

La historia del campo magnético terrestre registrada en las rocas. Fundamentos del Paleomagnetismo

The history of the earth's magnetic field recorded in the rocks. Fundamentals of paleomagnetism

JUAN JOSÉ VILLALAÍN SANTAMARÍA

Departamento de Física, Escuela Politécnica Superior, Universidad de Burgos. Av. Cantabria S/N, Burgos, España.
E-mail: villa@ubu.es

Resumen El paleomagnetismo es el estudio del Campo Magnético Terrestre del pasado mediante el análisis de la magnetización remanente natural registrada en las rocas. En este artículo se presentan los fundamentos básicos del paleomagnetismo. En primer lugar se hace una exposición de las características del Campo Magnético Terrestre de origen interno. Se analiza su geometría (carácter dipolar) y sus variaciones temporales más importantes como las inversiones de polaridad y la variación secular. Estas características son importantes para comprender las dos principales aplicaciones del paleomagnetismo: la tectónica y la geocronología. Partiendo de los principios del magnetismo de la materia y de la definición de magnitudes físicas relevantes, se analizan los procesos y mecanismos por los cuales las rocas pueden adquirir una magnetización remanente natural. Se arranca explicando las propiedades de los materiales ferromagnéticos. En este punto es fundamental la teoría de Néel del grano monodominio, que permite comprender la estabilidad de la magnetización de una roca como la de un conjunto de partículas monodominio. Este modelo es simple, didáctico, pero muy potente. Basándonos en él es posible describir los mecanismos más importantes de adquisición de Magnetización Remanente Natural (NRM) de las rocas, como las magnetizaciones remanentes térmicas, detríticas o químicas. En el artículo se hace además un repaso de los minerales ferromagnéticos más habituales en las rocas de la corteza terrestre.

Palabras clave: Campo Magnético Terrestre, ferromagnetismo, geomagnetismo, magnetización remanente natural, paleomagnetismo.

Abstract *Paleomagnetism studies the Earth's Magnetic Field through the analysis of the natural remanent magnetization recorded in rocks. In this paper the fundamentals of paleomagnetism are presented. Firstly, we describe the main features of the Earth's Magnetic Field of internal origin: both its geometry (dipolar character) and the most important temporal changes such as reversals of polarity and paleosecular variations. This description is necessary in order to understand the main applications of paleomagnetism: tectonics and geochronology. Starting with a description of the magnetic properties of matter, in particular ferromagnetic materials, and the definition of relevant physical magnitudes, we analyze the processes and mechanisms that allow rocks to acquire a natural remanent magnetization. At this point, Néel's theory of single domain grains is fundamental. It allows to interpret the stability of the magnetization of a rock using the model of an assemblage of single domain particles. This is a simple, didactic but powerful model. On the basis of this model it is possible to describe the most important acquisition mechanisms of Natural Remanent Magnetization (NRM) in rocks, such as thermoremanent, detrital or chemical magnetizations. The article also reviews the common ferromagnetic minerals in the rocks of the Earth's crust.*

Keywords: *Earth's Magnetic Field, ferromagnetism, geomagnetism, natural remanent magnetization, paleomagnetism.*

INTRODUCCIÓN

La Tierra, al igual que otros planetas del sistema solar, posee un campo magnético propio generado en su interior, que denominamos Campo Magnético Terrestre (CMT). Éste está confinado por la acción del viento solar a una región que llamamos magnetosfera. El CMT no es constante, sino que sufre variaciones a distintas escalas. Las observaciones directas del mismo han permitido determinar estas variaciones solamente en las últimas centurias. El paleomagnetismo permite conocer la evolución del CMT a lo largo de millones de años. Por ello esta disciplina tiene una posición muy singular en el ámbito de la geofísica pues representa la única técnica con la que es posible observar el pasado de una propiedad intrínseca de nuestro planeta como es el CMT.

Las rocas de la corteza terrestre contienen en mayor o menor concentración, minerales ferromagnéticos. Éstos confieren a las rocas la capacidad de registrar una Magnetización Remanente Natural (NRM, a partir de sus siglas en inglés) estable inducida por el CMT, bien durante su formación, o bien ligada a diversos procesos de alteración posteriores (diagénesis). El paleomagnetismo es el estudio de esta impronta magnética (NRM) que puede utilizarse para conocer el campo magnético del pasado y tiene gran cantidad de aplicaciones en el ámbito de las Ciencias de la Tierra.

En este primer artículo del volumen trataremos sobre los fundamentos básicos del Paleomagnetismo. Sus dos principales campos de aplicación, la tectónica y la geocronología, requieren de la comprensión de la geometría del CMT y de sus variaciones. Por ello comenzaremos con una descripción general del campo magnético terrestre principal. A continuación, y partiendo de los principios del magnetismo de la materia, estudiaremos los procesos y mecanismos por los cuales las rocas pueden adquirir una magnetización remanente natural.

Existen bastantes publicaciones que tratan la mayor parte de los aspectos básicos del paleomagnetismo. Destacaremos dos: Butler (1992) y Tauxe (2010). Estos dos libros concilian claridad y rigor y presentan ediciones de acceso libre online (<https://earthref.org/MagIC/books/Tauxe/Essentials/> y <http://www.pmc.ucsc.edu/~njarboe/pmagresource/ButlerPaleomagnetismBook.pdf>)

Finalmente hay que recordar que Albert Einstein, poco después de escribir su artículo sobre la relatividad especial en 1905, manifestó que el origen del campo magnético terrestre es uno de los problemas no resueltos más importantes de la Física. El Paleomagnetismo es la principal fuente de información sobre este fenómeno.

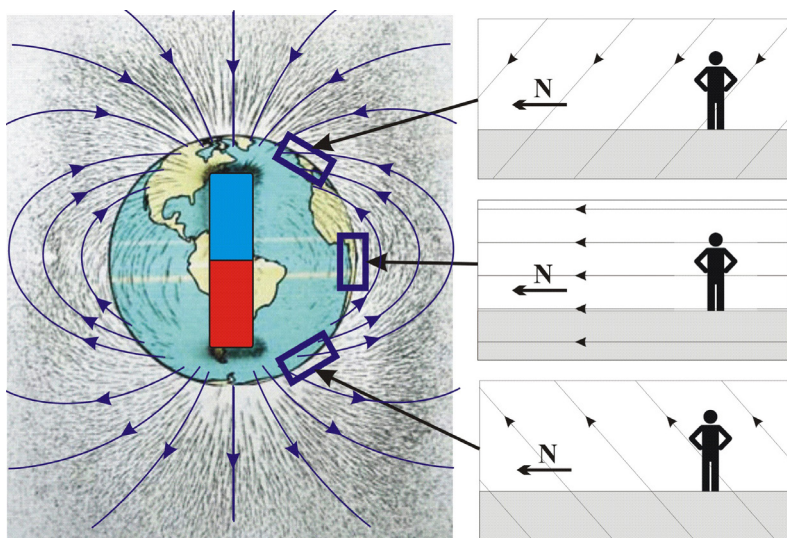
EL CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE, SU GEOMETRÍA Y SUS VARIACIONES RELEVANTES EN PALEOMAGNETISMO

El Campo Magnético Terrestre

El uso de la brújula desde el siglo IX d.C. en oriente y desde el XII d.C. en occidente supone la primera manifestación conocida de los efectos del campo magnético terrestre. Sin embargo el primer estudio sobre el campo magnético de la Tierra es la obra conocida popularmente como *De Magnete* publicada en Londres en 1600 por Sir W. Gilbert, médico de la reina Isabel I de Inglaterra. Esta obra presenta un compendio de experimentos y observaciones relacionados con imanes naturales examinados a explicar la misteriosa propiedad que tiene la aguja de la brújula de apuntar hacia el norte. *De Magnete* tuvo gran influencia, no sólo por el interés inherente al tema que trataba, sino por el rigor con el que Gilbert describió sus experimentos y sus objeciones a las antiguas teorías sobre el magnetismo. En *De Magnete* podemos encontrar una clara defensa del método científico basado en “experimentos seguros” en contraposición a “opiniones de especuladores filosóficos”. Por ello, esta obra es considerada por muchos como el primer tratado científico de la Historia. Gilbert demostró, por ejemplo, que cuando una aguja pequeña se mueve sobre la superficie de un imán esférico (al que llamó *terrella*, pequeña Tierra) reproduce fielmente el comportamiento de las agujas de las brújulas. Así Gilbert concluye que el misterioso comportamiento de la brújula tiene lugar porque la propia Tierra es magnética. Es la primera vez en la que se reconoce la existencia del Campo Magnético Terrestre. Este descubrimiento puede considerarse como el fundamento del Geomagnetismo, la rama de la Geofísica que estudia el campo magnético de la Tierra.

Hoy en día sabemos que, como afirmó Gilbert, el campo magnético de la Tierra tiene su origen principal en el propio globo terrestre. Sin embargo una pequeña parte del campo observado en la superficie (del orden de 2-3%) es de origen externo y se genera en las capas altas de la atmósfera y en la magnetosfera, principalmente inducido por la actividad solar. Por ello el campo de origen interno se denomina Campo Principal. El origen del Campo Principal se encuentra en el núcleo externo de la Tierra, una región comprendida entre los 2885 km y 5155 km de profundidad compuesta mayoritariamente por hierro y níquel en estado fundido por efecto de las altas presiones y temperaturas existentes. Debido a la diferencia de temperaturas entre la parte

Fig. 1. Geometría del campo magnético terrestre utilizando como análogo las líneas de campo trazadas por limaduras de hierro ante un imán.



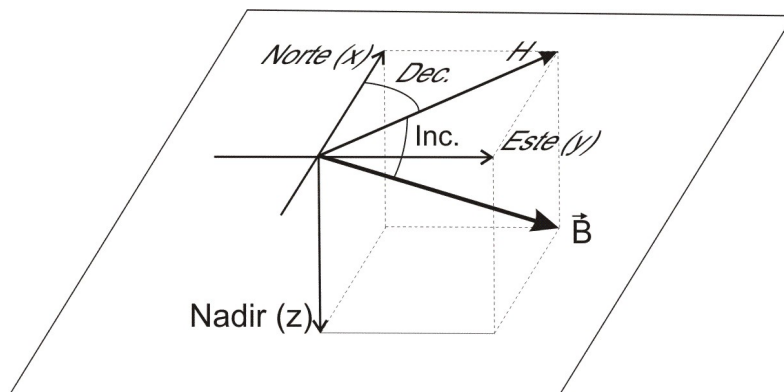
superior del núcleo externo (de unos 3500°C) y la parte inferior del mismo (a más de 6000°C) se crean corrientes ascendentes y descendentes de metal líquido que transportan calor desde el núcleo interno de la Tierra al manto. Estos movimientos de convección llevan asociados corrientes eléctricas que, a su vez, inducen un campo magnético. Forzado por la rotación de la Tierra, el campo magnético resultante posee, como veremos a continuación, una cierta simetría de revolución.

La posesión de un campo dipolar magnético propio no es algo anormal. Podemos encontrar planetas dentro de nuestro propio sistema solar que disponen de él, como Júpiter, Saturno, Urano y Neptuno. Para ello es preciso albergar un reservorio ocupado por elementos metálicos ionizados, así como un gradiente radial de temperatura que posibilite la presencia de movimientos convectivos de dichas cargas. En el caso del planeta Marte, esto pudo haberse dado en el pasado pero debido a su menor masa perdió gran parte de este calor y, en consecuencia, actualmente posee un campo magnético dipolar débil, principalmente causado por el magnetismo remanente localizado en la corteza.

La presencia de un campo magnético es crucial para la vida en la Tierra ya que posibilita la posesión de una magnetosfera o espacio exterior al planeta en el que se percibe el campo principal. Esta cavidad actúa a modo de coraza o escudo protector frente a la radiación de alta energía procedente del Sol que, de otra manera, arrasaría cualquier forma de vida que pudiera presentarse sobre la superficie del planeta.

Geometría del campo magnético terrestre observado en la superficie terrestre

El campo magnético presenta una distribución más o menos simétrica sobre la superficie de la Tierra. Varía en intensidad entre 20.000 nT (nano-Tesla = 10^{-9} Tesla) en el ecuador y 70.000 nT en los polos. Su dirección presenta una geometría similar en primera aproximación a la de una fuente dipolar. Es decir, sus líneas de fuerza son como las que generaría un gran imán situado en el interior de la Tierra con sus polos más o menos alineados con el eje de rotación de la Tierra. En la actualidad el vector campo magnético entra en la Tierra por el hemisferio norte, sale por el sur, es más o menos horizontal cerca del



ecuador y en todos los casos la proyección horizontal apunta hacia el norte. En la figura 1 hay un modelo de Tierra en el que se dibujan las líneas de campo magnético gracias a las trazas que dejan limaduras de hierro orientadas por un imán situado sobre la silueta del globo. Ésta es una experiencia muy fácil de realizar y permite observar un modelo que se aproxima muy bien a las observaciones del CMT.

Para describir mejor la geometría del CMT hemos de definir antes las coordenadas utilizadas habitualmente en geomagnetismo. En la figura 2 se describen estas coordenadas polares: La inclinación "I" es el ángulo que forma el campo magnético con el plano horizontal. La declinación "D" es el azimut (ángulo medido desde el norte) de la proyección a la horizontal del campo (la aguja de una brújula convencional), tomando valores positivos hacia el este. En paleomagnetismo normalmente es sólo relevante la dirección del campo magnético y por ello se usan estos dos ángulos de forma generalizada. Sin embargo también se define un sistema geográfico de coordenadas en el que los ejes X, Y, Z corresponden con el norte, este y nadir respectivamente (Fig. 2).

Considerando la geometría del campo observada sobre la superficie de la Tierra (Fig. 1), podemos describirlo matemáticamente, en una primera aproximación, como el campo creado por un dipolo situado en el centro de la Tierra, alineado con el eje de rotación y con su polo norte magnético situado en el polo sur geográfico (Fig. 3a). Esta aproximación se denomina modelo de dipolo axial geocéntrico o de orden 0. También se le llama popularmente GAD

Fig. 2. Convención de las coordenadas cartesianas utilizadas en geomagnetismo. Se indican los ángulos Declinación e Inclinación que definen las coordenadas polares de uso generalizado en paleomagnetismo. B es el Campo Magnético Terrestre y H su proyección al plano horizontal.

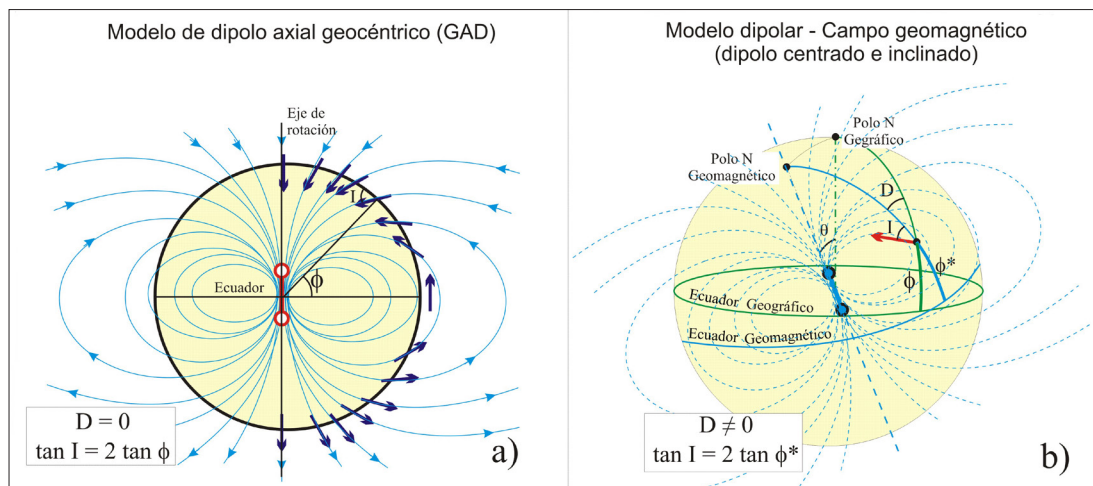


Fig. 3. a) Modelo de Dipolo Axial Geocéntrico (GAD). b) Aproximación dipolar del CMT (dipolo centrado e inclinado un ángulo θ)

(por sus siglas en inglés: *geocentric axial dipole*). Este modelo explica la relación directa entre latitud ϕ e inclinación magnética I:

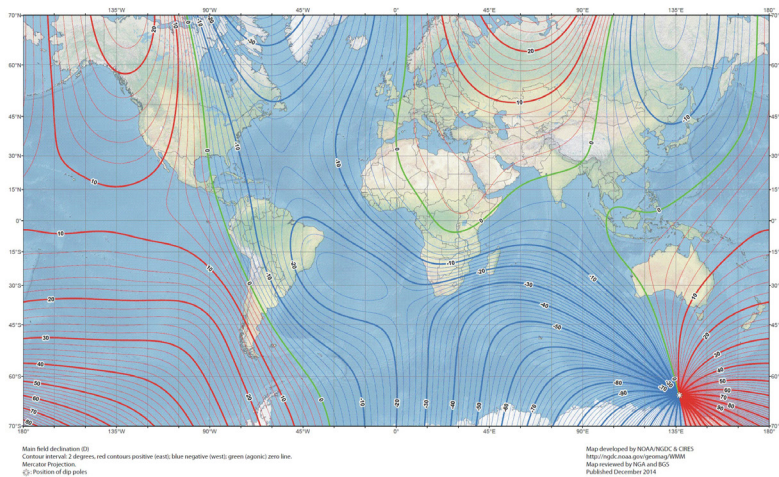
$$\tan I = 2 \tan \phi \quad (1)$$

Esta descripción no es una buena aproximación ni cuantitativa ni cualitativa a las observaciones del CMT porque al tener simetría de revolución presenta declinaciones cero en toda la superficie de la Tierra. La figura 4a muestra que los valores de declinación observados pueden alcanzar decenas de grados en las zonas boreales. Este modelo tampoco explica la diferencia entre polos magnéticos y geográficos. Sin embargo el GAD es muy importante en paleomagnetismo como se explicará más adelante.

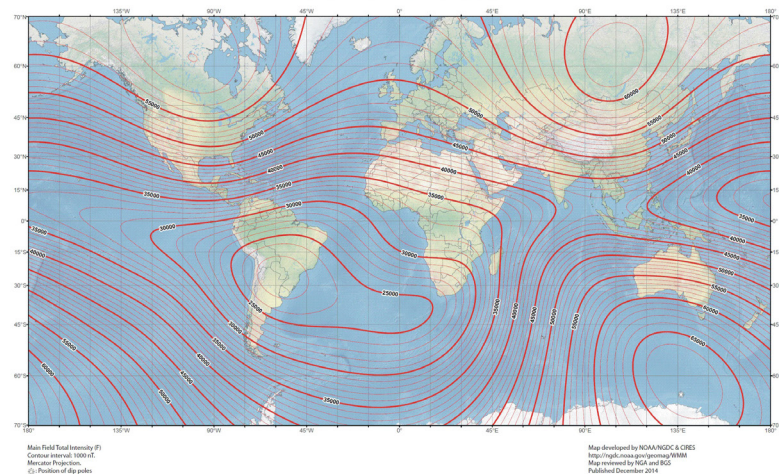
Una aproximación sencilla, que explica de forma razonable la geometría del CMT y que permite describir muy bien sus variaciones es la denominada de primer orden o modelo dipolar. Consiste en asimilar el CMT al campo creado por un dipolo centrado pero inclinado un cierto ángulo θ (en la figura 3b). Este modelo da cuenta del 90% del CMT observado en la superficie de la Tierra. Además explica las variaciones en los valores de declinación y la diferencia entre los polos geográficos y magnéticos. El modelo dipolar presenta polos magnéticos antipodales que en la actualidad se encuentran desviados aproximadamente 11° respecto del polo norte geográfico.

Fig. 4. Modelo de campo magnético terrestre WMM 2015. a) Isógonas (líneas de igual declinación). b) Isodinámicas (líneas de igual intensidad). (Obtenido de <https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/WMM/DoDWMM.shtml>)

US/UK World Magnetic Model - Epoch 2015.0
Main Field Declination (D)



US/UK World Magnetic Model - Epoch 2015.0
Main Field Total Intensity (F)



Estos se llaman polos geomagnéticos y, del mismo modo, es posible definir un ecuador geomagnético como un círculo máximo situado a 90° de ellos. En la figura 3b se observa la relación geométrica entre la dirección del campo magnético en un punto y la orientación del dipolo. Aunque este modelo no describe totalmente el CMT es muy útil en paleomagnetismo para analizar el CMT en el pasado porque se define con muy pocos parámetros.

La figura 4 representa el CMT en la actualidad. Existen algunas diferencias entre el campo geomagnético (modelo dipolar) y las observaciones del CMT. Por ejemplo, los polos magnéticos (puntos de la Tierra donde el campo magnético es vertical) no son en realidad antipodales. Igualmente el ecuador magnético (puntos con $Inc=0$) no se corresponde totalmente con el ecuador geomagnético (Fig. 3b).

La diferencia entre el campo total y el campo del modelo dipolar (\vec{B}_D) se denomina *campo no dipolar* (\vec{B}_{ND}). De modo que el Campo Total (\vec{B}_{CMT}) se puede descomponer en la suma del \vec{B}_D y el \vec{B}_{ND}

$$\vec{B}_{CMT} = \vec{B}_D + \vec{B}_{ND} \quad (2)$$

El campo magnético terrestre se puede describir matemáticamente con mucha más precisión mediante un desarrollo en armónicos esféricos. Este método se utiliza, por ejemplo, para obtener el modelo denominado *IGRF (International Geomagnetic Reference Field)* elaborado por la IAGA (*International Association of Geomagnetism and Aeronomy*) a partir de medidas del campo magnético obtenidas sobre la superficie terrestre y en satélites y que permite describir con gran precisión el CMT desde 1900. La última versión de este modelo (IGRF-12) se puede consultar en diferentes páginas web de organizaciones internacionales como por ejemplo: <http://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html>. Se trata de una herramienta muy útil que permite obtener el valor del campo en función del tiempo y de la posición en las proximidades de la superficie terrestre. Esta técnica se utiliza en la actualidad para describir el comportamiento del CMT durante los últimos milenios a partir de datos arqueo- y paleomagnéticos (Gómez Paccard et al., 2016, en este mismo volumen). La resolución de estos modelos, obviamente, depende de la cantidad y calidad de los datos utilizados y de su distribución global.

Variaciones del campo magnético observado en la superficie terrestre

El CMT presenta variaciones en un rango amplio de periodos, desde milisegundos a millones de años. Las variaciones de corto periodo (inferiores a una decena de años) tienen su origen en el campo de origen externo (ionosfera y magnetosfera) y están fuertemente condicionadas por la actividad solar. Éstas no son de interés en paleomagnetismo pues los mecanismos de adquisición de la magnetización no permiten su registro. En cambio, las variaciones relacionadas con el campo principal de origen interno son de largo periodo y son fácilmente observadas en los estudios paleomagnéticos. Podemos distinguir dos tipos de cambios en el campo magnético principal: la variación secular y las inversiones de polaridad.

Variación secular del CMT

El campo magnético observado en un punto concreto de la Tierra no es constante en el tiempo sino que muestra lentas variaciones en su dirección e intensidad que sólo pueden ser apreciables mediante observaciones a lo largo de decenas o centenares de años. Se han podido observar estos cambios en áreas en las que se tienen medidas instrumentales precisas desde hace siglos (Fig. 5).

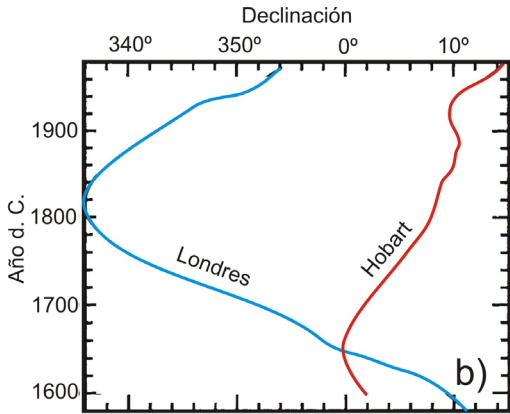
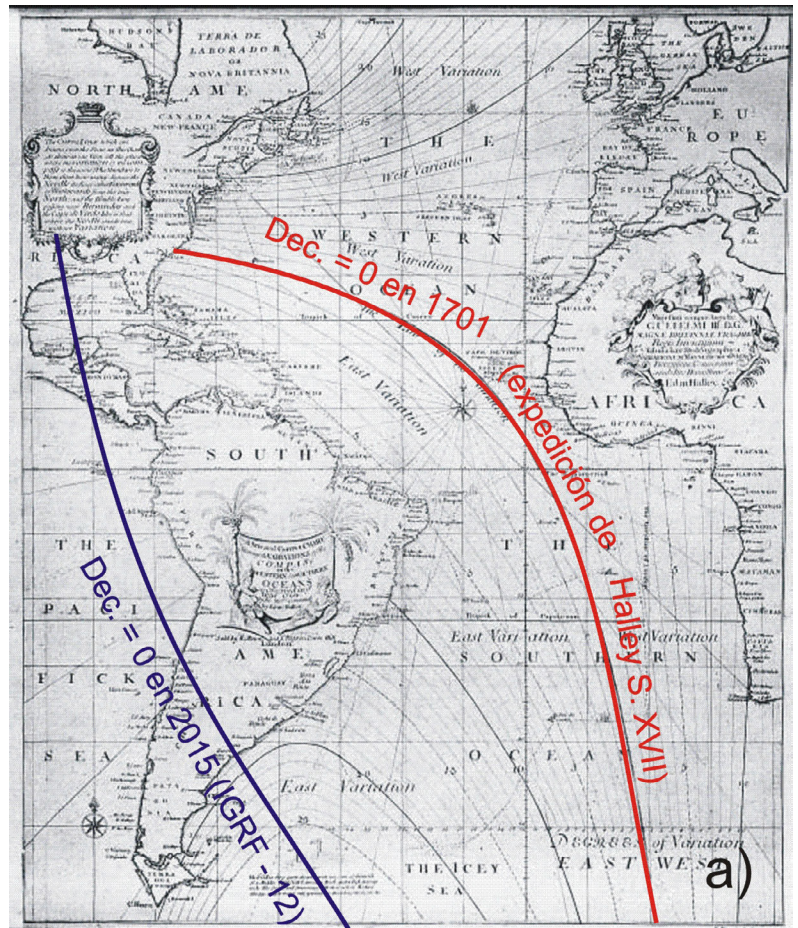


Fig. 5. Variación de la declinación en Londres y en Hobart (Tasmania) (Modificado de Merrill et al., 1996).

En la figura 6 se compara la línea de declinación cero (línea ágena) trazada en una carta marina por Halley a principios del S. XVII y en 2015 a partir del modelo IGRF-12 (Fig. 4a). Esta línea se ha ido desplazando hacia el oeste en los últimos siglos. La figura 7 muestra una curva de variación secular de la dirección del campo magnético para Iberia correspondiente a los últimos tres milenios que, como se ve, oscila en un rango de 50° en declinación y unos 20° en inclinación.

Se ha observado que la variación secular tiene distintas manifestaciones tanto en el campo dipolar como en la componente no dipolar. El efecto de la variación secular sobre el campo dipolar se refiere a la intensidad y a la dirección. Para el último siglo se ha observado una disminución progresiva y acentuada de la intensidad que implica una reducción del momento del dipolo del orden del 5,8 %. Si se mantuviera este ritmo, el campo magnético dipolar se anularía en aproximadamente dos milenios. Esta variación tan intensa podría explicarse como una parte de una fluctuación de muy largo periodo, pero también se especula que esta disminución del campo dipolar sea el precursor de una próxima inversión de polaridad. Los cambios en la dirección del campo geomagnético en un punto y, por tanto, la orientación del dipolo también son afectados por la variación secular. Los modelos realizados a partir de datos instrumentales extendidos en el tiempo con datos arqueomagnéticos parecen indicar que el polo geomagnético sufre un movimiento errático, más o menos caótico pero con una componente dominante hacia el oeste alrededor del polo norte geográfico sin un periodo bien definido.

La característica más llamativa del efecto de la variación secular sobre el campo no dipolar es una clara deriva hacia el oeste. Este fenómeno se considera una manifestación de la rotación diferencial



del núcleo externo respecto al manto. Por ello, los datos sobre la variación secular aportados por los estudios arqueo- y paleomagnéticos son fundamentales para conocer el mecanismo generador del CMT de origen interno.

El estudio del fenómeno de la variación secular es fundamental para una de las aplicaciones geocronológicas del paleomagnetismo: el arqueomagnetismo. Esta técnica utiliza este tipo de variaciones como referencia para la datación de estructuras arqueológicas y, fundamentalmente, se aplica en

Fig. 6. Mapa de líneas de igual declinación de 1701 según Halley. Se destaca en rojo la línea ágena (línea con Declinación = 0) y se compara con la línea ágena según el modelo IGRF-12 para 2015. Se recomienda consultar la versión digital.

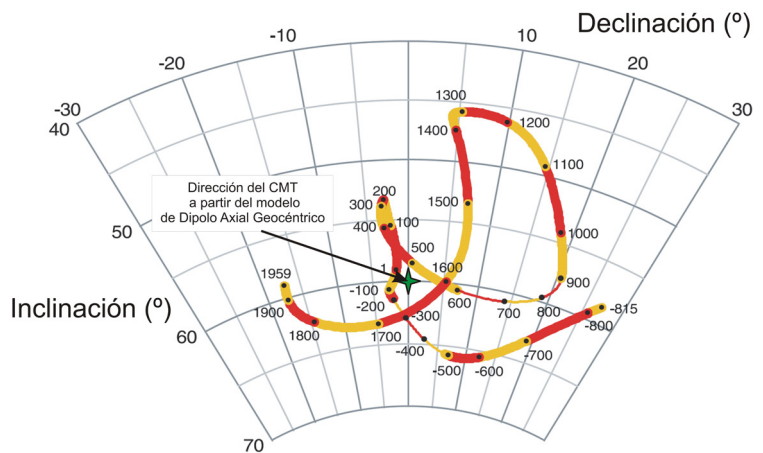


Fig. 7. Proyección estereográfica con la curva de variación secular del campo magnético para Iberia centrada en Madrid. La estrella verde representa la dirección definida para Madrid por el modelo de dipolo axial geocéntrico (GAD). (Modificado de Gómez-Paccard et al., 2006). Se recomienda consultar la versión digital.

el ámbito de la arqueología (Gómez-Paccard et al., 2016, en este volumen). En este sentido hay que tener en cuenta que los patrones de variación secular en un punto tienen un ámbito regional, de modo que las curvas de variación pueden ser completamente diferentes en regiones distantes. En la figura 5 se compara la curva de variación de declinación para los últimos cuatro siglos en Londres y Tasmania y se comprueba el carácter regional de estos patrones de variación.

Hipótesis del paleomagnetismo: el dipolo axial geocéntrico

Los resultados paleomagnéticos obtenidos fundamentalmente en rocas volcánicas ponen de manifiesto que, cuando se promedia el campo geomagnético durante un tiempo suficientemente largo, las direcciones medias de los polos geomagnéticos coinciden con el polo norte geográfico. Esto significa que si promediamos la variación secular, el campo magnético terrestre se comporta como el modelo de dipolo axial geocéntrico (GAD), descrito en la figura 3a. En la figura 7 se compara una curva de variación secular centrada en Madrid con la dirección que predice el GAD para ese mismo lugar y se aprecia cómo la dirección del campo describe un movimiento errático alrededor de esa dirección. Existe una amplia discusión sobre cuál es el mínimo periodo de tiempo necesario para promediar la variación secular, pero la mayor parte de los estudios indican que es del orden de 10.000 años o menos. La hipótesis

del dipolo axial y geocéntrico es fundamental para muchas aplicaciones del paleomagnetismo, fundamentalmente las relacionadas con el estudio de los movimientos en la corteza terrestre (aplicaciones tectónicas) que aprovechan esta propiedad de simetría del campo cuando los datos paleomagnéticos se promedian durante un periodo suficientemente largo (Oliva-Urcia y Pueyo, 2016, en este volumen).

Las inversiones de polaridad

Los estudios paleomagnéticos han puesto de manifiesto la que probablemente es la propiedad más llamativa y sugerente del Campo Magnético Terrestre: la ocurrencia de inversiones de polaridad. Existen dos configuraciones estables del CMT (Fig. 8), la que tiene en la actualidad, que se ha descrito en los apartados anteriores (polo sur del dipolo en el norte geográfico) y a la que llamamos "polaridad normal", y la configuración opuesta (polaridad inversa), es decir generada por un dipolo de signo contrario y que presenta direcciones del campo con inclinación de signo opuesto y declinación hacia el sur. Estas dos configuraciones se han ido alternando a lo largo de la historia del CMT de modo que la probabilidad de encontrar polaridades normales e inversas es similar.

Los intervalos de polaridad constante, normal o inversa, se denominan *crones*. Su duración es muy variable pero, en general, oscilan entre 50.000 y 5 millones de años. Los primeros crones descubiertos son los más recientes y se les atribuyeron nombres de investigadores pioneros en el estudio del campo magnético y de las inversiones de polaridad (Brunhes, Matuyama, Gauss y Gilbert; Fig. 8).

Dentro de los crones de polaridad se producen eventos más breves con una duración de hasta 20.000-50.000 años que se denominan *subcrones*. En la figura 8 se observan algunos subcrones dentro de los crones de polaridad más recientes. A lo largo de la historia de la Tierra se han alternado periodos en los que el CMT ha cambiado de polaridad con mucha frecuencia, como por ejemplo durante los últimos 40 Ma, con otros en los que el campo se ha mantenido muy estable mostrando una polaridad constante durante 30-40 Ma. Estos últimos se denominan *supercrones*. El mejor conocido es el *Supercrón Normal del Cretácico* entre 120 y 83 Ma de antigüedad (Fig. 9), aunque también está muy bien constatado otro de polaridad inversa denominado *Kiaman* sucedido entre los periodos Carbonífero y Pérmico. En la figura 9 se muestra la secuencia de polaridad geomagnética para los últimos 160 Ma, en la que se puede apreciar claramente la gran variabilidad de las duraciones de los crones de polaridad y el carácter irregular y caótico de las variaciones del CMT.

Toda esta secuencia de cambios de polaridad a lo largo del tiempo geológico se denomina escala de tiempo de polaridad geomagnética (GPTS, de sus siglas en inglés) y se ha ido desarrollando con la progresiva incorporación de datos paleomagnéticos obtenidos tanto en rocas volcánicas como en rocas sedimentarias bien datadas. Sin embargo la principal fuente de información para la construcción de la GPTS ha sido la interpretación y datación de las anomalías magnéticas del suelo oceánico.

Fig. 8. Izquierda: Configuraciones geométricas estables del campo magnético terrestre: polaridades normal e inversa. Derecha: Secuencia de inversiones de polaridad para los últimos millones de años (bandas negras polaridad normal y bandas blancas polaridad inversa). Se indican los nombres tradicionales de los primeros crones de polaridad reconocidos, así como la edad de las transiciones.

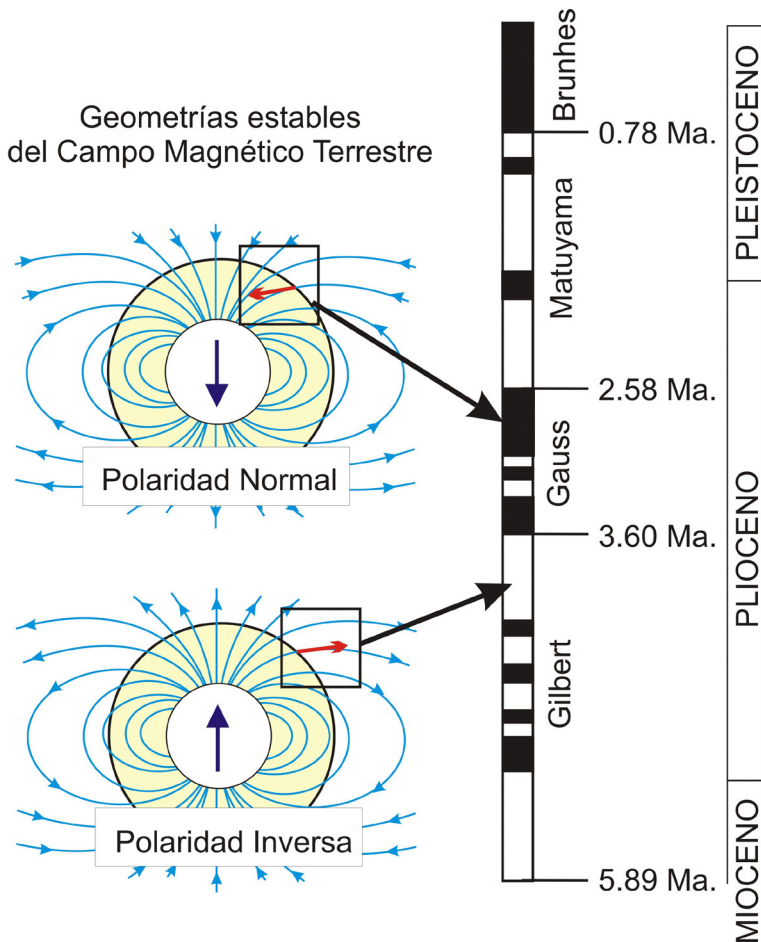
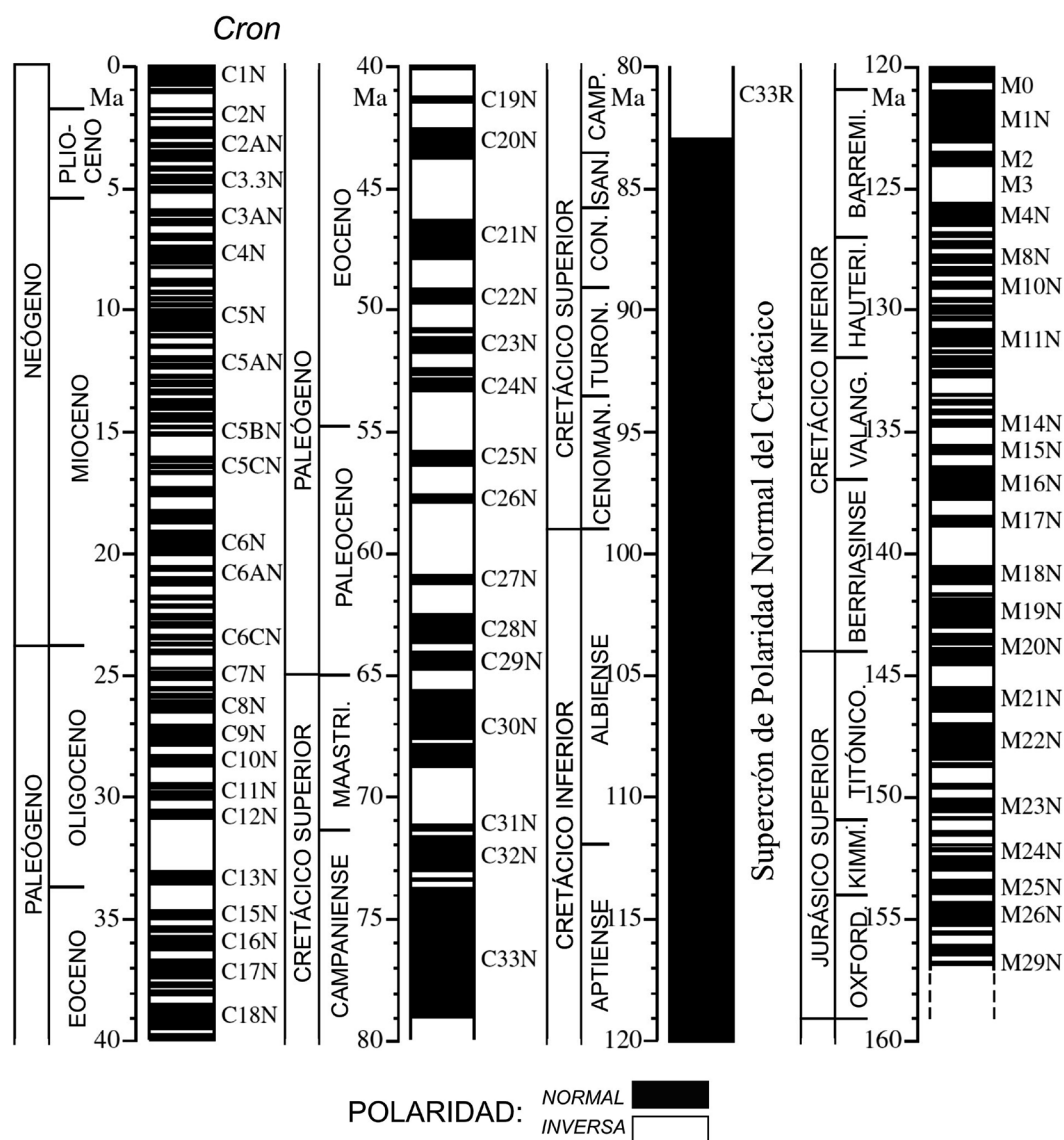


Fig. 9. Escala de tiempos de polaridad geomagnética desde el Jurásico superior hasta la actualidad según Cande y Kent (1995) y Channel et al. (1995) (Modificado de Lowrie, 2007).



Los basaltos que forman la corteza oceánica presentan una magnetización muy intensa y estable que fue adquirida durante su enfriamiento en las dorsales oceánicas. La expansión del suelo oceánico ha generado una distribución de bandas de suelo oceánico con magnetizaciones opuestas que representan polaridades normales e inversas. Esta alternancia de las magnetizaciones en el suelo oceánico se observa en las anomalías magnéticas registradas en superficie y fueron la principal evidencia geofísica a favor de la teoría de la tectónica de placas. Los patrones de anomalías magnéticas oceánicas pueden ser interpretados dando como resultado una secuencia continua de inversiones de polaridad bien datada que ha sido completada con estudios en tierra para construir la GPTS.

Los cambios de polaridad se denominan *transiciones de polaridad*; la última de ellas corresponde a la transición Matuyama / Brunhes y sucedió hace 780.000 años (Fig. 8). Las transiciones de polaridad se han registrado en rocas volcánicas y en secuencias de sedimentos y parecen tener una corta duración (pocos miles de años) en relación con la duración de los crones de polaridad. El periodo de tiempo, y sobre

todo el comportamiento del CMT durante una transición de polaridad es un tema bastante controvertido. Lo que sí sabemos es que el campo magnético se desestabiliza reduciendo de forma importante su intensidad, fundamentalmente del campo dipolar. En una noticia de esta revista se presentan datos muy recientes en relación con la duración de la última transición Brunhes/Matuyama (Sagnotti, 2014). En ocasiones, el polo magnético migra hacia posiciones más alejadas de lo esperable atravesando latitudes ecuatoriales pero regresa a las regiones polares habituales sin culminar una inversión de polaridad. Este tipo de eventos se denominan *excursiones*. Cuando el mecanismo que genera el campo magnético de origen interno se desestabiliza, el campo pierde su carácter dipolar (simétrico) durante unos pocos miles de años y cuando se vuelve a estabilizar, puede hacerlo con la misma polaridad que tenía (*excursión*) o con la contraria (*transición de polaridad*).

El fenómeno de las inversiones de polaridad tiene carácter global y se registra simultáneamente en todo el planeta. Por ello puede utilizarse como criterio de correlación y datación estratigráfica a nivel global. El estudio de las inversiones de polaridad es

la base de la técnica de datación magnetoestratigráfica y también el esqueleto de la llamada Escala de Tiempos Geológicos (GTS, *Geological Time Scale*, de sus siglas en inglés; Gradstein et al., 2004). Todo ello se desarrolla en el artículo de este mismo volumen (Garcés y Beamuth, 2016).

MAGNETISMO NATURAL DE LAS ROCAS

En este apartado estudiaremos cómo los materiales de la corteza tienen la capacidad de registrar el Campo Magnético Terrestre. Para ello hemos de analizar el origen de las propiedades magnéticas de la materia en general.

Magnetismo de los materiales

Comenzaremos por definir algunas magnitudes que nos permitirán describir el comportamiento magnético de la materia. El modelo de dipolo magnético descrito en la sección anterior tiene también ahora una enorme trascendencia, ya que muchas fuentes naturales de campo magnético tienen esa geometría, como imanes permanentes, espiras por las que circula una corriente eléctrica, etc. A partir del modelo de dipolo se define la magnitud vectorial extensiva que sirve para caracterizar una fuente de campo magnético. Esta magnitud se llama *momento magnético* (\vec{m}) y se mide en Am^2 en el Sistema Internacional.

Las propiedades magnéticas de los materiales están condicionadas por las fuentes de campo magnético a escala atómica y que son de dos tipos: los *momentos magnéticos orbitales* y los *momentos magnéticos intrínsecos* de los electrones (*spin*), siendo éstos últimos mucho más intensos que los primeros. La suma de todos los momentos magnéticos es el momento magnético total del átomo (\vec{m}). El momento magnético es una magnitud equivalente a la masa para el campo gravitatorio. Estos momentos atómicos pueden ser fuentes de campo magnético y a la vez son sensibles a los campos magnéticos externos.

En el nivel macroscópico se habla de *magnetización*, que es también una magnitud vectorial, y que se define como el momento magnético por unidad de volumen ($\vec{M} = \frac{d\vec{m}}{dV}$) o, de otro modo, la suma vectorial de los momentos magnéticos elementales por unidad de volumen ($\vec{B}_{\text{int}} = \vec{B}_0 + \vec{B}_{\text{int}}$). La magnetización es análogo a la densidad para las fuentes del campo gravitatorio. Se trata de una suma vectorial por lo que la magnetización dependerá del grado de alineamiento de los momentos magnéticos atómicos.

Tanto el spin como los momentos orbitales de los electrones pueden explicarse mediante los principios de la teoría cuántica. En concreto, el principio de exclusión de Pauli implica que cada orbital electrónico está ocupado por un máximo de dos electrones con momentos de spin opuestos. Esto hace que en la mayoría de los casos los momentos magnéticos atómicos se cancelan y en ausencia de campos magnéticos externos los materiales suelen presentar una magnetización nula.

Cuando se aplica un campo magnético \vec{H} a un material, los momentos magnéticos atómicos interactúan con el campo aplicado modificando su grado de alineamiento y por tanto su magnetización. La

relación entre el campo aplicado y la magnetización es la *susceptibilidad magnética* χ :

$$\vec{M} = \chi \vec{H} \quad (3)$$

La susceptibilidad magnética cuantifica la capacidad de ordenamiento de los momentos magnéticos atómicos ante un campo aplicado. Hay tres tipos de comportamiento magnético en relación con la susceptibilidad: *diamagnetismo*, *paramagnetismo* y *ferromagnetismo*.

El diamagnetismo está relacionado con el momento magnético orbital que reacciona oponiéndose al campo magnético externo generando una magnetización opuesta a ese campo. Por esa razón, la susceptibilidad de los materiales diamagnéticos es negativa (Fig. 10) y muy pequeña. Todos los materiales experimentan una reacción diamagnética, aunque en algunos casos no es apreciable porque está enmascarada por los comportamientos para- y ferro-magnético. Los materiales que presentan un comportamiento diamagnético puro se denominan diamagnéticos, y son los más comunes en la naturaleza (agua, cuarzo, calcita, etc.).

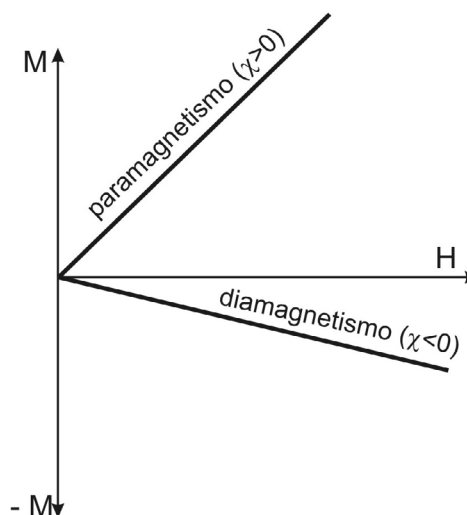


Fig. 10. Relación entre la magnetización y el campo aplicado en materiales diamagnéticos y paramagnéticos. Se señala el signo de la susceptibilidad magnética en cada caso.

Los materiales paramagnéticos tienen electrones desapareados y el momento magnético del átomo puede por ello no ser nulo. Si se aplica un campo magnético externo los momentos magnéticos de spin desapareados se orientan en la dirección de ese campo. El campo aplicado induce una magnetización en el mismo sentido. La alineación es un fenómeno estadístico y su eficiencia está afectada por la agitación térmica que incrementa el desorden desviando los momentos magnéticos de spin. Normalmente la energía térmica es mucho mayor que la energía magnética y por eso, en ausencia del "agente ordenador" (campo magnético externo), los spines se orientan de forma aleatoria. Los materiales paramagnéticos tienen una susceptibilidad positiva (Fig. 10), un orden de magnitud mayor que los diamagnéticos y fuertemente dependiente de la temperatura.

En algunos materiales metálicos con electrones desapareados (fundamentalmente metales como hierro, cobalto y níquel) los átomos ocupan posiciones muy próximas en la red cristalina que permiten que exista una fuerte interacción entre los momentos magnéticos adyacentes. Es decir, en ausencia de campo externo el material presenta una *magnetización espontánea* o *magnetización remanente*. Ésta es la principal propiedad del comportamiento ferromagnético. Por otra parte, en presencia de un campo externo el material reacciona generando una magnetización muy intensa que implica valores de susceptibilidad positiva y de varios órdenes de magnitud mayor que la de los materiales dia- y paramagnéticos. Cuando un material ferromagnético se calienta, sus propiedades ferromagnéticas desaparecen al alcanzar la temperatura de Curie (T_c), convirtiéndose en paramagnético. Esta temperatura es distintiva de cada material y constituye por ello un criterio muy útil de identificación de materiales.

Los elementos mencionados con propiedades ferromagnéticas no se encuentran habitualmente en estado puro en las rocas. Sin embargo, sí son comunes en la corteza algunos minerales (llamados ferrimagnéticos y antiferromagnéticos), fundamentalmente óxidos de hierro, que tienen un comportamiento muy similar a los ferromagnéticos s.l. y que pueden considerarse como ferromagnéticos en un sentido amplio. Las propiedades magnéticas de los minerales ferromagnéticos confieren a las rocas la capacidad de registrar una magnetización remanente. Esta propiedad es uno de los fundamentos básicos del paleomagnetismo.

Magnetismo de las rocas

Una roca puede considerarse como un conjunto heterogéneo de granos de diversos minerales. La matriz está formada fundamentalmente por minerales diamagnéticos como silicatos y carbonatos, y cierta cantidad menos abundante de minerales paramagnéticos. Los granos de minerales ferromagnéticos suelen estar dispersos dentro de la matriz en muy bajas concentraciones pero, aun así, son responsables de la magnetización natural que estudiamos en pa-

leomagnetismo. A continuación analizaremos el comportamiento magnético individual de esos granos, así como el efecto estadístico de todos ellos que da lugar a la magnetización de las rocas. El modelo de *grano monodominio* que explicamos a continuación, a pesar de su sencillez, permite explicar satisfactoriamente la mayoría de los procesos que generan la magnetización natural de las rocas. Para caracterizar el comportamiento magnético de un grano individual o de un conjunto de granos magnéticos se utiliza una herramienta denominada *ciclo de histéresis*, que consiste en un gráfico que representa la variación de la magnetización en función del campo externo aplicado $M(H)$, como el de las figuras 11b y 12.

El grano monodominio

Un grano monodominio es una partícula de material ferromagnético que, en ausencia de campo magnético, posee una magnetización espontánea homogénea M_E (Fig. 11). Debido a la anisotropía de la red cristalina en algunos casos, o a la forma elongada del grano en otros, la magnetización está confinada en una dirección favorable que se denomina *eje de fácil magnetización* (en cualquiera de los sentidos). Si se le aplica un campo en la misma dirección y sentido que la magnetización, ésta no aumentará porque el grado de alineamiento de los momentos magnéticos atómicos es máximo (Fig. 11a). Se dice en este caso que la magnetización está saturada; por ello en los granos monodominio la magnetización espontánea es igual que la magnetización de saturación. Si el campo se aplica en sentido contrario existe un valor del campo denominado *campo coercitivo del dominio* H_0 que hace que la magnetización salte al sentido contrario (Fig. 11b). Se puede observar que para un grano monodominio no existe ningún valor del campo que anule la magnetización. Si aplicamos un campo en una dirección diferente al eje de fácil magnetización, la energía magnética hará rotar \vec{M}_E hasta una dirección intermedia entre el campo y el eje (Fig. 11a). Sin embargo al eliminar el campo, la magnetización regresará de nuevo al eje de fácil magnetización pero tomando el sentido más próximo al de la magnetización anterior.

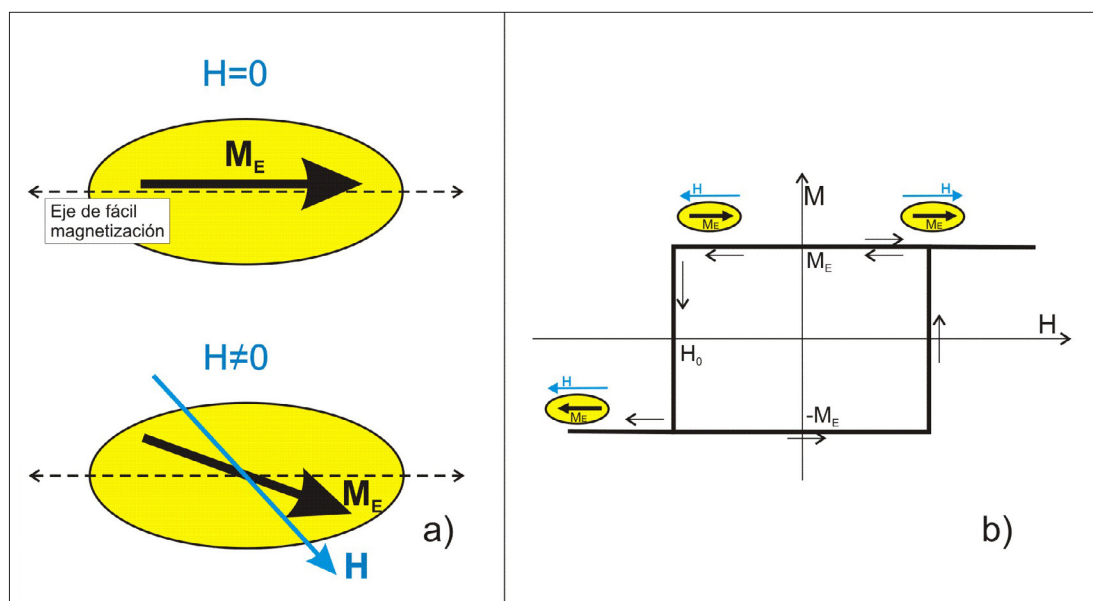


Fig. 11. a) Modelo de grano monodominio. b) ciclo de histéresis de un grano monodominio que indica el comportamiento ante un campo aplicado en la misma dirección del eje de fácil magnetización.

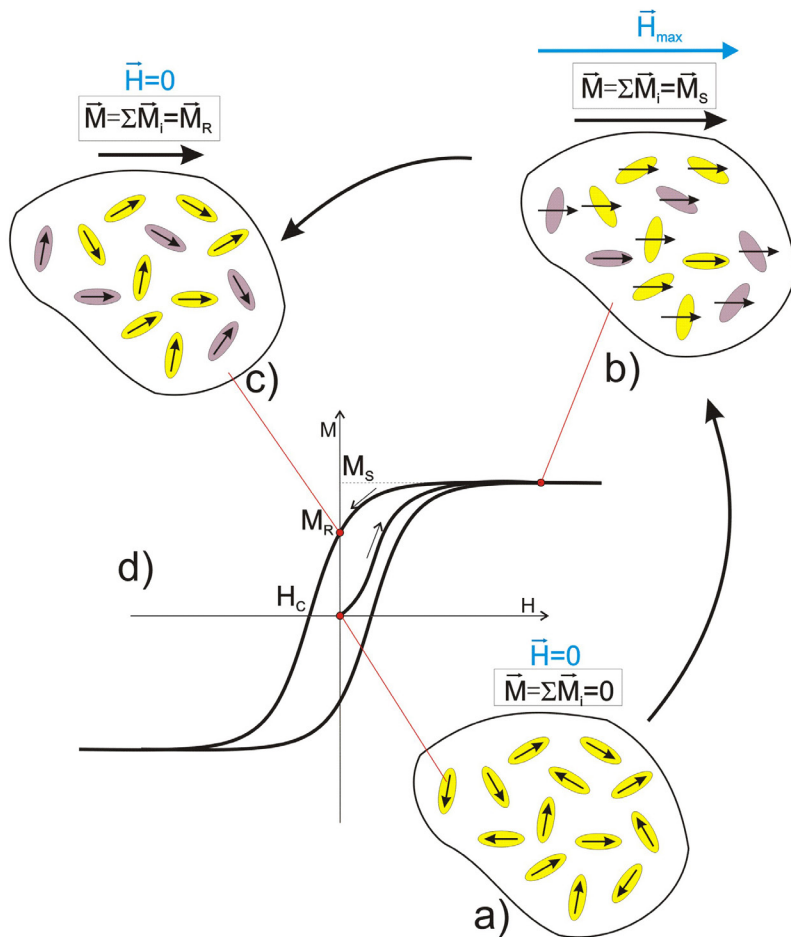


Fig. 12. Proceso de magnetización de un conjunto de granos monodominio que inicialmente presentan momentos magnéticos aleatorios. En el centro se representa el ciclo de histéresis (MS: magnetización de saturación, MR: magnetización remanente, HC: Campo coercitivo).

Podríamos decir que la magnetización espontánea se comporta como si estuviera controlada por un sistema elástico que tuviera su posición de equilibrio en el eje fácil y pudiera ser deformado por el campo magnético aplicado. Todos estos procesos se explican como resultado del equilibrio de dos energías, la energía de anisotropía de la red cristalina y la energía magnetostática. En nuestra analogía con un resorte elástico, la primera haría el papel de energía potencial elástica y la segunda la de energía potencial de una fuerza activa que deformaría el sistema.

Nuestro siguiente paso consiste en explicar el comportamiento magnético de un conjunto de granos monodominio distribuidos en el interior de una roca (Fig. 12). Si los granos están distribuidos al azar, con sus ejes orientados de forma aleatoria, la magnetización neta del fragmento de roca será nulo (Fig. 12a). Si se aplica un campo magnético los momentos magnéticos de cada grano rotarán hasta ponerse paralelos al campo, si éste es lo suficientemente intenso (Fig. 12b). Si el campo externo desaparece, los momentos magnéticos regresarán a la dirección del eje de fácil magnetización. Pero los granos que originalmente tenían su magnetización espontánea formando ángulos mayores de 90° con el campo aplicado (granos color púrpura de la figura 12; se recomienda consultar la versión digital) también regresarán al eje de fácil magnetización, pero al sentido más próximo, de modo que tras el proceso habrán volteado su magnetización (Fig. 12c). Por lo tanto, ahora tendremos una orientación preferente

de los momentos magnéticos y el resultado final es que existirá una magnetización remanente en la roca M_R (es decir la suma vectorial de las magnetizaciones espontáneas de todos los granos) con la dirección del campo aplicado (Fig. 12). Si aplicamos un campo contrario al inicial, el conjunto de granos disminuirá su magnetización hasta que para cierto valor del campo ésta tome el valor cero. Al campo contrario necesario para anular la magnetización se le llama *campo coercitivo* H_C (Fig. 12).

El efecto de la temperatura. Tiempo de relajación

Para completar el esquema hemos de introducir el efecto del tiempo y de la temperatura en nuestro modelo. La energía térmica desempeña un papel fundamental en el proceso de magnetización, ya que la agitación browniana que genera puede ser suficiente para impulsar la magnetización espontánea de algún grano monodominio y voltearla al sentido contrario. Si consideramos la roca del párrafo anterior ya magnetizada (Fig. 12c), pasado un periodo de tiempo, existe una cierta probabilidad de que algún grano haya volteado su magnetización (Fig. 13). La mecánica estadística demuestra que esta probabilidad tiene relación directa con el tiempo y la temperatura. Este tipo de mecanismos, muy habituales en física, se denominan mecanismos de relajación. El físico francés Louis Néel elaboró una teoría sobre la estabilidad de la magnetización a partir de la competencia entre la energía térmica y la energía de anisotropía de la red cristalina (Néel, 1955). La conclusión es que la magnetización de un conjunto de granos monodominio decrece exponencialmente con el tiempo según la siguiente ecuación:

$$M(t) = M_0 \exp\left[-\frac{t}{\tau}\right] \quad (4)$$

Donde τ es el *tiempo de relajación* y representa el tiempo que tarda en descender la magnetización en un factor de $\frac{1}{e}$. Si τ es largo entonces la magnetización es estable. Néel (1955) demuestra que el tiempo de relajación es función del volumen del grano V y de la temperatura T del siguiente modo:

$$\tau = \frac{1}{C} \exp\left[\frac{K_u V}{kT}\right] \quad (5)$$

Donde K_u es la energía de anisotropía por unidad de volumen que depende de la forma del grano y de las propiedades de la red cristalina, es decir está relacionada con el tipo de mineral. k es la constante de Maxwell-Boltzmann y C es un factor de frecuencia. La ecuación 5 se puede considerar la *ecuación fundamental del paleomagnetismo* y ayuda a comprender los procesos de adquisición de la magnetización natural, así como su estabilidad a escala geológica. Para un tamaño de grano determinado el tiempo de relajación puede tener valores de cientos o miles de millones de años, de modo que las rocas pueden mantener un registro magnético a lo largo del tiempo geológico. Si los granos tienen volúmenes pequeños o bien la temperatura es muy alta, los tiempos de relajación pueden ser muy cortos (de segundos o menos), de modo que la magnetización en la práctica no es estable. Este comportamiento se llama *superparamagnetismo*. Se dice que los granos de muy pequeño tamaño son *superparamagnéticos*

porque se comportan de manera parecida a un paramagnético ante un campo aplicado: se orientan fácilmente con él y si éste cambia, los granos se reorientan con el nuevo campo.

El efecto del tamaño de los granos ferromagnéticos. Dominios magnéticos

En la ecuación 5 se ve claramente la importancia del tamaño de grano para la estabilidad de la magnetización. Los granos monodominio excesivamente finos no tienen capacidad para registrar una magnetización estable ($\tau \ll \tau_c$). Sin embargo si el tamaño de los granos es demasiado grande éstos tampoco son estables magnéticamente. Cuando un grano tiene gran volumen, la energía magnética es demasiado grande ya que crearía un campo magnético en una región muy grande del espacio. Para mantener mínima la energía total el grano divide la red cristalina en regiones con diferentes direcciones de magnetización que se llaman *dominios magnéticos* (Fig. 14). Los granos gruesos con un gran número de dominios se llaman *multidominios* (Fig. 14c). Estos granos son muy inestables porque con campos externos muy pequeños es posible modificar su magnetización, es decir tienen un campo coercitivo muy bajo. Los granos con un pequeño número de dominios (Fig. 14b) tienen un comportamiento cercano al monodominio y se denominan *pseudomonodominios*.

Concluimos, por tanto, que los granos responsables de la magnetización estable de las rocas son los granos en estado monodominio y pseudomonodominio (Figs. 14a y b), ya que los granos demasiado grandes (multidominios) o demasiado pequeños (superparamagnéticos) presentan magnetizaciones inestables. Los granos monodominio tienen un tamaño muy pequeño (por ejemplo para la magnetita entre 0.03 y 0.1 μ), sin embargo son los responsables de la mayor parte de la magnetización natural de las rocas.

Minerales ferromagnéticos habituales en las rocas

Los metales de la serie de transición hierro, cobalto y níquel son los que presentan una mayor cantidad de spines desapareados, característica que, tal como hemos explicado, les convierte en ferromagnéticos puros. Estos metales y sus aleaciones presentan propiedades ferromagnéticas muy fuertes pero no son habituales en la naturaleza en estado puro, aunque sí se encuentran en gran cantidad en forma de óxidos, fundamentalmente el hierro. Los minerales ferromagnéticos más habituales en las rocas de la corteza son óxidos de hierro como la magnetita, la maghemita y la hematites, a veces con algunas sustituciones parciales del hierro por parte de otros cationes como el titanio, el aluminio o la sílice. También son ferromagnéticos un hidróxido de hierro (goethita) y sulfuros de hierro como la pirrotina y la greigita. En la tabla I se indican algunas propiedades magnéticas de todos estos minerales. A continuación comentamos algunas propiedades de los minerales ferromagnéticos más importantes.

La magnetita (Fe_3O_4) es el mineral ferromagnético más importante, por su abundancia y sobre todo porque tiene el mayor valor de magnetización de saturación. Por ello, y aunque aparezca en concentraciones muy bajas (<0.01% en las calizas), sus pro-

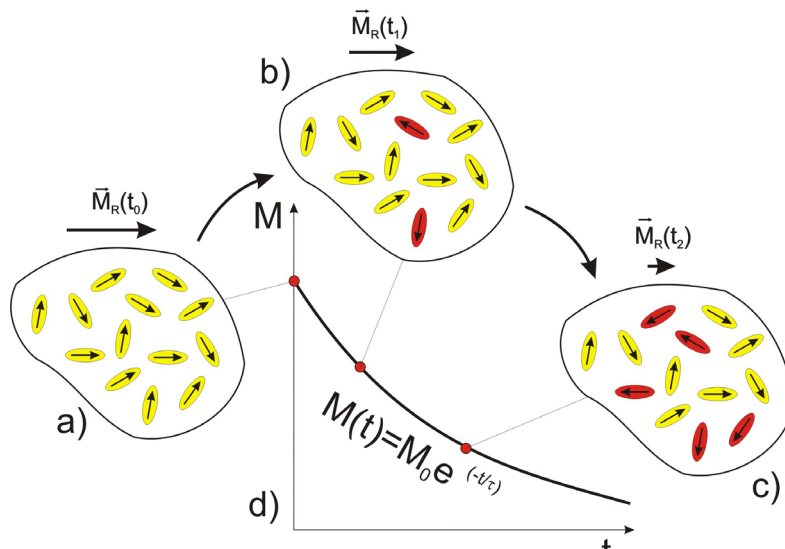


Fig. 13. Mecanismo de relajación que explica la evolución de la magnetización de un grupo de granos monodominio con el tiempo $M(t)$. El punto de partida es el del material magnetizado por la aplicación de un campo de la figura 12c.

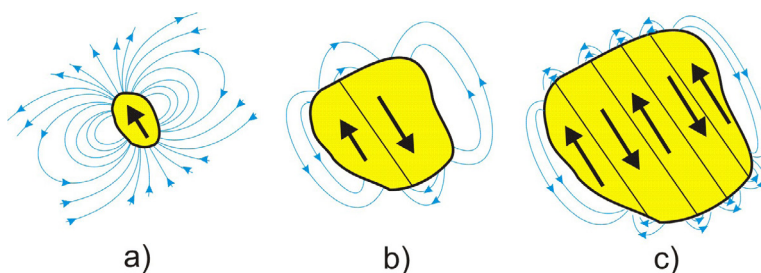
iedades magnéticas controlan el comportamiento magnético de la roca total en una gran parte de los casos. Está presente en la mayor parte de las rocas, volcánicas, plutónicas y sedimentarias, así como en sedimentos y suelos. Su origen es variado, desde cristalización de magma, precipitación en rocas sedimentarias o biológico. Su estructura cristalográfica es cúbica y posee una temperatura de Curie alta de 580°C y una coercitividad baja de 20-40 mT.

La hematites ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) es un mineral muy abundante en la naturaleza y también presente en rocas volcánicas, sedimentarias y suelos. Su contenido es especialmente importante en las denominadas *red-beds* (capas rojas), formadas en ambientes áridos y muy abundantes (un ejemplo de red-beds son las areniscas de la facies Buntsandstein del Triásico). Posee una estructura cristalina hexagonal y la temperatura de Curie más alta de los minerales más comunes (675°C). Su campo coercitivo es muy alto lo que le confiere una gran estabilidad, pero su magnetización de saturación es varios órdenes de magnitud más baja que la de la magnetita (Tabla I); por ello cuando coexiste con la magnetita queda enmascarada por ésta.

La maghemita ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) es un mineral con una composición similar a la hematites pero con una estructura cúbica que le da unas propiedades similares a la magnetita pero con temperaturas de Curie un poco superiores.

Todos estos óxidos de hierro se pueden encontrar en las rocas volcánicas en una variante en la que el hierro es reemplazado por titanio. Esto da lugar a las series de disolución sólida como la titanomagnetita ($\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$; $0 \leq x \leq 1$) o el titanohematites ($\text{Fe}_{2-y}\text{Ti}_y\text{O}_3$; $0 \leq y \leq 1$). Las propiedades magnéticas van variando en función de la cantidad de titanio en la red.

Fig. 14. Modelos de granos de distintos tamaños y su división en dominios en función del volumen. Se representan las líneas de campo magnético para observar el efecto de la división en dominios sobre el campo magnético generado. a) grano monodominio (SD), b) grano pseudomonodominio (PSD) y c) grano multidominio (MD).



GRUPO	MINERAL	COMPOSICIÓN	Ms (Am2/kg)	TEMPERATURA DE CURIE T _c (°C)	CAMPO COERCITIVO B _c (MT)	SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA K (x 10 ⁻³ SI)
	Magnetita	Fe ₃ O ₄	92	580	20-40	1000
Óxidos	Titanomagnetita	Fe _{3-x} Ti _x O ₄	<92	<580	20-40	<1000
	Maghemita	γFe ₂ O ₃	74	590-675	20-40	1000
	Hematites	αFe ₂ O ₃	0.4	675	>1000	1.3
Oxihidróxidos	Goethita	FeOOH	<1	70-125	>1000	1
Sulfuros	Greigita	Fe ₃ S ₄	25	330	60-100	1
	Pirrotina	Fe ₇ S ₈	<20	325	50-150	1

Tabla I. Minerales ferromagnéticos más habituales en las rocas de la corteza terrestre junto con algunas de sus propiedades magnéticas.

En medios sedimentarios muy oxidantes es habitual la presencia de goethita (FeOOH) que tiene una altísima coercitividad pero muy baja temperatura de Curie (~100°C). En medios reductores también se producen sulfuros de hierro ferromagnéticos como la pirrotina y la greigita que tienen temperaturas de Curie y campos coercitivos intermedios (tabla I).

Mecanismos de adquisición de magnetización remanente natural NRM

En la sección anterior hemos visto cómo una roca con una cierta cantidad de granos ferromagnéticos en estado monodominio (Figs. 12c y 13a) tiene la capacidad de mantener una magnetización remanente estable durante millones de años ($\tau \ll$ en la ecuación 5). Pero el campo magnético terrestre tiene una intensidad débil, no suficiente como para orientar los momentos magnéticos de los granos en un sentido determinado dentro de la dirección de fácil magnetización (siguiendo el mecanismo que se plantea en el ciclo de histéresis de la figura 12). Sin embargo, existen procesos naturales asociados a la formación y evolución posterior (*diagénesis*) de las rocas que desestabilizan los momentos magnéticos de los granos permitiendo que se orienten en la dirección del débil Campo Magnético Terrestre. A continuación describiremos los más importantes.

Magnetización remanente térmica (TRM)

Si una roca se encuentra a una temperatura superior a la temperatura de Curie T_c de los minerales ferromagnéticos que contiene, éstos se comportan

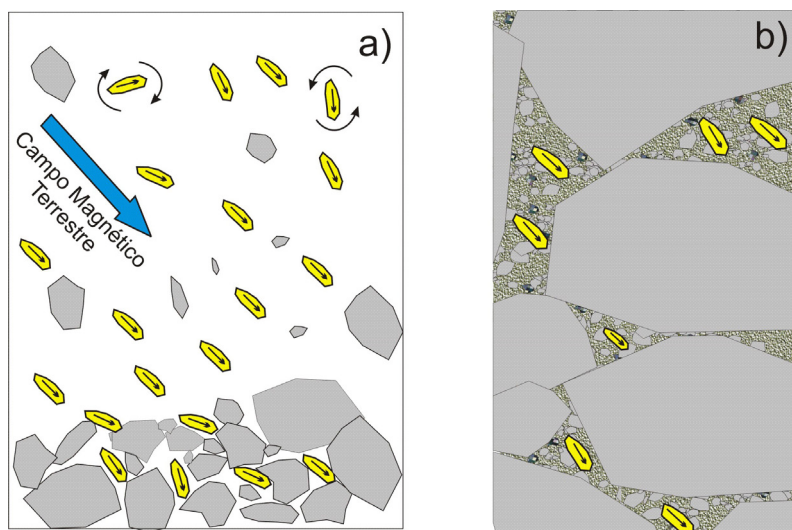
como paramagnéticos: no tienen la capacidad de adquirir una magnetización remanente. Si se enfría por debajo de la T_c, los granos se convierten en ferromagnéticos pero, aún a alta temperatura, sus tiempos de relajación τ , tal como indica la ecuación 5 ($T \gg$), son muy cortos (del orden de segundos), comportándose de forma inestable o como *superparamagnéticos*. La energía térmica desordena constantemente los momentos magnéticos de cada grano. Si la roca continúa enfriándose los tiempos de relajación de los granos aumentan y la energía térmica no es capaz de voltear su momento magnético. En ese caso se dice que la magnetización espontánea de cada grano se ha *bloqueado*. En ausencia de campo magnético los granos se bloquean con sus momentos magnéticos al azar y la magnetización de la roca sería nula. Sin embargo, el enfriamiento en presencia de un campo magnético débil como el CMT es suficiente para hacer que las magnetizaciones espontáneas de cada grano queden en la dirección más próxima a la del campo ambiental (de manera análoga a lo que sucede en la distribución de la figura 12c). La temperatura a la cual el tiempo de relajación de un grano pasa de pocos segundos a millones de años se denomina *temperatura de bloqueo*. La temperatura de bloqueo depende del tamaño de grano. De este modo cuando la roca se enfría por debajo de su *temperatura de bloqueo* adquiere un momento magnético neto en la dirección del campo magnético ambiental que, además, puede ser estable por millones o miles de millones de años.

Este mecanismo es el más importante en las rocas ígneas y metamórficas, pero también en los materiales arqueológicos que han sufrido calentamiento y cuyo estudio es fundamental en arqueomagnetismo.

Magnetización remanente Detrítica (DRM)

El alineamiento en este mecanismo de adquisición es de tipo mecánico. Cuando se forma una roca sedimentaria a partir del depósito de granos detríticos en aguas tranquilas, los granos ferromagnéticos de pequeño tamaño tienen libertad de movimiento durante su caída y el campo magnético ambiental produce un par de fuerzas que orienta las partículas en su dirección, del mismo modo que sucede con la aguja de una brújula (Fig. 15). Estos granos se incorporan al sedimento que, todavía con una cierta dispersión aleatoria presentan, en promedio, una orientación preferente que hace que el conjunto tenga una magnetización remanente paralela al campo magnético terrestre.

Fig. 15. Modelos de adquisición de a) magnetización remanente detrítica (DRM) y b) magnetización remanente postdeposicional (pDRM).



Existen, sin embargo, perturbaciones que pueden desviar de forma sistemática la dirección de la remanencia en granos elongados, como las fuerzas hidrodinámicas en el caso de corrientes de agua, pero sobre todo la adaptación mecánica del grano a la superficie horizontal del depósito que genera una reducción sistemática de la inclinación magnética (Fig. 15a). Si los granos magnéticos finos se encuentran en suspensión en el interior de los poros del sedimento saturado de agua pueden tener suficiente libertad de movimiento para reorientarse (Fig. 15b). Este tipo de magnetización se denomina *magnetización remanente post-deposicional* (pDRM).

Cuando se produce la deshidratación y litificación del sedimento, la posición de los granos queda finalmente bloqueada al igual que su magnetización que será tan estable como lo son los momentos magnéticos de cada uno de ellos.

Magnetización remanente química (CRM)

Después de su formación, una roca puede sufrir procesos que cambien su mineralogía, ya sea por alteración química de los minerales originales o por la creación de nuevos minerales (*autigénicos*). Cuando estos cambios involucran minerales ferromagnéticos se genera una CRM. El crecimiento de los granos de mineral durante su creación implica un aumento progresivo del volumen de los mismos. Hemos de volver de nuevo a la ecuación fundamental del paleomagnetismo (Ec. 5). En la etapa inicial del crecimiento del nuevo grano ferromagnético el volumen v de la ecuación 5 es pequeño y su tiempo de relajación es muy corto (comportamiento superparamagnético), pero si sigue creciendo pasa por un valor denominado volumen crítico v_c en el que la magnetización se bloquea ($\tau \gg$), del mismo modo que ocurre con la temperatura de bloqueo en la magnetización térmica. Este tipo de magnetización es muy común en rocas sedimentarias. En rocas siliciclásticas formadas en ambientes terrestres es común la formación de hematites autigénico rellenando los poros entre los cristales de cuarzo más gruesos. En calizas marinas y lacustres es muy frecuente encontrar magnetizaciones químicas en áreas muy extensas generadas por la formación de magnetita de grano muy fino. Estos procesos son siempre posteriores a la formación de la roca y, por ello, se denominan *magnetizaciones secundarias o remagnetizaciones*.

Aunque los mencionados son los mecanismos más importantes de generación de magnetización remanente natural, existen otros que, aunque habituales, generan ruido que dificulta la interpretación en paleomagnetismo. Los granos ferromagnéticos muy finos con tiempos de relajación cortos o medios pueden perder su magnetización en unos pocos siglos, milenios o millones de años y adquirir una nueva magnetización por exposición al CMT a temperatura ambiente. De modo que su magnetización es secundaria y refleja el campo magnético reciente (*magnetización remanente viscosa* - VRM). Excepcionalmente las rocas también pueden magnetizarse por la acción de un campo muy intenso inducido por la enorme corriente eléctrica asociada a un rayo del mismo modo que se explica en la figura 12. Este tipo de magnetización se denomina *magnetización remanente isoterma* (IRM).

CONSIDERACIONES FINALES

En resumen, las rocas, sedimentos o suelos pueden tener magnetizaciones adquiridas por procesos naturales durante su formación o a lo largo de su evolución posterior (diagénesis). En el primer caso se llaman magnetizaciones primarias (p. ej. DRM o TRM) y en el segundo magnetizaciones secundarias o remagnetizaciones (p. ej. CRM o VRM). Una roca puede contener granos ferromagnéticos portadores de más de una magnetización. La suma de todas las magnetizaciones de todos los granos que presenta una roca se llama *Magnetización Remanente Natural* (NRM). Las técnicas paleomagnéticas pretenden interpretar la NRM de las rocas, suelos, materiales arqueológicos, etc. para desentrañar las distintas magnetizaciones e interpretarlas para determinar la dirección del Campo Magnético Terrestre en el momento de su adquisición. En otro artículo de este volumen (Villalaín, 2016) se presentan estas técnicas. Toda esta información tiene diferentes aplicaciones, como el conocimiento de la evolución del campo magnético en el pasado, la datación magnetoestratigráfica, el estudio de los movimientos en la corteza terrestre a lo largo del tiempo geológico, etc. Todas estas aplicaciones representan líneas de trabajo del ámbito del paleomagnetismo y se describen también en distintos artículos de este volumen.

AGRADECIMIENTOS

Gracias a Ruth Soto Marín, Miriam Gómez Paccard y José Enrique Tent Manclús por sus sugerencias y revisión constructiva. El artículo se ha realizado en el marco del proyecto CGL2016-77560 del Ministerio de Economía y Competitividad.

BIBLIOGRAFÍA

- Butler, R. F., (1992). *Paleomagnetism*. Blackwell Scientific Publications. 238 pp.
(Versión on line:
<http://www.pmc.ucsc.edu/~njarboe/pmagresource/ButlerPaleomagnetismBook.pdf>)
- Cande, S. C. y Kent, D. V. (1995). Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 100, 6093–6095.
- Channell, J. E. T., Erba, E., Nakanishi, M. y Tamaki, K. (1995). Late Jurassic–Early Cretaceous time scales and oceanic magnetic anomaly block models. En: *Geochronology, Timescales, and Stratigraphic Correlation, Special Publication no. 54*, ed. W. A. Berggren, D. V. Kent, M. Aubry and J. Hardenbol, Tulsa, OK: Society for Sedimentary Geology (SEPM), pp. 51–64.
- Garcés, M. y Beamud, E. (2016). La Magnetoestratigrafía y la Escala del Tiempo Geológico basada en las inversiones del campo magnético terrestre. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 24.3, 282-293.
- Gómez-Paccard, M., Chauvin, A., Lanos, P., McIntosh, G., Osete, M.L., Catanzariti, G., Ruiz-Martínez, V.C. y Núñez, J.I. (2006). First archaeomagnetic secular variation curve for the Iberian Peninsula: Comparison with other data from western Europe and with global geomagnetic field models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7 (12), art.no. Q12001.

Gómez-Paccard, M., Pavón-Carrasco, F.J. y Carrancho, A. (2016). Arqueomagnetismo: aplicación al estudio del campo magnético de la Tierra y a la caracterización de yacimientos arqueológicos. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 24.3, 294-303.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G. y Smith, A.G. (Eds.) (2004). *Geologic Time Scale*. Cambridge University Press, Cambridge, 2004.

Irving, E. (1957). Rock magnetism: a new approach to some palaeogeographic problems. *Philos. Mag. Suppl. Adv. Phys.*, 6, 194-218.

Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge.

Merrill, R.T., McElhinny, M.W. y McFadden, P.L. (1996). *The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle*. Academic Press.

Néel, L., (1955). Some theoretical aspects of rock magnetism. *Adv. Phys.*, 4, 191-243.

Oliva Urcia, B. y Pueyo, E.L. (2016). Bailes y giros en la corteza superior: de la Tectónica de Placas a la rotación de un pliegue. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 24.3, 335-348.

Sagnotti L. (2014) ¿Cuánto dura una inversión del campo magnético terrestre?: Nuevos datos de la última inversión del campo magnético terrestre. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 22.2, 188-190.

Tauxe, L., (2010). *Essentials of Paleomagnetism*. University of California Press, Berkeley, Estados Unidos, 489 pp.

(Versión online: <https://earthref.org/MagIC/books/Tauxe/Essentials/>)

Villalaín, J.J. (2016). Técnicas en Paleomagnetismo. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 24.3, 275-281. ■

Este artículo fue solicitado desde E.C.T. el día 2 de julio y aceptado definitivamente para su publicación el 4 de septiembre de 2016.