

## CAPÍTULO B2:

### RESPUESTA DE LA IONOSFERA EN LATITUDES MEDIAS A TEMPESTADES GEOMAGNÉTICAS INTENSAS

Este Capítulo pretende analizar de una manera más extensa los efectos en la frecuencia crítica de la capa F2,  $foF2$ , y en la altura del máximo de ionización,  $hmF2$ , en latitudes medias durante tempestades geomagnéticas intensas. Para realizar este estudio se han utilizado los ionogramas de sondeo vertical de 10 estaciones ionosféricas de latitudes medias, 5 situadas en el sector Europeo y 5 situadas en el sector Norteamericano para las tormentas más intensas ocurridas durante el período de 2003 a 2005. Estos ionogramas se han obtenido de la base de datos ionosféricos digital DIDB (Reinisch et al., 2004). La Figura B2.1 muestra la distribución geográfica de las estaciones y la Tabla B2.1 muestra sus coordenadas.

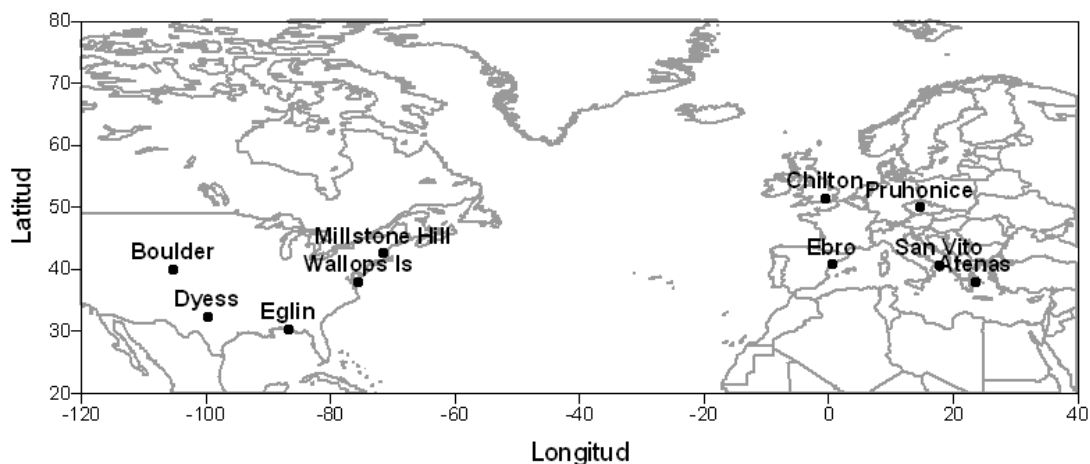


Figura B2.1. Distribución geográfica de las estaciones utilizadas.

Tabla B2.1. Catálogo de las estaciones ionosféricas utilizadas en el estudio ordenadas de mayor a menor latitud geográfica para cada sector. Se muestra el código, la latitud y longitud geográfica y geomagnética para cada estación. Las coordenadas geomagnéticas se han obtenido utilizando el modelo de campo magnético IGRF evaluado en 1995.

<i>Estación</i>	<i>Código</i>	<i>Lat. Geog.</i>	<i>Lon. Geog.</i>	<i>Lat. Geom.</i>	<i>Lon. Geom.</i>
<b>SECTOR EUROPEO</b>					
<b>Chilton</b>	RL052	51.5° N	359.4° E	53.7° N	84.4° E
<b>Pruhonice</b>	PQ052	50.0	14.6	49.6	98.6
<b>Ebro</b>	EB040	40.8	0.5	43.2	81.3
<b>San Vito</b>	VT139	40.6	17.8	39.9	98.3
<b>Atenas</b>	AT138	38.0	23.5	36.4	103.0
<b>SECTOR NORTEAMERICANO</b>					
<b>Millstone Hill</b>	MHJ45	42.6	288.5	52.9	0.3
<b>Boulder</b>	BC840	40.0	254.7	48.3	320.5
<b>Wallops Islands</b>	WP937	37.9	284.5	48.3	355.5
<b>Dyess</b>	DS932	32.4	260.2	41.3	328.1
<b>Eglin</b>	EG931	30.4	273.2	40.3	342.9

Se han analizado los ionogramas correspondientes a las tormentas geomagnéticas ocurridas en 20/11/03, 22/01/04, 22/07/04, 07/11/04, 05/12/04, 21/01/05, 15/05/05, 24/08/05, y 11/09/05, así como los de los cuatro días tranquilos más cercanos a cada uno de estos días perturbados. Todos los ionogramas han sido revisados manualmente para evitar posibles errores del escalado automático del ARTIST y se han obtenido perfiles de densidad electrónica,  $N(h)$ , precisos mediante el programa de inversión de altura real NHPC incluido en el SAO-X. En total se han analizado del orden de 20000 ionogramas. Se han analizado los efectos de las tormentas sobre la ionosfera a partir de la comparación del perfil de densidad electrónica durante los días perturbados y el comportamiento tranquilo (en particular de la frecuencia crítica de la capa F2,  $foF2$ , y de la altura del máximo de densidad,  $hmF2$ ). Se han considerado como efectos de las tormentas sobre las características ionosféricas las desviaciones del comportamiento perturbado,  $foF2_P$  y  $hmF2_P$ , respecto al comportamiento en condiciones de calma,  $foF2_Q$  y  $hmF2_Q$  según:

$$\Delta foF2 = foF2_P - foF2_Q \quad (B2.1)$$

$$\Delta hmF2 = hmF2_P - hmF2_Q \quad (B2.2)$$

El patrón de comportamiento tranquilo de la ionosfera,  $foF2_Q$  y  $hmF2_Q$ , se ha obtenido a partir de los cuatro días tranquilos más próximos a los perturbados mediante la aplicación de la técnica del perfil promedio representativo (Huang and Reinisch, 1996a).

Las condiciones helio-geofísicas correspondientes a los días de tormenta se han obtenido de diferentes fuentes de datos. Los datos de campo magnético interplanetario se obtuvieron de la base de datos *ACE MAG Level 2 data*, y los de velocidad y densidad del viento solar del *ACE SWEPM Level 2*, ambos proporcionados por *ACE Science Center (ASC)* (<http://www.srl.caltech.edu/ACE/ASC/>). Los índices de actividad geomagnética Dst, SYM-H (índice análogo a Dst con resolución de 1 minuto) y el índice de Electrojet Auroral, AE, se han obtenido del WDC para Geomagnetismo en Kyoto, Japón (<http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp/>). También se ha utilizado la base de datos OVATION para obtener una estimación de la posición del óvalo auroral y del flujo neto de aportación de energía durante la fase inicial de la tormenta (<http://sd-www.jhuapl.edu/Aurora/ovation/index.html>).

Este estudio está estructurado en tres partes. Primero se presenta un análisis detallado de los efectos ionosféricos en latitudes medias producidos durante la tormenta del 24 de Agosto de 2005 en dos sectores longitudinales distintos. Luego se presenta una discusión sobre los mecanismos físicos responsables de los efectos observados y finalmente se presenta el análisis de algunos patrones morfológicos observados durante las nueve tormentas analizadas en este estudio, que muestran la dependencia con el tiempo local de los efectos observados.

### **B2.1. Análisis de un caso concreto: 24 de Agosto de 2005.**

El 24 de Agosto de 2005 se produjo una tormenta geomagnética intensa cuyo comienzo, el SC (*Storm Commencement*), se fijó a las 6:13 UT. La Figura B2.2

presenta las condiciones helio-geofísicas registradas durante el período en cuestión: la velocidad y densidad del viento solar, la componente total y axial del campo magnético interplanetario y los índices de actividad magnética SYM-H y AE.

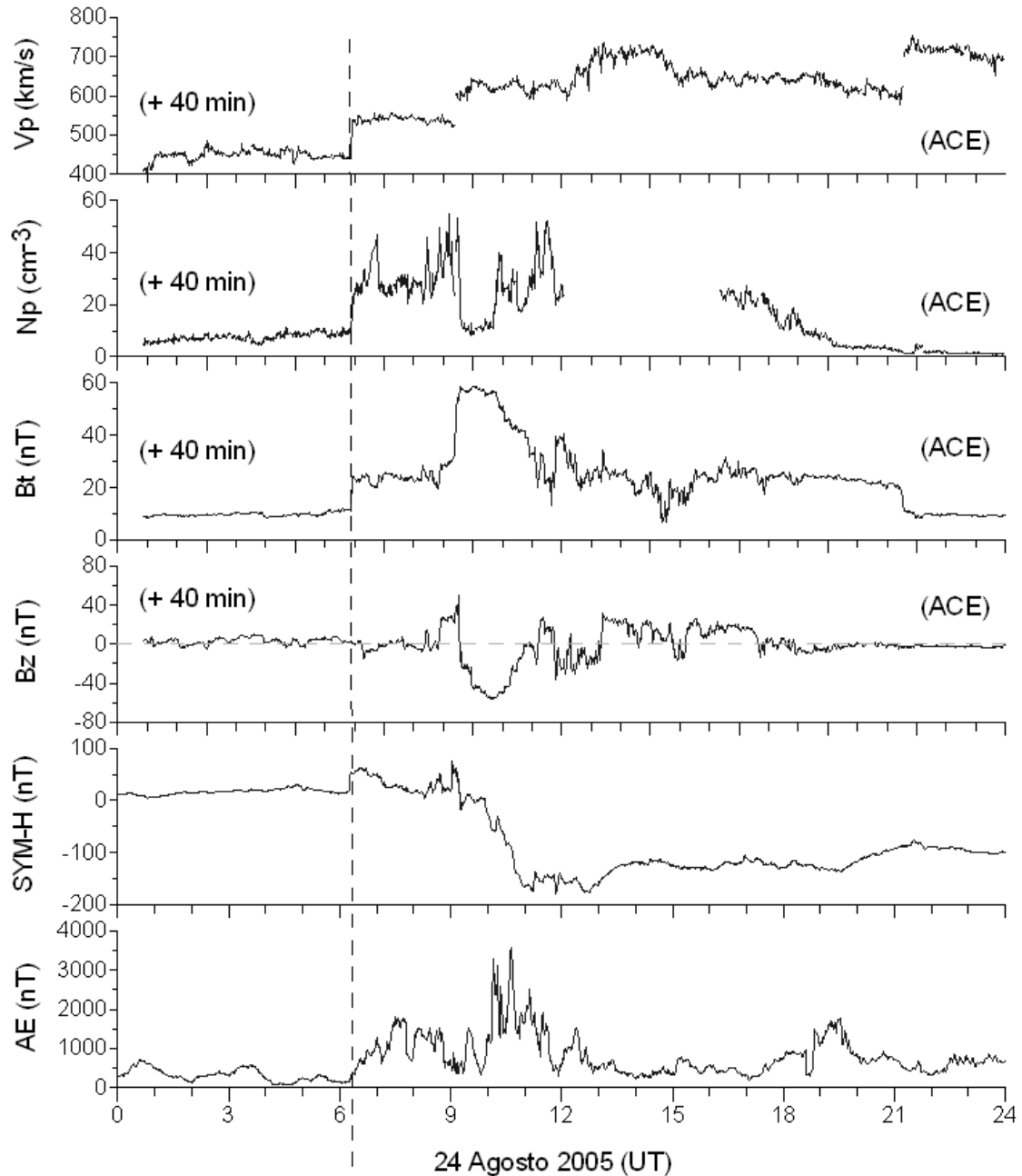


Figura B2.2. Condiciones helio-geofísicas del 24 de Agosto 2005. La Figura muestra de arriba a abajo la velocidad y densidad del viento solar, la componente total y axial del campo magnético interplanetario, el índice SYM-H y el índice AE. Los datos tomados del satélite ACE están desplazados 40 minutos para hacer coincidir las condiciones del viento solar medidas en el satélite con aquellas en la magnetosfera. La línea vertical discontinua indica el tiempo en el que empieza la tormenta geomagnética (SC).

Los datos del viento solar se han desplazado 40 minutos para hacer coincidir el momento de la llegada de la perturbación del viento solar al satélite ACE con su llegada a la magnetopausa. Se recuerda que el satélite ACE se encuentra a 1.5 millones de kilómetros de la Tierra, por lo que a una velocidad media propagación de la perturbación de 600 km/s, la perturbación tarda aproximadamente 40 minutos en llegar al a magnetopausa. A las 6:13 UT se detecta la llegada de la perturbación del viento solar a la magnetopausa que coincide con un aumento brusco de la densidad de partículas y velocidad del viento solar y de la intensidad del campo magnético interplanetario. Este aumento brusco coincide con un rápido aumento del índice SYM-H debido al aumento de presión dinámica en la magnetosfera y corresponde al inicio de la tormenta geomagnética (SC). Más tarde, alrededor de las 9:00 UT, la componente axial del campo magnético interplanetario, IMF Bz, que hasta ahora no presentaba variaciones significativas, cambia bruscamente de polaridad. Este instante coincide con otra variación brusca en la velocidad y densidad del viento solar y en la intensidad del campo magnético interplanetario. Aproximadamente en este instante es cuando se inicia la fase principal de la tormenta en la que el índice SYM-H alcanza su valor mínimo próximo a -200 nT entre las 11:00 UT y las 12:00 UT. Este valor mínimo indica que ésta fue una tormenta geomagnética intensa según la clasificación de Sugiura and Chapman, 1960.

El comportamiento de la ionosfera en el día de la tormenta se ha comparado con el patrón de comportamiento tranquilo correspondiente para distinguir los efectos de la tormenta. La Figura B2.3 muestra las variaciones en la densidad electrónica en función del tiempo y la altura en condiciones tranquilas (Figura B2.3 – izquierda) y perturbadas (Figura B2.3 – derecha) para las estaciones del sector europeo: Chilton, Pruhonice, Ebro, San Vito y Atenas, ordenadas de mayor a menor latitud geomagnética. La línea discontinua en los gráficos de la derecha marca el tiempo de inicio de la tormenta (SC). Los intervalos de tiempo en los que no hay datos, especialmente en Chilton y Pruhonice, corresponden a momentos en los que aparecen capas esporádicas ocultantes que no permiten observar la evolución de la ionosfera a capas más elevadas como ya se observó para la tormenta del 20 de Noviembre de 2003 (Blanch et al., 2005).

El comportamiento de la ionosfera del 24 de Agosto de 2005 antes de que empiece la tormenta geomagnética es muy similar al comportamiento tranquilo.

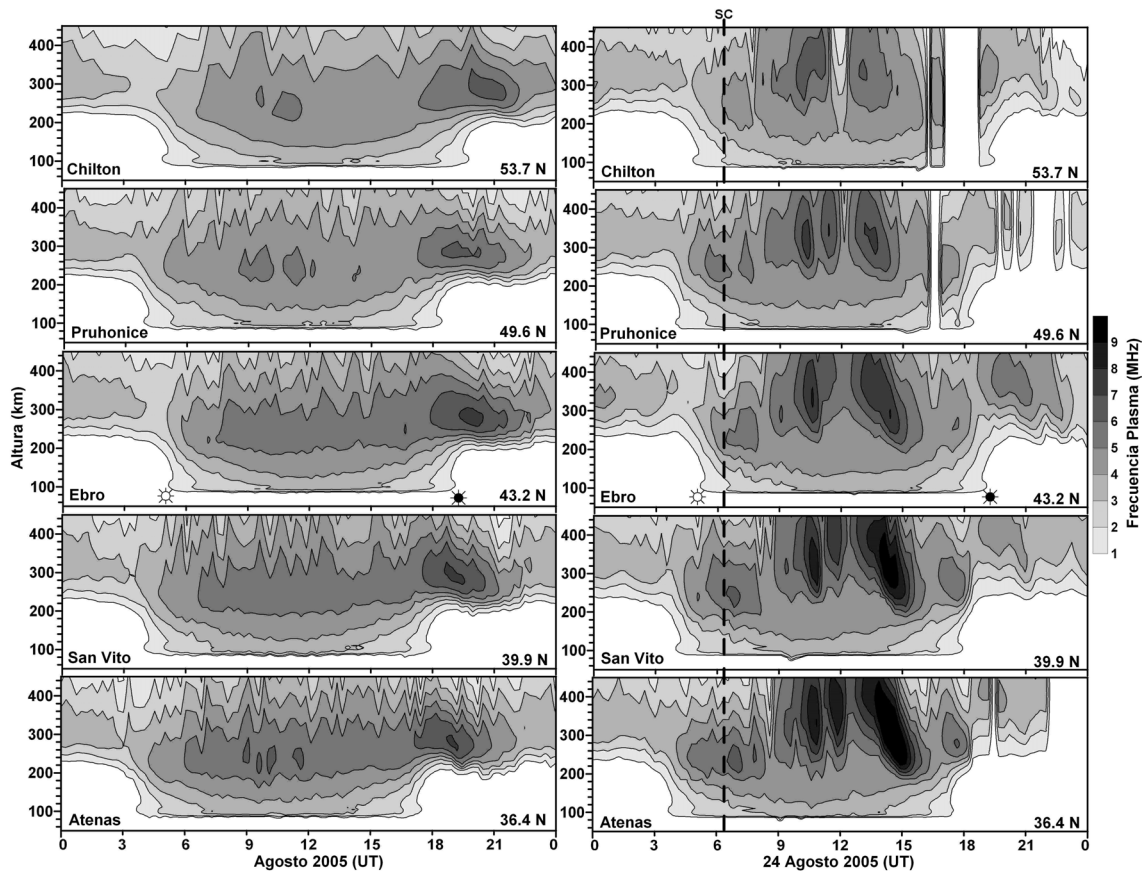


Figura B2.3. Comportamiento del perfil de densidad electrónica en función del tiempo para el sector Europeo. El panel izquierdo muestra el comportamiento tranquilo correspondiente al mes de Agosto de 2005. El panel derecho muestra el comportamiento para el día perturbado, 24 Agosto 2005. La densidad electrónica se representa en términos de la frecuencia de plasma a partir de la siguiente relación:  $N(\text{cm}^{-3}) = 1.24 f_p^2(\text{MHz})$ . La salida y puesta de sol sobre la estación de Ebro se indican con soles en blanco y negro respectivamente.

A partir del SC la diferencia entre el comportamiento tranquilo y perturbado es bastante significativa. Entre las 8:00 UT y 15:00 UT del día perturbado se observan una serie de incrementos en la densidad electrónica en todas las estaciones, lo que indica un efecto positivo de la tormenta. Estos incrementos se manifiestan en un amplio rango de alturas, desde 200 km hasta 400 km. Este efecto positivo es más significativo en las estaciones situadas a latitudes más bajas, lo que coincide con Jones and Risthbet (1971) quienes sugieren que la intensidad del efecto positivo de una tormenta es proporcional a  $\cot(I)/NmF2$ , donde  $I$  es la inclinación magnética y  $NmF2$  es el máximo de densidad electrónica de la capa F2. Considerando lo anterior, la relación

esperada entre la intensidad del efecto positivo en Chilton y en Atenas sería aproximadamente de 0.7 lo que concuerda con las observaciones. Otra diferencia significativa entre el comportamiento del día tranquilo y el perturbado es la ausencia del aumento de la densidad electrónica en la puesta de sol en el día perturbado (entre las 18:00 UT y 20:00 UT aproximadamente). Esto significa que durante este período de tiempo hubo una disminución de la densidad electrónica y por consiguiente un efecto negativo. Así, en este día se manifestaron secuencialmente ambos efectos en el sector europeo, el positivo y el negativo. La Figura B2.3 también muestra que la altura del máximo de densidad,  $hmF2$ , aumentó significativamente con respecto al comportamiento tranquilo.

Se ha analizado la evolución temporal de los parámetros  $foF2$  y  $hmF2$  deducidos de los perfiles de densidad electrónica para visualizar con más detalle los efectos positivos y negativos en la ionosfera y los cambios en la altura causados por la tormenta. La Figura B2.4 muestra una comparación del comportamiento de estos parámetros registrados el 24 de Agosto de 2005 respecto al comportamiento tranquilo sobre el sector Europeo. El panel de la izquierda muestra los resultados registrados en la característica  $foF2$  y el panel de la derecha muestra los resultados en  $hmF2$ . Para ambos se ha añadido la variación del índice Dst en la parte superior de los gráficos para poder identificar las diferentes fases de la tormenta. Las barras de error muestran los valores máximos y mínimos de ambas características registrados durante los cuatro días tranquilos utilizados para calcular el comportamiento promedio en condiciones de calma. Los registros que se desvían significativamente de las barras de error se consideran efectos de la tormenta.

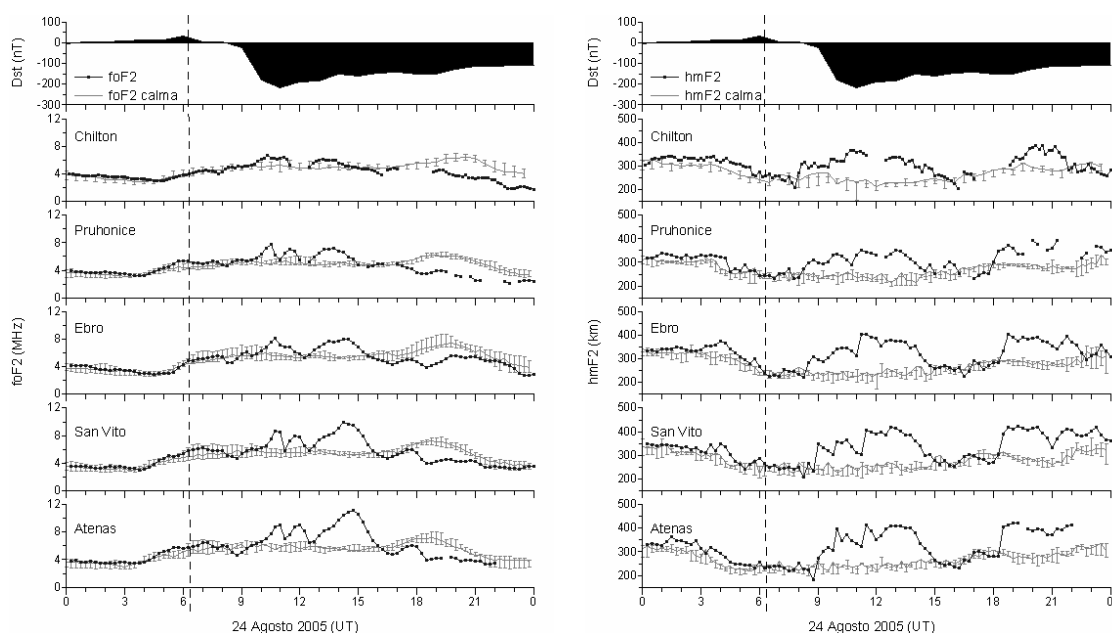


Figura B2.4. Comportamiento de los parámetros  $foF2$  (izquierda) y  $hmF2$  (derecha) (línea negra gruesa) en comparación con el comportamiento promedio de días tranquilos (línea delgada gris) para estaciones del sector Europeo durante el 24 de Agosto de 2005. Las barras de error muestran los valores máximos y mínimos de  $foF2$  y  $hmF2$  registrados durante los cuatro días tranquilos utilizados para calcular el comportamiento promedio en condiciones tranquilas. La línea vertical discontinua indica el inicio de la tormenta.

La característica  $foF2$  muestra un claro efecto positivo de 10:00 UT a 15:00 UT y un efecto negativo a partir de las 18:00 UT en todas las estaciones. La característica  $hmF2$  muestra que existen dos intervalos con una elevación más que significativa de la capa F2: el primero de 8:00 UT a 14:00 UT y el segundo de 18:00 UT a 22:00 UT. Éstos coinciden aproximadamente con los intervalos en que se observa el efecto positivo (de 10:00 UT a 15:00 UT) y el efecto negativo (a partir de las 18:00 UT) de la tormenta en  $foF2$ .

La Figura B2.5, similar a la Figura B2.4, muestra las variaciones de  $foF2$  y  $hmF2$  para el sector americano. Cabe señalar que en el sector americano, el inicio y la fase principal de la tormenta ocurrieron durante la noche local. Por lo tanto, según el modelo de tormenta de Prölss (1993) cabe esperar un comportamiento distinto al del sector Europeo.



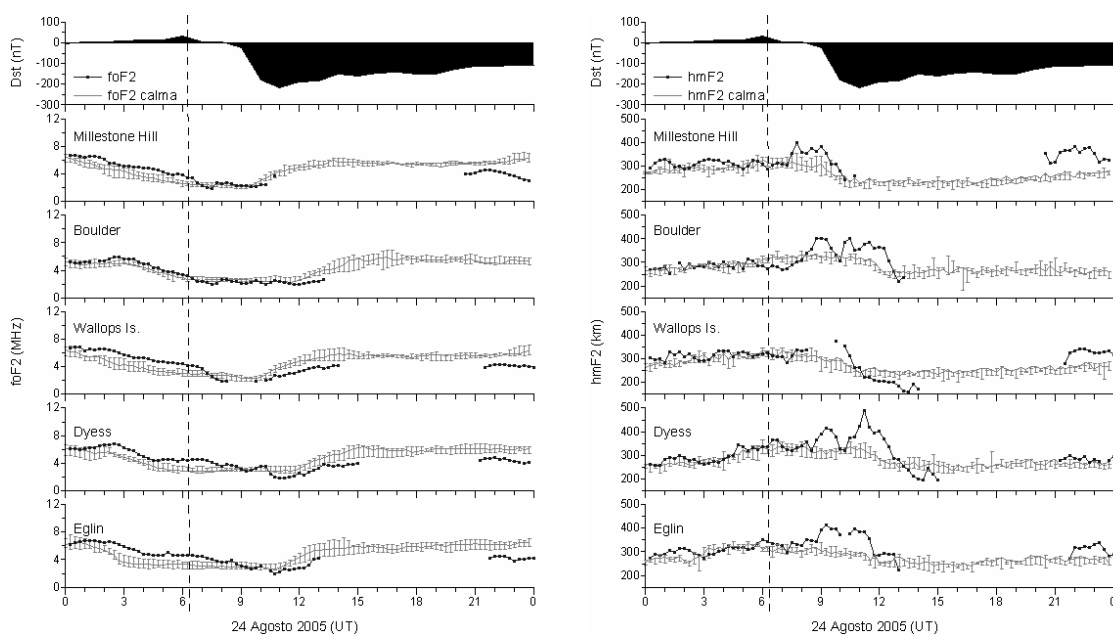


Figura B2.5. Lo mismo que la Figura B2.4 para las estaciones indicadas del sector americano.

Como se puede observar en la Figura B2.5, hay un largo período de tiempo durante el que no se dispone de los valores de  $foF2$  y  $hmF2$  para el día perturbado. Se sabe que las tormentas geomagnéticas afectan más significativamente la parte alta de la ionosfera que la parte baja (Buresova, 2005). Tanto es así, que el efecto negativo sobre la capa F2 (situada entre 200 – 300 km de altura) puede ser muy intenso y el efecto negativo sobre la capa F1 (situada entre 160 – 190 km de altura) puede ser bastante débil. Ello conduce a menudo a situaciones en las que  $foF2 < foF1$ , y para una ionosonda significa que la capa F1 apantalla la capa F2. En tales circunstancias, es imposible medir ambas características  $foF2$  y  $hmF2$ . Este fenómeno se conoce como condición G (Informe UAG23A del World Data Center A, 1978) y se manifiesta a menudo durante los días perturbados de verano en latitudes medias cuando la capa F1 está bien desarrollada. Tales condiciones se observaron en los ionogramas del 24 de Agosto de 2005 en el sector Americano después de la salida del sol y por ello no se dispone de registro entre las 12:00 UT y las 20:00 UT aproximadamente. Aún así, la comparación con el comportamiento promedio en condiciones de calma indica que hubo una disminución de la densidad electrónica sobre Norteamérica, es decir, se produjo un efecto negativo. El parámetro  $hmF2$  experimentó una elevación más que significativa con respecto al comportamiento tranquilo poco después del inicio de la tormenta similar a la registrada en el sector europeo.

La Figura B2.6 presenta las diferencias de  $hmF2$  entre los valores observados durante el día perturbado y los valores esperados para un día tranquilo en ambos sectores. Estas diferencias se presentan en función del tiempo transcurrido desde el comienzo de la tormenta a las 6:13 UT. Las flechas indican el momento en el que se detecta la elevación de la ionosfera. Una primera inspección muestra que el retraso de esta elevación con respecto al comienzo de la tormenta es notablemente mayor en el sector europeo que en el americano. El retraso mínimo en el sector europeo es de 87 minutos (detectado en la estación de Chilton) mientras que el retraso mínimo en el sector americano es de unos 60 minutos (detectado en la estación de Millstone Hill). Además, se observa que este retraso aumenta de las estaciones de mayor latitud a las de menor latitud. Esto sugiere que la perturbación en la altura del máximo de ionización de la ionosfera asociada a la tormenta se propaga de mayor a menor latitud.

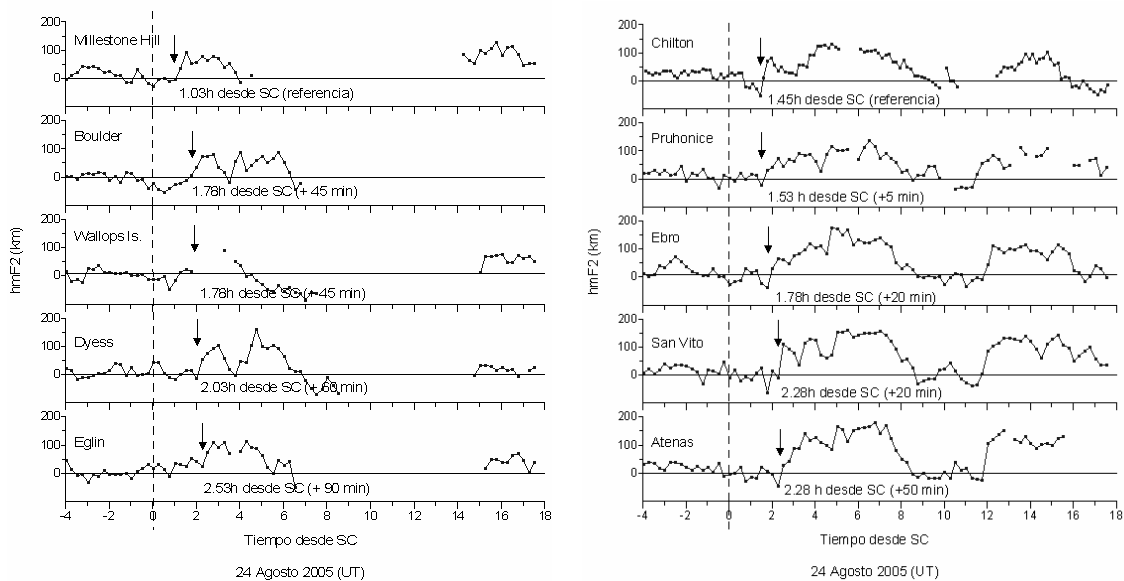


Figura B2.6. Diferencia observada en  $hmF2$  entre los valores observados el día de la tormenta y los valores esperados para un día tranquilo. El tiempo inicial corresponde con el comienzo de la tormenta. El panel izquierdo muestra los resultados en el sector americano y el derecho los del sector europeo. Las flechas indican aproximadamente el inicio de la elevación de la altura de la ionosfera.

## B2.2. Identificación de los mecanismos físicos: 24 Agosto 2005

Los efectos observados en la ionosfera durante la tormenta del 24 de Agosto de 2005 están en consonancia con el escenario actual de la respuesta

ionosférica a las tormentas geomagnéticas (Prölss, 1993; Fuller-Rowell et al., 1994; Fuller-Rowell et al., 1996). Según este escenario (descrito con mayor detalle en la Sección 4 de la Introducción), el gran aporte de energía en la zona auroral en el inicio de la tormenta provoca una perturbación atmosférica en forma de pulso (TAD) que se propaga de forma global hacia latitudes más bajas. Esta perturbación lleva asociada un viento meridional originado por la expansión del óvalo auroral que a latitudes medias levanta el plasma ionosférico a alturas donde la tasa de recombinación es menor y, especialmente en el sector de día, produce un aumento en la densidad electrónica entre una y dos horas después de la elevación de la ionosfera. Este mecanismo explicaría la elevación de  $hmF2$  en los dos sectores a las pocas horas del inicio de la tormenta y el efecto positivo observado en el sector europeo entre las 10:00 UT y las 15:00 UT, dos horas después de la elevación de la ionosfera a las 8:00 UT. La Figura B2.7 muestra la aportación de energía en la región auroral con el fin de ilustrar la descripción anterior para la tormenta del 24 de Agosto de 2005 y se compara con un día tranquilo (28 Agosto 2005).

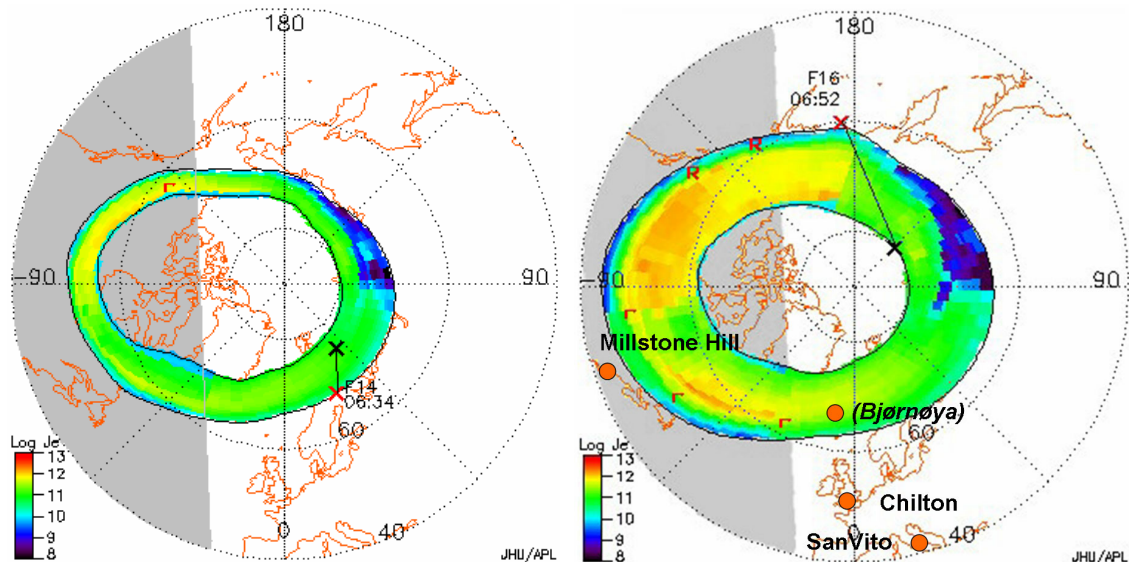


Figura B2.7. Posición del óvalo auroral y aportación de energía en la zona auroral obtenido de la base de datos OVATION para el intervalo de 6:15 UT a las 7:00 UT para el 28 de Agosto 2005 (día tranquilo del mes) (izquierda) y para el 24 de Agosto de 2005 (derecha). Las cruces indican la posición del límite del óvalo auroral determinado por el satélite DMSP correspondiente, en rojo, el límite hacia el ecuador, y en negro el límite hacia el polo. La línea que une las dos cruces representa la trayectoria del satélite. La escala de colores indica el diferente flujo de energía correspondiente a la precipitación de electrones con energías entre 32 eV y 30 keV para cinco diferentes niveles de actividad.

Estos datos se han obtenido de la base de datos OVATION para el intervalo de tiempo desde las 6:15 UT a las 7:00 UT para los dos días en cuestión (se recuerda que el inicio de la tormenta se produjo a las 6:13 UT). OVATION utiliza los datos de precipitación de partículas obtenidos por los satélites DMSP (*Defense Meteorological Satellite Program*), las imágenes de las auroras en el espectro ultravioleta obtenidas por el satélite de la NASA Polar UVI (*Ultraviolet Imager*), emisiones aurorales registradas por el fotómetro MSP (*Meridian Scanning Photometer*) de la Universidad de Alaska, Fairbanks y datos de la red de radares aurorales SuperDARN (*Super Dual Auroral Radar Network*). Los límites del óvalo auroral obtenidos con cada uno de estos instrumentos se utilizan para determinar la posición de óvalo auroral. El flujo neto de energía para el período en cuestión del 24 de Agosto de 2005 fue de 160.6 MW, que es más de diez veces superior a los 12,6 MW obtenido en el mismo período de tiempo para el día tranquilo del 28 de Agosto. Además, los datos muestran una expansión considerable del óvalo auroral durante el inicio de la tormenta geomagnética, cuyo límite en el sector Americano alcanzó prácticamente la estación de Millstone Hill. Este hecho provocó que la fuente de perturbación se encontrara más cercana a las estaciones del sector americano y por lo tanto explicaría que el retraso en el elevamiento de  $hmF2$  fuera menor en ese sector que en el sector europeo.

Los registros del tiempo en que comienza el aumento de  $hmF2$  a diferentes latitudes permiten determinar con facilidad la velocidad de propagación de la perturbación hacia el ecuador. Midiendo la distancia entre la primera y la última estación y el tiempo que tarda en detectarse la perturbación entre ellas, se deduce una velocidad de propagación media de unos 250 m/s en el sector americano y de unos 650 m/s en el sector europeo, lo que concuerda con el rango esperado de velocidades de las TADs (Prölss, 1993; Hocke and Shlegel, 1996). Considerando estas velocidades de propagación de la TAD y sabiendo que el retraso de la elevación de  $hmF2$  con respecto al inicio de la tormenta en la estación de Chilton es de 87 minutos y en la estación de Milstone Hill es de 60 minutos, esto nos sitúa la fuente de perturbación que causa el elevamiento de  $hmF2$  en el sector europeo alrededor de 3000 km hacia el norte respecto a la latitud de Chilton, en medio del óvalo auroral, cerca del observatorio magnético

de Bjørnøya, Noruega (74.3°N, 10.0°E) y a unos 1000 km al norte de la estación de Millstone Hill (ver panel derecho de la Figura B2.7).

El aporte de energía en la zona auroral también provoca cambios en la composición neutra de la alta atmósfera. Estos cambios son tales que hacen aumentar la tasa de recombinación y por lo tanto producen un efecto negativo en la zona afectada (ver Sección 4 de la Introducción). El viento de fondo empuja esta variación de la composición hacia latitudes medias por el sector de noche y gira con la Tierra manteniendo así el efecto negativo en el sector de día. Este mecanismo concuerda con el efecto negativo que se observa y se mantiene en las estaciones del sector americano, donde la tormenta empezó durante la noche local. Las estaciones europeas detectan un efecto negativo a partir de las 18:00 UT, unas doce horas después del inicio de la tormenta. Según Fuller-Rowell et al. (1994), después de este tiempo, la perturbación de la composición puede ocupar una zona muy extensa, abarcando por completo toda la ionosfera nocturna a latitudes medias. Así pues, bastante tiempo después del comienzo de la tormenta, las estaciones europeas han derivado hacia la zona perturbada en composición y, entonces, se empieza a observar un efecto negativo. El hecho de que la estación más oriental (Pruhonice) sea la primera en detectar la fase negativa, confirmaría dicha hipótesis (ver panel izquierdo Figura B2.4).

### **B2.3. Análisis generalizado: Dependencia de los efectos positivos y negativos con el tiempo local**

Se ha ampliado el estudio anterior a otras tormentas geomagnéticas para intentar extraer algunas pautas morfológicas de estos efectos. La Figura B2.8 muestra la posición de todas las estaciones al inicio de cada una de las tormentas. Se puede observar que se tiene una distribución uniforme en tiempo local exceptuando el período entre 14:00 TL y 16:00 TL en el que no había ninguna estación en el momento del comienzo de ninguna tormenta. Aún así, esta distribución permite realizar un análisis estadístico significativo.

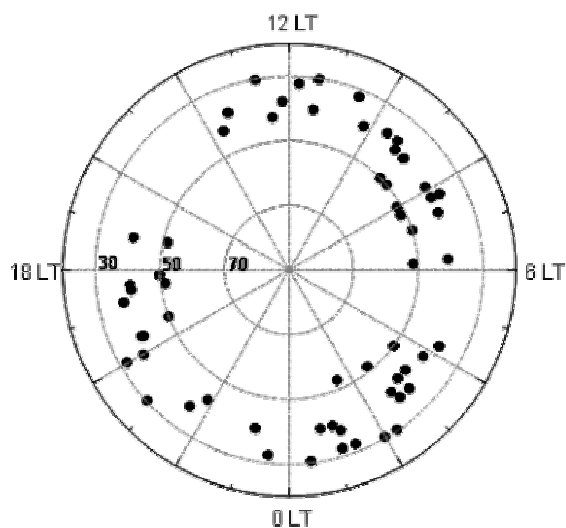


Figura B2.8. Posición (hora local) de las estaciones en el momento del inicio de cada una de las tormentas geomagnéticas analizadas según la latitud geográfica.

Se ha analizado la dependencia del retraso en los efectos en  $foF2$  con la hora local a la que se encuentra cada estación al inicio de cada tormenta. Éste análisis se ha realizado por separado para los efectos positivos y negativos. Aunque el retraso del efecto ionosférico consta de una componente de retraso este-oeste y norte-sur más el tiempo que tarda la ionosfera en reaccionar a los cambios en la tasa de recombinación, este retraso se ajusta bastante bien a una dependencia lineal con la hora local de la estación en el inicio de la tormenta (Figura B2.9).

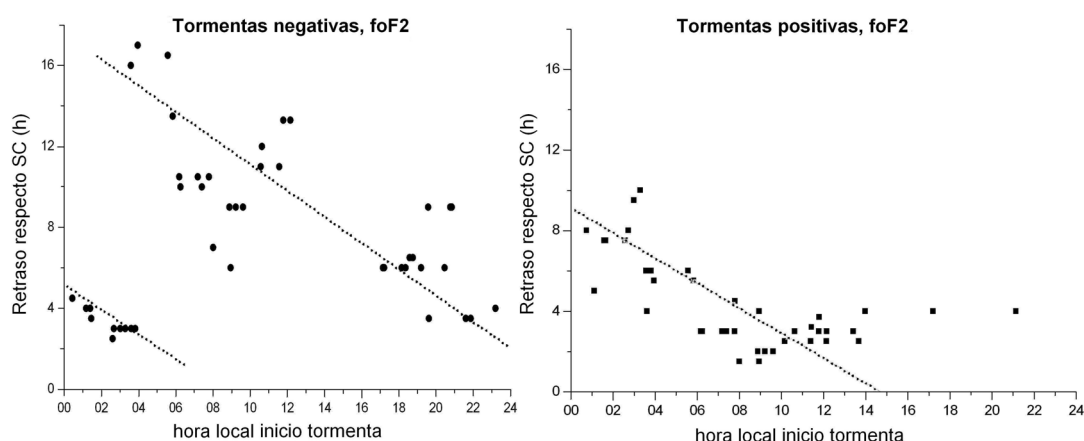


Figura B2.9. Retraso del efecto negativo (izquierda) y positivo (derecha) respecto el tiempo local de la estación en el momento del inicio de la tormenta. Las líneas representan el mejor ajuste lineal para cada caso. Cabe destacar que ninguna de las estaciones se encontraba en el sector de 14:00 TL a 16:00 TL en el momento del inicio de ninguna de las tormentas analizadas.

La primera inspección de la Figura B2.9 muestra que la dependencia de los retrasos de los efectos negativos y positivos respecto el tiempo local de inicio de la tormenta es claramente diferente. Prácticamente no se observan retrasos superiores a ocho horas de los efectos positivos de la tormenta (Figura B2.9 – derecha). Esto es coherente con el modelo de tormenta discutido por Pröls (1993) ya que los efectos positivos sólo pueden generarse mientras exista aportación de energía en la zona auroral. Por el contrario, se observa que el inicio de los efectos negativos de las tormentas puede retrasarse hasta dieciséis horas con respecto al inicio de la tormenta (Figura B2.9 – izquierda). Esto indica que el retraso de los efectos negativos se corresponde principalmente con el tiempo necesario para que la estación en cuestión derive hasta la zona perturbada en composición y que esta zona de perturbación que produce los efectos negativos se mantenga durante un largo periodo de tiempo, incluso cuando ya no existe nueva aportación de energía en la zona auroral. De nuevo, estas observaciones concuerdan con la simulación de Fuller-Rowell et al. (1994). Otra observación interesante es que el sector de tiempo local que manifiesta menor tiempo de reacción para los efectos negativos se sitúa entre las 3:00 TL y las 5:00 TL, mientras que éste se sitúa entre las 8:00 TL y las 10:00 TL para los positivos. Esto indica que la zona perturbada de composición, que rige los efectos negativos a latitudes medias, tiende a

originarse cerca del meridiano de medianoche (Fuller-Rowell et al., 1994). En cambio, los efectos positivos tienden a originarse alrededor del meridiano de mediodía. Cabe destacar que el instante en que una estación registra el efecto de la tormenta es el tiempo local (eje X de la Figura B2.9) más el retraso respecto el inicio de la tormenta (eje Y de la Figura B2.9), de modo que la mayoría de las estaciones registran el efecto positivo de la tormenta cuando se encuentran en el sector de tiempo local comprendido entre las 10:00 TL y las 16:00 TL. La Figura B2.9 también muestra que las estaciones situadas en el sector 16:00 TL y 24:00 TL en el momento de inicio de la tormenta prácticamente no registran efectos positivos. Esto no significa que no se registren efectos positivos durante este tiempo, sino que aparentemente tienden a iniciarse más temprano. De hecho, de acuerdo con Belehaki and Tsagouri (2002) durante las tormentas poco intensas se pueden observar efectos positivos durante la noche.

#### **B2.4. Discusión de los resultados**

Los resultados de este análisis han proporcionado una evidencia experimental de la validez del modelo de tormenta basado en el papel rector de la circulación del viento neutro termosférico (Prölss, 1993; Fuller-Rowell et al., 1994; Fuller-Rowell et al., 1996). Los principales resultados que testifican la validez de este mecanismo son las observaciones del levantamiento de la altura ionosférica que siempre precede tanto a los efectos positivos como a los negativos en la densidad electrónica. Las observaciones simultáneas en distintas estaciones distribuidas en latitud han permitido determinar cómo se propaga la perturbación ionosférica generada por una tormenta geomagnética y se ha estimado su velocidad, que la sitúa en la categoría de las TADs. También se ha tratado de obtener la pauta de comportamiento de los efectos en la densidad electrónica. Los resultados muestran claramente que el retraso de estos efectos respecto al inicio de la tormenta es diferente según se consideren los efectos negativos o los efectos positivos. Los resultados sugieren que la zona de perturbación de la composición responsable de los efectos negativos tiende a originarse en el sector de tiempo local de 3:00 TL a 5:00 TL y que estos efectos pueden registrarse en cualquier sector. Por otra parte, los efectos



ionosféricos positivos tienden a originarse en torno al sector de mediodía local y las estaciones situadas en el sector entre 16:00 TL y 24:00 TL cuando se inicia una tormenta prácticamente no manifiestan efectos positivos. Recientemente se ha prestado bastante atención a los efectos ionosféricos generados por la penetración rápida de campos eléctricos (por ejemplo, Foster and Rich, 1998; Huang et al., 2005). Estos estudios demuestran que la penetración del campo eléctrico también es capaz de producir efectos ionosféricos durante una tormenta geomagnética. Un rasgo característico de este mecanismo es un efecto ionosférico casi simultáneo en un amplio rango de latitudes. Además, los efectos ionosféricos de la penetración de los campos eléctricos son de corta duración, inferior a media hora por lo general, a pesar de que recientemente se han encontrado algunos casos con efectos de mayor duración (Huang et al., 2005). Aunque los resultados presentados aquí no pueden excluir el mecanismo de la penetración de campos eléctricos como causa de los efectos ionosféricos, el escenario correspondiente al papel rector de la circulación del viento neutro termosférico en los efectos ionosféricos causados por las tormentas parece ser el más indicado de acuerdo con la evidencia de los resultados.

Aunque este análisis conste sólo de nueve tormentas, los resultados en conjunto son coherentes y demuestran que el uso de los datos de la red de digisondas puede ser de gran utilidad para la investigación de los efectos ionosféricos causados por las tormentas geomagnéticas ya que permiten el análisis simultáneo en distintas estaciones de las variaciones, entre otras características, de la densidad electrónica y de la altura del máximo de ionización.

La obtención de una dependencia del retraso de los efectos en la densidad electrónica con la hora local de las estaciones en el inicio de la tormenta puede ser útil para poder realizar una predicción empírica de la ocurrencia de estos efectos. Este conocimiento puede ayudar a mejorar la predicción que realiza el IRI, que actualmente sólo determina las desviaciones negativas en  $foF2$ . Aún así, el IRI todavía no contempla los efectos de las tormentas sobre la altura ionosférica, entre otros parámetros. El siguiente capítulo se centra en analizar

la respuesta de la altura del máximo de densidad electrónica,  $hmF2$ , para tormentas geomagnéticas con la pretensión de encontrar un comportamiento característico y poder obtener un modelo para predecir la elevación de la altura de la ionosfera.

## **CAPÍTULO B3:**

### **RESPUESTA DE LA ALTURA IONOSFÉRICA DURANTE TORMENTAS GEOMAGNÉTICAS INTENSAS Y MODELADO**

Los resultados del capítulo anterior muestran que la variación de la altura de la ionosfera sufre perturbaciones significativas durante una tormenta geomagnética. La circulación del viento neutro termosférico parece ser el mecanismo físico que mejor explica este fenómeno en latitudes medias (Altadill et al., 2008b). En base a estos resultados y a falta de un modelo de perturbación de la altura ionosférica, en este capítulo se pretende analizar en profundidad la respuesta de  $hmF2$  durante tormentas geomagnéticas intensas, identificar los mecanismos físicos responsables de esta variación y construir un modelo empírico capaz de reproducir su comportamiento en condiciones perturbadas.

#### **B3.1. Datos**

La respuesta de  $hmF2$  durante tormentas geomagnéticas intensas se ha evaluado como la desviación que sufre el comportamiento ionosférico en días perturbados respecto al comportamiento en días de calma. Para ello es necesario utilizar datos ionosféricos revisados manualmente por operador para reducir al máximo posibles errores del escalado automático del ARTIST a la hora de obtener el perfil vertical en altura real,  $N(h)$ , especialmente en días perturbados. Ello restringe la zona de estudio a aquellas estaciones en las que se dispone de una base de datos revisados por operador. Las estaciones de

Ebro (40.8° N, 0.5° E) y El Arenosillo (37.1° N, 353.3° E) son de las pocas estaciones que disponen de una larga base de datos de estas características. Por esta razón, este estudio se ha limitado a la Península Ibérica. Se ha analizado la respuesta de *hmF2* sobre Ebro y El Arenosillo a las tormentas geomagnéticas intensas ocurridas entre 1988 y 2006. Los ionogramas han sido revisados de nuevo con el programa NHPC incluido en el SAO-X para asegurar su calidad. En total se han verificado del orden de 10000 ionogramas. Esto ha comportado unos 6 meses de validación de registros ionosféricos. La gran cantidad de tiempo que requiere la revisión de los ionogramas es una de las principales razones por las que este estudio se ha limitado a la Península Ibérica. Validar el mismo orden de registros ionosféricos que no hayan sido revisados por operador anteriormente requiere un periodo de tiempo más largo. Se ha utilizado el índice de actividad magnética Dst para identificar las tormentas geomagnéticas intensas ocurridas durante el intervalo de tiempo en cuestión de acuerdo con la terminología ya descrita en Sugiura and Chapman (1960). Este criterio define como tormenta geomagnética intensa aquella en la que el índice Dst llega a valores inferiores de -100 nT. El índice Dst se ha obtenido del WDC para Geomagnetismo en Kyoto (<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/>). Se han identificado un total de 88 tormentas geomagnéticas intensas ( $Dst_{\min} \leq -100$  nT) ocurridas durante el intervalo de tiempo en cuestión. Se han eliminado de la estadística aquellos casos en los que la tormenta geomagnética se desarrolla en dos o más fases en un tiempo inferior a 24 horas, conocidas como tormentas de tipo 2 (Kamide et al., 1998) (Figura B3.1), aquellos casos en que la fase principal de la tormenta se desarrolla lentamente (con una duración de más de 24 horas) (Figura B3.2) y aquellos casos en los que IMF Bz no llega a -10 nT (Figura B3.3). Se ha considerado este umbral del valor de IMF Bz de acuerdo con el criterio de Gonzalez and Tsurutani (1987). Este criterio define que la causa interplanetaria de una tormenta geomagnética intensa es un campo magnético interplanetario  $Bz \leq -10$  nT durante al menos 3 horas. Así pues, aquellos casos en los que IMF Bz no ha llegado a valores de -10 nT no se han considerado en este estudio.

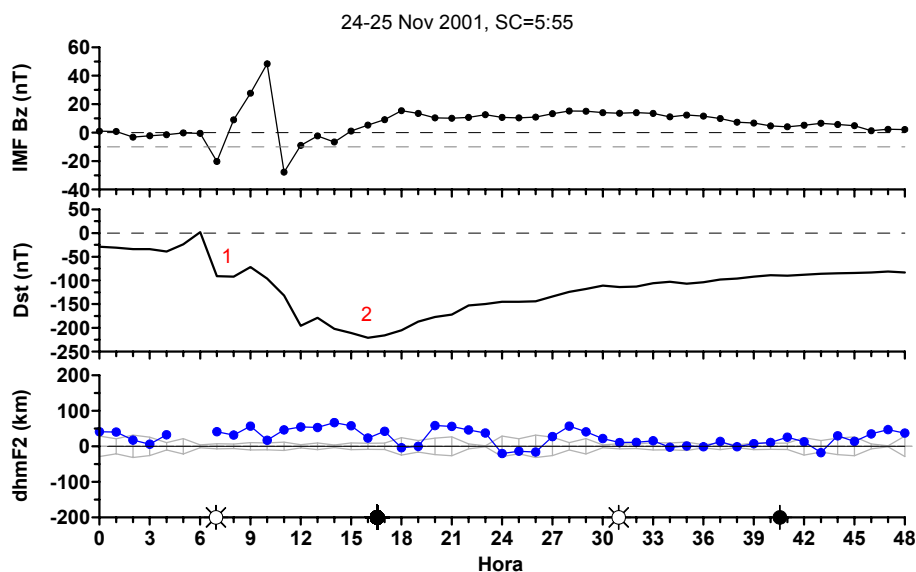


Figura B3.1. De arriba a abajo: Campo magnético interplanetario (componente Bz), índice de actividad magnética Dst y variación respecto al comportamiento patrón de un día de calma de la altura del máximo de ionización para un caso de tormenta geomagnética intensa con dos períodos de perturbación en menos de 24 horas. Datos ionosféricos de la estación de Ebro. Las barras de error muestran el rango de variación esperado para un día tranquilo. Los soles blancos y negros indican la salida y puesta de sol a nivel de tierra respectivamente.

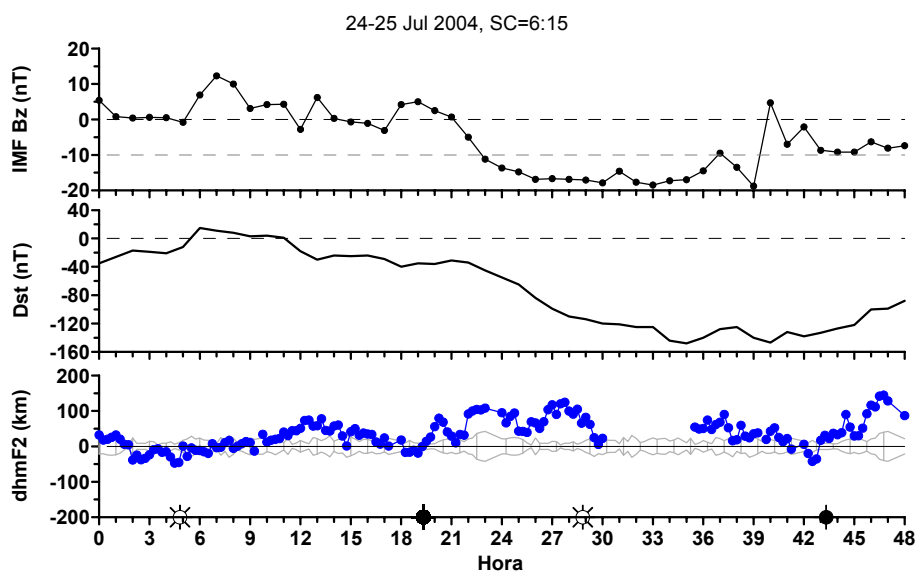


Figura B3.2. Lo mismo que la Figura B3.2 para un caso de tormenta con fase principal gradual.

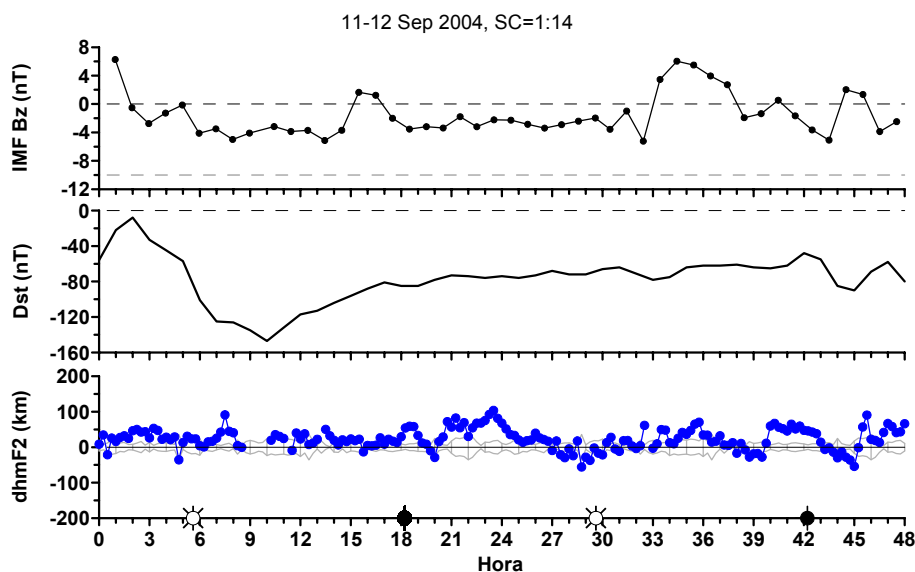


Figura B3.3. Lo mismo que las Figuras B3.1 y B3.2 para un caso de tormenta geomagnética intensa en la que IMF Bz no alcanza -10 nT.

Finalmente la muestra se compone de un total de 32 tormentas geomagnéticas intensas en las que se dispone de datos ionosféricos coetáneos con datos del viento solar. 12 de los 32 casos disponen sólo de datos de Ebro, 7 de los 32 sólo de datos de El Arenosillo i 13 de los 32 disponen de datos de ambas estaciones, lo que significa que se han analizado 45 registros ionosféricos en total. La Tabla B3.1 presenta el listado de las tormentas geomagnéticas intensas que se han analizado en este estudio juntamente con el valor mínimo del Dst para cada una de ellas y la hora a la que IMF Bz  $\leq$  -10 nT.

Tabla B3.1. Listado de tormentas geomagnéticas intensas con datos ionosféricos coetáneos con datos del viento solar. OE corresponde a la estación del Observatorio del Ebro y EA corresponde a la estación ionosférica de El Arenosillo.

<b>Id.</b>	<b>Día perturbado</b>	<b>Estación ionosférica</b>	<b>Dst mín. (nT)</b>	<b>Hora IMF Bz <math>\leq</math> -10 nT</b>
1	18/10/1995	EA	-127	20
2	15/05/1997	OE, EA	-115	6
3	10/10/1997	OE, EA	-130	21
4	06/11/1997	OE	-110	24
5	10/03/1998	OE	-116	16
6	06/08/1998	OE	-138	8
7	18/10/1998	OE, EA	-112	3
8	13/01/1999	OE, EA	-112	16
9	18/02/1999	OE, EA	-123	6
10	22/09/1999	EA	-173	20

11	06/04/2000	OE,EA	-288	17
12	15/07/2000	OE, EA	-301	19
13	17/09/2000	OE, EA	-201	21
14	28/10/2000	OE, EA	-127	22
15	11/04/2001	OE	-271	16
16	18/04/2001	EA, OE	-114	2
17	21/10/2001	EA	-187	17
18	28/10/2001	OE	-157	4
19	06/11/2001	OE	-292	2
20	04/09/2002	OE	-109	2
21	07/09/2002	OE	-181	18
22	01/10/2002	OE	-176	8
23	29/05/2003	EA	-144	18
24	17/08/2003	EA	-148	4
25	20/11/2003	EA	-422	12
26	22/01/2004	OE	-149	11
27	22/07/2004	OE	-101	20
28	07/11/2004	OE, EA	-373	20
29	12/06/2005	EA	-106	17
30	24/08/2005	OE, EA	-216	9
31	31/08/2005	OE	-131	13
32	14/04/2006	OE, EA	-111	3

La Figura B3.4 muestra la posición (hora local) de cada estación en el momento en que  $IMF B_z \leq -10$  nT para cada tormenta. Se puede observar que la muestra cubre un amplio rango de hora local.

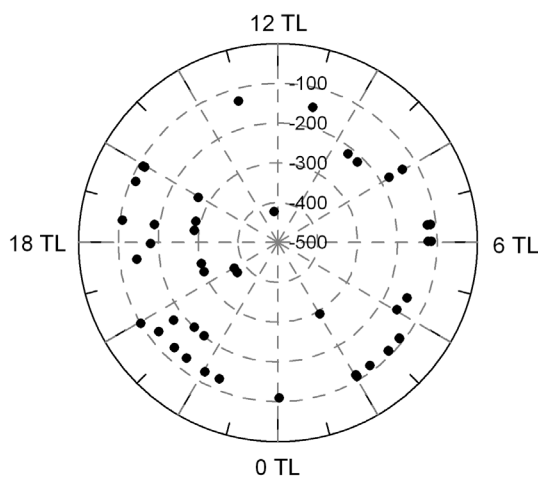


Figura B3.4 Posición (hora local) de cada estación en el momento en que  $IMF B_z \leq -10$  nT para cada una de las tormentas geomagnéticas analizadas. El radio indica la intensidad de las tormentas (Dst mínimo).

La Figura B3.5 muestra la variación de hmF2 respecto al comportamiento patrón de un día tranquilo en las estaciones de Ebro y El Arenosillo durante varias tormentas geomagnéticas. Este análisis muestra que el efecto que produce una tormenta geomagnética sobre la altura ionosférica es cualitativamente homogéneo y sistemático a latitudes similares. Este comportamiento similar en ambas estaciones se ha observado en los demás casos que se tienen datos de las dos. Esto permite utilizar indistintamente los registros de ambas estaciones para realizar un análisis estadístico con una muestra de datos significativa.

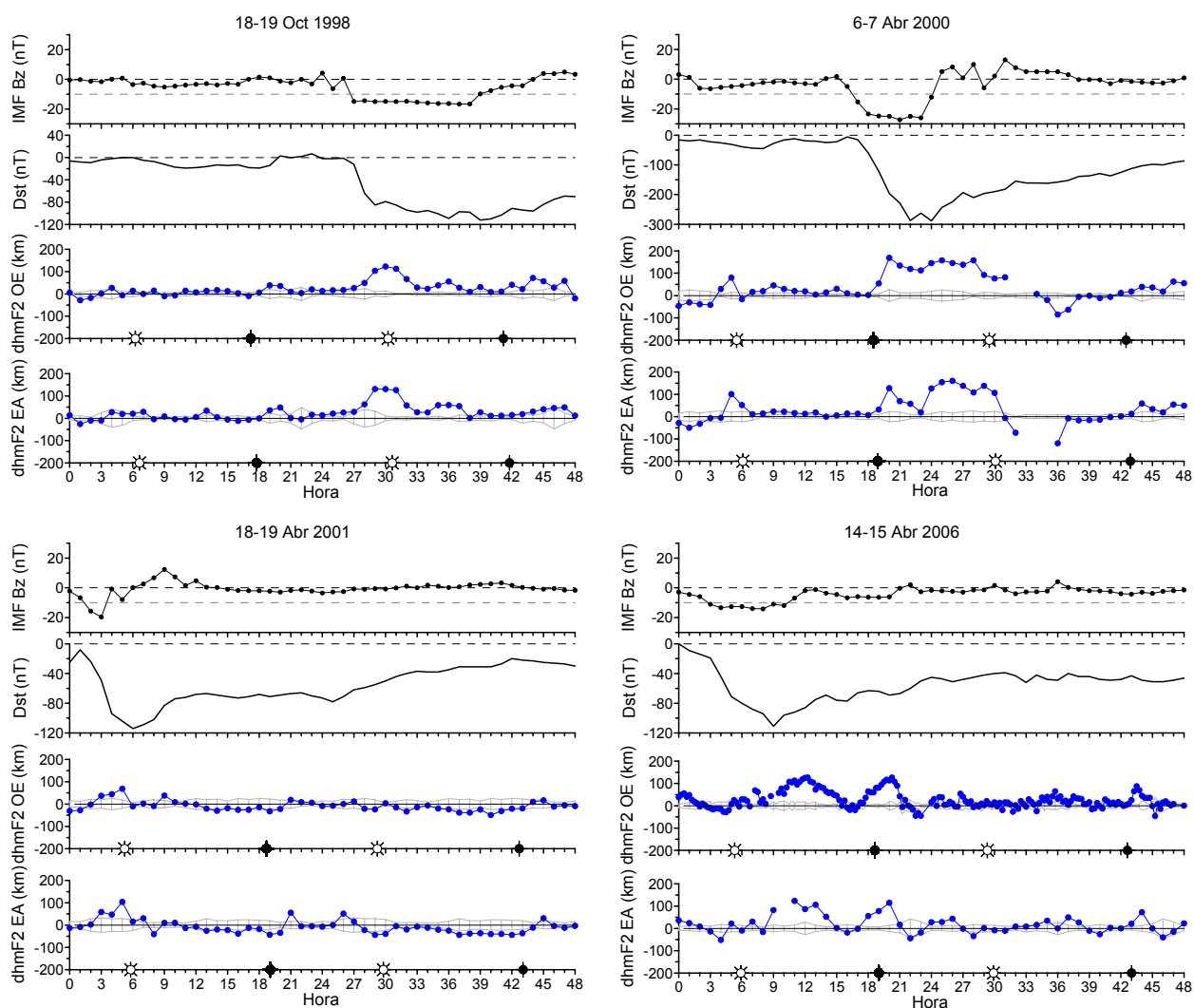


Figura B3.5. Campo magnético interplanetario (componente Bz), índice de actividad magnética Dst, variación de la altura ionosférica con respecto al comportamiento tranquilo en la estación de Ebro y lo mismo en la estación de El Arenosillo para las tormentas geomagnéticas indicadas en cada caso. Las barras de error muestran el rango de variación esperado para un día tranquilo. Los soles blancos y negros indican la salida y puesta de sol a nivel de tierra respectivamente.



De esta manera, la utilización de datos de las estaciones ionosféricas de Ebro y El Arenosillo ha permitido comprobar que los efectos en la altura ionosférica se manifiestan de forma semejante a latitudes similares y aumentar el número de registros ionosféricos para disponer de una estadística más amplia.

La variación de la altura del máximo de ionización durante las tormentas geomagnéticas,  $\Delta hmF2$ , se ha definido cómo la diferencia entre el valor de  $hmF2$  del día perturbado,  $hmF2_P$ , y el valor de  $hmF2$  esperado para un día tranquilo,  $hmF2_Q$  (ecuación B3.1):

$$\Delta hmF2 = hmF2_P - hmF2_Q \quad (B3.1)$$

El valor de  $hmF2_Q$  se ha calculado a partir del perfil promedio obtenido de los 4 días tranquilos del mes más próximos al día perturbado utilizando la técnica de Huang and Reinisch (1996a).

### **B3.2. Comportamiento característico de hmF2. Análisis estadístico.**

La variación de la altura de la ionosfera,  $\Delta hmF2$ , se ha comparado con los datos horarios del viento solar (presión dinámica, velocidad y densidad del plasma, campo magnético interplanetario y otros parámetros derivados de éstos) y con los índices planetarios de actividad magnética (índice auroral, índice Dst) para poder encontrar una correlación temporal entre ellos y  $\Delta hmF2$ . La Figura B3.6 muestra un ejemplo de la comparación de la variación de la altura de la ionosfera con la componente Bz del campo magnético interplanetario y con el índice de actividad magnética Dst. También se compara el comportamiento de  $hmF2$  del día perturbado (línea de puntos azul del tercer panel) con el comportamiento durante un día tranquilo (línea gruesa negra del tercer panel). Así mismo, el cuarto panel nos muestra la perturbación de  $hmF2$  ( $\Delta hmF2$ ). Las líneas delgadas grises indican el rango de variación esperado para un día tranquilo.

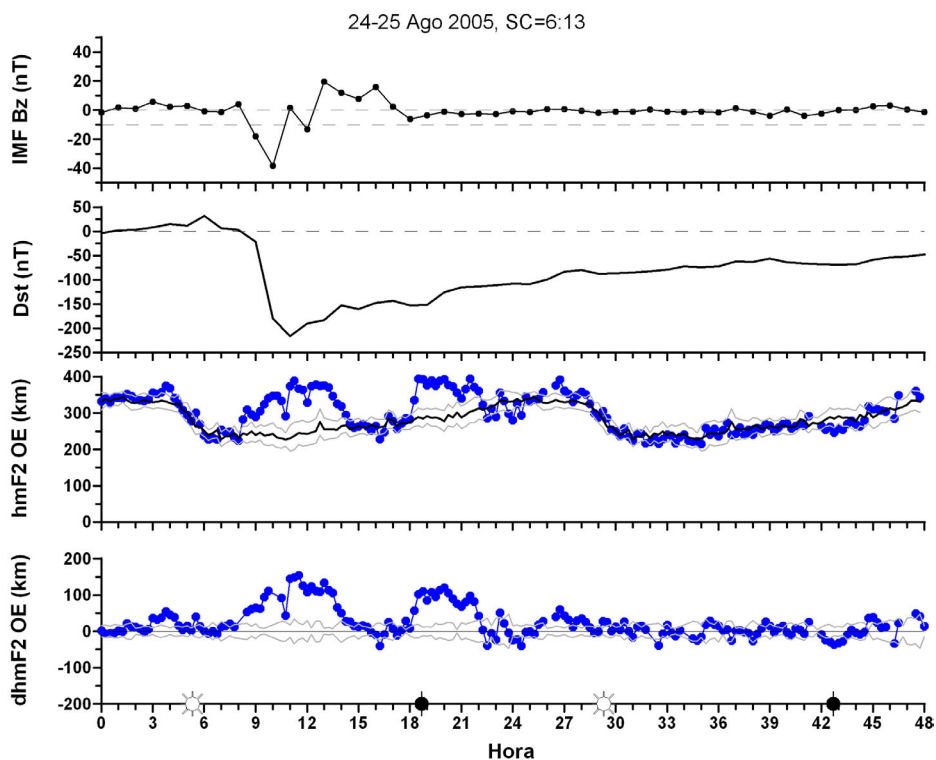


Figura B3.6. De arriba abajo: Campo magnético interplanetario (componente Bz), índice actividad magnética Dst, comparación del comportamiento de hmF2 del día perturbado (línea de puntos azul) con el comportamiento de hmF2 del día tranquilo (línea gruesa negra) y variación de hmF2. Las líneas delgadas grises indican el rango de variación esperado para un día tranquilo. Los soles blancos y negros indican la salida y puesta de sol a nivel de tierra respectivamente. Ejemplo para la tormenta del 24 Agosto de 2005 utilizando los datos de Ebro.

Este análisis se ha realizado para el resto de casos y demás parámetros del viento solar con el fin de identificar un comportamiento característico de la variación de  $hmF2$  durante tormentas geomagnéticas intensas. A continuación se presenta el análisis estadístico que se ha realizado en esta dirección.

### B3.2.1. Tiempo de referencia

Uno de los primeros pasos a realizar para continuar con el análisis estadístico es definir un tiempo de referencia del inicio de la perturbación. Durante una tormenta geomagnética se pueden distinguir normalmente tres fases distintas (Figura B3.7 y Apéndice B):

1. La fase inicial, que viene precedida por el SC (*Storm Comencement*). Esta fase está relacionada con la compresión de la magnetosfera debida a un aumento de la presión dinámica del viento solar.

2. La fase principal, que empieza cuando se produce una disminución significativa de la componente horizontal del campo geomagnético. Esta fase está relacionada con la entrada de partículas energéticas a la magnetosfera que intensifica la corriente de anillo favorecida por una configuración adecuada del campo magnético interplanetario.
3. La fase de recuperación, que empieza cuando el campo geomagnético empieza a recuperar su estado original. Esta fase está relacionada con el decaimiento de la corriente de anillo.

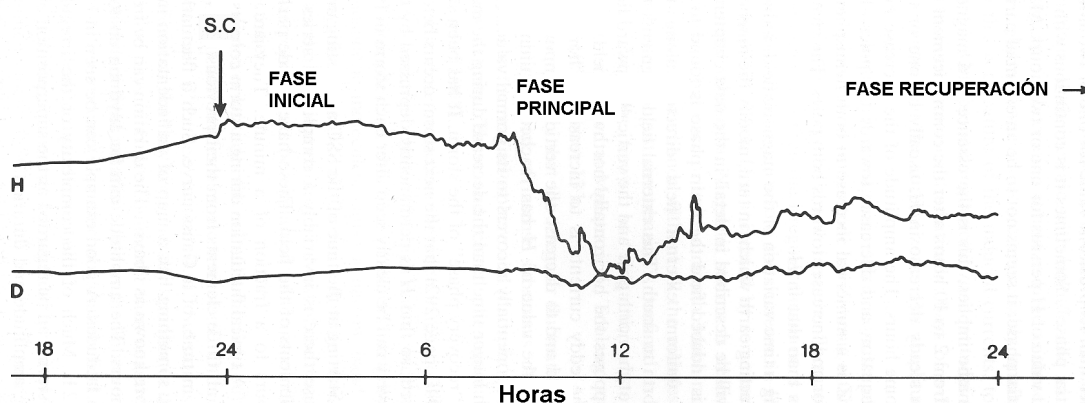


Figura B3.7. Fases de una tormenta geomagnética. Figura adaptada de Parkinson, 1983.

El SC suele escogerse como tiempo de referencia del origen de la perturbación geomagnética. Sin embargo, no todas las tormentas geomagnéticas van precedidas por este impulso, por lo que el SC no es una buena elección como tiempo de referencia porque nos limita la muestra sólo a tormentas con SC. Analizando la variación de *hmF2* se observa que ésta parece responder a partir del inicio de la fase principal de la tormenta (Figura B3.8). Desde Dungey (1961) es conocido que la fase principal de una tormenta geomagnética se debe a la entrada de energía del viento solar a la magnetosfera debido a una configuración del campo magnético interplanetario sur que favorece la reconexión con el campo geomagnético. Como ya se ha comentado, Gonzalez and Tsurutani (1987) definen que la causa interplanetaria de una tormenta geomagnética intensa es un campo magnético interplanetario  $B_z$  menor que  $-10$  nT durante al menos 3 horas. Así pues, se ha decidido utilizar como tiempo de referencia el momento en el que  $IMF B_z \leq -10$  nT.

La Figura B3.8 muestra la variación de  $hmF2$  para dos períodos perturbados, a la izquierda el 6 de Abril de 2000 y a la derecha el 18 de Octubre de 1998. El 6 de Abril de 2000, tanto el SC como el momento en que  $IMF Bz \leq -10$  nT ocurren aproximadamente al mismo instante. En este caso, la altura del máximo de ionización aumenta al cabo de unas dos horas del SC y del momento en que  $IMF Bz \leq -10$  nT. En cambio, el índice Dst registrado durante la tormenta del 18 de Octubre de 1998 muestra una fase inicial muy larga, aproximadamente de 7 horas. Se observa que la altura del máximo de ionización no presenta ninguna variación hasta una hora más tarde del momento en que  $IMF Bz \leq -10$  nT.

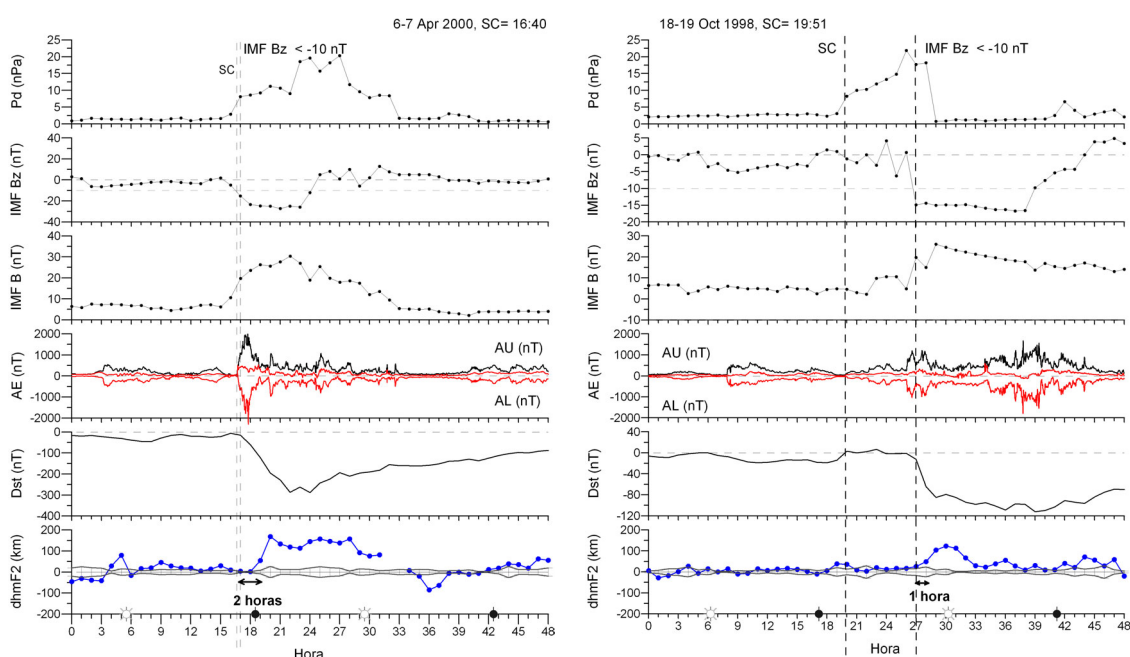


Figura B3.8. De arriba abajo: presión dinámica del viento solar, campo magnético interplanetario Bz, campo magnético interplanetario total, índices aurorales (AE en negro, AU y AL en rojo), índice de actividad magnética Dst y variación de la altura del máximo de ionización registrados durante el período perturbado indicado en cada gráfico. Datos ionosféricos de la estación de Ebro. Las líneas de trazos verticales indican el momento en el que se produce el SC y el momento en el que  $IMF Bz \leq -10$  nT respectivamente. Las barras de error en la variación de  $hmF2$  muestran el rango de variación esperado para un día tranquilo. Los soles blancos y negros indican respectivamente la salida y puesta de sol a nivel de tierra.

Este mismo tipo de análisis se realizó para las demás tormentas geomagnéticas. El gráfico de la izquierda de la Figura B3.9 muestra el retraso de la elevación de  $hmF2$  desde el momento en el que ocurre el SC para las diferentes horas locales en las que éste (el SC) ocurre. Los puntos negros son las tormentas en las que la fase principal empieza justo después del SC. Los puntos rojos representan las tormentas que tienen una fase inicial larga. Los

resultados de este análisis no muestran ningún comportamiento sistemático en el retraso del efecto ionosférico respecto al SC. Se observa que las tormentas con fase inicial larga son las que muestran un mayor retraso con respecto al SC. Según lo observado en la Figura B3.8, se ha analizado el retraso de la elevación de *hmF2* desde el momento en el que  $IMF\ Bz \leq -10\ nT$  con respecto a la hora local en la que esto ocurre (Figura B3.9 – derecha). Los resultados de éste análisis muestran que la elevación de la ionosfera se produce de manera sistemática entre 1 y 3 horas después del momento en que  $IMF\ Bz \leq -10\ nT$ .

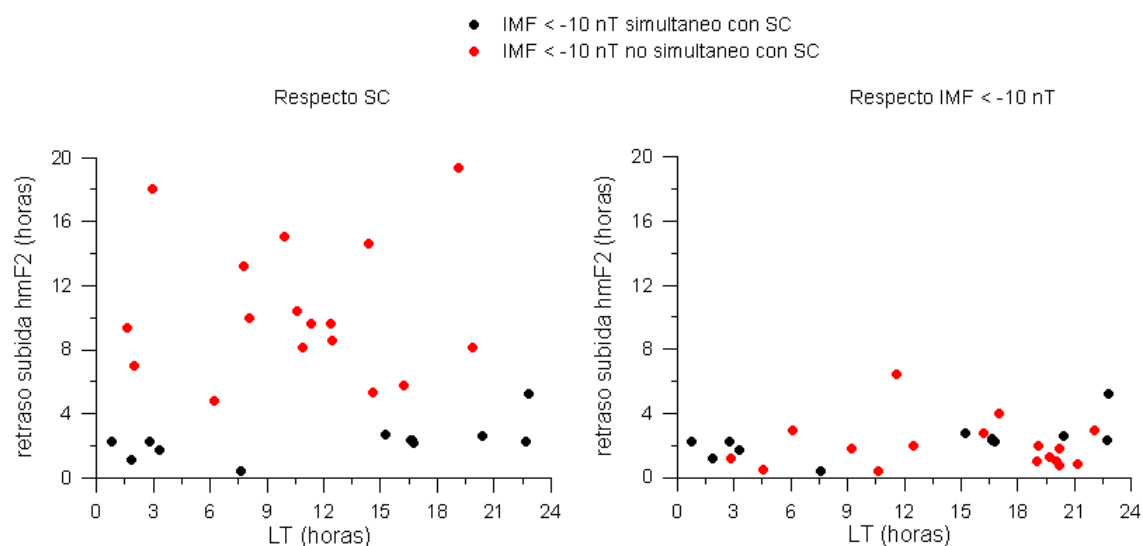


Figura B3.9. Retraso de la subida de *hmF2* con respecto a la hora local en la que sucede el SC (izquierda) y con respecto al momento en el que  $IMF\ Bz \leq -10\ nT$  (derecha). Los puntos negros representan las tormentas en las que la fase principal de la tormenta sucede inmediatamente después del SC y los puntos rojos representan las tormentas con una fase inicial larga.

La Figura B3.10 muestra el retraso de *hmF2* desde el momento en que  $IMF\ Bz \leq -10\ nT$  con respecto al valor mínimo del índice Dst. Los resultados muestran que el retraso de la subida de *hmF2* no depende de la intensidad de la tormenta.

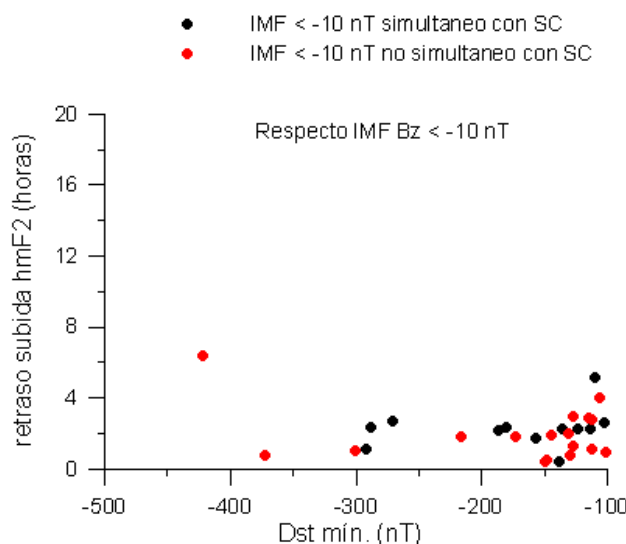


Figura B3.10. Dependencia del retraso de la subida de  $hmF2$  desde  $IMF Bz \leq -10$  nT con respecto al valor mínimo del índice Dst. Los puntos negros representan las tormentas en las que la fase principal de la tormenta sucede inmediatamente después del SC y los puntos rojos representan las tormentas con una fase inicial larga.

Los resultados de este primer análisis indican:

- 1) La variación de  $hmF2$  a latitudes medias ocurre de manera sistemática de 1 a 3 horas después que  $IMF Bz \leq -10$  nT.
- 2) El retraso que experimenta la variación de  $hmF2$  con respecto al momento que  $IMF Bz \leq -10$  nT no depende de la intensidad de la tormenta (según el valor del índice Dst).
- 3)  $IMF Bz \leq -10$  nT es un precursor bastante sistemático del elevamiento de  $hmF2$ .

Estos resultados concuerdan con el escenario de tormenta descrito por Pröls (1993) en el que predice un elevamiento de la ionosfera a latitudes medias de 1 a 3 horas después de la deposición de energía a altas latitudes.

### B3.2.2. Análisis de superposición de épocas

Se ha realizado un análisis de superposición de épocas para investigar si existe

un comportamiento característico de la variación de  $hmF2$  y una correlación con el comportamiento del viento solar. La Figura B3.11 muestra el resultado de este análisis de superposición de épocas utilizando como tiempo de referencia el momento en que IMF  $B_z \leq -10$  nT. De arriba abajo se encuentra: la velocidad, densidad y presión dinámica del viento solar ( $Pd = v \cdot \rho^2$ ; donde  $v$  es la velocidad del plasma y  $\rho$  la densidad), la intensidad del campo magnético interplanetario ( $B$ ) y la componente axial ( $B_z$ ), el ángulo  $\theta^9$  ( $\tan \theta = B_y/B_z$ ), las funciones de acoplamiento de la interacción entre el viento solar y la magnetosfera que son una medida de la energía transferida del viento solar a la magnetosfera ( $\varepsilon = 10^7 l_0^2 v B^2 \sin^4(\theta/2)$  donde  $l_0$  es un parámetro empírico que representa el radio de la magnetopausa y es igual a  $7 R_E$  (Perreault and Akasofu, 1978), el campo eléctrico geoeffectivo  $MEF = v B_t \sin^2(\theta/2)$  donde  $B_t = \sqrt{B_y^2 + B_z^2}$  (Kan and Lee, 1979) y la componente Y del campo eléctrico interplanetario  $E_y = v \cdot B_z$  (Rostoker et al., 1972)), el índice de Electrojet Auroral, el índice de actividad magnética Dst y la variación de la altura del máximo de densidad electrónica.

---

<sup>9</sup> El campo magnético interplanetario  $B$  es un vector tridimensional de componentes  $B_x$ ,  $B_y$  y  $B_z$ . El plano perpendicular a la eclíptica está definido por las componentes  $B_y$  y  $B_z$ .  $B_x$  define la línea entre el Sol y la Tierra. El ángulo  $\theta$  es el ángulo producido en el plano vertical por el vector suma de las componentes  $B_y$  y  $B_z$  del campo magnético interplanetario en el sentido de las agujas del reloj. Cuando  $\theta=0^\circ$  la configuración de IMF  $B_z$  es norte, cuando  $\theta=180^\circ$  la configuración de IMF  $B_z$  es sur. Un valor de  $B_y$  elevado puede reducir la geoeffectividad.

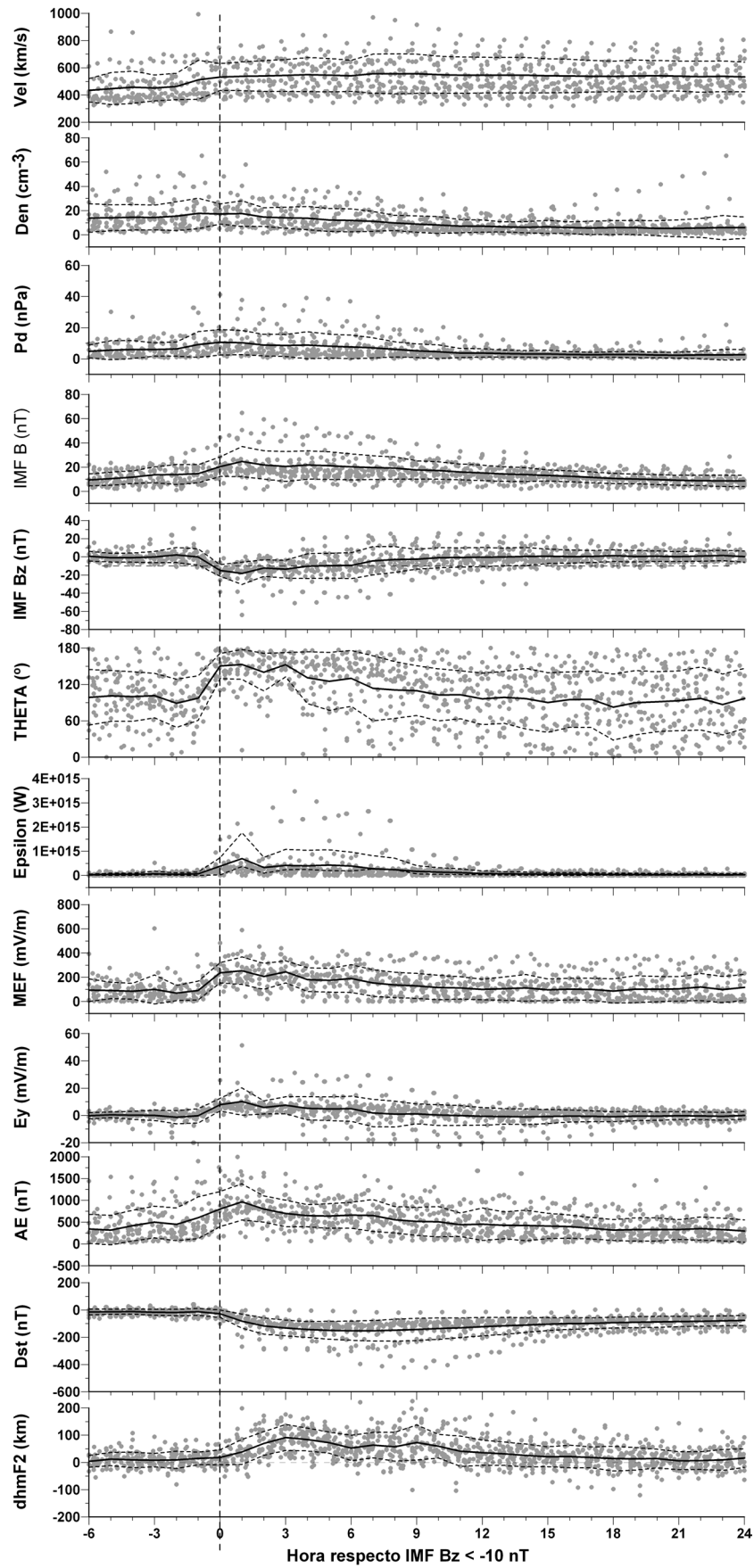


Figura B3.11. Resultados del análisis de superposición de épocas para los diferentes parámetros del viento solar, funciones de acoplamiento de la interacción entre el viento solar y la magnetosfera e índices de



actividad magnética para las 32 tormentas geomagnéticas y la variación de la altura ionosférica para los 45 registros. Para cada parámetro se muestra el comportamiento promedio (línea negra) y la desviación estándar (líneas de puntos). La línea vertical indica el momento en el que IMF Bz  $\leq$  -10 nT.

Se ha calculado el comportamiento promedio de cada parámetro ( $\bar{X} = \sum_i X_i / N$ ) (línea gruesa) y la desviación estándar ( $\sigma^2 = \sum_i (X_i - \bar{X}_i) / N$ ) (línea de puntos).

Un primer análisis de estos resultados muestran que tanto la velocidad, como la densidad y la presión dinámica del viento solar, no presentan ningún comportamiento característico a partir del tiempo de referencia (IMF Bz  $\leq$  -10 nT). Sin embargo, sí lo presentan el resto de parámetros. El comportamiento promedio de la variación de *hmF2* muestra el elevamiento de este parámetro unas dos horas más tarde del tiempo de referencia y se observa un segundo elevamiento algunas horas más tarde. Para buscar si existe una correlación entre los parámetros del viento solar y la variación de *hmF2* se ha comparado el comportamiento característico de cada parámetro (línea gruesa Fig. B3.11) con el de la variación de *hmF2*. En dicha comparación, *hmF2* se ha adelantado 2 horas que es el tiempo promedio que tarda en producirse la elevación. La Figura B3.12 presenta los resultados de este análisis. El coeficiente de correlación lineal ( $R^2$ ) correspondiente a la comparación entre el comportamiento característico de la variación de *hmF2* con el comportamiento característico de cada uno de los parámetros indicados es significativamente alto, mayor de 0.8 en la mayoría de los casos exceptuando la comparación con la velocidad, densidad e índice Dst en la que  $R^2$  es inferior a 0.6. Se recuerda que el coeficiente de correlación lineal proporciona el grado de la dependencia lineal entre dos series, cuanto mayor sea  $R^2$ , mejor es la correlación entre ellas. El coeficiente de correlación lineal se ha calculado a partir de la ecuación:

$$R^2 = \left[ \frac{\sum (x_i - \langle x \rangle)(y_i - \langle y \rangle)}{N\sigma_x\sigma_y} \right]^2 \quad \text{B3.1}$$

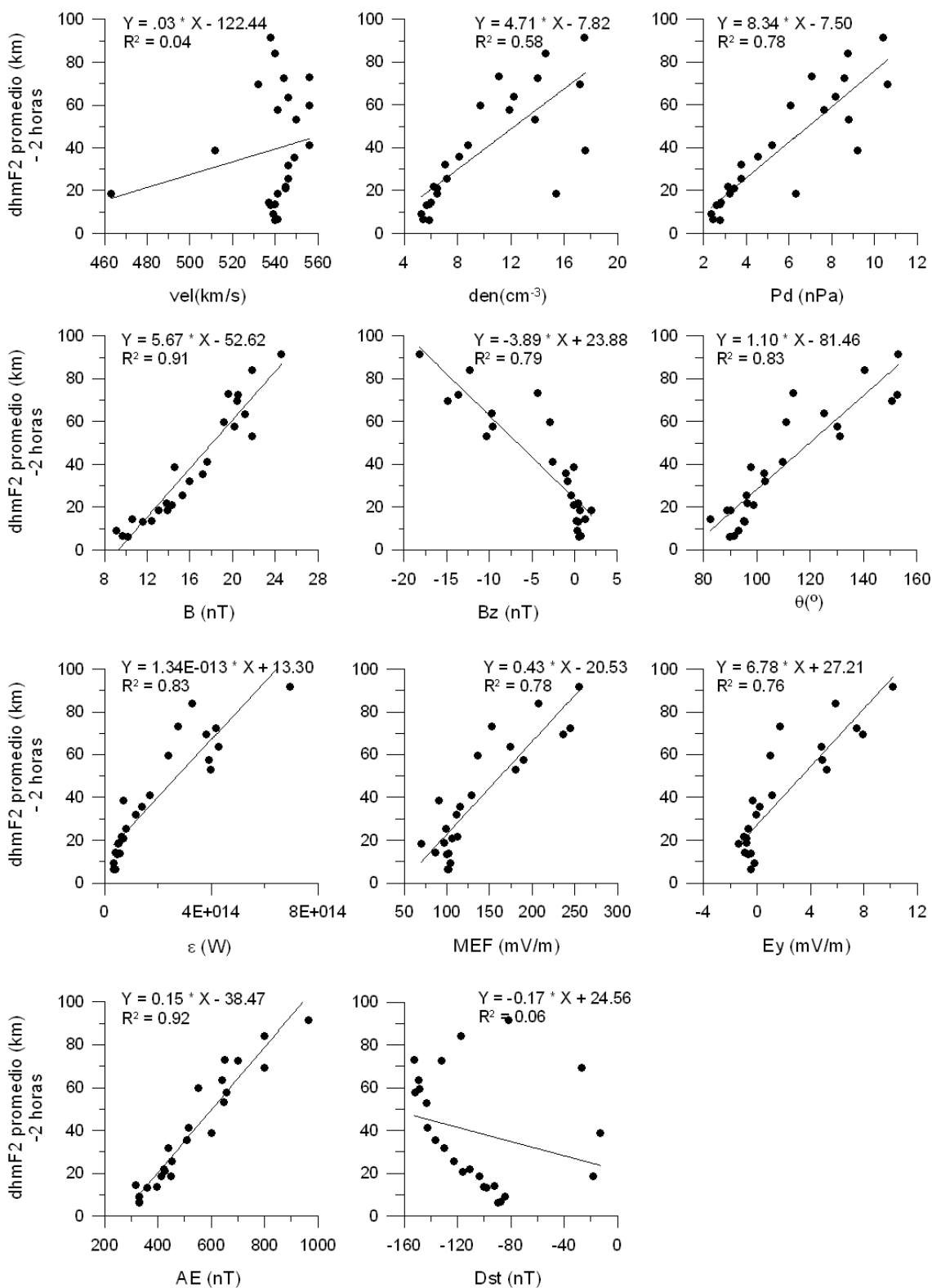


Figura B3.12. Correlación del comportamiento característico de la variación de la altura de la ionosfera con el comportamiento característico de varios parámetros del viento solar e índices planetarios. Para cada gráfico se muestra el ajuste lineal entre ellos y el coeficiente de determinación.

Los resultados anteriores indican que la variación de la altura de la ionosfera durante tormentas geomagnéticas intensas está correlacionada con las

condiciones del campo magnético interplanetario, funciones de acoplamiento y/o el índice auroral. Estos resultados inducen a utilizar estos parámetros para predecir la respuesta de la altura de la ionosfera a partir de las ecuaciones indicadas en la Figura B3.12. Estudios anteriores (Prölss, 1993; Deminova et al., 1998) utilizan el índice AE para cuantificar la energía depositada a latitudes altas. Sin embargo, durante tormentas geomagnéticas muy intensas, el electrojet auroral tiende a desplazarse a latitudes más bajas de lo habitual de manera que se encuentra fuera del alcance de los observatorios que lo miden y por lo tanto el valor que se da al índice AE puede ser ficticio (Meng, 1984; Khorosheva, 1986, Wang et al., 2008). Las funciones de acoplamiento de la interacción entre el viento solar y la magnetosfera ( $\epsilon$ , MEF y  $E_y$ ) dependen, entre otros parámetros, de la velocidad del viento solar. Durante tormentas geomagnéticas intensas, los detectores de plasma en L1 se saturan más a menudo que los magnetómetros (Pallochia et al., 2006). Puesto que una de las pretensiones de esta investigación es poder realizar un modelo operativo en tiempo casi real (a diferencia del modelo de Deminova et al., 1998) es necesario utilizar datos de buena calidad que garanticen un registro continuo a tiempo casi real. Los registros del campo magnético interplanetario cumplen con mayor frecuencia estos requisitos. Como consecuencia, se ha decidido escoger el parámetro IMF Bz para reproducir la variación de  $hmF2$ . El primer paso ha sido utilizar la ecuación definida en la Figura B3.12 para intentar predecir el comportamiento patrón de  $\Delta hmF2$ :

$$\Delta hmF2 = -3.89 Bz + 23.88 \quad (B3.2)$$

donde  $\Delta hmF2$  es la variación de la altura del máximo de ionización con respecto a un día tranquilo y Bz es el valor de la componente axial del campo magnético interplanetario (IMF Bz). El parámetro IMF Bz también se utiliza para determinar el tiempo de inicio de la perturbación. Esta parametrización mantiene  $\Delta hmF2 = 0$  hasta que  $IMF Bz \leq -10$  nT. A partir de este instante se calcula la variación de la altura de la ionosfera utilizando la ecuación B3.2 hasta que IMF Bz vuelve a valores positivos. La Figura B3.13 muestra varios ejemplos de los resultados obtenidos aplicando esta metodología.

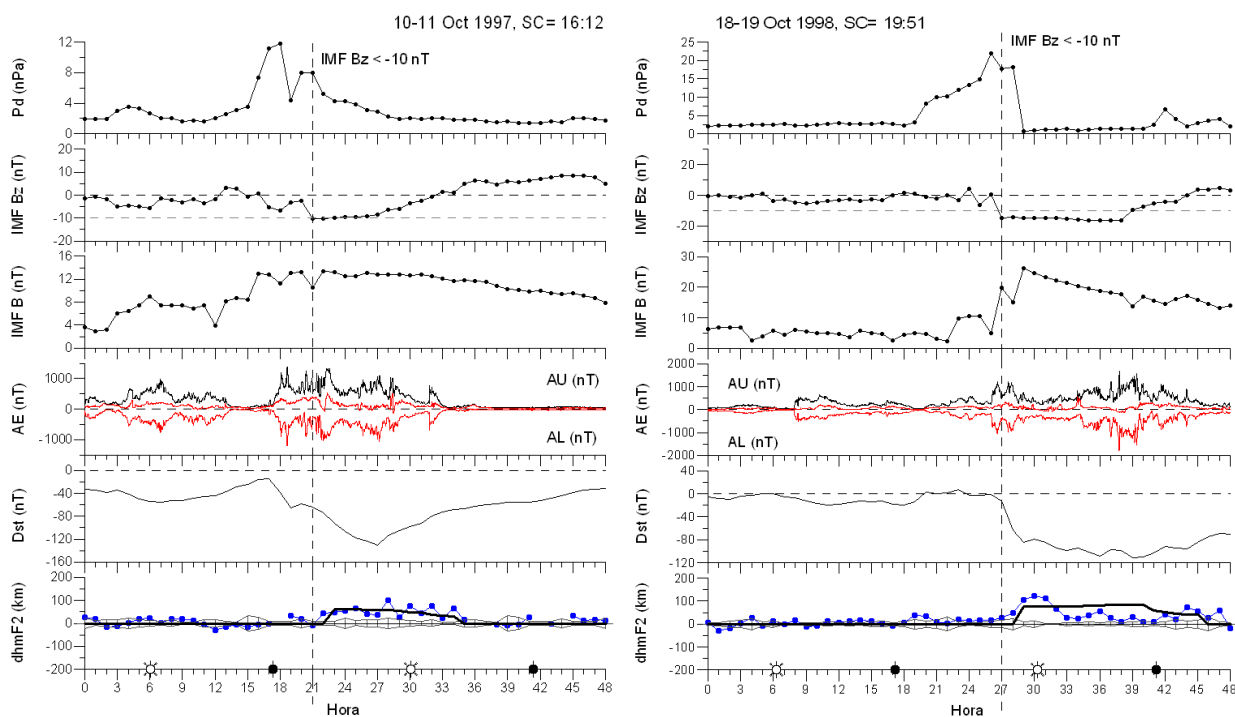


Figura B3.13. Resultados de la predicción de  $\Delta hmF2$  a partir del parámetro IMF Bz según la ecuación B3.2 (línea negra en el panel inferior). El resto de parámetros son de arriba abajo la presión dinámica del viento solar, la componente Bz del campo magnético interplanetario, la intensidad total, los índices aurorales (AE en negro, AU y AL en rojo), el índice de actividad magnética Dst y la variación de la altura ionosférica, en azul el comportamiento observado para cada caso y en negro el comportamiento predicho. Datos ionosféricos de la estación de Ebro. La línea vertical indica el momento en que  $IMF Bz \leq -10$  nT. Las barras de error en el panel inferior muestran el rango de variación esperado para un día tranquilo. Los soles blancos y negros indican la salida y puesta de sol a nivel de tierra respectivamente.

Los resultados de la Figura B3.13 muestran que la predicción de  $\Delta hmF2$  durante la tormenta geomagnética del 10 de Octubre de 1997 es buena (Figura B3.13 – izquierda) pero no lo es durante la tormenta del 18 de Octubre de 1998 (Figura B3.13 – derecha). Durante el 18 de Octubre de 1998 la ionosfera se eleva durante 5 horas mientras que el valor de IMF Bz se mantiene negativo durante 17 horas. Utilizando la parametrización definida en B3.2 para predecir  $\Delta hmF2$  se obtiene una elevación de la ionosfera de 17 horas que no corresponde con lo observado. Este resultado indica que el tiempo durante el que la ionosfera se mantiene elevada no depende únicamente del tiempo que el campo magnético interplanetario se mantenga en configuración sur.

### B3.3. Comportamiento característico de hmF2. Identificación de los mecanismos físicos.

Analizando individualmente todos los casos (Apéndice C) se observan distintas

morfologías de  $\Delta hmF2$  dependiendo de la hora local de la estación en el momento en que  $IMF Bz \leq -10$  nT. Se distinguen dos comportamientos característicos:

- 1)  $\Delta hmF2$  en forma de un pulso en aquellas estaciones que se encuentran en el sector entre medianoche y la salida del sol en el momento del inicio de la perturbación. Estos casos muestran la elevación de la ionosfera aproximadamente una hora después del inicio de la perturbación (Figura B3.15).

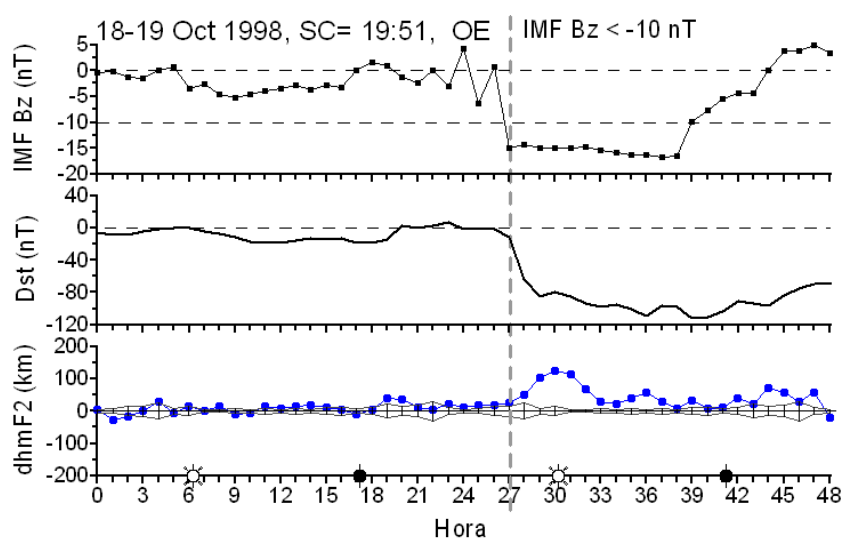


Figura B3.15. De arriba abajo: componente Bz del campo magnético interplanetario, índice de actividad magnética Dst y variación de la altura ionosférica durante el 18 de Octubre de 1998. La línea vertical de puntos marca el momento en que  $IMF Bz \leq -10$  nT. Las barras de error en el último panel muestran el rango de variación esperado para un día tranquilo. Los soles blancos y negros indican la salida y puesta de sol a nivel de tierra respectivamente.

- 2)  $\Delta hmF2$  en forma de dos pulsos en aquellas estaciones que se encuentran en el sector entre la salida del sol y la medianoche en el momento del inicio de la perturbación. El primer pulso se observa de 1 a 3 horas después del inicio de la perturbación. Si la estación se encuentra en el sector de día en el momento inicial, el segundo pulso se observa pasada la puesta de sol (B3.16). Si la estación se encuentra en el sector de noche (antes de medianoche), el segundo pulso se observa cuando la estación ya ha entrado en el sector de medianoche (B3.17). El retraso de este segundo pulso con respecto al primero depende de la hora local de

la estación en el inicio de la perturbación.

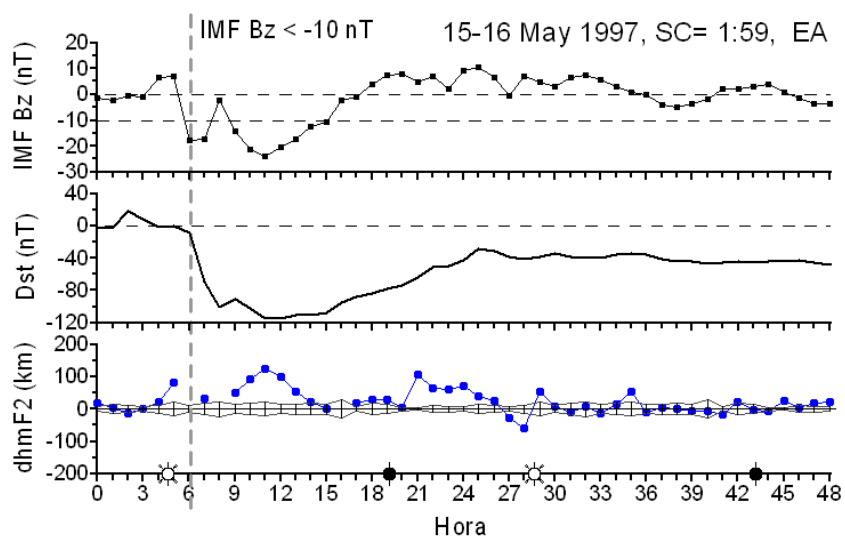


Figura B3.16. Lo mismo que la Figura B3.15 para el 15 de Mayo de 1997.

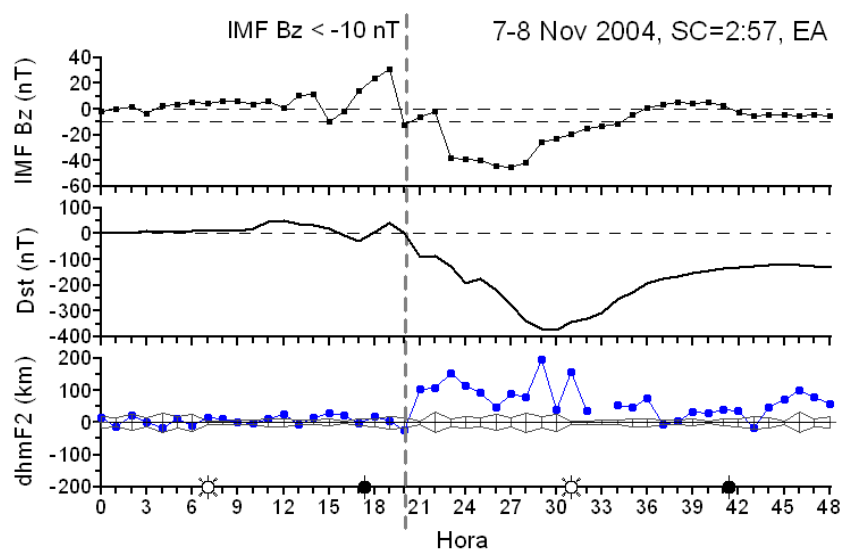


Figura B3.17. Lo mismo que la Figura B3.15 y B3.16 para el 7 de Noviembre de 2004.

La morfología del comportamiento de  $\Delta h m F 2$  descrito anteriormente y obtenido mediante resultados experimentales puede explicarse considerando el comportamiento de los vientos neutros termosféricos que se generan durante tormentas geomagnéticas. Según el escenario descrito por Pross (1993), el calentamiento que se genera en la alta atmósfera auroral durante una tormenta geomagnética produce (ver sección 4 de la Introducción):

- 1) Una perturbación atmosférica en forma de pulso (TAD) que se propaga de forma global hacia latitudes más bajas. Esta perturbación lleva asociada un viento meridional que a latitudes medias eleva el plasma ionosférico siguiendo las líneas de campo magnético. Este mecanismo físico sería el responsable de provocar la primera subida de la ionosfera entre 1 y 3 horas después del inicio de la perturbación.
- 2) Un viento neutro termosférico hacia el ecuador con una variación en la composición neutra que se propaga a latitudes medias en el sector de noche favorecido por el viento termosférico de fondo. Este viento meridional puede elevar el plasma a latitudes medias siguiendo las líneas de campo magnético. Este mecanismo físico sería el responsable de provocar la segunda subida de la ionosfera en el sector de noche.

Así pues, cabe esperar que la variación de la altura del máximo de ionización tenga un comportamiento temporal en forma de pulso cuya morfología dependa de la inyección de energía a latitudes altas como ya dedujeron anteriormente Prölss (1993) y Deminova et al. (1998). Además, estos resultados evidencian el rol de los vientos termosféricos en el desarrollo de las tormentas ionosféricas a latitudes medias.

#### **B3.4. Enfoque del modelado, parametrización y resultados**

En base a este comportamiento característico definido experimentalmente se define un modelo empírico de la perturbación de *hmF2* en forma de una función gaussiana (Ecuación B3.3) para los casos en los que la estación está situada en el sector comprendido entre la medianoche y la salida del sol en el inicio de la perturbación y una función gaussiana doble para los demás casos (Ecuación B3.4)

$$f(x) = Ae^{-(x-B)^2/C^2} \quad (\text{B3.3})$$

$$f(x) = A_1e^{-(x-B_1)^2/C_1^2} + A_2e^{-(x-B_2)^2/C_2^2} \quad (\text{B3.4})$$

donde  $A$ ,  $B$  y  $C$  son los parámetros que definen la función.  $A$  es la altura de la campana centrada en el punto  $B$  y  $C$  determina la anchura (Figura B3.18). Cualitativamente el coeficiente  $A$  representa la altura máxima de la perturbación, el coeficiente  $B$  determina el tiempo de reacción desde el tiempo de referencia al máximo de la perturbación y el coeficiente  $C$  da una medida de la duración de la perturbación ionosférica.

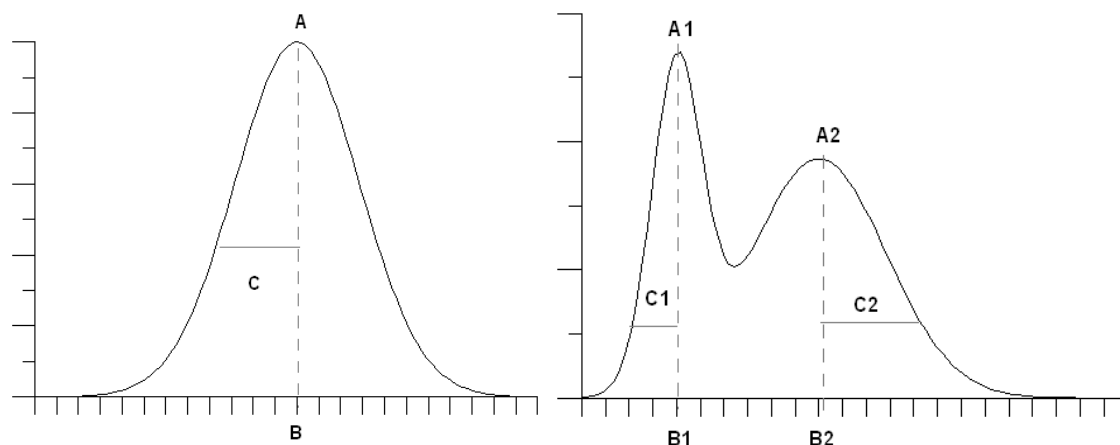


Figura B3.18. Parámetros que definen una función gaussiana (izquierda) y una función gaussiana doble (derecha) según las ecuaciones B3.2 y B3.3 respectivamente.

El comportamiento de los vientos neutros termosféricos de fondo que rigen la propagación de la perturbación de la tormenta geomagnética a latitudes medias depende de si es de día o de noche y de la estación del año (Fuller-Rowell, 1994; Fuller-Rowell, 1996). Durante la noche, los vientos neutros de fondo se dirigen hacia el ecuador, lo que favorece la llegada de la perturbación ionosférica a latitudes medias. Durante el día, los vientos termosféricos de fondo están dirigidos hacia los polos, por lo que la perturbación ionosférica queda confinada a latitudes más altas. En invierno los vientos de fondo se dirigen hacia los polos y en verano hacia el ecuador. De esta manera, por la noche y en verano, la perturbación ionosférica llega más rápidamente a latitudes medias. Así pues, los parámetros de las funciones gaussianas ( $A$ ,  $B$  y  $C$ ) que definen la variación de  $hmF2$  dependen de la hora local y de la estación del año. Para determinar este comportamiento diferente, se han agrupado los 45 casos de análisis según la estación del año (invierno, verano y equinoccios) y el sector (día o noche) en el que se encuentra la estación en el momento que  $IMF B_z \leq -10$  nT. Se ha considerado invierno el intervalo entre el 21 Diciembre hasta el 21



de Marzo, verano del 21 de Junio hasta el 21 de Septiembre y los equinoccios comprenden los intervalos de 21 Marzo a 21 Junio y de 21 Septiembre a 21 Diciembre. La diferenciación entre día y noche se ha realizado a partir de las horas de salida y puesta de sol en cada estación (Ebro y El Arenosillo) a nivel de tierra (0 km). La Figura B3.19 muestra la distribución de los 45 casos de estudio según la estación del año y si la estación se encuentra en el sector de día o de noche en el momento del inicio de la perturbación. Esta figura muestra que la mayoría de las tormentas geomagnéticas que se han analizado han ocurrido durante los equinoccios (60%) mientras que sólo un 13 % han ocurrido en invierno.

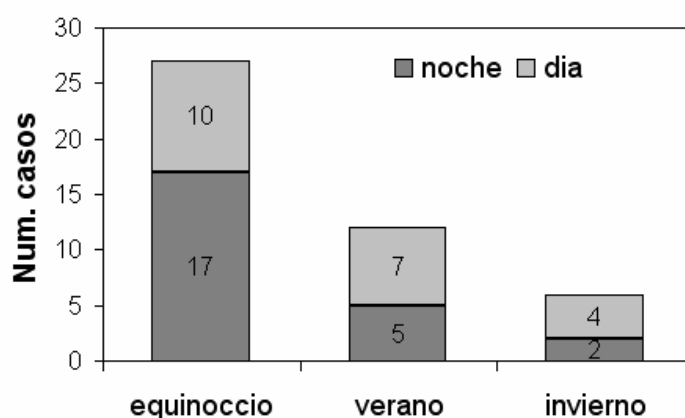


Figura B3.19. Clasificación de las tormentas según la estación del año y sector en el que se encuentra la estación en el momento en el que  $IMF B_z \leq -10$ .

Las funciones B3.3 y B3.4 se han ajustado a los registros de  $\Delta hmF2$  según la morfología y clasificación explicada anteriormente proporcionando un conjunto de 45 funciones con sus respectivos coeficientes. El diferente comportamiento de  $\Delta hmF2$  durante la noche según si la estación se encuentra en el sector entre la puesta de sol y medianoche (dos pulsos) o entre medianoche y la salida del sol (un pulso) sólo se ha podido analizar en verano y durante los equinoccios pero no en invierno por falta de muestras. En invierno por la noche se ha ajustado la función B3.3 (comportamiento de un solo pulso) a los valores de  $\Delta hmF2$ . Se ha obtenido la dependencia de cada conjunto de coeficientes con la hora local y la variación de IMF Bz ( $\Delta B_z$ ).  $\Delta B_z$  se define como la diferencia entre el valor de IMF Bz en el momento en que éste pasa a ser inferior o igual a -10 nT y su valor anterior:

$$\Delta Bz = Bz(t_0) - Bz(t_0-1) \quad (B3.5)$$

donde  $t_0$  es el momento en que IMF  $Bz \leq -10$  nT. Cabe esperar que para mayores variaciones de IMF  $Bz$ , la deposición de energía en las zonas aurorales será mayor y por lo tanto se observará un mayor efecto en  $hmF2$ . La Figura B3.20 muestra algunos ejemplos de la dependencia lineal de los coeficientes de las funciones gaussianas con  $\Delta Bz$  y la hora local. Los coeficientes que no presentan ninguna dependencia lineal clara con  $\Delta Bz$  y la hora local se han considerado iguales al valor medio de la serie temporal.

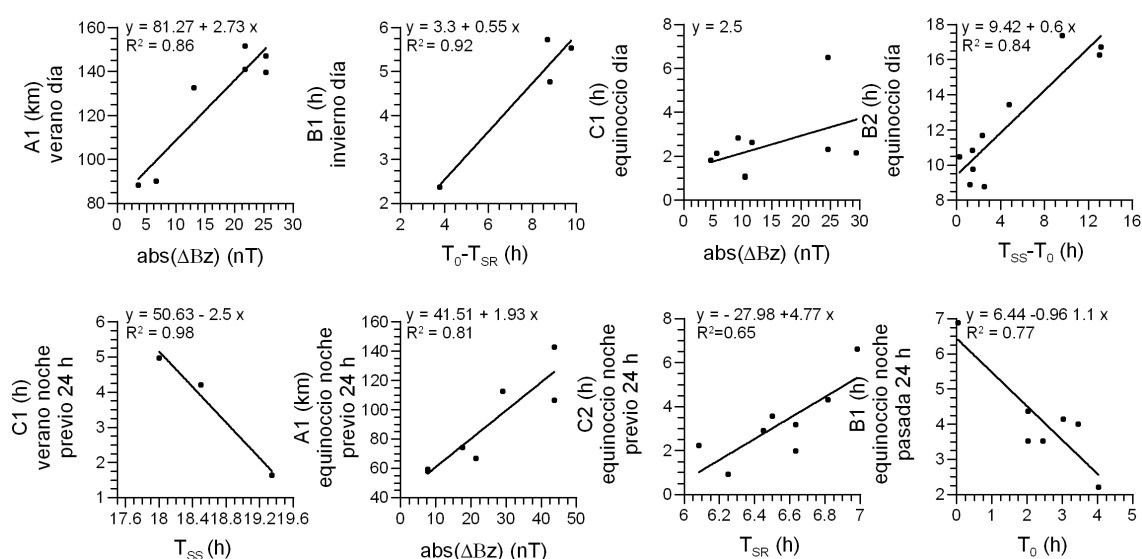


Figura B3.20. Dependencia con  $\Delta Bz$  y la hora local para algunos de los coeficientes de la función gaussiana que describe la variación de  $hmF2$  durante una tormenta geomagnética intensa. Las líneas representan el mejor ajuste lineal para cada caso y se muestran las ecuaciones correspondientes al ajuste y el coeficiente de correlación.  $\Delta Bz$  es la variación de IMF  $Bz$  en el momento en que IMF  $\leq -10$  nT definido como  $T_0$  ( $\Delta Bz = Bz(T_0) - Bz(T_0-1)$ ).  $T_{SR}$  y  $T_{SS}$  son la hora se sale y puesta del sol respectivamente.

Este comportamiento de los coeficientes de las funciones gaussianas (A, B y C) según  $\Delta Bz$ , hora local y estación del año ha proporcionado un conjunto de ecuaciones que definen un modelo empírico que simula la variación de  $hmF2$  durante tormentas geomagnéticas intensas (Tabla B3.2)

Tabla B3.2. Parámetros de las funciones gaussianas que mejor definen la variación de la altura de la ionosfera en cada caso (estación del año y sector).  $\Delta Bz$  es la variación de IMF Bz en el momento en que  $IMF \leq -10$  nT definido como  $T_0$  ( $\Delta Bz = Bz(T_0) - Bz(T_0-1)$ ).  $T_{SR}$  y  $T_{SS}$  son la hora se salida y puesta del sol respectivamente.

<b>Invierno</b>		
<b>Día</b>	<b>Noche</b>	
$A1 = 6.09 \cdot \Delta Bz + 19.17$ $B1 = 0.55 (T_0 - T_{SR}) + 0.33$ $C1 = -0.21 (T_0 - T_{SR}) + 3.7$ $A2 = -8.33 (T_{SS} - T_0) + 92.14$ $B2 = 0.41 \cdot \Delta Bz + 7.01$ $C2 = 0.098 (T_{SS} - T_0) + 1.76$	$A1 = 153.55$ $B1 = 3.66$ $C1 = 1.83$	
<b>Verano</b>		
<b>Día</b>	<b>Noche <math>T_0 &lt; 24</math> h</b>	<b>Noche <math>T_0 \geq 24</math> h</b>
$A1 = 2.73 \cdot \Delta Bz + 81.27$ $B1 = -0.076 \cdot \Delta Bz + 4.72$ $C1 = -0.092 (T_0 - T_{SR}) + 2.7$ $A2 = 2.38 \cdot \Delta Bz + 67.34$ $B2 = 0.44 (T_{SS} - T_0) + 9.23$ $C2 = -0.036 \cdot \Delta Bz + 3.39$	$A1 = 6.22 \cdot \Delta Bz + 45.28$ $B1 = 1.67 (T_0) - 30.92$ $C1 = -2.5 (T_{SS}) + 50.63$ $A2 = 66.75$ $B2 = 10.71$ $C2 = -1.31 (T_0 - T_{SS}) + 5.43$	$A1 = 100.81$ $B1 = 4.24$ $C1 = 2.43$
<b>Equinoccio</b>		
<b>Día</b>	<b>Noche <math>T_0 &lt; 24</math> h</b>	<b>Noche <math>T_0 \geq 24</math> h</b>
$A1 = 110.01$ $B1 = 0.093 \cdot \Delta Bz + 3.65$ $C1 = 2.5$ $A2 = -7.13 (T_{SS} - T_0) + 164.64$ $B2 = 0.6 (T_{SS} - T_0) + 9.42$ $C2 = 3.64$	$A1 = 1.93 \cdot \Delta Bz + 41.51$ $B1 = 3.65$ $C1 = 2.5$ $A2 = 1.28 \cdot \Delta Bz + 60.92$ $B2 = -1.56 (T_0 - T_{SS}) + 15.24$ $C2 = 4.77 (T_{SR}) - 27.98$	$A1 = 4.68 \cdot \Delta Bz + 50.13$ $B1 = -0.96 (T_0) + 6.44$ $C1 = 1.1 (T_{SR}) - 4.51$

La Figura B3.21 muestra algunos ejemplos de la simulación de  $\Delta hmF2$  obtenida mediante el modelo empírico definido en la tabla B3.2. Se muestran casos de diferentes estaciones del año y sector (día/noche).

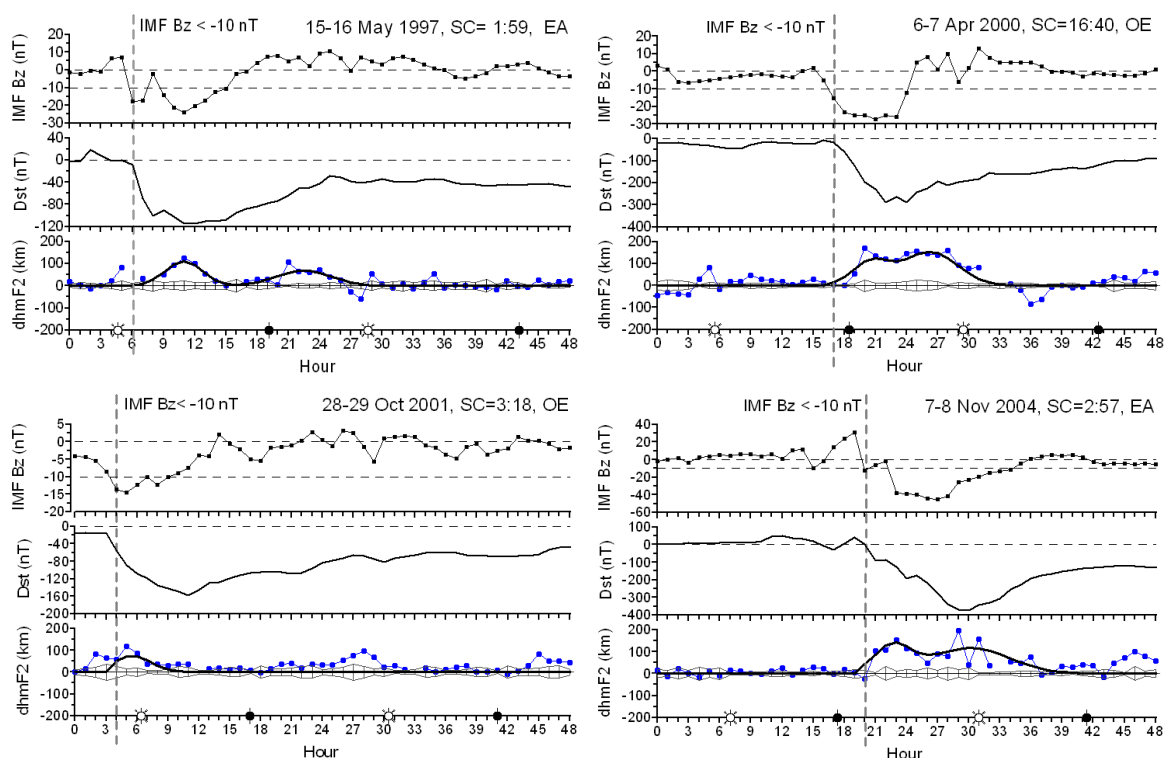


Figura B3.21. Resultados de la simulación de  $\Delta hmF2$  según el modelo empírico definido en la Tabla B3.2 para los días indicados en cada gráfico. De arriba abajo: componente Bz del campo magnético interplanetario, índice de actividad magnética Dst y variación de la altura ionosférica, en azul el comportamiento observado y en negro el comportamiento simulado por el modelo. La línea vertical indica el momento en que  $IMF Bz \leq -10$  nT. Las barras de error en el último panel muestran el rango de variación esperado para un día tranquilo. Los soles blancos y negros indican respectivamente la salida y puesta de sol a nivel de tierra.

Los valores experimentales de  $\Delta hmF2$  durante la tormenta del 15 de Mayo de 1997 (Figura B3.21) muestran un comportamiento en forma de dos pulsos, el primero 3 horas después que  $IMF Bz \leq -10$  nT y el segundo poco después de la puesta de sol. Este caso está clasificado como un caso de día ( $IMF Bz \leq -10$  nT a las 6:00 UT) y equinoccio, por lo tanto, el modelo empírico procura simular estos dos pulsos, el primero debido al efecto de las TADs y el segundo debido al efecto del viento termosférico hacia el ecuador que se genera durante la tormenta en el sector de noche. Los resultados muestran que la simulación de este comportamiento es satisfactoria. El 6 de Abril de 2000 (Figura B3.21) también es un caso de equinoccio y día ( $IMF Bz \leq -10$  nT a las 17:00 UT). En este caso, la diferenciación de los dos pulsos no es tan evidente ya que el cambio de polaridad de Bz ocurre poco antes de la puesta de sol y los dos mecanismos físicos que hacen elevar la ionosfera ocurren en un intervalo de tiempo menor. Esto produce que el segundo pulso ocurra al poco tiempo del primero sin que la ionosfera haya tenido tiempo de volver a su estado normal de

manera que la ionización se mantiene elevada durante más tiempo. Los resultados muestran que el modelo empírico simula adecuadamente este comportamiento. El 28 de Octubre de 2001 (Figura B3.21) es un caso de noche ( $IMF Bz \leq -10$  nT a las 4:00 UT) y equinoccio. Los valores experimentales muestran una sola subida que ocurre una hora después que  $IMF Bz \leq -10$  nT. En los casos en que la perturbación empieza pasada la medianoche los dos mecanismos físicos responsables de elevar la ionosfera coinciden en el tiempo de manera que se produce una única subida. De nuevo se observa que el modelo simula bien este comportamiento. El 7 de Noviembre de 2004 (Figura B3.21) es un caso de noche ( $IMF Bz \leq -10$  nT a las 20:00 UT) y equinoccio. Se observan dos subidas, una poco después del cambio de polaridad de  $Bz$  debido al efecto de las TADs y la otra cuando la estación entra en el sector previo a la salida del sol donde los vientos termosféricos se propagan con más facilidad hacia latitudes medias. El modelo simula bien este comportamiento. Es importante señalar en este punto que a medida que transcurre el tiempo desde el inicio de la tormenta, la perturbación atmosférica que se propaga hacia latitudes medias en el sector de noche puede ocupar una zona muy extensa abarcando por completo toda la ionosfera nocturna a latitudes medias (Fuller-Rowell et al., 1994). Esto explicaría que en los casos en que  $IMF Bz \leq -10$  nT ocurre por la mañana (Figura B3.21 – arriba izquierda), el segundo pulso debido a esta perturbación se observe poco después de la puesta del sol mientras que en los casos en los que  $IMF Bz \leq -10$  nT ocurre por la tarde o ya por la noche (Figura B3.21 – abajo derecha), el segundo pulso ocurre pasada la medianoche porque no ha transcurrido el tiempo suficiente para que la perturbación se extienda a todo el sector nocturno.

Cualitativamente se observa que el modelo empírico simula en buena medida la variación de  $hmF2$  (Figura B3.21 y Apéndice C) excepto para los siguientes casos: 18 de Febrero de 1999, 11 de Abril de 2001, 1 de Octubre de 2002 y 14 de Abril de 2006 (Figura B3.22) que corresponden a un 13 % de los casos analizados. La simulación de la variación de  $hmF2$  durante la tormenta geomagnética del 18 de Febrero de 1999 (Figura B3.22 – arriba izquierda) falla en la predicción del tiempo inicial pero no en la morfología (altura y duración) del pulso. La altura de la ionosfera en este caso particular parece responder a la

tormenta geomagnética antes que  $IMF\ Bz \leq -10\ nT$  contrariamente a lo esperado según los resultados del análisis. La simulación de  $\Delta hmF2$  durante la tormenta geomagnética del 11 de Abril del 2001 tampoco es acertada. Una posible explicación podría ser la variación brusca que se observa en  $IMF\ Bz$  horas después del momento en que  $IMF\ Bz \leq -10\ nT$  a las 16:00 UT. Esta variación podría haber producido algún efecto en  $hmF2$  que el modelo no haya tenido en cuenta ya que éste no contempla efectos ionosféricos que se produzcan durante las siguientes 24 horas.

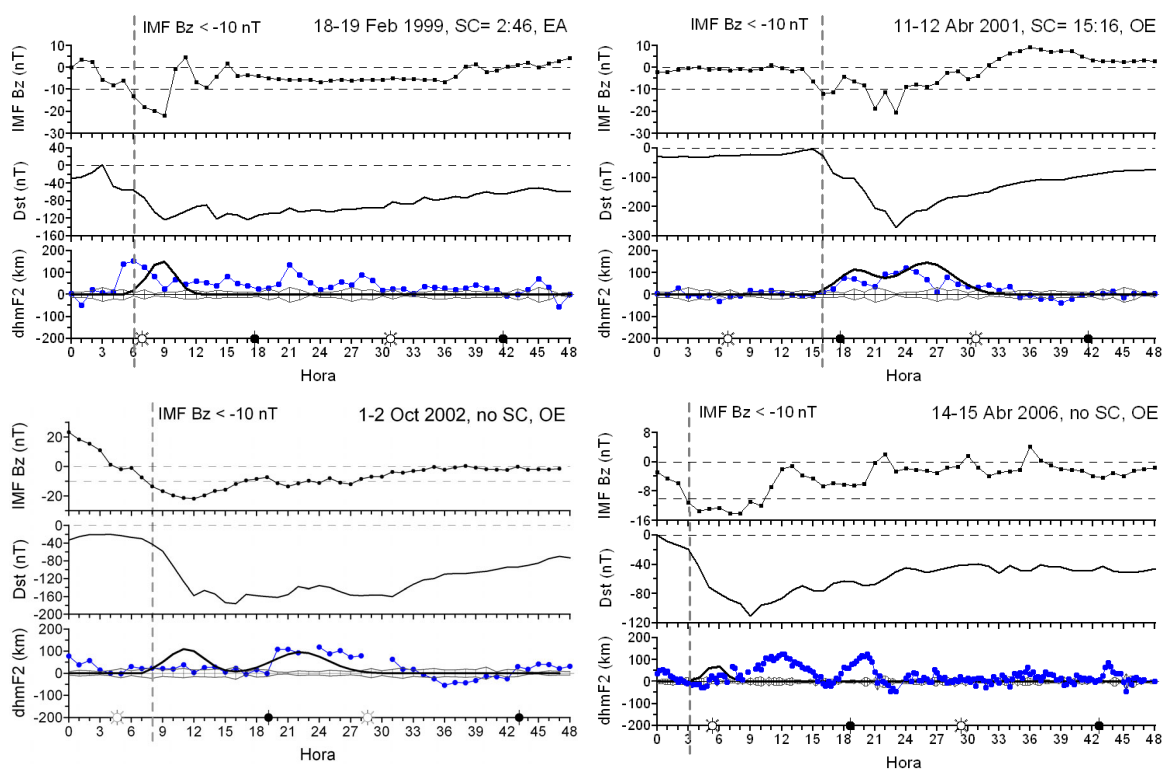


Figura B3.22. Lo mismo que la Figura B3.21 para los días indicados en cada gráfico

La variación en la altura de la ionosfera durante la tormenta del 1 de Octubre de 2002 ocurre 12 horas después que  $IMF\ Bz \leq -10\ nT$  y muestra una única subida una vez la estación ha entrado en el sector de noche (Figura B3.22 – abajo izquierda). Sin embargo, según los resultados del análisis, cabría esperar dos subidas, la primera pocas horas después que  $IMF\ Bz \leq -10\ nT$  y la segunda poco después de la puesta de sol por tratarse de un caso de día y equinoccio (Tabla B3.2). Una posible explicación de que no se haya producido la primera subida provocada por el paso de las ondas de gravedad es que no haya habido una entrada brusca de energía y por lo tanto no se haya generado esta

perturbación. El descenso gradual que presenta IMF Bz y el hecho de que no se haya producido el SC apoyan este planteamiento. La variación de la altura de la ionosfera durante la tormenta del 14 de Abril de 2006 ocurre unas 6 horas después de IMF Bz  $\leq -10$  nT, 3 horas más tarde de lo que predice el modelo (Figura B3.22 – abajo derecha). No se ha encontrado ninguna explicación que ayude a entender el mecanismo que ha provocado este retraso en la primera subida.

Se ha calculado la raíz del error cuadrático medio (RMSE) para poder comprobar numéricamente la bondad de este modelo empírico comparado con el RMSE obtenido de las predicciones del IRI. El RMSE se ha calculado a partir de la siguiente ecuación:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum [f(x_i) - y_i]^2}{n}} \quad (B3.5)$$

donde  $n$  es el número total de datos,  $f(x_i)$  es el valor de la función y  $y_i$  es el valor experimental correspondiente. La Figura B3.23 muestra el RMSE obtenido en cada caso. El RMSE promedio obtenido con las predicciones del modelo empírico es de 40 km y de 70 km obtenido con las predicciones del IRI. El valor del RMSE promedio del modelo empírico es comparable al rango de variación esperado de  $hmF2$  para un día tranquilo obtenido de los cuatro días tranquilos más próximos al día perturbado por lo que se considera un valor aceptable. El modelo empírico mejora las predicciones de la variación de  $hmF2$  del IRI en todos los casos excepto en dos: 18 Febrero de 1999 y el 14 de Abril de 2006, dos de los cuatro casos que se han presentado anteriormente en los que el modelo no simula bien la variación de  $hmF2$ .

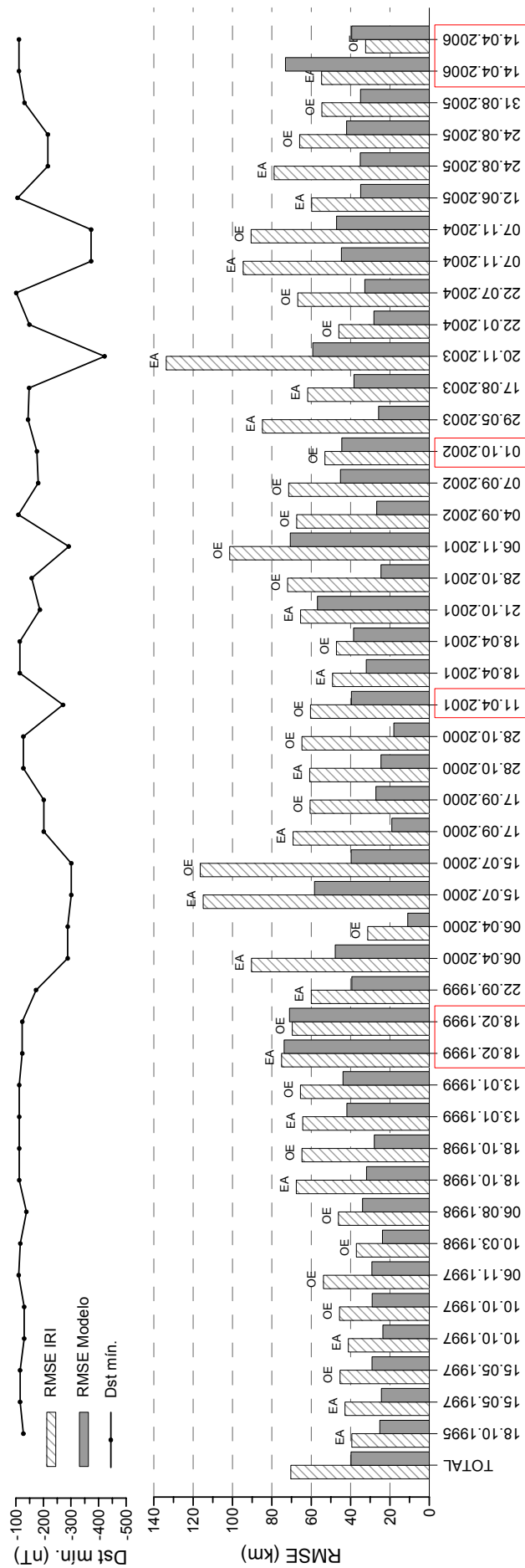


Figura B3.23. RMSE de la comparación de los valores experimentales con el IRI (gris claro) y con el modelo empírico (gris oscuro). La parte superior del gráfico muestra el valor mínimo del Dst para cada caso. OE corresponde a un registro del Observatorio del Ebro y EA a la estación de El Arenosillo. Los cuadros rojos corresponden a aquellos casos en que el modelo empírico no simula bien la variación de hmF2.



### **B3.5. Aplicación del modelo en tiempo real**

Uno de los objetivos de este estudio es construir un modelo empírico capaz de predecir el comportamiento de  $hmF2$  durante una tormenta geomagnética intensa en tiempo casi real a partir de las condiciones del viento solar. Se recuerda que es por esta razón que se ha utilizado el parámetro IMF Bz del viento solar para simular el comportamiento de  $hmF2$  por ser el que ofrece una mayor calidad y continuidad de registro en tiempo real, condición indispensable para realizar un modelo de estas características. El análisis anterior ha determinado el comportamiento característico de  $\Delta hmF2$  durante las tormentas geomagnéticas intensas y se ha definido una parametrización que simula con un 87% de acierto la variación de  $hmF2$  en los casos analizados. Esta misma formulación se ha utilizado para definir el modelo empírico en tiempo real.

#### **B3.5.1. Detección automática de una tormenta geomagnética intensa**

Actualmente, uno de los puntos débiles en la investigación de las tormentas geomagnéticas es la predicción automática y en tiempo casi real de la ocurrencia de una tormenta geomagnética intensa. El criterio de Gonzalez and Tsurutani (1987) define que la causa interplanetaria de una tormenta geomagnética intensa es un campo magnético interplanetario menor que  $-10$  nT durante un tiempo mínimo de 3 horas. Este tiempo se reduce a 2.5 horas en el caso de mínimo solar (Zhang et al., 2006). Pero este criterio no es útil para una detección en tiempo real. Además, según el estudio de Saiz et al. (2008), este criterio no es suficiente para predecir la ocurrencia de tormentas geomagnéticas intensas. Según Saiz et al. (2008), una variación brusca en IMF Bz en un intervalo de 3 horas también juega un papel importante en la generación de tormentas geomagnéticas intensas. Si se quiere realizar un modelo de la variación de  $hmF2$  durante tormentas geomagnéticas intensas para trabajar en tiempo casi real se debe definir con acierto el tiempo de referencia. Escogiendo como tiempo de referencia del inicio de la perturbación el momento en que IMF Bz  $\leq -10$  nT se obtienen un total de 181 casos durante el intervalo de tiempo de 1995 a 2007. Se ha analizado desde 1995 y no desde 1988 porque es a partir de 1995 que se dispone de datos del viento solar en la base de datos OMNIWEB

con una continuidad y calidad suficiente. Durante este período de tiempo se han identificado 90 tormentas geomagnéticas intensas. De los 181 casos detectados automáticamente por el modelo, 83 corresponden a tormentas geomagnéticas intensas y 98 son falsas alarmas (se genera una perturbación magnética pero no se clasifica como intensa según el criterio definido por Sugiura and Chapman, 1960). Hay, por lo tanto, 7 casos que el modelo no ha detectado ya que  $IMF Bz > -10$  nT (casos omitidos por el modelo) (Tabla B3.3).

Tabla B3.3. Número de casos que se detectan según cada criterio: El primero según el criterio de Gonzalez and Tsurutani (1987) y el segundo según el criterio  $IMF Bz \leq -10$  nT al menos durante una hora. Se ha analizado el intervalo de tiempo de 1995 a 2007. Los **aciertos** son los casos detectados por el modelo que corresponden a una tormenta geomagnética intensa ( $Dst_{min} \leq -100$  nT). Las **falsas alarmas** son aquellos casos que se han detectado según cada criterio como posibles tormentas geomagnéticas intensas pero que no lo son. Los **casos omitidos** son aquellos casos que corresponden a tormentas geomagnéticas intensas que no se han detectado.

<b>TOTAL TORMENTAS GEOMAGNÉTICAS INTENSAS (1995-2007)</b>	<b>90</b>
TOTAL CASOS según criterio Gonzalez and Tsurutani (1987) (1995-2007)	95
Aciertos	71 (62%)
Falsas alarmas	24 (21%)
Casos omitidos	19 (17%)
TOTAL CASOS $Bz \leq -10$ nT (1995-2007)	181
Aciertos	83 (44%)
Falsas alarmas	98 (52%)
Casos omitidos	7 (4%)

Estos resultados muestran que el criterio de Gonzalez and Tsurutani (1987) acierta en un 62% la ocurrencia de una tormenta geomagnética intensa. Aún así, como ya se ha comentado antes, este no es un criterio útil para predecir la ocurrencia de una tormenta geomagnética intensa en tiempo casi real. Intentar aplicar este criterio a tiempo real reduciendo el tiempo que  $IMF Bz \leq -10$  a una hora tampoco es un criterio acertado porque se obtiene un 52% de falsas alarmas y sólo un 44% de aciertos en la ocurrencia de una tormenta geomagnética intensa. Así pues se necesita definir un criterio mejor para la predicción de la ocurrencia de las tormentas geomagnéticas intensas en tiempo real. Para ellos nos hemos fijado en los resultados obtenidos por Saiz et al.

(2008). Estos resultados muestran que se pueden predecir períodos de actividad geomagnética intensa con variaciones del índice Dst mayores que 50 nT en una hora a partir de las variaciones de IMF Bz. Los mejores resultados utilizando datos del viento solar con resolución de 1 hora los obtienen para una variación, en valor absoluto, de IMF Bz  $\geq 30$  nT en un intervalo de 3 horas. Utilizando datos del viento solar con resolución temporal de 5 minutos, los mejores resultados los obtienen para una variación, en valor absoluto, de IMF Bz  $\geq 44$  nT en 2.4 horas. Saiz et al. (2008) concluyen que la ocurrencia de una tormenta geomagnética intensa no está regida sólo por un campo magnético interplanetario sur, sino también por variaciones temporales significativas de este mismo parámetro. Se ha hecho uso de esta nueva interpretación de los mecanismos físicos involucrados en la interacción entre el viento solar y la magnetosfera para definir un criterio que prediga de manera automática y en tiempo casi real la ocurrencia de una tormenta geomagnética intensa. Se ha llegado a un compromiso aceptable entre el número de aciertos que se detectan y las falsas alarmas utilizando como criterio de detección automática de la ocurrencia de tormentas geomagnéticas intensas el momento en que Bz  $\leq -10$  nT y  $|\Delta Bz| \geq 20$  nT en 3 horas (Tabla B3.4). Utilizando este criterio, el modelo detecta 38 casos a analizar, de los que 7 son falsas alarmas.

Tabla B3.4. Número de casos que se detectan según cada criterio indicado. Se ha analizado el intervalo de tiempo de 1995 a 2007. Los **aciertos** son los casos detectados que corresponden a una tormenta geomagnética intensa ( $Dst_{\min} \leq -100$  nT). Las **falsas alarmas** son aquellos casos que se han detectado según cada criterio como posibles tormentas geomagnéticas intensas pero que no lo son. Los **casos omitidos** son aquellas tormentas geomagnéticas intensas que no se han detectado según cada criterio.

<b>TOTAL TORMENTAS GEOMAGNÉTICAS INTENSAS (1995-2007)</b>	<b>90</b>
TOTAL CASOS $ \Delta Bz  \geq 44$ nT en 2.4 horas (Saiz et al., 2008)	24
Aciertos	22 (24%)
Falsas alarmas	2 (2%)
Casos omitidos	68 (74%)
TOTAL CASOS $ \Delta Bz  \geq 30$ nT en 3 horas (Saiz et al., 2008)	18
Aciertos	17 (18%)
Falsas alarmas	1 (1%)
Casos omitidos	73 (81%)

TOTAL CASOS $ \Delta B_z  \geq 25$ nT en 3 horas	26
Aciertos	22 (24%)
Falsas alarmas	4 (4%)
Casos omitidos	68 (72%)
TOTAL CASOS $ \Delta B_z  \geq 20$ nT en 3 horas	69
Aciertos	39 (33%)
Falsas alarmas	30 (25%)
Casos omitidos	51 (42%)
TOTAL CASOS $B_z \leq -10$ nT + $ \Delta B_z  \geq 20$ nT en 3 horas	38
Aciertos	31 (32%)
Falsas alarmas	7 (7%)
Casos omitidos	59 (61%)

Utilizando este criterio se ha conseguido reducir significativamente el número de falsas alarmas. Comparando con el criterio que define la ocurrencia de una tormenta geomagnética a partir solamente de  $B_z \leq -10$  nT (Tabla B3.3) pasamos de 98 falsas alarmas de 181 casos a 7 falsas alarmas de 38 casos y se ha mejorado el acierto respecto los casos que se detectan (pasamos de 83 aciertos de 181 casos a 31 aciertos de 38 casos). Como contrapartida ha aumentado el número de casos que no se detectan pero, por el momento, se ha preferido tener un modelo que prediga con acierto el máximo número de casos que detecta que no un modelo con un gran número de falsas alarmas. Sólo así se puede asegurar la utilidad del modelo en tiempo real. Este criterio de detección puede variar a medida que se vaya mejorando la predicción en tiempo casi real de la ocurrencia de tormentas geomagnéticas.

### B3.5.2. Aplicación del modelo y resultados

Aplicando el criterio definido anteriormente para la detección automática de tormentas geomagnéticas intensas, el modelo detecta 38 casos a analizar. De éstos, 15 son tormentas geomagnéticas que se habían analizado en la sección anterior para determinar el comportamiento característico de  $\Delta hmF2$ , 16 son

casos que se habían eliminado de la estadística inicial por no cumplir alguno de los requisitos definidos en la sección B3.1 (y por lo tanto casos que no se han utilizado para determinar el comportamiento característico de  $\Delta hmF2$ ) y 7 son falsas alarmas. La Tabla B3.5 detalla las condiciones de los distintos casos detectados.

Tabla B3.5. Listado de tormentas geomagnéticas detectadas automáticamente a partir del criterio definido en la sección anterior ( $Bz \leq -10$  nT +  $|\Delta Bz| \geq 20$  nT en 3 horas). La columna de las observaciones indica si el período perturbado ha sido utilizado para determinar el comportamiento característico de  $\Delta hmF2$  (estadística anterior), si hay datos ionosféricos o si se ha producido condición  $G^{10}$  o bien si se trata de una falsa alarma (no se trata de una tormenta geomagnética intensa)

<b>Id.</b>	<b>Día perturbado</b>	<b>Dst mín. (nT)</b>	<b>Observaciones</b>
1	16/05/1995	-93	Falsa alarma – Condición G
2	18/10/1995	-127	Estadística anterior
3	15/05/1997	-115	Estadística anterior
4	04/05/1998	-205	No hay datos ionosféricos
5	25/09/1998	-207	Condición G
6	13/01/1999	-112	Estadística anterior
7	18/05/1999	-27	Falsa alarma – Condición G
8	22/09/1999	-173	Estadística anterior
9	21/10/1999	-237	
10	11/02/2000	-133	
11	23/05/2000	-147	
12	15/07/2000	-301	Estadística anterior
13	12/08/2000	-235	Condición G
14	17/09/2000	-201	Estadística anterior
15	05/10/2000	-175	
16	28/10/2000	-127	Estadística anterior
17	26/11/2000	-80	Falsa alarma
18	31/03/2001	-387	Condición G
19	01/06/2001	-27	Falsa alarma
20	21/10/2001	-187	Estadística anterior
21	05/11/2001	-101	
22	06/11/2001	-292	Estadística anterior
23	24/11/2001	-216	

<sup>10</sup> Efecto que se produce durante una tormenta geomagnética cuando la reducción de la densidad electrónica en la capa F2 es tal que  $foF2 < foF1$ . Para una ionosonda esto significa que la capa F1 apantalla la capa F2 de manera que es imposible medir ambos parámetros  $foF2$  y  $hmF2$ .

<b>24</b>	17/04/2002	-127	
<b>25</b>	19/04/2002	-149	
<b>26</b>	23/05/2002	-109	
<b>27</b>	19/12/2002	-72	Falsa alarma
<b>28</b>	29/10/2003	-353	No hay datos ionosféricos
<b>29</b>	04/11/2003	-69	Falsa alarma – Sin datos
<b>30</b>	20/11/2003	-422	Estadística anterior
<b>31</b>	22/01/2004	-149	Estadística anterior
<b>32</b>	07/11/2004	-373	Estadística anterior
<b>33</b>	17/01/2005	-121	
<b>34</b>	15/05/2005	-263	Condición G
<b>35</b>	12/06/2005	-106	Estadística anterior
<b>36</b>	10/07/2005	-82	Falsa alarma – Condición G
<b>37</b>	24/08/2005	-216	Estadística anterior
<b>38</b>	31/08/2005	-131	Estadística anterior

Se predice la variación  $hmF2$  para cada uno de estos periodos de perturbación a partir de la formulación descrita en la Tabla B3.2 y se compara con los datos experimentales. Los resultados muestran que en los casos de equinoccio pasada la medianoche, el modelo predice la elevación de la ionosfera con unas horas de retraso. Se ha analizado con más detalle este comportamiento y se ha observado que para las tormentas geomagnéticas intensas producidas por una variación (en valor absoluto) de IMF Bz en tres horas mayor de 20 nT, el retraso de la subida de  $hmF2$  con respecto al inicio de la perturbación magnética no depende de la hora local a la que esto ocurre ( $t_0$ ) sino que depende de la magnitud de la variación de IMF Bz ( $\Delta Bz = Bz(t_0) - Bz(t_0-1)$ ). Cuanto mayor es la variación de IMF Bz, más rápido se produce la elevación de la ionosfera. Este resultado es coherente con los mecanismos físicos que se han identificado como responsables de provocar la variación de  $hmF2$  a latitudes medias. La elevación de la ionosfera cuando la estación se encuentra en el sector pasada la medianoche en el momento en que se inicia la perturbación magnética se debe a la ocurrencia simultánea de dos fenómenos: al paso de la perturbación atmosférica que se genera a latitudes altas (TADs) y a la penetración hacia latitudes medias, por el sector entre las 3:00 y las 5:00 hora local, del viento neutro termosférico generado por la tormenta. Si se produce una entrada de energía brusca, favorecida por una variación brusca en IMF Bz, la propagación

hacia latitudes medias de estos mecanismos físicos que elevan la ionosfera puede ser más rápida. Así pues, el coeficiente B1 de la función gaussiana que define el retraso en que sucede la elevación máxima de la ionosfera para el caso de equinoccio pasada la media noche depende de la variación de IMF Bz de la siguiente manera:

$$B1 = -0.12 \Delta Bz + 6.67 \quad (B3.6)$$

donde  $\Delta Bz = Bz(t_0) - Bz(t_0-1)$  y  $t_0$  es el tiempo de referencia. Este comportamiento no ha podido ser analizado para las demás estaciones del año por falta de muestras. La Figura B3.24 muestra un ejemplo de la predicción de  $\Delta hmF2$  para un par de casos de equinoccio pasada la medianoche según si B1 se calcula a partir de la hora local a la que empieza la perturbación magnética (Figura B3.24 – izquierda) o a partir de la variación de IMF Bz (Figura B3.24 – derecha).

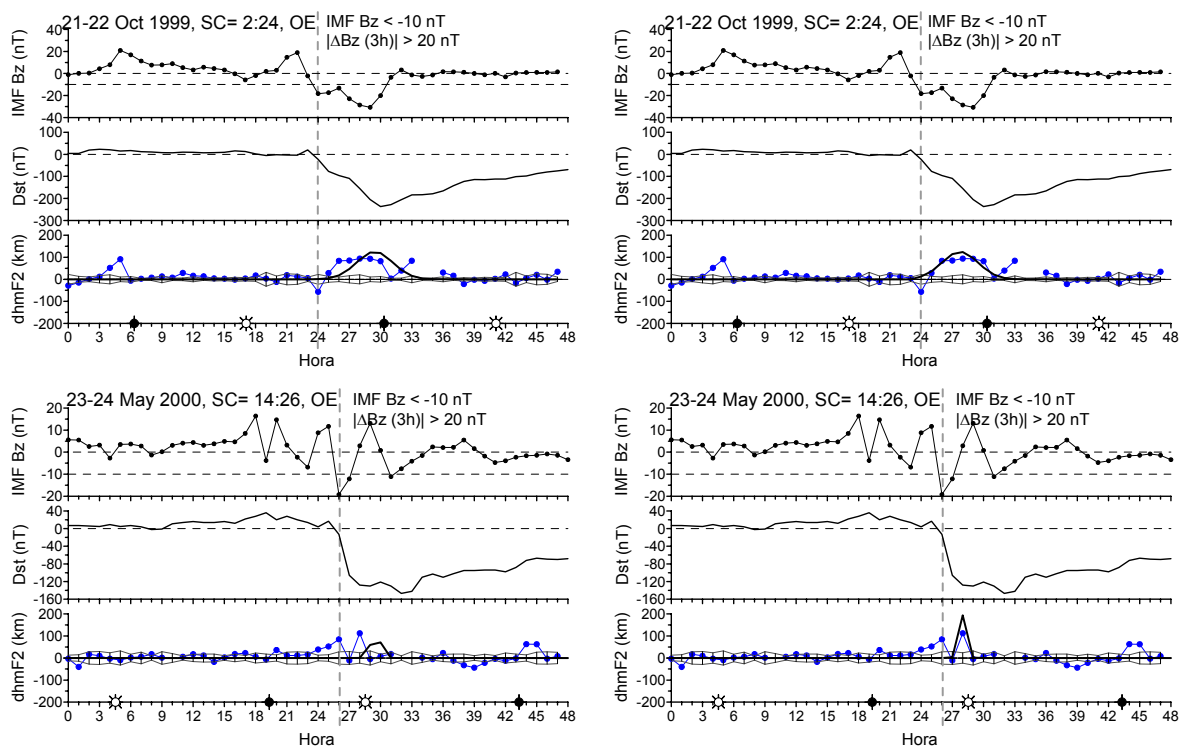


Figura B3.24. Resultados de la predicción de  $\Delta hmF2$  según el modelo empírico aplicado a tiempo real para los días indicados en cada gráfico correspondientes al caso de equinoccio pasada la medianoche. Izquierda: Cálculo del parámetro B1 a partir de la hora local a la que empieza la tormenta (Tabla B3.2). Derecha: Cálculo del parámetro B1 a partir de la variación de Bz (Ecuación B3.6). De arriba abajo: componente Bz del campo magnético interplanetario, índice de actividad magnética Dst y variación de la altura ionosférica, en azul el comportamiento observado y en negro el comportamiento simulado por el modelo. La línea vertical indica el momento en que  $|\Delta Bz|$

> 20 nT en tres horas y IMF Bz  $\leq$  -10 nT. Las barras de error en el último panel muestran el rango de variación esperado para un día tranquilo. Los soles blancos y negros indican respectivamente la salida y puesta de sol a nivel de tierra.

En el Apéndice D se encuentran los resultados de la predicción de  $\Delta hmF2$  utilizando la formulación del modelo empírico aplicado a tiempo real para cada uno de los períodos de perturbación detectados de los que se dispone de datos ionosféricos. Se ha comparado el comportamiento de  $\Delta hmF2$  predicho con el observado. De los 38 casos detectados por el modelo, se dispone de datos ionosféricos para 28 de ellos, 7 de los cuales disponen de datos de las dos estaciones, Ebro y El Arenosillo. Se han analizado, pues, un total de 35 registros ionosféricos. Los resultados muestran que el modelo empírico predice significativamente bien 30 de los 35 casos analizados, lo que indica un acierto del 86% y falla en la predicción de 5 de ellos (14%) (11/02/2000, 5/10/2000, 24/11/2001, 23/05/2002, 19/12/2002) (Apéndice D). La mayoría de los casos en los que la predicción de  $\Delta hmF2$  falla corresponden a aquellos casos en los que el valor de IMF Bz es negativo y menor que -10 nT durante una hora y seguidamente pasa a valores positivos y significativamente elevados muy rápidamente y se mantiene así durante varias horas (Apéndice D). Por otro lado, es interesante observar la mejora que introduce el utilizar como tiempo de referencia el momento en que  $|\Delta Bz| \geq 20$  nT en 3 horas y que IMF Bz  $\leq$  -10 nT. Para ello nos fijamos en los resultados de la predicción de  $\Delta hmF2$  en tiempo real para el 6 de Noviembre de 2001 y lo comparamos con los resultados que se habían obtenido en la sección anterior (Figura B3.25). Según la formulación del modelo empírico (Tabla B3.2), la amplitud de  $\Delta hmF2$  para un caso de equinoccio pasada la medianoche depende de la variación de IMF Bz. El panel de la izquierda de la Figura B3.25 muestra la predicción de  $\Delta hmF2$  teniendo en cuenta que el inicio de la perturbación es el momento en que IMF Bz  $\leq$  -10 nT. Se observa que la simulación de la amplitud de  $\Delta hmF2$  no es acertada. Utilizando este criterio, el tiempo de inicio de la perturbación acontece a las 0 horas (UT) y la variación de IMF Bz ( $\Delta Bz = Bz(t_0) - Bz(t_0-1)$ ) en ese momento es pequeña. Sin embargo, si se utiliza como tiempo de referencia el momento en que  $|\Delta Bz| \geq 20$  nT en 3 horas y que IMF Bz  $\leq$  -10 nT, el inicio de la perturbación sucede a las 2:00 UT y la variación de IMF Bz en ese momento es mayor y se observa que el modelo predice mejor la amplitud de  $\Delta hmF2$ .



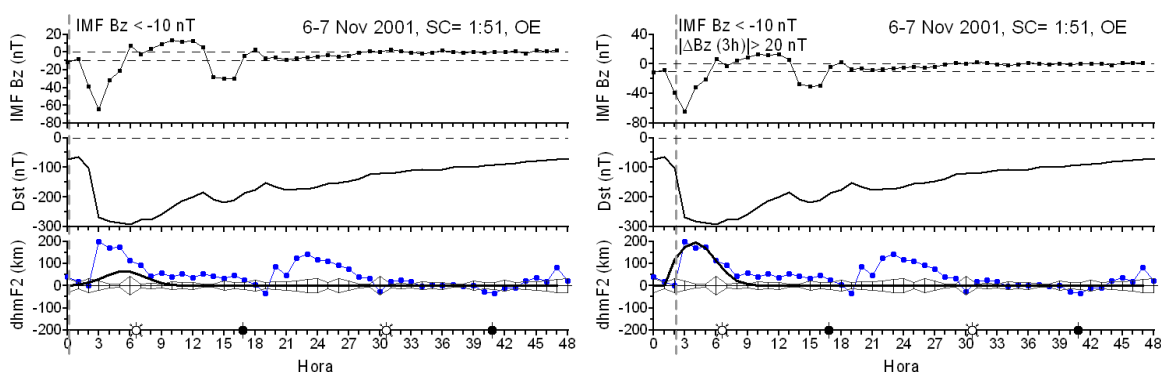


Figura B3.25. Resultados de la predicción de  $\Delta hmF2$  para el día indicado. De arriba abajo: componente Bz del campo magnético interplanetario, índice de actividad magnética Dst y variación de la altura ionosférica, en azul el comportamiento observado y en negro el comportamiento simulado por el modelo. Izquierda: Tiempo de inicio definido según  $IMF Bz \leq -10$  nT. Derecha: Tiempo de inicio definido según  $|\Delta Bz| \geq 20$  nT en 3 horas y  $IMF Bz \leq -10$  nT. Las barras de error en el último panel muestran el rango de variación esperado para un día tranquilo. Los soles blancos y negros indican respectivamente la salida y puesta de sol a nivel de tierra.

Finalmente, se ha calculado el RMSE para comprobar numéricamente la bondad de este modelo empírico aplicado a tiempo real y se ha comparado con el RMSE obtenido de las predicciones del IRI. El RMSE se ha calculado a partir de la ecuación B3.5. La Figura B3.26 muestra el RMSE obtenido en cada caso. De nuevo, el valor del RMSE promedio obtenido de las predicciones del modelo empírico (40 km) es comparable al rango de variación de  $hmF2$  esperado para un día tranquilo obtenido a partir de los cuatro días tranquilos más próximos al día perturbado por lo que se considera un valor aceptable. Por lo tanto, se puede concluir que la aplicación del modelo empírico en tiempo real para la predicción de  $\Delta hmF2$  da resultados satisfactorios.

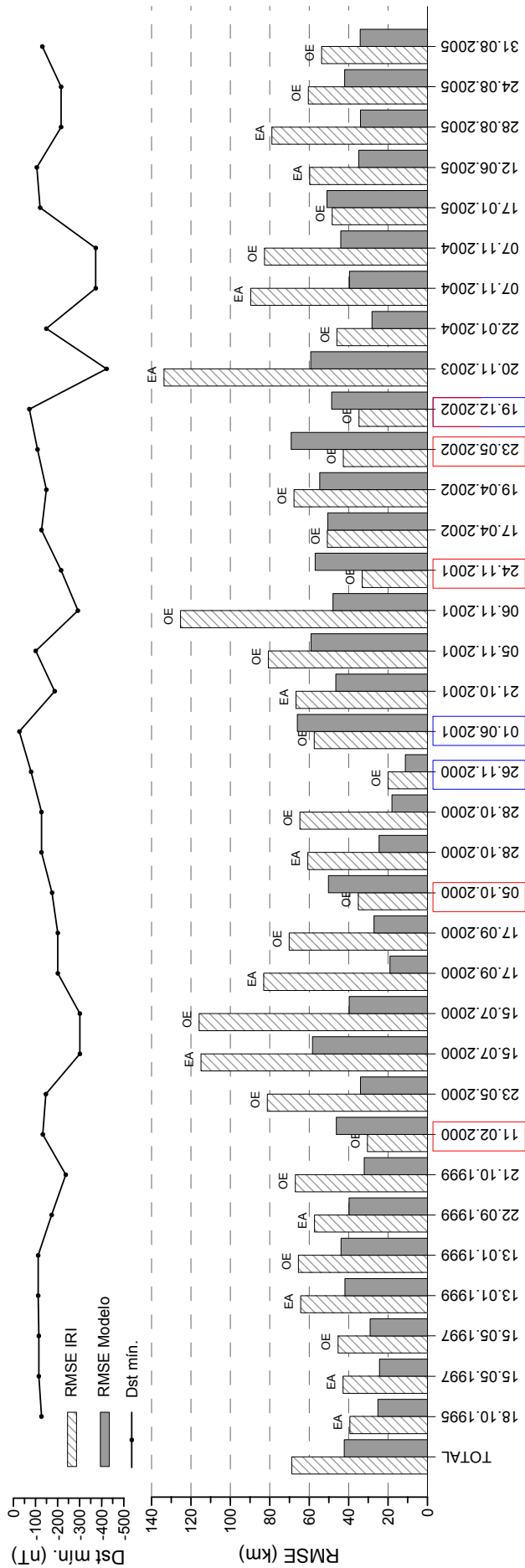


Figura B3.26. RMSE de la comparación de los valores experimentales con el IRI (gris claro) y con el modelo empírico (gris oscuro). La parte superior del gráfico muestra el valor mínimo del Dst para cada caso. OE corresponde al Observatorio del Ebro y EA a la estación de El Arenosillo. Los cuadros rojos corresponden a aquellos casos en los que el modelo falla en la predicción de  $\Delta hmf2$ . Los cuadros azules corresponden a las falsas alarmas.

### B3.6. Extensión a otras latitudes

El objetivo de esta investigación ha sido analizar el comportamiento de  $hmF2$  durante tormentas geomagnéticas intensas y determinar el comportamiento característico con la intención de realizar un modelo empírico que lo prediga. Este análisis se ha limitado a las estaciones ionosféricas de Ebro y El Arenosillo por ser de las pocas estaciones que disponen de una larga base de datos revisada por operador. Uno de los pasos futuros que siguen a esta investigación es analizar el comportamiento de  $hmF2$  a otros rangos de latitud para poder extender el modelo a amplias regiones del planeta. Como un primer paso se ha analizado la predicción del modelo empírico a otras estaciones europeas para comprobar si este modelo sigue siendo adecuado a otras estaciones de latitudes medias. Se ha analizado la variación de  $hmF2$  y la predicción del modelo empírico para las estaciones de Chilton (51.5° N, 359.4° E), Pruhonice (50.0° N, 14.6° E), San Vito (40.6° N, 17.8° E) y Atenas (38.0° N, 23.5° E) durante las tormentas geomagnéticas intensas de las que se disponen datos ionosféricos: 20/11/2003, 22/01/04, 7/11/2004 y 24/08/2005. Los datos de estas estaciones durante estos períodos de perturbación ya fueron revisados manualmente en el Capítulo anterior. Los resultados (Figura B3.27) muestran que la predicción de  $\Delta hmF2$  para estas estaciones sigue siendo válida, lo que también significa que los mecanismos físicos que producen la variación de  $hmF2$  durante períodos magnéticamente perturbados siguen siendo los mismos. Estos resultados abren la puerta a la predicción de  $\Delta hmF2$  durante tormentas geomagnéticas intensas en un rango de latitud más extenso. Para ello se necesita analizar el comportamiento de  $hmF2$  para un número adecuado de tormentas geomagnéticas intensas y estaciones de latitudes medias. La necesidad de revisar los perfiles de densidad electrónica manualmente hace que esta investigación se haya planteado como un paso futuro de la investigación actual.

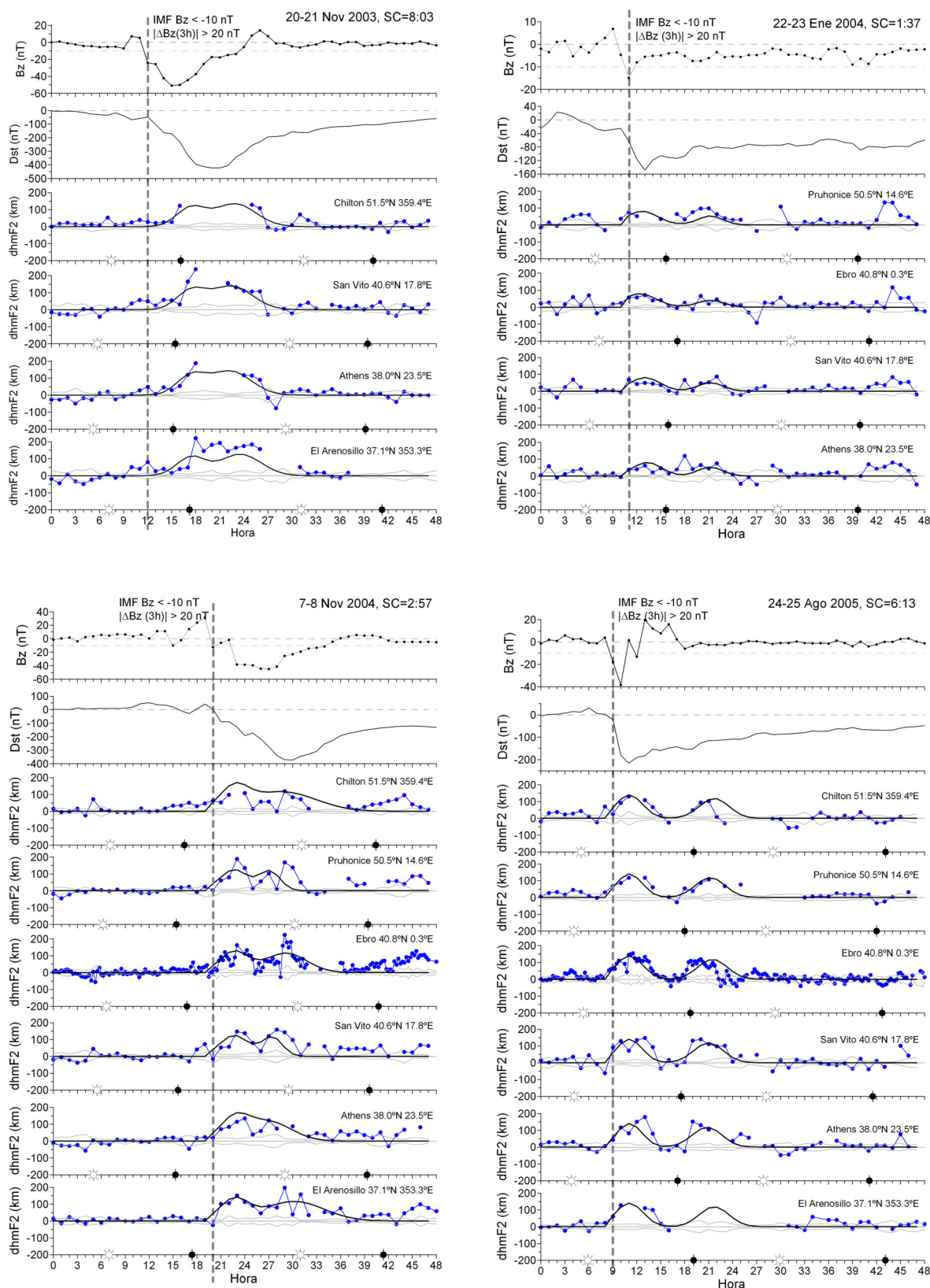


Figura B3.27. Resultados de la predicción de  $\Delta hmfF2$  para los días y estaciones indicadas según el modelo empírico (Tabla B3.2). El inicio de la perturbación se define según  $|\Delta Bz| \geq 20 \text{ nT}$  en 3 horas e  $IMF Bz \leq -10 \text{ nT}$ . De arriba abajo: componente Bz del campo magnético interplanetario, índice de actividad magnética Dst y variación de la altura ionosférica, en azul el comportamiento observado y en negro el comportamiento simulado por el modelo para cada una de las estaciones indicadas. Las líneas delgadas grises indican el rango de variación esperado para un día tranquilo. Los soles blancos y negros indican la salida y puesta de sol a nivel de tierra respectivamente.

### B3.7. Resumen y Discusión

En este capítulo se ha investigado con detalle la respuesta de  $hmF2$  en condiciones de tormenta. Hasta el momento se habían dedicado pocos esfuerzos a analizar y menos aún a predecir la variación de  $hmF2$  debido especialmente a una formulación poco precisa para obtener esta característica ionosférica. La red actual de digisondas hace posible llevar a cabo un estudio como éste ya que ofrece el perfil de densidad electrónica en altura real, ofreciendo así valores reales de la característica ionosférica  $hmF2$ .

Los resultados experimentales obtenidos del análisis de un conjunto de 45 perfiles de densidad electrónica correspondientes a 32 tormentas geomagnéticas intensas muestran que la altura de la ionosfera reacciona de una forma característica a la perturbación geomagnética:

- a)  $hmF2$  aumenta de forma sistemática entre 1 a 3 horas después del inicio de la fase principal de la tormenta geomagnética independientemente de la hora local a la que esto ocurre y de la intensidad de la tormenta (según el índice Dst). Esta variación de  $hmF2$  exhibe forma de pulso.
- b)  $hmF2$  manifiesta una segunda elevación en el sector de noche. Si la fase principal de la tormenta empieza de día esta segunda elevación se observa poco después de la puesta de sol. Si la fase principal empieza por la noche (antes de la medianoche), este segundo pulso se observa cuando la estación entra en el sector entre las 3 y las 5 hora local. El retraso de este segundo pulso con respecto al primero depende de la hora local a la que empieza la fase principal.

Este comportamiento, que se repite de manera sistemática, se ha modelado empíricamente mediante funciones gaussianas. Los coeficientes que definen estas funciones dependen de la configuración de IMF  $B_z$ , del tiempo local y de la estación del año. El modelo empírico obtenido predice la variación de la altura de la ionosfera durante condiciones perturbadas.

La predicción automática del momento de inicio de la perturbación es uno de los

puntos débiles de la investigación actual y por lo tanto también de este modelo. El criterio de Gonzalez and Tsurutani (1987) que define que la causa interplanetaria de una tormenta geomagnética intensa es un campo magnético interplanetario menor que  $-10$  nT durante al menos 3 horas no es un criterio que se pueda utilizar para una aplicación en tiempo real. Si se define el momento de inicio de la perturbación como el momento que  $IMF B_z \leq -10$  nT, se detecta gran cantidad de falsas alarmas (periodos de perturbación magnética con valores mínimos del Dst superiores a  $-100$  nT). Saiz et al. (2008) han demostrado que las variaciones bruscas de IMF Bz también deben tenerse en cuenta como causa interplanetaria de las tormentas geomagnéticas intensas como complemento al criterio de Gonzalez and Tsurutani (1987). De esta forma se aumenta el acierto en la detección de tormentas geomagnéticas intensas a partir de las condiciones del campo magnético interplanetario. Haciendo uso de estos resultados, se ha definido como tiempo inicial de la perturbación el momento en que la variación en valor absoluto de IMF Bz en tres horas es mayor que  $20$  nT y que  $IMF B_z \leq -10$  nT. Utilizando este criterio se han reducido considerablemente el número de falsas alarmas y abre la posibilidad de aplicar este modelo en tiempo real.

El modelo que se ha generado proporciona una buena simulación de la variación de la altura de la ionosfera:

1. El RMSE obtenido comparando las series simuladas y las series experimentales es comparable al rango de variación de  $hmF2$  esperado para un día tranquilo obtenido a partir de los cuatro días tranquilos utilizados como referencia ( $40$  km).
2. Este modelo empírico puede utilizarse como una herramienta de predicción a tiempo real para aplicaciones de Meteorología Espacial debido a la disponibilidad actual de registros satelitales de IMF en tiempo casi real. Ello situaría este modelo como único en su categoría.
3. Aunque este estudio se ha realizado para la Península Ibérica, el comportamiento de la variación de la altura de la ionosfera durante tormentas geomagnéticas se puede extender a otras estaciones de

latitudes medias.

4. La extensión de este modelo a otros rangos de latitud podría incluirse en futuras versiones del IRI para simular el comportamiento de  $\Delta hmF2$  en condiciones de tormentas sobre amplias regiones del planeta

