

**PARTE B:**  
**CONDICIONES PERTURBADAS**



Esta parte de la investigación se centra en el estudio de los efectos de las tormentas geomagnéticas en la estructura vertical de la ionosfera, en especial en la variación de la altura del máximo de ionización,  $hmF2$ , para estaciones de latitudes medias. En esta investigación, a diferencia de trabajos experimentales anteriores en que estos valores eran derivados indirectamente a partir de otros parámetros, se utilizan medidas directas de la altura real de la ionosfera.

El objetivo de esta investigación es determinar el comportamiento característico de  $hmF2$  durante la fase principal de las tormentas geomagnéticas intensas, identificar los mecanismos físicos responsables de este comportamiento y realizar un modelo empírico que lo reproduzca. Para esto se propone:

1. Analizar en detalle la respuesta de la ionosfera en latitudes medias del sector Europeo para un caso particular de perturbación geomagnética.
2. Extender el estudio anterior a un número mayor de estaciones y tormentas geomagnéticas para analizar la respuesta de la ionosfera en latitudes medias a tempestades geomagnéticas intensas e identificar los mecanismos físicos responsables de dicho comportamiento.
3. Determinar, en particular, el comportamiento característico de la variación de la altura del máximo de ionización en condiciones perturbadas y proceder a su modelado.



## **CAPÍTULO B1:**

### **RESPUESTA DE LA IONOSFERA PARA UN CASO PARTICULAR: 20 DE NOVIEMBRE DE 2003**

Este capítulo pretende ilustrar la respuesta de la ionosfera a las tormentas geomagnéticas, en particular las variaciones en la densidad electrónica y la estructura vertical de la ionosfera sobre Europa, a partir del análisis de un caso concreto: la tormenta geomagnética ocurrida el 20 de Noviembre de 2003.

Se han utilizado los ionogramas registrados por las digisondas de las estaciones de Chilton (51.5°N, 359.4°E) y El Arenosillo (37.1°N, 353.3°E) y por la ionosonda de la estación de Pruhonice (50.0°N, 14.6°E) de los días 19 y 20 de Noviembre de 2003. Los ionogramas del día 19 se han utilizado para evaluar el comportamiento tranquilo de la ionosfera. En el caso de la estación de Pruhonice que no se dispone de datos del 19 de Noviembre de 2003, se han utilizado los ionogramas del 27 de Noviembre de 2003, catalogado como día tranquilo del mes, para analizar el comportamiento tranquilo de la ionosfera en esa estación. Los datos de las estaciones de Pruhonice y El Arenosillo han sido suministrados por los respectivos centros. Los datos de la estación de Chilton se han obtenido del centro mundial de datos *World Data Center C1* del *Rutherford Appleton Laboratory* (<ftp://wdcc1.bnsc.rl.ac.uk>). Los ionogramas de Chilton y El Arenosillo han sido revisados manualmente y se ha obtenido el perfil vertical de la densidad electrónica con el programa de inversión de altura real NHPC. Adicionalmente, se ha analizado la respuesta del contenido total de

electrones vertical (VTEC, *Vertical Total Electron Content*). Estos datos han sido suministrados por el grupo de Astronomía y Geomática (gAGE) de la Universidad Politécnica de Cataluña en forma de mapas globales de alta resolución temporal (10 minutos) mostrando la evolución del VTEC hasta 20000 km en el Hemisferio Norte. Para más detalle de cómo se han obtenido estos datos consultar Blanch et al. (2005) y las referencias incluidas en él.

Las condiciones helio-geofísicas correspondientes a los días en cuestión se han obtenido a partir de diferentes fuentes de datos. Los datos del campo magnético interplanetario IMF (*Interplanetary Magnetic Field*) se han obtenido de la base de datos *ACE MAG Level 2 data* y los de velocidad y densidad del viento solar del *ACE SWEPAM Level 2 data*, ambos proporcionados por *ACE Science Center* (<http://www.srl.caltech.edu/ACE/ASC/>). El satélite ACE orbita alrededor del punto de equilibrio gravitacional entre el Sol y la Tierra, punto L1, a 1.5 millones de kilómetros de la Tierra y a 148.5 millones de kilómetros del Sol. Su órbita elíptica con un semi-eje mayor de 200000 km le permite una vista continua del Sol. Ya más cercano a la Tierra, el satélite GOES-10 mide el campo magnético paralelo al eje de rotación de la Tierra,  $H_p$ , y el flujo de protones. Sus datos se obtienen del *Space Environment Center* (<http://sec.noaa.gov/Data/>). Este satélite es geoestacionario y está situado en la longitud 135° W. A una altura de 36000 km, este satélite se encuentra dentro de la magnetosfera. Los índices de actividad geomagnética Dst y Ap se han obtenido del Servicio Internacional de Índices Geomagnéticos (<http://isgi.cetp.ipsl.fr/>).

### **B1.1. Condiciones helio-geofísicas de la tormenta geomagnética del 20 de Noviembre de 2003.**

Una tormenta geomagnética se produce cuando la configuración del campo magnético interplanetario es tal que favorece la entrada de partículas de origen solar a la magnetosfera (Dungey, 1961). El aumento de la población de partículas energéticas a la magnetosfera intensifica la corriente de anillo y produce una disminución del campo magnético total con respecto a un día de calma. La reducción de la componente horizontal del campo magnético debido

al efecto de la corriente de anillo se expresa a partir del índice Dst. Ver Apéndice B para más detalle sobre las tormentas geomagnéticas.

El 20 de Noviembre de 2003 se produjo la tormenta geomagnética más intensa del ciclo solar 23 (la segunda tormenta geomagnética más intensa desde 1957) en términos del Dst. Esta tormenta produjo importantes variaciones en la magnetosfera, termosfera e ionosfera terrestre. De aquí la gran cantidad de estudios que se han realizado para este caso particular (por ejemplo, Blanch et al., 2005; Ebihara et al., 2005; Gopalswamy et al., 2005; Meier et al., 2005; Crowley et al., 2006; Wang et al., 2006). La Figura B1.1 presenta las condiciones helio-geofísicas del período en cuestión (19-21 Noviembre 2003). Los tres primeros paneles de la Figura B1.1 muestran la perturbación del viento solar en la posición del satélite ACE. El panel (a) muestra la evolución de la componente axial del campo magnético interplanetario (IMF Bz). Los paneles (b) y (c) muestran, respectivamente, los valores de la velocidad y la densidad del viento solar. A las 7:30, el satélite ACE, detecta la llegada de la perturbación del viento solar. IMF Bz empieza a fluctuar entre valores positivos y negativos, hasta que se estabiliza en negativo y se mantiene así durante un largo período de tiempo (13.5 horas seguidas con valores inferiores a -10 nT), llegando a valores de -50 nT a las 15:00 UT. La orientación de IMF Bz tiene una gran influencia sobre la magnetosfera y en la alta ionosfera ya que favorece la reconexión con el campo magnético terrestre y la entrada de partículas energéticas (Dungey, 1961). Cuanto más negativo es IMF Bz y mayor tiempo permanece en estas condiciones, mayores son los efectos en la ionosfera (Davis et al., 1997). A la misma hora, a las 7:30, el satélite ACE detecta un aumento brusco de la velocidad del viento solar (pasa de 450 km/s a 750 km/s) y de la densidad (un aumento de un factor 3). Cuatro horas más tarde, la velocidad del viento solar tiende a recuperar valores normales mientras que la densidad del viento solar presenta varios incrementos adicionales, el mayor de ellos ocurre entre las 15:00 y las 21:00 UT, coincidiendo con la configuración negativa de IMF Bz. Estas condiciones del viento solar se tradujeron en un aumento de la presión dinámica del viento solar que provocó una compresión muy significativa de la magnetosfera en la zona de día dejando a varios satélites desprotegidos. Este fenómeno se conoce como “cruce de la magnetosfera” y su

efecto se pudo observar desde el satélite GOES-10, que se encuentra a 36000 km de altura. El panel (d) de la Figura B1.1 muestra la componente del campo magnético paralela al eje de rotación de la Tierra,  $H_p$ , medido en la posición del satélite GOES-10. Se puede observar que, coincidiendo con la llegada de la perturbación del viento solar,  $H_p$  empieza a fluctuar rápidamente, pasando de forma repentina a valores negativos coincidiendo con el aumento de densidad más importante. Este descenso del valor de  $H_p$  indica que el satélite GOES-10 se encuentra fuera de la magnetosfera ([http://www.swpc.noaa.gov/rt\\_plots/mag\\_3d.html](http://www.swpc.noaa.gov/rt_plots/mag_3d.html)). El panel (e) de la Figura B1.1 muestra la variación del flujo de protones de varias energías para el período en cuestión medido en la posición del satélite GOES-10. Coincidiendo con la llegada de la perturbación del viento solar a la magnetosfera, el flujo de protones aumenta progresivamente hasta un valor máximo alrededor de las 12 UT produciendo un aumento de los protones de un factor 10. Los paneles (f) y (g) muestran la actividad geomagnética registrada en la superficie terrestre. El índice tri-horario  $A_p$  (Apéndice B) llegó a valores de 300 nT en dos intervalos de 3 horas, desde las 15:00 UT hasta las 21:00 UT del 20 de Noviembre de 2003. El índice horario Dst llegó a valores de -422 nT a las 21:00 UT y a las 22:00 UT, valores que catalogan la tormenta del 20 de Noviembre de 2003 como supertormenta.



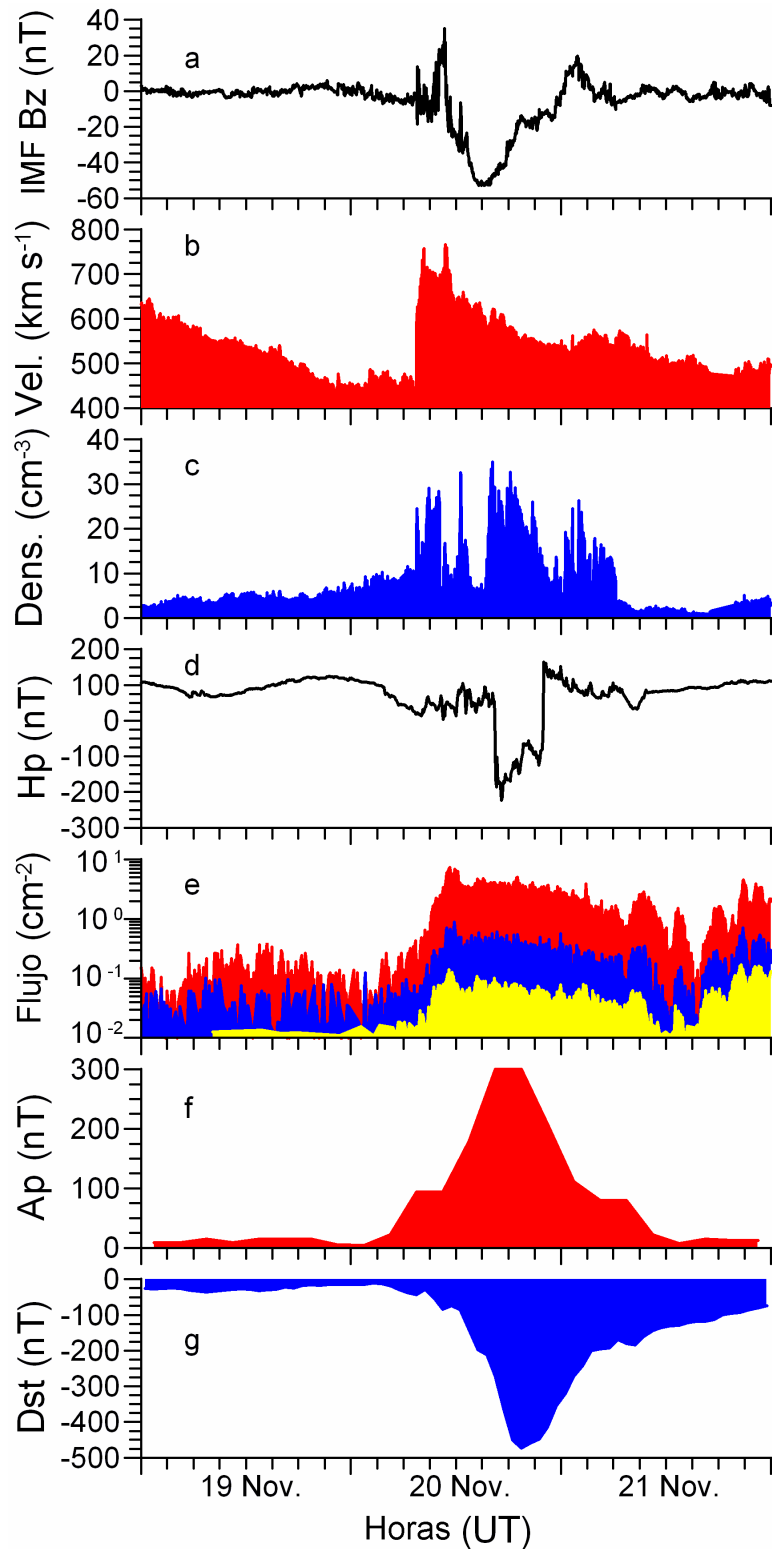


Figura B1.1. Condiciones helio-geofísicas del 19 al 21 de Noviembre 2003. Los paneles (a), (b) y (c) muestran las condiciones del viento solar medido por el satélite ACE: IMF Bz, velocidad y densidad del viento solar respectivamente. Los paneles (d) y (e) muestran  $H_p$  y el flujo de protones respectivamente medidos por el satélite GOES-10. En rojo los protones de energía entre 4-9 MeV, en azul los protones de 9-15 MeV y en amarillo los protones de 15-40 MeV. Los paneles (f) y (g) muestran los índices de actividad magnéticos  $A_p$  y  $Dst$  respectivamente.

## B1.2. Efectos en la estructura vertical de la ionosfera

Los efectos de la tormenta geomagnética del 20 de Noviembre de 2003 en la estructura vertical de la ionosfera fueron distintos para diferentes estaciones Europeas. Los ionogramas de la estación de Chilton (Figura B1.2) muestran una disminución de la frecuencia crítica de la capa F2,  $f_oF2$ , (efecto negativo) y un aumento de la altura del máximo de densidad,  $h_mF2$ , después de las 15:00 UT comparando con un día de calma magnética.

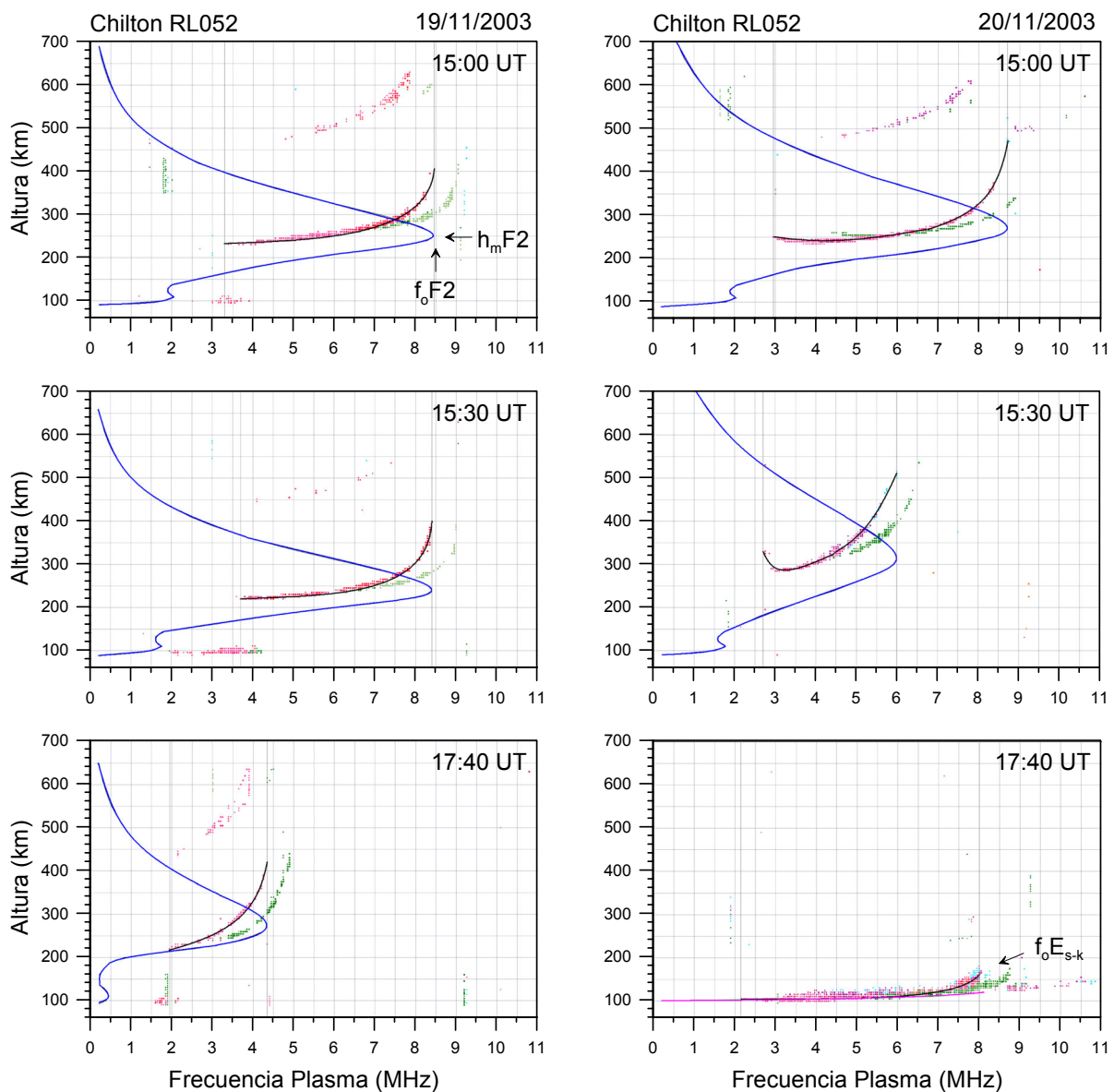


Figura B1.2. Ionogramas de la estación de Chilton en las horas indicadas. Los ionogramas de la izquierda corresponden al 19 de Noviembre de 2003 considerado como referencia de día tranquilo y los ionogramas de la derecha corresponden al 20 de Noviembre de 2003. La línea azul corresponde al perfil en altura real de la densidad electrónica. La línea roja es la contribución de la capa E esporádica anómala.

A las 16:40, se observa una capa E esporádica<sup>7</sup> a 110 km de altura con una densidad electrónica mucho mayor que la típica de una capa E esporádica en días tranquilos. Esta capa esporádica anómala presenta una forma plana que va aumentando lentamente en altura a medida que crece la frecuencia y cerca de la frecuencia crítica se extiende hacia alturas superiores. Esta capa E esporádica anómala se observó durante varias horas, hasta las 22:30 UT aproximadamente, mostrando una extensión en altura de hasta varios cientos de kilómetros. Esta capa E esporádica anómala produjo la absorción de las ondas electromagnéticas a bajas alturas y no permitió observar la evolución de las capas superiores. La Figura B1.3 muestra la evolución de la capa E esporádica anómala en los ionogramas de la estación de Chilton.

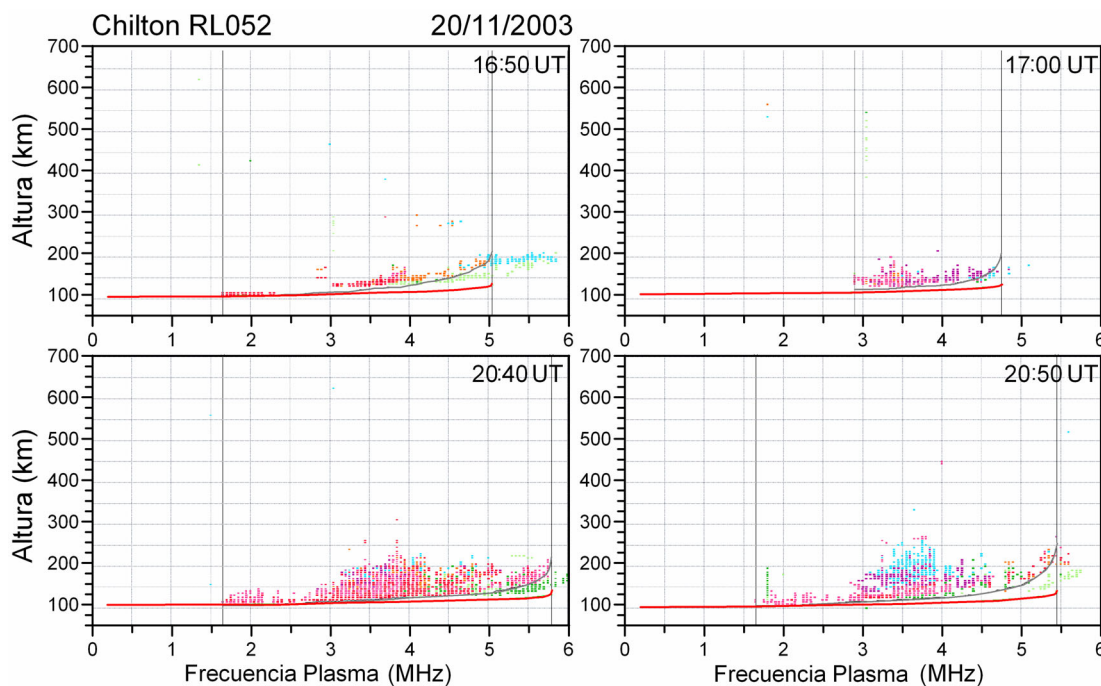


Figura B1.3. Ionogramas de la estación de Chilton a las horas indicadas mostrando la evolución de la capa E esporádica anómala.

Los ionogramas de la estación de Pruhonice mostraron efectos similares a los de la estación de Chilton. La frecuencia crítica de la capa F2,  $foF2$ , empezó a disminuir respecto un día tranquilo a partir de las 15:20 UT (efecto negativo) a medida que la altura del máximo de ionización,  $hmF2$ , aumentaba (Figura B1.4).

<sup>7</sup> En los ionogramas, la capa Es se observa como un eco a la misma altitud que la capa E regular pero se extiende a una frecuencia mayor. En algunas ocasiones la capa Es es opaca y tapa las capas por encima.

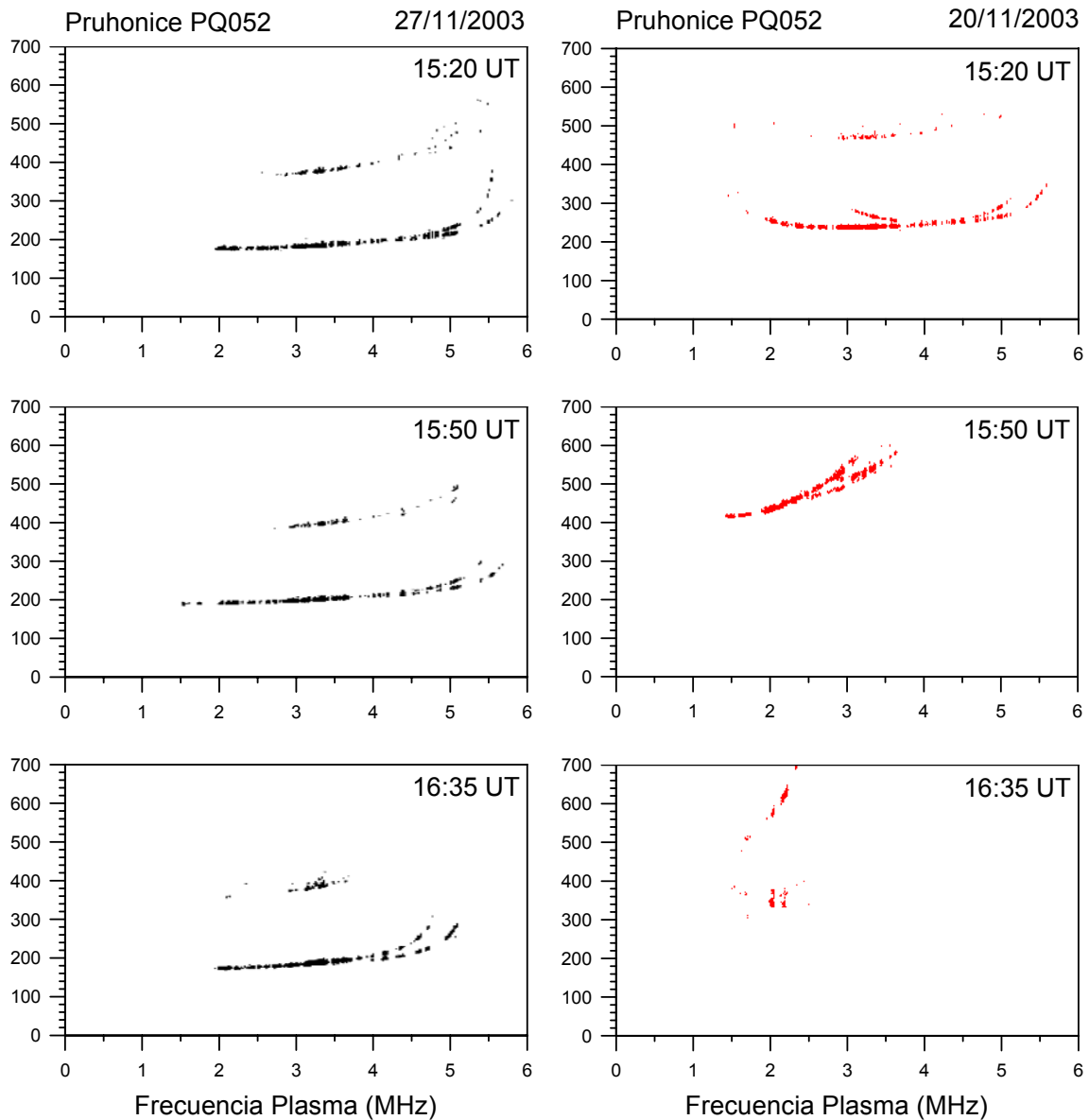


Figura B1.4. Ionogramas de Pruhonice a las horas indicadas. Los ionogramas de la izquierda corresponden al 27 de Noviembre de 2003 (día tranquilo del mes) y los ionogramas de la derecha corresponden al 20 de Noviembre de 2003.

A las 16:55 UT se formó una capa E esporádica significativamente más gruesa que una capa E esporádica de un día tranquilo. Esta capa esporádica anómala se observó a alturas superiores a las de Chilton (entre 120 a 150 km) y también ocultó los efectos de la tormenta geomagnética a las capas superiores hasta medianoche. La Figura B1.5 muestra la evolución de la capa E esporádica anómala en los ionogramas de la estación de Pruhonice.

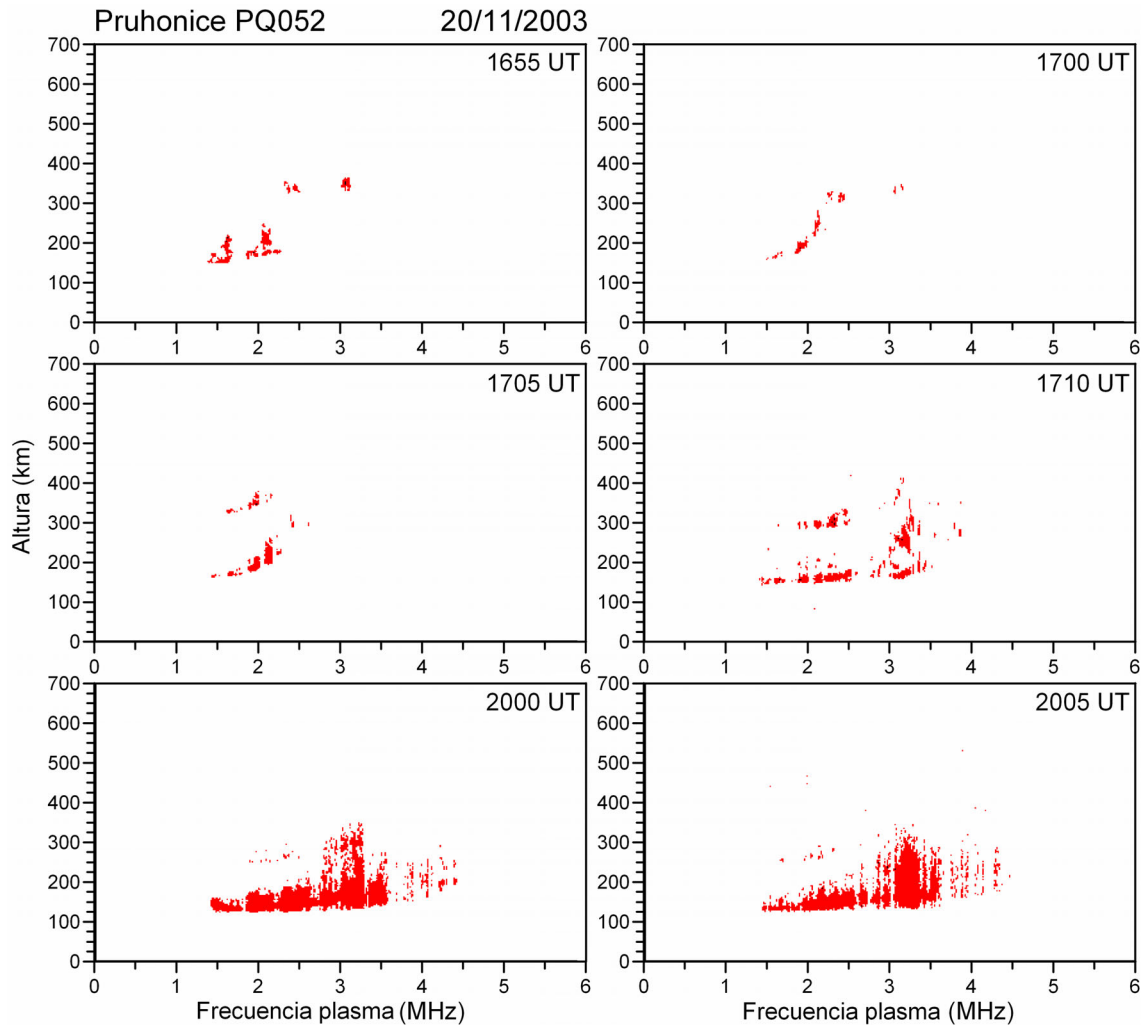


Figura B1.5. Ionogramas de la estación de Chilton a las horas indicadas mostrando la evolución de la capa E esporádica anómala.

Los ionogramas de la estación de El Arenosillo mostraron efectos diferentes a las estaciones anteriores (Figura B1.6). Se observa un claro aumento de la frecuencia crítica de la capa F2,  $foF2$  (efecto positivo) y de la altura del máximo de ionización,  $hmF2$ , desde las 18:00 UT a las 23:00 UT. Los ionogramas registrados muestran ecos correspondientes a la capa F provenientes de un amplio rango de alturas. Este fenómeno es conocido en la literatura como “*range Spread F*” y está asociado a eventos electrodinámicos intensos y/o a irregularidades con fuertes gradientes de densidad electrónica (Bowman, 1990; Kelley and Fukao, 1991; Miller et al., 1997) (Figura B1.6 – 19:00 UT). Los ionogramas de esta estación también muestran la formación de una capa E esporádica anómala aunque con una menor densidad electrónica que en las estaciones anteriores por lo que no llegó a ocultar las capas superiores. Esta capa esporádica anómala se observó durante 3 horas (de 18:00 UT hasta 20:00

UT) situándose a una mayor altitud que una capa E esporádica regular. Se observa que la traza de esta capa presenta un rápido ascenso hacia alturas superiores cuando llega a las inmediaciones de la frecuencia crítica.

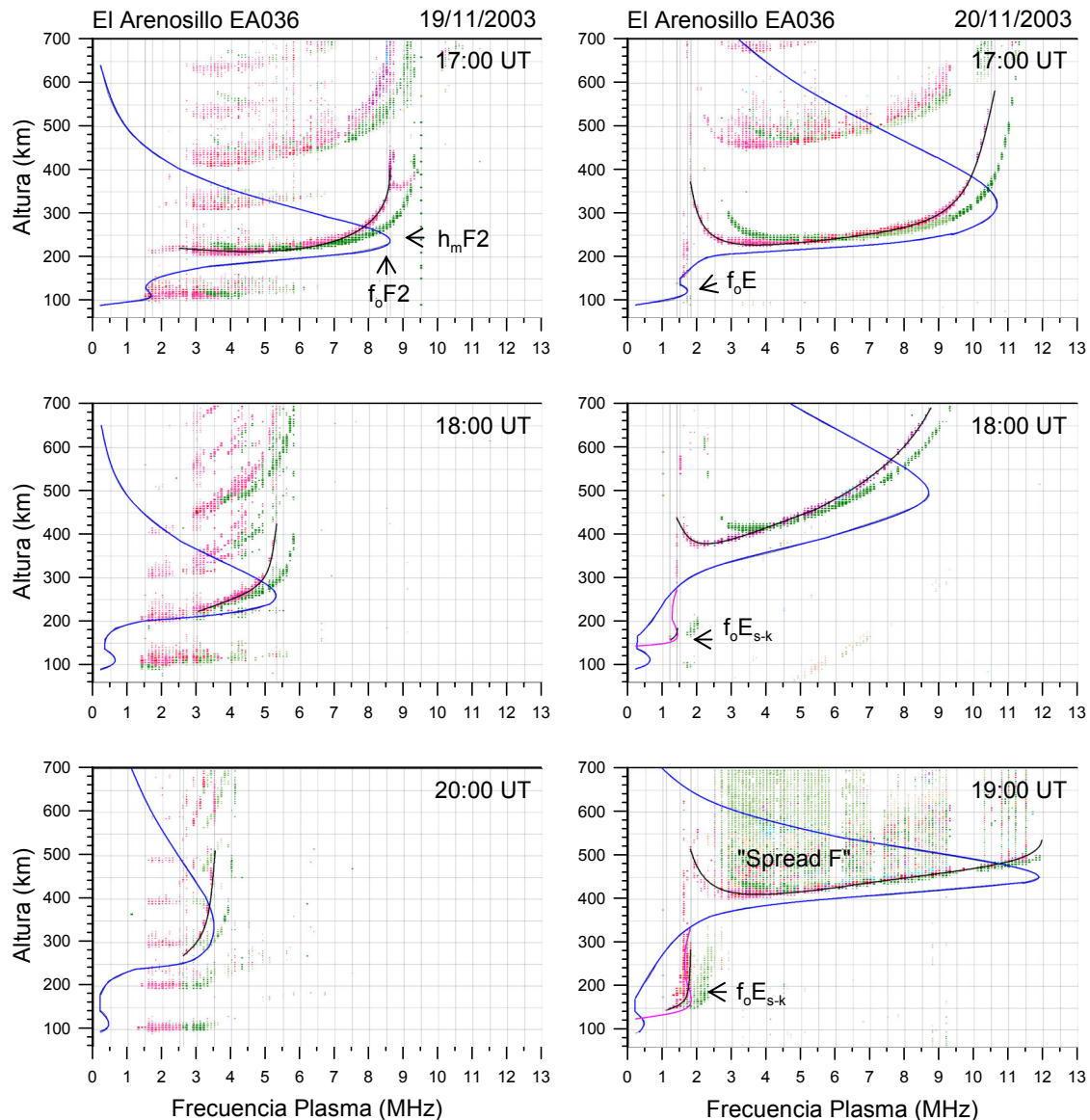


Figura B1.6. Ionogramas de la estación de El Arenosillo a las horas indicadas. Los ionogramas de la izquierda corresponden al 19 de Noviembre de 2003 considerado como referencia de día tranquilo y los ionogramas de la derecha corresponden al 20 de Noviembre de 2003. La línea azul corresponde al perfil en altura real de la densidad electrónica. La línea roja es la contribución de la capa E esporádica anómala.

Según el manual de interpretación de escalado de ionogramas UAG23A del Centro Mundial de Datos A (1978) y su edición revisada (1986), la capa E esporádica anómala observada en los ionogramas de Pruhonice antes de las 20:00 UT (Figura B1.5) y la capa E esporádica anómala observada en los ionogramas de El Arenosillo (Figura B1.6) se clasifican como capa esporádica

del tipo  $k$ , también llamada 'capa Es de partículas' (panel superior Figura B1.7). La capa E esporádica de partículas ( $Es-k$ ) es una capa ancha producida por la precipitación de partículas energéticas con una altura virtual mayor que una capa esporádica normal (hasta 170 km). Normalmente se observa por la noche mezclada con una esporádica de tipo  $r$  o de tipo  $a$  a latitudes altas. La capa esporádica anómala observada en los ionogramas de Chilton antes de las 20:00 UT (Figura B1.2 y Figura B1.3) se clasifica como capa E esporádica de tipo  $r$  según el manual de interpretación (panel central Figura B1.7). Una capa de este tipo se observa a alturas virtuales inferiores que la capa esporádica de tipo  $k$ , tiene una mayor densidad electrónica y muestra un aumento en la altura cerca de la frecuencia crítica. Normalmente, la frecuencia crítica de la capa  $Es-r$  es mayor que la frecuencia mínima de la capa F, produciendo una ocultación parcial o total de las capas superiores. Si la frecuencia crítica de la capa  $Es-r$  es inferior a la frecuencia mínima de la capa F, la capa esporádica se clasifica como una capa  $Es-k$ . Por lo tanto también puede ser interpretado que la capa  $Es-k$  (capa esporádica de partículas) está ocultada por la capa  $Es-r$ . La capa esporádica anómala observada en los ionogramas de Chilton y Pruhonice después de las 20:00 UT (Figura B1.3 y Figura B1.5) se clasifica como una capa E esporádica auroral (tipo  $a$ ) según el manual de escalado de ionogramas (panel inferior Figura B1.7) junto con una esporádica de tipo  $r$ .

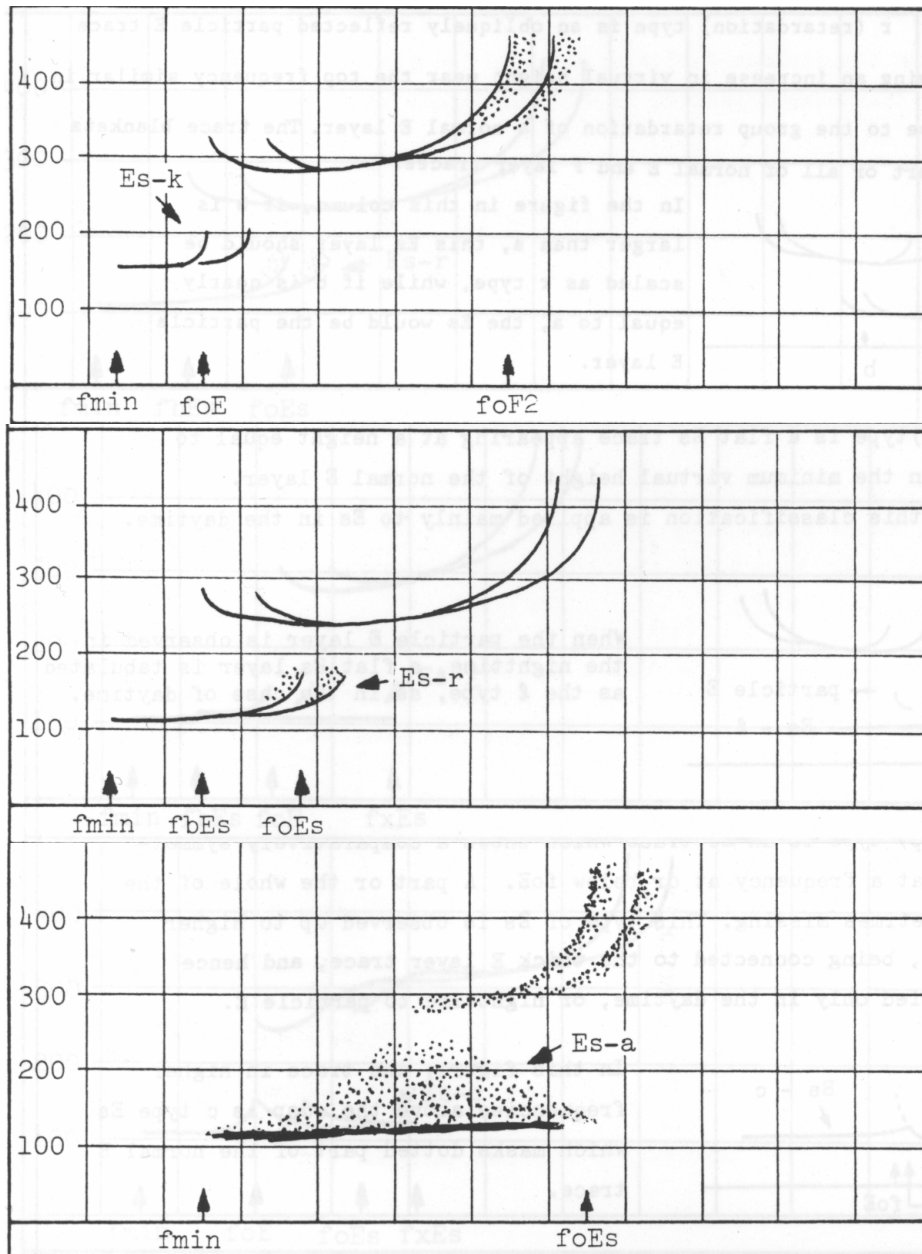


Figura B1.7. Ejemplos de capas esporádicas. Panel superior: Capa esporádica tipo *k*. Panel central: Capa esporádica tipo *r*. Panel inferior: Capa esporádica tipo *a*. Figuras obtenidas de la edición revisada del manual de escalado de ionogramas UAG23A del Centro Mundial de Datos A (1986). El eje X corresponde a frecuencia y el eje Y corresponde a la altura virtual a la que se refleja la onda electromagnética.

La manifestación de estas capas esporádicas no es habitual en latitudes medias. Normalmente se observan en zonas aurales durante perturbaciones geomagnéticas (King, 1962). Únicamente se pueden observar en latitudes medias coincidiendo con periodos de gran actividad auroral (Brown and Wynne, 1967). El fenómeno de estas capas esporádicas se atribuye a la precipitación de partículas energéticas que tuvo lugar durante la supertormenta del 20 de Noviembre de 2003 a latitudes más bajas de lo habitual.



La presencia de estas capas esporádicas produjo el ocultamiento de las capas superiores en algunas estaciones dificultando seguir la evolución de la estructura vertical de la ionosfera utilizando datos de ionosonda. La Figura B1.8 muestra en detalle este efecto para la estación de Chilton. Esta figura muestra la evolución de la frecuencia del plasma en función del tiempo y de la altura para las estaciones de Chilton y El Arenosillo para el día 20 de Noviembre de 2003 (derecha Figura B1.8) y se compara con los valores de un día tranquilo, el 19 de Noviembre de 2003 (izquierda Figura B1.8). Se puede observar claramente que la capa esporádica anómala oculta la información de la región F en los ionogramas de Chilton desde las 16:50 UT hasta 22:30 UT aproximadamente. Previo a esta ocultación sólo se puede destacar un aumento de la densidad electrónica cerca de mediodía. Sin embargo, la capa esporádica de partículas que se observa en los ionogramas de El Arenosillo no oculta las capas superiores. Comparando con un día tranquilo, se puede observar que la variación diurna del 20 de Noviembre de 2003 en la estación de El Arenosillo es parecida a la observada para un día tranquilo hasta primeras horas de la tarde excepto por un aumento significativo de la densidad electrónica al mediodía y una extensión de la capa F hacia alturas superiores poco después del inicio de la tormenta geomagnética. A partir de las 18:00 UT se observa una elevación de la capa F a alturas superiores y un aumento muy significativo de la densidad electrónica (de un factor entre 3 y 4).

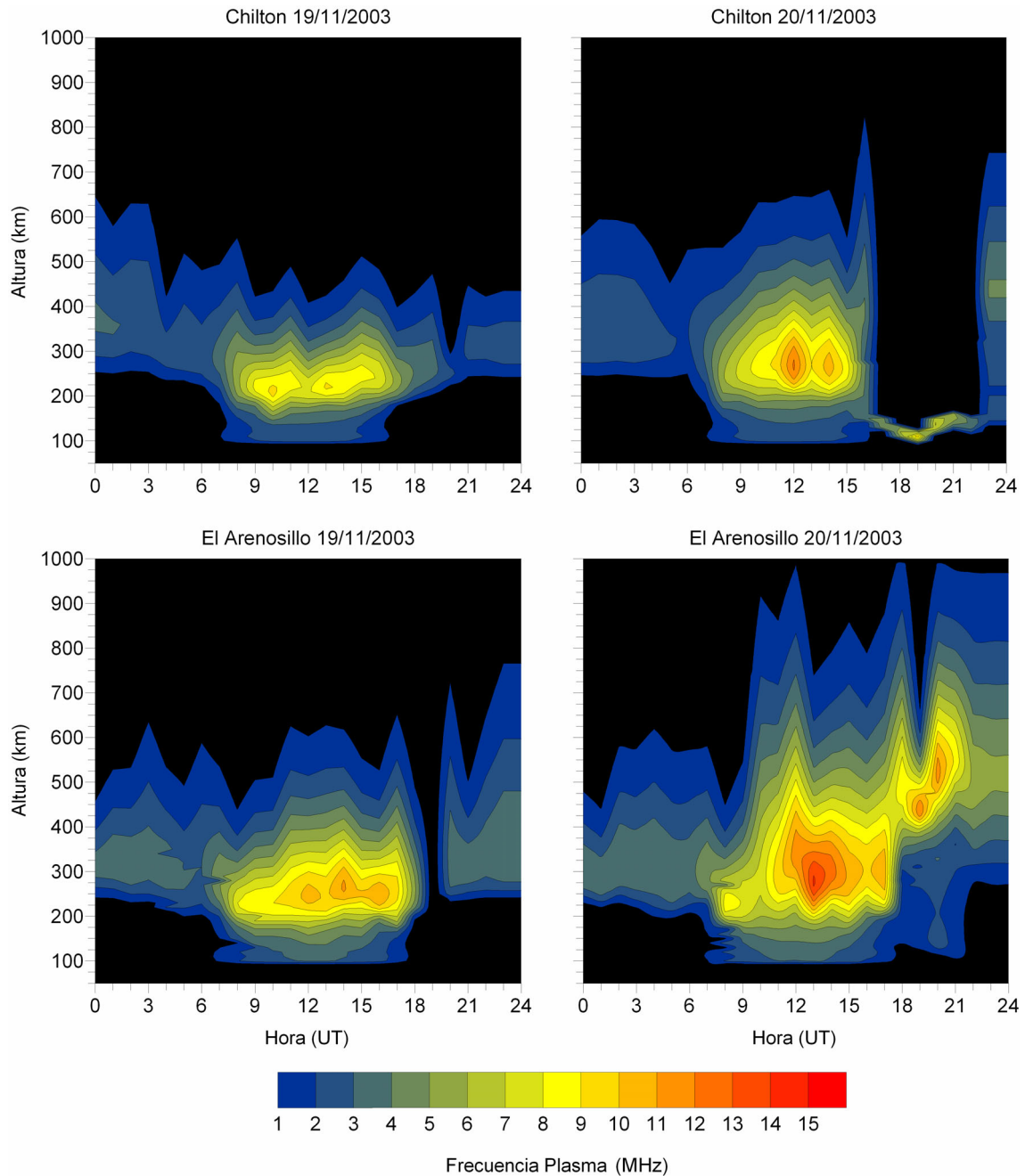


Figura B1.8. Variación de la frecuencia del plasma en tiempo y altura para las estaciones de Chilton (arriba) y El Arenosillo (abajo) para los días indicados.

### B1.3. Efectos en la densidad electrónica

La ocultación de las capas superiores por la capa E esporádica anómala hace difícil observar el efecto de la tormenta geomagnética en la densidad electrónica a partir de los datos de ionosonda (Figura B1.8). Para ello se han utilizado los datos de VTEC obtenidos a partir de la red de estaciones receptoras de GPS. Con esta técnica se obtiene una buena información del contenido total de

electrones hasta una altura de 20000 km con un error de pocos TECUs<sup>8</sup> (Hernandez-Pajares et al., 1999). A partir de los datos de 928 estaciones receptoras de GPS, el grupo de Astronomía y Geomática de la Universidad Politécnica de Cataluña ha elaborado y proporcionado una serie de mapas globales del Hemisferio Norte con una resolución temporal de 10 minutos del VTEC para poder analizar su evolución durante la tormenta geomagnética (Blanch et al., 2005). Los efectos producidos en la densidad electrónica sobre el sector europeo fueron muy significativos. La Figura B1.9 muestra algunos de los mapas globales de VTEC durante el 20 de Noviembre de 2003 en el sector Euro-Asiático. Las regiones grises son regiones en las que no hay receptores GPS y no se puede calcular el VTEC. El mapa (a) de la Figura B1.9 muestra que en condiciones tranquilas los valores más bajos del VTEC se observan durante la noche y a latitudes altas. Los efectos en el VTEC empiezan al inicio de la fase principal de la tormenta (mapa (b) – Figura B1.9). Se observa que el VTEC aumenta significativamente en la zona del óvalo auroral hasta una latitud geográfica de 60° N. Los mapas siguientes, desde las 18:00 UT hasta las 21:00 UT, muestran la existencia de un delgado cinturón latitudinal entre 55° N y 45° N con valores del VTEC inferiores a aquellos de latitudes más altas, extendiéndose en el sector de longitud de 350° - 30° E, siendo más ancho en el sector de longitud de 50° - 120° E. Además, se observa un aumento del VTEC en el cinturón latitudinal entre 45° N y 30° N durante las horas de la tarde del 20 de Noviembre de 2003 en el sector de longitud 330° - 60° E aproximadamente. Estos efectos no pudieron ser observados con datos de ionosonda debido a la ocultación de las capas superiores por la capa E esporádica anómala en las estaciones de Chilton y Pruhonice. Estas estaciones se encuentran dentro del rango de latitudes en el que se observa una disminución del VTEC respecto a un día tranquilo. De hecho, observando los ionogramas de Chilton (Figura B1.2) se puede apreciar que antes de que la capa Es oculte las capas altas,  $foF2$  experimenta una reducción considerable con respecto un día tranquilo. El mismo comportamiento se observa en los ionogramas de Pruhonice (Figura B1.4).

---

<sup>8</sup> TECU es la unidad de medida del TEC (contenido total de electrones). 1 TECU =  $10E^{+16}$  electrones por metro cuadrado.

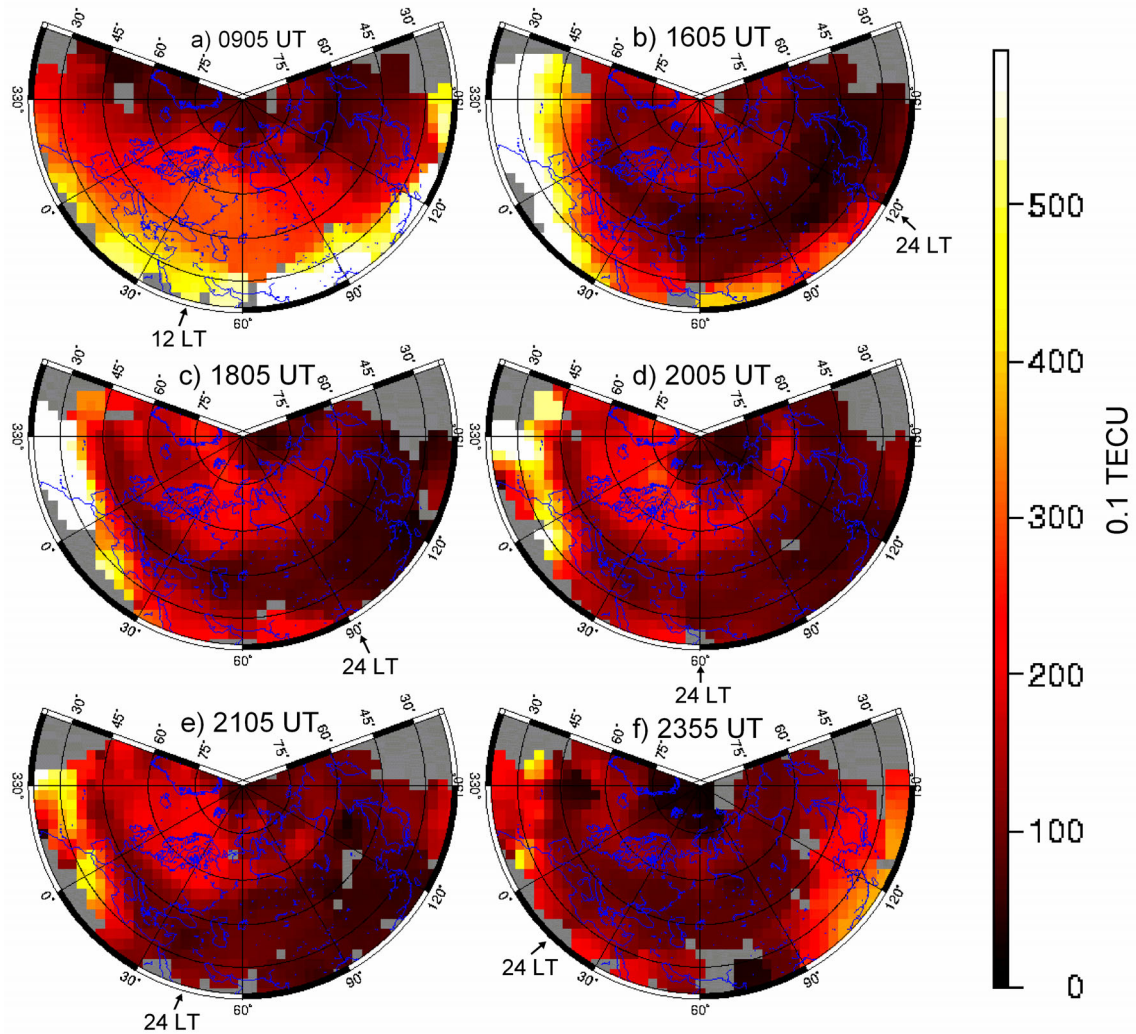


Figura B1.9. Mapas de la evolución del VTEC durante el 20 de Noviembre de 2003 en el sector Euro-Asiático. Las regiones grises son regiones en las que no hay receptores GPS y no se puede calcular el VTEC. El mapa (a) corresponde aproximadamente al inicio de la tormenta. El mapa (b) corresponde al inicio de la fase principal. Los mapas (c), (d) y (e) corresponden a la fase principal. El mapa (f) corresponde a la fase de recuperación de la tormenta.

El análisis simultáneo de los datos de ionosonda (Figuras B1.2, B1.4 y B1.6) con los mapas de VTEC (Figura B1.9) confirma que la tormenta del 20 de Noviembre de 2003 provocó una disminución de la densidad electrónica en un cinturón de latitud entre  $55^{\circ}$  N y  $45^{\circ}$  N y un aumento de la densidad electrónica entre  $45^{\circ}$  N y  $30^{\circ}$  N en el sector Europeo durante la fase principal de la tormenta. Además, los mapas de VTEC de la Figura B1.9 muestran un aumento en la densidad electrónica en la zona auroral y una expansión del óvalo auroral de  $60^{\circ}$  N a las 16:05 UT a  $45^{\circ}$  N a las 21:05 UT en el sector Europeo.

**B1.4. Discusión de los resultados. Identificación de mecanismos físicos.**

La tormenta geomagnética del 20 de Noviembre de 2003 provocó importantes efectos en la ionosfera. El uso simultáneo de registros de ionosonda y mapas de VTEC han permitido analizar con detalle estos efectos en la estructura vertical de la ionosfera y en la densidad electrónica y permitirán proponer los mecanismos físicos responsables de dicho comportamiento. Los efectos más significativos que se han observado son:

1. Generación de capa E esporádica anómala formada por la precipitación de partículas energéticas. Normalmente la generación de este tipo de capa esporádica se produce a latitudes moderadamente altas ( $78^{\circ}$  N –  $68^{\circ}$  N) y está relacionada con fenómenos del óvalo auroral (Thomas, 1962). Durante períodos de perturbación magnética, este fenómeno se puede observar a latitudes más bajas (Rishbeth and Garriot, 1969) debido a la expansión del óvalo auroral hacia latitudes menores. Los mapas de VTEC muestran una expansión del óvalo auroral hasta  $45^{\circ}$  N, lo que explicaría la aparición de la capa E esporádica anómala relacionada con la precipitación de partículas energéticas a latitudes medias como Chilton ( $51.5^{\circ}$  N latitud) y Pruhonice ( $50^{\circ}$  N latitud) e incluso en estaciones como El Arenosillo situada a  $37^{\circ}$  N de latitud donde nunca antes se había observado una capa esporádica de origen auroral. Este efecto da una idea de la magnitud de la tormenta.
2. Aumento de la altura del máximo de ionización, *hmF2*, en las tres estaciones durante la fase principal de la tormenta. Este efecto se ha podido observar con mejor detalle en la estación de El Arenosillo donde la capa esporádica anómala no ha ocultado las capas superiores. En esta estación, se ha podido observar que *hmF2* ha llegado a alturas de 500 km durante la tarde del 20 de Noviembre de 2003, permaneciendo elevada durante toda la noche. Según el modelo de tormenta de Prölss (1993), la inyección de energía que se produce en las zonas aurales durante una tormenta geomagnética genera una perturbación atmosférica en forma de pulso que viaja, de manera global, hacia latitudes medias. Esta perturbación lleva asociada un viento meridional que a latitudes medias eleva el plasma ionosférico a través de las líneas de campo

magnético (sección 4 de la Introducción). Este mecanismo físico explicaría el elevamiento de la altura de la ionosfera que se observa durante la tormenta geomagnética (Figura B1.8).

3. Variación de la densidad electrónica con respecto a un día tranquilo. Los ionogramas de Chilton y Pruhonice muestran una disminución de  $foF2$  (antes de la aparición de la capa E esporádica) indicando una disminución de la densidad electrónica (Figuras B1.2 y B1.4) mientras que los ionogramas de El Arenosillo muestran un aumento significativo de  $foF2$  y por lo tanto un efecto positivo en la densidad electrónica (Figura B1.6). Este comportamiento también se observa en los mapas de VTEC. Estos mapas muestran la generación de dos anillos latitudinales en el sector europeo durante la fase principal de la tormenta: uno entre las latitudes  $55^\circ$  N –  $45^\circ$  N en el que se observa un efecto negativo de la tormenta y un otro entre las latitudes  $45^\circ$  N –  $30^\circ$  N en el que ocurre un efecto positivo. Ello nos indica la presencia de fuertes gradientes de densidad electrónica sobre la región Europea. Según el modelo de Prölss (1993), la inyección de energía a latitudes altas durante una tormenta geomagnética produce un calentamiento en la alta ionosfera y, como consecuencia, una variación de la composición neutra. Se produce un aumento de la concentración de  $N_2$  y una disminución de la concentración de O, que se traduce un aumento de la tasa de recombinación de los electrones libres y por lo tanto genera una disminución de la densidad electrónica en la zona afectada. Esta zona de perturbación de la composición queda limitada a latitudes de  $60^\circ$  N en la zona de día pero se propaga a latitudes menores en la zona de noche favorecida por los vientos termosféricos de fondo (ver sección 4 de la Introducción). Los modelos de circulación general muestran cambios realistas en la composición neutra que justifican los efectos negativos (Fuller-Rowell et al., 1991). Además, modelos empíricos (Araujo-Pradere et al., 2004b) muestran la dependencia de la variación de  $foF2$  con la latitud, estación del año y actividad geomagnética. Estos modelos predicen efectos negativos en el rango de latitudes de  $80^\circ$  a  $40^\circ$  N durante el invierno y estaciones intermedias y un efecto positivo en el

rango de latitudes de 40° N a 20° N. El efecto negativo que se observa en el rango de 55° N a 45° N concuerda con lo esperado. Por lo tanto la variación en la composición neutra que se genera en la alta atmósfera (y su propagación a latitudes medias en el sector de noche) es el mecanismo físico responsable de la generación de los efectos negativos de la densidad electrónica observada en el cinturón de latitud de 55° N a 45° N durante la tormenta geomagnética del 20 de Noviembre de 2003. El efecto positivo observado en el rango de 45° N a 30° N concuerda con las predicciones de los modelos empíricos. Según el modelo de Prölss (1993), cuando el plasma ionosférico se mueve a alturas superiores debido al paso de una perturbación atmosférica, se produce un aumento de la densidad electrónica debido a un menor ritmo de recombinación en esa zona. Este aumento de la densidad electrónica es de poca duración y no suele observarse durante la noche debido a la falta de ionización. Sin embargo, el efecto positivo que se observa durante esta tormenta persiste durante un largo periodo de tiempo e incluso durante la noche, por lo que este mecanismo físico no sería el responsable del efecto positivo observado en el cinturón de latitud de 45° N a 30° N. Burns et al. (1995) demostraron que durante una tormenta geomagnética se produce un aumento significativo de la razón  $O/N_2$  en una región latitudinal limitada en el sector de tarde en invierno. Un mecanismo como éste produce una disminución de la tasa de recombinación en la región afectada de manera que genera un efecto positivo de larga duración. Este mecanismo físico podría ser el responsable del aumento de la densidad electrónica que se observa en el cinturón de latitudes de 45° N a 30° N en el sector europeo.

El objetivo de este primer capítulo era ilustrar cualitativamente los efectos más significativos que se producen en la ionosfera durante una tormenta geomagnética y discutir sobre los mecanismos físicos potenciales de estos efectos. Se ha observado la generación de una capa E esporádica de origen auroral, un aumento significativo de la altura del máximo de ionización y una variación de la densidad electrónica diferente según la latitud de la estación. El siguiente capítulo está enfocado a analizar con mayor detalle el efecto de las

tormentas geomagnéticas intensas a las características ionosféricas  $hmF2$  y  $foF2$  en latitudes medias utilizando un mayor número de estaciones.