

**S03** *Geomagnetismo e Aeronomia*  
*Geomagnetismo y Aeronomía*  
*Geomagnetismo e Aeronomia*  
*Geomagnetism and Aeronomy*

***Chairpersons:***

Alexandra Pais

Alicia García García

Juan José Curto Subirats

Pedro Silva



## Aurkibidea/Índice/Índice/Index

Predicción y monitorización de corrientes inducidas geomagnéticamente en transformadores de alta tensión en Cataluña <i>Prediction and monitoring of geomagnetically induced currents in high voltage transformers of Catalonia.....</i>	221
<b>J. Miquel Torta, Lluís Serrano, J. Ramon Regué, Albert M. Sánchez, Xavier Sans, Elionor Roldán</b>	
Modelización de la Variación Secular del Campo Geomagnético a partir de Datos Marinos y de Observatorios <i>Regional geomagnetic secular variation modeling from analysis of marine cross-over and observatory data .....</i>	225
<b>F. Javier Pavón-Carrasco, Àngela Talarn, J. Miquel Torta, Manuel Catalán, Takemi Ishihara</b>	
Redes neuronales en el campo de la detección automática de comienzos bruscos de tormentas geomagnéticas <i>Neural networks in the field of automatic detection of Geomagnetic Sudden Commencements.....</i>	231
<b>A. Segarra, J. J. Curto</b>	
Evolución espacio-temporal del campo magnético de la Tierra en Europa <i>Spatial and temporal evolution of the Earth's magnetic field for Europe.....</i>	235
<b>Pavón-Carrasco, F. J., Osete, M. L., Torta, J. M.</b>	
Análisis de la relación entre las variaciones del contenido de electrones ionosférico (ROT) y el error en el posicionamiento puntual preciso (PPP). <i>Analysis of the relationship between the variations of ionospheric electron content (ROT) and the error in precise point positioning (PPP).....</i>	241
<b>I. Rodríguez-Bilbao, G. Rodríguez-Caderot, S. M. Radicella, M. Herráiz, L. Ciruolo, B. Moreno, M. C. De Lacy</b>	
Estudio del efecto de la tormenta magnética de diciembre del 2006 en el contenido total de electrones ionosférico, TEC, registrado en la Península Ibérica. <i>A study of the effect of the December 2006 magnetic storm on the ionospheric total electron content, TEC, registered in the Iberian Peninsula. ....</i>	249
<b>M. Rodríguez-Bouza, M. Herráiz, G. Rodríguez-Caderot, S.M. Radicella, L.Ciraolo</b>	



# Predicción y monitorización de corrientes inducidas geomagnéticamente en transformadores de alta tensión en Cataluña

## *Prediction and monitoring of geomagnetically induced currents in high voltage transformers of Catalonia*

J. Miquel Torta<sup>(1)</sup>, Lluís Serrano<sup>(1)</sup>, J. Ramon Regué<sup>(2)</sup>, Albert M. Sánchez<sup>(2)</sup>, Xavier Sans<sup>(2)</sup> y Elionor Roldán<sup>(3)</sup>

<sup>(1)</sup> Observatori de l'Ebre, (OE), CSIC - Universitat Ramon Llull, Horta Alta 38, 43520 Roquetes, [jmtorta@obsebre.es](mailto:jmtorta@obsebre.es)

<sup>(2)</sup> GRECO, La Salle, Universitat Ramon Llull, Quatre Camins 30, 08022 Barcelona., [jramon@salle.url.edu](mailto:jramon@salle.url.edu)

<sup>(3)</sup> Endesa Distribución Eléctrica S.L., Av. Paral·lel, 51, 08004 Barcelona, [elionor.rolدان@endesa.es](mailto:elionor.rolدان@endesa.es)

### SUMMARY

*Results from an assessment of geomagnetically induced currents (GICs) in some HV/HV transformers in Catalonia will be given. A power grid model has been built and the geomagnetic records of Ebro Observatory have been used to determine the geoelectric field variations in the grid on the occasion of extreme events. The forensic analysis revealed that the largest magnitude of the geomagnetic field change at Ebro Observatory, which keeps archives since 1910, reached an intensity of 177 nT/min. This empirical upper limit is much lower than the intensities that triggered power system impacts at higher latitude regions, such as the Quebec grid blackout during the March 1989 storm (which was of 479 nT/min), although other power grid impacts of importance have been observed at levels lower than 100 nT/min. At such times the model predicts electric fields of the order of 0.7 V/km and currents over 40 A in the neutral of certain transformers. To validate the model we have developed a system for measuring and monitoring of transformer neutral current. The correlation between modelled and measured GICs at one of these transformers on the occasion of geomagnetic storms recorded since autumn 2011 is satisfactory. This project is the first effort of modelling and measuring GICs in Spain, and even in southern Europe.*

### 1. INTRODUCCIÓN

Como consecuencia de la ley de Faraday, asociadas a las variaciones en el tiempo del campo geomagnético se induce un campo eléctrico en la superficie de la Tierra. Este campo eléctrico actúa como una fuente de voltaje a través de las redes de transporte y distribución eléctrica, de modo que las corrientes inducidas en ocasión de grandes tempestades geomagnéticas (conocidas como corrientes inducidas geomagnéticamente o GICs) pueden dañar los transformadores de las mismas.

Estos efectos perniciosos habían sido generalmente observados únicamente en altas latitudes geomagnéticas, tales como en Canadá o en Escandinavia. Sin embargo, con motivo de las Halloween Storms de 2003, se registraron afectaciones en redes eléctricas en latitudes similares o incluso más bajas que las de España, como es el caso de Sudáfrica (Gaunt and Coetzee, 2007). Se ha detectado (Torta et al., 2012) que la amplitud de las variaciones de la intensidad horizontal del campo geomagnético y, lo que es más importante para la generación del campo geoelectrico, su primera derivada respecto al tiempo ( $dH/dt$ ), fueron en ese evento apreciablemente superiores en el Observatorio del Ebro que en el de Hermanus, en Sudáfrica. Por tanto, es necesaria una evaluación del efecto de las tormentas magnéticas sobre la red Española.

### 2. EXTREMOS EN EL OBSERVATORIO DEL EBRO

Para inferir el grado de vulnerabilidad de los sistemas tecnológicos terrestres frente a un hipotético episodio de tormenta geomagnética extrema, resulta lógico recurrir a los episodios históricos más severos jamás registrados. Para ello nos fijaremos, como se ha dicho, en la magnitud de  $dH/dt$ , puesto que son las variaciones del campo magnético quienes determinan el campo eléctrico inducido en la Tierra y en consecuencia también las corrientes que circulan por la red eléctrica.

El Observatorio del Ebro conserva registros del campo magnético desde el año 1910, con excepción del periodo que abarca de abril de 1938 a diciembre de 1941. De entre ellos, se escogieron los eventos históricos con los valores más altos del índice geomagnético  $aa$  y se digitalizaron los magnetogramas. A estos datos históricos se les añadieron los eventos que superaron las 50 nT/min desde 1980 (es decir, de los 3 últimos ciclos solares y de los cuales ya disponemos de datos digitales). Ello nos proporcionó una tabla con valores que van desde esas 50 nT/min hasta un máximo de 177 nT/min el 24 de marzo de 1991. Las famosas tormentas de

Halloween en 2003 o la de 1989 que produjo el apagón en Quebec no aparecen hasta el 6º y 5º lugar del ranking, respectivamente. Este resultado puede parecer, en principio, un tanto sorprendente, puesto que esas tormentas se corresponden con los índices magnéticos mayores. El pico tan grande en la derivada del campo en la tormenta de 1991 y en otras es debido al comienzo tan brusco de las mismas. En realidad ese evento produjo la GIC más grande jamás medida en el sistema de transporte eléctrico finlandés de 400 KV (que cuenta con registros desde 1977), llegando a los 201 A en el neutro de uno de los transformadores (Pulkkinen et al., 2008). Esos comienzos bruscos en latitudes bajas superan en algunas ocasiones el cambio de ritmo en las fases principales de las tempestades más severas. Este es uno de los motivos por los que no hay que descartar la posibilidad de efectos debidos a las GICs también en latitudes medias y bajas.

### 3. VULNERABILIDAD DE LA RED

El campo geoelectrico no solamente se ve afectado por las corrientes ionosféricas variables en el espacio y en el tiempo, sino que depende también de la conductividad del suelo. Y, a su vez, las corrientes inducidas en los neutros de los transformadores dependen de la topología de la red y de las características de los mismos. Se trata, pues, de un problema que debe resolverse en dos pasos: uno geofísico, pues debe obtenerse el campo geoelectrico en la superficie, en ocasión de esos eventos; y, otro ingenieril, pues debe calcularse el flujo de las GICs en la red eléctrica. La formulación para la determinación de las componentes del campo geoelectrico a partir de la amplitud de los cambios del campo geomagnético se simplifica en el caso de una onda plana que se refleja verticalmente en la superficie de la tierra, asumiendo en ésta una conductividad uniforme (Pirjola, 2002; Torta et al., 2012). En los cálculos realizados para la obtención del modelo se ha utilizado una conductividad homogénea efectiva de  $10^{-3}$  S/m basándonos en un modelo de resistividad eléctrica a partir de medidas magnetotéluricas, que abarca un perfil en dirección N-S desde los Pirineos hasta prácticamente la costa a lo largo de aproximadamente el meridiano 1ºE (Pous et al., 1995). En la figura 1 se muestra el resultado obtenido para las componentes Este y Norte (en V/Km) para el evento de 1991.

Puesto que las GICs pueden considerarse cuasi-continuas en comparación con los 50 Hz de la alterna, para la resolución del circuito eléctrico sólo se consideran resistencias en corriente continua, de manera que las corrientes que circulan por el mismo se

obtienen aplicando las leyes de Kirchhoff a cada nodo de la red (Lehtinen and Pirjola, 1985).

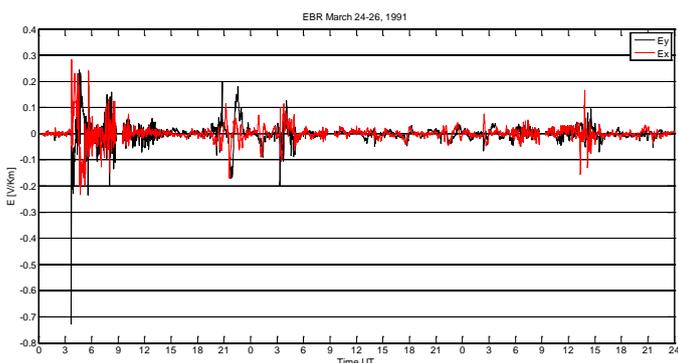


Figura 1 – Componentes horizontales del campo eléctrico en el Observatorio del Ebro el 24-26 de Marzo de 1991. (Horizontal electric field at Ebro Observatory on 24-26 March 1991.)

De la red eléctrica española de alta tensión nos centramos únicamente en la parte catalana y subestaciones colindante y, como primera aproximación, sólo en las líneas de 400 KV (Figura 2). Se calcularon los elementos de las matrices de admitancia de la red y de impedancias a tierra a partir de los parámetros resistivos de las líneas y de los transformadores, así como de su configuración en las subestaciones.

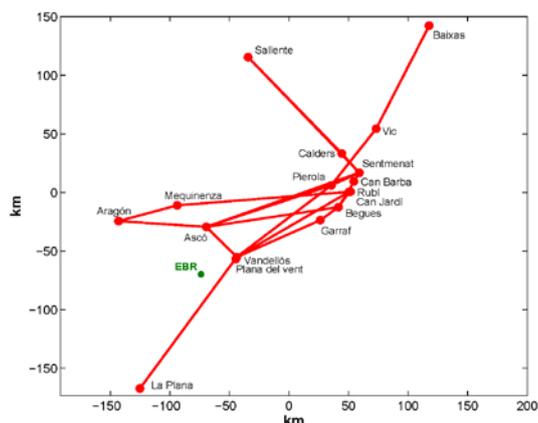


Figura 2 – Dibujo esquemático de la red eléctrica de 400 KV del NE de España con indicación de la posición de las subestaciones y del Observatorio del Ebro. (The North-eastern subset of the Spanish power transmission network, including only the 400 kV elements. The names of the substations and the location of EBR observatory are shown.)

Con las matrices calculadas y las posiciones de los nodos obtuvimos unas constantes propias de cada nodo. Con estas constantes y el campo eléctrico calculado a partir de los datos geomagnéticos del observatorio obtuvimos directamente las GICs, según (Viljanen and Pirjola, 1994):

$$GIC(t) = aE_x(t) + bE_y(t), \quad (1)$$

Sin embargo, debemos tener en cuenta que esa configuración de la red es cambiante y a menudo alguna de esas líneas y transformadores no están operativos o se instalan nuevos elementos. Las subestaciones con los valores mayores de las constantes  $a$  y  $b$ , y por tanto más susceptibles a las GICs son las más próximas a los extremos (aunque en los nodos frontera hay incertidumbre por la omisión del circuito adyacente y por tanto debemos obviarlas).

Tabla 1 - Transformadores más susceptibles a las GICs tomando como indicador sus constantes de red, en [A Km/V] (The most susceptible to GICs transformers according to their network constants, in [A km/V])

Subestación	Transformador	$a_t$	$b_t$
Can Jardí	ATR4	20.1	58.7
Rubí	ATR7	16.2	45.7
Rubí	ATR8	14.5	40.8
Sentmenat	ATR2	5.0	38.6
Sentmenat	ATR3	5.3	41.2
Sentmenat	ATR4	4.9	37.8
Ascó	TG1	-7.1	-49.4
Ascó	TG2	-7.1	-49.4

Puesto que en la mayoría de los casos las subestaciones están compuestas de varios transformadores, la corriente total que fluye en el nodo se comparte entre sus neutros. Con el fin de determinar la afectación individual en cada transformador hemos definido las constantes  $a_t$  y  $b_t$ , que se derivan de las constantes  $a$  y  $b$  a las que se les aplicó el divisor de corriente correspondiente. Así pues, las GICs que circulan por el neutro del transformador no dependen sólo de la longitud y de la geometría de las líneas que confluyen en ese nodo con respecto a la dirección del campo incidente sino que dependen a su vez del número y resistencias de los transformadores en el mismo. La Tabla 1 muestra los transformadores más susceptibles a las GICs según la magnitud de sus constantes, descartando como se ha dicho los pertenecientes a las estaciones que hacen frontera con el resto de la red española y francesa, por ser el modelo allí impreciso. En la Figura 3 mostramos las direcciones del campo geoelectrónico en las que se obtiene la GIC máxima en cada uno de los transformadores, donde claramente se ve que se alcanzarán para aquellos eventos en los que la dirección de ese campo coincida con la de las líneas. Dada la geometría de la red catalana, esa dirección es mayoritariamente ENE-OSO. La GIC máxima se obtiene para una determinada dirección o para aquella situada a  $\pm 180^\circ$ , pues una inversión del campo sólo cambia los signos de las GICs.

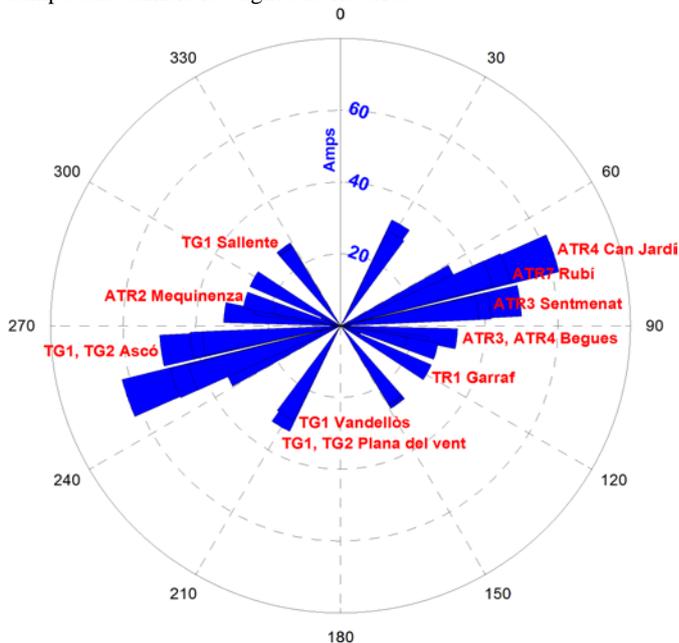


Figura 3 – Direcciones en las que se obtiene la máxima GIC (dada por la longitud de cada barra) en cada uno de los transformadores aplicando una intensidad de campo eléctrico horizontal de un 1 V/Km. (Directions in which the maximum GIC is obtained (given by the length of each bar) in each transformer when a horizontal electric field of 1 V/km is applied.)

#### 4. PREDICCIÓN DE LAS GICs

A partir de los resultados del modelo de la red hemos obtenido una predicción (retrospectiva) de las GICs que se hubieran medido

en el neutro de cada uno de los transformadores en ocasión de las mayores tormentas registradas en el Observatorio del Ebro. Para ello se ha supuesto la configuración actual de la red y con todos los elementos funcionando. En la Figura 4 puede observarse como en ocasión de ese comienzo de tormenta tan abrupto en 1991 pudieron haberse superado los 40 A en uno de ellos. La proporción entre las corrientes en un nodo u otro puede variar, pues en cada tormenta puede predominar bien una componente u otra del campo eléctrico y favorecer la inducción más en unas líneas u otras, según su orientación. Asimismo, podría darse el caso que en un determinado nodo con varios transformadores estén todos desconectados menos uno en ocasión de una gran tormenta, con lo que toda la corriente inducida circularía por su neutro, y sería por tanto incluso mayor que la de esos niveles máximos.



Figura 4 – GICs máximas en valor absoluto calculadas en los neutros de los transformadores de la red eléctrica de 400 kV del Noreste de España durante el periodo 24-26 de Marzo de 1991. (The maximum GICs in absolute value computed in the earthing leads of transformer neutrals of the 400 kV NE Spain power grid during 24-26 March 1991.)

El paso siguiente ha sido la estimación del período de retorno de un hipotético evento extremo. Nos hemos basado en los resultados de Thomson et al. (2011), quienes proporcionaron los valores máximos observados de la derivada de la intensidad horizontal del campo magnético y los valores que podrían ser observados cada 100 o 200 años, en función de la latitud geomagnética de distintos observatorios geomagnéticos europeos, según el ajuste de la cola de la distribución de probabilidad de Pareto, y con indicación de los límites de confianza al 95%. Para ello, aparte de descartar los datos situados por debajo de un determinado umbral, también se realizaron un par de manipulaciones previas a los datos geomagnéticos. En primer lugar se aisló el campo magnético de origen externo restando el nivel medio relativo a un día tranquilo (establecido para cada mes del año), obteniéndose así la intensidad  $H$  y la declinación  $D$  residuales. Por otro lado, se agruparon los eventos extremos distantes en menos de 12 horas (tomando el valor máximo del periodo) por considerarse que los mismos forman parte del mismo episodio de tormenta geomagnética.

Tabla 2 – Valores máximos medidos y los extremos estimados en el Observatorio del Ebro para la intensidad horizontal residual del campo magnético  $H$  (en nT), la declinación  $D$  residual (en grados) y sus derivadas (en nT/min y grados/min, respectivamente), para periodos de retorno de 100 y 200 años. También se muestran los intervalos de confianza al 95%. (The measured maximum and estimated 100-year and 200-year return levels for Ebro observatory, for the residual horizontal intensity  $H$  (in nT), the residual declination  $D$  (in degrees), and their derivatives (in nT/min and degrees/min, respectively), with their 95% confidence limits.)

Variable	Máx. med.	Ret. 100a	Intervalo confianza	Ret. 200a	Intervalo confianza
$H$	552	<b>706</b>	511 1358	<b>770</b>	534 1509
$dH/dt$	112	<b>308</b>	231 384	<b>428</b>	320 535
$D$	0.87	<b>1.42</b>	0.81 2.59	<b>1.67</b>	0.85 3.09
$dD/dt$	0.15	<b>0.25</b>	0.18 0.33	<b>0.31</b>	0.22 0.40

Esos resultados aparecían excesivamente altos para el Observatorio del Ebro en comparación con los de los observatorios con latitudes geomagnéticas similares. Ello puede ser debido a que se utilizaron datos que todavía contenían unos picos artificiales en el año 2001. Las predicciones realizadas por Thomson et al. (2011) han sido recalculadas tras haberles facilitado los datos geomagnéticos revisados para el período 2000-2010 (Tabla 2), obteniéndose un valor extremo de 308 nT/min para  $dH/dt$  para el periodo de retorno de 100 años. Este valor ha sido utilizado para obtener una cota aproximada de las magnitudes de las GIC que circularían en cada uno de los transformadores de la red eléctrica en el caso de que realmente se produjera ese valor extremo en el periodo de retorno de 100 años en el Observatorio del Ebro (Figura 5).

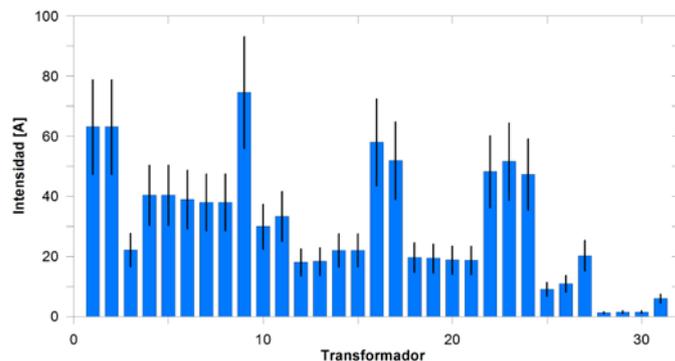


Figura 5 – GICs máximas estimadas en cada transformador ante un escenario de tormenta geomagnética extrema para un periodo de retorno de 100 años, y asumiendo que el evento fuese de carácter impulsivo según el Norte geomagnético. Las líneas verticales negras representan los intervalos de confianza al 95%. (The maximum GICs in each transformer as a consequence of an extreme geomagnetic storm scenario for a return period of 100 years, assuming an impulsive event along the geomagnetic North. Vertical black lines indicate the 95% confidence levels.)

5. MONITORIZACIÓN DE LAS GICs

Para poder validar el modelo es necesario medir las GICs reales en diferentes puntos de la red eléctrica y estos valores con los obtenidos mediante la predicción. Con esta finalidad se ha desarrollado un sistema de medición de corriente para ser emplazado en el neutro de los transformadores. El diagrama de bloques del sistema de medición se muestra en la Figura 6.

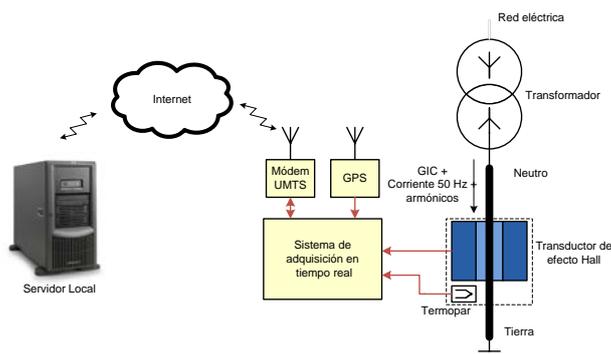


Figura 6 – Diagrama de bloques del sistema de medida de la GIC, la señal de 50 Hz, y sus armónicos. (Block diagram of the GIC measurement system, the 50-Hz signal, and its harmonics.)

La corriente que fluye a través del neutro se mide con un transductor de efecto Hall de lazo abierto, y un sistema de adquisición en tiempo real permite su digitalización a la frecuencia de muestreo de 1 kHz. La temperatura del sistema se mide constantemente a través de termopares para aplicar las correcciones necesarias y todos los datos se almacenan con la información horaria obtenida a través de la señal del Sistema de Posicionamiento Global (GPS). La información almacenada se transfiere diariamente a un

servidor local utilizando la red de telefonía móvil de tercera generación (UMTS), y se procesa de forma automática.

Cada minuto de información se analiza en el dominio de la frecuencia mediante la transformada rápida de Fourier (FFT). Además, la frecuencia de muestreo de 1 kHz utilizada por el sistema de medición no sólo permite la medición de la GIC (que en realidad se mide como una corriente continua en el intervalo de tiempo de un minuto), sino también la corriente de 50 Hz presente en el neutro debida a desequilibrios en la red eléctrica y/o en el transformador. En caso de producirse saturación de medio ciclo, se puede llegar a observar la evolución de todos los armónicos hasta los 500 Hz. Este análisis es esencial para conocer el nivel de saturación del núcleo del transformador inducido por la GIC y, si es necesario, para evitar un posible daño térmico. Por lo tanto, la evolución temporal de las amplitudes de la GIC, la corriente de 50 Hz y sus armónicos pueden ser analizados y, en el caso de la GIC, comparada con la predicción realizada por el modelo.

El primer prototipo de este sistema de medida ya ha sido instalado en uno de los transformadores, concretamente en el transformador TR1 de la subestación de Vandellòs. Aunque este no es uno de los transformadores más vulnerables, ha sido seleccionado por razones logísticas en la instalación.

## 6. VALIDACIÓN DEL MODELO

Para llevar a cabo la comparación de las GICs medidas y las que predice el modelo se requiere que se hayan producido tormentas magnéticas significativas que generen GICs por encima del umbral de ruido de los conversores del medidor. Por el momento, aunque no se ha producido ninguna tormenta de gran magnitud, sí que se han registrado una serie de eventos que prueban la existencia de GICs en el neutro del transformador de Vandellòs. En la Figura 7 se presentan las medidas de las GICs obtenidas en el neutro del transformador TR1 de Vandellòs durante el 24 y 25 de Octubre de 2011 y se comparan con las GICs calculadas en estos días. Para realizar el cálculo de las GICs se ha obtenido previamente el campo eléctrico inducido mediante el método descrito en el Apartado 3, con la única diferencia de haber tenido que utilizar un valor de la conductividad efectiva de  $10^{-4}$  S/m para que se produjera el ajuste. Las constantes de red del TR1 de Vandellòs obtenidas a través de los parámetros resistivos de la red eléctrica para esos días son  $a_T = -5.76$  y  $b_T = 1.61$  A Km/V.

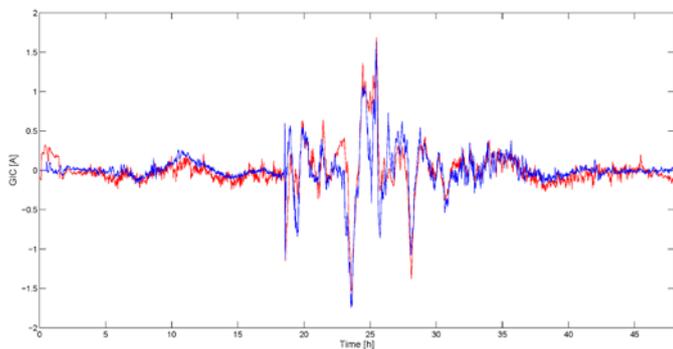


Figura 7 – GICs medidas (rojo) y calculadas (azul) en el transformador TR1 de Vandellòs durante el 24 y 25 de Octubre de 2011. (Measured (red) and calculated (blue) GIC at the TR2 transformer of Vandellòs for the event of 24-25 October 2011.)

El coeficiente de correlación lineal es de 0.77. La correlación es mejor ( $r=0.87$ ) cuando se usan los valores de las constantes de la red deducidas empíricamente, es decir, mediante un ajuste de las mismas por mínimos cuadrados a partir de las medidas de las GICs reales (Pulkkinen et al., 2007; Torta et al., 2012).

## 7. CONCLUSIONES

Los resultados descritos constituyen a nuestro entender el primer esfuerzo de modelado y medida de GICs en España, e incluso en el sur de Europa. El análisis forense ha revelado que el mayor rango de variación del campo geomagnético en el Observatorio del Ebro, que mantienen archivos desde 1910, alcanzó una intensidad de 177 nT/min. Este límite empírico superior es mucho menor que las intensidades que en general han provocado impactos en redes eléctricas en regiones de latitudes más altas, tales como el apagón de la red del Quebec durante la tormenta de 1989 (que fue de 479 nT/min). Sin embargo, han sido observados otros impactos de importancia en determinadas redes eléctricas con niveles inferiores a 100 nT/min. El modelo desarrollado prevé campos eléctricos del orden de 0.7 V/Km en esas ocasiones y corrientes de más de 40 A en los neutros de determinados transformadores. La correlación entre los resultados del modelo y las GICs medidas en uno de esos transformadores en ocasión de las tormentas geomagnéticas registradas desde otoño de 2011 es satisfactoria.

Se han estimado también las características del campo magnético durante una tormenta geomagnética extrema. Los resultados se han utilizado para obtener una cota aproximada de las magnitudes de las GIC que circularían en cada uno de los transformadores de la red eléctrica, en el caso de que realmente se produjera ese valor extremo en el periodo de retorno de 100 años en el Observatorio del Ebro. Debemos indicar, sin embargo, que este resultado es únicamente una indicación a partir de una estadística muy poco robusta, pues se ha realizado a partir de un número de muestras relativamente bajo (11 años) respecto al periodo estimado.

## AGRADECIMIENTO

Los autores desean agradecer a Ewan Dawson, del *Geomagnetism Team, British Geological Survey, Edinburgh*, el haber proporcionado los valores de la Tabla 2.

## REFERENCIAS

- Gaunt, C.T., and G. Coetzee (2007): "Transformer failure in regions incorrectly considered to have low GIC-risk", in *Power Tech*, 2007, pp. 807-812, Inst. of Electr. and Electron. Eng., Lausanne, Switzerland.
- Lehtinen, M., R. Pirjola (1985): "Currents produced in earthed conductor networks by geomagnetically-induced electric fields". *Annales Geophysicae*, **3**, 4, 479-484.
- Pirjola, R. (2002): "Review on the calculation of surface electric and magnetic fields and of geomagnetically induced currents in ground-based technological systems", *Surveys in Geophysics*, **23**, 71-90.
- Pous, J., J. Ledo, A. Marcuello, and M. Daignières (1995): "Electrical resistivity model of the crust and upper mantle from a magnetotelluric survey through the central Pyrenees". *Geophys. J. Int.*, **121**, 3, 750-762.
- Pulkkinen, A., R. Pirjola, and A. Viljanen (2007): "Determination of ground conductivity and system parameters for optimal modeling of geomagnetically induced current flow in technological systems". *Earth, Planets and Space*, **59**, 999-1006.
- Pulkkinen, A., R. Pirjola, and A. Viljanen (2008): "Statistics of extreme geomagnetically induced current events". *Space Weather*, **6**, S07001, doi:10.1029/2008SW000388.
- Thomson, A., S. Reay, and E. Dawson (2011): "Quantifying Extreme Behaviour in Geomagnetic Activity". *Space Weather*, **9**, S10001, doi: 10.1029/2011SW000696.
- Torta, J.M., L. Serrano, J.R. Regué, A.M. Sánchez, and E. Roldán (2012): "Geomagnetically induced currents in a power grid of northeastern Spain". *Space Weather*, **10**, S06002, doi:10.1029/2012SW000793.
- Viljanen, A., and R. Pirjola (1994): "Geomagnetically induced currents in the Finnish high-voltage power system". *Surveys in Geophysics*, **15**, 383-408.

# Modelización de la Variación Secular del Campo Geomagnético a partir de Datos Marinos y de Observatorios

## *Regional geomagnetic secular variation modeling from analysis of marine cross-over and observatory data*

F. Javier Pavón-Carrasco<sup>(1)</sup>, Àngela Talarn<sup>(2)</sup>, J. Miquel Torta<sup>(2)</sup>, Manuel Catalán<sup>(3)</sup>, y Takemi Ishihara<sup>(4)</sup>

<sup>(1)</sup>Instituto Nazionale di Geodisia e Vulcanologia. Geomagnetismo, Aeronomia e Geofisica Ambientale. Via di Vigna Murata, 605. 00143 Roma, Italy. javier.pavon@ingv.it

<sup>(2)</sup>Observatori de l'Ebre, (OE), CSIC – Universitat Ramon Llull, Horta Alta 38, E-43520 Roquetes, Spain. [jmtorta@obsebre.es](mailto:jmtorta@obsebre.es), [atalarn@obsebre.es](mailto:atalarn@obsebre.es)

<sup>(3)</sup>Geophysical Dpt. Royal Spanish Naval Observatory, San Fernando E-11100. Cadiz, Spain. [mcatalan@roa.es](mailto:mcatalan@roa.es)

<sup>(4)</sup>Institute of Geology and Geoinformation, AIST. Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki. 305-8567, Japan. [t-ishihara@aist.go.jp](mailto:t-ishihara@aist.go.jp)

### SUMMARY

A regional model for the secular variation of the geomagnetic field intensity is proposed using a new set of cross-over marine data. In order to improve the spatial and temporal resolution of the new dataset, annual mean intensity data from geomagnetic observatories have been also used to generate the regional model. A comparison of the model with a model constructed using only marine data and with a model using only observatory data is provided to show the relative importance of each set of data. The model, which uses the spherical cap harmonic analysis (SCHA) in space and penalized splines in time, was obtained for the Northern Atlantic region during the temporal interval 1960-2000. The maximum spatial expansion is equivalent to degree 9 in the ordinary spherical harmonic analysis. Results indicate that the regional model improves, in terms of root mean square error, the prediction given by the CM4 global model, especially for the considered geomagnetic observatories.

### 1. INTRODUCCIÓN

Cualquier medida del campo geomagnético efectuada en la superficie de la Tierra está compuesta por la suma de distintas contribuciones, desde las de origen nuclear (núcleo externo) y litosférico, a las de origen externo debidas a los sistemas de corrientes en la magnetosfera e ionosfera, pasando por las inducidas por éstas en el interior de la Tierra. La mayor de esas contribuciones, conocida como campo principal, se genera en el núcleo externo fluido, donde su flujo se ve influenciado por la rotación de la Tierra y la interacción con el núcleo interno. Ese flujo produce una variación relativamente lenta en el campo magnético, conocida como variación secular, que se propaga hasta la superficie. Los cambios de periodo corto quedan atenuados por los relativamente aislantes manto y corteza, de manera que para periodos menores a unos pocos meses los cambios son de origen externo (Constable, 2007). Esas medidas permiten la obtención de modelos globales que proporciona el campo magnético sobre la superficie de la Tierra. Evaluando dichos modelos desde 1900 hasta la actualidad es posible darse cuenta de la persistencia de regiones donde la intensidad del campo geomagnético es anormalmente débil. Una de esas regiones corresponde a la llamada Anomalía del Atlántico Sur, con el mínimo magnético situado en el sudeste de Brasil. En dicha zona la intensidad del campo magnético es aproximadamente sólo el 30% de los valores observados en las zonas polares, y alrededor del 75% del campo en las regiones ecuatoriales. En esta y otras regiones oceánicas la variación secular, tomada pues como la primera derivada temporal del campo magnético en intervalos temporales suficientemente largos, es además fuertemente decreciente.

Al representar la variación secular mediante modelos globales, tales como el IGRF (Finlay et al., 2010) o como el CM4 (Sabaka et al., 2004), los errores dependen considerablemente de la posición. Este hecho es debido a la pobre distribución de datos de observatorio, sobre todo en áreas oceánicas. La mayor parte del conocimiento preciso de la variación secular reside en los valores medios anuales de los observatorios geomagnéticos, secundado por los valores proporcionados por una serie de redes nacionales donde se llevan a cabo observaciones periódicas, llamadas estaciones seculares. Recientemente, los datos de satélite han proporcionado cobertura a las zonas oceánicas, pero sólo se han tenido medidas precisas de las tres componentes del campo esporádicamente entre 1980 y 2000, y de manera continua al menos durante la última

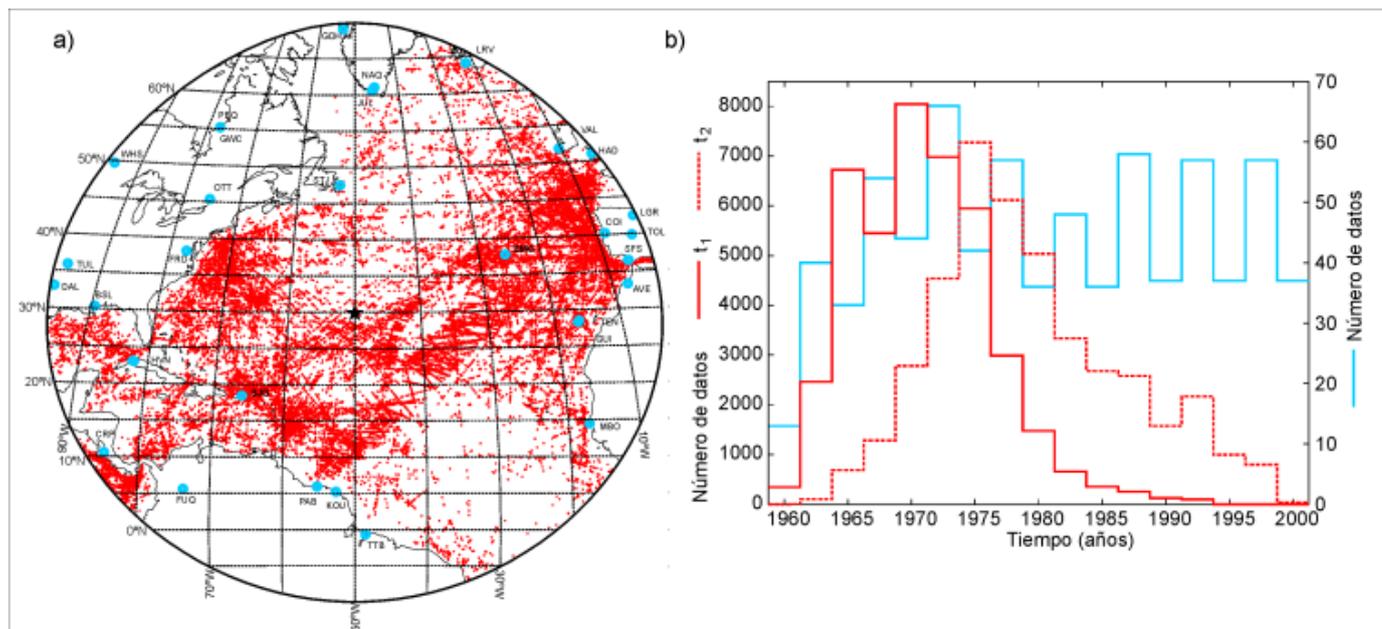
década, no siendo capaces de mejorar el conocimiento de la variación secular durante periodos de varias décadas (Ravat et al., 2003). Una solución, además de usar datos de observatorio y de satélites, es emplear pares de observaciones magnéticas obtenidas mediante cruces de trayectorias de buques de investigación oceanográfica que, en teoría, sólo difieren por la variación temporal de las componentes del campo (Verhoef and Williams, 1993).

Con el objeto de obtener la evolución del campo geomagnético con más detalle sobre determinadas cuencas oceánicas, en este trabajo proponemos el desarrollo de nuevos modelos de variación secular haciendo uso de esos datos y de técnicas analíticas regionales. En concreto, nos hemos centrado en el Atlántico Norte, utilizando el Análisis Armónico de un Casquete Esférico en el espacio y splines penalizados en función del tiempo, con los que modelamos la variación secular mediante diferencias respecto a la media sobre cada localización.

### 2. DATOS

El conjunto de datos de intensidad del campo magnético adquiridos en buques oceanográficos se extiende en la actualidad a un período de 60 años como mínimo, lo que resulta de gran utilidad en términos de la variación secular. Sin embargo, hay numerosos problemas con los datos marinos, como el movimiento constante del barco, o que la mayoría de medidas no fueron corregidas por los campos externos. Se partió de la segunda versión del Mapa Digital Mundial de Anomalías Magnéticas (WDMAM), que supuso la compilación de más de 2400 cruceros en un período de tiempo que abarca desde 1953 hasta 2003 (Quesnel et al., 2009), aunque limitamos la validez de nuestro modelo al periodo 1960-2000, pues antes y después del mismo la densidad de los datos se reduce enormemente. Se verificó cuidadosamente los datos marinos perfil por perfil y fueron retirados aquellos datos incoherentes. A modo de reducir inconsistencias entre diferentes mediciones en puntos de cruce, se aplicó un método de nivelado a los datos marinos, el cual tiene en cuenta los datos de alrededor.

Con el objeto de solamente tener en cuenta la contribución del campo magnético principal hemos atenuado las contribuciones externas mediante datos sintetizados con el CM4, y extraído la aportación cortical proporcionada por Quesnel et al. (2009). Es conveniente destacar que esta última contribución ha sido corregida



**Figura 1 - Distribución espacial (a) y temporal (b) de los datos marinos de cruce (rojo) y de observatorios (azul).** ( Spatial (a) and temporal (b) tras el proceso de nivelación antes referenciado. La intensidad magnética obtenida finalmente conlleva todavía dos fuentes de error: contribuciones externas que no han sido canceladas completamente y errores de navegación. Para estimar estos errores en el área de estudio, hemos hecho una evaluación del error cuadrático medio (rms) a partir de las diferencias del campo en los puntos de cruce, la cual nos ha proporcionado un valor de 43.8 nT. Hemos usado el CM4 para reducir cada par de datos magnéticos a la misma época, esto probablemente nos proporcionará un escenario con una incertidumbre superior a la real debido al ruido inherente al propio modelo global.

Junto con los datos marinos, hemos usado datos escalares de observatorios geomagnéticos, para acotar mejor los modelos en las áreas continentales, donde no se disponen de datos marinos. A pesar de la alta calidad de los datos de observatorio, se les efectuó un proceso de selección. Los datos fueron comparados con las correspondientes diferencias respecto a la media sintetizada mediante el CM4. Los datos comparados fueron las medias anuales obtenidas del WDC for Geomagnetism (<http://www.wdc.bgs.ac.uk>) y las calculadas a partir de las medias mensuales de la base de datos del IGP ( <http://obsmag.ipgp.fr/wmmE.html> ), haciendo uso de aquellos con un mejor comportamiento respecto a los datos sintetizados. Asimismo, tratamos un observatorio como dos diferentes cuando este variaba su ubicación.

La figura 1 muestra la distribución espacial y temporal de los datos marinos y de observatorio usados para realizar los modelos geomagnéticos.

### 3. METODOLOGIA

Para una determinada época  $t$ , cuando los datos están distribuidos a una cota de altitud constante, la intensidad total  $F$  del campo geomagnético se puede expresar en términos de una función general de la colatitud y la longitud  $(\theta, \lambda)$  de la siguiente manera:

$$F(\theta, \lambda, t) = \sum_{k=0}^K \sum_{q=0}^Q C_k(\theta, \lambda) \cdot M_{k,q}(t) + \delta(\theta, \lambda) \quad (1)$$

donde  $C(\theta, \lambda)$  es el vector de los parámetros modelados,  $M_{k,q}(t)$  representa la variación temporal, los índices de expansión  $K$  y  $Q$  simbolizan el grado máximo espacial y temporal respectivamente, y  $\delta(\theta, \lambda)$  es el término debido a las anomalías magnéticas de la corteza.

El vector  $C(\theta, \lambda)$  de la ecuación (1) se puede expresar mediante armónicos esféricos para el caso global (en ese caso el primer sumatorio empieza en  $k=1$ ) o en función de la latitud y la longitud para el caso regional (Verhoef and Williams, 1993). Dada la región

distribution of the cross-over marine (red) and observatory (blue) data.)

que vamos a analizar usaremos el Análisis Armónico en un Casquete Esférico (SCHA, Haines, 1985), en el caso que la región fuera más pequeña y/o empleáramos datos situados en diferentes alturas, sería más adecuado utilizar la técnica Revisada del Análisis Armónico en un Casquete Esférico (R-SCHA, Thébaud et al., 2006). Usando la técnica SCHA la ecuación (1) se define como sigue (Haines, 1988):

$$F(\theta, \lambda, t) = \sum_{k=0}^K \sum_{m=0}^k \sum_{q=0}^Q P_{n_k(m)}^m(\cos\theta) \cdot [g_{n_k(m),m,q}(t) \cdot \cos m\lambda + h_{n_k(m),m,q}(t) \cdot \sin m\lambda] + \delta(\theta, \lambda) \quad (2)$$

donde  $P_{n_k(m)}^m(\cos\theta)$  representan las funciones asociadas de Legendre con grado real  $n_k(m)$ , las funciones de Fourier son  $\cos m\lambda$  y  $\sin m\lambda$ , y  $g_{n_k(m),m,q}(t)$  y  $h_{n_k(m),m,q}(t)$  representan los coeficientes del modelo.

El análisis ha sido realizado modelando los datos de cruce marino usando el método de diferencias respecto a la media (Haines, 1993). Es un método más robusto para modelar la variación secular que la diferenciación numérica, este último fue empleado por Verhoef y Williams (1993) sobre una zona rectangular en el NW del Atlántico. Haines (1993) sugirió utilizar diferencias respecto la media,  $\bar{F}$ , de observaciones en la misma localización. En el caso de las observaciones marinas, donde solamente disponemos de dos observaciones,  $t_1$  y  $t_2$ , la expresión es de la siguiente manera:

$$F(\theta, \lambda, t_1) - \bar{F}(\theta, \lambda) = -F(\theta, \lambda, t_1) + \bar{F}(\theta, \lambda) = F(\theta, \lambda, t_1)/2 - \bar{F}(\theta, \lambda, t_2)/2 \quad (3)$$

Este método presenta dos claras ventajas: no es necesario derivar la ecuación (1) (o la (2)) para obtener la variación secular, y la contaminación introducida por las anomalías de la corteza,  $\delta(\theta, \lambda)$ , desaparece al calcular la variación secular.

Con el fin de obtener los coeficientes  $g_{n_k(m),m,q}(t)$  y  $h_{n_k(m),m,q}(t)$  hemos usado el método de inversión por mínimos cuadrados:

$$m = (A' \cdot W \cdot A + \alpha \cdot S + \tau \cdot T)^{-1} A' \cdot W \cdot d \quad (4)$$

donde  $m$  es el vector de coeficientes,  $A$  es la matriz de parámetros (y  $A'$  su traspuesta), la cual depende de las funciones SCHA en el espacio y B-splines en el tiempo.  $W$  es la matriz de pesos y  $d$  es el vector de datos de entrada,  $F - \bar{F}$ . La matriz  $S$  es la matriz de regularización espacial que está relacionada con el módulo del campo magnético sobre la superficie de la Tierra, mientras que  $T$  es

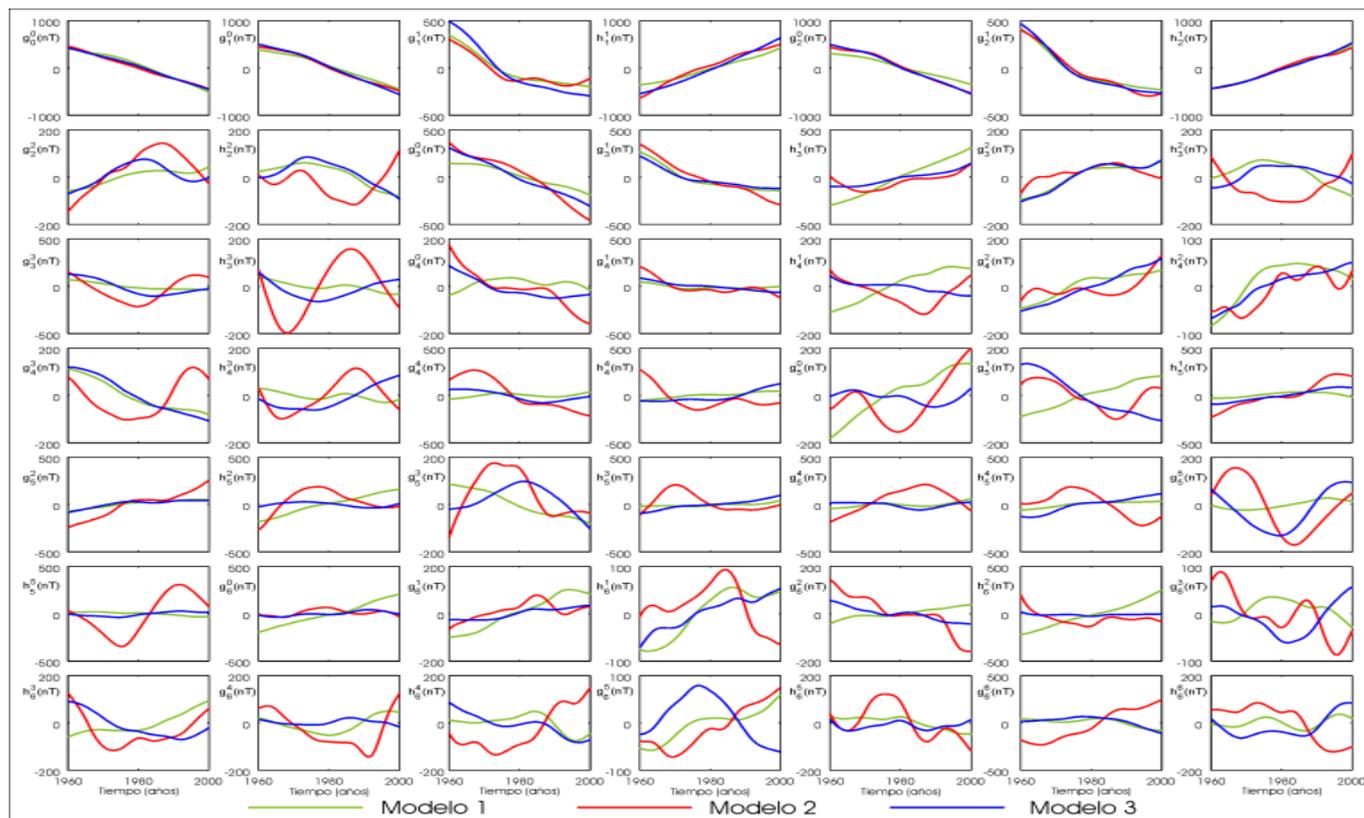


Figura 2 – Coeficientes de los tres modelos, generado con datos de observatorio (verde), usando datos de marinos de cruce (rojo) y obtenido con los dos sets de datos (azul). (The three model coefficients generated from observatory data (green), using cross-over marine data (red), and obtained with both set of data (blue)).

la matriz de regularización temporal relacionada con la segunda derivada temporal de la intensidad total del campo magnético. Los parámetros  $\alpha$  y  $\tau$  son elegidos con el compromiso de obtener un modelo realista con un rms adecuado (Korte and Holme, 2003).

La resolución espacial del modelo regional viene dada por un índice máximo  $K$  y por el tamaño del casquete esférico. Aunque los datos están distribuidos dentro de un casquete de  $40^\circ$ , hemos usado uno de  $60^\circ$  con el fin de obtener un modelo de variación secular más realista, lo cual es una práctica común al usar SCHA para modelar grandes longitudes de onda (Torta et al., 2006). El índice máximo  $K$  se fijó en 6, lo que aproximadamente corresponde a un grado 9 en el análisis armónico esférico global. En cuanto a la parte temporal, se usó splines penalizados cúbicos (de Boor, 2001) con puntos fijos cada 4 años desde 1960 hasta 2000.

Debido a la importancia de los parámetros  $\alpha$  y  $\tau$ , ya que controlan el suavizado y ajuste del modelo regional sobre el casquete esférico, se han realizado numerosos test con valores distintos de los mismos. Valores elevados de  $\alpha$  y  $\tau$  aumentan el suavizado de las longitudes de onda espacial y temporal, respectivamente, incluso en áreas con una buena cobertura de datos. Por el contrario, valores pequeños proporcionan un mejor ajuste, aunque aumentan la complejidad del modelo. Finalmente, los parámetros  $\alpha$  y  $\tau$  fueron fijados a  $10^{-3} \text{ nT}^{-2}$  y a  $10^{-2} \text{ nT}^{-2} \text{ año}^4$ , respectivamente, obteniendo así el mejor compromiso posible para el modelo, incluso en áreas con mínima cobertura espacial como en el sudeste del casquete esférico (véase figura 1).

A las observaciones usadas se les ha contabilizado la incertidumbre debido a los errores instrumentales y efectos debidos a variaciones transitorias. La desviación estándar de los datos de observatorio se fijó en 10 nT (siguiendo a Haines y Newitt, 1997), mientras que a los datos marinos de intensidad total en los puntos de cruce, se les asignó, mediante un riguroso estudio (ver apartado

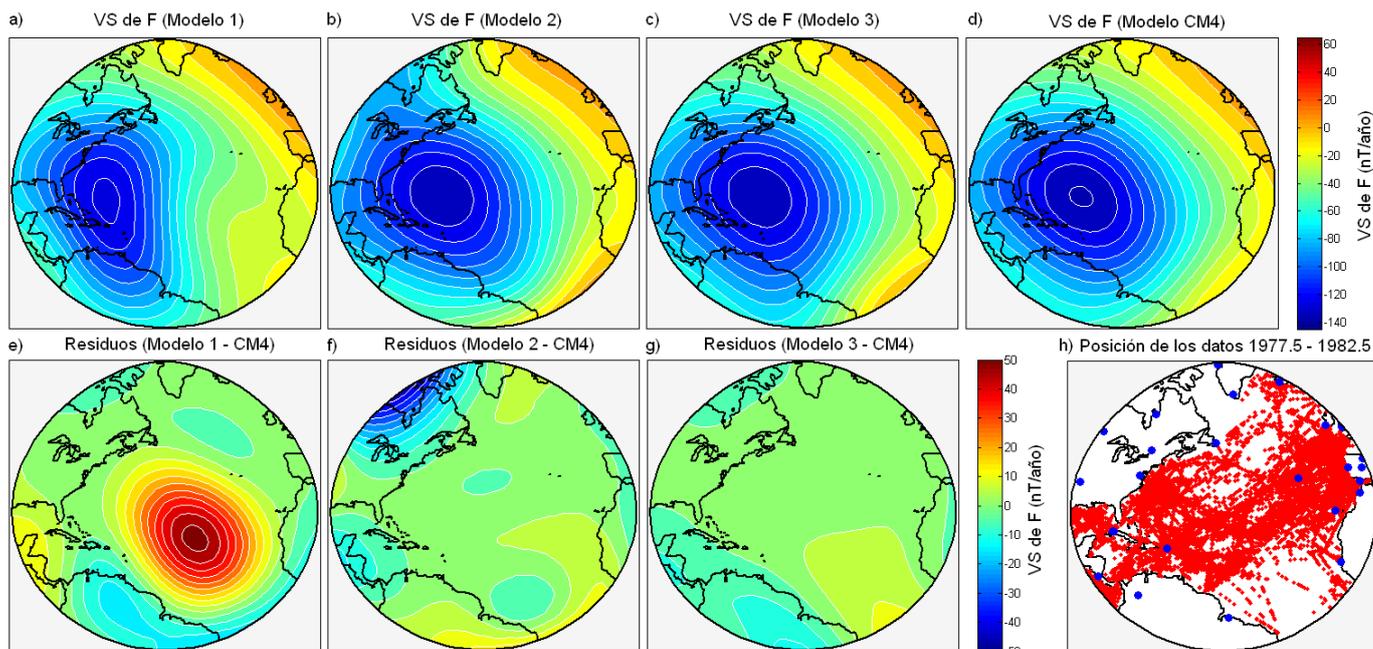
anterior), una desviación estándar de 43.8 nT, la cual se adoptó como estimador de la precisión relativa de los propios datos.

A fin de demostrar la provechosa información que los datos marinos de cruce puedan aportar a los modelos geomagnéticos, se han realizados tres modelos de la intensidad magnética usando diferentes conjuntos de datos: (a) Modelo 1, basado exclusivamente en los datos de observatorios. (b) Modelo 2, generado a partir de los datos de cruces marinos. (c) Modelo 3. En este caso, se hace uso de los dos tipos de datos para, posteriormente, establecer una comparación cuantitativa con los modelos precedentes 1 y 2.

#### 4. RESULTADOS

Cada uno de los tres modelos regionales generados nos proporciona un total de 49 coeficientes dependientes del tiempo, que toman valores de entre 1000 y -1000 nT con un valor medio próximo a 0 nT. Ello es debido al uso de la técnica de las diferencias respecto a la media (Haines, 1993) antes descrita. En la figura 2 se muestran los coeficientes de los tres modelos.

El rms obtenido mediante el primer modelo, al ajustar la intensidad magnética de los observatorios, es de 112.9 nT. En la figura 3a vemos que la variación secular en la zona central del casquete difiere claramente del modelo global CM4 (figura 3d), hecho que se reafirma en la figura 3e, donde se puede observar una diferencia máxima de 50 nT entre los modelos, debido a la inexistencia de observatorios en la área oceánica. En la figura 3b, se representa la variación secular del segundo modelo, donde se evidencia la mayor diferencia respecto al CM4 en la zona noroeste del casquete, aunque en la figura 3f se puede ver que esas diferencias con el modelo CM4 son menores que en la parte central de la figura 3e. Las diferencias más significativas se sitúan sobre todo en las zonas continentales, ya que no disponemos de datos en esas zonas. El rms obtenido con este modelo es de 22.3 nT (79.5 nT



**Figura 3 –** Diferentes mapas correspondientes a 1980: (a) variación secular (VS) del modelo 1, (b) VS del modelo 2, (c) VS del modelo 3, (d) VS del CM4, (e) diferencias de la VS entre el modelo 1 y el CM4, (f) diferencias de la VS entre el modelo 2 y el CM4, (g) diferencias de la VS entre el modelo 3 y el CM4, y (h) localización de los datos en  $1980 \pm 2.5$  años. ( *Different maps for 1980: (a) secular variation (SV) of model 1, (b) SV of model 2, (c) SV of model 3, (d) SV of CM4 model, (e) SV differences between model 1 and CM4, (f) SV differences between model 2 and CM4, (g) SV differences between model 3 and CM4, and (h) data locations for  $1980 \pm 2.5$  years.* )

con respecto a los observatorios, menor que el rms del primer modelo). Finalmente, para obtener el tercer modelo se usaron ambos sets de datos, obteniéndose el rms menor, de 19.3 nT (19.5 nT con respecto a los datos marinos, y 5.9 nT con respecto a los observatorios). Contemplando la figura 3c y 3g se puede determinar que el modelo 3 es el que presenta menos diferencia con el CM4. Las zonas con las mayores diferencias son aquellas con menor cobertura espacial. En figura 3h vemos que en la zona sudeste del casquete no hay una buena cobertura de datos marinos, como tampoco la hay de datos de observatorios en la zona del continente sudamericano más allá de la franja costera.

Estos resultados corroboran la utilidad de los datos marinos de cruce para aportar información a los modelos de variación secular, especialmente por la mejora sustancial del segundo modelo respecto al primero. Usando datos marinos conjuntamente con datos de observatorio conseguimos una mejor cobertura espacial y, gracias a la calidad y continuidad de estos últimos, conseguimos generar así un modelo más robusto.

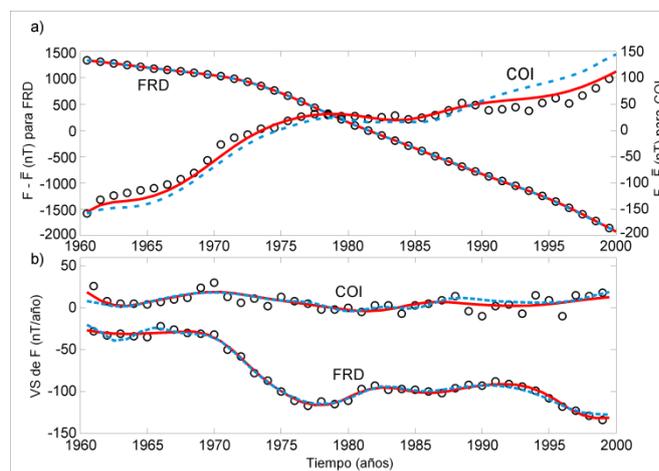
Con el fin de mostrar la bondad del modelo 3 comparamos el valor de éste para determinados observatorios frente a las predicciones del CM4 y a las propias mediciones. La figura 4a muestra como ejemplo los valores de las diferencias respecto a la media de la intensidad del campo magnético,  $F - \bar{F}$ , para dos observatorios: (1) FRD situado a la costa occidental de América del Norte y (2) COI en la costa oriental de la península Ibérica, poniendo en evidencia la diferencia de rangos que presenta  $F - \bar{F}$  a ambos lados del Atlántico. En ambos casos el modelo regional ajusta mejor los datos de observatorio que el CM4. En la figura 4b se muestra la variación secular modelada, la sintetizada mediante el CM4 y la obtenida a partir de las medias anuales de los observatorios.

El rms que nos proporciona el modelo 3 al ajustar los datos de cruce marinos es, como hemos dicho, de 19.5 nT frente al que nos proporciona el CM4 de 20.0 nT. Aunque el modelo regional mejora el ajuste, la diferencia es mínima debido a que los datos marinos se redujeron usando el propio CM4. Sin embargo, el ajuste a los datos de observatorios sí mejora sustancialmente. Por ejemplo, el rms

## 5. CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS FUTURAS

La colección y selección de datos de cruce marinos y de observatorios, así como el modelo regional propuesto de variación

obtenido al ajustar los datos del observatorio FRD con el modelo regional es de 3.5 nT frente a los 4.9 nT proporcionados por el CM4. En el caso del observatorio COI, el rms es de 10.9 nT con el modelo regional y de 25.3 nT con el CM4. Teniendo en cuenta el total de los datos de observatorio, se obtiene, un rms de 5.9 nT, frente a 11.4 nT del CM4. Cualquiera de estas comparaciones efectuadas sobre el IGRF es todavía sustancialmente más favorable que con respecto al CM4.



**Figura 4 –** (a) Valores de las diferencias respecto a la media,  $F - \bar{F}$ , para los observatorios FRD y COI (nótese que la escala de FRD es diez veces la escala para COI), y (b) la variación secular (VS). La línea roja representa el modelo regional, la discontinua azul el CM4 y los círculos los datos originales de los observatorios. ( *(a) Values of main field differences  $F - \bar{F}$  at FRD and COI observatories (note that the scale for FRD is ten times the scale for COI), and the annual variation, or secular variation. Red line is the regional model, dashed blue line the CM4 and circle points represent the original observatory data.* )

secular, presentan numerables ventajas. Mediante el modelo podemos aumentar nuestro conocimiento del fenómeno en grandes regiones donde los datos de observatorio están limitados y no existen datos de satélite con la continuidad necesaria para generar modelos

precisos. Este conocimiento es fundamental para zonas oceánicas con gran variación del campo magnético. Atendiendo a los resultados, este modelo es más preciso que el IGRF, e incluso que otros modelos globales continuos en el tiempo que incluyen variaciones externas, como el CM4, que incorporaron datos de satélite pero no datos marinos para modelar la variación secular.

Sin embargo, al usar conjuntamente datos marinos y de observatorios (mucho más precisos pero en menor número) la importancia relativa de los dos sets de datos no queda bien determinada. Por ese motivo, hemos analizado por separado ambos sets y comparado los resultados. La comparación demuestra que la información proporcionada por los datos marinos es esencial para generar un modelo mejor que usando únicamente datos de observatorio.

En un futuro inmediato se pretenderá mejorar el modelo mediante la adición de otras series de datos y la implementación de una serie de mejoras en el proceso de modelización. En primer lugar, añadiremos datos de estaciones seculares para aumentar la información del campo geomagnético en las zonas continentales. Otro importante set de datos, por su inigualable cobertura espacial, lo constituyen los datos de satélite, de modo que conjuntamente a los datos anteriores, permitirían obtener un modelo de variación secular más robusto.

Por otro lado, se incluirían en el proceso de modelado las 3 componentes ortogonales del campo geomagnético, para así tener una descripción completa del mismo. En este caso, se modificará la técnica SCHA para poder ser aplicada tanto a datos de intensidad como al resto de componentes ortogonales. Éstas últimas se pueden expresar como combinación lineal de los coeficientes del modelo, sin embargo, la intensidad debe ser linealizada a partir de un desarrollo en serie de Taylor. Este método necesita un modelo inicial de partida o modelo base, que podría ser el proporcionado por este estudio inicial.

Además, mediante el uso del método bootstrap (Korte y Constable, 2008) se obtendrá la incertidumbre del modelo, haciéndolo estadísticamente más robusto. El método bootstrap consiste en generar un número estadísticamente significativo de modelos con datos sintéticos y analizar la desviación estándar de los mismos. Cada dato sintético se genera en los puntos y épocas de los datos originales mediante una distribución Gaussiana centrada en el dato modelado y con una desviación estándar que corresponde a las incertidumbres de los datos reales.

## 6. REFERENCIAS

- Constable, C. (2007): "Geomagnetic spectrum, temporal", in *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*, edited by D. Gubbins and E. Herrero-Bervera, Springer, Dordrecht, 353-355.
- De Boor, C. (2001): *A Practical Guide to Splines*, 368pp., Springer, New York.
- Finlay, C.C. (2010): "International Geomagnetic Reference Field: the eleventh generation". *Geophys. J. Int.*, **183**, 1216-1230.
- Haines, G.V. (1985): "Spherical Cap Harmonic Analysis". *J. Geophys. Res.*, **90**, B3, 2583-2591.
- Haines, G.V. (1988): "Computer programs for spherical cap harmonic analysis of potential and general fields". *Comput. Geosci.*, **14**, 4, 413-447.
- Haines, G.V. (1993): "Modelling geomagnetic secular variation by main-field differences". *Geophys. J. Int.*, **114**, 490-500.
- Haines, G.V. and L. R. Newitt (1997): "The Canadian Geomagnetic Reference Field 1995". *J. Geomag. Geoelectr.*, **49**, 317-336.
- Korte, M. and R. Holme (2003): "Regularization of spherical cap harmonics". *Geophys. J. Int.*, **153**, 253-262.
- Korte, M. and C. Constable (2008): "Spatial and temporal resolution of millennial scale geomagnetic field models". *Adv. Space. Res.*, **41**, 57-69, doi:10.1016/j.asr.2007.03.094.
- Quesnel, Y., M. Catalán and T. Ishihara (2009): "A new global marine magnetic anomaly data set". *J. Geophys. Res.*, **114**, B04106, doi:10.1029/2008JB006144.
- Ravat, D., T.G. Hildenbrand and W. Roest (2003): "New way of processing near-surface magnetic data: The utility of the Comprehensive Model of the Magnetic Field". *The Leading Edge*, **2**, 8, 784-785.
- Sabaka, T. J., N. Olsen and M. Purucker (2004): "Extending comprehensive models of the Earth's magnetic field with Ørsted and CHAMP data". *Geophys. J. Int.*, **159**, 521-547, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02421.x.
- Thébault, E., J. J. Schott and M. Mandea (2006): "Revised spherical cap harmonics analysis (R-SCHA): Validation and properties". *J. Geophys. Res.*, **111**, B01102, doi:10.1029/2005JB003836.
- Torta, J.M., L.R. Gaya-Piqué and A. De Santis (2006): "Spherical Cap Harmonic Analysis of the Geomagnetic Field with Application for Aeronautical Mapping", in *Geomagnetics for aeronautical safety: a case study in and around the Balkans*, edited by J.L. Rasson and T. Delipetrov, NATO Security Through Science Series – C, 291-307.
- Verhoef, J. and C.A. Williams (1993): "A method for isolating secular geomagnetic variation from shipboard total field measurements: a test case in the NE Atlantic". *Geophys. J. Int.*, **115**, 2, 471-481.



# Redes neuronales en el campo de la detección automática de comienzos bruscos de tormentas geomagnéticas

## *Neural networks in the field of automatic detection of Geomagnetic Sudden Commencements.*

A. Segarra<sup>(1)</sup> y J.J. Curto<sup>(1)</sup>

<sup>(1)</sup>Observatori de l'Ebre, (OE) CSIC – Universitat Ramon Llull, 43520 Roquetes, [asegarra@obsebre.es](mailto:asegarra@obsebre.es), [jicurto@obsebre.es](mailto:jicurto@obsebre.es)

### SUMMARY

*The aim of this work is to develop an automatic system to detect sudden commencements, SC. SC are rapid magnetic variations produced by sudden increases of solar wind pressure and they are detected simultaneously everywhere on the ground. Since 1975, the Ebro Observatory is responsible for drawing up the lists of SC, following the morphological rules given by Mayaud (1973). Some collaborating observatories around the world report possible candidates of SC. The Ebro Observatory checks these candidates and draws up a final list of SC. Nowadays, this task is still done manually and presents some difficulties; the most worrying one is the decreasing number of observatories who collaborate with this task because most of them opted for the installation of unattended observatories. Hence, an alternative method is necessary to continue the service. The automatic method presented in this work is based on neural network analysis. To succeed with neural networks, we did a previous work of characterization and parameterization of SC by statistical analysis. In this way, we focused in the determination of the threshold of slope, rise time, change of magnetic activity and difference of the levels before and after the jump. We worked with H component and also with D component. With these threshold values, a neural network properly trained is able to recognize the SC pattern. A necessary constrain introduced in this work is the coherence of the results obtained with this new automatic method with those obtained with the manual method and reported in the old list of SC.*

### 1. INTRODUCTION

Geomagnetic sudden commencements (SCs) are produced by sudden increases of solar wind pressure and are observed globally everywhere on the ground, the amplitude and the waveform greatly change depending upon latitude and local time, Araki (1994). Since the global simultaneous occurrence of the SC phenomena with a clear onset time and the well identified sources are the main characteristics distinguishing SCs from other magnetic field disturbances such as substorms and storms, SCs provide us with a fundamental understanding of a transient response of the magnetosphere and ionosphere to the solar wind.

Geomagnetic sudden commencements are phenomena which have been studied from the early years of geomagnetic field. In 1973, P.N. Mayaud (1973) introduced a lot of changes and improvements in the SC definition and its identification criteria. In fact, his new definition is already used nowadays: "sudden commencements followed by a magnetic storm or by an increase in activity lasting at least one hour". In this new definition more importance was given to the change of rhythm in the magnetic activity, than to the amplitude of the magnetic storm, and therefore some SCs included in the list are not followed by a magnetic storm.

Since 1975, The Ebro Observatory houses the International Service on Rapid Magnetic Variations, responsible for creating and publishing the lists of rapid variations. This task was entrusted by the International Association of Geomagnetism and Aeronomy (IAGA). One of these rapid variations are the SC. Traditionally, many observatories from a worldwide network send possible candidates to be SC to Ebro Observatory. From this list of candidates, Ebro Observatory checks solar wind data and magnetic data from low-latitude stations (Alibag, Honolulu, Kanoya, M' Bour and San Juan) and elaborates a definitive list of SC events. As already mentioned, this task presents some difficulties: the different interpretation of the Mayaud's rules by the collaborating observers and the decreasing number of observatories who collaborate in this task due to their evolution to unattended observatories.

After IAGA meeting in Sopron (Hungary) in 2009, and taking in consideration some previous works as Joselyn (1985), and Curto et al. (2007), more objective criteria to select events were introduced, e.g., at least a slope of 3nT/min at minimum in 3 of 5 low-latitude

stations. These criteria were tested in advance in order the new lists be coherent with the oldest lists, Mayaud (1973).

We proposed a new method of SC detection based in the automatic analysis of digital geomagnetic field data. It detects SC analyzing morphological parameters of the magnetic variation. We used neural networks (NN) for this automatic process because neural networks are able to recognize hidden patterns in data sets and NN learns from cases, thus it is a way to incorporate all the knowledge about SC detection accumulated in the old method to be used in the new method.

### 2. METHODOLOGY. NEURAL NETWORKS

Neural Networks with different architectures had been proved to solve problems in the field of geomagnetism or space weather for example, Lundstedt (1991), Lundstedt and Wintoft (1994); Calvo et al. (1995). These facts show that NN have a great potentiality when working on the complex system of the magnetosphere and space weather.

#### 2.1. DATA SET

We used 1 minute data of the magnetic elements for the period 2000 to 2007. We worked with data from Ebro Observatory (EBR).

Aiming to work with neural networks, we need a first step to prepare a data set being consistent in a parameterization. We needed a collection of characteristics of the events and a collection of threshold values to decide which event could be a potential SC, that is, a candidate. With this aim, we analyzed the principal characteristics of SC: amplitude, change of rhythm and slope. SC is a global phenomenon but presents an important variability depending on latitude and local time. We calculated amplitude, change of rhythm and slope for the 188 SC events from the official list for this period, figure 1, as recorded at Ebro Observatory. The amplitude was calculated with the difference ahead and behind SC onset time of the magnetic field data averaged over 10 minutes. The change of rhythm was calculated with the standard deviation of gradient ahead and behind the SC, averaged 60 minutes. Regarding the slope, it is difficult to find a clear threshold value at Ebro. If we take the recommended value for low-latitude stations, 3 nT/min, we would exclude 13% of events. As the amplitude decreases with latitude, for a mid-latitude observatory as Ebro, it is reasonable to take a threshold value of 2 nT/min. With this threshold value, we only exclude the 1.6% of events. If we took a minor threshold, the

number of candidates would increase too much and the posterior training process would be not effective. Then, our initial threshold is based in the slope. With this selection candidates process, we have a data set with 586 candidates which contains 185 events of the 188 ones listed in the official list of SC. Figure 2 shows an example of 3 candidates included in the selection; in this case, the first candidate is a very clear SC and the another two candidates are not so clear because they are inside a magnetic storm time.

## 2.2. NEURAL NETWORKS

Neural networks can be defined as a new form of computation inspired in biological models. Their name come from their similarity with the human brain in two aspects: the knowledge is acquired by learning, and the weights or links, that connect the neurons store the information, Hopfield et al. (1985).

Neural networks consist of simple elements, the neurons, which interchange the information and work in parallel. These elements are inspired by the biological nervous systems. As it happens in the natural world, the network behavior is possible due to the connections existing between the individual elements. A Network requires two or more layers. Each layer consists of simple elements (neurons), and the neurons in one layer are connected to the neurons in the next layer through weighted links. The process of determining the weights is called “learning”. The first layer receives the external information; the last one produces the output or solution and the intermediate layers have no connection with the external “world” so they are called hidden layers. A neural network can be trained to perform a particular function by adjusting the values of the weights. The weights get adjusted as the information flows through the network.

Generally, in order to train neural networks, a particular input is introduced along with a target, which represents the desired output. Then, the network begins to create different connections selecting those variables which may make the final output meet the desired target. When the network training ends, the information has been flowing through the network several times and the weights have been modified according to the accuracy of the output regarding the target.

There are lots of different architectures of neural networks. We used a feed-forward network because this kind of NN is able to recognize hidden patterns from a complex data set, Hertz et al. (1991); Caudill et al. (1992). A feed-forward network is arranged in layers of nodes. The input to the nodes in one layer is the sum of the weighted outputs from the nodes in the previous layer. The output from a node is given by the input to the node and the nodal transfer function. Usually all nodes in one layer are connected to all nodes in the next layer. There are no connections between nodes in the same layer. Input information crosses the network (forward) being operated by the intermediate layers and the obtained output is compared with the target. The difference or error is returned back to the network crossing the network backwards, Rojas (1996). This repeated process adjusts the weights of the connections in the network to minimize the difference between the current and the desired output of the net. The training algorithm is a modified form of gradient descent called error back-propagation, Rumelhart et al. (1986); Vogl et al. (1988); Hagan et al. (1996).

The amount of data and the distribution used to train the network is fundamental for an accurate determination of the network. For a successful manipulation, training data should be significant, Kröse et al. (1996). Therefore there is an aspect concerning the number of neurons in the hidden layer that should be emphasized: the more neurons, which theoretically would entail a greater capacity of calculation, does not mean necessarily the better results.

The network architecture has been found through a standard training and validation procedure using two separate data sets. We used data set from year 2000 as a validation data set, and data set from 2001 to 2007 as a training data set. We took in consideration the difference between period 2000-2002 with an important number of SC occurrence, and the period 2003-2007 with a minor SC events. A large number of networks, with different architectures, were

trained on data from the training set. Using validation data set, the network with the smallest validation error was selected as the optimal network. Our final architecture was a 3 layer network: an input layer, a hidden layer and an output layer, with 5, 10 and 2 neurons in each layer respectively.

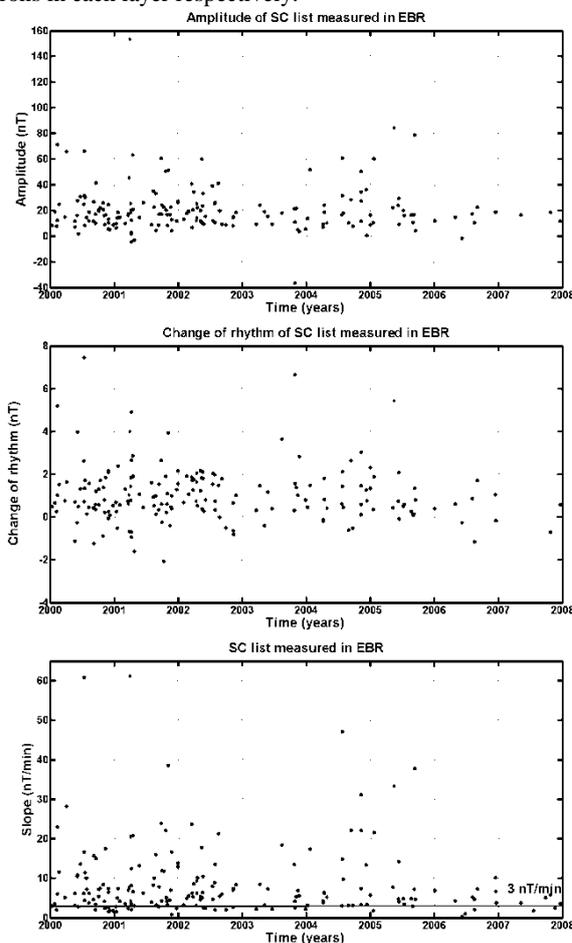


Figure 1. Top panel, amplitude of all SC listed measured at Ebro. Mid panel change of rhythm of all SC listed measured at Ebro. Bottom panel slope of all SC listed measured at Ebro. With a thin line is showed typical threshold value for low-latitude stations, 3nT/min, we found 13% of cases under this threshold. However, there are only 1.6% of cases under the threshold of 2nT/min.

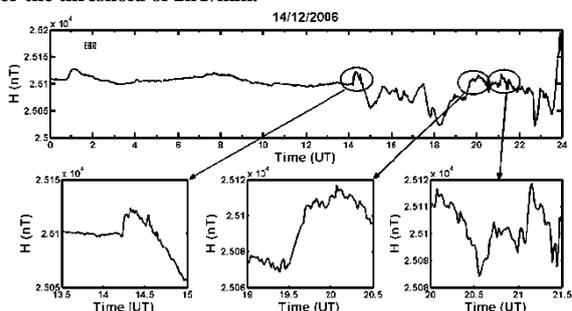


Figure 2. Example of 3 potential events to be a SC after candidate selection.

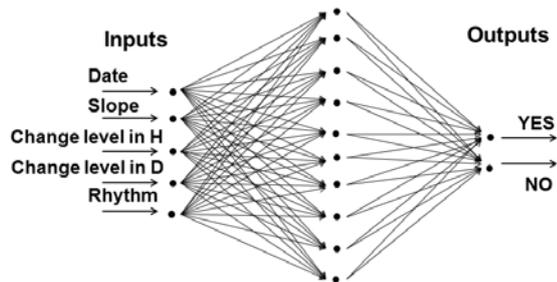
## 2.3. TRAINING THE NEURAL NETWORK

Methodologically, we adopted a two-step approach. Firstly, we trained the neural network, and secondly, we put the NN into detection operative stage. For the training stage we needed a data set with a specific number of events; if the number of events was too small, this data set would not be representative of the whole problem, and if the number of events was too large, the NN could be confused or biased, Hagan et al. (1996).

Training a network means finding a set of weights that minimizes the average error on the training set. The training process is done iteratively by introducing input-output pairs into the

network, calculating the error and updating the weights accordingly. The weights are not updated after every input-output pair but after a number of examples, an epoch.

In relation to our input-output pairs, as inputs we used SC parameterization, slope, change level in H and D components and change of rhythm, and as output we had a digit with value “1” (hit) if the candidate was in the official SC list and “0” (fail) if the candidate was not in the list. Figure 3 shows a schematic representation of our network. After the training process, and in order to check the capability of the network, we only used, as input of the network, a data set which had been excluded in the training process. Then, we compared its response (output) with the official list.



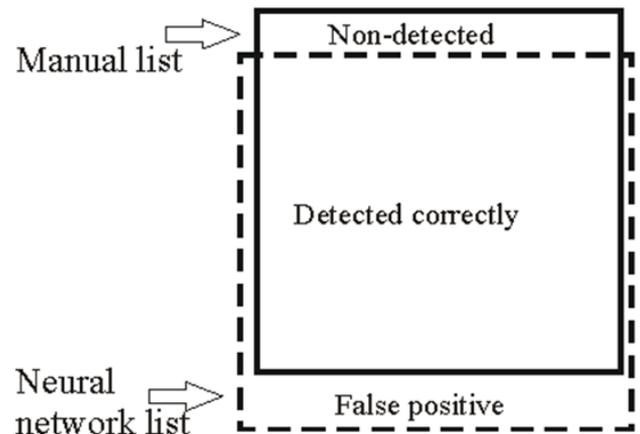
**Figure 3.** Schematic representation of our network. As inputs, we used Date, Slope, Change level in components H and D, and Rhythm of each event. The output assesses the probability of this event to be a true SC. The target is that this qualification coincides with the manual list.

### 3. RESULTS

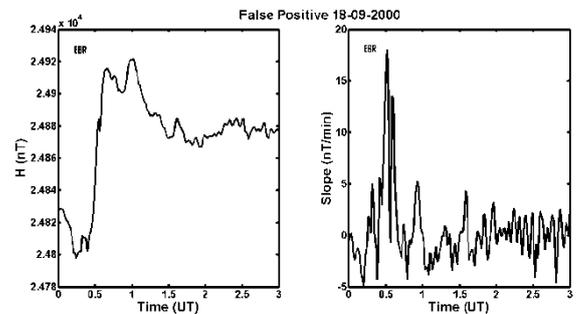
Once the training process was finished, we went on with the operative detection process. Here, we present the results of our validation test. Using Ebro magnetic data corresponding to the year 2000 as a test, and after thresholding, we obtained 139 candidates to be SC. For this period and according to the official lists only 41 of them were true SC. Our automatic system based in neural networks produced a list of SC with the following results: 35 events were detected correctly, 6 events were non-detected, and 14 came out to be false positives. Figure 4 compares the two different lists: the number of cases in the list obtained with the traditional and manual method appears as the area inside the solid line, and that corresponding to the new list -produced by the automatic system based in a neural network- appears as that area inside the dashed line.

Figure 5 shows an example of false positive and figure 6 shows an example of a non-detected event. The high number of events detected is remarkable if we take into consideration that we only used data from one station, and this station was located in a mid-latitude area. We could expect that the major number of false positives would occur during storm time, but the network is able to reject these candidates, due to the fact that it takes the change of rhythm as a variable. We want to remark that the change of rhythm is fundamental to make an accurate classification of SC events.

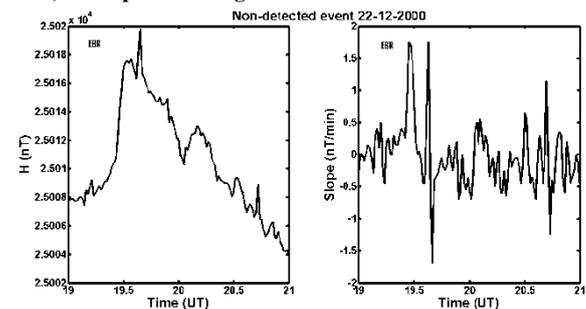
On the other hand, we are interested in creating an automatic method to detect SC but its results should maintain coherence with those detected by the traditional method used to elaborate the old list, according to Mayaud's rules (Mayaud, 1973). By working with data from only our observatory, Ebro, we benefit from the fact that we also control the data acquisition and their availability in real time, but our network system presents a number of false positives which are not appropriate if what we want is to have definitive data coherent with the old list.



**Figure 4.** Comparison between the manual list (area in the solid line) and the neural network list (area in the dashed line). The area non-covered by that associated to the neural network list corresponds to non-detected events, and the area that exceeds manual list corresponds to false positive events.



**Figure 5.** Example of a false positive SC. At the left panel, magnetogram at Ebro, and at the right panel, this slope. At Ebro the magnetic variation looks like a SC with a large slope, but in 3 of the 5 low-latitude stations, the slope of the magnetic variation is smaller than 3nT/min.



**Figure 6.** Example of a non-detected SC. At the left panel, magnetogram at Ebro, and at the right panel, this slope. This event is in the manual list of SC, but at Ebro it shows a very small slope.

### 4. CONCLUSIONS

The aim of this work was to produce an automatic method of SC detection. Ebro Observatory is the responsible for drawing up the official lists of SC events. Until now this work has still been carried out manually by using provisional lists from reports of possible candidates from other observatories which collaborate on this task. The whole process, from receiving the reports to checking every candidate manually, takes too much time. Moreover, the number of observatories which collaborate with the service is decreasing at the same rhythm as the number of people who manually take care of the magnetic data. Consequently, as the future of the service was in danger. We tried to devise an automatic method to speed up this process. Neural networks are helpful to solve our problems because they are able to find hidden patterns in a data set. Moreover, NN

present the capacity to learn from cases, and they have an adaptive learning useful to afford the detection of natural phenomena.

In this work, we have shown the ability of neural networks to detect SC events. Even with data from only one observatory, NN are able to detect the major part of SC correctly. But NN produce an important number of false positives. In order to minimize this inconvenience and make the method more consistent, it will be interesting to add other data from low-latitude observatories and impose their simultaneity.

## 5. REFERENCES

- Araki, T. (1994): "A physical model of the geomagnetic sudden commencement". *Geophys. Monogr.*, 81, 183-200.
- Caudill, M., and C. Butler (1992): "Understanding Neural Networks: Computer Explorations", Vols. 1 and 2, Cambridge, MA: The MIT Press.
- Calvo, R.A., H.A. Ceccatto, and R.D. Piacentini (1995): "Neural network prediction of solar activity". *The Astrophysical Journal*, 444:916-921.
- Curto, J.J., J.O. Cardús, L.F. Alberca, and E. Blanch (2007): "Milestones of the IAGA International Service of Rapid Magnetic Variations and its contribution to geomagnetic field knowledge". *Earth Planets Space*, 59, 463-471.
- Hagan, M.T., H.B. Demuth and M.H. Beale (1996): "Neural Network Design". Boston, MA: PWS Publishing.
- Hertz, J.A., A. Krogh and R.G. Palmer (1991): "Introduction to the Theory of Neural Computation, lecture notes vol. 1". *Santa Fe Institute Studies in the science of complexity*, 327 pp., Addison-Wesley, Redwood City, CA 94065.
- Hopfield J.J., D.W. Tank (1985): "'Neural' computation of decisions in optimization problems". *Biological Cybernetics*, 52, 141-152.
- Joselyn, J.A. (1985): "The automatic detection of geomagnetic-storm sudden commencements". *Adv. Space Res.*, 5, 193-197.
- Kröse B. and P. Van der Smagt (1996): "An introduction to Neural Networks". *University of Amsterdam*, Amsterdam.
- Lundstedt, H. (1991): "Neural network predictions of geomagnetic activity". *In IAGA Programs and Abstracts, XX General Assembly, IUGG*, Vienna.
- Lundstedt, H., and P. Wintoft (1994): "Prediction of geomagnetic storms from solar wind data with the use of a neural network". *Ann. Geophys.*, 12, 19-24.
- Mayaud, P.N. (1973): "A hundred years series of Geomagnetic data 1868-1967: Indices aa and storm sudden commencements". *IAGA Bull.*, 33.
- Rojas, R. (1996): "Neural Networks – A Systematic Introduction, chapter 7 The backpropagation algorithm". *Springer-Verlag*, Berlin.
- Rumelhart, D.E., G. Hinton and R. Williams (1986): "Learning representations by back-propagation errors". *Nature*, 323, 533-536.
- Vogl, T.P., J.K. Mangis, A.K. Rigler, W.T. Zink and D.L. Alkon (1988): "Accelerating the convergence of the backpropagation method". *Biological Cybernetics*, Vol. 59, pp. 256-264.

# Evolución espacio-temporal del campo magnético de la Tierra en Europa

## *Spatial and temporal evolution of the Earth's magnetic field for Europe*

Pavón-Carrasco, F. J.<sup>(1,2)</sup>, Osete, M. L.<sup>(2,3)</sup>, Torta, J. M.<sup>(4)</sup>

<sup>(1)</sup>Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (Sezione Roma 2), Roma, Italia, [javier.pavon@ingv.it](mailto:javier.pavon@ingv.it)

<sup>(2)</sup>Universidad Complutense de Madrid (Dpto. Física de la Tierra I: Geofísica y Meteorología), Madrid, España, [fjapavon@fis.ucm.es](mailto:fjapavon@fis.ucm.es), [mlosete@fis.ucm.es](mailto:mlosete@fis.ucm.es)

<sup>(3)</sup>Instituto de Geociencias IGEO, CSIC – UCM, Madrid, España

<sup>(4)</sup>Observatori de l'Ebre, (OE), CSIC – Universitat Ramon Llull, Roquetes, España. [jmtorta@obsebre.es](mailto:jmtorta@obsebre.es)

### SUMMARY

*In this work, we revisit the production of regional geomagnetic field models for the European region based on palaeomagnetic data (archaeomagnetic and lake sediment data) and introduce some new applications which can be derived from them. These regional models allow us to analyse the secular variation of the geomagnetic field for the last 8000 years: from 6000 BC to 1900 AD, connecting with the instrumental models, such as the IGRF. Several strategies were developed for the inversion process of the palaeomagnetic data by applying, in the space, the spherical cap harmonic analysis (SCHA) and its revised version for data at a constant altitude ( R-SCHA2D). In time, the models were obtained using the sliding overlapping windows method. Both models, called SCHA.DIF.3k and SCHA.DIF.8k, can be used for analysing the behaviour of the palaeosecular variation of the geomagnetic field in Europe for the last 8000 years and related phenomena, such as the archaeomagnetic jerks, the possible relationship between the Earth's magnetic field and the climate change, or the Geocentric Axial Dipole hypothesis (GAD). In this work, we analyse, for the first time, the dipolar and non-dipolar contributions contained in the regional models and the spatial and temporal evolution of the geomagnetic pole.*

## 1. INTRODUCCIÓN

Observaciones directas del campo geomagnético en la superficie de la Tierra para los últimos 400 años muestran que la intensidad del campo dipolar (o momento dipolar) está en continuo decrecimiento. Pero este registro instrumental (o histórico) sólo abarca los últimos 4 siglos (Jackson et al., 2000) y éste es un período de tiempo muy corto si se pretende analizar patrones de comportamiento en la variación de largo período del campo geomagnético: la llamada variación paleosecular (PSV).

Para analizar épocas anteriores hay que hacer uso de la magnetización remanente presente en las rocas o en ciertos utensilios arqueológicos. Esta magnetización remanente se debe a los materiales denominados ferromagnéticos (*sensu lato*). Estos minerales adquirieron un magnetismo remanente estable en presencia del campo geomagnético que actuó durante la formación del material o durante una serie de procesos fisicoquímicos a los que fue sometido posteriormente (calentamientos, transformaciones químicas,...).

Para estudiar el campo geomagnético en el Holoceno, últimos 12000 años, la hipótesis del Dipolo Geocéntrico Axial (GAD) es demasiado simplista, y la variación secular del campo no dipolar cobra una gran importancia. En este período temporal los materiales que tienen más interés para el estudio de las variaciones del campo geomagnético son las coladas volcánicas, los sedimentos lacustres y los materiales arqueológicos calentados. En este último caso, el paleomagnetismo deriva en arqueomagnetismo.

## 2. DATOS PALEOMAGNÉTICOS Y ARQUEOMAGNÉTICOS

Las coladas volcánicas tienen potencial como registradores del campo magnético terrestre en el pasado porque adquirieron una termorremanencia (remanencia de origen térmico) durante el enfriamiento. Pero en ocasiones la remanencia volcánica presenta una baja estabilidad magnética durante los experimentos de desimanciación térmica realizados para determinar la dirección y/o la intensidad del campo geomagnético. Esta inestabilidad se traduce muchas veces en resultados difíciles de interpretar (especialmente en los estudios de intensidad) y en tasas de éxito a menudo muy bajas.

Los sedimentos lacustres permiten, en general, un registro continuo del campo magnético terrestre pero, debido a la remanencia deposicional (o post-deposicional) característica de estos materiales, se suavizan altamente las amplitudes de la variación paleosecular. Sin embargo, como veremos a lo largo de este trabajo, contienen una información importante a tener en cuenta para poder conocer las características del campo geomagnético anteriores a los últimos 3000 años.

Finalmente, los materiales arqueológicos que han sufrido importantes calentamientos adquieren una termorremanencia que presenta una gran estabilidad durante los experimentos de desimanciación, lo que da lugar a resultados de fácil interpretación y a altos índices de éxito. Por esta razón, la información proporcionada por materiales arqueológicos bien datados constituye el método más eficaz para analizar la variación paleosecular del campo magnético terrestre de los últimos milenios.

La remanencia de los materiales arqueológicos de interés paleomagnético es debida, principalmente, al último calentamiento al que fue sometido el material. Cuando éste se enfría por última vez por debajo de su temperatura de bloqueo (en general, durante el último uso de la estructura) se queda grabado el campo geomagnético existente en ese instante de tiempo. Los hornos, hogares, termas, suelos quemados, etc, son materiales aptos para un estudio arqueomagnético. Tras someter a uno de estos materiales a las técnicas de tratamiento paleomagnético clásicas, éste genera un dato arqueomagnético, caracterizado por una dirección (declinación e inclinación) y/o una intensidad del campo magnético terrestre asociados a su edad y a las coordenadas geográficas del mismo. Por tanto, si en una cierta región de la Tierra tenemos varios datos arqueomagnéticos, podemos utilizarlos para determinar el comportamiento del campo geomagnético en dicha región en el período temporal que abarcan dichos datos.

En las últimas décadas se han desarrollado numerosas estrategias para analizar el campo geomagnético a partir de datos arqueomagnéticos. La primera, y quizás la más tradicional, se basa en la construcción de las curvas de variación paleosecular (PSVC) características de una región o país. Para construir estas curvas, los datos arqueomagnéticos analizados deben ser corregidos para extrapolar sus valores desde el lugar del yacimiento arqueológico

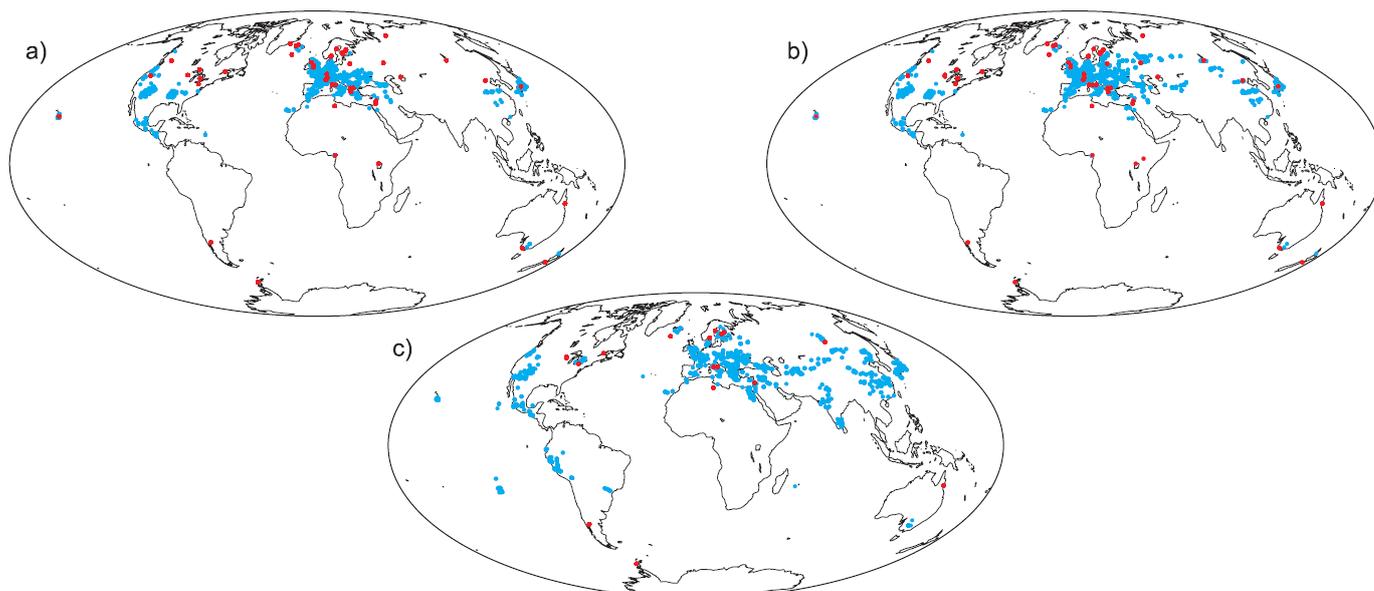
hasta el lugar de referencia donde se pretende elaborar la PSVC y, posteriormente, realizar un promedio de los mismos. Existen varios métodos matemáticos que pueden aplicarse en la construcción de la PSVC a partir de los datos arqueomagnéticos, como son el clásico método de ventanas móviles (e.g. Sternberg and McGuire 1990) o su modificación a partir de ventanas con tamaño adaptable (e.g. Le Goff et al., 2002). Recientemente se han desarrollado técnicas estadísticas más complejas, como las basadas en la estadística bayesiana (ver Lanos et al. 2005 para una revisión) o en el método *bootstrap* (Thébault y Gallet, 2010). Pero el problema más importante de este método clásico de construcción de las PSVCs es su restringida validez espacial, el error de relocalización producido por el traslado del dato arqueomagnético (Casas e Incoronato, 2007), y la posible incoherencia con otras PSVCs de regiones vecinas debido a las distintas bases de datos arqueomagnéticos usadas.

Otra forma de abordar el problema consiste en representar analíticamente el comportamiento espacial y temporal del campo geomagnético, mediante el análisis armónico de Gauss de la misma forma que se aplica a datos instrumentales y/o históricos (Jackson et al., 2000), pero, en este caso aplicado a datos arqueomagnéticos. A escala global esta representación ha sido ampliamente ensayada durante la última década (Korte et al. 2011a,b). Pero la resolución de los modelos y el grado máximo de los coeficientes de Gauss dependen de la cantidad y calidad de los datos y de su distribución global. Los datos arqueomagnéticos no tienen la calidad de los instrumentales y además su distribución espacio-temporal es muy pobre (prácticamente no hay datos en el hemisferio sur) por lo que

en los modelos globales deben introducirse fuertes parámetros de suavizado y, en muchos casos, deben incorporar datos de coladas volcánicas y registros sedimentarios. En la figura 1 se ha representado la localización de los datos arqueomagnéticos, de coladas volcánicas y de sedimentos lacustres para los últimos 7000 años (Korte et al., 2005 y Donadini et al., 2009). Para cubrir los vacíos de los datos arqueomagnéticos en el espacio y el tiempo, los largos registros sedimentarios son una buena alternativa, pero producen un mayor grado de suavizado en los modelos geomagnéticos.

En resumen, las curvas de variación Paleosecular permiten un análisis del campo arqueomagnético muy restringido en el espacio y, por otra parte, los modelos globales son aún imprecisos debido al número y distribución de la actual base de datos paleomagnéticos.

Europa es el continente donde la densidad de datos arqueomagnéticos es mayor que en cualquier otra parte del mundo (ver figura 1) y ésta ha aumentado considerablemente durante los últimos años. Ante esta alta densidad de datos arqueomagnéticos en el continente Europeo y los problemas derivados del uso de PSVCs y de modelos globales, se han establecido los modelos regionales como la mejor solución para analizar la evolución del campo geomagnético en la región europea. En los últimos años se han desarrollado dos modelos regionales de referencia del campo geomagnético para los últimos 8000 años en Europa: el modelo SCHA.DIF.3k (Pavón-Carrasco et al., 2009) y el modelo SCHA.DIF.8k (Pavón-Carrasco et al., 2010).



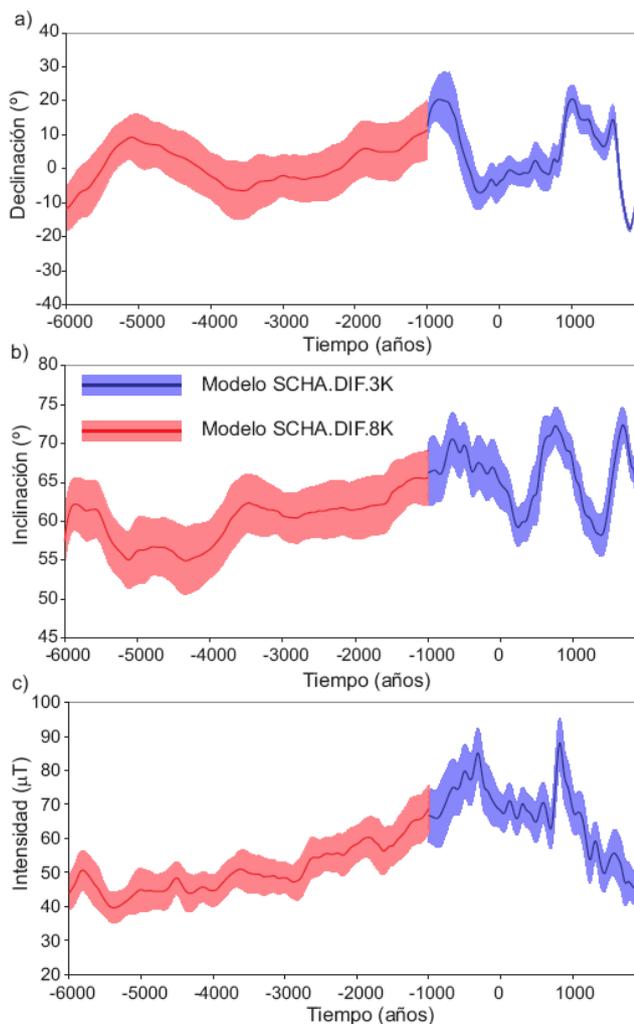
**Figura 1 – Distribución espacial de los datos de (a) declinación, (b) inclinación y (c) intensidad para los últimos 7000 años (azul: datos arqueomagnéticos y volcánicos, rojo: datos sedimentarios). (Spatial distribution of the (a) declination, (b) inclination and (c) intensity data for the last 7000 years (blue: archaeomagnetic and volcanic data, red: lake sediment data))**

### 3. MODELOS SCHA.DIF.3k Y SCHA.DIF.8k

a) Modelo SCHA.DIF.3k (Pavón-Carrasco et al., 2009): En este modelo, se abordó el problema de inversión usando todos los datos arqueomagnéticos *in situ* disponibles (abandonando el uso de las curvas de variación secular que introducen un error de relocalización) y se modeló conjuntamente los tres elementos del campo: declinación, inclinación e intensidad, aplicando el desarrollo en serie de Taylor de las componentes. Este método necesita un modelo inicial de partida o modelo base. El proceso de inversión está regulado por el tamaño del casquete esférico (semi-ángulo de  $40^\circ$ ), el grado y orden del desarrollo en armónicos del potencial hasta  $n = m = 2$ , y por el uso de un modelo base de partida para obtener el modelo final, SCHA.DIF.3k, válido para los últimos 3000 años (figura 2). Los datos instrumentales de los últimos 400 años fueron incluidos también en la fabricación del modelo.

b) Modelo SCHA.DIF.8k (Pavón-Carrasco et al., 2010): En este modelo se trabajó también conjuntamente con los tres elementos del campo geomagnético, manteniendo el mismo orden y grado del desarrollo armónico que en el modelo previo SCHA.DIF.3k, pero se utilizó una revisión de la técnica de modelado SCHA: la técnica R-SCHA2D (Thébault, 2008), que permite disminuir el tamaño (semi-ángulo) del casquete hasta el tamaño óptimo (de acuerdo con la distribución espacial de los datos) de  $22^\circ$ . A los datos arqueomagnéticos se les añadieron los procedentes de sedimentos lacustres para tener una mejor cobertura espaciotemporal. La regulación en este caso fue proporcionada por la norma del campo geomagnético dentro del casquete esférico. Este hecho permitió que el modelo inicial de partida en el desarrollo de Taylor de los elementos geomagnéticos fuera el más simple posible, i.e., el modelo geocéntrico dipolar axial (GAD).

Los modelos SCHA.DIF.8k y SCHA.DIF.3k son los modelos regionales de referencia que describen la evolución del campo geomagnético en Europa en los últimos 8000 años. El comportamiento del campo geomagnético está mejor definido en los últimos 3000 años (modelo 3k) debido a que el modelo se basa exclusivamente en datos arqueomagnéticos. La combinación de datos arqueomagnéticos y de sedimentos lacustres, para periodos anteriores al año 1000 a.C., hace que la variación paleosecular descrita por el modelo 8k presente amplitudes más suaves (ver figura 2).



**Figura 2 – Curva de variación paleosecular para la (a) declinación, (b) inclinación y (c) intensidad para los últimos 8000 años en 45°N, 15°E (Paleosecular variation curve for the (a) declination, (b) inclination and (c) intensity for the last 8000 years at 45°N, 15°E.)**

Estos modelos regionales han dado lugar a numerosos estudios y aplicaciones, como el análisis de las variaciones bruscas o *jerks* arqueomagnéticos, la comprobación de la hipótesis del GAD o el uso de los modelos como herramienta de datación arqueológica. Estos trabajos están ampliamente desarrollados en Pavón-Carrasco et al. (2009, 2010, 2011). En el presente trabajo vamos a analizar otras características del campo geomagnético, como son el análisis de la contribución dipolar/no dipolar del campo geomagnético y la posición y evolución del polo geomagnético.

#### 4. ANÁLISIS DEL CARACTER DIPOLAR DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO EN LA REGIÓN EUROPEA PARA EL HOLOCENO

Antes de la generación de modelos regionales o globales, el dato arqueomagnético era trasladado a un punto de referencia

(relocalización). Este procedimiento se hacía, bien para la construcción de una curva de variación secular (cuando el dato arqueomagnético estaba bien datado), o bien para determinar la edad del dato por comparación con una curva de variación paleosecular patrón. Para realizar la relocalización se asumía un campo geomagnético dipolar y por ello, la región de validez de dichas curvas no podía ser mayor a los  $2 \cdot 10^5 \text{ km}^2$  (Tarling, 1983).

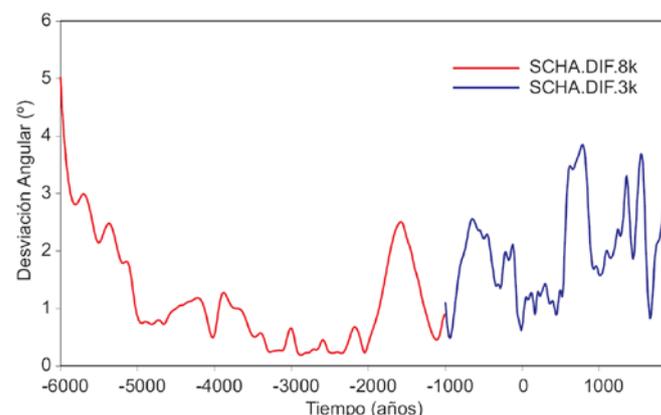
Con el uso de los modelos regionales anteriormente descritos pretendemos, en este trabajo, cuantificar dicha limitación en la relocalización del dato arqueomagnético, analizando el grado de dipolaridad/no dipolaridad en la región Europea para los últimos 8000 años.

En primer lugar, hay que distinguir entre el grado de dipolaridad de un modelo regional y uno global, ya que son dos términos distintos.

a) En el caso global, el grado de dipolaridad viene determinado por la contribución del campo dipolar definido a partir de los 3 primeros coeficientes de Gauss (con grado  $n = 1$ ). Y la contribución no-dipolar, será aquella dada por el resto de coeficientes ( $n > 1$ ).

b) Para el caso regional, el concepto es totalmente distinto, debido a que el significado físico de los coeficientes de Gauss desaparece. Dentro de la región de estudio, un modo de examinar ese grado de dipolaridad es determinando la desviación angular existente entre dos direcciones para localizaciones concretas. La primera es la dirección del campo dada directamente por el modelo regional en los puntos de estudio, mientras que la segunda está dada por un campo dipolar. Este campo dipolar se obtiene al relocalizar una red regular de datos direccionales a un punto central del área de estudio y posteriormente, calculando la declinación e inclinación media mediante la estadística de Fisher (1953) en dicho punto central.

En nuestro caso hemos seleccionado una malla regular dentro de la región Europea con una distancia entre puntos vecinos de aproximadamente  $0.25^\circ$  y en un área comprendida entre  $10^\circ\text{W}$  y  $35^\circ\text{E}$  de longitud y  $35^\circ\text{N}$  y  $60^\circ\text{N}$  de latitud. En cada punto de malla se ha calculado la dirección (declinación  $D_m$  e inclinación  $I_m$ ) proporcionada consecutivamente por los modelos regionales SCHA.DIF.3k y SCHA.DIF.8k, con un paso de 50 años desde el año 6000 a.C. hasta el 1900 d.C.



**Figura 3 – Valor medio de la desviación angular dada por los modelos regionales (Mean angular deviation given by the regional models)**

Una vez obtenidos todos los valores direccionales en los puntos de la malla regular, éstos han sido relocalizados a un punto central de coordenadas  $47.5^\circ\text{N}$ ,  $10^\circ\text{E}$ , donde se ha calculado su valor medio a partir de la estadística fisheriana. Posteriormente, los valores de declinación e inclinación medios han sido trasladados de nuevo a cada punto de la malla mediante el método de los polos geomagnéticos virtuales o método VGP (Merrill y McElhinny, 1998), donde se asume un campo dipolar. Estos nuevos valores dipolares de declinación  $D_d$  e inclinación  $I_d$  han sido comparados con los anteriores mediante el cálculo de la desviación angular  $\alpha$ , dada por la siguiente expresión:

$$\cos\alpha = \cos I_m \cdot \cos I_d \cdot \cos(D_m - D_d) + \sin I_m \cdot \sin I_d \quad (1)$$

Para cuantificar el grado de dipolaridad direccional, se ha calculado el valor medio de la desviación angular de los diferentes puntos de malla y ha sido representado en la figura 3. Los valores medios de desviación angular próximos a  $0^\circ$  indicarían un grado de dipolaridad alto, es decir, que los modelos regionales representarían un campo geomagnético muy dipolar (con poca contribución no-dipolar). Sin embargo, como se observa en la figura 3, la desviación angular media no alcanza en ningún momento el valor de  $0^\circ$ , por lo que el campo geomagnético en la región europea no puede asumirse como dipolar. Los valores máximos de desviación angular indicarían períodos con altos grados de no-dipolaridad en la región europea, como son los períodos 6000 – 5000 a.C., 2000 – 1000 a.C., 1000 a.C. – 0 y a partir del año 500 d.C., con una disminución evidente de la componente no-dipolar en el año 1670 d.C.

La mayor contribución dipolar (valores bajos de desviación angular) se produce en el período 3500 – 2000 a.C., aunque hay que tener en cuenta que este período está registrado básicamente en datos sedimentarios y, por ello, se espera que las componentes del campo

geomagnético proporcionadas por el modelo SCHA.DIF.8k estén muy promediadas y próximas a un campo dipolar.

## 5. VARIACIÓN DEL POLO GEOMAGNÉTICO VIRTUAL PARA LA REGIÓN EUROPEA.

Otro estudio que se presenta en este trabajo es el análisis de la evolución de la posición del polo geomagnético virtual en la región europea a partir de los modelos regionales. Al igual que en la sección anterior, hay que tener en cuenta que el polo geomagnético determinado a partir de los modelos regionales no es un polo geomagnético en sentido estricto, pues para ello sería necesario un modelo de campo geomagnético global. El polo geomagnético virtual fue calculado aplicando el método anteriormente descrito de los VGP en cada punto de la malla regular y depende solo de las direcciones del campo geomagnético en la región europea (suponiendo un campo dipolar, esas inclinaciones y declinaciones pueden utilizarse para calcular una distancia y un rumbo al polo, que serían los mismos que los del polo geomagnético norte).

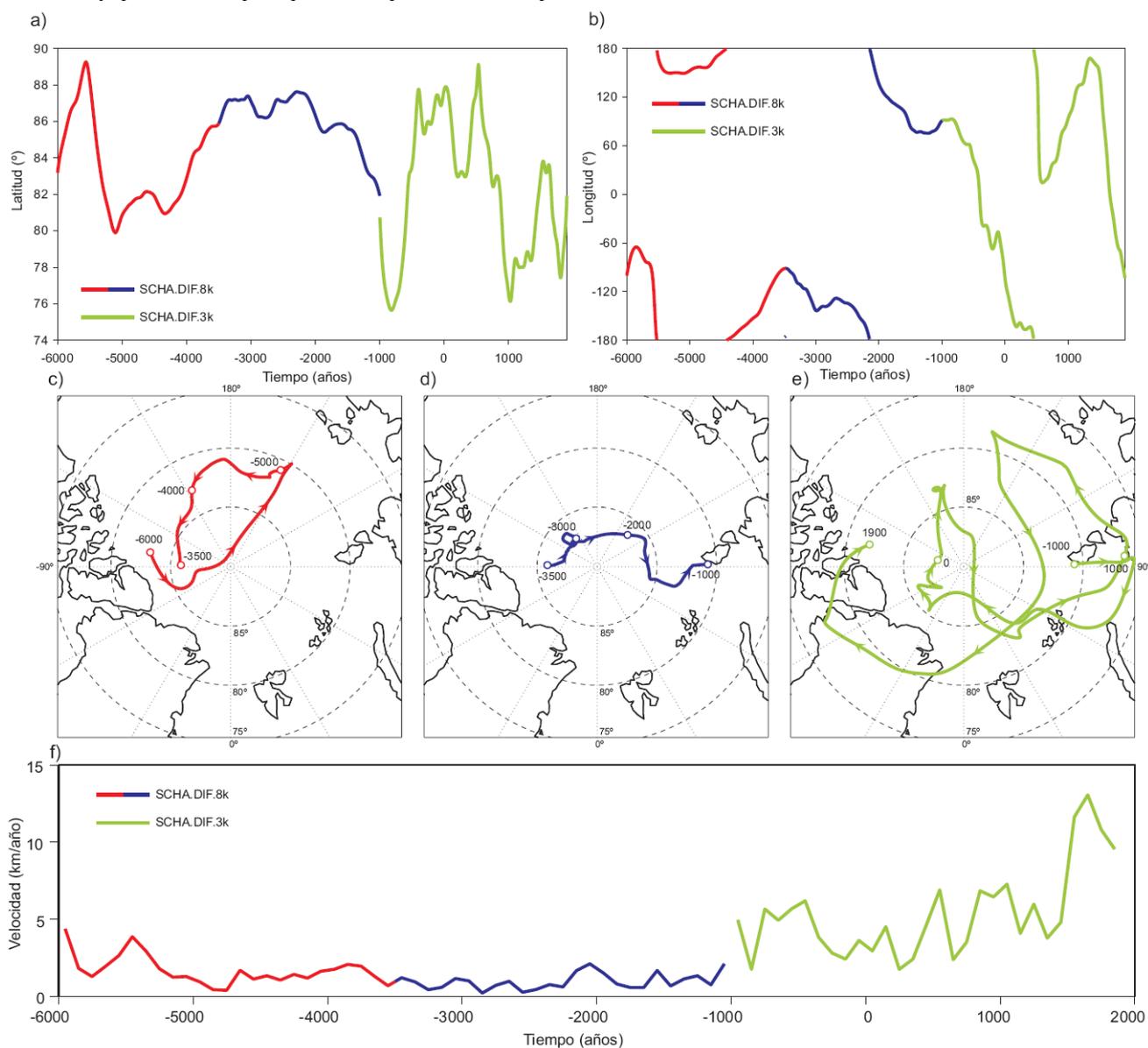


Figura 4 – (a) Latitud, (b) longitud y (c-e) movimiento del polo geomagnético virtual en proyección polar para los últimos 8000 años. (f) Velocidad de movimiento en km/año del polo geomagnético virtual. Curva roja: 6000 – 3500 a.C., curva azul: 3500 – 1000 a.C., y curva verde: 1000 a.C. – 1900 d.C. ((a) Palaeolatitude, (b) palaeolongitude, and (c) position of the virtual geomagnetic pole for the last 8000 years. (d) The speed of the virtual geomagnetic pole in km/yr. Red line: 6000 – 3500 BC, blue line: 3500 – 1000 BC, and green line: 1000 BC – 1900 AD.)

Para cada punto de malla y haciendo uso de los valores de declinación  $D_m$  e inclinación  $I_m$  proporcionadas por los modelos regionales, se ha calculado pues la posición del polo geomagnético virtual con latitud  $\phi_m$  y longitud  $\lambda_m$ . Una vez obtenida la posición de todos los polos virtuales de cada uno de los puntos de la malla, se ha promediado mediante la estadística fisheriana, para obtener así una curva temporal de la deriva del polo geomagnético virtual para la región Europea. Dicho movimiento del polo en latitud y longitud se muestra en la figura 4.

Durante los últimos 8000 años el polo geomagnético virtual para la región europea ha oscilado entre valores de latitud 75°N y 89°N, mientras que el rango de longitudes abarca todo los meridianos terrestres, desde 180°W hasta 180°E, como se puede observar en la figura 4. Para analizar en más detalle la posición del polo se han representado los polos obtenidos en 3 intervalos temporales. Para los dos primeros intervalos los polos se determinaron a partir del modelo SCHA.DIF.8k: 6000 – 3500 a.C. y 3500 – 1000 a.C., mientras que para el tercer intervalo (1000 a.C. – 1900 d.C.) se empleó el modelo SCHA.DIF.3k. En el primer intervalo temporal (figura 4c) se observa un giro del polo en sentido contrario a las agujas del reloj, con longitudes comprendidas entre 150°E y 60°W. Durante el segundo intervalo temporal (figura 4d) el polo se mueve de una forma más lineal, aproximadamente a lo largo del meridiano 90°E con valores decrecientes en la latitud. Finalmente, el tercer período (figura 4e) muestra un movimiento del polo con unas amplitudes más amplias que en épocas anteriores. Esto puede ser debido a que el polo está definido a partir de un modelo puramente arqueomagnético (SCHA.DIF.3k) que permite mayor variabilidad que los modelos que incluyen datos sedimentarios.

Conocida la posición del polo geomagnético virtual, se ha obtenido la velocidad de movimiento del mismo en km/año. Para ello se ha calculado la velocidad media en períodos de 100 años, teniendo en cuenta la curva descrita por el polo en la figura 4c-d. Los resultados (figura 4f) muestran una tasa de velocidad media de unos 1.3 km/año para el modelo SCHA.DIF.8k y de 5.4 km/año para el modelo SCHA.DIF.3k. Esta diferencia de velocidad entre ambos períodos podría estar también relacionada con el uso de datos sedimentarios en épocas anteriores al año 1000 a.C. Se observa, además, que para los últimos 3 milenios, la velocidad ha ido aumentado considerablemente hasta valores de unos 10 km/año, hecho que está en concordancia con los últimos estudios de posicionamiento y velocidad del polo norte magnético propuesto por Newitt et al. (2009).

## 6. CONCLUSIONES.

En este trabajo se ha realizado una revisión breve de los diferentes modelos regionales existentes para la región europea que permiten analizar el comportamiento del campo geomagnético para los últimos 8000 años (los modelos SCHA.DIF.3k y SCHA.DIF.8k). Además, se ha realizado un estudio de la contribución dipolar y no-dipolar derivada de dichos modelos. El análisis revela que la contribución no-dipolar es importante en todo el intervalo temporal, con máximos acusados en los períodos 6000 – 5000 a.C., 1500 a.C., 600 a.C., 700 d.C., y 1500 d.C. Utilizando el método paleomagnético de los VGPs se ha analizado la evolución de la posición del polo geomagnético virtual para la región europea en los últimos 8000 años.

Los resultados revelan que el modelo SCHA.DIF. 3k, basado exclusivamente en datos arqueomagnéticos, predice un movimiento del polo mucho más acusado (con mayor amplitud espacial) que el estimado a partir del modelo SCHA.DIF.8k, que utiliza una combinación de datos arqueomagnéticos y de sedimentos marinos. Este efecto queda también reflejado en las velocidades medias del movimiento del polo virtual de ambos modelos, siendo la del modelo SCHA.DIF.3k cuatro veces mayor que la observada en el modelo SCHA.DIF.8k.

## 7. REFERENCIAS

- Casas, L.L., and A. Inoronato (2007): "Distribution analysis of errors due to relocation of geomagnetic data using the 'Conversion via Pole' (CVP) method: implications on archaeomagnetic data". *Geophys. J. Int.*, **169** (2), 448 - 454.
- Donadini, F., M. Korte, and C. G. Constable (2009): "Geomagnetic field for 0-3 ka: 1. New data sets for global modeling". *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **10**, Q06007 doi:10.1029/2008GC002295.
- Fisher, R.A. (1953): "Dispersion on a sphere". *Proc. Roy. Soc. London*, A **271**, 295-305.
- Jackson, A., A.R.T. Jonkers, and M.R. Walker (2000): "Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records". *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, **358**, 957 - 990.
- Korte, M., A. Genevey, C.G. Constable, U. Frank, and E. Schnepp (2005): "Continuous geomagnetic field models for the past 7 millennia: 1. A new global data compilation". *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **6**, Q02H15 doi:10.1029/2004GC000800.
- Korte, M., Constable, C. (2011a): "Improving geomagnetic field reconstructions for 0-3 ka". *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **188**, 247-259.
- Korte, M., Constable, C., Donadini, F. and R. Holmes (2011b): "Reconstructing the Holocene geomagnetic field". *Earth and Planetary Science Letters*, **312**, 497-505.
- Lanos, Ph., M. Le Goff, M. Kovacheva, and E. Schnepp (2005): "Hierarchical modeling of archaeomagnetic data and curve estimation by moving average technique". *Geophys. J. Int.*, **160**, 440-476.
- Le Goff, M., Y. Gallet, A. Genevey, and N. Warmé (2002): "On archaeomagnetic secular variation curves and archaeomagnetic dating". *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **134**, 203-211.
- Merrill, R. T., M. W. McElhinny, and P. L. McFadden (1998): "The magnetic field of the Earth, paleomagnetism, the core and the deep mantle". *International Geophysics Series*, 63, Academic Press, 531 pp., 1998.
- Newitt, L.R., A. Chulliat, and J.-J. Orgeval (2009), Location of the North Magnetic Pole in April 2007. *Earth Planets Space*, **61**, 703 – 710.
- Pavón-Carrasco, F.J., M.L. Osete, J.M. Torta and L.R. Gaya-Piqué (2009): "A regional archaeomagnetic model for Europe for the last 3000 years, SCHA.DIF.3K: applications to archaeomagnetic dating". *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **10**, Q03013, doi: 10.1029/2008GC002244.
- Pavón-Carrasco, F.J., M. L. Osete, and J. M. Torta (2010): "Regional modeling of the geomagnetic field in Europe from 6000 to 1000 B.C.", *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **11**, Q11008, doi:10.1029/2010GC003197.
- Pavón-Carrasco, F.J., J. Rodríguez-González, M.L. Osete, and J.M. Torta (2011): "A matlab tool for archaeomagnetic dating". *Journal of Archaeological Science*, **38** (2), 408-419.
- Sternberg, R., and R. McGuire (1990) : "Techniques for constructing secular variation curves and for interpreting archaeomagnetic dates". In: *Eighmy, J., Sternberg, R., eds, Archeomagnetic Dating. University Arizona, Tucson*: 450pp.
- Tarling, D.H. (1983): "Palaeomagnetism: Principles and applications in geology geophysics and archaeology". pp 279, Chapman and Hall, London.
- Thébaud, E. (2008): "A proposal for regional modelling at the Earth's surface R-SCHA2D". *Geophys. J. Int.*, **174**, 118-134.
- Thébaud, E., and Y. Gallet (2010): "A bootstrap algorithm for deriving the archeomagnetic field intensity variation curve in the Middle East over the past 4 millennia BC". *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L22303.



# Análisis de la relación entre las variaciones del contenido de electrones ionosférico (ROT) y el error en el posicionamiento puntual preciso (PPP)

## *Analysis of the relationship between the variations of ionospheric electron content (ROT) and the error in precise point positioning (PPP)*

I. Rodríguez-Bilbao<sup>(1)</sup>, G. Rodríguez-Caderot<sup>(2)</sup>, S. M. Radicella<sup>(3)</sup>, M. Herráiz<sup>(1,4)</sup>, L. Ciraolo<sup>(5)</sup>, B. Moreno<sup>(6)</sup> y M. C. De Lacy<sup>(7)</sup>

<sup>(1)</sup>Dpto. de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I (Geofísica y Meteorología), Fac. CC. Físicas, Universidad Complutense de Madrid, Avda. Complutense s/n, 28040, Madrid, [irbilbao@pdi.ucm.es](mailto:irbilbao@pdi.ucm.es)

<sup>(2)</sup>Sec. Dptal. Astronomía y Geodesia, Fac. CC. Matemáticas, Universidad Complutense de Madrid, Avda. Complutense s/n, 28040, Madrid, [grc@mat.ucm.es](mailto:grc@mat.ucm.es)

<sup>(3)</sup>Telecommunications/ICT Development Laboratory (T/ICT4D), Abdus Salam International Center for Theoretical Physics (ICTP), Strada Costiera 11, 34014, Trieste, Italia, [rsandro@ictp.it](mailto:rsandro@ictp.it)

<sup>(4)</sup>Instituto de Geociencias (UCM,CSIC), Madrid, [mherraiz@fis.ucm.es](mailto:mherraiz@fis.ucm.es)

<sup>(5)</sup>Istituto di Fisica Applicata “Nello Carrara” del Consiglio Nazionale delle Ricerche (IFAC-CNR), ViaMadonna del Piano n. 10, 50019 Sesto Fiorentino (FI), Italy, [ciraolo@ifac.cnr.it](mailto:ciraolo@ifac.cnr.it)

<sup>(6)</sup>Global Geomonitoring and Gravity Field, Deutsches GeoForschungZentrum (GFZ), Münchner Straße 20, 82234, Weßling, Alemania, [moreno@gfz-potsdam.de](mailto:moreno@gfz-potsdam.de)

<sup>(7)</sup>Dpto. de Ingeniería Cartográfica, Geodesia y Fotogrametría, Universidad de Jaén, Paraje Las Lagunillas s/n 23008, Jaén, [mclacy@ujaen.es](mailto:mclacy@ujaen.es)

### SUMMARY

*This work introduces a methodology to study several aspects of the relationship between positioning errors and the presence of large Rate of change of Total Electron Content (ROT) values in the ionosphere. The analysis has been applied to data corresponding to year 2001 (high solar activity) recorded in 7 Global Positioning System (GPS) stations from the IGS (International GNSS Service), situated near the magnetic equator and with different longitudes. This study shows that under heavy ROT conditions, most of the positioning errors are due to signal degradation that decreases the availability of visible satellites. However, there exist a significant number of cases in which, although the number of visible satellites with useful signals was big enough to get high accuracy, errors of meters appeared in the estimated height. This result arises the need of a careful application of Precise Point Positioning (PPP) methods when data corresponding to disturbed ionospheric conditions are considered.*

### 1. INTRODUCCIÓN

La ionosfera es la parte de la atmósfera donde la concentración de iones y electrones es máxima. Se trata de una de las fuentes que mayores errores introduce en la estimación de la distancia satélite receptor y por ello causa el empobrecimiento de la precisión en el posicionamiento realizado con el GNSS (*Global Navigation Satellite System*).

Entre los distintos efectos que se producen sobre las señales de radiofrecuencia, en este trabajo nos centramos en el retraso introducido por la ionosfera en la velocidad de grupo de las señales GPS. La importancia de este retraso puede valorarse recordando que una ionosfera con un contenido total de electrones de 18.75 TECu, donde 1 TECunit =  $10^{16}$  e/m<sup>2</sup>, causa 10 ns de retardo, lo que se refleja en un error de 3 m en la estimación de la distancia satélite-receptor en la señal L1 centrada en 1,57542 GHz (Kintner and Levidna, 2005). A este retraso hay que añadir, además, los fenómenos asociados a irregularidades de plasma ionosférico que pueden producir centelleo en la amplitud y fase de dichas señales, degradando así la precisión del posicionamiento (Jakowski et al., 2008).

La ionosfera, al contrario de la atmósfera neutra, es un medio dispersivo, lo que implica que la velocidad de propagación de las ondas depende de su frecuencia. A mayor frecuencia menor retardo en la propagación de la señal. Así pues, el retraso en la señal vendrá dado en primera aproximación por dos factores: el contenido total de electrones que se encuentra en la trayectoria de la señal entre el satélite y el receptor, y la frecuencia de dicha señal.

En el Posicionamiento Puntual de Precisión (PPP) el efecto del retardo ionosférico puede eliminarse en primera aproximación mediante la combinación lineal de observaciones de doble

frecuencia. Sin embargo, como ya se ha observado en un estudio anterior (Moreno et al., 2011), bajo condiciones de fuertes variaciones temporales de la densidad electrónica pueden aparecer notables errores en la altura estimada por el PPP que no son eliminados en la combinación de dos frecuencias.

La estructura de la ionosfera y su contenido electrónico sufren variaciones temporales y geográficas, con una fuerte dependencia de la actividad solar (Liu et al., 2007) y geomagnética. Los valores máximos en la densidad electrónica se dan en regiones ecuatoriales. A unos 10-20° a ambos lados del ecuador magnético se produce una región de alta densidad electrónica conocida como Anomalía Ecuatorial (AE) o Anomalía de Appleton. El fenómeno que produce la AE se conoce como “efecto fuente” y se debe a que en la ionosfera ecuatorial existe un campo eléctrico zonal que durante el día está dirigido hacia el Este y que combinado con el campo magnético, que en estas latitudes es paralelo a la superficie, produce una deriva vertical  $\mathbf{E} \times \mathbf{B} / B^2$ . Poco antes de la puesta del Sol este campo eléctrico se acentúa (es lo que se conoce como “aumento pre-inversión”), haciendo que el plasma de la región F ascienda a mayor altura y descienda posteriormente por acción de la gravedad y del gradiente de presión a lo largo de las líneas del campo magnético terrestre hasta las latitudes magnéticas mencionadas. Según el estudio de Whalen (2004), existe un aumento en la deriva vertical pre-inversión (ExB) con el incremento del flujo solar y también se da un aumento del contenido electrónico máximo en ambas crestas a causa de dicho fenómeno, que depende tanto de la latitud como de la longitud. Éste es un contexto propicio para la aparición de irregularidades de plasma en la capa F tras la puesta del Sol, como por ejemplo la dispersión de la capa F ecuatorial o las ‘burbujas de plasma ionosférico (EPBs)’. Con este nombre se conocen las

evoluciones de la inestabilidad generalizada de Rayleigh-Taylor (Tsunoda, 1985), en las que el plasma de la parte baja de la capa F se intercambia con el plasma que se encuentra sobre ella. La intensificación de los campos hacia el Este acentúa el ritmo de crecimiento de dicha inestabilidad (Burke et al., 2004). Al mismo tiempo la aparición de EPBs no solo experimenta variaciones temporales relacionadas con la actividad solar, sino que también sufre variaciones dependientes de la estación del año y de la longitud que se esté considerando, ya que dependen de la alineación de las líneas de campo magnético terrestre con el terminador solar.

Las irregularidades en la densidad electrónica causan inhomogeneidades en el índice de refracción del medio y por lo tanto en la refractividad de las señales de GPS que las atraviesan. Debido a ello pueden producirse fuertes fluctuaciones de amplitud y fase en la señal conocidas como centelleo ionosférico, capaces de causar errores en el posicionamiento mediante sistemas de navegación por satélite.

En este trabajo se muestra el comportamiento temporal de las fuertes variaciones del TEC caracterizadas por altos valores de ROT (*Rate of Change of TEC*) sobre 7 estaciones GPS ecuatoriales y el de los errores en el PPP achacables a dichas variaciones con el propósito de ver la relación que existe entre ambos fenómenos.

## 2. METODOLOGÍA

El procedimiento llevado a cabo en el procesado de los datos se puede dividir en dos etapas.

En la primera se ha determinado el sTEC (*slant Total Electron Content*), es decir, la cantidad de electrones libres contenidos en una columna de 1 m<sup>2</sup> de sección que se encuentra a lo largo de la trayectoria de la señal entre el satélite y el receptor. El cálculo se ha realizado para cada arco satélite-receptor, época por época, mediante un software desarrollado conjuntamente por la Universidad Complutense de Madrid y la Universidad de Jaén que estima el retardo ionosférico (de Lacy et al., 2008; Moreno et al., 2011). Considerando un Modelo Ionosférico de Capa Simple (Manucci et al. 1999) situado a 450 km de altitud, se ha multiplicado este sTEC por una función de mapeo dependiente de la elevación del satélite (Schäfer, 1997) para así obtener el vTEC (*vertical TEC*) para cada *Ionospheric Piercing Point* (IPP), punto donde el rayo satélite-receptor se encuentra con la Capa Simple mencionada. El valor de la altura de esta capa suele situarse entre 300 y 450 km. Calculando la diferencia entre dos valores consecutivos de vTEC, correspondientes a épocas espaciadas 30s se ha obtenido el ROT. Éste nos muestra las variaciones en el contenido electrónico a medida que el satélite se desplaza.

La presencia de fuertes gradientes puede hacer que la aproximación de capa simple resulte inadecuada y dificulte el cálculo del vTEC. Nava et al. (2007) realizaron un estudio de este problema concluyendo que los errores se minimizan al considerar una altura de unos 400 km para la capa simple.

En la segunda etapa se ha llevado a cabo la estimación de la posición de las estaciones utilizando PPP. Para ello se han procesado los mismos ficheros de datos que en el caso anterior con el software libre CSRS-PPP (*Canadian Spatial Reference System-PPP*, *Geodetic Survey Division of Natural Resources of Canada*) (Kouba and Héroux, 2001) al que se puede acceder vía *online* (<http://csrsjava.geod.nrcan.gc.ca/csrsicp/CsrsLogin?userlang=en>). Se ha utilizado el modo cinemático para estimar la posición de cada estación época por época. Cuando el número de satélites visibles es inferior a 5 este software no estima la posición. En este procesado se considera por defecto una máscara de elevación de 10°. Este pequeño valor puede aumentar la influencia de los fuertes gradientes horizontales de TEC característicos de latitudes ecuatoriales, pero permite contar con un número más alto de satélites para el proceso de posicionamiento. Considerar una mayor elevación puede degradar la estimación de la posición.

En el posicionamiento, nos hemos centrado en los valores de la altura estimada, ya que, debido a la geometría de la distribución de

los satélites, salvo en ciertas excepciones, la coordenada vertical es la menos precisa. El efecto de la geometría de los satélites sobre el posicionamiento se puede cuantificar mediante el DOP (*Dilution of Precision*). En este caso, la altura estimada mediante el CSRS-PPP se ha pesado con el valor de GDOP (*Geometrical Dilution Of Precision*) que el mismo procesado proporciona.

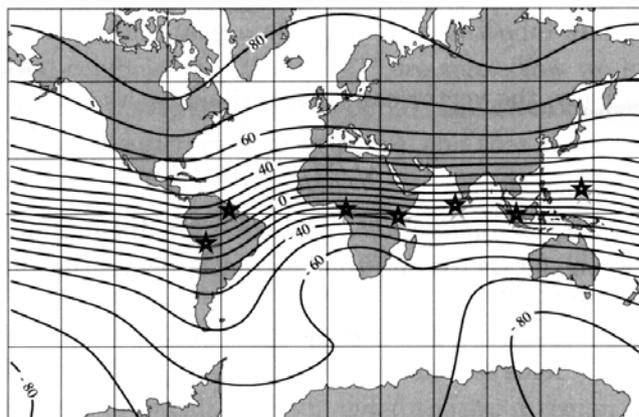
Tras ambos procesados se han analizado los gráficos de las curvas de sTEC, ROT, la altura pesada por el GDOP y el número de satélites utilizado en el posicionamiento.

## 3. DATOS

En este trabajo se parte de los ficheros RINEX de 7 estaciones GPS permanentes pertenecientes al IGS (Dow et al., 2009) (véase la tabla 1).

**Tabla 1 – Latitud, longitud, inclinación magnética y número de ficheros RINEX de las estaciones GPS seleccionadas. (*Latitude, longitude, magnetic dip and number of RINEX files of the GPS chosen stations.*)**

Estación	Lat (°)	Long (°)	I (°)	RINEX 2001
AREQ	-16.47	288.51	-7.33	344
KOUR	5.25	307.19	20.77	269
NKLG	0.35	9.67	-20.80	361
MALI	-3.00	40.19	-26.54	311
MALD	4.19	73.53	-8.92	249
NTUS	1.35	103.68	-16.06	210
GUAM	13.59	144.87	12.00	364



**Figura 1 – Mapa de isoclinas del campo magnético terrestre en el que se muestra mediante estrellas negras la distribución geográfica de las estaciones seleccionadas. Adaptado de [http://geophysics.ou.edu/solid\\_earth/notes/mag\\_earth/earth.htm](http://geophysics.ou.edu/solid_earth/notes/mag_earth/earth.htm). (*Isoclinic map of the Earth magnetic field where geographic distribution of the chosen stations (black stars) is shown. Adapted from the [http://geophysics.ou.edu/solid\\_earth/notes/mag\\_earth/earth.htm](http://geophysics.ou.edu/solid_earth/notes/mag_earth/earth.htm).*)**

Debido a que la aparición de irregularidades de plasma ionosférico aumenta significativamente con la actividad solar, para dicho estudio se ha decidido escoger datos correspondientes a registros del año 2001, que fue de alta actividad solar. En dicho año el valor medio anual del índice de manchas solares fue 111.0 ([ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR\\_DATA/SUNSPOT\\_NUMBERS/INTERNATIONAL/yearly/YEARLY](ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS/INTERNATIONAL/yearly/YEARLY)) y el flujo de ondas de radio emitido en 2800 MHz, definido por el índice F10.7 fue 163.0 10<sup>-22</sup> Js<sup>-1</sup>m<sup>-2</sup>Hz<sup>-1</sup> ([ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR\\_DATA/SOLAR\\_RADIO/FLUX/Penticton\\_Absolute/yearly/YEARLY.ABS](ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/SOLAR_RADIO/FLUX/Penticton_Absolute/yearly/YEARLY.ABS)).

Las estaciones han sido seleccionadas de modo que cubren en longitud una gran parte del globo (véase la figura 1), y están situadas

geográficamente de tal modo que se ven bajo la influencia de la Anomalía Ecuatorial (AE), donde debido al complicado comportamiento de la ionosfera en estas latitudes (Ezquer y Radicella, 2008) y la presencia de burbujas de plasma ionosférico (Portillo et al., 2008), son habituales fuertes gradientes de TEC (Carrano and Groves, 2007). En concreto, la aparición de las burbujas es distinta dependiendo de la longitud (Burke et al., 2004) y la actividad solar, siendo mayor en condiciones de alta actividad solar (Huang et al., 2002). En este estudio vamos a considerar 3 sectores: americano (estaciones AREQ y KOUR), africano (estaciones NKLG y MALI) y asiático (estaciones MALD, NTUS y GUAM).

#### 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Con objeto de resaltar el comportamiento temporal de los distintos fenómenos observados se ha decidido agrupar los resultados para cada estación correspondientes al año de estudio.

En la figura 2 se muestra la distribución temporal (anual y diaria) de las señales que han sufrido un ROT absoluto superior a 0.5 TECu/30s en cada estación analizada. De arriba abajo se representan las estaciones americanas (AREQ y KOUR), las africanas (NKLG y MALI) y, por último, las asiáticas (MALD, NTUS y GUAM). En los 7 casos analizados se puede apreciar claramente un comportamiento diario análogo: los eventos con fuerte ROT ocurren principalmente en el intervalo horario de 19:00 a 04:00 de la noche local. En cuanto al comportamiento anual se observan diferencias entre las estaciones africanas y el resto. Las africanas muestran altos valores de ROT a lo largo de todo el año. En las demás, y teniendo en cuenta los huecos en la serie de datos, se ve que los sucesos se concentran entre enero-marzo y septiembre-octubre, es decir en torno a los equinoccios (véase tabla 2). Por ejemplo, en el caso de los resultados obtenidos para las estaciones del continente americano, AREQ y KOUR, las dos épocas del año están bien definidas mientras que en las estaciones asiáticas, MALD y NTUS, aparece cierta continuidad para todo el año aunque no tan pronunciadas como en África. Esta variabilidad estacional-longitudinal, ya ha sido observada con anterioridad por Burke et al. (2004), en su estudio del comportamiento de las EPBs a partir de observaciones in situ con satélites DMSP (*Defense Meteorological Satellite Program*) y ROCSAT-1 (*Republic of China Satellite*). En dicho estudio razonan que la variabilidad estacional depende estrictamente de la longitud y refleja las características del campo magnético ecuatorial en los distintos sectores, indicando que en longitudes donde la declinación magnética se aproxima a cero la formación de burbujas es favorable en los equinoccios, mientras que, donde la declinación magnética tiene componentes hacia el Oeste (Este), la aparición de burbujas se desplaza a los solsticios de Diciembre (Junio). Las estaciones

asiáticas analizadas en nuestro trabajo no parecen seguir la pauta señalada por dichos autores.

Finalmente, se ha analizado la distribución diaria, para todo el año y cada estación, del error en la altura estimada por el CSRS-PPP. En la figura 3 se representa la distribución anual de los casos con error en la altura superior a 1m. En estos gráficos se puede ver claramente cómo para las estaciones KOUR, NKLG, MALI y GUAM los mayores errores aparecen agrupados en los tramos coincidentes con grandes valores de ROT pero en un intervalo temporal algo más estrecho, centrado entre las 20:00 LT y las 00:00 LT. En el caso de AREQ y MALD también hay coincidencias pero los errores aparecen más dispersos. En el caso de la estación NTUS hay muy pocos errores. Los resultados obtenidos para la estación de MALI reflejan los problemas observados en las señales durante el periodo de días comprendidos entre el 1 y el 64.

Los puntos que se encuentran alineados oblicuamente y en paralelo en algunas imágenes de las figuras 2 (ej. MALD) y 3 (ej. NKLG) se deben a fenómenos relacionados con el *multipath* experimentado por las señales que siguen la periodicidad de los satélites GPS, ya que la órbita de éstos es de 11h 58min por lo que cada día que pasa, la constelación de satélites adopta la misma posición 4 minutos antes.

Se ha visto que el número de satélites utilizados en el PPP disminuye de forma considerable bajo condiciones de fuerte ROT, y en un porcentaje alto de los casos, el número de satélites se vuelve crítico para dicho posicionamiento. La disminución en el número de satélites utilizados está generalmente asociada a la pérdida del registro de la señal en condiciones de fuertes variaciones temporales de TEC.

En la figura 4 se muestra un ejemplo de los resultados diarios obtenidos a partir de los registros de 24h. En la imagen superior se muestran los valores de ROT obtenidos para cada satélite-receptor en un intervalo de tiempo dado. Se observa un aumento significativo en los valores del ROT a partir de las 19:00 LT. En la figura central se puede ver cómo el error en la altura estimada también aumenta a partir de dicha hora. El número de satélites utilizados en el posicionamiento en dicho caso viene mostrado en la imagen inferior. En ella se puede ver que en el tramo en el que los valores de ROT crecen, el número de satélites utilizados en el PPP fluctúa de época a época y va poco a poco disminuyendo. Aun así, éste debería ser suficiente como para poder llevar a cabo un buen PPP y, sin embargo, aparecen grandes errores. En la tabla 3 se puede ver como en principio, el número de satélites es superior a 5 en un amplio rango de épocas en las que tenemos altos valores absolutos de ROT y fuertes errores en el posicionamiento. En estos casos está claro que la señal de los satélites está degradada, pero no se ha observado una relación directa entre la cantidad de satélites con la señal afectada por altos valores de ROT y la magnitud del error.

**Tabla 2 –Número de días con ROT absoluto superior a 0.5 TECU/30s con respecto al número de días procesados sin error. (Number of days with absolute ROT above 0.5 TECU/30s, with respect to the number of days with data).**

	AREQ	KOUR	NKLG	MALI	MALD	NTUS	GUAM
Enero	28/29	28/30	30/31	0	12/12	0	5/30
Febrero	27/28	28/28	26/28	0	8/8	7/7	20/28
Marzo	28/30	25/26	31/31	0	6/6	9/10	27/29
Abril	24/29	14/21	27/27	4/5	7/7	0	22/28
Mayo	4/31	17/30	31/31	29/30	25/28	0	21/31
Junio	2/30	4/29	30/30	28/29	25/27	8/12	22/29
Julio	5/31	3/31	29/31	29/30	24/24	14/30	20/31
Agosto	7/31	3/18	30/31	28/31	21/21	22/31	26/31
Septiembre	29/30	8/8	28/28	28/28	26/26	30/30	30/30
Octubre	29/31	27/27	31/31	24/24	31/31	31/31	27/29
Noviembre	27/30	5/5	29/29	28/28	25/25	29/31	17/30
Diciembre	11/11	0/0	29/29	24/30	29/29	12/28	6/31

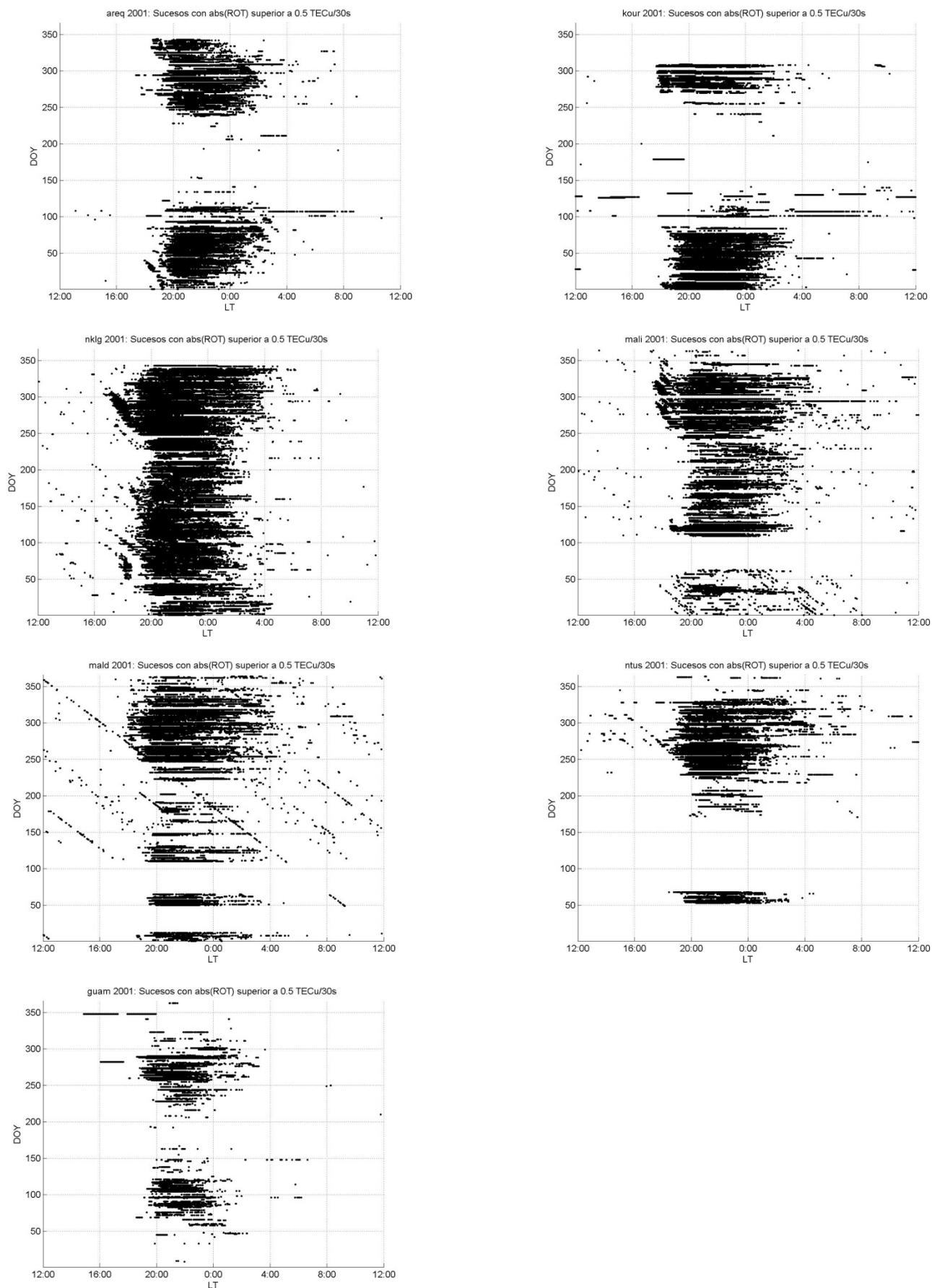


Figura 2 –Distribución anual y diaria de los valores absolutos de ROT superiores a 0.5 TECu/30s. El eje horizontal indica la hora local (LT) mientras que el vertical el día del año. (Annual and daily distribution of absolute ROT values above 0.5TECu/30s. The horizontal axis shows local time (LT), while the vertical one indicates the Day of the Year).

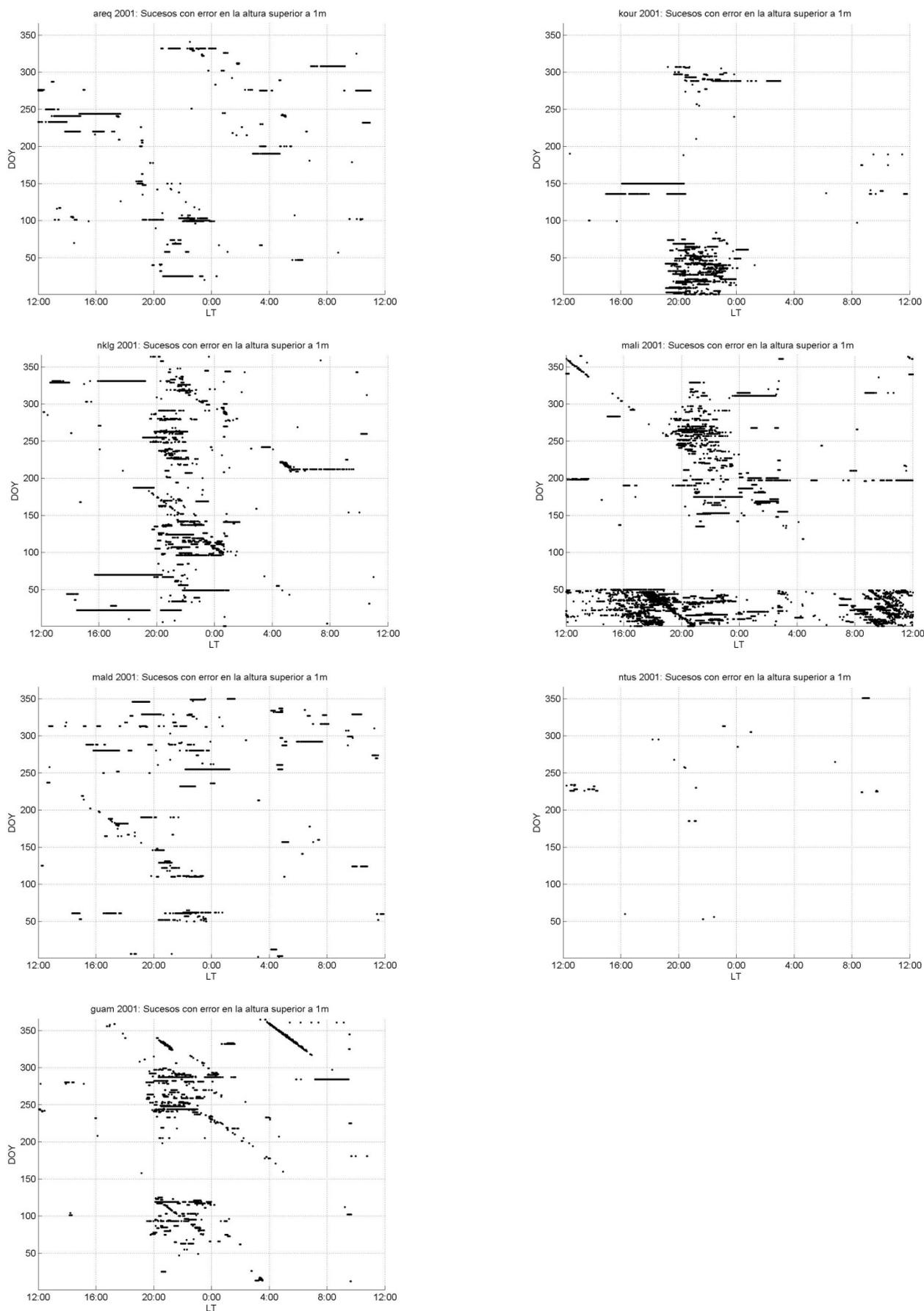


Figura 3 – Distribución anual y diaria de los errores superiores a 1m en la altura estimada. El eje horizontal indica la hora local (LT) mientras que el vertical el día del año. (Annual and daily distribution of errors for height greater than 1m. The horizontal axis shows local time (LT), while the vertical one indicates the Day of the Year).

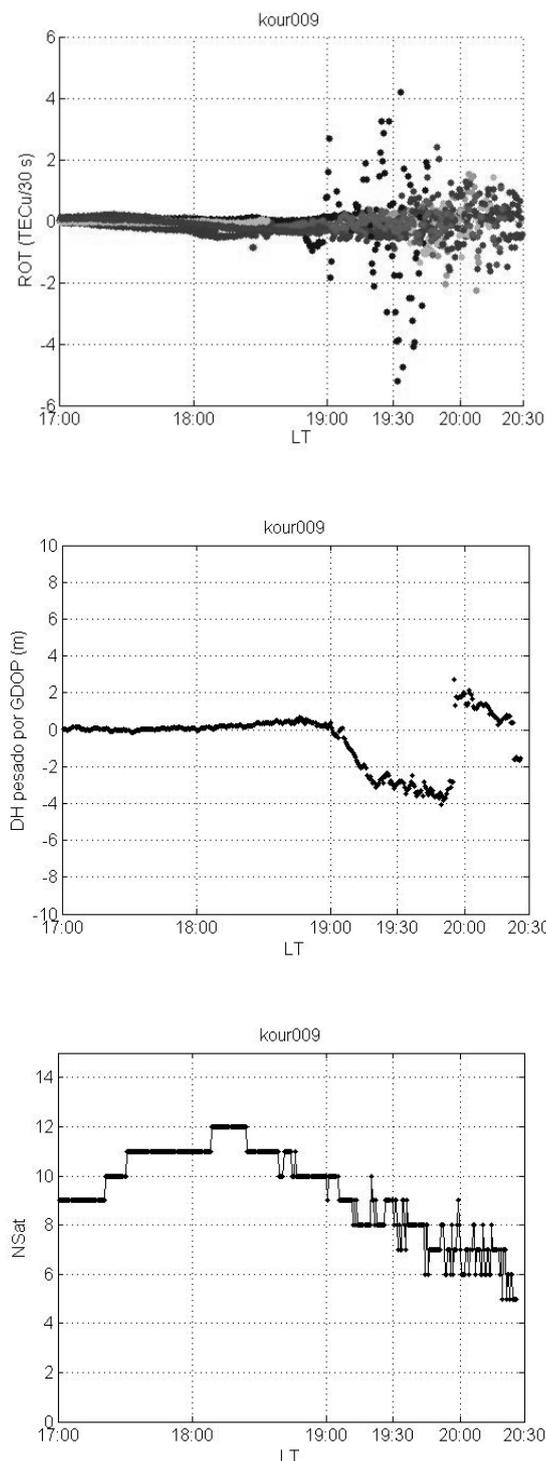


Figura 4 – Resultados correspondientes a la estación KOUR el día 9 de Enero del 2001 para el intervalo de tiempo de 17:00-20:30 LT. De arriba abajo se muestran: el valor del ROT obtenido para todos los satélites visibles por encima de los 10° de elevación, el error en la altura estimada con CSRS-PPP pesado por su GDOP y el número de satélites utilizados en el posicionamiento. El eje horizontal indica la hora local. (Results obtained for KOUR station for the 9<sup>th</sup> of January of 2001 data in the time interval 17:00-20:30 LT. From up to down panels show : ROT values for all the visible satellites above 10° elevation; error in height and number of satellites used in positioning. Horizontal axis shows local time (LT)).

Tabla 3 – Estaciones analizadas, número de épocas total con ROT absoluto superior a 0.5 TECU/30s, número de épocas con un error superior a 1m bajo condición de ROT absoluto superior a 0.5 TECU/30s y porcentaje de casos en los que bajo la condición anterior el número de satélites es superior a 5. (Analyzed stations, number of epochs with absolute ROT above 0.5 TECU/30s, number of epochs with ROT above 0.5 TECU/30s and with height errors greater than 1m. The last column shows the percentage of epochs that fulfill both conditions and in which the number of satellites used was above 5.)

Estación	ROT > 0.5 TECU / 30s	DH > 1m	% casos con Nsat >5
AREQ	976.210	698	77,36
KOUR	695.223	4.555	68,23
NKLG	1.020.030	3.783	74.49
MALI	856.320	4.265	59,70
MALD	697.199	1.542	79,38
NTUS	597.733	30	86,67
GUAM	1.136.225	1.704	34,27

## 5. CONCLUSIONES

Distintos tipos de irregularidades de plasma ionosférico vienen caracterizados por fuertes variaciones de ROT. Se ha podido comprobar la dependencia temporal, estacional y espacial (longitudinal) en la aparición de irregularidades de plasma ionosférico asociada a dichas fluctuaciones del TEC o ROT ya puestas de relieve por otros autores (Portillo et al., 2008, Nishioka et al., 2008).

En el PPP realizado en modo cinemático se espera una precisión del orden de decímetros, ya que el error producido por la ionosfera sobre las señales de GPS se considera corregido hasta primer orden gracias al uso de doble frecuencia. Sin embargo, en este trabajo hemos puesto de relieve la presencia de grandes valores de error (del orden de metros) en la coordenada vertical estimada cuando existen grandes variaciones de ROT. Este hecho indica que en algunos casos existen procesos físicos que hacen que la corrección ionosférica sea insuficiente. Los resultados obtenidos indican que el error también tiene un comportamiento temporal o estacional para el año 2001.

Hasta el momento no podemos concretar un determinado valor de ROT a partir del cual la presencia de un número alto de satélites con grandes valores de este parámetro pueda correlacionarse con un determinado error en el posicionamiento

Hemos observado que este tipo de posicionamiento es extremadamente vulnerable a la interrupción de la señal. La pérdida de la señal de uno o varios satélites implica la necesidad de tener que esperar cierto tiempo hasta poder volver a determinar la ambigüedad de la fase de tales señales. Sin embargo, aparece un porcentaje de casos donde los errores no pueden achacarse a dicho fenómeno. El análisis individual de estos últimos nos indica que el error no es debido exclusivamente a la disminución del número de satélites por debajo de 5 sino que deben existir fenómenos, como el centelleo de la señal, que la degradan de manera que, sin llegar a hacer imposible el posicionamiento, lo alteren de forma significativa.

## 6. AGRADECIMIENTOS

El trabajo forma parte de la actividad investigadora del "Grupo de Estudios Ionosféricos y Técnicas de Posicionamiento Satelital (GNSS)" (Grupo: 910596) subvencionado por la Universidad Complutense de Madrid y la Comunidad de Madrid y se ha llevado a cabo en el marco del Proyecto AYA2010-15501 de la Universidad de Jaén.

Izarra Rodríguez Bilbao agradece al Gobierno Vasco la beca del Programa de Formación y Perfeccionamiento de Personal Investigador proporcionada por el Departamento de Educación, Universidades e Investigación.

Los autores agradecen al Natural Resources of Canada la disponibilidad de su software y al International GNSS Service la de sus datos sin los cuales este estudio no se podría haber llevado a

cabo. También desean agradecer al evaluador de esta comunicación las correcciones y sugerencias realizadas.

## 7. REFERENCIAS

- Burke, B. J., L. C. Gentile, C. Huang, C. E. Valladares and S. Y. Su (2004): "Longitudinal variability of equatorial plasma bubbles observed by DMSP and ROCSAT-1". *J. Geophys. Res.*, **109**, A12301, doi:10.1029/2004JA010583.
- Carrano, C. S. and K. M. Groves (2007): "TEC gradients and fluctuations at low latitudes measured with high data rate GPS receivers". ION 63<sup>rd</sup> Annual Meeting April 23-25, Cambridge, Massachusetts.
- De Lacy, M. C., A. J. Gil, G. Rodríguez-Caderot and B. Moreno (2008): "A method to estimate the ionospheric bias by using the new GNSS frequencies: analysis of its theoretical accuracy in a PPP context". *Física de la Tierra*, **20**, 133-150.
- Dow, J.M., R. E. Neilan and C. Rizos (2009): "The International GNSS Service in a changing landscape of Global Navigation Satellite Systems". *Journal of Geodesy*, **83**, 191-198, doi:10.1007/s00190-008-0300-3.
- Ezquer, R. G. y S. M. Radicella (2008): "Ionosfera de bajas latitudes: efectos sobre las señales de satélites recibidas en Tucumán". *Física de la Tierra*, **20**, 61-81.
- Huang, C. Y., W. J. Burke, J. S. Machuzak, L. C. Gentile and P. J. Sultan (2002): "Equatorial plasma bubbles observed by DMSP satellites during a full solar cycle: Toward a global climatology". *J. Geophys. Res.*, **107**, A12, 1434, doi:10.1029/2002JA009452.
- Jakowski, N., C. Mayer, V. Wilken and M. M. Hoque (2008): "Ionospheric impact on GNSS signals". *Física de la Tierra*, **20**, 11-25.
- Kintner, P. M. and B. M. Ledvina (2005): "The ionosphere, radio navigation, and global navigation satellite systems". *Adv. Space Res.*, **35**, 788-811.
- Kouba, J. and P. Héroux (2001): "Precise point positioning using IGS orbit and clock products". *GPS Solutions*, **5**, 2, 12-28.
- Liu, H., C. Stolle, M. Förster and S. Watanabe (2007): "Solar activity dependence of the electron density in the equatorial anomaly regions observed by CHAMP". *J. Geophys. Res.*, **112**, A11311, doi:10.1029/2007JA012616.
- Manucci, A. J., B. A. Iijima, U. J. Lindqwister, X. Pi, L. Sparks and B. D. Wilson (1999): "GPS and ionosphere". URSI reviews of radio science, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena.
- Moreno, B., S. Radicella, M. C. de Lacy, M. Herraiz and G. Rodríguez-Caderot (2011): "On the effects of the ionospheric disturbances on precise point positioning at equatorial latitudes". *GPS Solutions*. doi:10.1007/s10291-010-0197-1.
- Nava, B., S. M. Radicella, R. Leitinger and P. Coisson (2007): "Use of total electron content data to analyze ionosphere electron density gradients". *Adv. Space Res.*, **39**, 1292-1297, doi:10.1016/j.asr.2007.01.041.
- Nishioka, M., A. Saito and T. Tsugawa (2008): "Occurrence characteristics of plasma bubble derived from global ground-based GPS receiver networks". *J. Geophys. Res.*, **113**, A05301, doi:10.1029/2007JA012605.
- Portillo, A., M. Herraiz, S. M. Radicella and L. Ciraolo, (2008): "Equatorial plasma bubbles studied using African slant Total Electron Content observations". *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, **70**, 907-917, doi:10.1016/j.jastp.2007.05.019.
- Schaer, S. (1997): "How to use CODE's Global Ionosphere Maps". Astronomical Institute, University of Bern.
- Tsunoda, R. T. (1985): "Control of the seasonal and longitudinal occurrence of equatorial scintillations by the longitudinal gradient in integrated E region Pedersen conductivity". *J. Geophys. Res.*, **90**, A1,447-456.
- Whalen, J. A (2004): "Linear dependence of the postsunset equatorial anomaly electron density on solar flux and its relation to the maximum prereversal E x B drift velocity through its dependence on solar flux". *J. Geophys. Res.*, **109**, A07309, doi:10.1029/2004JA010528.



# Estudio del efecto de la tormenta magnética de diciembre del 2006 en el contenido total de electrones ionosférico, TEC, registrado en la Península Ibérica

## *A study of the effect of the December 2006 magnetic storm on the ionospheric total electron content, TEC, registered in the Iberian Peninsula*

M. Rodríguez-Bouza<sup>(1)</sup> M. Herráiz<sup>(1)(3)</sup> G. Rodríguez-Caderot<sup>(2)</sup> S.M. Radicella<sup>(4)</sup> L. Ciraolo<sup>(4)(5)</sup>

(1) Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I (Geofísica y Meteorología), Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid, Avda. Complutense s/n, 28040, Madrid, [martarb7187@gmail.com](mailto:martarb7187@gmail.com)

(2) Sec. Dptal. Astronomía y Geodesia, Facultad de Matemáticas, Universidad Complutense de Madrid, Avda. Complutense s/n, 28040, Madrid, [grc@mat.ucm.es](mailto:grc@mat.ucm.es)

(3) Instituto de Geociencias (UCM,CSIC), Madrid, [mherraiz@fis.ucm.es](mailto:mherraiz@fis.ucm.es)

(4) Telecommunications/ICT Development Laboratory (T/ICT4D), Abdus Salam International Center for Theoretical Physics (ICTP), Strada Costiera 11, 34014, Trieste, Italia, [rsandro@ictp.it](mailto:rsandro@ictp.it)

(5) Istituto di Fisica Applicata “Nello Carrara” del Consiglio Nazionale delle Ricerche (IFAC-CNR), Via Madonna del Piano n. 10,50019 Sesto Fiorentino (FI), Italy, [ciraolo@ifac.cnr.it](mailto:ciraolo@ifac.cnr.it)

### SUMMARY

*This paper describes the influence of a magnetic storm on the ionosphere over the Iberian Peninsula and its effect on the total electron content (TEC). Magnetic storms are disturbances of the earth magnetic field that last several hours and in some case may result in an ionospheric storm which affects the electron density of the F2-layer of the ionosphere. If this effect is an increase of the electron concentration relative to the average concentration, the ionospheric storm is classified as positive. Ionospheric storms have a major influence on the observables of Global Navigation Satellite Systems, GNSS, and can affect positioning accuracy. In this paper we study the increase of the ionospheric TEC over the Iberian Peninsula caused by the magnetic storm generated by the December 13, 2006 solar flare.*

### 1. INTRODUCCIÓN

Las tormentas geomagnéticas son perturbaciones del campo magnético de la Tierra originadas por la llegada al geoespacio de viento solar emitido en una fulguración solar, un agujero coronal o una eyección de masa coronal, que presenta valores muy elevados en su densidad y velocidad. Este incremento se traduce en un aumento de la presión del viento solar sobre la magnetosfera que modifica su estado por la parte de día juntando las líneas de campo y aumentando, por tanto, su densidad (Buonsanto, 1999). Además, en esta situación de compresión se produce una intensificación de las corrientes magnetosféricas debido a un aumento del fenómeno de reconexión en el lado nocturno y a una compresión de la magnetocola.

Estas tormentas pueden causar a su vez tormentas ionosféricas que se caracterizan por variaciones anómalas de la densidad electrónica de la capa F2 de la ionosfera (Kelly, 2009). En este artículo se describirá un caso de tormenta ionosférica positiva, es decir, que presenta un incremento de la concentración electrónica con respecto a los valores medios de la capa F2 (Huang et al., 2005). Estas tormentas ionosféricas tienen una gran influencia en los observables GNSS y por tanto en los sistemas de posicionamiento satelital. Además estas tormentas pueden dar lugar a las llamadas “lenguas” o “paredes ionosféricas”. Este fenómeno está caracterizado por fuertes variaciones espaciales del TEC en latitudes mayores de la esperadas, que se desplazan horizontalmente (Pokhotelov et al., 2009).

El parámetro ionosférico utilizado en este estudio es el Contenido Total de Electrones, TEC, que se define como el número de electrones contenido en una columna de un metro cuadrado de sección extendida desde el receptor hasta el satélite. Para describir el contenido de electrones en la ionosfera se definen dos parámetros:

- sTEC: contenido oblicuo de electrones. Es el TEC correspondiente a una columna oblicua de un metro cuadrado de sección que se extiende desde el receptor hasta el satélite, es decir:

$$sTEC = \int_R^B N ds \quad (1)$$

- vTEC: contenido vertical de electrones. Es el TEC correspondiente a una columna vertical de un metro cuadrado de sección que se extiende desde el receptor hasta el satélite, es decir:

$$vTEC = \int_R^A N dh \quad (2)$$

En estas expresiones N es la densidad electrónica, ds el elemento diferencial de longitud oblicuo y dh el elemento diferencial de longitud vertical (Figura 1). La unidad del TEC, TECU, vale  $10^{16}$  electrones/m<sup>2</sup>.

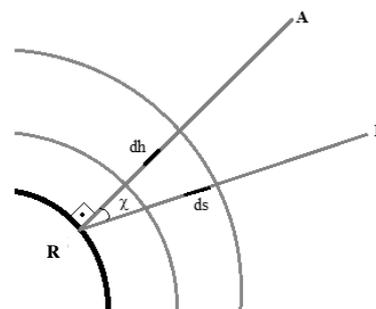


Figura 1 – Representación esquemática del sTEC y del vTEC. (Schematic representation of sTEC and vTEC.)

En este trabajo se utiliza también el Ionospheric Pierce Point, IPP. Se conoce con este nombre el punto en el que la señal satélite-receptor intersecta con la ionosfera que se supone como una capa delgada concentrada a una altura constante de 350km. Con los TEC verticales obtenidos en cada IPP se pueden construir mapas globales o regionales de dicho parámetro.

La tormenta geomagnética estudiada tuvo lugar los días 14 y 15 de diciembre de 2006 y se originó en una eyección de masa coronal vinculada a una fulguración solar de categoría X3. Esta perturbación ocurrió el día 13 a las 2:39 UT (De Jesús et al., 2010). La tormenta geomagnética producida por el impacto del viento solar se observó en la Península Ibérica aproximadamente a las 18:00 LT del día 14 de diciembre. La Figura 2 muestra el valor del índice Dst (Disturbance Storm Time) que da una medida de la variación del campo magnético debida al anillo de corriente ecuatorial, en el

periodo 11-22 de diciembre, así como su valor medio en dicho mes. Podemos observar el aumento que indica la fase inicial de la tormenta, seguido del descenso hasta el valor mínimo del índice y de la fase de recuperación que dura hasta el día 18 de diciembre. El valor mínimo del índice es -162nT, lo que nos indica que nos encontramos ante una tormenta geomagnética intensa según el criterio de calificación de González et al. (1994).

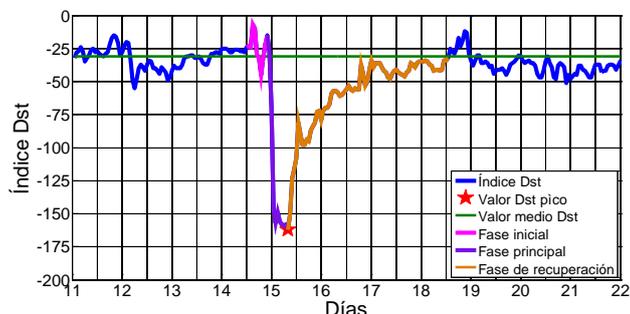


Figura 2 - Índice Dst entre los días 11 y 22 de diciembre de 2006. (Dst index in the period 11- 22 December 2006.)

El índice K (índice trihorario cuasilogarítmico que evalúa en una escala de 0 a 9 la perturbación magnética vinculada a una emisión corpuscular del Sol) obtenido en el observatorio de San Pablo de los Montes, Toledo, (Figura 3) tuvo un valor de 7 entre las 21:00 del día 14 y las 3:00 del día 15. Por su parte, el índice planetario  $K_p$ , valor medio del índice K obtenido en 13 observatorios, alcanzó un valor de 8 entre las 21:00 del día 14 y las 6:00 del día 15 de diciembre, lo que indica la severidad de la tormenta (Figura 4).

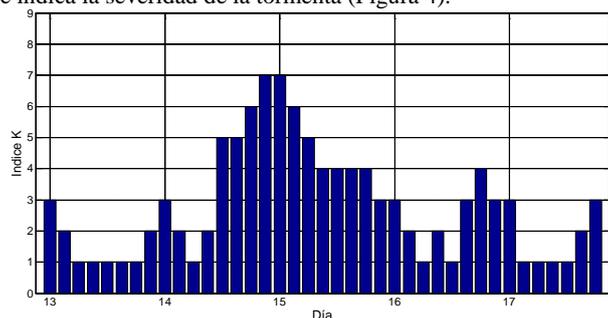


Figura 3 - Índice K en el Observatorio de San Pablo de los Montes (Toledo) entre los días 13 y 28 de diciembre de 2006. (K index in San Pablo de los Montes observatory (Toledo) in the period 13-18 December 2006.)

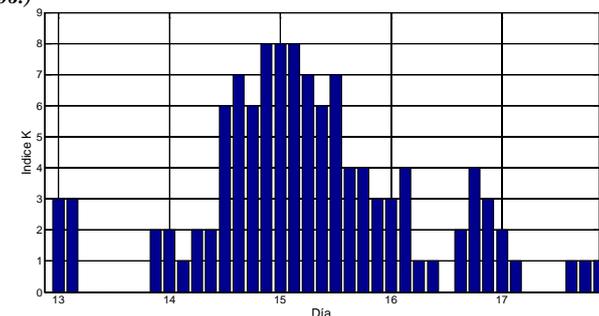


Figura 4 - Índice  $K_p$  entre los días 13 y 28 de diciembre de 2006. ( $K_p$  index in the period 13- 18 December 2006.)

2. METODOLOGIA Y DATOS.

Para obtener el sTEC y el vTEC los días de la tormenta se ha utilizado un algoritmo que nos permite calcular estos parámetros a partir de los archivos RINEX y de los archivos de navegación satelital. La estimación de estos parámetros se basa en el retardo que introduce la ionosfera en la propagación de señales electromagnéticas. Podemos estimar el TEC a partir de la siguiente expresión:

$$TEC = S_{ijt} - \beta_i - \gamma_j - \lambda \tag{3}$$

donde los subíndices i, j, t hacen referencia al satélite, receptor y época, respectivamente. Por su parte,  $S$ ,  $\beta$  y  $\gamma$  representan, los retardos introducidos por la ionosfera y por el hardware del satélite y del receptor, respectivamente. A su vez,  $\lambda$  agrupa los errores introducidos por posibles reflexiones de la señal.

Es necesario hacer una estimación de los parámetros  $\beta_i$ ,  $\gamma_j$  y  $\lambda$  para poder obtener el valor del TEC. Esta estimación se conoce como calibración y es la base del algoritmo. Para obtener el TEC, lo parametrizamos y linealizamos en función de la densidad electrónica,  $N_e$ , y la elevación del satélite,  $\chi$ , considerando una ionosfera formada por capas. Tras esta parametrización se realiza un ajuste por mínimos cuadrados de la ecuación 3 para obtener los valores de  $\beta_i$ ,  $\gamma_j$  y  $\lambda$ , y con ellos el valor del sTEC y vTEC época por época, así como el valor de la latitud y la longitud del IPP.

Se han utilizado datos RINEX obtenidos de las redes GNSS permanentes: Instituto Geográfico Nacional, IGN, International GNSS Service, IGS, University Navstar Consortium, UNAVCO. Los datos utilizados se han agrupado en dos conjuntos. El primero está formado por 7 estaciones con la misma longitud y distinta latitud sobre el meridiano central de la Península Ibérica y 6 estaciones para comparar, divididas en 2 grupos en función de su longitud (Figura 5). De estas 13 estaciones se han analizado 377 archivos RINEX correspondientes a todo el mes de diciembre. El segundo conjunto, mostrado en la Figura 6, está formado por 13 estaciones situadas en la Península Ibérica. De estas 13 estaciones se han procesado un total de 65 archivos correspondientes a los días 13-17 de diciembre.

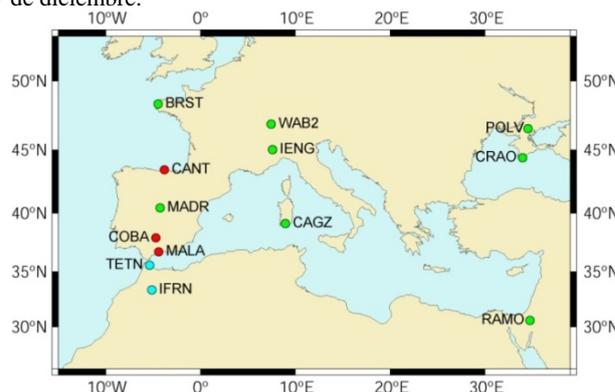


Figura 5 - Estaciones para el estudio de la variación latitudinal. (Stations for the study of latitudinal variation.)

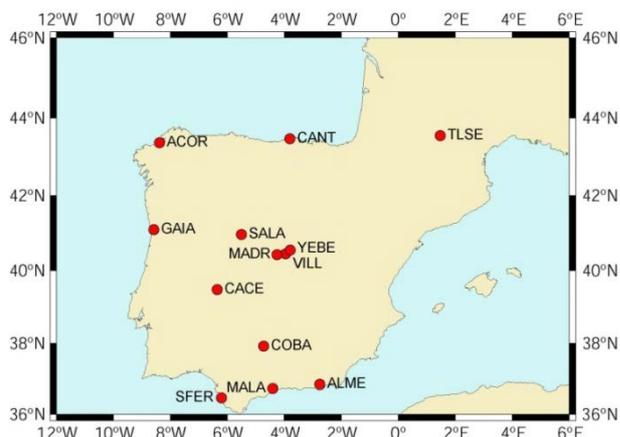


Figura 6- Estaciones para el estudio del efecto regional. (Stations for the study of regional effect.)

3. ANÁLISIS DE LA VARIACIÓN LATITUDINAL

Para observar el efecto latitudinal de la tormenta ionosférica en el vTEC representamos este parámetro sobre cada estación en función de la latitud para los 5 días en los que se centra el estudio en la longitud de 4,5°W. (Figuras 7a y 7b). La representación comienza a las 17h para observar en orden cronológico el efecto de la tormenta. En las horas posteriores a la llegada de la perturbación, a

partir de las 18h del día 14, se aprecia un aumento en el vTEC que muestra una fuerte dependencia con la latitud. Como se ve en la Figura 8, durante la noche y las primeras horas de la mañana no se observa variación del vTEC en los distintos días, por ello estas horas no han sido representadas en la Figura 7a. En las horas centrales del

día hay un aumento significativo de vTEC el día 15 (día posterior a la llegada de la perturbación del viento solar). Este aumento es mucho mayor en las latitudes más bajas y disminuye al aumentar la latitud, hasta desaparecer a partir de 47°.

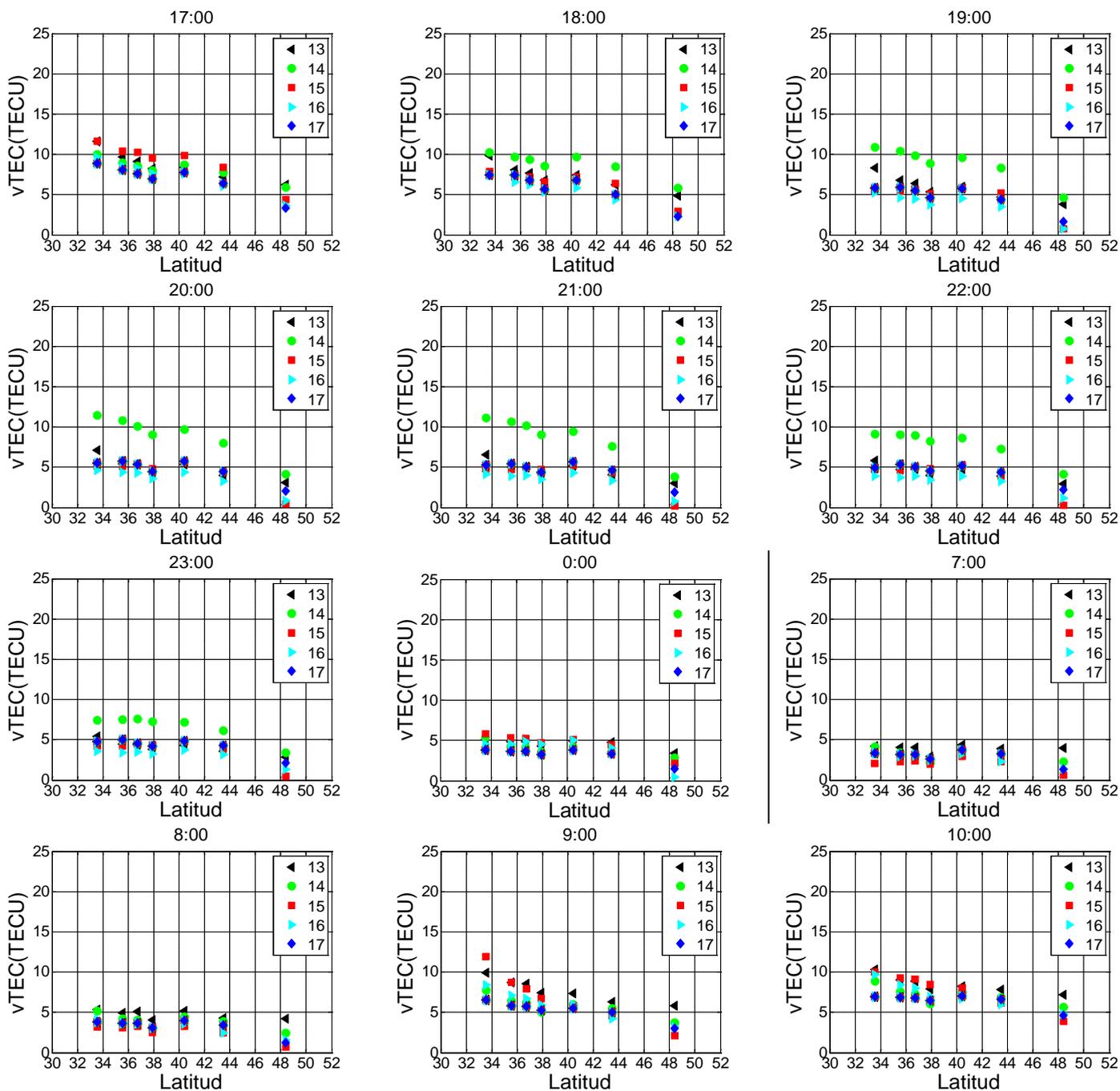


Figura 7a - Representación gráfica del vTEC frente a la latitud en distintas horas (Tiempo Local) para los 5 días considerados. (Representation of vTEC depending on the latitude at different hours (Local Time) for the 5 days of the study.)

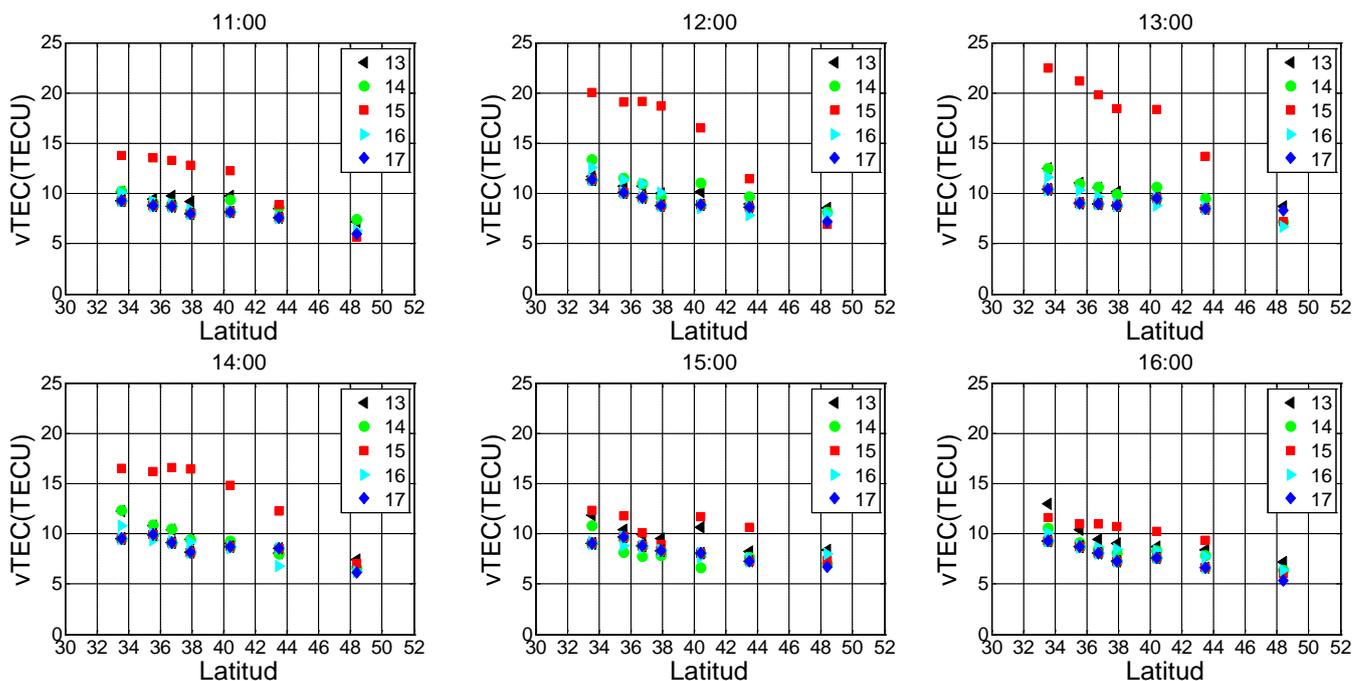


Figura 7b - Representación gráfica del vTEC frente a la latitud en distintas horas (Tiempo Local) para los 5 días considerados. (Representation of vTEC depending on the latitude at different hours (Local Time) for the 5 days of the study.)

Para poder observar mejor el efecto de la tormenta en el TEC se ha calculado la variación del vTEC entre las 00:00 del día 14 a las 12:00 del día 16 respecto al valor medio de todo el mes de diciembre cada 15 minutos (Figura 8). En general, la diferencia respecto a la media mensual no supera 2 TECUs mientras que en el comienzo de la tormenta (día 14 en torno a las 19 horas tiempo local) se produce un aumento de la variación con un valor máximo de 5 TECUs en las latitudes más baja. En la latitud más alta este aumento no supera  $\pm 2$  unidades, como en los días considerados tranquilos. El día 15, en torno al mediodía, observamos un aumento del vTEC que en las latitudes más bajas llega a los 10 TECUs. Tanto en el día 14 como el 15 se observa claramente la dependencia latitudinal de los efectos de

la tormenta: la variación es mayor al disminuir la latitud. Además, en ambos casos tenemos un aumento del contenido de electrones por lo que nos encontramos ante una tormenta ionosférica positiva. La perturbación producida el día 14 tiene una duración aproximada de 4 horas y es similar en todas las latitudes en las que se origina, mientras que el día 15 la duración es de 3 horas para el rango 34°-42° y a partir de esta latitud la duración disminuye.

También podemos analizar la perturbación estudiando la desviación relativa del vTEC ( $vTEC_{rel}$ ) criterio seguido por Stankov et al. (2010). Esta desviación viene dada para cada época por:

$$vTEC_{rel} = (vTEC_{observado} - vTEC_{medio}) / vTEC_{medio} \quad (4)$$

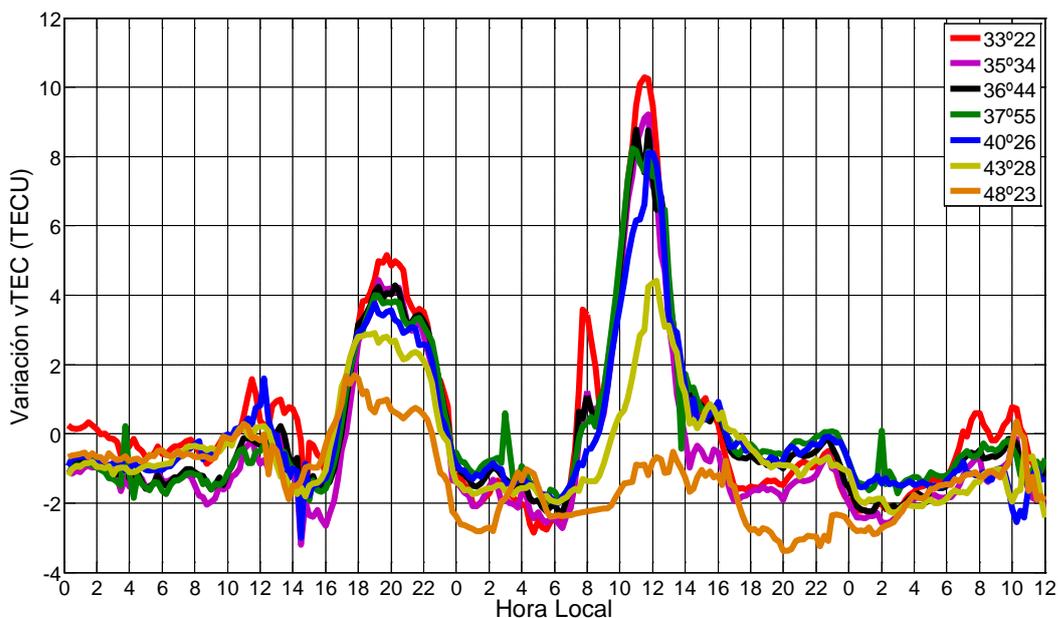


Figura 8 - Variación de vTEC respecto al valor medio desde las 00:00 del día 14 a las 12:00 del día 16 para el meridiano de 4,5°W. (vTEC variation of the mean value from 00:00 of 14 to 12:00 of 16 for the meridian of 4.5°W.)

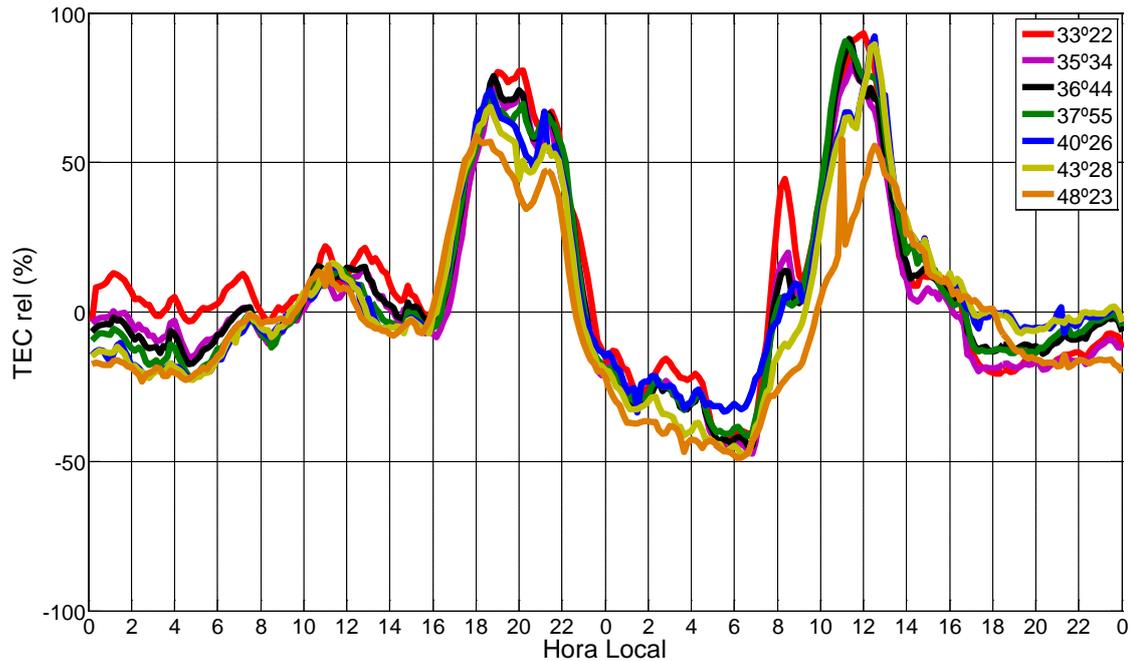


Figura 9 - Variación relativa de vTEC desde las 00:00 del día 14 a las 00:00 del 16 para el meridiano de 4,5°W. (vTEC relative deviation from 00:00 of 14 to 00:00 of 16 for the meridian of 4.5° W.)

El incremento que se produce en las tormentas positivas que se generan en invierno es superior al 50%. Como vemos en la Figura 9 entre las 18:00 y las 22:00 del día 14 y las 10:00 y las 13:00 del día 15 en todas las estaciones se supera el umbral de variación del 50%.

Para completar el estudio latitudinal, analizamos la posible existencia de la misma variación en las longitudes de 8°E (Figura 10) y 34°E (Figura 11), aun cuando el número de estaciones de observación es notablemente inferior. Para el meridiano de 8°E se observa que la primera variación de vTEC, la correspondiente a la tarde del día 14, solo es débilmente apreciable en el emplazamiento más al Sur de este conjunto de estaciones. Este efecto es mucho más débil que en el caso del meridiano de Madrid y se puede considerar que a partir de 45° esta primera perturbación no produce una variación significativa en el vTEC. La variación del día 15 tiene las

mismas características que en el caso del meridiano de 4,5°W. Existe aumento de vTEC en todas las latitudes y la variación disminuye con la latitud.

En el meridiano 34°E no se aprecia la variación de vTEC que ha sido observada anteriormente para el día 14. Sin embargo, aparece una variación significativa en la estación situada más al Norte que no se detecta en los casos anteriores. El día 15 se repite el máximo de variación en las horas centrales del día. Aunque la variación máxima se produce en la latitud más baja, volvemos a tener un comportamiento anómalo respecto a los otros meridianos pues en la latitud más alta se produce una mayor variación de vTEC respecto a latitudes similares en los otros meridianos. También debemos señalar que aparece un aumento en el vTEC entre las 2:00 y las 4:00. Este efecto no ha sido observado en otras longitudes.

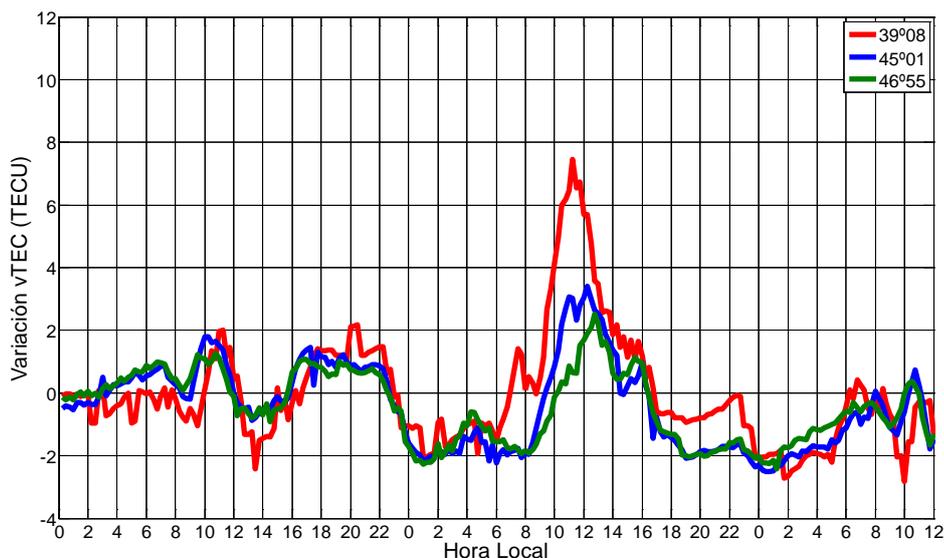


Figura 10- Variación de vTEC respecto al valor medio desde las 00:00 del día 14 a las 12:00 del 16 para el meridiano de 8°E. (vTEC variation of the mean value from 00:00 of 14 to 12:00 of 16 for the meridian of 8°E.)

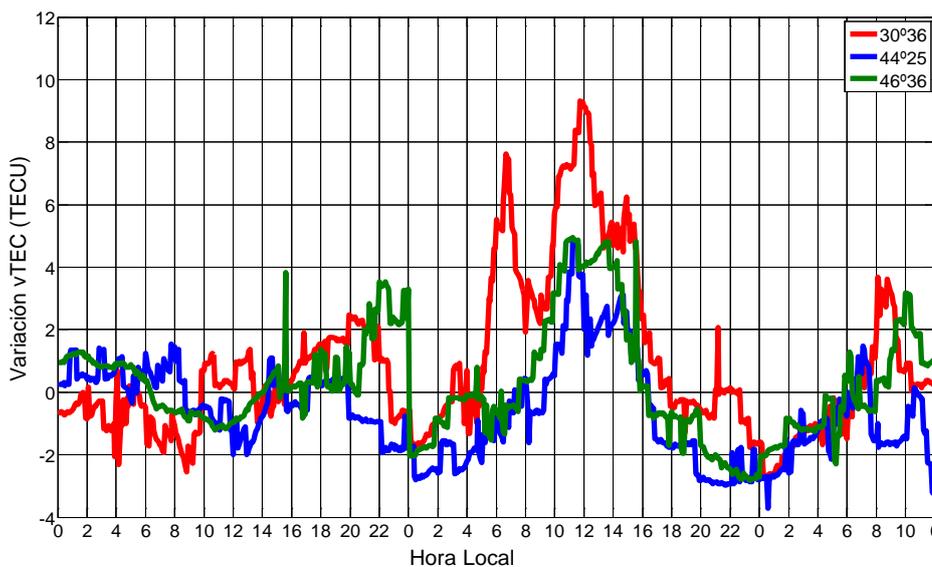


Figura 11 - Variación de  $vTEC$  respecto al valor medio desde las 00:00 del día 14 a las 12:00 del 16 para el meridiano de  $34^{\circ}E$ . ( $vTEC$  variation of the mean value from 00:00 of 14 to 12:00 of 16 for the meridian of  $34^{\circ}E$ .)

También se estudió el gradiente horizontal de  $vTEC$  por km que nos permite valorar la expansión hacia el Sur de la perturbación ionosférica. Para ello calculamos la diferencia de  $vTEC$  entre estaciones contiguas en latitud dentro del rango BRST-IFRN y lo dividimos por la distancia entre ellas. Esta distancia se toma en kilómetros mediante la conversión  $1^{\circ}=110km$ . En la Figura 11 se representan en función del tiempo los gradientes horizontales obtenidos para cada uno de los 6 pares de estaciones: BRST-CANT (48.38-43.472), CANT-MADR (43.472-40.429), MADR-COBA (40.429-37.916), COBA-MALA (37.916-36.726), MALA-TETN (36.726-35.562) y TETN-IFRN (35.562-33.359).

Se puede apreciar cómo el gradiente horizontal de  $vTEC$  fluctúa en todas las franjas de latitud, oscilando entre  $-0,01$  y  $0,005TECU/km$ , con un valor medio  $-0,002TECU/km$  y fuertes oscilaciones el día 15. Ello indica una definida tendencia del TEC a aumentar a medida que disminuye la latitud así como una manifiesta influencia de las perturbaciones magnéticas. Esto último se ve con más nitidez en la Figura 13 que detalla el gradiente horizontal en los días de tormenta. En los días 14 y 15 de diciembre el gradiente es negativo para todos los tramos excepto para MADR-COBA en el

que predominan claramente los valores positivos salvo cuando la presencia de la tormenta se hace patente. Analizando la Figura 13 se puede afirmar que existen 3 fases de aumento de gradiente de  $vTEC$  con respecto a la latitud:

1) Entre las 12:00 y las 15:00 del día 14: Esta variación está relacionada con la variación diaria del  $vTEC$  pues a esas horas no se ha producido aun la tormenta geomagnética como indica el índice Dst (Figura 2).

2) Entre las 18:00 y las 22:00 del día 14: Este aumento en el gradiente está relacionado con el aumento en el  $vTEC$  que se produce a la misma hora que se observa en la Figura 8 y que coincide con la fase inicial de la tormenta geomagnética (Figura 2).

3) Entre las 10:00 y las 16:00 del día 15: Esta variación del gradiente la podemos relacionar tanto con la variación diaria como con el segundo aumento de  $vTEC$  debido a la tormenta ionosférica observado en la Figura 8.

Por tanto se puede observar que las variaciones en el gradiente horizontal del  $vTEC$  son debidas a dos factores: la variación diaria del  $vTEC$  y las perturbaciones producidas por la tormenta geomagnética.

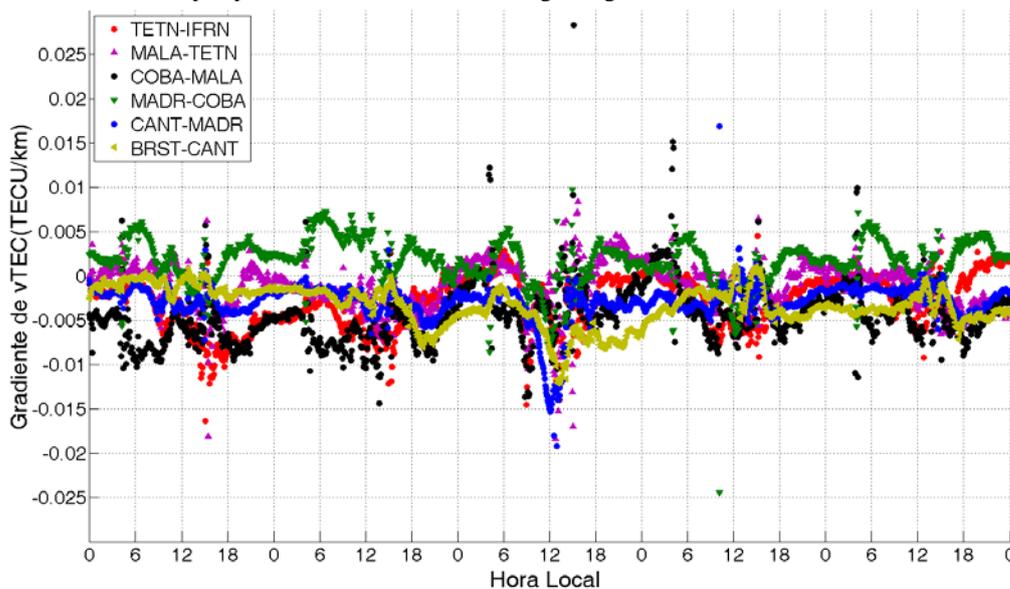


Figura 12 - Gradiente de  $vTEC/km$  desde las 0 horas del día 13 a las 0 horas del día 18. ( $vTEC/km$  gradients from 0:00 of 13 to 0:00 of 18.)

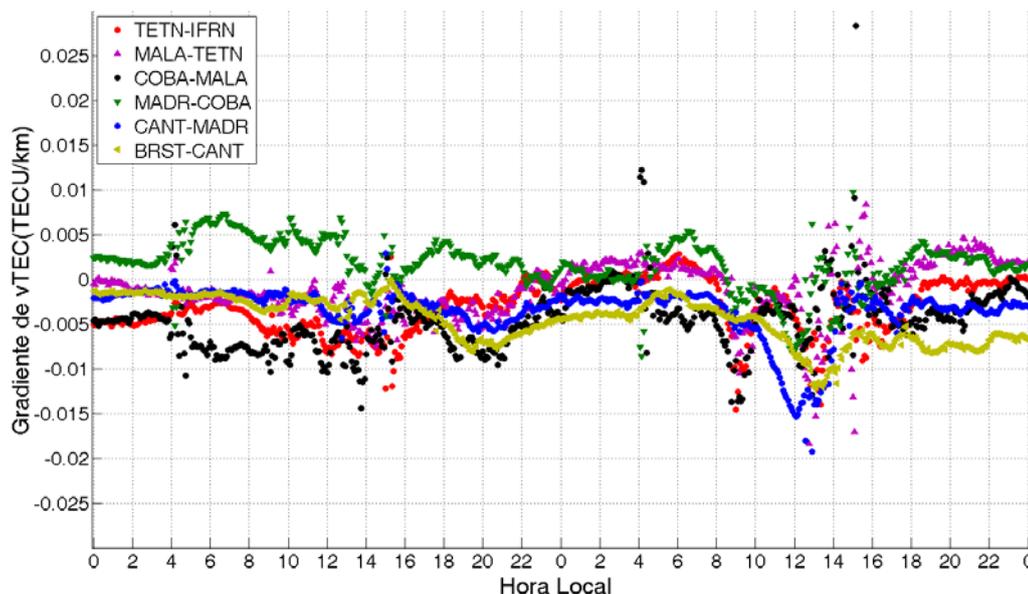


Figura 13 - Gradiente de vTEC/km desde las 0horas del día 14 a las 0horas del día 16. (vTEC/km gradients from 0:00 of 14 to 0:00 of 16.)

4. ANÁLISIS DEL EFECTO REGIONAL

Para realizar el análisis regional a partir de los datos de sTEC, elevación del satélite, latitud y longitud del IPP proporcionados por el algoritmo, se ha calculado el vTEC en los IPP. Utilizando el método Kriging se han interpolado estos valores sobre toda la Península Ibérica para obtener el vTEC en toda la region, obteniéndose mapas como los de las Figuras 14 y 15.

Se presentan en la Figura 14 los mapas de IPP al mediodía, momento en el que la variación de vTEC es mayor, para el día

anterior a la tormenta, el día de la tormenta y los dos días posteriores. En estos mapas observamos claramente el aumento de vTEC que se produce en la tormenta ionosférica. Vemos de nuevo la relación de la latitud con el incremento de vTEC y el fuerte gradiente de este parámetro que se produce el día de la tormenta ionosférica. A partir de 44° de latitud el efecto de la tormenta es inapreciable, manteniéndose aproximadamente constante en todas longitudes el valor del vTEC.

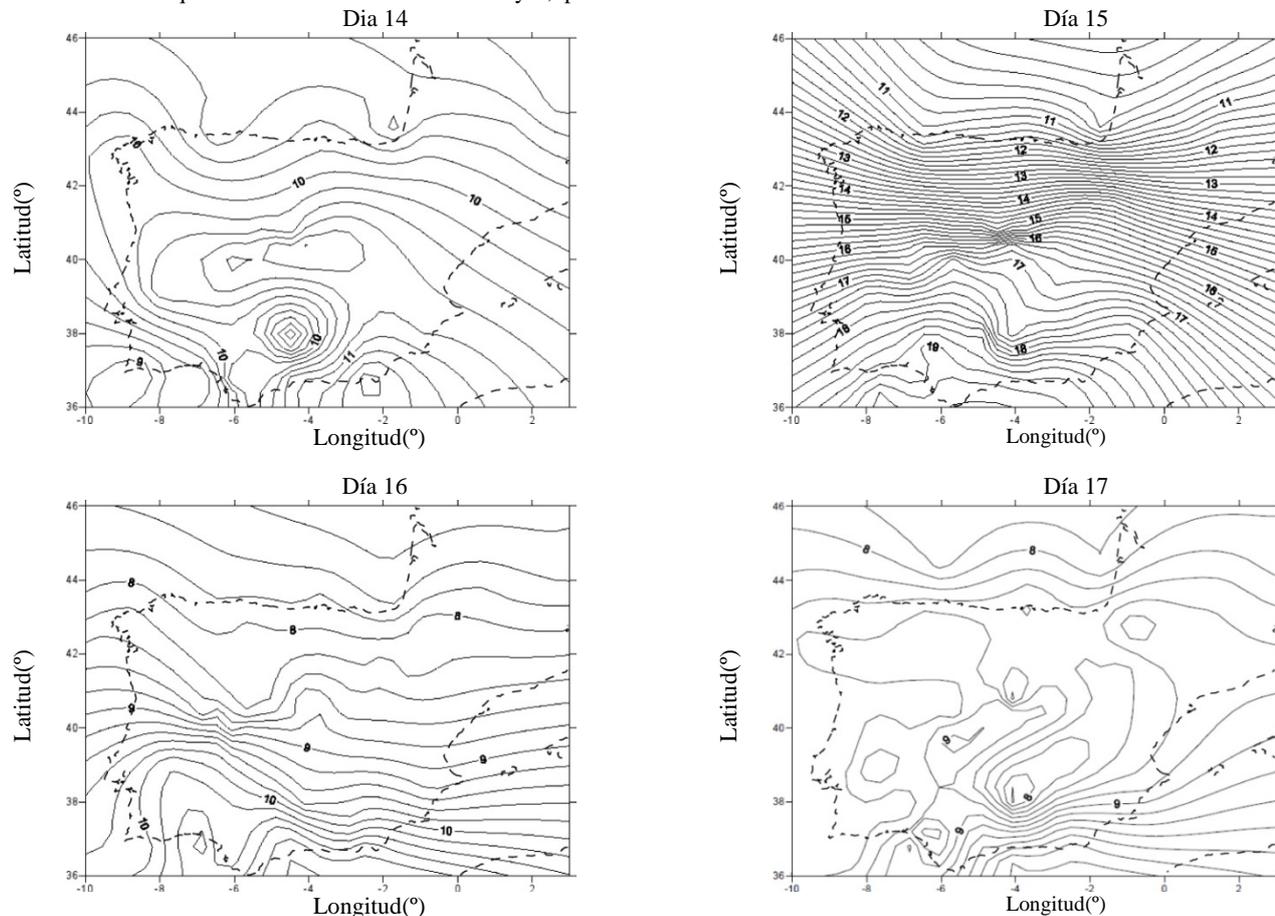


Figura 14 - Mapas de isolneas de valores vTEC en el IPP sobre la Península Ibérica a las 12:00 hora local para los 4 días del estudio. (Isoline maps of vTEC on IPP over Iberian Peninsula on December at 12:00 LT for the 4 days of the study.)

También se ha analizado la evolución de la tormenta entre las 11:00 y las 14:00 del día 15 (Figura 15). En esta secuencia es posible

apreciar la presencia de “paredes ionosféricas”. En estos mapas observamos cómo el aumento de vTEC es prácticamente constante

con la longitud. La variación, además, se produce aproximadamente por franjas de latitud: el mayor aumento se produce entre 36° y 38°, después tenemos otra región entre 38° y 42°, otra entre 42° y 44° y, como ya se ha dicho, la variación es inapreciable por encima de los 44°.

## 5. CONCLUSIONES

El análisis del TEC en 7 estaciones situadas en el meridiano de Madrid y en 6 estaciones en el área mediterránea y su comparación con los valores medios mensuales, ha puesto de relieve que la tormenta geomagnética del 14 de diciembre de 2006 dio lugar a una tormenta ionosférica positiva.

El estudio de 13 estaciones agrupadas en 3 distribuciones longitudinales distintas pone de manifiesto la existencia de una gran dependencia latitudinal. En los meridianos correspondientes a las longitudes de Madrid y 8°E la variación de TEC es claramente mayor a latitudes más bajas mientras que en el meridiano de longitud 34°E, aunque conservando esta tendencia el día de máxima crisis geomagnética, la variación no es tan definida. Los aumentos de  $v$ TEC superiores al umbral del 50% se produjeron en dos momentos distintos: a las pocas horas de la llegada de la perturbación a la Tierra y en las horas centrales del día 15, momento en el que se alcanza la máxima perturbación del campo magnético (valor mínimo del índice Dst).

El estudio del efecto regional de la tormenta en la Península Ibérica a partir de Mapas de  $v$ TEC indica la posible presencia de una "pared ionosférica" asociada a la tormenta. Esta pared se observa aproximadamente entre 40° y 44°N donde existe un fuerte gradiente espacial de TEC entre las 12:00 y las 13:00 que no se aprecia en los días magnéticamente tranquilos.

## 6. AGRADECIMIENTOS

El trabajo forma parte de la actividad investigadora del "Grupo de Estudios Ionosféricos y Técnicas de Posicionamiento Satelital (GNSS)" (Grupo: 910596) subvencionado por la Universidad Complutense de Madrid y la Comunidad de Madrid.

Los autores agradecen a Francisco José Sánchez-Dulcet su colaboración en la realización de las figuras y a un evaluador anónimo las sugerencias que han contribuido a mejorar el trabajo.

## 7. REFERENCIAS

- Buonsanto, M.J. (1999): "Ionospheric storms-a review" *Space Science Reviews* 88: 563–601.
- De Jesús, R., Y. Sahai, F.L. Guarniere, P.R. Fagundes, A.J. de Abreu, F. Becker-Guedes, C. Brunini, M. Gende, T.M.F. Cintra, V.A. de Souza, V.G. Pillat and W.L.C. Lima., (2010): "Effects observed in the ionospheric F-region in the South American sector during the intense geomagnetic storm of 14 December 2006". *Advances in Space Research* 46 909-920.
- Gonzalez, W. D., J. A. Joselyn, Y. Kamide, H. W. Kroehl, G. Rostoker, B. T. Tsurutani and V. M. Vasyliunas (1994): "What is a Geomagnetic Storm?". *J. Geophys. Res.*, 99 5771–5792, doi:10.1029/93JA02867.
- Huang, Chao-Son, J.C. Foster, L.P. Goncharenko, L.P. Erickson, W. Rideout and A.J. Coster, (2005): "A strong positive phase of ionospheric storm observed by the Millstone Hill incoherent scatter radar and global GPS network". *Journal of Geophysical Research*, Vol 110, A06303, doi: 10.1029/2004JA010865
- Kelly, M.N., (2009): "The Earth's Ionosphere. Plasma Physics and Electrodynamics". *Cornell University college of Engineering School of Electrical and Computer Engineering, Ithaca, NY.*
- Pokhotelov, D., C.N. Mitchell, P.T. Jayachandran, J.W. MacDougall and M.H. Denton (2009) "Ionospheric response to the corotating interaction region-driven geomagnetic storm of October 2002" *J. Geophys. Res.*, 114, A12311 doi:10.1029/2009JA014216
- Stankov, S.M., K. Stegen and R. Warnant, (2010): "Seasonal variations of storm-time TEC at European middle latitudes" *Advances in Space Research* 46 1318-1325
- [www.ign.es/ign/layoutIn/geodesiaEstacionesPermanentes.do](http://www.ign.es/ign/layoutIn/geodesiaEstacionesPermanentes.do)
- <http://igsceb.jpl.nasa.gov>
- [www.unavco.org](http://www.unavco.org)

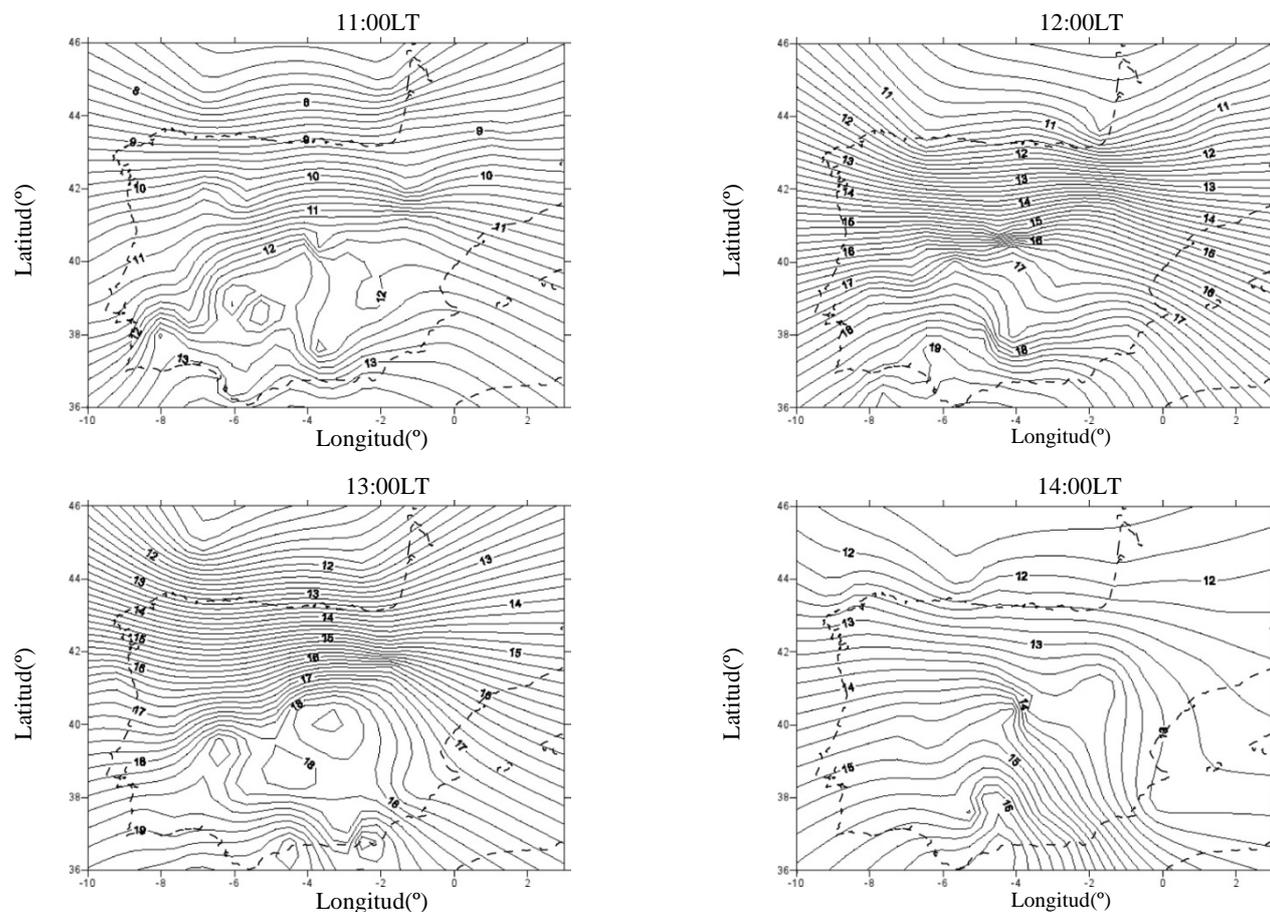


Figura 15 - Mapas de isolíneas de valores  $v$ TEC en el IPP sobre la Península Ibérica el día 15 de diciembre. ( *Isoline maps of  $v$ TEC on IPP over Iberian Peninsula on December 15.* )

# Análisis estadístico de las anomalías magnéticas en la litosfera oceánica

## Statistical analysis of the lithospheric magnetic anomaly data

De Santis, A.<sup>(1)</sup>, Pavón-Carrasco, F. J.<sup>(1)</sup>, Ferraccioli, F.<sup>(2)</sup>, Catalán, M.<sup>(3)</sup>, Ishihara, T.<sup>(4)</sup>

<sup>(1)</sup>Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (Sezione Roma 2), Roma, Italy, [desantis@ingv.it](mailto:desantis@ingv.it), [javier.pavon@ingv.it](mailto:javier.pavon@ingv.it)

<sup>(2)</sup>British Antarctic Survey, Cambridge, United Kingdom, [ffe@bas.ac.uk](mailto:ffe@bas.ac.uk)

<sup>(3)</sup>Real Instituto y Observatorio de la Armada, Cádiz, Spain, [mcatalan@roa.es](mailto:mcatalan@roa.es)

<sup>(4)</sup>Institute of Geology and Geoinformation, AIST, Japan, [t-ishihara@aist.go.jp](mailto:t-ishihara@aist.go.jp)

### SUMMARY

Different analysis carried out on the lithospheric magnetic anomaly data show that the data distribution is not Gaussian, but Laplacian. Although this behaviour has been formerly pointed out in other works, they have not given any explanation about this statistical property of the magnetic anomalies. In this paper, we perform different statistical tests to confirm that the lithospheric magnetic anomaly data follow indeed a Laplacian distribution.

## 1. INTRODUCCIÓN

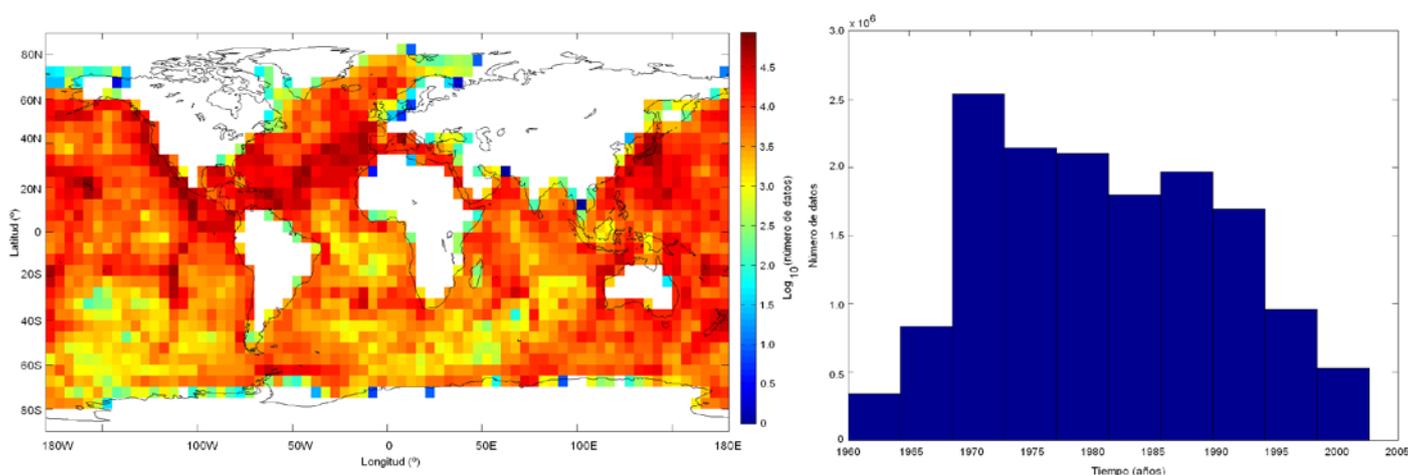
La mayor contribución al campo geomagnético es la generada por fuentes magnéticas situadas en el núcleo externo de la Tierra, denominado campo interno o campo principal, cuya naturaleza es aproximadamente dipolar, con valores entre las 30000 nT y 60000 nT en el ecuador y en los polos respectivamente (Jacobs, 1987-1991). La variación temporal que sufre el campo principal es muy lenta, apreciable a partir de decenas de años y se le denomina variación secular. Por otro lado, está el campo de origen externo, generado en las regiones ionosféricas y magnetosféricas, cuyos períodos de variación van desde años (por el ciclo undecenal de la actividad solar) hasta segundos (pulsaciones magnéticas), pasando por variaciones anuales, estacionales y diarias.

Otro tipo de fuente magnética, de interés en este trabajo, es la de origen cortical. Éste, denominado campo cortical o de anomalías magnéticas, es el resultante de la magnetización de las rocas en la litosfera terrestre. Esta magnetización tiene dos orígenes: la primera puede ser debida a los campos inducidos o viscosos en los materiales, cuyas variaciones temporales son análogas a las del campo principal bajo un cierto retraso temporal; y la segunda corresponde a los campos magnéticos remanentes de las rocas originados durante su formación geológica o producidos por otros fenómenos físico-químicos. Esta magnetización remanente es estable

Maus, 2010) o mapas de anomalías magnéticas (ej., Quesnel et al., 2009). Sin embargo, existen pocos estudios sobre el origen y forma que presentan las distribuciones de los datos de la anomalía magnética. Walker y Jackson (2000) analizan los histogramas de las anomalías magnéticas, poniendo de manifiesto el comportamiento laplaciano de dichos datos, pero sin indicar una explicación física a dicha característica. En este trabajo, se analizará en detalle los datos de la anomalía litosférica oceánica obtenidos en diferentes rutas marinas (sección 2, 3 y 4) y se propondrá un primer modelo sintético de generación de dichas anomalías que explique el comportamiento laplaciano de las mismas (sección 5 y 6).

## 2. DATOS DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS

Los datos de anomalías magnéticas usados en este trabajo proceden principalmente de la compilación GEODAS DVD Versión 5.0.10. Esta base de datos está compuesta por una decena de millones de datos de campo geomagnético tomados en un total de 2411 rutas marinas, desde 1953 hasta 2003 (aunque este estudio está centrado en el período 1960 – 2003). Como se puede observar en la Figura 1a, la distribución espacial de los mismos es muy heterogénea. La mayoría de las rutas marinas corresponden a las cuencas del Atlántico Norte y del Pacífico Norte, con una mayor escasez de datos en el Pacífico Sur y en el océano Índico.

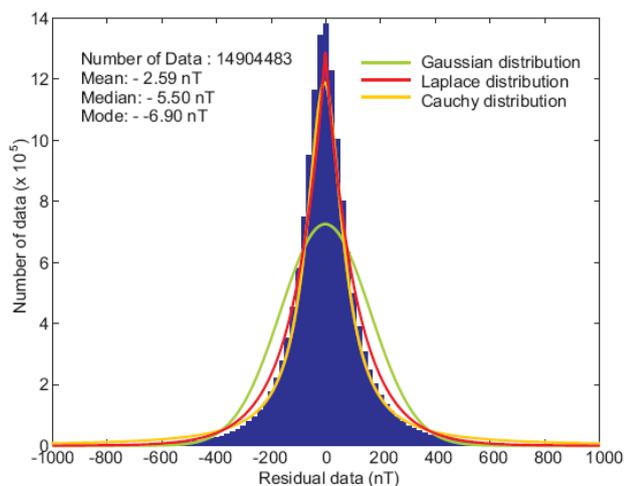


en la escala de tiempo geológico.

Nuestro trabajo se centra en esta última fuente del campo geomagnético analizando el comportamiento de la misma. Numerosos trabajos han sido desarrollados para analizar en detalle los datos de anomalías magnéticas en la litosfera, generando diferentes modelos de campo cortical (ej., el modelo NGDC-720,

Figura 1 – Distribución (a) espacial y (b) temporal de los datos de anomalía magnética. ((a) Spatial and (b) temporal distributions of the magnetic anomaly data.)

En cuanto a la distribución temporal, se observa un aumento de la adquisición de los datos en los primeros años de medida (1960 – 1970), manteniéndose aproximadamente constante hasta 1990,



**Figura 2 – Histograma de los datos de anomalía magnética. (Histogram of the Magnetic anomaly data)**

donde se produce una disminución de las medidas de datos magnéticos hasta 2003 (ver Figura 1b).

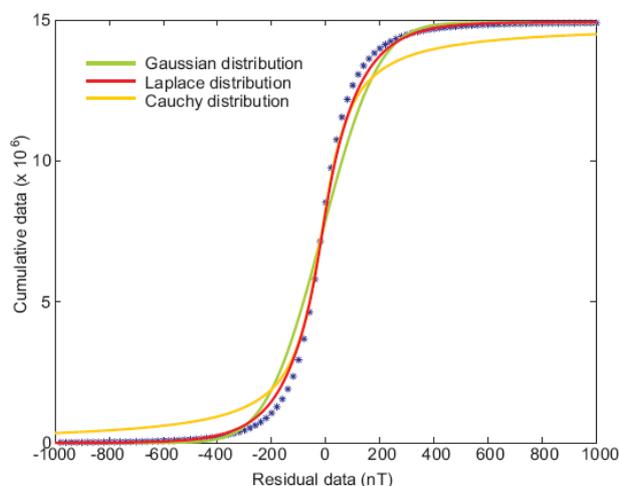
Los datos originales corresponden a datos de intensidad total del campo geomagnético, por lo que es necesario aplicar diversos procesos para poder obtener los datos de anomalías magnéticas. En primer lugar, hay que eliminar las contribuciones de campo principal y del campo geomagnético de origen externo, para quedarnos así con el dato de anomalía magnética de origen litosférico. Para el primer caso, basta con restar a los valores de intensidad el valor (en tiempo y coordenadas) de la intensidad dada por un modelo de campo principal. En el caso de la contribución externa, el proceso es más complejo, aunque en nuestro caso se ha usado también un modelo de campo externo. El modelo de referencia CM4 (Sabaka et al., 2004) fue usado para eliminar ambas contribuciones, ya que dicho modelo permite calcular tanto las componentes del campo interno como las de origen externo.

Una vez obtenidos los datos de anomalías magnéticas, es necesario llevar a cabo un proceso de lavado de datos, eliminando datos erróneos o no coherentes, como los “outliers”. Para correlacionar algunos datos o eliminar saltos entre ellos, se usó el modelo de anomalías magnéticas de la corteza NGDC-720 (Maus, 2008) basado en datos de satélite. Una descripción completa del proceso llevado a cabo en la limpieza y obtención de los datos de anomalías magnéticas se encuentra en Quesnel et al. (2009).

La Figura 2 muestra la distribución (y distribución acumulada) de los datos finales de anomalía magnética. Como se puede observar, el histograma no sigue una distribución normal o Gaussiana (indicada en línea verde y obtenida con el mismo valor medio y desviación estándar que los datos de anomalías magnéticas), motivo por el que se ha realizado este estudio. Para corroborar dicha comparación visual se han realizado diferentes test estadísticos, como el test de Kolmogorov – Smirnov, mostrando una clara incompatibilidad entre el histograma de los datos experimentales y la distribución teórica gaussiana. Como se observa, el histograma tiene un comportamiento más laplaciano (curva roja), aunque por comparación también se ha incluido la distribución de Cauchy (curva amarilla). Para analizar en detalle las características de dichos datos de anomalía, en las secciones 3 y 4, se realiza un estudio espacio-temporal de las anomalías magnéticas. Esto permitirá determinar que tipo de distribución estadística se ajusta más a los datos y si ésta depende de la localización de las rutas marinas o del tiempo en la que los datos de intensidad magnética fueron adquiridos.

### 3. ANÁLISIS ESTADÍSTICO EN TIEMPO

Para analizar si el histograma mostrado en la Figura 2 puede tener características diferentes dependiendo del momento de



adquisición del dato magnético, se ha dividido el intervalo temporal en 4 intervalos espaciados cada 10 años (excepto el último que cubre el período 1990 – 2003). En cada uno de los intervalos se ha representado y analizado las distribuciones de datos (ver Figura 3). Se ha comparado cada uno de los 4 histogramas experimentales con las curvas teóricas de las siguientes distribuciones estadísticas: i) la distribución gaussiana, ii) laplaciana y iii) de Cauchy. Además de las funciones de distribución, también se ha comparado la suma acumulada de los datos con las funciones acumulativas respectivas. Los resultados indican que la forma de la distribución general de los datos es independiente del momento de adquisición del dato geomagnético. En cada uno de los intervalos temporales se ha realizado el test de Kolmogorov – Smirnov, indicando que ninguno de los 4 histogramas experimentales sigue una distribución gaussiana, sino más bien una distribución laplaciana (ver Figura 3).

### 4. ANÁLISIS ESTADÍSTICO EN ESPACIO

Siguiendo el mismo procedimiento descrito en el apartado anterior, se ha dividido los datos por zonas espaciales, correspondientes a las diferentes cuencas oceánicas: Atlántico Norte y Sur, Pacífico Norte y Sur e Índico. La Figura 4 muestra los diferentes histogramas de los datos de anomalías magnéticas. De nuevo, el análisis estadístico indica que los histogramas no siguen una distribución gaussiana, sino laplaciana. Por tanto, podemos concluir que la distribución de datos de anomalías magnéticas no depende de la litosfera oceánica donde se encuentra ni del año en el que los datos geomagnéticos fueron tomados.

### 5. CONCLUSIONES

En este trabajo se ha analizado de forma rigurosa los datos de anomalías magnéticas de la litosfera oceánica. Dichos datos muestran unos histogramas que no pueden ser explicados por distribuciones gaussianas, sino laplacianas. Dicho comportamiento, además, es independiente de la localización de la cuenca oceánica y del tiempo de adquisición del dato magnético. En un futuro, se abordará en más detalle este trabajo, incluyendo los datos de la litosfera continental y aplicando técnicas estadísticas del método bootstrap se intentará definir un patrón físico para poder generar un modelo sintético realista que explique dicho comportamiento.

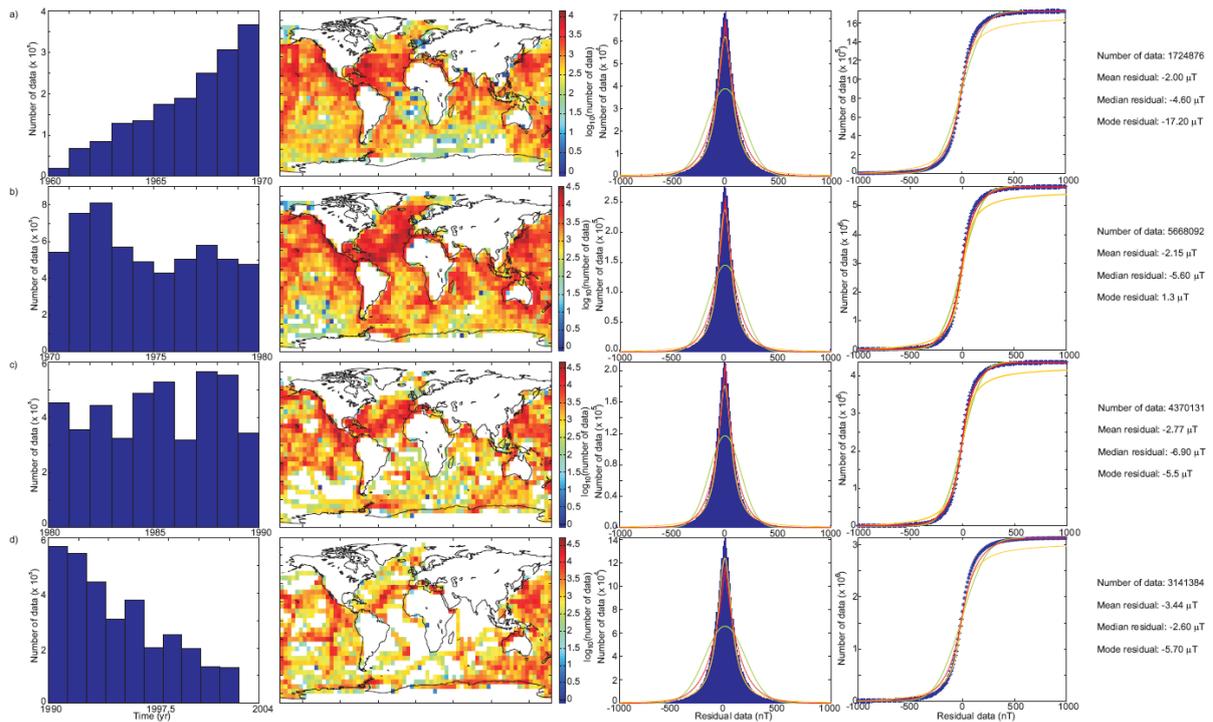


Figura 3 – Distribución temporal (columna 1) y espacial (columna 2) de los datos. Histograma de los datos de anomalías magnéticas (columna 3), su valor acumulativo (columna 4) y parámetros estadísticos (columna 5) para los intervalos (a) 1960 – 1970, (b) 1970 – 1980, (c) 1980 – 1990, and (c) 1990 – 2003. (Temporal (column 1) and spatial (column 2) distributions. Residual histograms (column 3), Cumulative residuals (column 4) and statistical values (column 5). (a) 1960-1970, (b) 1970-1980, (c) 1980-1990 and (d) 1990-2003.)

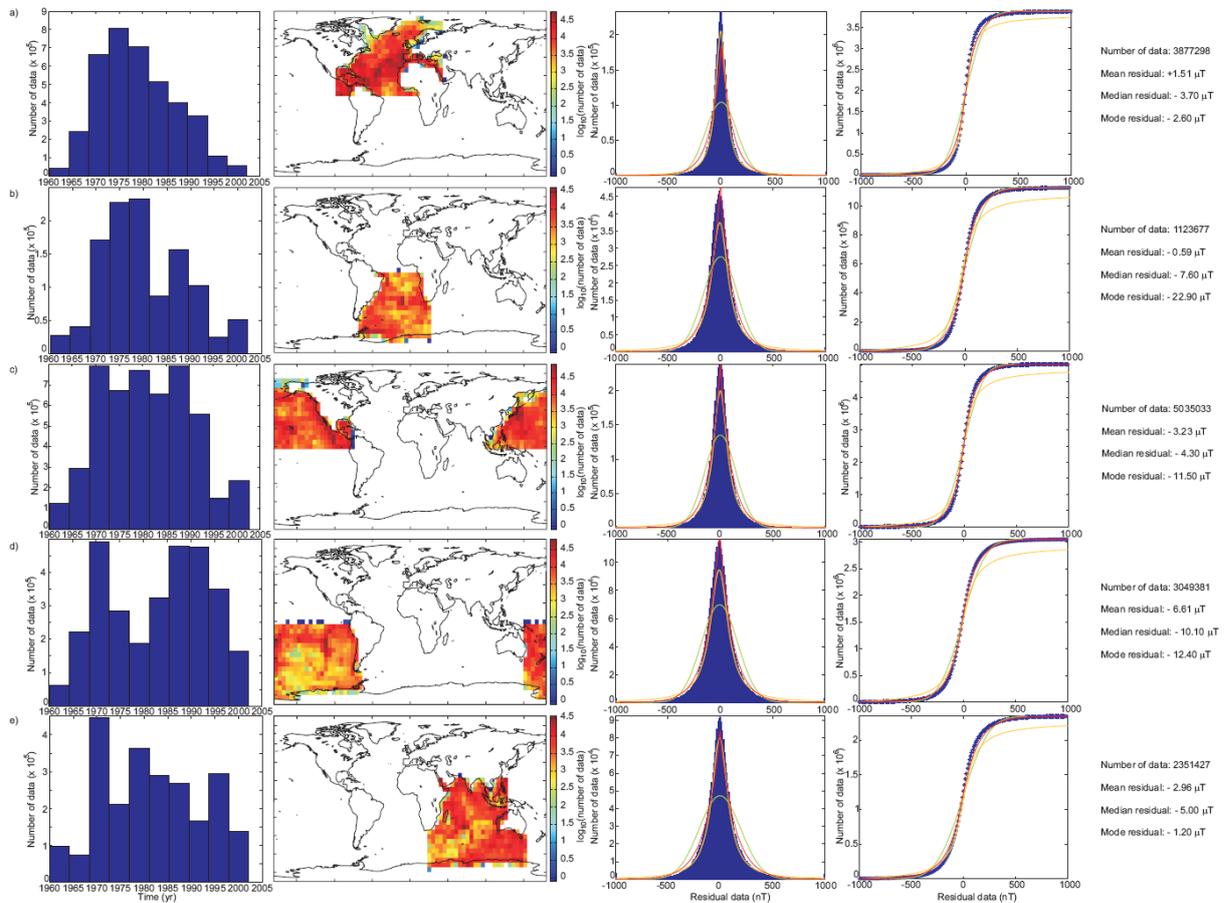


Figura 4 – Distribución temporal (columna 1) y espacial (columna 2) de los datos. Histograma de los datos de anomalías magnéticas (columna 3), su valor acumulativo (columna 4) y parámetros estadísticos (columna 5) para (a) el Atlántico Norte, (b) Atlántico Sur, (c) Pacífico Norte, (d) Pacífico Sur y (e) el Índico. (Temporal (column 1) and spatial (column 2) distributions. Residual histograms (column 3), Cumulative residuals (column 4) and statistical values (column 5). (a) North Atlantic, (b) South Atlantic, (c) North Pacific, (d) South Pacific and (e) Indian Oceans.)

## 6. REFERENCIAS

- Jacobs, J.A. (editor) (1987 – 1991): "Geomagnetism". *Ed. Academic Press*.
- Maus, S. (2010): "An ellipsoidal harmonic representation of Earth's lithospheric magnetic field to degree and order 720". *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **11**, Q06015, doi:10.1029/2010GC003026.
- Quesnel, Y., M. Catalán, and T. Ishihara (2009): "A new global marine magnetic anomaly data set". *J. Geophys. Res.*, **114**, B04106, doi:10.1029/2008JB006144.
- Sabaka T.J., Olsen, N., and M.E. Purucker (2004): "Extending Comprehensive Models of the Earth's Magnetic Field with Oersted and Champ Data". *Geophys. J. Int.*, **159**, 521-547.
- Stacey, F.D. (1967): "The Koenigsberger ratio and the nature of thermoremanence in igneous rocks". *Earth Planet. Sci. Lett.* **2**, 67-68.
- Walker, M. R. & Jackson, A. (2000): "Robust modelling of the Earth's magnetic field". *Geophys. J. Int.*, **143**, 799-808.

## Egileen Aurkibidea/Índice de Autores/Índice de Autores/Autor Index

<b>C</b>		<b>O</b>	
Catalán, M.....	225, 257	Osete, M. L.....	235
Ciraolo, L.....	241	<b>P</b>	
Curto, J. J.....	231	Pavón-Carrasco, F. J.....	225, 235, 257
<b>D</b>		<b>R</b>	
De Santis, A.....	257	Radicella, S. M.....	241
<b>F</b>		Regué, J. R.....	221
Ferraccioli, F.....	257	Rodríguez-Bilbao, I.....	241
<b>H</b>		Rodríguez-Bouza, M.....	249
Herráiz, M.....	241, 249	Rodríguez-Caderot, G.....	241
<b>I</b>		Roldán, E.....	221
Ishihara, T.....	225, 257	<b>S</b>	
<b>L</b>		Sánchez, A. M.....	221
Lacy, M. C.....	241	Sans, X.....	221
<b>M</b>		Segarra, A.....	231
Moreno, B.....	241	Serrano, L.....	221
		<b>T</b>	
		Talarn, A.....	225
		Torta, J. M.....	221, 225, 235

