 101, 425-478.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. y Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal timescale. *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2191-2194.

Dewey, J.F. (2007). The secular evolution of plate tectonics and the continental crust: An outline. *Geological Society of America Memoirs*, 200, 1-7.

Fernández, C., Alonso Chaves, F.M. y Anguita, F. (2013a). Astenosfera: ser o no ser. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 21.1, 2-15.

Fernández, C., Díaz Azpiroz, M. y Díaz Alvarado, J. (2013b). Las zonas de cizalla dúctil como recurso didáctico para entender la deformación de las rocas. El ejemplo de la zona de cizalla Sudibérica (Macizo Ibérico suroccidental). *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 21.1, 16-26.

Fernández, J., De Vicente, G., Sokoutis, D., Willingshofer, E. y Cloetingh, S. (2009). De los Pirineos al Atlas: topografía y modelación análoga. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 17.1, 86-92.

Fernández-Martínez, E. M. (2013). Enfoques emergentes en la investigación de la historia de la Tierra. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 21.2, 155-167.

Fonseca, P.E., Ribeiro, L.P., Caranova, R. y Filipe, P. (2001). Experimentación analógica sobre el desarrollo de un diapíro y la deformación producida en las rocas encajantes. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 9.3, 270-276.

Fossen, H. (2010). *Structural Geology*. Cambridge University Press.

Gil, A., Cortés, A.L., Arlegui, L.E., Román, T. y Liesa, C.L. (1997). El uso de modelos experimentales en la enseñanza de Geología Estructural (I) Aplicación a la deformación continua. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 5.3, 219-225.

González-Herrero, M., López, J.A., Alfaro, P. Andreu, J.M. y Pérez, A. (2007). Actividades didácticas sobre el relieve terrestre y la isostasia. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 15.2, 206-222.

González-Herrero, M., López-Martín, J.A., Alfaro, P. y Andreu Rodes, J.M. (2005). Recursos audiovisuales sobre tsunamis en Internet. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 13.1, 65-72.

González, M., Alfaro, P. y Brusi, D. (2011). Los terremotos “mediáticos” como recurso educativo. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 19.3, 330-342.

Kearey, J.F. (2007). *The secular evolution of plate tectonics and the continental crust: An outline*. En: 4-D Framework of Continental Crust (Eds.: R.D. Hatcher, M.P. Carlson Jr., J.H. McBride y J.R. Martínez-Catalán). Geological Society of America Memoir, 200, 1-7.

Kearey, P. y Vine, F.J. (1990). *Global Tectonics*. Blackwell Science, 334 p.

King, C., Kennet, P., Devon, E. y Sellés-Martínez, J. (2009). Earthlearningidea: nuevos recursos para la enseñanza de las Ciencias de la tierra en todo el mundo. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 17.1, 2-15.

Liesa, C.L., Román, T., Arlegui, L.E., Cortés, A.L. y Gil, A. (1997). El uso de modelos experimentales en la enseñanza de Geología Estructural (II) Aplicación a la deformación discontinua. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 5.3, 226-234.

Minster, J. B. y Jordan, T. H. (1978). Present-day plate motions. *Journal of Geophysical Research*, 83 (10), 5331-5354.

Murcia, M.I. y Crespo-Blanc, A. (2008). La formación de océanos y cadenas de montañas a partir de modelos analógicos: maquetas y nuevos materiales. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 16.2, 173-177.

Pedrinaci, E. (2001). *Los procesos geológicos inter-nos*. Síntesis Educación, Madrid, 222 p.

Pedrinaci, E., Alcalde, S., Alfaro, P., Almodóvar, G.R., Barrera, J.L., Belmonte, A., Brusi, D., Calonge, A., Cardona, V., Crespo-Blanc, A., Feixas, J.C., Fernández-Martínez, E., González-Díez, A., Jiménez-Millán, J., López-Ruiz, J., Mata-Perelló, J.M., Pascual, J.A., Quintanilla, L., Rábano, I., Rebollo, L., Rodrigo, A. y Roquero, E. (2013). Alfabetización en ciencias de la Tierra. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 21.2, 117-129.

Román Berdiel, T. y Santolaria Otín, P. (2012). Cómo reproducir diapíros en el aula. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 20.3, 262-269.

Vissers, R.L.M. y Meijer, P.Th. (2012). Mesozoic rotation of Iberia: subduction in the Pyrenees? *Earth-Science Reviews*, 110, 93-110.

Wilson, J.T. (1966). Did the Atlantic close and then re-open? *Nature*, 211, 676-681. ■

Fecha de recepción del original: 04/05/2013

Fecha de aceptación definitiva: 25/06/2013