

LA EVOLUCIÓN DE LA TECTÓNICA DE PLACAS: EL NUEVO INTERIOR DE LA TIERRA

Plate tectonics evolves: A new interior for the Earth

Francisco Anguita (*)

Resumen

La tectónica de placas es una "teoría de la Tierra" cuya capacidad de cuantificación y de predicción la colocan a la altura de las grandes teorías de otras ramas científicas. Las novedades tecnológicas en experimentación e informática han posibilitado una depuración y renovación de muchas de las hipótesis auxiliares de la tectónica de placas sobre el manto y el núcleo terrestre. Las nuevas hipótesis, que apuntan a una convección generalizada en el conjunto del planeta, han sido también propiciadas por avances epistemológicos generales (como la física del caos) o en la epistemología de las Ciencias de la Tierra (como es el neocatastrofismo). Mientras que la circulación en el manto parece comprenderse de forma satisfactoria, dos conceptos que parecieron básicos en la teoría inicial (dorsales oceánicas y astenosfera) han demostrado tener sólo una importancia accesoría.

Abstract

Plate tectonics is a "theory of the Earth" with an outstanding capacity for quantification and prediction, enough for granting it a place side by side with the grand theories of other scientific disciplines. Technological breakthroughs in laboratory hardware and computer software have made possible to revamp the theory, on the basis of recent data on the mantle and core. The new ideas, which support a generalised mantle and core convection, have also been brought into light with the help of progress in the theory of Science (Chaos Physics) and in the theories of Earth Sciences (Neocatastrophism). While the mantle circulation regime seems acceptably understood, the concepts of oceanic ridges and asthenosphere, which seemed paramount in the early plate tectonics, are seen now as of only secondary importance.

Palabras clave: Tectónica de placas, manto, núcleo, subducción, convección
Keywords: Plate tectonics, mantle, core, subduction, convection

INTRODUCCIÓN

Más de tres décadas han pasado desde los años de la revolución movilista, y la Nueva Tectónica Global, como pomposamente se la denominó, se ha transformado de hipótesis geofísica en una teoría general que afecta a (y explica) casi todos los fenómenos y objetos geológicos, desde la orogénesis a las transgresiones, desde el magmatismo a la distribución de especies fósiles, desde la localización de los yacimientos minerales hasta la historia del planeta. Esto significa que la tectónica de placas se ha convertido en una **teoría de la Tierra**; una teoría que ha resistido indemne a sus críticos y que, utilizando la tecnología de la era espacial (satélites y radiotelescopios), se ha convertido en la primera teoría geológica que ha realizado predicciones cuantitativas que han podido ser verificadas (Smith et al., 1990; Ward, 1990).

Esta situación no tiene precedentes en las Ciencias de la Tierra, y confiere a la tectónica de placas una importancia histórica, el rango de una construc-

ción científica de alcance comparable con la teoría copernicana, los Principios de Newton, la teoría atómica, la teoría de la evolución, la mecánica cuántica o la relatividad. Hoy se puede decir con orgullo que la tectónica de placas es el más reciente de los grandes hitos en la comprensión de la Naturaleza por el hombre (Nat. Res. Coun., 1993).

Al igual que la mayoría de las teorías citadas, la tectónica global ha ido reajustándose, y complicándose, desde su enunciado inicial. Como tantas veces en la historia de la Ciencia, los mayores progresos han venido marcados por la introducción de nuevas tecnologías. Las dos mayores en Ciencias de la Tierra han sido la prensa de yunque de diamante (que ha permitido reproducir experimentalmente las condiciones del centro de la Tierra) y los omnipresentes ordenadores. Éstos han conducido a la obtención de las imágenes tridimensionales del manto conocidas como tomografía sísmica, al permitir definir mínimos cambios de velocidad en el manto, traducibles a zonas calientes o frías, y por tanto a co-

(*) Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid

rrientes convectivas. Los avances construidos sobre estas técnicas abren puertas insospechadas que justifican el título de este artículo.

Paralelamente, se han producido en este intervalo mutaciones de fondo en la Ciencia moderna: los intentos de comprender la dinámica de sistemas complejos (como la atmósfera) han llevado hasta la física del caos, utilizada en las últimas ideas sobre el campo magnético; y la aceptación de la frecuencia de los acontecimientos de alta energía ha permitido atrevidas especulaciones, de corte neocatastrofista, sobre la circulación en el manto: las superplumas y avalanchas mantélicas que se describirán en este artículo son hijas tanto de la filosofía como de los datos.

1. EL INTERIOR DE LA TIERRA HOY

No resulta fácil creer que el núcleo interno de la Tierra, un concepto presente en muchos libros escolares, no fuese descubierto hasta 1971; pero el hecho de que el núcleo mismo no *existiese* oficialmente hasta 1905 (el *gran año* de Einstein) nos sirve para entender que el interior de la Tierra ha sido para la Ciencia moderna una frontera tan difícil como la propia estructura del Universo. Sobre ese núcleo remoto, que será la frontera de los geofísicos del siglo XXI, se encuentra el enorme manto (80% del volumen del planeta), el *sima* de los geólogos hasta los años cincuenta.

Que la totalidad del manto está animada de algún tipo de circulación térmica de tipo convectivo, ningún geofísico lo duda hoy. Pero el consenso se rompe cuando formulamos otras cuestiones sobre el manto: ¿se trata de un solo sistema circulatorio, o está estratificado en dos niveles con circulación independiente? ¿Contiene sus propias fuentes de energía, o es movido básicamente por el calor del núcleo? Naturalmente, estas dudas afectan drásticamente a la dinámica de las placas litosféricas: ¿se mueve la litosfera a impulsos de columnas de material caliente que surgen del núcleo, o es más bien *succionada* por las zonas de subducción? ¿Cuál es el papel de las dorsales en la dinámica litosférica? Afortunadamente, la tecnología moderna nos permite escrutar el manto terrestre de forma que la selección de las respuestas no esté basada en puras especulaciones.

Un territorio inexplorado llamado manto

¿Cuánta agua existe en la Tierra? Un inventario convencional nos diría que 1.360 millones de km³, de los cuales más del 97% se encuentran en los océanos. Sin embargo, en 1991, varias líneas teóricas y experimentales de razonamiento confluyeron en una idea sorprendente: el manto inferior (o sea, por debajo de los 670 km de profundidad) podría contener entre una y tres veces tanta agua como toda la hidrosfera, en forma del mineral hidratado serpentina. Lo que desencadenó una polémica considerable, ya que casi al mismo tiempo los sismólogos proponían una nueva explicación para los seísmos de foco intermedio (100 a 400 km) según la cual éstos se producirían por la deshidratación de la serpentina, por lo que este mineral no debería llegar al manto inferior.

Esta polémica es un buen termómetro de nuestra ignorancia sobre lo que hay bajo nuestros pies. Las incógnitas se han ido concretando en dos zonas críticas: la interfase entre el manto superior y el inferior, situada a 670 km de profundidad, y la interfase manto-núcleo, a 2.890 km.

Una clave somera: la frontera de los 670 km

La división del manto en superior e inferior está basada sobre todo en la Sismología: en el manto superior se producen focos sísmicos, que están *prohibidos* en el inferior. En la tectónica de placas clásica, esta interrupción de los seísmos se interpretó como una interrupción de la *sismicidad*, solución que pareció satisfactoria mientras se creía que sólo el manto superior estaba en convección. Eran los tiempos en que el movimiento giraba en torno al concepto de astenosfera.

Pero la astenosfera siempre estuvo definida de forma poco coherente: mientras que la capa de baja velocidad sísmica (cuando podía localizarse) terminaba hacia los 250 km, la *subducción* lo hacía a los 670. ¿Qué significaba esto? ¿Dónde se producía realmente la convección, en la astenosfera restringida (capa de baja velocidad) o en la ampliada (nivel sísmico)?

Como revelan hoy múltiples estudios de tomografía sísmica (Fig. 1; ver también Grand, 1994) la subducción abarca la totalidad del manto terrestre, y por lo tanto la convección (de la cual la subducción es la rama descendente) no tiene nada que ver con la astenosfera, ni ampliada ni restringida.

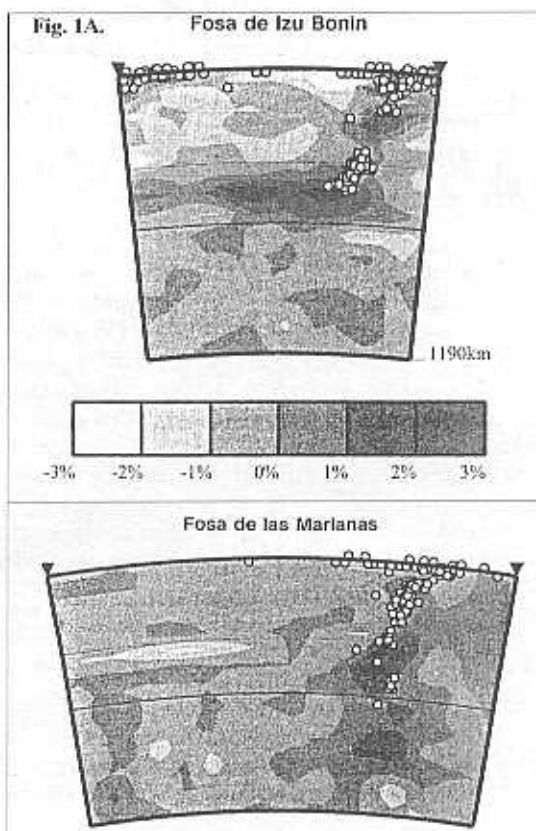


Figura 1) A. Pie de figura en página siguiente.

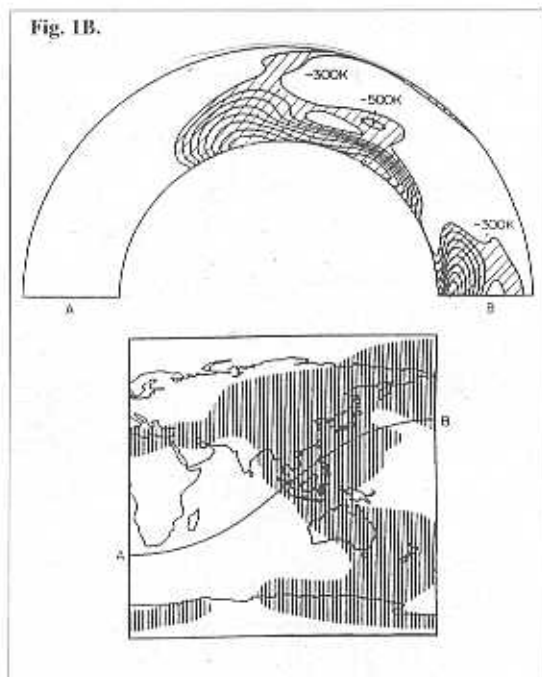
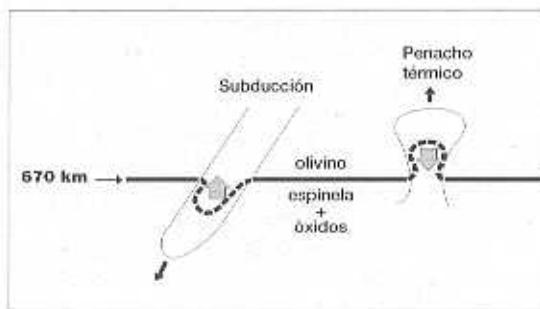


Figura 1) A. Perfiles realizados por tomografía sísmica transversalmente a dos fosas del Océano Pacífico. En ambos perfiles, los círculos son focos sísmicos, y las tramas en gris son diferencias positivas o negativas con respecto a la velocidad sísmica media: las zonas en gris oscuro son más lentas. La línea gruesa es la de 670 km de profundidad. En Van der Hilst y Seno (1993). B. En este perfil tomográfico de 0 a 2890 km, las anomalías de velocidad se han traducido a temperaturas. Las zonas rayadas representan zonas frías del manto (en el mapa, zonas frías de la base del manto). Obsérvese la acumulación de manto frío en la base de la zona de subducción: se trata de litosfera aún sin asimilar, subducida hace 100 o 200 millones de años; es la memoria del manto. En Yuen et al. (1994).

rápidas

La interrupción de los terremotos por debajo de los 670 km se debe a que ésta es la máxima profundidad que puede alcanzar el olivino (un mineral abundante en el manto) antes de descomponerse en fases minerales más densas a causa de los incrementos de presión y temperatura. Este cambio de fases produce a lo largo de microfisuras llamadas **antigriftas** (Green, 1994), que se enlazan para formar las fallas responsables de los seísmos profundos.

¿Qué sucede a la litosfera que subduce más allá de 670 km? Como el centro de la placa está más frío, esta descomposición del olivino (que depende, como hemos visto, de la temperatura) se retrasa, produciéndose a mayor profundidad en ella que en el resto del manto. Esto significa que la punta de la placa que subduce es menos densa que el manto que la rodea, y equivale a una cierta flotación de esta zona (Fig. 2, izquierda), es decir, a una fuerza que se opone a la subducción.



Otros an...
espinela a l...
óxidos a l...

Figura 2) El retraso en el centro de la placa de la transformación de olivino a espinela + óxidos (un conjunto más denso) provoca que ese centro sea menos denso que el manto circundante, y por lo tanto que se resista a seguir subduciendo (izquierda). Por el contrario, en un penacho térmico lo que se retrasará será el cambio a olivino, por lo que la cabeza del penacho será relativamente más densa, retrasando el ascenso (derecha).

El resultado neto de esta oposición dinámica es un retraso en la continuación de la subducción, o sea el establecimiento de una barrera relativa cuya superación no es fácil. Las huellas de este **peaje dinámico** (**estratificación dinámica** es el nombre oficial) se pueden advertir en la figura 1A superior, en forma de placas en posición horizontal, aparentemente incapaces de continuar subduciendo más abajo de los 670 km de profundidad. De esta aparente contradicción (subducción profunda, pero a veces detenida en la base del manto superior) ha surgido una de las ideas más audaces de la Geodinámica moderna: las **cascaídas subductivas** (Tackley et al., 1993; figura 3, parte inferior).

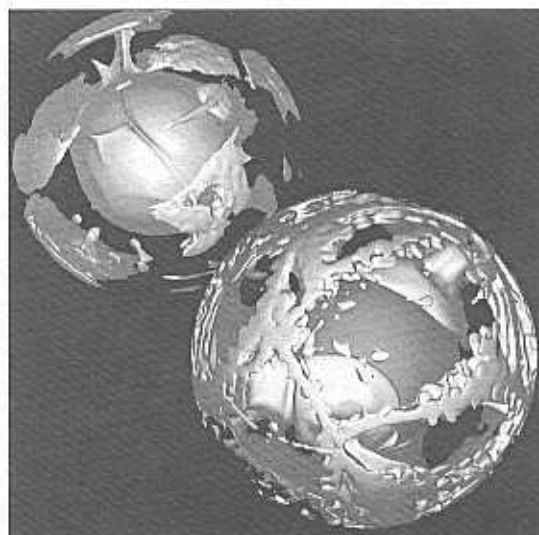


Figura 3) Simulaciones de ordenador de los flujos fríos (parte inferior) y calientes (arriba) en el manto terrestre. A observar: las grandes bases de las columnas frías, que se producirían (como en la figura 1B) debido a su caída en forma de avalancha; y la existencia de zonas calientes en el manto superior sin conexión con el calor del núcleo. En Tackley et al. (1993).

Según este modelo, avalanchas masivas de material litosférico se desplomaría a través del manto inferior hasta el núcleo, una vez que (después de calentarse a los 670 km) se hubiesen densificado bruscamente. Según esta hipótesis, la litosfera se comportaría como los sedimentos depositados en la plataforma continental, que también descienden (en forma de corrientes de turbidez) hasta las llanuras abisales; con una diferencia importante en velocidad, ya que la litosfera cae a través del viscosísimo manto inferior a sólo 1 a 2 cm/año. Como la subducción somera es más rápida, esto explica el "amontonamiento" de litosfera que se observa en la figura 1A; los modelos numéricos del manto avalan estas ideas, ya que en las simulaciones de ordenador (Fig. 3) estas corrientes masivas aparecen nítidamente representadas.

Y una clave profunda: el nivel D''

En esos modelos informáticos, el flujo ascendente queda representado (Fig. 3, parte superior) por columnas de material caliente que surgen de la interfase manto-núcleo y llegan hasta la superficie. Esta interfase manto-núcleo fue definida primero por los sismólogos como una zona con velocidades sísmicas menores que en el manto inferior, y se interpretó como un nivel (al que se llamó D'') -pronunciar D doble prima-) parcialmente fundido de hasta 400 km de grosor. Se han detectado relieves de varios cientos de kilómetros en el nivel D'': en algunos puntos el tránsito manto-núcleo es nítido, pero en otros la interfase D'' es gruesa. La mejor explicación de esta heterogeneidad es suponerla causada por la subducción profunda: las cascadas subductivas deprimen la interfase manto-núcleo, y llevan hasta ella residuos refractarios y fríos de la litosfera, que forman el nivel D'' y enfrían la base del manto y la zona contigua del núcleo. D'' se ha comparado con la corteza continental: si ésta es la *espuma de la Tierra*, que se acumula en la superficie a causa de su baja densidad, D'' serían los *posos del manto* (o *montañas frías*) que se acumulan en la base de éste; y al igual que los continentes derivan lateralmente hasta las zonas de subducción, las escorias que forman el D'' derivarían lateralmente desde las cascadas subductivas hasta los lugares donde comenzarían a ascender de nuevo en un penacho térmico o pluma (Fig. 4). En total, la capa D'' podría ser tan activa como la litosfera: y, teniendo en cuenta que la diferencia de temperatura entre núcleo y manto podría superar los 1.000°C, algunos autores (Jeanloz y Lay, 1993) han propuesto que es el nivel más dinámico del planeta.

2. REFLEJOS EN LA SUPERFICIE

Si las novedades en el manto profundo son de importancia, aún más sorprendente es cómo han cambiado algunos conceptos geológicos que creíamos establecidos de forma definitiva.

La astenosfera, destronada

En 1981, en una reunión de la Unión Europea de Geociencias, los geofísicos Giuliano Panza y Stephan Müller lanzaron un ataque iconoclasta a

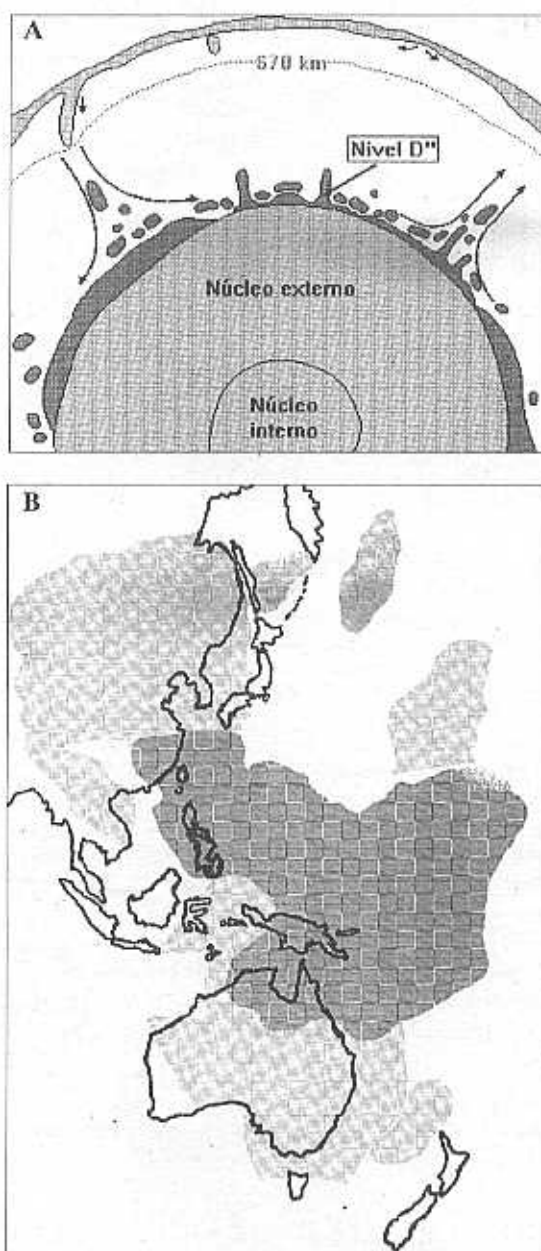


Figura 4) A. Dinámica del nivel D''. Los restos de la subducción se acumulan hasta que vuelven a ser retomados para ascender. Modificado de NRC (1993). B. Un mapa del D'' en Extremo Oriente. En gris oscuro, zona del D'' con velocidad sísmica inferior a la media (o sea, caliente); en gris claro, D'' con velocidad sísmica superior a la media (frío). Modificado de Wysession et al. (1994).

uno de los dogmas básicos de la tectónica de placas: la universalidad de la astenosfera. Su cita es elocuente: "Escandinavia muestra una notable diferencia, con su casi total ausencia de un nivel astenosférico de baja velocidad. La principal conclusión es que es necesario revisar críticamente los modelos esquemáticos de tectónica de placas propuestos hasta ahora...". En efecto, la astenosfera es, según la tectónica de placas ortodoxa, el nivel de

despegue imprescindible para el movimiento continental; entonces, si no hubiese astenosfera bajo toda Europa, ¿cómo podría nuestro continente estar separándose de América? Hay que tener en cuenta que la perfecta simetría del bandeo de anomalías magnéticas en torno a la dorsal del Atlántico Norte parece indicar que *ambos* continentes están moviéndose.

La revisión crítica que exigían Panza y Müller no se ha producido. Antes al contrario: el gran proyecto de la geofísica europea reciente, la Geotransversal Europea (un perfil tomográfico desde el Cabo Norte hasta el Mediterráneo) ha pasado de puntillas sobre estos datos (Husebye et al., 1986) incómodos para el modelo, como puede comprobarse en la figura 5. Curiosamente, los mismos autores de los datos habían reconocido poco antes (Husebye y Hovland, 1982) que en ninguna región del manto superior bajo Escandinavia se han detectado bajas velocidades sísmicas en forma de capa continua: las zonas de baja velocidad son pequeñas y dispersas, y se encuentran *tanto en la teórica astenosfera como en la litosfera*.

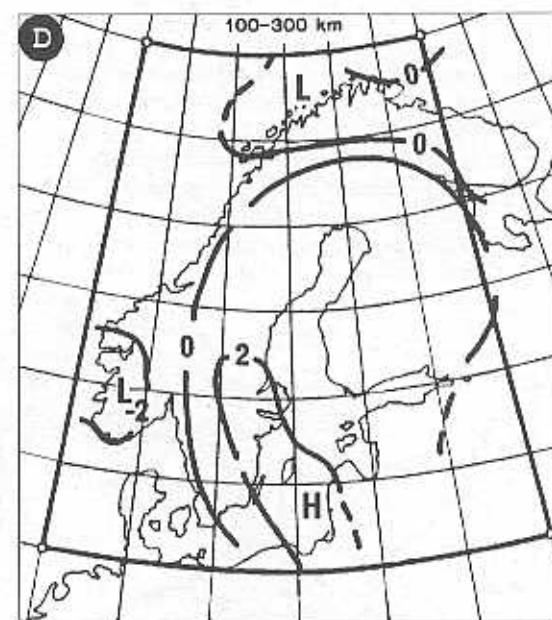
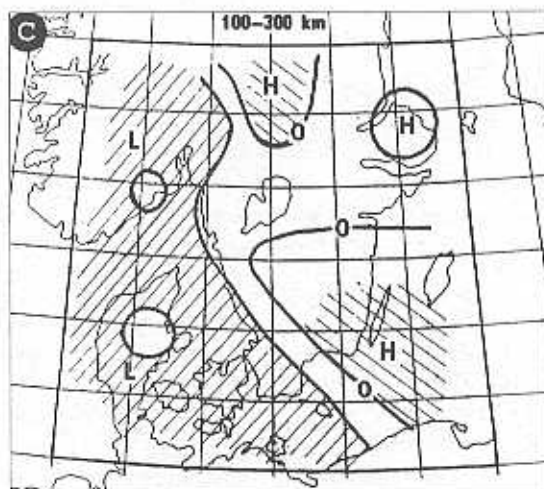
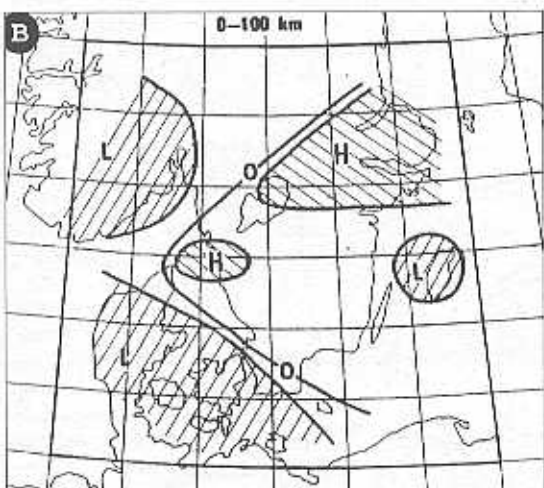
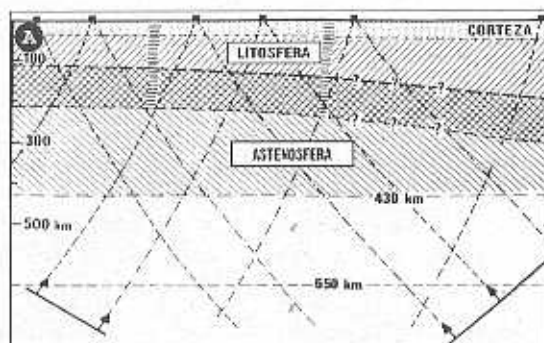


Figura 5) A. Litosfera y astenosfera ideales (niveles rayados; el cuadrículado es una zona indefinida) bajo el Sur de Escandinavia. B,C, los datos de tomografía sísmica con los que se debió construir: B entre 0 y 100 km, C entre 100 y 300 km. Como se ve, las zonas de manto caliente (velocidades bajas, L) están dispersas entre las de manto neutro o frío (H), y no presentan grandes diferencias entre la litosfera y la teórica astenosfera; pero nunca forman un nivel continuo. En Husebye et al. (1986). D, velocidades sísmicas entre 100 y 300 km (la profundidad teórica de la astenosfera) para el conjunto de Escandinavia, que muestran la inexistencia generalizada de un nivel de baja velocidad sísmica. En Husebye y Hovland (1982).

La causa de esta situación ambigua puede rastrearse en los orígenes de la tectónica de placas, cuando geofísicos de renombre (por ejemplo, el norteamericano Anton Hales) reconocían que el nivel de baja velocidad sísmica sólo se localizaba de forma clara en las zonas con vulcanismo y tectónica importantes. "En el resto de los lugares, la cuestión es más incierta... Sin embargo, *me arriesgo a predecir que los futuros estudios mostrarán que la zona de baja velocidad es un rasgo general y NECESARIO del manto superior*" (Hales, 1972, p.476). Bajo esta urgencia histórica, no es extraño que la capa de baja velocidad se revelase pronto universal aunque fuese a contrapelo de los datos.

En realidad, las quejas de los fijistas sobre la ausencia de astenosfera bajo muchas zonas antiguas de los continentes **eran básicamente correctas**, como reconocieron muchos geofísicos movi­listas: "No está en absoluto claro si existe una zona de baja velocidad bajo las zonas continentales de plataforma y los escudos" (Hales, 1981, p. 1); "Mi opinión...es que hay que rechazar la idea de un nivel parcialmente fundido de silicatos en el manto superior" (Tozer, 1981, p. 282).

Afortunadamente para la tectónica de placas, este nivel mítico se ha mostrado innecesario. La mejor prueba de esta afirmación se encuentra en la propia Escandinavia: el rebote isostático de la península liberada de su capa de hielo sólo es posible si bajo la corteza existe un nivel plástico. Como la tomografía demuestra que ese nivel no existe en el manto superior, debe ser el manto en su conjunto el que se comporte plásticamente, en armonía con la subducción profunda demostrada antes.

En resumen, zonas de baja velocidad sísmica (que probablemente reflejan masas de manto que están comenzando a fundirse) existen, a nivel local o regional, en el manto superior; lo que no hay es un nivel universal semifundido. ¿Cómo se forman estas zonas calientes? En algunos lugares, como el rift de África Oriental o el Cinturón Volcánico Mexicano, por fracturación y descompresión; pero en la mayoría de los casos se deben al ascenso de material caliente desde el núcleo.

El ascenso de penachos desde la base del manto es hoy algo que casi ningún geofísico discute: una consecuencia al parecer inevitable de la convección en el núcleo, que transporta calor hasta zonas de la base del manto hasta que las activa térmicamente. Lo que está algo menos claro es el proceso de llegada de esta corriente cálida hasta la superficie. La mayoría de los geofísicos propone hoy un esquema muy simple: en estas zonas anormalmente calientes de la base del manto se forma un penacho térmico que llega directamente a la superficie, perforando la

litosfera. Sin embargo, también hay un peaje dinámico que pagar aquí: cuando el material del penacho (más caliente que el del manto que le rodea) llega a los 670 km, la transición de óxidos + espinela a olivino se retrasa, lo que produce un tirón gravitacional que frena el ascenso del penacho (Fig. 2, derecha). El material se acumula en la interfase, provocando en la superficie una elevación o domo térmico. Una vez en el manto superior, el material del penacho comienza a fundirse a unos 100 km de profundidad, alimentando (Lenardic y Kaula, 1994) zonas de fusión incipiente que llamamos astenosfera. Es probable que la inyección lateral de fundido sea la principal fuente de alimentación astenosférica.

Ante este esquema sencillo, otros autores (especialmente Don Anderson, del Instituto Tecnológico de California, uno de los padres de la tomografía sísmica) plantean una paradoja: si los puntos calientes vienen directamente del núcleo, ¿cómo es que tantos de ellos coinciden con dorsales? Anderson concluye (en Anderson et al., 1992) que, o bien se trata de una enorme casualidad, o bien los bordes de placa ejercen, a través de su régimen dinámico distensivo, una influencia crucial en la conversión de un penacho térmico en punto caliente. Éstos sólo se darían sobre un manto térmicamente anómalo pero que además estuviese situado bajo una litosfera sometida a estiramiento. Una curiosa alternativa es la idea según la cual los puntos calientes más energéticos podrían *capturar* dorsales surtiéndolas de magma (como quizá ha hecho Islandia con la dorsal noratlántica); esto mantiene activas las fracturas, y por tanto impide la migración de la dorsal.

El test decisivo para resolver el problema del origen de los puntos calientes es la situación de éstos respecto a las zonas térmicamente activas del nivel D'' . En la figura 6 se puede comprobar que hay un cierto número de puntos calientes sobre las zonas más activas de D'' ; pero hay otros en zonas neutrales, y hasta sobre zonas frías. Quizá no todos los penachos térmicos surjan del nivel D'' ...

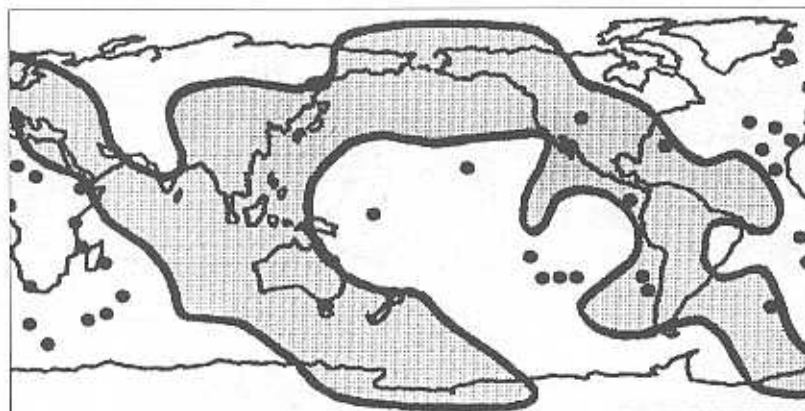


Figura 6) Situación de los puntos calientes oficialmente reconocidos (alguno de ellos, como el de Canarias, más bien fantástico) superpuesta a una cartografía térmica del nivel D'' (gris, zonas más frías que la media; blanco, más calientes que la media). Como vemos, muchos puntos calientes están situados sobre un D'' térmicamente positivo, pero otros están sobre zonas neutrales o incluso frías. La tomografía no ha permitido tampoco localizar ningún posible conducto ascendente, aunque el método aún carece de la resolución necesaria para detectar estructuras finas. La cartografía de D'' es de Wyssession et al. (1994); Powell (1991) presenta otra ligeramente distinta.

Tampoco las dorsales son ya tan importantes

Como se puede ver en la parte superior de la figura 3, este ascenso meteórico de material caliente desde el núcleo es también sencillo de representar en modelos informáticos. Esta representación, sin embargo, no ha sido confirmada por las imágenes de la tomografía sísmica: quizá los conductos ascendentes son demasiado estrechos para la resolución actual de esta técnica, aunque una interesante alternativa es que esta parte del modelo sea totalmente errónea.

En cambio, la tomografía permite una observación del máximo interés: las dorsales (p.ej., la atlántica en la figura 7) no tienen raíces térmicas. Su calor no proviene del manto profundo. ¿De dónde, entonces? La única solución es que se trate, simplemente, de calor adiabático generado cuando la litosfera se fractura (en respuesta a tensiones producidas en otros bordes de placa, por ejemplo en la subducción), rebajando la presión en su base y provocando fusión parcial a unos 60-80 km de profundidad. Los fundidos intersticiales forman bolsadas de magma (a unos 30-40 km) que suben diapíricamente; su lugar es ocupado por nuevo fundido, en el proceso denominado **advección**.



Figura 7) Corte tomográfico del manto hasta los 2.890 km realizado en la zona del Océano Atlántico. A notar: el aislamiento del calor de la dorsal respecto al manto inferior (especialmente nítido en el Atlántico Sur), y la existencia de focos térmicamente activos en la superficie del núcleo. En Dziewonsky y Woodhouse (1987)

Este esquema rompe uno de los pilares de la tectónica de placas clásica, en la que las dorsales eran protagonistas del movimiento de la litosfera; un esquema que nunca pudo superar las objeciones de los fijistas en cuanto a la geometría tridimensional de la convección en un sistema dorsal-transformantes (Fig. 8). El problema queda ahora resuelto

porque bajo las dorsales no hay ninguna convección que explicar; igual que queda resuelto el problema del desplazamiento de las dorsales, necesario por la ausencia de subducción en torno a África y a la Antártida. Ahora la dorsal, que ya no está conectada a ningún sistema convectivo sino que es un simple sistema de fracturas (Ziegler, 1993), puede desplazarse libremente a medida que las placas africana y antártica crecen. Al moverse, y mediante la advección, va exprimiendo nuevas zonas del manto, como una cosechadora de magma que se moviese a 10 cm al año.

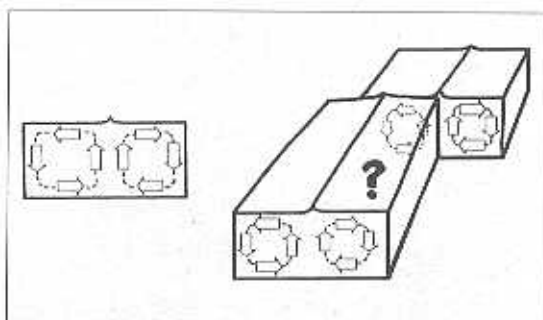


Figura 8) El dibujo de células convectivas ingenuas es muy sencillo; por el contrario, su prolongación tridimensional en una dorsal con transformantes lleva a una imposibilidad geométrica.

El nuevo papel de las dorsales, esquematizado en la figura 9, explica de forma sencilla las características dinámicas y geoquímicas de estos sistemas: el origen somero de sus magmas, claramente distintos de los basaltos de punto caliente, que provienen del manto inferior, y también la historia inicial de muchas zonas de rift continentales, como el rift de Oslo (Pedersen y van der Beek, 1994) o el de África Oriental (McGuire y Bohannon, 1989), donde la ruptura litosférica precede al magmatismo en 5 a 10 millones de años, indicando claramente que es la causa de éste.

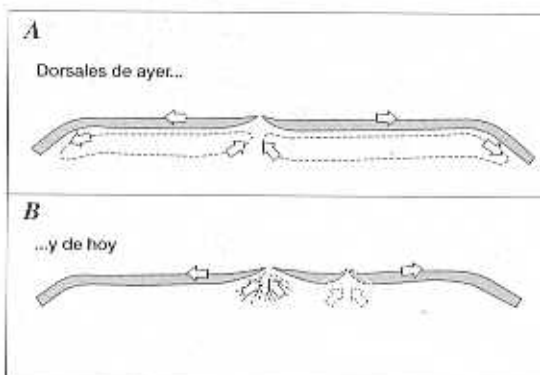


Figura 9) A. Las dorsales en la tectónica de placas clásica: un sistema convectivo fijo con respecto al manto profundo. B. Las dorsales hoy: un sistema advectivo y migratorio.

La corteza continental puede subducir (hasta cierto punto)

En la tectónica de placas clásica se definía a la corteza continental como *insubducible*. Sin embargo, la presencia en los orógenos de rocas típicas de la corteza continental (tanto metamórficas como sedimentarias) con minerales de muy alta presión (Fig. 10) implica que tales rocas han estado a profundidades de hasta 100 km. El único mecanismo conocido que puede explicar este viaje por las profundidades es la subducción.

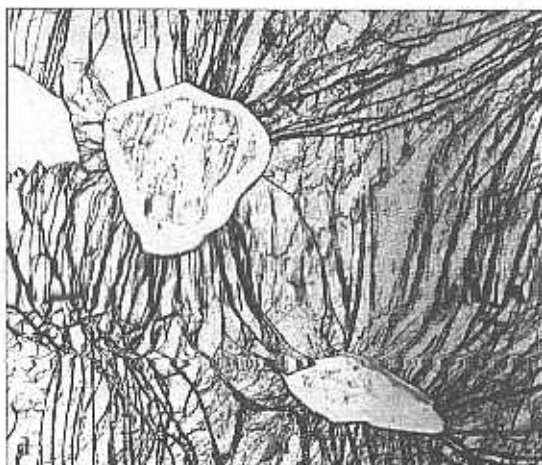


Figura 10) Coesita (minerales irregulares de alto relieve) en granate, el cual presenta fracturas radiales. El borde de la coesita está reconvertido en cuarzo. La roca es una cuarcita sedimentaria del macizo de Dora Maira, en los Alpes centrales. El conjunto de minerales debe haberse formado a muy alta presión (≥ 28 kbar), indicativa de subducción hasta una profundidad de al menos 90 km. En Chopin (1984).

La subducción limitada de corteza continental ha sido ampliamente documentada desde los años 80 (p.ej., Chopin, 1984; Platt, 1986; Martínez-Catalán et al., 1996), y se produciría en la etapa previa a la colisión bicontinental que bloquearía la zona de subducción (Fig. 11). Luego, como espuma sumergida momentáneamente en un remolino, las rocas ligeras volverían a la superficie llevando consigo su mineralogía profunda. Los mecanismos de ascenso serían variados; quizá los más eficientes sean la adición de nuevas rocas ligeras a la base de la litosfera (*underplating*), que hace subir a ésta y reactiva su erosión.

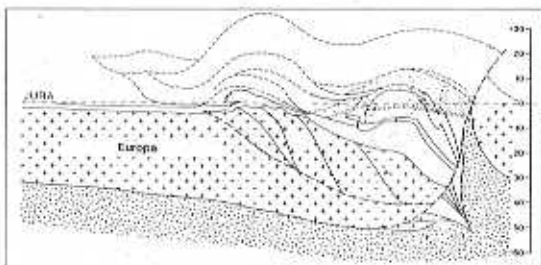


Figura 11) Reconstrucción sintética de la estructura de los Alpes centrales. En Platt (1986).

3. LAS CLAVES DE LA HISTORIA DE LA TIERRA

Después de revisar el manto y la litosfera, es el momento de intentar aplicar las novedades al registro geológico.

Buscando una comprensión profunda: un océano metálico y sus huellas

La intensidad media del campo magnético terrestre alcanzó su último máximo en tiempos del nacimiento de Cristo, cuando fue un 40% mayor que la actual. Desde entonces ha ido decreciendo sistemáticamente, y continúa haciéndolo al ritmo de un 7% por siglo, dando pie a especulaciones de los paracientíficos sobre la próxima desaparición del campo (aunque, por suerte, un poco tarde para el tercer milenio).

El núcleo terrestre no está muy lejos de la superficie: casi exactamente la distancia entre Sevilla

y Estocolmo. Sin embargo, la comprensión profunda

del campo magnético que nace en el núcleo sigue resistiendo los esfuerzos de los geofísicos. Se han propuesto interesantes comparaciones entre el núcleo externo de la Tierra y su atmósfera: dos sistemas en convección térmica, ambos muy difíciles de modelizar y de predecir. Pero en el caso del núcleo, damos por buenas interpretaciones que hace pocos años hubiesen parecido ciencia-ficción; en concreto, el régimen convectivo exhibe propiedades sorprendentes durante las inversiones de polaridad. Durante estos períodos, la dirección del campo residual deriva varias decenas de grados en menos de un año, al mismo tiempo que su intensidad sufre cambios drásticos. ¿Qué proceso en el núcleo -o fuera de él- puede justificar estas alteraciones radicales? Las hipótesis "externas" han sufrido recientemente un duro golpe, ya que el comprobado impacto del final del Cretácico no coincide con ninguna inversión ni anomalía de ningún tipo.

Pero otras características espectaculares de la evolución del campo están saliendo a la luz recientemente: por ejemplo, la intuición de que pueda haber una periodicidad en los períodos de calma magnética. El más conocido de ellos es el llamado **supercrón normal cretácico** (un *cron* es un intervalo de polaridad magnética homogénea), un intervalo de 35 millones de años (entre 118 y 83 m.a.) en el que no hubo inversiones de polaridad. Recientemente se ha localizado otro intervalo de unos 50 millones de años sin inversiones: el **supercrón invertido Kiaman**, entre los períodos Carbonífero y Pérmico, hace unos 300 millones de años. ¿Hay un ritmo de 200 millones de años en los descansos del núcleo? Por desgracia, no tenemos datos adecuados para comprobar la presencia o ausencia de un supercrón hace 500 millones de años. Muy recientemente (Coe, 1993) se ha descubierto que durante el supercrón cretácico la intensidad del campo fue solamente de 25 a 45% de la actual; una anomalía que sin duda tiene una importancia crítica pero que aún no sabemos interpretar. Y por último, se ha reconocido una extraña simetría (Fig. 12) en la frecuencia de las inversiones, que decrecen hacia los períodos de calma magnética para volver a aumentar después de ellos.

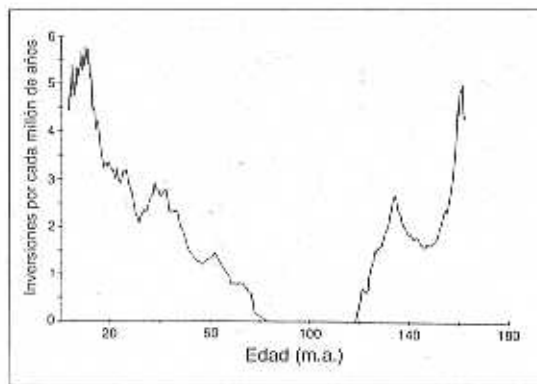


Figura 12) Frecuencia de las inversiones de polaridad del campo magnético durante los últimos 165 millones de años. En Merrill y McFadden (1990).

Lo que la figura 12 significa es que ya somos capaces de reconstruir, aunque toscamente, la historia del núcleo terrestre. Era tentador intentar conectar esta historia con la de la litosfera, y esa conexión, todavía discutida, fue establecida en 1991 por el norteamericano Roger Larson.

Plumas y superplumas

Además del supercrón magnético, el período Cretácico ostenta otras anomalías geológicas (Fig. 13):

* Entre 120 y 70 millones de años, la producción de corteza oceánica en las dorsales se incrementó (muy bruscamente) entre 50 y 75%, y varios grandes relieves volcánicos intraplaca surgieron en el centro del Pacífico, entre ellos la meseta de Ontong-Java y las Montañas Mesopacíficas, que son los dos mayores relieves submarinos intraplaca existentes (Fig. 14).

* La temperatura media de los océanos aumentó desde unos 16°C hasta 22°C. Este *invernadero cretácico* podría explicarse por un aumento (de 6 a 8 veces) de la concentración de CO₂ en la atmósfera, que acarrearía un importante efecto invernadero. Este aumento, a su vez, sería consecuencia de la desgasificación acelerada del manto causada por el intenso magmatismo.

* El 85% de las reservas conocidas de petróleo se produjeron también durante el supercrón cretácico. La causa sería también el incremento de magmatismo submarino, que liberaría a los océanos gran cantidad de nutrientes (como azufre, fósforo y nitrógeno) que provocarían una explosión en las poblaciones de plancton.

* Una transgresión universal de más de 100 metros, causada por el incremento de volumen de las dorsales y otros relieves volcánicos submarinos.

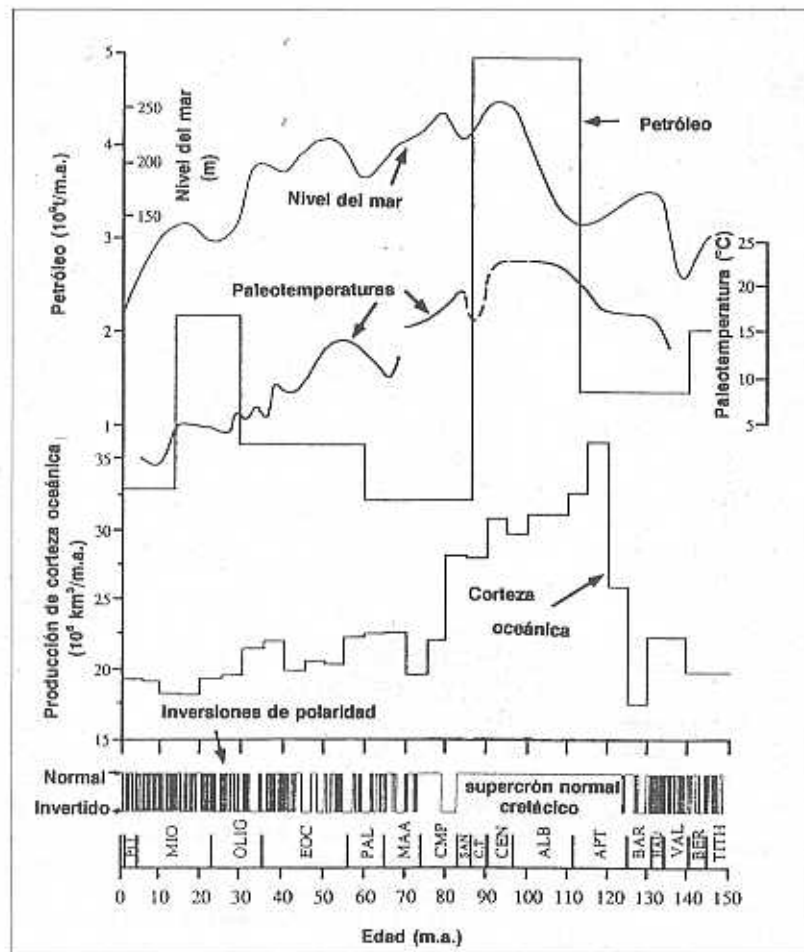


Figura 13) Proyección de varios registros geológicos para los últimos 150 millones de años. De arriba abajo, nivel del mar, paleotemperaturas, abundancia de petróleo, corteza oceánica producida, e inversiones del campo magnético. En Larson (1991).

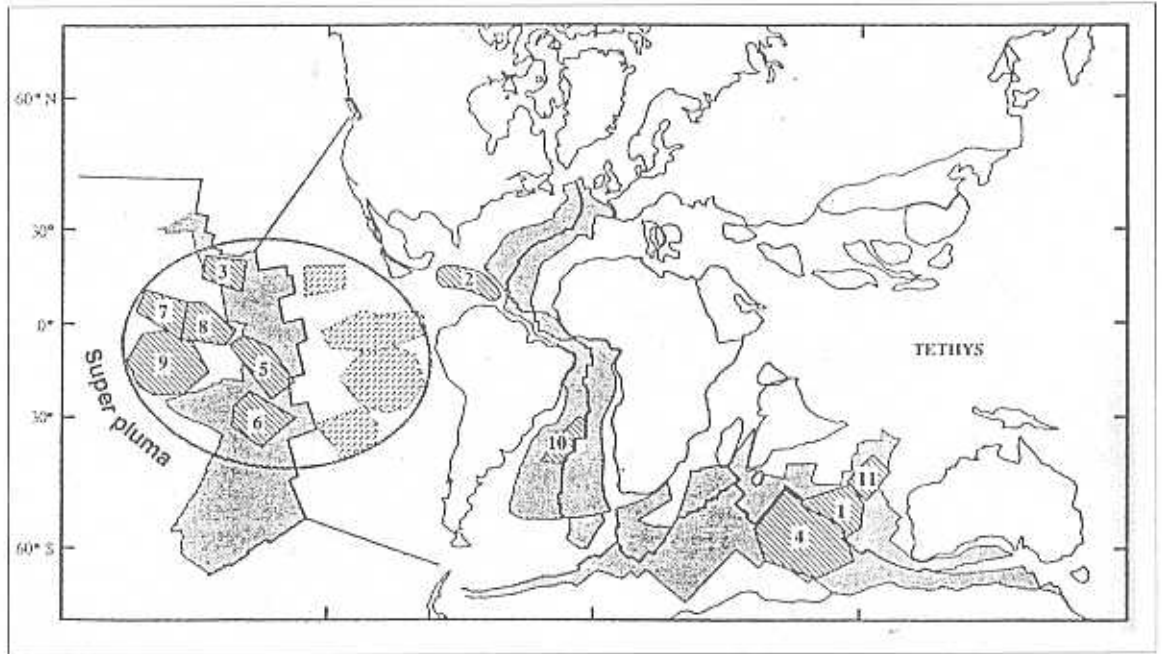


Figura 14) Reconstrucción paleogeográfica de continentes y océanos hace 83 millones de años. En gris, la corteza oceánica creada durante el propuesto episodio de la superpluma; en rayado fuerte, los relieves volcánicos intraplaca de igual edad (1 = dorsal Broken; 3 = elevación Hess; 4 = meseta de Kerguelen; 5 = islas Line; 6 = meseta Manihiki; 7 = montes Marcus Wake; 8 = montañas Mesopacíficas; 9 = meseta Ontong-Java; 10 = cresta de Río Grande; 11 = meseta Wallaby); en rayado débil, los relieves intraplaca de esa edad que ya habrían subducido. En Larson (1991).

Para Larson, la coincidencia entre el vulcanismo masivo (y sus efectos: producción acelerada de corteza oceánica, transgresión, cambio climático y generación de hidrocarburos) y la calma magnética no es casual. La conexión: una **superpluma** se forma en el nivel D'', absorbiendo gran cantidad de calor del núcleo. En superficie, esto se traduce en vulcanismo masivo en un área de 6.000 x 10.000 km en el Océano Pacífico; en el núcleo, en una aceleración de la convección (debida al incremento del gradiente térmico entre el interior del núcleo y su superficie) que impide las inversiones. Larson reconoce que no sabe (nadie lo sabe) por qué se producen las inversiones, pero aduce que, en ausencia de mecanismos seguros, un cambio en el régimen convectivo podría ser un sospechoso razonable.

Con la hipótesis de la superpluma vuelven las teorías cíclicas sobre el comportamiento terrestre. Para reafirmar este carácter pulsante, haría falta comprobar si ha habido otras superplumas en otros momentos de la historia de la Tierra. El siguiente candidato es, lógicamente, el supercrón Kiaman. Esta época se caracteriza por la acumulación del 50% del carbón conocido en el mundo; hay también cantidades importantes de gas, y una transgresión apreciable. Lógicamente la inexistencia de corteza oceánica tan antigua nos impide conocer si hubo vulcanismo masivo.

Aún más atrás en el tiempo, los escasos datos de polaridad magnética permiten pocas propuestas de supercrónes. Sin embargo, y como de costumbre, Anderson (1994) no está de acuerdo con las plumas gi-

gantes: para él, la hipótesis de Larson carece de lógica interna, ya que no se explica por qué surge una anomalía térmica de tal magnitud en el núcleo de la Tierra, ni cómo la anomalía se convierte casi instantáneamente en dorsales superactivas, sobre todo teniendo en cuenta que todo el mundo está de acuerdo en que las dorsales no están conectadas al calor profundo. Anderson propone, en cambio, que el supermagnetismo cretácico fue causado por el propio calor del manto en el centro del Pacífico. En el Cretácico, esta zona del manto llevaba al menos 100 millones de años sin experimentar subducción (y por lo tanto sin refrigerarse). Cuando la litosfera del Pacífico se fracturó en la desmembración de Pangea, el calor sublitosférico se canalizó por las fracturas y creó los relieves volcánicos intraplaca. De modo que este acontecimiento magmático, como quizá otros anteriores, no estaría causado por ninguna superpluma sino por la destrucción de un supercontinente. El análisis cuantitativo de la transgresión cretácica (Hardebeck y Anderson, 1996) parece apoyar esta crítica, ya que la subida calculada del nivel del mar cretácico (120 a 200 m) es mucho menor que la deducida de los efectos de la superpluma (220 a 470 m).

Esta discusión nos lleva al centro de la última gran teoría cíclica de la Tierra: el ciclo supercontinental, propuesta por el equipo del oceanógrafo Damian Nance en 1984 (y retomada en 1992 por el propio Nance, junto con Murphy), según la cual una Pangea se forma cada 400 o 500 millones de años. La dispersión de los supercontinentes vendría marcada por la presencia de enjambres de diques basál-

ticos, relativamente fáciles de datar; se han propuesto cinco supercontinentes en los últimos 2.000 millones de años de la historia de la Tierra (ver *Temas del Día* del número 0 de "Enseñanza de las Ciencias de la Tierra"). Un hipotético ciclo que, como el igualmente hipotético de las superplumas, se ha relacionado con las grandes extinciones que han sacudido periódicamente la biosfera.

EPÍLOGO: ¿POR QUÉ SE MUEVE TODO?

Aunque la convección en el manto parece camino de comprenderse a fondo, subsisten importantes dudas sobre cómo esta dinámica se transmite a la litosfera. Por ejemplo, Pangea giró 40° en sentido antihorario durante el Permo-Triásico. ¿Qué clase de convección puede explicar la rotación de un supercontinente, y en general la de una placa litosférica? Además, aunque la moda entre los geofísicos sea apelar al tirón subductivo¹ como principal motor de la litosfera, la confirmación tomográfica de que los continentes tienen raíces litosféricas de hasta 300 km de profundidad hace razonable pensar que las corrientes convectivas arrastren específicamente estas *quillas* continentales.

Por otra parte, la integración de las hipótesis dinámicas puramente geofísicas con el registro histórico de la Tierra ha llevado a modificaciones interesantes. Por ejemplo, hay acuerdo en que en la fragmentación de los supercontinentes se acumula una gran cantidad de calor en el manto, y esto significa que antes de su desintegración un supercontinente es un gran domo térmico. Al comenzar a alejarse de él, los continentes periféricos no pueden ser arrastrados de forma eficaz por la subducción, ya que sus placas apenas han comenzado a subducir. Por ello parece más probable que sean arrastrados por las corrientes convectivas, y a favor de la gravedad, hacia el manto frío; y que sólo más tarde el tirón de las zonas subductivas tome el relevo como motor de las placas.

Y entre tantas novedades sobre la dinámica terrestre, ha habido una que ha pasado inadvertida: al medir las velocidades sísmicas en el núcleo interno, los geofísicos han advertido una anisotropía significativa, que han interpretado como el resultado del alineamiento de los cristales de hierro que forman esta parte sólida del núcleo. Este alineamiento se explicaría sin dificultad suponiendo que *también* el núcleo interno de la Tierra está en convección.

De esta manera, desde el mismo centro de la Tierra hasta la troposfera, todo está en movimiento en este planeta realmente dinámico: asombra pensar que una escuela denominada fijista pudiese dominar las Ciencias de la Tierra durante un siglo que sólo terminó en 1962. Una Tierra dinámica, ¿hasta cuándo? Sobre este punto, los geofísicos se dividen una vez más: para algunos, el combustible del interior durará sólo 1.000 o 2.000 millones de años. Para otros, entre los que se cuentan Jeanloz y Anderson,

la Tierra se está enfriando muy lentamente, por lo que será todavía un planeta activo dentro de 5.000 millones de años, cuando el Sol se convierta en una gigante roja y englobe la hirviente mesosfera, la litosfera escurridiza y la exótica, inimaginable biosfera que haya podido evolucionar sobre ésta (y en colaboración con ella) en el futuro remoto.

BIBLIOGRAFÍA

- Anderson, D.L. (1994). Superplumes or supercontinents? *Geology*, 22, 39-42.
- Anderson, D.L., Tanimoto, T. y Zhang, Y. (1992). Plate tectonics and hotspots: the third dimension. *Science*, 256, 1645-1651.
- Chopin, C. (1984). Coesite and pure pyrope in high grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 107-118.
- Coc, R. (1993). A swiftly changing field. *Nature*, 366, 205-206.
- Dziewonsky, A.M. y Woodhouse, J.H. (1987). Global images of the Earth's interior. *Science*, 236, 37-48.
- Grand, S.P. (1994). Mantle shear structure beneath the Americas and surrounding oceans. *J. Geophys. Res.*, 99-B6, 11591-11621.
- Green, H.W. (1994). Resolución de la paradoja de los terremotos profundos. *Inv. y Ciencia*, 218 (Noviembre), 48-55.
- Hales, A.L. (1972). The travel times of P seismic waves and their relevance to the upper mantle velocity distribution. *Tectonophysics*, 13, 447-482.
- Hales, A.L. (1981). The upper mantle velocity distribution. *Phys. Earth Planet. Int.*, 25, 1-11.
- Hardebeck, J. y Anderson, D.L. (1996). Eustasy as a test of a Cretaceous superplume hypothesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 137, 101-108.
- Husebye, E.S. y Hovland, J. (1982). On upper mantle seismic heterogeneities beneath Fennoscandia. *Tectonophysics*, 90, 1-17.
- Husebye, E.S., Hovland, J., Christoffersson, A., Aström, K., Slunga, R. y Lund, C.E. (1986). Tomographic mapping of the lithosphere and asthenosphere beneath southern Scandinavia and adjacent areas. *Tectonophysics*, 128, 229-250.
- Jeanloz, R. y Lay, T. (1993). Donde el núcleo limita con el manto. *Inv. y Ciencia*, 202 (Julio), 14-21.
- Larson, R.L. (1991). Latest pulse of Earth: evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, 19, 547-550.
- Larson, R.L. (1995). Superpluma del Cretácico medio. *Inv. y Ciencia*, 223 (Abril), 64-69.
- Lenardic, A. y Kaula, W.M. (1994). Tectonic plates, D'' thermal structure, and the nature of mantle plumes. *J. Geophys. Res.*, 99-B8, 15697-15708.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz, F., Rubio, F.J., Abati, J. y Marquínez, J. (1996). Variscan exhumation of a subducted Paleozoic continental margin: the basal units of the Ordenes complex, Galicia, NW Spain. *Tectonics*, 15, 106-121.
- McGuire, A.V. y Bohannon, R.G. (1989). Timing of mantle upwelling: evidence for a passive origin for the Red Sea rift. *J. Geophys. Res.*, 94-B2, 1677-1682.
- Merrill, R.T. y McFadden, P.L. (1990). Paleomagnetism and the nature of the geodynamo. *Science*, 248, 345-350.
- Murphy, J.B. y Nance, R.D. (1992). Las cordilleras de plegamiento y el ciclo supercontinental. *Inv. y Ciencia*, 189 (Junio), 22-30.
- National Research Council (1993). *Solid-Earth Sciences and Society*. National Academy Press, Washington.
- Panza, G.F. y Müller, S. (1981). The main features and the dynamic behaviour of the lithosphere-asthenosphere system in Europe. *Terra Cognita*, Special Issue, 1981, 99.

¹ Por densificación del basalto de la corteza oceánica (densidad, 3,0 g/cm³) a eclogita (densidad, 3,6 g/cm³).

Pedersen, T. y van der Beek, P. (1994). Extension and magmatism in the Oslo rift, Southeastern Norway: no sign of a mantle plume. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 123, 317-329.

Platt, J.P. (1986). Dynamic of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 1037-1053.

Powell, C.S. (1991). Mirando hacia adentro. *Inv. y Ciencia*, 179 (Agosto), 68-77.

Smith, D.E., Kolenkiewicz, A., Dunn, P.J., Robbins, J.W., Torrence, M.H., Klosko, S.M., Williamson, R.R., Pavlis, E.C., Douglas, N.B. y Fricke S.K. (1990). Tectonic motion and deformation from satellite laser ranging to LAGEOS. *J. Geophys. Res.*, 95-B13, 22013-22041.

Tackley, P.J., Stevenson, D.J., Glatzmaier, G.A. y Schubert, G. (1993). Effects of an endothermic phase transition at 670 km depth in a spherical model of convection in the Earth's mantle. *Nature*, 361, 699-704.

Tozer, D.C. (1981). The mechanical and electrical properties of Earth's asthenosphere. *Phys. Earth Planet. Int.*, 25, 280-296.

Van der Hilst, R. y Seno, T. (1993). Effects of relative plate motion on the deep structure and penetration depth of slabs below the Izu-Bonin and Mariana island arcs. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 120, 395-407.

Ward, S.N. (1990). Pacific-North America plate motions: new results from Very Long Baseline Interferometry. *J. Geophys. Res.*, 95-B13, 21965-21981.

Wysession, M.E., Bartkó, L. y Wilson, J.B. (1994). Mapping the lowermost mantle using core-reflected shear waves. *J. Geophys. Res.*, 99-B7, 13667-13684.

Yuen, D.A., Cadek, O.P., Boehler, R., Moser, J. y Matyska, C. (1994). Large cold anomalies in the deep mantle and mantle instability in the Cretaceous. *Terra Nova*, 6, 238-245.

Ziegler, P.A. (1993). Plate moving mechanisms: their relative importance. *J. Geol. Soc. Lond.*, 150, 927-940. ■