

# Curso de Postgrado: Campo Magnético de la Tierra y Actividad Geomagnética.

Trayecto curricular: Ciencia de Datos aplicadas a Meteorología del Espacio.  
Trabajo Práctico 1

Alumna: Noelia Santos

Septiembre 2020

## Ejercicio 1

¿Cuál es la evidencia de que el campo geomagnético se origina en el interior de la Tierra?

Las fuentes de campo magnético son las corrientes eléctricas, resultado al que se llegó a partir de observaciones y luego fue formalizado matemáticamente en las leyes de Maxwell. A partir de ello sabemos que el campo magnético generado por una dada configuración de corrientes decrece a medida que aumenta la distancia a la fuente. Teniendo en cuenta esto, si tomamos mediciones en diferentes puntos en el entorno terrestre podemos obtener información de la estructura espacial del campo geomagnético. Del análisis de esas mediciones se observa que al alejarse de la superficie terrestre la intensidad del campo decrece, por lo cual las fuentes del mismo deben encontrarse en el interior de la Tierra.

## Ejercicio 2

Estimar la importancia relativa del campo magnético principal de la Tierra no-dipolar respecto del dipolar en la superficie de la Tierra y en el límite núcleo-manto.

Para calcular la importancia relativa se consideraron las ecuaciones [2](#) y [3](#) del Ejercicio 12. Para evaluar esta expresión se utilizaron los coeficientes de Gauss del IGRF 13 del 2020 recordando que  $n = 1$  corresponde a la parte dipolar y el resto de las componentes corresponden a la parte no dipolar ( $n = 2$  a 13).

Radio	$\left  \frac{\vec{B}_{No-dipolar}}{\vec{B}_{Dipolar}} \right $
$r=a=6371 \text{ km}$	0.27
$r=R_{NM}=3840 \text{ km}$	0.80

De los resultados puede observarse que en la superficie de la Tierra la importancia relativa de la componente no-dipolar del campo respecto a la dipolar es tres vez menor que en el límite núcleo-manto.

## Ejercicio 3

Repetir el punto 2 para las componentes: (a) cuadrupolar y (b) octupolar.

Se realizó el mismo procedimiento que en el ejercicio anterior, pero recordando que  $n = 2$  corresponde a la componente cuadrupolar y  $n = 3$  a la octupolar.

Radio	$\left  \frac{\vec{B}_{Cuadrupolar}}{\vec{B}_{Dipolar}} \right $	$\left  \frac{\vec{B}_{Octupolar}}{\vec{B}_{Dipolar}} \right $
$r=a$	0.21	0.15
$r=R_{NM}$	0.36	0.41

Aquí puede verse que la componente cuadrupolar es la que tiene mayor importancia relativa respecto a la dipolar en la superficie de la Tierra, mientras que en la límite núcleo - manto es la octupolar. Además ambas componentes, cuadrupolar y octupolar, son más importantes (siempre relativas al campo dipolar) en el límite núcleo - manto que en la superficie de la Tierra.

## Ejercicio 4

Suponiendo un campo geomagnético dipolar axial calcular la latitud de un lugar donde la inclinación es de  $45^\circ$ .

Para un campo magnético dipolar axial (ubicado en el centro de la Tierra con su eje coincidente con el eje de rotación de la misma), las coordenadas geomagnéticas coinciden con las geográficas, en particular la latitud geomagnética  $\lambda'$  coincide con la latitud geográfica  $\lambda$ . La inclinación  $I$  del campo geomagnético depende de la latitud  $\lambda$  de la siguiente manera:  $\tan(I)=2 \tan(\lambda)$ . Debido a la simetría axial, para una dada latitud la inclinación no dependerá de la longitud. Si  $I = 45^\circ \rightarrow \tan(45^\circ) = 2 \tan(\lambda) \rightarrow \lambda = 25.57^\circ$ .

## Ejercicio 5

Suponiendo un campo geomagnético dipolar axial, calcular la inclinación del campo a la latitud de  $45^\circ\text{N}$ .

Son las mismas condiciones del Ejercicio 4. En este caso  $\lambda' = \lambda = +45^\circ \rightarrow \tan(I) = 2 \tan(45^\circ) \rightarrow I = 63.43^\circ$ .

## Ejercicio 6

Calcular la inclinación y la declinación del campo magnético en Tucumán ( $26^\circ\text{S}$ ,  $65^\circ\text{O}$ ) para los siguientes casos:

- a) campo dipolar axial.
- b) usando IGRF.
- c) usando WMM.
- d) usando EMM.

	Dipolo Axial	IGRF	WMM	EMM
Inclinación	$-44.29^\circ$	$-7.8496^\circ$	$-7.8487^\circ$	$-7.8197^\circ$
Declinación	$-65^\circ$	$-27.5384^\circ$	$-27.5245^\circ$	$-27.5457^\circ$

Notar que el ítem a) es la misma situación del Ejercicio 4 y 5, es decir, coordenadas geomagnéticas y las geográficas coinciden.

Inclinación:  $\tan(I)=2 \tan(\lambda)=2 \tan(-26^\circ) \rightarrow I = -44.29^\circ$ .

Declinación:  $\tan(D)=\tan(\phi) \rightarrow D=-65^\circ$ .

Para item b), c) y d) se utilizó el siguiente link: <https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/calculators/magcalc.shtml?model=wmmigrfwmm>, utilizando el día 14/12/2019. En esa página web de NOAA se puede obtener de forma online el valor del campo geomagnético para una dada locación (poniendo directamente las coordenadas geográficas) para diferentes modelos.

Tanto el IGRF como el WMM consideran solamente el campo principal (el debido al núcleo) y se diferencian recién en el cuarto dígito. El EMM además del campo principal considera el campo de la corteza. Sin embargo puede verse que recién en la 3 cifra se diferencia de los otros dos. Es claro entonces que el aporte de la corteza no es significativo. De cualquier forma se deberá evaluar cuál conviene usar dependiendo del estudio y la resolución que se necesita.

Por otra parte, si se comparan estos modelos con el dipolo axial, vemos que este sobreestima ampliamente lo obtenido con los modelos.

## Ejercicio 7

¿Por qué los polos magnéticos no son antipodales?

A partir del IGRF puede observarse que la importancia relativa de la componente dipolar respecto al total es más del 90 %. Luego si se quiere modelar al campo geomagnético como el generado por un dipolo puntual, el que mejor ajusta es un dipolo con su eje inclinado  $11^\circ$  respecto del eje de rotación de la Tierra y a aproximadamente 500 km del centro de la misma.

Se entiende como polos geomagnéticos a los puntos donde el eje imaginario de este dipolo interseca a la superficie de la tierra. De esta manera, dado a la excentricidad del dipolo, los polos geomagnéticos no son antipodales. Los polos magnéticos (donde *se mide* componente horizontal nula) no coinciden exactamente con los geomagnéticos pero si son muy próximos, por lo cual tampoco son antipodales.

Por otra parte, no hay que olvidar que el campo geomagnético no es 100 % dipolar lo que implica que hay otras componentes no dipolares aportando.

## Ejercicio 8

Una medición del campo magnético de la Tierra en un observatorio da los siguientes valores: componente norte 27000 nT; componente este -1800 nT; componente vertical -40000 nT.

- (a) ¿En qué hemisferio está el observatorio?
- (b) Calcular la intensidad total del campo.
- (c) Calcular la inclinación y declinación.

$$B_x = +27000 \text{ nT}, B_y = -1800 \text{ nT}, B_z = -40000 \text{ nT}.$$

(a) Por convención  $z > 0$  hacia el centro de la tierra. Además sabemos que las líneas de campo salen del polo sur magnético y entran al polo norte magnético. Por lo tanto el observatorio se encuentra en el hemisferio sur porque  $B_z < 0$ .

- (b) La intensidad del campo es  $|\vec{B}| = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2} = 48293.27 \text{ nT}$ .
- (c) La inclinación es  $I = \tan^{-1}\left(\frac{B_z}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}}\right) = -55.92^\circ$ .
- (d) La declinación  $D = \tan^{-1}\left(\frac{B_y}{B_x}\right) = -3.81^\circ$ .

## Ejercicio 9

Considerar los coeficientes de Gauss del modelo IGRF 2005 para las componentes dipolar y cuadrupolar.

El valor cuadrático medio  $R_n$  de la intensidad del campo magnético de la Tierra en la superficie debido a cada grado  $n$  está dado por:

$$R_n = (n+1) \sum_{m=0}^n ((g_n^m)^2 + (h_n^m)^2) \quad (1)$$

- (a) Calcular la intensidad cuadrática media de la componente dipolar en la superficie de la Tierra.
- (b) Calcular la intensidad cuadrática media de la componente cuadrupolar en la superficie de la Tierra y expresarla como porcentaje de la intensidad dipolar.

(a)  $R_1/\sum_{n=1}^{13} R_n = 0.94$  (se calculó relativo a todas las componentes). Por lo tanto el 94 % de la energía del campo en la superficie de la Tierra está asociada a la componente dipolar.

(b)  $R_2/R_1 = 0.04$ . La componente cuadrupolar tiene asociada una energía equivalente al 4 % de la dipolar en la superficie de la Tierra. Teniendo en cuenta este resultado y el anterior puede afirmarse que la componente dipolar domina en la superficie de la Tierra (consistente con lo que se esperaba porque es la componente que decae más lentamente después de la dipolar).

## Ejercicio 10

Recalcular los valores del punto (9) en el límite núcleo-manto.

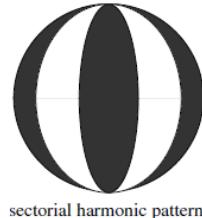
Para realizar esto hay que considerar la ecuación 2 del Ejercicio 12 que explica la dependencia radial de  $R_n$  y evaluar en  $r = R_{NM} = 3840 \text{ km}$ .

(a)  $R_1/\sum_{n=1}^{13} R_n = 0.62$  (lo calculé relativo a todas las componentes). Por lo tanto el 62 % de la energía del campo está asociada a la componente dipolar en el límite núcleo-manto. El aporte de la componente dipolar y la componente no-dipolar se vuelven comparables.

(b)  $R_2/R_1 = 0.11$ . Por lo tanto la componente cuadrupolar tiene asociada una energía equivalente al 11 % de la dipolar en el límite núcleo-manto. Teniendo en cuenta este resultado y el anterior puede entenderse que, a diferencia de el Ejercicio 9, en este límite la componente cuadrupolar no es la componente no dipolar dominante, si no que un porcentaje importante de la energía asociada a la parte no dipolar está repartida entre los órdenes que le siguen.

## Ejercicio 11

¿Cuáles son los valores de  $n$  y  $m$  de la función armónica esférica de la siguiente figura?



La cantidad de ondas sobre cualquier meridiano es  $n-m+1$  y la cantidad de ondas que hay sobre cualquier paralelo es igual a  $m$ . Contando las ondas entonces puede conocerse el valor de  $n$  y  $m$ .

Para el primer caso sobre los paralelos hay 4 ondas, por lo tanto  $m=4$ . Además sobre los meridianos hay una única onda entonces  $n-4+1=1$ , luego  $n=5$ .

Para el segundo caso sobre los paralelos hay 4 ondas, por lo tanto  $m=4$ . Además sobre los meridianos hay 2 ondas, entonces  $n-4+1=2$ , luego  $n=5$ .

## Ejercicio 12

La energía de cada componente multipolar a una distancia  $r$  del centro de la Tierra se calcula como:

$$R_n(r, t) = (n + 1) \left(\frac{a}{r}\right)^{2n+1} \sum_{m=0}^n ((g_n^m(t))^2 + (h_n^m(t))^2) \quad (2)$$

donde  $n$  es el orden ( $n=1$  para el dipolo,  $n=2$  para el cuadrupolo, etc.) y  $a$  es el radio de la Tierra (su valor promedio es  $a = 6371$  km).  $R_n$  también se denomina energía espectral, o espectro de potencia de Lowes-Mauersberger. Y el valor cuadrático medio del campo  $\vec{B}$  (igual al del Ejercicio 9, solo que ahí está particularizado para  $r=a$ ):

$$\|\vec{B}(r, \theta, \phi, t)\|^2 = \sum_{n=1}^{\infty} R_n(r) \quad (3)$$

es decir que cada componente espectral es el valor cuadrático medio de la intensidad del campo para cada orden. El límite entre el núcleo y el manto, CMB (core-mantle boundary) está a 3840 km del centro de la Tierra, y es donde se supone que la energía del campo geomagnético se mantiene constante a lo largo del tiempo.

(a) Calcular y graficar en función del tiempo la evolución temporal de la energía del dipolo desde 1900 hasta 2020, en la superficie de la Tierra, es decir para  $r=a$ .

(b) Repetir el punto (a) para la componente cuadrupolar ( $n = 2$ ).

(c) Repetir el punto (a) para la componente octupolar ( $n = 3$ ).

(d) Repetir el punto (a) para el campo total, es decir la suma de todas las componentes ( $n = 1$  a 13).

Nota: Utilice los los valores de los coeficientes de Gauss del archivo de Excel: igrf13coeffs- OE.

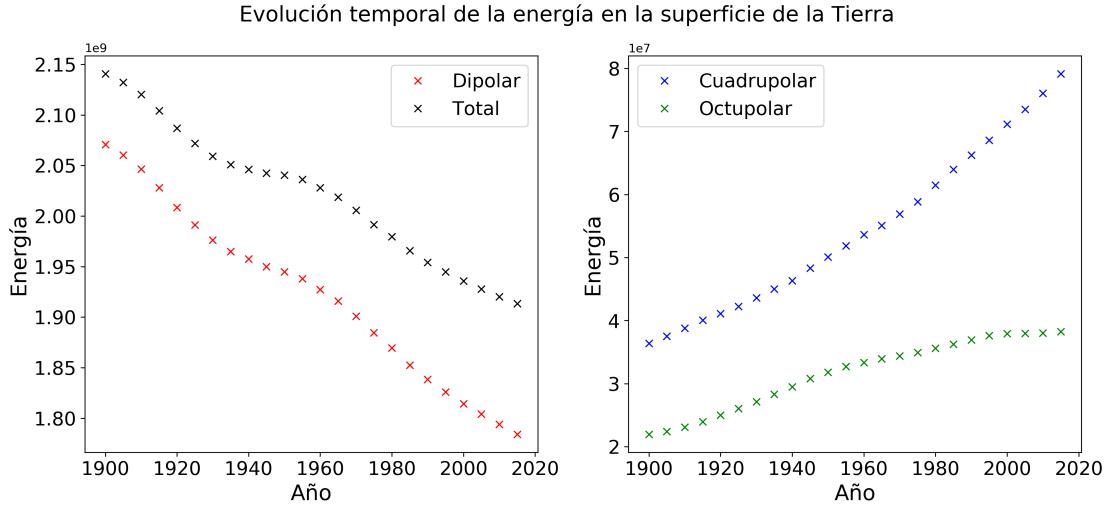


Figura 1: Evolución temporal de la energía asociado al campo geomagnético en la superficie de la Tierra en el período 1900 - 2020 obtenido con el IGRF.

De la Figura 1 puede observarse que la energía asociada al dipolo en la superficie disminuyó alrededor de un 15 % desde el 1900 al 2020. Puede verse también que la energía asociada al cuadrupolo creció en un 100 % y la del octupolo en un 75 % aproximadamente. Ambas crecieron monótonamente durante todo el período, sin embargo siempre es mayor la energía asociada al cuadrupolo. Como ya se vio en ejercicios anteriores, la energía almacenada en el cuadrupolo y octupolo es mucho menor que la dipolar (dos órdenes de magnitud más pequeña). Finalmente la energía total decrece tal como se esperaba dada que la mayor contribución la aporta la componente dipolar, por lo cual ambas siguen la misma tendencia.

## Ejercicio 13

Repetir el Ejercicio 12 pero en vez de hacer las estimaciones para la superficie de la Tierra, considerar el CMB, es decir considerar  $r = 3840 \text{ km}$ .

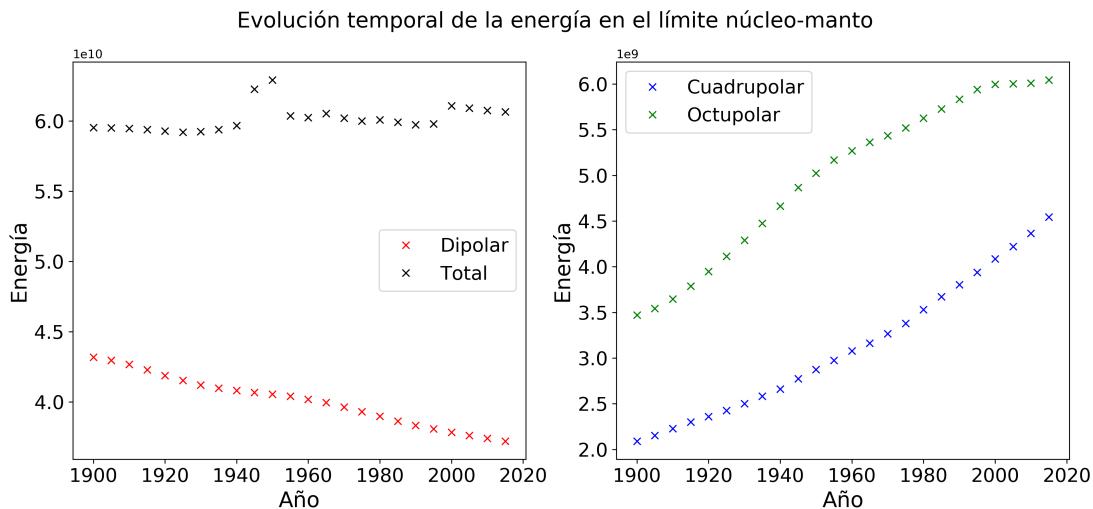


Figura 2: Evolución temporal de la energía asociado al campo geomagnético en el límite núcleo-manto en el período 1900 - 2020 obtenido con el IGRF.

En la Figura 2 puede verse que la tendencia de las 3 componentes (dipolar-cuadrupolar-octupolar) es la misma que en el ejercicio anterior. Además la energía asociada a la componente no dipolar representa una mayor fracción de la energía total (respecto al ejercicio anterior).

En este caso la energía total parece mantenerse estable. Es por eso que, mientras que la energía asociada al dipolo disminuyó (en un 20 %), aumentó la energía asociada a las componentes no-dipolares (70 % el octupolo y 125 % el cuadripolo aproximadamente). A diferencia del ejercicio anterior, la componente octupolar es la que tiene mayor energía asociada.

## Ejercicio 14

(a) De acuerdo a la variación temporal de la energía del campo total que obtuvo en el punto 12 y en el 13, ¿dónde diría que esta energía se conserva?

De acuerdo con las Figuras 1 y 2 la energía varía menos en la interfaz núcleo -manto. En ese sentido podría decirse que allí se conserva.

(b) ¿Qué componente (cuadrupolar u octupolar) presenta mayor variación relativa respecto a la variación de la componente dipolar?

(c) Repita el punto (b) pero con respecto a la variación del campo total, es decir considerando el campo debido a todos los órdenes, desde  $n = 1$  a  $n = 13$ .

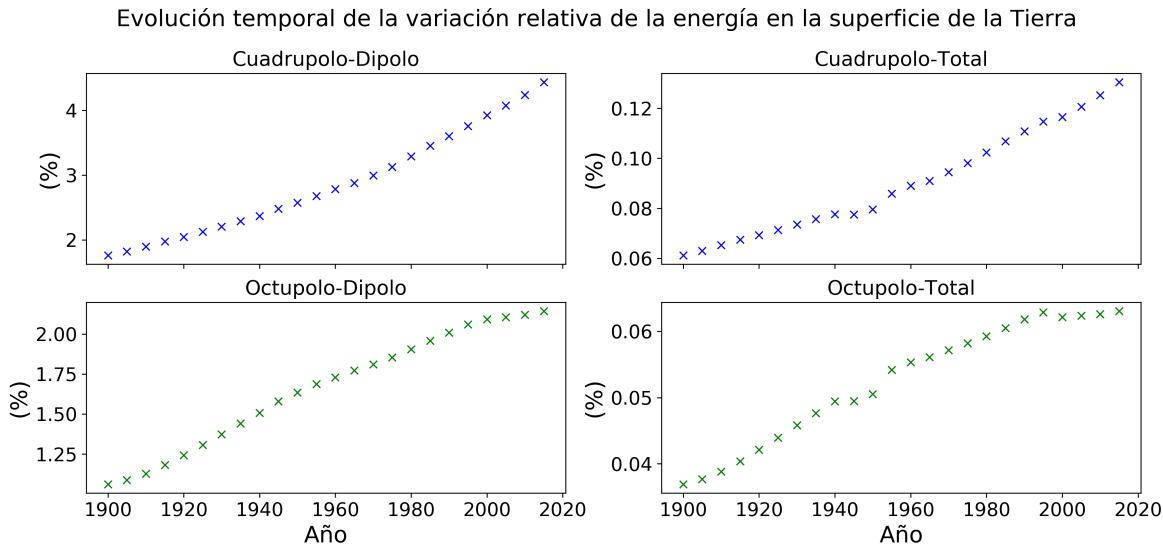


Figura 3: Evolución temporal de la energía relativa asociado al cuadrupolo y octupolo en la superficie de la Tierra en el período 1900 - 2020 obtenido con el IGRF.

De la Figura 3 puede observarse que la variación relativa de las componentes cuadrupolar y octupolar fueron aumentando respecto a la variación de la componente dipolar a lo largo del siglo XX. Lo mismo ocurre respecto a la energía del campo total. La componente que presenta mayor variación relativa es el cuadrupolo (de 2 a 4 % respecto al dipolar y 0.06 a 0.13 % respecto al total).

## Ejercicio 15

(a) Escriba los polinomios de Legendre cuasi-normalizados que se utilizan en el IGRF para las componentes dipolar, cuadupolar y octupolar axiales. Es decir  $m = 0$ , y  $n = 1, 2$  y  $3$ .

$$\begin{aligned} P_1^0 &= \cos \theta \\ P_2^0 &= \frac{1}{2}(3\cos^2\theta - 1) \\ P_3^0 &= \frac{1}{2}(5\cos^3\theta - 3\cos\theta) \end{aligned}$$

(b) Utilizando el lenguaje de programación que prefiera, grafique las líneas de campo de un dipolo magnético axial, de uno ecuatorial y de un cuadrupolo axial.

Para poder hallar la ecuación para las líneas de campo primero se debe escribir la expresión del potencial en función de los coeficientes de Gauss y los polinomios de Legendre vistos en el ítem anterior. El dipolo axial corresponde con  $n = 1, m = 0$  y el cuadrupolo axial con  $n = 2, m = 0$ .

$$V(r, \theta\phi, t) = a \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} [g_n^m(t)\cos(m\phi) + h_n^m(t)\sin(m\phi)] P_n^m(\cos\theta) \quad (4)$$

$$V_{Dipolo-axial} = \frac{a^3}{r^2} g_1^0 P_1^0(\cos\theta) = \frac{a^3}{r^2} g_1^0 \cos\theta \quad (5)$$

$$V_{Cuadrupolo-axial} = \frac{a^4}{r^3} g_2^0 P_2^0(\cos\theta) = \frac{a^4}{r^3} g_2^0 \frac{1}{2}(3\cos^2\theta - 1) \quad (6)$$

Luego sabiendo que  $\vec{B} = -\vec{\nabla}V$  y que el campo punto a punto es tangente a la línea de campo puede hallarse la ecuación de parametrización de la misma  $r(\theta, \phi)$ :

$$r_{Dipolo-axial}(\theta) = r_0 \sin^2\theta \quad (7)$$

$$r_{Cuadrupolo-axial}(\theta) = r_0 \sqrt{\sin^2\theta \cos\theta} \quad (8)$$

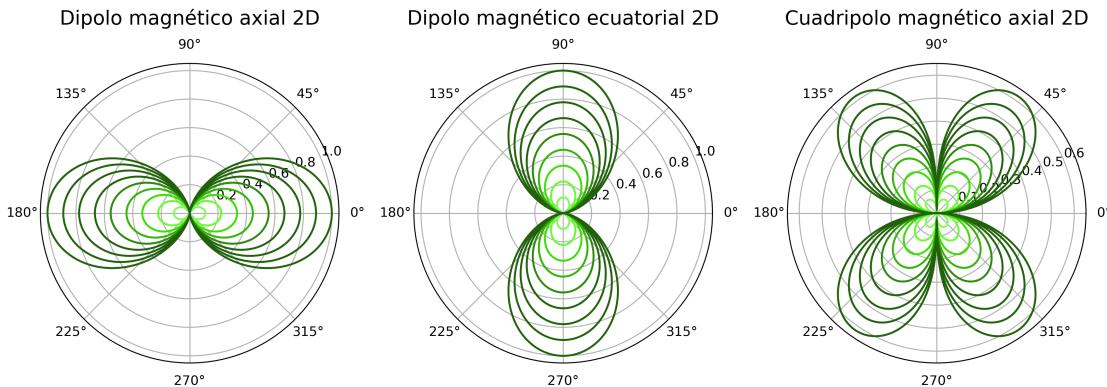


Figura 4: Líneas de campo de un dipolo magnético axial (Ec.7), ecuatorial y cuadrupolo axial (Ec.8).

Observación: Notar que para obtener el dipolo magnético ecuatorial basta con rotar  $90^\circ$  el dipolo axial.

## Ejercicio 16

- (a) Utilizando el programa que quiera, realizar las curvas del de nivel en todo la Tierra, de la intensidad del campo geomagnético que da el IGRF para el año 1900 y para 2000.

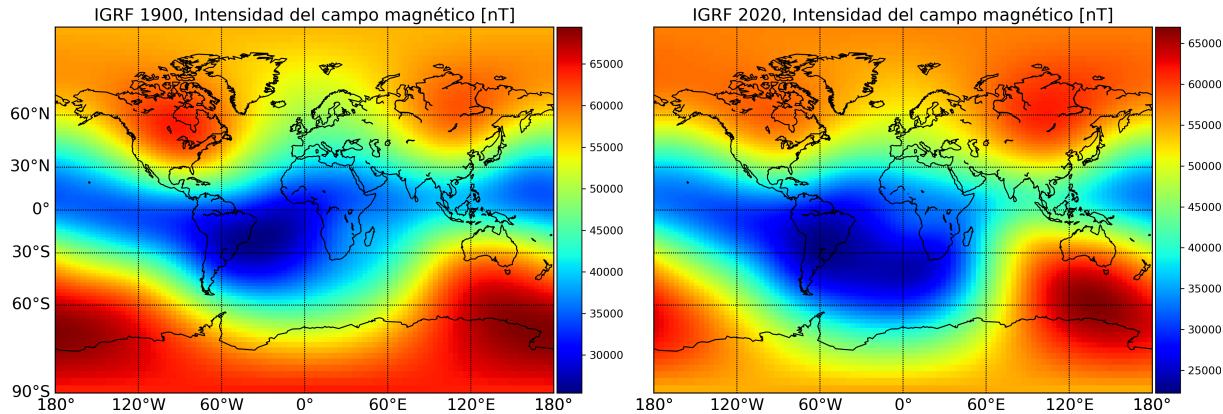


Figura 5: Curvas de nivel en la superficie de la Tierra de la intensidad del campo geomagnético obtenido con el IGRF (izquierda 1900 - derecha 2020).

- (b) Si quisiera saber cuál se aparta más con respecto a un campo debido a un dipolo axial cuyo eje coincide con el eje de la Tierra, ¿cómo lo haría cuantitativamente? Es decir haga un mapa de curvas de nivel de algún valor de “algo” que represente la desviación del campo que obtuvo en (a) respecto de un campo ideal dipolar con eje coincidente con el eje de rotación de la Tierra.

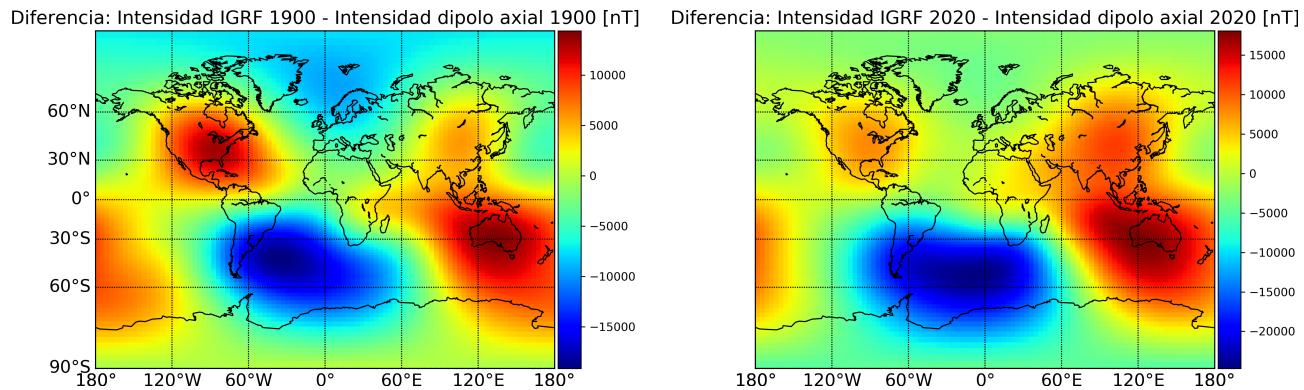


Figura 6: Curvas de nivel de la diferencia entre la intensidad del campo geomagnético obtenido con el IGRF y el dipolo axial (izquierda 1900 - derecha 2020).

Para evaluar las diferencias se realizó la resta entre cada uno de los modelos y el dipolo axial  $|B_{dipolar}| = B_0 \sqrt{4\cos^2\theta + \sin\theta}$  (es directo porque las coordenadas geomagnéticas y geográficas coinciden). En la Figura 6 puede observarse que en general el IGRF 2020 se aleja más del dipolo axial.

## Ejercicio 17

- (b) Repita el punto 16 (a) en coordenadas geomagnéticas considerando un dipolo inclinado.  
(c) Repita el punto 16 (a) en coordenadas geomagnéticas considerando un dipolo excéntrico.

Para poder graficar las curvas de nivel de la intensidad del campo geomagnético para el dipolo inclinado y para el dipolo excéntrico debe trabajarse en coordenadas geomagnéticas.

A partir del trabajo [\[Ramana et al. 1998\]](#) y de lo visto en la clase, se realizó la transformación de coordenadas geográficas  $(r, \theta, \phi)$  a coordenadas geomagnéticas para dipolo inclinado  $(r_{CD}, \theta_{CD}, \phi_{CD})$  y para dipolo excéntrico  $(r_{ED}, \theta_{ED}, \phi_{ED})$ . Una vez obtenidas las coordenadas geomagnéticas se utilizaron para calcular la intensidad de un dipolo centrado en el sistema de coordenadas correspondiente  $|B_{dipolar}| = B_0 \sqrt{4\cos^2\theta + \sin\theta}$ . La dependencia temporal de este campo está implícita en el  $B_0$  (valor del campo en el ecuador geomagnético) y en la posición del dipolo excéntrico (respecto del centro de la tierra). Ambos fueron calculados a partir de los coeficientes de Gauss provistos por el IGRF del 1900 y 2020.

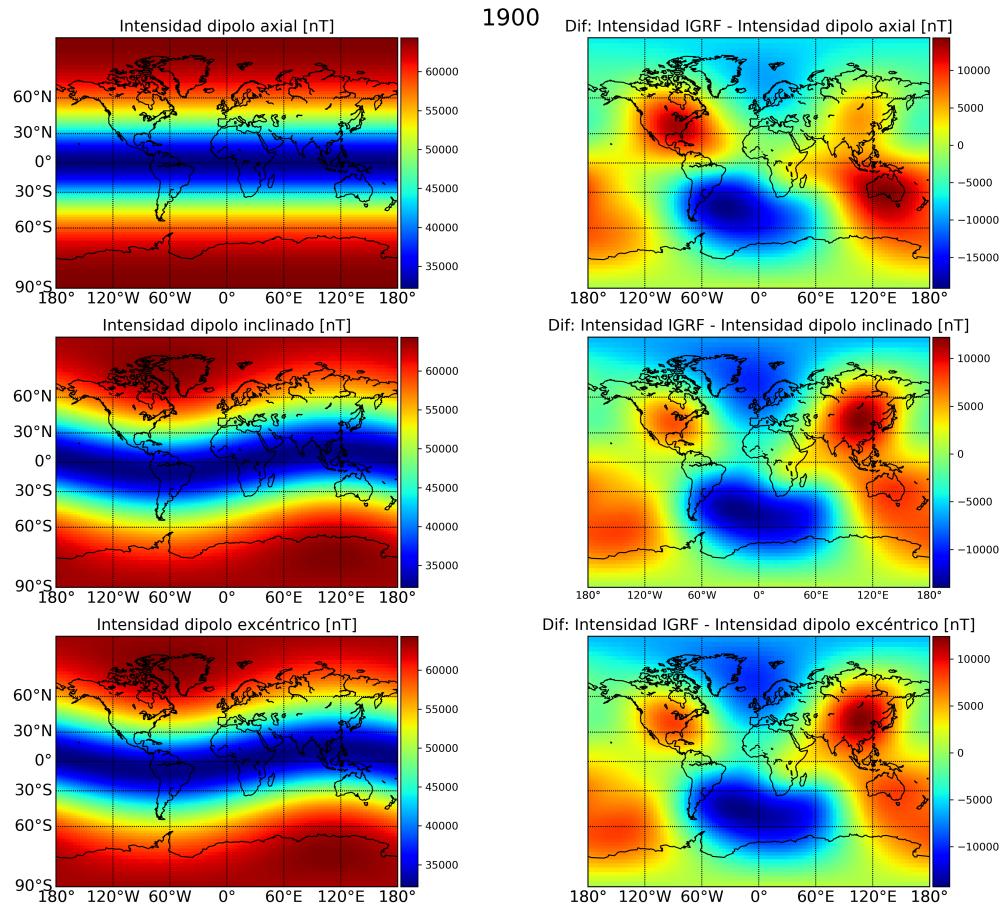


Figura 7: Curvas de nivel de la intensidad del campo geomagnético para el dipolo axial, inclinado y excéntrico, y la diferencia de cada uno de ellos con el IGRF 1900.

Respecto a la Figura 7 puede observarse que en 1900, tanto el dipolo excéntrico como el inclinado ajustan mejor que el axial. En la Figura 8 se observa que el excéntrico es el que mejor ajusta de los tres. Esto es consistente con lo visto en clase, la inclinación del dipolo fue en aumento, por lo cuál antes el inclinado y el excéntrico se parecían más.

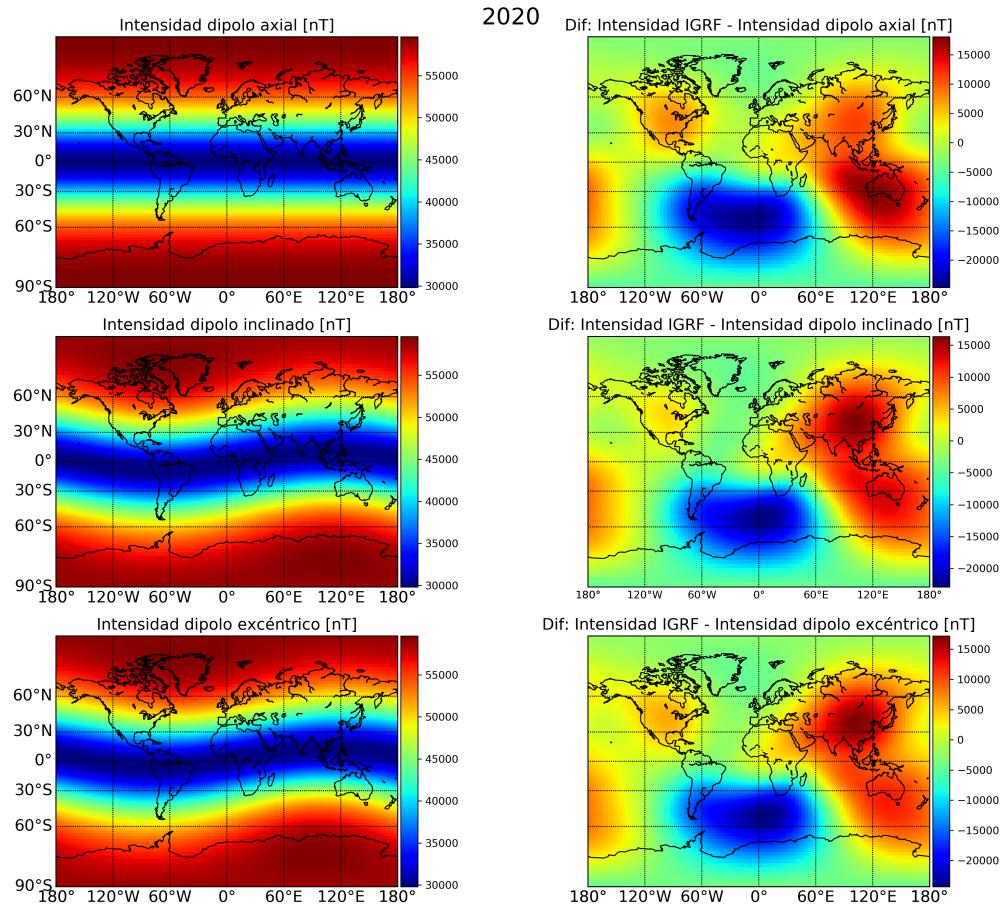


Figura 8: Curvas de nivel de la intensidad del campo geomagnético para el dipolo axial, inclinado y excéntrico, y la diferencia de cada uno de ellos con el IGRF 2020.

## Referencias

[Ramana et al. 1998] RAMANNA, K., Indian Journal of Radio & Space Physics, Vol.27, p. 35-42, 1998.

# Curso de Postgrado: Campo Magnético de la Tierra y Actividad Geomagnética.

Trayecto curricular: Ciencia de Datos aplicadas a Meteorología del Espacio.  
Trabajo Práctico 2

Alumna: Noelia Santos

Septiembre 2020

## Ejercicio 1

Graficar en un mapa, o en un gráfico de longitud vs. latitud, cómo se desplazaron los polos geomagnéticos norte y sur para el caso de dipolo centrado inclinado y dipolo excéntrico.

En la Figura 1 se observa la evolución temporal de la posición del polo norte y sur geomagnético desde el año 1900 al 2020 para el dipolo inclinado y en la Figura 2 para el dipolo excéntrico.

Para poder identificar la posición de los polos se realizó la transformación de coordenadas geográficas a geomagnéticas asumiendo un dipolo inclinado en el primer caso y un dipolo excéntrico en el segundo, según lo detallado en el trabajo [Ramana et al. 1998] y utilizando los coeficientes de Gauss obtenidos a partir de IGRF.

Evolución temporal de la posición de los polos geomagnéticos para el dipolo inclinado

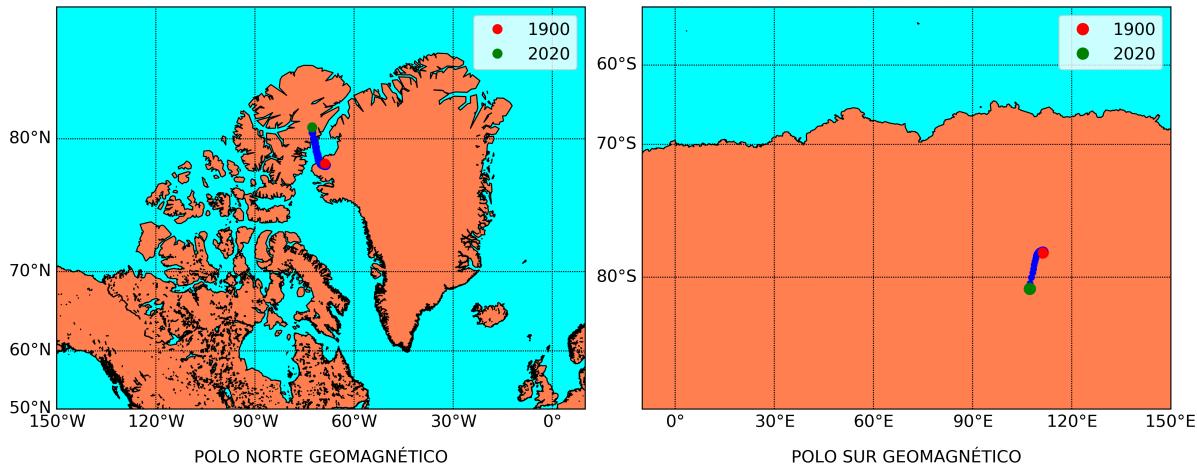


Figura 1: Evolución temporal de los polos geomagnéticos para el dipolo inclinado obtenido a partir del IGRF desde 1900 hasta el 2020.

### Evolución temporal de la posición de los polos geomagnéticos para el dipolo excéntrico

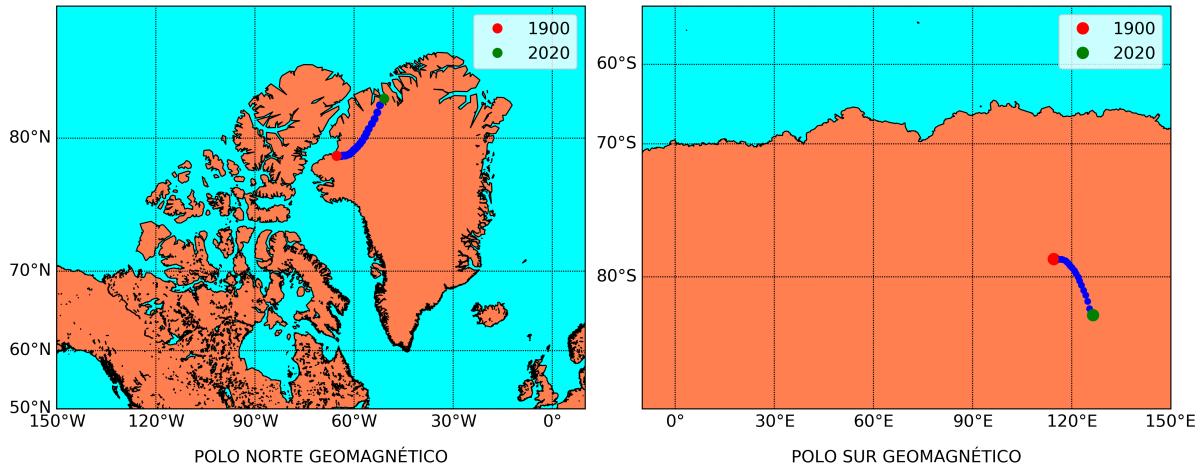


Figura 2: Evolución temporal de los polos geomagnéticos para el dipolo excéntrico obtenido a partir del IGRF desde 1900 hasta el 2020.

## Ejercicio 2

El año 2001 fue un año de máxima actividad solar. A partir del índice Dst indique las tormentas que ocurrieron durante la primera mitad del año, es decir el período 1 de Enero 2001 a 30 de Junio 2001 y clasifíquelas según su intensidad.

De la página de Kyoto: <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dstfinal/index.html> se descargaron los índices para el período pedido. El índice Dst representa el promedio de las fluctuaciones de la componente  $H$  (respecto de la línea de base) en cuatro estaciones cercanas al ecuador magnético. En general una tormenta geomagnética puede identificarse como un decrecimiento rápido y una recuperación lenta del índice Dst. El origen de este decrecimiento se debe a la intensificación de la corriente de anillo.

Una forma de caracterizar una tormenta es observar cuál fue el valor del mínimo Dst registrado. A partir del trabajo [Gonzalez et al. 1994] se consideró la clasificación definida a partir de los siguientes valores umbrales: tormenta intensa ( $< -100 \text{ nT}$ ), moderada ( $< -50 \text{ nT}$ ) y leve ( $< -30 \text{ nT}$ ). Segundo este criterio, en la Figura 3 se observan cuatro tormentas intensas, ocurridas entre mitad de marzo y mitad de abril, ocho moderadas y ocho leves.

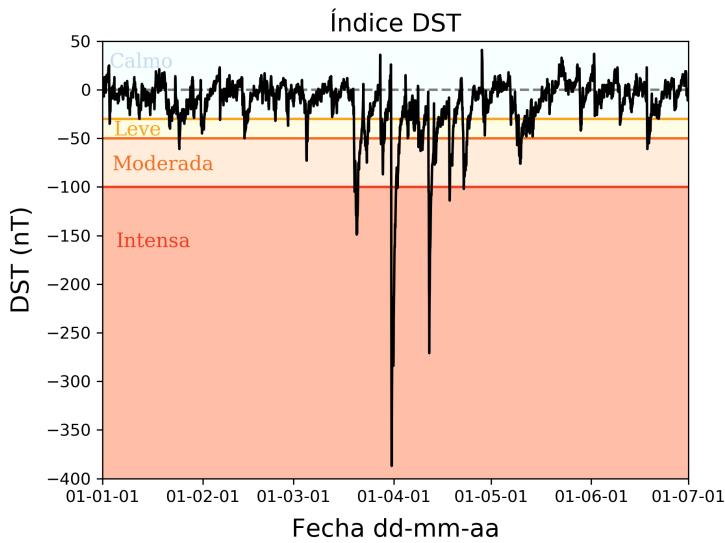


Figura 3: Índice Dst para el período 01 de Enero - 30 de Junio de 2001. Se marcaron con diferentes colores los umbrales de tormenta intensa, moderada y leve.

### Ejercicio 3

Analice con algún método que le parezca apropiado las similitudes y diferencias en las series de tiempo de  $Rz$ ,  $F10.7$ ,  $aa$  y  $Ap$  para distintas escalas de tiempo.

El  $aa$  y  $Ap$  son dos índices que se utilizan como indicadores de la actividad geomagnética, mientras que el  $Rz$  (número de manchas solares) y  $F10.7$  (flujo de radiación en 10.7 cm) son indicadores de la actividad solar. Se trabajó con estas cuatro series temporales con resolución mensual (obtenidas a partir de realizar el promedio mensual de los datos públicos). El período estudiado abarca desde el 01 de Enero de 1948 al 01 de Diciembre de 2019.

Para comparar las series se calcularon los coeficientes de correlación entre pares de series. En el cuadro 1 se presentan los coeficientes de correlación para la señales. Como era de esperarse la correlación entre  $aa$  y  $Ap$  y entre  $Rz$  y  $F10.7$  es alta, debido a que son indicadores del mismo tipo de actividad. En el cuadro 2 se presentan los coeficientes de correlación para la señales utilizando un promedio móvil de 12 meses. Puede verse que la correlación entre los indicadores de actividad solar y geomagnética aumenta respecto al cuadro anterior. Por último en el cuadro 3 se presentan los coeficientes de correlación para la señales utilizando un promedio móvil de 11 años (aproximadamente lo que dura un ciclo solar). Nuevamente se observa como aumenta la correlación entre los distintos indicadores de actividad solar y geomagnética. Al realizar el promedio móvil se está eliminando la variabilidad de las señales en escalas de tiempo más chicas. Por lo tanto, la actividad solar y geomagnética se parecen más a medida que se miran variaciones en mayor escala de tiempo. Este resultado es consistente si tenemos en cuenta que la actividad solar es la forzante de la actividad geomagnética en las escalas de tiempo que evaluamos en este ejercicio.

	$aa$	$Rz$	$F10.7$	$Ap$
$aa$	X	0.35	0.35	0.96
$Rz$		X	0.98	0.38
$F10.7$			X	0.37
$Ap$				X

Cuadro 1: Coeficientes de correlación obtenidos utilizando las señales con resolución mensual (obtenidas de calcular los promedios mensuales).

	aa	Rz	F10.7	Ap
aa	X	0.46	0.45	0.97
Rz		X	0.99	0.49
F10.7			X	0.47
Ap				X

Cuadro 2: Coeficientes de correlación obtenidos utilizando un promedio móvil de 12 meses.

	aa	Rz	F10.7	Ap
aa	X	0.62	0.61	0.98
Rz		X	0.99	0.71
F10.7			X	0.68
Ap				X

Cuadro 3: Coeficientes de correlación obtenidos utilizando un promedio móvil de 11 años.

En la Figura 4 pueden verse las señales luego de los promedios mencionados anteriormente. Para poder superponerlas en un mismo gráfico se calculó la variación porcentual respecto a la media.

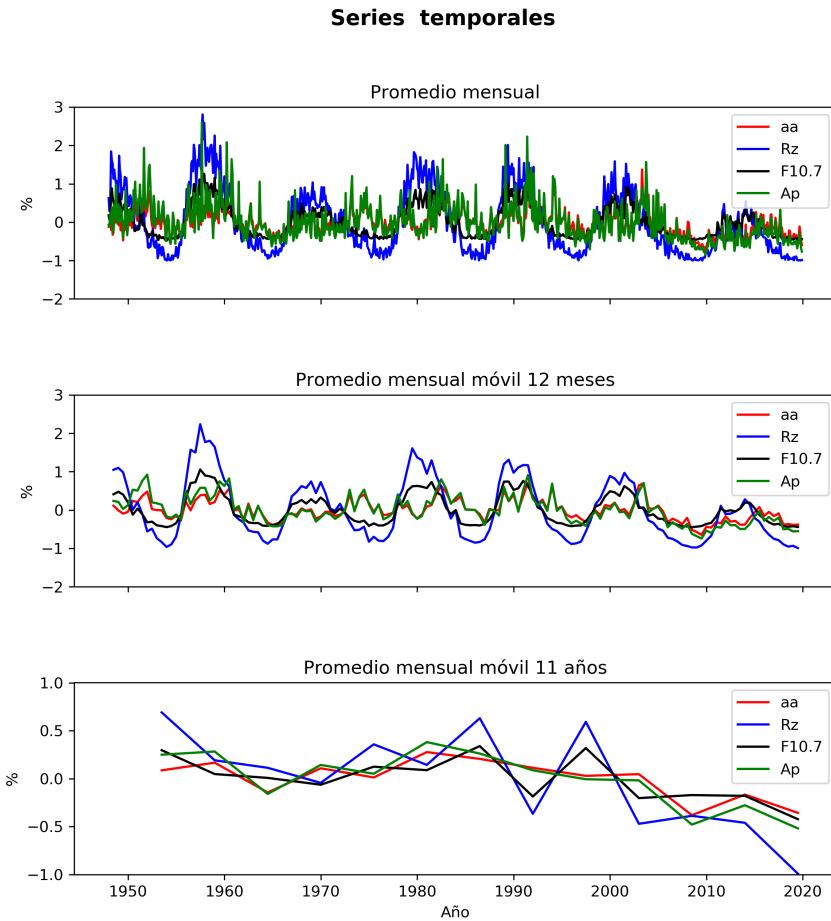


Figura 4: Series temporales superpuestas sin suavizar, con promedio móvil de 12 meses y con promedio móvil de 11 años: *aa*, *Ap*, *Rz* y *F10.3*.

## Ejercicio 4

Estime la importancia relativa de la variación secular del campo magnético de la Tierra durante los últimos 100 años respecto de la variación que induce por ejemplo una tormenta geomagnética durante una tormenta intensa.

Para poder realizar la comparación se seleccionó la tormenta más intensa encontrada en el Ejercicio 2, ocurrida el 31 de marzo de 2001. Además se eligió el magnetómetro ubicado en Trelew de la red intermagnet <https://intermagnet.github.io/>.

En la Figura 5 se presentan las observaciones registradas por el magnetómetro entre el 28 de marzo y el 05 de abril. Como primera aproximación para estimar cuál fue la variación en la intensidad del campo  $F$  se calculó la media de los días previos (“calmos”) para establecer la línea de base (para hacerlo mejor habría que remover la variación diurna). De esta forma se observa que la variación fue de  $150 \text{ nT}$  aproximadamente ( $0.6\%$ ).

Intensidad del campo magnético en Trelew (Magnétrometro)

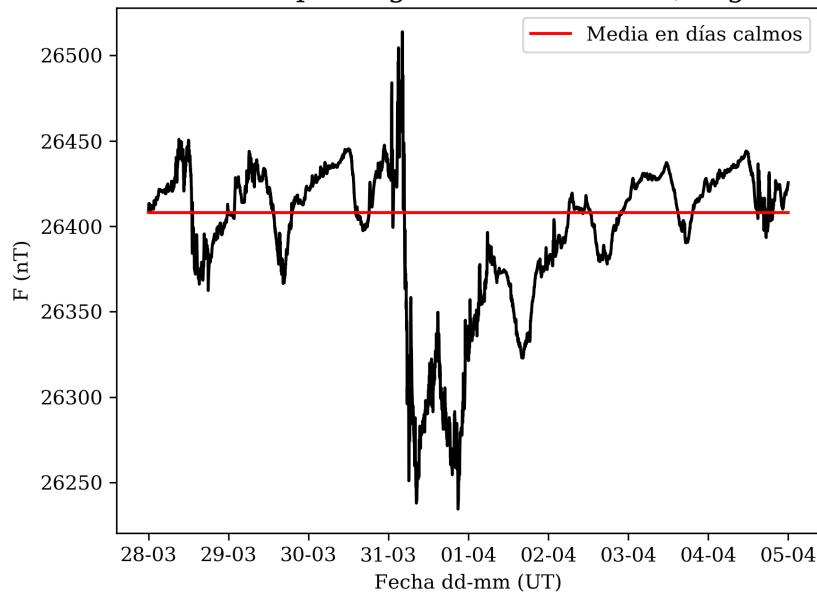


Figura 5: Intensidad del campo geomagnético en Trelew durante el período: 28 de marzo - 05 de abril de 2001. En rojo se estimó la línea de base.

Por otro lado, a partir del IGRF se calculó la intensidad del campo magnético en Trelew (lat =  $43.25S$ , lon =  $65.30O$ ) desde el 1900 hasta el 2000 como puede observarse en la Figura 6. La variación secular durante ese período de 100 años fue de  $8000 \text{ nT}$ , es decir alrededor de un  $25\%$ . La variación durante la tormenta anterior representa un  $2\%$  de la variación secular durante el siglo XX en esa posición.

Para poder realizar este estudio con más profundidad debería analizarse diferentes locaciones, dado que, como ya se vió en el trabajo anterior, la variación secular en diferentes regiones es distinta, como también lo será la respuesta geomagnética antes eventos transitorios relacionados con el sol como ICMEs, SIRs, etc.

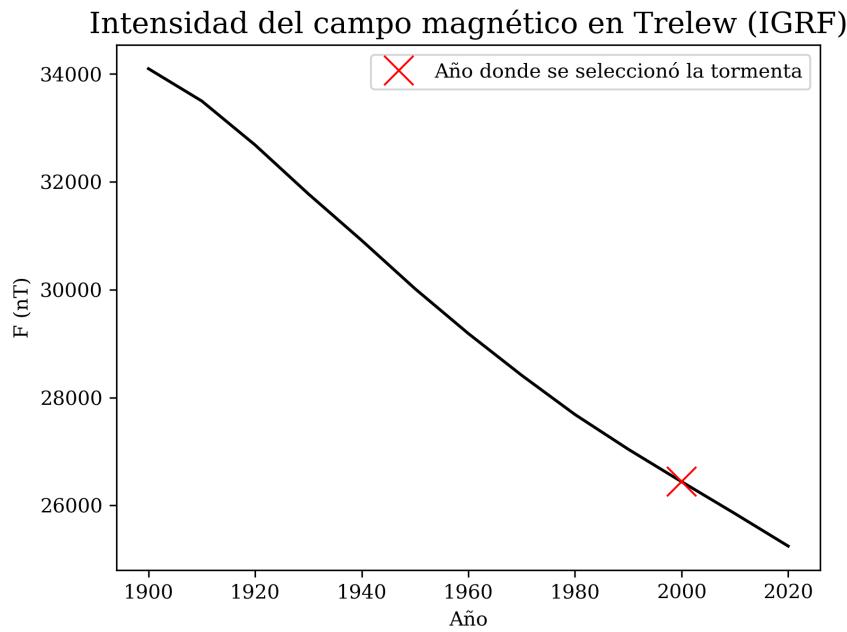


Figura 6: Intensidad del campo geomagnético en Trelew durante el período 1900-2020 obtenido con el IGRF. En rojo se marcó el año en que ocurrió la tormenta de la figura anterior.

## Referencias

- [Ramana et al. 1998] RAMANNA, K., Indian Journal of Radio & Space Physics, Vol.27, p. 35-42, 1998.  
 [Gonzalez et al. 1994] GONZALEZ, W. D., ET AL., Journal of Geophysical Research, Vol.99, p. 5771-5792, 1994