

Las anomalías magnéticas, tan útiles, tan olvidadas

Magnetic anomalies: useful, but not widely known

MANUEL CATALÁN¹ Y YASMINA M MARTOS²

¹ Real Observatorio de la Armada. San Fernando 11100, Cádiz. E-mail: mcatalan@roa.es

² British Antarctic Survey. Cambridge CB3 0ET. United Kingdom. E-mail: yasmar@bas.ac.uk

Resumen

Nuestro planeta posee un campo magnético propio (denominado “campo principal”) capaz de protegerlo de la influencia de las partículas de alta energía que, procedentes del Sol, se dirigen hacia nosotros. El estudio de este campo magnético constituye la rama más antigua de las que componen la geofísica. Las rocas de la corteza terrestre también influyen en las medidas del campo magnético terrestre. Estas pequeñas perturbaciones del campo magnético causadas por las rocas de la litosfera (corteza más parte del manto superior), reciben el nombre de anomalías magnéticas. Aunque son de pequeña magnitud si se comparan con las del campo principal que se genera en el núcleo terrestre, tienen una gran importancia en muchas líneas de investigación en Ciencias de la Tierra. En geodinámica por ejemplo, el estudio de estas anomalías en los fondos oceánicos condujo a la formulación de la Teoría de la Tectónica de Placas en la década de los años 60 del siglo pasado, y sigue constituyendo una excelente herramienta para perfilar el movimiento pasado de las placas tectónicas. También son muy útiles en la rama de prospección para la detección de algunos recursos minerales, facilitando en algunos casos datos casi más relevantes que otras técnicas (caso de entornos volcánicos). Adicionalmente presentan la ventaja de que la realización de estudios basados en esta disciplina es muy sencilla y económica. Proporcionan información acerca de la distribución de minerales con independencia de que estos estén cubiertos por capas kilométricas de hielo, sedimentos o agua. En este artículo se plantean algunos fundamentos relacionados con estas anomalías, así como algunos casos sencillos que pueden ser utilizados a modo de primera aproximación a esta técnica. También se presenta el Proyecto del Mapa Mundial de Anomalías Magnéticas que actualmente es la iniciativa más importante en esta disciplina.

Palabras clave: Anomalías magnéticas, geodinámica, magnetización, susceptibilidad magnética.

Abstract

Our planet has its own magnetic field (called “main field or core field”) that protects us from high-energy particles coming from the Sun. The study of this magnetic field is the oldest discipline in geophysics. Rocks of the Earth’s lithosphere can also modify the measurements of the Earth’s magnetic field. These small magnetic field disturbances caused by rocks located in the lithosphere (crust plus part of the upper mantle) are called magnetic anomalies. Although they are of small size when compared with those from the so-called “main field”, they are of great importance in many research areas of geosciences, such as applied geophysics.

The study of the ocean floor magnetic anomalies led to the development of Plate Tectonics Theory. In some cases, the magnetic anomalies provide much more information than other techniques (e.g. in volcanic environments or in marine geodynamical studies). Additionally, magnetic surveying is a very simple and inexpensive technique providing information about the distribution of minerals, even if these are covered by kilometric layers of ice, sediments or water.

The aim of this article is to present basic facts on magnetic anomalies, as well as to explore some simple cases in which this technique can be used for interpretation. We also present the World Digital Magnetic Anomaly Map Project, which is currently the most relevant initiative related to magnetic anomalies.

Keywords: Magnetic anomalies, geodynamics, magnetization, magnetic susceptibility.

INTRODUCCIÓN

El estudio de las anomalías magnéticas nos proporciona información relativa a la distribución de cuerpos, principalmente de la corteza terrestre, desde el punto de vista de sus propiedades magnéticas. Esto está directamente relacionado con la investigación y localización de recursos minerales. Además, nos proporciona una ventana única al estudio de la historia geológica de nuestro planeta al permitirnos reconstruir el movimiento de sus placas tectónicas. El reparar en la existencia de bandas polarizadas según la dirección del campo magnético terrestre ambiental, alternando con otras bandas en las que la orientación era la opuesta (Vine y Mathews, 1963), desempeñó un papel fundamental para que tuviera lugar una revolución en las Ciencias de la Tierra durante la segunda mitad del siglo pasado, que ayudó a formular la teoría de la Tectónica de Placas.

Este trabajo describe algunos de los fundamentos relacionados con las anomalías magnéticas. Asimismo, analiza algunos ejemplos sencillos que pueden servir de recurso al profesorado para acercar esta técnica a los estudiantes. Finalmente, se presenta el Proyecto del Mapa Mundial de Anomalías Magnéticas que es la iniciativa actual más importante en esta disciplina.

LAS ANOMALÍAS DEL CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE (CMT)

Cualquier medida de campo magnético realizada sobre la superficie terrestre, o por encima de ella, refleja la influencia de diversas aportaciones. La más importante es de origen interno, debida a la contribución del denominado *Campo Principal*. Esta justifica entre el 97-98% del total de la medida (tabla I).

Tabla I. Valores característicos para las diferentes aportaciones al CMT.

CMT ¹	Campo principal	25000 – 60000 nT
	Campos externos	± 20 nT
	Anomalía magnética	± 500 nT

Esta aportación podría ser modelizada matemáticamente, y se correspondería con la que generaría un gran imán ligeramente separado del geocentro, e inclinado ~9.5° respecto al eje de rotación de la Tierra. El resto de la medida proviene de la aportación de los denominados *Campos externos* (procedentes del exterior de la Tierra) y de la contribución litosférica. Esta última está relacionada con las rocas magnetizadas y se le denomina "campo cortical". El parámetro físico responsable de esta contribución es la magnetización. Esta aportación se debe a la presencia de pequeñas concentraciones de minerales magnéticos (como la magnetita) en las rocas de la corteza terrestre. Dada su pequeña magnitud, puede ser considerada como una perturbación respecto a lo marcado por el campo principal, y se la de-

nomina *anomalía magnética*. Es importante recalcar que las anomalías surgen como consecuencia de los contrastes laterales de magnetización que se producen entre los diferentes cuerpos geológicos. A partir de su estudio puede obtenerse información acerca de las estructuras presentes en el subsuelo y cuya presencia no es evidente en la superficie.

El punto de partida para elaborar un mapa de anomalías magnéticas son las medidas obtenidas del módulo del vector de campo magnético (F) con un magnetómetro. Este instrumento puede ser transportado en un avión, helicóptero o barco, o bien por un operador en campañas terrestres. El área de estudio puede ser de pequeñas dimensiones cuando se hace una investigación muy local (por ejemplo, con fines arqueológicos), pero también puede ser regional o global (por ejemplo, en los estudios de la expansión oceánica que se mencionarán más adelante).

Los valores de las anomalías magnéticas una vez interpolados y representados en un mapa proporcionan una visión de la corteza, y probablemente de la parte superior del manto, en el lugar de estudio. En este mapa se suman dos contribuciones: la *inducida* y la *remanente*. La primera corresponde a la respuesta magnética de los materiales ahí presentes como consecuencia de la reorientación de sus dominios magnéticos en la dirección del campo principal que actúa como campo director o polarizador. La segunda aportación es la producida por su propia magnetización que se caracteriza por ser paralela al CMT en el momento de formación de la roca, pudiendo verse modificada posteriormente como consecuencia de eventos térmicos o químicos. Esta aportación es crucial para el estudio del CMT en el pasado, y todas sus aplicaciones (paleomagnetismo) se basan en el estudio de esta aportación.

Por último, conviene no olvidar que las propiedades magnéticas de la materia están estrechamente relacionadas con la temperatura, la cual aumenta con la profundidad. La temperatura a la que las rocas pierden su magnetización se conoce como *Temperatura de Curie*. Ésta es diferente dependiendo del material. En el caso del mineral magnético más común presente en nuestro planeta, la magnetita, esta temperatura es de 580 °C (Villalaín Santamaría, 2016, este volumen).

APRENDIENDO DE LAS ANOMALÍAS MAGNÉTICAS

En esta sección explicaremos qué es lo que se entiende por anomalía magnética, y cómo calcularla, y aprenderemos a manejar criterios básicos para poder interpretar correctamente un mapa de anomalías magnéticas.

Concepto de anomalía magnética

Debemos de entender como anómalo, aquello que estando presente no debiera de estarlo. En ese sentido si al valor medido con un magnetómetro le sustraemos la cantidad que para ese lugar y ese momento se prevé debiera de existir (*Campo Principal*), así como también sustraemos la aportación por los denominados *Campos externos* consecuencia de la influencia principalmente del Sol, el valor restante

¹ Todos los valores referidos a la superficie terrestre, y correspondientes a situaciones de actividad solar normal en latitudes medias y zonas no volcánicas

(no considerando errores de medición) se corresponde con lo que “no debiera de estar”, es decir con el valor de la *anomalía magnética*. Esta aportación es consecuencia de los materiales/minerales que se encuentran en el interior de la corteza y/o manto superior, y que tienen una respuesta magnética.

El problema que se plantea es como aislar esta medida. En primer lugar, debemos de ser capaces de conocer cuánto valdría la aportación que el denominado “Campo Principal” generaría en el lugar y en el momento donde vamos a medir. Para ello existen diversos modelos matemáticos. Los observatorios geomagnéticos, repartidos por todo el planeta, juegan un papel esencial en esta modelización. Existe una red llamada INTERMAGNET, que aglutina a gran parte de estos observatorios. Con los datos que estos observatorios remiten diariamente a este organismo es posible conocer el comportamiento del CMT, y modelizarlo matemáticamente.

De entre todos estos modelos matemáticos el más conocido y utilizado es el denominado *IGRF* (*International Geomagnetic Reference Field*). Este modelo matemático se actualiza cada cinco años. Actualmente se encuentra en vigor el modelo *IGRF-12*. La Agencia Nacional para la Administración de la Atmósfera y los Océanos (NOAA) de Estados Unidos mantiene una página web donde pueden encontrarse enlaces a la versión más actualizada del mismo: <http://www.ngdc.noaa.gov/IGAGA/vmod/igrf.html>

Sin embargo, el *IGRF* no es el único modelo existente. Podemos citar también el modelo *CM4* (*Comprehensive Model 4*). Información sobre el mismo podemos encontrarla en Sabaka *et al.* (2004), y en el siguiente link <http://planetary-mag.net/source/cm4/> donde se proporciona una subrutina que permite calcular su valor.

Este modelo está diseñado para reproducir el valor del Campo Principal entre enero de 1960 y junio de 2002, no siendo de utilidad fuera de este intervalo. No obstante, presenta la gran ventaja de proporcionar una estimación de la aportación por campos externos en cualquier periodo de tiempo, siempre que conozcamos en qué fase del ciclo solar nos encontramos durante la realización de la medida, y dispongamos de información relativa a la actividad magnética presente en ese momento.

En cualquier caso, lo ideal sería no estimar, sino valorar con la mayor precisión posible dicha aportación por campos externos. Para ello únicamente contamos con dos opciones: o existe un observatorio geomagnético en la zona de estudio, o instalamos un magnetómetro a modo de estación de referencia en una zona cercana al lugar en donde se están adquiriendo los datos, ya que los campos externos difieren poco entre lugares próximos. Alternativamente podríamos utilizar otros procedimientos, no tan eficaces y que exigen un esfuerzo adicional durante las campañas (levantamientos), como sería por ejemplo la utilización de líneas de control (líneas transversales al trazado del levantamiento).

Para evaluar la aportación por estos campos externos utilizando una estación de referencia bastará con determinar un “datum” o nivel de referencia magnético. De esta forma la actividad consecuencia de esos campos, se obtiene sin más que sustraer al registro de la estación de referencia el valor obte-

nido como “datum”. La estimación de dicho nivel la podemos obtener calculando un valor medio del campo magnético durante las horas nocturnas que son las más “tranquilas” de la actividad solar. Esto puede apreciarse planteando un caso sencillo.

Cálculo del valor de una anomalía magnética

Vamos a obtener el valor de la anomalía magnética en un lugar de coordenadas: $36^{\circ} 30' N$ y $006^{\circ} 30' W$, en el que hemos medido con un magnetómetro un valor de 42300 nT el día 13 de enero de 2010 a las 12h00m (Tiempo Universal, TU).

Utilizando el modelo *IGRF-12* obtenemos para ese lugar y fecha un valor de 42854 nT. Para el cálculo de la aportación por campos externos podemos recurrir a la página web de *Intermagnet* (www.intermagnet.org). En ella observamos que existe en la zona de medición un observatorio geomagnético, en concreto el de San Fernando² (Opción *Observatories (IMOs)* y luego *Map of IMOs*).

Accediendo a la opción *Data*, y tras seleccionar *Data Download*, es posible descargar los datos correspondientes a esa fecha para este Observatorio.

El archivo nos proporciona los datos de las componentes **X, Y, Z**, y dependiendo del observatorio puede incluir el valor del módulo del vector del CMT (**F**), o no. En ese caso, podemos obtener su valor sin más que introducir el archivo en una hoja de cálculo, y generar el módulo, utilizando esta sencilla expresión matemática:

$$F = \sqrt{(X^2 + Y^2 + Z^2)} \quad (1)$$

Si dibujamos este último (Fig. 1a), podemos ob-

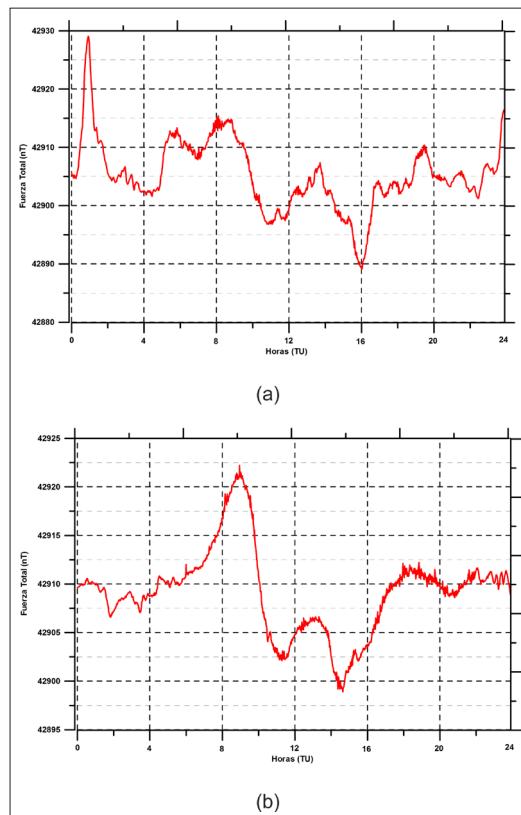


Fig.1. Variación de la Fuerza Total en el Observatorio Geomagnético de San Fernando. (a) Día 13 de enero de 2010, (b) Día 17 de enero de 2010.

2 El acrónimo del Observatorio de San Fernando es SFS

servar que el día de observación durante las horas nocturnas existía cierto nivel de actividad magnética, por ello debemos descargarnos el correspondiente a una fecha próxima que no refleje tanta actividad³.

El registro del día 17 de enero parece adecuado (Fig. 1b) al no presentar un nivel de actividad importante durante las horas nocturnas (las variaciones magnéticas son pequeñas). Este registro nos muestra que el “datum” o valor de referencia del módulo del campo magnético en ese lugar para esas fechas es de 42910nT. Dado que la medición se realizó a las 12h (Hora Universal, NO Hora local), la aportación por campos externos en el momento de la medida era de -10nT (42900 - 42910) (Fig. 1a).

Por lo tanto, el valor de la anomalía magnética en el lugar de medición es de -544nT (42300 - 42854 - (-10)).

Mapas de anomalías magnéticas

Un mapa de anomalías magnéticas proporciona información de la distribución de distintos tipos de materiales en una región con independencia de que esa zona esté cubierta por espesores kilométricos de hielo o de agua del océano.

Esto es de interés geológico pues estamos observando la materia desde un punto de vista diferente al que empleamos cuando analizamos un mapa de anomalías gravimétricas o un perfil sísmico.

No debemos olvidar que el CMT es una magnitud vectorial y que, por tanto, tiene tres componentes. Por lo general la componente utilizada para obtener las anomalías es el módulo de dicho vector de CMT (denominado *Fuerza Total*). Esto viene motivado porque el equipo estándar para la medida del CMT es el magnetómetro de protones, y éste nos proporciona directamente dicho módulo en cada lectura. La aparición de este tipo de equipos supuso a principios de la segunda mitad del pasado siglo una revolución pues podían ser transportados en vehículos (aviones, barcos, ...) de forma sencilla sin tener en cuenta su inestabilidad.

Fig. 2. Mapa de anomalías magnéticas del archipiélago canario. (Fuente: Proyecto Zona Económica Exclusiva Española). Este entorno es un claro ejemplo de lo vistosa que es la respuesta magnética en un entorno volcánico.

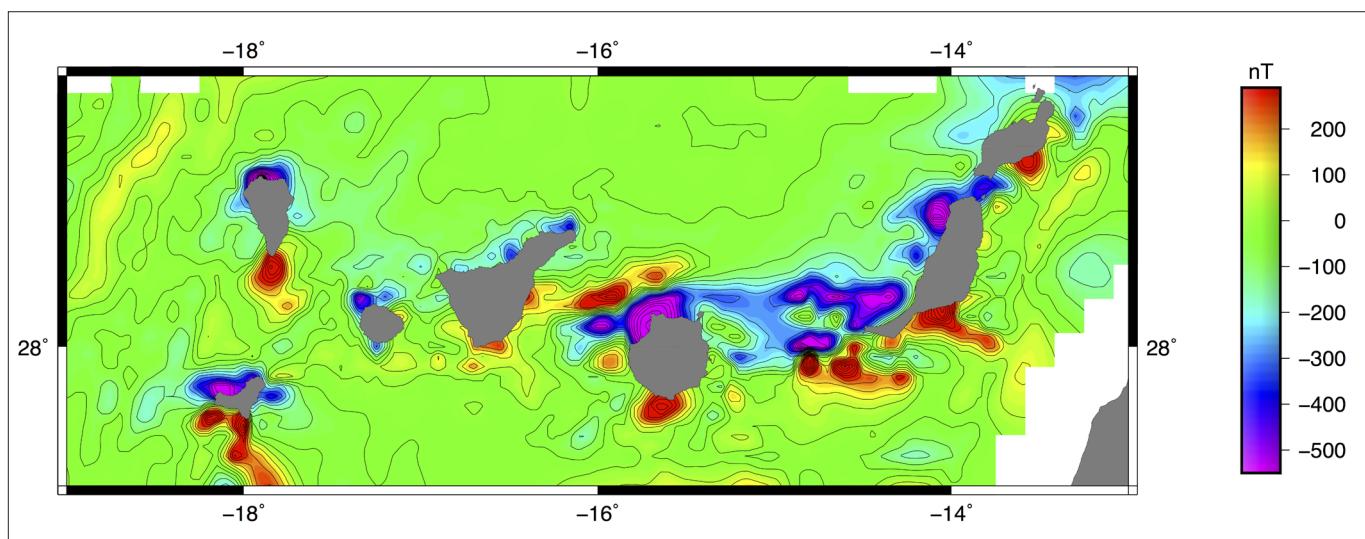
³ Todos los archivos necesarios para desarrollar los casos planteados en este artículo pueden ser descargados de la dirección: 150.214.94.16, utilizando como usuario: aexpect, y como clave: mlrs6a.

Una vez se ha realizado un levantamiento y se han integrado todos los datos en un único archivo, se realiza una interpolación, obteniendo un mapa en el que aparecerán reflejadas diversas anomalías de diferentes amplitudes y tamaños. Todas ellas presentarán un aspecto dipolar, situándose el cuerpo causante de dicha anomalía a medio camino entre la parte positiva y la negativa (aunque habría que matizar que este hecho depende de la latitud geomagnética).

En el caso de que la respuesta magnética de un cuerpo sea principalmente consecuencia de la respuesta inducida, su aspecto será característico: en el hemisferio Norte el lado negativo se situará sistemáticamente al Norte, mientras que el lóbulo positivo lo hará al Sur en el caso de la polaridad del campo magnético actual. Esto puede apreciarse claramente en la figura 2 sobre cada isla. No obstante conviene apuntar que este hecho también se cumpliría si la remanencia es mayor que la componente inducida (como ocurre habitualmente en zonas volcánicas), y la polaridad de la remanencia es normal.

ACTIVIDADES SOBRE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS

Una vez obtenido el mapa de anomalías comenzaría la fase de interpretación, tratando de dilucidar qué tipo de materiales o qué tipo de procesos geofísicos han podido ser determinantes para causar el mismo. Esta tarea es compleja y se nos presentarán muchos interrogantes y ambigüedades. Estos hechos se atenúan si manejamos otro tipo de información como, por ejemplo, anomalías gravimétricas, información geológica disponible de la zona de estudio, perfiles sísmicos, etc. En cualquier caso, del análisis de estos mapas de anomalías magnéticas pueden extraerse conclusiones extremadamente útiles. En muchas ocasiones, aportan más información que otras técnicas (p.ej. mapas de anomalías gravimétricas) debido a la sensibilidad de las propiedades magnéticas de la zona. Un ejemplo de esto último lo tenemos cuando comparamos mapas de anomalías magnéticas obtenidos de una misma



zona pero existiendo una separación de años entre las campañas de adquisición de datos (Catalán et al., 2014).

Una primera aproximación geológica importante podemos obtenerla de la mera visualización del mapa. Esta información estaría relacionada con una estimación de la profundidad del cuerpo causante. Un mismo cuerpo (mismo tamaño, forma, y susceptibilidad magnética) generará una anomalía con distintos detalles (cortas longitudes de onda), y con distintos rasgos de gran extensión (larga longitud de onda) en función de su localización en profundidad (Casas, 2016, en este volumen).

En concreto, si aumentara su profundidad observaríamos como los detalles se difuminan, mientras que los grandes rasgos permanecen. De alguna forma la distancia vertical existente entre el observador y el cuerpo, actúa como filtro atenuador de estos detalles. En cualquier caso, la extracción de información cuantitativa de un levantamiento es un asunto complejo, adoleciendo de ambigüedades. Tal como se apuntaba anteriormente esta ambigüedad o n unicidad de la solución puede atenuarse incluyendo en el estudio otro tipo de información, como pudieran ser anomalías gravimétricas, información geológica de la zona...

Existen paquetes de software libre que nos permiten apreciar mejor lo expuesto. En este artículo utilizaremos el software *Mag2dc* (Cooper, 1997). Este programa puede bajarse del siguiente portal web: https://www.researchgate.net/publication/255696606_Mag2dc_Software_for_MS_Windows.

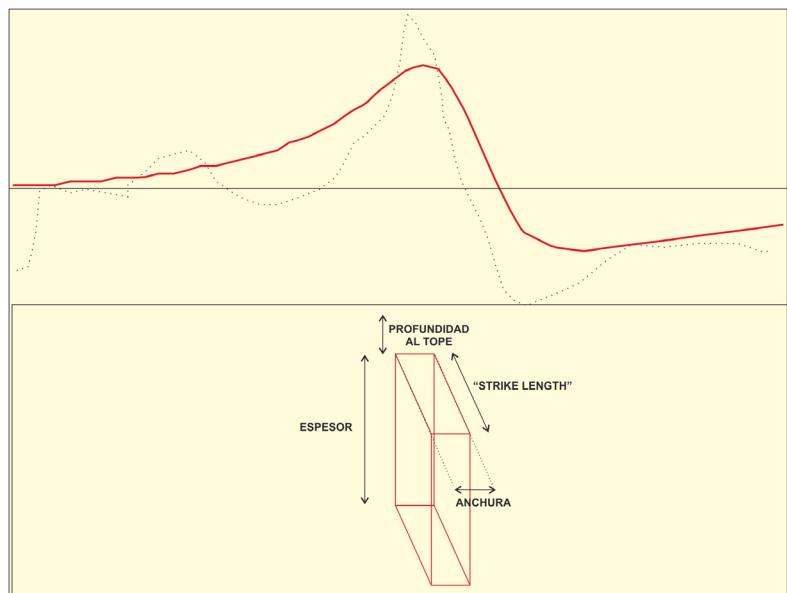
Este programa trabaja con perfiles de la señal y no con estructuras tridimensionales. Asume que el perfil seleccionado divide al cuerpo causante de la anomalía magnética por la mitad, pudiendo fijar la distancia de extensión transversal de éste mediante un parámetro (Strike Length). Además, para efectuar un buen ajuste la orientación del perfil debe de ser perpendicular al eje del dipolo, es decir, debe de recorrer la máxima longitud de área correspondiente al "lóbulo" tanto positivo como negativo. Esto en latitudes bajas y medias usualmente se consigue estableciendo un rumbo norte-sur.

Para su manejo es conveniente aprender a realizar determinadas acciones, tales como: ¿cómo modificar parámetros como la susceptibilidad? ¿cómo introducir un cuerpo? ¿cómo ajustar sus vértices? ¿cómo copiar un cuerpo?

Una explicación rápida sobre su manejo puede encontrarse en este enlace: <http://www.geoafrica.co.za/reddog/gc/mag2dc/mag2dc.htm>

Vamos a plantear tres situaciones diferentes, que nos ayudarán a sacar conclusiones en cuanto al efecto que la profundidad, el espesor, o la extensión en profundidad tienen sobre la anomalía magnética que un cuerpo genera. Fijaremos en todas ellas siempre los siguientes valores:

- Intensidad del campo geomagnético = 58000 nT
- Inclinación = 60°
- Declinación = 0°
- Considerar que presenta un contraste de susceptibilidad igual a 0.005 cgs
- Considerar un Strike Length (Prolongación lateral del cuerpo) de 100 m (Fig. 3)



Segundo experimento: la importancia de la profundidad del cuerpo

En una zona geográfica existe un cuerpo rectangular de espesor, y anchura igual a 10 m. Calcular y dibujar la anomalía magnética registrada con un magnetómetro, al recorrer un perfil en dirección norte-sur, considerando estos 3 posibles valores para la profundidad de su techo:

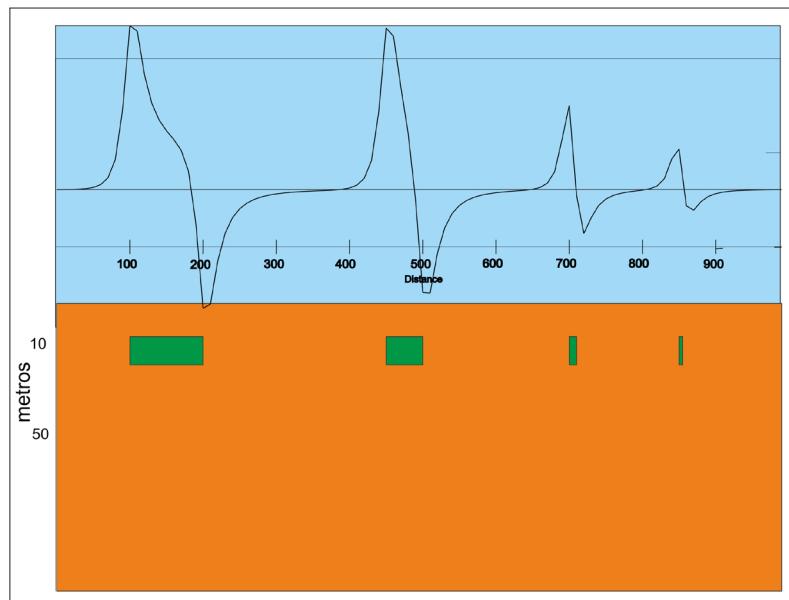
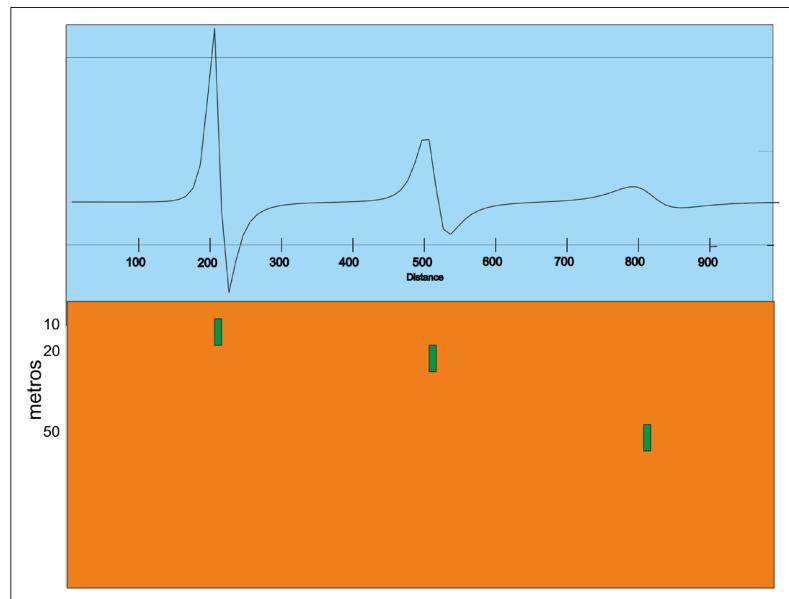
- 10 m
- 20 m
- 50 m

Recomendación: situar sobre una misma gráfica los diferentes cuerpos. Para facilitar el razonamiento, emplazar el primer cuerpo en $x=200$ m, en $x=500$ m el segundo, y en $x=800$ m el tercero.

¿Qué puede concluirse acerca del efecto que la profundidad de enterramiento ejerce sobre su firma magnética?

Afecta a la amplitud de la respuesta, y a su longitud de onda. Este parámetro probablemente sea el que más afecte a la forma de la respuesta (Fig. 5).

Fig. 5. Resultados obtenidos según la profundidad de su techo (de izquierda a derecha). de 10 m, de 20 m, y 50 m.



Tercer experimento: la importancia de la anchura del cuerpo

En una zona geográfica existe un cuerpo rectangular de espesor igual a 10 m, y enterrado por una capa de sedimentos de espesor uniforme e igual también a 10 m. Calcular y dibujar la anomalía magnética registrada con un magnetómetro al recorrer un perfil sobre este cuerpo en dirección norte-sur considerando 4 posibles valores para su anchura:

- 100 m
- 50 m
- 10 m
- 5 m

Recomendación: situar sobre una misma gráfica los diferentes cuerpos. Para facilitar el razonamiento, emplazar el primer cuerpo en $x=100$ m, en $x=450$ m el segundo, en $x=700$ m el tercero, y en $x=850$ m el cuarto.

¿Qué puede concluirse acerca del efecto que la anchura ejerce sobre su firma magnética?

La amplitud comparativamente no se ve muy afectada. Observamos que una disminución de un 50% (de 100 m a 50 m) prácticamente la deja inalterada. Este parámetro probablemente sea el que menos afecta a la forma de la respuesta (Fig. 6).

Cuarto experimento: un problema real de modelización directa.

En un área determinada se realiza una prospección geofísica multidisciplinar. Los datos procedentes del magnetómetro indican la existencia de un cuerpo magnéticamente anómalo. Los datos obtenidos mediante magnetómetro pueden apreciarse al cargar el archivo **prob7.dat**, desde el entorno **Mag2dc**.

La intensidad local de campo magnético para la zona es de 42500 nT. La Inclinación del vector de campo es de 50°, y su declinación 4° NW (-4°). La dirección del perfil fue norte-sur.

Los datos procedentes de sísmica de reflexión, muestran la existencia de reflectores que parecen indicar la presencia de un cuerpo intrusivo de grandes dimensiones entre los kilómetros 200 y 230, desde el comienzo del perfil. Asimismo, su techo se sitúa a 10 km de profundidad.

Del análisis estadístico de muestras en laboratorio, podemos deducir una susceptibilidad típica para este cuerpo que oscilará entre 0.007 y 0.01 cgs, mostrando dichas pruebas de laboratorio una aportación remanente despreciable.

¿Cómo afecta el parámetro físico susceptibilidad? ¿Entre qué valores máximos y mínimos se encontrará su extensión en profundidad?

Nota: consideraremos una geometría sencilla para el cuerpo intrusivo: rectangular y horizontal.

Fig. 6. Resultados obtenidos según la anchura (de izquierda a derecha). de 100 m, de 50 m, de 10 m, y 5 m.

La figura 7 muestra la respuesta a estas cuestiones. Con una susceptibilidad igual a 0.007 cgs obtendremos un valor en la extensión en profundidad de 10 km hasta 30 km. Con una susceptibilidad igual a 0.01 cgs obtendremos un valor en la extensión en profundidad de 10 km hasta 25 km.

Para disponer de una imagen más completa de las ideas arriba expuestas, sería recomendable que el lector trabajara también con el programa *Gamfield*. (Pignatelli *et al.*, 2011). Éste es visual e interactivo, y permite utilizar además de perfiles, mapas bidimensionales. Sería interesante que el lector interactuara con él, modificando los parámetros de la fuente o de la malla en la que se calcula la anomalía producida, pues le proporcionaría una visión más realista.

EL PROYECTO DEL MAPA MUNDIAL DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS

El Proyecto del Mapa Mundial de Anomalías Magnéticas (WDMAM, por sus siglas en inglés) es una iniciativa internacional que tiene como objetivo el conseguir un mapa global de nuestro planeta a partir de los datos obtenidos por diferentes instituciones, grupos de investigación, y universidades.

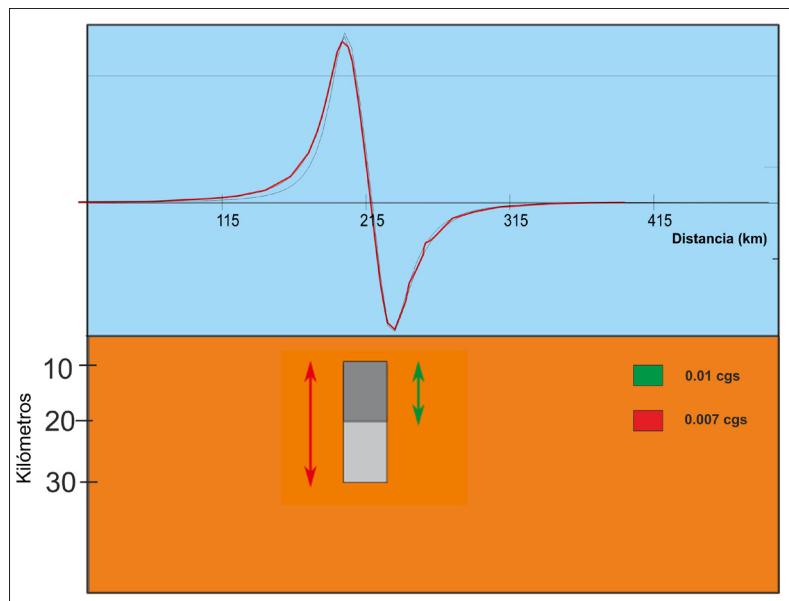
Los datos con los que se cuentan han sido obtenidos en diferentes épocas (algunas corresponden a la época pre-digital). Muchas trazas fueron obtenidas desde buques y, por tanto, a nivel del mar. Otras trazas lo fueron desde aviones, a diferentes alturas. A ello hay que añadir la falta de uniformidad en cuanto a la distribución de los datos.

Existen áreas de las que se dispone de gran información como Europa y Norte América, mientras que de otras la situación es diferente, como es el caso de África, Sur América y las zonas oceánicas situadas en el hemisferio sur. Por ello, la información disponible debe de ser sometida a un tratamiento matemático de forma que pueda homogeneizarse al máximo la base de datos.

Adicionalmente existen discordancias entre unas colecciones y otras. Esto principalmente afecta a las grandes variaciones (largas longitudes de onda). Afortunadamente se disponen de datos procedentes de diversas misiones de satélites artificiales que recorren nuestro planeta de norte a sur sin verse condicionados por el hecho de que sobrevuelen zonas del hemisferio sur, o zonas polares. Con esta herramienta los científicos reconstruyen los detalles conocidos como de “larga longitud de onda”.

El Proyecto WDMAM es una iniciativa liderada conjuntamente por la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA, por sus siglas en inglés), y la Comisión para el Mapa Geológico Mundial (CGMW, por sus siglas en inglés).

Esta idea se planteó por primera vez a finales de los años setenta del siglo pasado, pero no fue hasta el año 2003 cuando comienza a materializarse. La primera edición se publicó en el año 2007 (Korhonen *et al.*, 2007). Su implementación supuso un gran esfuerzo, involucrando a muchos científicos de diferentes naciones. La segunda versión del



mapa fue presentada en julio de 2015. Esta nueva edición cuenta con nuevos datos, en particular de algunas zonas de África, de América del Sur, y de los océanos australes. Es importante tener en cuenta que las zonas de los océanos en donde no hay datos, han sido cubiertas mediante un modelo matemático basado en la secuencia más completa actualmente reconocida de cambios de polaridad del CMT.

El nuevo mapa tiene una resolución espacial de 3 millas, estando referidas las anomalías a cómo se verían desde 5 kilómetros de altitud en los continentes, y desde el nivel del mar en los océanos (Catalán *et al.*, 2016). El mapa puede ser descargado de la siguiente dirección web: <http://wdmam.org> (Dymant *et al.*, 2015). Este mapa es una excelente herramienta para obtener información sobre el pasado de nuestro planeta.

Fig. 7. Flechas en color rojo y verde señalan la extensión en profundidad del cuerpo según presente una susceptibilidad de 0.01 cgs o de 0.007 cgs respectivamente. Se recomienda consultar la versión digital.

LAS ANOMALÍAS MAGNÉTICAS Y LA EXPANSIÓN DEL FONDO OCEÁNICO

A lo largo de la segunda guerra mundial se desarrollaron equipos capaces de detectar submarinos a partir de la perturbación que sus cascos metálicos introducían en el CMT. Posteriormente geólogos y geofísicos modificarían ligeramente estos aparatos de modo que pudieran medir el campo magnético creado por las rocas bajo el mar. De esta forma detectaron la presencia de bandas magnéticas que recorrían de norte a sur el océano Atlántico, alternando su polaridad con una regularidad asombrosa. Ello fue justificado a principios de los años 60 del pasado siglo como consecuencia de la extrusión de material del manto, que, una vez se enfriaba por debajo de la temperatura de Curie, adquiría la magnetización correspondiente a la polaridad del CMT en ese instante. Esto ayudó finalmente a la formulación de la teoría de la Tectónica de Placas, piedra angular de la Geología y de la Geofísica en la actualidad.

Como ya ha sido comentado anteriormente, uno de los grandes enemigos de las propiedades

magnéticas, es la temperatura. Un incremento de la temperatura favorece la orientación al azar de los diferentes dominios magnéticos, provocando una respuesta magnética débil, que puede llegar a ser nula si se supera la temperatura de Curie. El proceso inverso es el que se da, cuando el magma se enfriá por debajo de dicha temperatura. Este proceso se produce precisamente en las zonas de la litosfera sometidas a tensión, como las dorsales oceánicas. La separación de las dos placas litosféricas permite el ascenso de material ígneo cuyos minerales magnéticos se alinean según la dirección del campo magnético reinante en ese momento, adquiriendo una magnetización remanente paralela al CMT en el momento del “enfriamiento”. Es bien sabido que conforme nos alejamos de las dorsales oceánicas, el fondo marino es cada vez más antiguo, existiendo una simetría en cuanto a la anchura y polaridad de las anomalías magnéticas a ambos lados de la dorsal.

A continuación, describimos situaciones reales, y para ello trabajaremos con datos utilizados en la confección del Mapa Mundial de Anomalías magnéticas. En concreto nos centraremos en un par de casos. En primer lugar, analizaremos los primeros estadios en la formación de un nuevo océano. Un ejemplo muy representativo es el del Mar Rojo, donde desde hace 5 millones de años se está formando un embrión de océano como consecuencia de la separación de dos placas litosféricas: la arábiga y la africana. Posteriormente plantearemos otro caso, como es el del estudio de un océano ya desarrollado: el Atlántico.

Para ello utilizaremos los datos marinos disponibles en la base mundial de datos del Centro Nacional para la Información Medioambiental – NGDC (por sus siglas en inglés) de Estados Unidos: <http://maps.ngdc.noaa.gov/viewers/geophysics/>.

Mar Rojo

Este es un ejemplo excelente de cómo se inicia el proceso de ruptura de un continente, y de cómo este proceso conduce a la formación de una nueva cuenca oceánica.

Hace unos 25 millones de años (Ma) comenzó a experimentar esfuerzos tensionales la litosfera continental situada al Este del Golfo de Adén, comenzando a producirse fondo oceánico aproximadamente hace 19 Ma. Este proceso se propaga hacia el Oeste. Hace 5 Ma comenzó a crearse suelo oceánico en la zona Sur del Mar Rojo. Esta apertura ha continuado hacia el Norte en un proceso similar al de abrir una cremallera. Actualmente podemos distinguir 3 zonas principales: la comprendida entre los paralelos 17° N y 20° N, entre 20° N y 22° N, y entre 22° N y 25° N (Bonatti, 1985; Bonatti *et al.*, 2015)

Para su análisis utilizaremos *Google Earth (GE)*. Desde ese entorno, cargamos el archivo *SRTM15.kmz*. Este archivo proporciona la batimetría y topografía de nuestro planeta con una resolución de 15 segundos de arco (aproximadamente 400 metros).

Región 17°N-20°N

En ella se está produciendo fondo oceánico desde hace 5 Ma. Si observamos el mapa batimétrico,

podemos comprobar que el relieve muestra discontinuidades del tipo “fallas transformantes” cada 80-50 km.

Actuaciones:

- Cargar el archivo *Zona 17N-20N.kmz* y editar el perfil (situarse sobre su nombre en “Lugares”, y pulsar botón derecho con el ratón, seleccionando “Mostrar perfil de elevación”). Comprobar cómo se percibe una “cresta centro oceánica” con un valle del rift razonablemente bien delineado de unos 3 km de amplitud.
- Cargar en *GE* el archivo *mar_rojo.kmz*. Comprobar cómo las anomalías magnéticas muestran un aspecto claramente lineal, alternando bandas de polaridad positiva y negativa de forma simétrica respecto al eje de expansión.
- Deseleccionar los archivos *Zona 17N-20N.kmz* y *mar_rojo.kmz*, dejando expuesto el topográfico.

Región 20°N-22°N

El eje de apertura no está tan marcado, apareciendo un conjunto de regiones (contorneados con una línea negra) que, de manera discontinua, muestran lo que podría considerarse un eje de expansión embrionario.

Actuaciones:

- Cargar el archivo *Zona 20-22N_s.kmz*. Editar el perfil. Comprobar la presencia de una elevación de unos 100 m sobre el fondo marino, carente de valle de rift.
- Cargar el archivo *Zona 20-22N_n.kmz*. Editar el perfil y comprobar la ausencia de dicha cresta. Esto muestra la ausencia de creación de fondo oceánico en la zona atravesada por este perfil.
- Cargar el archivo *mar_rojo.kmz*. Las anomalías magnéticas en esta zona pierden su aspecto lineal, apareciendo a lo largo de esa zona anomalías aisladas, lo que corrobora lo comentado en el punto anterior.

Región 22°N-25°N

La zona profunda cada vez es más estrecha y menos desarrollada.

Actuaciones:

- Cargar los archivos *Zona 22N-25N_s.kmz* y *Zona 22N-25N_n.kmz*. Editar primero el perfil situado más al Sur, y luego el localizado al Norte. Puede comprobarse como el primero marca una depresión o surco de casi 25 km de amplitud, que divide de forma simétrica la cuenca, mientras que en el localizado al Norte ésta no aparece, localizándose en su lugar una planicie situada asimétricamente. Las anomalías muestran de manera ya general un aspecto puntual, sugiriendo una naturaleza transicional para esa corteza (ni continental ni oceánica).
- Sabiendo que el inicio de expansión oceánica fue hace 5 Ma. Utilizar la opción de medir distancias (Regla) para medir la anchura de la franja que abarca las diferentes anomalías lineales oceánicas. Determinar una velocidad promedio de apertura a lo largo de la zona Sur (17°-20°N).
- Una vez conocido este valor, y asumiendo que se mantuvo constante hasta la época actual, medir en la zona de Sur (17°N-20°N), diversos valores de anchura de la zona que abarca

a las anomalías magnéticas, determinando el comienzo del proceso expansivo en cada una. Comprobar que la anchura es máxima en la zona central (aproximadamente 85 km), alcanzando valores de 50 km en los extremos tanto Norte como Sur. Ello nos sirve para hacernos una idea gráfica de cómo es este proceso de ruptura al principio, y de formación de fondo oceánico al final, asemejándose al de la apertura de un ojal al introducir un botón (máxima en la zona central, disminuyendo hacia los extremos). A todo ello hay que añadir la propagación hacia el Norte a modo de cremallera.

Océano Atlántico

La transición entre un dominio continental y otro puramente oceánico no es brusco sino gradual, apareciendo (si partimos del continente) una zona de adelgazamiento, seguida de una zona muy adelgazada y contaminada por intrusiones ígneas. Esta corteza no presenta ni características continentales, ni aún es propiamente oceánica, por lo que se denomina corteza de transición. Todo esto tiene su reflejo en la forma de la superficie del océano.

Actuaciones:

- Cargar el archivo SRTM15.kmz.
- Cargar el archivo *Atlantico.kmz*. Este es un transecto que, partiendo de la zona de Florida en EE.UU, recorre el Atlántico norte hasta Senegal. Editar el perfil. Si observamos los extremos tanto al Oeste como al Este, veremos cómo partiendo de la orilla americana o africana, hay un primer tramo en el que la profundidad aumenta suavemente, que corresponde a la plataforma continental. Posteriormente el aumento es mucho más brusco, en el talud continental. Ambas zonas se corresponden con zonas en las que la litosfera se adelgazó, incluyendo también la zona de transición. Conforme nos trasladamos hacia el centro el relieve cambia claramente de estilo, siendo mucho más abrupto en el caso del océano Atlántico. Esta zona se corresponde con corteza oceánica.
- Cargar el archivo *atlantico_norte.kmz*. Éste es un mapa de anomalías magnéticas obtenido a partir de datos procedentes de buques que han navegado por dicha zona durante los últimos sesenta años. Estos datos han sido extraídos de la base mundial citada anteriormente.

Utilizando conjuntamente el mapa bátmétrico:

- Localizar la posición de la cordillera centro oceánica. Detectar la anomalía magnética correspondiente.
- Reconocer la presencia de fallas transformantes, y las diferentes anomalías magnéticas de expansión de fondo oceánico.
- A partir del mapa de anomalías magnéticas tratar de reconocer la finalización del fondo propiamente oceánico.
- Proceder de la misma forma para determinar el límite de la plataforma continental.
- Corroborar lo anterior utilizando el perfil *Atlantico.kmz*.
- Cargar el archivo *Edad Fondo Oceanos.kmz* y, utilizando la opción Regla de GE, medir distancias entre franjas consecutivas de anomalías

magnéticas positivas, contadas estas distancias de forma perpendicular a la dirección de apertura. Para ello es conveniente desplegar el menú de *Edad Fondo Oceanos.kmz* y deseleccionar *Límites Placas e Isocronas* de forma que teniendo en cuenta que la separación entre isolíneas es de 5 Ma, poder realizar de forma simultánea la medida de edades y distancias.

- Obtener del mapa de edades el momento de creación de la primera, y el periodo de tiempo mediado entre la creación de ambas franjas.
- Construir una gráfica en la que en su eje horizontal se represente la edad en millones de años de la primera de las anomalías, y en el vertical la velocidad correspondiente en cm/año. Analizar entre qué valores ha variado la expansión del océano Atlántico norte.

Para obtener una información más detallada en cuanto al desarrollo del Atlántico Norte consultar Pitman y Talwani (1972), y Labails *et al* (2010).

CONSIDERACIONES FINALES

En este artículo hemos realizado una breve aproximación a los métodos magnéticos. Se han descrito los factores que afectan a las medidas, y cómo se aplican las correcciones adecuadas para obtener el valor de la anomalía magnética a partir de una medición. Se han planteado algunos casos prácticos sencillos que permiten extraer conclusiones sobre cómo factores tales como la profundidad, el espesor, y la anchura de un cuerpo cortical afectan la forma de dicha anomalía. También se han planteado dos casos prácticos utilizando datos que han sido base para la segunda edición del Mapa Mundial de Anomalías Magnéticas. En ellos se ha hecho hincapié en una de las facetas en la cual los métodos magnéticos han sido clave, como es en el de desentrañar la historia del movimiento de las diferentes masas continentales a lo largo de los últimos 200 millones de años. Estos recursos son de utilidad para profundizar en la comprensión de la Tectónica de Placas y de la expansión del fondo oceánico.

AGRADECIMIENTOS

Queremos mostrar nuestro agradecimiento a la Dra. Isabel Blanco Montenegro por la revisión realizada al borrador de este trabajo, que claramente ha mejorado como consecuencia de sus aportaciones y comentarios.

YMM agradece al Marie Skłodowska-Curie Program de la Unión Europea por el apoyo durante esta publicación.

Nota

Todos los archivos necesarios para desarrollar los casos planteados en este artículo pueden ser descargados de la dirección: 150.214.94.16, utilizando como usuario: aepect, y como clave: mlrs6a.

BIBLIOGRAFÍA

- Bonatti, E. (1985). Punctiform initiation of seafloor spreading in the Red Sea during transition from continental to an oceanic rift. *Nature*, 316, 33–37.
- Bonatti, E., Cipriani, A. y Lupi, L. (2015). The Red Sea: The birth of an ocean. In the Red Sea: The Formation, Morphology, Oceanography and Environment of a Young ocean basin. (Eds.: N.M.A. Rasul, I.C.F. Stewart). *Springer Earth System Sciences*, DOI 10.1007/978-3-662-45201-2, 638 p.
- Catalán, M., Martos, Y.M., Galindo-Zaldívar, J. y Funaki, M. (2014). Monitoring the evolution of Deception Island volcano from magnetic anomaly data (South Shetland Islands, Antarctica). *Global and Planetary Change*, 123, 199–212.
- Catalán, M., Dymant, J., Choi, Y., Hamoudi, M., Lesur, V., Thebault, E., de Santis, A., Ishihara, T., Korhonen, J., Litvinova, T., Luis, J., Meyer, B., Milligan, P., Nakanishi, M., Okuma, S., Pilkington, M., Purucker, M., Ravat, D., Gaina, C., Maus, S., Quesnel, Y., Saltus, R. y Taylor, P. (2016). Making a better magnetic map. *Eos*, 97, doi:10.1029/2016EO054645.
- Casas, A. (2016). Las anomalías magnéticas como instrumento didáctico para aprender geología regional (y magnetismo): ejemplos de la península ibérica y las islas canarias. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 24.3, 360–367.
- Cooper, G.R.J. (1997). Forward modelling of magnetic data. *Computers and Geoscience*, 23, 10, 1125–1129.
- Dymant, J., Lesur, V., Hamoudi, M., Choi, Y., Thebault, E., Catalán, M., the WDMAM Task Force, the WDMAM Evaluators, y the WDMAM Data Providers (2015). World Digital Magnetic Anomaly Map version 2.0, map available at <http://www.wdmam.org>.
- Korhonen, J.V., Fairhead, J.D., Hamoudi, M., Hemant, K., Lesur, V., Mandea, M., Maus, S., Purucker, M., Ravat, D., Sazanova, T. y Thébault, E. (2007). *Magnetic Anomaly Map of the World*. Map published by Commission for Geological Map of the World, supported by UNESCO, 1st Edition, GTK, Helsinki. ISBN 978-952-217-000-2.
- Labails, C., Olivet, J.L., Aslanian, D. y Roest, W.R. (2010). An alternative early opening scenario for the Central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 297, 355–368.
- Pignatelli, A., Nicolosi, I., Carluccio, R., Chiappini, M. y von Frese, R. (2011). Graphical interactive generation of gravity and magnetic fields. *Comput. Geosci.*, 37, 567–572.
- Pitman, W. C. y Talwani, M. (1972). Sea-floor spreading in the North Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 619–646.
- Sabaka, T.J., Olsen, N. y Purucker, M.E. (2004). Extending comprehensive models of the Earth's magnetic field with Oersted and CHAMP data. *Geophys. J. Int.*, 159, 521–547.
- Villalaín, J.J. (2016). La historia del campo magnético terrestre registrada en las rocas. Fundamentos del Paleomagnetismo. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 24.3, 261–274.
- Vine, F.J. y Mathews, D.H. (1963). Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, 199, 947–949. ■

Este artículo fue solicitado desde E.C.T. el día 27 de abril y aceptado definitivamente para su publicación el 10 de julio de 2016.