



***Facultad  
de  
Ciencias***

**OBTENCIÓN DE UN MAPA DE LA  
ISOTERMA DE CURIE PARA EL ARCO  
DE SCOTIA A PARTIR DE ANOMALÍAS  
MAGNÉTICAS MARINAS**

**(Curie isotherm map of the Scotia Arc based  
on near-surface marine magnetic anomaly  
data)**

**Trabajo de Fin de Grado  
para acceder al**

**GRADO EN FÍSICA**

**Autor: Andrea Sierra Martínez**

**Director: Manuel Catalán Morollón**

**Co-Director: Alberto González Díez**

**Septiembre - 2015**

## Agradecimientos

---

En primer lugar, me gustaría dar las gracias al director del proyecto Manuel Catalán Morollón del ROA, Real Observatorio de la Armada, por su trato cercano, dedicación, disponibilidad y confianza puesta en mi para la realización de este trabajo. Además quisiera agradecerle la oportunidad de haber conocido dicha institución, así como la experiencia de haber participado en la campaña ZEEE en el *BIO Hespérides* durante dos semanas. Me gustaría resaltar también, a la persona que ha ejercido como codirector Alberto González Díez, por sus ideas, aportaciones, preocupación en cómo se desarrollaban las tareas que estaba realizando y en especial, por haberme sugerido realizar dicho proyecto, sin el cual no hubiera descubierto el mundo de la geofísica. También quiero dar las gracias a Adolfo Maestro González del IGME (Instituto Geológico y Minero de España), por su ayuda e implicación en los aspectos geológicos del trabajo.

A mis padres y mi familia en general, por su apoyo y confianza plena en mi durante estos cuatro años de universidad, sin los cuales hoy no estaría aquí. A mis compañeros de clase Marta, Mario, Jorge y Fabio, por cada momento que he pasado junto a ellos y hacer que estudiar física haya sido mucho más emocionante. A Diego M., porque a pesar de todo, es la persona que mejor me conoce, por creer en mí y por haber sido mi mayor fuente de motivación para llegar a donde estoy, soportándome en momentos críticos, nada fácil. A los de siempre Irene, Lucía, Celia, Diego H., Alejandro y Daniel, por su preocupación y su apoyo incondicional en las buenas y en las malas.

Por último me gustaría agradecer el trabajo realizado a los diferentes grupos de investigación antártica, destacando a nivel nacional, al equipo humano que hace posible la navegación y adquisición de datos geofísicos en el *BIO Hespérides*, a la Armada Española y la UTM (Unidad de Tecnología Marina del CSIC). Concretamente, me gustaría resaltar en un primer lugar al Subteniente Jesús Gálvez del IHM (Instituto Hidrográfico de la Marina), Sofía Fernández Naranjo, Esther Rojo Pérez y Ricardo Gómez del IEO (Instituto Español de Oceanografía) (personal científico) por el buen trato, sus consejos y buena compañía; finalmente, y no menos importante, al Teniente de Navío Ángel García Estrada por su interés, ayuda, apoyo moral y aportaciones/correcciones, así como por recordarme que “es justamente la posibilidad de realizar un sueño lo que hace la vida interesante”.

“Por diferentes motivos se marchan los hombres a los confines abandonados del mundo. A algunos les impele solamente el afán de aventuras, otros sienten una intensa sed de saber, los terceros obedecen a la seductora llamada de unas voces quedas, al encanto misterioso de lo desconocido que les aleja de los senderos rutinarios de la vida cotidiana”

Ernest Shackleton, 1901

# ÍNDICE GENERAL

---

<b>0.1. Resumen</b> .....	<b>5</b>
<b>0.2. Abstract</b> .....	<b>6</b>
<b>1. Introducción</b> .....	<b>7</b>
<b>2. Objetivos</b> .....	<b>8</b>
<b>3. Geomagnetismo</b> .....	<b>9</b>
3.1. Historia del Geomagnetismo.....	9
3.2. Campo magnético terrestre, CMT.....	10
3.2.1. Teoría de la Dinamo .....	10
3.2.2. Componentes del CMT.....	11
3.2.3. Contribuciones.....	12
3.3. Campo Geomagnético Internacional de Referencia, IGRF .....	13
3.4. Anomalías magnéticas .....	14
3.5. Profundidad de la isoterma de Curie.....	15
3.6. Flujo de calor en el interior terrestre.....	15
<b>4. Marco geológico</b> .....	<b>18</b>
<b>5. Metodología</b> .....	<b>20</b>
5.1. Procedencia de los datos empleados .....	20
5.2. Toma de datos: magnetómetro de precesión de protones .....	21
5.3. Procesado de datos: obtención de la anomalía magnética .....	22
5.3.1. Eliminación de la contribución del campo principal y campos externos. ....	23
5.4. Determinación de la profundidad de Curie.....	25
5.4.1. Análisis Espectral: uso de la Transformada de Fourier.....	25
5.4.2. Formalismo matemático .....	28
5.5. Diagrama de flujo: cuadro resumen .....	31
<b>6. Resultados</b> .....	<b>32</b>
6.1. Programas empleados .....	32
6.1.1 Matlab ( MATrix LABoratory) .....	32
6.1.2 GMT, Generic Mapping Tools .....	32
6.2. Obtención del mapa de anomalías magnéticas marinas.....	33
6.3. Obtención del espectro de potencia promediado radialmente .....	34
6.4. Obtención de la profundidad de la isoterma de Curie.....	34
6.5. Obtención de la profundidad de la isoterma de Curie asociada a retículos .....	36
6.6. Tratamiento de errores (asociados a las profundidades).....	38
6.7. Obtención del mapa de flujo de calor .....	39
<b>7. Discusión</b> .....	<b>43</b>
<b>8. Conclusiones</b> .....	<b>47</b>
<b>9. Bibliografía</b> .....	<b>48</b>
ANEXO 1: Variaciones y perturbaciones geomagnéticas .....	51
ANEXO 2: Teorema de Larmor.....	54
ANEXO 3: Magnetómetro de efecto Overhauser .....	55
ANEXO 4: Códigos de Matlab .....	56
ANEXO 5: códigos de GMT .....	67

## 0.1. RESUMEN

---

Determinar la profundidad de la isoterma de Curie, entendiéndola, como la frontera entre unidades geológicas magnéticas y paramagnéticas, es empleada para estimar estructuras térmicas regionales. La obtención de este límite se ha realizado empleando un análisis espectral a los datos de anomalías magnéticas marinas en el Arco de Scotia y su entorno próximo, procedentes de la base de datos del Mapa Mundial de Anomalías Magnéticas.

La fragmentación de la conexión continental entre Sudamérica y la Península Antártica y el desarrollo de las placas Scotia y Sandwich, desde hace 30 Ma, son los responsables de la configuración actual del propio Arco. El límite de placas Scotia-Antártica constituye una zona tectónica muy compleja y activa ya que involucra tanto elementos continentales como oceánicos.

En el presente trabajo, se ha estimado la profundidad de la parte inferior de las fuentes magnéticas para su posterior representación, y poder relacionarla con la distribución del flujo de calor en la zona de estudio. Se presentan dos imágenes de cómo se distribuye el flujo de calor: la primera de ellas corresponde a un modelo global publicado recientemente, y que para el caso particular de la zona de estudio utiliza un modelo matemático que describe la dinámica que caracteriza a cuencas jóvenes; la segunda se obtiene a partir de los datos estimados de la profundidad de Curie. Los resultados obtenidos muestran cómo los modelos globales son incapaces de describir procesos regionales, debiendo ser utilizados con prudencia, de hecho se presentan zonas en las que la predicción de tendencias son radicalmente diferentes de la realidad. Los resultados obtenidos apoyan una vieja idea propuesta en 1982 a cerca de la existencia de canales astenosféricos en la zona del Arco de Scotia.

**Palabras clave:** anomalía magnética marina, profundidad de Curie, análisis espectral, flujo de calor, Arco de Scotia.

## 0.2. ABSTRACT

---

To determine Curie's Isotherm depth, assuming it as the border between geological magnetic and paramagnetic units, is used to locate regional thermal structures. Spectral analysis has been used with Scotia Arc marine magnetic anomaly data to determine such a border, using data from the World Digital Magnetic Anomaly Map.

Continental connection fracture between South America and Antarctic Peninsula and the development of Scotia and Sandwich's plates for more than 30 My, are responsible for the current Arc structure. Scotia – Antarctic's plate border set up an active and complex tectonic area since involves continental and oceanic elements.

In this project, Depth to the bottom of magnetic sources depth has been estimated in order to be able to link them with heat flow distribution at the area. Two pictures are obtained to show how heat flow takes place in such area: the first one displays a recent global model, which uses a mathematical expression to describe the characteristic dynamic at young basins. The second one is derived after Curie's Isotherm depth map. Our results show how global models are not able to explain regional processes, so they should be used with caution. In fact, there are several areas where prediction is exactly opposite from real situation. Our findings support the old idea of Asthenospheric channels in the area of Arc of Scotia, which was proposed in 1892.

**Key words:** marine magnetic anomaly, Curie point depth, spectral analysis, heat flow, Scotia Arc.

# 1. INTRODUCCIÓN

---

Se entiende como **Geofísica**, a la aplicación de los principios de la física al estudio de la Tierra. Esta rama de la ciencia tiene como finalidad deducir y estudiar las propiedades físicas de la Tierra y la constitución interna de ésta a partir de los fenómenos físicos ligados a ella, como por ejemplo, el campo geomagnético, el flujo calorífico, la propagación de ondas sísmicas, la fuerza de la gravedad, etc.

El **Geomagnetismo** es una de las disciplinas de las ciencias de la Tierra que ha tenido una trayectoria más prolongada, no sólo por la curiosidad que ésta despertó en la antigüedad, sino por la importancia histórica que ha tenido en primera instancia para la navegación y, posteriormente, para la exploración del interior terrestre y la relación de ésta con la actividad solar. Es por ello que, a día de hoy, se ha convertido en un tema realmente amplio y multidisciplinar, en el que trabajan diversos grupos científicos.

El estudio de las propiedades magnéticas de la materia, la aparición de los primeros magnetómetros de protones, el desarrollo de técnicas de análisis numérico junto a programas de modelización, han permitido la utilización de los métodos magnéticos como una herramienta complementaria en cuanto a la prospección geofísica se refiere, con aplicaciones diversas, desde puramente científicas hasta la búsqueda de recursos minerales o la arqueología.

Los métodos de prospección magnética, son capaces de detectar perturbaciones sin la necesidad de tener un acceso directo al cuerpo causante de las mismas. Por este motivo, es un procedimiento ideal para el estudio de áreas remotas y zonas cubiertas de espesores kilométricos de sedimentos de agua o de hielo, en donde la realización de campañas científicas, basadas en otras disciplinas, requerirían de un gran despliegue debido a la complejidad del entorno. [1] [2]

En el presente trabajo, se ha determinado la profundidad de la isoterma de Curie en la zona del Arco de Scotia, realizando para ello un análisis espectral de los datos procedentes de la base de datos del mapa mundial de anomalías magnéticas, para conocer así la estructura térmica regional.

## 2. OBJETIVOS

---

La obtención de un mapa de la isoterma de Curie constituye un elemento importante a la hora de determinar el dinamismo de la unión continental, pues gracias a dicho mapa se marca la frontera entre la corteza y el manto terrestre. La isoterma de Curie dibuja una superficie frontera entre unidades geológicas magnéticas y paramagnéticas, que están relacionadas con la estructura térmica de la corteza.

El objetivo principal del presente trabajo es determinar la profundidad de la isoterma de Curie en la zona del Arco de Scotia y alrededores, así como la obtención de un mapa de flujo de calor de esa misma zona geográfica.

No obstante, con la realización de dicho trabajo se pretende alcanzar una serie de objetivos más específicos tales como:

- Conocer los procedimientos espectrales para el tratamiento de datos reales: Transformadas de Fourier y espectros radialmente promediados en frecuencia.
- Reforzar el manejo de programas para el tratamiento algebraico de datos y la representación de los mismos: Matlab y GMT.
- Conocer el procedimiento de obtención de anomalías magnéticas.
- Manejar bases de datos internacionales para la obtención de diversos datos geofísicos.

## 3. GEOMAGNETISMO

---

### 3.1. HISTORIA DEL GEOMAGNETISMO

Desde la antigüedad los humanos siempre han tratado de comprender la naturaleza y los fenómenos que en ella se observan: el paso de las estaciones, el movimiento de los cuerpos y astros, etc. Las primeras explicaciones se basaron en consideraciones filosóficas sin comprobar si eran ciertas mediante experimentos. Sin embargo, con el paso de los años y los avances científicos se han desarrollado herramientas que permiten obtener respuestas contrastadas y comprobadas, generando al mismo tiempo una gran cantidad de aplicaciones que benefician a toda la sociedad y desempeñan un gran papel en la economía global.

El término **magnetismo** tiene su origen en la Grecia Clásica, concretamente en una región de Asia menor denominada entonces Magnesia, en la que abundaba una piedra de color negro con propiedades magnéticas llamada magnetita.

No obstante, pese a que ya en el siglo VI a.C. se conocían un cierto número de fenómenos magnéticos de la mano de la civilización china, el magnetismo como tal no se desarrolla hasta 20 siglos más tarde gracias a los estudios de Gilbert, físico de la corte de la reina Isabel I de Inglaterra, que le proporciona el encuadre con el que es conocido actualmente, **el electromagnetismo**, gracias a las experiencias de Ampère, Oersted, Faraday, y a la base matemática con que le dota J.C. Maxwell a comienzos de la segunda mitad del siglo XIX.

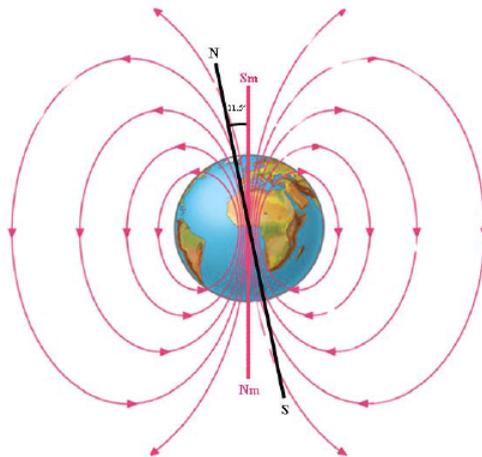
Las diferentes aportaciones que se han ido dando a lo largo de los siglos: el descubrimiento de la inclinación magnética por Norman (1651), la realización de la primera carta de inclinación de la mano de Whiston (1721), la relación existente entre los efectos magnéticos y las oscilaciones de una aguja imantada libre de Humboldt (S.XVIII), permitieron a Karl F. Gauss realizar las primeras mediciones del módulo del vector del campo magnético ( $F$ ), llegando a definir por primera vez dicho campo a partir del conocimiento completo del propio vector en un punto de la superficie terrestre, pudiendo considerarle por tanto como el padre del **geomagnetismo**. [3] [4]

## 3.2. CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE, CMT

### 3.2.1. Teoría de la Dinamo

La “teoría de la dinamo” sostiene que el campo magnético terrestre (CMT), es generado, principalmente por corrientes eléctricas debidas al movimiento de los iones de los metales fundidos en el interior de la tierra, en concreto en una región conocida como núcleo externo que se expande desde los 2900 km a 5100 km de profundidad.

El CMT puede ser descrito de una manera muy sencilla. La Tierra se comporta como un gigantesco imán, o en otras palabras, como un dipolo magnético, cuyo eje de rotación se encuentra inclinado unos  $11.5^\circ$  en relación al eje de rotación terrestre. Su centro no coincide con el del planeta, y por ello debemos de considerar tres tipos de polos diferentes (Figura 1):



**Figura 1:** Representación gráfica de los polos geográficos y magnéticos. [3]

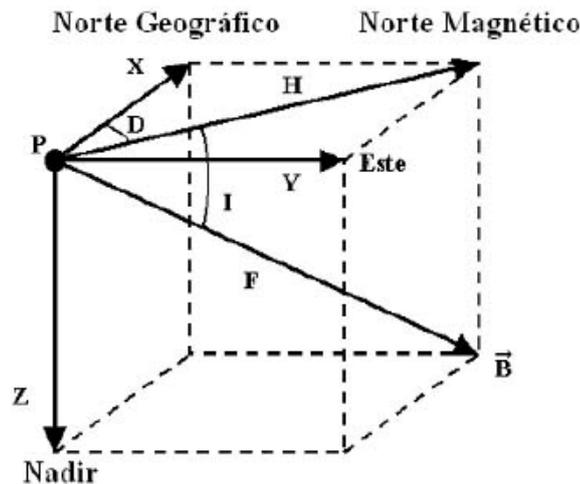
- **Polos geográficos:** Resultado de la intersección del eje de rotación de la Tierra con su superficie.
- **Polos magnéticos:** Materializado por los únicos dos puntos de la tierra donde una aguja imantada se encuentra en posición vertical. La línea que los une es conocida como el eje magnético de la Tierra.
- **Polos geomagnéticos:** corresponden con las dos intersecciones de la superficie terrestre de la prolongación del eje magnético de un imán imaginario, situado unos cientos de kilómetros alejado del geocentro, e inclinado unos  $11^\circ$  respecto al eje de rotación de nuestro planeta, y que es materializado matemáticamente mediante el término dipolar más importante de un modelo matemático denominado IGRF “*International Geomagnetic Reference Field*” del que se hablará a continuación. [3]

Es pertinente tener en cuenta que el CMT varía tanto en dirección como en intensidad de manera muy lenta con el paso de los años (variación secular). Como consecuencia, los polos magnéticos van cambiando de posición. Además, cabe destacar, que la radiación solar influye en el CMT provocando lo que se conoce como variación diurna y tormentas magnéticas. La unidad de medida en el S.I. para la intensidad total del campo geomagnético y sus componentes es el Tesla (T). No obstante, dado que esta unidad es demasiado grande, para la medida del CMT se utiliza el submúltiplo nanoTesla ( $1 \text{ nT} = 10^{-9} \text{ T}$ ). [5] [Anexo 1: variaciones y perturbaciones geomagnéticas]

### 3.2.2. Componentes del CMT

El campo magnético terrestre es una magnitud de carácter vectorial, y como tal se caracteriza por su módulo, dirección y sentido. Así mismo, para estudiar sus componentes se toma como referencia en un punto de la superficie de la Tierra, un sistema cartesiano de coordenadas XYZ de ejes en dirección N-S, E-O y vertical.

Al módulo del citado vector, se le denomina fuerza o intensidad total del campo,  $F$ , y equivale al módulo del vector resultante de la suma vectorial de sus tres componentes cartesianas. Como todo vector, el campo magnético ( $\mathbf{B}$ ) puede ser descrito en sus correspondientes componentes. Podemos citar cinco componentes modulares y dos angulares (Figura 2):



**Figura 2:** Componentes del vector campo magnético ( $\mathbf{B}$ ) referido a un punto P de la superficie. [3]

- F: módulo del vector campo magnético, llamado intensidad total.
- H: componente horizontal del vector campo.
- Z: componente vertical del vector campo (sentido positivo hacia el interior de la Tierra).
- X: componente Sur-Norte.
- Y: componente Oeste-Este.
- D: declinación (ángulo que forma la componente H con la dirección norte geográfico).
- I: inclinación (ángulo que forma el vector campo con el plano horizontal; ángulo entre la componente H y la Z). [5]

### 3.2.3. Contribuciones

En el caso de que se colocara un magnetómetro en cualquier punto de la superficie terrestre y que además estuviera alejado de fuentes magnéticas artificiales, el campo magnético medido reflejaría las siguientes contribuciones:

- La originada en el núcleo externo de la Tierra, compuesto fundamentalmente de hierro fundido y consecuencia de las corrientes convectivas que tienen lugar en el mismo a causa del gradiente radial de temperatura y de propia rotación terrestre. Es la más importante de todas las contribuciones, y se conoce como **campo principal**, puesto que supone más del 90% del campo total. El campo principal es diferente en cada lugar de la Tierra y además varía en el tiempo de forma compleja.
- La segunda contribución, mucho más débil, proviene de la corteza terrestre, la parte más superficial de la Tierra. Ésta se debe a la presencia de minerales magnéticos en las rocas. Las propiedades magnéticas desaparecen con las altas temperaturas, en general por encima de los 600° C. Debido a que en el interior de la Tierra la temperatura aumenta con la profundidad, sólo la parte más superficial de ella contribuye al campo magnético terrestre. En general, esta aportación desaparece tras las primeras decenas de kilómetros, puesto que el gradiente térmico hace que se alcance la temperatura límite, antes citada, en zonas continentales en unos 40 km y en unos 15 km en zonas oceánicas. Esta segunda contribución se denomina **campo cortical** y es a la que se prestará mayor atención.

- La tercera contribución del campo magnético terrestre es el denominado **campo externo**, cuyo origen está relacionado con el flujo de partículas cargadas procedentes del sol (viento solar) y se sitúa en la ionosfera y la magnetosfera. [6]

### 3.3. CAMPO GEOMAGNÉTICO INTERNACIONAL DE REFERENCIA, IGRF

La *Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA*, por sus siglas en inglés) dispone de un grupo de trabajo dedicado a la modelización, cuya principal función consiste en generar un modelo de campo geomagnético internacional de referencia, conocido como **IGRF** (*International Geomagnetic Reference Field*). Éste surge como un acuerdo a nivel internacional entre los modeladores y los institutos que participan en la recopilación y difusión de datos del campo magnético mediante satélites y observatorios repartidos por todo el globo terráqueo. El IGRF representa un modelo matemático capaz de describir el campo de origen nuclear, así como su variación secular a lo largo de un intervalo de 5 años. Por el hecho de que no son predicciones completamente exactas, al cabo de cierto tiempo es necesario realizar una revisión y corrección.

Cada modelo se basa en el uso de un conjunto de coeficientes armónicos esféricos denominados coeficientes de Gauss,  $g_n^m(t)$  y  $h_n^m(t)$ , los cuales se utilizan en una serie truncada de la expansión en armónicos esféricos de la **función potencial geomagnética** para fuentes de origen interno:

$$V(r, \theta, \lambda, t) = R \sum_{n=1}^N \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_n^m(t) \cos(m\lambda) + h_n^m(t) \sin(m\lambda)) P_n^m(\theta) \quad (3.3.1)$$

siendo  $R$  el radio medio terrestre (6371.2 Km) y  $r, \theta, \lambda$  coordenadas esféricas geocéntricas. [7]

El primer modelo fue publicado en 1969 e incluía los valores de los coeficientes de Gauss hasta el grado  $n = 8$ . Este modelo podía ser utilizado para definir el valor del campo interno en el periodo que comprendía los años 1955 y 1975. La segunda generación de IGRF reflejó los avances tecnológicos, pues se introducen datos obtenidos de satélites que disponían de magnetómetros (misiones OGO), como consecuencia de ello surge un nuevo modelo válido desde 1955 a 1980. Estos modelos previos han sido revisados, dando lugar a los modelos de referencia definitivos **DGRF** (*Definitive Geomagnetic Reference Field*). Generalmente, desde 1980 con un periodo de cinco años hasta hoy en día, han aparecido

periódicamente nuevos modelos de IGRF, válidos para el año de publicación y capaces de predecir el valor del CMT pronóstico en los 4 años posteriores. [8]

Actualmente, la IAGA ha publicado la última versión, la duodécima, de la descripción matemática estándar del campo magnético principal terrestre. En esta versión la serie es truncada en el decimotercer coeficiente para el campo principal y en el octavo en el caso de la variación secular. [7]

### 3.4. ANOMALÍAS MAGNÉTICAS

Es bien sabido, que el contenido en minerales magnéticos no es el mismo en todas las rocas de la corteza terrestre. Por lo general, depende de su composición química, su historia geológica, la temperatura, etc. Es por este motivo, por el cual las diferentes estructuras geológicas que se dan en la naturaleza presentan distintas magnetizaciones, y son estos contrastes los que originan variaciones en el campo magnético cortical. A estas desviaciones del valor teórico del campo magnético principal se las denomina **anomalías magnéticas** y pueden ser medidas en la superficie de la tierra. Así mismo, su estudio constituye una herramienta útil para el conocimiento de la estructura del subsuelo.

Las anomalías magnéticas detectadas mediante estudios magnéticos de terreno, pueden ser explicadas como consecuencia de variaciones en las propiedades físicas de las rocas, tales como la susceptibilidad magnética o la imantación remanente, que sólo existen a temperaturas por debajo de un umbral determinado. [6]

Existen diferentes formas de medir las anomalías magnéticas. La más frecuente consiste en utilizar un magnetómetro a bordo de un helicóptero o buque y realizar perfiles cubriendo así el área de interés, recogiendo los valores del CMT. Dado que el campo magnético registrado, contiene contribuciones del campo principal y campo externo, éstos deben de ser eliminados, aislando el campo cortical, y obteniendo de esta forma el mapa de anomalías magnéticas de la zona de estudio. Dichos mapas, obtenidos a partir de medidas geomagnéticas, dan información sobre la composición de la corteza en la región estudiada, y si son combinados con otras informaciones geofísicas y geológicas, pueden proporcionar información sobre la localización de yacimientos minerales.

### 3.5. PROFUNDIDAD DE LA ISOTERMA CURIE

Hablar de **temperatura de Curie**, es referirse a la temperatura a la cual los minerales magnéticos pierden sus propiedades magnéticas, aproximadamente en torno a los 580° para la magnetita a presión atmosférica. Así mismo, los materiales magnéticos a temperaturas por encima de su punto de Curie tienen un comportamiento paramagnético con una susceptibilidad pequeña que es inversamente proporcional a la temperatura y su contribución al magnetismo puede considerarse despreciable.

**La profundidad de la isoterma de Curie** se define, como la superficie frontera entre unidades geológicas magnéticas y paramagnéticas. Estimar a qué profundidad se encuentra la base de los cuerpos magnéticos permite establecer una correlación con el flujo de calor en una región y así obtener información sobre la naturaleza de la estructura térmica cortical y del manto superior. La localización de dicha isoterma, dependerá del régimen térmico de la corteza y del manto superior terrestre. [6] [9]

### 3.6. FLUJO DE CALOR EN EL INTERIOR TERRESTRE

Durante la realización del trabajo, se contempló la posibilidad de realizar un estudio de cómo varía el flujo de calor en la zona de estudio, para utilizar la correlación existente con la profundidad de la isoterma de Curie. Es por ello, que se procede a una breve explicación de este concepto.

Las variaciones de temperatura, horizontal y verticalmente, tienden a equilibrarse en pequeñas regiones, así como a nivel global terrestre, mediante la transferencia de calor. Los movimientos de las placas tectónicas, son causantes de la distribución y del fenómeno de equilibrio de la temperatura en la Tierra, debido a los diferentes procesos magmáticos que tienen lugar en su interior.

Es bien sabido, que la reología de los sólidos es principalmente función de la temperatura, por lo que entender el comportamiento mecánico de la Tierra, implica comprender previamente su estructura térmica. La reología de las rocas del manto está directamente relacionada con la temperatura como una función de la profundidad, que depende a su vez de la velocidad de pérdida de calor desde el interior terrestre hasta la superficie. Concretamente existen tres mecanismos para la transferencia de calor:

- **Conducción:** se produce a través de un medio debido al efecto neto de las colisiones moleculares que se dan en él. Es un proceso de difusión, en el que las moléculas transmiten su energía cinética a otras moléculas al chocar con ellas. El calor es conducido a través del medio, en el que existe una variación espacial de la temperatura. Es característico de los medios sólidos.
- **Convección:** está asociado con el movimiento de un medio, motivado por la inestabilidad gravitacional que a través de la densidad provoca la existencia de un gradiente vertical de temperatura.
- **Radiación electromagnética:** es otra forma de transportar calor, la cual no requiere de un medio físico para su transmisión. Un ejemplo es la energía radiante solar.

La distribución de temperatura en la corteza continental y la litosfera se rige principalmente por la pérdida de calor por conducción a la superficie, que se genera internamente por la desintegración de los isótopos radiactivos en las rocas y por la pérdida de calor primigenio en el núcleo interno de la Tierra, que fluye hacia arriba a través del manto subcontinental.

Desde un punto de vista matemático, la expresión que expresa el transporte de calor mediante conducción viene dada por la **Ley de Fourier** (3.6.1). En el caso unidimensional, suponiendo que la variación de temperatura se produce en el eje vertical y el gradiente de temperatura ( $dT/dz$ ) es constante, se tiene:

$$Q = -k \frac{dT}{dz} \quad \left(\frac{mW}{m^2}\right) \quad (3.6.1)$$

donde  $Q$  es el **flujo de calor** y  $k$  la conductividad térmica, definida como una propiedad de los cuerpos que rige la transmisión de calor a través de ellos (factor de proporcionalidad entre el flujo de calor y el gradiente de temperatura) . [10][11]

Así mismo, se puede determinar el valor de la **temperatura de Curie** mediante:

$$\theta_c = \frac{dT}{dz} Z_b \quad (3.6.2)$$

donde  $Z_b$  es la profundidad basal de la fuente magnética (profundidad de Curie) y  $dT/dz$  el gradiente térmico, el cual se puede obtener su valor experimentalmente midiendo la temperatura a lo largo de una sonda y estableciendo promedios según la expresión:

$$\frac{\Delta T}{\Delta z} = \frac{T_{z2} - T_{z1}}{z_2 - z_1} \quad (3.6.3)$$

Suponiendo que no existen fuentes o sumideros de calor entre la superficie terrestre y la profundidad de Curie, se considera que la temperatura en la superficie del fondo marino es de 0°C y que el gradiente de temperatura es constante, por lo que se puede expresar el flujo de calor como:

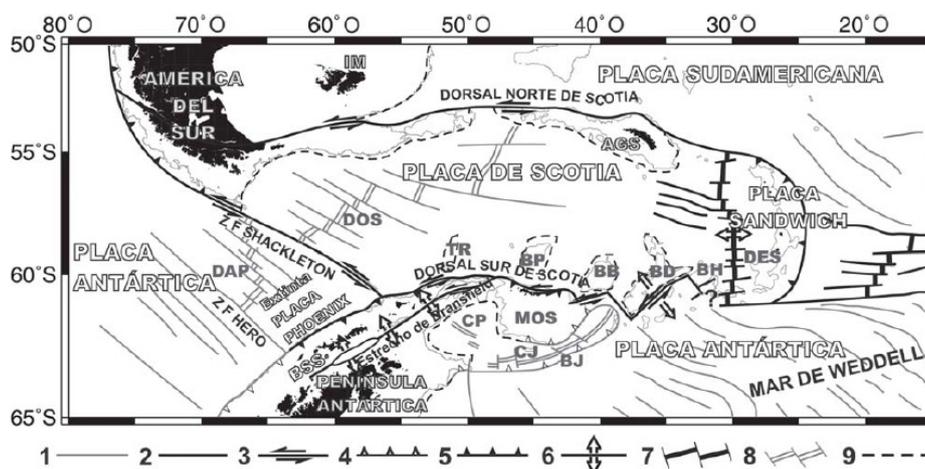
$$Q = -k \frac{dT}{dz} \simeq -k \frac{T_{Curie} - T_{superficie}}{z_{Curie} - z_{superficie}} \simeq -k \frac{T_{Curie}}{z_{Curie} - z_{superficie}} \quad (3.6.4)$$

Relacionando la Ley de Fourier (3.6.1) junto a la expresión que proporciona la temperatura de Curie (3.6.2) se deduce que la **profundidad de Curie** es inversamente proporcional al flujo de calor tal como se muestra a continuación [11]:

$$Z_b = k \frac{\theta_c}{Q} \quad (3.6.5)$$

## 4. MARCO GEOLÓGICO

El llamado **Arco de Scotia** está ubicado entre las placas Sudamericana y Antártica (Figura 3), en el Atlántico meridional. Su formación constituye un hecho tectónico importante en la evolución del planeta, sobre todo en los últimos 33 Ma, iniciándose a comienzos del periodo Oligoceno. La conexión continental que existía entre Sudamérica y la Península Antártica se rompe durante el desarrollo del propio Arco, dando lugar a la dispersión de bloques continentales y la unión de los océanos Atlántico y Pacífico. A partir de ese momento, comienza a desarrollarse la circulación oceánica circumpolar antártica, verdadero motor térmico del planeta, que propició la génesis del casquete glaciario antártico. [12]



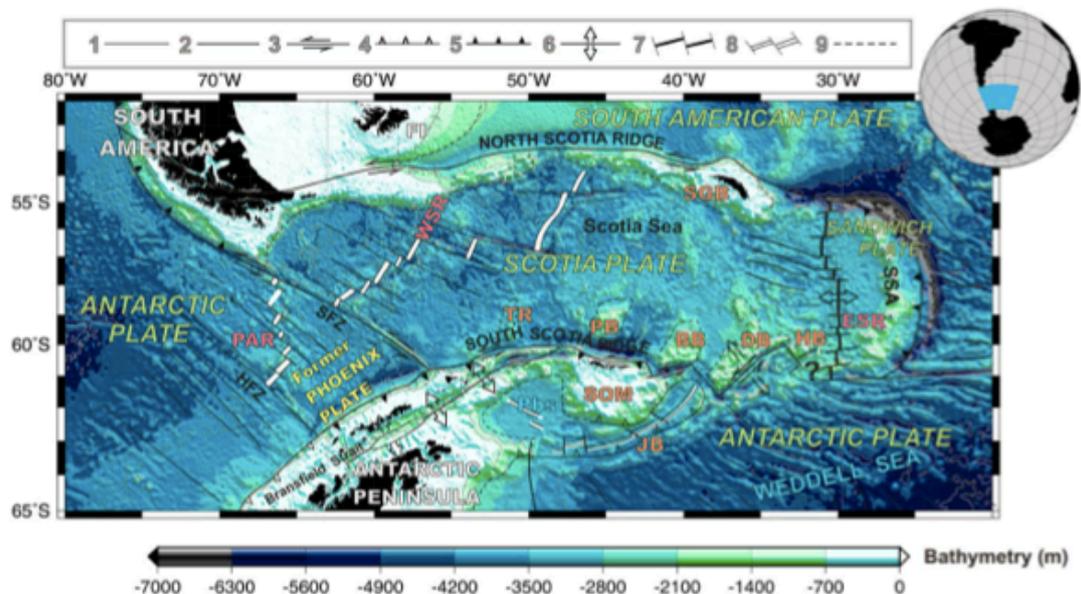
**Figura 3:** Marco geológico correspondiente al Arco de Scotia. 1, zona de fractura inactiva. 2, zona de fractura activa. 3, falla transformante o transcurrente. 4, zona de subducción o falla inversa inactiva. 5, zona de subducción activa. 6, rift. 7, eje de expansión activo. 8, eje de expansión inactivo. 9, límite de cortezas continental-oceánica. BB, Banco Bruce. BD, Banco Discovery. BH, Banco Herdman. BJ, Banco Jane. BP, Banco Pirie. BSS, Bloque Shetland del Sur. CJ, Cuenca Jane. CP, Cuenca Powell. DES, Dorsal Este de Scotia. DOS, Dorsal Oeste de Scotia. DAP, Dorsal Antártica-Phoenix. ZF, Zona de Fractura, AGS, Archipiélago de las Georgias del Sur. IM, Islas Malvinas. MOS, Microcontinente de las Orcadas del Sur, TR, Terror Rise. [13]

Esta zona del planeta constituye un área donde la tectónica es muy compleja y activa, viéndose involucrados diversos elementos tectónicos positivos que enlazan la Cordillera de los Andes con las estructuras montañosas presentes al norte de la Península Antártica: la fosa de Chile, Dorsal Sur de Scotia y el Arco de las Sandwich del Sur. [14]

En el interior se encuentran las placas menores de Scotia y Sandwich, compuestas principalmente por corteza oceánica y separadas entre sí por una dorsal de expansión activa, Dorsal Este de Scotia [13]. Los límites septentrional y meridional del Arco de Scotia, tienen una orientación general E – O y presentan una estructura debida al movimiento relativo de la componente sinestrosa entre las placas Sudamericana y Antártica.

El límite oriental queda determinado por la subducción activa de la placa Sudamericana bajo la placa Sandwich; mientras que el límite occidental se localiza en la Zona de Fractura Shackleton, una zona de falla activa de orientación NO - SE de carácter transpresivo sinistral con desarrollo de importantes relieves y pequeñas cuencas de pull-apart . [13] [15]

La región de estudio seleccionada, corresponde con un mallado geográfico comprendido entre los paralelos 45° S - 65° S y los meridianos 20° O - 80° O. Se caracteriza por poseer una batimetría muy heterogénea en la que aparecen cuencas profundas con zonas relativamente elevadas (Figura 4). Los trabajos realizados en dicha zona son escasos debido a la reciente aplicación de las técnicas de investigación geofísica marina desarrolladas en los años sesenta, y a las dificultades de acceso y condiciones meteorológicas típicas de la zona en cuestión. [12]

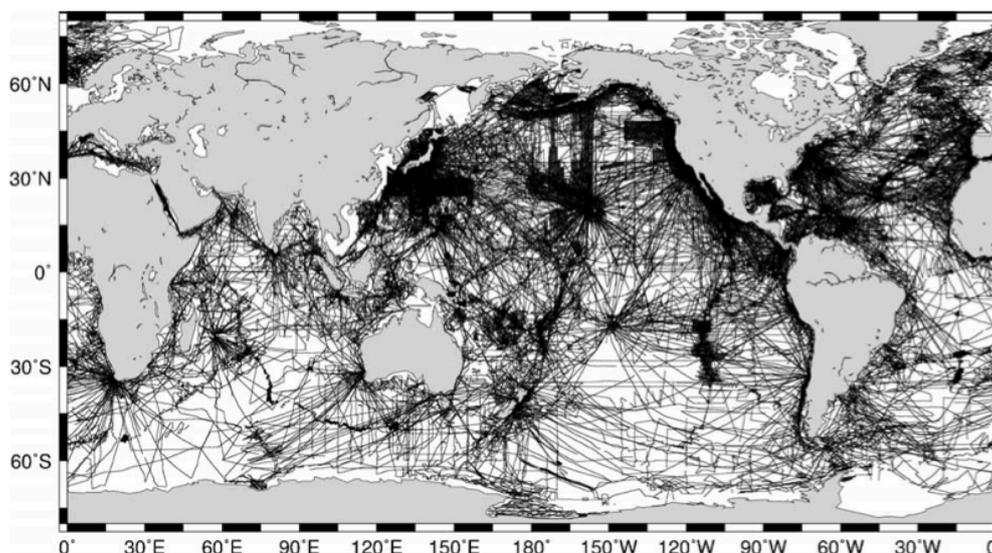


**Figura 4:** Batimetría correspondiente al Arco de Scotia [16]

## 5. METODOLOGÍA

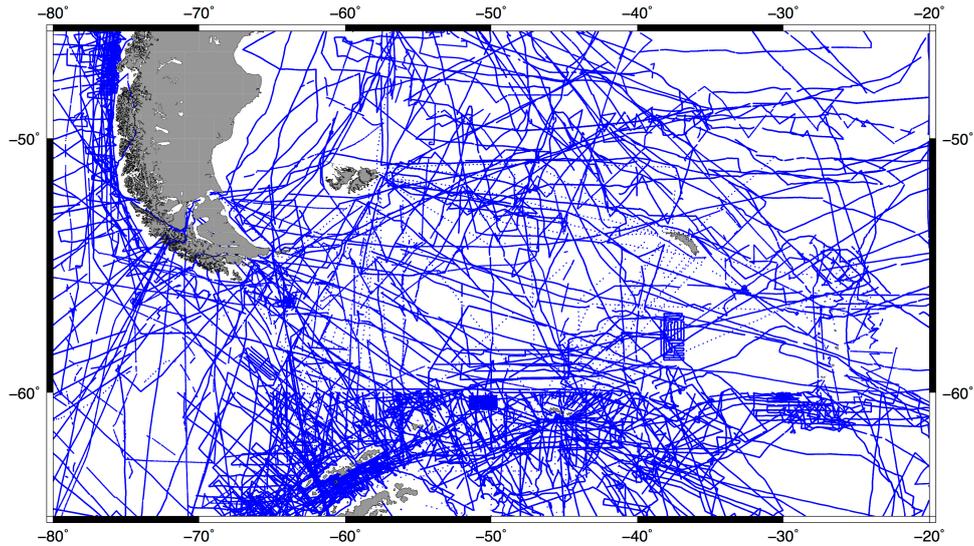
### 5.1. PROCEDENCIA DE LOS DATOS EMPLEADOS

Para la realización de este trabajo, se han empleado mayoritariamente datos procedentes del mapa mundial de anomalías magnéticas **WDMAM** “*World Digital Magnetic Anomaly Map*”, (Figura 5), utilizando el GEODAS DVD Versión 5.0.10 y disponible desde el **NGDC** “*National Geophysical Data Center*” en los EEUU [17]. El núcleo de estos datos, que conforman el WDMAM, ha sido realizado utilizando datos recopilados en los últimos 50 años, y mediante la colaboración de diferentes investigadores y organizaciones. Éste ofrece por primera vez en la historia las variaciones magnéticas de la corteza terrestre a escala mundial, obtenidas a través de la investigación mediante satélites y mediciones terrestres, marinas y aeromagnéticas.



**Figura 5:** Mapa de las trazas de buques utilizadas en la confección del mapa de anomalías magnéticas en donde se han utilizado datos marinos obtenidos en el año 1953 y el 2003 (más de 20 millones de registros). El mapa muestra la falta de mediciones en los océanos, principalmente en el hemisferio sur. [17]

A partir del nuevo conjunto de datos se seleccionaron aquellos que corresponden a la región de estudio en cuestión y sus alrededores (Figura 6). Además, cabe destacar, que se han utilizado datos de campañas marinas incluidos en el NGDC desde el 2003 hasta el año 2008.



**Figura 6:** Trazado de líneas magnéticas en el Arco de Scotia y sus alrededores en proyección Mercator utilizadas para la realización de este estudio. [18]

## 5.2. TOMA DE DATOS: magnetómetro de precesión de protones

Para la obtención de los datos necesarios, las diversas campañas realizadas desde 1953 hasta el año 2008 han empleado **magnetómetros marinos de precesión de protones**, (Figura 7), basados en el fenómeno de la resonancia magnética nuclear. Concretamente miden la frecuencia de la resonancia de los protones (núcleos de hidrógeno) en el campo magnético, obteniendo de ella el valor del módulo del CMT en el lugar de medición y en el instante de medida. Esto es debido, a que la frecuencia de precesión (cambio de la dirección de los ejes de movimiento), depende sólo de la constante atómica (que es universal) y de la fuerza del campo magnético.



**Figura 7:** Arriado del magnetómetro de protones por estribor. [15]

Este instrumento consiste en un sensor o botella detectora, de unos 200 centímetros cúbicos de capacidad, contenido en un líquido rico en protones. El sensor está rodeado por una bobina de hilo de cobre enrollada sobre sí mismo. Por ésta, se hace pasar una corriente eléctrica de unos pocos amperios durante unos instantes con el fin de orientar y poner en fase a todos los protones (lo que se denomina “polarizar la muestra”). Los protones, a causa de sus espines, se orientan paralelamente a ese campo. Al cesar la corriente, los protones se realinean de nuevo según el campo magnético, originando así un movimiento de precesión entorno a la dirección del eje longitudinal del sensor (manteniéndose en fase todos los protones en su precesión durante unos segundos) por lo que, en la bobina se inducirá una corriente de una frecuencia igual a la frecuencia de precesión, que de acuerdo con el teorema de Larmor, será proporcional al valor de la intensidad del campo magnético en el lugar e instante de la medición. [15][19] [Anexo 2: Teorema de Larmor]

Así mismo, la frecuencia de la corriente inducida, la cual puede ser medida es  $\omega = \gamma \cdot B$ , siendo  $\gamma$  la constante giromagnética de los protones y  $B$  el campo geomagnético total o densidad de flujo. La principal ventaja en el uso de dicho magnetómetro reside en que no se necesita nivelación alguna y que alcanza una precisión de unas décimas de nanoTeslas [1]. La velocidad de lectura de los magnetómetros modernos, queda reflejada en el hecho de que una observación puede efectuarse en unos pocos segundos, o incluso, podría realizarse de forma continuada en los magnetómetros de protones basados en el Efecto Overhauser, pues mantienen polarizada constantemente la muestra. [Anexo 3: Magnetómetro de efecto Overhauser]

### **5.3. PROCESADO DE DATOS: obtención de la anomalía magnética**

Pese a que los datos empleados para la realización del trabajo, han sido extraídos de una base de datos como se ha mencionado anteriormente, la mayor parte de ellos han requerido de un procesamiento previo. Para ello, los valores del campo magnético total medido, han sido cargados en la aplicación informática *OASIS Montaj v.6.4*. Dicho software es muy útil para realizar mapas y procesar datos en el ámbito de las Ciencias de la Tierra, proporcionando un almacenamiento eficiente de grandes conjuntos de datos geocientíficos.

La base de datos empleada corresponde al Mapa Mundial de Anomalías Magnéticas, tal y como se señaló, contiene más de 20 millones de mediciones magnéticas tomadas en los océanos y mares desde la década de los 50. Esta base de datos proporciona

el valor del campo total (F), es decir la medida obtenida originalmente, así como los valores de anomalías magnéticas correspondientes. Sin embargo, muchas de estas mediciones no incluyen la corrección debida a los campos externos, por la imposibilidad de contar con una estación de referencia u observatorios en zonas alejadas de continentes. Por dicho motivo, aquellos datos marinos que se han empleado y que no fueron inicialmente corregidos por esta contribución, han sido corregidos utilizando el modelo **CM4** (*Comprehensive Model 4*). [17]

Tal como se ha explicado anteriormente, el CMT está caracterizado por la contribución de tres fuentes diferentes, una nuclear, otra externa y otra de origen cortical. Esta última aportación es la que se denomina “anomalía magnética”, y es debida a la respuesta producida por los minerales magnéticos que hay en la corteza, y que conforman el núcleo del presente trabajo. Para obtener el valor de la anomalía magnética es necesario eliminar la contribución nuclear, utilizando para ello el modelo global IGRF, o en su defecto el CM4, así como las contribuciones correspondientes a los campos externos mediante el uso de estaciones de referencia u observatorios, o algún procedimiento alternativo, como el anteriormente mencionado del modelo CM4.

### **5.3.1. Eliminación de la contribución del campo principal y campos externos**

En primer lugar, cabe destacar que el campo magnético principal y su variación secular son fenómenos globales, por lo que para describirlos adecuadamente es necesario disponer de una serie global de medidas distribuidas tan uniformemente como sea posible. Estos datos, que son la base de cualquier estudio en geomagnetismo, se obtienen a partir de las observaciones realizadas en observatorios magnéticos y en levantamientos magnéticos de diferentes tipos.

Actualmente, alrededor del mundo hay unos 180 observatorios magnéticos en activo. Dichos observatorios registran continuamente el campo geomagnético y sus variaciones temporales, utilizando instrumentos que miden los valores de las distintas componentes de dicho vector. Para modelizar el campo interno y su variación secular, la forma más útil es mediante el uso de valores medios basados en registros anuales del observatorio. El promedio elimina los efectos de la mayoría de variaciones de corto periodo de origen externo y contribuye a asegurar que los valores utilizados representan el campo de origen interno. [2]



observatorio [18]. Por ello, dicho modelo ha sido el empleado para estimar la corrección de las variaciones diurnas. Cabe destacar, que los modelos de la serie CM, se han desarrollado con el fin de intentar superar el problema de la correlación existente entre la variación espacio-temporal del campo geomagnético en la superficie terrestre (más información en <http://core2.gsfc.nasa.gov/CM/>) [8].

Una vez se dispone de los valores de variación diurna, (VD) y de campo interno estimadas, bien utilizando el modelo CM4 o en su defecto el IGRF, estas dos correcciones son sustraídas del campo magnético registrado directamente por el magnetómetro (F), obteniéndose así el valor de la contribución cortical, también denominada como anomalía magnética,  $\Delta F$ :

$$\Delta F = F - F_{nuclear} - F_{externo} = F - Campo\ Interno - VD$$

#### **5.4. DETERMINACIÓN DE LA PROFUNDIDAD DE CURIE**

El método para estimar la profundidad a la que se encuentran las fuentes magnéticas se puede clasificar en dos tipos: los que examinan la forma de las anomalías magnéticas aisladas y los que examinan las propiedades estadísticas de los patrones de anomalías magnéticas [21-23]. Ambas procedimientos, proporcionan la relación entre el espectro de anomalías magnéticas y la profundidad de una fuente magnética mediante la transformación de los datos espaciales en el dominio de las frecuencias. Se ha demostrado, que la última opción es más apropiada para los estudios regionales de anomalías magnéticas [24].

Para determinar la profundidad de Curie se utilizará el análisis espectral de datos de anomalías magnéticas, que permite estimar la profundidad de la base de dichos materiales magnéticos. Este límite inferior surge como consecuencia del aumento de la temperatura con la profundidad, que se produce de forma natural (aprox. 25 °C/km), y que posibilita alcanzar temperaturas de casi 600°C en la base de la corteza, con lo que cualquier material ferromagnético alcanza un comportamiento prácticamente paramagnético.

##### **5.4.1 Análisis Espectral: uso de la Transformada de Fourier**

La transformación de los datos de anomalías magnéticas de un dominio espacial al dominio de las frecuencias o de los números de onda por medio del análisis de Fourier, constituye una herramienta útil para establecer las relaciones existentes entre las anomalías

magnéticas del campo total y las fuentes que la generan, permitiendo de esta manera relacionar las longitudes de onda dominantes con el tamaño y forma de las fuentes y con la profundidad de Curie. [25][26]

El hecho de utilizar el análisis de espectral basado en la Transformada de Fourier, admite realizar operaciones de filtrado de los datos en el dominio del número de onda. Ello permite la eliminación de ruido, o la separación de las diferentes componentes de una señal.

Mediante el análisis de Fourier una función compleja puede descomponerse en funciones simples de senos y cosenos, de tal forma que la suma de todas las componentes (definidas por su amplitud, fase y longitud de onda), da como resultado la función original. Por otro lado, una función periódica puede definirse como una suma infinita de sinusoides ponderados, donde los pesos de éstos se determinan mediante el análisis de la función periódica. Por ejemplo, si  $f(x)$  es una función que se repite en un intervalo  $X$ , ésta puede expresarse como:

$$f(x) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} F_n e^{i\kappa_n x} \quad (5.4.1.1)$$

donde  $\kappa_n = 2\pi n/X$  y  $i = \sqrt{-1}$ . Los pesos en el sumatorio,  $F_n$ , son número complejos y pueden determinarse mediante la integral:

$$F_n = \frac{1}{X} \int_{x_0}^{x_0+X} f(x) e^{i\kappa_n x} dx \quad (5.4.1.2)$$

Sin embargo, existen algunas funciones que carecen de transformada de Fourier. Por esta razón se establece una condición de suficiencia: que la integral del valor absoluto de la función sea finita

$$\int_{-\infty}^{\infty} |f(x)| dx < \infty \quad (5.4.1.3)$$

En el caso de las anomalías magnéticas, es lógico pensar que la condición se satisface si el estudio de éstas se extiende mucho más allá de la extensión lateral de las fuentes causantes de las mismas. Por lo tanto, si  $X \rightarrow \infty$  en la ecuación 5.4.1.2, se obtiene la Transformada de Fourier para una función no periódica

$$F(\kappa) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x) e^{-i\kappa x} dx \quad (5.4.1.4)$$

donde  $\kappa$  es el número de onda (unidades: inversa de la distancia), la cual es análoga a la frecuencia angular en la transformada del dominio temporal (unidades: inversa del tiempo). Es pertinente recordar que el número de onda se relaciona con la longitud de onda de la siguiente manera  $\kappa = 2\pi/\lambda$ .

En general, la Transformada de Fourier,  $F(\kappa)$ , es una función compleja con parte real e imaginaria  $F(\kappa) = \text{Re}[F(\kappa)] + i \text{Im}[F(\kappa)]$ , que puede escribirse como

$$F(\kappa) = |F(\kappa)|e^{i\Theta(\kappa)} \quad (5.4.1.5)$$

donde

$$|F(\kappa)| = \left[ [\text{Re}F(\kappa)]^2 + [\text{Im}F(\kappa)]^2 \right]^{1/2} \quad (5.4.1.6)$$

$$\Theta(\kappa) = \arctan \frac{\text{Im}F(\kappa)}{\text{Re}F(\kappa)} \quad (5.4.1.7)$$

Las funciones  $|F(\kappa)|$  y  $\Theta(\kappa)$  corresponden con la amplitud y fase del espectro respectivamente, por lo que la energía total de la función  $f(x)$  viene dada por:

$$E = \int_{-\infty}^{\infty} |F(\kappa)|^2 dx \quad (\text{Julios, J}) \quad (5.4.1.8)$$

siendo  $|F(\kappa)|^2$  la **densidad de energía del espectro** que corresponde con la distribución de la energía de la señal en función del número de onda,  $S_{xx}(\kappa)$ . [27]

Por otro lado, la potencia (energía por unidad de tiempo) media de una señal  $f(x)$  no periódica entre 0 y T se define como:

$$P_m = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T |F(\kappa)|^2 dx \quad (5.4.1.9)$$

siendo  $\lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} |F(\kappa)|^2$  la **densidad de potencia del espectro** de una señal no periódica, que se denotará como  $P_{xx}$ , por lo que siguiente se puede expresar la potencia media como:

$$P_m = \int_0^{\infty} P_{xx} dx \quad (\text{Wattios, } 1\text{W} = \frac{1\text{J}}{1\text{s}}) \quad (5.4.1.10)$$

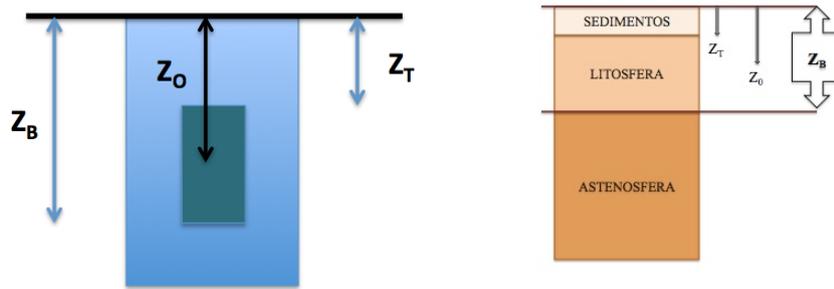
El hecho de pasar de un dominio espacio-temporal, al de la frecuencia-número de onda, indica una reordenación de los datos empleados de una manera diferente, siendo su principal ventaja la de realizar operaciones matemáticas con mayor facilidad.

Las técnicas bidimensionales para el análisis espectral de las anomalías magnéticas fueron descritas en las siguientes referencias [21-24] La primera define la expresión para el espectro de potencia de Intensidad del Campo Magnético Total sobre un único bloque rectangular. Posteriormente, se propuso generalizar la expresión asumiendo que las anomalías en un mapa magnético se deben a un conjunto de fuentes magnéticas con forma prismática, en el que sus dimensiones: profundidad, ancho y espesor, podrían afectar directamente a la forma del espectro de potencia. [9]

El método empleado en dicho trabajo, desarrolla la base matemática para la aplicación directa del espectro de potencia en la interpretación de datos magnéticos, considerando como fuentes magnéticas a un conjunto de paralelepípedos regulares con características diferentes, tanto en profundidad, ancho, espesor y magnetización. Por este motivo, la forma del espectro de potencia, en parte evalúa la influencia de estas características y el grado de profundidad de los bloques.

#### 5.4.2 Formalismo matemático

Concretamente, se empleará el método propuesto por Tanaka et al., donde la parte superior y el centroide de una fuente magnética,  $Z_T$  y  $Z_0$  respectivamente, se determinan a partir del espectro de potencia promediado radialmente de anomalías magnéticas y se utiliza para estimar la profundidad basal de la fuente ( $Z_b$ ). [26]



**Figura 9:** Esquemas representativos de las diferentes profundidades de la fuente magnética.

Se considera que la Tierra, en concreto la corteza, es equivalente a una placa horizontal que se extiende infinitamente hacia los laterales, por lo que la profundidad del tope superior de la fuente es pequeña en comparación con la escala horizontal de la misma. Además, considerando a la magnetización  $M(x,y)$  una función aleatoria de las coordenadas espaciales, a través de un largo estudio y formalismo matemático, se introduce el espectro de potencia del campo total de anomalías  $\Phi_{\Delta T}$  tal como puede verse en la referencia [27]:

$$\Phi_{\Delta T}(k_x, k_y) = \Phi_M(k_x, k_y) \times F(k_x, k_y) \quad (5.4.2.1)$$

$$F(k_x, k_y) = 4\pi^2 C_m^2 |\theta_m|^2 |\theta_f|^2 \cdot e^{-2|k|Z_t} (1 - e^{-|k|(Z_b - Z_t)})^2 \quad (5.4.2.2)$$

donde  $\Phi_{\Delta T}$  es la densidad espectral de potencia,  $\Phi_M$  es el espectro de potencia de la magnetización,  $F(k_x, k_y)$  la transformada de Fourier asociada a factores geométricos,  $C_m$  es una constante de proporcionalidad,  $\theta_m$  y  $\theta_f$  son factores para la dirección de magnetización y dirección del campo magnético respectivamente.

La ecuación (5.4.2.1) puede ser simplificada, a excepción de los términos  $|\theta_m|^2$  y  $|\theta_f|^2$ , los cuales Blakely demuestra que son radialmente simétricos [27]. Por el hecho de considerar  $M(x,y)$  completamente aleatoria y sin correlación alguna con las coordenadas,  $\Phi_M(k_x, k_y)$  es constante y el espectro de potencia promediado radialmente del campo total de anomalías  $\Phi_{\Delta T}$  se expresa como:

$$\Phi_{\Delta T}(|k|) = A \cdot e^{-2|k|Z_t}(1 - e^{-|k|(Z_b - Z_t)})^2 \quad (5.4.2.3)$$

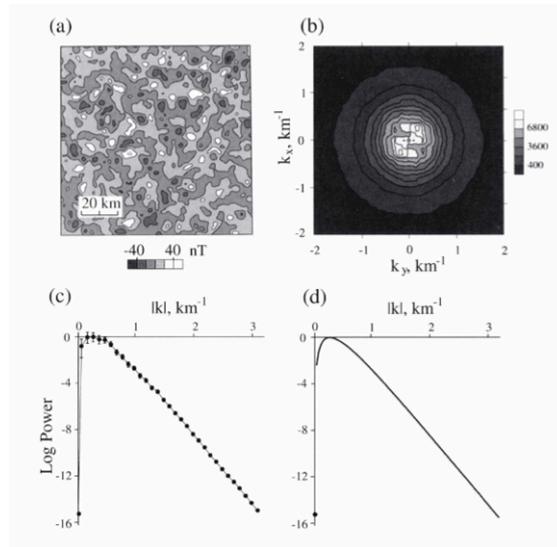
donde A es una constante.

En el caso de longitudes de onda inferiores a dos veces el espesor de la fuente magnética, la ecuación (5.4.2.3) puede aproximarse por:

$$\ln[\Phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2}] = \ln B - |k|Z_t \quad (5.4.2.4)$$

donde B es una constante. [26]

Como puede verse en la Figura 10, la ecuación (5.4.2.4) en las zonas correspondientes a números de onda intermedios/altos, (de onda inferiores al doble del espesor de la capa) puede aproximarse por un ajuste lineal con pendiente igual a  $(-Z_t)$ . Se puede estimar así dicho valor, mediante el cálculo del espectro de potencia, el espectro promediado radialmente de anillos concéntricos y realizando un ajuste lineal en la zona de valores de números de onda altos. [27]



**Figura 10:** espectro de potencia de la anomalía magnética debida a una magnetización aleatoria. a) mapa de anomalías magnéticas causadas por una fuente de 1 km de espesor y la profundidad del tope a 3 km. b) Espectro de amplitudes de la anomalía, se han suavizado los valores del contorno. c) Logaritmo del espectro de potencia promediado radialmente. Los puntos indican la potencia media en los anillos concéntricos alrededor del origen. d) Logaritmo del espectro de potencia teórico. [27]

Así pues, a partir de la ecuación (5.4.2.4), se estima la profundidad de la parte superficial de la fuente magnética mediante la pendiente del espectro de potencia promediado radialmente de la anomalía total del campo, a partir de un ajuste por mínimos cuadrados.

Por otro lado, la ecuación (5.4.2.3) puede expresarse como:

$$\Phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2} = C \cdot e^{-|k|Z_0} \cdot (e^{-|k|(Z_t - Z_0)} - e^{-|k|(Z_b - Z_0)}) \quad (5.4.2.5)$$

donde  $C$  es una constante. Si consideramos ahora dominios de valores de longitudes de onda grandes la ecuación (5.4.2.5) quedaría de la siguiente manera:

$$\Phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2} = C \cdot e^{-|k|Z_0} \cdot (e^{-|k|(-d)} - e^{-|k|(d)}) \sim C \cdot e^{-|k|Z_0} \cdot 2|k|d \quad (5.4.2.6)$$

donde  $2d$  es el espesor de la fuente magnética. Finalmente aplicando logaritmos sobre la ecuación (5.4.2.6), esta podría escribirse como:

$$\ln[\Phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2}/|k|] = \ln D - |k|Z_0 \quad (5.4.2.7)$$

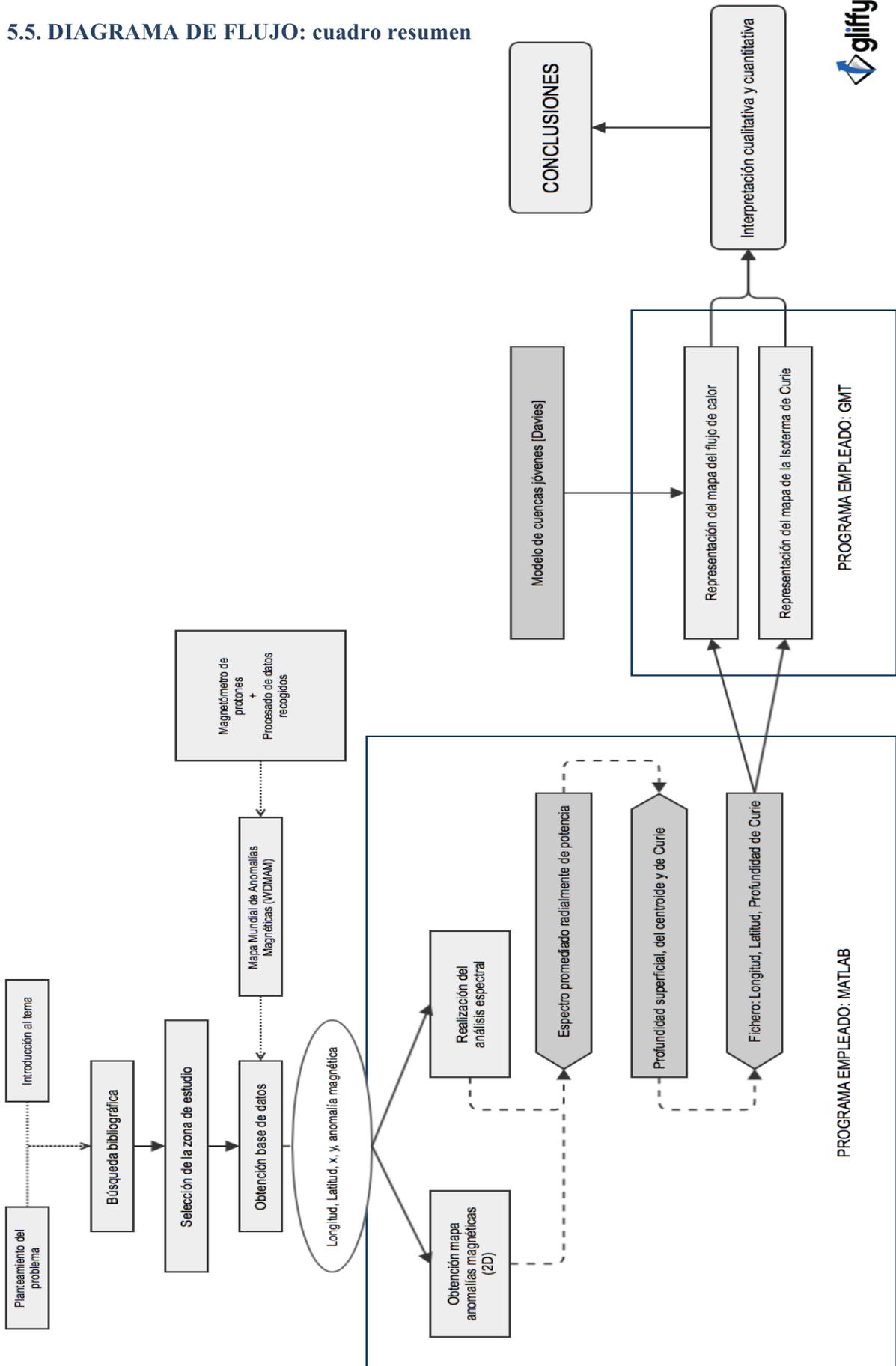
donde  $D$  es una constante.

La expresión (5.4.2.7) pone de manifiesto que se puede estimar la profundidad del centroide de la fuente magnética mediante un ajuste lineal sobre ésta, centrado en las zona de altas longitudes de onda (números de onda bajos) del espectro de potencia promediado radialmente.

Por último, dado que nuestro objetivo es el de determinar la profundidad basal de la fuente magnética a partir del esquema recogido en la Figura 9, ésta se obtendría de la siguiente expresión matemática [26]:

$$Z_b = 2Z_0 - Z_t \quad (5.4.2.8)$$

## 5.5. DIAGRAMA DE FLUJO: cuadro resumen



## 6. RESULTADOS

---

### 6.1. PROGRAMAS EMPLEADOS

Para la realización de este trabajo, se emplearán dos programas, uno para el tratamiento algebraico de datos y otro para la representación de los mismo, siendo estos respectivamente, Matlab y GMT.

#### 6.1.1 Matlab ( MATrix LABoratory)

Éste es una herramienta de software matemático que ofrece un entorno de desarrollo integrado con un lenguaje de programación propio, empleado en diferentes ámbitos y con unas prestaciones básicas en las que se encuentran la manipulación de matrices, la representación de datos y funciones, la implementación de algoritmos, la comunicación con programas en otros lenguajes de programación, etc.

Específicamente, se han creado 6 programas (scripts) diferentes para la manipulación de los datos y para la obtención de nuevas variables: *scotia.m*, *raPsd2d.m*, *im2colstep.m*, *reticulos.m*, *errores.m* y *errores2.m* los cuales se muestran en el Anexo 4: Códigos de Matlab.

#### 6.1.2 GMT, Generic Mapping Tools

GMT (Generic Mapping Tools) o en castellano, herramientas para la generación de mapas, es un paquete gratuito de programas, compuesto de aproximadamente unos 80 archivos de comandos y bases de datos, para la elaboración de datos geográficos y, en general, para la representación de datos en dos y tres dimensiones, incluyendo algoritmos de filtrado, proyección, superposición de mallas, etc.

GMT es capaz de generar mapas de una gran calidad, en diferentes proyecciones, resoluciones, colores y muchos otros efectos. Es por este motivo por el cual se ha empleado para representar el mapa de anomalías, de la profundidad de la isoterma de Curie y del flujo de calor. [28] [29] [Anexo 5: Códigos de GMT]

## 6.2. OBTENCIÓN DEL MAPA DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS

En primer lugar, es necesario disponer de la representación gráfica de las anomalías magnéticas de la zona de estudio. Para ello se ha empleado el programa citado anteriormente: *scotia.m*.

Este programa es el encargado de cargar y leer cada uno de los datos del archivo ASCII obtenido del mapa mundial de anomalías magnéticas. Este archivo, incluye los datos en un formato de 978954 filas y 5 columnas, en las que cada columna se corresponde con los siguientes campos: longitud, latitud, X, Y (ambas en coordenadas *World Mercator*) y finalmente el valor de la anomalía magnética.

No obstante, dado que los datos no disponen de un orden espacial, tal como muestra la Figura 6, se realiza una interpolación con el fin de pasar de una malla irregular a una regular teniendo en cuenta el valor máximo y el mínimo de las coordenadas en *World Mercator* que se disponen, obteniendo de esta forma el mapa de anomalías magnéticas. Dado que es interesante conocer donde se sitúa la línea de costa y demás elementos geológicos, su representación se ha efectuado mediante el software GMT (Figura 11):

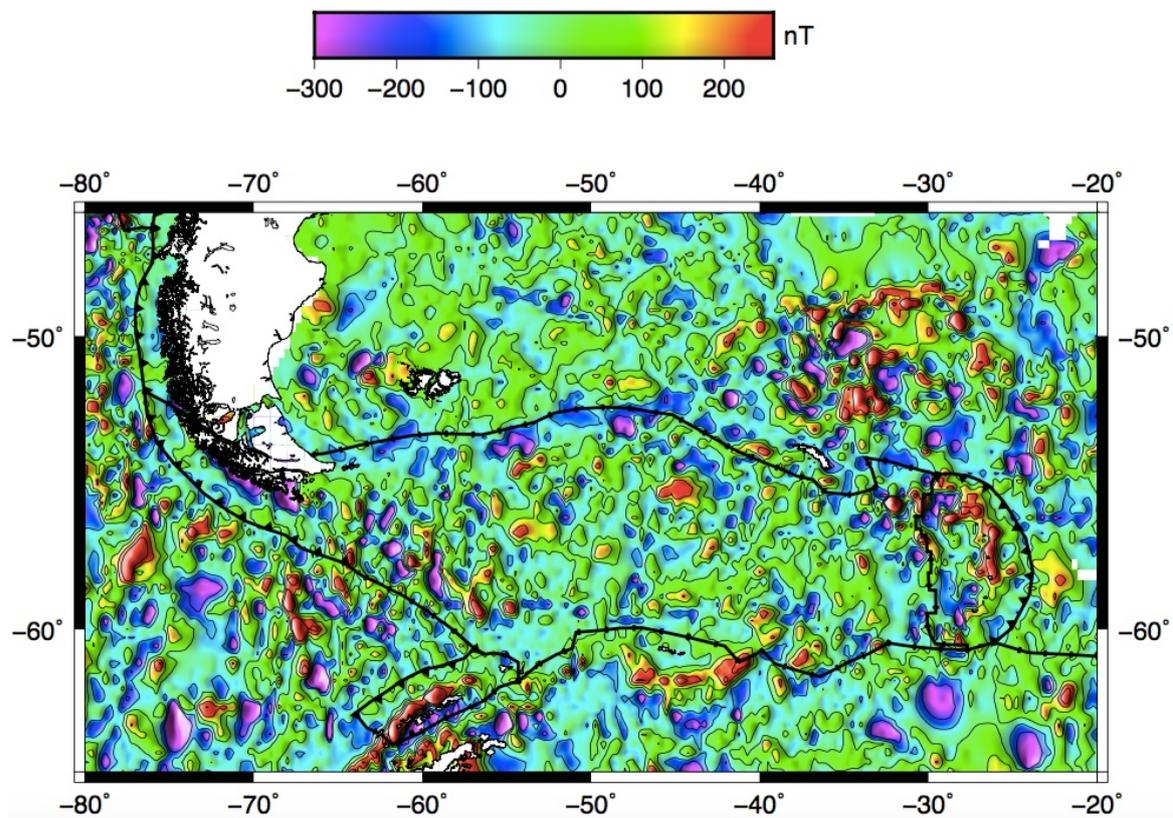


Figura 11: Mapa de anomalías magnéticas del Arco de Scotia en 2D.

### 6.3. OBTENCIÓN DEL ESPECTRO DE POTENCIA PROMEDIADO RADIALMENTE

Una vez obtenido el mapa de anomalías magnéticas en 2D, se procede a obtención de los valores de potencia asociados a cada frecuencia, aunque en este caso se trabajará con el número de onda, con el fin de obtener el espectro de potencia promediado radialmente correspondiente al mapa de anomalías magnéticas. Para ello, desde *scotia.m* se llama al programa *raPsd2d.m*. [30]

Este programa permite calcular y representar el espectro de potencia promediado radialmente (Figura 12), a partir de la imagen de anomalías magnéticas en 2D (representación de Matlab) con una resolución de 5 kilómetros, proporcionando el valor de la potencia asociada a una longitud de onda determinada.

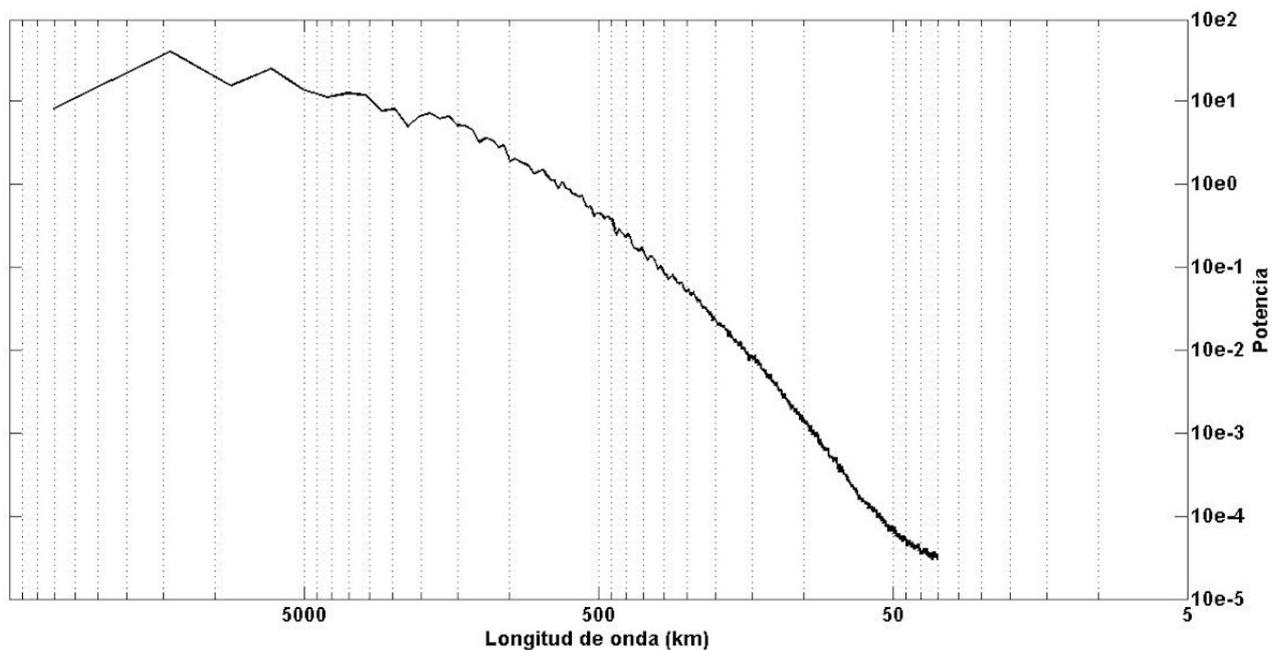
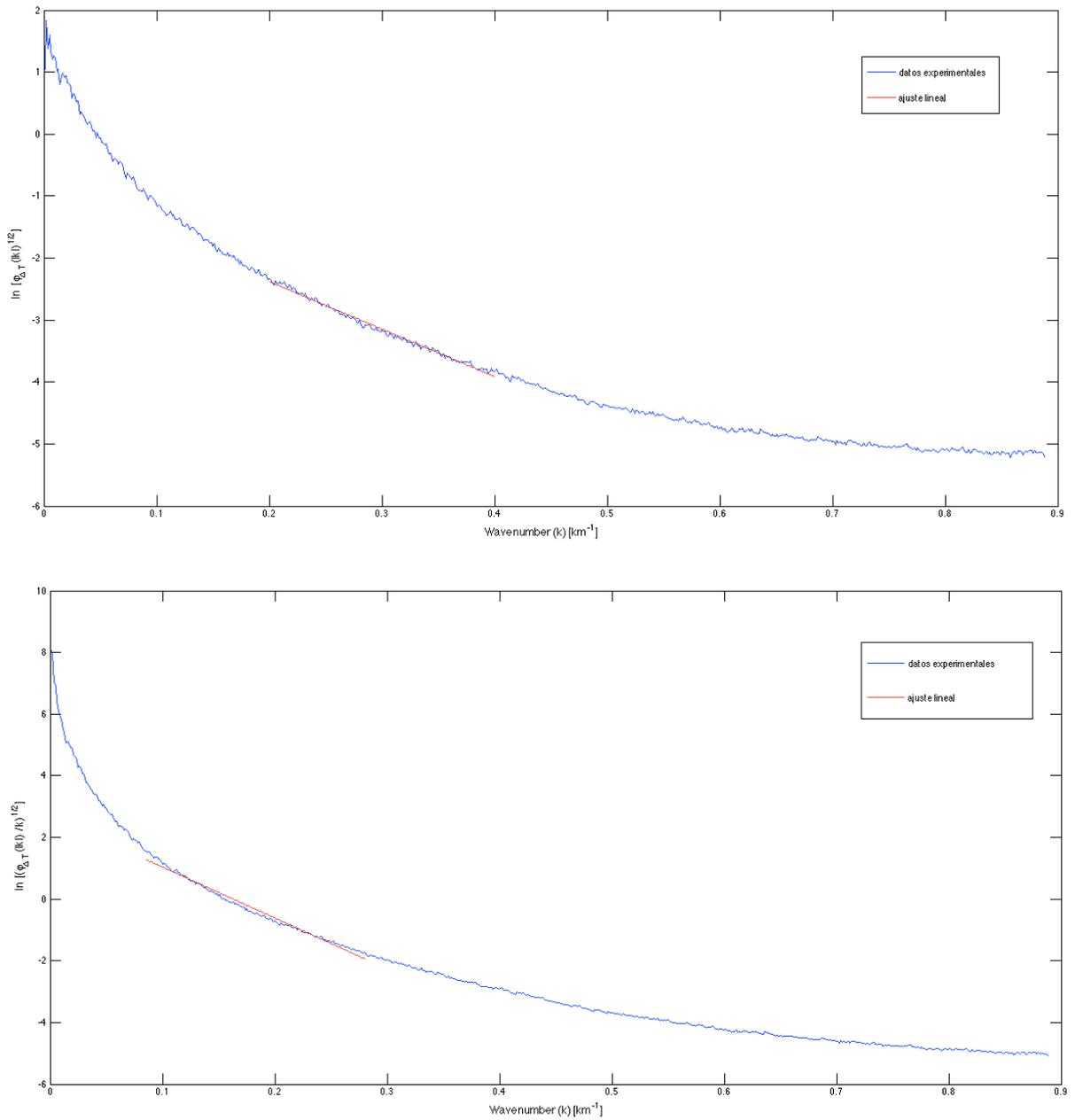


Figura 12: Espectro de potencia promediado radialmente.

### 6.4. OBTENCIÓN DE LA PROFUNDIDAD DE LA ISOTERMA DE CURIE

Una vez obtenido el espectro de potencia promediado radialmente mediante el análisis espectral, al representar en una escala lineal la frecuencia frente al logaritmo de la densidad espectral de potencia, se distinguen intervalos de frecuencia donde la variación logarítmica de la potencia con el número de onda, pueden ser aproximados por una función lineal, con amplitudes que decrecen al aumentar la frecuencia.

Como se ha comentado en el punto **5.4.2 Formalismo matemático**, a partir de las ecuaciones (5.4.2.4) y (5.4.2.7), se demuestra que es posible estimar la profundidad a la que se encuentra la parte más superficial y el centroide de la fuente magnética mediante un ajuste lineal en las zonas de altas y bajas longitudes de onda respectivamente. [26]



**Figura 13:** Espectros empleados para estimar la profundidad de Curie usando datos de anomalías magnéticas en dos dimensiones. a) Asociado a números de onda intermedios/altos o longitudes de onda cortas (ecuación 5.4.2.4). b) Asociado a números de onda bajos o longitudes de onda largas (ecuación 5.4.2.7). Así mismo se representa el ajuste por mínimos cuadrados correspondiente para ambos casos.

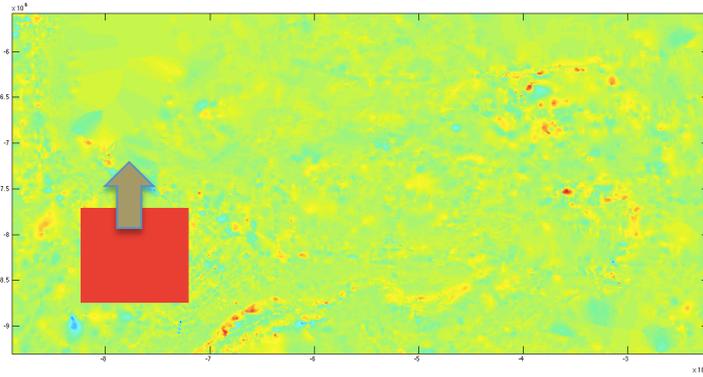
En la Figura 13, se han representado los dos espectros con sus correspondientes ajustes, los cuales proporcionan los valores de la profundidad superficial y profundidad del centroide,  $Z_t = (7.7 \pm 0.2) \text{ Km}$  y  $Z_0 = (16.5 \pm 0.6) \text{ Km}$  respectivamente, usando para cada uno de ellos el gradiente del espectro promediado radialmente definido como  $\ln[\Phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2}]$  (profundidad del tope) y  $\ln[\Phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2}/|k|]$ , (profundidad del centroide) donde  $|k|$  representa el número de onda y  $\Phi_{\Delta T}(|k|)$  el espectro de potencia promediado radialmente de la anomalía magnética.

Determinar el valor de la profundidad basal, o de Curie, se efectúa mediante la ecuación (5.4.2.8), obteniendo así un valor de  $Z_b = (25.4 \pm 0.6) \text{ Km}$ , lo cual es un resultado coherente, ya que es durante las primeras decenas de kilómetros (entre los 40 km en zonas continentales y 15 km en zonas oceánicas) en las que se llega a la temperatura de Curie, donde los materiales ferromagnéticos se transforman en paramagnéticos. Sin embargo, el valor obtenido es orientativo (valor medio) pues se ha considerado toda la zona de estudio. Para obtener un mapa en el que se refleje la variación de la isoterma de Curie de una manera más detallada, debe de realizarse el mismo procedimiento seguido hasta ahora, con la diferencia de que el mapa de anomalías magnéticas será dividido en pequeños retículos.

## 6.5. OBTENCIÓN DE LA PROFUNDIDAD DE LA ISOTERMA DE CURIE ASOCIADA A RETÍCULOS

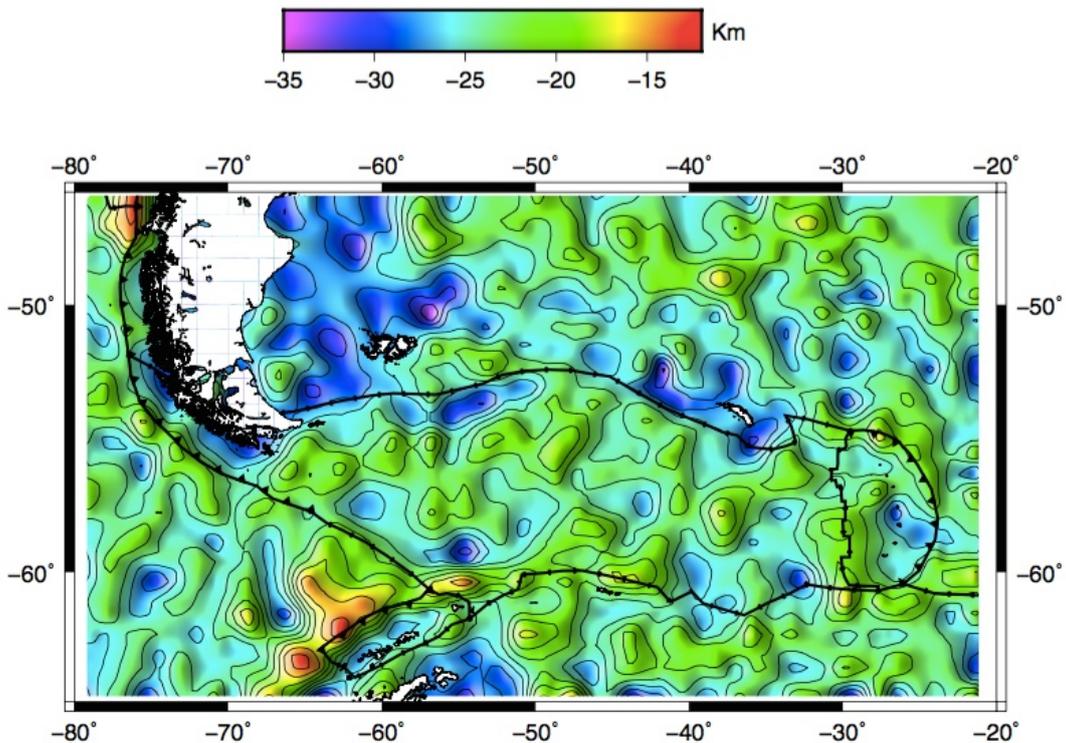
Para obtener un mapa en el que se represente la isoterma de Curie, es necesario obtener el valor de la profundidad basal en un mallado más pequeño y obtener así mayor información sobre la estructura térmica en la zona de estudio en cuestión. Para esto, se ha implementado el código *reticulos.m*. Dicho programa incluye una llamada a otro programa (*im2colstep.m*).

Este último programa (originalmente está escrito en lenguaje “C” por Ron Rubisntein), es empleado para cubrir el mapa de anomalías magnéticas en unidades más pequeñas. En este caso, se han escogido retículos con dimensiones de 70 x 70, que recorren todo el mapa en sentido vertical, obteniendo así un total de 2176 celdillas. Además, existe un solape de 50 x 50, que implica el 70% aproximadamente entre una celda y la siguiente, con el objetivo de garantizar una mayor continuidad y suavidad en los resultados de la profundidad de Curie obtenidos.



**Figura 14:** Muestra sobre el mapa de anomalías magnética (obtenido con Matlab) la dimensión de un retículo de dimensión [70x70]. La flecha indica la dirección en la que el retículo se mueve.

Este programa es el encargado de seleccionar cada retículo, y de realizar las operaciones de cálculo de la profundidad al tope, de la profundidad al centroide, y la profundidad basal descritas en el punto **6.4 Obtención de la profundidad de la isoterma de Curie**, en cada uno de estos, y proceder a su representación gráfica utilizando para ello GMT. El programa crea un fichero tipo .txt en el que se recogen los valores de X e Y en coordenadas *World Mercator* y la profundidad estimada para dichas coordenadas espaciales, consiguiendo así un continuo de datos equiespaciados que posteriormente son representados, obteniendo el mapa correspondiente de la profundidad de Curie de las fuentes magnéticas de la zona de estudio.



**Figura 15:** Mapa de la profundidad de Curie para el Arco de Scotia y alrededores.

## 6.6. TRATAMIENTOS ERRORES (asociados a las profundidades)

Un aspecto a tener en cuenta es el relacionado al tratamiento de errores correspondientes a las diferentes profundidades: la superficial, la del centroide y la de Curie. En primer lugar se evalúan qué valores se obtienen del espectro de potencia promediado radialmente para el rango seleccionado de la señal original,  $\ln[\Phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2}]$  en el caso de  $Z_t$  y  $\ln[\Phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2}]$  para  $Z_0$ . Seguidamente, se evalúan los mismo valores, pero esta vez obtenido como resultado los correspondientes al ajuste lineal realizado a las zonas de interés de cada espectro. A partir de la diferencia entre ambos, se obtiene el error asociado a la profundidad superficial y del centroide:

$$\ln(P_{real}) = K_1 \cdot Z_{real} + cte \quad (6.6.1)$$

$$\ln(P_{teorica}) = K_1 \cdot Z_{teórica} + cte \quad (6.6.2)$$

$$\ln(P_{real}) - \ln(P_{teorica}) = \Delta \ln(P) = K_1 \cdot \Delta Z_{real} \quad (6.6.3)$$

$$\Delta Z = \frac{\Delta \ln(P)}{K_1} \quad (6.6.4)$$

El error asociado a la profundidad superficial y del centroide no es más que la desviación estándar de los valores de estos, tal como muestra la ecuación (6.6.4). En cuanto al referente a la profundidad de Curie, se determina mediante la propagación de los errores anteriores.

En el presente trabajo, como ya ha sido comentado, se obtienen las profundidades de Curie mediante el uso de un retículo que va recorriendo la malla global. Dentro del mismo, dos programas realizados con Matlab, (*errores.m* y *errores2.m*) determinan los errores de la profundidad superficial, del centroide y de Curie tal como se ha indicado en este mismo apartado. Adicionalmente, y con el fin de que los resultados obtenidos se adapten lo más posible a la realidad, se estableció un valor umbral de un 15% para el error relativo, de forma que todos aquellos resultados que superaran este umbral serían descartados. Finalmente, no hubo lugar, pues el error máximo cometido en los valores de la profundidad de Curie es del 12%

## 6.7. OBTENCIÓN DEL MAPA DE FLUJO DE CALOR

El flujo de calor superficial proporciona información sobre el manto, su evolución y geoquímica, sobre la estructura térmica de la corteza, así como de su reología. Para la obtención de un mapa preliminar de flujo de calor de la zona de estudio, se utilizará el modelo publicado por Davies en 2013. [31]

El incremento en cuanto a las medidas puntuales sobre el flujo de calor, la mejora en la digitalización de mapas geológicos, la obtención de mapas de la edad de la corteza oceánica y batimétricos más precisos junto a las mejoras en los sistemas de información geográfica GIS, motivó la elaboración de un mapa global del flujo de calor superficial, de alta resolución, presentado en una mallado regular de 2° x 2° cada rejilla [31].

Para la consecución de este mapa global del flujo de calor superficial se aplicaron tres criterios:

- El **primero**, hace referencia a las **cuencas jóvenes**, donde se refleja principalmente en los datos de flujo la circulación hidrotermal. Estas cuencas se encuentran en un periodo de formación, por lo que es frecuente la aparición de fracturas que absorben el agua del mar provocando un falseo en las medidas (ruido en la señal). Es por esto que, en estas zonas, se utiliza una estimación de un modelo matemático en lugar de las mediciones de los datos puros. (ver ecuación 6.7.1)
- El **segundo**, incluye a aquellas regiones del mundo con mediciones locales de flujo de calor y que pueden proporcionar una estimación coherente sobre el flujo en la zona en cuestión.
- El **último**, engloba al resto de áreas, donde la estimación sobre el valor del flujo de calor se puede desarrollar suponiendo que existe una correlación entre tal magnitud y la geología de la zona.

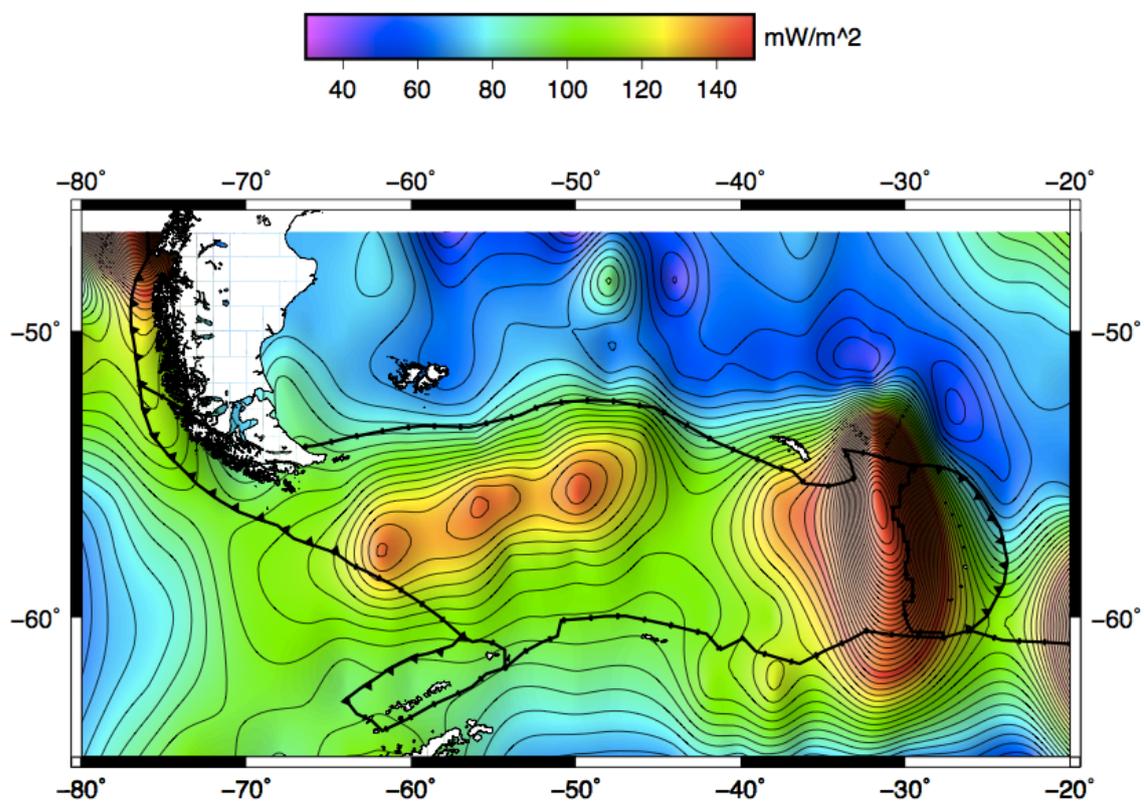
Concretamente el Arco de Scotia y sus alrededores, cae dentro del primero criterio, al tratarse de una cuenca joven, por lo que el mapa de flujo de calor no es obtenido a partir de las mediciones directas, sino a partir de un modelo matemático propuesto:

$$Q = Ct^{-1/2} \quad (6.7.1)$$

donde  $Q$  es el flujo de calor superficial ( $\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$ ),  $t$  es la edad del fondo marino (Ma) y  $C$  es una constante ( $490 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{Ma}^{1/2}$ ). [31]

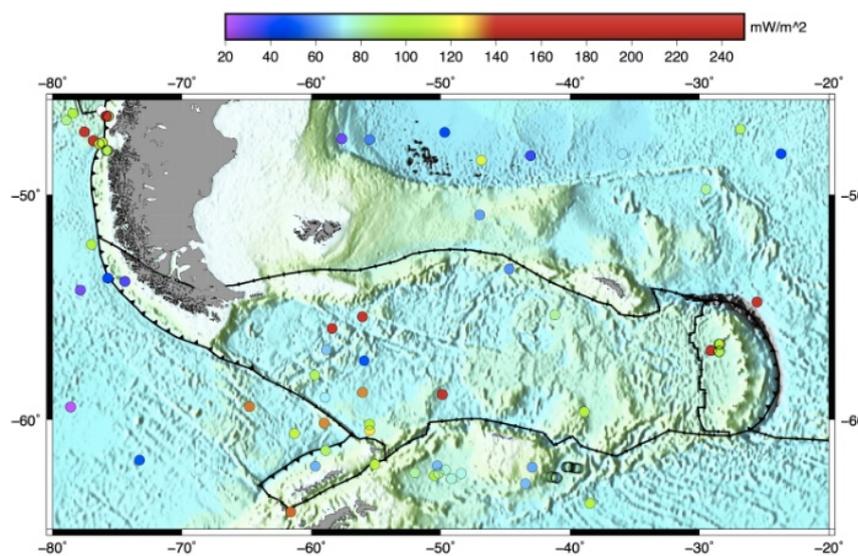
Es sabido, que la secuencia de anomalías magnéticas preservada en la corteza oceánica a ambos lados de una dorsal oceánica es idéntica a la secuencia de inversiones magnéticas ya conocida a partir de las coladas de lava continentales. Las anomalías magnéticas se forman cuando el magma basáltico realiza una intrusión en las dorsales oceánicas. Cuando el magma se enfría por debajo del punto de Curie, registra la polaridad magnética terrestre que existiera en ese instante. La expansión del fondo oceánico divide la corteza previamente formada por la mitad, por lo que ésta se mueve lateralmente alejándose de la cordillera oceánica. Las intrusiones repetidas hacen que quede registrada una serie simétrica de anomalías magnética que refleja los períodos de polaridad normal e invertida (isócronas). [32]. El estudio de la secuencia de inversiones magnéticas da información sobre la velocidad a la que se expande el fondo marino, y el ancho de cada secuencia entre otros, los cuales sirven para determinar la edad del fondo marino. [33]

Así mismo, mediante la ecuación (6.7.1) se puede obtener el mapa de flujo de calor superficial para la zona de estudio (Figura 16) siguiendo el modelo propuesto para cuencas jóvenes, utilizando el software GMT:



**Figura 16:** Mapa del flujo de calor para el Arco de Scotia y sus alrededores siguiendo el modelo matemático propuesto por Davies.

Por otra parte en la sección **3.6. Flujo de calor en el interior terrestre**, se ha demostrado que el flujo de calor está relacionado con la profundidad de Curie mediante la expresión (3.6.5), por ello, utilizando los datos experimentales obtenidos para la profundidad de Curie, se va a adquirir una estimación del mapa de flujo de calor. Para ello, es necesario utilizar las profundidades de Curie obtenidas en la sección **6.5 Obtención de la profundidad de la isoterma de Curie asociada a retículos**, y a modo de herramienta auxiliar, los valores del flujo de calor disponibles en la base de datos global ([www.heatflow.und.edu](http://www.heatflow.und.edu)), así como los valores de profundidad del fondo almacenados en el siguiente repositorio: [http://topex.ucsd.edu/marine\\_topo/](http://topex.ucsd.edu/marine_topo/).

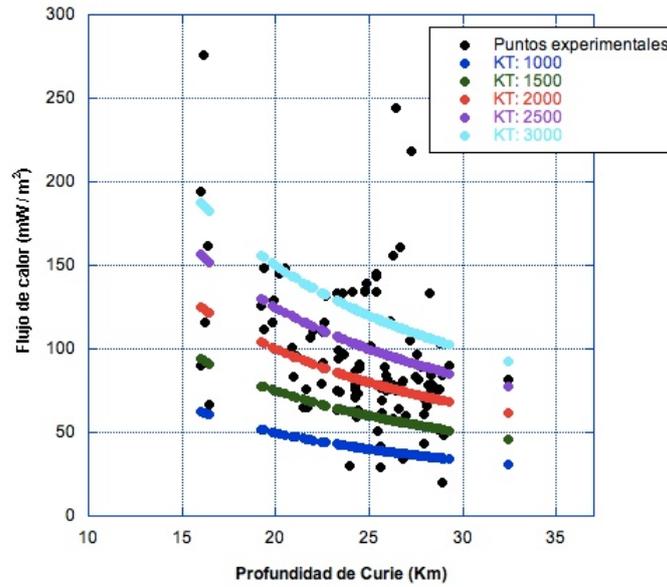


**Figura 17:** Batimetría y valores disponibles del flujo de calor en el Arco de Scotia y alrededores.

La Figura 17, muestra la localización de los puntos de la zona de estudio donde se disponen de los valores de flujo de calor. Si se realiza una representación gráfica del flujo de calor frente a la profundidad de Curie (Figura 18), pese a que la distribución de valores presenta un aspecto algo ruidoso como consecuencia de la contaminación hidrotermal antes mencionada, en general, se observa una dependencia inversamente proporcional de la profundidad con el flujo, tal como muestra la ecuación (3.6.5.). Para ello esta misma ecuación puede ser escrita como:

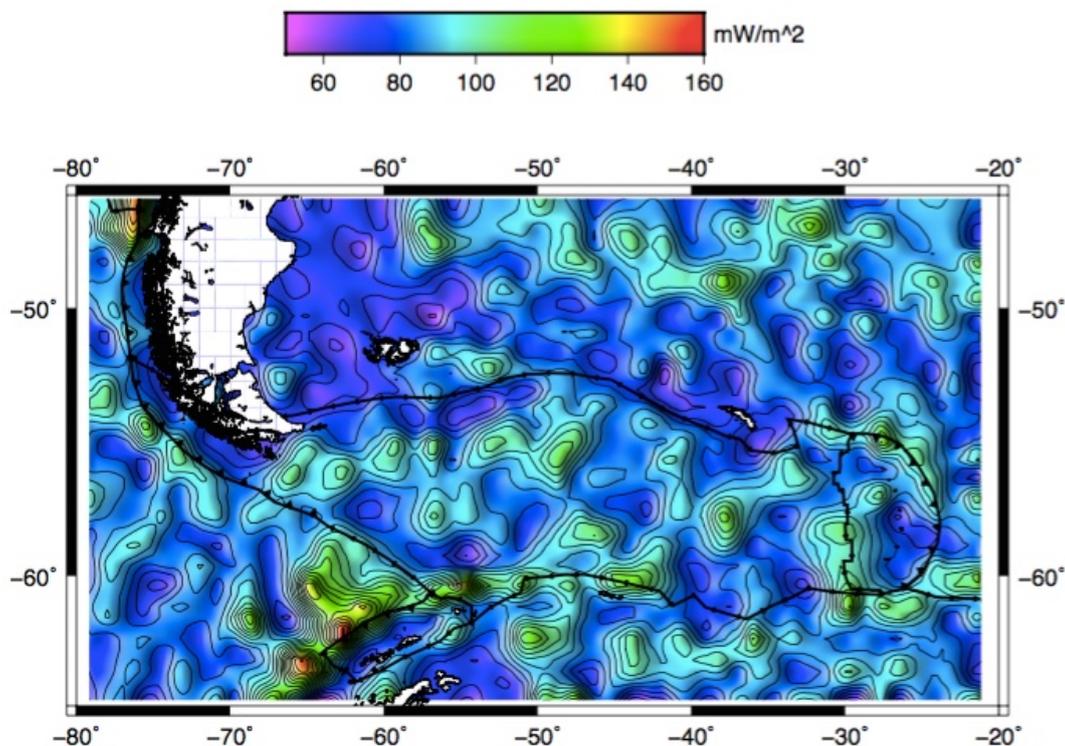
$$Q \simeq -k \frac{T_{Curie}}{z_{Curie} - z_{fondo}} \quad \Rightarrow \quad y = -\frac{cte}{x - a}$$

por lo que se realizarán diferentes ajustes a la nube de puntos con el fin de encontrar la aproximación más adecuada a la constantes del numerador ( $k \cdot T_{Curie}$ ).



**Figura 18:** Representación gráfica del flujo de calor frente a la profundidad de Curie, junto al ajuste  $y = -\frac{cte}{x-a}$  para diferentes valores de  $cte = k \cdot T_{Curie}$ : 1000, 1500, 2000, 2500 y 3000.

La Figura 18, muestra que la aproximación que mejor se ajusta a los valores disponibles es la de  $k \cdot T_{Curie} = 2000$ , por lo que será la empleada para obtener, mediante la ecuación (3.6.5), los valores del flujo de calor asociados a las profundidades obtenidas en el apartado anterior, y presentar así el mapa de flujo de calor (Figura 19).



**Figura 19:** Mapa del flujo de calor del Arco de Scotia y alrededores a partir de los valores obtenidos de la profundidad de Curie.

## 7. DISCUSIÓN

---

El estudio de datos magnéticos, concretamente el de las anomalías magnéticas, proporciona información detallada sobre las principales características tectónicas del Arco de Scotia.

La Figura 11, presenta el mapa de anomalías magnéticas en el entorno del Arco de Scotia, en dos dimensiones con una resolución espacial de 5 kilómetros y un rango de variación entre -300 nT y 300 nT. Dicho mapa, fue obtenido mediante el software GMT, con el fin de localizar las fuentes magnéticas en el área de estudio. En él se aprecian anomalías magnéticas muy intensas, localizadas en la Antártida (incluyendo la antigua placa de Phoenix), en la parte Oriental del Mar de Scotia y en la zona del Océano Atlántico situada al noreste del archipiélago de las Georgia del Sur. En la parte más central, hacia el oeste del Mar de Scotia y la mayor parte del Océano Atlántico, se localizan valores de amplitud intermedios y bajos en cuanto a las anomalías magnéticas. La zona de Fractura Shackleton, límite entre las antiguas placas de Phoenix y Scotia, muestra un cambio en el estilo de la señal magnética (fluctuaciones), posiblemente como consecuencia del contraste de magnetizaciones existente entre ambas placas. Así mismo, las fuentes de anomalía magnética en la zona del Pacífico hacia el sur del Mar de Scotia son fácilmente identificables, concretamente en el Estrecho de Bransfield y al Sur de las Islas Orcadas.

El mapa correspondiente a la profundidad de Curie (Figura 13), muestra la variación de la profundidad límite entre la Litosfera y Astenosfera en la zona de estudio; destacando en rojo las zonas en donde la profundidad estudiada es más superficial. Estas zonas se localizan fundamentalmente en el entorno de la península Antártica, concretamente en el área ocupado por la antigua placa Phoenix. Así mismo, otras zonas cuyos valores de profundidad de Curie son someros, se localizan en el límite meridional del Arco de Scotia, la Dorsal Este de Scotia y sobre la Placa Sandwich, concretamente sobre la dorsal, coincidiendo en esas zonas con valores intensos de anomalías magnéticas (Figura 11).

En cuanto a los mapas en los que se refleja la distribución del flujo de calor superficial, se han obtenido dos diferentes, permitiendo realizar una primera validación de los resultados obtenidos. El primero de ellos (Figura 16), se basa en el modelo matemático para cuencas jóvenes que propone Davies [31]. La gama de colores azules muestra las zonas frías, en las que se localizarían zonas poco anómalas desde un punto de vista térmico.

El modelo prevé valores de flujo de calor altos para la Dorsal Este de Scotia, y también, pero algo menores en amplitud, para la Dorsal Oeste de Scotia.

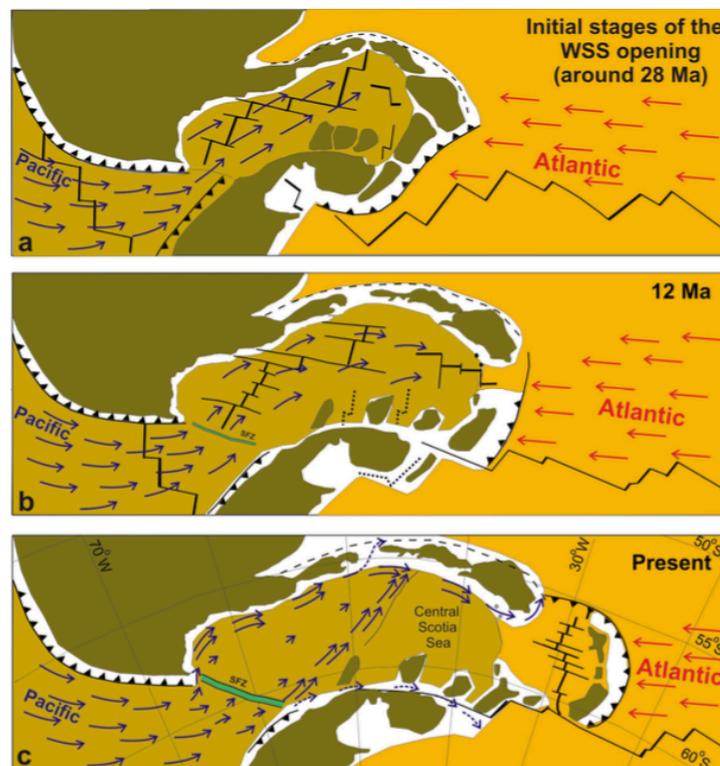
El segundo mapa de flujo de calor (Figura 19), se obtiene a partir de los datos estimados de la profundidad de Curie. Muestra, en un contexto térmico, una situación en algunas zonas opuesta a lo reflejado en el mapa citado anteriormente, concretamente en la zona de la Dorsal Oeste de Scotia. En ésta zona, se localiza un mínimo térmico, encontrándose rodeado por valores altos de flujo de calor en: la zona septentrional del Arco de Scotia, la Dorsal Este de Scotia y a lo largo de la zona de Fractura Shackleton.

Una explicación plausible para estos valores, es que el Paso de Drake, habría actuado como puerta de entrada del manto astenosférico hacia el Este del Océano Pacífico. Esta idea fue propuesta en 1982 por Álvarez [34] y contrastada posteriormente por varios autores, como Pearce [35] y Nerlich [36], basándose en el análisis geoquímico y el estudio de señales mediante topografía dinámica. En concreto, este último estudio, basado en análisis geoquímico, propone que la apertura del Paso de Drake ha permitido que un volumen limitado de magma fluyera desde el Océano Pacífico hacia el Este, pero solamente durante el desarrollo del Paso de Drake, no apoyando la posibilidad, de que siga actuando hoy en día [35]. Nerlich basándose en la topografía dinámica (término usado en geodinámica para la topografía generada por fuerzas dinámicas del flujo provenientes del manto superior terrestre, es decir, aquellas que producen deformaciones topográficas sin compensación isostática, y que no puede ser explicadas por variaciones laterales de grosor o densidad en la litosfera asumiendo que el manto subyacente se comporta como fluido estático que empuja la placa [37]), no encontró evidencia alguna que apoyara la hipótesis planteada por Álvarez [34].

Por otra parte, en 2014, Martos et al. [16] mediante un análisis gravimétrico y la modelización de una serie de perfiles, obtuvo resultados compatibles con las variaciones de los espesores litosféricos relacionados con las corrientes astenosféricas. La zona noreste del Mar de Scotia y el área de la cuenca oriental, que se encuentra en la zona meridional del Mar de Scotia, se caracterizan, de acuerdo con la modelización realizada, por tener una litosfera más fina. Estas variaciones litosféricas, se interpretaron como una evidencia de la existencia de flujos o canales astenosféricos donde la raíz de la Zona de Fractura Shackleton (ZFS) jugó un papel importante, al haber actuado tras su formación, como una barrera para el flujo de material astenosférico procedente del Pacífico, dividiendo en tres ramas este

canal único: un ramal que choca con la cara más occidental de la ZFS, dando lugar a dos ramales que fluyen hacia el extremo norte y sur de la propia zona de fractura, rodeándola. [16]

La Figura 20, presenta un esquema sobre la formación de la ZFS. En ella se observa como en un principio el Océano Pacífico y Atlántico se encontraban unidos, existiendo de esta manera un único canal astenosférico. La formación de la ZFS, comenzó hace unos 12 Ma y es representada por una línea verde. La ZFS constituye un evento topográfico de primer orden, en el que se alcanzan alturas promedio superiores a los 1000 metros, localizándose zonas en las que se alcanzan los 3000 metros de altitud.



**Figura 20:** Esquema ilustrativo sobre la formación del Paso de Drake. a) Situación inicial cuando comienza la separación de las masas continentales Americana y Antártica, existiendo un único flujo de manto astenosférico. b) Inicio evolutivo de la ZFS. c) La ZFS está plenamente establecida y actúa como barrera astenosférica [16]

Hay que tener en cuenta, que la raíz de esta cordillera submarina, debió de poseer un espesor de mayor magnitud (desde un punto de vista isostático) que lo que se muestra en superficie, actuando a modo de compuerta y regulando la entrada de flujo astenosférico desde el inicio y el desarrollo de la ZFS. Este mecanismo permitió la aparición de dos

ramales (norte y sur) que sortean la ZFS discurriendo por la zona septentrional y meridional del Arco de Scotia. En base a ellos, es pausable que lo que se detecta en el modelo de flujo de calor de este estudio (Figura 19), sea la firma térmica de dichos dos ramales. Así mismo, estos resultados, apoyarían las hipótesis planteadas por Álvarez y Martos et al [34][16].

Por último destacar, que los valores propuestos por el modelo de Davies, discrepan de los obtenidos por el segundo modelo de flujo de calor. En algunas zonas, no sólo aportan valores diferentes, sino opuestos. Los valores que proporciona el modelo matemático de cuencas jóvenes, no son respaldados en la discusión presentada, permitiendo resaltar la idea de la utilidad limitada de los modelos matemáticos. Éstos muestran un buen acuerdo, en general, para describir procesos globales, pero en algunos casos fallan a la hora de describir procesos regionales, tal como ocurre en el caso presentado.

## 8. CONCLUSIONES

---

- ❖ En algunas zonas de la corteza terrestre se producen desviaciones del valor teórico del campo magnético principal, denominadas anomalías magnéticas. La representación de las anomalías magnética en la zona de estudio, permite localizar las fuentes magnéticas, proporcionando información sobre la composición de la corteza en dicha zona.
- ❖ A partir de la aplicación del análisis espectral a los valores de anomalías magnéticas marinas obtenidas del WDMAM, se han obtenido los valores de la profundidad superficial, del centroide y basal de las fuentes magnéticas. Esta última, también denominada profundidad de Curie, ha permitido la elaboración de un mapa en el que se representa la isoterma del punto de Curie, obteniendo un valor medio de  $Z_b = (25.4 \pm 0.6) \text{ Km}$ .
- ❖ Se ha obtenido un mapa de flujo de calor a partir de las profundidades de Curie estimadas y otro con un modelo global publicado recientemente (año 2013). Comparando ambos entre sí, se observa que el modelo global, plantea discordancias con el obtenido a partir de la profundidad de Curie. En concreto en algunas zonas el resultado es exactamente el opuesto de los propuestos por el modelo. Ello nos sirve para poner de manifiesto las limitaciones de los modelos, y la conveniencia de tratarlos con cautela cuando describen procesos regionales.
- ❖ Los resultados obtenidos de flujo de calor apoyan una vieja idea propuesta en 1982 a cerca de la existencia de canales astenosféricos en la zona del Arco de Scotia.
- ❖ En cuanto a las perspectivas de futuro, una clara conclusión de este trabajo es que sería interesante continuar realizando estudios sobre el Arco de Scotia. Es poco lo que se conoce de esta región, por ser una zona remota y de meteorología compleja, sin embargo, de mayor importancia para fijar y estabilizar el clima de nuestro planeta.

## 9. BIBLIOGRAFÍA

---

- [1] D. S. Parasnis (1970). Principios de la geofísica aplicada. Paraninfo. Madrid . 208 pp.
- [2] B.A. de la Morena, M. Herraiz, J.M. Torta, M. Catalán, J.J. Curto, A. García, J.M. Martínez Solares, I. Socías, J.J. Villalaín (2014). Libro Blanco de Geomagnetismo y Aeronomía. Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA). 80 pp. ISBN:978-84-938932-2-4.
- [3] G. Gres Hernández (2012). Análisis de espectrogramas de anomalías magnéticas para la detección de estructuras. Tesis para obtener el título de: Ingeniero geofísico. Universidad Nacional Autónoma de México, México. 74 pp.
- [4] [http://www.mttmlr.com/geoTS\\_files/geo\\_ts\\_cap3.pdf](http://www.mttmlr.com/geoTS_files/geo_ts_cap3.pdf) (última consulta 08/09/2014)
- [5] [http://www.armada.mde.es/ArmadaPortal/page/Portal/Armadaespanola/ciencia\\_observatorio/prefLang\\_es/05\\_Geofisica--02\\_servicio\\_geomagnetismo](http://www.armada.mde.es/ArmadaPortal/page/Portal/Armadaespanola/ciencia_observatorio/prefLang_es/05_Geofisica--02_servicio_geomagnetismo) (última consulta 08/09/2014)
- [6] [http://teideastro.com/assets/files/Volcan/campo\\_magnetico.pdf](http://teideastro.com/assets/files/Volcan/campo_magnetico.pdf) (última consulta 08/09/2014)
- [7] <http://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html> (última consulta 08/09/2014)
- [8] F. J. Pavón-Carrasco (2010). Modelización Regional del Campo Geomagnético en Europa para los últimos 8000 años y desarrollo de aplicaciones. Tesis para obtener el título de doctor. Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I (Geofísica y Meteorología). Universidad Complutense de Madrid, Madrid. 120pp. ISBN: 978-84-693-8779-5.
- [9] L. Narváez Medina (2012). Modelo de fuentes de anomalías geomagnéticas de campo total asociadas al estado de la cámara magmática del volcán Galeras. Tesis para optar al título de: Magister en Ciencias – Geofísica. Departamento de Geociencias. Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia. 96 pp.
- [10] D. L. Turcotte, G. Schubert (2002). Geodynamics, Second edition. Cambridge University Press, Cambridge. 848 pp. ISBN: 978-05-216-6624-2.
- [11] L. I. Nwankwo (2015). Estimation of depths to the bottom of magnetic sources and ensuing geothermal parameters from aeromagnetic data of Upper Sokoto Basin, Nigeria. Geothermics, 54, 76-81.
- [12] A. Maestro, J. López-Martínez, J. Galindo-Zaldívar, F. Bohoyo, S. Mink (2014). Evolution of the stress field in the southern Scotia Arc from the late Mesozoic to the present day. Global and Planetary Change, 123, 269-297.
- [13] F. Bohoyo, J. Galindo-Zaldívar, A. Jabaloy, A. Maldonado, J. Rodríguez-Fernández, A. A. Schreider, E. Suriñach (2007). Desarrollo de cuencas extensionales profundas asociadas con la zona de falla transcurrente del límite de placas Scotia-Antártida. Revista de la Sociedad Geológica de España, 20 (1-2), 89-103.

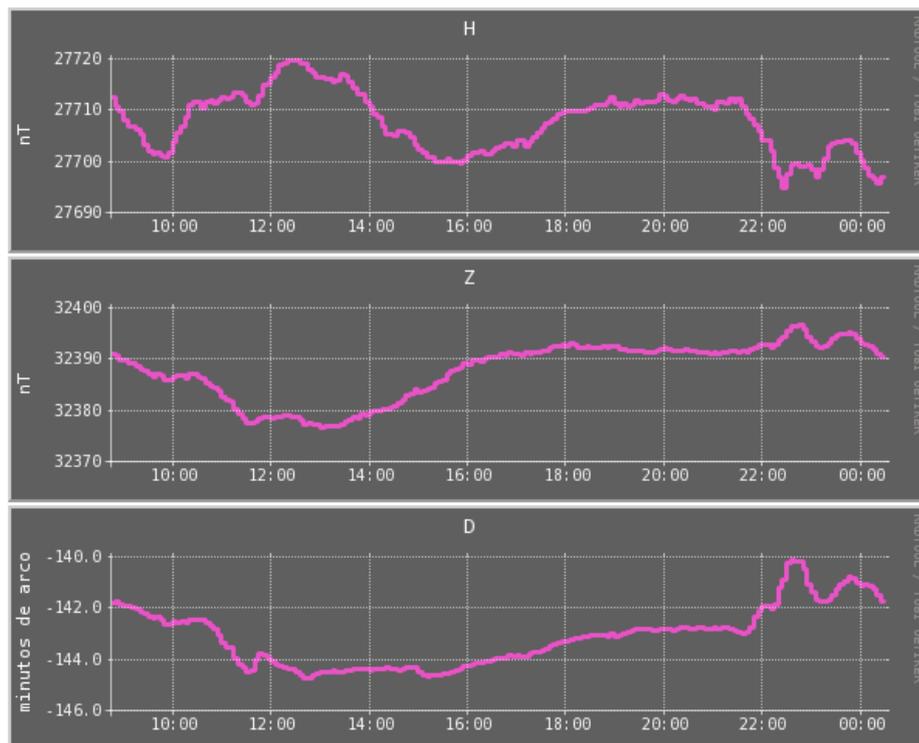
- [14] M. Canals, J. Acosta, E. Gràcia, J. Escartín, Grupo O.R.C.A. (1992). Caracterización geológica de la región de enlace entre la Cuenca de Bransfield y la Dorsal Sur de Scotia (Antártida). *Acta Geológica Hispánica*, 27 (3-4), 89-110.
- [15] F. Bohoyo (2004). Fragmentación continental y desarrollo de cuencas oceánicas en el sector meridional del Arco de Scotia, Antártida. Tesis para obtener el título de doctor. Departamento de Geodinámica. Universidad de Granada. Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. 246 pp.
- [16] Y. M. Martos, J. Galindo-Zaldívar, M. Catalán, F. Bohoyo (2014). Asthenospheric Pacific-Atlantic flow barriers and the West Scotia Ridge extinction. *Geophysical research letters*, 41, 1-7. doi: 10.1002/2013GL058885.
- [17] Y. Quesnel, M. Catalán, T. Ishihara (2009). A new global marine magnetic anomaly data set. *J. Geophys. Res.*, 114, B04106, 1-11. doi: 10.1029/2008JB006144.
- [18] Y. M. Martos, M. Catalán, J. Galindo-Zaldívar, A. Maldonado, F. Bohoyo (2014). Insights about the structure and evolution of the Scotia Arc from a new magnetic data compilation. *Global and Planetary Change*, 123, 239-248.
- [19] C. Reeves (2005). *Aeromagnetic Surveys. Principles, practice and interpretation*, Geosoft, Delft, Países Bajos. 155 pp.
- [20] [http://www.armada.mde.es/ArmadaPortal/page/Portal/ArmadaEspañola/ciencia\\_observatorio/prefLang\\_es/05\\_Geofisica--02\\_servicio\\_geomagnetismo--02\\_observatorios\\_geomagneticos\\_es](http://www.armada.mde.es/ArmadaPortal/page/Portal/ArmadaEspañola/ciencia_observatorio/prefLang_es/05_Geofisica--02_servicio_geomagnetismo--02_observatorios_geomagneticos_es) (última consulta 10/09/2014).
- [21] B. K. Bhattacharyya, L.K. Leu (1975a). Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to two-dimensional structures. *Geophysics*, 40, 993-1013.
- [22] B. K. Bhattacharyya, L.K. Leu (1975b). Analysis of magnetic anomalies over Yellowstone National Park: mapping of the Curie point isothermal surface for geothermal reconnaissance. *J. Geophysics. Res.*, 80, 4461-4465.
- [23] A. Spector, F.S. Grant (1970). Statistical models for interpretation aeromagnetic data. *Geophysics*, 35, 293-302.
- [24] R.T. Shuey, D.K. Schellinger, A.C. Tripp, L.B. Alley (1977). Curie depth determination from aeromagnetic spectra. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 50, 75-101.
- [25] R.J. Blakely (1988) Curie temperature isotherm analysis and tectonic implications of aeromagnetic data from Nevada. *J. Geophys. Res.*, 93, 11817-11832.
- [26] A. Tanaka, Y. Okubo, O. Matsubayashi (1999). Curie point depth base don spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics*, 306, 461-470.
- [27] Richard J. Blakely (1995). *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press. Cambridge. 461 pp.
- [28] <http://gmt.soest.hawaii.edu> (última consulta 10/09/2014).

- [29] <https://www.soest.hawaii.edu/gmt/> (última consulta 10/09/2014).
- [30] <http://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/23636-radially-averaged-power-spectrum-of-2d-real-valued-matrix/content/raPsd2d.m> (última consulta 10/09/2014).
- [31] J. H. Davies (2013). Global map of solid Earth surface heat flow. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14, 1-15. doi: 10.1002/ggge.20271.
- [32] <http://ocw.unican.es/enseñanzas-tecnicas/geologia/Materiales/tema5.pdf> (última consulta 12/09/2014).
- [33] S.C. Cande, D.V. Kent (1995). Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 100, 6093-6095.
- [34] A. Álvarez (1982). Geological evidence for the geographical pattern of mantle return flow and the driving mechanism of plate tectonics. *J. Geophys., Res.*, 87, 6697-6710.
- [35] J. Pearce, P.T. Leat, P.F. Barker, I.L. Millar (2001). Geochemical tracing of pacific-to-atlantic upper-mantle flow through Drake Passage. *Nature*, 410, 457-461.
- [36] R. Nerlich, S.R. Clark, H.P. Bunge (2013). The Scotia Sea Gateway: no outlet for Pacific mantle. *Tectonophysics*, 604, 41-50.
- [37] C. Lithgow-Bertolloni, P.G. Silver (1998). Dynamic topography, plate driving forces and the African superswell. *Nature*, 395, 269-272. doi:10.1038/26212.
- [38] Eisberg Resnick (2011). *Física cuántica: Átomos, moléculas, sólidos, núcleos y partículas*. Limusa. Mexico. 833 pp.
- [39] Á. A. Álvarez Bermúdez (2012). *Métodos magnéticos para caracterizar arenas titaníferas: adquisición, procesamiento e interpretación*. Informe para optar al título de: Ingeniero Geofísico. Universidad Simón Bolívar, Sartenejas. 46 pp.
- [40] S. García García (2013). *Diseño y construcción de magnetómetro triaxial para análisis y experimentación de aislamientos magnéticos*. Proyecto fin de carrera. Departamento de Ingeniería mecánica. Universidad Carlos III de Madrid, Leganés.

## ANEXO 1: Variaciones y perturbaciones geomagnéticas

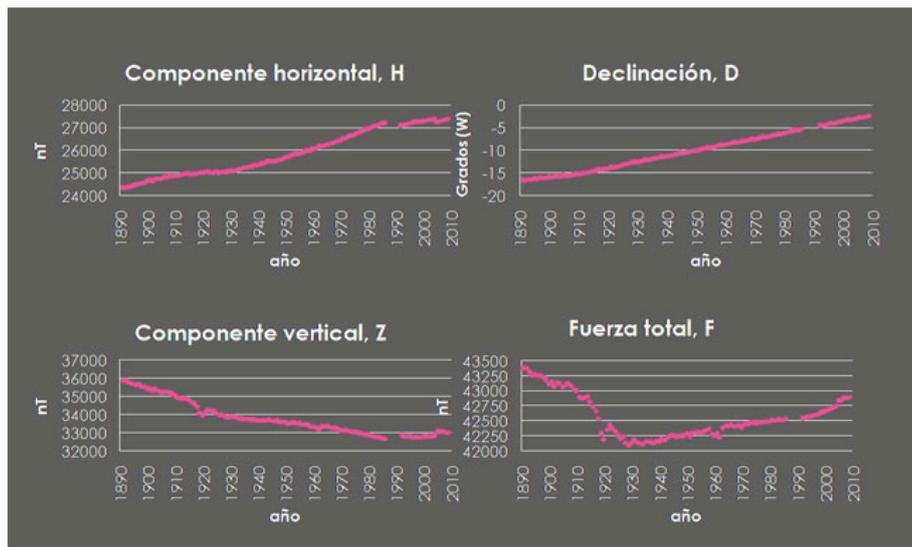
Las variaciones geomagnéticas, debidas a los cambios en la contribución del campo externo, podemos clasificarlas en tres tipos:

- **Variación diurna:** registrada por primera vez en 1722, es la más estudiada y está asociada a la radiación solar durante el día, que ioniza la ionosfera creando así corrientes eléctricas, las cuales en movimiento son las encargadas de crear campos magnéticos que interaccionan con el campo magnético terrestre. Esta variación es debida en mayor medida al origen solar, aunque hay que tener también en cuenta el lunar. En caso de que la variación transcurra sin perturbación geomagnética, durante periodos de 24 horas, se llama variación solar diurna para días calmados, por el contrario si se registra mucha actividad geomagnética se conoce como perturbación solar diurna. Así mismo, las variaciones lunares, son producidas por las mareas gravitacionales asociadas al movimiento de traslación de la luna. [3]



**Figura 21:** Variación diurna en las componentes H, D y Z registradas durante las últimas 24 horas hasta la última actualización disponible en el Observatorio geomagnético de San Fernando. El tiempo está expresado en Tiempo Universal Coordinado (UTC). Fecha 03-09-2015 / 04-09-2015 [20]

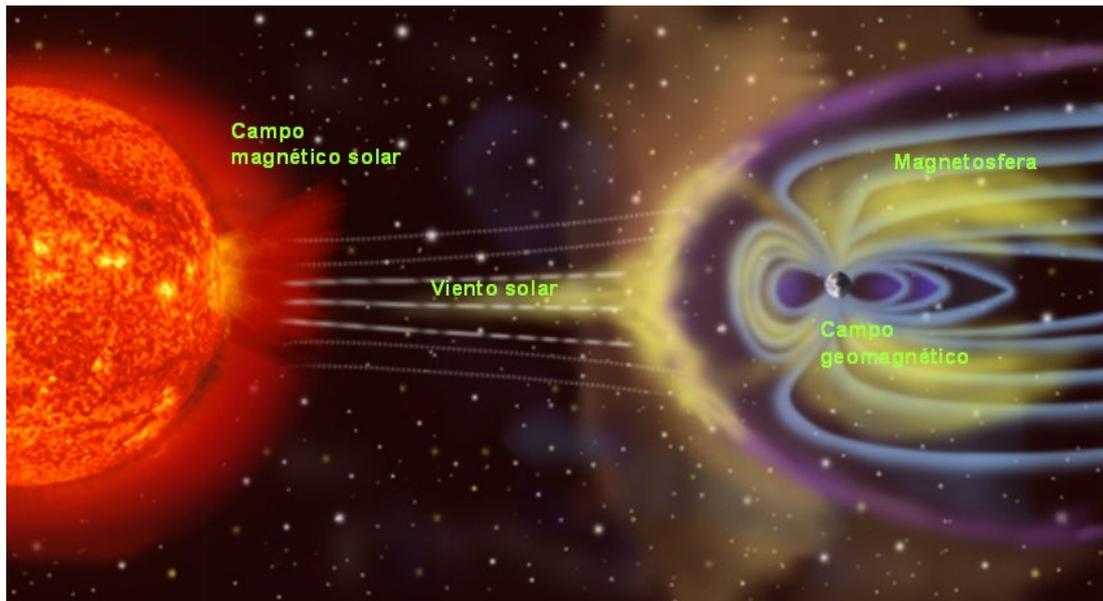
- **Variación secular:** hace referencia a los cambios que sufre el campo magnético terrestre en intensidad y dirección, de forma lenta y progresiva en el tiempo. En la Figura puede apreciarse la evolución temporal de las distintas componentes. [20]



**Figura 22:** Variación secular de las componentes del campo magnético y de su fuerza total en el Observatorio geomagnético de San Fernando. [20]

Las principales perturbaciones geomagnéticas que afectan al campo magnético terrestre serían las tormentas y subtormentas magnéticas:

- **Tormentas magnéticas:** producidas en periodos de gran actividad solar, provocando repentinas y bruscas variaciones en las radiaciones de partículas procedentes del sol. Estas variaciones son las causantes de que se produzcan alteraciones en la capa más externa de la atmosfera terrestre, la magnetosfera, perturbando así el campo magnético terrestre a nivel global. Se caracterizan por tener una duración de varios días.



**Figura 23:** Interacción de partículas solares con la magnetosfera. [20]

- **Subtormentas magnéticas:** hacen referencia a tormentas que se dan en las zonas polares con una actividad muy intensa que dura alrededor de una hora, originando las auroras boreales y australes, siendo éstas la única manifestación de las tormentas magnéticas perceptibles para nuestros ojos. Durante una subtormenta los iones y electrones en el espacio fluyen en mayor cantidad y a mayores energías, siendo los cambios en el campo magnético mucho más profundos que los vistos sobre la propia Tierra.[3][20]

## ANEXO 2: Teorema de Larmor

---

Joseph Larmor, físico y matemático, propuso el siguiente teorema: *“Siempre que se tenga una partícula cargada en una órbita limitada en una región finita del espacio en la que actúa un campo de fuerzas centrales, la adición de un pequeño campo magnético produce un movimiento adicional de precesión superpuesto al movimiento no perturbado de la partícula cargada”*.

Los protones, proporcionan la carga positiva a los átomos, poseen un movimiento propio de rotación alrededor de un eje, como consecuencia del cual tienen un momento angular orbital  $\mathbf{L}$  y un momento magnético dipolar  $\boldsymbol{\mu}_L$  de la misma dirección, es decir, pueden ser considerados como pequeñas barras magnéticas que al girar a gran velocidad alrededor de su eje tienen simultáneamente las propiedades de la aguja magnética y del giroscopio.

En un líquido cualquiera, en ausencia de campo magnético, las direcciones de los ejes de giro de los distintos protones serán diferentes. Sometidos a la acción de un campo magnético  $F$ , tienden a orientarse en la dirección de las líneas de fuerza, pero su propiedad giroscópica se opone a ello temporalmente, originándose un movimiento de precesión análogo al de una peonza por estar sometido a un par. [1]

Desde un punto de vista clásico, la interacción del momento magnético dipolar del átomo con el campo magnético, origina un impulso rotativo  $\boldsymbol{\tau} = \boldsymbol{\mu}_L \times \mathbf{B}$ . Dicho impulso provoca un cambio  $d\mathbf{L}$  en el impulso angular durante un periodo de tiempo  $dt$ , por lo que según la ley de Newton:

$$\frac{d\mathbf{L}}{dt} = \boldsymbol{\tau} = \boldsymbol{\mu}_L \times \mathbf{B}$$

El cambio en  $d\mathbf{L}$  causa que  $\mathbf{L}$  se preceda un ángulo  $\omega \cdot dt$ , donde  $\omega$  es la frecuencia angular de precesión ( $\mathbf{L}$  gira alrededor de  $\mathbf{B}$ , conservando su módulo  $|\mathbf{L}|$ ), por lo que la pulsación vendrá dada por :

$$\frac{d\mathbf{L}}{dt} = \omega \cdot \mathbf{L}$$

de donde se puede deducir que la frecuencia de precesión es [38]:

$$\mu F \sin\theta = \omega L \sin\theta$$

$$\omega = \frac{\mu_L}{L} B \quad \text{siendo} \quad \gamma = \frac{\mu_L}{L} \quad \text{la constante giromagnética}$$

## ANEXO 3: Magnetómetro de efecto Overhauser

---

Es un tipo de magnetómetro basado en la resonancia nuclear, que se basa en el **efecto Overhauser**. Al igual que los magnetómetro de protones basado en la precesión nuclear, el instrumento posee en el interior del sensor una solución rica en protones e iones (radicales libres). El efecto Overhauser ocurre, cuando la solución se combina con átomos de hidrógeno y se expone un campo magnético de radiofrecuencias muy altas. El campo magnético, es utilizado para crear el alineamiento de los radicales libres, es decir, se polarizan en la dirección del propio campo, los cuales se acoplan a los protones generando una fuerte señal de precesión con mucha sensibilidad y altos valores de confianza en las mediciones del campo magnético, mejorando así la eficiencia respecto al magnetómetro de protones tradicional. [39]

Este método tiene una serie de ventajas tales como:

- Utiliza altos campos de radiofrecuencia (en comparación con los magnetómetro de precesión clásicos), por lo que necesita menor energía y por lo tanto las baterías son más ligeras y el instrumento es más fácilmente transportable.
- La velocidad de muestreo es mayor, ya que el acoplamiento electrón-protón puede darse en el mismo instante en el que se están efectuando mediciones.
- La razón señal-ruido se reduce apreciadamente y en consecuencia se reduce la incertidumbre en la medición
- El intervalo de tiempo de medición oscila entre 8-10 segundos como mínimo, por lo que al medir en un intervalo de tiempo mayor, puede aumentar la sensibilidad en la medición. [40]

## ANEXO 4: Códigos de Matlab

---

### - Código 1: scotia\_2modi.m

```
clear
clf
format long

%%
% Cargar archivo Ascii con los datos disponibles del mapa mundial de
% anomalías magnéticas - WDMAM
load SCOTIA_datos_reales_0km.xyz

SCOTIA_datos_reales_0km = SCOTIA_datos_reales_0km;

%Se leen los datos del fichero cargado
lon = SCOTIA_datos_reales_0km(:,1); % Primera columna: longitud
lat = SCOTIA_datos_reales_0km(:,2); % Segunda columna: latitud
x_wm = SCOTIA_datos_reales_0km(:,3); % Tercera columna: x (world mercator)
y_wm = SCOTIA_datos_reales_0km(:,4); % Cuarta columna: y (world mercator)
anom = SCOTIA_datos_reales_0km(:,5); % Quinta columna: anomalía magnética

dx = 5000; % Espaciado en metros en la dirección x
dy = dx; % Espaciado en metros en la dirección y
resolucion_horizantal = 5; % En km

% Defino un plano nuevo con parejas de (x,y)
[XI, YI] = meshgrid(-8895000:dx:-2220000,-9300000:dy:-5580000);

%Interpolación vecino cercano: malla irregular pasa a ser una malla regular
F = TriScatteredInterp(x_wm,y_wm,anom,'nearest');
qz = F(XI,YI); % Obtengo anomalías magnéticas de la malla regular

mesh(XI,YI,qz); % Representación gráfica de las anomalías magnéticas en 3D

% Representación del mapa de anomalías magnéticas en 2D
figure(1)
imagesc(XI(1,:),YI(:,1),qz,'CDataMapping','scaled');
title('Mapa de anomalías magnéticas')
xlabel('Longitud'); % Longitud
ylabel('Latitud'); % Latitud
set(gca,'YDir','normal'); % Da vuelta a la imagesc (está al revés)
%%
% Llamo al scrip que determina los valores de potencia asociado a cada
% frecuencia y obtengo el espectro de potencia promediado radialmente para
% toda la imagen
%
%Variables de entrada: anomalía magnética y la resolución horizontal
%Variables de salida: longitud de onda y potencia
%
[rad_km,Pf]=raPsd2d(qz,5); % espectro en potencia promediado radialmente

figure(2)
plot(rad_km,log(Pf)) %Representación de datos obtenidos (señal) en escala
logarítmica el eje vertical
title('2')
xlabel('Longitud de onda') %% Unidades: metros
ylabel('log(Pf)')
%
%%
% Elijo la zonas de alta y baja frecuencia para obtener dos profundidades: la
% superficial y la central efectuando un ajuste mediante mínimos cuadrados.
%
% Ajuste lineal 1 => Profundidad superficial (Zt)
X1=(2*pi)./rad_km; %Defino eje x -> número de onda (km-1)
Y1=log(sqrt(Pf)); %Defino eje y -> densidad espectral de potencia
frec_indicesx1=find(X1>=0.2 & X1<=0.4); %Selecciono rango de número onda altos
X1final=X1(frec_indicesx1); %Valores de número onda del rango seleccionado
Y1final=Y1(frec_indicesx1); %Valores de espectro poten. del rango seleccionado
ajustel=polyfit(X1final,Y1final,1);
```

```

% Ajuste lineal 2 => Profundidad centroide (Zo)
X2=(2*pi)./rad_km; %Defino eje x -> número de onda (km-1)
Y2=log(sqrt(Pf)./(2*pi)./rad_km); %Defino eje y -> densidad espectral de potencia
frec_indicesx2=find((X2>=0.085 & X2<=0.28)); %Selecciono rango de número onda bajos
X2final=X2(frec_indicesx2); %Valores de número onda del rango seleccionado
Y2final=Y2(frec_indicesx2); %Valores de espectro poten. del rango seleccionado
ajuste2=polyfit(X2final,Y2final,1);

%%Ajuste lineal de mínimos cuadrados
poly1=X1final.*ajuste1(1)+ajuste1(2); % Para Zt
poly2=X2final.*ajuste2(1)+ajuste2(2); % Para Zo

%% Representación gráfica de los datos con sus respectivos ajustes
figure(3)
plot(X1,log(sqrt(Pf))) %Asociada a Zt
hold on
plot(X1final,poly1,'r-')
%plot(X1,f,'r-')
title('Zt')
xlabel('Wavenumber (k) [km^{-1}]')
ylabel('ln {\phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2}}')

figure(4)
plot(X1,log(sqrt(Pf)./(2*pi)./rad_km)) %Asociada a Zo
hold on
plot(X2final,poly2,'r-')
title('Zo')
xlabel('Wavenumber (k) [km^{-1}]')
ylabel('ln [(\phi_{\Delta T}(|k|) / k)^{1/2}]')

% Recojo los valores obtenidos de las profundidades, en concreto el valor de la
% profundidad de Curie de la imagen completa del mapa de anomalías magnéticas en 2D
Zsuperficial=-(ajuste1(1,1));
Zcentroide=-(ajuste2(1,1));
ZCurie=2*Zcentroide-Zsuperficial;

%% Cálculo de errores:
%
% Evalúa los valores de la recta cuando se realiza el ajuste
y_Zt_calc = polyval(ajuste1,X1final);
y_Zo_calc = polyval(ajuste2,X2final);
%
%
%Diferencia entre los valores del espectro y el ajuste
Dif_Zt = Y1final - y_Zt_calc;
Dif_Zo = Y2final - y_Zo_calc;
%
%
%Error Zt => su desviación estándar
error_Zt = mean(Dif_Zt);
var_error_Zt = std(Dif_Zt)./(max(X1final)-min(X1final));
%
%
%Error Zo => su desviación estándar
error_Zo = mean(Dif_Zo);
var_error_Zo = std(Dif_Zo)./(max(X2final)-min(X2final));
%
%
%Error Zb => propagación de errores
error_Zc = sqrt(var_error_Zt*var_error_Zt + var_error_Zo*var_error_Zo);
err_relativo = abs(error_Zc/ZCurie); %error relativo (falta multiplicar por 100)

```

## - Código 2: raPsd2d.m [30]

```
% function raPsd2d(img,res)
%
% Computes and plots radially averaged power spectral density (power
% spectrum) of image IMG with spatial resolution RES.
%
% (C) E. Ruzanski, RCG, 2009
%
% Se han realizado algunos cambios

% Variables de entrada, imagen de anomalías magnéticas en 2D y la resolución
% horizontal fijada, concretamente de 5km.
%
% Variables de salida, longitud de onda en km-1 con su correspondiente valor de la
% potencia

function [rad_km,Pf]=raPsd2d(img,res)

%% Process image size information
[N M] = size(img);

%% Compute power spectrum
imgf = fftshift(fft2(img)); % TF
imgfp = (abs(imgf)/(N*M)).^2; % Normalize
%% Adjust PSD size
dimDiff = abs(N-M);
dimMax = max(N,M);
% Make square
if N > M % More rows than columns
    if ~mod(dimDiff,2) % Even difference
        imgfp = [NaN(N,dimDiff/2) imgfp NaN(N,dimDiff/2)]; % Pad columns to match
    % dimensions
    else % Odd difference
        imgfp = [NaN(N,floor(dimDiff/2)) imgfp NaN(N,floor(dimDiff/2)+1)];
    end
elseif N < M % More columns than rows
    if ~mod(dimDiff,2) % Even difference
        imgfp = [NaN(dimDiff/2,M); imgfp; NaN(dimDiff/2,M)]; % Pad rows to match
    % dimensions
    else
        imgfp = [NaN(floor(dimDiff/2),M); imgfp; NaN(floor(dimDiff/2)+1,M)]; % Pad
    % rows to match dimensions
    end
end

halfDim = floor(dimMax/2) + 1;

% Only consider one half of spectrum (due to symmetry)

%% Compute radially average power spectrum
[X Y] = meshgrid(-dimMax/2:dimMax/2-1, -dimMax/2:dimMax/2-1); % Make Cartesian grid
[theta rho] = cart2pol(X, Y); % Convert to polar coordinate axes
rho = round(rho);
i = cell(floor(dimMax/2) + 1, 1);
for r = 0:floor(dimMax/2)
    i{r + 1} = find(rho == r);
end
Pf = zeros(1, floor(dimMax/2)+1);
for r = 0:floor(dimMax/2)
    Pf(1, r + 1) = nanmean( imgfp( i{r+1} ) );
end

%% Setup plot
fontSize = 14;
maxX = 10^(ceil(log10(halfDim)));
f1 = linspace(1,maxX,length(Pf)); % Set abscissa
% Find axes boundaries
xMin = 0; % No negative image dimension
xMax = ceil(log10(halfDim));
xRange = (xMin:xMax);
yMin = floor(log10(min(Pf)));
```

```

yMax = ceil(log10(max(Pf)));
yRange = (yMin:yMax);

% Create plot axis labels
xCell = cell(1:length(xRange));
for i = 1:length(xRange)
    xRangeS = num2str(10^(xRange(i))*res);
    xCell(i) = cellstr(xRangeS);
end
yCell = cell(1:length(yRange));
for i = 1:length(yRange)
    yRangeS = num2str(yRange(i));
    yCell(i) = strcat('10e',cellstr(yRangeS));
end

%%
%rad_km = (1./f1).*res*100;
res = sqrt(2)*res;
frec = f1./(res*maxX);

rad_km = 1./frec;

%
%% Generate plot
figure
loglog(rad_km,Pf,'k-', 'LineWidth',2.0)
set(gcf,'color','white')
set(gca,'FontSize',fontSize,'FontWeight','bold','YTickLabel',yCell,'YMinorTick','of
f',...
'XTickLabel',xCell,'XGrid','on','YAxisLocation','right','XDir','reverse');
xlabel('Wavelength (km)','FontSize',fontSize,'FontWeight','Bold');
ylabel('Power','FontSize',fontSize,'FontWeight','Bold');
title('Radially averaged power spectrum','FontSize',fontSize,'FontWeight','Bold')

```

### - Código 3: reticulos.m

```
%%
% Cubre el mapa de anomalías magnéticas en retículos
% con una dimensión de 70x70, obteniendo 2176 mallas que se van recorriendo en
% sentido vertical y hacia arriba
%

a=im2colstep(qz,[70 70],[20 20]);

% Anomalías, Latitud y Longitud de cada uno de los retículos
anomalíaReticulo=reshape(a,[70 70 2176]);
XIgeo=im2colstep(XI,[70 70],[20 20]); % Longitud
YIgeo=im2colstep(YI,[70 70],[20 20]); % Latitud

XIgeoReticulo=reshape(XIgeo,[70 70 2176]);
YIgeoReticulo=reshape(YIgeo,[70 70 2176]);

% Conocer cómo se van moviendo los retículos
% for i=1:2176
%     figure(1)
%     imagesc(XI(1,:),YI(:,1),qz,'CDataMapping','scaled');
%     set(gca,'YDir','normal'); % Da vuelta a la imagesc (est. al revÈs)
%     hold on
%
% imagesc(XIgeoReticulo(1,:,i),YIgeoReticulo(:,1,i)',1300,'CDataMapping','scaled');
%     pause
%     clf
% end

%%
% Repetición del programa raPsd2d para cada uno de los retículos, y obtener
% los valores de Zt (superficial), Zo (centroide) y Zb (Curie) asociado a
% cada uno de ellos para su posterior representación (con GMT)

for i=1:2176
    [rad_kmRet,PfRet]=raPsd2d(anomalíaReticulo(:,:,i),5);
    %pause

    % Creo fichero para guardar las longitudes de onda y el valor de la
    % potencia asociada a cada una de ellas

    fichero=[rad_kmRet;PfRet];
    fid=fopen('Reticulos valores.txt','w');
    fprintf(fid, '%2.2f %7.2f\n',fichero);
    fclose(fid)

    % Ajuste lineal 1 => obtener Zsuperficial
    XIgeoRetFrec1=(2*pi)./rad_kmRet;
    YIgeoRetFrec1=log(sqrt(PfRet));

    frec_indicesXIgeo1=find(XIgeoRetFrec1>=0.2 & XIgeoRetFrec1<=0.4);
    X1geofinal=XIgeoRetFrec1(frec_indicesXIgeo1);
    Y1geofinal=YIgeoRetFrec1(frec_indicesXIgeo1);
    ajusteRet1=polyfit(X1geofinal,Y1geofinal,1);

    %Ajuste lineal 2 => obtener Zcentroide
    XIgeoRetFrec2=(2*pi)./rad_kmRet;
    YIgeoRetFrec2=log(sqrt(PfRet)./(2*pi)./rad_kmRet));

    frec_indicesXIgeo2=find(XIgeoRetFrec2>=0.085 & XIgeoRetFrec2<=0.28);
    X2geofinal=XIgeoRetFrec2(frec_indicesXIgeo2);
    Y2geofinal=YIgeoRetFrec2(frec_indicesXIgeo2);
    ajusteRet2=polyfit(X2geofinal,Y2geofinal,1);

    % Ajuste lineal de mínimos cuadrados
    polyRet1=X1geofinal.*ajusteRet1(1)+ajusteRet1(2);
    polyRet2=X2geofinal.*ajusteRet2(1)+ajusteRet2(2);
end
```

```

% Lectura de las diferentes profundidades y obtención de la de Curie
Zsuperficial(i)=-(ajusteRet1(1));
Zcentroide(i)=-(ajusteRet2(1));
ZCurie(i)=2*Zcentroide(i)-Zsuperficial(i);

% Creo fichero para guardar las profundidades obtenidas tras realizar
% el ajuste lineal por mínimos cuadrados
fichero2=[Zsuperficial; Zcentroide; ZCurie];
fid=fopen('Profundidades.txt','w');
fprintf(fid, '%3.4f %3.4f %3.4f\n',fichero2);
fclose(fid)
end

%%
% Recoger la variable X e Y para asociarlas a cada profundidad obtenida
for i=1:2176
    LongX(i)=mean(XIgeoReticulo(:,1,i));
    LatY(i)=mean(YIgeoReticulo(1,:,i));
end

% Creo un fichero en el que se guarda las coordenadas de posición y las
% profundidades obtenidas
fichero3=[LongX; LatY; Zsuperficial; Zcentroide; ZCurie];
fid=fopen('Coordenadas(Long-Lat)+profundidades.txt','w');
fprintf(fid, '%8.1f %8.1f %3.4f %3.4f %3.4f\n',fichero3);
fclose(fid)

% Creo un fichero en el que se guardas las coordenadas de posición y la
% profundidad de Curie obtenida para su posteriore representación
fichero4=[LatY; LongX; ZCurie];
fid=fopen('Coordenadas(Lat-Long)+Curie.txt','w');
fprintf(fid, '%8.1f %8.1f %3.4f\n',fichero4);
fclose(fid)

```

## - Código 4: im2colstep.m

```
/******  
 *  
 * File name: im2colstep.c  
 *  
 * Ron Rubinstein  
 * Computer Science Department  
 * Technion, Haifa 32000 Israel  
 * ronrubin@cs  
 *  
 * Last Updated: 31.8.2009  
 *  
 *****/  
  
#include "mex.h"  
#include <string.h>  
  
/* Input Arguments */  
  
#define X_IN   prhs[0]  
#define SZ_IN  prhs[1]  
#define S_IN   prhs[2]  
  
/* Output Arguments */  
  
#define B_OUT  plhs[0]  
  
void mexFunction(int nlhs, mxArray *plhs[],  
                 int nrhs, const mxArray*prhs[])  
  
{  
    double *x, *b, *s;  
    mwSize sz[3], stepsize[3], n[3], ndims;  
    mwIndex i, j, k, l, m, blocknum;  
  
    /* Check for proper number of arguments */  
  
    if (nrhs < 2 || nrhs > 3) {  
        mexErrMsgTxt("Invalid number of input arguments.");  
    } else if (nlhs > 1) {  
        mexErrMsgTxt("Too many output arguments.");  
    }  
  
    /* Check the the input dimensions */  
  
    ndims = mxGetNumberOfDimensions(X_IN);  
  
    if (!mxIsDouble(X_IN) || mxIsComplex(X_IN) || ndims>3) {  
        mexErrMsgTxt("X should be a 2-D or 3-D double matrix.");  
    }  
    if (!mxIsDouble(SZ_IN) || mxIsComplex(SZ_IN) ||  
    mxGetNumberOfDimensions(SZ_IN)>2 || mxGetM(SZ_IN)*mxGetN(SZ_IN)!=ndims) {  
        mexErrMsgTxt("Invalid block size.");  
    }  
    if (nrhs == 3) {  
        if (!mxIsDouble(S_IN) || mxIsComplex(S_IN) || mxGetNumberOfDimensions(S_IN)>2  
        || mxGetM(S_IN)*mxGetN(S_IN)!=ndims) {  
            mexErrMsgTxt("Invalid step size.");  
        }  
    }  
  
    /* Get parameters */  
  
    s = mxGetPr(SZ_IN);  
    if (s[0]<1 || s[1]<1 || (ndims==3 && s[2]<1)) {  
        mexErrMsgTxt("Invalid block size.");  
    }  
}
```

```

}
sz[0] = (mwSize)(s[0] + 0.01);
sz[1] = (mwSize)(s[1] + 0.01);
sz[2] = ndims==3 ? (mwSize)(s[2] + 0.01) : 1;

if (nrhs == 3) {
    s = mxGetPr(S_IN);
    if (s[0]<1 || s[1]<1 || (ndims==3 && s[2]<1)) {
        mexErrMsgTxt("Invalid step size.");
    }
    stepsize[0] = (mwSize)(s[0] + 0.01);
    stepsize[1] = (mwSize)(s[1] + 0.01);
    stepsize[2] = ndims==3 ? (mwSize)(s[2] + 0.01) : 1;
}
else {
    stepsize[0] = stepsize[1] = stepsize[2] = 1;
}

n[0] = (mxGetDimensions(X_IN))[0];
n[1] = (mxGetDimensions(X_IN))[1];
n[2] = ndims==3 ? (mxGetDimensions(X_IN))[2] : 1;

if (n[0]<sz[0] || n[1]<sz[1] || (ndims==3 && n[2]<sz[2])) {
    mexErrMsgTxt("Block size too large.");
}

/* Create a matrix for the return argument */

B_OUT = mxCreateDoubleMatrix(sz[0]*sz[1]*sz[2], ((n[0]-
sz[0])/stepsize[0]+1)*((n[1]-sz[1])/stepsize[1]+1)*((n[2]-sz[2])/stepsize[2]+1),
mxREAL);

/* Assign pointers */

x = mxGetPr(X_IN);
b = mxGetPr(B_OUT);

/* Do the actual computation */

blocknum = 0;

/* iterate over all blocks */
for (k=0; k<=n[2]-sz[2]; k+=stepsize[2]) {
    for (j=0; j<=n[1]-sz[1]; j+=stepsize[1]) {
        for (i=0; i<=n[0]-sz[0]; i+=stepsize[0]) {

            /* copy single block */
            for (m=0; m<sz[2]; m++) {
                for (l=0; l<sz[1]; l++) {
                    memcpy(b + blocknum*sz[0]*sz[1]*sz[2] + m*sz[0]*sz[1] + l*sz[0],
x+(k+m)*n[0]*n[1]+(j+l)*n[0]+i, sz[0]*sizeof(double));
                }
            }
            blocknum++;
        }
    }
}

return;
}

```

## - Código 5 y 6: errores.m y errores2.m

### a) errores.m

```
clear
clf
format long

%%
% Cargar archivo Ascii con los datos disponibles del mapa mundial de
% anomalías magnéticas - WDMAM
load SCOTIA_datos_reales_0km.xyz

SCOTIA_datos_reales_0km = SCOTIA_datos_reales_0km;

%Se leen los datos del fichero cargado
lon = SCOTIA_datos_reales_0km(:,1); % Primera columna: longitud
lat = SCOTIA_datos_reales_0km(:,2); % Segunda columna: latitud
x_wm = SCOTIA_datos_reales_0km(:,3); % Tercera columna: x (world mercator)
y_wm = SCOTIA_datos_reales_0km(:,4); % Cuarta columna: y (world mercator)
anom = SCOTIA_datos_reales_0km(:,5); % Quinta columna: anomalía magnética

dx = 5000; % Espaciado en metros en la dirección x
dy = dx; % Espaciado en metros en la dirección y
resolucion_horizontal = 5; % En km

% Defino un plano nuevo con parejas de (x,y)
[XI, YI] = meshgrid(-8895000:dx:-2220000,-9300000:dy:-5580000);

%Interpolación vecino cercano: malla irregular pasa a ser una malla regular
F = TriScatteredInterp(x_wm,y_wm,anom,'nearest');

qz = F(XI,YI); % Obtengo anomalías magnéticas de la malla regular

mesh(XI,YI,qz); % Representación gráfica de las anomalías magnéticas en 3D

imagesc(XI(1,:),YI(:,1),qz,'CDataMapping','scaled');
%
set(gca,'YDir','normal');

%%
%
% Establecemos la secuencia de imágenes indicando el tamaño y el solape
% a continuación remodelamos la matriz de forma que son 2176 imágenes.
cols_ANOMALIA = im2colstep(qz, [70 70],[20 20]);
IMAGENES_ANOMALIA = reshape(cols_ANOMALIA,70,70,2176);
%
cols_XI = im2colstep(XI,[70 70],[20 20]);
IMAGES_XI = reshape(cols_XI,70,70,2176);

cols_YI = im2colstep(YI,[70 70],[20 20]);
IMAGES_YI = reshape(cols_YI,70,70,2176);

%%*****
resultados = [];
for cont=1:2176
    clf
    subplot(3,1,1)
    imagesc(XI(1,:),YI(:,1),qz,'CDataMapping','scaled');
    set(gca,'YDir','normal');
    hold on
    imagesc(IMAGENES_XI(1,:,cont),IMAGENES_YI(:,1,cont),1300,'CDataMapping','scaled');
    %
    [rad_km,Pf]=raPsd2d(IMAGENES_ANOMALIA(:, :,cont),(1*dx)./1000);
    %
    %
    %
    % subplot(3,1,1)
    % plot((2*pi)./rad_km,log(sqrt(Pf)),'ob-','LineWidth','2.0');
```

```

% hold on
%
% subplot(3,1,3)
% plot((2*pi)./rad_km,log(sqrt(Pf).*(rad_km./(2*pi))), 'ob-', 'LineWidth', '2.0');
% hold on
%
%
% Hago una regresión lineal para obtener Zt y Zo
x_Zt = (2*pi)./rad_km(9:14); %1
x_Zo = (2*pi)./rad_km(4:9); %2
% 4:6 y 2:4
y_Zt = log(sqrt(Pf(9:14))); %3
y_Zo = log(sqrt(Pf(4:9)).*(rad_km(4:9)./(2*pi))); %4
%
%
p_Zt = polyfit(x_Zt,y_Zt,1); %ajuste a una recta
Zt = (p_Zt(1)/(1*1));
%
%
p_Zo = polyfit(x_Zo,y_Zo,1); %ajuste a una recta
Zt = (p_Zo(1)/(1*1));
%
%
% Evalúa los valores de la recta cuando se realiza el ajuste
y_Zt_calc = polyval(p_Zt,x_Zt);
y_Zo_calc = polyval(p_Zo,x_Zo);
%
%
%
% subplot (3,1,2)
% plot(x_Zt,y_Zt_cal, '-r', 'LineWidth', '2.0');
%
% subplot (3,1,3)
% plot(x_Zt,y_Zt_cal, '-r', 'LineWidth', '2.0');
%
% Diferencia entre los valores del espectro y el ajuste
Dif_Zt = y_Zt - y_Zt_calc;
Dif_Zo = y_Zo - y_Zo_calc;
%
%
%Error Zt => su desviación estándar
error_Zt = mean(Dif_Zt);
var_error_Zt = std(Dif_Zt)./(max(X1final)-min(X1final));
%
%
%Error Zo => su desviación estándar
error_Zo = mean(Dif_Zo);
var_error_Zo = std(Dif_Zo)./(max(X2final)-min(X2final));
%
%
Zb=2.*Zo-Zt;
% pause
%
resumen =
[mean(IMAGENES_XI(1,:,cont)),mean(IMAGENES_YI(:,1,cont)),Zt,error_Zt,var_error_
Zt,Zo,error_Zo,var_error_Zo,Zb];

```

end

```

fid=fopen('curie.txt','w');
fprintf(fid, '%8.0f %8.0f %4.1f %5.1f %3.1f %4.1f %5.1f %3.1f %5.1f\n',resultados);
fclose(fid)

```

## b) errores2.m

```
clear
load curie.xyz %fichero creado en errores.m

errores_Zt = curie(:,5); %leo errores de Zt
errores_Zo = curie(:,8); %leo errores de Zo
x = curie(:,1);
y = curie(:,2);
Zb = curie(:,9);

% mean(IMAGENES_XI(1,:,cont)),mean(IMAGENES_YI(:,1,cont)),
% Zt,error_Zt,var_error_Zt,
% Zo,error_Zo,var_error_Zo,
% Z_b];

% error ZCurie por propagación de errores:
error_Zb = sqrt(errores_Zt.*errores_Zt + errores_Zo.*errores_Zo);

err_relativo = abs(error_Zb./Zb); %determinamos el error relativo de ZCurie

numero_fallos=size(find(abs(err_relativo)>0.15)); % marcamos umbral de mayores 15% error

cont= find(abs(err_relativo)<0.16);
cont_err= find(abs(err_relativo)>0.16);

err_relativo_util = err_relativo(cont);

%%%
% dx=2500;
% dy=dx
% De esta forma 10 celdas son 1º
%
% [XI, YI] = meshgrid (-8895000:dx:-2220000, -9311318:dy:-5591295);
%
% F = TriScatteresInterp(x(cont),y(cont),err_relativo, 'nearest');
%
% qz = F(XI,YI);
%
% mesh (XI,YI,qz);
%
% imagesc(XI(1,:),YI(:,1),qz,'CDataMapping', 'scaled');
%
% set(gca,'YDir','normal');
% pause
% hold on
%
% plot(x(cont_err),y(cont_err),'+')
```

## ANEXO 5: Códigos de GMT

---

A continuación se muestran algunos de los códigos asociados a los mapas que se han representado con GMT, concretamente el de anomalías magnéticas, el de la profundidad de Curie y los de flujo de calor.

### - Código mapa: Anomalías magnéticas

```
gmt gmtset PAPER_MEDIA A4
gmt blockmean anom_mag.xyz -R-80/-20/-65/-45 -I15m -V > abou.xyz

gmt surface abou.xyz -R -I15m -V -Gabou3m.grd
gmt makecpt -T-300/250/20 -Z -Crainbow > abou1.cpt
gmt grdgradient abou3m.grd -Ggrav_int.grd -A270 -Nt -V
gmt psmask anom_mag.xyz -R -Jm0.28 -I20m -K -P > GALIC_MAG3m.ps

gmt grdimage abou3m.grd -Cabou.cpt -E200 -J -Igrav_int.grd -R -V -O -K -B10 >> GALIC_MAG3m.ps
gmt grdcontour abou3m.grd -J -R -S10/1 -Q40 -L-200/300 -C100 -B -Wcthinest,black -Wa,black -V -O -K >> GALIC_MAG3m.ps
gmt psxy -J -R PB2002_boundaries.gmt -W1.5p,black -O -Sf0.25/3p -Gred -K >> GALIC_MAG3m.ps
gmt psmask -C -O -K >> GALIC_MAG3m.ps
gmt pscoast -J -R -G255/255/255 -O -K -Df -B -W0.10p >> GALIC_MAG3m.ps
gmt psscale -Cabou1.cpt -D3i/5i/3i/0.3ih -I0.3 -B100::/:nT: -O >> GALIC_MAG3m.ps
```

### -Código mapa: Profundidad de Curie

```
gmt gmtset PAPER_MEDIA A4
gmt blockmean curie_new.xyz -R-80/-20/-65/-45 -I5m -V > abou.xyz

gmt surface abou.xyz -R -I20m -V -Gabou3m.grd
gmt makecpt -T-35/-12/1 -Z -Crainbow > abou.cpt
gmt grdgradient abou3m.grd -Ggrav_int.grd -A270 -Nt -V
gmt psmask curie_new.xyz -R -Jm0.28 -I20m -K > GALIC_MAG3m.ps

gmt grdimage abou3m.grd -Cabou.cpt -E200 -J -Igrav_int.grd -R -V -K -B10 > GALIC_MAG3m.ps
gmt grdcontour abou3m.grd -J -R -S20/1 -Q40 -L-200/300 -C2 -B -Wcthinest,black -Wa,black -V -O -K >> GALIC_MAG3m.ps
gmt psxy -J -R PB2002_boundaries.gmt -W1.5p,black -O -Sf0.25/3p -Gred -K >> GALIC_MAG3m.ps
gmt psmask -C -O -K >> GALIC_MAG3m.ps
gmt pscoast -J -R -G255/255/255 -O -K -Df -B -W0.10p >> GALIC_MAG3m.ps
gmt psscale -Cabou.cpt -D3i/5i/3i/0.3ih -I0.3 -B5::/:Km: -O >> GALIC_MAG3m.ps
```

### **-Código mapa: Flujo de calor térmico modelo Davies**

```
gmt gmtset PAPER_MEDIA A4
gmt blockmean flujo_modelo.xyz -R-80/-20/-65/-45 -I15m -V > abou.xyz

gmt surface abou.xyz -R -I15m -V -Gabou3m.grd
gmt makecpt -T30/150/10 -Z -Crainbow > abou.cpt
gmt grdgradient abou3m.grd -Ggrav_int.grd -A270 -Nt -V
gmt psmask flujo_modelo.xyz -R -Jm0.28 -I120m -K -P > GALIC_MAG3m.ps

gmt grdimage abou3m.grd -Cabou1.cpt -E200 -J -Igrav_int.grd -R -V -O -K -B10 >> GALIC_MAG3m.ps
gmt grdcontour abou3m.grd -J -R -S10/1 -Q40 -L-200/300 -C5 -B -Wcthinnest,black -Wa,black -V -O -K >> GALIC_MAG3m.ps
gmt psxy -J -R PB2002_boundaries.gmt -W1.5p,black -O -Sf0.25/3p -Gred -K >> GALIC_MAG3m.ps
gmt psmask -C -O -K >> GALIC_MAG3m.ps
gmt pscoast -J -R -G255/255/255 -O -K -Df -B -W0.10p >> GALIC_MAG3m.ps
gmt psscale -Cabou.cpt -D3i/5i/3i/0.3ih -I0.3 -B20::/:mW/m^2: -O >> GALIC_MAG3m.ps
```

### **-Código mapa: Flujo de calor térmico a partir de profundidades de Curie**

```
gmt gmtset PAPER_MEDIA A4
gmt blockmean flujo_propio.xyz -R-80/-20/-64/-45 -I5m -V > abou.xyz

gmt surface abou.xyz -R -I20m -V -Gabou3m.grd
gmt makecpt -T50/160/10 -Z -Crainbow > abou.cpt
gmt grdgradient abou3m.grd -Ggrav_int.grd -A270 -Nt -V
gmt psmask flujo_propio.xyz -R -Jm0.28 -I20m -K -P > GALIC_MAG3m.ps

gmt grdimage abou3m.grd -Cabou.cpt -E200 -J -Igrav_int.grd -R -V -O -K -B10 >> GALIC_MAG3m.ps
gmt grdcontour abou3m.grd -J -R -S10/1 -Q40 -L-200/300 -C5 -B -Wcthinnest,black -Wa,black -V -O -K >> GALIC_MAG3m.ps
gmt psxy -J -R PB2002_boundaries.gmt -W1.5p,black -O -Sf0.25/3p -Gred -K >> GALIC_MAG3m.ps
gmt psmask -C -O -K >> GALIC_MAG3m.ps
gmt pscoast -J -R -G255/255/255 -O -K -Df -B -W0.10p >> GALIC_MAG3m.ps
gmt psscale -Cabou.cpt -D3i/5i/3i/0.3ih -I0.3 -B20::/:mW/m^2: -O >> GALIC_MAG3m.ps
```