

Sedimentación y vida en el inicio de un ciclo tectónico: el caso del ciclo alpino

Sedimentation and life during the onset of a tectonic cycle: the case of the Alpine Cycle

JOSÉ LÓPEZ-GÓMEZ

Instituto de Geociencias (CSIC, UCM). Facultad de Geología, Universidad Complutense. C/José Antonio Nováis 12. 28040 Madrid.

Resumen Los estudios sobre la evolución de la Tierra muestran que ésta ha estado sometida, al menos en los últimos 1000 millones de años (Ma), a procesos cíclicos globales y de gran magnitud. Estos procesos, que se extienden en torno a unos 300 Ma cada uno, comienzan con la configuración de un supercontinente en la Tierra, es decir, una situación paleogeográfica en la que todos los continentes se aglutinan en uno solo. Esta configuración única es muy inestable debido, en gran medida, a la gran cantidad de calor que acumula debajo de ella, por lo que el supercontinente tiende a romperse fragmentándose en placas menores que derivan separándose unas de otras. Esta fase de fracturación, que da comienzo a un nuevo ciclo tectónico, está acompañada por importantes oscilaciones en el nivel del mar, variaciones en las temperaturas globales y aparición de vulcanismo. Este último proceso, que es de gran intensidad, tiende a alterar la composición de la atmósfera y de las aguas de los océanos, produciendo una drástica alteración de los ecosistemas que lleva a la desaparición de gran número de especies y a eventos de extinción. El comienzo de la deriva de las nuevas placas generadas tras la fracturación, la pérdida progresiva de calor desde el interior del planeta y la nueva situación de equilibrio que se llega a alcanzar en la atmósfera tras un intervalo de pocos millones de años, facilitan la recuperación de algunas de las especies afectadas así como un nuevo escenario que favorece la aparición de nuevas formas de vida. En este trabajo, nos apoyamos en el caso del inicio de la fragmentación del supercontinente Pangea, que dio comienzo al ciclo tectónico Alpino, para mostrar cómo fue la sedimentación asociada en esas primeras fases y la repercusión que tuvo en la vida.

Palabras clave: Ciclo tectónico, estratigrafía, evento de extinción, fracturación continental, Pangea, supercontinente.

Abstract *Studies of the evolution of the Earth show this planet has undergone major global cyclic processes, at least during the last 1,000 million years (m.y.). These processes, that last for about 300 m.y. each, start with a supercontinent configuration on the Earth, that is, a global configuration where all the continents are fused into a single one. This configuration is very unstable, mainly due to the great heat accumulated below the supercontinent, which leads to its fragmentation into smaller lithospheric plates that break away from the main continent by migration. This break-up phase of the supercontinent signals the beginning of a tectonic cycle and is accompanied by sea-level changes, global temperature changes and volcanism activity. The latter process, which is very intensive, tends to modify the atmosphere composition and ocean waters, giving rise to a drastic alteration of the ecosystems, loss of a high number of species and massive extinctions. The beginning of the drift of the new generated plates after the break-up of the supercontinent, the progressive loss of heat from the interior of the Earth and the new equilibrium situation reached in the atmosphere after a brief period of a few million years enable the recovery of some of the affected species as well as a new scenario where new life forms develop. Based on the case of the beginning of the Pangea break-up, which initiated the Alpine Cycle, this paper intends to show what the initiation of the tectonic cycle was like, its style of sedimentation, and how life was affected during those early phases.*

Keywords: *Extinction event, Pangea, stratigraphy, supercontinent, tectonic cycle.*

INTRODUCCIÓN

Si quisiéramos ordenar en el tiempo el registro de sedimentos que tenemos en nuestro planeta, deberíamos primero configurar un calendario que sirviese de marco para recoger esta información. Si un calendario común posee hojas con los diferentes meses del año, aquél tendría su equivalente en los ciclos tectónicos mayores. Un ciclo tectónico cierra una etapa en el desarrollo del planeta para dar comienzo a otra, y nosotros podemos conocer cómo fue ese periodo utilizando las características de los sedimentos que se registraron durante el tiempo que aquél permaneció. Esto es debido a que los sedimentos acumulados, que posteriormente constituyen rocas, guardan la información que nos permite descifrar las características generales de cualquier etapa de la Tierra.

Delimitar un ciclo tectónico del siguiente, o del que le precede, fue un ejercicio que ya comenzó a realizar Hutton a finales del siglo XVIII (1795) y posteriormente Lyell (1830-33). Estos autores, observando las rocas de algunos afloramientos del Reino Unido, vieron claramente dónde se habían producido algunas rupturas importantes en la historia de la Tierra.

Los ciclos tectónicos están ligados a cambios que van más allá de lo meramente geológico. Veremos más adelante que conllevan otros cambios de tipo geoquímico, climático o biótico. En este último caso, Phillips (1860), observando las importantes variaciones que encontraba en los fósiles establecidos, por primera vez, la separación en Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico, o eras geológicas, siendo consciente de que estas divisiones coincidían con importantes cambios (ciclos) geológicos previamente establecidos (Fig. 1).

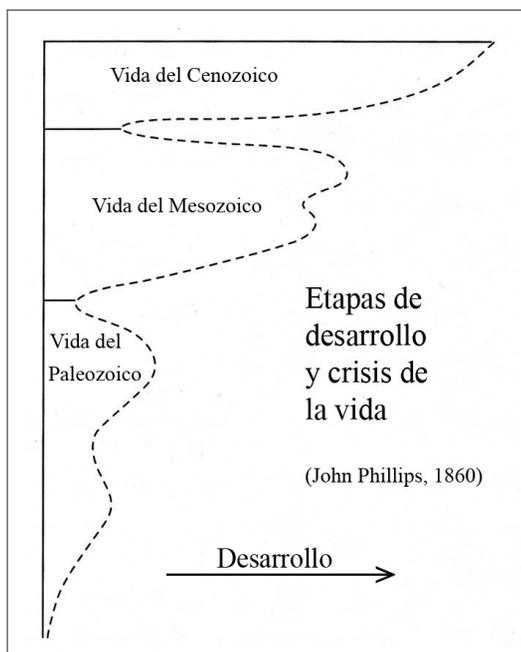


Fig. 1. División de la evolución de la vida en tres etapas principales. Estas etapas fueron ya separadas en una primera aproximación por John Phillips (1860) en base a crisis mayores de vida y recuperación de éstas y marcan tres eras dentro de la Escala de Tiempo Geológico.

Los avances tecnológicos han permitido precisar las edades que marcan el comienzo y el final de las eras geológicas, pero, aunque un ciclo tectónico pueda estar estrechamente ligado a una de estas eras, no tiene, sin embargo, una precisión en cuanto a comienzo y final del mismo, ya que es algo más complejo. No muestra, por así decirlo, una "edad" de comienzo o fin, sino que se trataría de una "etapa" en la que se aprecia un cambio de tendencias generales, dando paso a una nueva dinámica general en la Tierra.

En este trabajo se intenta mostrar, de forma sintética, cómo se realiza el paso de un ciclo tectónico a otro y cómo se produce el registro de sedimentos en las primeras etapas del nuevo ciclo. Se hace especial hincapié en el caso del Ciclo Alpino, estrechamente relacionado con las eras Mesozoico y Cenozoico, por mostrar los mejores ejemplos en afloramientos de campo, pero conviene destacar que muchas de las características del inicio de este ciclo son similares a las registradas en otros ciclos menos conocidos, por lo que nos valdría de ejemplo para estos últimos.

El estudio estratigráfico integral de la determinación de grandes ciclos puede ser utilizado como una herramienta para mostrar, de forma sintética, la evolución de la vida en relación con aquella del propio planeta. La enseñanza de estos grandes ciclos tiene interés en los niveles educativos pre-universitarios.

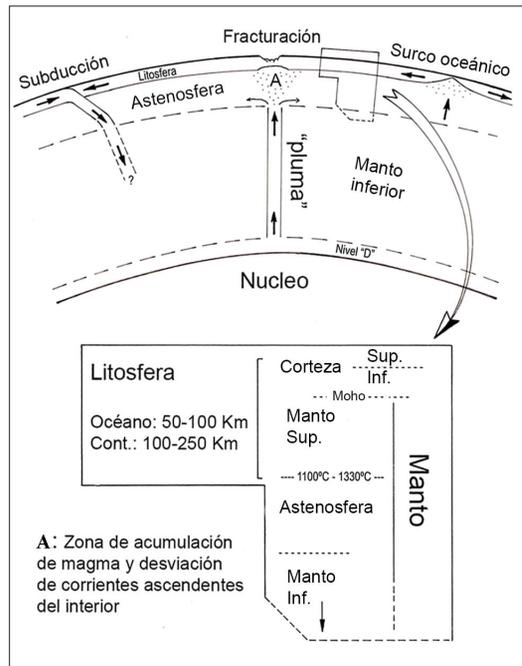
GÉNESIS Y DESARROLLO DE UN CICLO TECTÓNICO

Para entender cómo comienza un nuevo ciclo tectónico hay que recordar dos conceptos básicos que tuvieron un gran desarrollo a mediados del siglo pasado: el calor, como manifestación de energía que procede del interior de la Tierra, y la Tectónica de Placas.

El planeta Tierra es un astro que está en constante cambio desde su origen, hace más de 4.500 millones de años. El gran catalizador de este cambio es el calor. La Tierra está separada en núcleo, manto y corteza (Fig. 2) y esta división en capas está ligada a la composición de cada una de ellas y al calor que permanentemente fluye desde el interior y las superpone según sus densidades. Este calor es el resultado de una serie de reacciones de tipo radiactivo que se desarrollan permanentemente en el núcleo. Aunque esta temperatura ha ido decreciendo desde los inicios de la Tierra, a la superficie nos llega actualmente una media de $25^{\circ}\text{C km}^{-1}$, pero si profundizamos sólo 100 km, la temperatura asciende a 2.500°C (Kearey y Vine, 1996). Para hacernos una idea, la energía que permanentemente se libera desde el Núcleo está en torno a los 40 TW, que es comparable a la que podrían emitir 10.000 plantas nucleares juntas.

La Tectónica de Placas nos ha enseñado que los cambios que nosotros percibimos se producen básicamente en la corteza, pero, en gran medida, son el resultado de la dinámica del manto, inducida a su vez desde el núcleo. El manto, por otro lado, se dividió en inferior y superior. En el manto

Fig. 2. Sección de la Tierra mostrando sus tres capas principales: núcleo, manto y corteza. La litosfera y la astenosfera constituyen, a su vez, otras dos divisiones basadas en el comportamiento reológico del manto y la corteza. La litosfera y la astenosfera favorecen, junto con la llegada de calor desde el interior, el movimiento de las placas litosféricas. Modificado de Arche y López-Gómez (2010).



superior se encuentra la astenosfera (Fernández et al., 2013), que es una capa fácilmente deformable (Fig. 2).

Las diferentes características de estas capas hacen que respondan de distinta forma cuando llega el calor del núcleo. Así, esta energía que asciende como una "pluma" o penacho, atraviesa el manto inferior formando células de convección que, con su dinámica, favorecen el movimiento de la litosfera. Este movimiento conlleva una deformación dúctil en su parte inferior (manto superior litosférico). La corteza de tipo oceánico posee unas características más parecidas al manto superior que la corteza continental.

Los supercontinentes

Las células de convección se encargan de desplazar las placas litosféricas permitiendo una deriva que puede durar decenas de millones de años. Esta deriva termina cuando se produce la colisión entre sí de dos o más de ellas. La dinámica gene-

ral de deriva de placas tiende, al final, a concentrar las diferentes placas continentales en dos o una única, o supercontinente, mientras que las de origen oceánico (con corteza oceánica procedente de la fusión de material del interior) desaparecen en profundidad (subducción). Este proceso ha sucedido en diferentes etapas de la historia de la Tierra desde hace, al menos, 1000 Ma (Maruyama et al., 2014). Así, por ejemplo, hace unos 900 Ma se habría constituido el supercontinente Rodinia y, hace unos 600 Ma tendríamos el supercontinente Gondwana, y posteriormente el supercontinente Pangea, hace unos 325 Ma (Fig. 3). El ciclo completo, o ciclo tectónico, comenzaría con la fracturación de un supercontinente, seguiría con la dispersión y deriva de los fragmentos o continentes resultantes y, finalmente, terminaría con un nuevo encuentro o colisión entre ellos para volver a constituir un nuevo supercontinente.

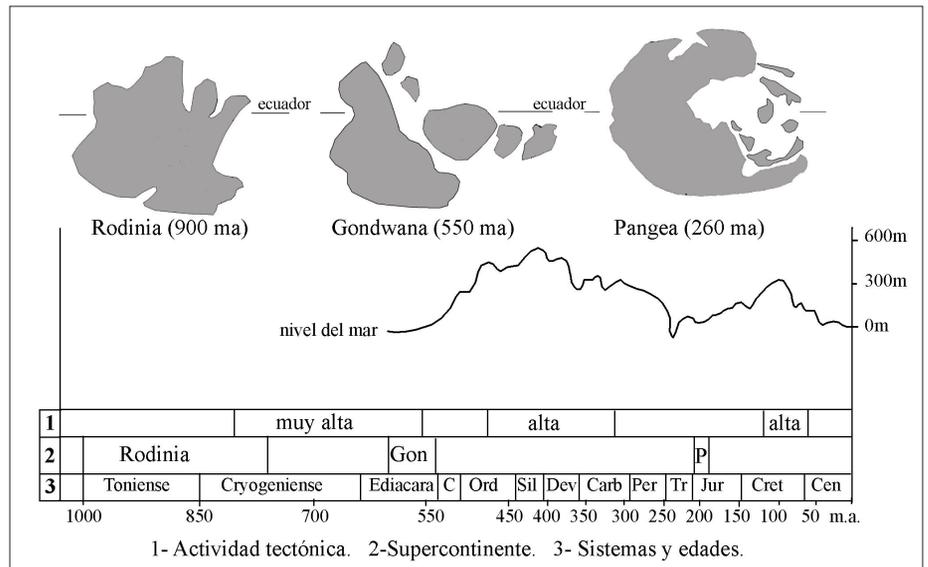
Cuando las placas continentales comienzan a colisionar al final de un ciclo tectónico se produce el inicio de una orogenia y la formación de grandes cadenas o cinturones de montañas. Así, la orogenia Varisca (antiguamente denominada Hercínica) se produce cuando colisionan durante el Devónico-Carbonífero las placas que estaban a la deriva. De igual modo, durante la orogenia Alpina, con su punto álgido durante el Oligoceno-Mioceno, se produce la colisión entre diferentes placas continentales que se habían disgregado durante la fragmentación del supercontinente Pangea. Ambas orogenias están, por lo tanto, relacionadas con el final de un ciclo tectónico, el Varisco y el Alpino en estos casos.

La sedimentación en el inicio de un ciclo tectónico

El calor almacenado en el interior del planeta es el que provoca la fragmentación de una masa continental grande o supercontinente; es decir, sería el protagonista del comienzo de un nuevo ciclo tectónico.

La Tierra tiene múltiples formas de perder calor, pero éste encuentra una barrera física cuando hay un supercontinente, ya que esta masa actúa como una tapadera que dificulta la salida de la energía. Así, el calor se acumula debajo de ese supercontinente y termina adelgazando la litosfera (deforman-

Fig. 3. Actividad de la Tierra en los últimos 1000 Ma durante los cuales se han llegado a configurar "supercontinentes" en tres ocasiones. Las etapas de fracturación de estos grandes continentes coinciden con el inicio de un nuevo ciclo tectónico global (como es el caso del ciclo Alpino tras la fracturación de supercontinente Pangea). Estos van acompañados, a su vez, de una importante llegada de flujo de calor desde el interior, actividad tectónica que tiende a disgregar el supercontinente, variaciones drásticas del nivel del mar, y un cambio en la vida del planeta. Cada uno de estos ciclos tectónicos ha tenido una duración aproximada de unos 300 Ma por lo que, en términos geológicos, podríamos pensar que ahora estamos acercándonos al final de uno de ellos.



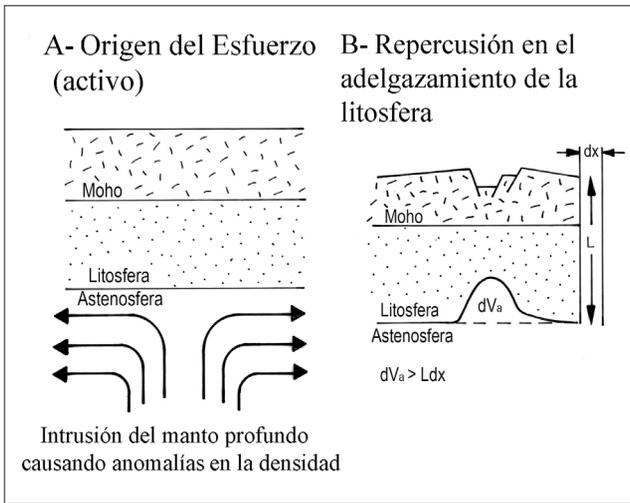


Fig. 4. Esquema de cómo se produce la fracturación de la corteza y el adelgazamiento del manto tras la llegada de flujos de calor desde el interior. Cuando progresa el adelgazamiento se produce la fracturación. Las etapas iniciales de fracturación de un supercontinente están relacionadas con el desarrollo generalizado de este proceso en diferentes puntos de dicho continente. Modificado de Olsen y Morgan (1995).

do dúctilmente la parte más profunda y frágilmente su zona más superficial) (Fig. 4A). La dimensión de esta fracturación y la extensión lateral que produce en la superficie de la corteza continental es proporcionalmente directa al volumen de astenosfera que penetra en la litosfera, como se muestra en la sencilla ecuación de la figura 4B.

El espacio creado en superficie constituye una cuenca, es decir, una depresión que genera una diferencia de potencial con sus bordes que permite recoger sedimentos en su interior. Desde este momento, muchas de estas cuencas, que inicialmente pueden tener sólo unos centenares de metros de extensión, pueden seguir evolucionando hasta alcanzar cientos o miles de kilómetros de extensión, normalmente ya relacionadas con un hundimiento generalizado e invasión marina después de varias decenas de millones de años de evolución. En este trabajo nos centramos únicamente en las primeras fases de evolución de estas cuencas tras la fracturación de un supercontinente. Estas fases están dominadas por sedimentación continental durante los primeros millones de años, y pueden tener una importante repercusión en el desarrollo de la vida. Esta etapa de fracturación tiene tres fases:

Una primera fase estaría relacionada con la fracturación antes citada. En esta etapa (Fig. 5), los bordes a ambos lados de la falla o conjunto de fallas se separan. La sedimentación está relacionada con depósitos poco elaborados procedentes del mismo borde de la cuenca y, frecuentemente, asociados a procesos volcánicos. Pueden ser caóticos, relacionados con flujos de alta densidad (debris flow), o más ordenados y relacionados con conos de deyección o abanicos aluviales de corto recorrido pero que pueden acumular cientos de metros de sedimento en la vertical (Fig. 6). Estas cuencas se deno-

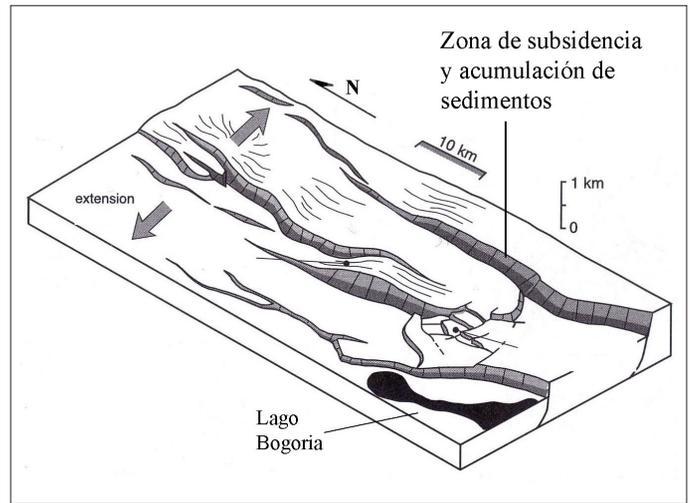


Fig. 5. Manifestación en la superficie de la corteza de las primeras fases de fracturación. Esta fase seguiría al proceso mostrado en la Fig. 4. Modificado de Christie-Blick and Biddle (1985).

minan de tipo rift, y esta etapa de sedimentación se denomina inicial.

En una segunda fase la tensión producida provocaría una extensión mayor, pero afectaría básicamente a uno de los dos lados de la cuenca. Es decir, es una situación todavía asimétrica en la que se hunde un lado mientras el otro queda prácticamente inmóvil. El lado que se activa está constituido por una falla, o conjunto de ellas. En este proceso, la falla puede tomar una trayectoria curva perdiéndose en la propia corteza, o modelo de cizalla simple (McKenzie, 1978), o bien atravesar la corteza hasta alcanzar el manto, o modelo de cizalla pura (Wernicke, 1985) (Fig. 7A,B). Cuando las fallas se hacen curvas en profundidad (se dice que tienen geometría lítrica), reflejan una forma curvilínea en superficie, condicionando el tipo de sedimentación que llega a la cuenca (Fig. 6). Esta etapa de rift se denominaría de climax (Prosser, 1993) constituyendo cuencas semi-aisladas, o grabens, con un registro sedimentario constituido por abanicos aluviales de conglomerados y areniscas, que se originan en el lado activo de la cuenca y se desarrollan hacia su interior de forma perpendicular y desapareciendo en pocos kilómetros, donde conectan entre sí o dan paso a zonas encharcadas, que pueden constituir, según el clima, lagos o áreas de acumulación de sales (sabkhas) (Figs. 6, 8A-B). Esta fase de evolución de un rift es similar a la que actualmente se está desarrollando en algunas zonas del rift africano, en las cuencas de Kivu y lago Tanganica (Ebinger, 1989; Tiercelin, 1991).

Fig. 6. Etapa de formación de una cuenca asimétrica (sólo un borde activo) dentro de un sistema de fracturación-cuenca conocido como rift. El relleno de estas cuencas es de tipo continental y está muy ligado al movimiento de las fracturas de borde. Modificado de Tiercelin (1991).

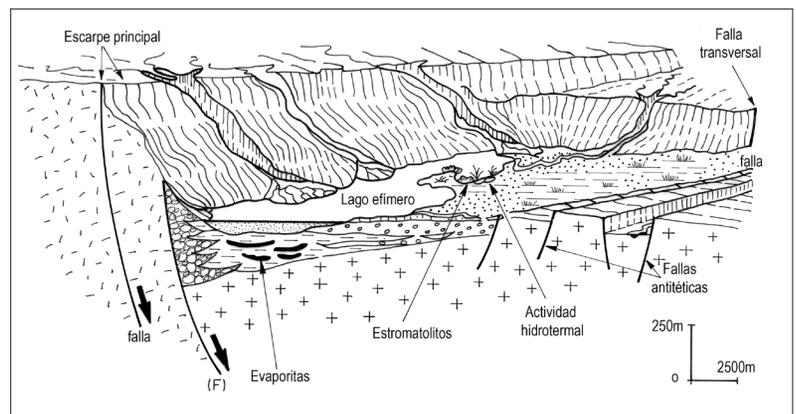


Fig. 7. La progresiva fracturación de la corteza se manifiesta en dos posibles modelos evolutivos: A-cizalla simple, en el que la fractura principal se "pierde" dentro del manto, y B-cizalla pura, en el que la fractura principal penetra hasta la astenosfera, mediante el progresivo adelgazamiento del manto. Un adelgazamiento extremo produce la separación de dos placas litosféricas. Modificado de Wernicke (1985).

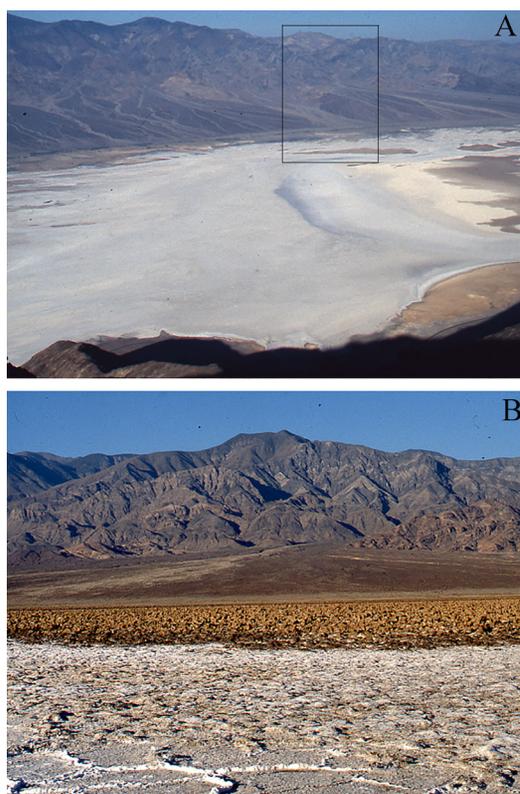
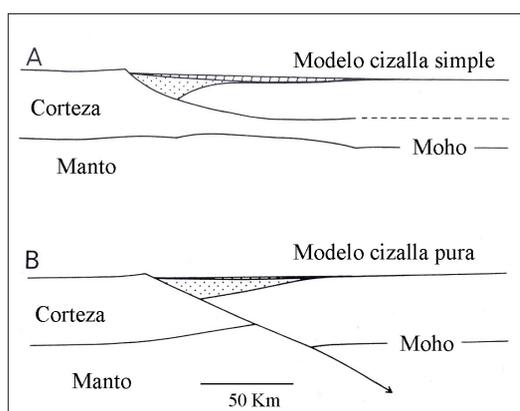


Fig. 8. Sedimentación típica en los bordes de una cuenca de rift (Valle de la Muerte, USA). A-Los abanicos aluviales se asocian a los bordes de la cuenca, donde las fallas están más activas. La parte distal de los mismos se disipa entre sistemas fluviales perpendiculares a los abanicos y lagos que pueden acumular importantes cantidades de sales. B-Detalle enmarcado en la imagen superior.

En una tercera fase, la cuenca se ha extendido hasta provocar la fracturación y hundimiento del flanco que había permanecido estable, proporcionando una configuración simétrica al conjunto de la misma (Fig. 9). El nuevo flanco activo mostraría inicialmente una sedimentación similar a la del otro flanco, es decir, con el desarrollo de abanicos aluviales y sistemas fluviales asociados que irían hacia la zona axial de la cuenca llegando, incluso, a unirse con los del otro flanco. Esta fase lleva con-

siguiente una rápida ampliación de la cuenca mediante el hundimiento progresivo de sus bordes con la creación de nueva fracturación hacia la parte posterior de aquellos, o *backfaulting*. Este proceso de ampliación de la cuenca permite que ésta alcance nuevas áreas fuente de sedimentos que permitirán la entrada de un volumen exponencialmente mayor de sedimentos en su interior. El desarrollo de grandes sistemas fluviales de gravas y arenas drenando paralelos al eje principal de la cuenca se convierte en el mecanismo de transporte más efectivo (Fig. 8). Una característica muy importante de esta fase es la disipación del calor que fue origen de la cuenca. En esta situación, el calor ha migrado a otros puntos de salida hacia la corteza, por lo que aquél que había sido almacenado, o relicto, comienza a perderse, produciéndose un enfriamiento paulatino y un hundimiento "generalizado", denominado subsidencia térmica, en contraste con la subsidencia tectónica que, hasta ese momento, había condicionado localmente el hundimiento de diferentes bloques del borde de la cuenca.

Una situación de este tipo llega a provocar, incluso, el hundimiento total de los flancos, permitiendo que los sistemas aluviales "desborden" a éstos, dando paso a lo que se denominaría fase madura del rift. Esta nueva fase suele estar acompañada por la incursión del mar cuando éste se encuentra conectado con la cuenca o, de no ser así, la cuenca puede llegar a quedar por debajo del nivel del mar, como actualmente sucede en el valle del Jordán (Israel-Jordania) o en el Valle de la Muerte (USA). Esta nueva etapa de sedimentación marina y configuración de la cuenca quedaría fuera del objetivo de este trabajo.

CONSECUENCIAS ASOCIADAS A LA FRACTURACIÓN DEL SUPERCONTINENTE: DESTRUCCIÓN Y VIDA

Romper un supercontinente es un proceso que, como vimos anteriormente, conlleva la expulsión de una gran energía hacia el exterior. El calor acumulado bajo una masa litosférica busca salidas al exterior, y lo hace a través de zonas más débiles, provocando deformaciones y fracturas que pueden derivar en cuencas sedimentarias. El material volcánico que se libera ligado a estas primeras fases de fracturación es una manifestación de ese escape de calor. Pero este material también aprovecha otras vías de salida más complejas, como los conductos que utiliza para ascender el material fundido que, tras la colisión entre placas, había llegado por

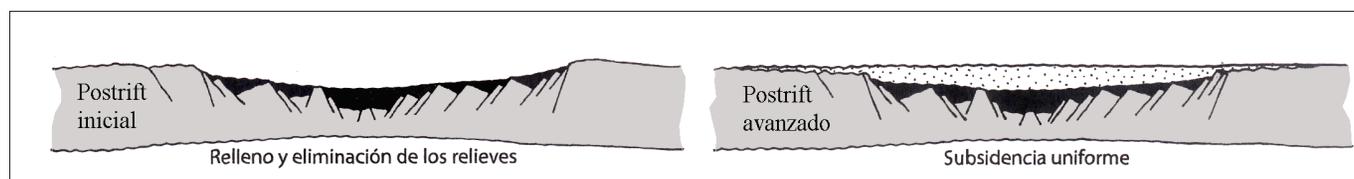


Fig. 9. Etapa avanzada en el desarrollo de una cuenca de tipo rift. En este caso, ambos bordes tienen fallas activas, pero además se suma el hundimiento generalizado del conjunto de la cuenca debido a la contracción que sufre por pérdida generalizada de calor. El calor, tras "abombar" la corteza y producir su fracturación generando una cuenca en sus etapas iniciales (figuras 4, 5 y 7), consigue "escapar" al exterior produciendo dicha contracción y hundimiento. Esta fase ("subsidencia térmica") afecta a una importante superficie de la cuenca, por lo que recoge una gran cantidad de sedimentos que, con el tiempo, pueden ser de tipo marino, si el hundimiento es tal permite la entrada de aquél. Modificado de Nøttvedt et al. (1995).



Fig. 10. Acumulación de miles de metros de lava en la zona de Norilsk, en Siberia. El vulcanismo masivo está muy relacionado con las etapas de fraccionamiento de supercontinentes. El caso de la imagen está relacionado con la transición entre los sistemas Pérmico y Triásico, etapa de gran actividad en la fracturación de Pangea. Los gases emitidos por estas emisiones fueron letales para la mayoría de las especies, tanto marinas como continentales, iniciándose, de este modo, un proceso encadenado de alteraciones físico-químicas que provocó una extinción masiva que afectó a más del 90% de la totalidad de las especies. Las fases inmediatas de la fracturación de Pangea permitieron, sin embargo, una regeneración de las especies dando paso a una nueva forma de vida, también llamada "vida moderna" (ver figuras 1, 3 y 12).

subducción hasta el contacto litosfera-astenosfera, donde la temperatura alcanza valores extremos. Este material puede dejar acumuladas enormes superficies de magma cuando sale al exterior, como sucedió con las series magmáticas siberianas (Siberian Traps), que ocuparon 4 millones de km² (Fig. 10) durante las primeras fases de fracturación y extensión del supercontinente Pangea, en el límite entre el Pérmico y el Triásico.

Las grandes cantidades de magma que se acumulan en el exterior pueden traer importantes consecuencias asociadas que afectan principalmente al clima y a la evolución de la vida, como recientemente se ha destacado en McKenzie et al. (2014) y Maruyama et al. (2014). La revista Enseñanza de las Ciencias de la Tierra ha publicado algunos trabajos que recogen las relaciones entre biodiversidad, vulcanismo y Tectónica de Placas (Sequeiros et al., 1995; Brusi (ed.), 2000; Silván y Gil, 2001; Fernández-Martínez, 2010; Jiménez-Sánchez, 2010; entre otros). También existen algunos recursos documentales como "Planeta Milagroso. Evolución de nues-

tro mundo. Episodio 4: Estrategias de la vida: Extinción y renacimiento" (Tele Images International, 2005), "La construcción de la Tierra" (BBC, Richard Attenborough, 1996) o "Volcanes, montañas de fuego. Los edificios de la Tierra" (National Geographic, 2004), entre otros.

Si volvemos al caso de los basaltos de Siberia podemos arrojar más datos significativos, como que el volumen acumulado de este material fue de 6 millones de Km³, alcanzándose temperaturas de unos 1600°C cerca de la superficie y un registro de casi 4000 m de serie estratigráfica.

Aparte de estos valores de tan elevada magnitud, quizás habría que resaltar otros menos visibles, pero de mayor impacto en la Tierra. Así, cabe destacar la llegada de importantes cantidades de gases asociados al magma (Fig. 11). Según Svensen et al. (2009), la cantidad de CO₂ que podría haberse incorporado a la atmósfera cada año, y prolongándose durante más de 1 Ma, sería de 2Gt. La acumulación de este gas pudo provocar un aumento de la temperatura media del planeta de hasta 8-10°C (Kearsey et al., 2009), produciendo una situación extrema para algunas formas de vida. Este aumento de temperatura pudo provocar también una disminución de O₂ en los océanos, por hacerse menos soluble y mezclarse menos, provocando una situación generalizada de anoxia (Fig. 11).

El alto contenido en CO₂ se uniría con el H₂O de la atmósfera produciendo ácido carbónico (H₂CO₃), al igual que otros elementos liberados como el N y el S se combinarían para formar ácidos nítrico y sulfúrico (HNO₃ y H₂SO₄ respectivamente) provocando frecuentes lluvias de tipo ácido que llegarían a devastar la superficie vegetal en grandes superficies del planeta (Fig. 11). Este ambiente ácido y las elevadas temperaturas serían responsables, en gran medida, de una serie de procesos encadenados que, para el caso del comienzo de la fracturación del supercontinente Pangea, es decir el inicio del ciclo Alpino, llegó a extinguir más del 90% de la vida en el planeta (Erwin, 2006), algo que, como vimos anteriormente, ya había intuido Phillips en el siglo XIX.

En estas condiciones ambientales extremas hay que destacar un proceso generalizado en la superficie continental, que es la erosión. Este proceso estaría acelerado mediante tres aspectos básicos: a) las importantes elevaciones producidas tras la colisión entre placas que crearían mayores desniveles, b) la disminución en la retención de sedimentos debido a la destrucción de la cobertera vegetal por las nuevas

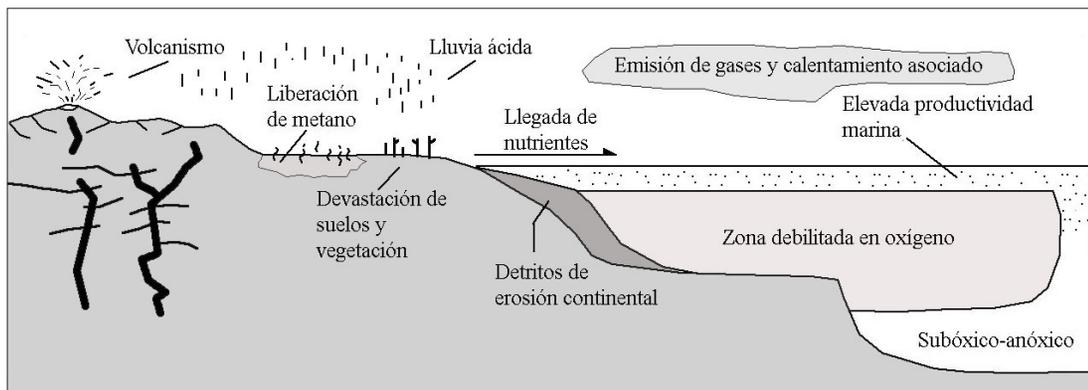


Fig. 11. Esquema que muestra la relación continente-océano durante las etapas de destrucción masiva del medio ambiente y de la vida desencadenadas por la actividad volcánica intensiva durante las fases de fracturación de un supercontinente. Modificado de Algeo et al. (2011).

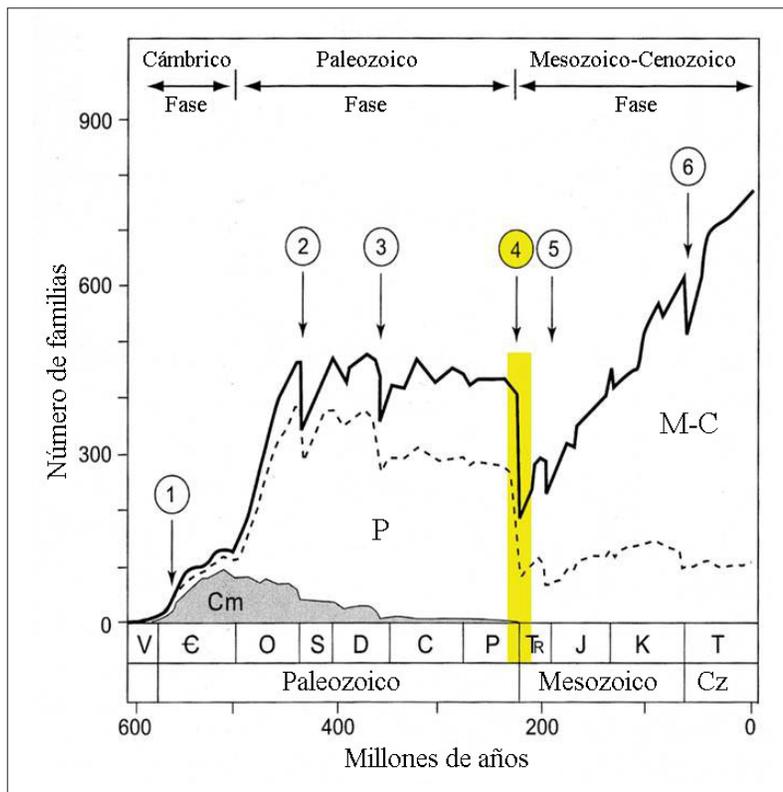


Fig. 12. Esquema que muestra los seis principales eventos de extinción desde el Paleozoico y sus posteriores fases de recuperación. Se destaca la producida en el límite entre el Pérmico y el Triásico, que coincide con las primeras fases de fracturación del supercontinente Pangea y las primeras etapas del ciclo Alpino. Modificado de Sepkoski (1984).

condiciones ambientales, y c) la alteración de filosilicatos debido a las condiciones ácidas expuestas. En unas condiciones de supercontinente con un aumento considerable del relieve, el resultado de esta erosión sería la llegada a las plataformas marinas de ingentes cantidades de sedimentos (Fig. 11).

Esta llegada y acumulación de sedimentos tendría un efecto inicial de “ahogamiento” en las aguas y fondos marinos, debido a los propios sedimentos que llegarían y a la simultánea retirada de O_2 que se produciría debido a la captación de este elemento para la descomposición de los abundantes detritos orgánicos arrastrados. Sin embargo hay que destacar otro efecto de suma importancia que se produciría poco después del “ahogamiento”, que sería la fertilización de los océanos. Algeo et al. (2011) pudieron describir este proceso en el arranque del Mesozoico, cuando el supercontinente Pangea se estaba rompiendo (Fig. 11). Este proceso es muy sencillo, entre los detritos que irían llegando aparecerían importantes acumulaciones de elementos indispensables para el desarrollo de la vida, como el P y C. Así, parte de estos sedimentos llevarían consigo nutrientes que darían un impulso a la recuperación de la vida durante el comienzo del Triásico, después de la etapa previa de destrucción de la misma, como describió con detalle Sepkoski (1984) (Fig. 12).

Este fenómeno de fertilización y explosión de vida también ha sido descrito en la fracturación de otros supercontinentes anteriores a Pangea, en la erosión de Rodinia, hace unos 750 Ma y en los procesos de fracturación de Gondwana, hace unos 540 Ma (Santosh et al., 2014). Podríamos decir, por lo tanto, que durante el final de un ciclo tectónico mayor y el comienzo del siguiente, hay un proceso inicial de destrucción que enlaza con otro de fertilización y aparición de nueva vida.

Agradecimientos

Este trabajo se ha beneficiado de los proyectos CGL2011-24048, CGL2014-52699P y de los grupos de investigación UCM Análisis de Cuencas (910429) y Paleoclimatología y Cambio Global (910198), y dentro del grupo de investigación (CSIC) “Sistemas Sedimentarios y Variabilidad Climática” (642853). El autor agradece la oportunidad brindada por los doctores Javier Martín-Chivelet y Pedro Alfaro para realizar este trabajo dentro del presente volumen, así como las correcciones realizadas por los revisores anónimos que han mejorado la versión definitiva.

BIBLIOGRAFÍA

- Algeo, T.J., Chen, Z.Q., Fraiser, M. y Twitchett, R.J. (2011). Terrestrial-marine teleconnections in the collapse and rebuilding of Early Triassic Marine ecosystems. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 308, 1-11.
- Arche, A. y López-Gómez, J. (2010). Relaciones entre sedimentación y tectónica. En: A. Arche (ed.). *Sedimentología*. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria. CSIC. Madrid. pp. 1183-1251.
- 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.
- Christie-Blick, N. y Biddle, K. (1985). Deformation and basin formation along strike-slip faults. In: Biddle, K.T. and Christie-Blick, K. (eds.), *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation*. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Spec. Publ. 37, 1-34.
- Ebinger, C. (1989). Tectonic development of the western branch of the East African rift system. *Geol. Soc. Am. Bull.* 101, 885-903.
- Erwin, D.H. (2006). *Extinction. How Life on Earth Nearly Ended 250 Million Years Ago*. Princeton University Press. Princeton, Oxford. 296pp.
- Fernández-Martínez, E. (2010). Construyendo una nueva visión de la historia de la Vida. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*. 18.1, 60-73
- Fernández, C., Alonso-Chaves, F.M. y Anguita, F. (2013). Astenosfera: ser o no ser. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 21.1, 2-15.
- Hutton, J. (1795). *Theory of the Earth with proofs and illustrations*. Edimbourg, William Creech.
- Jiménez-Sánchez, A. (2010). Biodiversidad y Tectónica de Placas. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 18.1, 85-96.
- Kearey, P. y Vine, F. (1996). *Global Tectonics*. Blackwell Science, Malden (USA), 333 p.
- Kearsey, T., Twitchett, R.J., Price, G.D., Grimes, S.T. (2009). Isotope excursions and palaeotemperature estimated from the Permian/Triassic boundary in the Southern Alps (Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 279, 29-40.
- Lyell, C. (1830-33). *Principles of Geology, being an attempt to explain the former changes of the Earth's surface, by references to causes now in operation*. 3Vols. London. John Murray.
- Maruyama, S., Sawaki, Y., Ebisuzaki, T., Ikoma, M., Omori, S. y Komabayashi, T. (2014). Initiation of leaking Earth: An ultimate trigger of the Cambrian explosion. *Gondwana Research*, 25, 910-944.
- McKenzie, D.P. (1978). *Some remarks on the development of sedimentary basins*. *Earth and Planetary Science Letters*, 40, 25-32.

McKenzie, N.R., Hughes, N.C., Gill, B.C. y Myrow, P.M. (2014). Plate tectonic influences on Neoproterozoic-early Paleozoic climate and animal evolution. *Geology*, 42, 127-130.

Nøttvedt, A., Gabrielsen, R.H. y Steel, R. J. (1995). Tectonostratigraphy and sedimentary architecture of rift basins, with reference to the northern North Sea. *Marine and Petrol. Geol.*, 12, 881-901.

Olsen, K.H. y Morgan, P. (1995). Introduction: Progress in understanding continental rifts. En: K. H. Olsen (Ed), *Continental rifts: evolution, structure, tectonics*. Developments in Geotectonics. Elsevier. Amsterdam. 25, 3-26.

Phillips, J. (1860). *Life on Earth. Its Origin and Succession*. Cambridge. Macmillan.

Prosser, S. (1993). Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. En: G.D. Williams, A. Dobb (Eds.), *Tectonic and seismic Sequence Stratigraphy*. Geol. Soc. Spec. Publ., 71, 35-66.

Santosh, M., Maruyama, S., Sawaki, Y. y Meert, J.C. (2014). The Cambrian explosion: Plume-driven birth of the second ecosystem on Earth. *Gondwana Research*, 25, 945-965.

Sequeiros, L., García de la Torre, E. y Pedrinaci, E. (1995). Tectónica de placas y evolución biológica. Cons-

trucción de un paradigma e implicaciones didácticas. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 3.1, 14-22.

Sepkoski, J.J.Jr. (1984). A kinetic model of phanerozoic taxonomic diversity. II. Post-Paleozoic families and mass extinctions. *Paleobiology*, 10, 246-267.

Silván, E. y Gil, D. (2001). Algo acerca de las extinciones. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 9.2, 151-153.

Svensen, H., Planke, S., Polozov, A., Schmidbauer, N., Corfu, F., Podladchikov, Y. y Jamtveit, B. (2009). Siberian gas venting and the end-Permian environmental crisis. *Earth and Planetary Science Letters*, 277, 490-500.

Tiercelin, J.J. (1991). Natural resources in the lacustrine facies of the Cenozoic rift basins of East Africa. En: P. Anadón; Ll. Cabrera, K. Kelts (Eds.), *Lacustrine Facies Analysis*. I.A.S. Spec. Publ. 13, 2-38.

Wernicke, B. (1985). Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Com. J. Earth Sci.*, 22, 108-125. ■

Este artículo fue recibido el día 10 de abril y aceptado definitivamente para su publicación el 20 de junio de 2015.