

- El campo magnético terrestre como sistema de referencia fijo
- Las rocas como brújulas con capacidad de memorizar el sistema de referencia
- Reconstruyendo las posiciones de los continentes en el pasado con paleomagnetismo

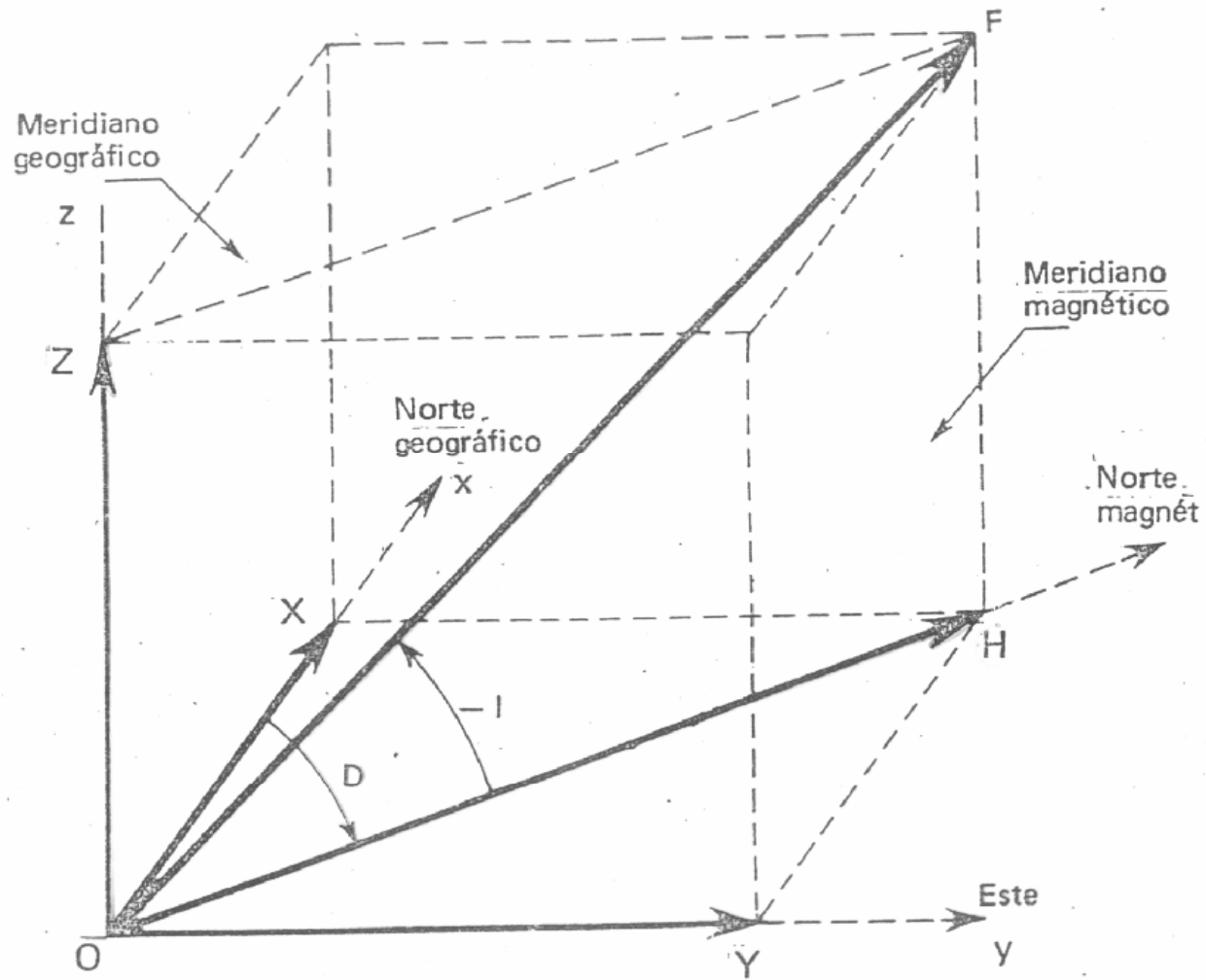


Fig. I.1. Componentes del vector representativo del campo magnético terrestre.

Campo magnético terrestre (CMT)

- Campo magnético instantáneo (actual)
- Variación temporal
- Modelo de geodínamo
- Campo promediado en el tiempo, hipótesis del GAD
- Cálculo de PGV y polos paleomagnéticos
- Variación secular en el registro paleomagnético
- Reversiones de polaridad

Fuentes de información sobre el campo magnético terrestre

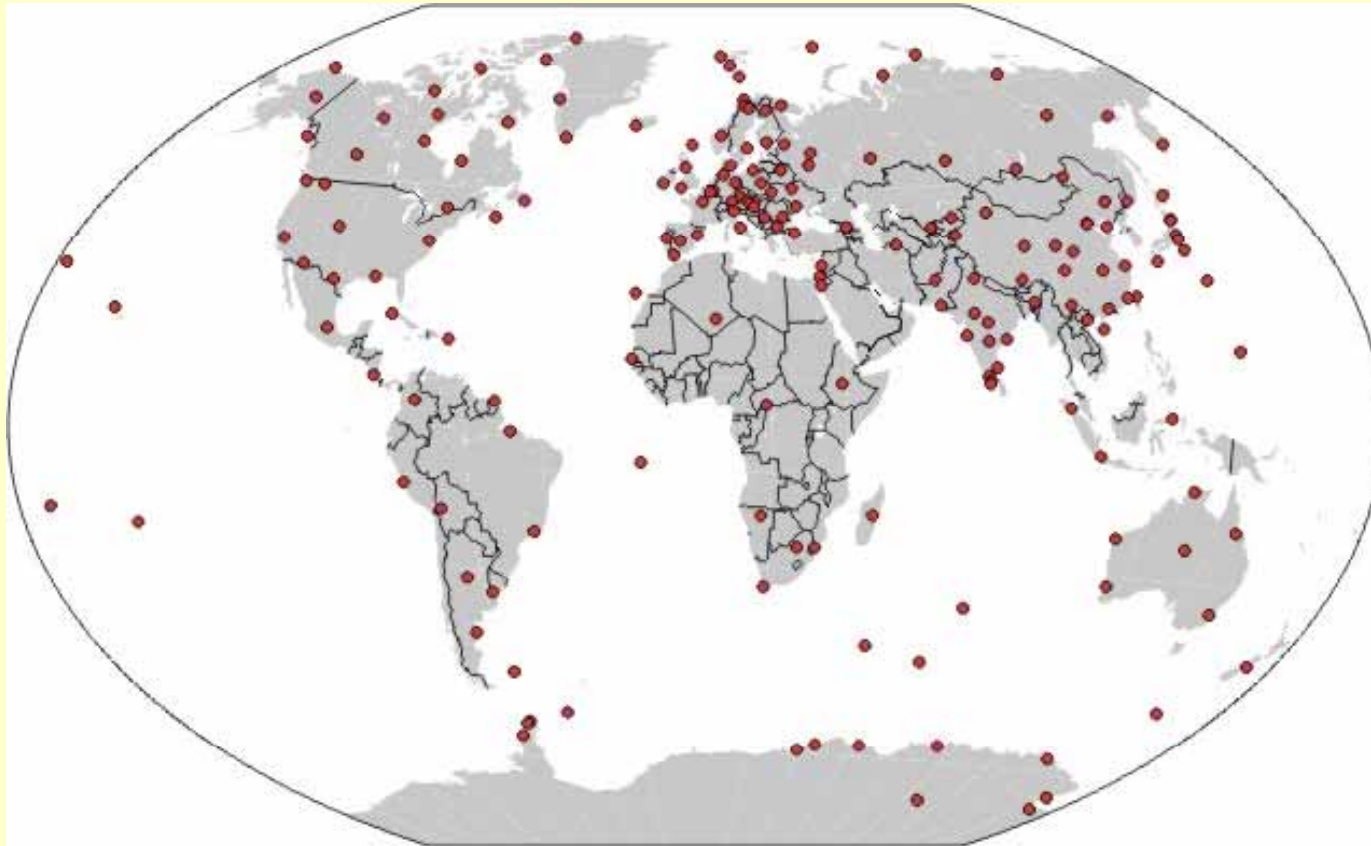
Variaciones en espacio y tiempo registradas por:

- Datos en observatorios geomagnéticos
- Datos en relevamientos terrestres
- Datos de satélites

- Análisis matemático de las observaciones

- Magnetismo remanente de las rocas

Distribución mundial de observatorios geomagnéticos permanentes



Medición del CMT por satélites

- MagSat (1979-1980)
(USA)

350-550 km de altura

- Oersted (Dinamarca).
Puesto en órbita en
1999, aún en operación.
Órbita a 500-850 km de
altura (resol. 0,5 nT).
Desde 2005 mide sólo
intensidad (no
componentes)

- CHAMP (Alemania)
(2000-2010). Órbita
circular, originalmente a
450 km (resol. 0,1 nT)

**Base de datos
«CHAOS-3»,
2000-2010**

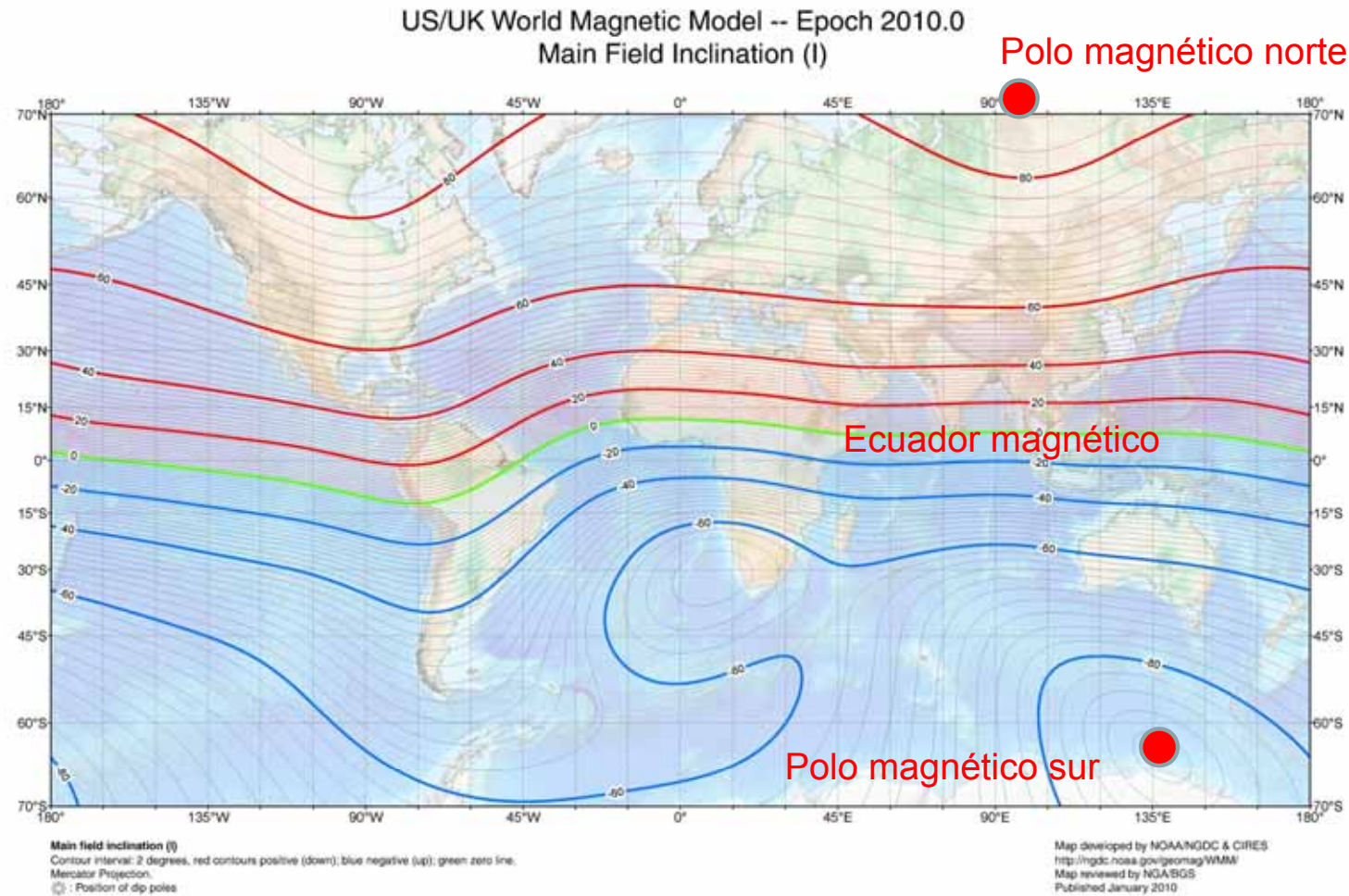


SAC-C (Satélite
de aplicaciones
científicas,
CONAE, NASA).
Con
magnetómetro
Oersted. 2000-
2010 (perdió
contacto en
2013)

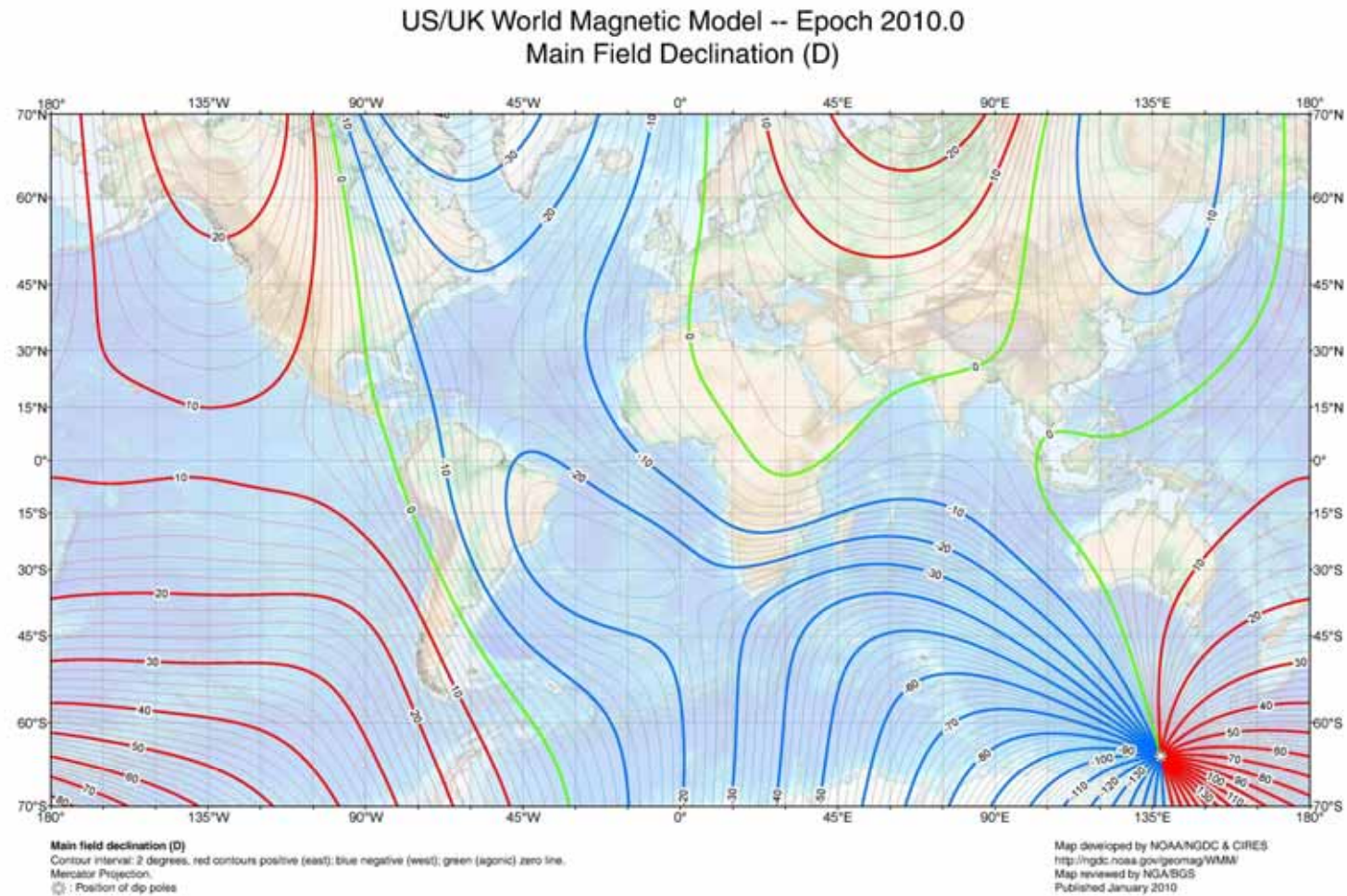


SWARM (Agencia
Espacial Europea,
ESA)
Lanzado en noviembre
2013, operando desde
mayo 2014

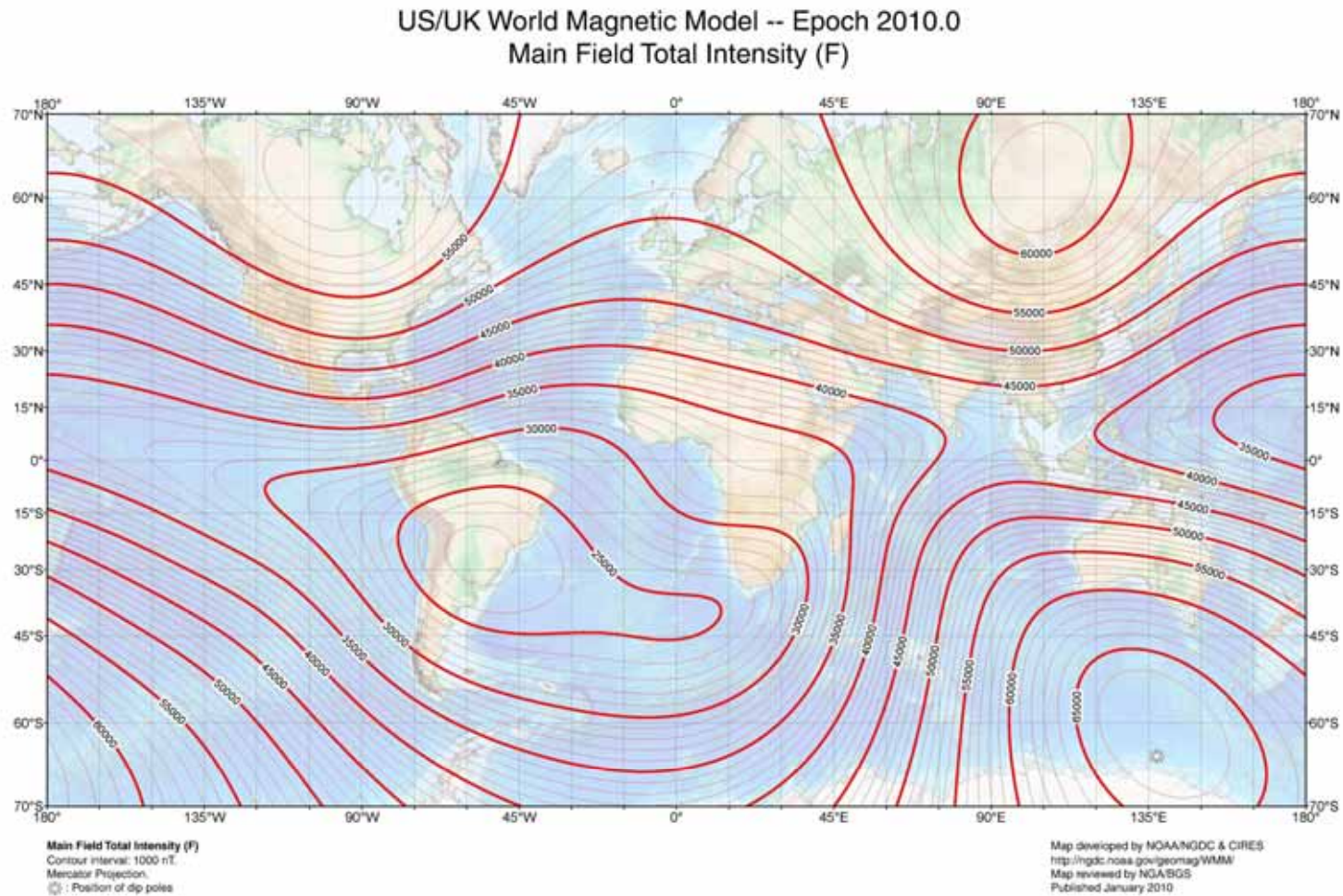
Carta isoclina (IGRF, 2010)



Carta isogona (IGRF, 2010)



Carta isodinámica (IGRF, 2010)



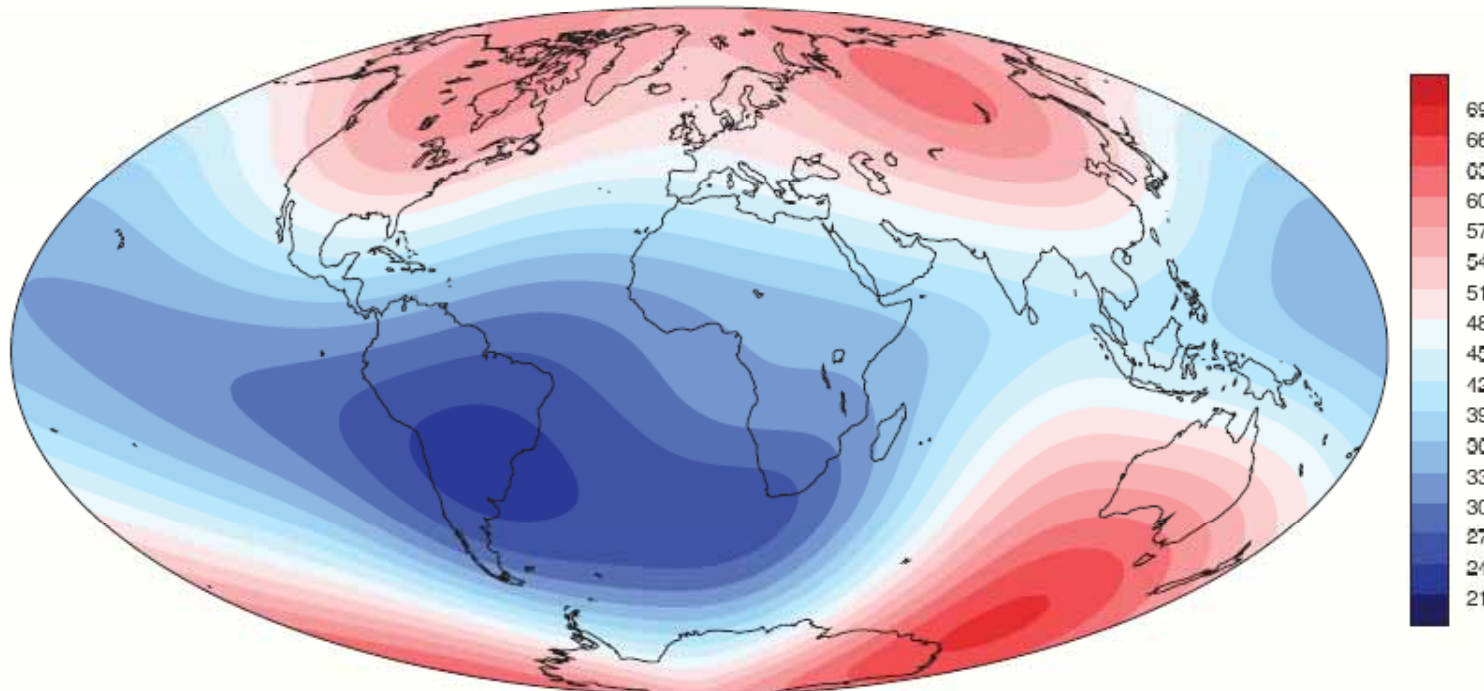
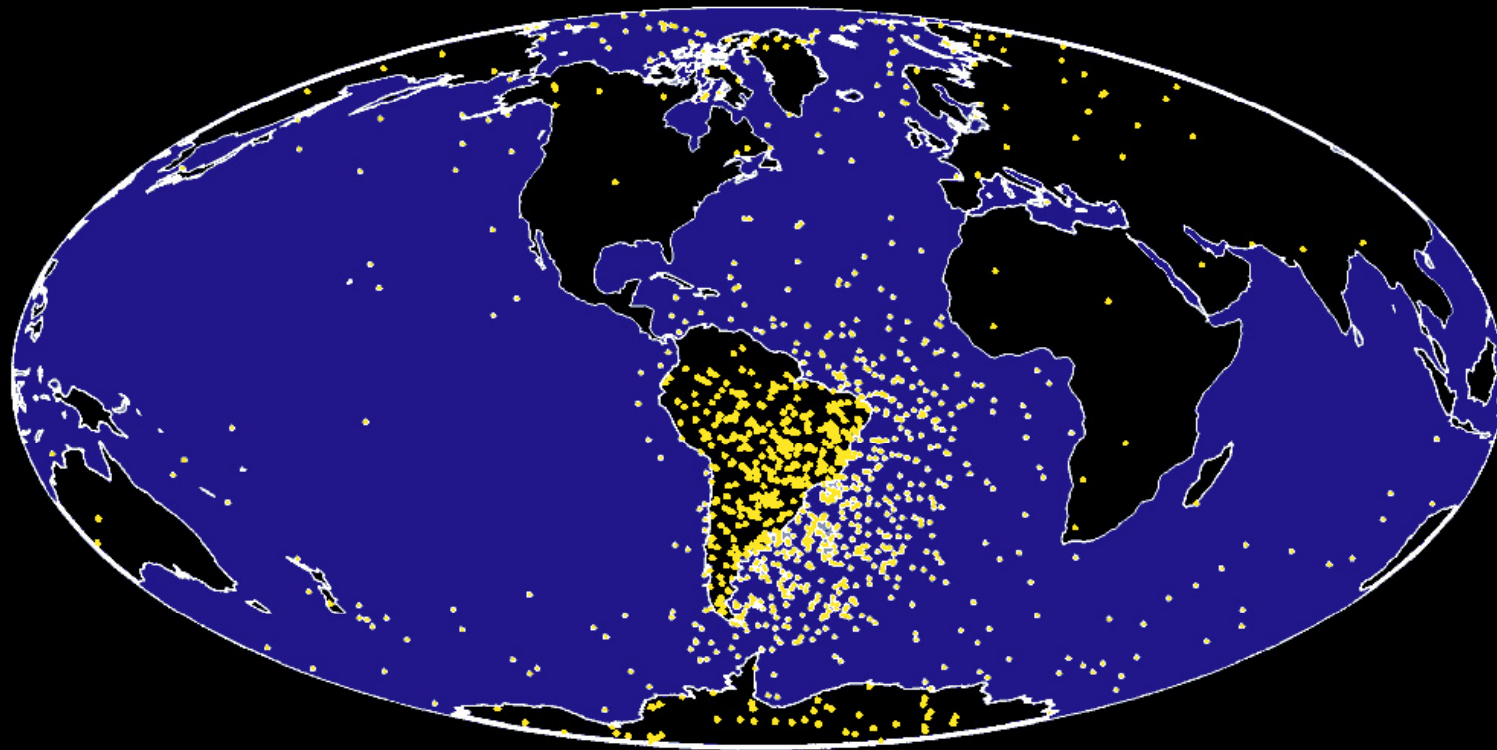


Fig 4: Field intensity (F)at Earth's surface in 2010 : units micro Tesla.

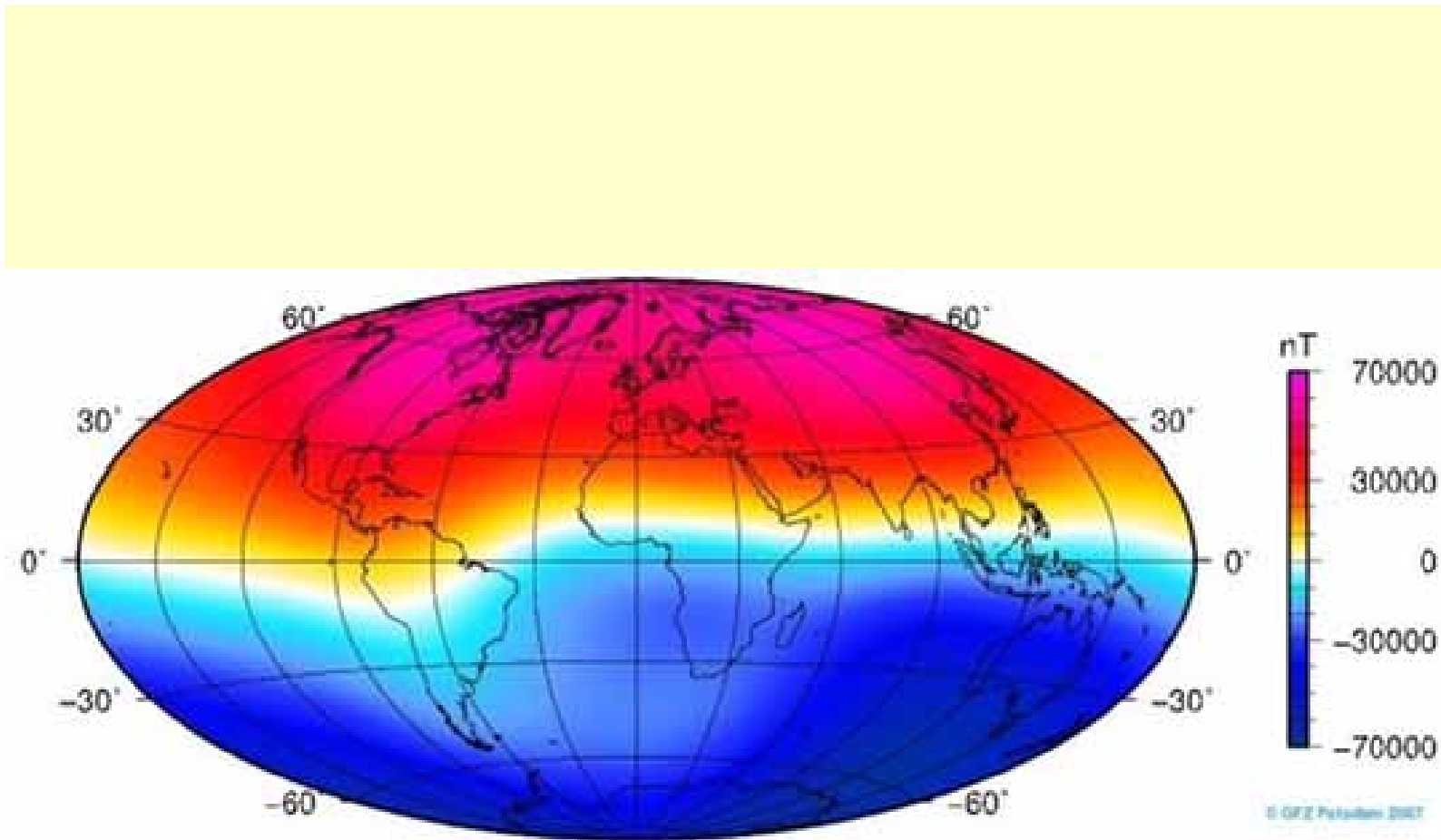
La simetría axial del CMT está perturbada por la presencia de la anomalía del Atlántico Sur

UOSAT-2 Memory Upsets

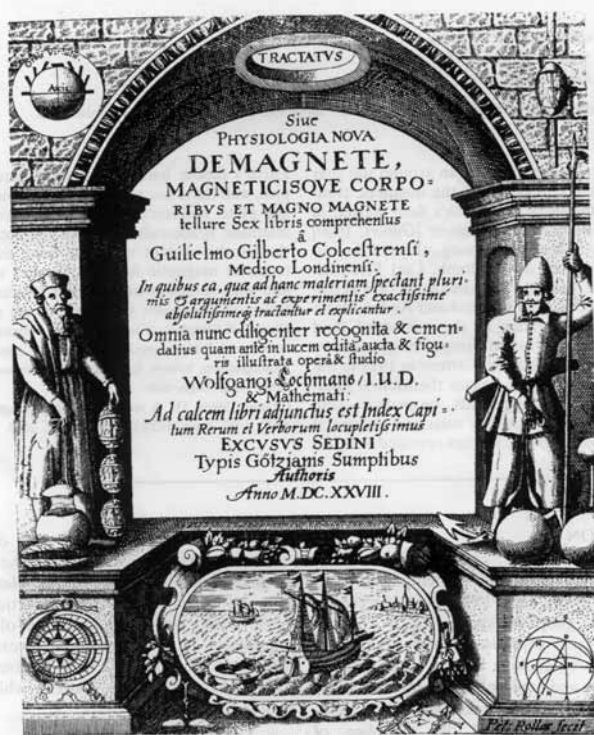


ESA/ESTEC The Netherlands

NOAA/NGDC Boulder

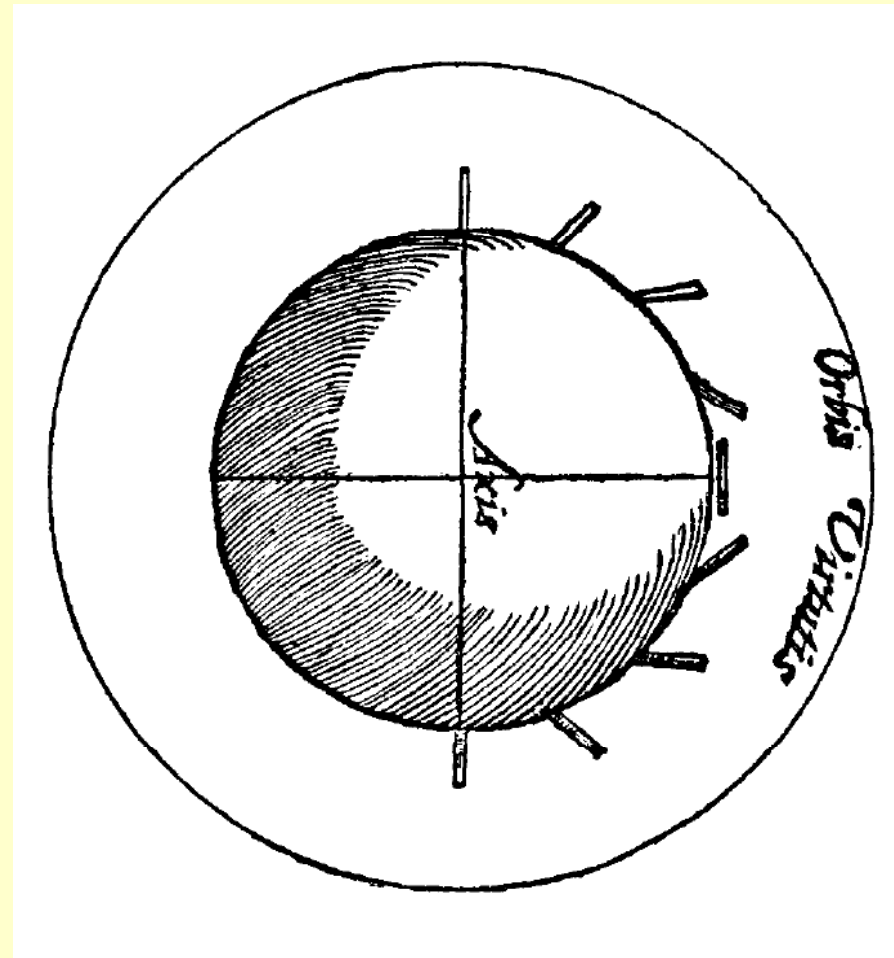


Componente vertical del campo magnético en la superficie terrestre
(entrante es positivo)



“De Magnete” (1600)

Sir William Gilbert
(1544-1603)



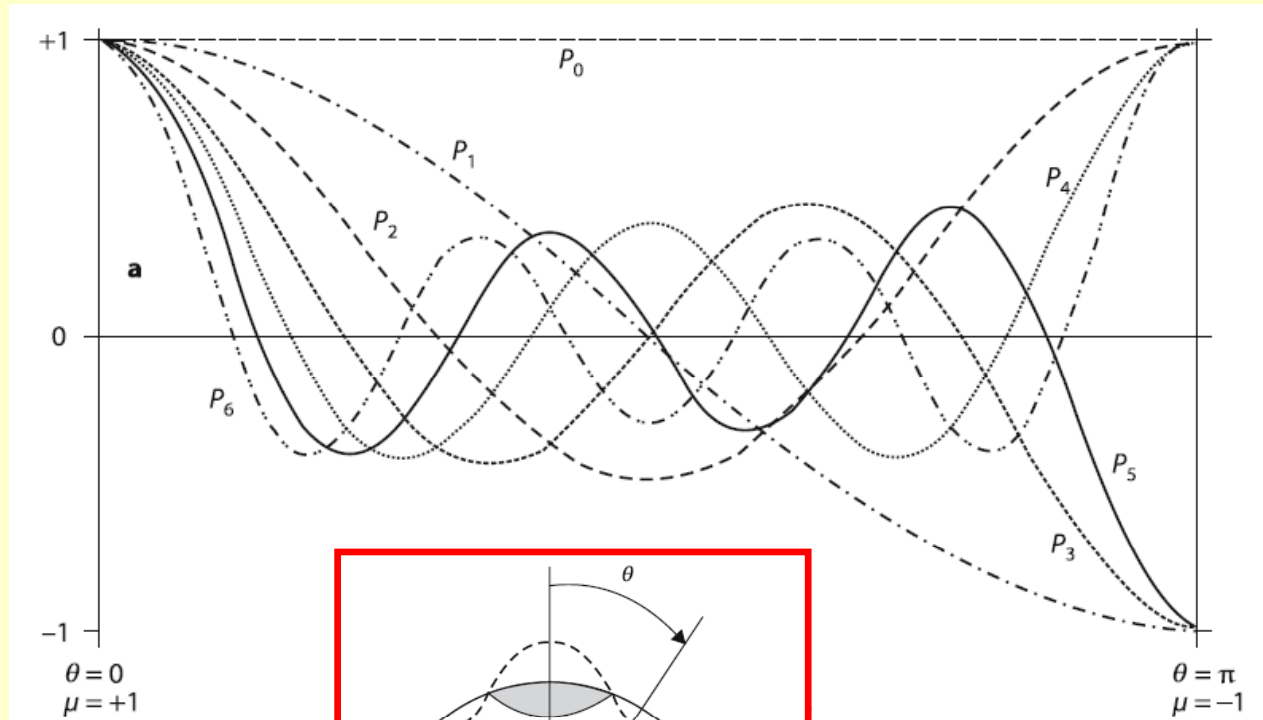
Gilbert (1600) *relaciona inclinación magnética con latitud geográfica*

Descripción matemática del CMT: análisis de armónicos esféricos

Carl Friedrich Gauss
(1777-1855)

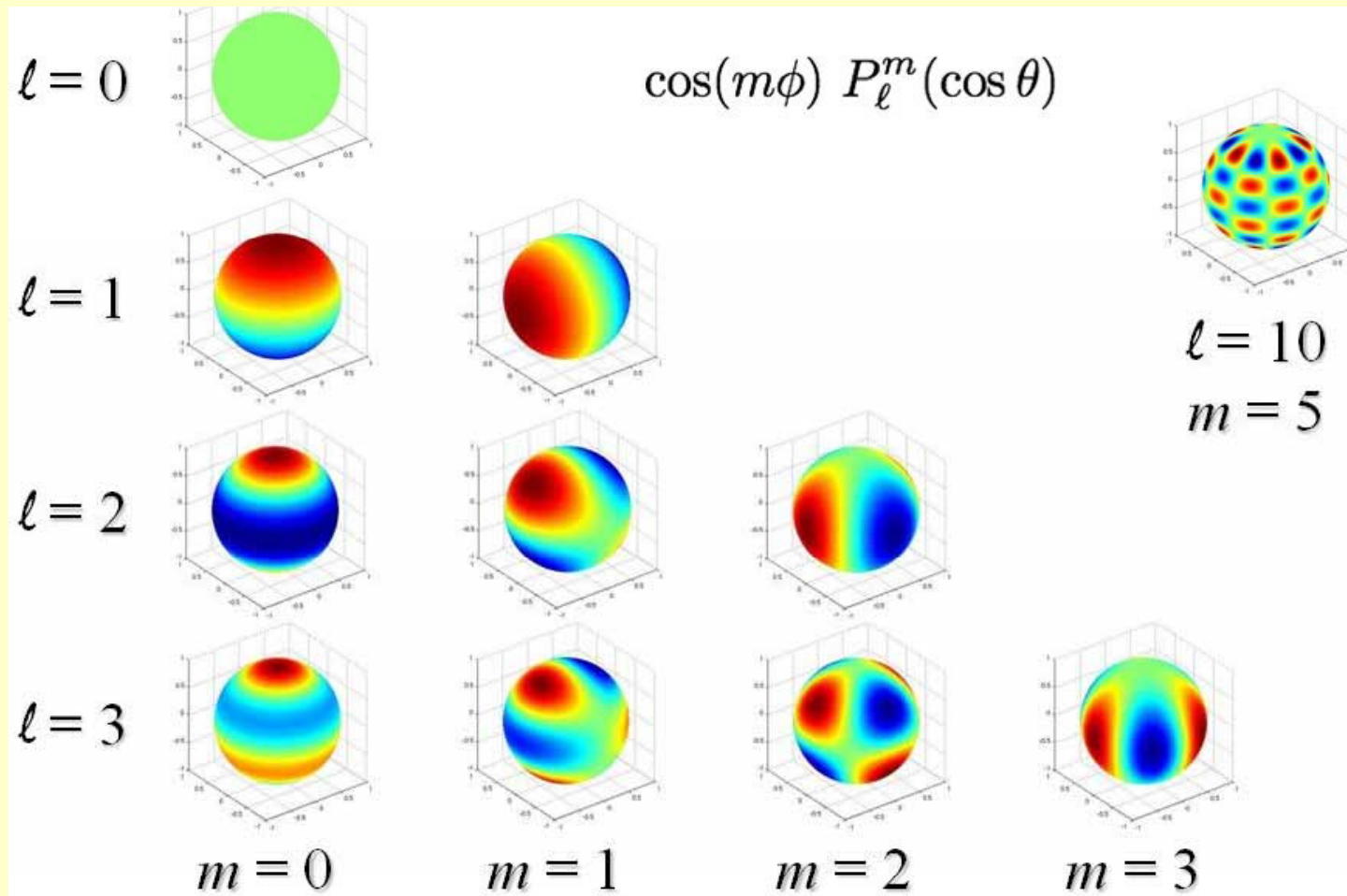


Representación analítica de una función arbitraria definida sobre la superficie de una esfera. El primero en aplicarlo fue Gauss (1839).



Armónicas
zonales en la
superficie
terrestre

Armónico esférico
de grado 6



Descripción matemática del CMT: análisis de armónicos esféricos

$$V = a \sum_{n=1}^{\infty} \left(\left(\frac{r}{a} \right)^n T_n^e + \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} T_n^i \right)$$

Potencial magnético. Superíndices e, i representan la contribución externa e interna, respectivamente. n y m son grado y orden del armónico.

$$T_n = \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda) P_n^m(\theta)$$

A partir del registro del CMT en superficie, se calculan los coeficientes g y h (coeficientes de Gauss) que mejor ajustan los distintos armónicos.

En los armónicos de menor orden, la contribución externa es despreciable.

<i>g/h</i>	<i>n</i>	<i>m</i>	2000.0	2005.0	SV
<i>g</i>	1	0	-29619.4	-29556.8	8.8
<i>g</i>	1	1	-1728.2	-1671.8	10.8
<i>h</i>	1	1	5186.1	5080.0	-21.3
<i>g</i>	2	0	-2267.7	-2340.5	-15.0
<i>g</i>	2	1	3068.4	3047.0	-6.9
<i>h</i>	2	1	-2481.6	-2594.9	-23.3
<i>g</i>	2	2	1670.9	1656.9	-1.0
<i>h</i>	2	2	-458.0	-516.7	-14.0
<i>g</i>	3	0	1339.6	1335.7	-0.3
<i>g</i>	3	1	-2288.0	-2305.3	-3.1
<i>h</i>	3	1	-227.6	-200.4	5.4
<i>g</i>	3	2	1252.1	1246.8	-0.9
<i>h</i>	3	2	293.4	269.3	-6.5
<i>g</i>	3	3	714.5	674.4	-6.8
<i>h</i>	3	3	-491.1	-524.5	-2.0
<i>g</i>	4	0	932.3	919.8	-2.5
<i>g</i>	4	1	786.8	798.2	2.8
<i>h</i>	4	1	272.6	281.4	2.0
<i>g</i>	4	2	250.0	211.5	-7.1
<i>h</i>	4	2	-231.9	-225.8	1.8
<i>g</i>	4	3	-403.0	-379.5	5.9
<i>h</i>	4	3	119.8	145.7	5.6
<i>g</i>	4	4	111.3	100.2	-3.2
<i>h</i>	4	4	-303.8	-304.7	0.0
<i>g</i>	5	0	-218.8	-227.6	-2.6
<i>g</i>	5	1	351.4	354.4	0.4
<i>h</i>	5	1	43.8	42.7	0.1
<i>g</i>	5	2	222.3	208.8	-3.0
<i>h</i>	5	2	171.9	179.8	1.8
<i>g</i>	5	3	120.4	126.6	1.2
<i>h</i>	5	3	-135.4	-136.6	-1.2

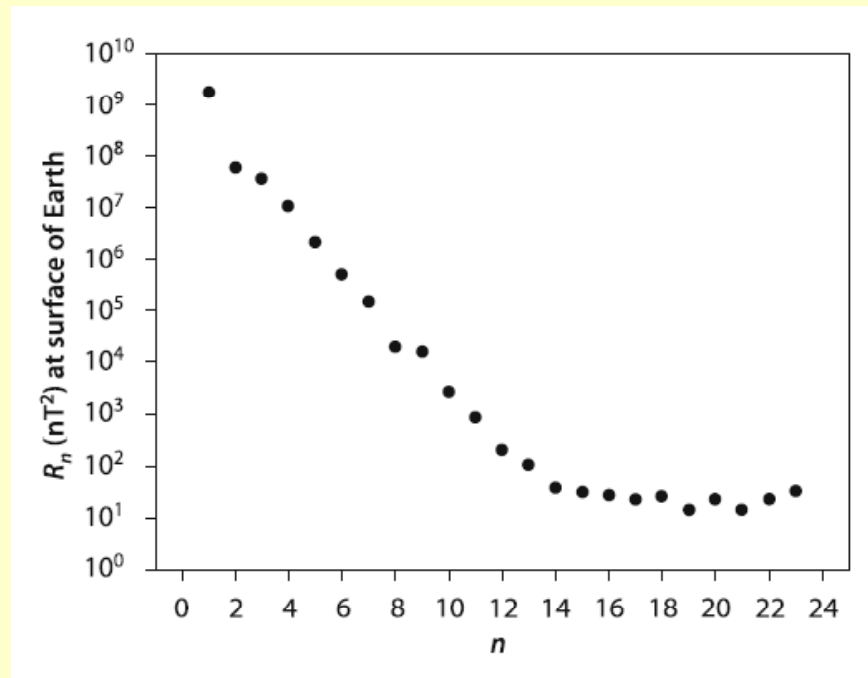
Dipolo

Cuadrupolo

Octupolo

La armónica de grado uno es dominante

Coeficientes de armónicos esféricos
Grado *n*, orden *m*

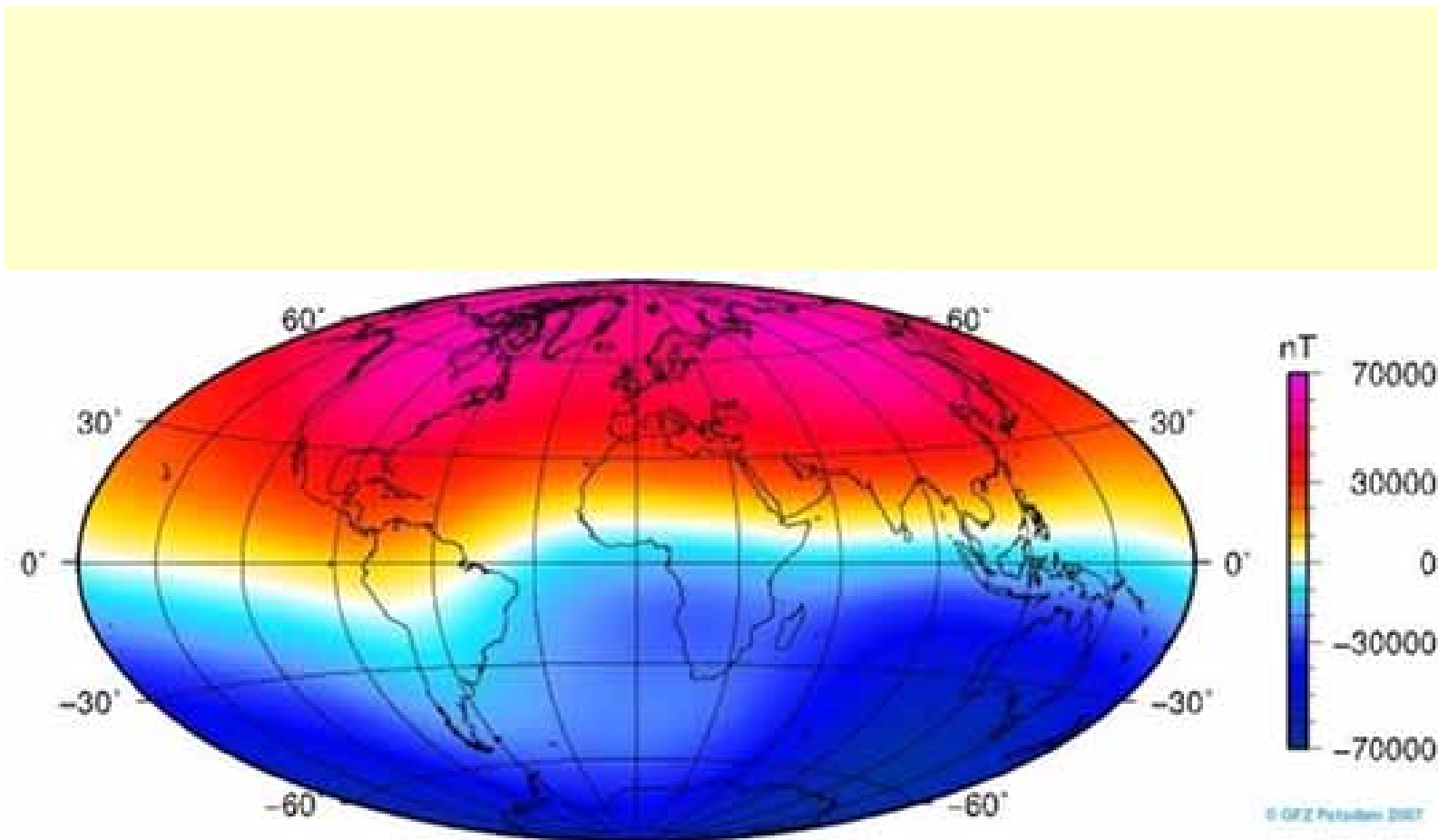


Espectro de energías del CMT en la superficie terrestre para los primeros 23 grados de armónicos esféricos.

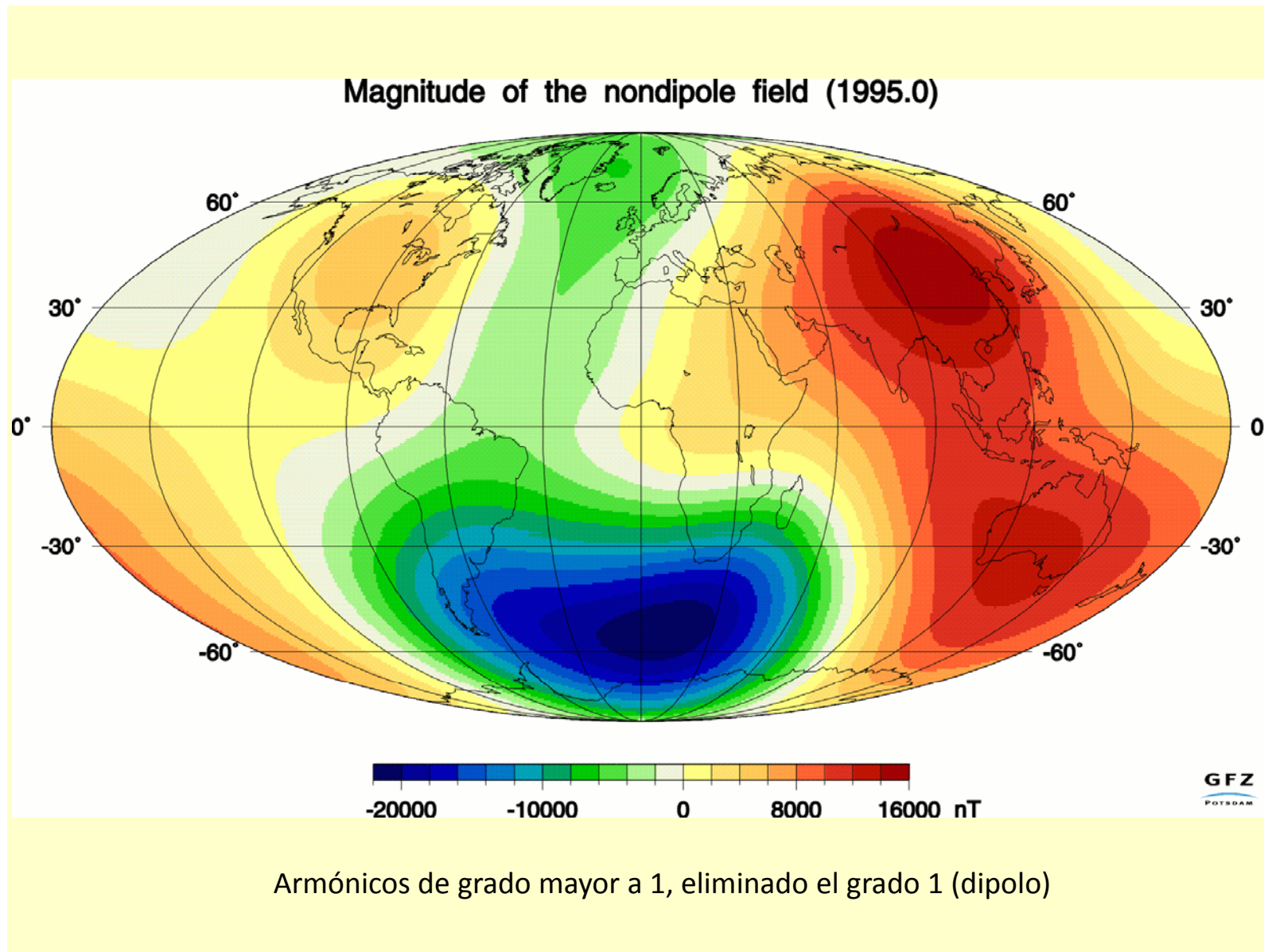
Grado 2 a 13 corresponden a fuentes profundas, en el núcleo fluido hasta el límite manto-núcleo.

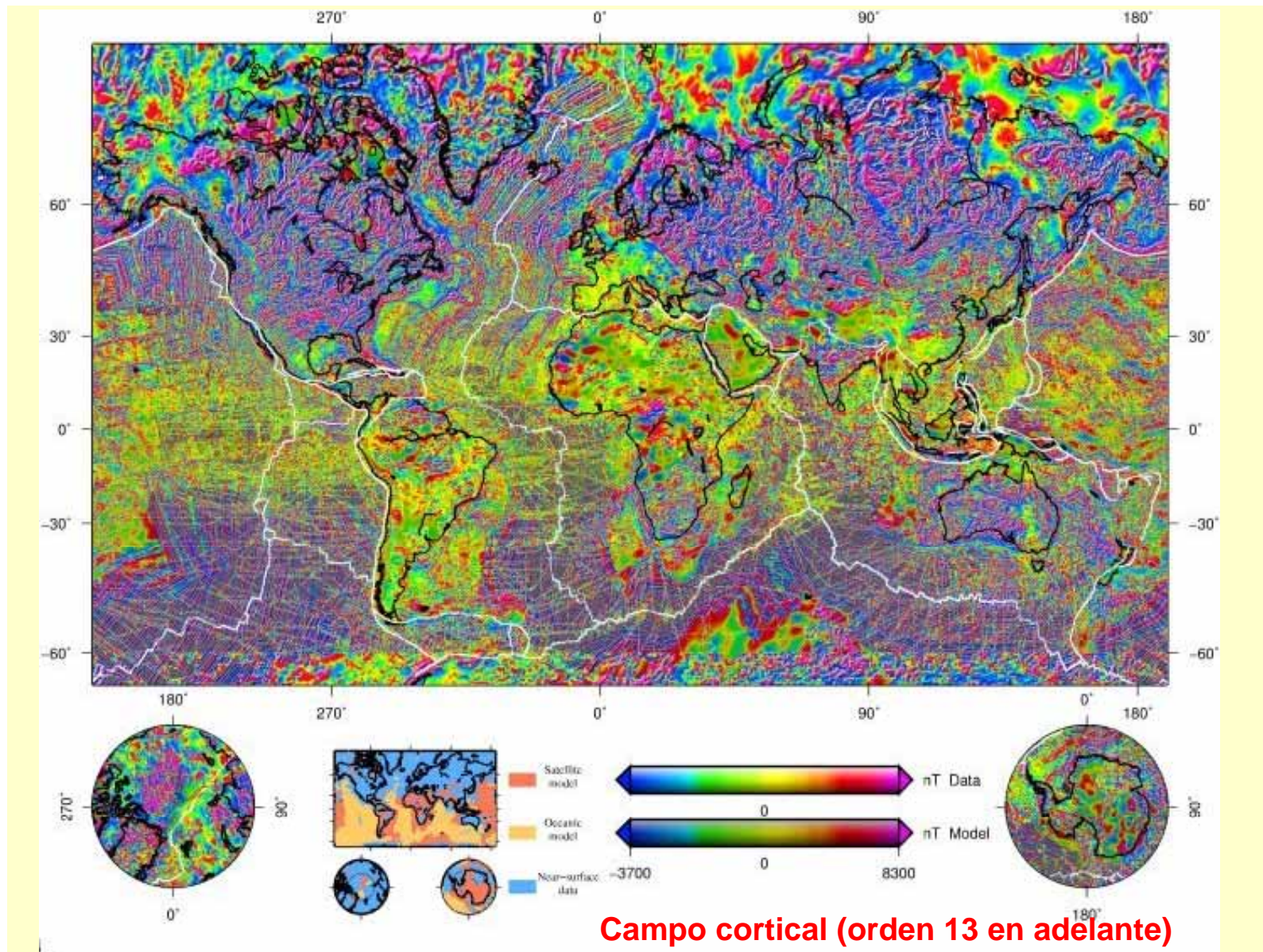
A partir del grado 13, las contribuciones son de fuentes someras (corteza) y ruido.

Lanza y Meloni, 2006



Campo magnético total en la superficie terrestre, compuesto por la suma de contribuciones de: dipolo (predominante) y órdenes mayores (campo no dipolar)



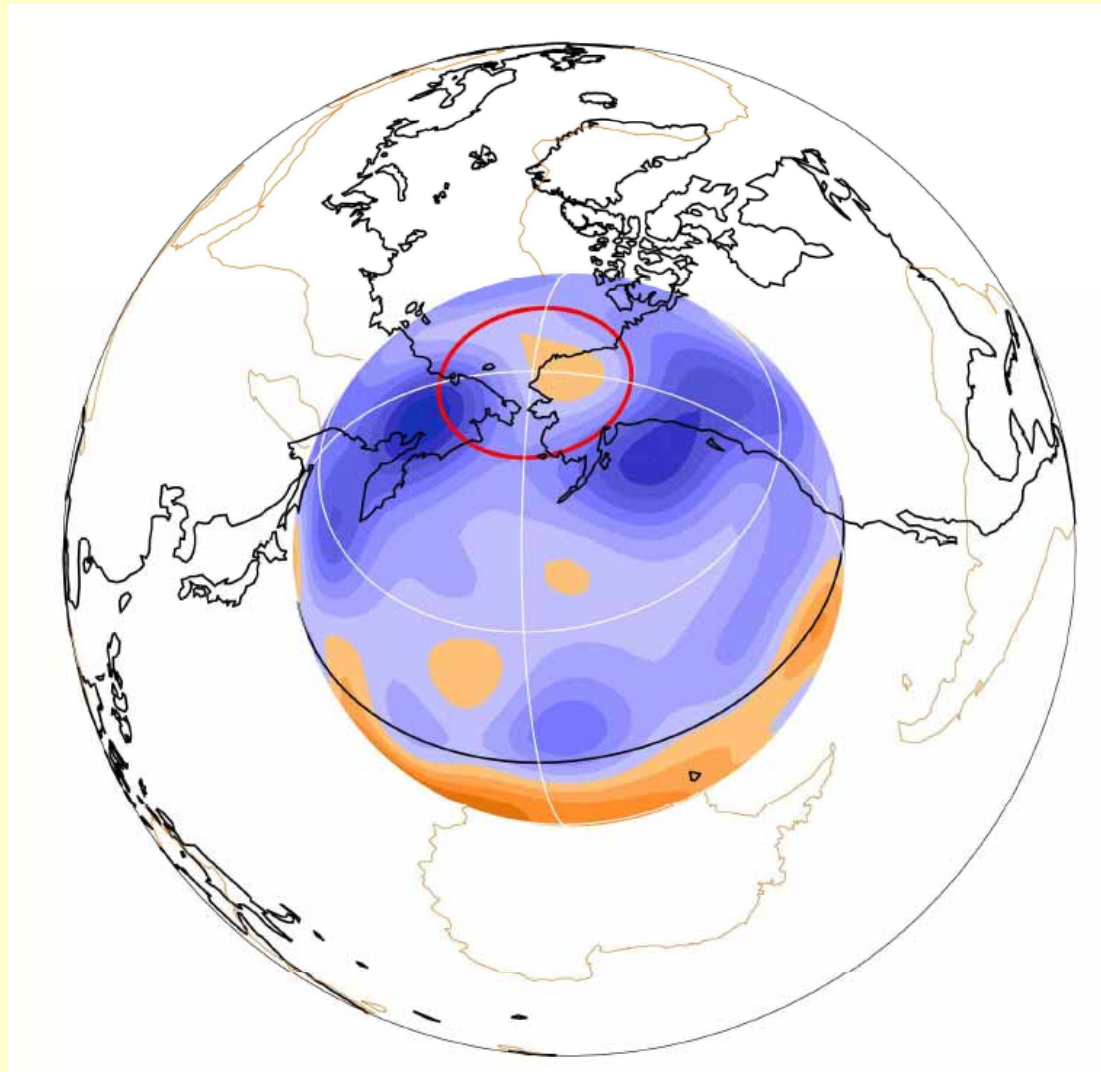


Descripción matemática del CMT: análisis de armónicos esféricos

El cálculo de los coeficientes de los distintos armónicos permitió determinar que el CMT de origen externo es casi despreciable, especialmente para los armónicos de menor grado.

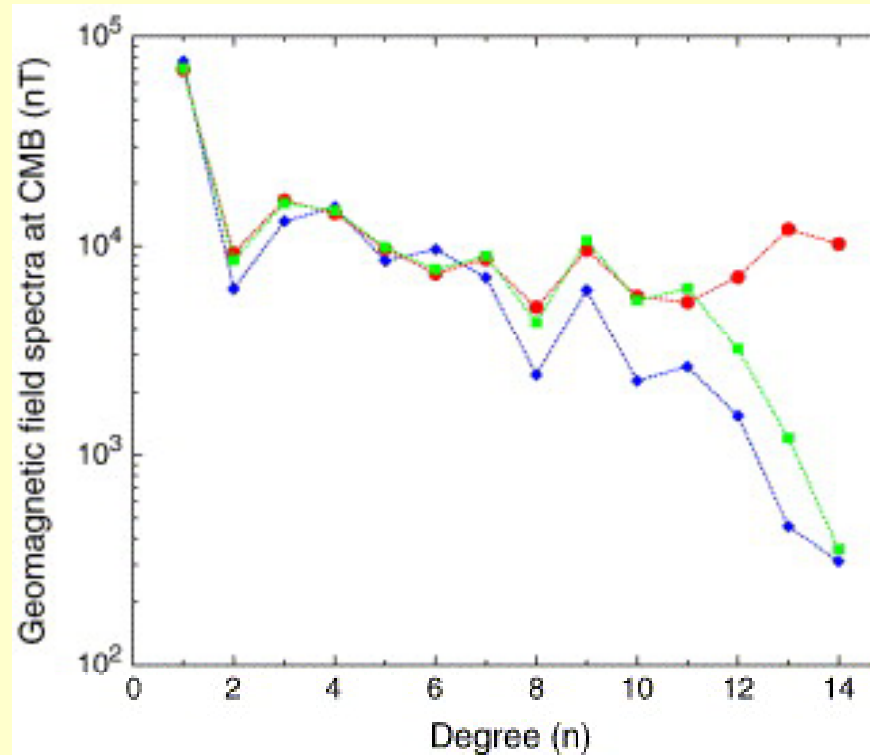
El armónico de grado 1 (dipolo) es dominante.

El potencial magnético se puede continuar hacia abajo (por ejemplo, hasta la profundidad del límite manto-núcleo).



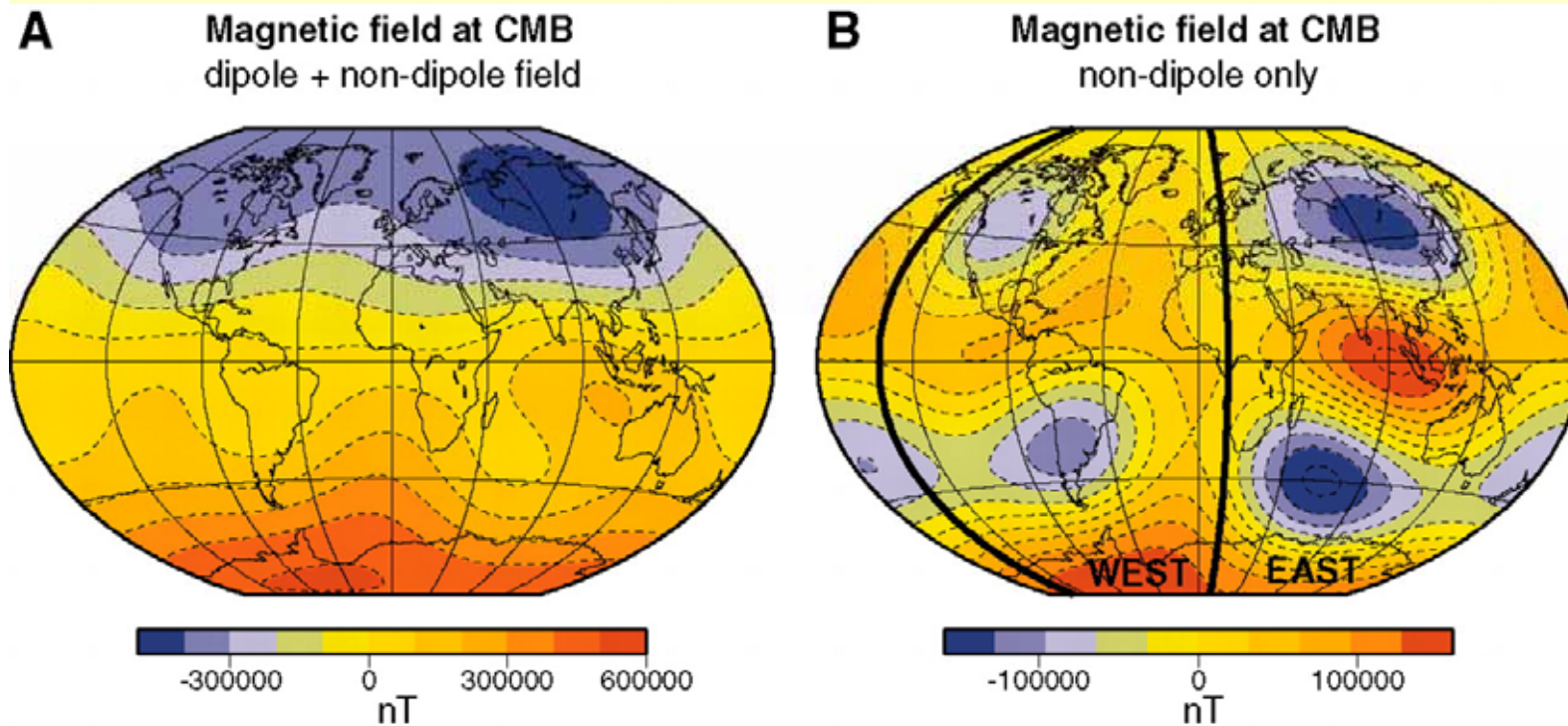
De Finlay et al. 2010

Si se proyecta el espectro de potencia del CMT a la interfase manto-núcleo se observa que el término dipolar es significativamente mayor



Dormy y Manda (2005)

Geomagnetic field spectra at the core–mantle boundary: for epoch 2002, derived from a model based on Oersted satellite data (red); averaged gufm1 model over the period 1900–1990 (blue); gufm1 model for epoch 1990 (green). The very good resemblance has to be noted between the spectra corresponding to models for 1990 and 2002, up to degree 11.

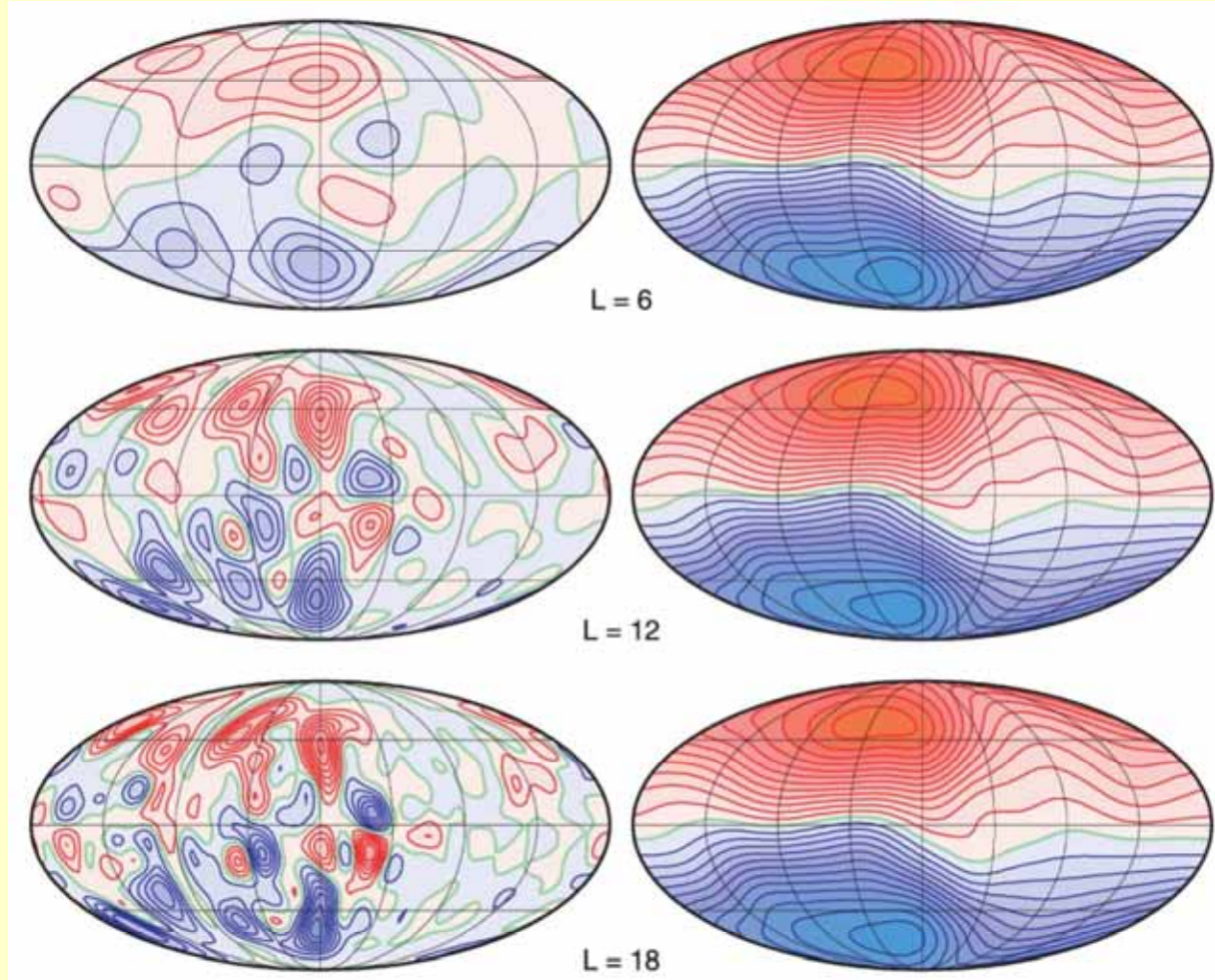


Campo magnético radial (hacia afuera es positivo)

Deuss et al. 2010

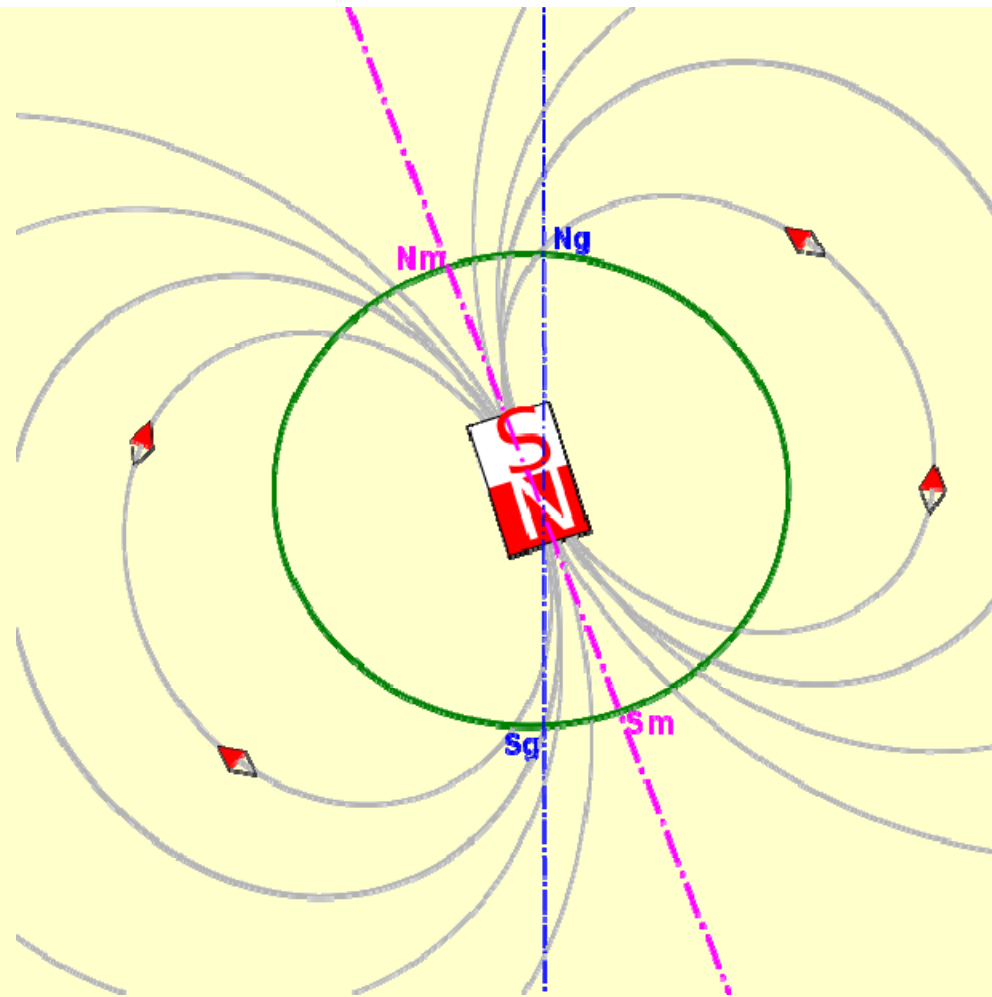
En el límite manto-núcleo

En la superficie terrestre

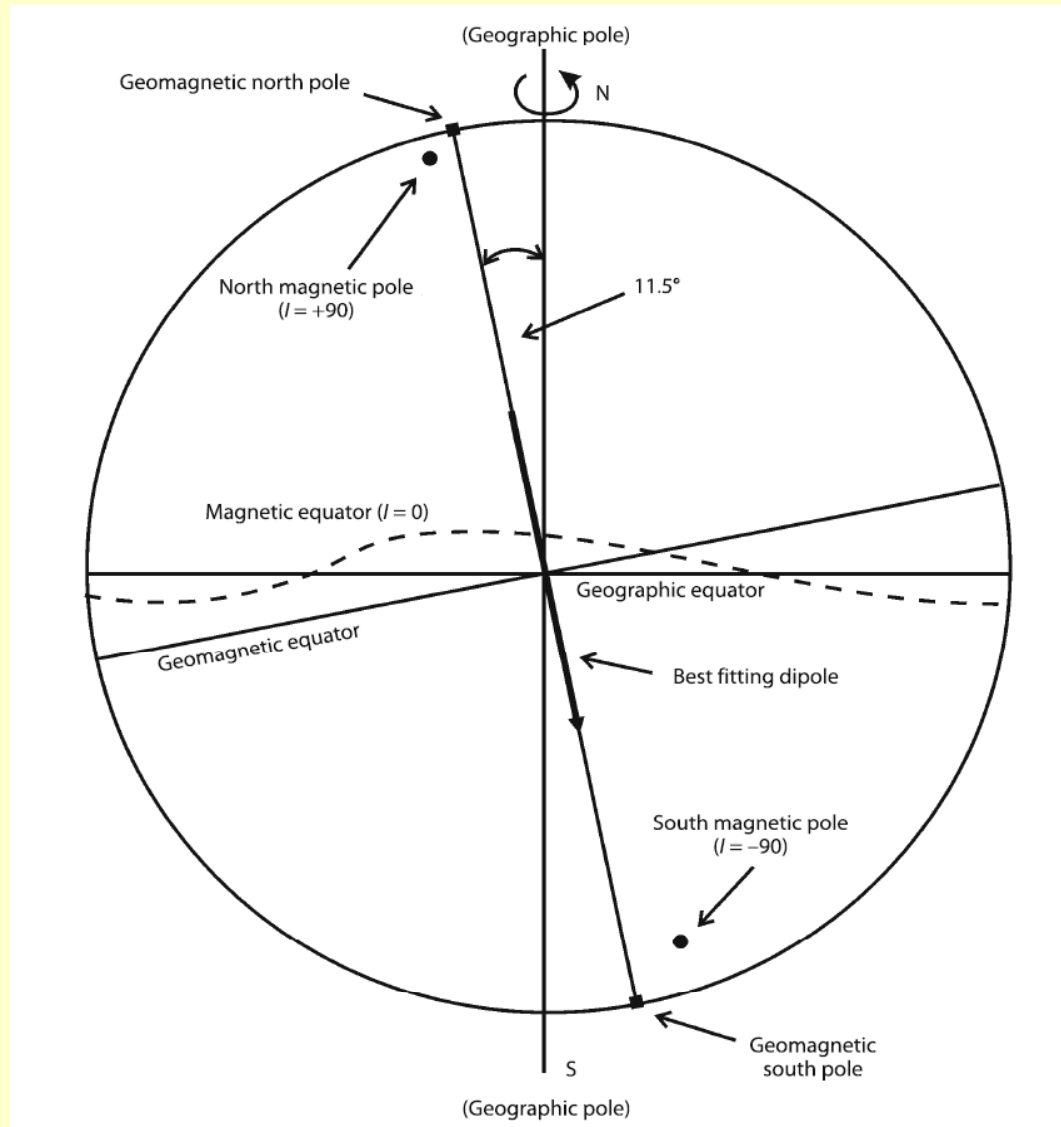


Componente radial del CMT

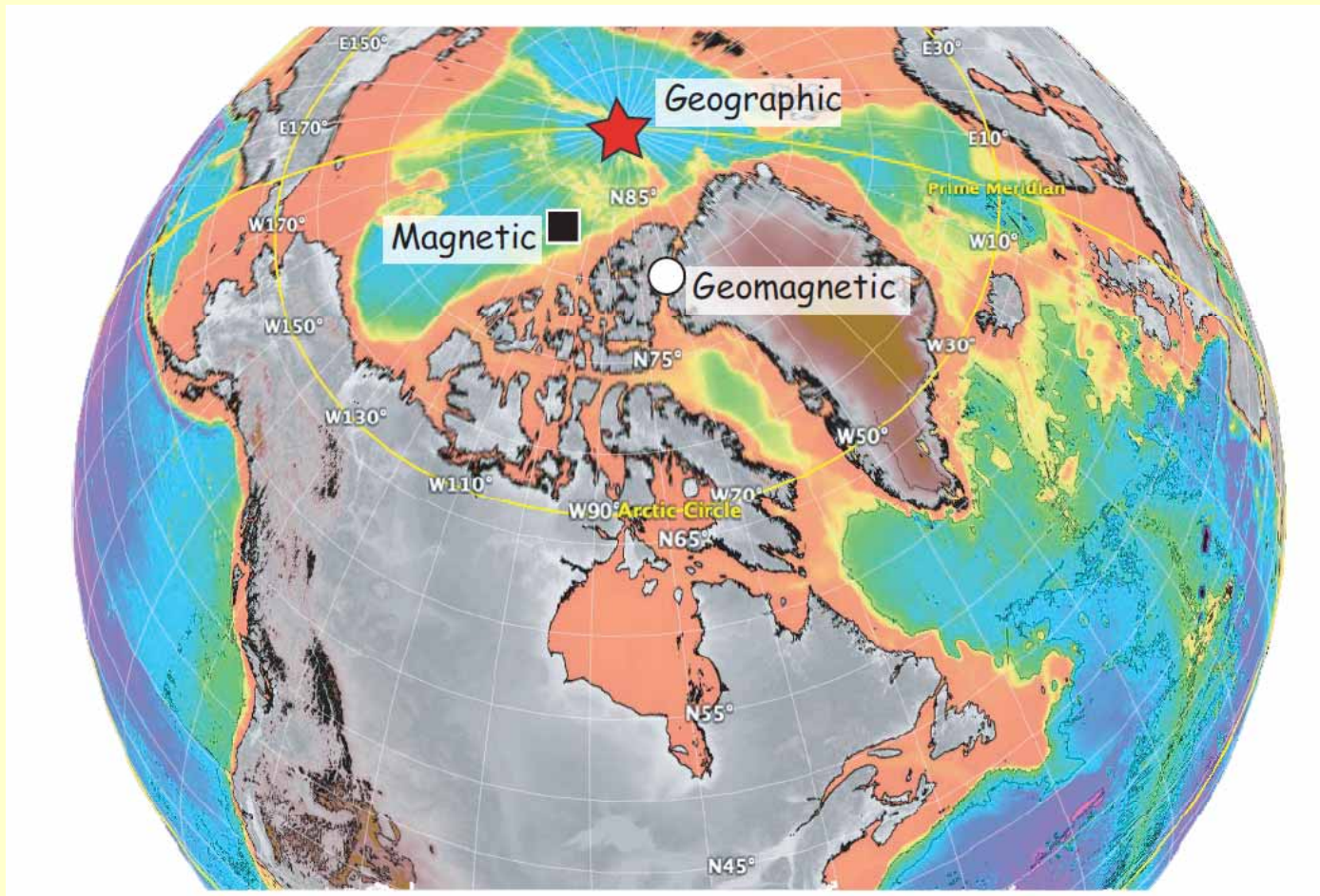
Kono y Roberts, 2002



En una primera aproximación, el CMT podría describirse como el producido por un dipolo geocéntrico inclinado



Lanza y
Meloni,
2006



Polo geográfico: intersección del eje de rotación con la superficie terrestre.

Polo magnético: punto de inclinación magnética vertical

Polo geomagnético: intersección del eje del dipolo magnético con la superficie terrestre.

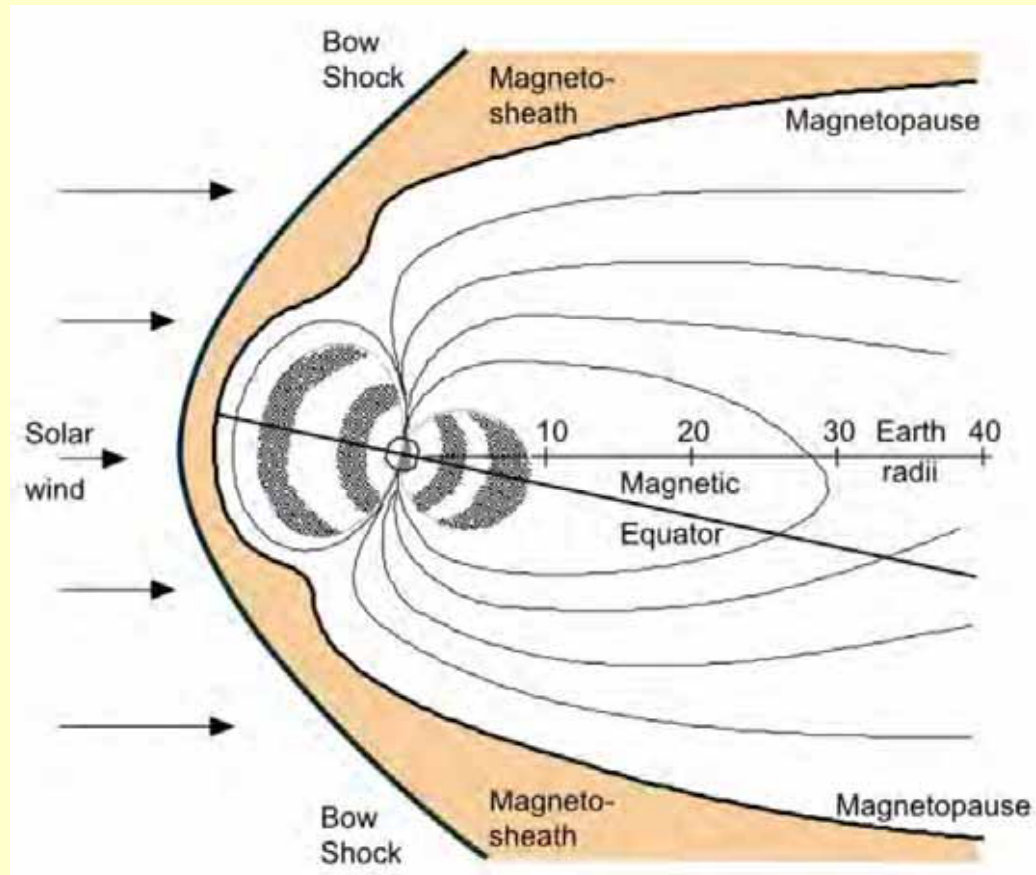
Campo magnético terrestre (CMT)

- Campo magnético instantáneo (actual)
- Variación temporal
- Modelo de geodínamo
- Campo promediado en el tiempo, hipótesis del GAD
- Cálculo de PGV y polos paleomagnéticos
- Variación secular en el registro paleomagnético
- Reversiones de polaridad

Variaciones temporales del CMT

- De origen externo: de plazo más corto (usualmente menor a 5 años)
- De origen interno: lentas y continuas a lo largo de los años (en períodos de polaridad estable).

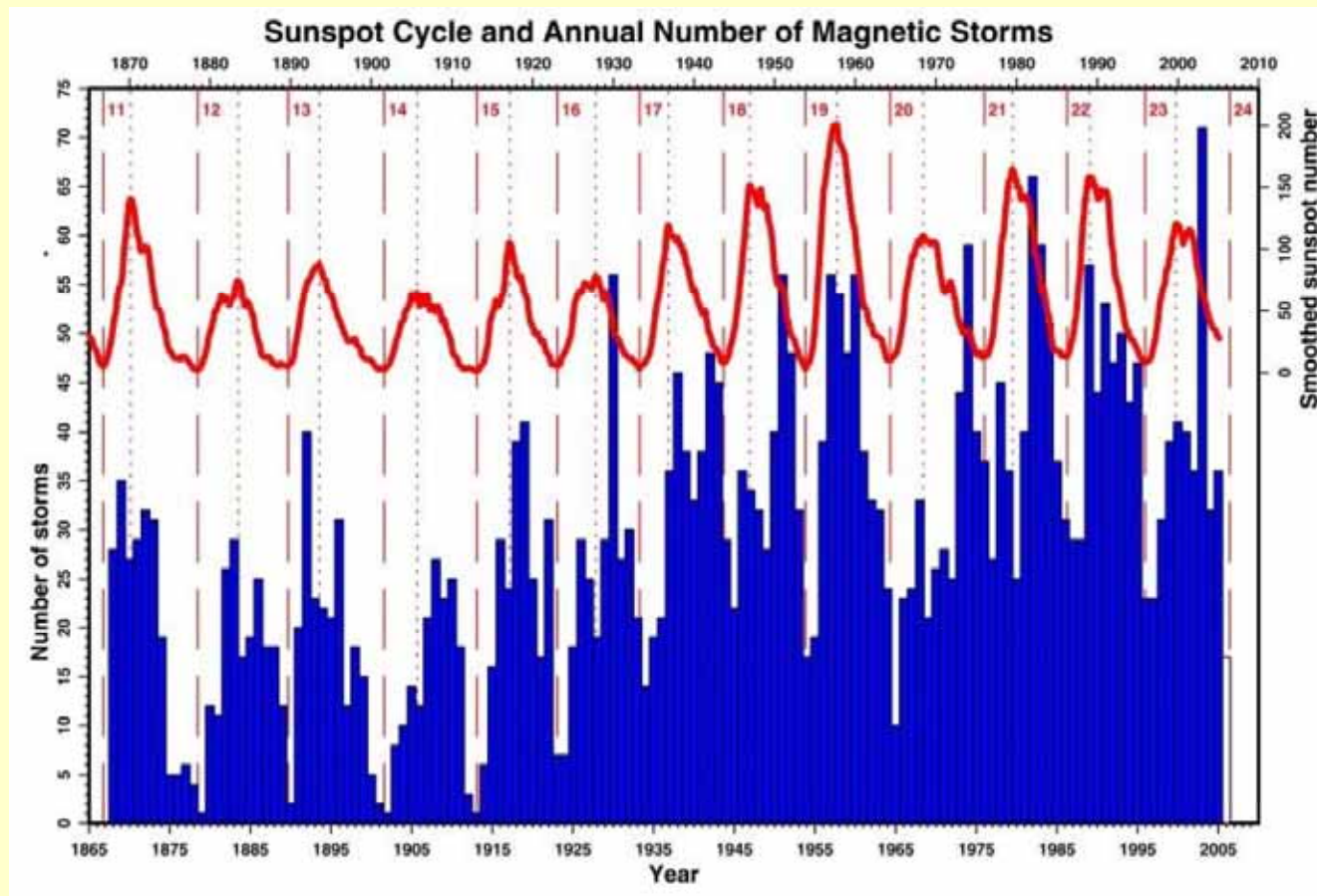
Variaciones seculares



La emisión solar de radiación electromagnética es acompañada por gas ionizado. La magnetopausa es el paraboloide en el que el viento solar se equilibra con la presión magnética de la magnetosfera terrestre. Dentro de la magnetosfera se generan fajas de radiación de partículas.



En el límite inferior de la magnetosfera se sitúa la ionosfera, en la que el movimiento de partículas cargadas genera corrientes electromagnéticas, y por lo tanto variaciones diurnas cíclicas.



Variaciones irregulares se producen por tormentas y disturbios magnéticos. Su frecuencia tiene relación con los picos de actividad solar.

Variaciones seculares

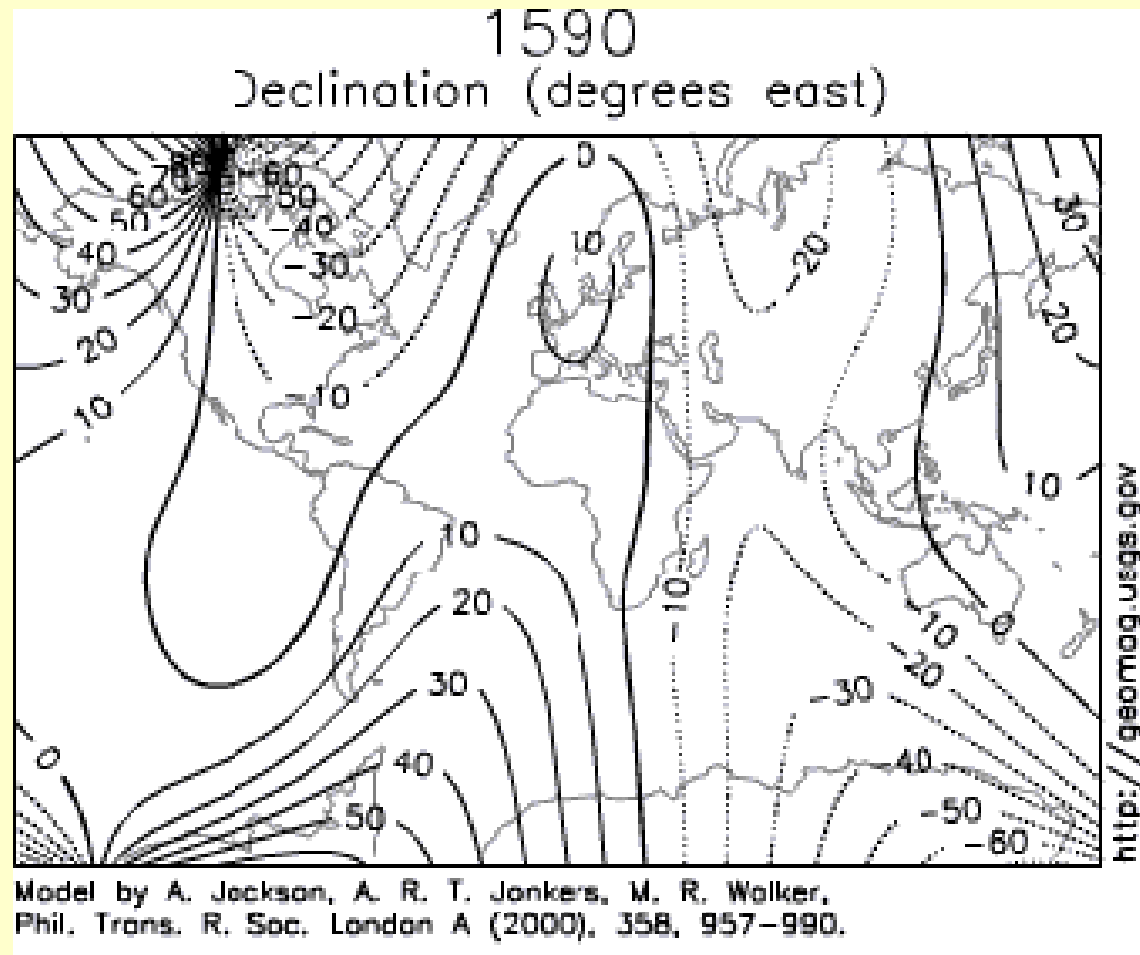
Variación secular: tasa de cambio del CMT.

Variación paleosecular: variación temporal del CMT que se manifiesta en la remanencia de las rocas.

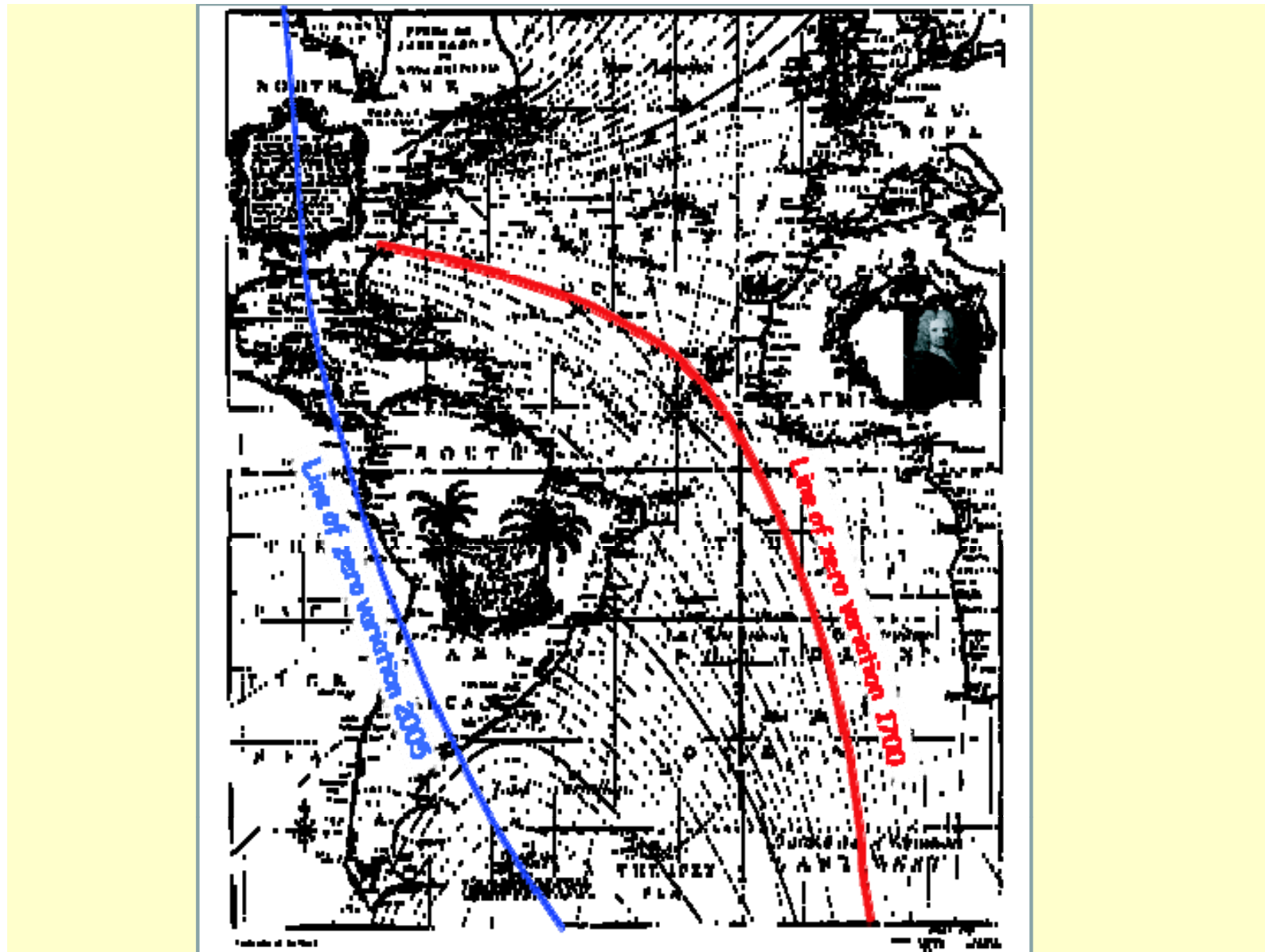
Se puede evaluar en registros que permitan análisis de series temporales:

- Testigos de sedimentos: registro geológico continuo, pero la información paleomagnética es suavizada en el proceso de adquisición, la calibración de edad puede ser dudosa, difícil correlación entre secciones
- Sucesiones lávicas: registro preciso del CMT, pero discontinuo, y con dataciones puntuales

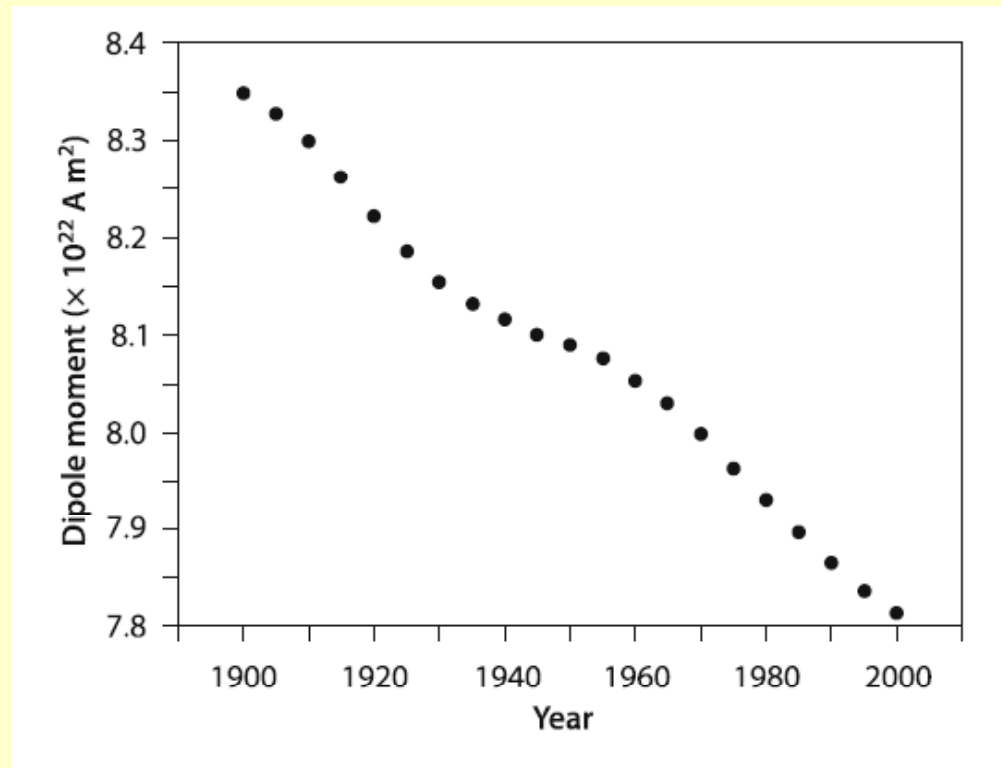
Variación secular en tiempos históricos



Deriva al oeste de la declinación del CMT (Jackson, 2000)



Variación secular en tiempos históricos

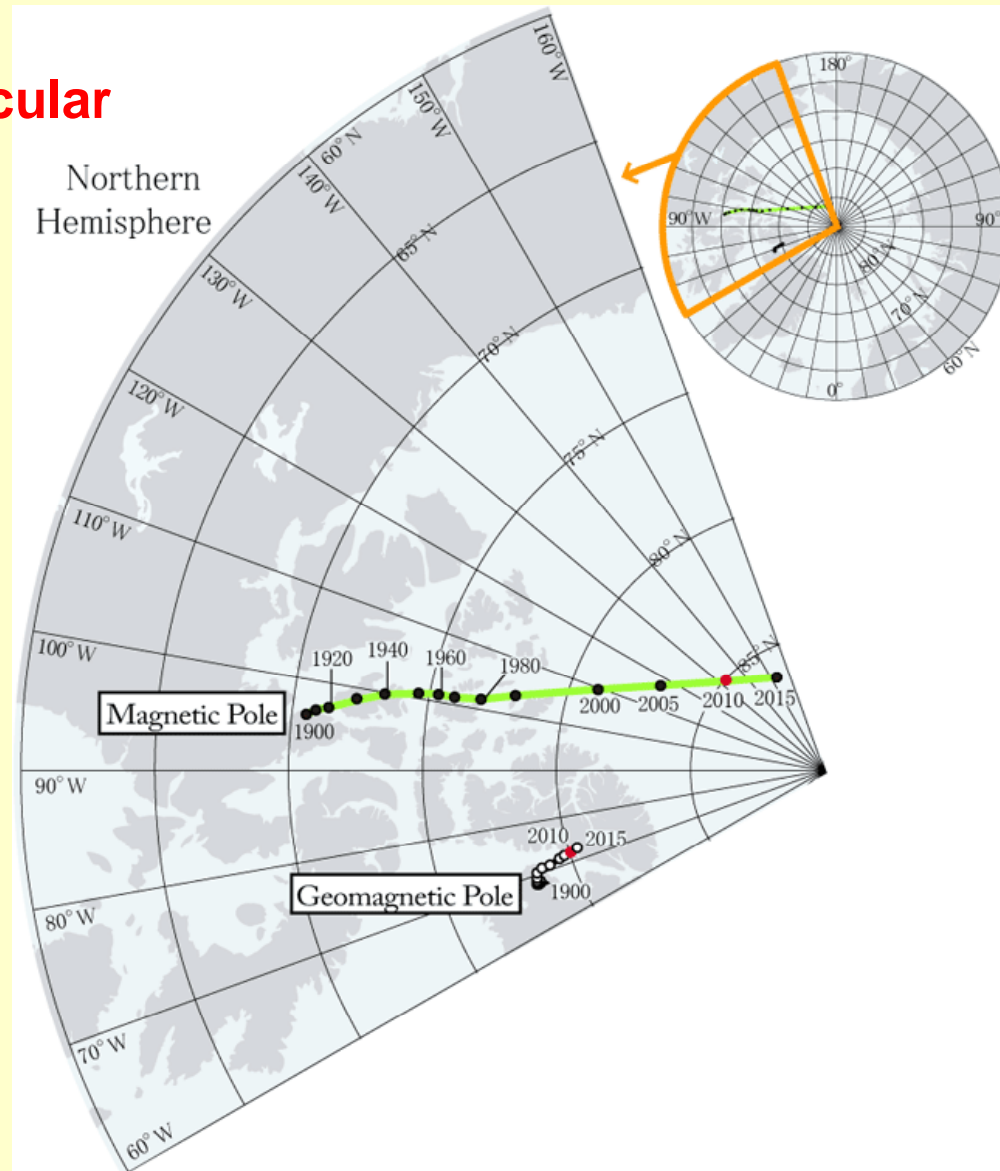


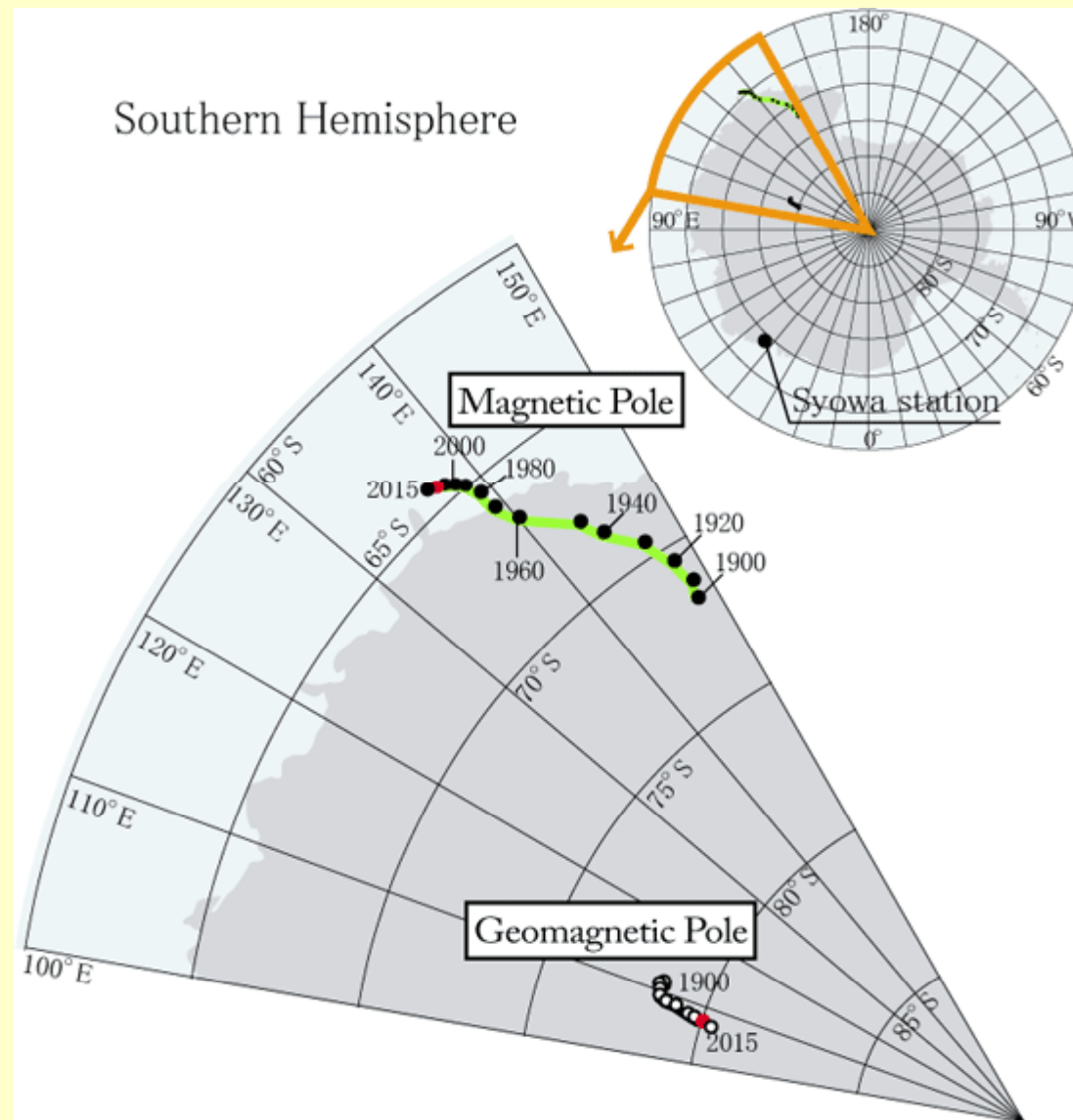
Disminución de la intensidad del campo dipolar

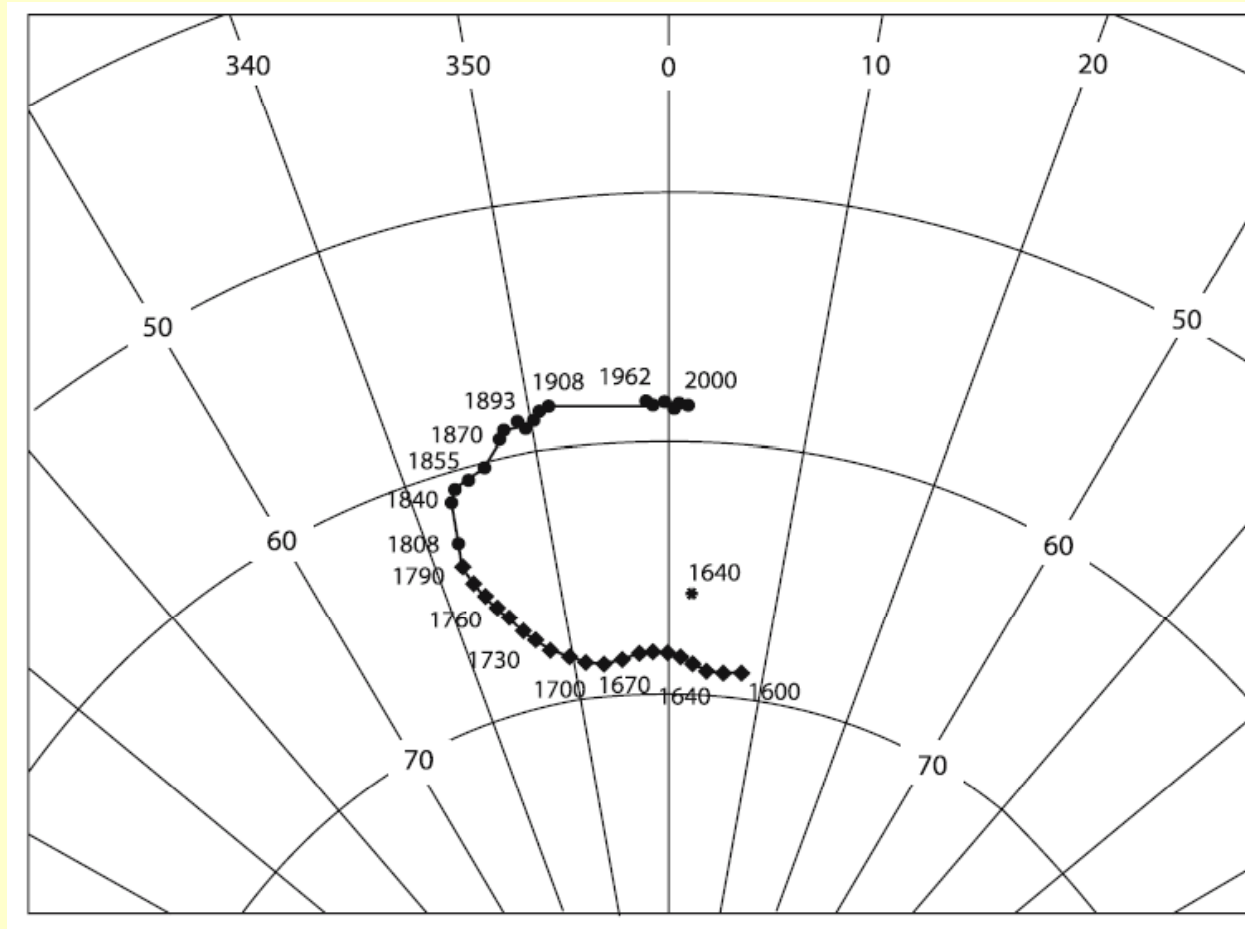
Lanza y Meloni 2006

Variación secular

Deriva del polo
geomagnético
(bamboleo del
dipolo) y del polo
magnético







Variación secular manifestada en la declinación e inclinación observadas en el centro de Italia. De Lanza et al. 2005

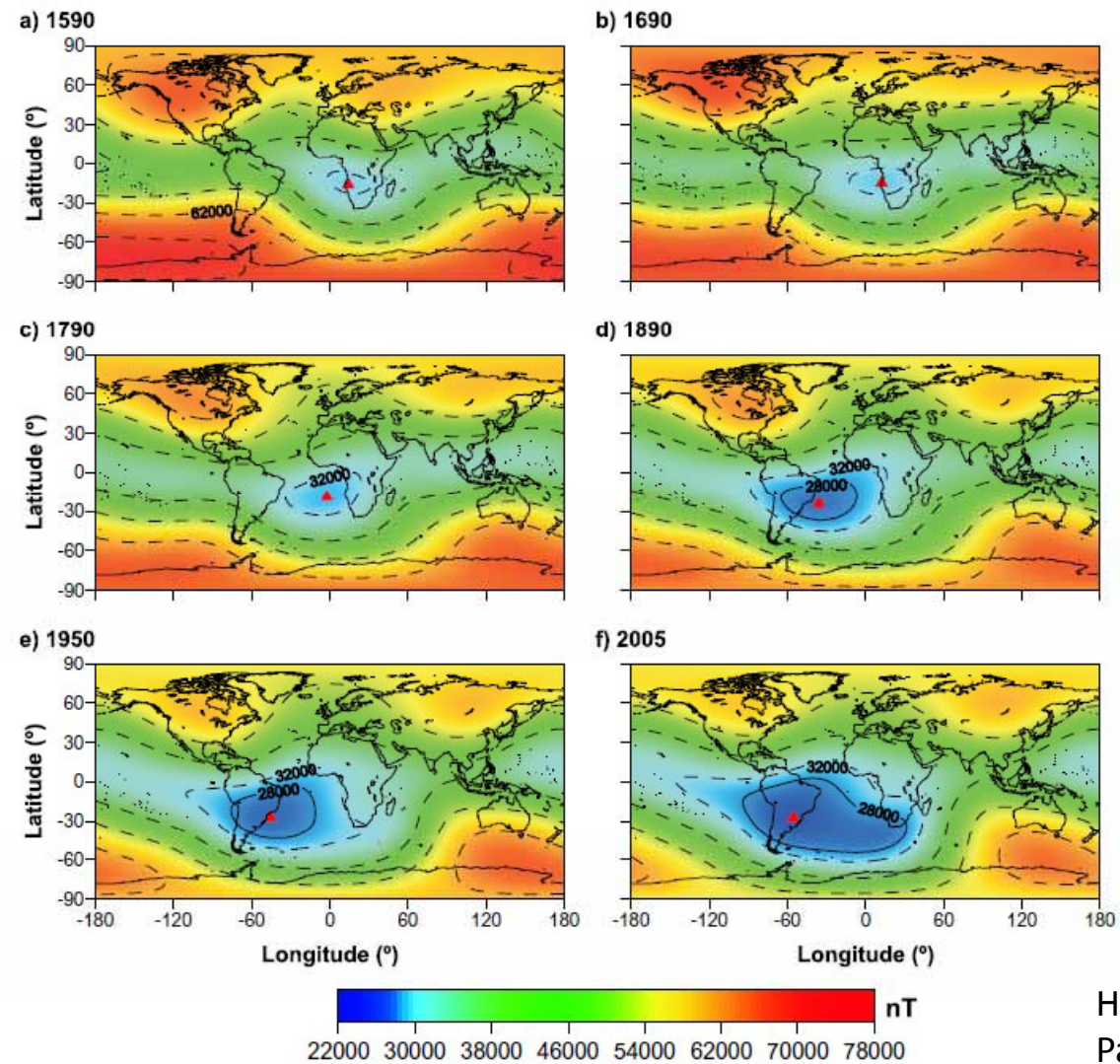
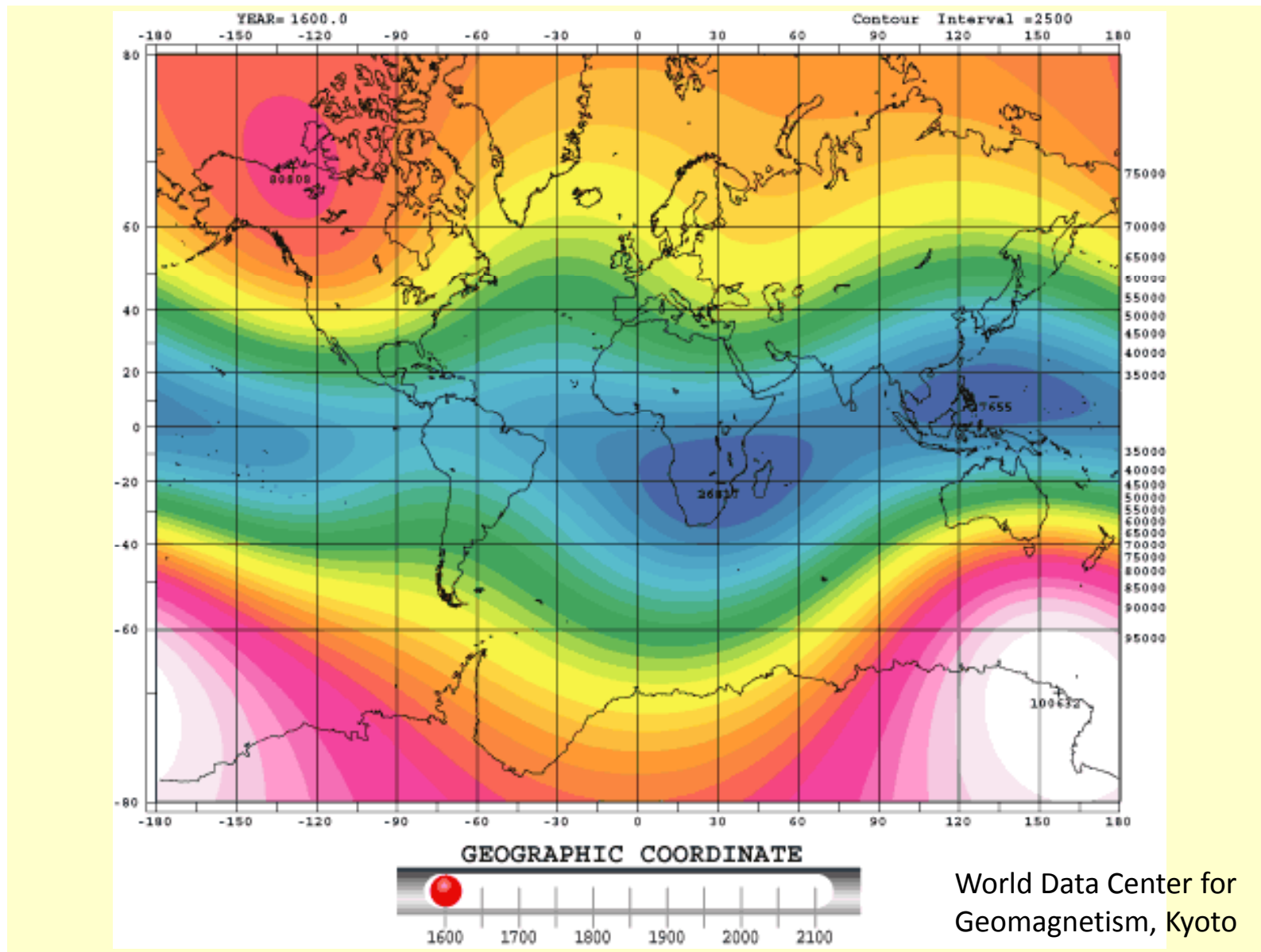
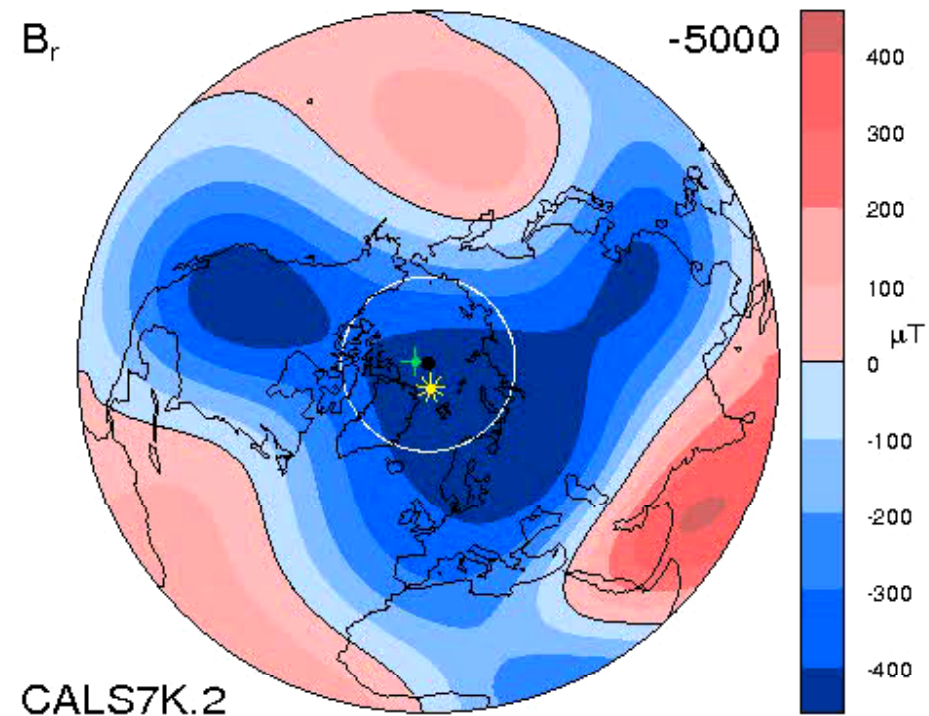


Fig. 1 – Examples of geomagnetic field total intensity maps obtained with GUFM1 and IGRF models. The red triangle indicates the SAMA center, and the 28000nT contours shows the SAMA range influence area.

Hartmann y
Pacca, 2009





Animación de la componente radial del CMT en el límite manto-núcleo. Amarillo polo magnético, verde polo geomagnético.
Modelo GUFM-1 de Jackson et al. 2000

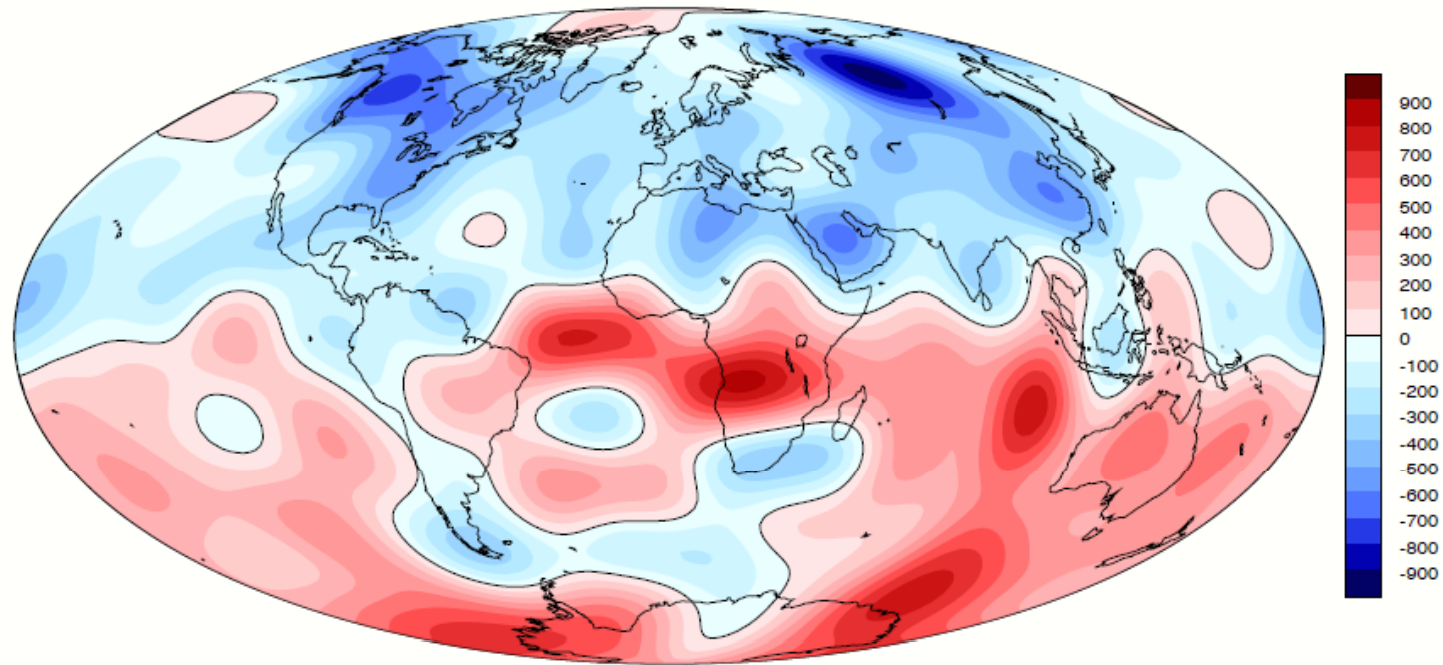
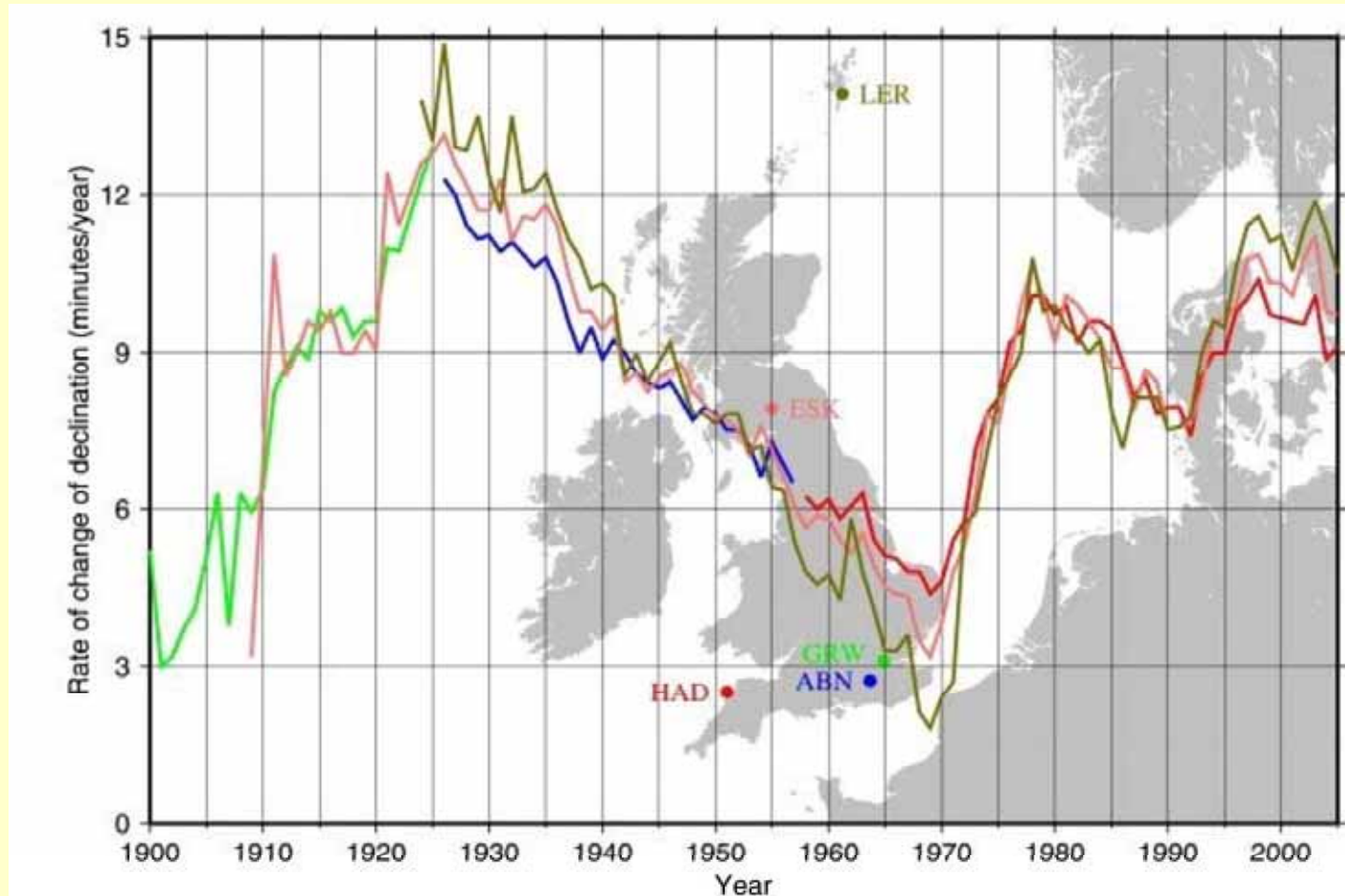


Fig 13: B_r at core surface in 2005 from QUAD: units μT

Finley et al. 2010

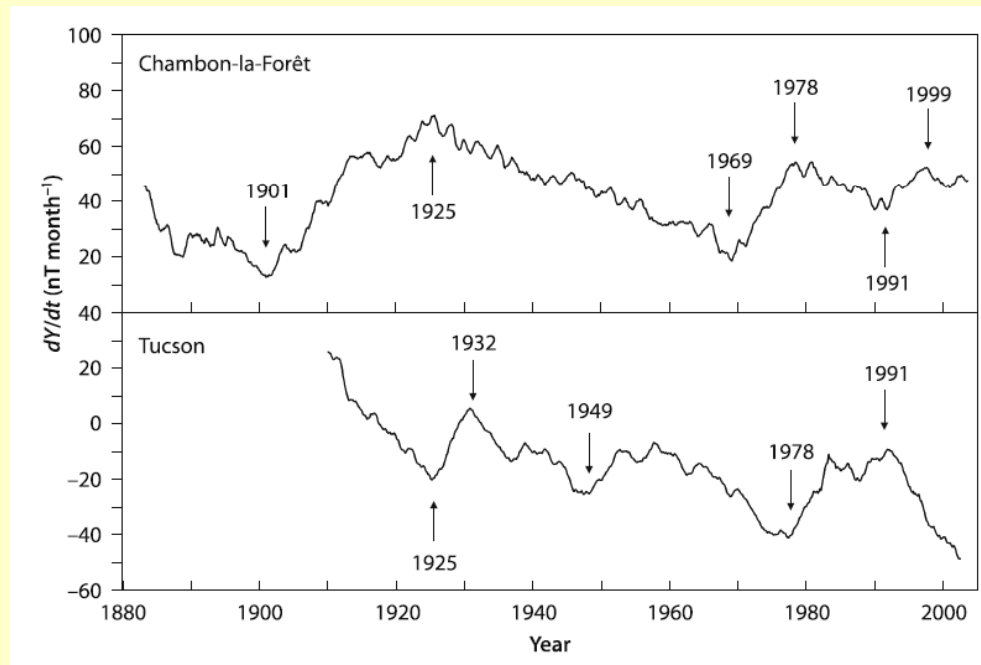
Jerks geomagnéticos



Variación secular del CMT en diversos observatorios de Gran Bretaña (declinación magnética)

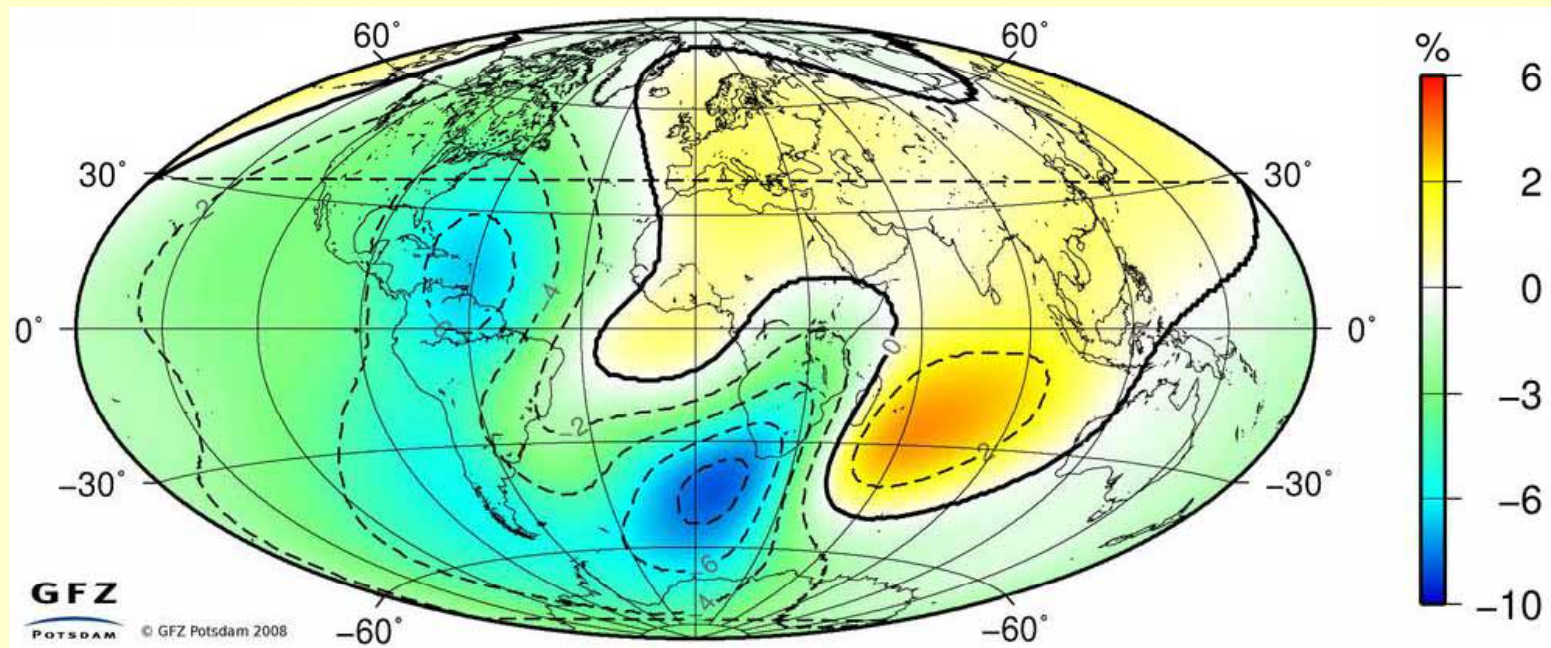
Jerks geomagnéticos

Definidos por primera vez por Courtillot et al. (1978), son cambios abruptos (en meses o pocos años) de la tendencia (2da derivada) de la variación secular. El primero definido fue el de 1969.

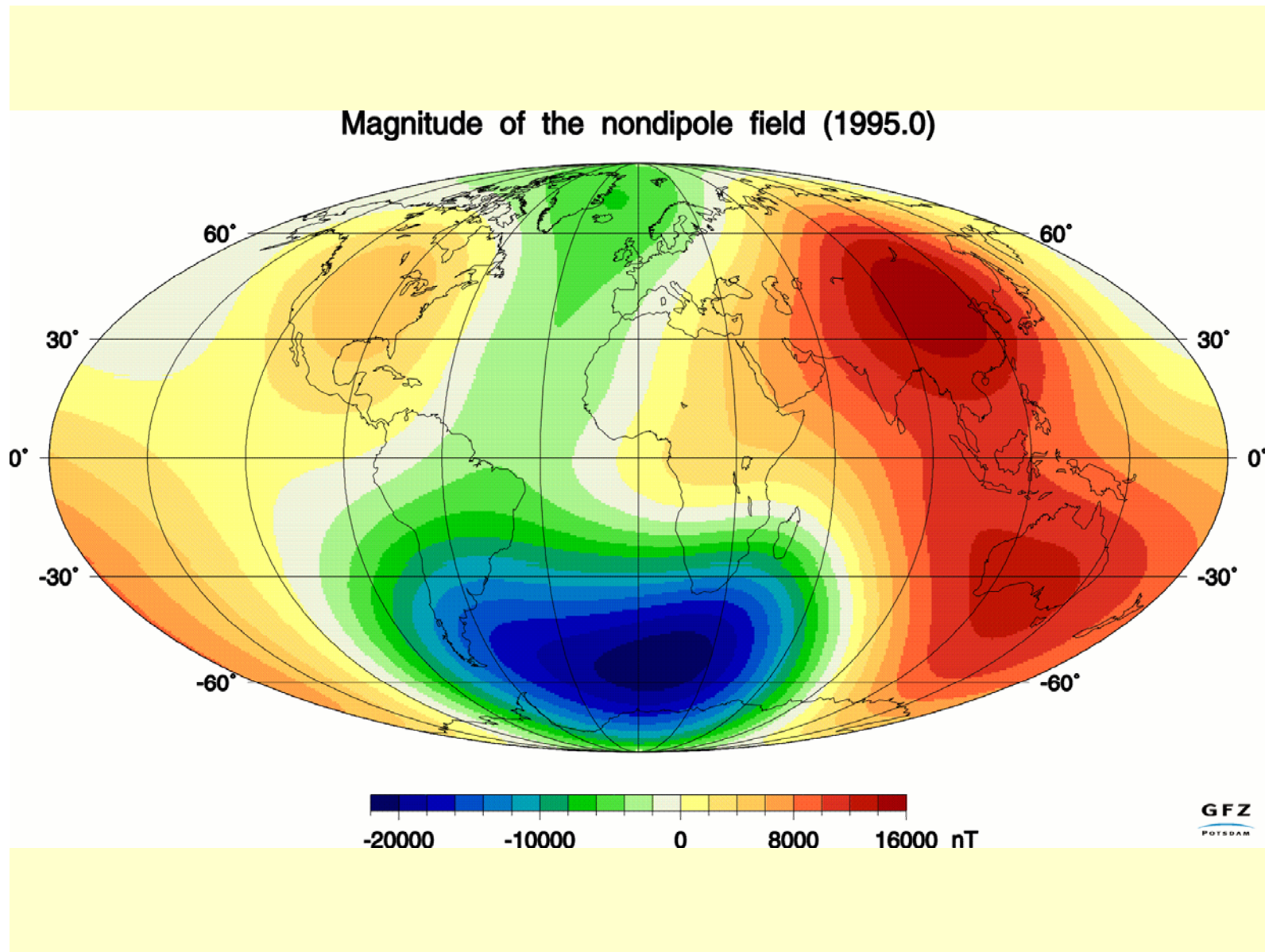


Si bien algunos discuten su origen, existe un consenso considerable en que son de origen interno. Waddington et al. (1995) sugirieron que los jerks indicarían una aceleración del flujo de material del núcleo cerca de la interfase manto-núcleo

Los jerks geomagnéticos son las perturbaciones más rápidas del CMT de origen interno



Porcentaje de cambio en la intensidad del CMT entre 1980 y 2005



***La variación secular y el campo no dipolar
se relacionan***

Variación secular:

- variación del dipolo
- deriva al oeste de una parte del campo no dipolar
- variación de intensidad del campo no dipolar fijo

[67]

THE WESTWARD DRIFT OF THE EARTH'S MAGNETIC FIELD

By E. C. BULLARD, F.R.S., CYNTHIA FREEDMAN, H. GELLMAN
AND JO NIXON*University of Toronto, Scripps Institution of Oceanography, and National Physical Laboratory*

(Received 27 April 1950)

The westward drift of the non-dipole part of the earth's magnetic field and of its secular variation is investigated for the period 1907-45 and the uncertainty of the results discussed. It is found that a real drift exists having an angular velocity which is independent of latitude. For the non-dipole field the rate of drift is $0.18 \pm 0.015^\circ/\text{year}$, that for the secular variation is $0.32 \pm 0.067^\circ/\text{year}$. The results are confirmed by a study of harmonic analyses made between 1829 and 1945.

The drift is explained as a consequence of the dynamo theory of the origin of the earth's field. This theory required the outer part of the core to rotate less rapidly than the inner part. As a result of electromagnetic forces the solid mantle of the earth is coupled to the core as a whole, and the outer part of the core therefore travels westward relative to the mantle, carrying the minor features of the field with it.

1. INTRODUCTION

It has long been known that many features of the earth's magnetic field show a westward drift (Halley 1692). Recently Elsasser (1949) has emphasized the great theoretical interest of this phenomenon, which deserves a more careful examination than it has yet received. Such an examination meets with two main difficulties: first, the results obtained depend on what features of the field are examined; and secondly, it is difficult to estimate how far the apparent differences between the fields at two epochs are real, and how far they are due to the incompleteness of the data and to the diverse methods employed in reducing them to maps.

The latter difficulty is greatly reduced by the work of Vestine, Laporte, Cooper, Lange & Hendrix (1947*a*). They have used virtually all the observations between 1905 and 1944 to give charts of the secular variation for 1912.5, 1922.5, 1932.5 and 1942.5. These charts have been used by them to reduce all the observations to 1945, and to construct tables and maps of all the components of the field for that year based on all the data. From this material we have computed the field for 1907.5, and our investigation is mainly based on the comparison of this and the field for 1945. In this procedure the fields compared are based on the same data and the spurious differences introduced in the reduction are as small as possible.

2. COMPUTATION OF THE NON-DIPOLE FIELD

The earth's field is roughly that of a dipole with its axis not far from the axis of rotation. This predominant dipole field obscures the minor features, and it is desirable to remove its effects before looking for the westward drift. Vestine *et al.* (1947*b*) have determined the dipole for 1945 and find its moment to have components $g_1^0 a^3 = -0.3057a^3$ parallel to the earth's axis, $g_1^1 a^3 = -0.0211a^3$ at right angles to the axis and in the plane of the Greenwich meridian and $h_1^1 a^3 = 0.0581a^3$ at right angles to these two directions in longitude 90°E ,

Vol. 243. A. 859. (Price 6s.)

10

[Published 27 October 1950]

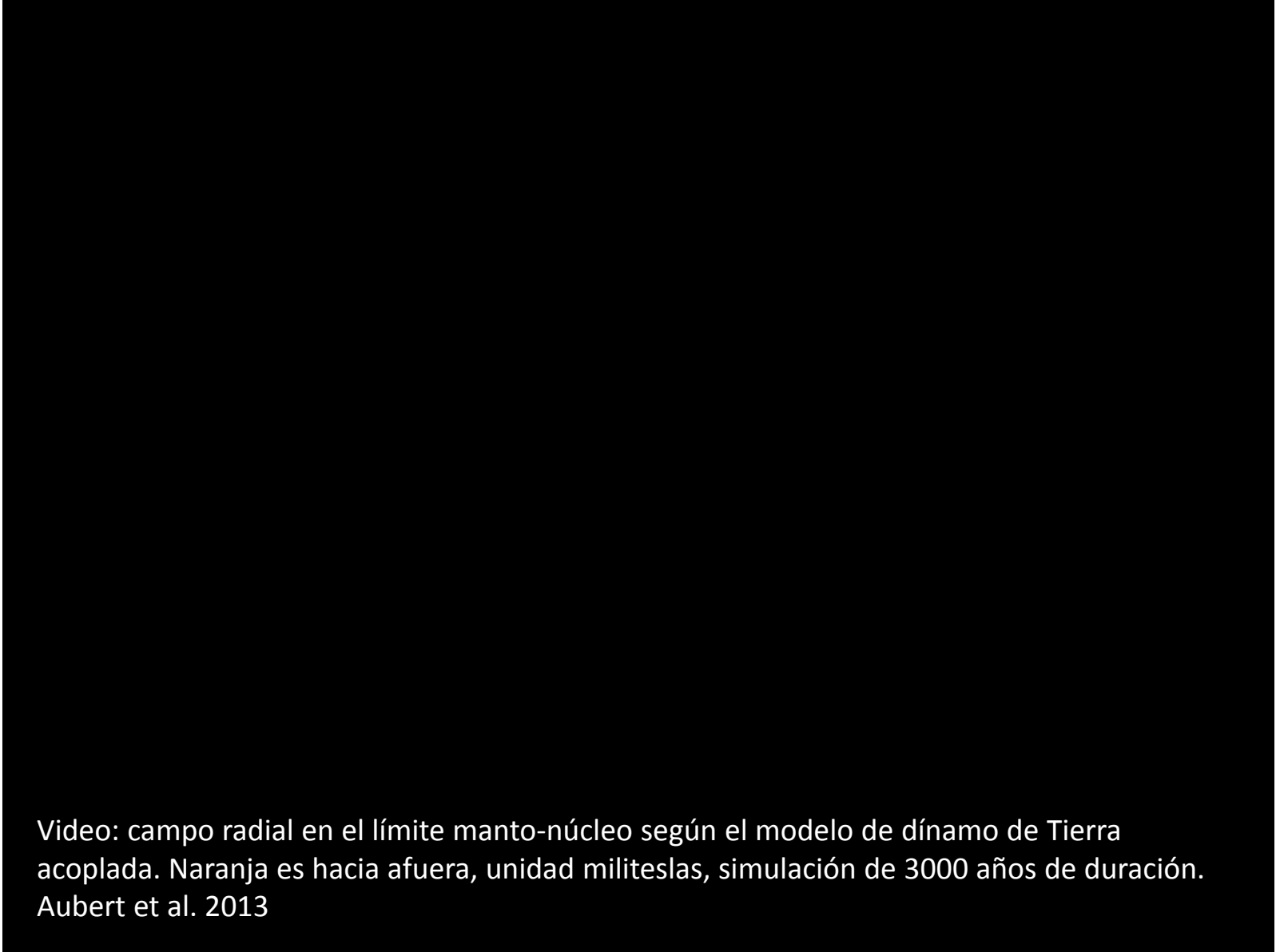
Desde hace mucho se
conoce que buena parte
de la deriva al oeste de la
variación secular es
debida al campo no
dipolar

Campo no dipolar:

$0,18^\circ \pm 0,02^\circ/\text{año}$

Variación secular:

$0,32^\circ \pm 0,07^\circ/\text{año}$



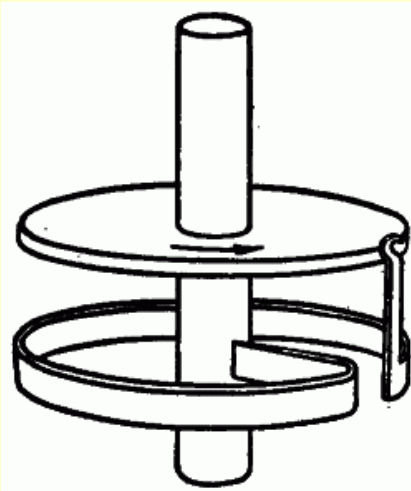
Video: campo radial en el límite manto-núcleo según el modelo de dínamo de Tierra acoplada. Naranja es hacia afuera, unidad militeslas, simulación de 3000 años de duración. Aubert et al. 2013

Campo magnético terrestre (CMT)

- Campo magnético instantáneo (actual)
- Variación temporal
- Modelo de geodínamo
- Campo promediado en el tiempo, hipótesis del GAD
- Cálculo de PGV y polos paleomagnéticos
- Variación secular en el registro paleomagnético
- Reversiones de polaridad

Causas (fuentes) del CMT

- Campo principal, generado en el núcleo fluido por un mecanismo de geodínamo
 - Campo cortical, generado por las rocas magnetizadas en la corteza
- Más estable**
- Campo externo, producido por corrientes eléctricas que fluyen en la ionosfera y magnetosfera
 - Campo resultante de la inducción electromagnética en la corteza y manto, por las variaciones del campo magnético externo
- Variable**

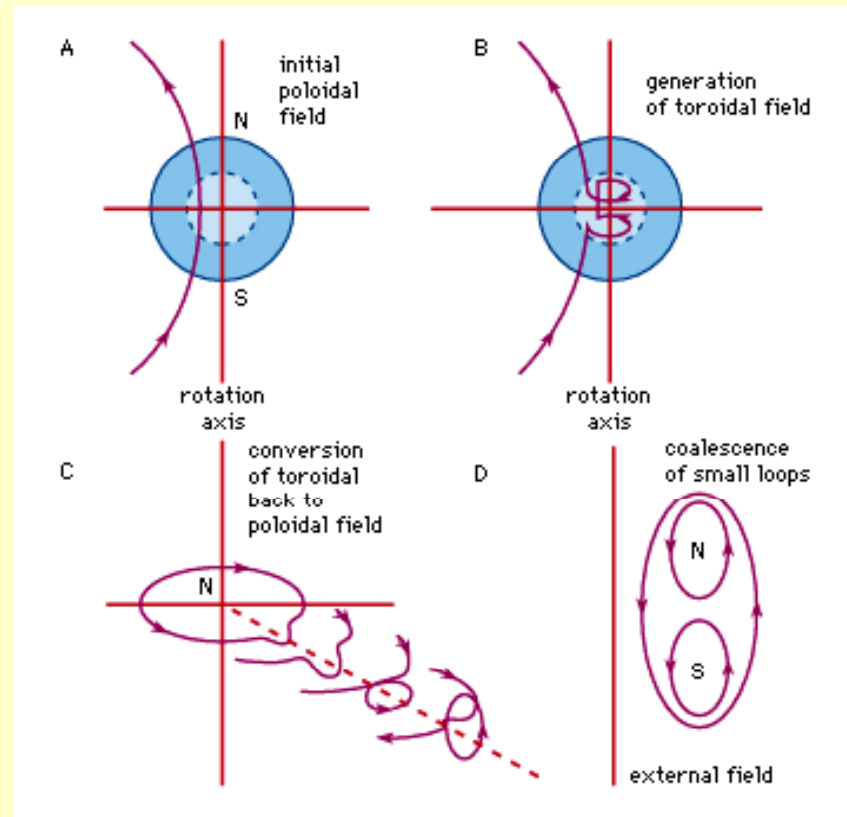


Dínamo: convierte rotación mecánica en energía, por el movimiento de un cuerpo conductor en un campo magnético estático.

B: campo toroidal por rotación diferencial del fluido conductor en presencia de campo

C: el campo toroidal es deformado por el movimiento radial del fluido dando origen a pequeños loops orientados como el campo poloidal original

D: coalescencia de loops refuerza el campo poloidal original



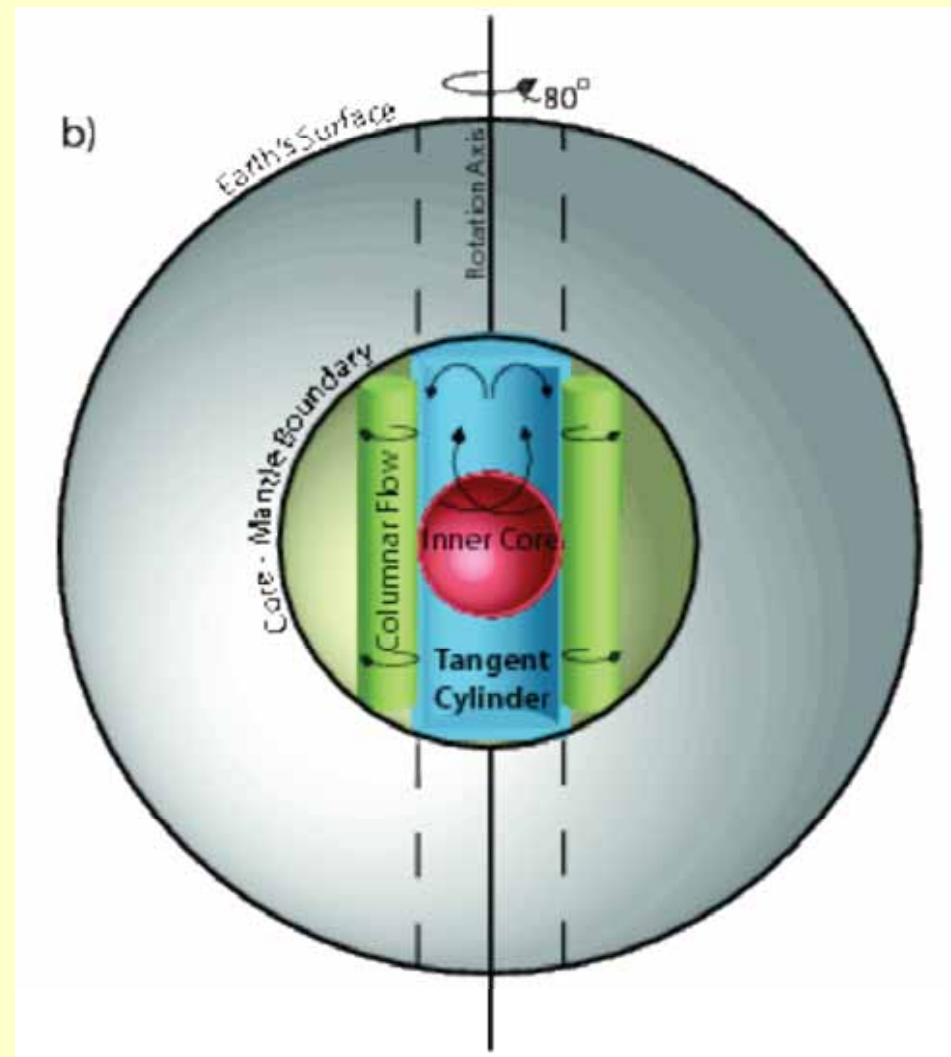
Geodínamo

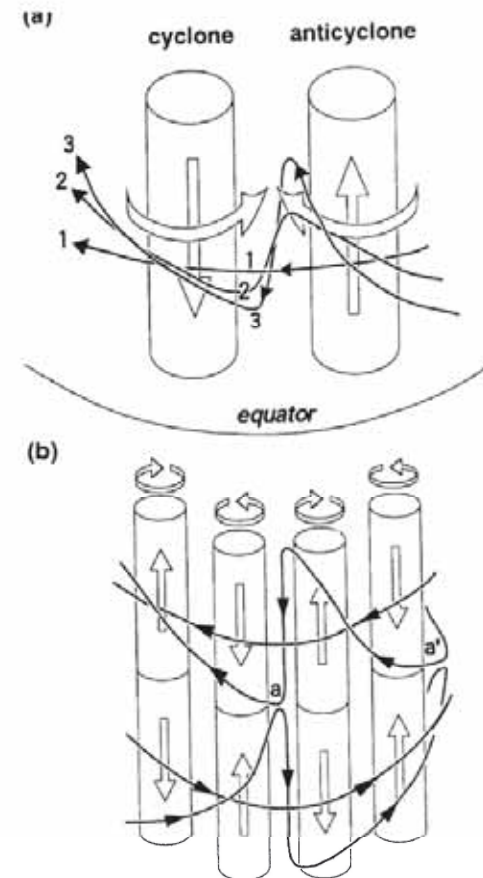
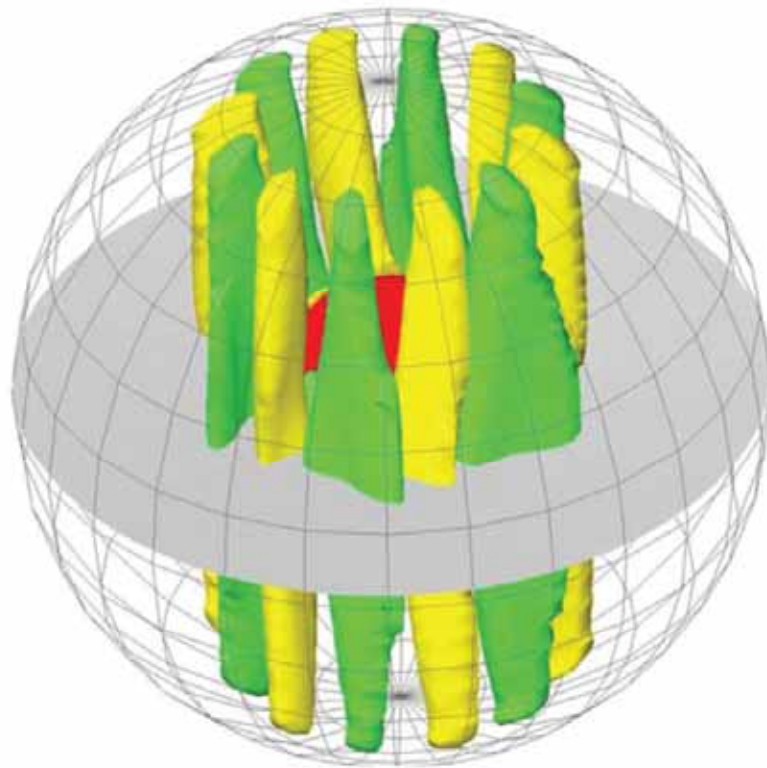
Requiere:

- Núcleo fluido, eléctricamente conductor
- Aporte de energía cinética que produzca movimientos convectivos en el fluido
- Rotación del planeta

En la Tierra:

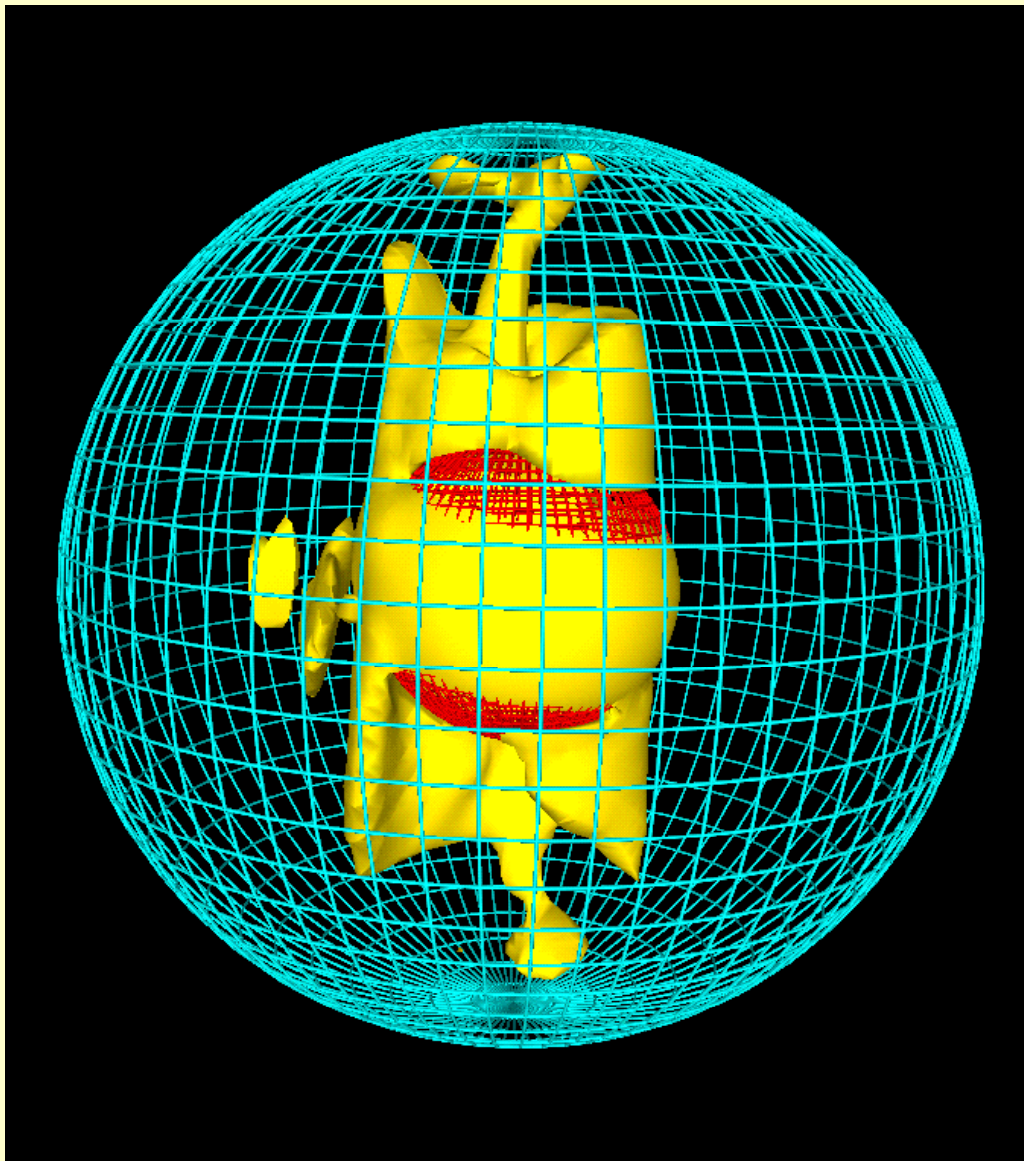
- Núcleo externo fluido compuesto de hierro (con Ni y otros elementos livianos)
- Convección térmica y composicional
- Efecto Coriolis (organiza el flujo helicoidalmente en columnas tangenciales)
- Ley de Ampère: el movimiento de un líquido cargado crea un campo magnético
- Fuerza de Lorentz: el campo magnético en el núcleo es suficientemente grande como para inducir una fuerza de Lorentz en el líquido («régimen de campo alto»).





Se produce deformación del campo toroidal, en ambos hemisferios. La reconexión de las líneas de campo (en a y a') regenera el campo poloidal (en Kono y Roberts, 2002)

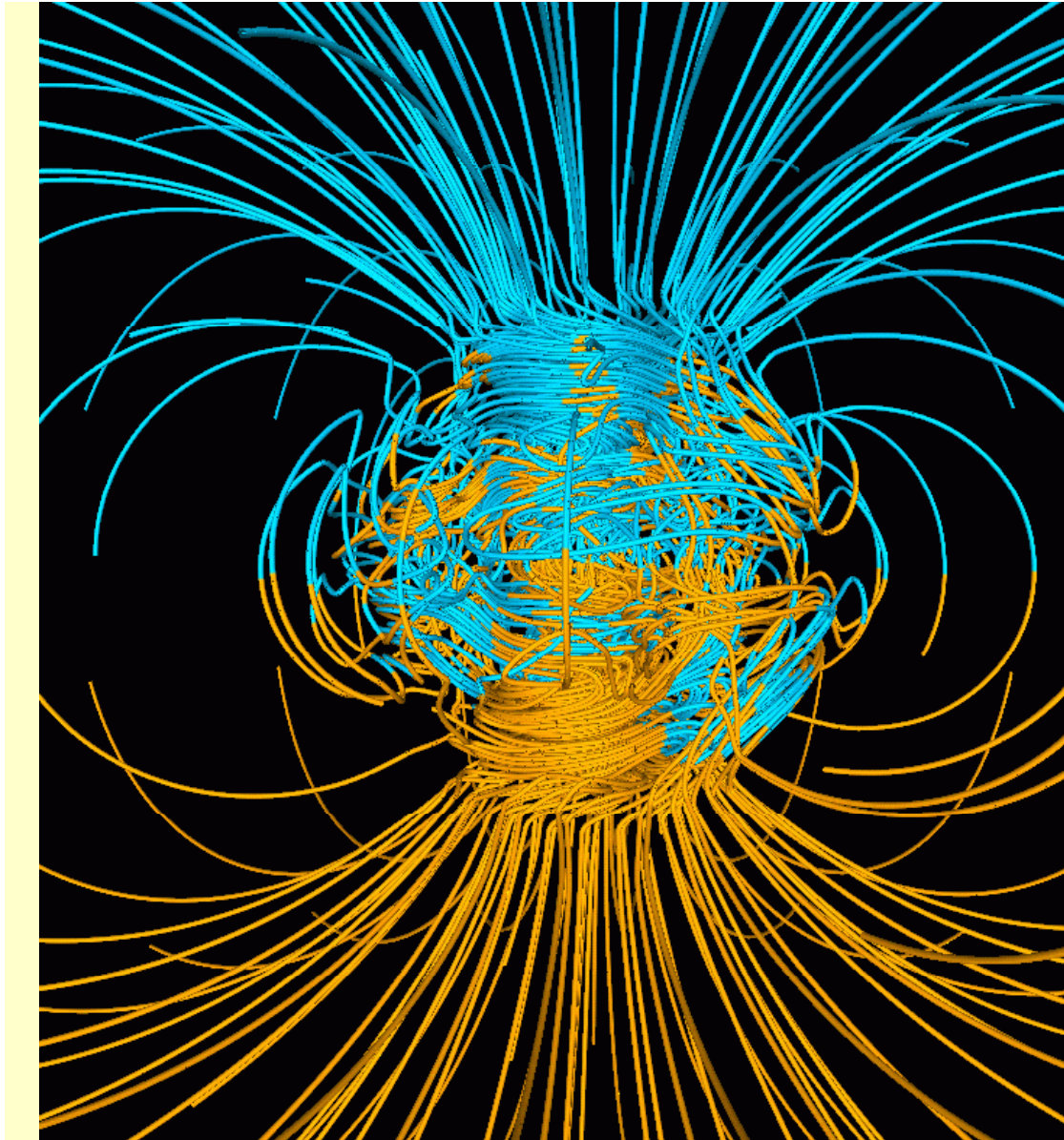
En principio, el sistema no tiene una polaridad preferencial, ni razones por las cuales ésta deba permanecer estable



Azul: límite manto-
núcleo

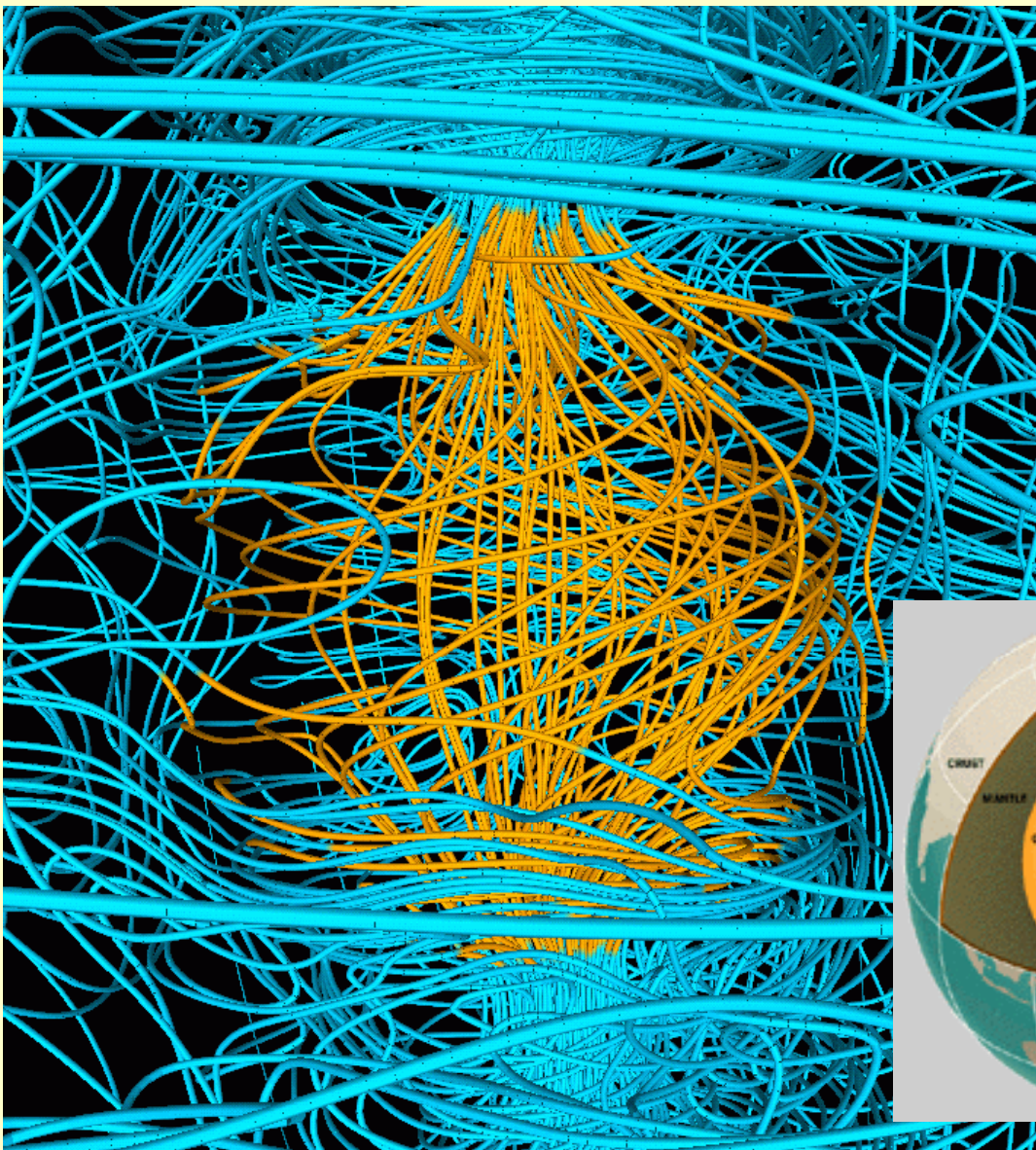
Rojo: núcleo interno

Amarillo: región de
máximo flujo fluido

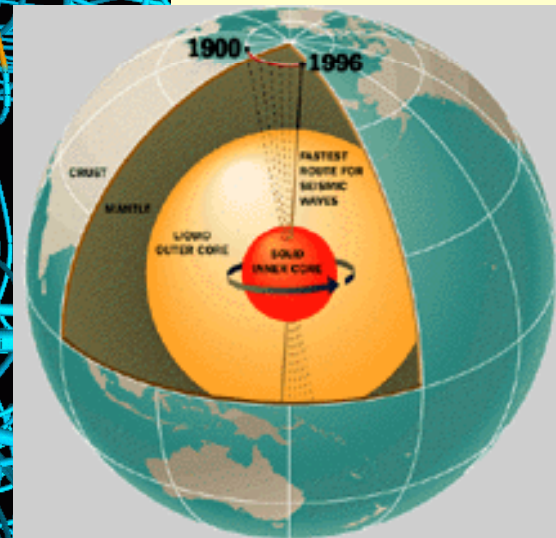


Azul: líneas de campo
entrantes
Amarillo: salientes

Modelo de geodinamo
de Glatzmaier-Roberts
(1995)



Líneas de campo magnético en el núcleo.
Azul en el núcleo externo, amarillo en el núcleo interno

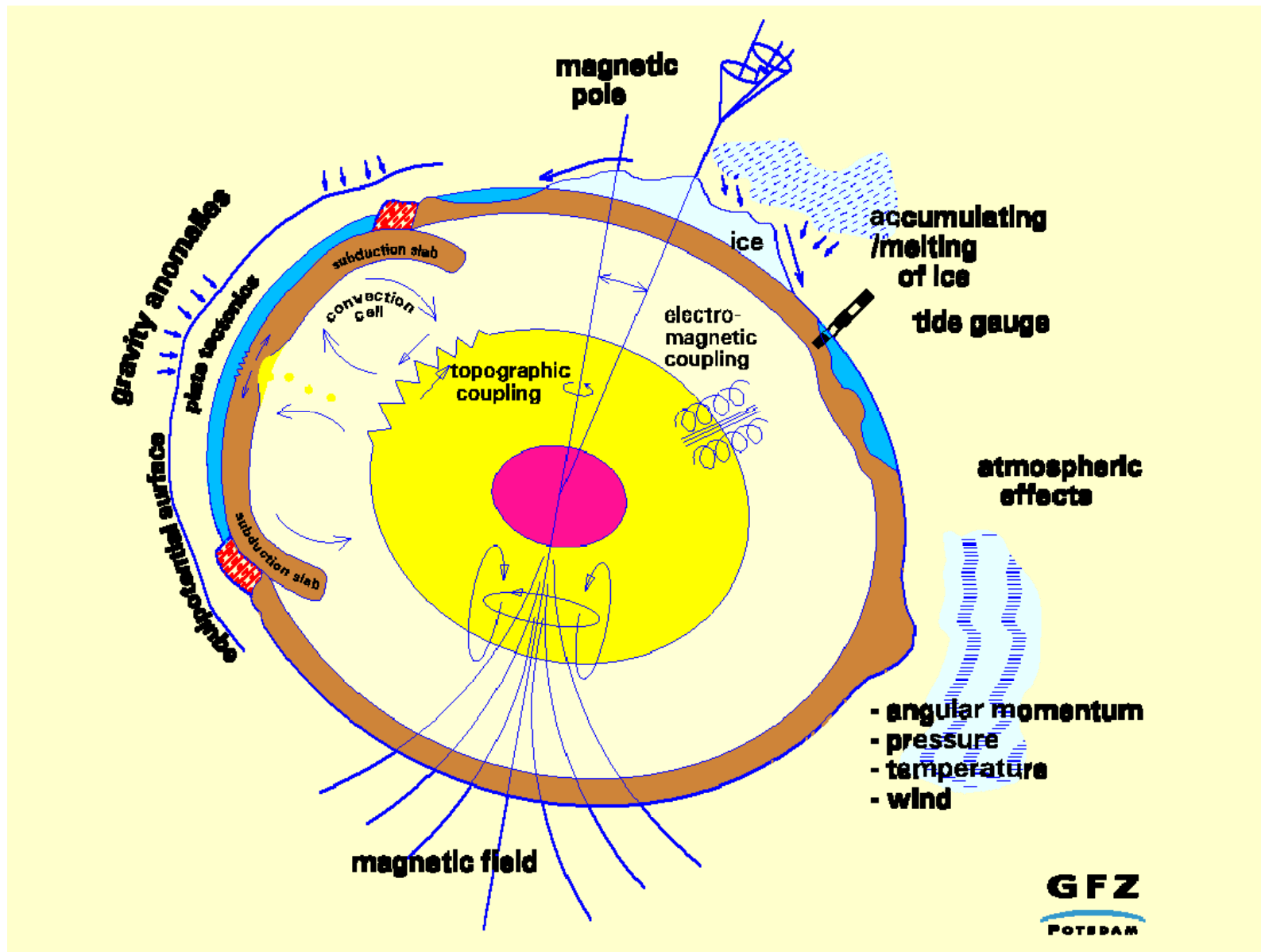


Modelo de dínamo de Tierra acoplada
«*coupled Earth (CE) dynamo model*»

Aubert et al. 2013

La variación secular sería sostenida por dos mecanismos en el núcleo interno: acoplamiento gravitacional, que alinea al núcleo interno con el manto, y crecimiento diferencial del manto y el núcleo interno. Ambas cosas condicionan la convección en el núcleo externo.

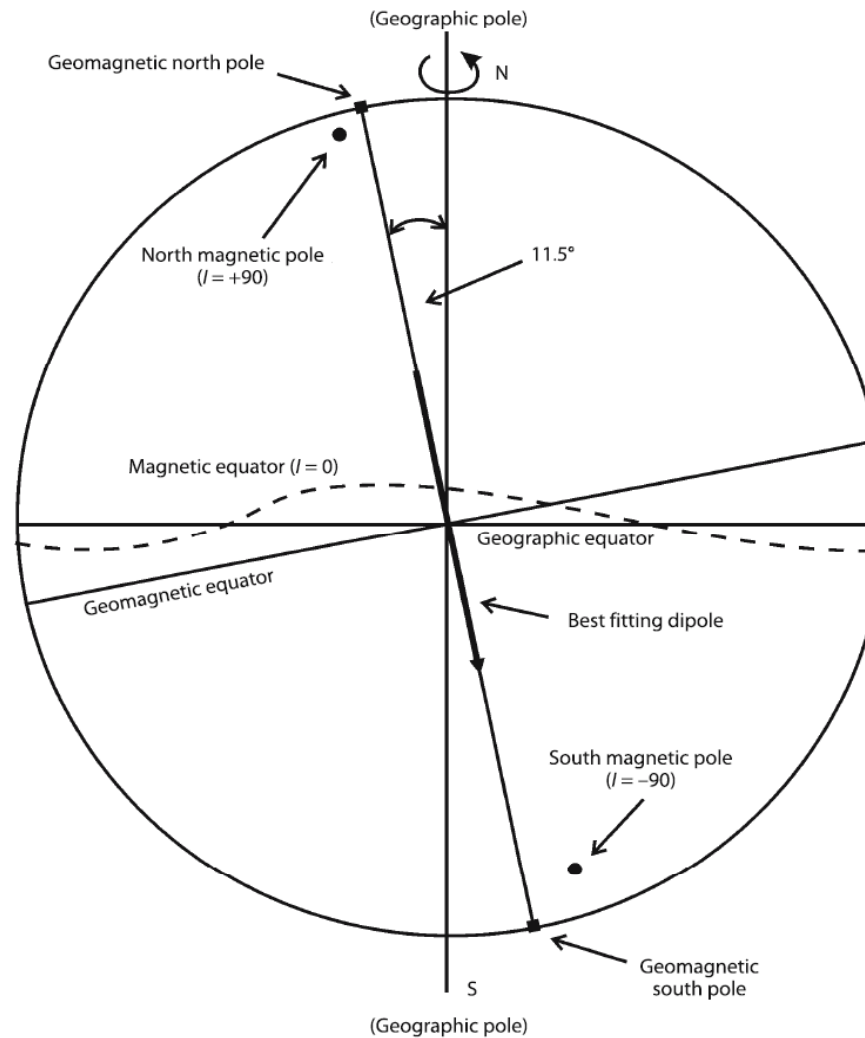
El núcleo externo se acoplaría con el interno mediante un torque magnético



Campo magnético terrestre (CMT)

- Campo magnético instantáneo (actual)
- Variación temporal
- Modelo de geodínamo
- Campo promediado en el tiempo, hipótesis del GAD
- Cálculo de PGV y polos paleomagnéticos
- Variación secular en el registro paleomagnético
- Reversiones de polaridad

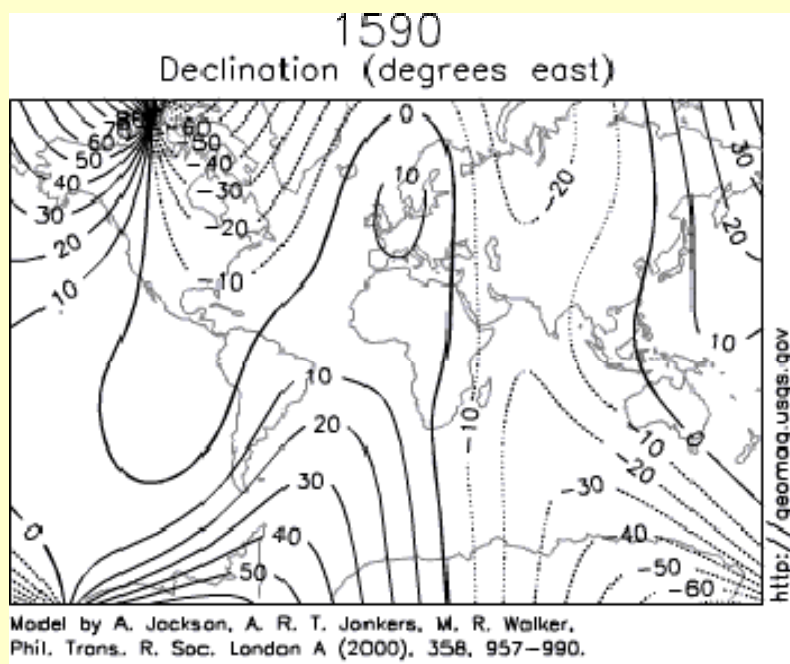
Campo magnético actual



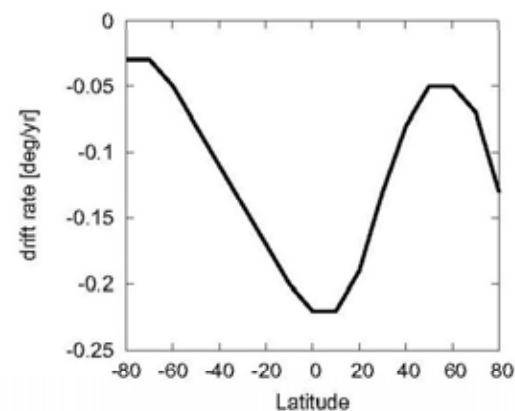
El dipolo geocéntrico no es axial.

El polo magnético no coincide con el geomagnético ni con el geográfico, y su posición es controlada por la variación secular

Lanza y Meloni, 2006



Deriva al oeste de la declinación
del CMT (Jackson, 2000)

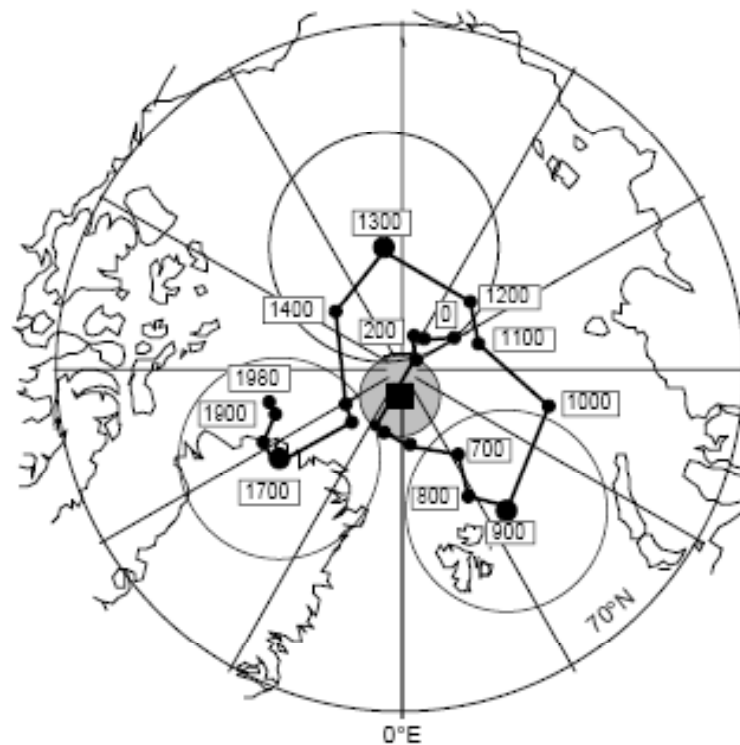


Deriva al oeste vs latitud
(1980-2000)

Máxima en latitudes bajas

Promedio 0,11°/año

3500 años: vuelta completa



El promedio de la posición del polo geomagnético de la Tierra en los últimos 2000 años coincide con el geográfico

La posición del polo geomagnético norte (dipolo) para los últimos 2000 años.

El globo dividido en 12 regiones y los PGVs de las 12 regiones promediados.
Comparación con el polo geomagnético desde 1700 es consistente

Campo dipolar, axial y geocéntrico (GAD)

Formulada por Hospers (1954), y sugerida por Gilbert (1600)

Principles and Pitfalls of Palaeomagnetism Related figures

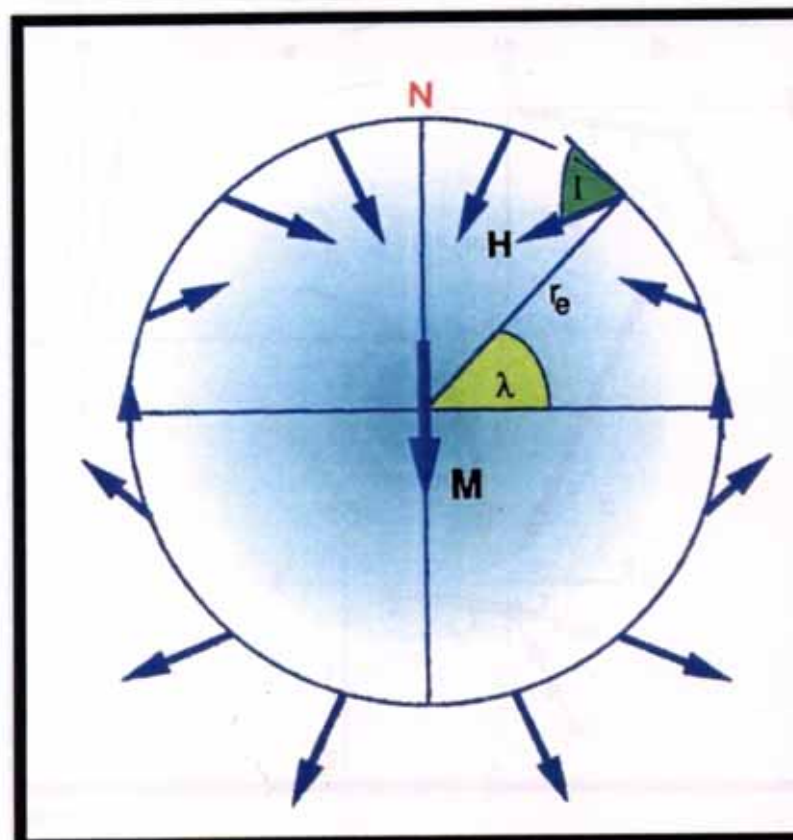


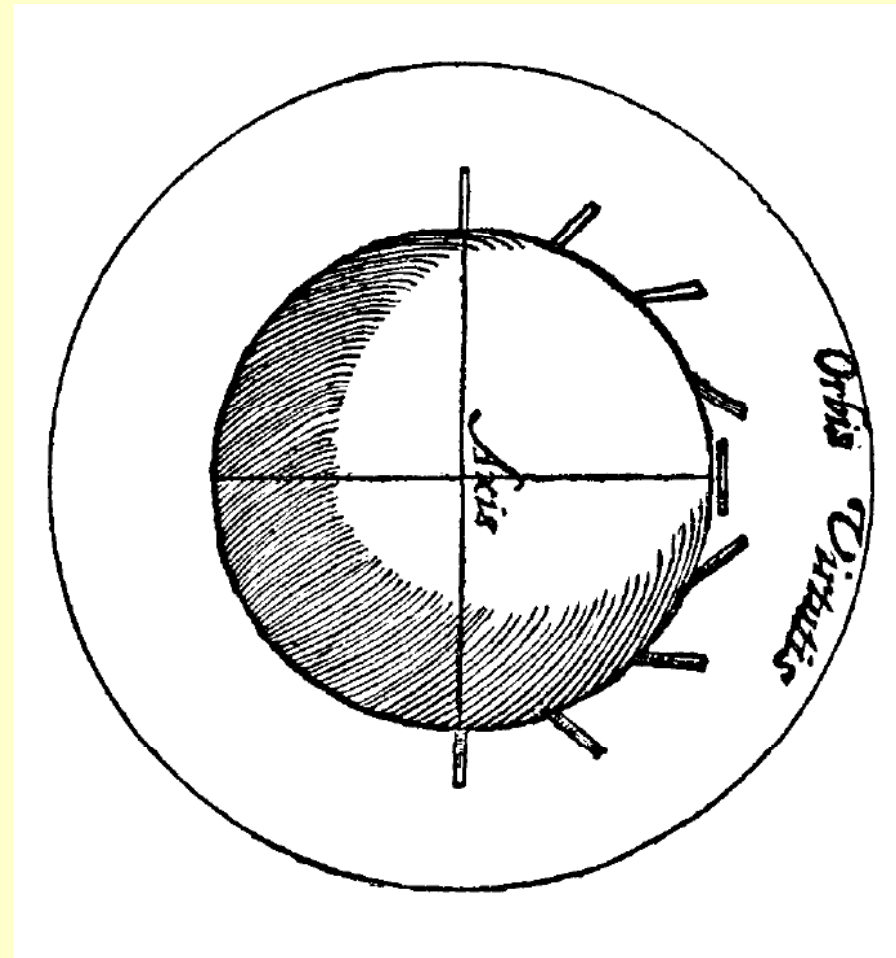
Figure 2.
The Geocentric Axial Dipole (GAD) model.
The field at the surface of the Earth is similar to that of a dipole at the Earth's centre, aligned with the geographic axis
(after Butler, 1992).

[Return to text](#)



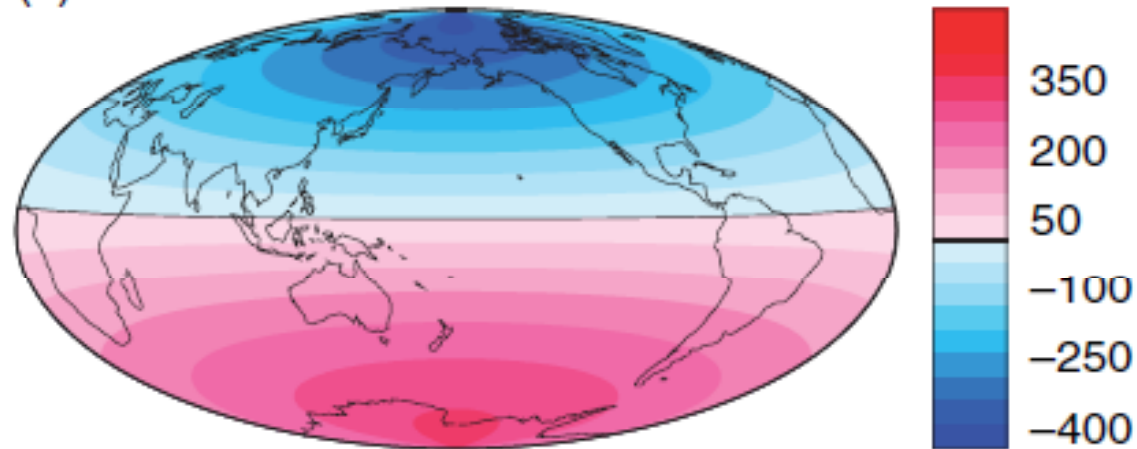
“De Magnete” (1600)

Sir William Gilbert
(1544-1603)



Gilbert (1600) *relaciona inclinación magnética con latitud geográfica*

(c)



En un campo dipolar, axial y geocéntrico:

- los meridianos magnéticos coinciden con los geográficos (la declinación magnética es siempre cero)
- los paralelos magnéticos coinciden con los geográficos, hay una relación sencilla entre la inclinación magnética y la latitud:

Si el campo cumple la hipótesis del GAD (Dipolo Axial y Geocéntrico):

$$\tan Inc = 2 \tan Lat$$

Relación directa entre inclinación magnética y latitud

¿Qué tan bien se cumple la hipótesis del GAD?

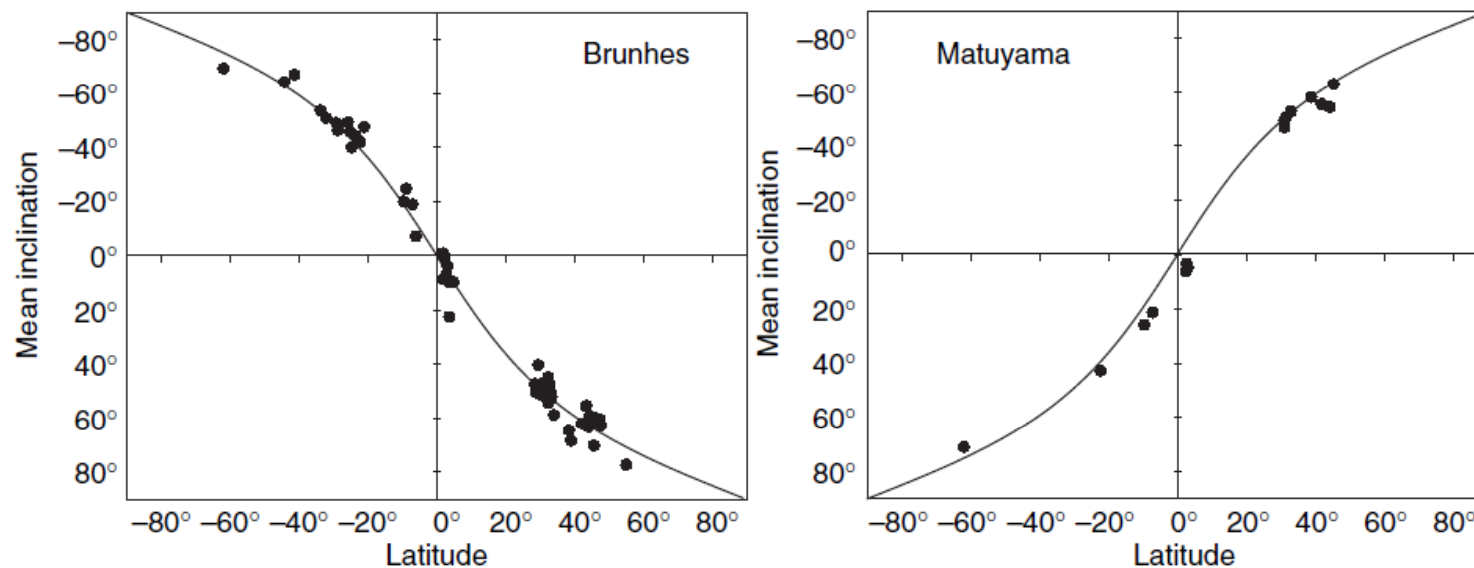
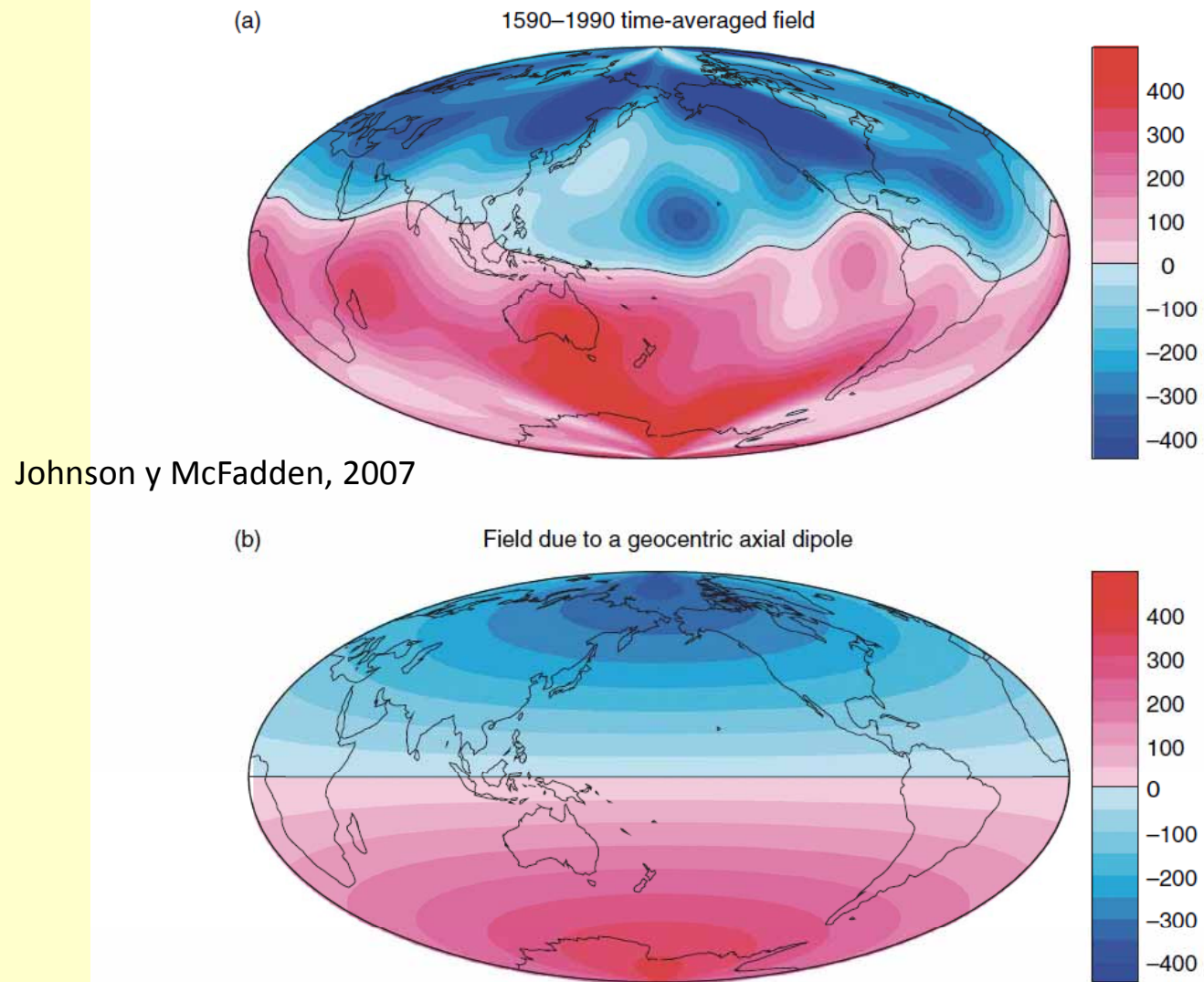


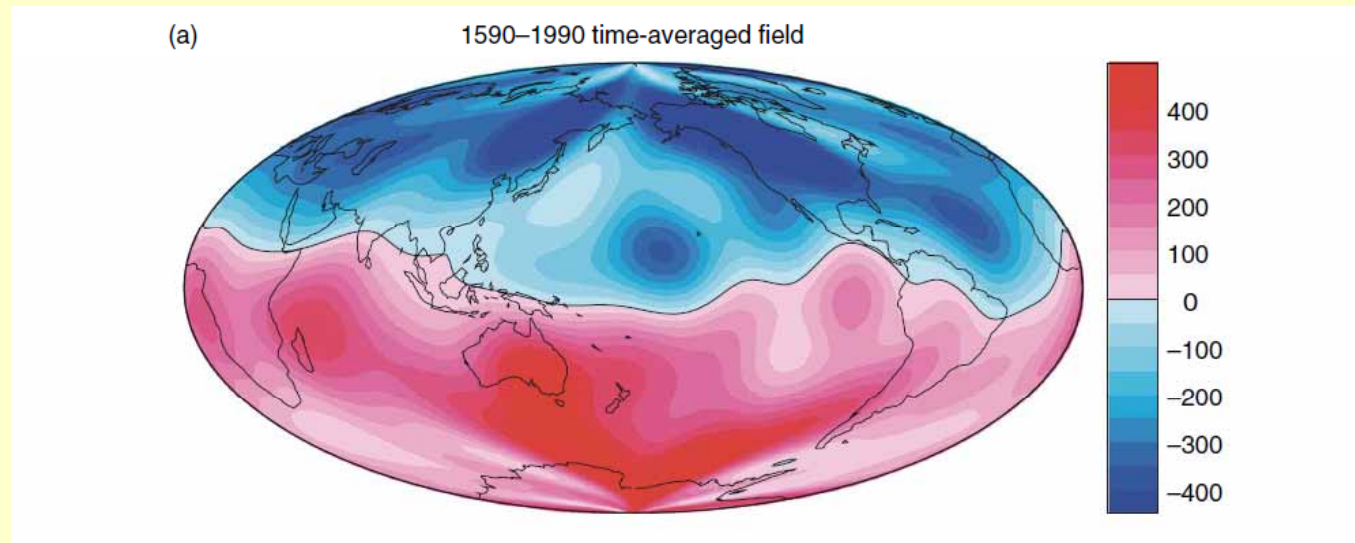
Figure 1 Inclination data from the deep sea sediment cores of [Opdyke and Henry \(1969\)](#) (filled circles) for the Brunhes (left) and Matuyama (right) epochs. Solid line is the inclination predicted by a geocentric axial dipole (GAD) field.

Sedimentos de fondo oceánico de hasta 2,5 Ma



Johnson y McFadden, 2007

Figure 3 Radial field at the CMB in μT ; Hammer–Aitoff projection. (a) Model GUFM1 (Jackson *et al.*, 2000), (b) Field due to a geocentric axial dipole – note that this possesses only latitudinal structure in contrast to the time-averaged historical field in (a).



GUFM1 está influenciado por el núcleo interno y por heterogeneidades en el manto inferior

Lóbulos de flujo a altas latitudes, persistentes en los últimos 400 años:

¿A qué tiempo se pueden promediar?

- Si depende del flujo en el núcleo, serían algunos miles de años
- Si depende del acoplamiento térmico con el manto, la convección del manto puede llevar millones de años

Johnson y McFadden, 2007

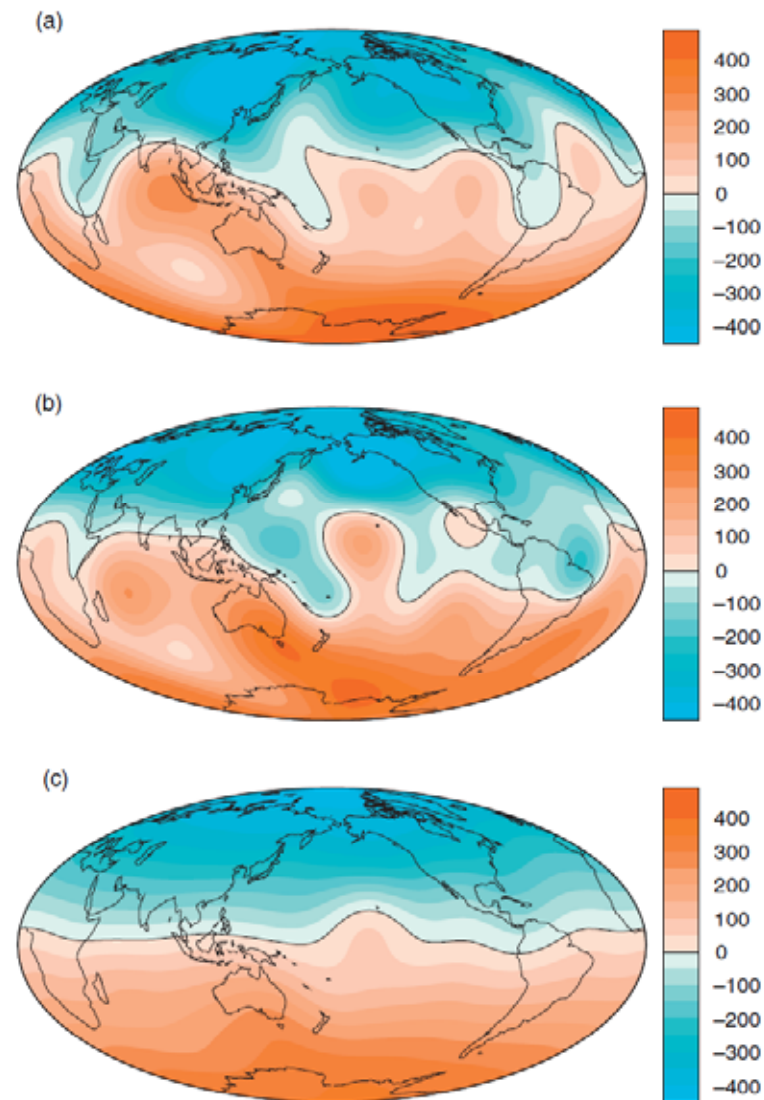


Figure 15 Normal polarity field models (a) GK93, based on lava flow data of Q94, (b) JC95, based on lava flow data of JC96, (c) JC97, based on JC96 lava flow compilation and SK90 sediment data set. The figure shows the radial field at the CMB in μT .

CMT
promediado por
2,5 – 5 Ma

Johnson y
McFadden
2007

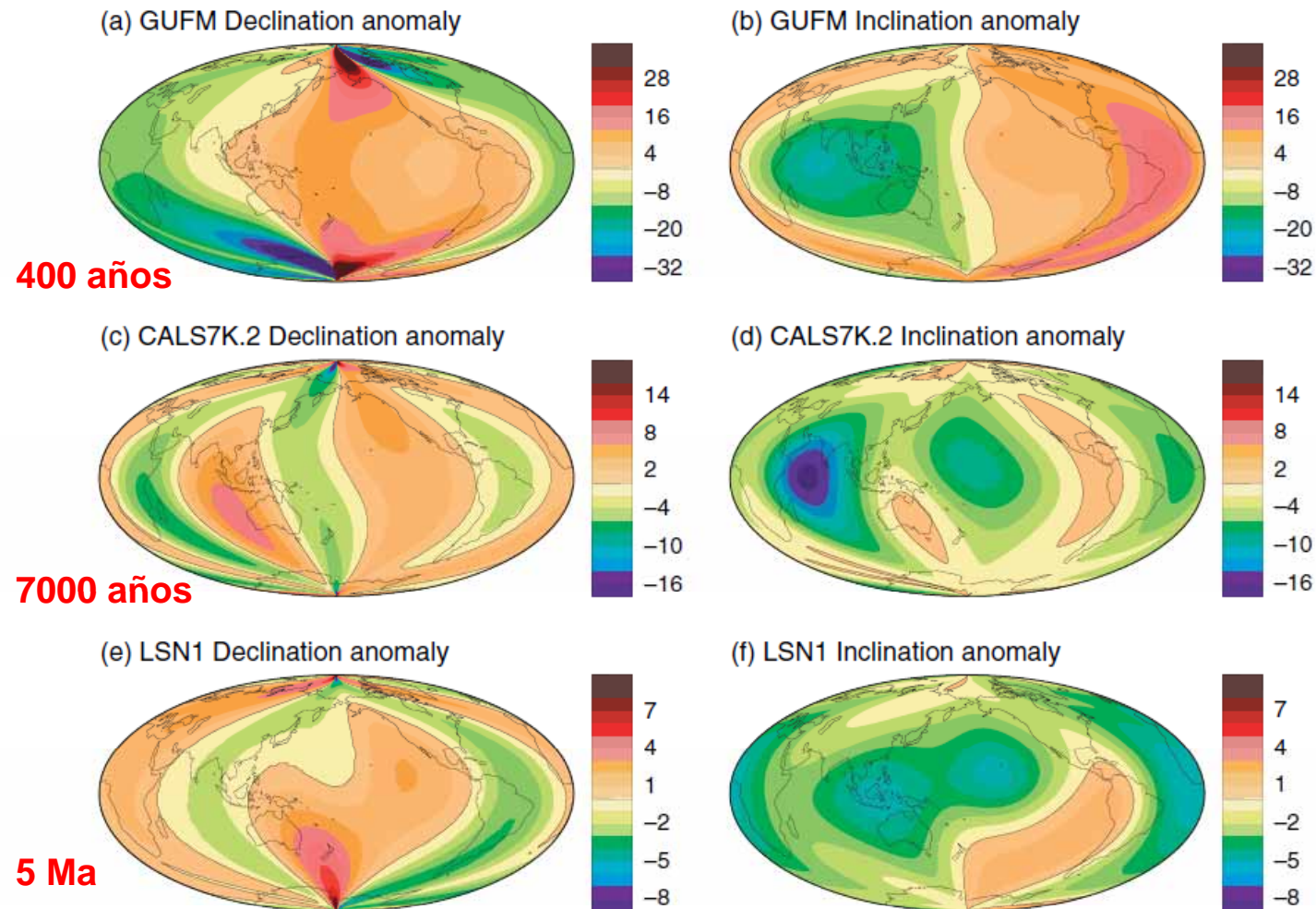
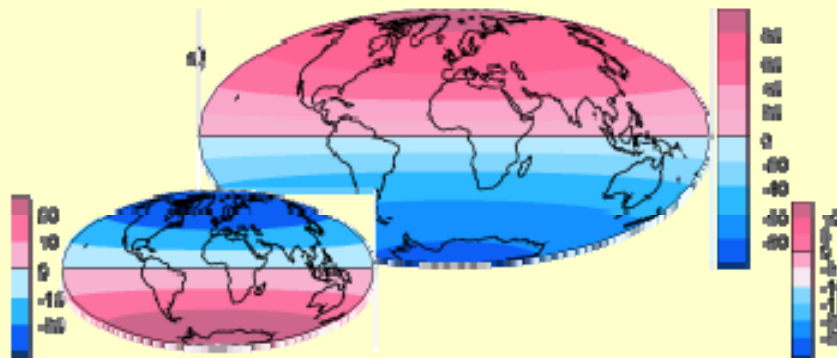


Figure 21 Declination (a), (c), (e) and inclination (b), (d), (f) anomalies in degrees (deviations from GAD direction) at Earth's surface predicted from models for the three time intervals in **Figure 20**: (a) and (b) Model GUFM1, (c) and (d) CALS7K.2, (e) and (f) Model LSN1. The scale bar for the historical field is twice that for the archeofield, and four times that for paleofield anomalies.

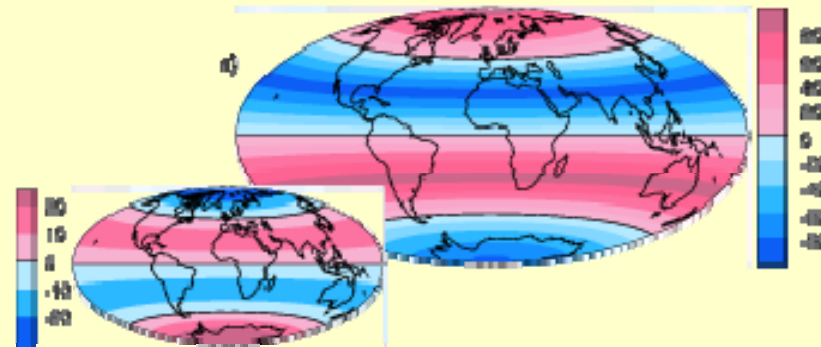
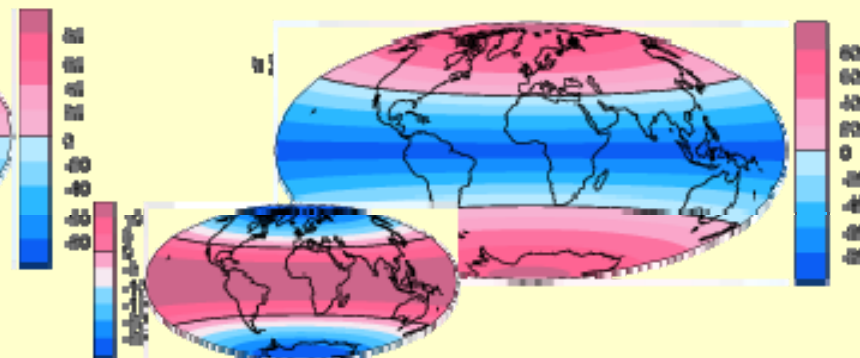
¿Componentes cuadrupolares – octupolares?

Patrón de inclinaciones para diversas configuraciones de campo. En los insets, potencial

Dipolo

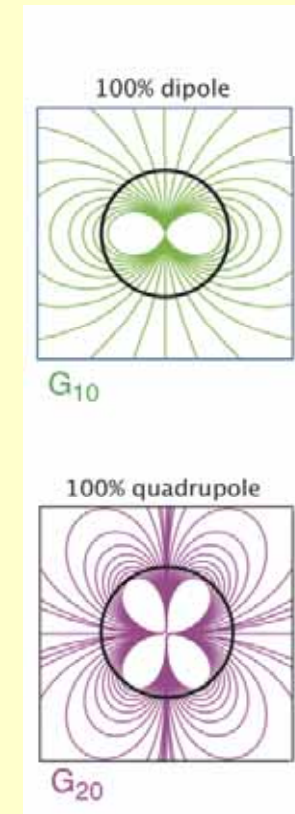
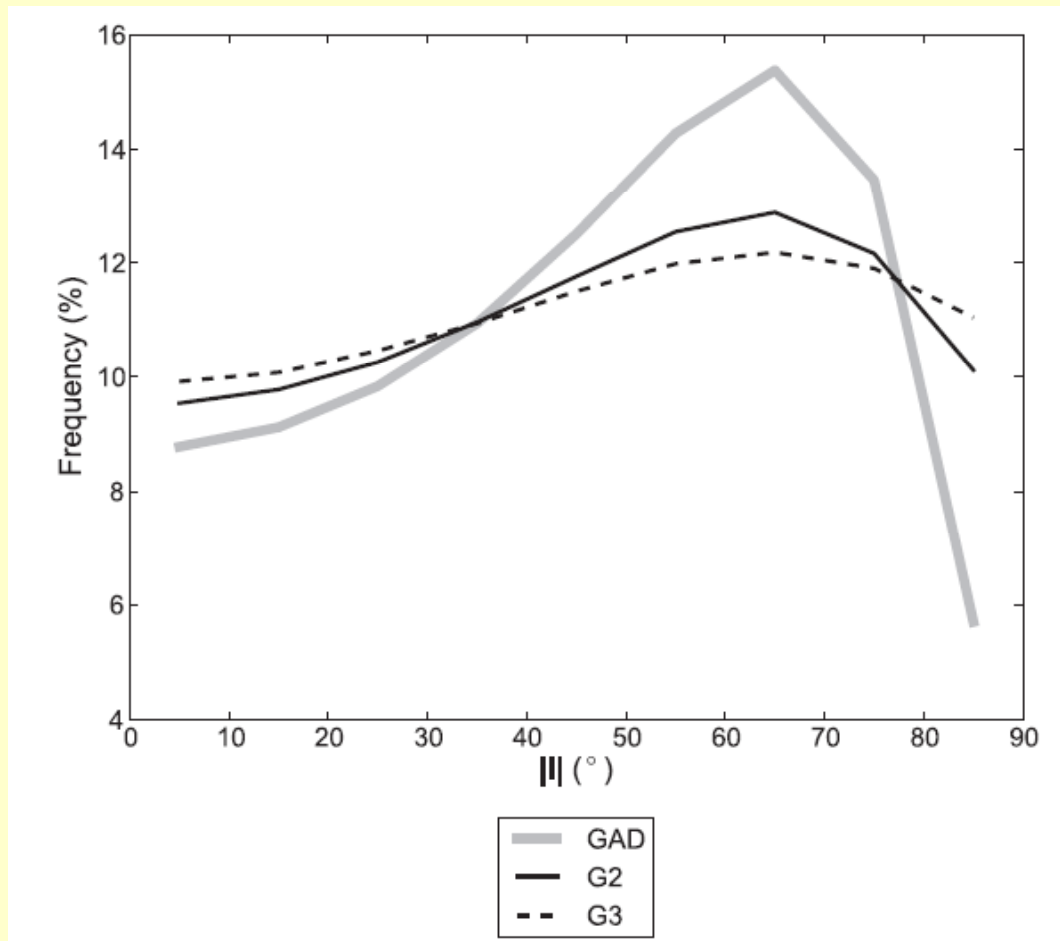


Cuadrupolo

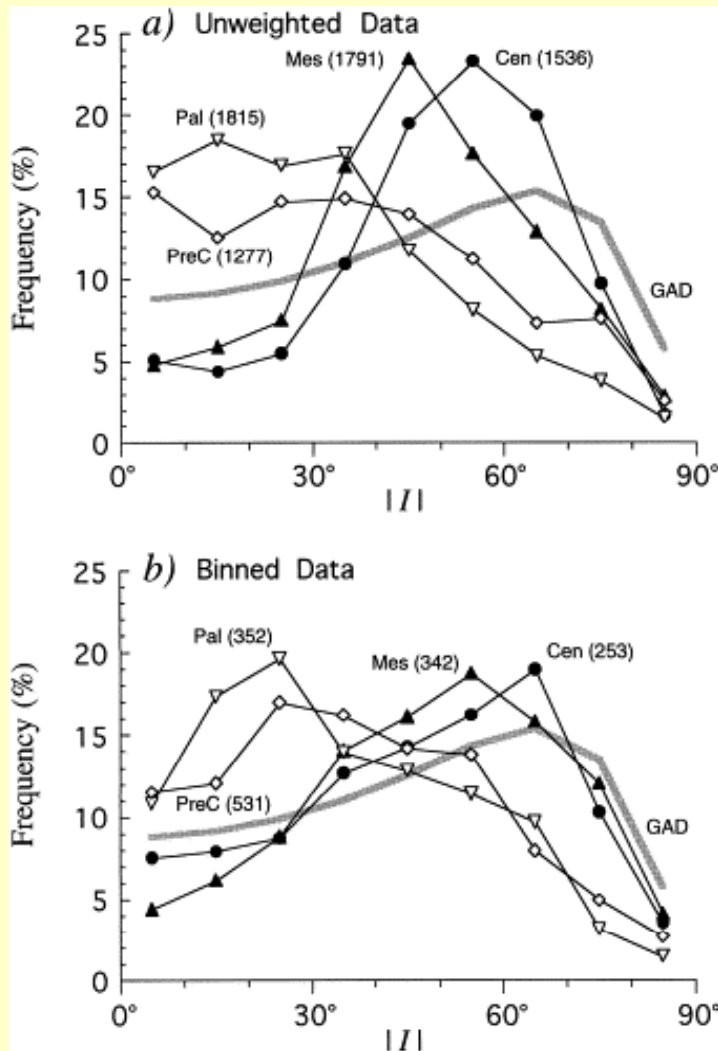


Octupolo

Distribución de frecuencias de inclinación según el modelo de campo magnético



Veikkolainen et al. 2014

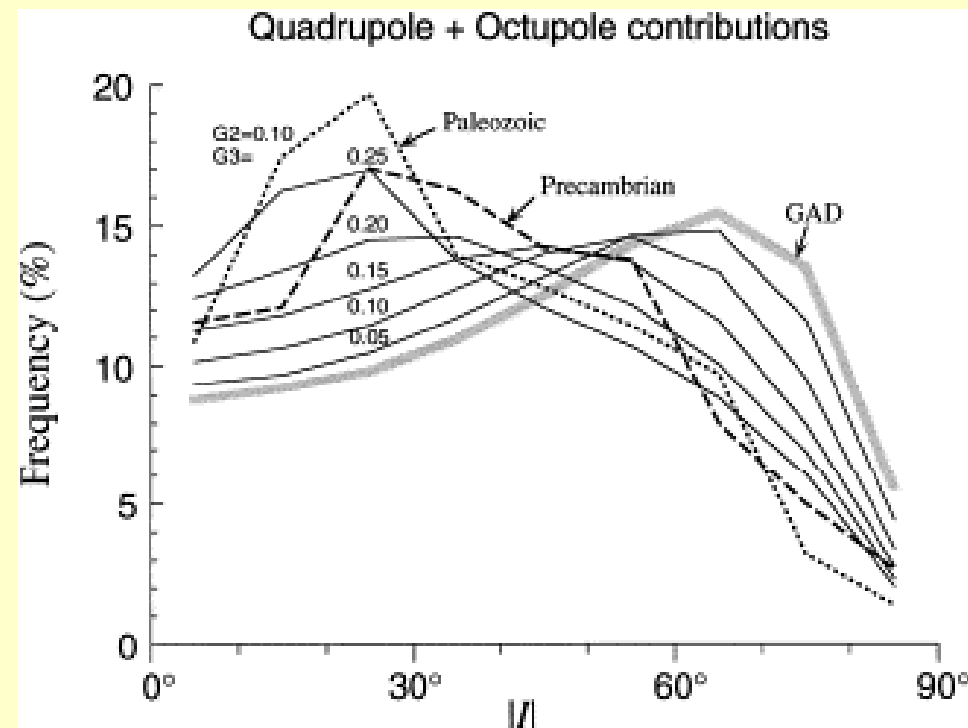


Kent y Smethurst (1998): prueba de si el campo fue básicamente dipolar en la historia geológica. Con suficiente tiempo los continentes muestrearían todo el globo uniformemente. Distribución de frecuencia de inclinaciones

Datos cenozoicos y mesozoicos se ajustan bien a un campo dipolar

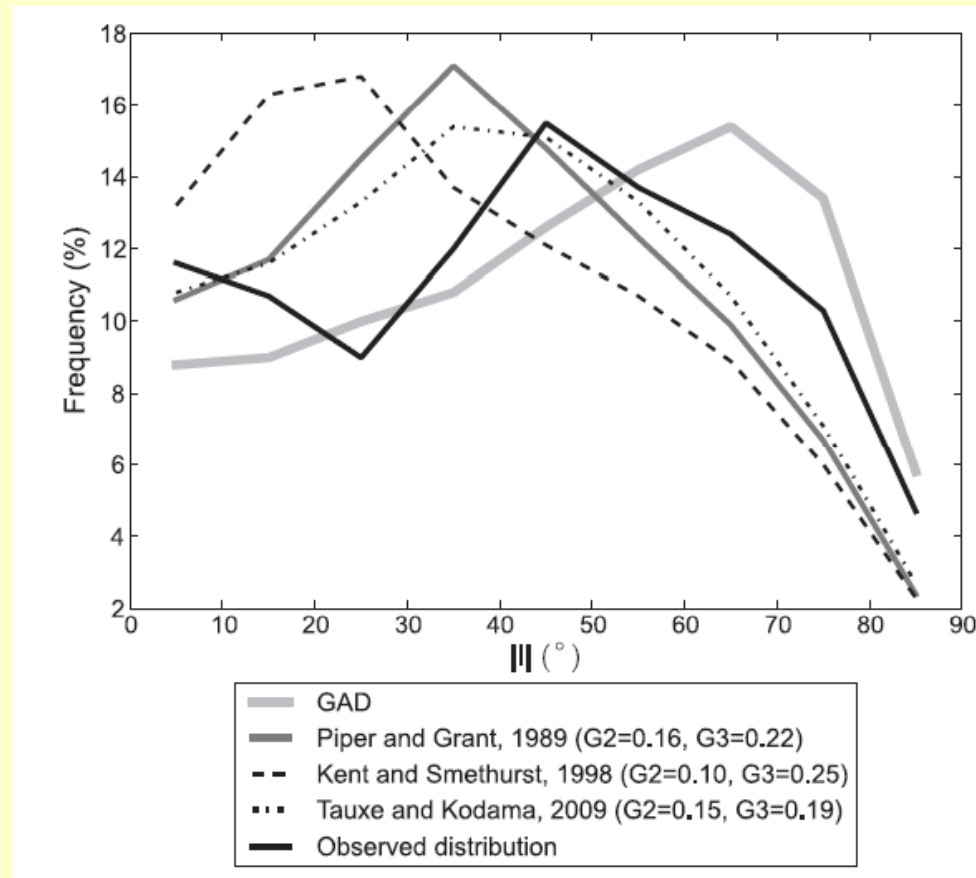
Datos paleozoicos y precámbricos NO

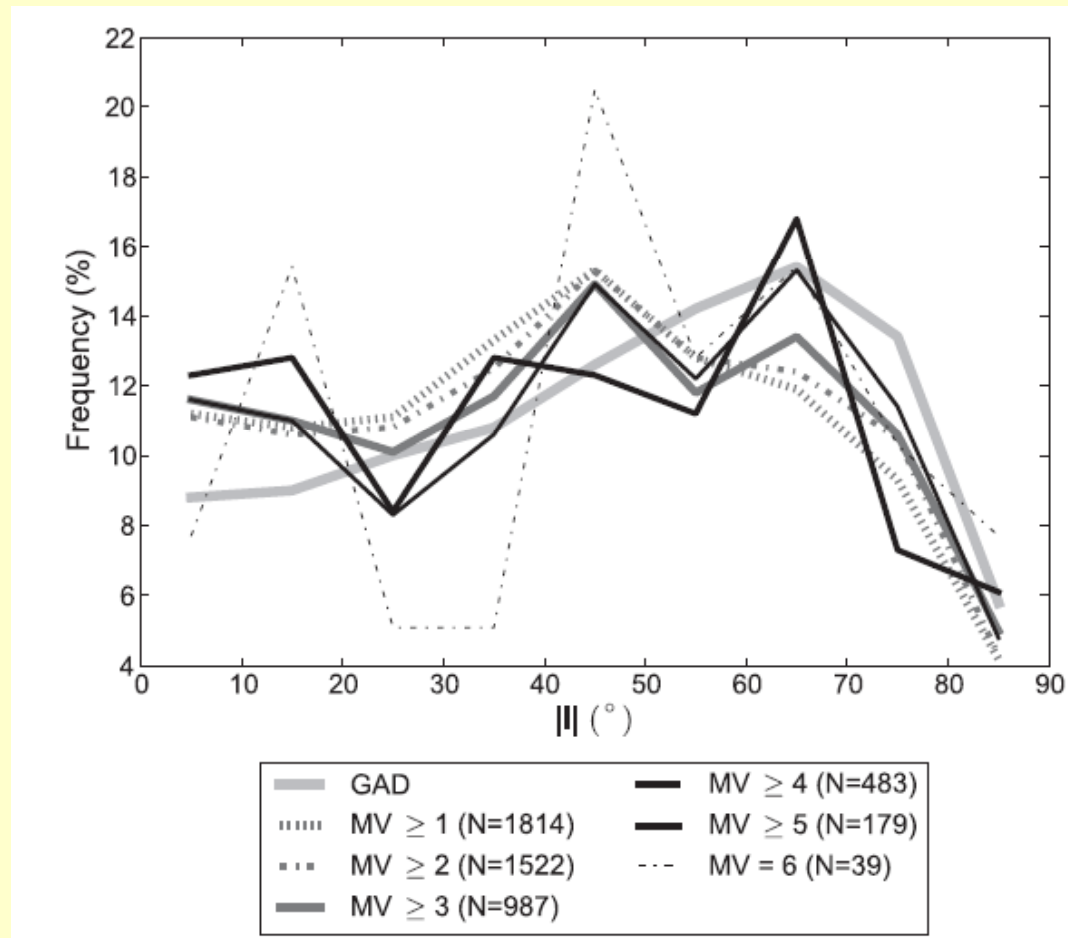
Kent y Smethurst (1998): Distribución de paleolatitudes más acorde con contribuciones cuadrupolo (10%) y octupolares (hasta 25%), para el Paleozoico y Precámbrico.



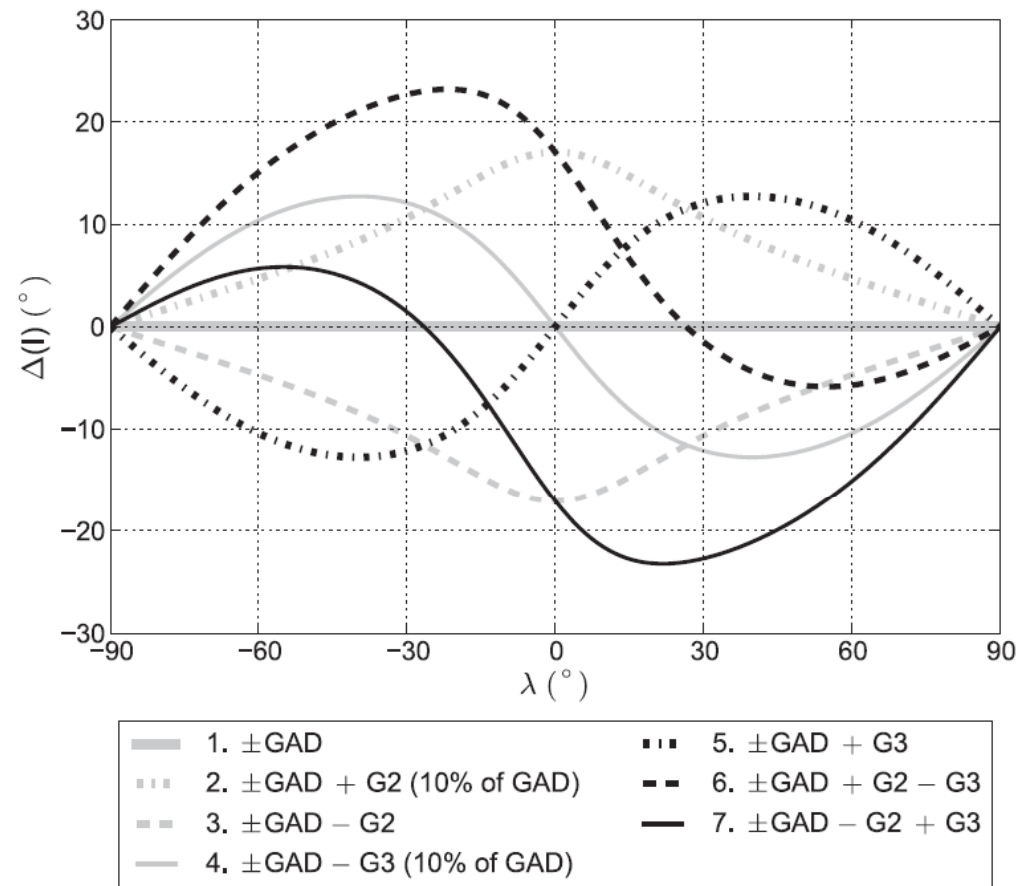
Otras alternativas: distribución no homogénea de continentes (supercontinentes) por true polar wander, no hay suficiente tiempo, error de inclinación, bias en las poblaciones hacia dos o tres cratones, etc.

Recientemente Veikkolainen et al. (2014), sobre una base de datos actualizada, llegan a resultados diferentes que indicarían una configuración parecida a GAD para el Precámbrico:





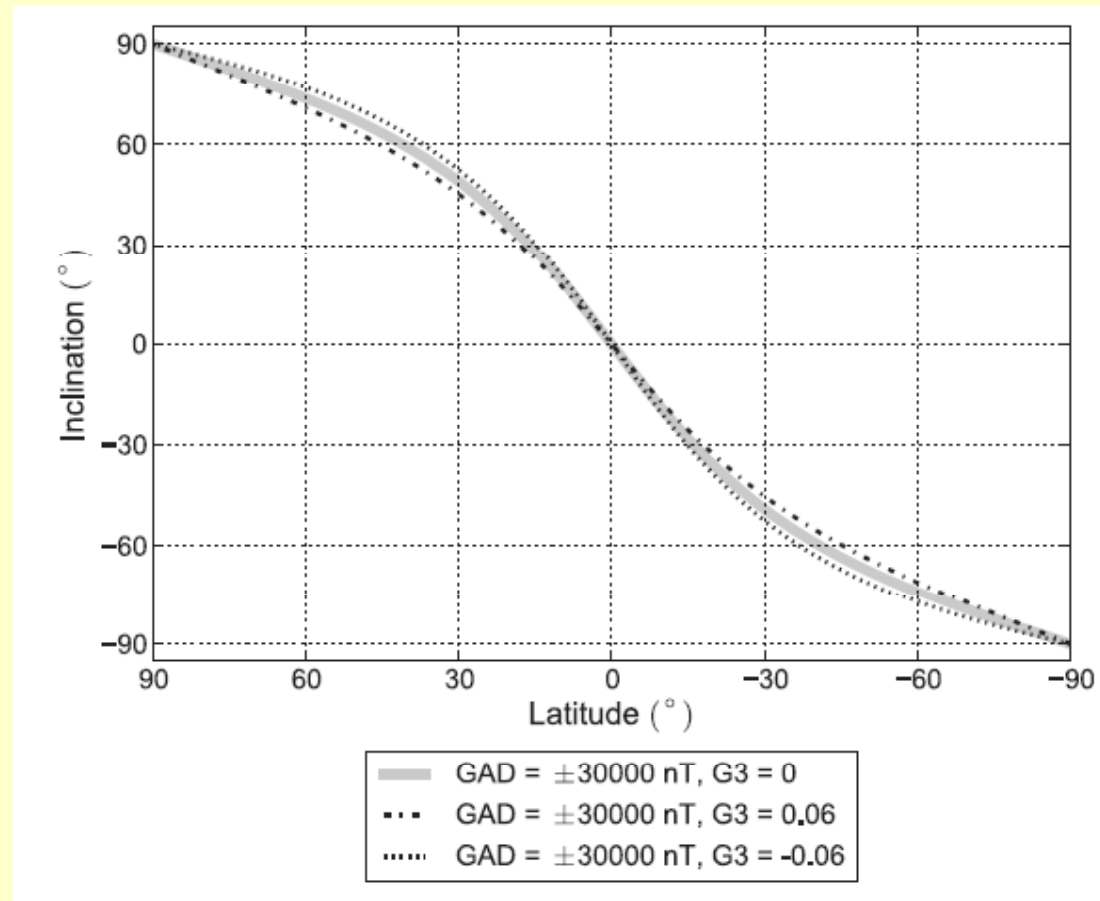
Veikkolainen et al. 2014



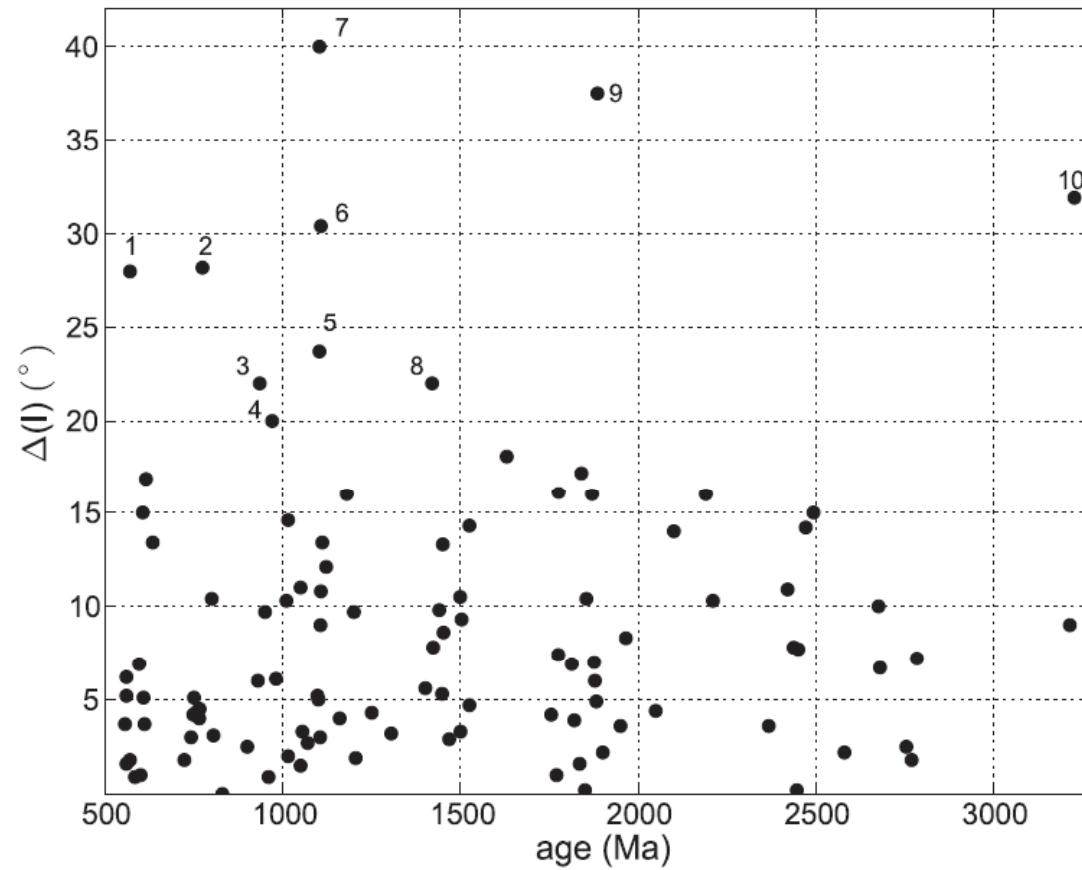
Veikkolainen
et al. 2014

Anomalía de inclinación esperada para distintos modelos de CMT axial

Dipolo negativo (como el actual) combinado con cuadrupolo positivo produce inclinaciones menores en latitudes bajas. El octupolo negativo produce inclinaciones más someras en el hemisferio norte y más empinadas en el hemisferio sur

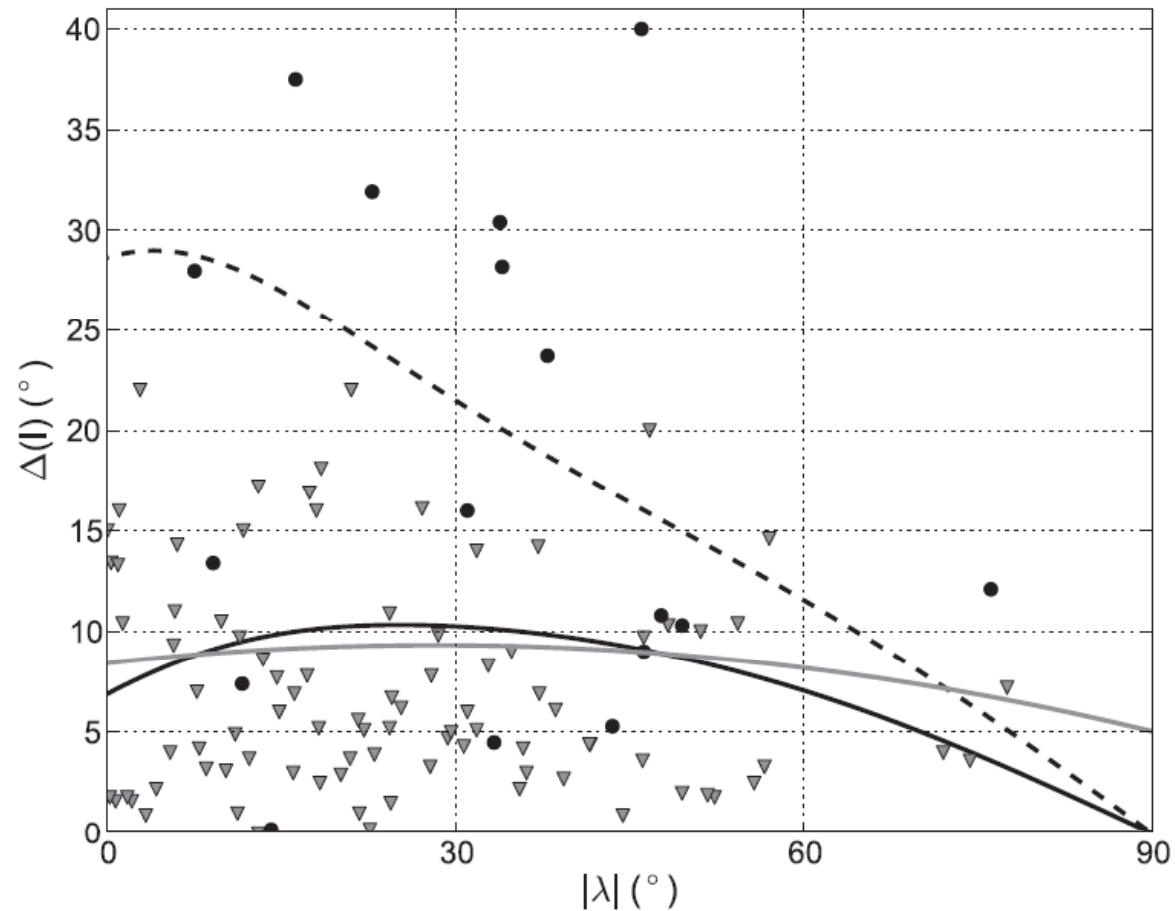


Veikkolainen et al. 2014



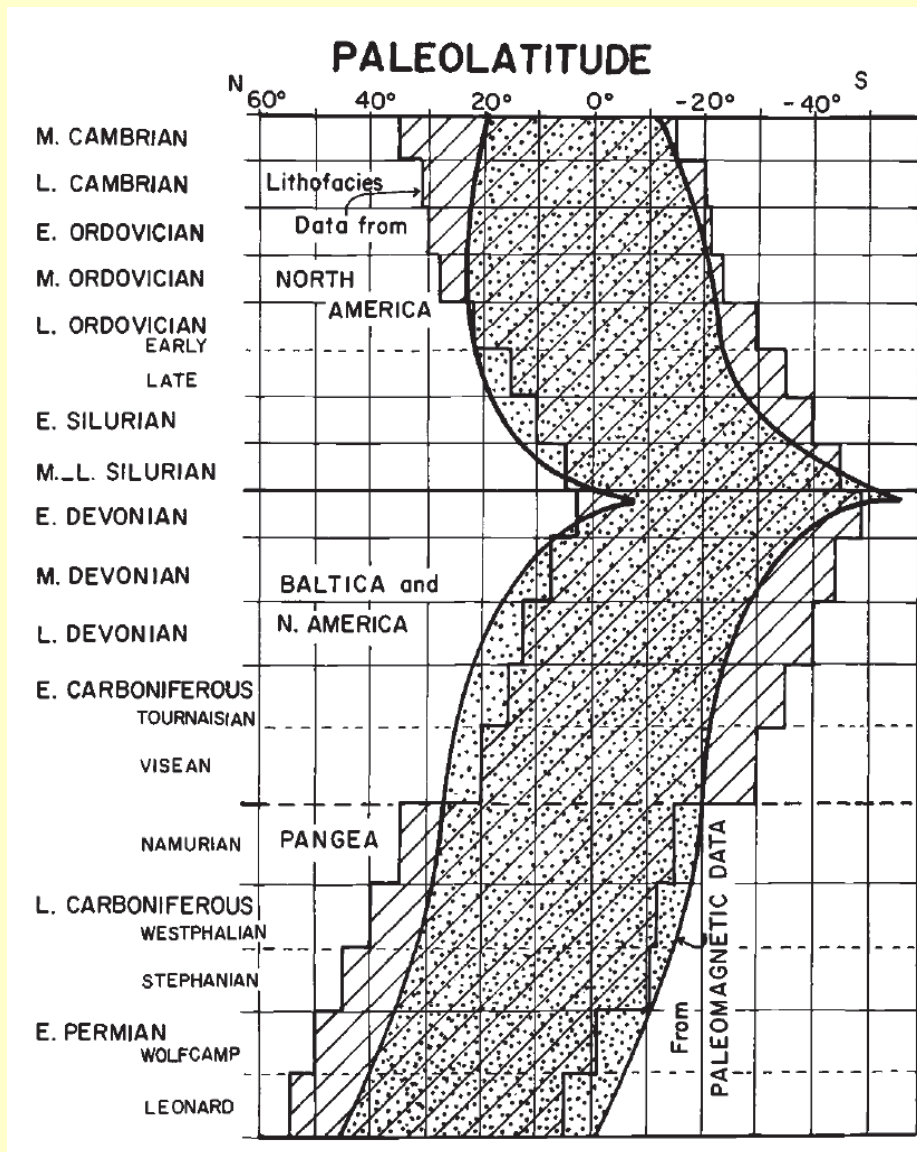
Asimetrías en la polaridad geomagnética observadas en pares de direcciones N-R en rocas precámbricas

Veikkolainen et al. 2014



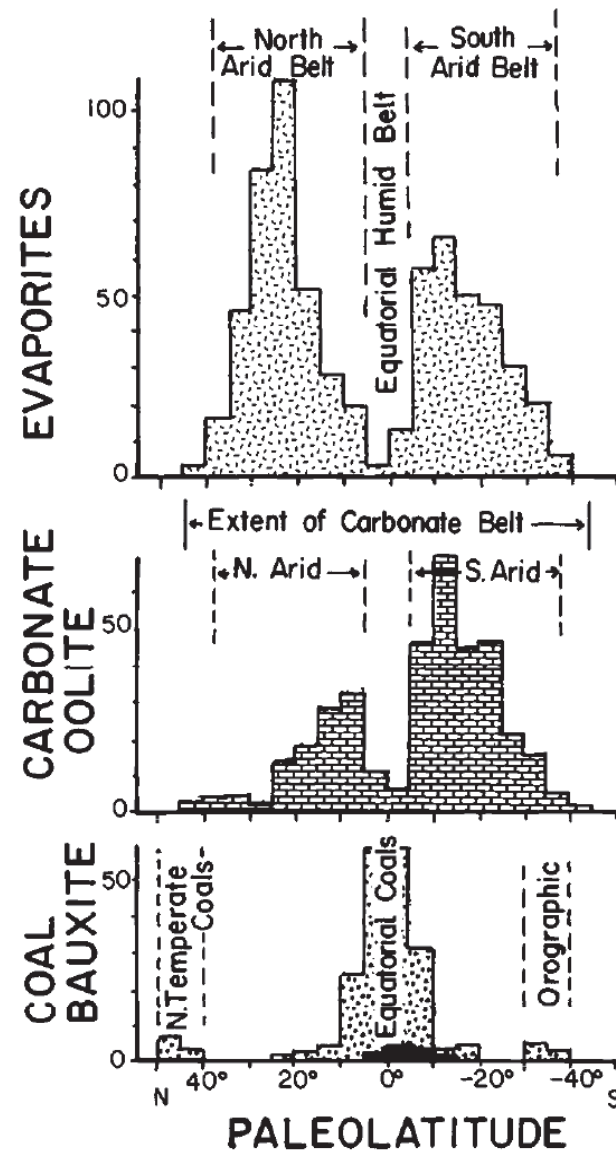
Línea gris: ajuste polinómico a los datos. Línea negra: ajuste usando G2 0,04 y G3 0,05
 Asimetrías en la polaridad magnética en función de la paleolatitud.
 Triángulos: el antiparalelismo es estadísticamente insignificante.

Veikkolainen et al. 2014



Comparación de
indicadores
paleolatitudinales
según evidencia
paleomagnética
(hipótesis del
GAD) y
paleoclimática

(tomado de Van der Voo,
1993)



Distribución
paleolatitudinal de
indicadores
paleoclimáticos
según datos
paleomagnéticos
(Van der Voo, 1993)

¿Por qué el campo debiera ser mayormente dipolar?

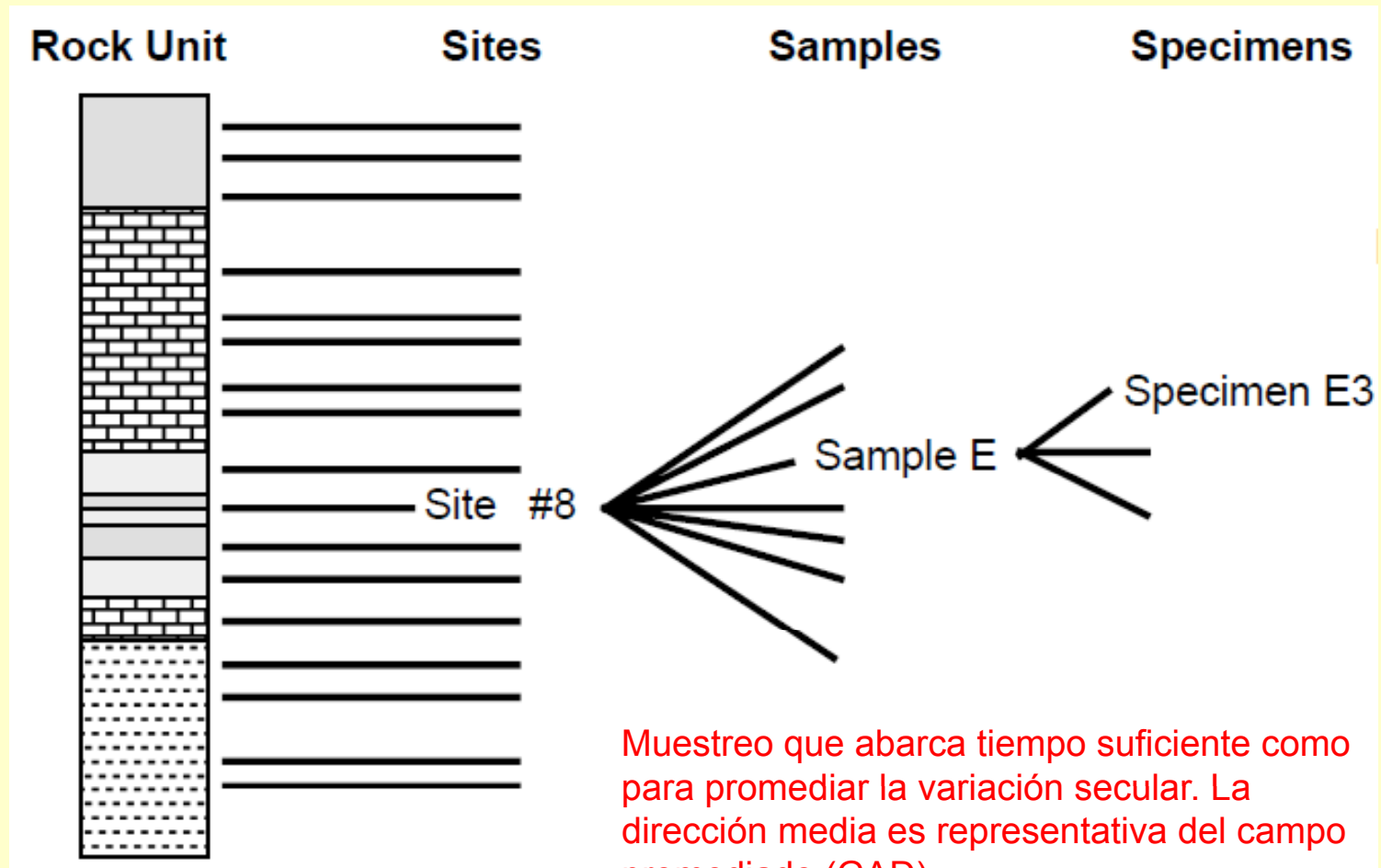
- El término dipolar decrece como $1/r^3$
- El término cuadrupolar decrece como $1/r^4$
- El término octupolar decrece como $1/r^5$

- El término GAD es el único que no puede cancelarse al promediar el campo a lo largo del tiempo.

Hipótesis del GAD y Paleomagnetismo

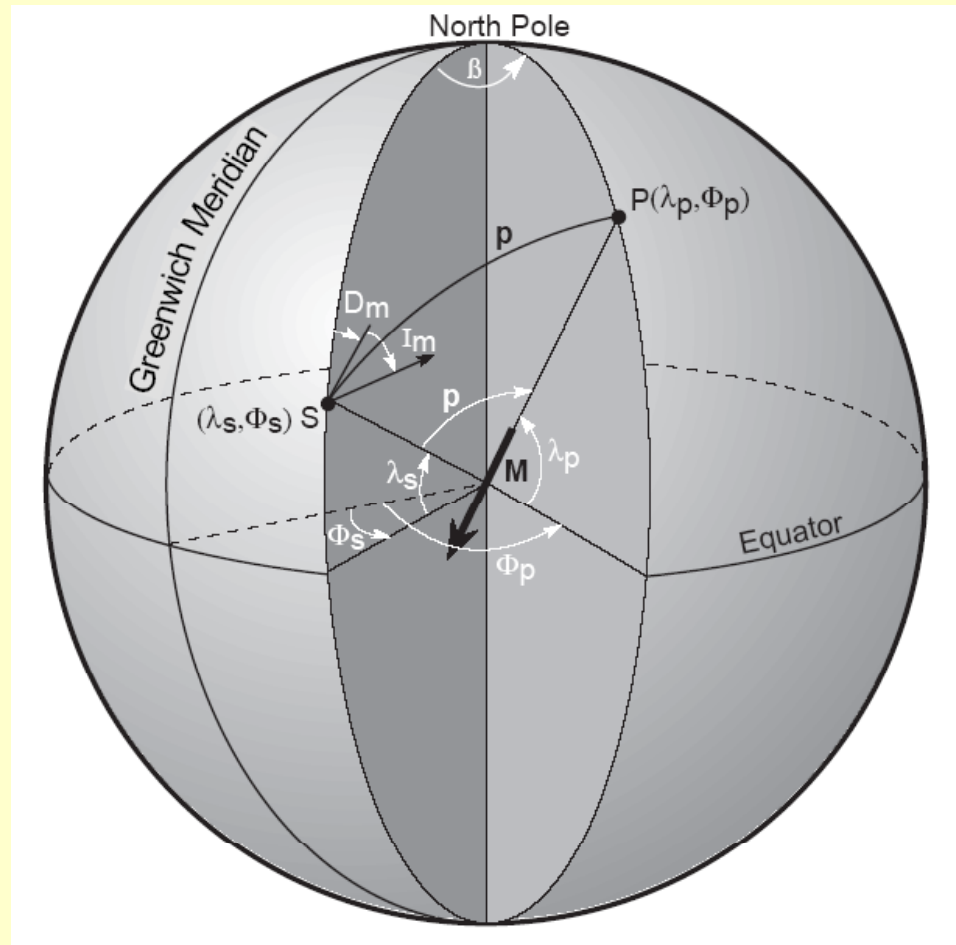
- La hipótesis del GAD es en principio válida para el Fanerozoico y Proterozoico
- Su validez puede alcanzar indeterminaciones del orden de 3° (límite de resolución del método paleomagnético)
- Bajo estas condiciones registros del campo magnético en el pasado que involucren decenas a centenas de miles de años cumplen la hipótesis
- El polo geomagnético promedio así calculado (Polo Paleomagnético) corresponde al polo geográfico
- Sistema de Referencia para realizar paleorreconstrucciones

Muestreo Paleomagnético



Campo magnético terrestre (CMT)

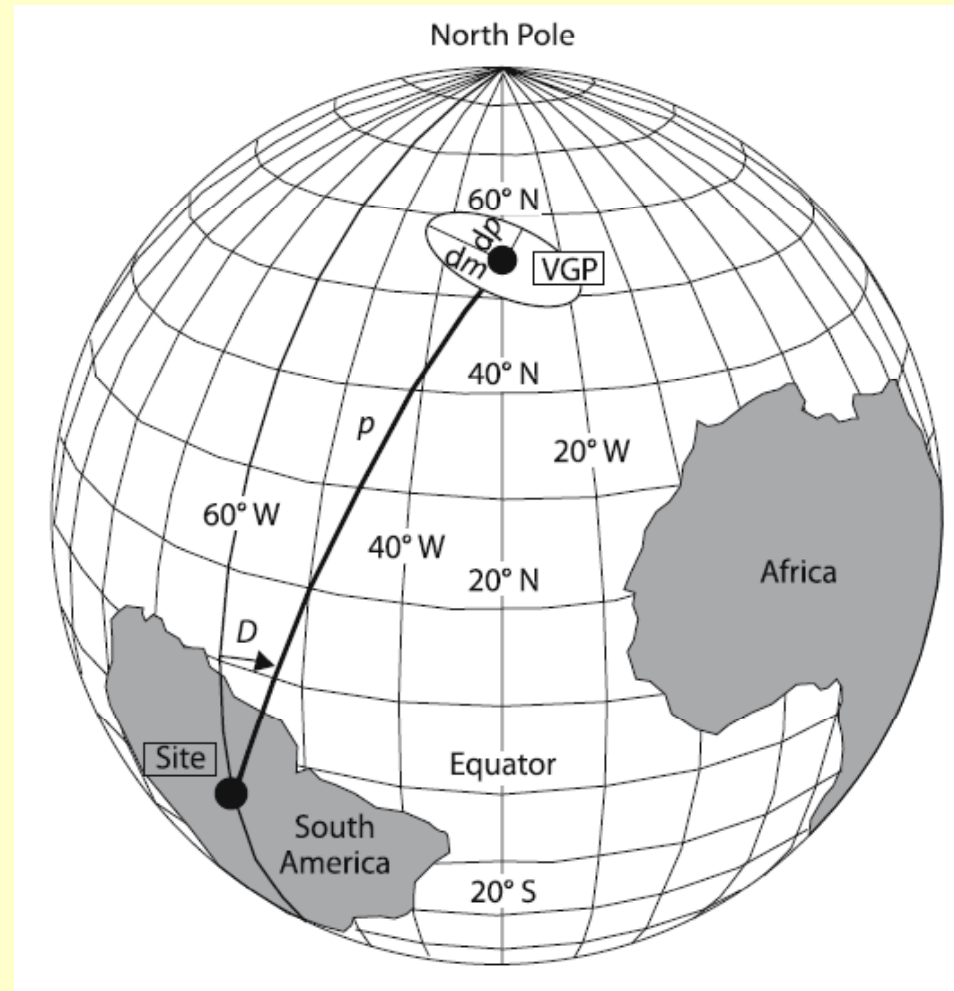
- Campo magnético instantáneo (actual)
- Variación temporal
- Modelo de geodínamo
- Campo promediado en el tiempo, hipótesis del GAD
- Cálculo de PGV y polos paleomagnéticos
- Variación secular en el registro paleomagnético
- Reversiones de polaridad



Si el campo es dipolar y geocéntrico, la dirección del CMT en un lugar cualquiera permite calcular la posición del polo geomagnético (Polo Geomagnético Virtual o PGV)

Si además es axial: Polo Paleomagnético

Polo geomagnético virtual (PGV)



Lanza y Meloni 2006

Método gráfico

Lugar de muestreo

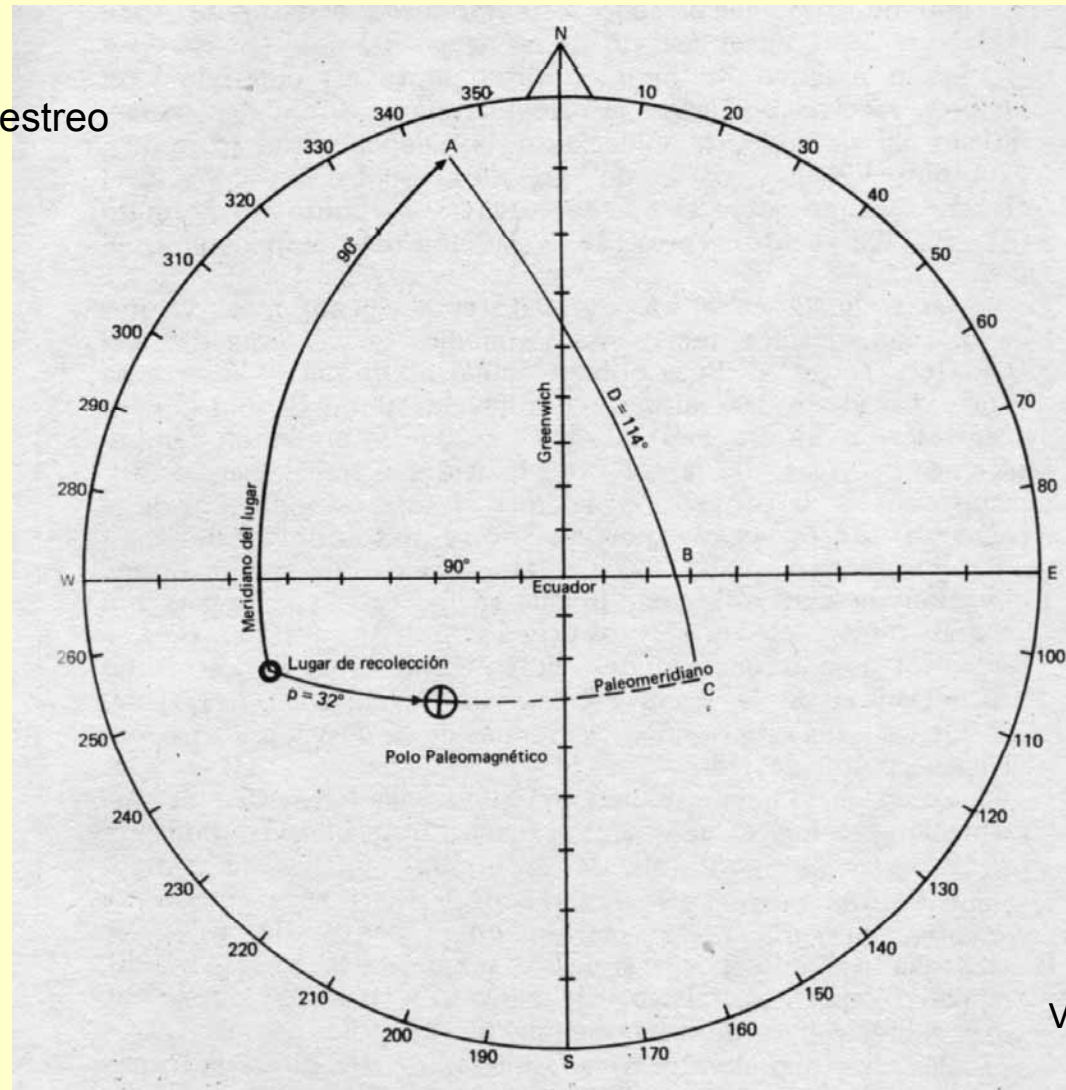
λ_m 17° S

φ_m 65° O

MRC

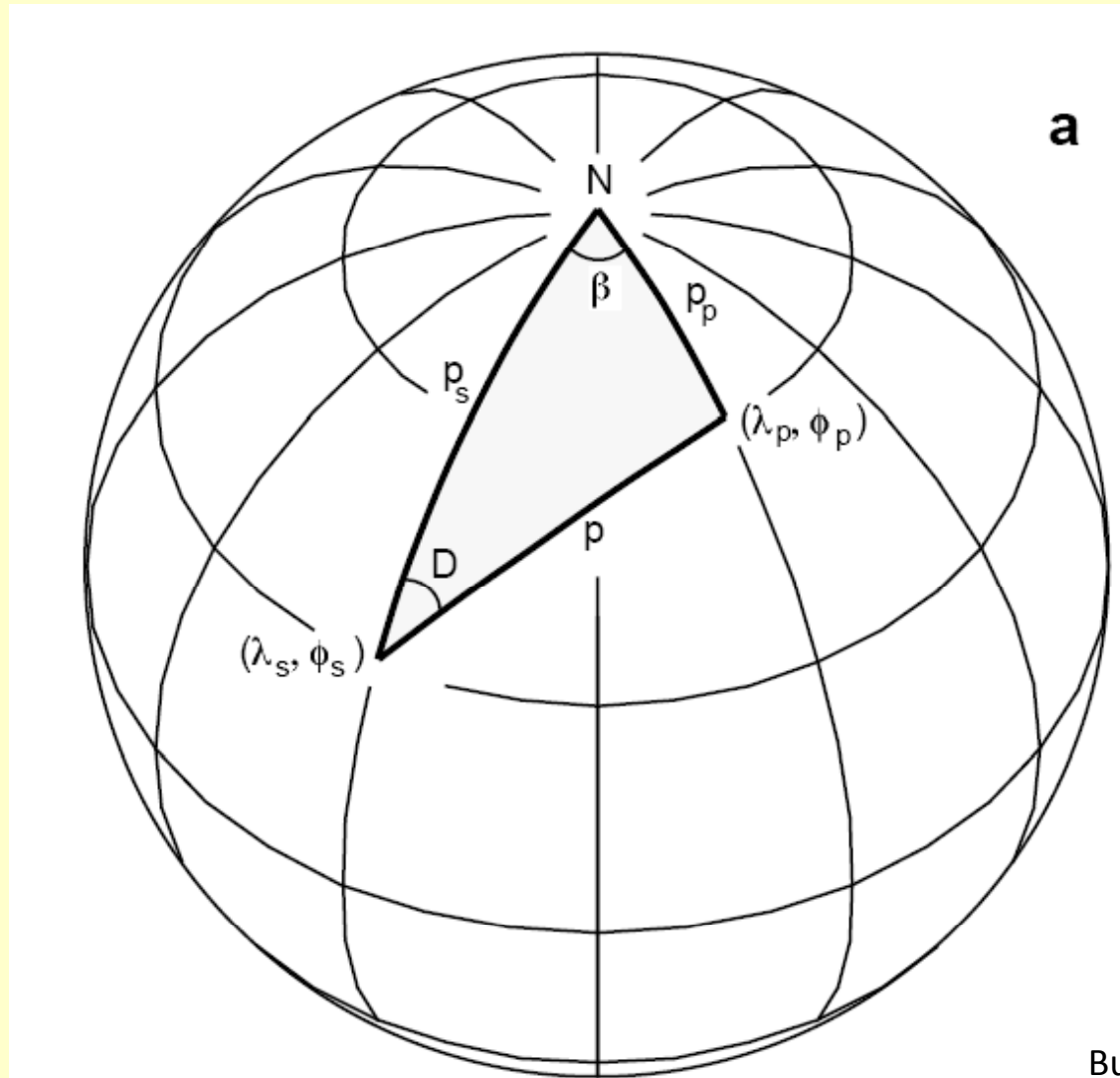
Dec 114°

Inc 72°

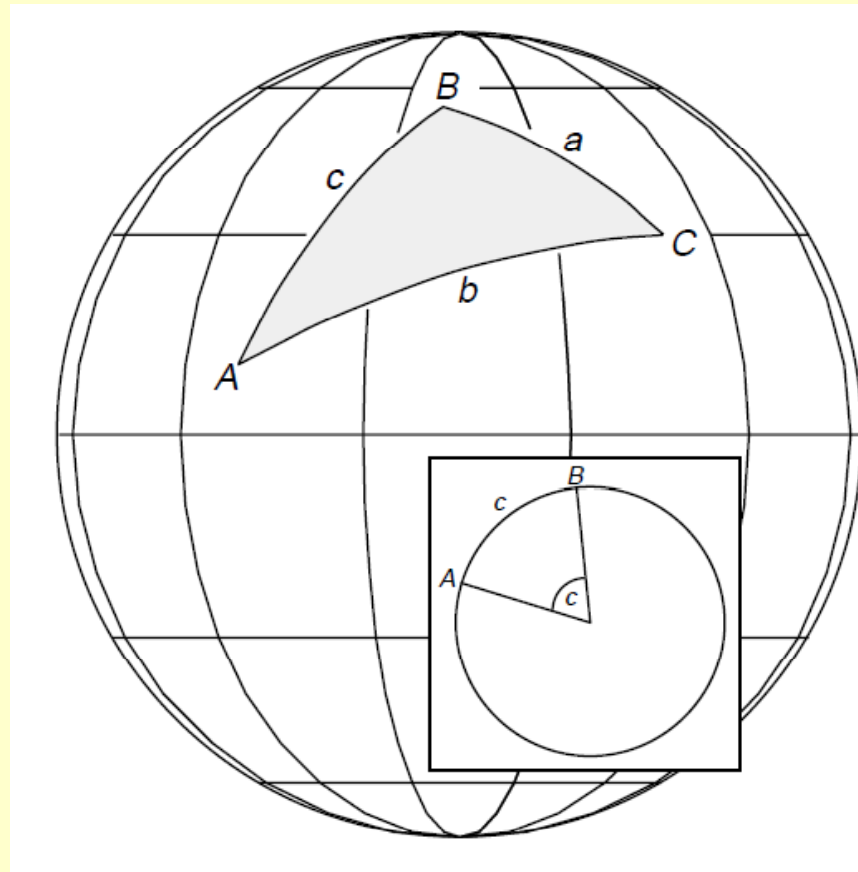


Valencio, 1980

Método analítico



Butler, 1992



Ley de los cosenos

$$\cos a = \cos b \cos c + \sin b \sin c \cos A$$

Ley de los senos

$$\frac{\sin a}{\sin A} = \frac{\sin b}{\sin B} = \frac{\sin c}{\sin C}$$

$$p = \cot^{-1}\left(\frac{\tan I_m}{2}\right) = \tan^{-1}\left(\frac{2}{\tan I_m}\right) \quad (7.1)$$

Pole latitude is given by

$$\lambda_p = \sin^{-1}(\sin \lambda_s \cos p + \cos \lambda_s \sin p \cos D_m) \quad (7.2)$$

The longitudinal difference between pole and site is denoted by β , is positive toward the east, and is given by

$$\beta = \sin^{-1}\left(\frac{\sin p \sin D_m}{\cos \lambda_p}\right) \quad (7.3)$$

At this point in the calculation, there are two possibilities for pole longitude. If

$$\cos p \geq \sin \lambda_s \sin \lambda_p \quad (7.4)$$

then

$$\phi_p = \phi_s + \beta \quad (7.5)$$

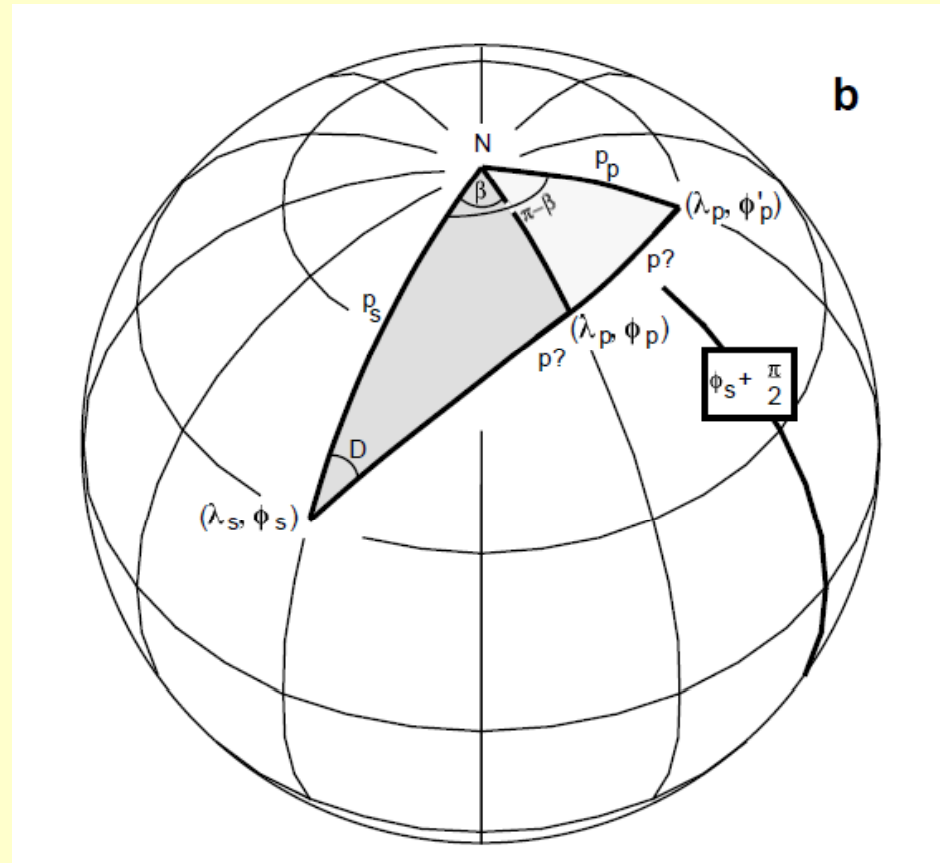
But if

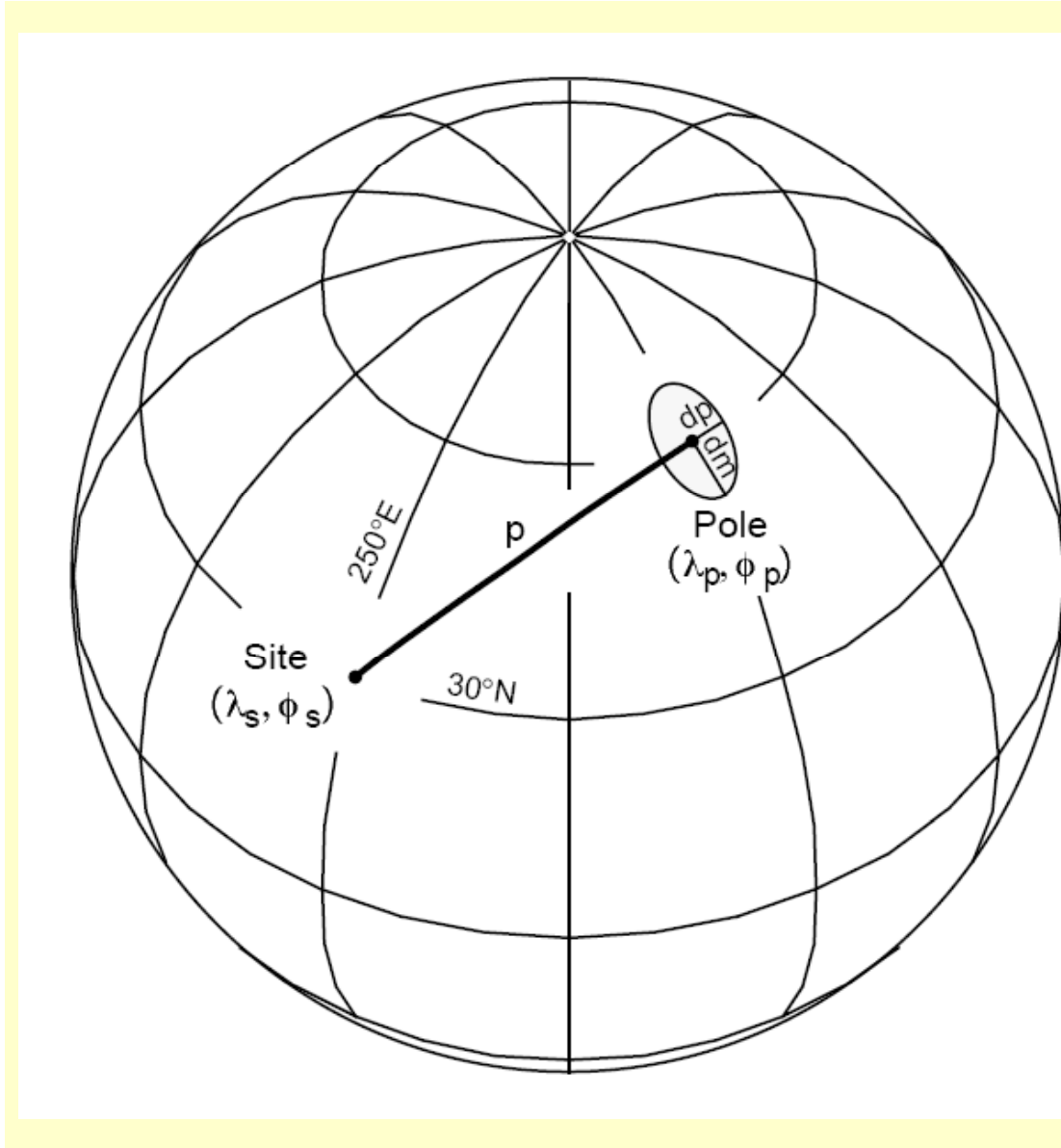
$$\cos p < \sin \lambda_s \sin \lambda_p \quad (7.6)$$

then

$$\phi_p = \phi_s + 180^\circ - \beta \quad (7.7)$$

Butler, 1992



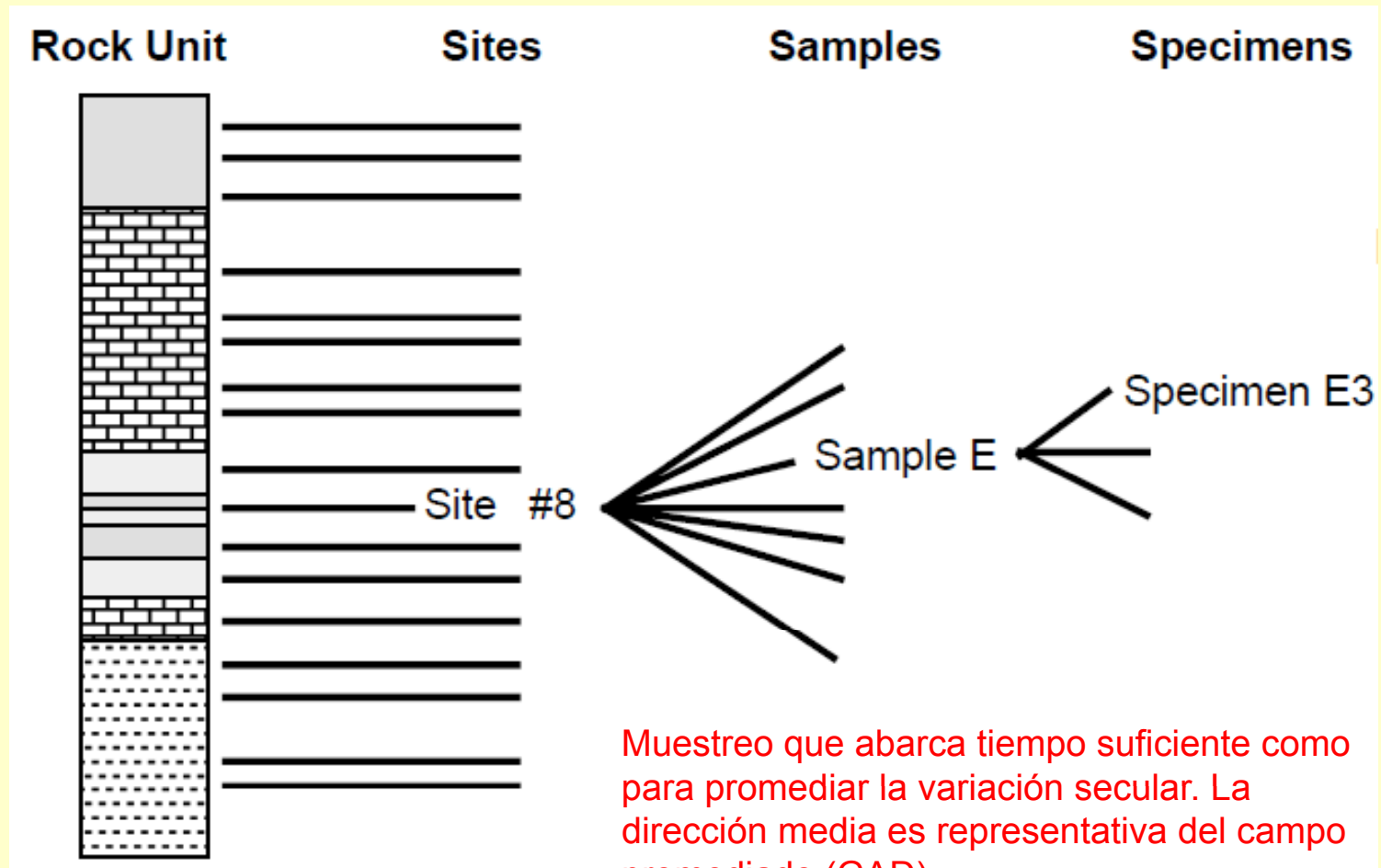


Semiejes de la
elipse de
confianza

$$dp = \alpha_{95} \left(\frac{1 + 3 \cos^2 p}{2} \right)$$

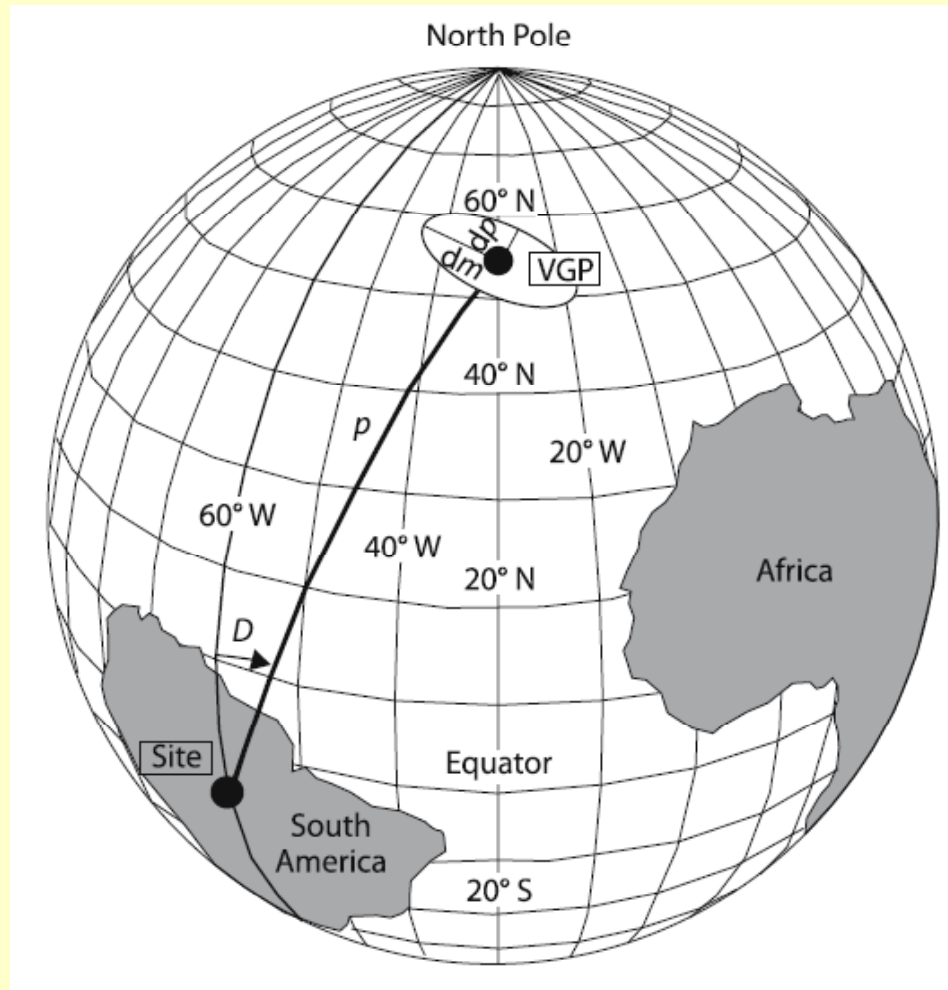
$$dm = \alpha_{95} \left(\frac{\sin p}{\cos I_m} \right)$$

Muestreo Paleomagnético



Polo paleomagnético

Si el mismo cálculo se realiza a partir de una dirección promediada del CMT, el polo obtenido debería coincidir con el eje de rotación terrestre. Ya no es un polo geomagnético virtual, sino un POLO PALEOMAGNÉTICO



Lanza y Meloni 2006

Cálculo de un polo paleomagnético

- 1) Calcular PGVs a partir de direcciones medias por sitio. Luego promediar los PGVs usando estadística de Fisher (el polo paleomagnético promedio estará caracterizado por su K y A_{95})
- 2) Calcular el promedio de las direcciones medias por sitio, usando estadística de Fisher. Luego calcular el polo paleomagnético a partir de la dirección promedio (el polo paleomagnético estará caracterizado por su D_p - D_m).

Cálculo de PGV

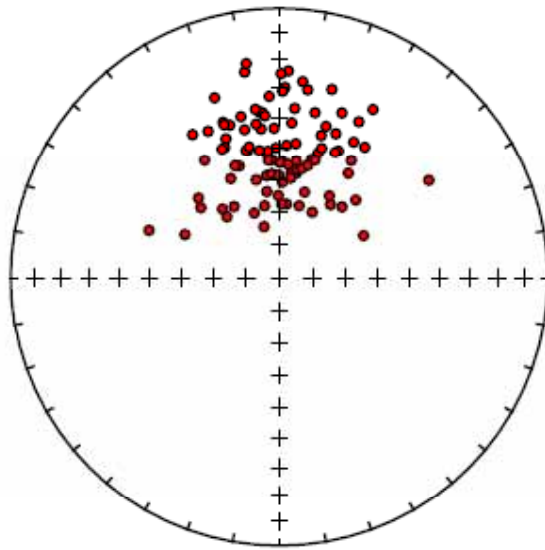
Se calcula el dipolo geocéntrico (no axial) que habría dado origen a la dirección observada a nivel sitio.

La posición del polo de este dipolo hipotético se denomina polo geomagnético virtual (PGV o VGP).

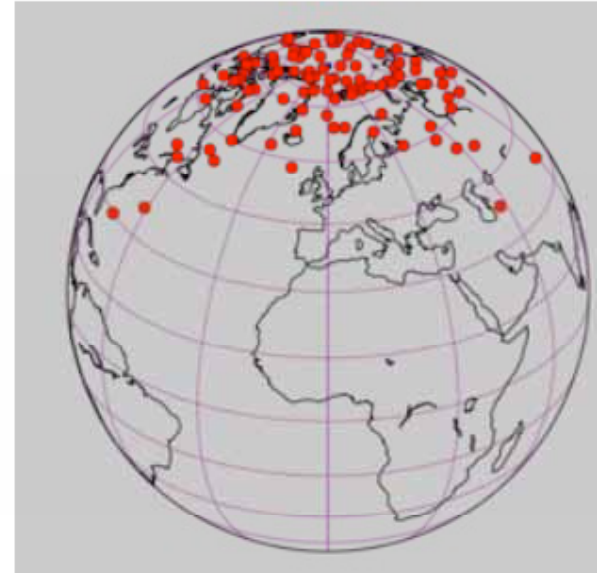
El promedio de PGVs, si cancela la variación paleosecular, es un polo paleomagnético.

Alternativamente, se pueden promediar direcciones y luego calcular el polo paleomagnético a partir de la (única) dirección media total.

El mapeo de la conversión dirección-polo no es lineal, por lo que las poblaciones de direcciones y de polos no tienen la misma forma



\Rightarrow



Población circular de direcciones
medidas a una latitud de 30°

Población de PGVs no es circular

$$dm = \alpha_{95} \frac{\cos \lambda}{\cos \bar{I}}, \quad dp = \frac{1}{2} \alpha_{95} (1 + 3 \sin^2 \lambda)$$

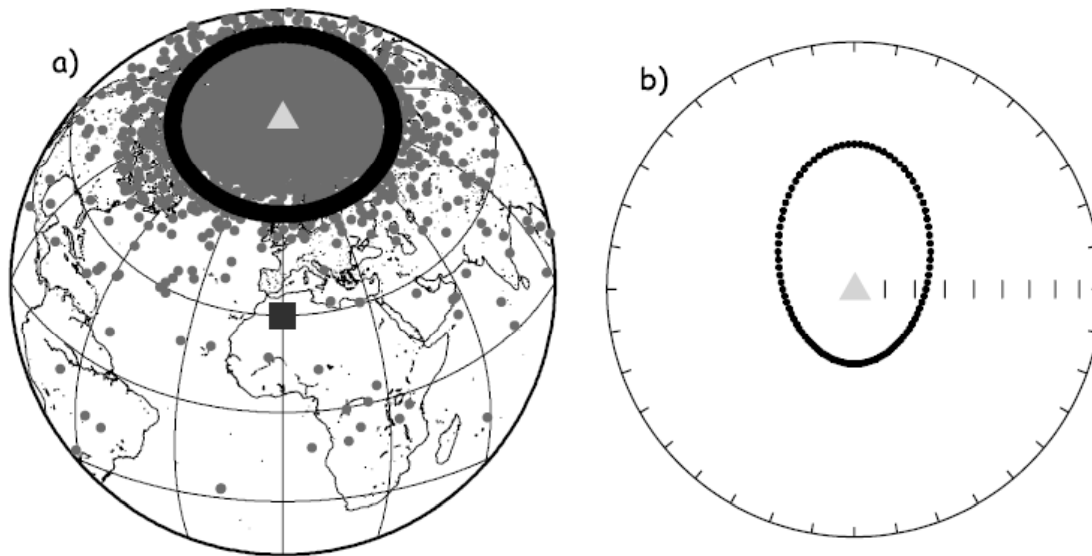
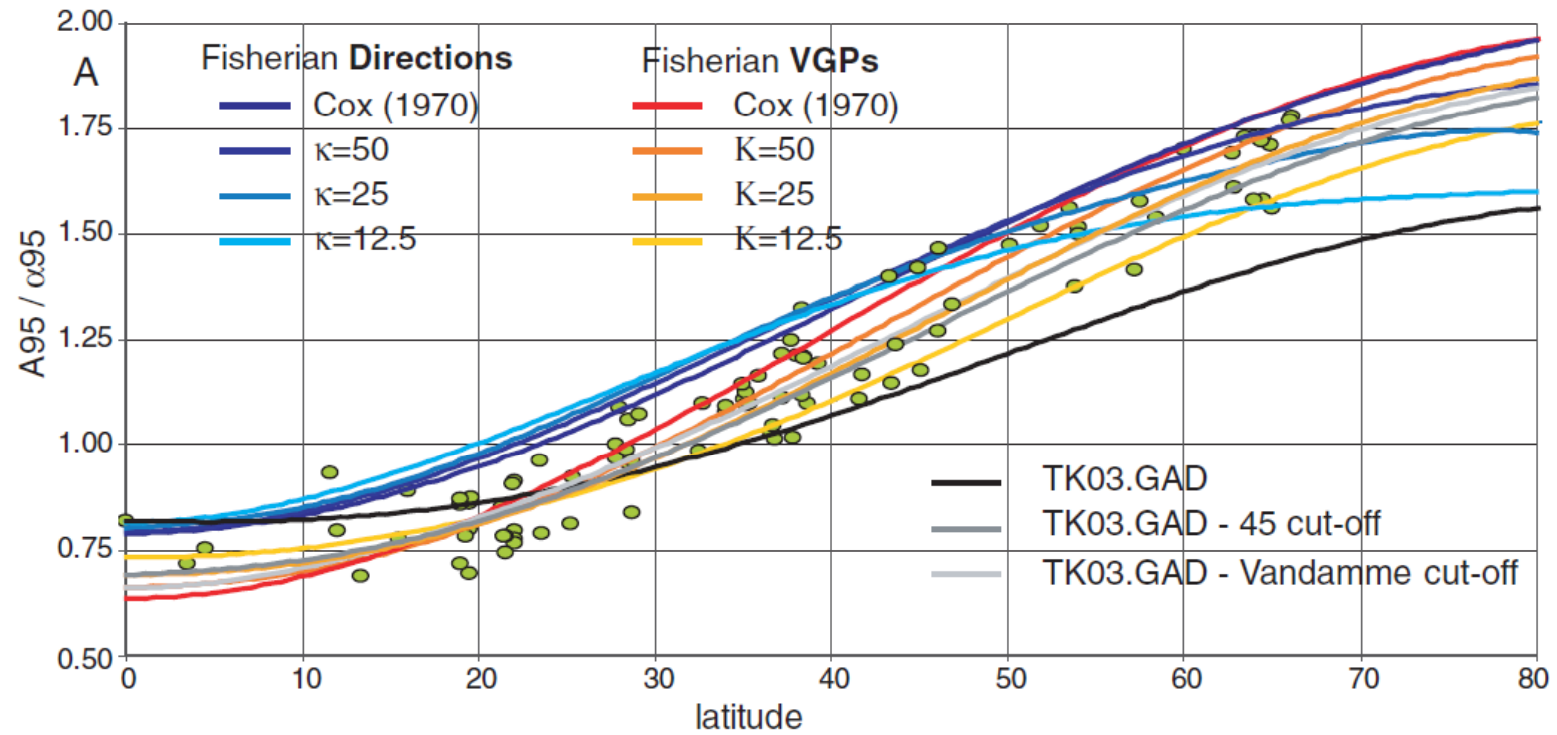


Figure 6. a) VGPs from geomagnetic vectors evaluated at 30°N (site of observation shown as square). The geographic pole is shown as a triangle. A set of VGP positions at 60°N are shown at the site of observation [squares in (a)] converted from the black ring. b) Directions observed at the site of observation square in a) converted from black ring of VGPs in a) which correspond to the VGP positions at 60°N. These directions have been projected along expected direction at site of observation (triangle). Note that a circularly symmetric ring about the geographic pole gives an asymmetric distribution of directions with a shallow bias.

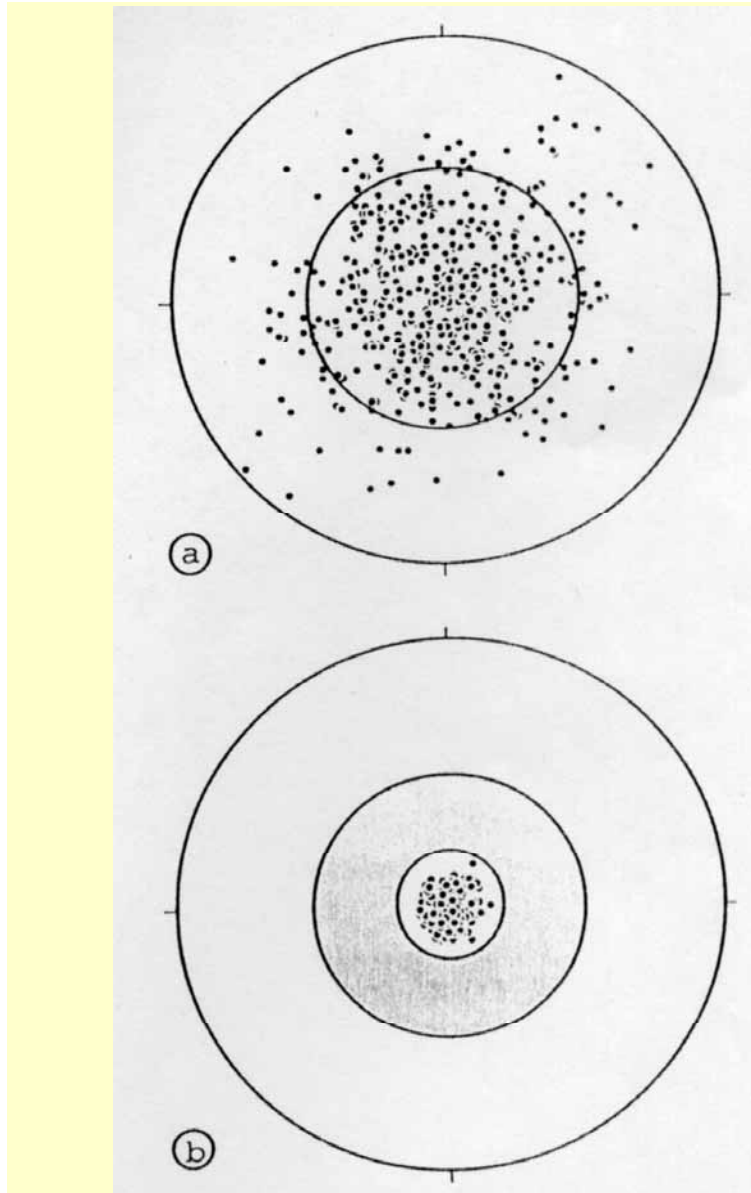
La estadística de Fisher debería ser aplicada a la población de PGVs y no a la de direcciones.

(Si la dispersión se debe a variación paleosecular)

Tauxe y Kent 2004



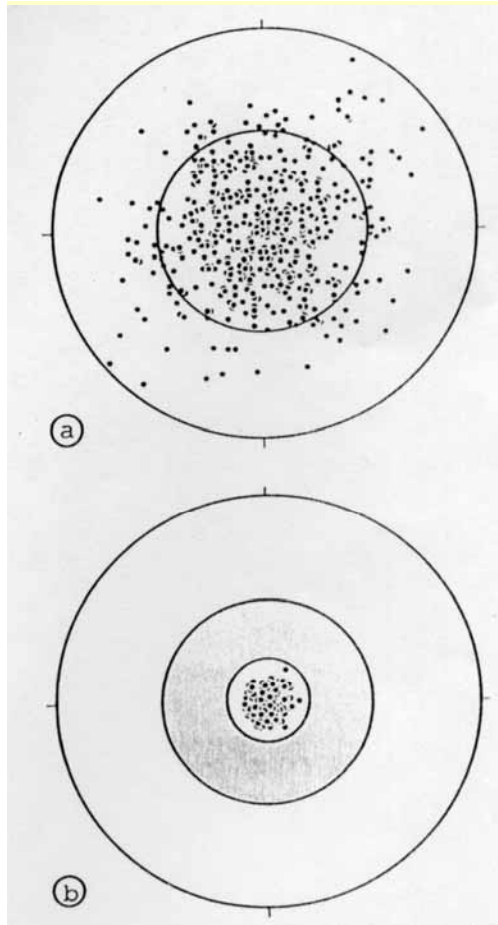
Deenen et al. 2011 (basado en Cox 1970)



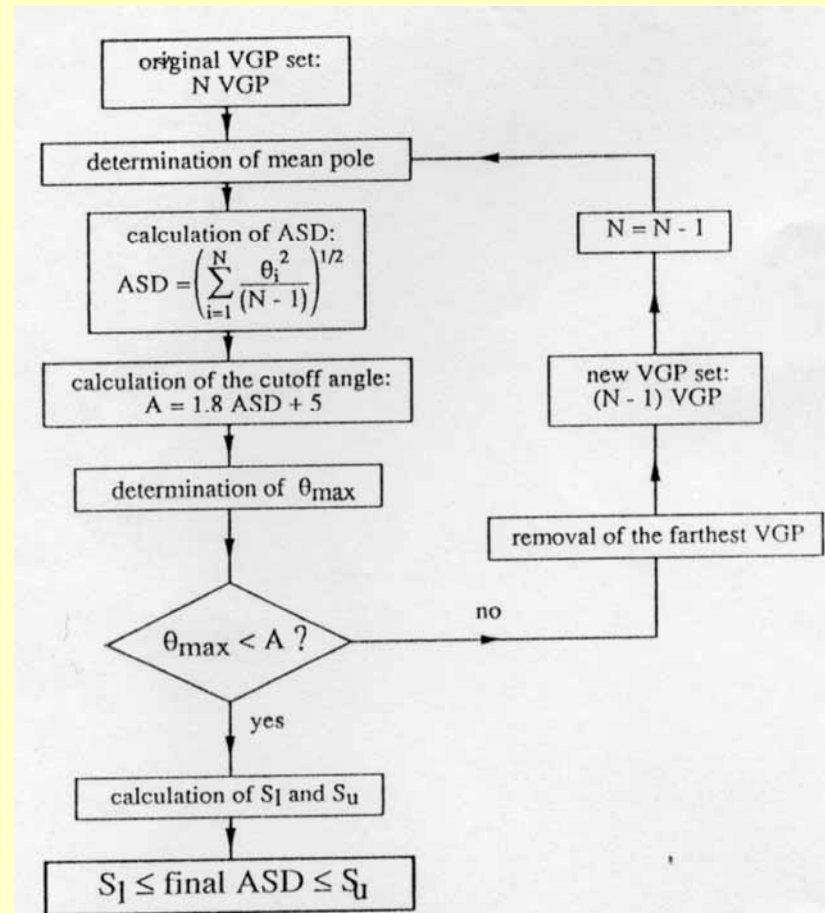
Cálculo del polo
paleomagnético como
promedio de PGVs

Opción 1: Incluir en el promedio
a aquellos datos que se
encuentren a una distancia
angular de la media, menor a
cierto valor fijo. Usualmente, 40°
(ventana de 40°)

Los valores excluidos son
considerados como registro de
direcciones transicionales del campo,
o mezclas mal resueltas, o
simplemente valores anómalos



Opción 2: Método de Vandamme (1994),
ventana de corte variable dependiendo de la
dispersión angular de la población



Campo magnético terrestre (CMT)

- Campo magnético instantáneo (actual)
- Variación temporal
- Modelo de geodínamo
- Campo promediado en el tiempo, hipótesis del GAD
- Cálculo de PGV y polos paleomagnéticos
- Variación secular en el registro paleomagnético
- Reversiones de polaridad

Variaciones seculares

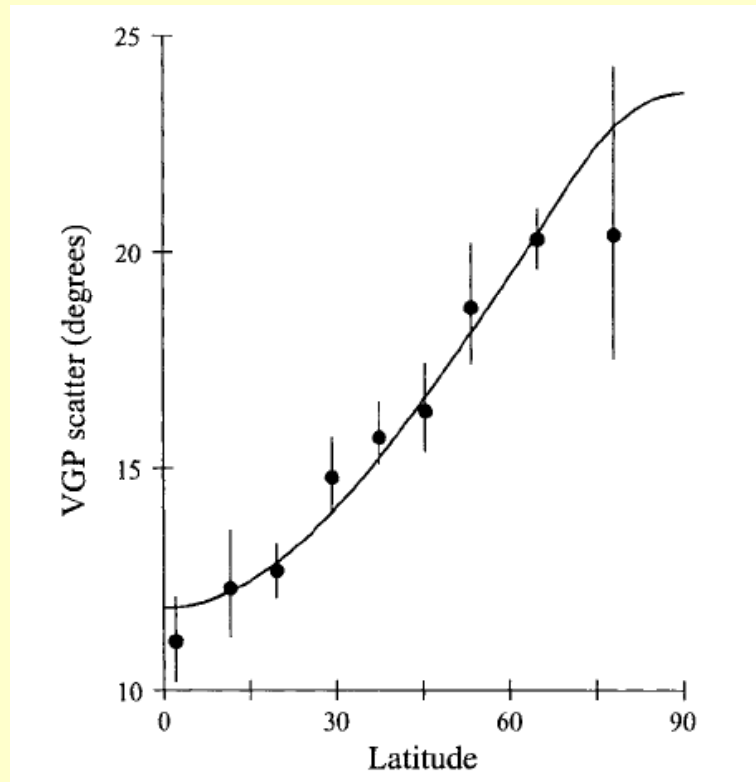
Variación secular: tasa de cambio del CMT.

Variación paleosecular: variación temporal del CMT que se manifiesta en la remanencia de las rocas.

Se puede evaluar en registros que permitan análisis de series temporales:

- Testigos de sedimentos: registro geológico continuo, pero la información paleomagnética es suavizada en el proceso de adquisición, la calibración de edad puede ser dudosa, difícil correlación entre secciones
- Sucesiones lávicas: registro preciso del CMT, pero discontinuo, y con dataciones puntuales

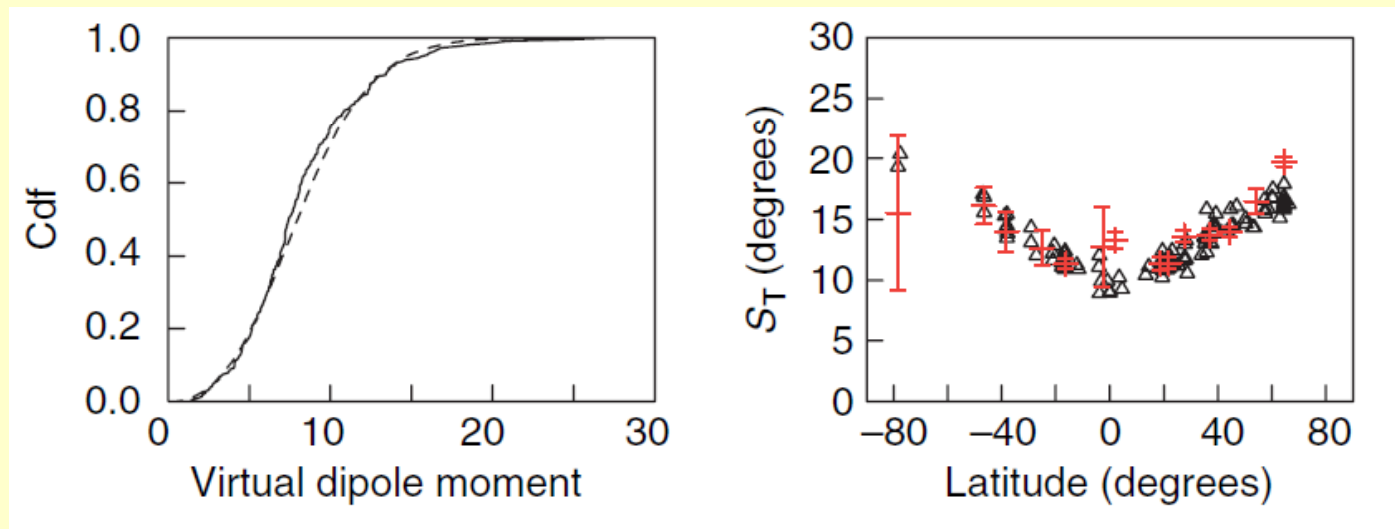
¿Qué dice la dispersión de los PGVs acerca del CMT?
 ¿Cómo se puede usar para evaluar la calidad del dato paleomagnético?



McFadden et al. (1988)
 representaron la VPS
 separando las contribuciones
 del dipolo (asimétrico) y del
 cuadrupolo (simétrico respecto
 al Ecuador), modelo G.

Modelo de variación paleosecular para los últimos 5 Ma

McFadden y McElhinny 1997



Constable y Parker (1988) propusieron el modelo CP88, el primero de varios modelos GGP (proceso Gaussiano gigante), tratando a los coeficientes de Gauss como variables aleatorias distribuidas normalmente

Modelo de Constable y Johnson 1999 (CJ98). A la izquierda datos acumulativos de paleointensidad, a la derecha la dispersión de PGVs, comparado con datos de los últimos 5 Ma.

CJ98 considera variabilidad en los coeficientes de Gauss, y anisotropía (gran varianza en el dipolo axial y en los cuadrupolos no axiales)

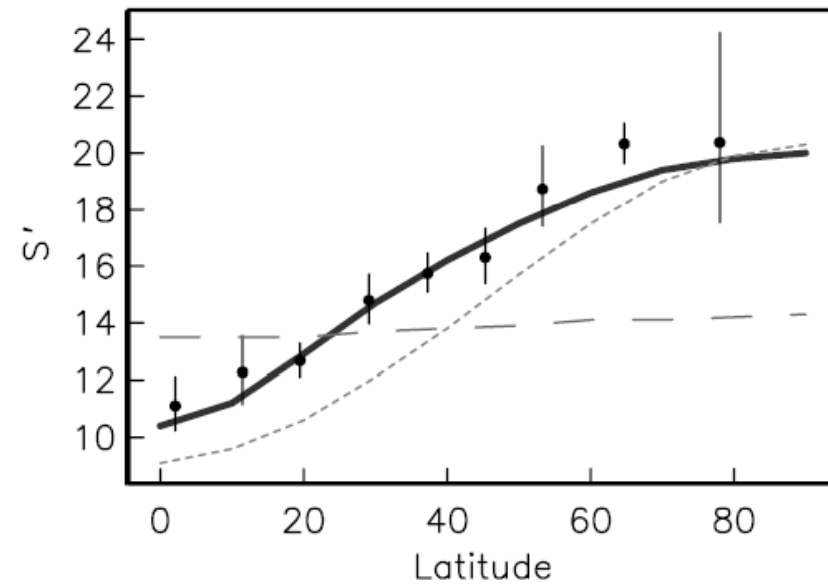
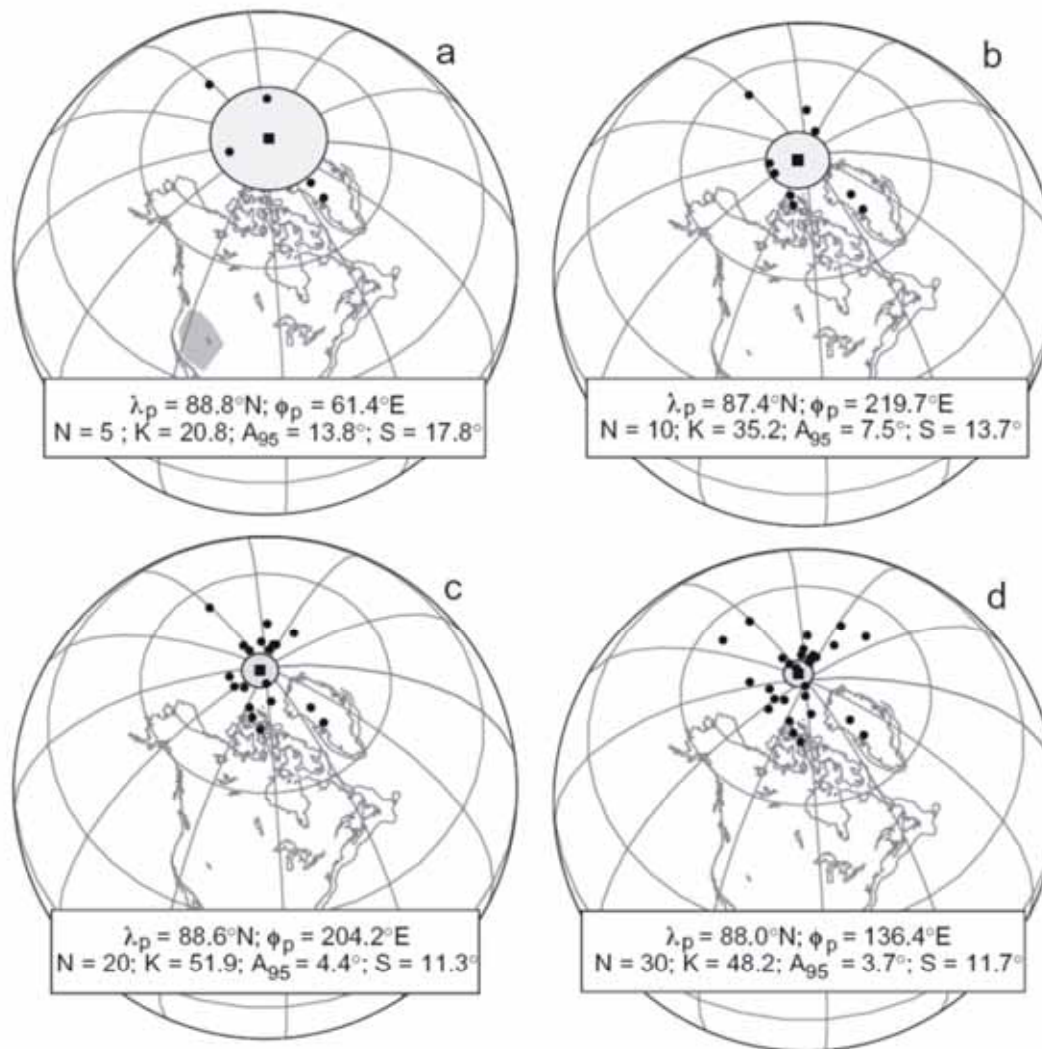


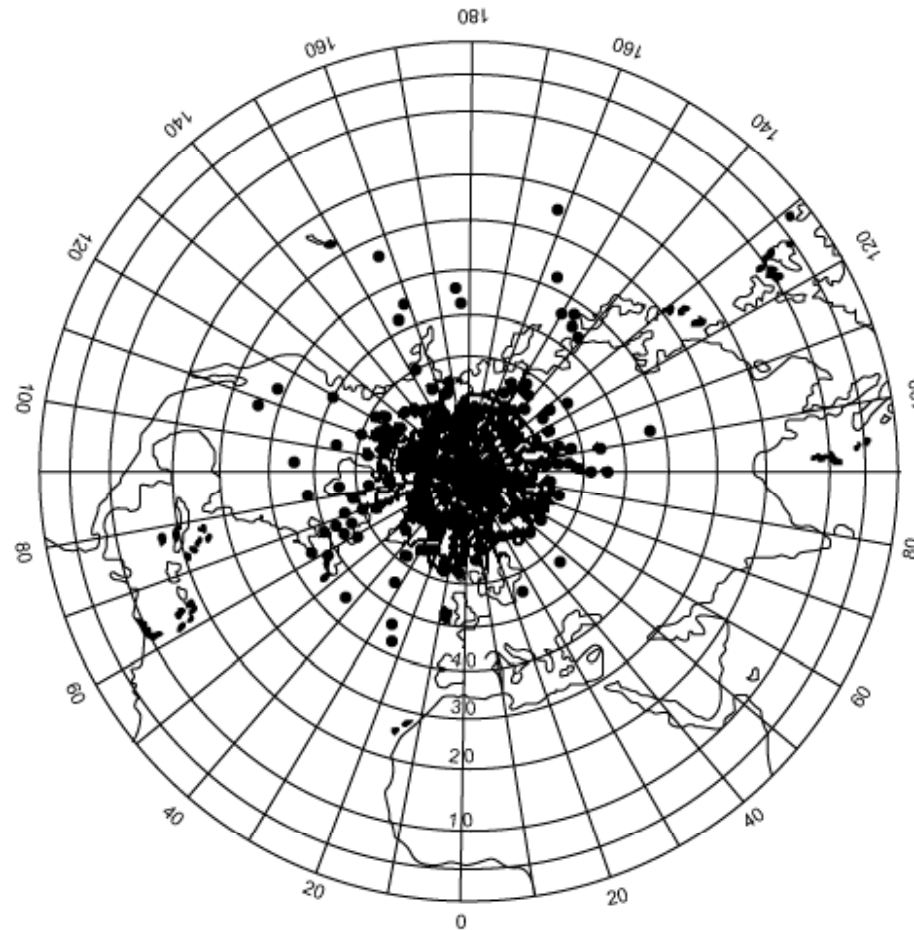
Figure 2. Estimated behavior of S' from the data compilation of MM97 (circles). The dashed line is the predicted behavior from CP88.GAD, the dotted line is from CJ98.GAD and the heavy solid line is from TK03.GAD.

TK03, modelo del grupo GGP, con mayor varianza en los coeficientes gaussianos asimétricos que en los simétricos

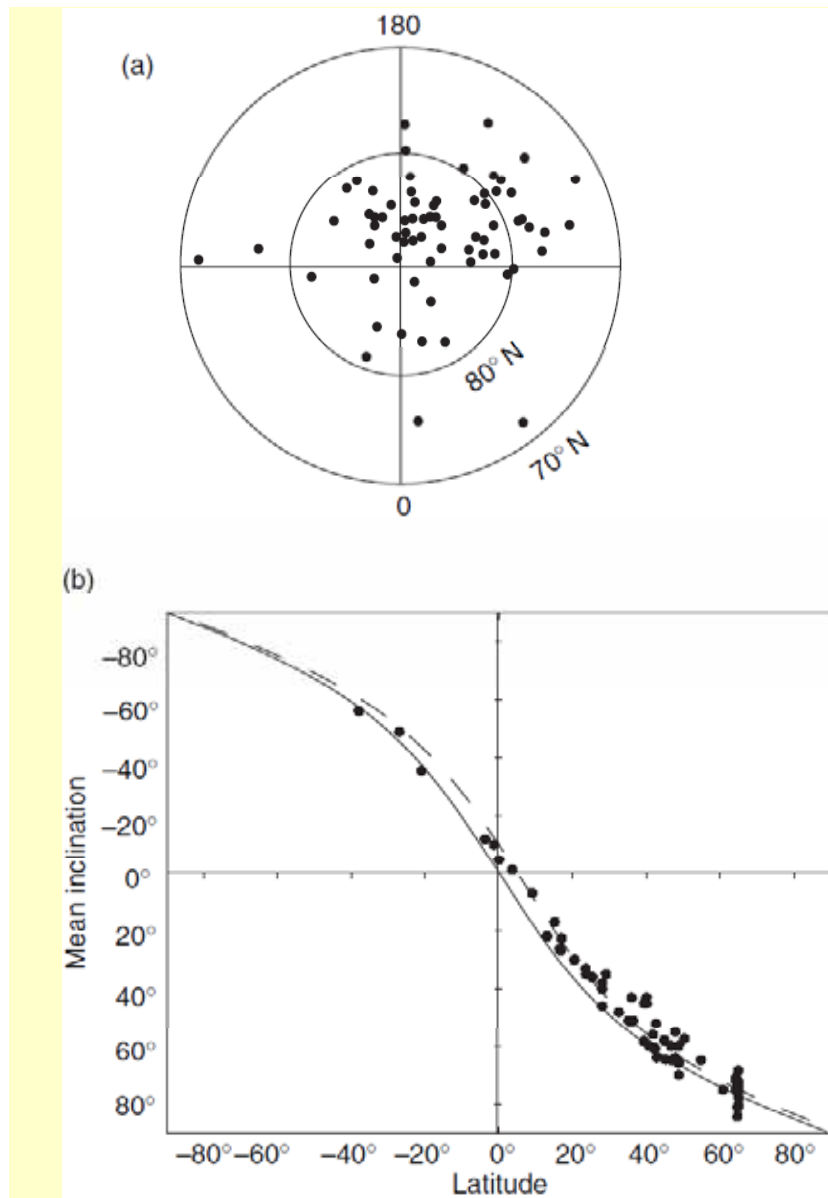
Tauxe y Kent 2004



El promedio de unos pocos polos geomagnéticos virtuales obtenidos de lavas holocenas coincide con el eje de rotación. A mayor número de mediciones menor error



Polos geomagnéticos virtuales obtenidos de 2000 lavas para los últimos 20 millones de años (Tarling, 1971)

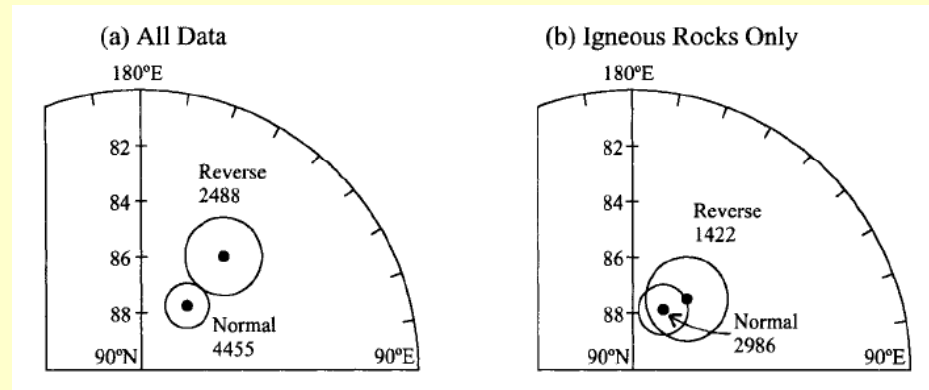
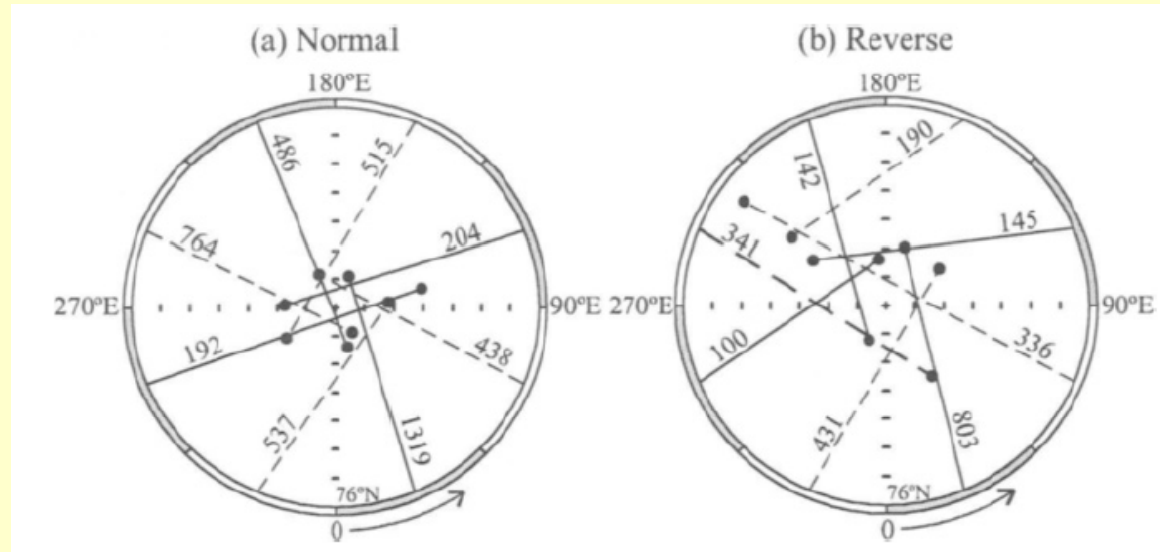


Apartamientos del GAD

Wilson 1971: Datos de 25 Ma, están desplazados con respecto al eje (efecto «far-sided»)

Wilson 1970: datos del Terciario, coinciden con la línea punteada, inclinación que generaría un dipolo desplazado 306 km hacia el norte (¿contribuciones de componentes distintas al dipolo?)

El efecto "Far-Side"



- El efecto es más notable para rocas sedimentarias (¿error de inclinación?)

McElhinny y McFadden, 2000

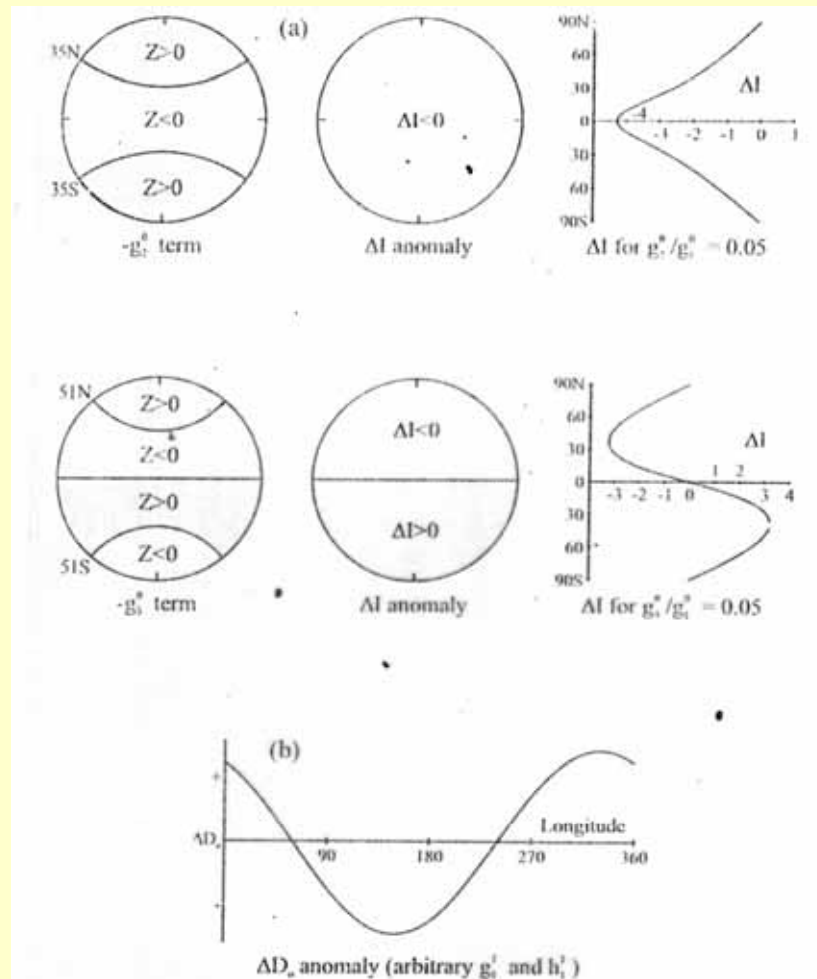
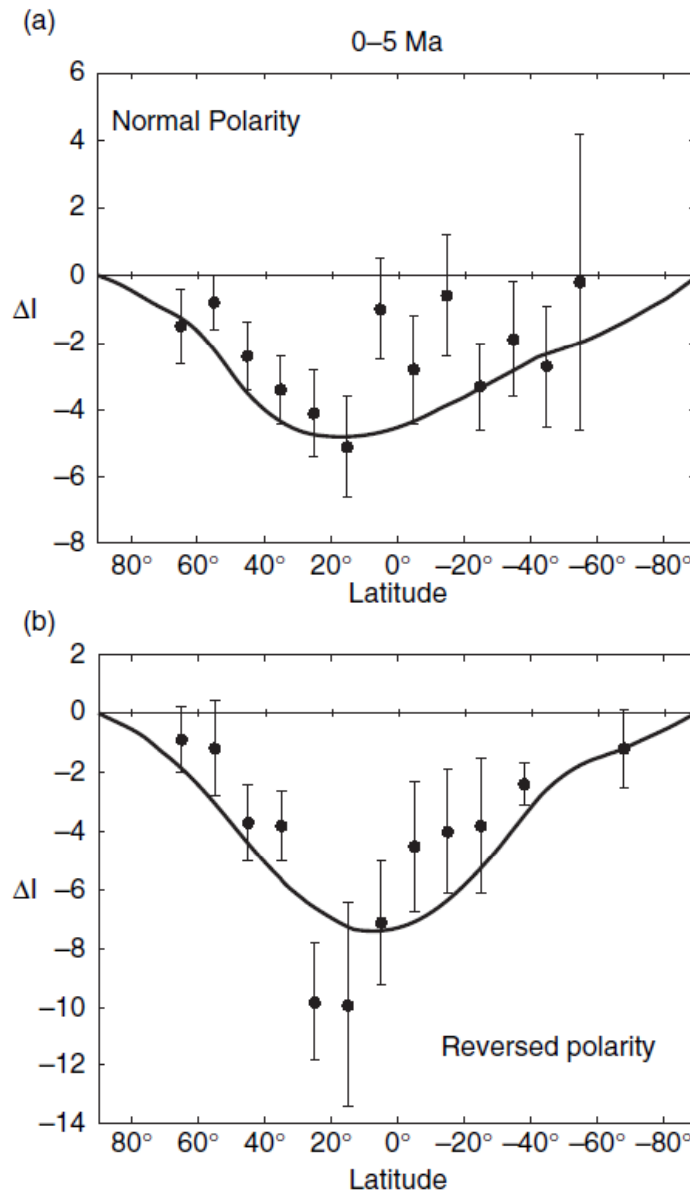


Fig. 6.6. (a) Latitude variation of the vertical component Z of the zonal harmonics $-g_2^0$ and $-g_4^0$. When these terms are added to the present geocentric axial dipole field ($-g_1^0$) they produce an inclination anomaly ΔI . (b) When added to the geocentric axial dipole field, g_1^1 and h_1^1 produce a declination anomaly ΔD that is a function of latitude. This may be normalized to the equator to produce ΔD_e that has a sinusoidal variation with longitude. After McElhinny *et al.* (1996a).

La presencia significativa de términos cuadrupolares (g_2) u octupolares (g_3) en el campo paleomagnético en períodos largos produce una distorsión de las mediciones de inclinación respecto a la latitud.

El far-side effect podría explicarse por la presencia de componentes cuadrupolares en el campo promedio



Importancia de los términos cuadru y octupolares en el CMT

Cuadrapolo 5%, octupolo -1,7%

Para los últimos 5 Ma. Merrill y
McElhinny, 1977

Cuadrapolo 8,3%, octupolo -3,4%

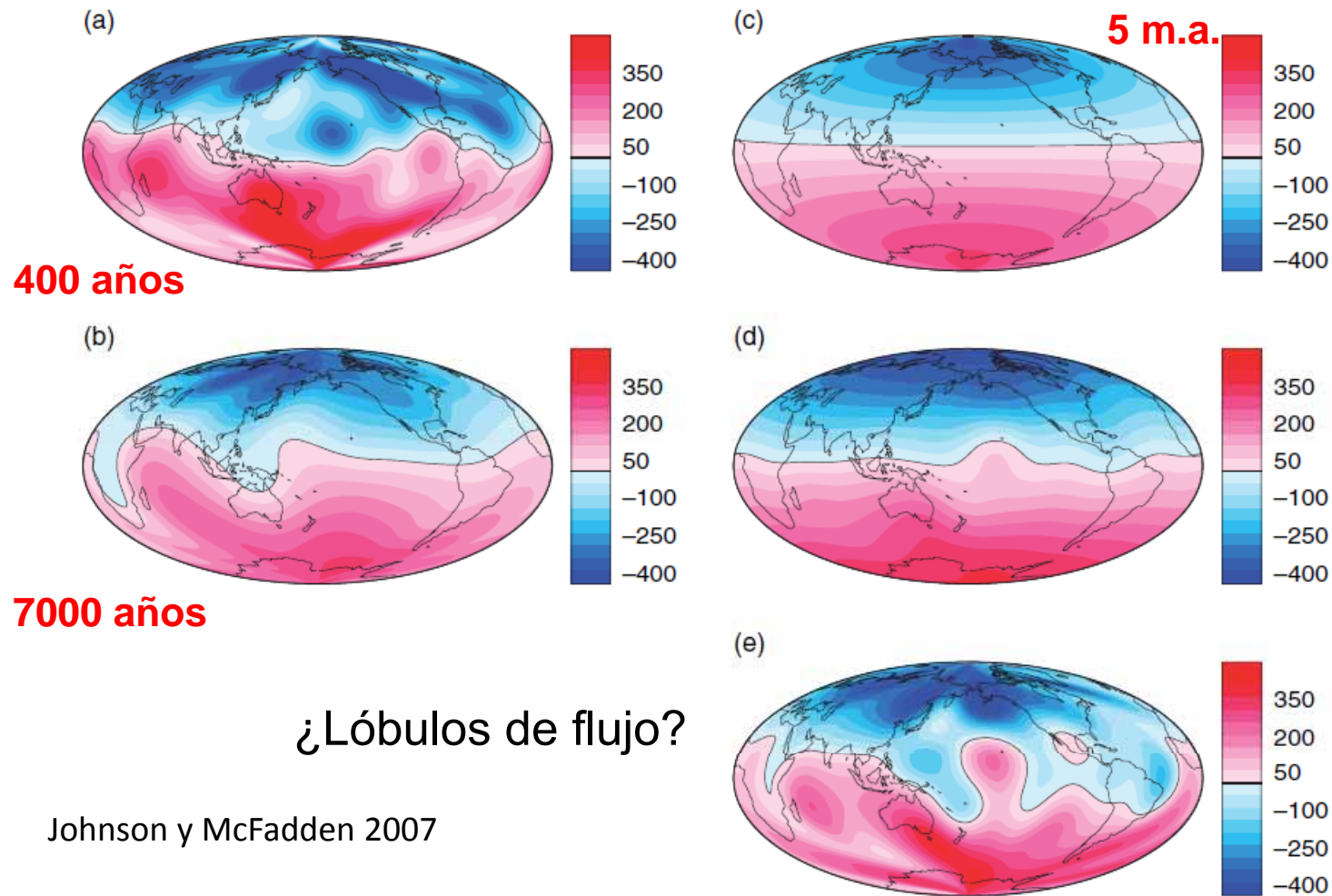
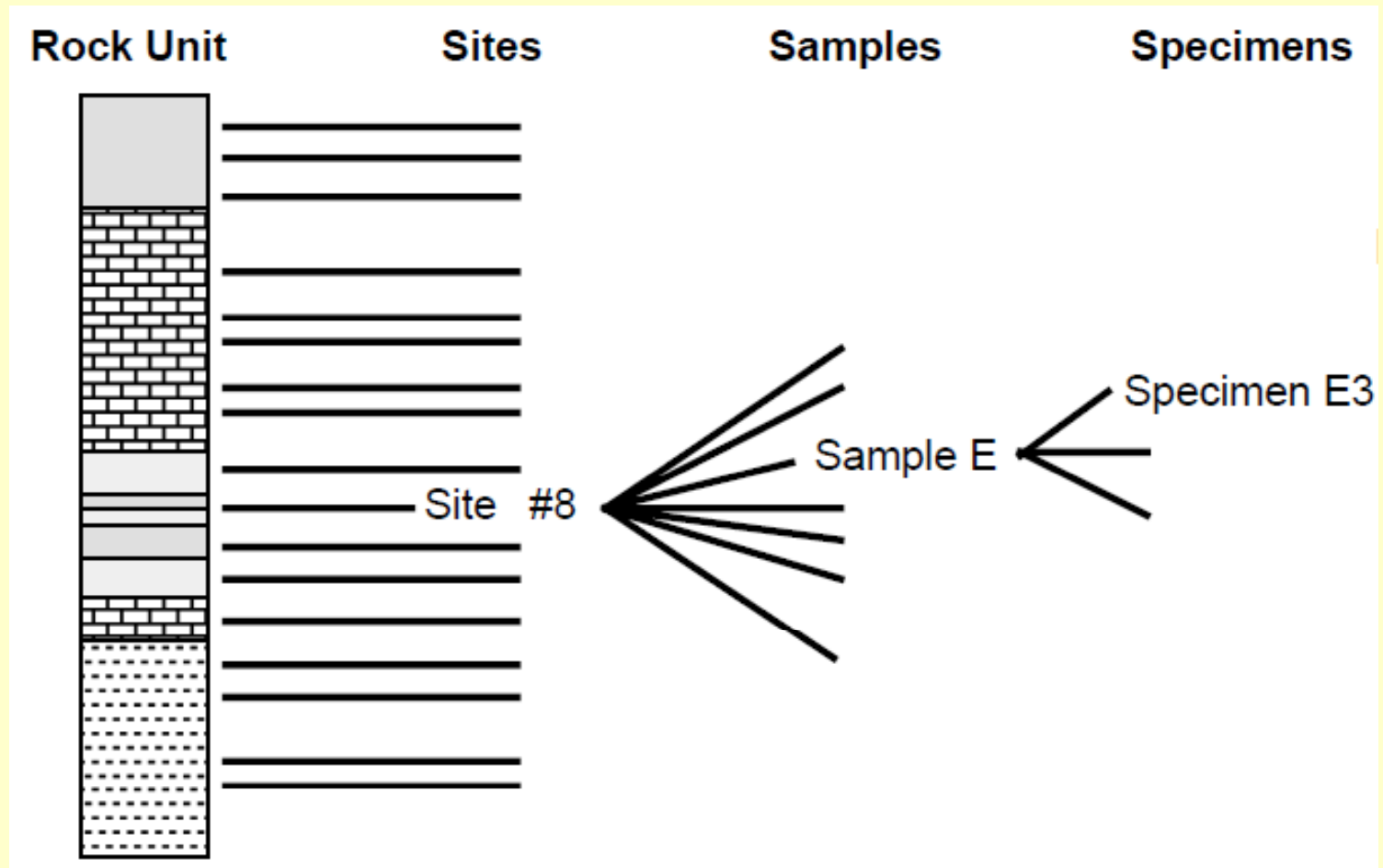


Figure 20 Time-averaged radial magnetic field, (B_r), at the core-mantle boundary (CMB), on different timescales. Units are μT . (a) Historical field: 1590–1990, Model GUFM1 (Jackson *et al.*, 2000) (b) Archeofield: 0 – 7 ka, Model CALS7K.2 (Korte and Constable, 2005), (c) Paleofield: 0–5 Ma, axial dipole plus axial quadrupole field (see text), (d) Model LSN1 (Johnson and Constable, 1997) (e) Model LN1 (Johnson and Constable, 1995).

Muestreo Paleomagnético



Campo magnético terrestre (CMT)

- Campo magnético instantáneo (actual)
- Variación temporal
- Modelo de geodínamo
- Campo promediado en el tiempo, hipótesis del GAD
- Cálculo de PGV y polos paleomagnéticos
- Variación secular en el registro paleomagnético
- Reversiones de polaridad

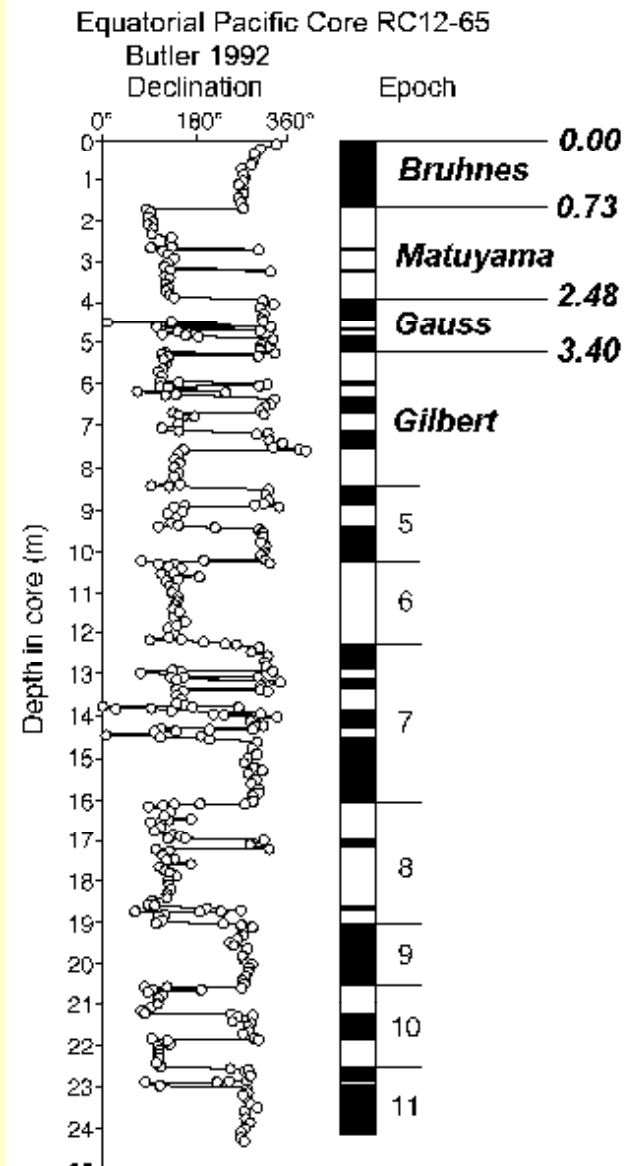


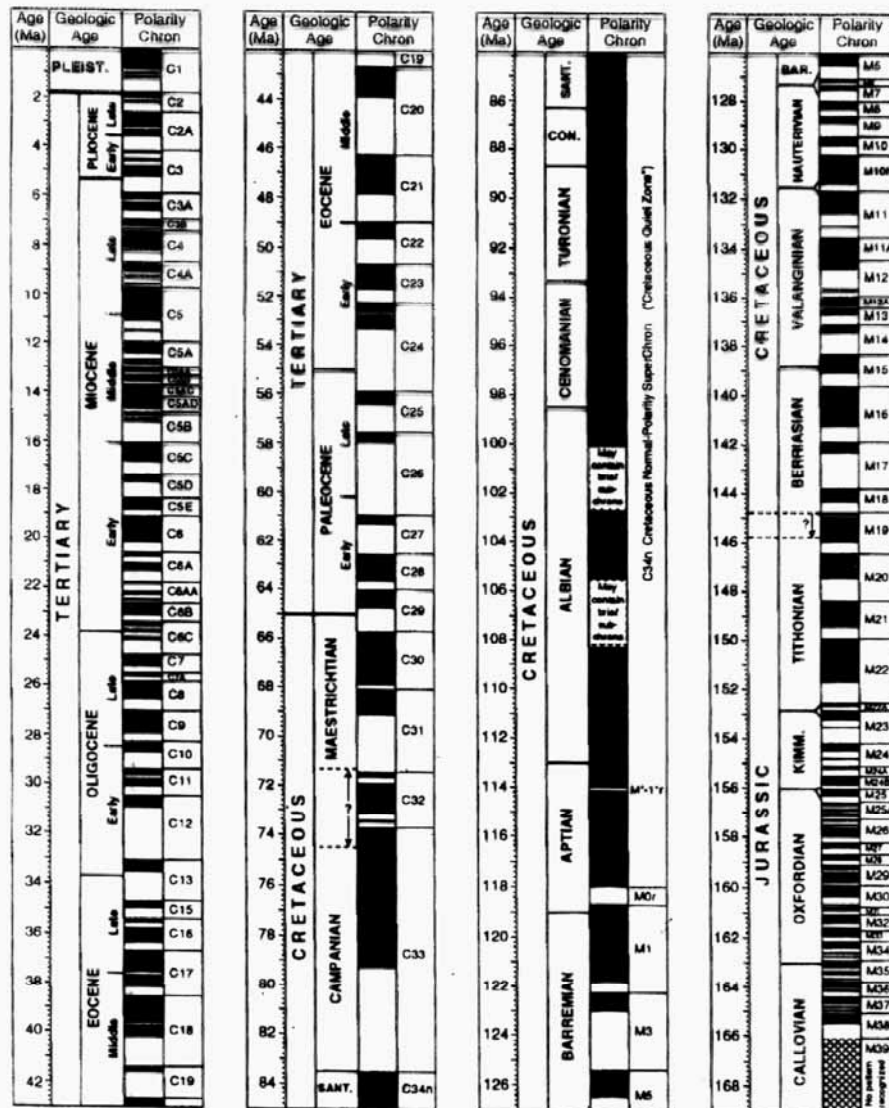
Fig. 1. This photograph of Bernard Brunhes was taken in 1899 (enlarged from a group photograph).

Reversiones de polaridad del CMT

Se conoce su existencia a partir del registro paleomagnético, ya que:

- la MRN de ciertas rocas tiene aproximadamente la misma dirección que el CMT actual pero con sentido opuesto
- al ser sometidas a experimentos, las mismas rocas se magnetizaban en la dirección del campo presente (no había autorreversión)
- la polaridad reversa aparece en la misma proporción que la normal
- rocas de igual edad geológica, pero diferentes en ubicación, litología, etc., tenían igual polaridad
- rocas calentadas por cuerpos intrusivos tenían una polaridad similar a la de estos cuerpos.





Cuadro Patrón de Reversiones de Polaridad del CMT

(Ogg, 1997)

MAGNETIC POLARITY TIME SCALE

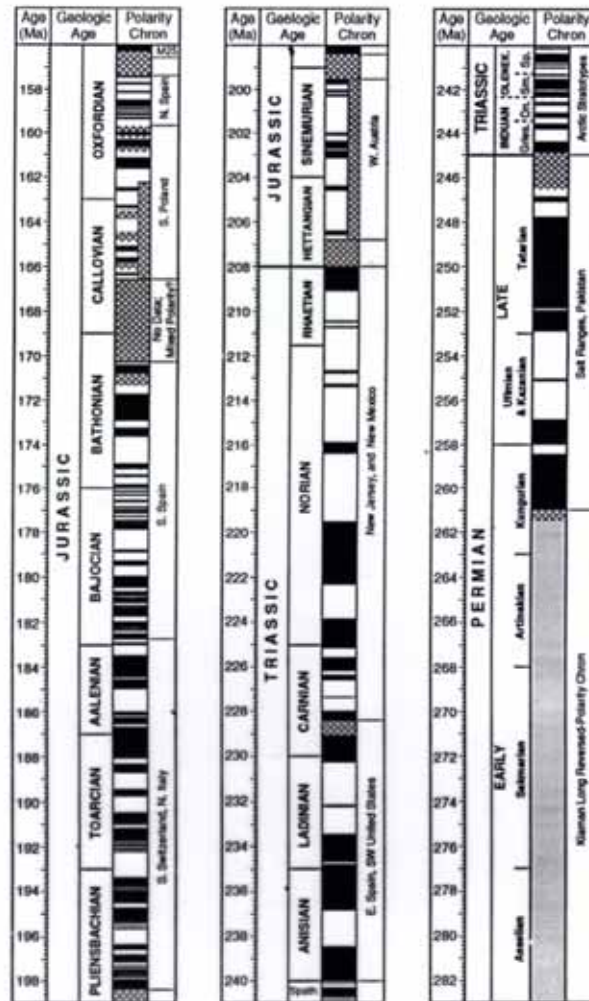


Figure 3. Jurassic to Permian magnetic polarity time scale (from magnetostratigraphy). Normal-polarity chrons (Table 3) are shown in black, reversed-polarity chrons are white; intervals lacking magnetostratigraphy studies or having uncertain validity are cross-hatched.

Cuadro Patrón de Reversiones de Polaridad del CMT

(Ogg, 1997)

Época o cron de polaridad: unidad cronológica caracterizada por una polaridad geomagnética por lapsos de 10^5 - 10^6

llevan nombres de pioneros:

Bernard Brunhes, trabajó con lavas en Francia

M. Matuyama, trabajó con lavas de Corea y Japón

Evento de polaridad: unidad cronológica caracterizada por una orientación geomagnética a lo largo de 10^4 - 10^5 years

llevan el nombre de los lugares donde se descubrieron: e.g.,

Olduvai Gorge en Kenya, Africa

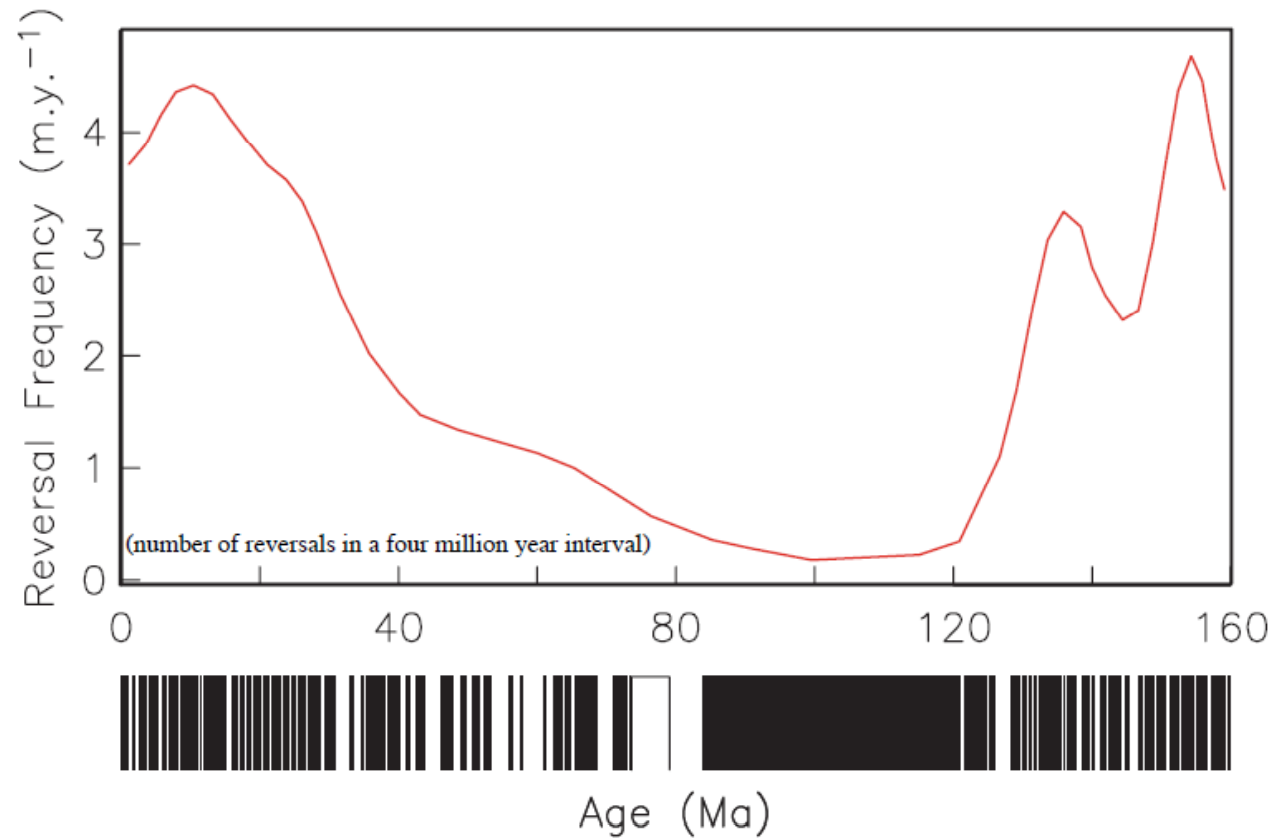
los errores estándar en las edades K-Ar suelen ser mayores que la duración del evento

Excursiones de polaridad: eventos breves en los que no se completa la reversión

VGP se mueven $< 80^\circ$

llevan el nombre de los lugares donde se descubrieron e.g.,

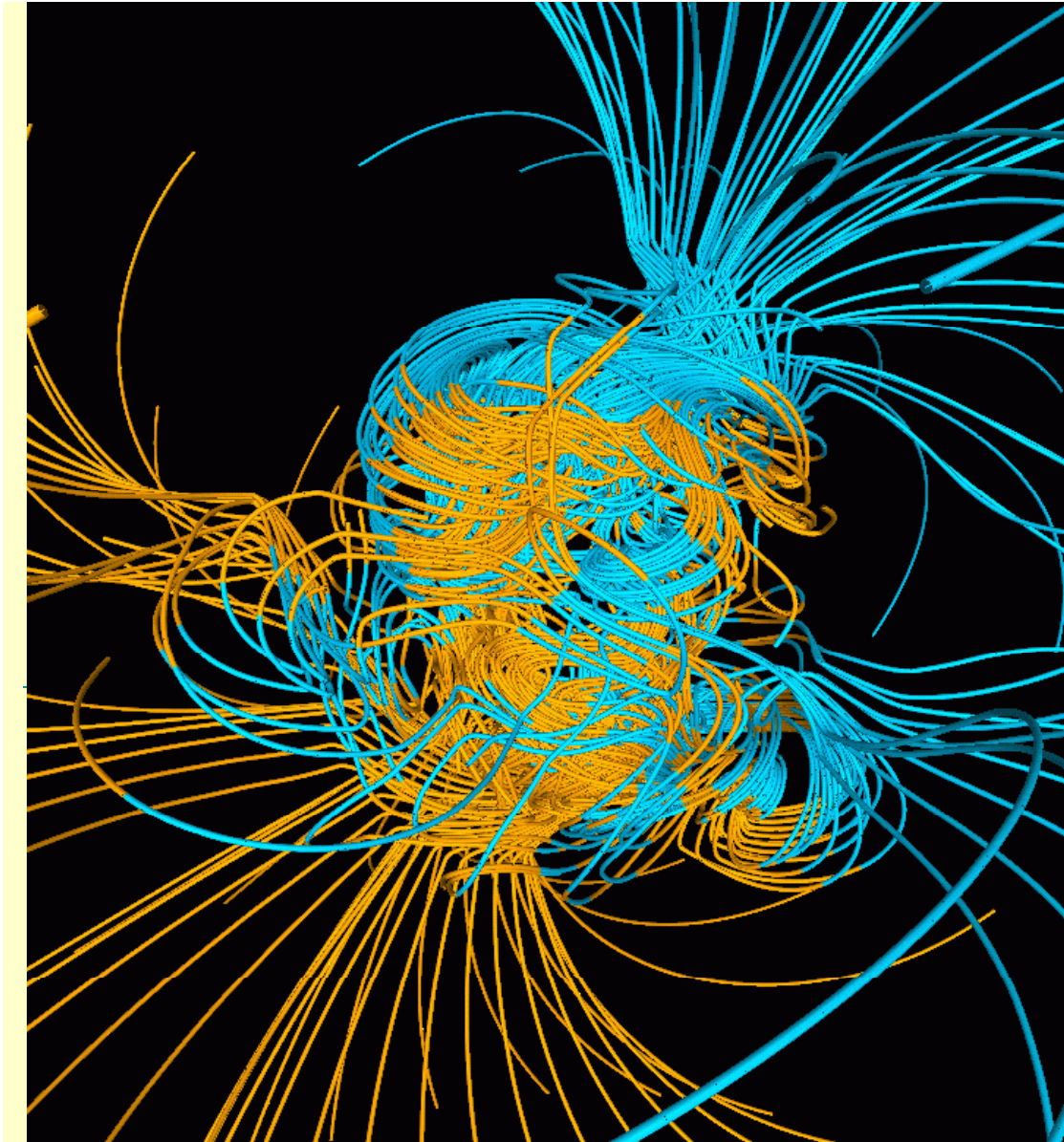
"Gothenburg Flip" 12.4-12.35 Ka



Según Merrill et al. (1998): la distribución de frecuencias de reversiones no puede explicarse por un régimen único.

Existirían dos estados del CMT: uno con reversiones de polaridad y otro sin.

¿Regímenes energéticos distintos del núcleo?



**Reversión de
polaridad del
CMT según un
modelo numérico
(Glatzmaier y
Roberts, 1995)**

- 1) 500 años antes
de una reversión
- 2) Durante la reversión
- 3) 500 años
después de la
reversión

En estudio:

Relación entre rasgos de la variación secular, y rasgos en la rotación terrestre (bamboleo de Chandler, duración del día). ¿Acoplamiento electromagnético entre manto y núcleo?

Distribución de amplitudes de los jerks, ¿qué nos dice sobre la conductividad del manto?

Deriva hacia el oeste de las estructuras magnéticas, ¿refleja movimiento del núcleo con respecto al manto?