



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

**ESTUDIO DEL ORIGEN E INFLUENCIA DE LAS
PERTURBACIONES EXTERNAS DEL CAMPO
GEOMAGNÉTICO A PARTIR DE MEDICIONES
EN OBSERVATORIOS Y SATÉLITES**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
INGENIERO GEOFÍSICO**

P R E S E N T A:

JUAN SEBASTIÁN CERVANTES VILLA



**DIRECTOR DE TESIS:
M.C. JUAN ESTEBAN HERNÁNDEZ QUINTERO
MÉXICO, DF JUNIO 2014**

*“Investigar es ver lo que todo el mundo ha visto, y pensar lo que nadie más
ha pensado.”*

Albert-Szent Györgi

“Lo más bello que podemos experimentar es el misterio de las cosas.”

Albert Einstein

“Una sucesión de pequeñas voluntades consigue un gran resultado.”

Charles Baudelaire

*“La alegría está en la lucha, en el esfuerzo, en el sufrimiento que supone la
lucha, y no en la victoria misma.”*

Mahatma Gandhi

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México, mi alma máter, por la oportunidad que me brindó para convertirme en ingeniero en esta etapa de mi formación académica y profesional. A la Facultad de Ingeniería, mi segundo hogar y a quien debo todo lo que soy. A todos los profesores, por ayudar a mi formación profesional y por las lecciones que aprendí de ellos durante los últimos cinco años. Al personal administrativo, por obsequiarme un poco de su valioso tiempo atendiendo mis necesidades. Al Instituto de Geofísica por el apoyo brindado en este esfuerzo formativo que le retribuiré con creces.

A mi familia, por todo el apoyo prestado y por sus consejos que han hecho evolucionar mi perspectiva de la vida. A mi hermana Fernanda y mi tío Alejandro, por su compañía y su ayuda. A mi madre, que es la persona que ha estado siempre, aunque lejos, a mi lado. Gracias por tu apoyo en todo momento de mi vida y por hacer todo para que lograra mis sueños. Jamás me alcanzará la vida para retribuirte todas las enseñanzas, los sacrificios y las horas de desvelo.

A mi tutor, M.C. Juan Esteban Hernández Quintero, por su firme apoyo y confianza en mi persona y mi trabajo. Gracias por no ser solamente un gran director de esta tesis, sino un amigo que me compartió infinidad de experiencias y que siempre creyó en mí. Gracias por tantas horas de pláticas constructivas, y por despertar y motivar mi pasión hacia la investigación. Le agradezco el entusiasmo con el que me recibió desde la primera vez y por acogerme en su grupo de trabajo. Gracias por apoyarme para asistir a la Asamblea Científica de la IAGA en 2013. Mantenga siempre su puerta abierta a aquellos que estén dispuestos a aprender.

A la Dra. Xóchitl Blanco Cano por enriquecer esta tesis con sus valiosas sugerencias. Gracias por sus sabios consejos y por su paciencia ante mis dudas. Sus contribuciones y críticas fueron indispensables para la realización de este trabajo.

A mis sinodales, en orden alfabético: Dra. Xóchitl Blanco Cano, M.C. Gerardo Cifuentes Nava, M.C. Juan Esteban Hernández Quintero, Dra. Blanca Emma Mendoza Ortega y M.C. Mauricio Nava Flores, por sus atinados comentarios y su seguimiento a esta tesis. Gracias por darme la oportunidad y por el tiempo que dedicaron a revisar este trabajo. Les dedico cada una de estas páginas.

A mis amigos y compañeros de carrera, sin excluir a ninguno, pero en especial a Jorge, Fer, Carlos, Eunice, Fernando, Oscar, Ricardo y Paco. Gracias por su amistad que no tiene precio y por pasar a mi lado los momentos de mi vida universitaria. A Biviana, por abrirme tu hogar y sentirme como si estuviera en mi propia familia. A Aline, Paulina y Palmira, que en las circunstancias difíciles estuvieron para ayudarme. A Luz, Miguel y Juan Carlos, por su humor y por contagiarme de alegría. Gracias a todos por acompañarme en este camino de aprendizaje y conocimientos. He disfrutado con ustedes mis horas dentro y fuera del salón de clase. Les deseo mucho éxito, sé que lo tendrán.

A Thalia, Belén, Memo y Alan, por todo lo que vivimos y por enseñarme diferentes maneras de ver y disfrutar la vida. Les agradezco hacerme partícipe de su trabajo. Sin ustedes, no hubiera sido lo mismo. Gracias por ser ejemplos de superación y entrega, por apoyarme, alentarme y estar siempre para mí. En todos ustedes hay una persona muy especial.

A mis viejos compañeros de la preparatoria, Esteban, Nancy y Rebeca, por la desinteresada amistad que me han brindado desde que nos conocemos y por no permitir que la distancia entre nosotros rompa ese lazo que existe.

A Ivonne, Laura, Youssef, Raquel y Sergio por su calidad humana. Gracias por recibirme como parte de su hogar. Les agradezco sus consejos, sus ánimos constantes y por brindarme la fuerza para continuar. Tienen mi más sincera gratitud por todo.

A la Dra. Graciela Raga y la Dra. Beata Kucienska por aceptarme en su grupo de investigación del Centro de Ciencias de la Atmósfera, por formarme como profesional durante tres años y por motivar mi labor investigadora. A mis compañeros de cubículo, Lulú, Adolfo y Jorge, con los que he trabajado codo a codo, por sus consejos y los momentos agradables que hemos pasado.

A Delia y Khalid, por abrirme una ventana al fascinante mundo de la cultura árabe; y a Francisco y Malin, por sus interesantes clases de la lengua sueca. Admiro su labor docente y su calidad humana.

A las Fundaciones Telmex y Pro-Ciencias de la Tierra, por reconocer mi desarrollo académico y por otorgarme una beca mensual, que me permitió concentrar mis esfuerzos en concluir mis estudios.

Al Servicio Magnético, a la red global Intermagnet, al Servicio Internacional de Índices Geomagnéticos, al Centro Mundial de Datos de Geomagnetismo y al Servicio OMNIWeb, por el libre acceso a sus bases de datos, esenciales para el desarrollo de este proyecto.

A todos aquellos que por descuido no han sido incluidos y me brindaron su apoyo, mis más sinceras disculpas y mis agradecimientos por lo que he recibido de ustedes.

CONTENIDO

FIGURAS	ii
TABLAS	v
RESUMEN	vii
ABSTRACT	viii
1. INTRODUCCIÓN.....	1
2. SISTEMA SOLAR-TERRESTRE.....	3
2.1 Campo geomagnético	3
2.2 El Sol.....	14
2.3 Campo magnético interplanetario	18
2.4 Magnetosfera	20
2.5 Ionosfera	23
2.6 Campos magnéticos y magnetosferas planetarias.....	26
3. ESTADOS PERTURBADOS ASOCIADOS A LA ACTIVIDAD SOLAR Y AL CAMPO GEOMAGNÉTICO	28
3.1 Perturbaciones solares.....	28
3.2 Sistemas de corrientes magnetosféricas y ionosféricas	30
3.3 Variaciones externas irregulares del campo geomagnético	37
3.4 Índices solares, ionosféricos y geomagnéticos	42
4. SELECCIÓN, ANÁLISIS Y CORRELACIÓN DE DATOS DE OBSERVATORIOS GEOMAGNÉTICOS Y MEDICIONES SATELITALES.....	48
4.1 Metodología general	48
4.2 Análisis de datos de observatorios geomagnéticos	48
4.3 Análisis de mediciones satelitales.....	63
5. ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS	66
5.1 Datos de observatorios geomagnéticos	66
5.2 Mediciones satelitales	97
6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	114
REFERENCIAS	117

FIGURAS

CAPÍTULO 2. Sistema solar-terrestre

- Figura 2.1** Dipolo magnético centrado en un círculo que representa la Tierra con los polos geográficos y geomagnéticos correspondientes. 3
- Figura 2.2** Los elementos del vector de campo geomagnético referido a un punto sobre la superficie terrestre. 4
- Figura 2.3** Variación latitudinal de Sq para los elementos magnéticos H , D y Z , como se observan en los observatorios magnéticos indicados. 8
- Figura 2.4** Red global de observatorios geomagnéticos a inicios de 2010. 9
- Figura 2.5** Principales regiones del Sol. 14
- Figura 2.6** El panel superior muestra el Diagrama de Mariposa de Maunder indicando la deriva latitudinal de las manchas desde 1875 hasta 2003. El panel inferior muestra el área promedio diaria de manchas solares durante este período. 17
- Figura 2.7** Sección transversal de la magnetosfera terrestre. Interacción del viento solar con el campo geomagnético y regiones de plasma dentro de la magnetosfera. 21
- Figura 2.8** Estructura vertical de la ionosfera terrestre. 24

CAPÍTULO 3. Estados perturbados asociados a la actividad solar y al campo geomagnético

- Figura 3.1** Esquema de la magnetosfera terrestre que muestra los planos ecuatoriales y meridionales. 30
- Figura 3.2** Sistema de corriente Sq , visto en el lado día. 31
- Figura 3.3** Ubicación latitudinal del electrojet ecuatorial. 31
- Figura 3.4** Trayectorias de partículas atrapadas en líneas de campo cerradas. 32
- Figura 3.5** Convección en la magnetosfera abierta por reconexión. 34
- Figura 3.6** Corrientes dominantes de latitudes bajas y altas, asociadas con la ionosfera terrestre. 36
- Figura 3.7** Cuña de corriente de altas latitudes. 37
- Figura 3.8** Variación de la componente horizontal H del campo geomagnético en los cuatro observatorios indicados. 39
- Figura 3.9** Distribución de observatorios Kp . 44
- Figura 3.10** Distribución de observatorios Km . 44

Figura 3.11 Distribución de observatorios <i>Dst</i> .	46
Figura 3.12 Perfiles típicos de <i>Dst</i> durante una tormenta magnética en el máximo y mínimo de actividad solar.	46
 CAPÍTULO 4. Selección, análisis y correlación de datos de observatorios geomagnéticos y mediciones satelitales	
Figura 4.1 Distribución global de observatorios seleccionados para el presente estudio.	49
Figura 4.2 Progresión del número de manchas solares, datos observados hasta noviembre de 2013.	51
Figura 4.3 Formato del archivo <i>tuc20060113.min</i> .	53
 CAPÍTULO 5. Análisis y discusión de resultados	
Figura 5.1 Formato de los archivos mensuales del índice <i>Dst</i> .	70
Figura 5.2 Igual a figura 5.1, para el índice <i>Kp</i> .	71
Figura 5.3 Igual a figura 5.1, para el índice <i>Km</i> .	73
Figura 5.4 Diagramas de dispersión de los índices <i>Kp</i> y <i>Km</i> .	75
Figura 5.5 Magnetogramas de las componentes <i>H</i> , <i>D</i> y <i>Z</i> de la tormenta S1.	77
Figura 5.6 Espectros de amplitud de <i>H</i> , <i>D</i> y <i>Z</i> del 1 de marzo de 2001, para los observatorios de Yellowknife, Tucson y Vassouras.	79
Figura 5.7 Series de tiempo de coeficientes de correlación <i>Dst/Kp</i> y <i>Dst/Km</i> ; de datos trihorarios de <i>Dst</i> ; y gráfica de barras del índice <i>Kp</i> , para la tormenta S1.	79
Figura 5.8 Igual a figura 5.5, para las tormentas I1/I2.	81
Figura 5.9 Espectros de amplitud de <i>H</i> , <i>D</i> y <i>Z</i> del 27 de julio de 2004, para los observatorios de Tucson, Teoloyucan y Vassouras.	83
Figura 5.10 Igual a figura 5.7, para las tormentas I1/I2.	84
Figura 5.11 Igual a figura 5.5, para la tormenta M2.	85
Figura 5.12 Espectros de amplitud de <i>H</i> , <i>D</i> y <i>Z</i> del 14 de abril de 2006, para los observatorios de Yellowknife, Huancayo y Trelew.	87
Figura 5.13 Igual a figura 5.7, para la tormenta M2.	88
Figura 5.14 Mediciones de B_z , v y n promediadas a 20 minutos y de valores horarios de <i>Dst</i> para las supertormentas	99
Figura 5.15 Igual a figura 5.14, para las tormentas intensas.	101

Figura 5.16 Igual a figura 5.14, para las tormentas moderadas.	102
Figura 5.17 Igual a figura 5.14, para las tormentas débiles.	103
Figura 5.18 Igual a figura 5.14, para las perturbaciones muy débiles.	104
Figura 5.19 Correlación entre Dst mínimo y parámetros interplanetarios: B_z mínimo (B_s), velocidad máxima del viento solar (v) y densidad máxima del viento solar (n).	105
Figura 5.20 Correlación entre Dst mínimo, vB_z y duración (Δt) de la tormenta geomagnética.	108
Figura 5.21 Gráficas del máximo y fase descendente del ciclo solar 23 y fase ascendente del ciclo 24. Cada panel representa la distribución de $Dst_{mín}$, $B_{z,mín}$, $v_{máx}$ y $n_{máx}$ de las perturbaciones seleccionadas.	111

TABLAS

CAPÍTULO 2. Sistema solar-terrestre

Tabla 2.1 Misiones satelitales de gran precisión para el monitoreo y la medición del campo geomagnético. **12**

Tabla 2.2 Esquema de clasificación de magnetosferas planetarias y de satélites. **26**

CAPÍTULO 3. Estados perturbados asociados a la actividad solar y al campo geomagnético

Tabla 3.1 Períodos y amplitudes promedio de varios fenómenos geomagnéticos observados en latitudes medias. **41**

Tabla 3.2 Límites de clases para los índices K en el observatorio de Niemegk. **43**

Tabla 3.3 Resumen del sistema de corriente al que se asocia y el fenómeno geomagnético que representa cada índice geomagnético. **47**

CAPÍTULO 4. Selección, análisis y correlación de datos de observatorios geomagnéticos y mediciones satelitales

Tabla 4.1 Selección, ubicación geográfica y distribución latitudinal de observatorios. **50**

Tabla 4.2 Orden y selección de los eventos más perturbados del período 2000-2012. **55**

Tabla 4.3 Orden y selección de los eventos menos perturbados del período 2000-2012. **56**

Tabla 4.4 Clasificación de tormentas geomagnéticas según Dst mínimo. **57**

Tabla 4.5 Selección final de eventos. **58**

Tabla 4.6 Número de eventos por observatorio utilizados en este trabajo según su completitud. **60**

Tabla 4.7 Componentes espectrales (armónicos), frecuencia, período y fenómenos geomagnéticos asociados a cada una. **61**

CAPÍTULO 5. Análisis y discusión de resultados

Tabla 5.1 Parámetros para el análisis de calidad del Observatorio de Yellowknife. **66**

Tabla 5.2 Igual a tabla 5.1, para el Observatorio de Tucson.	67
Tabla 5.3 Igual a tabla 5.1, para el Observatorio de Teoloyucan.	67
Tabla 5.4 Igual a tabla 5.1, para el Observatorio de Huancayo.	68
Tabla 5.5 Igual a tabla 5.1, para el Observatorio de Vassouras.	68
Tabla 5.6 Igual a tabla 5.1, para el Observatorio de Trelew	69
Tabla 5.7 Medidas del análisis estadístico del índice <i>Dst</i> para el período 2000 - 2012.	70
Tabla 5.8 Igual a tabla 5.7, para el índice <i>Kp</i> .	71
Tabla 5.9 Igual a tabla 5.7, para el índice <i>Km</i> .	73
Tabla 5.10 Tamaño de intervalos y coeficiente de correlación para el análisis <i>Kp/Km</i> .	74
Tabla 5.11 Promedios diarios de los índices <i>Dst</i> , <i>Kp</i> y <i>Km</i> durante la tormenta S1.	76
Tabla 5.12 Igual a tabla 5.11, para las tormentas I1/I2.	80
Tabla 5.13 Igual a tabla 5.11, para la tormenta M2.	84
Tabla 5.14 Coeficientes de correlación <i>Dst/Kp</i> y <i>Dst/Km</i> y tiempo de retraso correspondiente para cada perturbación.	89
Tabla 5.15 Descripción de las tormentas con $Dst_{\min} < -50$ nT: índices geomagnéticos y duración de cada fase.	92
Tabla 5.16 Contenido de energía de la componente horizontal para las tormentas con $Dst_{\min} < -50$ nT.	96
Tabla 5.17 Igual a tabla 5.16, para la declinación.	96
Tabla 5.18 Igual a tabla 5.16, para la componente vertical.	97
Tabla 5.19 Resumen de Dst_{\min} , parámetros interplanetarios ($B_{z\min}$, v_{\max} , n_{\max} , vB_z) y duración (Δt) de cada perturbación.	106
Tabla 5.20 Duración (Δt) de tormentas con $Dst_{\min} < -100$ nT y $B_s \geq 10$ nT; y de tormentas con $Dst_{\min} < -50$ nT y $B_s \geq 5$ nT.	109

RESUMEN

El campo geomagnético se extiende en el espacio y está confinado dentro de la magnetosfera, limitada por la magnetopausa. El viento solar no puede penetrar fácilmente dentro del campo geomagnético; sin embargo, es una de las fuentes de plasma en el interior de esta cavidad. En la magnetosfera y la ionosfera, los iones y los electrones no se encuentran inmóviles, sino que se mueven en distintas direcciones, creando corrientes eléctricas. Como resultado, existe una variedad de sistemas de corrientes, y por lo tanto, se producen perturbaciones del campo geomagnético. Los patrones de estas corrientes dependen, en gran medida, del estado variable del viento solar. Los efectos de estos sistemas son registrados por satélites ubicados en el medio interplanetario y mediante observatorios distribuidos en la superficie terrestre.

En este estudio, se utilizaron datos proporcionados por algunos observatorios geomagnéticos americanos, y junto con índices, registros en superficie y mediciones satelitales, se describió el origen de los campos magnéticos externos. Lo anterior se efectuó para diferentes niveles de perturbación de la magnetosfera (i.e. tormentas geomagnéticas) e intervalos de actividad solar. En consecuencia, se estableció un criterio para distinguir el origen de los estados perturbados. También se identificaron perturbaciones en magnetogramas, y éstas fueron interpretadas en términos de los sistemas de corriente los cuales se consideran que las producen.

Aunque las condiciones físicas de adquisición de los datos fueron muy diferentes, fue posible hacer una comparación razonable. Los resultados a partir los datos de observatorios indicaron que la componente horizontal fue la más susceptible a las variaciones externas del campo, tanto en el dominio temporal como en el de las frecuencias; y que las perturbaciones más intensas no fueron latitudinalmente simétricas. Por otro lado, la componente norte-sur del campo magnético interplanetario resultó ser el factor más importante en el desarrollo de tormentas geomagnéticas, particularmente en los intervalos de mayor intensidad. Además, las duraciones de las tormentas determinadas a partir de registros satelitales y de observatorios fueron diferentes. Se notó la falta de claridad para este último criterio y la dificultad para integrar los resultados de ambas fuentes.

ABSTRACT

The Earth's magnetic field reaches far above into the space and is confined within the magnetosphere, bounded by the magnetopause. The solar wind cannot easily penetrate the terrestrial magnetic field, even though it is one of the sources of the plasma in this cavity. In the magnetosphere, ions and electrons are not immobile, but rather move in different directions, creating electric currents. As a result, there are a variety of electric current systems inside the magnetosphere, and therefore, magnetic field disturbances are produced. The patterns of these currents depend mostly on the state of the changing solar wind. Effects of these systems are recorded by satellites located in the interplanetary medium and through observatories positioned on the Earth's surface.

In this study, we have used data supplied by some American magnetic observatories, and along with geomagnetic indices, ground recordings and satellite measurements, we have described the origin of the external magnetic fields. This was carried out for different levels of disturbance in the magnetosphere (i.e. geomagnetic storms) and solar activity intervals. Therefore, we have established a criterion for distinguishing the origin of the disturbed states. We have also identified magnetic disturbances in magnetograms and interpreted them in terms of the current systems considered to produce them.

Although the physical conditions of data acquisition were very different, it was possible to make a reasonable comparison. The results obtained from observatories data showed that the horizontal component was the most susceptible to the external field variations, in the temporal domain as well as in the frequency one; and that the most intense disturbances were not latitudinally symmetrical. Furthermore, it was found that the north-south component of the interplanetary magnetic field was the most important parameter in the development of geomagnetic storms, especially in the most intense ones. Besides, the durations of the storms obtained from satellite and observatory measurements were different. It was noticed the lack of clarity to define this last criterion and the difficulty to integrate the results from both sources.

1. INTRODUCCIÓN

En la actualidad, los datos que se obtienen en satélites, observatorios geomagnéticos y estaciones de repetición distribuidas en toda la superficie terrestre, se utilizan para realizar, principalmente, modelos del campo geomagnético de origen interno y de variación secular. Sin embargo, la influencia de las corrientes eléctricas originadas en la magnetosfera y la ionosfera ha sido pobremente analizada desde las estaciones terrestres. Además el campo geomagnético externo es menos fácilmente representado con modelos, y varía más rápidamente con el tiempo que el campo interno. El problema planteado consiste en describir y analizar la influencia de las fuentes de perturbación externas del campo geomagnético, a partir de datos de observatorios y de satélites.

El objetivo general que se buscó fue describir, en la medida que los datos lo permitieron, el origen de los campos magnéticos que se generan en el exterior del planeta. Los objetivos particulares que se persiguieron fueron los siguientes:

- Alcanzar el objetivo general, en distintas etapas de la actividad solar.
- Comparar ambos estados y establecer un criterio de discriminación del origen de los estados perturbados (v.g., mediante análisis de Fourier).
- Entender y explicar la influencia de la actividad geomagnética externa (relaciones Tierra-Sol), en función de su origen (Sol, ionosfera, magnetosfera).

En el marco teórico se sustentó el desarrollo de este proyecto. El capítulo “Sistema solar-terrestre” describe los elementos cuyas relaciones crean las propiedades magnéticas del exterior de la Tierra, y que son responsables de las perturbaciones del campo geomagnético: el Sol, el medio interplanetario, la magnetosfera y la ionosfera. El tercer capítulo, que se titula “Estados perturbados asociados a la actividad solar y al campo geomagnético”, presenta las conexiones mutuas entre las regiones que componen el sistema Sol-Tierra y los mecanismos mediante los cuales se transfiere energía. También se tratan las perturbaciones más comunes que afectan al campo geomagnético; así como los índices que se han diseñado para cuantificar la actividad magnética en una escala global, basándose en mediciones tomadas en la superficie terrestre.

El cuarto capítulo, “Selección, análisis y correlación de datos de observatorios geomagnéticos y mediciones satelitales”, describe la secuencia de actividades que se realizaron para analizar la información y los datos necesarios para dar solución al problema planteado. En el primer apartado de la metodología se analizaron las mediciones de seis observatorios geomagnéticos de la red mundial Intermagnet y distribuidos en América, de los cuales se obtuvieron archivos digitales con lecturas al minuto de cuatro elementos del campo magnético. Del Servicio Internacional de Índices Geomagnéticos y del Centro Mundial de Datos de Geomagnetismo se consultaron los registros mensuales de índices de latitudes bajas y altas, a intervalos horarios y

trihorarios, respectivamente. Se definieron 19 perturbaciones, empleando una clasificación de tormentas geomagnéticas disponible en la literatura. Con esta información se trabajó en dos dominios: el temporal, donde las perturbaciones fueron identificadas en los magnetogramas; y el de frecuencias, en el cual se reconoció la aportación de los armónicos de diferente período a las señales medidas en los observatorios. Finalmente se midió el contenido de energía de las mismas.

En la segunda etapa de la investigación, se utilizaron mediciones satelitales de campo magnético interplanetario y de viento solar, adquiridas de la base de datos OMNIWeb. Se estudió la relación entre las variables mediante la elaboración de diagramas de dispersión y el cálculo de coeficientes de correlación, para perturbaciones de diferente intensidad. Estos parámetros también fueron analizados en términos de la actividad solar.

El quinto capítulo describe los resultados obtenidos en esta investigación y los discute con la información de los fundamentos teóricos. Además, éstos se evalúan y se comparan con aquellos obtenidos en estudios similares por otros autores. Primero se presentan los resultados del procesamiento de los datos de observatorios geomagnéticos, seguidos por los que se obtuvieron de las mediciones satelitales. El sexto capítulo presenta las conclusiones generales de la investigación y las recomendaciones para futuros trabajos.

El número de mediciones, tanto de observatorios como de satélites, con el cual se trabajó en esta investigación excedió el millón. Debido a la vasta cantidad de datos empleados y de resultados obtenidos, los anexos incluyen todas las gráficas y las figuras elaboradas. Éstos están organizados de tal manera que el contenido de los tres primeros está relacionado con los datos de observatorios; y el último, con las mediciones satelitales.

2. SISTEMA SOLAR-TERRESTRE

La física de las relaciones solar-terrestres es una ciencia relativamente nueva, la cual empezó a desarrollarse a mediados del siglo XX y que adquirió identidad propia tras el Año Geofísico Internacional, celebrado entre julio de 1957 y diciembre de 1958. Esta ciencia puede definirse como: “el estudio de la generación, flujo y disipación de energía, así como la transferencia de masa en el sistema solar-terrestre, incluyendo los mecanismos de interacción más importantes –físicos y químicos– y sus efectos en el entorno terrestre” (Otaola *et.al.*, 2003). Sus técnicas de observación incluyen mediciones tanto en el espacio y alta atmósfera empleando vehículos espaciales y cohetes, como en la superficie con diversos instrumentos y percepción remota. Además, su parte teórica se encarga de estudios analíticos de plasmas y de ondas, modelación y simulación.

El sistema solar-terrestre, en ocasiones llamado geoespacio, está constituido por el Sol y sus emisiones, el medio interplanetario y sus poblaciones de partículas y campos, la magnetosfera y la atmósfera terrestre. Este espacio es una región de interacciones y fronteras: interacciones entre la materia terrestre y la radiación solar, entre los campos magnéticos terrestres y solares y entre campos magnéticos y partículas cargadas; y de límites entre materia solar y terrestre, y entre regiones dominadas por distintos patrones de flujo (Hargreaves, 1992).

El estudio de estas relaciones ha permitido distinguir que la actividad solar desempeña un papel predominante en diversos fenómenos que suceden en el entorno terrestre, como las tormentas geomagnéticas, las auroras polares y las perturbaciones ionosféricas. Las conexiones entre las distintas regiones que componen este sistema y los mecanismos de transferencia de masa y energía son complejos, lo cual exige un estudio que debe enfocarse en la totalidad de este sistema interactivo.

2.1 Campo geomagnético

La consecuencia más antigua que se conoce del geomagnetismo es la brújula, de gran importancia en la navegación. Ésta fue utilizada por siglos, antes de que William Gilbert publicara en 1600 *De Magnete* e iniciara la ciencia que hoy se llama geomagnetismo. En 1701 Edmund Halley produjo la primera carta magnética oceánica y un año después, publicó la primera carta magnética mundial. Sin embargo, no fue hasta 1832 cuando el geomagnetismo alcanzó el carácter de ciencia exacta gracias a Karl Gauss. Además de mostrar cómo medir la intensidad magnética en unidades absolutas y establecer en Alemania el primer observatorio geomagnético, realizó en 1838 un análisis matemático en el que mostró que más del 95% del campo geomagnético se origina en el interior de la Tierra y solamente el 5% restante, tiene fuentes externas (Otaola *et.al.*, 2003).

2.1.1 Caracterización y orígenes del campo geomagnético

En una primera aproximación se puede describir al campo geomagnético como parecido al de una barra de imán, localizada en el centro de la Tierra. El eje a lo largo de la barra es el eje magnético, que al emerger en la superficie lo hace en dos puntos llamados polos geomagnéticos. Esta línea imaginaria que se asimila al eje magnético de un dipolo está definida por modelos matemáticos teóricos, v.g., el Campo de Referencia Geomagnético Internacional (en inglés, IGRF, *International Geomagnetic Reference Field*). Estos dos polos no son diametralmente opuestos y sus posiciones cambian con el tiempo. Tampoco el eje magnético terrestre pasa por el centro geográfico de la Tierra. Otro tipo de polos que se consideran son los magnéticos. Éstos son los dos puntos de la superficie en los que una aguja magnetizada es vertical. Los polos magnéticos tampoco son diametralmente opuestos (Figura 2.1).

La Tierra está rodeada por un campo magnético **B** con carácter vectorial. Por lo que en cada punto de la superficie terrestre, éste cuenta con módulo, dirección y sentido. Debido a ello, comúnmente se conoce como vector de campo geomagnético y puede ser descrito y separado en componentes, según los sistemas de coordenadas más usuales, sean cartesianas, esféricas o cilíndricas (Muniz, 1997). En todo momento, este vector cuenta con siete elementos magnéticos que actúan sobre la superficie de la Tierra. Éstos

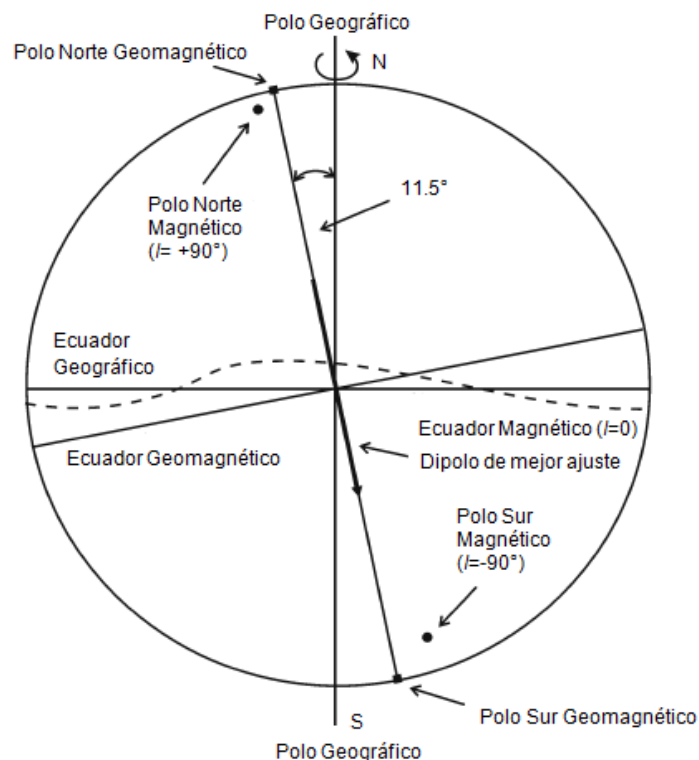


Figura 2.1 Dipolo magnético centrado en un círculo que representa la Tierra con los polos geográficos y geomagnéticos correspondientes. Los polos magnéticos son puntos donde $I=\pm 90^\circ$. En analogía con el ecuador geográfico, puede determinarse un ecuador geomagnético para la latitud geomagnética 0° (modificada de Lanza y Meloni, 2006).

son: componente X (dirección Norte-sur), componente Y (dirección oeste-este), componente vertical Z , componente horizontal H , intensidad total F , declinación D e inclinación I . Los primeros cinco son modulares; y los últimos dos, angulares (Figura 2.2).

Las componentes angulares D e I se miden en grados y minutos de arco. La intensidad F y las componentes X , Y , Z y H se miden en gauss, gammas o teslas. Las equivalencias entre las unidades empleadas son las siguientes:

$$1 \text{ nanotesla (nT)} = 10^{-9} \text{ tesla (T)} = 1 \text{ gamma } (\gamma)$$

$$1 \text{ tesla (T)} = 10^4 \text{ gauss (G)}$$

La intensidad geomagnética total en el ecuador geográfico y cerca de los polos terrestres es de aproximadamente 30,000 y 70,000 nT, respectivamente. Esta intensidad cambia a lo largo del día, en alrededor de 20 nT en el ecuador y 50 nT en los polos (Muniz, 1997).

El valor medido del campo geomagnético, en cualquier tiempo y punto de la superficie de la Tierra, está constituido por la superposición de contribuciones que tienen orígenes diferentes. Cada una de estas contribuciones puede separarse de la siguiente manera (Lanza y Meloni, 2006):

B_0 : Campo magnético teórico producido por un dipolo magnético cuyo eje está inclinado aproximadamente 11.5° en relación con el eje de rotación de la Tierra y que no pasa exactamente por su centro. Su valor es más del 90% del valor medido de **B** (Figura 2.1).

B_r : Campo residual asociado con varios dipolos más pequeños que el dipolo principal. Éstos se localizan más superficialmente, en el manto terrestre.

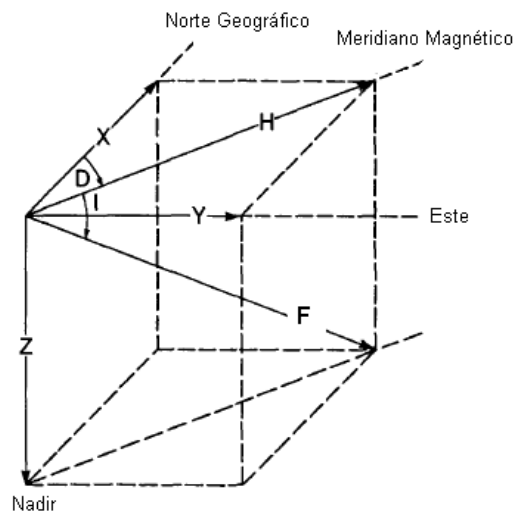


Figura 2.2 Los elementos del vector de campo geomagnético referido a un punto sobre la superficie terrestre (modificada de Langel y Hinze, 1998).

B_c: Campo cortical que tiene su origen en las rocas magnetizadas de la corteza terrestre. Sus efectos son localizados.

B_t: Campo externo, producido por corrientes eléctricas que fluyen en la ionosfera y la magnetosfera, debido a la interacción de la radiación electromagnética solar y el viento solar con el campo geomagnético. Esta es la parte del campo medido en la superficie que varía con el tiempo de manera más sensible que los otros términos, y sus cambios son más notables que los de las otras componentes.

Esta separación de los valores medidos en la superficie en partes que se originan en el interior y aquellas que tienen su origen en el exterior permite escribir la siguiente fórmula:

$$\mathbf{B} = \mathbf{B}_o + \mathbf{B}_r + \mathbf{B}_c + \mathbf{B}_t$$

La suma del campo dipolar con el residual se conoce como “campo principal”. La suma del campo principal y el campo cortical comúnmente es llamada “campo interno” (Muniz, 1997).

La descomposición del vector de campo geomagnético también puede escribirse de la siguiente manera:

$$\mathbf{F} = \mathbf{F}_o + \Delta\mathbf{F}$$

donde **F** es el campo medido en la superficie terrestre. La componente **F_o** contiene la parte del campo que varía más lentamente con el tiempo y cuyo origen está en el interior de la Tierra. La componente **ΔF** tiene el mismo significado que **B_t** y se origina en la parte externa del planeta.

La teoría más aceptada considera que la mayor parte de **F_o** se origina en el núcleo externo terrestre, que contiene hierro y níquel con propiedades similares a las de un líquido. Por lo contrario, el núcleo interno, al parecer, se encuentra en estado sólido. Sobre el núcleo externo se encuentra el manto inferior, formado de material semiplástico a alta temperatura, con propiedades que lo hacen parecerse a un semiconductor. En esta capa circulan corrientes eléctricas debidas a procesos de convección, las cuales producen campos que pueden considerarse como las componentes del campo residual **B_r**.

El proceso físico por el cual se produce el campo principal no está explicado perfectamente. Se han propuesto varias teorías y actualmente la más aceptada es la de la dínamo autosostenida. En términos generales, esta teoría sostiene que el campo principal es generado por la diferencia de rotación entre el núcleo más interno, que rota más lentamente que el núcleo externo. Además, supone que el campo geomagnético tiene su origen en las regiones del manto inferior y el núcleo externo, donde circulan corrientes de electrones. Bajo la rotación terrestre, estas corrientes producen un campo magnético.

El modelo físico más aceptado para representar al término B_0 es el de un dipolo excéntrico, cuyo eje forma un ángulo de 11.5° con el eje de rotación terrestre y un conjunto de dipolos con momentos magnéticos más pequeños para constituir el campo residual. Éstos se consideran localizados en el manto inferior.

La presencia de minerales magnéticos en la corteza terrestre provoca la existencia de campos con características locales. Éstos son incluidos en la componente B_c , el campo cortical. La magnetometría se encarga de ubicar estos campos y de producir cartas de anomalías (Muniz, 1997).

2.1.2 Variaciones temporales del campo geomagnético

Las variaciones temporales del campo geomagnético pueden dividirse en dos categorías: aquellas que tienen origen interno y aquellas cuyo origen es externo con respecto a la superficie terrestre. Se ha mostrado que las variaciones en una escala temporal menor que cinco años generalmente se consideran de origen externo. Las variaciones en escalas temporales mayores que cinco años comúnmente son llamadas variación secular y son de origen interno a la Tierra. Las variaciones temporales de origen externo claramente pueden reconocerse en datos de observatorios geomagnéticos. Además, aquellas de origen interno también pueden distinguirse en registros arqueológicos o geológicos cuando se efectúan investigaciones magnéticas en rocas y muestras (Lanza y Meloni, 2006).

2.1.2.1 Variación secular

La variación secular es observada en datos de observatorios geomagnéticos, cuando se despliegan varios años para uno o más elementos del campo, generalmente mediante sus promedios mensuales o anuales. Se piensa que la variación secular, íntimamente ligada a la dinámica del núcleo terrestre, ocurre en dos escalas temporales relacionadas con dos tipos de procesos en el núcleo. La primera, evidente en escalas de tiempo de cientos o miles de años, se relaciona con la variación del campo dipolar principal. La segunda, claramente apreciable también en escalas de tiempo menores, del orden de decenas de años, está relacionada con las variaciones del campo no dipolar.

Las características generales de la variación secular son (Lanza y Meloni, 2006):

- Una variación en la intensidad (incremento o disminución) del campo no dipolar a una tasa media de 10 nT año^{-1} .
- Una precesión hacia el oeste del eje dipolar de $0.08^\circ \text{ año}^{-1}$.
- Una disminución media anual del momento dipolar del orden de 0.05% de su valor promedio.
- Un desplazamiento hacia el norte del dipolo del orden de 2 km año^{-1} .

2.1.2.2 Jerks geomagnéticos

Cuando los elementos promedio del campo geomagnético en un observatorio se representan gráficamente contra el tiempo, muestran variaciones temporales cuasi-estables y que cambian lentamente. No obstante, un rasgo peculiar de la variación secular es una clara tendencia a mostrar, en ocasiones, cambios rápidos, que se observan como una variación en la pendiente, y que suceden en uno o dos años. Este fenómeno peculiar que separa períodos de patrones estables de variación secular (pendientes constantes en la variación temporal del campo geomagnético) es llamado un jerk geomagnético. Los jerks son cambios abruptos en la aceleración secular del campo geomagnético. En este sentido, un jerk separa periodos de aceleración secular constante (Lanza y Meloni, 2006).

2.1.2.3 Variaciones externas regulares

La variación diaria de luz solar está directamente relacionada con la conductividad eléctrica de la atmósfera superior y con los movimientos de los gases de la atmósfera a través de las líneas de fuerza del campo geomagnético. Estos movimientos y su interacción con el campo, dan origen a un sistema de corrientes eléctricas en la magnetosfera. Éste puede detectarse en la superficie de la Tierra como una lenta variación del campo geomagnético, que solamente puede ser observada cuando no están ocurriendo perturbaciones más fuertes producidas por otros fenómenos en la magnetosfera. Esta variación es llamada *Sq* (en inglés, *solar quiet*) indicando que la variación actúa siguiendo el tiempo solar local y que es típica de una situación no perturbada (Kono, 2009).

La variación conocida como variación diurna actúa siguiendo el tiempo local. Cada elemento de campo geomagnético muestra un comportamiento temporal, que puede interpretarse como una onda con períodos de 24 horas (Figura 2.3). Esta variación está restringida a las horas del día iluminadas por el Sol. En algunos días ésta puede observarse claramente, pero generalmente está superpuesta con variaciones irregulares que la deforman parcialmente (Lanza y Meloni, 2006).

El estudio de la morfología de la variación diaria ha mostrado la existencia de una componente débil que es función del tiempo lunar en vez del solar. Esta variación, llamada variación lunar *L*, tiene un período aproximado de 12 horas y una amplitud de 1 a 2 nT. Las mareas atmosféricas debidas al Sol son principalmente de origen térmico, aquellas debidas a la Luna son simplemente gravitacionales. Por esta razón, el efecto solar es mayor que el lunar.

2.1.3 Observatorios geomagnéticos

El campo geomagnético varía no solo con la posición en la superficie, sino también con el tiempo. Ambas condiciones se pueden resumir en la siguiente fórmula:

$$\mathbf{B} = f(\varphi, \lambda, R, t)$$

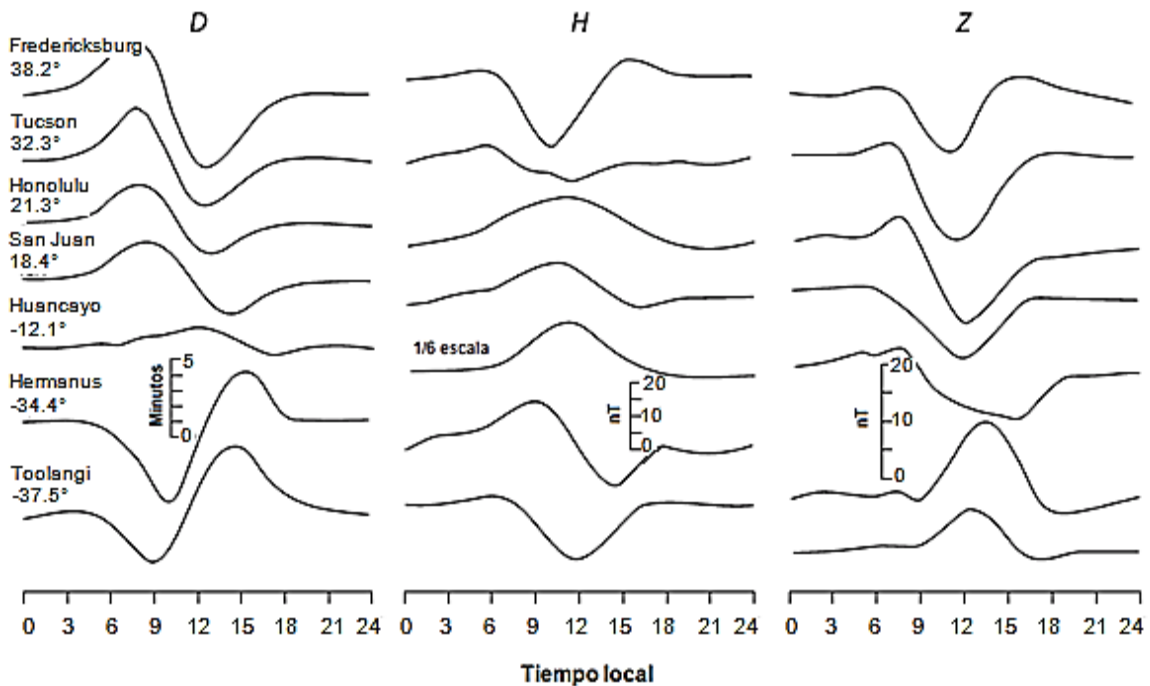


Figura 2.3 Variación latitudinal de S_q para los elementos magnéticos H , D y Z , como se observan en los observatorios magnéticos indicados (modificada de Lanza y Meloni, 2006).

donde φ representa la latitud; λ , la longitud; R , la distancia al centro de la Tierra y t , el tiempo.

Considerando un punto en la superficie, los valores de la latitud, la longitud y la distancia al centro de la Tierra serán constantes. De esta manera se define un observatorio geomagnético. Se puede decir grosso modo que el objetivo de un observatorio es medir las variaciones temporales del campo geomagnético en un punto de la superficie. Éstas presentan un espectro muy amplio de frecuencias, y por esta razón es necesaria una operación continua y en el mismo punto. Por lo tanto, una de las características más importantes que debe tener un observatorio geomagnético es la de su funcionamiento continuo a largo plazo (Muniz, 1997).

Los observatorios geomagnéticos son estructuras diseñadas para efectuar un monitoreo continuo del campo geomagnético. Esto se obtiene midiendo el nivel absoluto del campo y a través de un registro estándar de sus variaciones temporales. En los observatorios este requisito es necesario para distinguir todas las variaciones temporales posibles de interés en el geomagnetismo, incluyendo la secular, la de mayor escala.

Las estaciones temporales son estructuras menos restringidas donde se instalan instrumentos magnéticos para campañas de tiempo limitado en diferentes partes del mundo, generalmente para el registro de rápidas variaciones temporales de origen externo. Un ejemplo es la adquisición de datos temporales necesarios durante estudios de campo magnético cortical. Otro ejemplo son las investigaciones de la estructura

espacial de las tormentas geomagnéticas o la reconstrucción de las corrientes eléctricas magnetosféricas e ionosféricas (Lanza y Meloni, 2006).

Desde el inicio de los estudios de campo geomagnético se reconoció que los observatorios necesitaban estar ubicados lejos de fuertes perturbaciones naturales, como volcanes o depósitos minerales magnéticos. También se identificó la necesidad de estar lejos de ruido artificial, algo sencillo hasta hace un siglo. Hoy en día, la fuerte perturbación del campo geomagnético natural introducido por la electrificación, ha limitado la posibilidad de instalar o mantener las actividades de los observatorios en la mayoría de las naciones desarrolladas. A partir de que Gauss propuso el primer observatorio geomagnético, el número de éstos ha crecido hasta 150, y la mayoría de ellos cuentan con uno o más siglos de datos magnéticos.

Actualmente se encuentra en operación un programa de coordinación internacional entre todos los observatorios geomagnéticos del mundo, llamado Intermagnet, creado en 1987, por acuerdo del Servicio Geológico Británico (BGS, *British Geological Survey*) y el Servicio Geológico de Estados Unidos de América (USGS, *United States Geological Survey*). Éste permite el intercambio de datos y la disponibilidad de productos geomagnéticos en tiempo real, debido al envío de datos al minuto a centros de recolección de datos llamados Nodos de Información Geomagnética (GIN, *Geomagnetic Information Nodes*). Este programa ha facilitado el establecimiento de una red global de observatorios digitales, con la adopción de especificaciones estándares para el equipo de medición y registro (Figura 2.4).

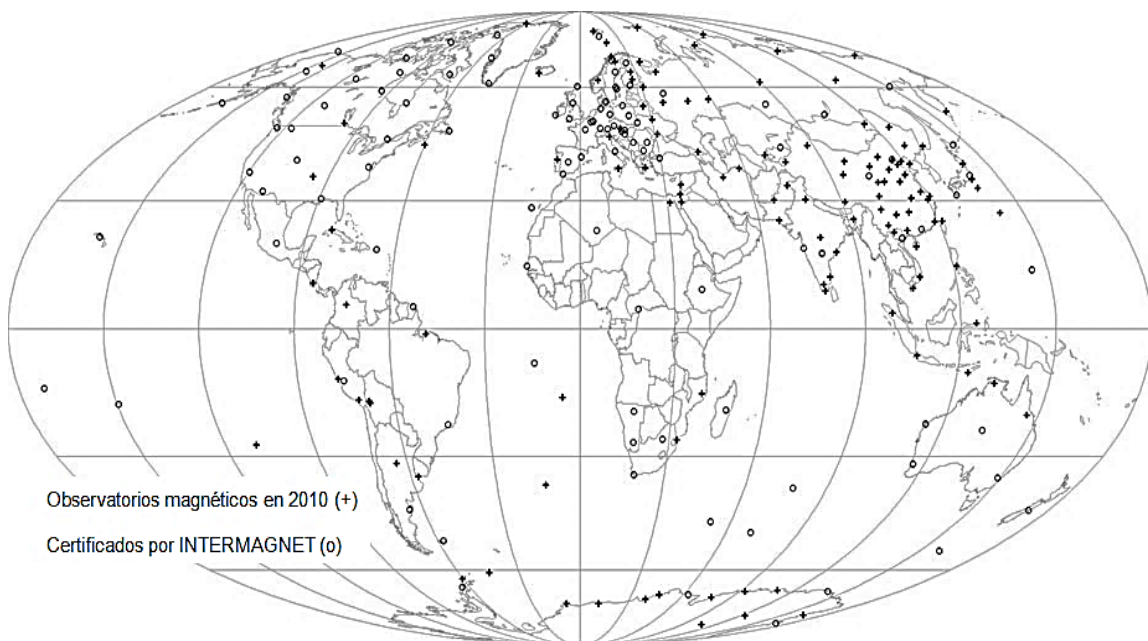


Figura 2.4 Red global de observatorios geomagnéticos a inicios de 2010 (modificada de Mandeia y Korte, 2011).

Un Observatorio Magnético Intermagnet es un observatorio moderno, con control total absoluto, que proporciona valores de campo magnético al minuto, medidos por un magnetómetro vectorial y un magnetómetro escalar opcional, con una resolución de 0.1 nT. Dado que el esfuerzo de mantener observatorios geomagnéticos es elevado, las instituciones geomagnéticas también toman medidas en puntos discretos, en redes magnéticas. Estos puntos están marcados en mapas y son reocupados a intervalos de cinco años, y se repiten las mediciones de todos los elementos magnéticos. Por esta razón, estos puntos son conocidos como estaciones de repetición (Lanza y Meloni, 2006; Kerridge, 2001).

2.1.4 Instrumentación

Dado que el campo geomagnético es una cantidad vectorial, su magnitud es absoluta si se expresa en términos de las cantidades fundamentales (v.g., masa, longitud, tiempo e intensidad de corriente eléctrica), mientras que la orientación espacial del vector puede expresarse en términos de D e I , cantidades angulares adimensionales. Un instrumento es llamado absoluto cuando proporciona el valor de la cantidad medida en términos de una o más de las cantidades fundamentales básicas de la física. En geomagnetismo, el término medición absoluta se usa para indicar un procedimiento para la determinación completa y absoluta de los elementos de campo magnético. Por otro lado, un instrumento se conoce como relativo cuando mide el valor de un elemento del campo terrestre como una desviación a partir de cierto valor inicial, que necesariamente no se conoce (Lanza y Meloni, 2006).

2.1.4.1 Instrumentos absolutos

Los magnetómetros de precesión protónica y los magnetómetros Overhauser se basan en el paramagnetismo nuclear, i.e., la propiedad de que los núcleos atómicos posean un spin, que de manera natural se tiende a orientar a sí mismo a largo de un campo magnético externo. En estos magnetómetros el sensor está formado por una pequeña botella llena de un líquido rico en hidrógeno alrededor del cual se encuentra un sistema de dos bobinas. Se aplica una corriente eléctrica directa a la primera bobina y en consecuencia, se genera un campo magnético dentro de la bobina. Los protones en el interior de la botella son forzados a alinear su spin a lo largo de este campo magnético, produciendo su precesión a una frecuencia que depende de la magnitud del campo. Si la corriente externa se interrumpe, se remueve el campo magnético artificial y los protones dentro de la botella comenzarán su precesión alrededor de la dirección de campo geomagnético a una frecuencia f . Este movimiento de los protones genera una fuerza electromotriz variable en el tiempo en los extremos de la segunda bobina, con la misma frecuencia. Ésta puede ser medida con facilidad para obtener la magnitud absoluta F del campo total.

Una desventaja de los magnetómetros de precesión protónica es su limitación debido al hecho de que la corriente debe ser desconectada para poder efectuar una medición. Por lo tanto, la operación es discontinua. Una señal continua de precesión

protónica puede obtenerse empleando el efecto Overhauser. La adición de electrones libres dentro del líquido de la botella y la aplicación de una frecuencia adecuada, puede incrementar la magnetización del líquido. En los magnetómetros Overhauser la magnetización es aumentada mediante la aplicación de una frecuencia apropiada para poner los electrones libres en resonancia (Lanza y Meloni, 2006).

2.1.4.2 Instrumentos relativos

Los magnetómetros fluxgate son instrumentos electromagnéticos que pueden proporcionar mediciones magnéticas directas a lo largo de una dirección determinada. Mediante la orientación de esta dirección a lo largo de las componentes de campo geomagnético, como F , Z o H , estos elementos pueden medirse. En algunos magnetómetros fluxgate esta dirección es a lo largo de un cilindro recto, mientras que en otros, es a lo largo del plano de un sensor en forma de anillo.

En una clase de magnetómetros fluxgate el sensor está constituido por un núcleo cilíndrico de alta permeabilidad magnética colocado entre dos bobinas. En la primera fluye una corriente que genera un campo magnético alterno, lo suficientemente intenso para saturar el núcleo. Si un campo estable y continuo, como una componente del campo geomagnético, actúa a lo largo del eje del núcleo, este campo se suma al alterno. En este caso, el núcleo se satura más rápidamente en la dirección paralela al campo terrestre que en la dirección opuesta. En la segunda bobina aparece una corriente cuya amplitud es linealmente proporcional a la magnitud del campo externo que actúa a lo largo de la dirección del núcleo (Lanza y Meloni, 2006).

2.1.4.3 Mediciones satelitales

Una de las principales contribuciones de las mediciones satelitales de campo magnético es que han permitido la disponibilidad de una distribución global de datos, de los cuales se puede extraer un subconjunto geográficamente uniforme. Además, los datos satelitales pueden ser adquiridos a lo largo de un período relativamente corto de tiempo. Estas características proporcionan diferentes ventajas para la descripción del campo magnético principal y el mapeo de anomalías. Con datos satelitales, es posible modelar el campo del núcleo con datos realmente globales y sin la necesidad de reducir los datos espaciados en tiempo a una época común. Las anomalías regionales pueden ser estudiadas sin unir datos de levantamientos efectuados en distintos momentos, y reducidos usando distintos modelos del campo principal (Langel y Hinze, 1998).

A diferencia de un observatorio geomagnético, un satélite no adquiere una serie de tiempo de mediciones en una ubicación fija, y no puede ser maniobrado para controlar las posiciones donde son adquiridos los datos. Otra complicación de los datos de campo magnético es que \mathbf{B} es un vector. Esto significa que su dirección debe ser medida en una plataforma en movimiento. La precisión de las mediciones depende de qué tan bien se conozcan los ejes direccionales de los magnetómetros.

Todas las fuentes de error inherentes en datos de campo en superficie también están presentes en datos satelitales (error del instrumento, campos debidos a fuentes contaminantes, conocimiento de la posición y problemas de orientación). Las mediciones son más complicadas en el espacio porque la posición y la altitud de la nave están constantemente en cambio. Las mediciones de las componentes de campo magnético en satélites cercanos a la Tierra generalmente se han efectuado con magnetómetros fluxgate (Langel y Hinze, 1998).

La primera medición satelital de campo magnético fue lograda con un magnetómetro fluxgate a bordo del *Sputnik 3* en 1958. Sin embargo, los datos para modelos globales fueron obtenidos por primera vez por los satélites POGO (*Polar Orbiting Geophysical Observatories*), que midieron la intensidad del campo magnético entre 1965 y 1971. La serie POGO consistió en seis satélites, de los cuales solo tres volaron a la altitud suficiente para ser de interés en el modelado del campo. Años más tarde, las primeras mediciones vectoriales globales de alta precisión fueron tomadas por el satélite *Magsat* (Estados Unidos) entre 1979 y 1980 (Mandea y Korte, 2011).

Los lanzamientos recientes de los satélites Ørsted (Dinamarca, 1999), CHAMP (Alemania, 2000) y SAC-C (Argentina/Estados Unidos/Dinamarca, 2000) han creado nuevas posibilidades para explorar el campo geomagnético desde el espacio. En 2004 la Agencia Espacial Europea inició el proyecto de la misión de constelación de satélites *Swarm*. Su lanzamiento ocurrió en 2013 y se espera que provea un mapeo del campo geomagnético superior al de las misiones anteriores (Tabla 2.1).

Satélite	Operación	Altitud	Datos
OGO-2	Octubre 1965 - Septiembre 1967	410 - 1510 km	escalares
OGO-4	Julio 1967 - Enero 1969	410 - 910 km	escalares
OGO-6	Junio 1969 - Junio 1971	400 - 1100 km	escalares
<i>Magsat</i>	Noviembre 1979 - Mayo 1980	350 - 550 km	escalares y vectoriales
Ørsted	Febrero 1999 -	650 - 850 km	escalares y vectoriales
CHAMP	Julio 2000 -	310 - 450 km	escalares y vectoriales
SAC-C	Enero 2001 - Diciembre 2004	698 - 705 km	escalares
<i>Swarm</i>	Noviembre 2013 -	530 / < 450 km	escalares y vectoriales

Tabla 2.1 Misiones satelitales de gran precisión para el monitoreo y la medición del campo geomagnético (modificada de Mandea y Korte, 2011).

2.2 El Sol

El Sol es una estrella tipo G2 según su temperatura superficial de 5,700 K, y está ubicado al centro del Sistema Solar, irradiando energía en todas direcciones. Solo una pequeña fracción de esta radiación es interceptada por la Tierra a una distancia promedio de 150×10^6 km (longitud conocida como 1 Unidad Astronómica, UA). Esta radiación solar es recibida en la capa externa de la atmósfera terrestre a una tasa de 1368 Wm^{-2} . Tiene un radio promedio de 7×10^5 km y al igual que todas las estrellas, se compone de gas altamente ionizado llamado plasma¹, el cual se mantiene unido por su propio campo gravitacional y por presiones internas (Saha, 2008).

Sus principales componentes son: hidrógeno (90%), helio (9%) y un 1% de gases más pesados como el oxígeno y el nitrógeno, así como trazas de elementos más pesados como: carbono, sodio, calcio y hierro. El Sol tiene una rotación que varía con la latitud y que se conoce como rotación diferencial. Una rotación completa en el ecuador le toma menos de 26 días, mientras que en las regiones polares tarda casi 35 días. Se considera que el Sol rota sobre su propio eje en un promedio de 27 días (Otaola *et.al.*, 2003).

El Sol tiene una estructura en capas que se ha sugerido a partir de resultados de sondeos heliosísmicos, los cuales estudian su interior a partir de las oscilaciones de la radiación que llega a la Tierra y que son el resultado de las oscilaciones propias del Sol como un todo. También se han utilizado monitoreos continuos de rayos X y rayos gamma que emanan del interior del Sol. Según sus propiedades, el Sol se divide en tres capas internas: el núcleo, la zona radiativa y la zona convectiva; y tres externas: la fotosfera, la cromosfera y la corona (Figura 2.5).

2.2.1 Estructura

El núcleo es la región central del Sol. Sus límites se extienden desde el centro hasta una distancia aproximada de 25% del radio solar (R_s). Su volumen es solamente 1.6% del solar, pero, debido a su alta densidad, su masa es casi 50% de la del Sol (Saha, 2008). En el núcleo, la densidad y la presión son tan altas que dan lugar a una temperatura de 15×10^6 K, lo suficiente para que se lleven a cabo reacciones nucleares. La fusión nuclear es la fuente de la enorme cantidad de energía que fluye desde el interior hacia la superficie del Sol. La energía generada en el núcleo, que en su mayoría se encuentra en forma de rayos X de alta energía y rayos gamma, fluye hacia la siguiente capa, la zona radiativa. Ésta se extiende desde la frontera con el núcleo hasta 72% del radio solar. El transporte de energía en esta zona se lleva a cabo mediante transferencia por radiación, i.e., se absorbe, dispersa y reemite en parte del interior solar

¹ Un plasma es un gas de partículas cargadas, que consiste en el mismo número de portadores de carga libre positiva y negativa. Un plasma típico es un gas caliente y altamente ionizado. Debido a su sensibilidad a campos eléctricos y magnéticos y su capacidad para transportar corrientes eléctricas y generar campos magnéticos, este estado de la materia se comporta muy diferente a un gas neutro (Baumjohann y Treumann, 1997; Bravo, 2001).

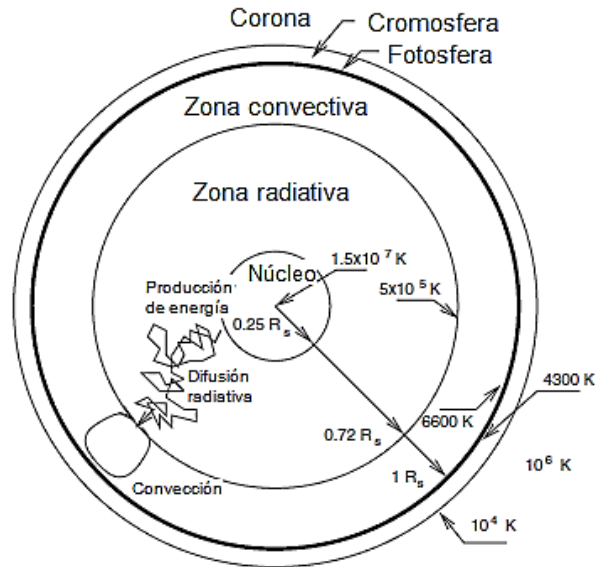


Figura 2.5 Principales regiones del Sol. Las regiones dentro de su interior están definidas por la manera en que se realiza la transferencia de energía desde el núcleo hasta la superficie. Las regiones de la atmósfera solar están definidas por su densidad y temperatura (modificada de Koskinen, 2011).

(Koskinen, 2011). Debido a lo anterior, el flujo de energía es muy lento y puede tomar millones de años para que la radiación llegue a la superficie del Sol. La temperatura disminuye del núcleo hacia el exterior, a medida que la energía se expande. En la parte superior de la zona radiativa la temperatura desciende hasta $2.5 \times 10^6 \text{ K}$ (Otaola *et.al.*, 2003).

Fuera de la capa radiativa el transporte de energía ya no es efectuado por radiación, sino por convección. La energía es llevada hacia arriba por el gas caliente ascendente y se difunde a medida que el gas se expande hasta llegar a la superficie, el cual se enfría y desciende. Esta capa se conoce como zona convectiva y se extiende desde la frontera con la capa radiativa hasta la superficie. A lo largo de la zona convectiva, la temperatura disminuye desde $2 \times 10^6 \text{ K}$ en la base hasta $6,000 \text{ K}$ en la parte superior (Saha, 2008). Debido a la rotación del Sol, en el plasma del núcleo y de la zona convectiva, se generan corrientes eléctricas. Éstas dan lugar a un campo magnético general de forma dipolar. En la superficie del Sol, alrededor de las regiones polares, este campo tiene una intensidad de $200,000 \text{ nT}$ (Otaola *et.al.*, 2003).

Sobre la zona convectiva se encuentra la fotosfera, una capa de 500 km de espesor, donde la temperatura es en promedio, de $5,760 \text{ K}$. De ahí proviene la radiación electromagnética en forma de calor y luz como la conocemos en la Tierra. La fotosfera constituye la superficie visible del Sol y la base de la atmósfera solar. Sobre ella se puede notar un patrón granular, el cual corresponde a las celdas convectivas que continuamente surgen del interior del Sol.

En la fotosfera se observan las manchas solares, que son regiones relativamente oscuras en la superficie del Sol. En éstas, el campo magnético es muy intenso, y puede llegar a 0.4 T . La presencia del campo magnético inhibe la circulación de material y la

colisión entre sus componentes, por lo que el gas es miles de grados más frío que sus alrededores. Por esta razón, irradian menos hacia el espacio, de ahí que se observen oscuras en contraste con su entorno más brillante (Saha, 2008). Éstas presentan una región central oscura, llamada umbra, rodeada por una penumbra, más clara.

El Sol tiene una atmósfera extensa con varias capas cuyos límites no están claramente definidos en todos los casos, especialmente en el caso de la corona solar. La región que se extiende hasta 2,500 km sobre la superficie del Sol se conoce como cromosfera y comienza en donde el gas alcanza una temperatura mínima de 7,000 K. Ésta se hace visible algunos segundos antes y después de un eclipse solar total. En esta región la temperatura se incrementa hacia afuera, pasando por una zona de transición, de menos de 100 km de espesor, en donde ésta aumenta desde 25,000 K hasta 10^6 K (Saha, 2008).

Una vez que la temperatura alcanza 10^6 K, se presenta la corona, sumamente tenue, y solamente visible durante un eclipse solar total. A medida que la temperatura del plasma aumenta, su densidad disminuye abruptamente. Debido a su alta temperatura, la corona se expande continuamente hacia el espacio formando el viento solar. El campo magnético de la corona, aunque no es uniforme, presenta características más claras que resultan fáciles de distinguir en fotografías del Sol (Otaola *et.al.*, 2003). Las imágenes de ultra-violeta y de rayos X de la corona han revelado la existencia de grandes áreas oscuras cerca de sus polos, donde parece haber poco material caliente. Estas áreas son conocidas como hoyos coronales (Bhatnagar, 2006). Estas regiones muestran un campo unipolar magnético, es decir, las líneas de campo están abiertas sobre los hoyos coronales.

2.2.2 Viento solar y heliosfera

La existencia del viento solar fue predicha a finales de la década de 1950 por el físico estadounidense Eugene Parker, como resultado de la alta temperatura de la corona solar a gran altura sobre la superficie del Sol. Parker nombró a este flujo como viento solar y utilizó un conjunto de suposiciones sencillas para desarrollar un modelo matemático del cual se obtenían algunos valores numéricos esperados para las características del viento a la altura de la órbita de la Tierra. (Bravo, 2001).

La corona solar está en expansión continua y como resultado, el Sol emite un plasma altamente conductor en el espacio ($\sigma=10^4$ Siemens m^{-1}). Este plasma, llamado viento solar, escapa del Sol debido a las altas temperaturas que se alcanzan y se precipita a velocidades supersónicas. El viento solar consiste principalmente en una mezcla de electrones y protones, con una fracción menor de núcleos de helio (4%), y algunos elementos más pesados, como carbono, nitrógeno, oxígeno, argón, hierro y magnesio (Kono, 2009). Éstos fluyen con una velocidad que varía entre 300 y 1,200 $km\ s^{-1}$, con un promedio de 400 $km\ s^{-1}$. De esta manera, el viento solar transporta parte de la energía solar hacia el espacio. A medida que el Sol rota, cada partícula que escapa de su dominio gravitacional se lleva consigo una fracción de momento angular de la

estrella. La acción combinada de todas las partículas del viento solar hace más lenta la rotación solar.

Este flujo de alta velocidad envuelve a la Tierra y perturba su campo magnético. La densidad del plasma solar es tan baja que sus partículas atraviesan la distancia del Sol a la Tierra casi sin colisiones. La densidad y la temperatura del viento solar, a diferencia de su velocidad, disminuyen al alejarse de su lugar de origen. La temperatura decae lentamente y la densidad disminuye como r^{-2} , pues se trata de una expansión esférica. Los valores típicos de densidad de partículas y de temperatura del viento solar a la altura de la órbita de la Tierra es de 5 cm^{-3} y 10^5 K , respectivamente (Kono, 2009).

El viento solar ocupa una región muy vasta a la que se ha llamado heliosfera, donde según su actividad, el Sol impone condiciones de quietud o agitación. La heliosfera se encuentra inmersa en el espacio interestelar, y su frontera, la heliopausa, la confina. El viento solar se expande esféricamente y su flujo rebasa más allá del Sistema Solar; no obstante, existe un punto donde su expansión termina y es contenida por la presión externa del viento interestelar. Se desconoce la distancia a la que se encuentra esta frontera, pero se estima que debe estar alrededor de 100 UA (González, 2001). Debido al movimiento relativo de la heliosfera, respecto al medio interestelar, su forma es achatada por el frente y alargada por detrás, de manera similar a un cometa.

2.2.3 Actividad solar

El ciclo de actividad solar es la variación periódica en número o intensidad de varias manifestaciones solares. El principal indicador de los ciclos solares son las manchas distinguidas en la fotosfera solar. Su número se encuentra disponible a partir de observaciones directas desde 1700, a pesar de que son consideradas “buenas” desde 1818 y “confiables” desde 1848. Este período de variación cíclica es de 11 años (ciclo de Hale), con una variación de entre 9 y 14 años. Además, el ciclo no es simétrico; en promedio el tiempo de mínimo a máximo es de 4.3 años y el tiempo de máximo a mínimo es de 6.6 (Hargreaves, 1992).

En 1858 Richard Carrington descubrió una de las características de las manchas solares: su cambio latitudinal durante el ciclo solar. Al inicio, aparecen en altas latitudes, entre 35° y 40° , y conforme el ciclo evoluciona, migran hacia el ecuador hacia 5° en ambos hemisferios. Los Diagramas de Mariposa de Maunder son los registros de las manchas solares respecto a su ubicación latitudinal. Además, se ha observado que la luminosidad del Sol varía con el ciclo de manchas solares, siendo máximo en el máximo de manchas y mínimo, en el mínimo de éstas (Figura 2.6). Dos períodos en los que el Sol no mostró actividad, fueron el mínimo de Sporer, transcurrido entre 1420 y 1570, y el mínimo de Maunder, de 1645 a 1715. Además de este ciclo de 11 años se han inferido otros de más largo período. Si se toma solamente el número máximo de manchas de cada ciclo con respecto al tiempo, los máximos del número de manchas presentan una periodicidad de aproximadamente 80 años, llamado ciclo de Gleissberg.

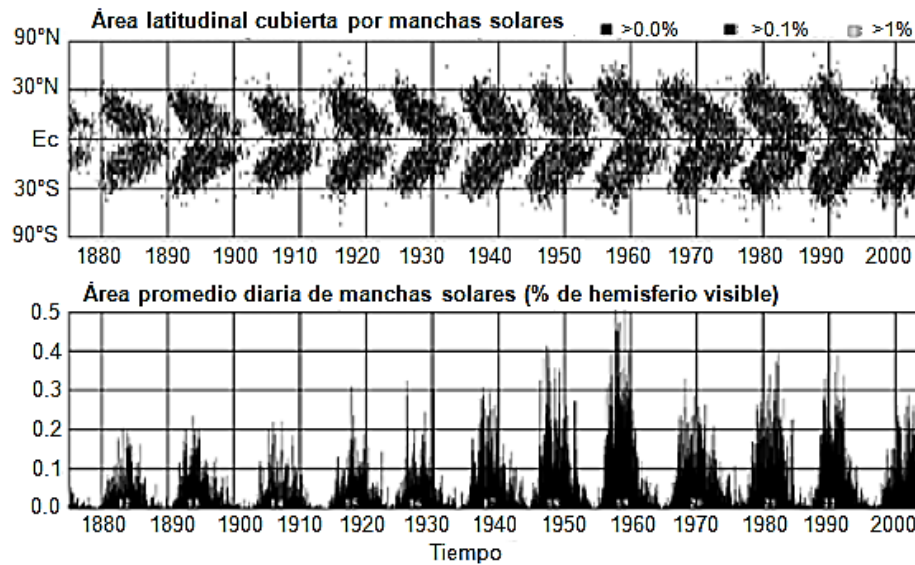


Figura 2.6 El panel superior muestra el Diagrama de Mariposa de Maunder indicando la deriva latitudinal de las manchas desde 1875 hasta 2003. El panel inferior muestra el área promedio diaria de manchas solares durante este período (modificado de Bhatnagar, 2006).

La aparición y el comportamiento de las manchas solares son un reflejo de la dinámica del campo magnético solar. Al inicio del ciclo, el campo magnético se aproxima a un dipolo con su eje alineado aproximadamente al eje de rotación del Sol. Con esta configuración, las líneas de campo magnético cerca del ecuador solar se encuentran cerradas formando arcos coronales. En altas latitudes, éstas se abren formando los hoyos coronales. Durante los cinco o seis años próximos, conforme el ciclo se acerca a su máximo, la configuración magnética se vuelve más compleja y se encuentran arcos y hoyos coronales a distintas latitudes. A lo largo de la fase descendente del ciclo se restaura la configuración dipolar del campo, y a la vez, se invierte la polaridad del campo magnético (Hargreaves, 1992).

Algunas evidencias han dirigido la atención al ciclo de 22 años o doble ciclo de manchas solares (ciclo de Schwabe). El campo magnético solar revierte su dirección a medida que se desarrolla cada nuevo ciclo. Algunos estudios de las relaciones entre la actividad solar y ciertos fenómenos terrestres han indicado periodicidades de 22 años, en vez de 11. En contraste con la inestabilidad del ciclo de 11 años, el de 22 años es estable, lo que apoya la idea de que este ciclo, y no el de 11 años, es realmente el período fundamental de actividad solar (Koskinen, 2011).

2.3 Campo magnético interplanetario

Cuando el viento solar fluye alejándose del Sol, lleva consigo el campo magnético de la región de donde surgió, y debido a su alta conductividad, se puede considerar un conductor perfecto. Así, el viento solar impregna al medio interplanetario de campo magnético solar. Este campo acarreado por el viento se conoce como campo magnético interplanetario (en inglés, IMF, *Interplanetary Magnetic Field*). Éste es el

campo magnético que llega a la Tierra junto con el viento solar, y su intensidad cerca de la órbita terrestre es entre 5 y 10 nT (Kono, 2009).

El viento solar extiende el campo magnético solar a grandes distancias, a las cuales las líneas de campo que salen del hemisferio norte del Sol están separadas de las que regresan a éste, en el hemisferio sur, por una delgada hoja de corriente. Ésta es una capa magnéticamente neutra a lo largo de la cual puede fluir libremente una corriente, y se encuentra cercana al plano ecuatorial del Sol. Si el flujo de viento solar fuera uniforme e igual en ambos hemisferios, la hoja de corriente estaría cerca del plano de la eclíptica. Sin embargo, debido a que los ejes magnético y de rotación del Sol no coinciden, la hoja de corriente no es plana sino que se encuentra ondulada hacia arriba y hacia abajo según se extiende en el medio interplanetario (Otaola *et.al.*, 2003).

El campo magnético solar es transportado por el viento solar, pero las líneas de campo permanecen unidas al Sol. Por esta razón, las líneas de campo magnético interplanetario no son paralelas a la velocidad radial del viento solar, sino que al permanecer fijas a su fuente se tuercen conforme el viento se aleja del Sol, formando espirales. Esta forma fue predicha por Parker, y se conoce como espiral de Parker en su honor. El patrón de campo magnético que se encuentra en un volumen de espacio interplanetario se encuentra gobernado por dos factores: los patrones presentes en el Sol, que dependen en gran medida de la latitud solar, y la manera en que el viento solar arrastra estos patrones.

La torsión de las líneas de Parker depende de la latitud respecto al Sol. En los polos solares, donde no existe el efecto de rotación, los campos magnéticos son probablemente radiales y las líneas magnéticas que salen de esas regiones no sufren torsión alguna. En contraste, para líneas que surgen del ecuador solar, el efecto es máximo. La torsión aumenta con la distancia al Sol y la velocidad de rotación.

2.3.1 Mediciones satelitales

La primera medición *in situ* del viento solar fue efectuada en 1962 por la sonda Mariner 2 (Hanslmeier, 2007). Desde entonces, se han llevado a cabo diversos proyectos y misiones internacionales para la investigación del Sol, el medio interplanetario y el entorno solar-terrestre. A continuación se mencionan algunas de ellas:

- WIND: Este satélite fue lanzado en 1994 y está dedicado a medir el campo geomagnético y el viento solar. Los objetivos de esta misión son: (1) investigar los procesos que ocurren en el viento solar en las cercanías de la Tierra; (2) realizar observaciones en el plano de la eclíptica para ser utilizadas en estudios heliosféricos; y (3) estudiar el plasma, las partículas energéticas y el campo magnético para investigaciones de la magnetosfera y la ionosfera. Cuenta con

ocho instrumentos para estudiar y medir los procesos que ocurren en el medio interplanetario, la magnetosfera y el viento solar (NASA Science, Missions).

- **SOHO** (*SOLar and Heliospheric Observatory*): Este proyecto internacional, lanzado en 1995, fue diseñado para investigar las siguientes características del Sol: (1) su dinámica y estructura interior; (2) la producción del viento solar; y (3) la corona y su alta temperatura. Algunos de los resultados que ha revelado hasta la fecha son: las primeras imágenes de la zona convectiva, la estructura térmica, la rotación y los flujos en el interior y la aceleración del viento solar. Esta sonda contiene doce instrumentos, cada uno con un objetivo específico respecto al Sol o alguna de sus partes (European Space Agency, 2003).
- **ACE** (*Advanced Composition Explorer*): Este satélite fue lanzado en 1997 y proporciona información en tiempo casi real acerca del viento solar y partículas energéticas solares. Su principal objetivo es medir y comparar la composición de diversos tipos de materia, incluyendo la corona solar, el viento solar y otras poblaciones de partículas interplanetarias, el medio interestelar y la materia galáctica. ACE está equipado con seis sensores de alta resolución y tres instrumentos de monitoreo (NASA Science, Missions).
- **STEREO** (*Solar TERrestrial RELations Observatory*): La misión consiste en dos observatorios espaciales casi idénticos (uno frente a la Tierra, en su órbita, y el otro detrás de éste), que siguen el flujo de energía y materia desde el Sol hasta la Tierra. Esta misión, lanzada en 2006, ha revelado la estructura tridimensional y la extensión de eyecciones de masa coronal (Ver 3.1.2). Además, ha proporcionado las primeras mediciones estereoscópicas del Sol. Cada satélite posee cuatro instrumentos para captar imágenes y estudiar partículas y ondas (NASA Science, Missions).

2.4 Magnetosfera

Todos los planetas del Sistema Solar que poseen un campo magnético intenso de origen interno están rodeados por cavidades que los protegen de la llegada directa de partículas y radiación de origen solar. Estas regiones se conocen como magnetosferas. La idea de una magnetosfera fue establecida por Kristian Birkeland, en 1896, y descrita por Fred Hoyle, en 1956.

En el caso de la Tierra, sin la presencia del viento solar, el campo geomagnético se extendería de manera indefinida hasta desaparecer en el medio interplanetario. Sin embargo, debido a la interacción de ese flujo de plasma solar con el campo geomagnético, el espacio extraterrestre se divide en tres regiones: 1) la región interplanetaria, cuyas propiedades no están perturbadas por la presencia del campo geomagnético; 2) la magnetofunda, asociada con la interacción del viento solar con el campo geomagnético; y 3) la magnetosfera, aquella región del espacio que contiene al campo geomagnético.

2.4.1 Formación de la magnetosfera

El viento solar, debido a su alta conductividad, no acepta la penetración de un campo magnético externo. Cuando éste encuentra un planeta, su campo magnético es barrido del medio interplanetario y comprimido hacia el planeta por el lado que da al Sol, el lado día. En el lado opuesto, el lado noche, las líneas de campo magnético se estiran alejándose del Sol.

La frontera de la magnetosfera se conoce como magnetopausa y separa al viento solar del campo geomagnético. Del lado día, se encuentra a 10 radios terrestres (un radio terrestre, equivale a 6,400 km) y está definida por la superficie en donde la presión del campo geomagnético se equilibra con la presión dinámica del flujo de viento solar. La cola magnetosférica se extiende a más de 1,000, y posiblemente 2,000 radios terrestres. La magnetopausa se forma por esfuerzo normal del viento solar y la presión normal comprime el campo geomagnético. La cola es causada por esfuerzo tangencial (Jacobs, 1991).

El plasma solar es tan rápido que su velocidad es mayor que la de las ondas que se transmiten en él. Cuando éste se encuentra con el campo geomagnético, se generan ondas que tratan de propagarse en todas direcciones. Sin embargo, como el plasma viaja más rápido que ellas, las que buscan propagarse hacia el Sol no pueden hacerlo porque son transportadas hacia adelante por el flujo. Estas condiciones generan una onda de choque a cierta distancia de la magnetopausa, aproximadamente a cuatro radios terrestres en dirección hacia el Sol. Las propiedades del plasma cambian bruscamente en esta onda. El plasma solar que fluye antes de la onda no se encuentra perturbado, pero el que la atraviesa es distinto. Éste es calentado, comprimido y desacelerado de 400 km/s a 250 km/s, formando una región turbulenta llamada magnetofunda (Figura 2.7).

La interacción entre el viento solar y el entorno geomagnético crea sistemas de corrientes eléctricas, que son objeto de estudio de la física magnetosférica y ionosférica. La electrodinámica de ambas regiones es tratada en el apartado “Sistemas de corrientes magnetosféricas y ionosféricas” del capítulo 3.

2.4.2 Estructura

En el interior de la magnetosfera el campo magnético se encuentra ordenado. Se pueden distinguir líneas de campo con ambos extremos en la Tierra, llamadas líneas cerradas y otras que sólo tienen un extremo y que se conocen como líneas abiertas. De manera formal, todas las líneas de campo magnético deben ser cerradas, pero en el caso de las líneas abiertas, la conexión es a través de las líneas de campo magnético interplanetario. Las líneas abiertas se encuentran únicamente a altas latitudes, sobre la superficie de la Tierra.

El plasma de la magnetosfera consiste, en su mayoría, en electrones y protones. Las fuentes de estas partículas son el viento solar y la ionosfera. Sin embargo, el plasma

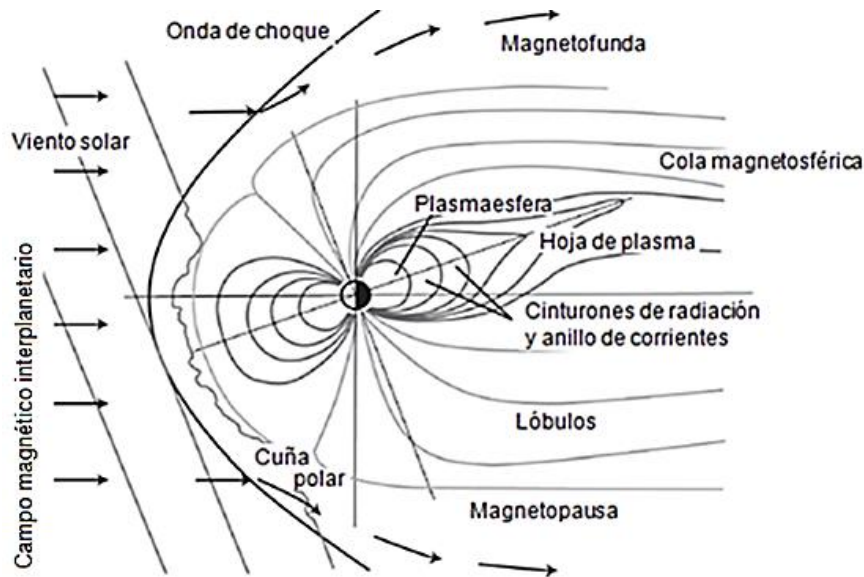


Figura 2.7 Sección transversal de la magnetosfera terrestre. Interacción del viento solar con el campo geomagnético y regiones de plasma dentro de la magnetosfera (modificada de Moldwin, 2008).

magnetosférico no está distribuido uniformemente, sino que se encuentra agrupado en diferentes regiones con distintas temperaturas y densidades (Figura 2.7).

La mayor parte del plasma de la cola magnetosférica se encuentra concentrado alrededor del plano medio de la cola en una hoja de plasma de espesor de cinco a diez radios terrestres. Ésta separa en dos partes a la cola magnetosférica; en una región las líneas de campo geomagnético se alejan de la Tierra, mientras que en la otra, se aproximan hacia ella. La densidad de electrones promedio y la temperatura en la hoja de plasma son de 0.5 cm^{-3} y $5 \times 10^6 \text{ K}$, y el campo magnético de 10 a 20 nT.

Las cuñas polares son regiones de la magnetosfera ubicadas a altas latitudes donde las líneas de campo divergen y el plasma de la magnetofunda tiene acceso directo a la ionosfera. El plasma que penetra es responsable, en parte, de las auroras polares. Además, la entrada de partículas contribuye a los sistemas de corrientes ionoféricas en altas latitudes (Bravo, 2001).

El lóbulo es la parte externa de la cola magnetosférica. Está formada por líneas de campo magnético que se originan en los casquetes polares y contiene un plasma altamente enrarecido. La densidad electrónica es 10^{-2} cm^{-3} ; la temperatura, $5 \times 10^5 \text{ K}$; y el campo magnético, 30 nT (Kono, 2009). En el lóbulo del norte, el campo magnético apunta hacia la Tierra; en el del sur, se aleja de ella. En consecuencia, debe haber una hoja de corriente entre ambos, que fluye dentro de la hoja de plasma.

En el interior de la magnetosfera destaca la plasmaesfera, que es la porción de plasma que rota con la Tierra, de origen ionosférico. Se extiende hasta una distancia de 4 radios terrestres, según el estado de perturbación de la magnetosfera. A esa altura, la densidad de electrones disminuye abruptamente a 1 cm^{-3} . Esta frontera es conocida como plasmapausa. Está limitada en distancia y en latitud, ya que se extiende solamente

hasta las latitudes de las últimas líneas que están cerradas tanto del lado día como del lado noche. A latitudes más altas, cerca de los polos magnéticos, las líneas de campo están estiradas hacia la cola y por ellas fluye plasma que escapa de la ionosfera y que las sigue hasta las profundidades de la cola magnetosférica (Kono, 2009).

En su interior también se encuentran los cinturones de radiación. En 1958 James Van Allen y su equipo de investigación descubrieron su existencia, mediante un contador Geiger a bordo de un satélite. Éste obtuvo evidencia de la presencia de partículas de radiación intensa, a medida que el satélite aumentaba su altitud. Más tarde, se hallaron dos máximos en el conteo de partículas energéticas: el primero entre la ionosfera y dos radios terrestres, y el segundo entre tres y cuatro radios terrestres. De esta manera, se estableció la existencia de dos cinturones de radiación alrededor de la Tierra, el cinturón interno o de Van Allen y el cinturón externo (Bravo, 2001).

A diferencia de las partículas de plasma que componen la plasmaesfera y que tiene energías muy bajas, los iones y los electrones ubicados en los cinturones de radiación son de muy alta energía. Ambos cinturones están formados por partículas que se mueven sobre las líneas de campo y que orbitan alrededor de la Tierra, los electrones hacia el este y los iones hacia el oeste. Además de subir y bajar a lo largo de ellas, y rebotar en un punto en el norte y otro en el sur –llamados puntos espejo–, también giran muy rápido alrededor de ellas. La plasmaesfera y los anillos de radiación no son regiones distintas espacialmente. Éstas se sobreponen parcialmente y sus interacciones resultan críticas para la dinámica de la magnetosfera (Koskinen, 2011).

2.5 Ionosfera

La ionosfera es el primer establecimiento permanente de plasma fuera de la Tierra (Bravo, 2001). Todos los planetas del Sistema Solar que poseen atmósfera tienen una ionosfera. Esta es la parte exterior de la atmósfera, ionizada por la luz solar de alta frecuencia (rayos X y ultra-violeta). Los fotones solares desprenden electrones de los átomos que componen las moléculas de los gases de la atmósfera y la convierten en un plasma donde iones y electrones están separados.

A pesar de que la ionosfera representa menos de 1% de la masa de la atmósfera sobre los 100 km, es muy importante por su influencia en la transmisión de ondas de radio. La mayor parte de la ionosfera es neutral, pero cuando la radiación solar interactúa con los constituyentes químicos de la atmósfera, los electrones son desprendidos de los núcleos para formar plasma ionosférico. La presencia de estas partículas cargadas hace a la atmósfera superior un conductor eléctrico, que soporta corrientes eléctricas (Anderson y Fuller-Rowell, 1999).

La existencia de la ionosfera fue postulada mucho antes de que se sondeara directamente. En 1839, Gauss afirmó que una capa eléctricamente conductora en la atmósfera debía existir, lo cual explicaría las variaciones diurnas del campo geomagnético. Su descubrimiento se remonta a inicios del siglo XX, cuando Guglielmo

Marconi estableció un sistema de comunicaciones entre Europa y Norteamérica. Un año después, Oliver Heaviside propuso la existencia de una capa ionizada reflejante en la atmósfera superior y la llamó ionosfera.

2.5.1 Características generales

La principal fuente de ionización de los constituyentes atmosféricos neutros es la radiación solar. De acuerdo a Sydney Chapman, la densidad de electrones y de iones no es homogénea, pues varía con el ángulo solar cenital, el ciclo solar y la altura (Lanza y Meloni, 2006). A gran altura, su densidad es baja, pues la densidad misma de la atmósfera también lo es. A bajas alturas, cerca de la superficie, hay pocos iones y electrones porque la mayoría de la radiación ionizante ha sido absorbida. De esta manera, en un nivel intermedio existe un máximo bien definido de densidad. Distintas frecuencias de ondas de radio son reflejadas a distintas alturas, y a la altura de densidad máxima se reflejan las ondas de máxima frecuencia que pueden hacerlo. La densidad electrónica y la temperatura promedio en la ionosfera es de 10^5 cm^{-3} y de 10^3 K . La intensidad de campo magnético es del orden de 10^4 nT (Kono, 2009).

La frontera inferior de la ionosfera se encuentra aproximadamente a 50 km, y la región *D* se extiende desde esa altitud hasta 90 km. Ésta es responsable de la absorción de las ondas de radiocomunicación a grandes distancias. A 100 km de altitud se encuentra otro máximo relativo de densidad electrónica conocido como región *E* normal, y también una zona intermitente de ionización intensa, llamada región *E* esporádica. Finalmente, dos máximos de densidad a 300 km caracterizan a la región *F*, dividida en las capas F_1 y F_2 . Las concentraciones electrónicas de estas regiones en el día son: Región *D*, 60 - 90 km: $10^8 - 10^{10} \text{ m}^{-3}$; Región *E*, 105 - 160 km: 10^{11} m^{-3} ; Capa F_1 , 160 - 180 km: $10^{11} - 10^{12} \text{ m}^{-3}$ y Capa F_2 , máximo variable alrededor de 300 km: 10^{12} m^{-3} (Hargreaves, 1992). Sobre la capa F_2 la densidad de electrones disminuye constantemente con la altura. El tope de la ionosfera se encuentra aproximadamente a 1 000 km, pero no hay frontera real entre ésta y la magnetosfera.

Durante la noche, cuando el efecto de la radiación solar —el mayor responsable de la ionización— cesa, la densidad electrónica disminuye por un proceso de recombinación entre iones y electrones, a distintas alturas. Solamente se puede observar un máximo que caracteriza a la región *F*. La región *D* desaparece en la noche, y la región *E* se debilita. Sin embargo, la región *F* tiende a persistir, a una intensidad reducida (Figura 2.8).

2.5.2 Variabilidad ionosférica

La ionosfera varía en gran medida debido a cambios en las fuentes de ionización y porque responde a modificaciones en la parte neutral de la atmósfera superior donde se encuentra. Esta región de la atmósfera se conoce como termosfera. Como la ionosfera responde a la radiación ultra-violeta, varía a lo largo del período diurno de 24 horas y del ciclo solar de 11 años. En escalas de tiempo menores, la radiación X solar puede

incrementar drásticamente cuando ocurre una ráfaga solar, lo cual aumenta la ionización en las regiones *D* y *E*.

La otra fuente principal de variabilidad proviene de partículas cargadas en la atmósfera neutral en la termosfera. La ionosfera responde a los vientos termosféricos. Éstos pueden empujarla a lo largo de las líneas inclinadas de campo geomagnético a una altitud distinta. Durante una perturbación geomagnética, el ingreso de energía a altas latitudes produce ondas y cambios en los vientos termosféricos. Esto causa incrementos y disminuciones de la concentración electrónica.

Son tres los parámetros ionosféricos importantes: MFU, CTE y $N_{m\acute{a}x}$. Para la comunicación de ondas de radio, se emplean la frecuencia máxima y mínima utilizable (en inglés, MUF y LUF, *Maximum Usable Frequency* y *Lowest Usable Frequency*) que la atmósfera puede soportar. La frecuencia máxima depende de la densidad de electrones de la región *F* y el ángulo de incidencia de las ondas de radio. Ésta cambia en el día, a lo largo del ciclo solar y en perturbaciones geomagnéticas. La frecuencia mínima está controlada por la absorción de ondas de radio en las regiones *D* y *E*. El Contenido Total de Electrones (en inglés, TEC, *Total Electron Content*) es un parámetro ionosférico importante para aplicaciones de navegación. También es una medida del retraso de la señal GPS, a medida que ésta se propaga a través de la ionosfera desde satélites GPS, ubicados a 22 000 km de altitud. El parámetro $N_{m\acute{a}x}$ está relacionado con el máximo de densidad electrónica en la región *F* (Anderson y Fuller-Rowell, 1999).

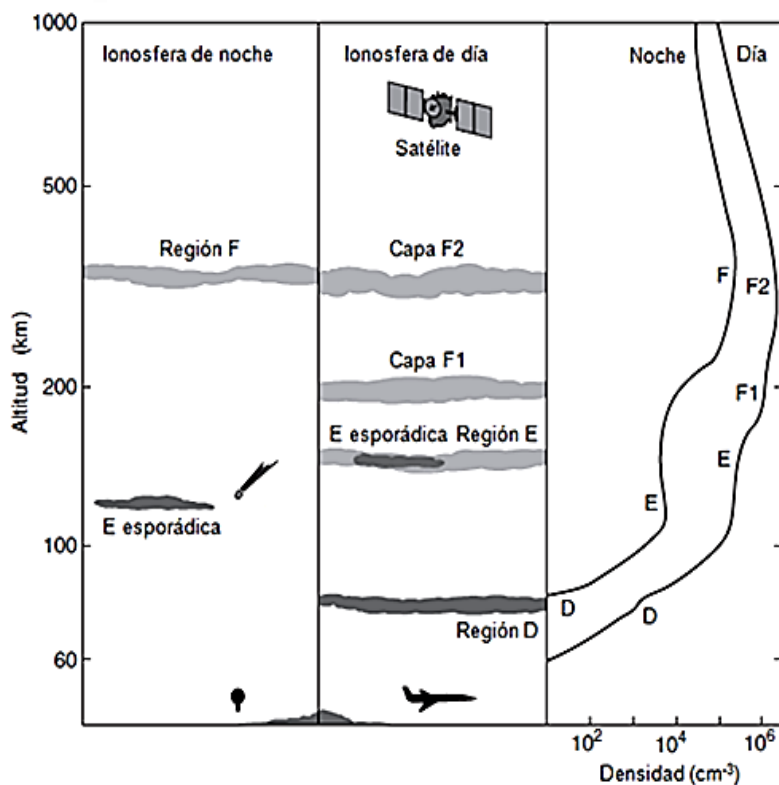


Figura 2.8 Estructura vertical de la ionosfera terrestre (modificada de Moldwin, 2008).

2.5.3 Auroras polares

La presencia de la ionosfera y los procesos de ionización que actúan ahí dan lugar a un fenómeno geofísico importante: las auroras polares. Generalmente éstas ocurren en dos regiones anulares, casi circulares, de extensión latitudinal pequeña, alrededor de cada polo geomagnético, conocidas como óvalos aurorales. Cada uno tiene un radio aproximado de 2,000 km y son excéntricos respecto a los polos. Es decir, su centro está corrido unos grados hacia el lado opuesto al Sol, el lado noche. La porción de día se encuentra alrededor de 76° de latitud, mientras que la porción de noche, a 67° aproximadamente (Bravo, 2001). Las auroras no ocurren en los polos, ya que el óvalo auroral deja libre una región de latitudes más altas.

Las auroras son despliegues de columnas de luces provocadas por la precipitación de iones y electrones de alta velocidad sobre la atmósfera superior. Estas partículas provienen de la magnetosfera y penetran a lo largo de las líneas de campo geomagnético. En su movimiento, colisionan con las moléculas atmosféricas neutras y las excitan e ionizan. Los fenómenos de desexcitación y recombinación de los átomos emiten fotones, responsables de las luces emitidas (Anderson y Fuller-Rowell, 1999).

2.6 Campos magnéticos y magnetosferas planetarias

Los campos magnéticos son rasgos permanentes de los interiores de algunos planetas, y de la mayoría de sus ambientes ionizados, sus ionosferas y magnetosferas. Su configuración magnética resulta de la interacción de campos generados en el interior del planeta, y campos transportados por el viento solar. Esta interacción es compleja, ya que las ionosferas y las magnetosferas están llenas de plasma. Sus componentes reaccionan al campo aplicado generando corrientes eléctricas adicionales, y por consiguiente, campos magnéticos producidos localmente. Estos últimos pueden ser de la misma magnitud que el campo original.

Se distinguen tres principales fuentes de plasmas en ambientes planetarios (Baumjohann *et.al.*, 2010):

- el plasma del viento solar, transportado desde la corona solar hacia el ambiente planetario, en su mayoría compuesto por hidrógeno atómico H^+ con un porcentaje menor de He^{++} ;
- el plasma ionosférico, generado en la atmósfera superior del planeta, por los agentes ionizantes que actúan en el gas atmosférico, principalmente fotones e impacto de partículas energéticas;
- en los planetas gigantes, también existen fuentes orbitales de plasma, las cuales contribuyen significativamente a la magnetosfera en cuestión. Pueden ser generadas como plasma ionosférico en la atmósfera superior de una luna (v.g. Titán) o por la ionización de un toro de gas neutro generado por la actividad de algunas lunas y sus planetas (v.g. Ío y Júpiter).

La configuración final en un ambiente planetario resulta de la interacción entre las fuentes de campo magnético (esencialmente de origen solar, planetario o lunar) y las de plasma.

Un elemento importante que distingue los dos tipos principales de configuraciones magnetosféricas es la naturaleza del obstáculo que se opone al flujo del viento solar que impacta al planeta (su superficie, atmósfera o campo magnético). Cuando al viento solar se opone un campo planetario, éste crea una gran cavidad en su flujo, que es llenada por el campo magnético y, que por esta razón, es llamada magnetosfera. En este caso, que aplica a Mercurio, la Tierra y todos los planetas gigantes, se habla de una magnetosfera intrínseca. En el caso donde el viento solar interactúa directamente con la atmósfera superior ionizada de un obstáculo (v.g. Venus, Marte y los cometas) se forma una cavidad similar por efectos de las corrientes inducidas en la ionosfera planetaria o cometaria. En este caso se habla de una magnetosfera inducida (Tabla 2.2).

La interacción de los ambientes planetarios con el viento solar, así como con los componentes de los sistemas de los planetas gigantes, producen una diversidad de corrientes. Algunos factores que explican lo anterior son (Baumjohann *et.al.*, 2010):

- los distintos tipos de interacciones entre planetas y viento solar;
- la existencia y la importancia de una atmósfera;
- la intensidad y variedad de fuentes internas de plasma y de viento solar;
- la intensidad y la geometría del campo magnético interno planetario.

Envoltura del planeta o satélite	Magnetosfera intrínseca	Magnetosfera inducida
Superficie sólida	<u>Obstáculo = Campo planetario</u> Mercurio Ganímedes	<u>Obstáculo = Superficie sólida</u> Luna Europa, Calixto, satélites de Saturno
Atmósfera densa	<u>Obstáculo = Campo planetario</u> Tierra Planetas gigantes	<u>Obstáculo = Atmósfera planetaria / ionosfera</u> Venus Ío, Titán

Tabla 2.2 Esquema de clasificación de magnetosferas planetarias y de satélites (modificada de Baumjohann *et.al.*, 2010).

3. ESTADOS PERTURBADOS ASOCIADOS A LA ACTIVIDAD SOLAR Y AL CAMPO GEOMAGNÉTICO

La magnetosfera es una región muy dinámica que sufre alteraciones por la actividad solar. Algunas de sus manifestaciones más intensas -como las eyecciones de masa coronal y las ráfagas solares- perturban fuertemente todo el entorno geomagnético; y en ocasiones la magnetosfera se abre por completo al viento solar, permitiendo su entrada. La energía del viento solar se transfiere al interior de la magnetosfera a través del campo magnético interplanetario (Bravo, 2001). De hecho, la magnetosfera nunca está en estado de equilibrio. A veces se estimula por perturbaciones en el viento solar y en otras, responde al exceso de energía acumulada en la cola magnetosférica. De esta manera, sufre cambios globales en los que su distribución de plasma y de campo magnético se reestructura.

Dentro de la magnetosfera existe un conjunto de corrientes eléctricas afectadas por el viento solar y la conductividad de la ionosfera, y que perturban fuertemente el campo medido en superficie. Estos sistemas de corriente juegan un papel importante en la transferencia de energía entre el viento solar y los distintos entornos terrestres ionizados. En la Tierra, las corrientes ionosféricas han sido detectadas y estudiadas desde el siglo XIX, mediante sus firmas magnéticas en la superficie del planeta. En contraste, las corrientes magnetosféricas fueron caracterizadas desde la era espacial (Baumjohann *et.al.*, 2010).

3.1 Perturbaciones solares

En la fotosfera y la corona, el campo magnético que emerge genera patrones muy complejos que originan manchas solares, regiones activas, arcos y hoyos coronales, que constituyen lo que se conoce como actividad solar (Otaola *et.al.*, 2003). Los eventos más explosivos de actividad solar están comprendidos en las tormentas solares, entre los que se encuentran las ráfagas, las eyecciones de masa coronal, las protuberancias y los hoyos coronales.

3.1.1 Ráfagas solares

Las ráfagas solares son fenómenos explosivos que se presentan en las regiones activas de la fotosfera. Éstas se encuentran situadas sobre grupos de manchas, donde las líneas de campo magnético son cerradas. Las ráfagas se observan como emisiones intensas y repentinas de radiación electromagnética, de duración variable, desde algunos minutos hasta varias horas. Éstas liberan grandes cantidades de energía, desde 10^{29} hasta 10^{32} erg, en frecuencias espectrales desde el radio, visible y ultra-violeta extremo hasta rayos gamma y rayos X (Bhatnagar, 2006). Corresponden a las zonas brillantes que se observan en las fotografías de rayos X, debido a que contienen material a muy altas temperaturas que emiten esta radiación.

3.1.2 Eyecciones de masa coronal

Las eyecciones de masa coronal son expulsiones violentas (en inglés, CME, *Coronal Mass Ejections*) de grandes cantidades de materia coronal hacia el espacio, formando nubes de plasma de baja densidad. A medida que se expanden durante su paso a través del medio interplanetario alcanzan gran escala dentro del viento solar. El promedio de masa liberada en una eyección es de 4×10^{15} gr. La velocidad con la que el plasma coronal es expulsado al medio interplanetario varía entre 200 y 2,000 km/s. Considerando que la velocidad promedio del viento solar ambiente es de 400 km/s, aquellas eyecciones con velocidades mayores a las del viento solar ambiente darán origen a ondas de choque en su trayectoria (Hargreaves, 1992).

Se sabe que, bajo determinadas condiciones, las eyecciones de masa coronal generan tormentas geomagnéticas en la Tierra, por lo que es importante registrar y estudiar sus características. La llegada de una eyección puede comprimir la magnetosfera, haciendo que la magnetopausa del lado día se acerque hasta cinco radios terrestres. Al igual que las ráfagas solares, las eyecciones de masa coronal siguen el ciclo de actividad solar. En el máximo pueden suceder varias en un solo día; mientras que en el mínimo ocurre una, en promedio, cada cinco días.

3.1.3 Protuberancias

Las protuberancias aparecen en la orilla del disco solar o limbo y se extienden hacia afuera, en ocasiones por cientos de miles de kilómetros. Se observan como flamas rosadas que se proyectan más allá del limbo. Estas estructuras consisten en arcos de plasma de gran tamaño que se establecen en la corona solar y permanecen ahí por meses, controlados por el campo magnético en esa región. A menudo son tan grandes que se pueden observar a simple vista en los eclipses totales de Sol. Finalmente se extinguen o estallan, como filamentos de gas incandescente entrelazados, enviando grandes cantidades de materia solar hacia el espacio (Otaola *et.al.*, 2003).

3.1.4 Hoyos coronales

Los hoyos coronales, que se observan como zonas oscuras en la corona solar, presentan una emisión de rayos X muy baja, debido a que el material puede moverse con libertad; y de esta manera, escapa rápidamente al espacio en forma de viento solar. Se piensa que los hoyos coronales producen erupciones energéticas de viento solar, las cuales pueden llegar hasta 1,000 km/s. Estas estructuras también muestran variaciones con el ciclo solar. Durante épocas alrededor del mínimo de actividad, los hoyos coronales ocupan grandes regiones y están centrados en los polos heliográficos. En tiempos de mayor actividad solar, se contraen y aparecen hoyos más pequeños durante períodos muy cortos en otras latitudes (Otaola *et.al.*, 2003).

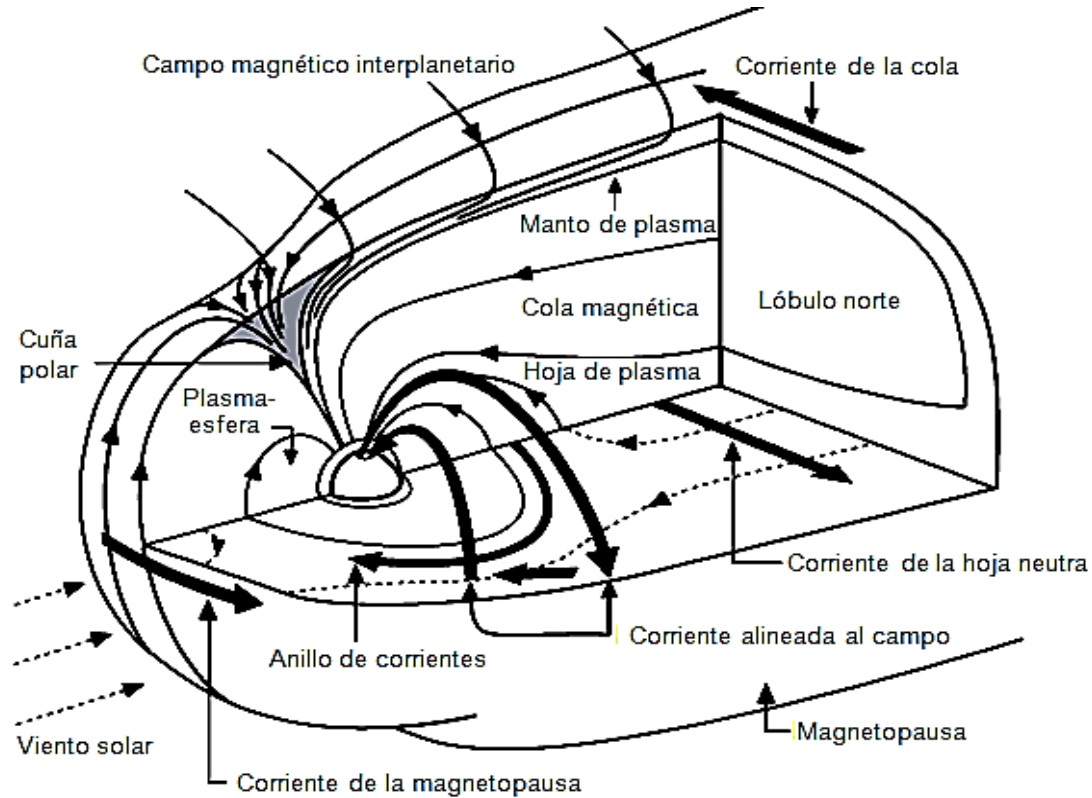


Figura 3.1 Esquema de la magnetosfera terrestre que muestra los planos ecuatorial y meridional. Se observan las principales regiones de la magnetosfera. Las corrientes eléctricas que fluyen en la magnetosfera se señalan con flechas oscuras (modificada de Moldwin, 2008).

3.2 Sistemas de corrientes magnetosféricas e ionosféricas

La magnetosfera terrestre es una región de campo magnético dipolar perturbado, rodeada por una hoja de corriente, la magnetopausa. Dentro de ella existe un conjunto de corrientes eléctricas generadas por el desplazamiento de partículas cargadas, en el campo geomagnético y aquellos campos creados por su desplazamiento. Los efectos de esas corrientes son registrados en la superficie con magnetómetros, y los datos obtenidos de estaciones y observatorios geomagnéticos se utilizan para inferir la naturaleza de esas corrientes y los procesos que las producen. Las mediciones en superficie, complementadas con observaciones satelitales del campo geomagnético, son esenciales para comprender estas corrientes y su relación con el viento solar y el estado interno de la magnetosfera (Jacobs, 1991) (Figura 3.1).

3.2.1 Corriente Sq y electrojet ecuatorial

La corriente Sq es un sistema de corriente ionosférica de dos vórtices confinado al lado día de la atmósfera terrestre (Jacobs, 1991). Esta corriente es producida por el calentamiento solar y las mareas lunares y solares. En el punto subsolar, la ionosfera se calienta desarrollando una región de alta presión. Las cargas eléctricas fluyen alejándose de esa área a través de las líneas de campo geomagnético. La inducción genera una corriente eléctrica que produce variaciones magnéticas en la superficie de la Tierra.

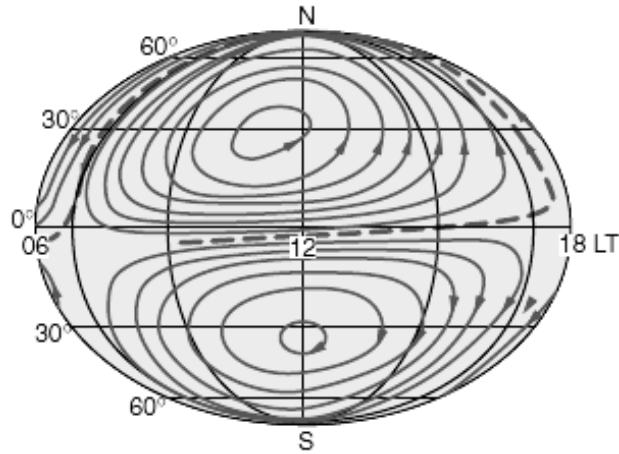


Figura 3.2 Sistema de corriente Sq , visto en el lado día (Kono, 2009).

Cerca del ecuador la corriente fluye hacia el este desde el sector del amanecer hasta el sector del anochecer. A medida que se aproxima al límite del anochecer, se bifurca y fluye hacia ambos polos. A continuación se mueve a latitudes más altas como una corriente dirigida hacia el oeste. Finalmente la corriente fluye hacia el ecuador cerca del límite del amanecer completando el circuito ionosférico (Figura 3.2). La perturbación magnética, en el ecuador por debajo de la corriente, es hacia el polo; mientras que en altas latitudes, es hacia el ecuador. Los efectos de la corriente Sq son considerados ruido en estudios de corrientes magnetosféricas y deben ser removidos de los registros de campo magnético, conocidos como magnetogramas.

Los dos vórtices de esta corriente se ubican cerca de 30° de latitud magnética, en ambos hemisferios, y convergen en el ecuador geomagnético (Kono, 2009) (Figura 3.3). El movimiento de estos focos puede alterar las variaciones registradas por estaciones en su cercanía. La convergencia de ambos vórtices forma una corriente en forma de jet que se extiende en la ionosfera, el electrojet ecuatorial. Sin embargo, el electrojet no sería tan intenso si solo estuviese formado por la concentración de la corriente Sq . La geometría espacial del campo geomagnético en el ecuador, junto con la incidencia casi perpendicular de la radiación solar, producen una intensificación ecuatorial de la conductividad efectiva que lleva a una amplificación de la corriente del electrojet.

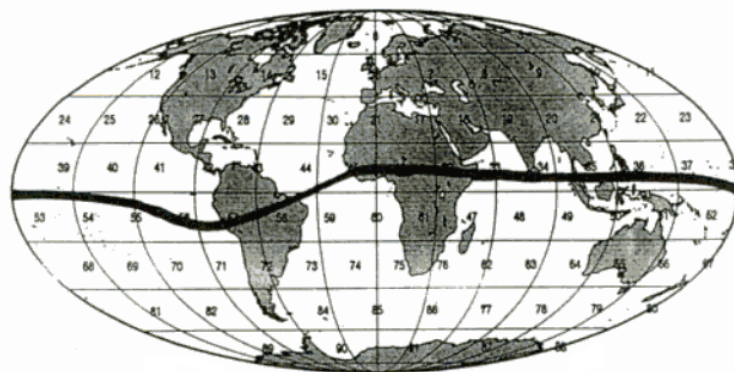


Figura 3.3 Ubicación latitudinal del electrojet ecuatorial (Muniz, 1997).

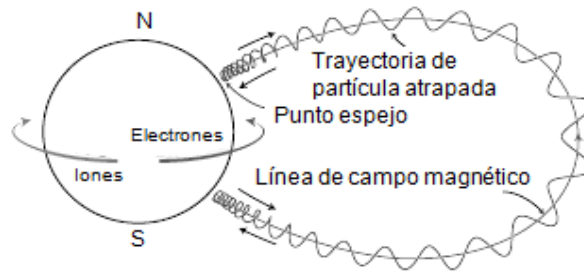


Figura 3.4 Trayectorias de partículas atrapadas en líneas dipolares de campo cerradas (modificada de Kono, 2009).

La intensa corriente horizontal del jet produce una perturbación del campo geomagnético, la cual debilita su componente H en la superficie de la Tierra sobre una distancia de 600 km (6°) a través del ecuador. El campo de perturbación típico en su cercanía es de 50 a 100 nT.

3.2.2 Anillo de corrientes

El anillo de corrientes se desplaza hacia el oeste alrededor de la Tierra, a una distancia de cuatro radios terrestres (Figura 3.1). Su efecto en la superficie es una perturbación dirigida hacia el sur, la cual reduce la intensidad del campo principal. La corriente que circula en este anillo es de 1 a 10 MA (Kono, 2009).

Este anillo es producido por la deriva hacia el oeste de iones y la deriva hacia el este de electrones en los cinturones de radiación (Figura 3.4). Dado que los electrones poseen menos energía, la corriente está dominada por iones, o en ocasiones muy perturbadas, por oxígeno ionizado de la ionosfera. Los iones giran alrededor del campo magnético local, viajan a lo largo de una línea de campo hacia la ionosfera, rebotan en un punto espejo en el campo magnético que converge a altas latitudes y se desplazan de manera azimutal alrededor de la Tierra (Jacobs, 1991).

Debido a que los iones ocupan todas las latitudes a lo largo de una línea de campo, cubren por completo al planeta y crean un solenoide de anillos a su alrededor. El efecto en la superficie es una perturbación magnética casi constante y paralela al eje dipolar terrestre. El índice geomagnético Dst (en inglés, *Disturbance Storm Time*) se diseñó para medir esta perturbación y es una cantidad física descriptiva de lo que sucede en el espacio.

3.2.3 Corriente de la magnetopausa

La presión dinámica del viento solar confina el campo geomagnético en el lado día dentro de una cavidad de forma elipsoidal, de 10 radios terrestres de tamaño en su nariz, y de 15 radios terrestres en sus lados. La frontera es una hoja de corriente eléctrica, conocida como corriente de la magnetopausa o de Chapman-Ferraro, y crea el límite del campo geomagnético. Esta corriente es creada por el esfuerzo normal de la

presión dinámica del viento solar en contra de la presión del campo geomagnético interno (Figura 3.1).

La forma de la corriente de la magnetopausa es casi idéntica a la de la corriente Sq . En el hemisferio norte circula en el sentido contrario de las manecillas del reloj alrededor de un punto conocido como punto neutral o cuña polar. En el hemisferio sur la corriente fluye en el sentido de las manecillas del reloj. Sus efectos en superficie son más importantes en el lado día (Jacobs, 1991).

La corriente de la magnetopausa es creada por el movimiento de iones y electrones en el viento solar. A medida que éste se encuentra con el campo geomagnético, los iones y electrones en su interior son deflectados en direcciones opuestas por la fuerza de Lorentz. Esto crea una hoja de corriente eléctrica que fluye en el espacio. Cuando la corriente está desarrollada por completo la presión del viento solar normal a la superficie está exactamente equilibrada por la presión del campo geomagnético dentro de la frontera. El efecto de la corriente en el interior es un aumento en todos lados de la intensidad del campo magnético con respecto al dipolo.

3.2.4 Corriente de la cola magnetosférica

La cola magnetosférica se encuentra en el lado noche de la magnetopausa, y su campo está acompañado por la corriente que fluye en la superficie de la cola magnetosférica y la corriente de la hoja neutra en la lámina central de plasma. Ambas están conectadas y forman un sistema de corriente en forma de θ , visto a lo largo de la línea Tierra-Sol (Kono, 2009) (Figura 3.1).

La corriente fluye del sector del amanecer hacia el del anochecer a lo largo del centro de la cola. En la frontera de la cola, la corriente se separa y circula en direcciones opuestas. La región de corriente más intensa es la hoja de plasma, mientras que aquellas ubicadas por encima y por debajo se conocen como los lóbulos norte y sur, respectivamente. El efecto de esta corriente en la Tierra es una perturbación dirigida hacia el sur. Sin embargo, ésta es más intensa en la medianoche que en el mediodía y crea una asimetría de la perturbación en superficie. La intensidad de corriente total es de 10^8 A (Hargreaves, 1992).

La corriente de la cola es creada por una interacción friccional (arrastre tangencial) entre el viento solar y el campo geomagnético. Esta fuerza empuja las líneas de campo lejos del lado día estirándolas hacia la cola detrás de la Tierra. Existen dos formas de arrastre tangencial: la interacción viscosa y la reconexión magnética (Jacobs, 1991).

3.2.5 Convección magnetosférica

El movimiento simultáneo de plasma y líneas de campo magnético como una sola entidad se conoce como convección. El plasma fluye del lado día hacia el lado noche sobre el casquete polar, donde regresa de vuelta al lado día través de los sectores

de la mañana y de la tarde. La convección se debilita cuando el campo magnético interplanetario (IMF) apunta al norte y se intensifica cuando éste se dirige hacia el sur. La componente norte-sur del campo interplanetario conocida como B_z , es un factor determinante en el grado de perturbación dentro de la magnetosfera (Langel y Hinze, 1998).

Si la magnetosfera estuviera totalmente cerrada, la convección circularía dentro de la magnetosfera tal que los tubos de flujo magnético que cruzan el casquete polar alcanzarían las capas externas de la magnetosfera. En éstas, algún tipo de interacción viscosa con el flujo del viento solar sostendría la circulación. En este modelo, propuesto por William Axford y Colin Hines, la interacción viscosa provee cerca del 10% de la transferencia del momento desde el viento solar a la magnetosfera (Koskinen, 2011).

La magnetosfera, sin embargo, no está cerrada por completo. En el mismo año que Axford y Hines presentaron su modelo de interacción viscosa, James Dungey explicó la convección en términos de reconexión magnética. Cuando una línea de IMF dirigida hacia el sur (B_s) se encuentra con la magnetopausa, puede unirse con una línea de campo terrestre cerrada, con ambos extremos en la Tierra. Las líneas de campo unidas se dividen en dos líneas abiertas, cada una de las cuales tiene un extremo conectado a la Tierra y otro extendiéndose hacia el viento solar. De manera subsecuente, el viento solar transporta esta línea de campo a través de los casquetes polares hacia la cola. Del lado noche de la magnetosfera, las dos mitades abiertas de la línea de campo se mueven a través de los lóbulos y son forzados hacia el centro de la cola. A una distancia de 100 a 200 radios terrestres, las líneas que se han acumulado en los lóbulos de se encuentran de nuevo y se reconectan. De esta forma, dejan una línea de

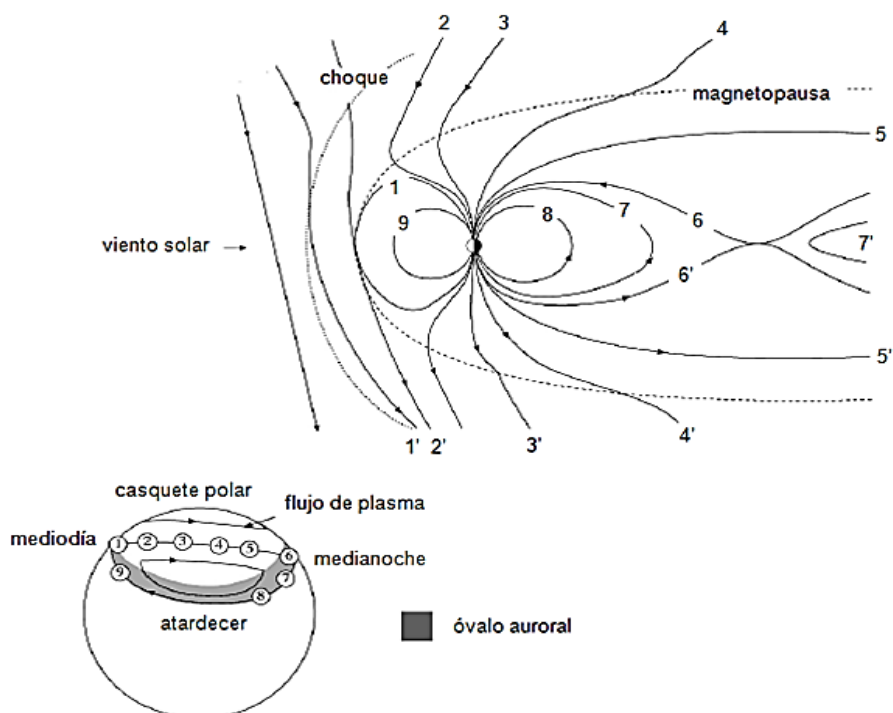


Figura 3.5 Convección en la magnetosfera abierta por reconexión (modificada de Koskinen, 2011).

campo terrestre cerrada y extendida en la cola, y una línea abierta del campo de viento solar detrás de la cola de la magnetosfera. La línea de campo extendida a lo largo de la cola se relajará y acortará en la dirección del lado día. Durante esta relajación transporta plasma hacia la Tierra (Figura 3.5).

La reconexión entre las líneas de campo interplanetario y la magnetosfera es el principal proceso por el cual se transfiere energía, momento y plasma desde el viento solar hacia el ambiente terrestre. Esta interacción depende de la orientación del campo interplanetario, que se expresa en un marco de referencia geocéntrico.

El sistema coordenado geocéntrico solar-magnetosférico (GSM) se define de tal forma que el eje x está representado por la línea Tierra-Sol, con dirección positiva hacia el Sol. El eje y es perpendicular al dipolo geomagnético, dirigido positivo hacia el atardecer. El eje z positivo se elige en el mismo sentido que el polo magnético norte. El plano xz contiene al eje del dipolo (Otaola, 1974).

Considerando el sistema GSM, si $B_z < 0$ (IMF dirigido totalmente hacia el sur, B_s), la reconexión ocurre con líneas de campo geomagnético cerradas en la magnetopausa del lado día, formando líneas abiertas, que son arrastradas lejos del Sol por la tensión magnética en el sitio de reconexión y por el flujo de viento solar (Mandea y Korte, 2011).

3.2.6 Electrojets aurales

Dado que las partículas que se precipitan dentro del óvalo auroral provocan una ionización significativa, su conductividad es mucho mayor a la del casquete polar. La corriente fluye hacia adentro y afuera del óvalo auroral a lo largo de las líneas de campo magnético. Como resultado, el flujo de corrientes de altas latitudes está concentrado dentro del óvalo auroral, donde forma los electrojets aurales. Estos son los sistemas de corrientes más importantes en esas latitudes, con intensidad de millones de amperes, que es el mismo orden de aquella transportada por el anillo ecuatorial. Sin embargo, dado que los electrojets aurales fluyen sólo 100 km por encima de la superficie de la Tierra, crean las perturbaciones magnéticas más grandes en la superficie de todos los sistemas de corriente. Éstas tienen magnitudes entre 100 y 1 000 nT, pero pueden alcanzar hasta 3 000 nT, en las tormentas más intensas. Existen dos tipos de electrojets aurales: los convectivos y el electrojet de subtormenta (Kono, 2009).

Los electrojets de convección auroral consisten en electrojets dirigidos hacia el este y hacia el oeste. Éstos son corrientes que se originan alrededor del mediodía donde son alimentados por corrientes descendentes alineadas al campo. El electrojet dirigido hacia el este fluye en el sector de noche (atardecer) y termina en la región pre-medianoche y rota parcialmente hacia el norte, donde se une con el electrojet que se dirige hacia el oeste. El electrojet dirigido hacia el oeste fluye a través del sector del amanecer y medianoche y se extiende dentro del sector del atardecer a lo largo del borde del óvalo auroral donde diverge como corrientes ascendentes alineadas al campo.

La corriente que se dirige hacia el oeste es normalmente más intensa. Los índices geomagnéticos aurales *AE*, *AU* y *AL* se introdujeron como una medida de la actividad global de los electrojets convectivos de estas latitudes (Figura 3.6).

Solamente parte del flujo transportado dentro de la cola es reconectado de manera instantánea y devuelta al lado día. Las líneas de campo restantes son añadidas a los lóbulos, donde incrementan la densidad de flujo magnético e intensifican la corriente de la cola en la hoja neutral. Después de algunas decenas de minutos, demasiado flujo se ha acumulado en la cola y ésta se vuelve inestable y libera ese exceso de energía. Las líneas de campo almacenadas son reconectadas súbitamente a distancias de 20 a 25 radios terrestres, y su energía magnética es liberada. La reconexión repentina de tubos de flujo previamente almacenados tiene efectos mayores en el plasma magnetosférico y sobre fenómenos como las auroras y las corrientes ionosféricas. Estos efectos, que duran una a dos horas, son resumidos en una subtormenta magnetosférica.

La descarga de flujo magnético previamente almacenado en la cola magnetosférica lleva a la formación de un electrojet de subtormenta con un flujo de corriente muy intenso dirigido hacia el oeste en el sector de medianoche. En los electrojets convectivos cualquier incremento es causado principalmente por aumento del campo eléctrico. En contraste, en el electrojet de subtormenta, su intensidad de corriente está determinada principalmente por un aumento en la conductividad ionosférica debido a gran precipitación de partículas en la aurora de subtormenta (Kono, 2009).

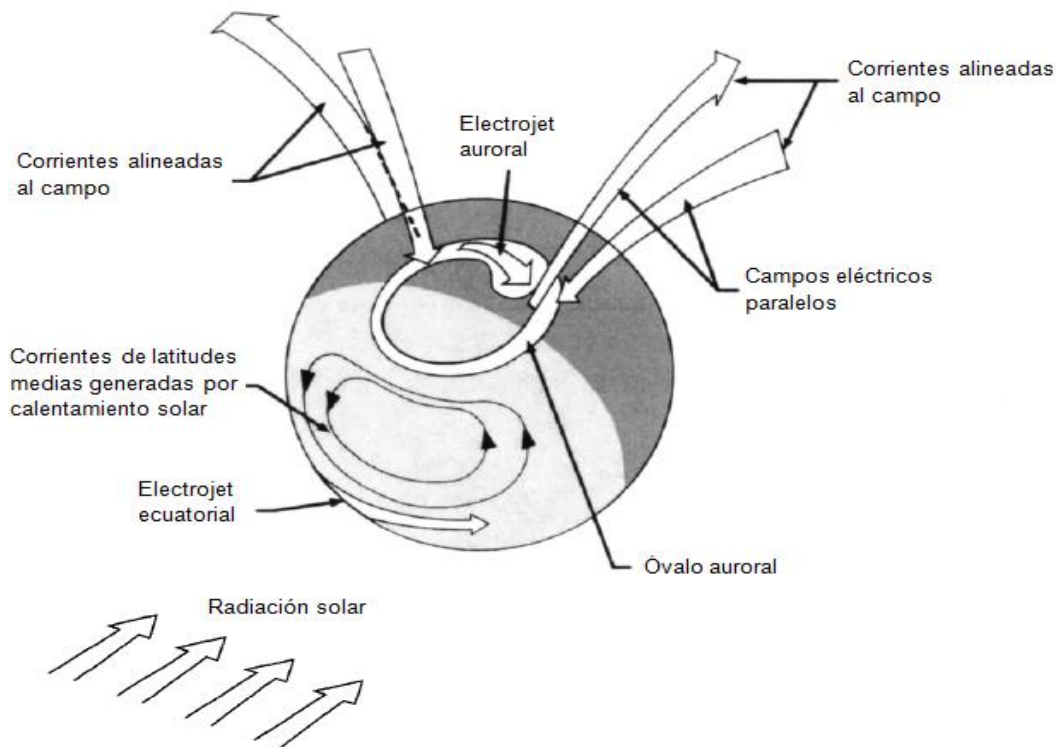


Figura 3.6 Corrientes dominantes de latitudes bajas y altas, asociadas con la ionosfera terrestre (modificada de Langel y Hinze, 1998).

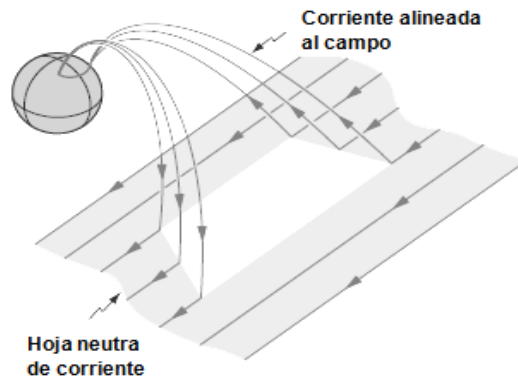


Figura 3.7 Cuña de corriente de altas latitudes (modificada de Kono, 2009).

Otra diferencia entre ambos electrojets está relacionada con la ubicación de las corrientes alineadas al campo. En los convectivos, éstas están distribuidas sobre un amplio rango de tiempo local. En el caso del electrojet de subtormenta, el jet y sus corrientes alineadas al campo están más concentradas en el sector de medianoche, formando una cuña de corriente, cuyas perturbaciones magnéticas también pueden observarse en latitudes medias (Figura 3.7).

3.2.7 Corrientes alineadas al campo

Además de las corrientes que fluyen a través de las líneas de campo magnético, otras se desplazan a lo largo de ellas. Las corrientes alineadas al campo conectan a las corrientes magnetosféricas con aquellas que fluyen en la ionosfera polar (Figura 3.1). Éstas principalmente son llevadas por electrones y son esenciales para el intercambio de energía y momento entre ambas regiones.

Por muchos años se asumió que las corrientes ionosféricas solo fluían horizontalmente. Birkeland sugirió por primera vez, en 1908, la existencia de corrientes alineadas al campo. Se ha observado que éstas aparecen durante las tormentas geomagnéticas, cuando las partículas energéticas se precipitan a lo largo del camino más corto a través de la magnetosfera, lo cual se refleja en una intensificación del anillo de corrientes (Hargreaves, 1992).

3.3 Variaciones externas irregulares del campo geomagnético

La actividad solar puede asociarse con la emisión intensa de rayos X y radiaciones en el ultra-violeta, así como con la expulsión de partículas de energía variable que se esparcen en el medio interplanetario. Así, la magnetosfera puede estar inmersa temporalmente en el flujo de estas partículas por días. Algunas pueden llegar directamente a la alta atmósfera en las regiones polares; seguidas por una nube de plasma solar que se propaga en el medio interplanetario. En el estudio de la Tierra -en analogía con las condiciones climáticas- el término “tormenta geomagnética” se emplea para describir un estado generalizado de perturbación magnética, caracterizado por impulsos y variaciones temporales impredecibles (Lanza y Meloni, 2006). Estos

fenómenos irregulares son influenciados fuertemente por el viento solar. Todas las variaciones irregulares se manifiestan en intensidades y formas dependiendo de la latitud.

3.3.1 Tormentas geomagnéticas

Cuando el viento solar perturba de manera intensa la magnetosfera, ocurre una tormenta geomagnética. Esto sucede debido a que se inyectan más partículas de lo usual desde la cola magnetosférica hacia el anillo de corrientes, principalmente porque se incrementa el campo eléctrico del viento solar inducido en la cola. De esta manera, la energía total dentro del anillo aumenta y su campo magnético se opone al terrestre. La disminución del campo en superficie se observa claramente en magnetogramas cercanos al ecuador. Sin embargo, las tormentas geomagnéticas se caracterizan por una perturbación del campo en escala planetaria. Las depresiones más intensas, en los casos más extremos, son de entre 2 y 3% del campo en superficie. Éstas son caracterizadas frecuentemente en términos de su efecto en la componente horizontal del campo en el ecuador.

Por lo general, una tormenta geomagnética presenta tres fases: (1) fase inicial, a menudo con un comienzo repentino, (2) fase principal, y (3) fase de recuperación. El aumento global y repentino de la componente H de 5 a 50 nT, en latitudes ecuatoriales, se conoce como comienzo repentino (en inglés, SSC, *Sudden Storm Commencement*), y se observa como una pequeña excursión positiva de H . Se piensa que éste es causado por el arribo de una onda de choque que comprime repentinamente la magnetosfera, debido a que la presión dinámica del viento solar aumenta.

El campo permanece positivo por algunos minutos, después de los cuales H rápidamente disminuye a un valor mínimo en un lapso de media hora a varias horas. Esta disminución es la fase principal. En esta etapa se inyectan gran cantidad de partículas en la magnetosfera interior, que contribuyen al anillo de corrientes y a la perturbación asociada del campo geomagnético. Para que esta fase se presente, es necesario que exista la componente sur de IMF (B_s), la cual permite la reconexión magnética entre las líneas de campo geomagnético y las de campo interplanetario.

Cuando la compresión de la magnetosfera del lado día no está seguido por una tormenta, el aumento repentino de H se conoce como impulso repentino (en inglés, SI, *Sudden Impulse*). Si el campo interplanetario permanece en dirección norte después del arribo de la choque, entonces no hay una tormenta que le suceda y el choque es un SI (Campbell, 1997).

Después de un día o dos, la tasa de inyección de partículas regresa a su nivel normal y el campo de perturbación comienza su recuperación, ya que el anillo de corrientes pierde partículas de tormenta. En un inicio, esta recuperación procede rápidamente entre varias horas y un día, tras lo cual se hace más gradual (Figura 3.8).

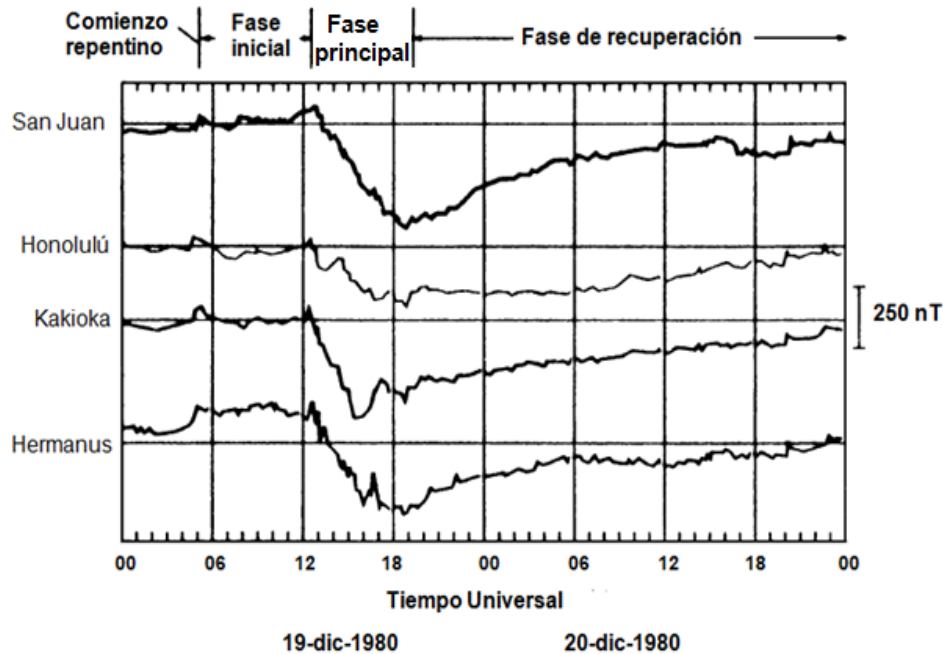


Figura 3.8 Variación de la componente horizontal H del campo geomagnético en los cuatro observatorios indicados. Se indican las partes de una tormenta geomagnética típica en la parte superior de la figura (modificada de Campbell, 1997).

La Administración Nacional Oceánica y Atmosférica de Estados Unidos de América (NOAA, *National Oceanic and Atmospheric Administration*) creó una escala para clasificar los principales fenómenos de clima espacial. Entre ellos se encuentran las tormentas geomagnéticas, clasificadas en cinco categorías (grados G1 a G5), según sus efectos en superficie, su frecuencia promedio por ciclo solar y parámetros físicos como índices geomagnéticos, v.g. Dst y Kp (Ver 3.4.3). El grado menor, G1, está asociado a una frecuencia de 1,700 por ciclo, y a afectaciones menores en los sistemas espaciales y de transmisión. El grado G2 (moderado) y G3 (fuerte), que corresponden a frecuencias de 600 y 200 por ciclo, respectivamente, solo requieren acciones de control de voltaje en los sistemas de transmisión y correcciones en la orientación de los satélites de órbitas bajas. El grado severo, G4, presenta 100 tormentas por ciclo, graves problemas en el control del voltaje y funcionamiento irregular en la red de transmisión eléctrica, con bloqueo de señales de radio de alta frecuencia y afectación de navegación por satélites. El máximo grado, G5 (extremo) corresponde a una frecuencia de cuatro por ciclo, colapso de redes de transmisión, transformadores, problemas con el seguimiento y enlace de satélites e inducción de carga eléctrica superficial excesiva. Además, se hace posible ver auroras en zonas hasta 40° de latitud geomagnética (NOAA, 2005).

3.3.2 Subtormentas geomagnéticas

Una subtormenta es una perturbación menor en la magnetosfera, pero más frecuente que una tormenta geomagnética. Las subtormentas ocurren de manera más frecuente que las tormentas -cuatro en promedio por día- y están definidas por el comportamiento de las auroras polares y son más intensas a altas latitudes. Durante una

subtormenta, el óvalo auroral se intensifica, así como se incrementan las corrientes ionosféricas de altas latitudes. Asociadas a las subtormentas se encuentran otros eventos, como la presencia de ondas magnéticas y el incremento repentino de partículas energéticas en órbita con la Tierra.

Una vez que las partículas energéticas del viento solar entran a la magnetosfera, se presentan dos procesos para la generación de las subtormentas. Como se explicó en la sección 3.2.6, en el primer mecanismo, el directo, las partículas inmediatamente se desplazan a las cuñas polares y a las trayectorias que provocan auroras y corrientes intensas (los electrojets aurorales). El tiempo de respuesta de este proceso es de dos horas. En el segundo caso, el de carga-descarga, hay una acumulación del flujo en la cola magnetosférica. Las partículas son energizadas antes de precipitar dentro del óvalo auroral. El tiempo de duración de este mecanismo es de 10 a 20 minutos (Campbell, 1997).

Existen tres diferencias principales entre las tormentas y las subtormentas: (1) sus escalas temporales: las tormentas ocurren de manera menos frecuente y duran días, mientras que las subtormentas son comunes, y sus escalas son de una hora; (2) la extensión espacial: las tormentas tienen manifestaciones globales a través de la magnetosfera, mientras que las subtormentas están más localizadas en el lado noche de la Tierra; y (3) su firma magnética: las tormentas están acompañadas por una intensificación del anillo de corrientes, pero las subtormentas no (Moldwin, 2008).

3.3.3 Bahías

En latitudes medias, durante la fase inicial y principal de una tormenta, también se puede observar actividad importante debido a la superposición de algunas perturbaciones elementales, de mediana intensidad, llamadas bahías. Éstas son simples variaciones que se reconocen por un aumento suave del valor de la intensidad del campo hasta alcanzar un máximo, para después disminuir, formando una bahía en la curva de un magnetograma. Según el crecimiento o disminución del campo pueden ser positivas o negativas (Muniz, 1997).

Las bahías generalmente ocurren a lo largo de las horas de noche y duran entre una y dos horas. Se encuentran entre las variaciones irregulares más importantes registradas en los observatorios geomagnéticos. A menudo, las bahías coinciden con las tormentas, pero en ocasiones se observan sin que ocurra una tormenta global. A partir de observaciones, se ha inferido que las bahías son producidas por corrientes eléctricas que fluyen en la ionosfera a latitudes entre 65° y 70° . Estas corrientes son producidas en la magnetosfera, fluyen en la ionosfera y regresan a la magnetosfera siguiendo las líneas de fuerza del campo geomagnético.

3.3.4 Pulsaciones geomagnéticas

La magnetosfera terrestre está llena de plasma que puede inestabilizarse por diversas razones. Estas inestabilidades generan ondas electromagnéticas que se

propagan en el medio conductor. Las pulsaciones geomagnéticas corresponden a las ondas de menor frecuencia en el espectro electromagnético (Bravo y Cruz-Abeyro, 1995). De esta manera corresponden a períodos de oscilación de algunos cientos de segundos a una fracción de segundo ($T \approx 0.2-600$ s) (Saito, 1969).

Las pulsaciones se dividen en cinco intervalos, Pc1 a Pc5, para las continuas, y dos intervalos, Pi1 y Pi2, para las irregulares. Las pulsaciones continuas pueden tener una duración de varios minutos a horas. Generalmente se observan a lo largo de un amplio rango latitudinal y longitudinal en la superficie de la Tierra y la magnetosfera. Por el contrario, las pulsaciones Pi tienen un menor tiempo de vida, en ocasiones comprendiendo solamente algunas oscilaciones que decaen con el tiempo (Kono, 2009).

Las pulsaciones pueden ocurrir como ondas estacionarias en el campo magnético. Su longitud de onda puede ser tan grande como la magnetosfera; este es el caso de las Pi2, Pc3, Pc4 y Pc5. Otro tipo de pulsaciones se observa dentro de la magnetosfera en forma de ondas en movimiento. Lo anterior sucede para las Pi1, Pc2 y Pc1, cuya longitud de onda es pequeña en comparación con las dimensiones de la magnetosfera. Éstas son paquetes de impulsos que viajan a lo largo de las líneas de campo que conectan con la cola magnetosférica la cual entra a la Tierra a grandes latitudes (Bravo y Cruz-Abeyro, 1995).

En la tabla 3.1 se presentan varios fenómenos geomagnéticos producidos externamente y cuyos efectos se observan en la superficie terrestre.

Fenómeno	Período	Amplitud (nT)
Pulsaciones continuas	0.2 - 600 s	$\approx < 1$
Pulsaciones irregulares	1 - 150 s	$\approx < 1$
Subtormentas y bahías	1 - 2 h	≈ 10
Variación <i>S_q</i>	24 h	≈ 20
Tormentas geomagnéticas		
a) Fase inicial	≈ 4 h	≈ 15
b) Fase principal	≈ 8 h	≈ 35
c) Fase de recuperación	≈ 60 h	≈ 35

Tabla 3.1 Períodos y amplitudes promedio de varios fenómenos geomagnéticos observados en latitudes medias (modificada de Merrill *et.al.*, 1996).

3.4 Índices solares, ionosféricos y geomagnéticos

La actividad del sol gobierna la interacción del sistema magnetosfera-ionosfera. La magnetosfera está influenciada directamente por las características del viento solar y el campo magnético interplanetario. En contraste, la existencia de la ionosfera se debe a la radiación ultra-violeta y los rayos X emitidos por el Sol, y su condición está determinada por el nivel de actividad solar y las perturbaciones geomagnéticas (Perrone y De Franceschi, 1998). Al respecto, se han desarrollado diversos índices geofísicos para proporcionar información global y/o específica del estado físico del sistema en un momento determinado.

3.4.1 Índices solares

Rudolf Wolf introdujo en 1848 el número R de manchas solares para expresar el ciclo solar en términos de un índice numérico. Este índice, creado para cuantificar la actividad solar, se define como $R = k (f + 10 g)$, donde f es el número total de manchas observadas, g es el número de regiones perturbadas y k es una constante para el observatorio, relacionada con la sensibilidad del equipo de observación (Hargreaves, 1992). Otro índice de actividad solar es el flujo de emisión solar del ultra-violeta extremo. Éste se mide con un espectrofotómetro a bordo de un satélite. Esta radiación se origina en la cromosfera, en la región de transición cromosfera-corona y en la corona solar, y es responsable directamente de la producción de la ionosfera. El intervalo de tiempo para ambos índices solares mencionados es diario.

3.4.2 Índices ionosféricos

Los índices ionosféricos son desarrollados utilizando información solar y ionosférica. Las condiciones de esta capa son importantes en aplicaciones de propagación de ondas de radio. Estos índices son proporcionados de manera mensual y reflejan la condición media global y/o regional de la ionosfera. La mayoría de los métodos utilizados para derivar estos índices asumen una relación lineal entre los parámetros solares y las características de la ionosfera. Uno de estos índices es el I_{F_2} , basado en la actividad solar y en la ionización de la capa F_2 . El método para calcularlo requiere una derivación de los coeficientes de regresión lineal entre las medianas mensuales de f_0F_2 (f_0 = frecuencia crítica de la región F_2) al mediodía en una determinada estación y R_3 , la media móvil de tres meses de R . Otro índice, similar al I_{F_2} , es el IG . Este se calcula a partir de ecuaciones de regresión lineal que representan la relación entre las medianas mensuales de f_0F_2 y R_{12} (Perrone y De Franceschi, 1998).

El índice A , desarrollado por el Servicio Australiano de Predicción Ionosférica en la década de 1950, inicialmente se derivó del R_{12} y del promedio de las 24 medianas mensuales de f_0F_2 , en 16 estaciones ionosféricas seleccionadas. Este método arrojaba un índice A mensual para cada estación, y un índice A global se obtenía promediando los índices A en todas las estaciones. Una década después, Jack Turner desarrolló un nuevo índice, T , derivado mediante un proceso similar para el índice A . A lo largo de los años

se han efectuado diversas modificaciones para mejorar el método de derivación de T , que principalmente consideran el uso de valores de f_oF_2 de todos los tiempos locales y todas las estaciones ionosféricas disponibles.

3.4.3 Índices geomagnéticos

En el campo del geomagnetismo, se han propuesto varios índices, especialmente con respecto a las variaciones transitorias del campo geomagnético de origen externo. Algunos datan desde el inicio de las observaciones y otros han evolucionado con el tiempo (Perrone y De Franceschi, 1998).

En 1939 Julius Bartels desarrolló el índice K , para diferenciar claramente entre las variaciones geomagnéticas regulares e irregulares de una sola estación. Este índice se deriva de la amplitud del rango de las mediciones más perturbadas de dos elementos magnéticos (H y D) en un intervalo de tres horas en Tiempo Universal (en inglés, UT, *Universal Time*) y muestra variaciones diurnas, estacionales y latitudinales. Esta amplitud es la diferencia entre los valores máximos y mínimos para el elemento considerado después de que se ha removido una estimación de los efectos de Sq (Langel y Hinze, 1998). Dado el rango medido, el índice K se determina de una tabla elaborada para el observatorio en cuestión. Bartels definió diez clases de rangos para el observatorio de Niemegek (Alemania), donde los valores numéricos de K varían entre 0 y 9 (Tabla 3.2). Para cualquier otra estación, los límites de las clases son proporcionales a los de Niemegek. No obstante, un índice basado en un solo observatorio no es tan satisfactorio como un índice global.

Otro índice que se ha sugerido es el Kp , obtenido mediante el promedio de los índices K de 13 observatorios (ocho en un inicio) ubicados en latitudes medias, entre 35° y 60° (Figura 3.9). Se introdujo con el propósito de obtener un índice planetario y se expresa cada tres horas y en escala cuasilogarítmica. Se encuentra disponible desde 1939. Los valores de Kp están divididos más detalladamente que los de K y se ordenan de la siguiente manera:

$$0_0, 0_+, 1_-, 1_0, 1_+, 2_-, 2_0, 2_+, \dots, 9_-, 9_0$$

donde 0_0 corresponde al más tranquilo y 9_0 al más perturbado. La escala se expresa en tercios de unidad, v.g. 5_- es $4\frac{2}{3}$, 5_0 es 5 y 5_+ es $5\frac{1}{3}$.

Rango (nT)	0-5	5-10	10-20	20-40	40-70
Valor K	0	1	2	3	4
Rango (nT)	70-120	120-200	200-330	330-500	>500
Valor K	5	6	7	8	9

Tabla 3.2 Límites de clases para los índices K en el observatorio de Niemegek. Los límites de las clases están expresados en nT (modificada de Mandea y Korte, 2011).



Figura 3.9 Distribución de observatorios K_p (ISGI, <http://isgi.cetp.ipsl.fr/>).

MEA=Meanook,
SIT=Sitka, LER=Lerwick,
OTT=Ottawa,
LOV=Lovö,
ESK=Esksdalemuir, BJE=Brorfelde,
FRD=Fredericksburg,
WNG=Wingst,
HAD=Hartland,
NGK=Niemegk,
EYR=Eyrewell, CAN=Canberra.

Figura 3.10 Distribución de observatorios K_m (ISGI, <http://isgi.cetp.ipsl.fr/>).

MGD=Magadan,
PET=Petropavlosk,
MMB=Memambetsu,
POD=Podkammenkaya,
SVD=Sverdlovsk,
HAD=Hartland,
NGK=Niemegk,
OTT=Ottawa,
FRD=Fredericksburg,
NEW=Newport,
VIC=Victoria, TUC=Tucson,
EYR=Eyrewell,
CAN=Canberra,
GNA=Gnangara,
AMS=Amsterdam,
PAF=Kerguelen, CZT=Crozet,
HER=Hermanus,
AIA=Argentine Islands,
TRW=Trelew.



Existen dos dificultades si se emplea el K_p como un índice de actividad geomagnética global: (1) los 13 observatorios se encuentran, en su mayoría, en latitudes subaurorales y las ubicaciones favorecen al Hemisferio Norte y a Europa; (2) si se emplea una selección trihoraria, se introduce una dependencia a la frecuencia. K_p discrimina variaciones lentas y graduales del campo (v.g., la fase de recuperación de una tormenta) y favorece las variaciones irregulares cerca del período de tres horas. No

obstante, el índice tiene gran valor en la selección de días perturbados y tranquilos (Campbell, 1997).

También de interés es el índice global Km introducido por Pierre Mayaud en 1967. Para derivarlo se utilizan 24 observatorios subaurorales, uniformemente espaciados en longitud, los cuales son divididos en nueve sectores longitudinales, cinco en el Hemisferio Norte y cuatro en el Hemisferio Sur (Langel y Hinze, 1998). Los índices K de los observatorios en cada sector son usados para derivar un índice, K_j , para el sector j -ésimo. A su vez, éstos son utilizados para obtener dos índices hemisféricos, K_s (Hemisferio Sur) y K_n (Hemisferio Norte), y el índice global trihorario $Km = (Kn + Ks) / 2$ (Figura 3.10). Los índices Kp y Km son índices globales y pueden no reflejar con exactitud una perturbación magnética confinada a una región particular de la Tierra. Los índices K , por otra parte, aplican solamente para el área cercana a un solo observatorio.

Neil Davis y Masahisa Sugiura introdujeron en 1966 el índice geomagnético AE para caracterizar las zonas aurales. En éstas, las variaciones del campo magnético son mucho mayores que en las latitudes medias y bajas cuando la actividad magnetosférica se incrementa. Los óvalos aurales son zonas donde se observan auroras brillantes y fuertes perturbaciones magnéticas. Estos óvalos se contraen durante intervalos tranquilos y se expanden hacia el ecuador cuando la actividad geomagnética se incrementa.

AE representa el electrojet auroral que, por convención, es dividido en dos partes: i) el electrojet que se dirige hacia el este, que predomina en las horas de día; y ii) el electrojet que se dirige hacia el oeste, más intenso en las horas de noche. Éstos fluyen en la ionosfera inferior y están unidos a corrientes en la magnetosfera. Para cada mes, se determina un nivel en estado tranquilo para cada observatorio que participa. La variación de la componente H en cada observatorio, respecto a su estado tranquilo, a intervalos de 1 o 2.5 minutos, es superpuesta en Tiempo Universal con las variaciones de las otras estaciones.

Para un tiempo cualquiera, el mayor valor de las variaciones superpuestas se define como el índice AU , y el menor valor, como el índice AL . El índice AE se calcula a partir de la diferencia de los índices AU y AL , que son indicadores de la intensidad de los electrojets dirigidos hacia el este y hacia el oeste, respectivamente. Inicialmente se utilizaban siete estaciones para el cálculo de estos índices; sin embargo, actualmente se emplean 12, distribuidas entre 55° y 77° de latitud Norte (Langel y Hinze, 1998).

En latitudes bajas, la depresión de la componente H del campo geomagnético es el fenómeno representado por el índice Dst , introducido por Sugiura en 1964. Éste se determina de manera regular a partir de un conjunto de observatorios (cuatro actualmente), ubicados a la misma latitud dipolar, entre 20° y 30° lejos del ecuador magnético, con el objetivo de minimizar los efectos del electrojet ecuatorial (Figura 3.11). Después de corregir por variación secular y Sq , la variación que permanece en cada observatorio es promediada en intervalos de una hora y proyectada al ecuador. A

continuación, la parte de H que es simétrica es estimada promediando sobre el conjunto de observatorios, dando como resultado el índice Dst . Éste es una medida comúnmente usada para describir la actividad de tormentas geomagnéticas. La figura 3.12 muestra los perfiles típicos de dos tormentas: la primera ocurrida durante el máximo solar, y producida por una CME; y la segunda, a lo largo del mínimo, y causada por una región de interacción corrotante (en inglés, CIR, *Corotating Interaction Region*).²

Los significados de todos los índices son diferentes (Tabla 3.3). Las estaciones de Kp están ubicadas a latitudes medias y éste es el mejor índice del nivel general de perturbación geomagnética global. El índice AE es un buen indicador de la actividad del electrojet auroral; y el Dst da indicios de la intensidad del anillo de corrientes.

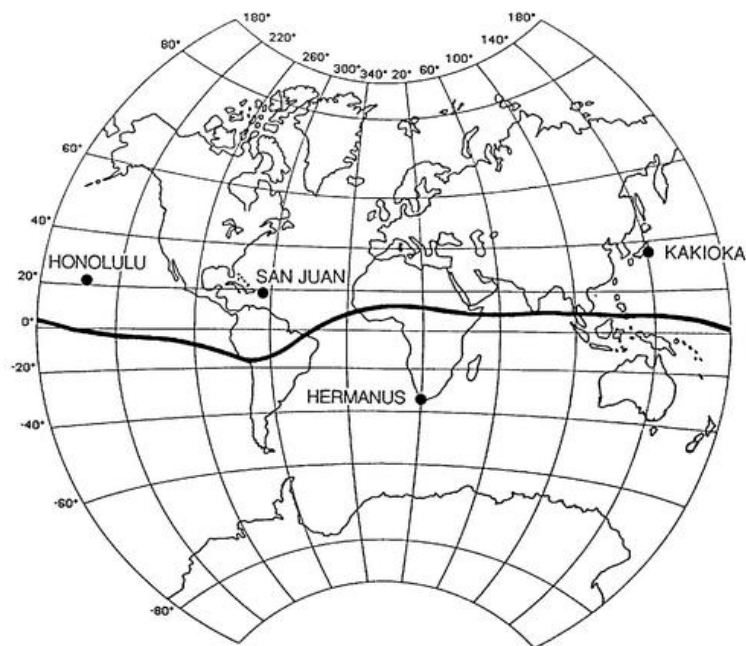


Figura 3.11 Distribución de observatorios Dst (Servicio Internacional de Índices Geomagnéticos, <http://isgi.cetp.ipsl.fr/>).

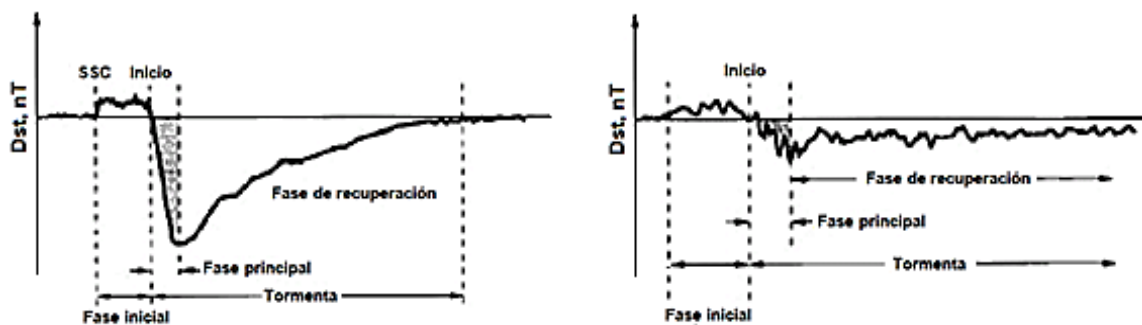


Figura 3.12 Perfiles típicos de Dst durante una tormenta magnética en el máximo y mínimo de actividad solar (modificada de Rochel *et.al.*, 2012).

² Una CIR es una región en el medio interplanetario donde el viento solar rápido ($v=500$ a 800 km/s) alcanza al viento solar lento ($v=250$ a 400 km/s), formando una discontinuidad y una onda de choque Zhang *et.al.* (2006).

Índice	Sistema de corriente	Fenómeno representado	Ventajas	Inconvenientes	
Índice que describe la actividad del anillo de corrientes	<i>Dst</i> Anillo de corrientes	Tormentas geomagnéticas	*Índice horario. *Medido en unidades físicas (nT). *Muy utilizado en la literatura.	*Desfase de tiempo entre el inicio de la tormenta y los primeros cambios del índice.	
Índices aurorales	<i>AU</i> Electrojet dirigido hacia el este	Subtormentas geomagnéticas	*Índices al minuto.	*Distribución de estaciones no uniforme en longitud.	
	<i>AL</i> Electrojet dirigido hacia el oeste		*Medidos en unidades físicas (nT). *Muy utilizados en la literatura.	*El electrojet puede desplazarse fuera de la zona de medición.	
	<i>AE</i> Electrojets aurorales				
Cuñas polares	<i>PC</i> Magnetopausa	Reconexión magnética	*Directamente vinculado a B_z .	*Sin relación con la magnetosfera interior.	
Índices de actividad global	<i>Kp</i> _____ <i>Km</i>	Todos los sistemas magnetosféricos	Fenómenos de variación de energía en la magnetosfera	*Calculado desde 1932.	*Distribución no adecuada de estaciones.
				*Muy utilizado en la literatura.	*Escala logarítmica y sin unidad física. *Tiene un límite.
				*Buena distribución de estaciones.	*Menos conocido que <i>Kp</i> . *Escala logarítmica y sin unidad física.

Tabla 3.3 Resumen del sistema de corriente al que se asocia y el fenómeno geomagnético que representa cada índice geomagnético. También se indican las ventajas e inconvenientes de su uso (modificada de Rochel *et.al.*, 2012).

4. SELECCIÓN, ANÁLISIS Y CORRELACIÓN DE DATOS DE OBSERVATORIOS GEOMAGNÉTICOS Y MEDICIONES SATELITALES

4.1 Metodología general

En este capítulo se describe el procedimiento que se siguió para analizar los datos de observatorios geomagnéticos; y posteriormente, aquellos de mediciones satelitales. El primer paso que se realizó fue la selección de observatorios geomagnéticos en América. También se investigó la actividad solar de los ciclos más recientes para definir la ubicación espacial y temporal del estudio. A continuación se verificó la disponibilidad de datos digitales y de magnetogramas, y se adquirieron los datos de los observatorios magnéticos elegidos. Éstos se compararon, y en particular, se examinaron algunas características relacionadas con su completitud, su muestreo y las componentes reportadas. Además, se consultaron los registros de índices geomagnéticos de latitudes medias y bajas. Con estos datos, se elaboró una jerarquía de sus valores máximos y mínimos, y con el apoyo de una clasificación disponible en la literatura, se definieron 19 perturbaciones geomagnéticas. Posteriormente, para cada fenómeno y cada observatorio se elaboraron los magnetogramas de algunas componentes geomagnéticas, y se identificaron, en la medida de lo posible, las variaciones externas descritas en el capítulo anterior. Con esta información se llevó a cabo un análisis armónico que permitió distinguir la aportación de componentes de diversos períodos a las señales de los magnetogramas. También se determinó su contenido de energía, y se determinó si éste, en el dominio de la frecuencia, guardó relación con los índices planetarios, en el dominio temporal, para los distintos observatorios. La última etapa consistió en efectuar una correlación cruzada entre las series de tiempo de los índices seleccionados, para investigar si la actividad geomagnética se reflejó de la misma manera en diferentes latitudes.

En el segundo apartado de esta investigación, se trabajó con mediciones satelitales de viento solar y de campo magnético interplanetario. Se adquirieron los datos correspondientes a los 19 fenómenos elegidos y se construyeron gráficas para todos los casos. Éstos fueron estudiados en el dominio del tiempo y se evaluó la correlación entre los parámetros de viento solar, medio interplanetario e índices geomagnéticos. Se identificaron los máximos (o mínimos, según el caso) de cada variable y la diferencia de tiempo entre ellos. Además, considerando la polaridad del campo magnético interplanetario, se determinó la duración de cada tormenta y se investigó si fue un factor importante en su desarrollo. Finalmente, se estudiaron las variaciones de los parámetros interplanetarios en términos del ciclo de actividad solar.

4.2 Análisis de datos de observatorios geomagnéticos

La magnetosfera es una región de campo magnético dentro de la cual existen diversos sistemas de corrientes eléctricas. Sus efectos son medidos en la superficie terrestre con magnetómetros instalados en observatorios magnéticos. Los datos

obtenidos se utilizan para estudiar los procesos que producen perturbaciones en el medio interplanetario y que se reconocen en superficie como variaciones repentinas del campo geomagnético (Jacobs, 1991).

El estudio de estas perturbaciones requiere de la toma de mediciones y de su registro continuo. De esta manera se puede contar con una referencia y ubicar las variaciones que se presentan, y así, discriminar su origen. En todo momento, en un observatorio geomagnético, se registran todas las fluctuaciones del campo. Éstas tienen un gran espectro de frecuencias, desde las de muy corto período, como las micropulsaciones, hasta las de gran período, como las variaciones estacionales. Al examinar los registros de campo geomagnético, se observa que algunos presentan un patrón periódico, con características reconocibles e identificables en algunas fechas. Sin embargo, en otras ocasiones los magnetogramas son interrumpidos por perturbaciones, cuyo origen se debe a cambios en la densidad y en la velocidad de partículas eyectadas por el Sol, su interacción con las corrientes eléctricas de la magnetosfera y con el campo geomagnético.

4.2.1 Selección de observatorios geomagnéticos

Los datos requeridos para este análisis pertenecen a la red global Intermagnet, registrados digitalmente en los observatorios geomagnéticos con los que se trabajó. Se eligieron seis observatorios distribuidos latitudinalmente en América (Figura 4.1). Esta selección permitió estudiar y comparar el efecto de las perturbaciones externas a diferentes latitudes y, relativamente, al mismo tiempo local. Algunas de ellas –como las subtormentas– solo son visibles en estaciones ubicadas a altas latitudes y otras –como las tormentas geomagnéticas– se identifican mejor en bajas latitudes. La selección espacial comprendió los observatorios geomagnéticos presentados en la tabla 4.1.

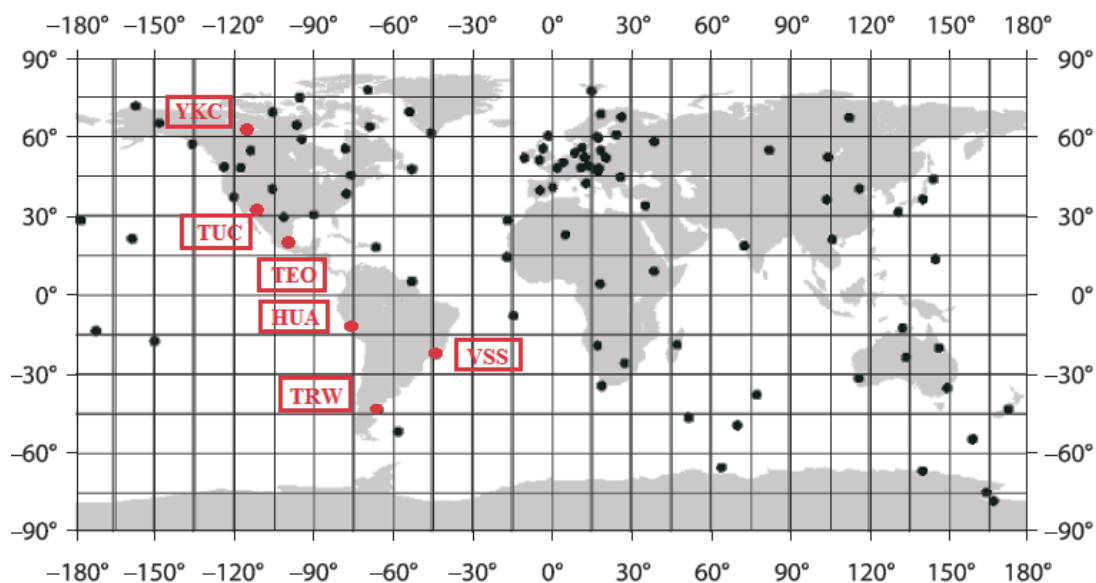


Figura 4.1 Distribución global de observatorios seleccionados para el presente estudio (modificada de Lanza y Meloni, 2006).

Observatorio	Clave Intermagnet	País	Posición Geográfica (ϕ , λ , h)	Latitud
Yellowknife	YKC	Canadá	62°28'48'', -114°28'55'',198 msnm	Alta
Tucson	TUC	EUA	32°10'52'', -110°43'48'',946 msnm	Media
Teoloyucan	TEO	México	19°48',-99°12', 2280 msnm	Baja
Huancayo	HUA	Perú	-12°6',-75°24', 3313 msnm	Baja
Vassouras	VSS	Brasil	-22°24',-43°39'7'', 457 msnm	Baja
Trelew	TRW	Argentina	-43°18',-65°18', 15 msnm	Media

Tabla 4.1 Selección, ubicación geográfica y distribución latitudinal de observatorios. Clasificación latitudinal: alta ($\phi > \pm 60^\circ$), media ($\pm 30^\circ < \phi < \pm 60^\circ$), baja ($\phi < \pm 30^\circ$).

4.2.2 Selección temporal

En la década de 1980 y 1990, muchos observatorios aún operaban de manera “clásica”, con registros analógicos, que requerían un procesamiento intensivo de los datos. Los desarrollos en tecnología dieron la oportunidad a la operación digital y la adquisición mejoró con el paso del tiempo (Kerridge, 2001). Por esta razón, se estableció el dominio temporal de la investigación entre 2000 y 2013. De esta manera, se abarcó desde el máximo del ciclo solar 23 hasta, aproximadamente, el máximo predicho del ciclo 24. Es decir, el estudio cubrió la segunda mitad del ciclo anterior y fase la ascendente del actual (Figura 4.2).

La información concerniente a los ciclos solares se obtuvo del Centro de Predicción de Clima Espacial de la NOAA (SWPC, *Space Weather Prediction Center*). Se encontró que el ciclo solar 23 inició en mayo de 1996 y terminó en enero de 2008. Además, el período de máxima actividad se presentó en julio de 2000; y el de mínima, en noviembre de 2008. Su duración fue de 12 años y 7 meses, siendo el tercero más largo desde que dio inicio el conteo de ciclos.³ El número mensual de manchas solares promediado en un período de 12 meses fue de 120.8.²

Durante el ciclo 23, el primer gran despliegue de una aurora boreal sucedió el 6 de abril de 2000, cuando ésta fue visible hasta el sur de Europa y de Estados Unidos.⁴ Algunos meses después, el 14 de julio, una ráfaga solar desencadenó una tormenta geomagnética con magnitud G5 al día siguiente. Este evento fue conocido como “Día de

³ NOAA Predicts Solar Cycle 24 (Spaceweather.com)

⁴ Brushfires in the sky (National Aeronautics and Space Administration, NASA)

la Bastilla” y las auroras fueron visibles en latitudes medias.⁵ El 2 de abril del 2001 ocurrió la segunda ráfaga solar más intensa que se ha registrado (magnitud X20).⁶

A finales de octubre de 2003, se presentó una serie de ráfagas solares de gran intensidad. El día 28 sucedió una ráfaga que produjo auroras y durante los dos siguientes días, ocurrió una tormenta geomagnética G5. Unos días después, el 4 de noviembre, ocurrió la ráfaga solar más intensa que se ha medido (X45), más del doble que cualquiera anterior.⁷ Sin embargo, ésta no estuvo dirigida hacia la Tierra y solo resultó en algunas auroras visibles a altas latitudes. Si ésta hubiera sido lanzada hacia la Tierra, los daños hubieran sido considerables para algunos satélites y redes eléctricas.⁶ Este evento, desde el 28 de octubre hasta el 4 de noviembre, se conoce como la “tormenta de Halloween”. Otras ráfagas solares de gran intensidad ocurrieron el 7 de septiembre de 2005 (X17) y el 15 de abril de 2001 (X14.4).⁵

El 4 de enero de 2009, con la aparición a altas latitudes de una mancha de polaridad inversa en el disco solar, inició el ciclo 24.⁸ El 8 de mayo de 2009, el Panel de Predicción del Ciclo Solar 24 llegó a un consenso sobre el pronóstico del ciclo actual. El

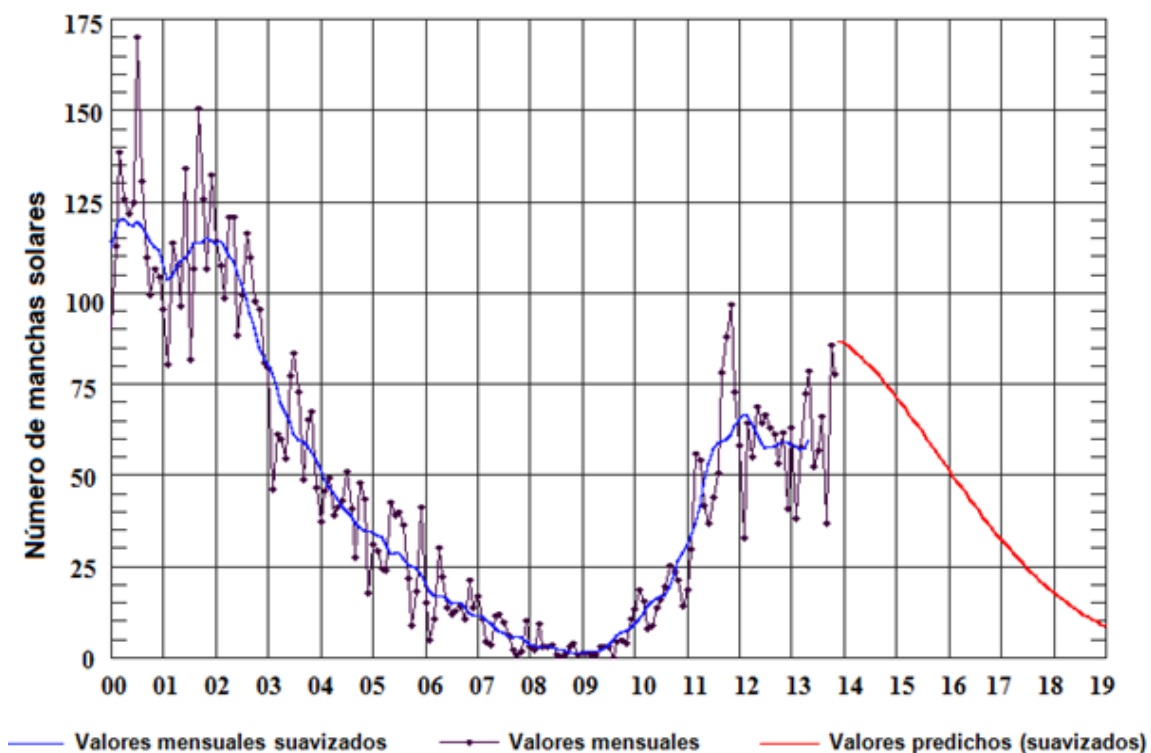


Figura 4.2 Progresión del número de manchas solares, datos observados hasta noviembre de 2013 (modificada del Centro de Predicción de Clima Espacial).⁹

⁵ A solar radiation storm (National Aeronautics and Space Administration, NASA)

⁶ The Most Powerful Solar Flares Ever Recorded (Spaceweather.com)

⁷ Biggest ever solar flare was even bigger than thought (Spaceweather.com)

⁸ Solar Cycle 24 Begins (National Aeronautics and Space Administration, NASA)

⁹ Solar Cycle Progression (Space Weather Prediction Center, SWPC)

panel también decidió que su intensidad sería menor que el promedio. Dada la fecha del mínimo y la intensidad máxima predicha, se esperaba que el máximo ocurriera en mayo de 2013, y que el número diario de manchas solares fuera de 90.¹⁰ El panel llegó a la decisión de que el ciclo sería “moderadamente débil” y que sería el más débil desde el ciclo 16 (1923-1933).²

En marzo de 2013 se observó algo extraño en el Sol; se suponía que ese sería el año del máximo solar. No obstante, la actividad era relativamente baja y las manchas solares estaban por debajo de sus valores en el 2011.¹¹ Además, se había observado que los últimos dos máximos solares, alrededor de 1989 y 2001, tuvieron dos picos. Algo similar podría ocurrir para este ciclo, pues el número de manchas solares aumentó en 2011, disminuyó en 2012, y se esperaba que incrementara de nuevo en 2013. Por lo tanto, el máximo predicho para mayo de 2013 parecía poco probable, y se espera un doble máximo: uno a finales de 2013, y otro en 2015.⁹

4.2.3 Análisis de calidad de datos de observatorios

El formato de los archivos digitales con las lecturas de los observatorios seleccionados, consiste en una columna de fecha, una de tiempo y otra de día consecutivo (en inglés, DOY, *Day of Year*). Las cuatro columnas restantes corresponden a las componentes reportadas por el observatorio, en su mayoría en las siguientes combinaciones: *H*, *D*, *Z* y *F*, y *X*, *Y*, *Z* y *F*, necesarias y suficientes para calcular las demás. Cada archivo de lecturas corresponde a un día de medición. El formato de los datos es IAGA 2002 (Figura 4.3). La calidad de las lecturas, del 2000 al 2012, se evaluó a través de cuatro parámetros: la completitud, el tipo de datos, el intervalo de lecturas y el muestro digital.

4.2.4 Análisis estadístico de índices geomagnéticos

Los archivos mensuales de índices geomagnéticos *Dst*, *Kp* y *Km* fueron utilizados en esta investigación para caracterizar la actividad geomagnética planetaria, durante el período 2000-2012. Los *Dst* fueron consultados en la página web del Centro Mundial de Datos de Geomagnetismo (WDC, *World Data Center for Geomagnetism, Kyoto*); y los *K*, en la página del Servicio Internacional de Índices Geomagnéticos (ISGI, *International Service of Geomagnetic Indices*). La elección de estos tres índices se basó en que, particularmente los dos primeros, son de amplio uso en la literatura. Además, de los seis observatorios con los que se trabajó, tres se ubican a latitudes bajas, de donde es propio *Dst*; y dos latitudes medias, de donde se derivan *Kp* y *Km*. Los índices aurorales no se consideraron, ya que solamente una estación se ubicó a altas latitudes. Sin embargo, si en cualquier estudio se desea obtener una descripción general del estado de la magnetosfera, su uso es necesario, pues son muy útiles para caracterizar perturbaciones de las zonas polares y los óvalos aurorales.

¹⁰ Solar Cycle 24 Prediction Updated May 2009 (Space Weather Prediction Center, SWPC)

¹¹ Solar Cycle Update, Twin Peaks? (National Aeronautics and Space Administration, NASA)

FECHA	TIEMPO	DOY	TUCX	TUCY	TUCZ	TUCF
13/01/2006	00:00.0	13	24372.8	4447.1	41598	48416.8
13/01/2006	01:00.0	13	24372.9	4447.3	41597.9	48416.8
13/01/2006	02:00.0	13	24372.9	4447.4	41597.9	48416.8
13/01/2006	03:00.0	13	24373	4447.4	41597.9	48416.7
13/01/2006	04:00.0	13	24373.1	4447.5	41597.8	48416.8
13/01/2006	05:00.0	13	24373.4	4447.5	41597.8	48416.9
13/01/2006	06:00.0	13	24373.5	4447.6	41597.8	48416.9
13/01/2006	07:00.0	13	24373.4	4447.5	41597.7	48416.7
13/01/2006	08:00.0	13	24373.4	4447.5	41597.7	48416.8
13/01/2006	09:00.0	13	24373.5	4447.6	41597.6	48416.7
13/01/2006	10:00.0	13	24373.4	4447.7	41597.6	48416.8
13/01/2006	11:00.0	13	24373.4	4447.5	41597.5	48416.7
13/01/2006	12:00.0	13	24373.3	4447.4	41597.5	48416.5
13/01/2006	13:00.0	13	24373.3	4447.4	41597.5	48416.5
13/01/2006	14:00.0	13	24373.4	4447.4	41597.4	48416.5

Figura 4.3 Formato del archivo *tuc20060113.min*. Se muestran las primeras quince lecturas del día 13 de enero de 2006, correspondientes al Observatorio de Tucson. Las componentes reportadas son X, Y, Z y F.

El estudio de la variabilidad de los índices fue importante para, posteriormente, definir los eventos con los que se trabajó en la investigación. Los resultados del análisis estadístico de cada índice, durante el período 2000 - 2012, se presenta en el capítulo 5. Las medidas que se calcularon fueron: media, mediana, moda, desviación estándar y cuartiles. También se obtuvo la correlación estadística entre los dos índices de latitudes medias, para diferentes intervalos de *Kp* y *Km*.

4.2.5 Selección de eventos

Las mediciones de campo geomagnético, reportadas al minuto, ascendieron a 6,838,560 datos (por componente y por observatorio) durante el período 2000-2012. Las cifras finales, 164,125,440 datos de campo y 189,960 de índices –considerando 100% de completitud– representaron un gran volumen de información. Trabajar con todo lo anterior, hubiera exigido una cantidad considerable de tiempo para el procesamiento de datos, el análisis de la información y la elaboración de conclusiones. Por consiguiente, se decidió elegir eventos representativos de diversas fases de los ciclos solares comprendidos dentro del período de estudio, y relacionarlos con la actividad solar descrita a través del número de manchas solares. De esta manera, se tendrían algunos eventos durante el máximo del ciclo 23; unos más asociados al mínimo; y otros, al período transcurrido del ciclo 24. Considerando que la actividad máxima del ciclo anterior fue mayor que la actual (que aún no se ha presentado), pero que ésta última muestra un incremento con respecto a la mínima del anterior, se definieron tres intervalos para clasificar los eventos:

1. Período asociado a la máxima actividad del ciclo 23: 2000 - 2004.
2. Período asociado a la mínima actividad del ciclo 23: 2005 - 2010.

3. Período asociado a la fase ascendente del ciclo 24: 2011 - 2012.

La selección de eventos se efectuó basándose en la actividad geomagnética, descrita a través de los índices *Dst*, *Kp* y *Km*. Este criterio no es el único que pudo haberse empleado, pues podrían haberse utilizado otros parámetros magnetosféricos, como los índices aurorales o la incidencia de tormentas geomagnéticas; o solares, como la cantidad de eyecciones de masa coronales o las emisiones de radio.

Para elegir los eventos con los que se trabajó en el estudio, se ordenaron por año, de condiciones de mayor a menor intensidad, los promedios diarios de los índices. A continuación, se escogieron los cinco días de cada año con los menores valores *Dst* y los mayores *Kp* y *Km*, representando las condiciones más perturbadas. La selección preliminar contó con 65 días totales por índice. La justificación de este proceso es que, si no se hubieran elegido cinco por año, y se hubieran tomado los 65 más perturbados de todo el período, hubieran predominado los días cercanos al máximo del ciclo solar 23, y algunos, de años recientes (2011 - 2012). Como ejemplo, el máximo *Kp* del 2006 fue 15 unidades menor que el mayor del 2001; y el máximo *Dst* del 2006, 105 unidades mayor que el del 2003. De esta manera, se hubiera restringido la investigación y no se hubieran podido comparar diferentes estados de actividad solar.

Los 65 días, representativos de las condiciones más perturbadas del período 2000-2012, fueron ordenados, desde el menor, en el caso de *Dst* (-221), y el mayor, para *Kp* y *Km* (61 y 62.67, respectivamente). Como se esperaba, los días de los años 2000, 2001, 2003 y 2004 ocuparon las primeras posiciones; aquellos de 2002, 2005, 2006 y 2012, las intermedias; y los del período 2007 - 2011, las últimas. Un fragmento de esta clasificación se muestra en la tabla 4.13. Se tomaron en cuenta los siguientes criterios en la selección: (1) la posición respecto a los demás días; (2) si el día coincidía en las tres columnas (aunque no ocupara el mismo lugar en todas); (3) si se presentaban días consecutivos con condiciones similares de perturbación (v.g. del 15 al 17 de julio de 2000, y del 29 al 31 de octubre de 2003); y (4) el año, para garantizar la variedad de condiciones solares y geomagnéticas. En torno a los días elegidos se definieron nueve eventos, cada uno de siete días. Se buscó que el día seleccionado quedase en posición intermedia, para obtener resultados antes, durante y después de la perturbación (Tabla 4.2).

Para escoger los días menos perturbados también se trabajó con el orden de máximo a mínimo de cada índice. Se eligieron los cinco días que ocupaban las últimas posiciones, correspondientes a las condiciones menos perturbadas de cada año; es decir, los mayores *Dst* y los menores *Kp* y *Km*. Sin embargo, entre 2006 y 2011 la moda fue *Km*=0 y *Kp*=0. Es decir, había más de 5 días con el valor mínimo posible. En ese caso, éstos no se consideraron, y se tomó como mínimo *K*=0.33. Para *Dst* no hubo problema, pues este índice no tiene límite inferior. A continuación, la selección de 65 días fue ordenada, desde el menor valor (8, en el caso de *Dst*), y el mayor (5.33 y 4.67 para *Kp* y *Km*, respectivamente), de cada índice. Un fragmento de esta clasificación se presenta en

Estudio del Origen e Influencia de las Perturbaciones Externas del Campo Geomagnético a partir de Mediciones en Observatorios y Satélites

Posición	Índice <i>Dst</i>			Índice <i>Kp</i>			Índice <i>Km</i>		
	Día	Valor	P. geo.	Día	Valor	P. geo.	Día	Valor	P. geo.
1	30/10/2003	-221		31/03/2001	61.00	S1	27/07/2004	62.67	I1/I2
2	31/03/2001	-211	S1	27/07/2004	60.67	I1/I2	31/03/2001	61.67	S1
3	08/11/2004	-210	S3/S4	29/10/2003	58.33		29/10/2003	59.00	
4	06/11/2001	-202		25/07/2004	58.33	I1/I2	08/11/2004	58.67	S3/S4
5	10/11/2004	-176	S3/S4	10/11/2004	56.33	S3/S4	10/11/2004	57.78	S3/S4
6	16/07/2000	-173		30/10/2003	56.00		30/10/2003	55.33	
7	07/04/2000	-160		06/11/2001	54.00		06/11/2001	54.67	
8	20/11/2003	-156	S2	05/10/2000	52.67		25/07/2004	53.33	I1/I2
9	22/10/2001	-150		12/08/2000	52.33		20/11/2003	52.00	S2
10	21/11/2003	-140	S2	18/08/2003	52.33		05/10/2000	51.33	
11	05/10/2000	-138		09/11/2004	52.00	S3/S4	15/07/2000	51.00	
12	01/04/2001	-137		31/10/2003	50.33		31/10/2003	50.00	
13	12/04/2001	-131		20/11/2003	50.33	S2	12/08/2000	49.67	
14	12/08/2000	-129		11/09/2005	50.33		18/08/2003	49.33	
15	29/10/2003	-128		15/07/2000	50.00		24/11/2001	49.00	
16	09/11/2004	-125	S3/S4	08/11/2004	50.00	S3/S4	14/12/2006	48.44	I3
17	02/10/2002	-120		22/10/2001	48.67		11/09/2005	48.00	
18	27/07/2004	-120	I1/I2	24/05/2000	47.67		09/11/2004	47.55	S3/S4
19	31/10/2003	-117		18/01/2005	47.33		18/01/2005	46.33	
20	15/12/2006	-116	I3	24/11/2001	46.67		22/10/2001	45.67	
...
29	16/05/2005	-85		20/04/2002	42.67		20/04/2002	41	
30	11/09/2005	-84		14/04/2006	42.67	M2	19/04/2002	40.67	
31	15/07/2012	-83	I5	18/09/2000	42.33		01/10/2002	40.33	
32	16/07/2012	-80	I5	18/04/2002	42.33		15/07/2012	40.00	I5
33	24/08/2005	-78		19/04/2002	42.00		18/04/2002	39.67	
34	08/05/2005	-76		04/10/2002	42.00		09/03/2012	38.67	I4
35	25/10/2011	-76		07/03/2012	39.33	I4	04/08/2010	38.00	
...
39	14/04/2006	-63	M2	05/04/2010	38.00		07/03/2012	34.67	I4
40	06/04/2010	-59		04/08/2010	38.00		09/11/2006	34.67	
41	11/03/2011	-59		17/06/2012	36.67		10/09/2011	34.67	
42	16/12/2006	-56	I3	10/09/2011	36.00		29/05/2011	34.67	M3
43	05/04/2006	-54		19/03/2006	35.00		23/05/2007	34.33	
44	28/05/2011	-51	M3	27/03/2008	34.33		27/03/2008	34.33	
45	29/05/2010	-49		29/05/2011	34.33	M3	23/04/2008	34.33	
...
65	30/10/2009	-20		24/06/2009	22.33		24/06/2009	23.67	

Tabla 4.2 Orden y selección de los eventos más perturbados del período 2000-2012. En negritas se resaltan aquellos que resultaron elegidos y se muestran las perturbaciones geomagnéticas asociadas a cada uno de ellos. Ver tabla 4.5.

Estudio del Origen e Influencia de las Perturbaciones Externas del Campo Geomagnético a partir de Mediciones en Observatorios y Satélites

Posición	Índice Dst			Índice Kp			Índice Km		
	Día	Valor	P. geo.	Día	Valor	P. geo.	Día	Valor	P. geo.
1	08/09/2003	8		09/01/2003	5.33		08/07/2003	4.67	
2	10/02/2006	9		08/07/2003	5.33		25/03/2003	4.33	
3	19/11/2007	9		10/10/2003	4.67		10/10/2003	3.67	
4	14/06/2008	9		31/12/2000	3.67		16/03/2000	2.67	
5	25/11/2008	9		27/06/2002	3.67		31/12/2000	2.33	
6	04/10/2009	9		08/04/2002	3.33		15/03/2000	2	
7	15/09/2003	10		23/09/2002	3.33		19/12/2003	2	MD1
8	20/12/2003	10	MD1	11/10/2003	3.33		31/05/2001	1.67	
9	03/04/2006	10		16/03/2000	3		30/04/2001	1.33	
10	17/08/2006	10		17/03/2002	3	D1	21/01/2000	1.33	
11	02/06/2007	10		24/05/2002	3		03/02/2001	1.33	
12	10/07/2007	10		15/03/2000	2.67		03/11/2001	1.33	
13	04/01/2008	10		28/06/2001	2.67		05/01/2002	1.33	
14	16/12/2008	10		24/10/2001	2.67		28/03/2002	1.33	
15	24/06/2009	10		21/01/2000	2.33		11/10/2003	1.33	
16	13/07/2009	10		04/02/2001	2.33		28/06/2001	1	
17	24/02/2005	11		30/04/2001	2.33		14/07/2002	1	D2
18	28/04/2005	11	D3	19/12/2003	2.33	MD1	06/11/2004	0.89	
19	03/05/2006	11		17/10/2004	2.33		27/04/2005	0.67	D3
20	30/12/2008	11	D4	26/10/2004	2.33		24/05/2002	0.33	
...	
44	12/08/2001	17		07/11/2007	0.33		02/12/2008	0.33	
45	10/04/2002	17		22/11/2008	0.33		29/12/2008	0.33	MD2
46	15/07/2002	17	D2	22/03/2010	0.33		04/12/2009	0.33	
47	31/01/2011	17		28/10/2011	0.33		08/12/2009	0.33	
48	08/05/2000	18		29/10/2011	0.33		11/12/2009	0.33	
49	24/06/2004	18		19/11/2011	0.33		29/12/2009	0.33	
50	23/05/2001	19		16/12/2011	0.33		30/12/2009	0.33	
51	01/06/2001	19		23/09/2012	0.33		18/07/2010	0.33	
52	08/07/2004	19		28/09/2012	0.33		22/08/2010	0.33	D4
53	22/03/2000	20		04/12/2004	0.33	M1	30/08/2010	0.33	
54	22/05/2001	20		30/04/2006	0.33		02/10/2010	0.33	
55	09/07/2004	20		07/11/2006	0.33		22/12/2010	0.33	
56	23/08/2010	21	D4	13/01/2007	0.33		19/11/2011	0.33	
...	
63	05/12/2004	24	M1	30/12/2009	0.33		09/11/2012	0.33	
64	01/06/2012	24		02/10/2010	0.33		06/12/2012	0.33	
65	02/06/2012	26		27/12/2011	0.33	MD3	08/12/2012	0.33	

Tabla 4.3 Orden y selección de los eventos menos perturbados del período 2000-2012. En negritas se resaltan aquellos que resultaron elegidos y se muestran las perturbaciones geomagnéticas asociadas a cada uno de ellos. Ver tabla 4.5.

Tipo de perturbación	Rango de Dst mínimo
Supertormentas	$Dst_{\min} < -200$ nT
Tormentas intensas	-200 nT $< Dst_{\min} < -100$ nT
Tormentas moderadas	-100 nT $< Dst_{\min} < -50$ nT
Tormentas débiles	-50 nT $< Dst_{\min} < -30$ nT
Perturbaciones muy débiles	-30 nT $< Dst_{\min}$

Tabla 4.4 Clasificación de tormentas geomagnéticas según Dst mínimo (modificada de González *et.al.* 1994).

la tabla 4.3. En la medida de lo posible, se siguieron los mismos criterios que en la selección de eventos más perturbados. Se establecieron ocho eventos, cada uno de siete días, distribuidos a lo largo de los tres intervalos definidos por la actividad solar.

Según el Dst mínimo, y considerando la clasificación de tormentas geomagnéticas de González *et.al.* (1994), a cada evento se le asoció una perturbación. Se introdujeron dos categorías más, de tal manera que la clasificación final comprendió cinco intervalos: cuatro de tormentas y uno de perturbaciones de baja intensidad (Tabla 4.4). Únicamente en el caso de dos eventos (julio de 2004 y noviembre de 2004), se presentaron dos mínimos comparables de Dst . Por lo tanto, en ambos se definieron dos perturbaciones diferentes: dos tormentas intensas, en el caso del primero; y dos supertormentas, en el segundo.

De esta manera, de los 17 eventos seleccionados se obtuvieron 19 perturbaciones geomagnéticas, divididas en cinco categorías. Cuatro correspondieron a supertormentas; cinco, a intensas; tres, a moderadas; cuatro, a débiles; y tres, a perturbaciones de baja intensidad. La tabla 4.5 muestra la clasificación final, considerando la actividad geomagnética (descrita a través de los índices) y la solar (definida con base en el número de manchas solares).

4.2.6 Construcción de magnetogramas

Este estudio se efectuó en términos de tres componentes magnéticas: una angular (la declinación, D) y dos modulares (la componente horizontal, H ; y la vertical, Z). Su elección se basó en las siguientes razones: (1) son de amplio uso en la literatura; (2) trabajar con las siete componentes de campo hubiera exigido demasiado tiempo, y la cantidad de resultados hubiera dificultado obtener conclusiones generales; (3) en el caso de las componentes angulares, es de mayor uso la declinación que la inclinación, y los observatorios que miden alguna de ellas, reportan la primera; y (4) las tormentas geomagnéticas se caracterizan en términos de la componente horizontal, y trabajar con ésta hizo más fácil su identificación. Después de definir los eventos y contando con los archivos diarios cada observatorio, se revisó cuántas mediciones se habían reportado en

Estudio del Origen e Influencia de las Perturbaciones Externas del Campo Geomagnético a partir de Mediciones en Observatorios y Satélites

Evento	Duración	Perturbación geomagnética	$Dst_{mín}$ (nT)	Día	Actividad solar	
1	28 de marzo a 3 de abril de 2001	Supertormenta 1 (S1)	-387	31	Máximo del ciclo solar 23	
2	14 al 20 de marzo de 2002	Tormenta débil 1 (D1)	-37	19		
3	9 al 15 de julio de 2002	Tormenta débil 2 (D2)	-36	12		
4	17 al 23 de noviembre de 2003	Supertormenta 2 (S2)	-422	20		
5	16 al 22 de diciembre de 2003	Perturbación muy débil 1 (MD1)	-25	21		
6	23 al 29 de julio de 2004	Tormenta intensa 1 (I1)	-136	25		
		Tormenta intensa 2 (I2)	-170	27		
7	7 al 13 de noviembre de 2004	Supertormenta 3 (S3)	-374	8		
		Supertormenta 4 (S4)	-263	10		
8	1 al 7 de diciembre de 2004	Tormenta moderada 1 (M1)	-59	7		
9	24 al 30 de abril de 2005	Tormenta débil 3 (D3)	-40	30		
10	11 al 17 de abril de 2006	Tormenta moderada 2 (M2)	-98	14		
11	12 al 18 de diciembre de 2006	Tormenta intensa 3 (I3)	-162	15		Mínimo del ciclo solar 23
12	28 de diciembre de 2008 al 3 de enero de 2009	Perturbación muy débil 2 (MD2)	-19	1		
13	21 al 27 de agosto de 2010	Tormenta débil 4 (D4)	-33	24		
14	25 al 31 de mayo de 2011	Tormenta moderada 3 (M3)	-91	28		
15	25 al 31 de diciembre de 2011	Perturbación muy débil 3 (MD3)	-25	30		Fase ascendente del ciclo solar 24
16	5 al 11 de marzo de 2012	Tormenta intensa 4 (I4)	-131	9		
17	13 al 19 de julio de 2012	Tormenta intensa 5 (I5)	-127	15		

Tabla 4.5 Selección final de eventos. Se indica su duración, así como la(s) perturbación(es) asociada(s) a cada uno. En paréntesis se muestra la nomenclatura con la que serán referidas en el texto. Ésta se asignó cronológicamente y no por orden de intensidad. También se presenta el $Dst_{mín}$ de cada uno, así como el día en que éste ocurrió. La última columna sitúa cada evento en el intervalo de actividad solar correspondiente.

cada caso. Para los eventos asociados a supertormentas, de un total de 18 casos (tres por observatorio) se observó lo siguiente: (i) en dos no se reportó ninguna medición (completitud=0 %); (ii) en uno faltaron una o más mediciones (0% < completitud < 100%); y (iii) en 15 se reportaron todas las mediciones (completitud=100%). En los eventos que correspondieron a tormentas intensas, el total fue de 24 casos (cuatro por observatorio) y los resultados fueron: (i) en cinco no se reportó ninguna medición; (ii)

en seis faltaron una o más mediciones; y (iii) en 13 se reportaron todas las mediciones. Para aquellos eventos asociados a tormentas moderadas, de un total de 18 casos (tres por observatorio), los resultados fueron: (i) en dos no se reportó ninguna medición; (ii) en tres faltaron una o más mediciones; y (iii) en 13 se reportaron todas las mediciones. Respecto a los eventos que correspondieron a tormentas débiles, se tuvo que de un total de 24 casos (cuatro por observatorio): (i) en tres no se reportó ninguna medición; (ii) en cuatro faltaron una o más mediciones; y (iii) en 17 se reportaron todas las mediciones. Finalmente, para los eventos que se asociaron a perturbaciones muy débiles, el total fue de 18 casos (tres por observatorio), y se encontró que: (i) en dos no se reportó ninguna medición; (ii) en dos faltaron una o más mediciones; y (iii) en 14 se reportaron todas las mediciones.

Respecto a las componentes geomagnéticas utilizadas, de los 72 casos de los eventos completos, 13 estaban reportados con las componentes H , D y Z ; los 59 restantes, con X , Y y Z . En el caso de estas últimas, se calcularon la componente horizontal y la declinación a través de las fórmulas: $H = \sqrt{X^2 + Y^2}$; $D = \tan^{-1} \frac{Y}{X}$

A continuación, se construyeron los magnetogramas para las tres componentes ya mencionadas. Además, se calcularon sus promedios horarios. Esta operación suavizó la señal, pues eliminó los valores extremos y solo permaneció la tendencia horaria. Como desventaja, se perdió información de aquellas perturbaciones menores a una hora. Los promedios (168 por evento y por observatorio) fueron guardados en otros archivos, para ser utilizados en el análisis armónico.

Para aquellos eventos en los que la completitud de las mediciones estuvo entre 0% y 100%, se reconstruyeron los promedios correspondientes a las horas faltantes con aquellos del observatorio más cercano. Lo anterior solamente se efectuó si se cumplían dos condiciones: (1) la cantidad de mediciones faltantes debía ser menor a diez horas por día; y (2) el observatorio más cercano debía tener 100% de lecturas completas para ese(os) día(s). Las combinaciones usadas fueron: Tucson-Teoloyucan y Vassouras-Trelew.

El procedimiento empleado asumió que las variaciones que se presentaron en ambos observatorios debían ser, si no exactamente las mismas, muy parecidas. Eso explica la importancia de utilizar los más cercanos posibles. El método se basó en calcular las diferencias entre promedios horarios sucesivos de la señal en un observatorio, y utilizarlas para reconstruir la señal en otro. Los pasos que se siguieron para la reconstrucción de datos que cumplieran las dos condiciones anteriores, fueron los siguientes:

- (i) Identificar el último promedio horario x_{0A} y el tiempo correspondiente t_{0A} en el observatorio A con registros incompletos.
- (ii) En las mediciones completas del observatorio de referencia B más cercano, buscar el tiempo t_{0B} y el promedio x_{0B} correspondiente a x_{0A} .

- (iii) Obtener la diferencia entre el siguiente promedio en B (el primero faltante en A), x_{1B} , y el anterior, x_{0B} , es decir: $\Delta_1 = x_{1B} - x_{0B}$.
- (iv) Sumar esa diferencia al último promedio en A, para obtener el primero reconstruido: $x_{1A} = \Delta_1 + x_{0A}$.
- (v) Tomar el segundo promedio en B, x_{2B} , y restarlo al primero, x_{1B} , ($\Delta_2 = x_{2B} - x_{1B}$) y sumar esa diferencia al primer promedio reconstruido de A (x_{1A}): $x_{2A} = \Delta_2 + x_{1A}$.
- (vi) Repetir sucesivamente este procedimiento con la expresión: $x_{nA} = x_{nB} - x_{n-1B} + x_{n-1A}$ hasta reconstruir todos los promedio horarios del intervalo faltante en A.

Siguiendo este procedimiento, se reconstruyeron cinco eventos, uno de cada nivel de perturbación (evento 4 y 8, Trelew; evento 9 y 12, Teoloyucan; evento 11, Tucson). Al resto no se le aplicó el procedimiento por alguna de las siguientes razones: (1) en el caso de Yellowknife, el observatorio más cercano (Tucson) estaba aproximadamente a 30° de latitud de distancia, y debido a esta diferencia, las perturbaciones que se observan en ambos son muy diferentes; (2) más de 10 horas faltantes (incluso un día completo); o (3) el observatorio más cercano tampoco tenía datos completos para ese intervalo. La cantidad final de eventos completos fue de 77 (Tabla 4.6).

4.2.7 Análisis armónico de componentes geomagnéticas

Como parte de la investigación de las variaciones externas del campo geomagnético, se realizó un análisis armónico sobre las tres componentes H , D y Z . Éste consistió en obtener sus espectros de amplitudes y calcular su contenido de energía, con los archivos de los promedios horarios correspondientes. Los objetivos fueron: (1) investigar la expresión de las componentes geomagnéticas en el dominio de la frecuencia en los diferentes niveles de perturbación; (2) distinguir cuál componente es afectada en mayor medida durante los eventos más perturbados; (3) estudiar la contribución de las principales componentes espectrales (armónicos) a las señales; y (4) indagar si es posible reconocer la firma o fuente física de cada fenómeno de acuerdo a su espectro.

Tipo de datos	Observatorio						Cantidad final
	YKC	TUC	TEO	HUA	VSS	TRW	
Completos	15	11	7	16	12	11	77
Reconstruidos	0	1	2	0	0	2	
Incompletos / No reconstruidos	2	5	8	1	5	4	25

Tabla 4.6 Número de eventos por observatorio utilizados en este trabajo según su completitud.

El análisis armónico es una herramienta útil en el estudio de fenómenos que presentan una variación periódica en el tiempo, como las variaciones de los magnetogramas. Éste consiste en realizar la transformación de la señal, medida en el dominio temporal, al de la frecuencia, donde se pueden identificar las componentes espectrales presentes en ella, cuyas amplitudes, por lo general, se incrementan con el período. Esto permite determinar la aportación de cada componente a la señal, y también, calcular su contenido de energía.

Esta transformación, conocida como análisis de Fourier, se basa en la suposición de que la señal estudiada consiste en una superposición de funciones seno y coseno, en el dominio temporal, multiplicadas por coeficientes que representan la aportación de cada una a la señal. Este análisis fue importante para esta investigación, ya que la variación S_q , de naturaleza cíclica, está registrada en los magnetogramas de todo el globo. Sin embargo, éstos también muestran la magnitud de cambios irregulares del campo geomagnético, los cuales representan la superposición de varias componentes espectrales, que fueron posibles de distinguir mediante el análisis de Fourier. Los pasos que se siguieron en el análisis armónico fueron los siguientes:

- (i) Se calcularon los coeficientes de Fourier a_k y b_k , tras remover el armónico a_0 de la señal. Éstos están definidos como:

$$a_k = \frac{2}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x_n \cos \frac{2\pi kn}{N} \text{ ---- (4.1); } b_k = \frac{2}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x_n \sin \frac{2\pi kn}{N} \text{ ---- (4.2)}$$

$$a_0 = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x_n \text{ ---- (4.3)}$$

- (ii) Se obtuvieron los espectros de amplitud diarios normalizados, para cada evento, con la ecuación:

$$|D_k| = \frac{1}{2} \sqrt{a_k^2 + b_k^2} \text{ ---- (4.4)}$$

- (iii) Se efectuaron los espectrogramas de amplitudes para cada evento.
- (iv) Se aplicó el Teorema de Parseval, para calcular el contenido de potencia a través del espectro de amplitudes:

$$P = \sum_{k=0}^{N-1} |D_k|^2 \text{ ---- (4.5)}$$

- (v) Se calculó el contenido de energía, con la ecuación:

$$E = NP \text{ ---- (4.6)}$$

Armónico	Frecuencia ($\times 10^{-5}$ Hz)	Período (hr)	Fenómeno(s) geomagnético(s) asociado(s)
$k = 1$	1.16	24	Variación Sq
$k = 2$	2.31	12	Fase de recuperación
$k = 3$	3.47	8	Tormentas geomagnéticas
$k = 4$	4.63	6	
$k = 5$	5.78	4.8	Subtormentas, bahías y fase inicial
$6 \leq k \leq 12$	$6.94 \leq f \leq 13.89$	$2 \leq T \leq 4$	Subtormentas, trenes de pulsaciones y variaciones de corto período

Tabla 4.7 Componentes espectrales (armónicos), frecuencia, período y fenómenos geomagnéticos asociados a cada una. La relación armónicos-fenómenos es aproximada (Ver Tabla 3.1).

En la elaboración de los espectros de amplitudes, no se consideró el armónico cero, a_0 , pues éste representa la media de la señal. Como se trabajó con los archivos diarios de promedios horarios, el número de muestras por cada uno es de 24 ($N=24$). El número de armónicos obtenidos fue de $N/2$, es decir, 12. El primer armónico ($k=1$) representa la componente espectral con un periodo de 24 horas (y a aquellos fenómenos geomagnéticos con ese mismo período); el segundo ($k=2$), de 12 horas; el tercero ($k=3$), de 8 horas; el cuarto ($k=4$), de 6 horas, y así sucesivamente (Tabla 4.7).

4.2.8 Correlación de series de tiempo de índices geomagnéticos

Con el propósito de comprender la relación entre los índices Kp , Dst y AE , varios estudios han sido realizados al respecto. Las primeras investigaciones en este tema fueron desarrolladas en los años 70. Éstas consistieron en algunos estudios estadísticos para algunos meses de datos. Los resultados mostraron que la evolución de Kp sigue las variaciones del flujo de energía de las zonas aurales, directamente relacionadas al índice AE ; y del anillo de corrientes, descrito por Dst (Rochel *et.al.*, 2012).

En esta investigación se estudió la relación entre los índices Dst , Kp y Km , para los 17 eventos previamente seleccionados. El procedimiento consistió en efectuar la correlación cruzada de sus series de tiempo, y en calcular el coeficiente de correlación, a lo largo de cada evento. Los objetivos de este análisis fueron: (1) estudiar el tiempo de reacción de cada índice a perturbaciones de origen externo; (2) investigar si la actividad geomagnética se refleja en todos los índices de la misma manera, dado que cada uno

representa fenómenos particulares; y (3) determinar si el cambio en la actividad del Sol tiene un impacto en las correlaciones cruzadas.

Una condición necesaria para realizar esta operación es que las señales deben tener el mismo número N de muestras. Como Dst es un índice horario, y cada evento consiste en 7 días, la longitud total de la serie fue de 168 muestras. En contraste, Kp y Km son índices trihorarios, por lo que $N=56$ en cada caso. Como ambos índices de latitudes medias son trihorarios por definición (00-03, 03-06, 06-09,... [UT]), no sería posible encontrar valores horarios, por lo que se calcularon promedios trihorarios de Dst . Cada valor trihorario fue asignado a la hora promedio de su intervalo (1.5, 4.5, 7.5,... [UT]). Para este procedimiento, el número final de muestras por evento y por índice fue de 56.

Para calcular la correlación cruzada entre ambas señales, se empleó la fórmula 4.7, donde x fue representada por la serie de tiempo de Dst ($N=56$ elementos); y y , por la de Kp o Km ($M=56$ elementos). Las correlaciones $r_{Dst/Kp}$ y $r_{Dst/Km}$ tuvieron, cada una, 111 elementos ($N + M - 1$). El cálculo del coeficiente de correlación $\rho_{Dst/Kp}$ y $\rho_{Dst/Km}$ se efectuó con la fórmula 4.8:

$$r_{xy}(l) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} x(n) y(n-l) \quad (4.7) \quad ; \quad \rho_{xy}(l) = \frac{r_{xy}(l)}{\sqrt{r_{xx}(0) r_{yy}(0)}} \quad (4.8)$$

Como resultado, se obtuvo el coeficiente de correlación para todos los elementos de la correlación cruzada, y cada uno se asoció a un intervalo trihorario (uno al retraso de tiempo cero $[t_0]$, 55 antes de t_0 y 55 después de t_0). Con esta información se determinó el tiempo t (retraso o adelanto) en que se presentó el máximo coeficiente. Este valor permitió elaborar una hipótesis sobre cuál de los dos conjuntos de índices reacciona primero, y la diferencia de tiempo fue tomada como evidencia del flujo de corriente entre el ecuador magnético, las latitudes medias y las zonas aurorales.

En las dos primeras secciones del capítulo 5 se presentan los resultados de los análisis de calidad de las lecturas de los observatorios seleccionados, y del estadístico de los índices geomagnéticos. A continuación, bajo el título “Análisis temporal y armónico de componentes geomagnéticas”, se muestran los magnetogramas, los espectros de amplitudes, los gráficos del coeficiente de correlación y los contenidos de energía de algunas perturbaciones elegidas. También se identifican las tormentas geomagnéticas y otros fenómenos, descritos en el capítulo anterior. En el apartado siguiente, llamado “Análisis de correlación de series de tiempo de índices geomagnéticos”, se comparan los coeficientes de correlación en función de los niveles de perturbación y de actividad solar.

4.3 Análisis de mediciones satelitales

Las tormentas geomagnéticas son eventos muy intensos y de gran duración, asociados con la presencia de campo magnético interplanetario dirigido hacia el sur

(B_s). Éste puede reconectarse en la magnetopausa con el campo geomagnético dirigido hacia el norte. Como resultado, se inyectan partículas de la hoja de plasma de la cola magnetosférica dentro de la magnetosfera del lado noche. Esto provoca una intensificación del anillo de corrientes, y a su vez, una reducción del campo geomagnético en regiones ecuatoriales. Esta disminución se puede medir con índices geomagnéticos como el Dst , que resulta de gran utilidad para evaluar el nivel de las perturbaciones del campo (Zhang *et.al.*, 2006).

Las causas interplanetarias de las tormentas geomagnéticas han sido ampliamente estudiadas. La velocidad del viento solar (v) y la componente sur (B_s) del campo magnético interplanetario son de gran importancia en el origen de las tormentas; y cuando éstos son efectivos para producir perturbaciones geomagnéticas, se dice que son geoefectivos. Basándose en estudios estadísticos, los criterios interplanetarios necesarios para el desarrollo de tormentas han sido determinados. Para tormentas intensas con $Dst_{min} < -100$ nT, el valor de B_s debe ser mayor a 10 nT con una duración $\Delta t \geq 3$ horas. Para tormentas moderadas con $Dst_{min} < -50$ nT, se han sugerido límites de $B_s \geq 5$ nT y $\Delta t \geq 2$ horas (Wang *et.al.*, 2003). En algunos estudios se ha encontrado una clara correlación entre B_z y Dst_{min} ; y en otros, se ha confirmado la conclusión de que hay una buena correlación entre Dst_{min} y los parámetros de viento solar (Wang *et.al.*, 2003; Kane, 2010).

En años recientes, con el lanzamiento de las naves ACE y WIND, se han vuelto disponibles datos de viento solar, continuos y de gran calidad. Estas abundantes observaciones interplanetarias permiten estudiar la dependencia de características de las tormentas magnéticas en la actividad solar. Los objetivos de este análisis fueron: (1) describir el comportamiento promedio de los parámetros de viento solar y campo interplanetario en las cuatro categorías de tormentas y en la de perturbaciones muy débiles; (2) encontrar una relación entre v , B_z , Δt y Dst_{min} , para describir la importancia de los tres primeros en el desarrollo de tormentas magnéticas; e (3) investigar si la actividad solar es importante para los parámetros interplanetarios de las perturbaciones elegidas.

4.3.1 Selección y procesamiento de datos satelitales

En este estudio se trabajó con la selección de 19 eventos realizada en la sección 4.2.6. Como se indicó anteriormente, los valores horarios del índice Dst fueron descargados del Centro WDC de Kyoto; y los de Kp , del servicio ISGI. La densidad de viento solar (n), la velocidad de flujo (v), y la magnitud de campo interplanetario (B), así como sus tres componentes (B_x , B_y , B_z), provienen de la base de datos OMNIWeb, del centro *Goddard Space Flight Center*. Las observaciones de viento solar en el período analizado fueron obtenidas por el satélite ACE. Aunque éste se encuentra a $\approx 10^6$ km de la magnetopausa, el tiempo de retraso, que aproximadamente es menor a una hora, no se consideró, debido a la resolución horaria de Dst .

Todas las bases de datos de campo interplanetario y viento solar fueron promediadas a una resolución de 20 minutos. Los valores extremos y las fluctuaciones repentinas fueron ignorados; y de esta manera, permaneció la tendencia de las mediciones. En total, se analizaron ocho parámetros (seis interplanetarios y dos índices geomagnéticos) de cada fenómeno. El tiempo cero se eligió de tal manera que coincidió con el mínimo $Dst_{mín}$ y el análisis comprendió dos días antes del tiempo cero, hasta día y medio después de éste.

4.3.2 Correlación entre $Dst_{mín}$ y parámetros interplanetarios

Para cada fenómeno se ubicó $Dst_{mín}$, que sirvió como tiempo cero para el análisis. A continuación se distinguió $B_{zmín}$, y se midió la diferencia de tiempo entre los dos valores. También se elaboró un diagrama de dispersión y se calculó el coeficiente de correlación entre ambas variables. Posteriormente se efectuaron análisis similares para $v_{máx}$ y $n_{máx}$. Las diferencias de tiempo entre los (el) máximos (mínimo) de v y n (B_z) y el mínimo de Dst , sirvieron para identificar si los incrementos (disminuciones) de las variables fueron simultáneos; y en caso contrario, investigar cuál precede a las demás. Los resultados obtenidos se presentan en la sección del capítulo 5 llamada “Correlación entre $Dst_{mín}$ y parámetros interplanetarios”, donde se comparan con los disponibles en la literatura, particularmente con los reportados por Wang *et.al.* (2003); Zhang *et.al.* (2006); Kane (2010) y González *et.al.* (2011).

4.3.3 Correlación entre vB_z , Δt y $Dst_{mín}$

En diversos estudios (Wang *et.al.*, 2003; Zhang *et.al.*, 2006) se ha encontrado que v y B_z son factores importantes en la formación de tormentas. Además, se ha propuesto que la duración Δt de una tormenta también está relacionada con su intensidad, aunque en menor grado que v y B_z . Para cada una de las perturbaciones identificadas, se calculó vB_z y se estimó su correlación con $Dst_{mín}$. Para determinar la duración Δt de cada tormenta, se siguió el criterio de González *et.al.* (2011), quienes opinan que Δt es todo el tiempo durante el cual B_z es negativo, antes y después de que se presente $Dst_{mín}$. Lo anterior se basa en sostener que las tormentas se asocian con líneas de B_z dirigido hacia el sur, las cuales permiten la reconexión con el campo geomagnético, y como resultado, el ingreso de partículas energéticas dentro de la magnetosfera. Por lo tanto, a pesar de que se haya presentado la máxima intensificación del anillo de corrientes (asociada con $Dst_{mín}$), y el campo geomagnético esté en fase de recuperación, aún hay inyección de partículas mientras B_z sea negativo. En cada caso se determinó si la duración de la tormenta contribuyó a su desarrollo, y se comparó la aportación de vB_z y Δt a su intensidad. La sección titulada “Correlación entre vB_z , Δt y $Dst_{mín}$ ” del capítulo 5 muestra los resultados obtenidos.

5. ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

5.1 Datos de observatorios geomagnéticos

Una vez contando con los archivos de los seis observatorios seleccionados y con los registros de los índices geomagnéticos planetarios se trabajó en dos dominios: el temporal, y el de frecuencias. En el primero se construyeron magnetogramas de las 19 perturbaciones elegidas, se identificaron algunas de las variaciones externas del campo magnético, y se efectuó un análisis de correlación cruzada de las series de tiempo de los índices *Dst*, *Kp* y *Km*. En el segundo se elaboraron espectros de amplitud de algunas componentes del campo, se calculó el contenido de energía de las señales, y se elaboraron hipótesis sobre los sistemas de corrientes que estuvieron presentes. En este capítulo solamente se muestran las gráficas y los espectros de algunos fenómenos que se discutirán, por ser representativos de condiciones perturbadas. Las demás figuras pueden consultarse en los anexos titulados “Magnetogramas”, “Espectros de amplitud” y “Gráficas de coeficientes de correlación de índices geomagnéticos”.

5.1.1 Calidad de componentes del campo geomagnético

Como se mencionó en el capítulo anterior, cuatro parámetros fueron considerados para determinar la calidad de las lecturas. Las tablas 5.1 a 5.6 contienen la información de cada observatorio. En primer lugar, la completitud se refirió al porcentaje total de lecturas anuales registradas y proporcionadas por el observatorio en cuestión. Hasta antes de 2010, en la mayoría de los casos, la completitud en todos ellos fue absoluta. En los últimos años, los observatorios de Teoloyucan y Vassouras no han reportado datos a Intermagnet; los restantes han operado adecuadamente y proporcionado la mayor parte de sus registros.

Año	Completitud (%)	Tipo de datos	Intervalo de datos	Muestreo digital	Componentes
2000	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	XYZF
2001	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	XYZF
2002	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	0.125 segundos	XYZF
2003	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	0.125 segundos	XYZF
2004	98.5	Definitivo	Promedio de 1 minuto	0.125 segundos	XYZF
2005	99.3	Definitivo	Promedio de 1 minuto	0.125 segundos	XYZF
2006	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	0.125 segundos	XYZF
2007	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	0.125 segundos	XYZF
2008	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	0.125 segundos	XYZF
2009	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	0.125 segundos	XYZG
2010	99.5	Definitivo	Promedio de 1 minuto	0.125 segundos	XYZG
2011	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	0.125 segundos	XYZG
2012	100.0	Variación	Promedio de 1 minuto	---	XYZF

Tabla 5.1 Parámetros para el análisis de calidad del Observatorio de Yellowknife.

Estudio del Origen e Influencia de las Perturbaciones Externas del Campo Geomagnético a partir de Mediciones en Observatorios y Satélites

Año	Compleitud (%)	Tipo de datos	Intervalo de datos	Muestreo digital	Componentes
2000	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	HDZF
2001	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	HDZF
2002	99.3	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	HDZF
2003	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	HDZF
2004	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	XYZF
2005	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	XYZF
2006	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	XYZF
2007	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	XYZF
2008	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	XYZF
2009	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	XYZG
2010	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	XYZG
2011	98.5	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	XYZG
2012	100.0	Variación	Filtro a 1 minuto	0.01 segundos	HDZF

Tabla 5.2 Igual a tabla 5.1, para el Observatorio de Tucson.

Año	Compleitud (%)	Tipo de datos	Intervalo de datos	Muestreo digital	Componentes
2000	0.0	----	----	----	----
2001	0.0	----	----	----	----
2002	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	5 segundos	XYZF
2003	98.5	Definitivo	Promedio de 1 minuto	5 segundos	XYZF
2004	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	5 segundos	XYZF
2005	98.5	Definitivo	Promedio de 1 minuto	5 segundos	XYZF
2006	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	5 segundos	XYZF
2007	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	5 segundos	XYZF
2008	96.3	Definitivo	Promedio de 1 minuto	5 segundos	XYZF
2009	91.8	Variación	Promedio de 1 minuto	----	HDZF
2010	36.2	Variación	Promedio de 1 minuto	----	HDZF
2011	0.0	Variación	1 minuto	----	HDZF
2012	0.0	----	----	----	----

Tabla 5.3 Igual a tabla 5.1, para el Observatorio de Teoloyucan.

El tipo de datos atendió a su definitividad. Al respecto Intermagnet ha establecido la siguiente jerarquía: definitivos, provisionales y variaciones. En la mayoría de los casos, todos los datos son definitivos hasta antes de 2011. Las lecturas de 2012 y 2013 son variaciones para todos los observatorios; excepto en 2012, cuando el de Vassouras informó datos provisionales; y aquél de Huancayo, definitivos. El intervalo de datos reportado por todos los observatorios es un promedio por minuto; salvo los de Vassouras y Tucson, que los proporcionan filtrados a un minuto desde el 2011 y el 2012, respectivamente. El muestreo digital es de uno o cinco segundos en todos los casos; a excepción de Yellowknife, que desde 2002 registra lecturas a ocho muestras por segundo, y Tucson, el cual lo hace a 100 muestras por segundo, a partir de 2012.

Año	Completitud (%)	Tipo de datos	Intervalo de datos	Muestreo digital	Componentes
2000	0.0	----	----	----	----
2001	0.0	----	----	----	----
2002	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	HDZF
2003	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	HDZF
2004	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	XYZF
2005	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	XYZF
2006	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	XYZF
2007	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	XYZF
2008	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	XYZF
2009	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	XYZG
2010	100.0	Variación	Promedio de 1 minuto	----	XYZF
2011	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	XYZG
2012	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	XYZG

Tabla 5.4 Igual a tabla 5.1, para el Observatorio de Huancayo.

Año	Completitud (%)	Tipo de datos	Intervalo de datos	Muestreo digital	Componentes
2000	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	----	HDZF
2001	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	----	HDZF
2002	99.5	Definitivo	Promedio de 1 minuto	----	HDZF
2003	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	HDZF
2004	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	XYZF
2005	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	XYZF
2006	99.3	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	XYZF
2007	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	XYZF
2008	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	XYZF
2009	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	XYZG
2010	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	XYZG
2011	38.6	Variación	Filtro a 1 minuto	1 segundo	XYZF
2012	66.8	Provisional	Filtro a 1 minuto	1 segundo	HDZF

Tabla 5.5 Igual a tabla 5.1, para el Observatorio de Vassouras.

5.1.2 Estadística descriptiva de índices geomagnéticos

- **Índice *Dst***

El formato de los archivos con el índice mensual consiste en veintiséis columnas: la primera contiene la fecha; las veinticuatro siguientes, el valor de *Dst* para cada hora del día; y la última, el promedio diario (Figura 5.1). La tabla 5.7 muestra los resultados del análisis estadístico de los promedios diarios.

El mínimo valor promedio, que corresponde a los tiempos más perturbados, se presentó en 2002 y 2003 (-21 y -22.1 nT, respectivamente). Éstos deben relacionarse, de

Año	Completitud (%)	Tipo de datos	Intervalo de datos	Muestreo digital	Componentes
2000	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	5 segundos	XYZF
2001	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	1 segundo	XYZF
2002	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	5 segundos	XYZF
2003	98.5	Definitivo	Promedio de 1 minuto	5 segundos	XYZF
2004	99.5	Definitivo	Promedio de 1 minuto	5 segundos	XYZF
2005	99.7	Definitivo	Promedio de 1 minuto	5 segundos	XYZF
2006	99.7	Definitivo	Promedio de 1 minuto	5 segundos	XYZF
2007	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	5 segundos	XYZF
2008	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	5 segundos	XYZF
2009	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	5 segundos	XYZG
2010	100.0	Definitivo	Promedio de 1 minuto	5 segundos	XYZ
2011	98.1	Variación	1 minuto	----	HDZF
2012	97.3	Variación	1 minuto	----	HDZF

Tabla 5.6 Igual a tabla 5.1, para el Observatorio de Trelew.

alguna manera, con la época de máxima actividad del ciclo solar 23. A continuación, los valores de la media aumentaron, hasta un máximo en 2009 (-2.85 nT), y después disminuyeron, aunque no tan rápido como incrementaron en los años anteriores. La tendencia inicial a presentar un mínimo en 2003 y aumentar hasta 2007, también se observa en la mediana y la moda (-20 a -7 nT y -22 a -4 nT, respectivamente). Después de este año, el comportamiento de cada medida fue diferente.

La máxima dispersión respecto al promedio (29.18 nT), medida a través de la desviación estándar, se observó en los años alrededor del máximo del ciclo 23. Posteriormente, esta dispersión disminuyó en la fase descendente, el mínimo del 23 y en los primeros años del ciclo 24 (valor mínimo=6.45 nT). A partir de 2011 la desviación estándar aumentó de nuevo (16.99 nT), probablemente relacionada al máximo del ciclo 24. Se observó que en años de alta actividad solar, el grado de dispersión alrededor de la media fue mayor que en años de baja.

Los mínimos más bajos, menores a -120 nT, se presentaron en el período 2000-2004. A continuación aumentaron hasta valores próximos a cero, entre 2007 y 2010, y disminuyeron después. La variación de este índice, y por consiguiente, de las perturbaciones de bajas latitudes, fue tal que el mínimo del 2007 (-39 nT) es menos de la quinta parte del de 2003 (-221 nT, el menor del período de estudio). Este último se presentó el 30 de octubre del mismo año, durante el evento de la “tormenta de Halloween”. Finalmente, en el caso de los máximos de *Dst* no se observa la misma tendencia que en los mínimos, v.g. el máximo mayor (35 nT) se presentó en el 2011, año con el segundo mínimo menor (-211 nT).

- **Índice *Kp***

El archivo mensual con las mediciones del índice contiene diez columnas: la primera consiste en la fecha; las ocho siguientes, en el valor de *Kp* para cada intervalo

Fecha (2003)	Valores horarios (nT)																								Promedio (nT)
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	
26/10	31	33	32	29	27	25	24	24	19	11	4	4	4	4	6	6	5	5	7	8	15	18	29	33	-17
27/10	43	49	47	49	52	52	50	46	48	51	49	41	36	35	34	34	30	30	30	27	27	27	25	24	-39
28/10	24	24	14	18	4	1	1	5	14	32	32	24	20	16	8	4	4	9	16	18	19	22	14	20	-15
29/10	34	42	32	25	28	30	10	105	130	151	151	147	111	79	99	107	124	126	169	213	253	268	281	350	-128
30/10	353	341	335	303	273	244	220	203	192	178	164	155	156	148	138	129	111	97	111	142	240	316	383	371	-221
31/10	307	246	244	241	196	131	106	113	113	109	113	55	77	80	88	80	76	68	70	66	63	52	55	66	-117
01/11	69	69	61	62	61	62	56	48	47	44	41	38	43	46	46	39	35	31	28	32	36	33	31	37	-46
02/11	41	40	31	23	27	30	26	23	23	22	27	31	25	25	28	29	28	23	23	21	23	22	26	32	-27

Figura 5.1 Formato de los archivos mensuales del índice *Dst*. Se muestran ocho lecturas del 2003.

Medida (nT)	Año												
	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012
Media	-19.06	-17.75	-21	-22.10	-12.22	-16.35	-11.61	-8.22	-7.86	-2.85	-6.10	-7.69	-8.29
Mediana	-15	-11	-17	-20	-8	-13	-9	-7	-7	-2	-5	-5	-5
Moda	-13	0	-8	-22	-7	-1	-6	-4	-9	-3	-5	-2	-1
Desv. est.	24.39	29.18	22.81	22.81	23.55	18.45	13.89	9.33	9.47	6.45	9.79	12.31	16.99
Cuartil 1	-27	-25	-31	-30.25	-19	-24	-19	-15	-14	-6	-10	-12	-13
Cuartil 2	-15	-11	-17	-20	-8	-13	-9	-7	-7	-2	-5	-5	-5
Cuartil 3	-3	0	-6	-8.75	1	-4	-2	-1	-1	1	0	0	1
Máximo	20	35	24	14	24	13	13	15	11	12	21	17	31
Mínimo	-173	-211	-120	-221	-210	-103	-116	-39	-47	-48	-59	-76	-88

Tabla 5.7 Medidas del análisis estadístico del índice *Dst* para el período 2000–2012.

Fecha (2003)	Valores trihorarios								Suma	Equivalente
	00-03	03-06	06-09	09-12	12-15	15-18	18-21	21-00		
26/10	2+	2o	2-	2o	1o	1o	3+	4-	17o	17
27/10	4-	3+	3+	2o	2o	2+	1o	1o	19-	18.67
28/10	3o	5-	4-	5-	3-	4o	3+	4o	30o	30
29/10	5-	4o	9o	8o	8-	8-	9-	9-	58+	58.33
30/10	9-	7+	5+	5-	5o	7o	9o	9o	56o	56
31/10	8+	8-	7+	7-	7+	5-	4o	4+	50+	50.33
01/11	5o	5-	4o	3-	3o	3+	3o	4o	30-	29.67
02/11	3+	4-	3+	3o	3-	3+	4+	3-	26+	26.33

Figura 5.2 Igual a figura 5.1, para el índice K_p .

Medida	Año												
	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012
Media	18.79	16.68	18.03	24.46	17.37	17.18	12.74	12.12	11.61	7.21	10.02	11.87	13.39
Mediana	17.33	15	17.33	24.33	16.330	15.33	10.83	10	9.67	6	8.67	10.83	12
Moda	16	13.33	14.67	30.67	14.67	7.33	13	3.67	3	4	8.33	11.67	9.33
Desv. est.	9.31	8.89	8.53	9.33	9.32	9.79	8.48	7.99	7.69	5.02	6.89	7.34	8.34
Cuartil 1	12	11	11.58	18	10.67	9.33	6	5.33	5.33	3.58	5	6.33	7.33
Cuartil 2	17.33	15	17.33	24.33	16.33	15.33	10.83	10	9.67	6	8.67	10.83	12
Cuartil 3	24.33	21	23	30.67	23	23	17.67	18	17.33	9.75	13.33	16	18
Máximo	52.67	61	43.67	58.33	60.67	50.33	46	33.67	34.33	25	38.67	36	46.67
Mínimo	1.67	2	3	2.33	0	0.33	0	0	0	0	0	0	0.33

Tabla 5.8 Igual a tabla 5.7, para el índice K_p .

trihorario; y la última, en la suma diaria. Todos están expresados en la notación con signos -, o, +. Considerando los tercios de unidad, el resultado final fue convertido a números decimales (Figura 5.2). Las medidas numéricas del análisis estadístico de las sumas diarias se presentan en la tabla 5.8.

El máximo valor promedio, que correspondió a los tiempos más perturbados, se presentó en 2003 ($Kp=24.46$), alrededor de la máxima actividad solar del ciclo 23. A continuación, los valores de la media disminuyeron, y se presentó un cambio abrupto entre 2005 ($Kp=17.18$) y 2006 ($Kp=12.74$). El valor mínimo se alcanzó en 2009 ($Kp=7.21$), y posteriormente aumentó, aunque el valor de 2012 se aproximó más al Kp promedio de la fase descendente del ciclo 23 que al de los de alrededor del máximo del mismo. La mediana y la moda se comportaron de la misma manera que la media. Sobresale que en 2003 el valor de Kp más repetido fuera 30.67, y en 2008, éste fuera diez veces menor ($Kp=3$).

La dispersión alrededor del valor promedio fue mayor en los años anteriores a 2006 ($Kp>8$), disminuyó entre 2007 y 2010 ($Kp<7$), y en 2012 aumentó a valores cercanos a los de la fase descendente del ciclo 23. El Kp máximo (61.67) se presentó el 31 de marzo de 2001, asociado al evento de la ráfaga de magnitud X20. Los máximos en el período 2007-2011 disminuyeron hasta poco más de la mitad de aquellos de 2000-2006. A pesar de que 2003 presentó el tercer máximo más grande, en general, los valores de ese año fueron mayores que los de los demás, lo que se refleja al comparar los cuartiles. Sobresalió que 75% de los Kp en 2003 fueron menores a 30.67, mientras que ese mismo porcentaje en 2001 fue menor a 25. En el caso de los mínimos, se observó que en todos los años se presentaron valores de Kp cercanos, o iguales a 0, como en el caso de Dst .

- **Índice Km**

A diferencia de los archivos del índice Kp , el archivo mensual consiste en la fecha; y en los ocho valores trihorarios de Km . La suma diaria no fue proporcionada por el ISGI y fue calculada con la conversión a tercios de unidad (Figura 5.3). Los resultados obtenidos con el análisis estadístico de las sumas diarias se resumen en la tabla 5.9.

El máximo valor promedio ($Km=25.3$) se presentó en 2003; y el mínimo, en 2009 ($Km=6.93$). El comportamiento general de este índice fue similar al de Kp : los años asociados al máximo del ciclo solar 23 presentaron mayor desviación estándar que los que les sucedieron; el máximo ($Km=61.67$) se presentó en 2001; y 2003 fue el año con mayor cantidad de días con Km elevado. Sin embargo, en el caso de Km , el valor más repetido en el período 2006-2012 fue 0, y para Kp , esto no se observó. Del total de 117 resultados del análisis estadístico de Km , 59 (50.4%) fueron mayores que Kp . Este porcentaje fue justificable, considerando que ambos se derivan de diferente número y ubicación de estaciones, y pueden ser más sensibles a perturbaciones que el otro índice no representa.

Fecha (2003)	Valores trihorarios								Suma	Equivalente
	00-03	03-06	06-09	09-12	12-15	15-18	18-21	21-00		
26/10	2o	2o	2o	3-	1+	1+	4-	4o	19	19
27/10	3+	3-	4-	3o	2o	3o	2o	1o	21-	20.67
28/10	3o	4o	4o	5-	3-	4o	4-	4+	30+	30.33
29/10	4+	4-	9o	8o	8o	8o	9o	9o	58	58
30/10	9-	7o	5o	4+	5o	7+	9o	9o	55+	55.33
31/10	9o	8o	7o	6+	7-	5-	4o	4+	50	50
01/11	5o	4+	4o	3o	3+	3+	3+	4o	30+	30.33
02/11	3o	4-	2+	3+	3o	4+	4o	3-	26+	26.33

Figura 5.3 Igual a figura 5.1, para el índice *Km*.

Medida	Año												
	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012
Media	19.59	18.06	18.71	25.30	18.58	18.09	12	12.32	11.91	6.93	10.17	11.60	11.25
Mediana	19.17	17	18.67	25.67	18.67	17.33	10.67	11	10.67	5.33	8.33	10.67	10
Moda	22	17.67	13.67	32.67	22.33	9.33	0	0.33	0	0	0	0	0
Desv. est.	9.23	8.77	8.50	8.87	9.79	9.78	9.41	8.67	8.54	5.89	7.65	8.11	8.15
Cuartil 1	13	13	12.67	20.00	11.67	10	3.33	4.67	4.33	2	4	5	5
Cuartil 2	19.17	17	18.67	25.67	18.67	17.33	10.67	11	10.67	5.33	8.33	10.67	10
Cuartil 3	25.67	23	24.33	31	25.25	24.33	18.33	19	18.33	10.33	14.67	16.67	16.67
Máximo	51.33	61.67	41.33	59	60	48	45	34.33	34.33	26	38	34.67	40
Mínimo	0	1	0.33	1.33	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tabla 5.9 Igual a tabla 5.7, para el índice *Km*.

• **Correlación Kp/Km**

El análisis de correlación entre la suma diaria de los índices de latitudes medias Kp y Km , fue elaborado en siete intervalos, definidos de la siguiente manera:

- 1) $Kp \geq 48$ 3) $32 \leq Kp < 40$ 5) $16 \leq Kp < 24$ 7) $Kp < 8$
 2) $40 \leq Kp < 48$ 4) $24 \leq Kp < 32$ 6) $8 \leq Kp < 16$

Éstos fueron definidos basándose en los nueve intervalos de la escala de los índices K . El número de muestras y el coeficiente de correlación por intervalo se muestran en la tabla 5.10; y los diagramas de dispersión, en la figura 5.4.

En este análisis, la correlación fue buena ($r > 0.7$) para los siete intervalos. Este coeficiente fue adecuado, considerando que las estaciones de ambos índices están ubicadas a latitudes medias. Sin embargo, su número y ubicación son diferentes: Km tiene una buena cobertura global (doce estaciones en el Hemisferio Norte y nueve en el Sur); en cambio, la de Kp es menor (once estaciones en el Hemisferio Norte y dos en el Sur). Las diferencias diarias entre ambos índices debieron relacionarse con la baja cobertura de Kp en el Hemisferio Sur, pues no representó las perturbaciones de esas latitudes. Además, en el análisis estadístico se observó que Km mostró más variabilidad que Kp , como resultado del mayor número de estaciones del primero. El número de muestras se incrementó a medida que el nivel de perturbación disminuyó.

Intervalo de Kp	Número de muestras	Coefficiente de correlación $Kp Km$
$Kp \geq 48$	17	0.897
$40 \leq Kp < 48$	41	0.797
$32 \leq Kp < 40$	184	0.749
$24 \leq Kp < 32$	577	0.79
$16 \leq Kp < 24$	1064	0.804
$8 \leq Kp < 16$	1572	0.838
$Kp < 8$	1294	0.794

Tabla 5.10 Tamaño de intervalos y coeficiente de correlación para el análisis Kp/Km . Ver figura 5.4.

5.1.3 Análisis temporal y armónico de componentes geomagnéticas

Solamente se presenta el análisis temporal y en frecuencias de tres ejemplos: la supertormenta S1 (marzo-abril de 2001), las tormentas intensas I1/I2 (julio de 2004) y la tormenta moderada M2 (abril de 2006). Para cada caso se muestran los magnetogramas de H , D y Z , además de algunos espectros de amplitud, las series de tiempo de los índices Dst , Kp y Km y un gráfico del coeficiente de correlación cruzada Dst/Kp y Dst/Km .

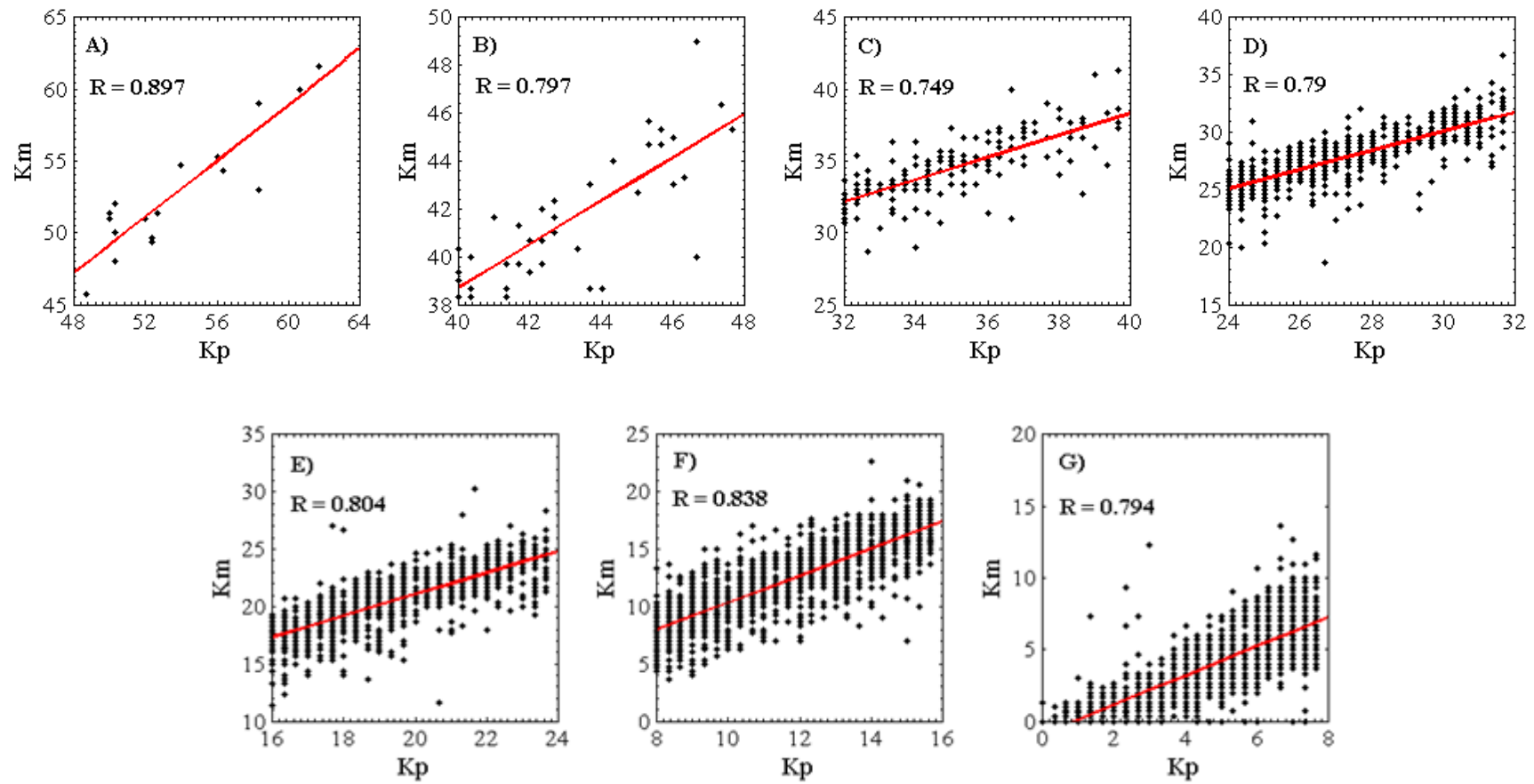


Figura 5.4 Diagramas de dispersión de los índices K_p y K_m . Se indica el coeficiente de correlación y la recta de mejor ajuste para cada caso.

A) $K_p \geq 48$; B) $40 \leq K_p < 48$; C) $32 \leq K_p < 40$; D) $24 \leq K_p < 32$; E) $16 \leq K_p < 24$; F) $8 \leq K_p < 16$; G) $K_p < 8$.

• **Tormenta S1: 28 de marzo a 3 de abril de 2001**

En esta tormenta los días más perturbados fueron el 31 de marzo y el 1 y 2 de abril, con los mínimos valores de Dst , y los máximos de Kp y Km (Tabla 5.11). Pandey y Dubey (2009) identificaron una tormenta en este período, la cual inició el 31 a las 4 h; su fase principal duró 16 horas, y la de recuperación, 87. Los autores determinaron que su intensidad fue de -387 nT.

En el magnetograma de H el SSC (≈ 150 nT) fue visible a las 2 h del 31 de marzo, desde Tucson hasta Trelew. Éste fue seguido por la fase principal de la tormenta (≈ 350 nT) hasta las 21 h del mismo día, y por la fase de recuperación, hasta las 0 h del 3 de abril, aproximadamente. También se identificaron algunas subtormentas (≈ 250 nT) en el observatorio de Yellowknife durante el 31 (Figura 5.7A).

De la misma manera, en el magnetograma de D se distinguió que el 31 de marzo fue el día con más fluctuaciones, seguido por el 1 de abril. Éstas fueron de mayor amplitud ($>1^\circ$) en Yellowknife y Trelew (Figura 5.7B). La componente Z se comportó como las dos anteriores: la tormenta comenzó en las primeras horas del 31, y ésta se extendió hasta mediados del día siguiente. Las mayores fluctuaciones (≈ 1500 nT) ocurrieron en Yellowknife y la variación Sq se observó en los días menos perturbados del evento (Figura 5.7C).

En el dominio de la frecuencia de H se observó que los armónicos de mayores amplitudes se presentaron el 31 de marzo. La mayor componente espectral fue la segunda de este día en el observatorio de Vassouras (≈ 75 nT), que correspondió al tiempo del SSC y la fase principal de la tormenta. En ese mismo lugar, los espectros de los demás días se caracterizaron por un predominio del primer armónico (≈ 25 nT). Solamente durante el 31 y el 1 de abril, las componentes entre $k=3$ y $k=8$, relacionadas con perturbaciones como trenes de pulsaciones y variaciones de menor duración, tuvieron amplitudes considerables (≈ 10 nT), respecto a los demás días.

En el caso del observatorio de Yellowknife, los espectros de mayor amplitud de H fueron los del 31 de marzo y el 1 de abril; y el mayor armónico fue el primero del 31 (≈ 70 nT). Durante ese mismo día, las componentes entre $k=2$ y $k=10$ alcanzaron amplitudes significativas, entre 12 y 40 nT. En los demás espectros, el primero y el segundo armónico sobresalieron respecto a los de menor período.

Índice	28-mar	29-mar	30-mar	31-mar	1-abr	2-abr	3-abr
Dst	-53	-33	-11	-211	-137	-71	-29
Kp	35	28	21	61	35	28.33	13.33
Km	33.34	28.34	20.99	61.67	33.99	28.68	14.66

Tabla 5.11 Promedios diarios de los índices Dst , Kp y Km durante la tormenta S1. Se resaltan en negritas los días con los mínimos de Dst y los máximos de Kp y Km .

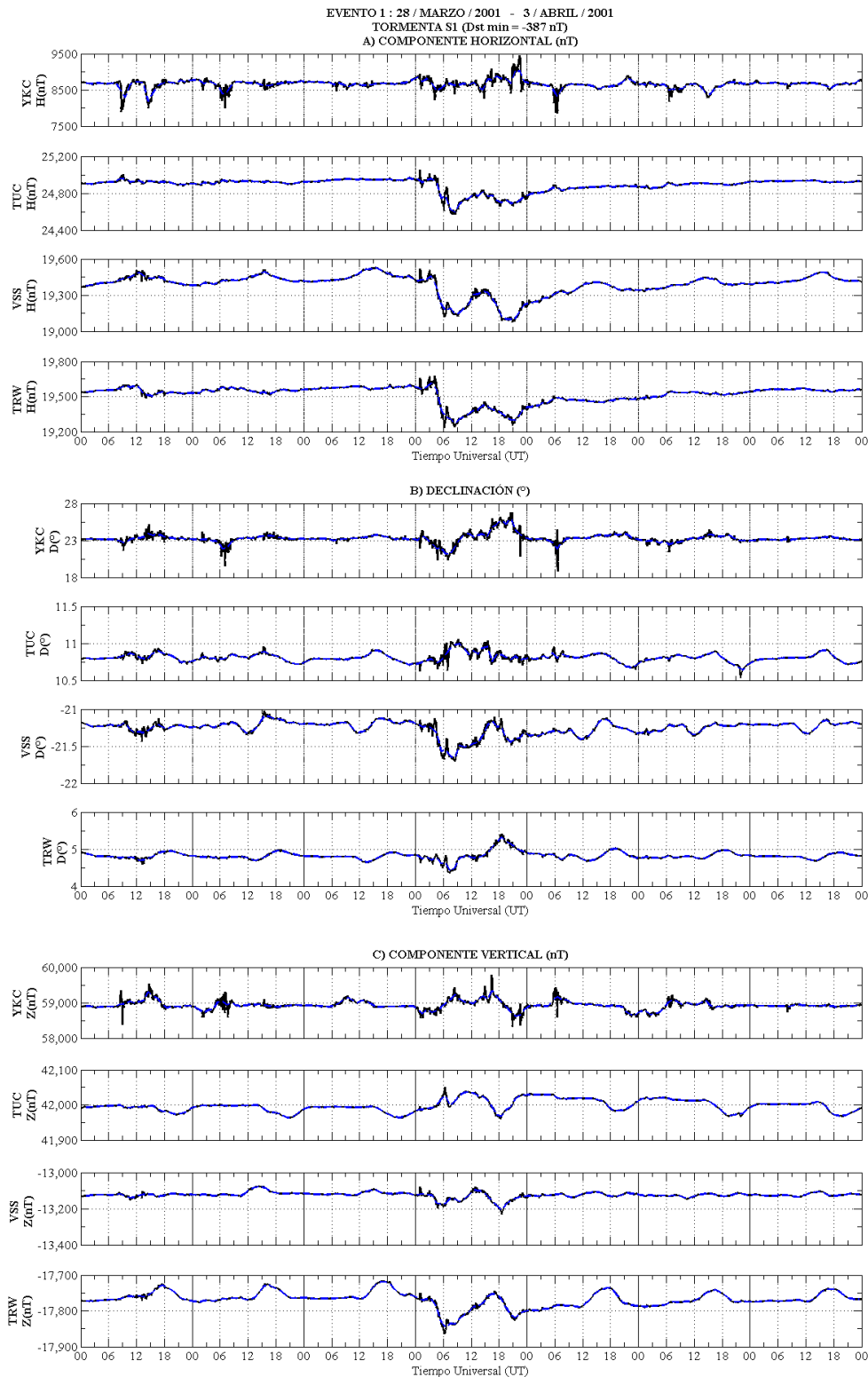


Figura 5.5 Magnetogramas de las componentes H , D y Z de la tormenta S1. La línea negra representa los datos al minuto; y la azul, los promedios horarios.

En los espectros de Tucson y Trelew se observó que el segundo y el primer armónico del 31 fueron los de mayor amplitud (≈ 55 y 32 nT, respectivamente), y solamente durante ese día los armónicos de bajo período ($5 \leq k \leq 12$), presentaron amplitudes mayores a 10 nT, en promedio. Los demás espectros fueron casi planos, con

predominio del primer armónico (<10 nT) y la aportación de aquellos con $k < 3$ fue muy baja.

En todos los espectros de amplitud de D el primer armónico fue el que siempre predominó. En el caso de Yellowknife, éste alcanzó su mayor amplitud durante el 31 de marzo ($\approx 0.75^\circ$), en comparación con los demás días, cuando siempre fue menor a 0.25° . La contribución de los armónicos menores al cuarto fue muy baja, menos de 0.1° . En el observatorio de Tucson y Trelew, el espectro del 31 también fue el de mayor amplitud, en el cual el primer armónico ($\approx 0.042^\circ$ y $\approx 0.15^\circ$, respectivamente) sobresalió respecto a los demás. En el de Vassouras, los dos primeros armónicos contribuyeron casi igual todos los días, y su máxima amplitud también se observó el 31 (0.065° y 0.06° , respectivamente).

A altas latitudes se observó que los espectros de mayor amplitud de Z fueron los del 31 de marzo y el 1 de abril, y el primer armónico predominó todos los días, particularmente el 31 (≈ 115 nT). La contribución del tercero también fue considerable ese día (60 nT). En el caso de los observatorios de latitudes medias, la componente con $k=1$ también fue la que sobresalió durante los siete días, a excepción del 31, cuando la segunda (8 nT en Tucson y 12.5 nT en Trelew) fue mayor a la primera. Salvo en este último, en los demás días los armónicos menores al segundo siempre tuvieron amplitudes menores a 2.5 nT. El comportamiento de Z en Vassouras fue muy similar al de H en el mismo: el primer armónico siempre predominó (<8 nT), menos el 31, cuando lo hizo el segundo (≈ 17 nT). En casi todos los otros días, los espectros fueron de baja amplitud (<5 nT).

En general, para las tres componentes y los cuatro observatorios, los días con espectros de mayor amplitud fueron el 31 de marzo y el 1 de abril. Los del 28, 29 y el 3 fueron los menores, indicando que, para este último día, la tormenta ya se había disipado y el campo ya había regresado al nivel anterior a la perturbación. El predominio del primer armónico sobre los demás, incluso en los días más perturbados, se observó para D y Z . En el caso de H , tanto el primero como el segundo sobresalieron respecto a los otros. La información reportada por los índices, respecto a los dos días de mayor actividad, coincidió con las observaciones de los magnetogramas y los espectros. Las fases de las tormentas correspondieron con las contribuciones de sus armónicos correspondientes en H (segundo a cuarto), e incluso en los días de mayor actividad, se logró distinguir la contribución de los fenómenos de corto período (quinto a octavo, aproximadamente). Es importante mencionar que, en Tucson y Yellowknife, los tres primeros armónicos de H y Z aún presentaron amplitudes considerables durante los dos últimos días del evento (2 y 3 de abril). Lo anterior pareció señalar que la actividad geomagnética a altas latitudes permaneció por más días, posiblemente relacionada con gran acumulación de carga en los electrojets aurales. La figura 5.6 muestra los espectros de amplitud de las tres componentes analizadas, para el día de mayor perturbación (31 de marzo), en los observatorios de Yellowknife, Tucson y Vassouras.

La figura 5.7 presenta los coeficientes de las correlaciones cruzadas Dst/Kp y Dst/Km desde $t=-24$ hasta $t=-72$ horas. Los máximos fueron 0.895 y 0.9,

respectivamente, en $t=6$. Las series de tiempo normalizadas de los índices y las de los coeficientes de correlación indicaron que éstos no reaccionaron de forma simultánea a las perturbaciones externas; y que, en general, Dst lo hizo seis horas después que los K .

La serie de tiempo de Dst mostró un mínimo de -378 nT a las 9 h del 31 de marzo, y otro, de menor amplitud, de -280 a las 21 h, relacionados con las perturbaciones distinguidas en los magnetogramas y con la gran amplitud del espectro del mismo día. La gráfica de barras de Kp presentó dos intervalos con $Kp \geq 8$ (grado G4, categoría severa): el primero de las 3 a las 9 h; y el segundo, de las 15 a las 21 h del día 31. Hacia mediados del 2 de abril, los valores de Dst ya eran similares (~ -50 nT) a aquellos antes del SSC (28 de marzo), y Kp ya había alcanzado valores moderados, menores a 4 unidades (Figura 5.7).

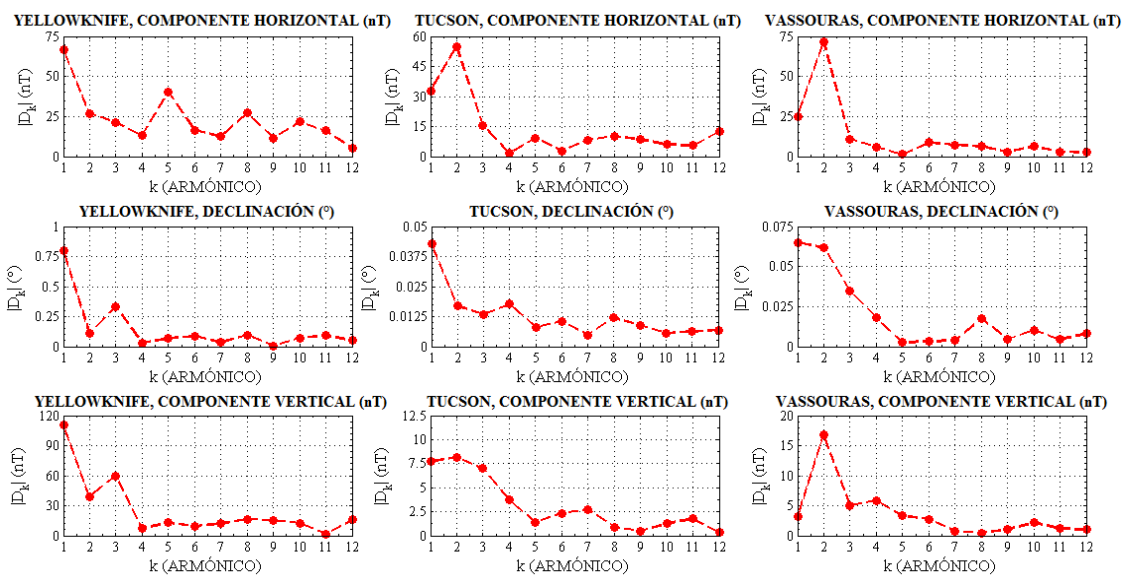


Figura 5.6 Espectros de amplitud de H , D y Z del 1 de marzo de 2001, para los observatorios de Yellowknife, Tucson y Vassouras.

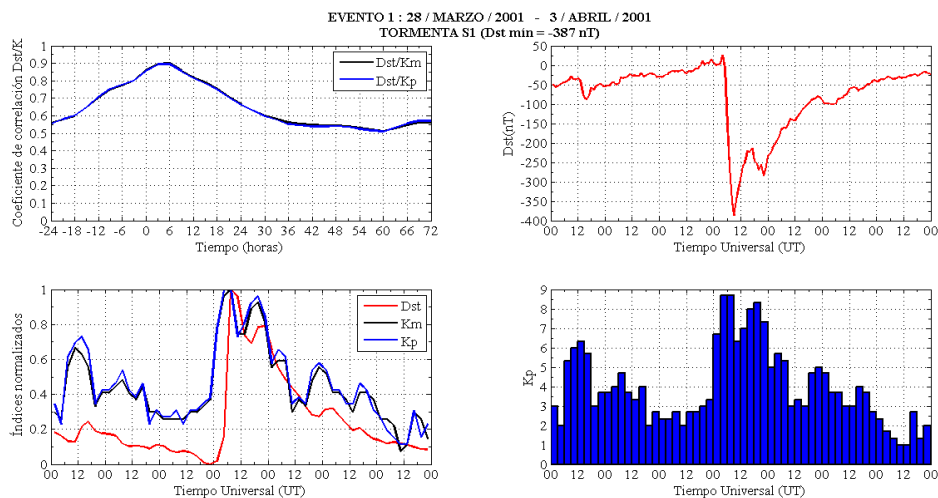


Figura 5.7 Esquina superior izquierda: series de tiempo de coeficientes de correlación Dst/Kp y Dst/Km ; esquina superior derecha: series de tiempo normalizadas de promedios trihorarios de Dst , Kp y Km ; esquina inferior izquierda: serie de tiempo trihoraria de Dst ; esquina inferior derecha: gráfica de barras del índice Kp , para la tormenta S1.

• **Tormentas I1/I2: 23 de julio a 29 de julio de 2004**

Los dos días más perturbados fueron el 25 y el 27 de julio, debido a que $Dst < -100$ nT y $Kp > 48$, separados por el 26, un día relativamente tranquilo. El 23, y en menor medida el 24, también fueron días de perturbaciones considerables (Tabla 5.12). Pandey y Dubey reconocieron tres tormentas geomagnéticas en este período: (i) la primera inició el 22 a las 22 h, la fase principal duró 11 horas; y la de recuperación, 28; (ii) la segunda comenzó el 24 a las 13 h, la fase principal tomó 30 horas; y la de recuperación, 34; y (iii) la tercera empezó el 26 a las 23 h, la fase principal se prolongó durante 12 horas; y la de recuperación, 83. Según su estudio, las magnitudes máximas de las tormentas fueron: -101, -148 y -181 nT, respectivamente.

En el magnetograma de H se observaron los siguientes rasgos: (i) los días con mayores fluctuaciones del campo fueron el 25 y el 27 de julio, correspondientes a la fase principal de la segunda (I1) y tercera (I2) tormenta, respectivamente; (ii) el SSC de la primera no se encontró dentro de los límites del evento, pero sí se identificó su fase de recuperación, hasta las 18 h del 23; (iii) el SSC (≈ 100 nT) de la segunda se reconoció a las 6 h del 23, su fase principal (≈ 140 nT) se extendió hasta las 18 h del 25, y la de recuperación hasta las 12 h del 26; y (iv) el SSC (≈ 120 nT) de la tercera sucedió alrededor de las 21 h del 26, su fase principal (≈ 170 nT) duró hasta las 18 h del 27, y su fase de recuperación, hasta las 0 h del 29. La segunda tormenta (23 a 26) fue la que duró más tiempo; no obstante, las mayores perturbaciones de H se identificaron en la tercera, entre las 0 y las 12 h del 27. Las fluctuaciones de la segunda y tercera tormenta fueron más intensas en los observatorios de latitudes medias y en Teoloyucan (Figura 5.8A).

Respecto a la declinación, se distinguió que la segunda tormenta (I1) duró desde las 6 h del 24 hasta las 3 h del 26, con las mayores variaciones de D ($\approx 0.3^\circ$) durante el 25. La tercera tormenta (I2) sucedió entre las 0 h del 26 y las 21 h del 28. Las mayores fluctuaciones de D ocurrieron durante ésta última, en los observatorios de Trelew y Tucson (Figura 5.8B). La componente vertical se comportó muy similar a las anteriores, y los días de mayores fluctuaciones fueron el 25 y 27 (Figura 5.8C).

Los espectros de amplitud de H , en el caso de los observatorios de latitudes medias, arrojaron la siguiente información: (i) en Tucson, los días con los armónicos de mayores amplitudes fueron el 25 y el 27 ($k=1$, 20 nT), y los armónicos entre el segundo

Índice	23-jul	24-jul	25-jul	26-jul	27-jul	28-jul	29-jul
<i>Dst</i>	-64	-13	-107	-61	-120	-77	-55
<i>Kp</i>	38	33.33	58.33	29	60.67	24	12
<i>Km</i>	35.66	32.31	53.33	29.33	62.67	26.66	13.02

Tabla 5.12 Igual a tabla 5.11, para las tormentas I1/I2.

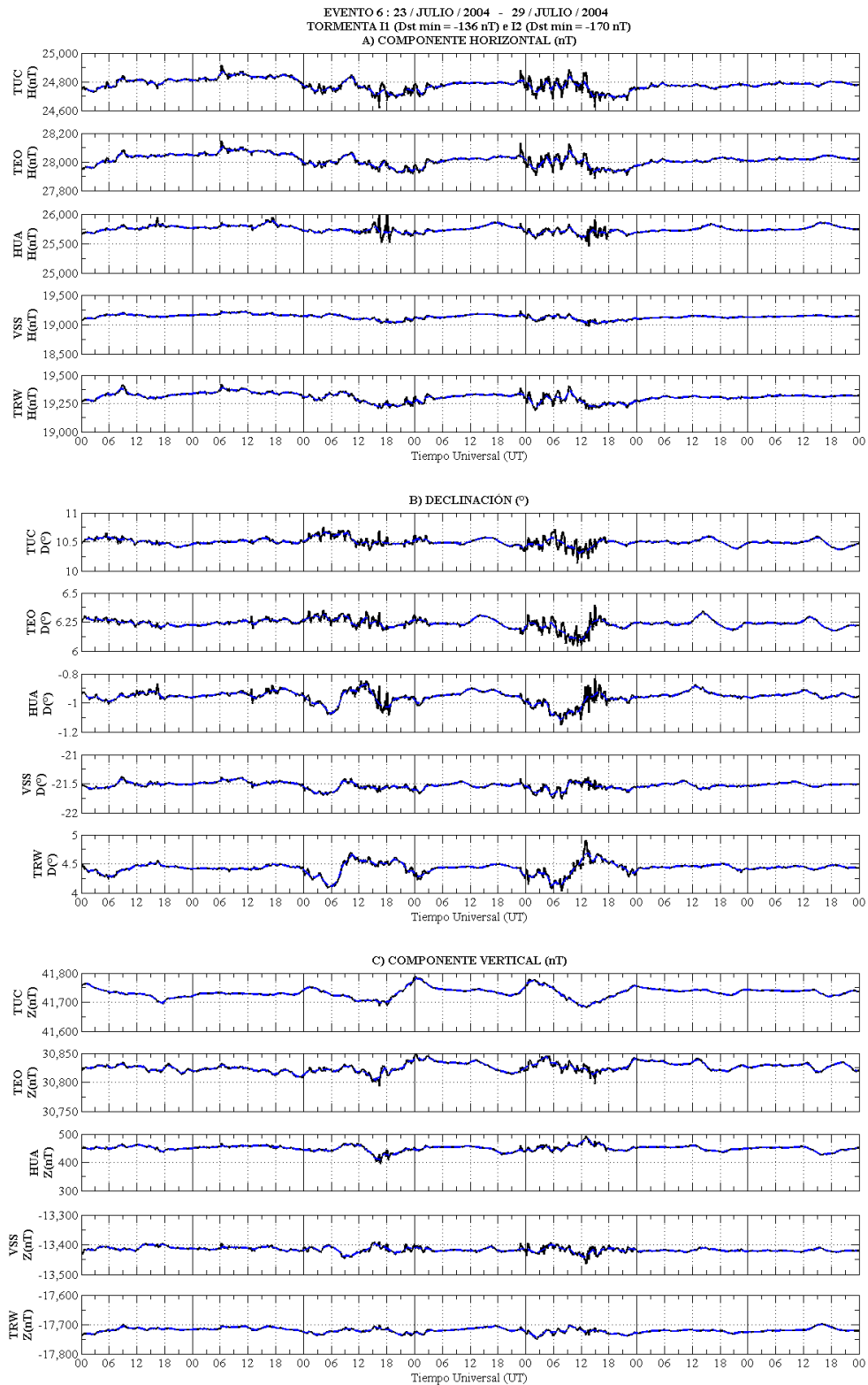


Figura 5.8 Igual a figura 5.5, para las tormentas I1/I2.

y el séptimo contribuyeron a la señal (≈ 10 nT) de manera más significativa que en los otros días; y el segundo y tercer armónico sobresalieron el 23, 28 y 29, asociados con las fases principales y de recuperación de las tormentas; y (ii) en Trelew, el 25 y 27 también fueron los días con los espectros más grandes, con predominio del primer y

segundo armónico (≈ 25 y 12 nT, respectivamente), y con contribución importante del tercero al sexto; los espectros del 23, 26 y 28 fueron moderados, y el del 29, casi plano.

Respecto al comportamiento de H en el dominio espectral de los observatorios de latitudes bajas, se tuvo que: (i) en Teoloyucan y Vassouras, los espectros de mayor amplitud fueron los del 25 y 27, con gran contribución (≈ 10 nT) de los armónicos del tercero al séptimo, aunque el primero fue el que sobresalió (≈ 20 y 25 nT, respectivamente); aquellos del 23 y 26, posteriores a la primera y segunda tormenta, también tuvieron amplitudes importantes en los tres primeros armónicos (≈ 10 nT); y (ii) en Huancayo, el primer armónico (≈ 10 nT) predominó todos los días, excepto el 25 y 27, cuando lo hicieron el segundo y el quinto (≈ 15 nT), más relacionados con la fase principal de las tormentas y con variaciones de corto período, agrupadas en trenes de ondas.

En el dominio de la frecuencia de D se observó que: (i) en Tucson, el primer armónico ($\approx 0.03^\circ$) predominó del 23 al 25 de julio, y el segundo ($\approx 0.025^\circ$), del 26 al 29; y la aportación de los armónicos menores al tercero fue escasa; (ii) en Trelew, el primer armónico fue el de mayor amplitud todos los días, particularmente el 25 y 27 ($\approx 0.1^\circ$), y en menor medida, el 23 y 26 ($\approx 0.03^\circ$); y al igual que en Tucson, los armónicos mayores a $k=4$ contribuyeron muy poco a la señal; (iii) en Teoloyucan, sobresalió el primer armónico sobre los demás durante el 25 y 27 ($\approx 0.02^\circ$); la contribución del segundo y tercer armónico (≈ 0.015 y 0.01° , respectivamente) fue importante en esos días, y también a lo largo del 26, 28 y 29, durante la fase principal y de recuperación de las dos tormentas más intensas del período; (iv) en Huancayo, el armónico que predominó fue el primero, y solamente en el 25, el segundo (0.03°); y los espectros de todos los días, excepto los del 25 al 27, son casi planos, con muy poca amplitud ($< 0.005^\circ$) de los armónicos menores al tercero; y (v) en Vassouras, sobresalió el segundo armónico ($\approx 0.02^\circ$) todos los días, excepto el 27, cuando lo hizo el primero (0.03°), y del 25 al 27, la aportación de los primeros cinco armónicos fue importante ($> 0.01^\circ$).

Respecto a los espectros de Z de Tucson, en la mayoría de los días predominó el primer armónico sobre los demás, particularmente el 23, 25 y 27 de julio (≈ 10 , 12 y 20 nT, respectivamente). Los armónicos menores al tercero contribuyeron muy poco a la señal, y los espectros del 24, 28 y 29 fueron casi horizontales. En Trelew también el primero fue el de mayor amplitud durante todo el evento (≈ 4 nT); sin embargo, a diferencia de Tucson, los primeros cinco armónicos contribuyeron significativamente (> 1 nT) el 25, 26 y 27. Los espectros del 24 y 26 fueron los de menor amplitud.

En latitudes bajas, se observó lo siguiente respecto a Z : (i) en Teoloyucan sobresalió el primer armónico (≈ 4 nT) la mayoría de los días, y en algunos, el tercero (≈ 2 nT); los espectros del 25 al 27 de julio fueron los de mayor amplitud y mostraron aportación considerable del cuarto al octavo armónico (> 1 nT); (ii) en Huancayo, el primero siempre fue el de mayor amplitud, particularmente el 25 y 27 (≈ 7 nT), y los espectros del 25 al 29 también tuvieron aportación considerable del segundo y tercer armónico, y en algunos casos, del cuarto y quinto; y (iii) en Vassouras, las tres primeras

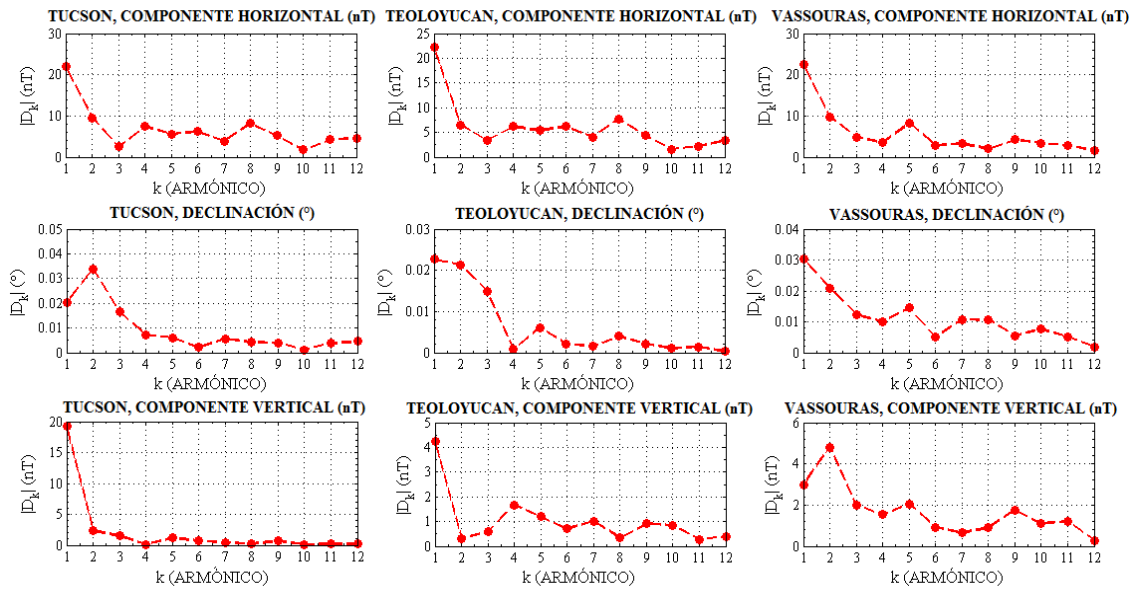


Figura 5.9 Espectros de amplitud de H , D y Z del 27 de julio de 2004, para los observatorios de Tucson, Teoloyucan y Vassouras.

componentes espectrales sobresalieron de la siguiente manera (≈ 3 nT): la primera, en días previos a las tormentas (23 y 24); la segunda, durante la fase principal de las tormentas (25 y 27); y la tercera, a lo largo de la fase de recuperación de éstas (26, 28 y 29). La aportación del cuarto al noveno armónico sólo fue importante el 25 y 27.

Para las tres componentes y los cinco observatorios analizados, los días con los espectros de mayor amplitud fueron el 25 y 27, y solamente en algunos casos, el 26. El 23 y 29, fueron aquellos con los espectros de menor amplitud. La información arrojada por los índices, relacionada con los días de menor y mayor perturbación de este evento, sí coinciden con la actividad que se observó en los magnetogramas. Como en el caso de S1, las etapas de las tormentas geomagnéticas coincidieron con las amplitudes de sus armónicos correspondientes y se observó la contribución de los fenómenos de corto período, en los días de mayor actividad. La figura 5.9 muestra los espectros de amplitud de las tres componentes H , D y Z , del día más perturbado (27 de julio), en los observatorios de Tucson, Teoloyucan y Vassouras.

El máximo coeficiente de la correlación cruzada Dst/Kp fue 0.927, y el de Dst/Km , 0.938; ambos con $t=3$ horas. Los tres índices no reaccionaron simultáneamente a la segunda tormenta (cada máximo se ubicó en diferentes instantes alrededor de las 12 h del 25 de julio); sin embargo, para la tercera, los tres máximos sucedieron juntos, a las 15 h del 27. Los mínimos valores de Dst ocurrieron a las 17 h del 25 (-136 nT), y a las 14 h del 27 (-170 nT). Ambos índices fueron diferentes a los reportados por Pandey y Dubey, pues ellos emplearon valores horarios en su estudio; mientras que en éste, se utilizaron promedios trihorarios.

Asimismo, en la gráfica de Kp se distinguieron dos máximos ($Kp \geq 8$), característicos de dos tormentas de grado G4 (categoría severa). El primero ocurrió a las 15 h del 25; y el segundo, de las 0 a las 18 h del 27. Tanto los magnetogramas, como las

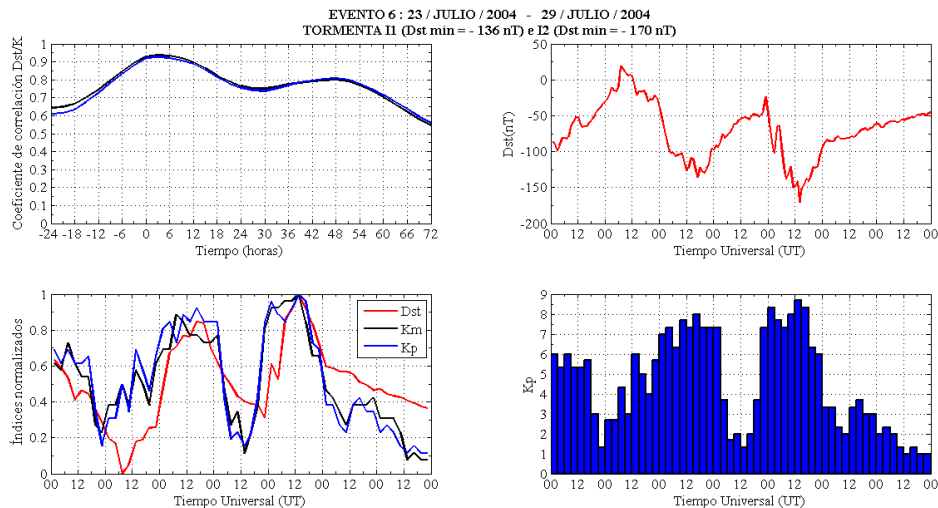


Figura 5.10 Igual a figura 5.7, para las tormentas I1/I2.

series de tiempo de los índices, coincidieron en los períodos de mayor perturbación y en las magnitudes de cada tormenta respecto a la otra. Los valores moderados de Kp (entre 5 y 6) del primer día del evento se relacionaron con la fase de recuperación de la primera tormenta (Figura 5.10).

- **Tormenta M2: 11 de abril a 17 de abril de 2006**

El 14 y 15 de abril fueron los días más perturbados de este evento, seguidos por el 13 y 16, con los mínimos valores de Dst y los mayores de Kp y Km (Tabla 5.13). Pandey y Dubey identificaron una tormenta geomagnética durante este evento. Ellos determinaron que ésta inició el 13 a las 22 h, y que la máxima disminución de Dst (-111 nT) ocurrió el día 14. Su fase principal duró 15 horas, y la de recuperación, 82.

En el magnetograma de H se identificó el SSC (≈ 100 nT) a las 15 h del 13 de abril, particularmente, en Huancayo y Vassouras. Para los observatorios de este estudio, se distinguió que la fase principal (≈ 150 nT) duró hasta las 21 h del 14, y la fase de recuperación se extendió hasta las 18 h del 26. En el caso de Yellowknife, las fluctuaciones de H fueron más intensas entre las 0 y 18 h del 14, y su forma en el magnetograma permitió identificarla como una subtormenta. La variación Sq fue reconocible durante los dos primeros días del evento en los observatorios de Huancayo, Vassouras y Teoloyucan. No obstante, su forma fue distorsionada durante la tormenta geomagnética, y solamente pudo identificarse en el magnetograma de Huancayo en los

Índice	11-abr	12-abr	13-abr	14-abr	15-abr	16-abr	17-abr
Dst	-24	-14	-2	-63	-48	-38	-25
Kp	9.67	1.33	20.67	42.67	33.67	18.67	10.33
Km	10.67	0	22	41.67	33	19.67	9.67

Tabla 5.13 Igual a tabla 5.11, para la tormenta M2.

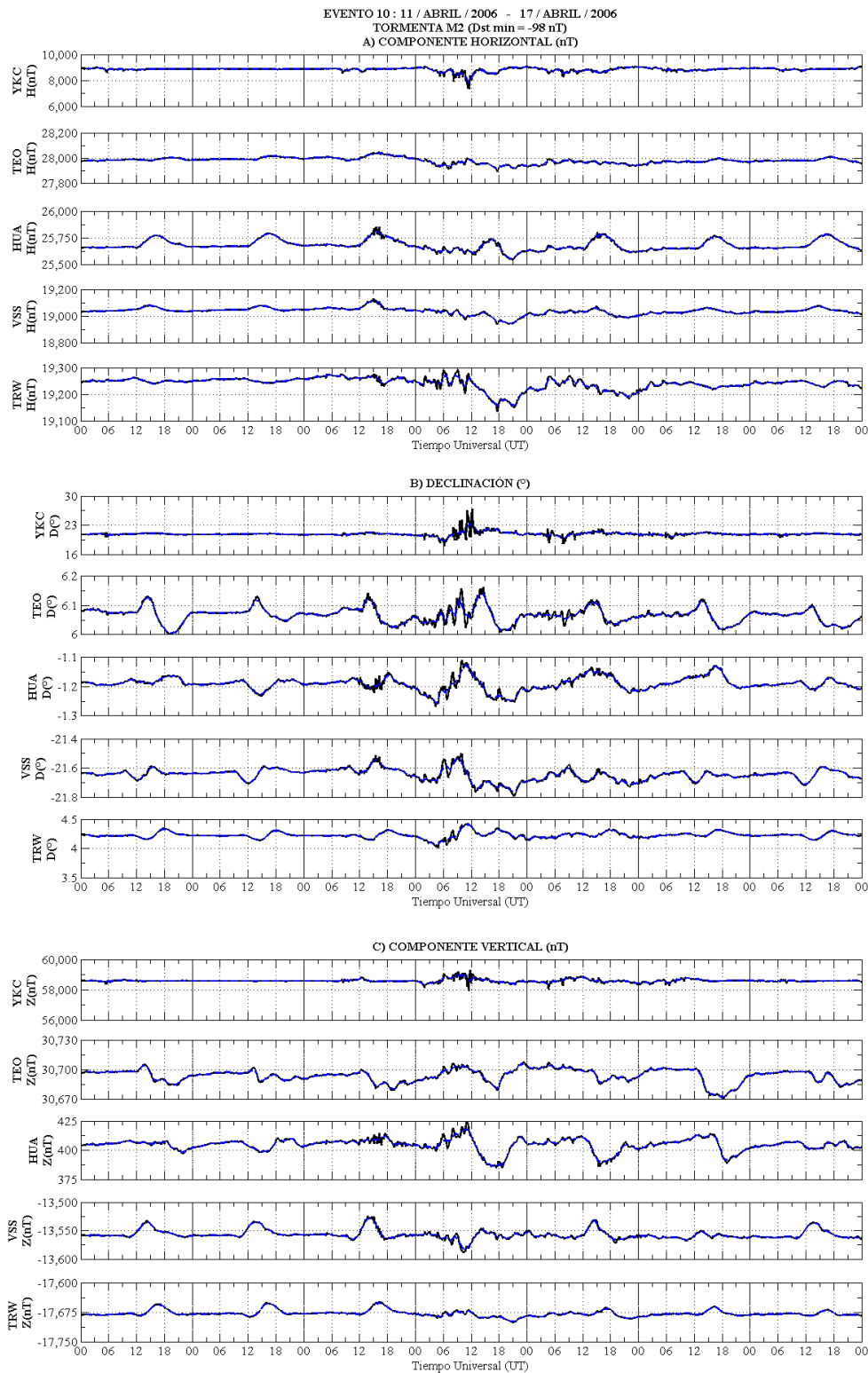


Figura 5.11 Igual a figura 5.5, para la tormenta M2.

últimos tres días del evento (Figura 5.11A).

Respecto al magnetograma de D , también se reconoció que la tormenta inició entre las 15 y 18 h del 13 de abril, y que fue seguida por perturbaciones que se extendieron hasta las 0 h del 17. Las fluctuaciones se observaron como un aumento en la magnitud de D ($\approx 0.5^\circ$) y fueron de mayor intensidad que para H ; sin embargo, la

variación Sq permaneció visible casi todos los días del evento (Figura 5.11B). De la misma manera, la componente Z fue afectada por la tormenta. Sus variaciones (<50 nT) se extendieron desde las 18 h del 13 hasta la 0 h del 16; y las mayores ocurrieron entre el 14 y 15. Solamente se reconoció Sq durante los tres primeros días del evento, en los observatorios del Hemisferio Sur (Figura 5.11C).

Los espectros de H , para el caso de Yellowknife, se caracterizaron por la baja amplitud de todos sus armónicos (>25 nT), desde el 11 hasta el 13 de abril; mientras que en aquellos del 14 al 16 predominó el primero (≈ 120 nT), seguido por el segundo y cuarto (≈ 50 nT). Los espectros de Trelew, del 11 al 13, y del 16 y 17, fueron casi planos, con predominio del primer armónico (≈ 5 nT). Aquellos del 14 y 15 tuvieron la mayor amplitud, con contribución importante del primero, segundo y cuarto armónico ($\approx 25, 8$ y 6 nT, respectivamente). El aumento en la amplitud de los espectros del 14, 15 y 16 (en el dominio de la frecuencia) estuvo relacionado con el arribo de la tormenta geomagnética, su fase inicial y de recuperación (en el dominio del tiempo).

En los espectros de amplitud de la componente horizontal, correspondientes a los observatorios de latitudes bajas, se observó que: (i) en Teoloyucan, el primer armónico predominó sobre los demás (≈ 7.5 nT), a excepción del 13 y 14 de abril, cuando el segundo fue de mayor amplitud (≈ 10 nT); y en los espectros del 14 al 16, los armónicos desde $k=3$ hasta $k=6$ contribuyeron considerablemente a la señal (≈ 3 nT); (ii) en Huancayo y Vassouras, el primer armónico siempre fue el de mayor amplitud (≈ 25 y 10 nT, respectivamente), excepto el 14, cuando en Huancayo el segundo y tercero predominaron sobre los demás (≈ 20 nT); y el 13, cuando en Vassouras el primero y el segundo tuvieron amplitudes iguales (≈ 8 nT); (iii) el predominio del primer armónico sobre los demás, particularmente durante los tres primeros días del evento, correspondió a aquellos en los que Sq fue identificable en los magnetogramas; y la mayor amplitud del segundo y tercer armónico (y en menor medida, del cuarto y quinto), se relacionó con el SSC, la fase principal de la tormenta y las perturbaciones de menor período que la acompañaron. En general, los espectros de mayor amplitud de H fueron los del 14 y 15; y los menores, del 11 al 13 y 17.

Los espectros de amplitud de D de Yellowknife fueron muy similares a los de H : casi planos los primeros tres días; a continuación un incremento donde el primer armónico predominó, seguido por el segundo y tercero ($\approx 0.5, 0.22$ y 0.19° , respectivamente), entre el 14 y 16 de abril; y para el 17, el espectro ya era como al principio del evento. El caso de Trelew fue distinto: todos los días del evento, excepto el 14, el primero y segundo armónico tuvieron amplitudes similares ($\approx 0.015^\circ$), sin predominio claro de alguno. La aportación de los armónicos menores a $k=4$ fue casi nula.

En los espectros de D de Teoloyucan, el segundo armónico ($\approx 0.01^\circ$) predominó sobre los demás; excepto el 13 y 14 de abril, cuando el primero fue el de mayor amplitud. El 14 también fue notable la contribución del tercer, cuarto y quinto armónico ($> 0.005^\circ$). Los espectros de Huancayo y Vassouras, entre el 11 y el 13, fueron casi

planos, y solamente destacaron el primer y segundo armónico del 14 y el 15 ($>0.015^\circ$). En todos los observatorios, los espectros de menor amplitud fueron los del 11 al 13; y los de mayor, del 14 al 16.

Los espectros de Z de Yellowknife fueron de baja amplitud todos los días, excepto del 14 al 16 de abril, cuando los primeros tres armónicos contribuyeron con más de 25 nT cada uno. En los de Trelew, siempre predominaron el primero y el segundo (≈ 3 nT), y los espectros de mayor amplitud fueron los del 13 y 14. En Teoloyucan, el primer armónico sobresalió (≈ 5 nT) a lo largo de todo el evento, excepto durante el 14, cuando el segundo (≈ 4 nT) fue el doble que el primero. En el caso de los espectros de Z de Huancayo siempre predominó el primer armónico (≈ 2 nT); y en los de Vassouras también (≈ 5 nT), menos el 13 y 15, cuando lo hizo el segundo.

Según los índices geomagnéticos considerados, los días más perturbados fueron el 14 y 15 de abril, lo cual concordó con que los espectros de H , D y Z , fueran los de mayor amplitud en esos días, para la mayoría de los observatorios. Los fenómenos (variación Sq y tormenta geomagnética) que se observaron en los magnetogramas de H y Z , correspondieron con las contribuciones de sus armónicos correspondientes (primero y segundo a cuarto, respectivamente), en los días previos y durante la tormenta. El caso de D fue diferente, ya que a pesar de que la variación Sq , fue completamente reconocible algunos días, no sobresalía su armónico asociado, y el de mayor amplitud fue el segundo. En la figura 5.12 se muestran los espectros de amplitud de H , D y Z , para el día más perturbado (14 de abril), en los observatorios de Yellowknife, Huancayo y Trelew.

El análisis de correlación cruzada de los índices dio como resultado que los máximos coeficientes fueron 0.904 y 0.9, para Dst/Kp y Dst/Km , respectivamente. Ambos se observaron en $t=6$ horas (Figura 5.13). No obstante, desde $t=0$ éstos eran muy

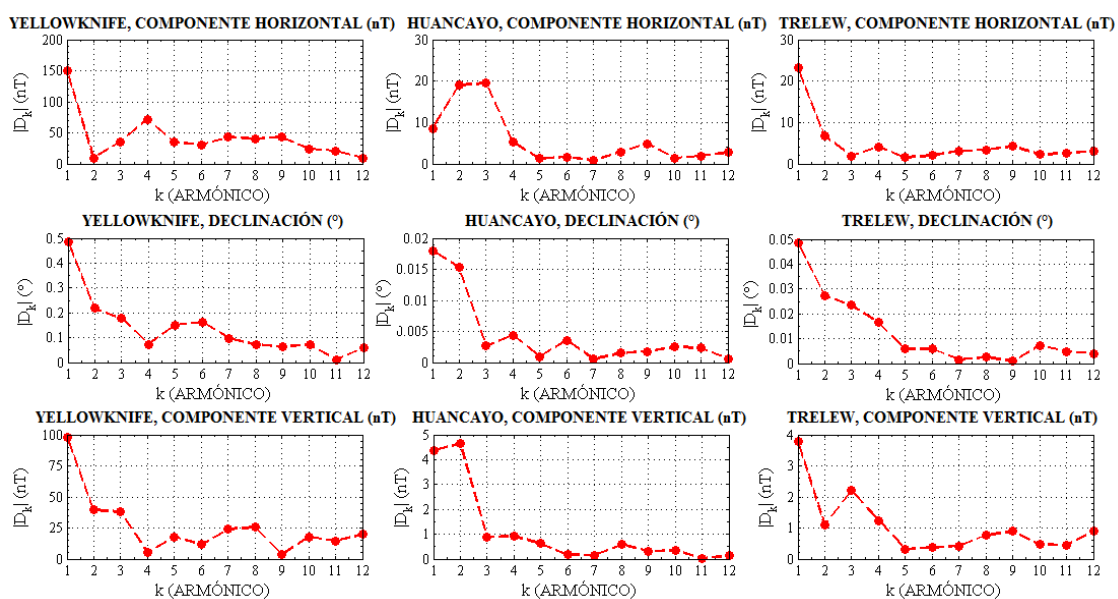


Figura 5.12 Espectros de amplitud de H , D y Z del 14 de abril de 2006, para los observatorios de Yellowknife, Huancayo y Trelew.

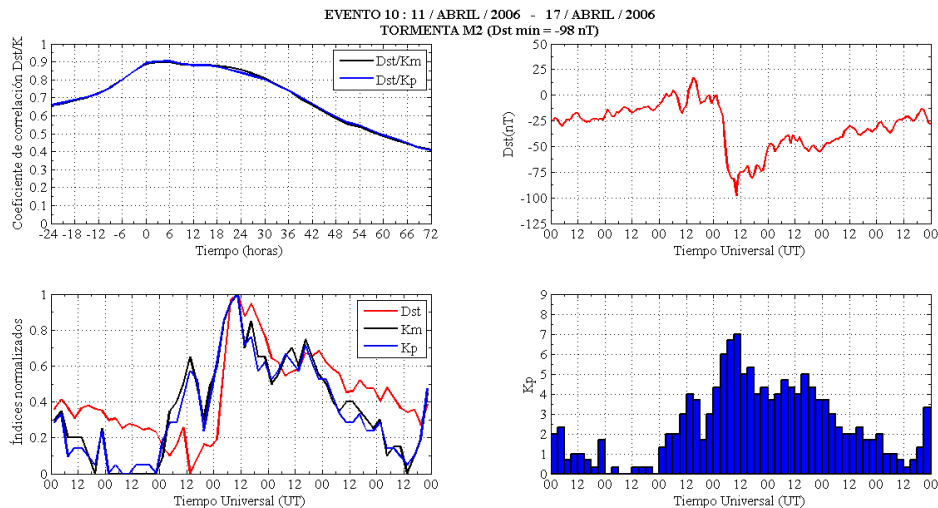


Figura 5.13 Igual a figura 5.7, para la tormenta M2.

cercanos al máximo (0.89). Las correlaciones empleando ambos índices de latitudes medias fueron casi iguales a lo largo de todo el evento. Las series de tiempo normalizadas mostraron que los tres índices reaccionaron simultáneamente a las 6 h del 14 y alcanzaron el valor más perturbado 6 horas después. No obstante, en otros instantes, *Dst* reaccionó más tarde que los *K* (v.g. máximo de *Kp* a las 18 h del 15 de abril y de *Dst* cerca de las 0 h del 16).

En la serie de tiempo trihoraria de *Dst* se identificó su valor mínimo a las 10 h del 14 de abril, (-98 nT); y el máximo valor de *Kp* (7, grado G3, categoría fuerte) también se observó a esa hora. Ambos estuvieron asociados a la fase principal de la tormenta geomagnética. Hacia las 12 h del 16, cuando ésta se encontraba en fase de recuperación, *Kp* ya era menor a 3, y *Dst*, mayor a -25 nT (Figura 5.13).

5.1.4 Correlación de series de tiempo de índices geomagnéticos

En esta investigación se supuso que la actividad solar tuvo un impacto considerable en los niveles de perturbación de los eventos y en las correlaciones cruzadas de los índices geomagnéticos. Se esperaba que las supertormentas y las tormentas intensas ($Dst_{min} < -100$ nT) tuvieran los máximos coeficientes de correlación *Dst/Kp* y *Dst/Km* de toda la muestra, apoyando la hipótesis de que estas perturbaciones fueron globales. Además, se pensaba que el tiempo de retraso sería menor en éstas considerando que, debido a su intensidad, los observatorios de diversas latitudes registrarían casi simultáneamente los efectos de estas tormentas. No obstante, ninguna de las dos hipótesis se cumplió en su totalidad. La tabla 5.14 muestra los resultados del estudio realizado durante la segunda mitad del ciclo solar 23, y la fase ascendente del 24. Para cada perturbación se muestra el máximo coeficiente de correlación obtenido entre *Dst* y *Kp*, y entre *Dst* y *Km*, y el tiempo de retraso en cada caso.

En la categoría de las supertormentas y las tormentas intensas, la correlación se consideró buena en todos los eventos, pues el coeficiente se mantuvo por encima de 0.8. El máximo fue 0.964 (S3/S4), y el mínimo, 0.808 (S2). En los siete casos los

coeficientes $\rho_{Dst/Km}$ y $\rho_{Dst/Kp}$ fueron casi iguales, y en cuatro de ellos, éstos se ubicaron por encima de 0.9. La diferencia máxima entre ambos fue 0.011 (I1/I2); la mínima, 0.001 (S3/S4); y la promedio, 0.0011. En tres tormentas (S1, S2, I1/I2), $\rho_{Dst/Km}$ fue mayor a $\rho_{Dst/Kp}$. Para cada fenómeno, el tiempo de retraso de los máximos de los dos coeficientes de correlación fue el mismo, excepto en I3 ($\Delta=3$ horas).

Geomagnéticamente, las supertormentas y las tormentas intensas fueron eventos perturbados, con $Dst_{min} < -100$ nT; sin embargo, según la actividad solar, las tormentas S1, S2, S3, S4, I1 e I2 correspondieron al máximo del ciclo 23; la I3 al mínimo del mismo; y las I4 e I5, a la fase ascendente del ciclo actual. Para las primeras, el coeficiente de correlación promedio fue de 0.901, y el retraso más común fue de 6 horas, seguido por el de 3. La única tormenta del mínimo tuvo un coeficiente de 0.851, y el retraso dependió del índice K que se consideró: 3 horas para el Kp y 6, para el Km . Las últimas tormentas tuvieron un coeficiente de correlación promedio de 0.931, y el retraso dependió del evento: 3 horas para el I4 y 12 horas para el I5.

Perturbación	Correlación Dst/Kp		Correlación Dst/Km	
	Máximo coeficiente de correlación	Tiempo de retraso (hr)	Máximo coeficiente de correlación	Tiempo de retraso (hr)
S1	0.895	6	0.9	6
S2	0.808	3	0.813	3
S3/S4	0.964	6	0.963	6
I1/I2	0.927	3	0.938	3
I3	0.854	3	0.848	6
I4	0.921	3	0.907	3
I5	0.952	12	0.944	12
M1	0.808	0	0.802	0
M2	0.904	6	0.9	6
M3	0.947	3	0.943	3
D1	0.677	6	0.688	15
D2	0.897	0	0.866	0
D3	0.898	0	0.873	0
D4	0.876	6	0.854	3
MD1	0.897	0	0.888	0
MD2	0.813	6	0.805	6
MD3	0.718	3	0.656	12

Tabla 5.14 Coeficientes de correlación Dst/Kp y Dst/Km y tiempo de retraso correspondiente para cada perturbación.

A pesar del nivel variable de actividad solar entre 2000 y 2012, se observó una buena correlación (>0.8) entre índices de latitudes bajas y medias, en supertormentas y tormentas intensas, lo cual señaló que éstas afectaron a toda la Tierra. El retraso en tiempo más común, $t=3$ horas, seguido por $t=6$, fue tomado como evidencia del flujo de corriente entre el anillo de corrientes y las latitudes medias, que a su vez, están vinculadas con los electrojets aurales. Tanto la evolución de los coeficientes de correlación como el tiempo de retraso, pueden ser indicativos de las variaciones de la corriente de la ionosfera entre la zona auroral y el ecuador magnético.

Los resultados del análisis de las tormentas con $Dst_{mín} > -100$ nT (moderadas, débiles y perturbaciones muy débiles), fueron distintos a los de aquellas más intensas. En primer lugar, el coeficiente de correlación se encontró entre 0.677 y 0.947; y en todas excepto en dos (D1 y MD3), éste se mantuvo por encima de 0.8. Las diferencias máximas entre los coeficientes $\rho_{Dst/Km}$ y $\rho_{Dst/Kp}$ fueron 0.062 (MD3) y 0.031 (D2); la mínima, 0.004 (M3); y la promedio, 0.016, un orden de magnitud mayor que en el caso de los eventos perturbados. El tiempo de retraso de los dos máximos de los coeficientes de correlación para cada evento fue el mismo, salvo en el caso de D1 ($\Delta=9$ horas), D4 ($\Delta=3$ horas) y MD3 ($\Delta=9$ horas).

Considerando la actividad solar, las tormentas D1, D2, MD1 y M1 pertenecieron al máximo del ciclo 23; las D3, M2, MD2 y D4 al mínimo del mismo; y las M3 y MD3, a la fase ascendente del 24. Para las primeras, el coeficiente de correlación promedio fue de 0.815, y el retraso más frecuente fue de 0 horas; mientras que las tormentas del mínimo tuvieron un coeficiente promedio de 0.865, y el tiempo más común fue de 6 horas. Las últimas dos tormentas tuvieron un coeficiente de correlación promedio de 0.816, y el retraso fue de 3 horas. En general, la correlación fue buena entre el índice Dst y los K a lo largo del período 2000 - 2012. El tiempo de retraso más frecuente fue de 0 horas; es decir, en la mayoría de los casos, todos los índices reaccionaron simultáneamente a las perturbaciones externas, cuando éstas se presentaron.

En todo el período de estudio y para el caso de supertormentas y tormentas intensas, los promedios de los máximos coeficientes de correlación Dst/Kp y Dst/Km fueron mayores a 0.85, y el tiempo de retraso, mayor a 4.5 horas. El máximo promedio (0.931), así como el tiempo de retraso más grande (7.5 horas), se observó en la fase ascendente del ciclo 24. Por otro lado, los promedios de los máximos coeficientes de correlación de las tormentas moderadas, débiles y las perturbaciones muy débiles, se ubicaron entre 0.81 y 0.86, en un intervalo menor al de las tormentas más intensas. En general, el retraso en tiempo también fue menor. El mayor tiempo (3 horas), así como el máximo promedio de coeficientes (0.865), se observó durante el mínimo del ciclo 23.

En resumen, la correlación entre índices de latitudes bajas y medias fue mayor en los eventos más perturbados del período 2000 - 2012. Si bien las perturbaciones fueron globales, éstas no actuaron simultáneamente en todas latitudes. En contraste, durante las tormentas de menor intensidad, los índices reaccionaron simultáneamente con mayor frecuencia. Sin embargo, el análisis de correlación no permitió distinguir si

la actividad solar fue un factor importante en la correlación entre los índices de diferentes latitudes, pues los coeficientes no variaron significativamente de un intervalo a otro. Estas dos razones –la similitud de las correlaciones y del retraso– pareció indicar que, a pesar de las diferentes ubicaciones y número de estaciones utilizadas para derivar cada índice K , ambos pueden utilizarse indistintamente.

En su estudio, Rochel *et.al.* (2012) calcularon la correlación cruzada entre índices de latitudes bajas (Dst), medias (Kp) y altas (AE) entre 1993 y 2011, en un intervalo mayor a un ciclo solar. El máximo coeficiente $\rho_{Dst/Kp}$ fue de 0.656, y el tiempo de retraso correspondiente, de 5 horas. La correlación entre Kp y AE fue 0.12 unidades mayor a la de Dst y Kp , y el retraso fue de 0 horas. Por otro lado, el coeficiente $\rho_{Dst/AE}$ fue de 0.604, y la diferencia de tiempo, de 3.5 horas. Las mejores correlaciones se obtuvieron para los pares que contuvieron Kp . Ellos concluyeron que en el momento inicial, el nivel de actividad se impuso por la actividad magnetosférica en la zona auroral. Posteriormente, el coeficiente de correlación Kp/AE disminuyó y el impacto de los electrojets aurorales se redujo. Es importante destacar la correlación relativamente buena entre Dst y AE , considerando que los dos índices representan sistemas de corrientes independientes. Por consiguiente, los autores concluyeron que el valor de ambos está vinculado indirectamente. En la segunda parte de su investigación, ellos estudiaron el impacto de la actividad solar en las correlaciones cruzadas de índices de distintas latitudes, durante la segunda mitad del ciclo 23 (2000 - 2008). Para el par Dst/Kp , estos autores encontraron que la correlación fue de 0.65 (retraso: 6 horas) entre 2000 y 2002 (máximo solar); 0.66 (retraso: 4 horas) del 2003 al 2005 (fase descendente); y de 0.62 (retraso: 7 horas) entre 2006 y 2008 (mínimo solar). Las mayores correlaciones se observaron para el par Kp/AE ($0.75 < \rho < 0.8$), y las menores, para Dst/AE ($0.55 < \rho < 0.6$).

Los coeficientes de correlación de este estudio fueron, en todos los casos excepto en dos (MD3 y D1), mayores (>0.8) a los que Rochel *et.al.* (2012) encontraron. A pesar de que en su investigación ellos también establecieron intervalos de actividad solar, la principal diferencia se debió a que en la presente se definieron eventos de siete días, y la correlación se calculó únicamente con los datos de los mismos; mientras que ellos utilizaron series de tiempo de tres años, sin considerar distintas categorías de actividad geomagnética.

Finalmente, es importante mencionar que no fue posible generalizar las conclusiones a otros intervalos temporales o ciclos solares fuera del estudiado, dado que: (i) el número de muestras fue pequeño; (ii) la cantidad de tormentas no fue el mismo en cada categoría (máximo y mínimo solar y fase ascendente); (iii) la manera de definir los intervalos de actividad solar puede ser diferente si se consideran otros parámetros; y (iv) el muestreo de los índices. Respecto a este último punto, debe recordarse que Dst es un índice horario; sin embargo, los K son trihorarios. En este estudio, para poder calcular los coeficientes de correlación se utilizaron valores a cada tres horas. No obstante, si el muestreo fuera más detallado (cada hora y media o menos), los tiempos podrían ser más exactos que los obtenidos en esta investigación. Una

interpolación lineal de los valores trihorarios de Kp y Km a una resolución horaria podría emplearse para resolver este problema, como la seguida por Rochel *et.al.* (2012) y Zhang *et.al.* (2006).

5.1.5 Observaciones generales

Una de las características que se evaluó de cada perturbación fue su duración total y su registro en los magnetogramas de los distintos observatorios. Para las tormentas con $Dst_{min} < -50$ nT, la ocurrencia del SSC, de la fase principal y de la recuperación fue más sencilla en el registro de H . En aquellos de D y Z , las perturbaciones también se observaron como variaciones rápidas e irregulares del campo, pero sin una forma característica como en el caso de la componente horizontal (aumento repentino, seguido por una rápida disminución y un lento incremento del campo). Por ejemplo, en la tormenta S1, durante el día de mayor perturbación, la declinación medida en Vassouras disminuyó medio grado; sin embargo, en la tormenta I3, la misma componente reportada en Tucson se incrementó 0.4° . Para las perturbaciones con $Dst_{min} > -50$ nT, e independientemente de la componente analizada, solamente se observaron fluctuaciones del campo en los magnetogramas, sin que fuera posible reconocer las fases características de una tormenta.

Tormenta	Índice Dst		Índice Kp		Características de la tormenta geomagnética		
	Mínimo (nT)	Fecha (hora)	Máximo	Grado	Fecha (hora) del SSC	Duración de la fase principal (hr)	Duración de la fase de recuperación (hr)
S1	-387	31 (9)	8.67	G4	31 (1)	20	61
S2	-422	20 (21)	8.67	G4	20 (12)	9	60
S3	-374	8 (7)	8.67	G4	7 (19)	12	30
S4	-263	10 (11)	8.67	G4	9 (19)	11	54
I1	-136	25 (17)	8	G4	23 (6)	60	18
I2	-170	27 (14)	8.67	G4	26 (21)	18	33
I3	-162	15 (8)	8.33	G4	14 (15)	10	47
I4	-131	9 (9)	8	G4	8 (15)	22	29
I5	-127	15 (19)	7	G3	14 (18)	27	64
M1	-59	7(2)	4	---	5(7)	40	12
M2	-98	14 (10)	7	G3	13 (15)	30	45
M3	-91	28 (12)	6.33	G2	28 (7)	17	48

Tabla 5.15 Descripción de las tormentas con $Dst_{min} < -50$ nT: índices geomagnéticos y duración de cada fase.

En la mayoría de los casos, el SSC sí se observó simultáneamente en todos los magnetogramas de H de los observatorios de latitudes bajas y medias. La fase principal, por lo general, duró lo mismo. Sin embargo, la fase de recuperación fue más extensa (entre dos y seis horas) en los observatorios de latitudes bajas (particularmente en Huancayo). Para determinar la duración de esta última etapa, se consideró como final de la tormenta el momento en que la señal fue regular y no se observaron variaciones repentinas en los magnetogramas; además de que los valores al minuto debían ser muy cercanos a aquellos antes del SSC.

La presencia de la variación Sq en los magnetogramas también fue estudiada. En el caso de las supertormentas ($Dst_{min} < -200$ nT), ésta se logró identificar únicamente, en algunas ocasiones, en la componente Z , como en el magnetograma de S1 de Trelew. En otras, como en la S2, su forma fue distorsionada por completo durante las perturbaciones, y no fue posible distinguirla en el dominio del tiempo. Para las tormentas intensas (-200 nT $< Dst_{min} < -100$ nT), esta variación fue más reconocible en los magnetogramas de Z , y en ocasiones, en los de D , como el de I3 de Teoloyucan (Z) o el de I5 de Vassouras (D); pero únicamente en los días previos y dos o tres posteriores al de menor Dst .

Las tormentas moderadas (-100 nT $< Dst_{min} < -50$ nT) se caracterizaron porque Sq fue identificable en mayor medida en Z y D , y en menor, en H . Incluso en algunos casos, como en M1 en Huancayo (D) o en M2 en Trelew (Z), esta variación, a pesar de tener su forma ligeramente perturbada, se reconoció en los magnetogramas durante el día más perturbado de cada evento. Un ejemplo donde Sq fue distinguida en los registros de la componente horizontal fue el de la tormenta M2 en Huancayo. Para las tormentas débiles y las perturbaciones muy débiles ($Dst_{min} > -50$ nT), Sq se presentó en las tres componentes de todos los observatorios, sin que la baja actividad geomagnética afectara su forma periódica. Ejemplos donde esta variación fue reconocible fueron: perturbación MD3 en Tucson (Z) o MD1 en Trelew (D), y tormenta D1 en Huacayo (H).

Los espectros de amplitud que se construyeron en el dominio de la frecuencia arrojaron que, en el rango de supertormentas y tormentas intensas, el primer armónico, asociado con la variación Sq , fue el de mayor amplitud en los días previos al de Dst_{min} , cuando los espectros fueron casi planos. En algunos casos, éste siguió predominando durante el día de mayor perturbación, como en la S2 en Tucson (H), S1 en Trelew (D) o I3 en Tucson (Z). Después de éste, durante la fase de recuperación de la tormenta, de nuevo sobresalió el primer armónico, en mayor medida en los espectros de H para los observatorios de latitudes bajas; y en los de Z , para los de altas.

Los armónicos entre $k=2$ y $k=4$, asociados con las tormentas y las subtormentas geomagnéticas, tuvieron sus mayores amplitudes durante Dst_{min} , y a veces, un día antes o uno después (v.g. D en Tucson en S3/S4 o en Teoloyucan en I3). En algunos casos el segundo o el tercer armónico tuvieron mayor amplitud que el primero, durante el día de mayor perturbación, como el caso de S1 en Vassouras (Z) o de S2 en Huancayo (H). Por

otra parte, los armónicos de bajo período, entre $k=5$ y $k=12$, sólo contribuyeron a la señal durante el día de Dst_{\min} (v.g. D en Teoloyucan en I3 o H en Trelew en S3/S4). Sin embargo, su amplitud fue considerable en el observatorio de Yellowknife incluso días antes de la mayor perturbación (v.g. H en S1). No se distinguió una componente en la que sobresalieran más que en las otras, o alguna latitud donde su contribución fuera mayor que en las demás.

Las tormentas moderadas presentaron espectros similares a los de las intensas, con la diferencia de que días antes y, por lo general, dos después de la perturbación, los de latitudes altas y medias fueron casi planos, donde solamente sobresalió el primer armónico (v.g. Z en Yellowknife en M2 y M3). La contribución de aquellos de bajo período se observó únicamente en el día más perturbado, como en la M2 en Teoloyucan (H) o en la M3 en Trelew (D). El predominio de los armónicos entre el segundo y el cuarto correspondió algunas veces con los días de tormenta (v.g. H en Huancayo en M2 o D en Yellowknife en M3); pero en otros casos, el primero fue el de mayor amplitud, como en la M2 en Vassouras (D).

En la categoría de tormentas débiles, el primer armónico predominó en casi todos los espectros, particularmente en los de las componentes vertical y horizontal (v.g. en Z : Tucson en D1 y en D3; en H : Huancayo en D2 y D4). En los días con el menor Dst , éste también sobresalió, y en pocos casos, el segundo o el tercero también, como en la D2 y D4 en Vassouras (Z y D , respectivamente). Los armónicos de bajo período, a excepción del observatorio de Yellowknife (v.g. D en D3), contribuyeron muy poco a la señal, incluso en los días de mayor perturbación.

Respecto a la declinación, en algunas tormentas débiles el segundo o tercer armónico presentaron amplitudes considerables, como en la D1 en Trelew y Huancayo, o la D3 y D4 en Vassouras, lo cual no fue tan frecuente en las otras componentes. Hubo eventos en donde la forma de los espectros a lo largo de los siete días fue muy parecida (los tres primeros armónicos contribuyeron casi en su totalidad a la señal ($\approx 90\%$), y los espectros decayeron tal que la aportación de los demás fue mínima), como en la D1 en Tucson (Z) o la D3 en Huancayo (H). Los espectros de las perturbaciones muy débiles fueron muy similares a los de las tormentas débiles, con predominio del primero (v.g. H en Huancayo en MD3 o Z en Trelew en MD1) y segundo armónico (v.g. D en Teoloyucan en MD1 o en Tucson en MD3). La aportación de los armónicos menores al tercero fue casi nula, a excepción de algunos espectros de Yellowknife, principalmente de D .

También se calculó el contenido de energía, directamente relacionado con las amplitudes de los espectros correspondientes, por componente y para aquellas tormentas con $Dst_{\min} < -50$ nT, a lo largo de los siete días de cada evento. En el caso de las supertormentas, para la S1 y la S2, el día de mayor perturbación del evento (el de Dst_{\min}), correspondió con el de mayor contenido de energía (31 de marzo de 2001 y 20 de noviembre de 2003, respectivamente), en las tres componentes. Para las tormentas S3 y S4, que se presentaron durante el mismo evento, por lo menos uno de los dos días de

Dst_{\min} (por lo general, el 8 de noviembre de 2004) también fue el de mayor contenido de energía.

En las tormentas intensas I1, I2 e I3, el día con el mínimo Dst también correspondió con aquél de mayor contenido de energía. Sin embargo, para las I4 e I5, de menor intensidad que las anteriores, esta relación ya no se observó en su totalidad. Para estos dos últimos eventos, la cantidad de observatorios con datos fue menor a la mitad de aquellos disponibles durante las primeras tormentas intensas.

Por otra parte, en la categoría de tormentas moderadas, únicamente para las componentes H y D de la M2 (la más intensa de su grupo), el día de menor Dst correspondió al de mayor contenido de energía (14 de abril de 2006). Para las otras dos tormentas, no pareció existir relación entre ambas variables, pues el mayor contenido de energía se presentó un día antes o dos días después al de menor Dst .

Sin importar el nivel de perturbación ni la componente analizada, el observatorio con el mayor contenido de energía fue el de Yellowknife. No obstante, no se observó que aquellos de latitudes medias tuvieran mayor contenido que los de bajas, o viceversa. Los resultados tampoco parecieron indicar alguna componente en la que la relación entre el día de mayor contenido de energía y el de menor Dst se cumpliera más que en las otras.

Además, se investigó si el contenido de energía se incrementó con la intensidad de las perturbaciones. Las tablas 5.16 a 5.18 muestran, para las tormentas con $Dst_{\min} < -50$ nT, el máximo contenido de energía por componente y por observatorio. En el caso de Yellowknife, no se distinguió que a medida que el nivel de intensidad de las tormentas (Dst_{\min}) se incrementó, también lo hiciera el contenido de energía. Por ejemplo, la tormenta S2 –la de menor Dst_{\min} de toda la muestra– tuvo un contenido en H menor a la tercera parte del de I4; o la tormenta I5, con un Dst_{\min} casi de un tercio del de S2, fue la de mayor contenido de energía en Z .

En los observatorios de latitudes medias, como en Trelew, sí se observó que un aumento de la perturbación correspondió a un mayor contenido de energía, en H , D y Z . En el rango de tormentas moderadas e intensas, este incremento fue gradual; pero en el de las supertormentas, su contenido de energía aumentó abruptamente, incluso dos órdenes de magnitud como en el caso de la componente vertical (920.8 en I1/I2 y 13,334.4 en S2). Para las mediciones de Tucson, se observó en H y Z un comportamiento similar al de Trelew. Los contenidos de energía de la componente horizontal fueron mayores en el observatorio del Hemisferio Norte; mientras que los de la declinación, en el del Hemisferio Sur.

En Teoloyucan, el aumento del contenido de energía sí correspondió con el de Dst_{\min} , particularmente para H y Z . Por otro lado, en Huancayo esta relación se observó más claramente para la componente horizontal, donde los contenidos de energía de las supertormentas fueron mucho mayores (por lo menos tres veces) a los de aquellas de menor intensidad (432,411.7 en S2 y 55,234.7 en I4).

Tormenta	Observatorio						Dst_{min}
	YKC	TUC	TEO	HUA	VSS	TRW	
S2	308,031.7	332,557.3	374,243.3	432,411.7	620,265.8	302,143.6	-422
S1	243,077.0	117,803.6	----	----	146,914.2	122,168.4	-387
S3/S4	1,664,222.8	93,017.5	96,145.0	148,196.7	75,575.6	30,128.6	-374
I1/I2	----	20,581.7	18,328.8	28,670.0	22,623.1	19,119.4	-170
I3	945,424.2	45,564.2	45,925.9	48,192.1	----	----	-162
I4	1,023,366.7	----	----	55,234.7	----	----	-131
I5	669,532.8	----	----	28,259.9	28,277.6	----	-125
M2	901,082.5	----	5,152.7	29,486.8	12,212.3	16,061.6	-98
M3	264,171.8	----	----	29,767.4	----	4,294.7	-91
M1	213,253.4	3,563.2	4,538.2	16,937.9	11,104.5	8,375.5	-59

Tabla 5.16 Contenido de energía de la componente horizontal para las tormentas con $Dst_{min} < -50$ nT.

Por último, en Vassouras, el incremento de ambas variables se distinguió en las tres componentes. Al igual que en Trelew, el aumento de contenido de energía fue gradual para el rango de tormentas moderadas e intensas; pero en el de supertormentas, éste se multiplicó casi un orden de magnitud (v.g. en H : 22,623.1 en I1/I2 y 146,914.2 en S1).

Tormenta	Observatorio						Dst_{min}
	YKC	TUC	TEO	HUA	VSS	TRW	
S2	14.121	0.077	0.044	0.081	0.191	1.020	-422
S1	19.310	0.075	----	----	0.242	0.572	-387
S3/S4	9.319	0.157	0.061	0.102	0.275	0.523	-374
I1/I2	----	0.065	0.030	0.033	0.052	0.300	-170
I3	5.654	0.135	0.058	0.030	----	----	-162
I4	3.705	----	----	0.033	----	----	-131
I5	9.897	----	----	0.014	0.034	----	-125
M2	9.584	----	0.014	0.015	0.047	0.098	-98
M3	2.179	----	----	0.035	----	0.030	-91
M1	1.704	0.012	0.005	0.020	0.015	0.035	-59

Tabla 5.17 Igual a tabla 5.16, para la declinación.

Tormenta	Observatorio						Dst_{min}
	YKC	TUC	TEO	HUA	VSS	TRW	
S2	533,513.3	7,694.4	3,722.6	1,556.1	26,994.6	13,334.4	-422
S1	448,547.8	5,019.4	----	----	9,143.6	9,111.8	-387
S3/S4	640,020.5	3,986.2	1,010.3	3,753.3	5,615.9	7,399.3	-374
I1/I2	----	9,084.7	857.8	2,327.6	1,415.2	920.8	-170
I3	473,829.0	1,987.3	519.6	1,455.9	----	----	-162
I4	827,623.9	----	----	1,681.7	----	----	-131
I5	1,498,196.1	----	----	1,168.2	688.9	----	-125
M2	366,323.8	----	1,403.2	1,039.2	1,084.6	848.9	-98
M3	411,372.9	----	----	974.8	----	561.6	-91
M1	65,551.7	466.4	593.4	1,322.1	509.4	1,490.3	-59

Tabla 5.18 Igual a tabla 5.16, para la componente vertical.

Los resultados parecieron indicar que, a excepción de latitudes altas, el incremento en la intensidad de las tormentas se reflejó como un mayor contenido de energía de sus espectros de amplitud, particularmente de la componente horizontal. Debido a la baja densidad de datos en la muestra (diez tormentas), no fue posible generalizar una tendencia. Sin embargo, los resultados sugirieron que, en un rango moderado-intenso de Dst (entre 50 y 200 nT), hubo relación lineal entre ambas variables; y más allá de este rango, en la categoría de supertormentas, el incremento pareció ser más exponencial que lineal.

5.2 Mediciones satelitales

En esta investigación, el número total de perturbaciones geomagnéticas seleccionadas fue de 19. En diez de ellas, la completitud de los datos interplanetarios a través de OMNIWeb fue del 100%. Para las nueve restantes (S2, S3, I1, I2, I4, M1, D1, D4 y MD1), en promedio, la cantidad de datos faltantes fue de cuatro horas. Las figuras 5.14 a 5.18 muestran el comportamiento de la componente norte-sur del campo interplanetario (B_z), velocidad (v), densidad (n) y Dst antes y después de las perturbaciones elegidas, según la intensidad de las tormentas (Dst_{min}). El cero en el eje del tiempo corresponde a Dst_{min} . Los otros cuatro parámetros (B , B_x , B_y y Kp) se muestran en las gráficas que se incluyen en el Anexo “Mediciones satelitales”. A continuación se presenta un análisis de B_z , v , n y Dst por categoría.

- **Supertormentas ($Dst_{min} < -200$ nT)**

Las supertormentas S1 y S2 ocurrieron durante el máximo solar del ciclo 23 (2001 y 2003, respectivamente), y las S3 y S4 durante el inicio de la fase descendente del mismo (2004). En los cuatro casos, B_z disminuyó considerablemente cerca del inicio

de la tormenta y permaneció así a lo largo de la fase principal. El primer valor negativo de B_z ocurrió, en promedio, 8 horas antes de $Dst_{mín}$; y el mínimo de B_z precedió al de Dst por 3.3 a 5.7 horas (S1 y S2, respectivamente). Kane (2011) estudió 12 supertormentas del período 1998-2005 y determinó que $B_{z_{mín}}$ ocurrió antes de $Dst_{mín}$ en un rango de 0 a 5 horas, con un promedio de 2. Por otra parte, González *et.al.* (2011), considerando una muestra de 16 tormentas con $Dst_{mín} < -250$ nT, encontraron que el tiempo promedio de retraso entre el mínimo de B_z y el de Dst fue de 1.5 horas. En la investigación de Zhang *et.al.* (2006), se estudió un total de 549 tormentas con $Dst < -50$ nT, de los mínimos y máximos de los tres ciclos solares previos, y se determinó que el mínimo de B_z precedió al de Dst por 0.3 a 1.5 horas. Los resultados presentes y los disponibles en otros estudios, mostraron que los mínimos de B_z y Dst rara vez ocurrieron simultáneamente. Este retraso pudo indicar el tiempo de respuesta física del anillo de corrientes a la llegada de viento solar durante el intervalo de máxima perturbación de una tormenta.

En este caso, el promedio de $B_{z_{mín}}$ fue de -42.4 nT, y el de González *et.al.* (2011), de -34 nT. Las perturbaciones de B_z duraron entre 6 y 18 horas después del mínimo de Dst , tras lo cual, en todos los casos, aquél fue mayor a -5 nT. La tormenta S1 fue la única que disminuyó considerablemente su B_z después de que se presentó $Dst_{mín}$. Este segundo pico, de -34 nT, se presentó 5 horas tras el mínimo de Dst , y produjo fluctuaciones que se extendieron hasta 12 horas después. Dentro de su estudio, González *et.al.* (2011) encontraron que en la categoría de supertormentas, el porcentaje de éstas asociadas con más de una eyección de masa coronal interplanetaria (en inglés, ICME, *Interplanetary Coronal Mass Ejection*)¹² es mayor que en las demás clases. Los autores también estudiaron la tormenta de finales del 31 de marzo de 2001 (S1 en esta investigación) y determinaron que ésta fue un ejemplo en la cual la fase principal se intensificó como resultado de la combinación de dos ICME que interactuaron.

En el caso de la velocidad, ésta comenzó a incrementarse entre 3 y 12 horas antes del tiempo cero, y $v_{máx}$ se presentó entre 1.3 y 11 horas antes de $Dst_{mín}$ (S3 y S4, respectivamente; promedio: 7 horas). La velocidad máxima media fue de 751.2 km/s, muy cercana a la que González *et.al.* (2011) reportaron, de 800 km/s. El incremento de la velocidad duró entre 1 y 1.5 días después del tiempo de $Dst_{mín}$. Incluso, dos tormentas alcanzaron valores mayores a los que se habían presentado antes de $Dst_{mín}$: la S1 con un máximo de 832 km/h, 19 horas después del tiempo cero; y la S3, con 782 km/h, 29 horas posteriores al mismo.

Respecto a la densidad, se observaron perturbaciones 21 horas antes del mínimo de Dst . El máximo de n se presentó entre 2.7 y 17 horas antes que $Dst_{mín}$ (S2 y S3, respectivamente), con un promedio de 10.08. La densidad máxima varió entre 22.93 y 60.88 n/cc (S2 y S3, respectivamente), y fue el parámetro de mayor variabilidad en el caso de las supertormentas. El estudio de Zhang *et.al.* (2006) proporcionó un retraso de 4.3 a 7 horas entre $n_{máx}$ y $Dst_{mín}$, menor al de este estudio; y el de González *et.al.* (2011)

¹² Una ICME es una forma modificada de una CME a medida que ésta alcanza la órbita terrestre a 1 UA (Kane, 2010).

arrojó una densidad promedio de 25 n/cc para esta categoría. Las fluctuaciones de densidad solamente se observaron durante 6 horas posteriores al mínimo de Dst , después de lo cual solamente la tormenta S4 incrementó su valor a 20 n/cc, casi un día después de Dst_{min} . También debe mencionarse que S1 fue la única cuyo aumento de densidad se extendió dentro de las primeras horas después del tiempo cero, lo cual probablemente se relacionó con el doble pico de B_z de esta perturbación. En el caso de la tormenta S3, se observaron dos máximos de densidad anteriores a Dst_{min} , el primero de 60.88 n/cc, 17 horas antes; y el segundo de 51.7 n/cc, 11 antes. Respecto a esta perturbación, González *et.al.* (2011) mencionan en su estudio que diversas estructuras interplanetarias de un conjunto complejo de varias ICME jugaron un papel importante en el desarrollo de su fase principal, como choques y ondas dentro de nubes magnéticas.

Finalmente, respecto a Dst , la tormenta con el mínimo valor fue la S2 (-422 nT); y aquella con el máximo, la S4 (-263 nT). Debe mencionarse que S2 también fue la tormenta con el mínimo B_z (-51.62 nT), y S4, aquella con el B_{zmin} menos perturbado (-25.16 nT); sin embargo, S4 presentó la máxima velocidad de la categoría (813.9 km/s) y S2, la menor (725 km/h). Además, ambas fueron las supertormentas con las menores densidades: 26.93 y 22.93 n/cc, respectivamente. Esta correlación entre Dst_{min} y los demás parámetros interplanetarios será estudiada en el siguiente apartado. En general, el incremento de Dst hacia valores positivos (SSC de las tormentas) coincidió con el aumento de densidad, asociado al arribo de la onda de choque y la compresión de la magnetosfera.

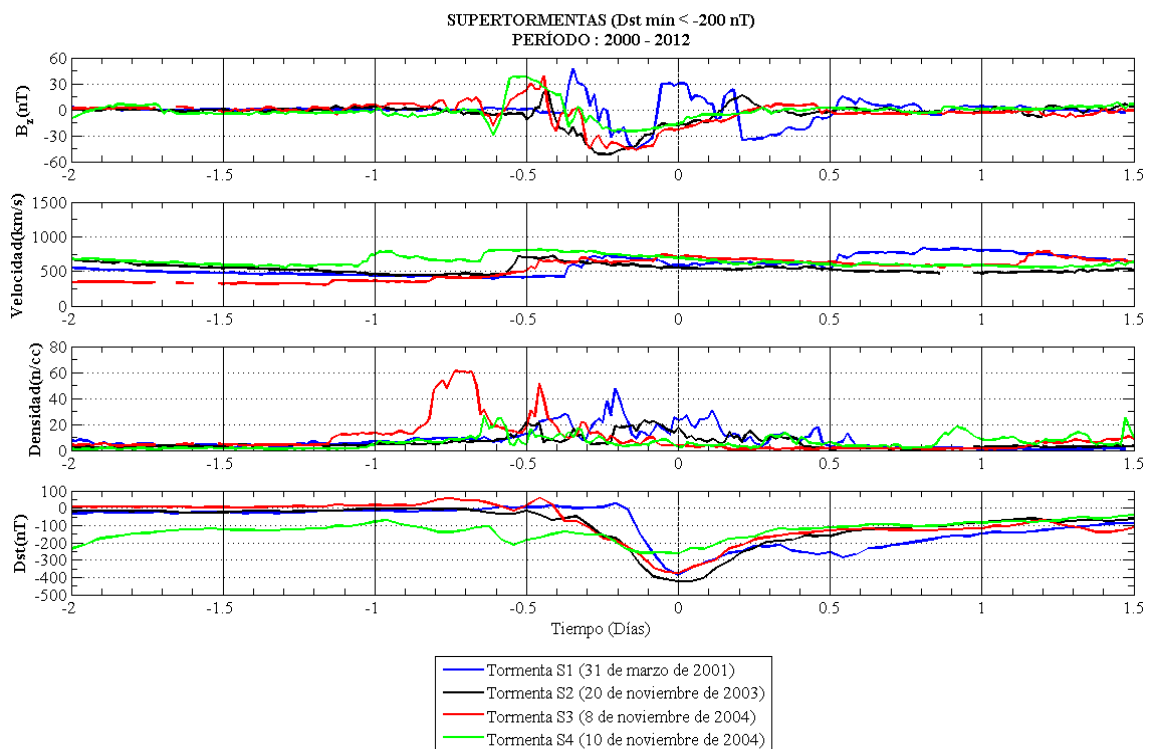


Figura 5.14 Mediciones de B_z , v y n promediadas a 20 minutos y de valores horarios de Dst para las supertormentas. El tiempo cero correspondió a Dst_{min} , el cual se representa con la línea vertical punteada.

Las gráficas muestran dos días antes y día y medio después del tiempo cero.

- **Tormentas intensas ($-200 \text{ nT} < Dst_{\text{mín}} < -100 \text{ nT}$)**

Las tormentas intensas I1 e I2 sucedieron durante el inicio de la fase descendente del ciclo 23 (2004); la I3, en el mínimo del mismo (2006); y las I4 e I5, a lo largo de la fase ascendente del ciclo 24 (2012). En los cinco casos, B_z disminuyó en gran medida cerca del inicio de la tormenta y a lo largo de la fase principal, e incluso después de $Dst_{\text{mín}}$. El primer valor negativo de B_z se presentó entre 7 y 19 horas antes del mínimo de Dst . El $B_{z\text{mín}}$ sucedió entre 1.3 y 8.7 horas antes del tiempo cero (I2, I4 e I3, I5, respectivamente) con un promedio de 5.5 horas, mayor al reportado por Zhang *et.al.* (2006). En esta categoría, el promedio del $B_{z\text{mín}}$ fue de -17 nT . González *et.al.* (2011) también estudiaron una muestra de 87 tormentas intensas en su investigación y sus histogramas de distribución de valores mínimos de B_z mostraron que los valores se encontraron, en su mayoría, entre -10 y -20 nT . Además, abordaron el caso de la tormenta intensa del 26 a 29 de julio de 2004 (I1 e I2 en esta investigación), y determinaron que el desarrollo de su fase principal estuvo asociado con líneas de B_z en las regiones de nubes magnéticas de una ICME. Este fue un ejemplo de una tormenta con dos pasos en su fase principal. Por otro lado, I5 fue la única cuyo B_z continuó considerablemente perturbado (-15 nT) después del tiempo cero.

Respecto a la velocidad, ésta comenzó a incrementarse desde 24 horas antes de $Dst_{\text{mín}}$, y su máximo se presentó entre 3 y 19.3 horas antes del tiempo cero (I4 e I5, respectivamente; promedio: 11.3 horas). La velocidad máxima promedio fue de 797.8 km/s , 46 unidades mayor a la media de las supertormentas, debido a que la tormenta I2 fue la de mayor velocidad de todo el período (1065 km/s , 250 unidades mayor a S4, la de mayor $v_{\text{máx}}$). El incremento de v duró menos de un día después de $Dst_{\text{mín}}$. Sin embargo, la tormenta I1 mantuvo una velocidad cercana a 750 km/s posterior al mínimo de Dst ; y un día después aumentó más allá de 1000 km/s , que fue la velocidad que alcanzó la segunda tormenta intensa (I2). Esta última, a su vez, presentó un segundo máximo (950 km/s) medio día después de $Dst_{\text{mín}}$.

En el caso de la densidad, se observaron perturbaciones desde 1.5 días antes de $Dst_{\text{mín}}$. El máximo de n se observó entre 10 y 34.3 horas anteriores al tiempo cero (I3 e I1, respectivamente), con un promedio de 17.8 horas, más grande que el intervalo hallado por Zhang *et.al.* (2006). La densidad varió entre 11.85 y 30.98 n/cc (I3 e I5, respectivamente), y también fue el de mayor variabilidad de los tres parámetros estudiados. Las fluctuaciones de densidad se extendieron menos de 3 horas después de $Dst_{\text{mín}}$. La tormenta I1 fue la única donde n varió casi 10 n/cc dentro de las primeras horas posteriores al tiempo cero.

Finalmente, respecto a Dst , la tormenta con el mínimo valor fue la I2 (-170 nT); y aquella con el máximo, la I5 (-127 nT). Debe mencionarse que I2 también fue la tormenta con el mínimo B_z (-21.33 nT) y con la máxima velocidad (1065 km/s); sin embargo, I5 fue la de mayor densidad (30.98 n/cc). El incremento de densidad de la tormenta I1, 34 horas antes del $Dst_{\text{mín}}$, pareció corresponder con el SSC de la misma; así como el de I3, 10 horas antes; y el de I4, 21.66 horas antes del tiempo cero.

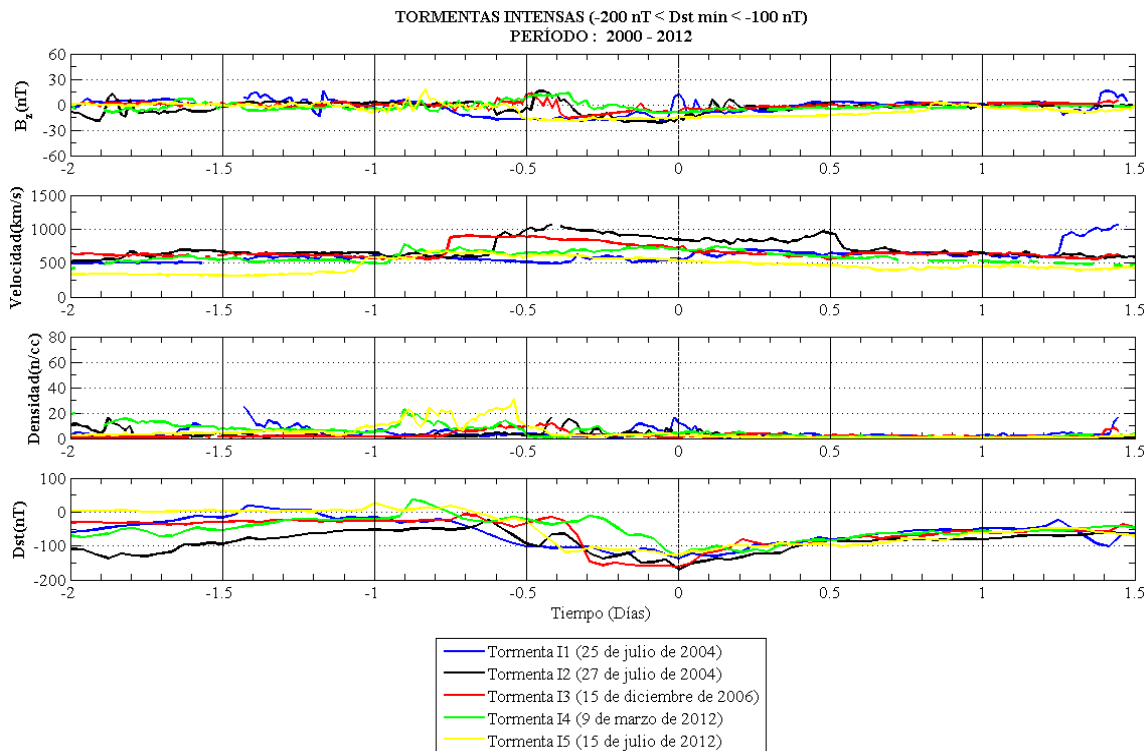


Figura 5.15 Igual a figura 5.14, para las tormentas intensas.

- **Tormentas moderadas ($-100 \text{ nT} < Dst_{\min} < -50 \text{ nT}$)**

La tormenta moderada M1 sucedió a lo largo del inicio de la fase descendente del ciclo 23 (2004); la M2, en el mínimo del mismo (2006); y la M3, durante la etapa ascendente del ciclo 24 (2012). En los tres casos, B_z disminuyó horas antes de Dst_{\min} y continuó fluctuando después del tiempo cero. El primer valor negativo de B_z se presentó entre 8 y 10 horas antes del mínimo de Dst , y $B_{z\min}$ precedió a Dst_{\min} entre 2.7 y 8.7 horas (M3 y M1, respectivamente). El promedio de $B_{z\min}$ fue de -11.5 nT , y la tormenta M2, que presentó el mínimo Dst de la categoría (-98 nT), también fue la que correspondió al B_z más bajo (-14.4 nT).

En el caso de la velocidad, ésta comenzó a aumentar desde 15 horas antes de Dst_{\min} , aunque su incremento no fue considerable. Su máximo se presentó, en promedio, 7.6 horas antes del mínimo de Dst . La media de la velocidad máxima fue de 530.2 km/s , y v_{\max} fue muy parecida para las tres tormentas ($\approx 517 \text{ km/s}$ para M1 y M3, y 555.8 km/s para M2). Las velocidades permanecieron casi iguales durante 12 horas después de Dst_{\min} , tras lo cual la tormenta M1 se mantuvo alrededor de 500 km/s , M2 incrementó su velocidad hacia 660 km/s , y M3, a 800 km/s .

Con respecto a la densidad, se observaron perturbaciones desde 40 horas antes de Dst_{\min} . En promedio, el máximo de densidad se presentó durante las 35 horas previas al tiempo cero. La n_{\max} de las 19 perturbaciones de este estudio (62.44 n/cc) se presentó en la tormenta M1 (-59 nT). Las otras dos tuvieron densidades considerablemente menores a ésta ($\approx 20 \text{ n/cc}$). Después del tiempo cero, las fluctuaciones de n en los tres casos fueron menores a 5 n/cc , en promedio.

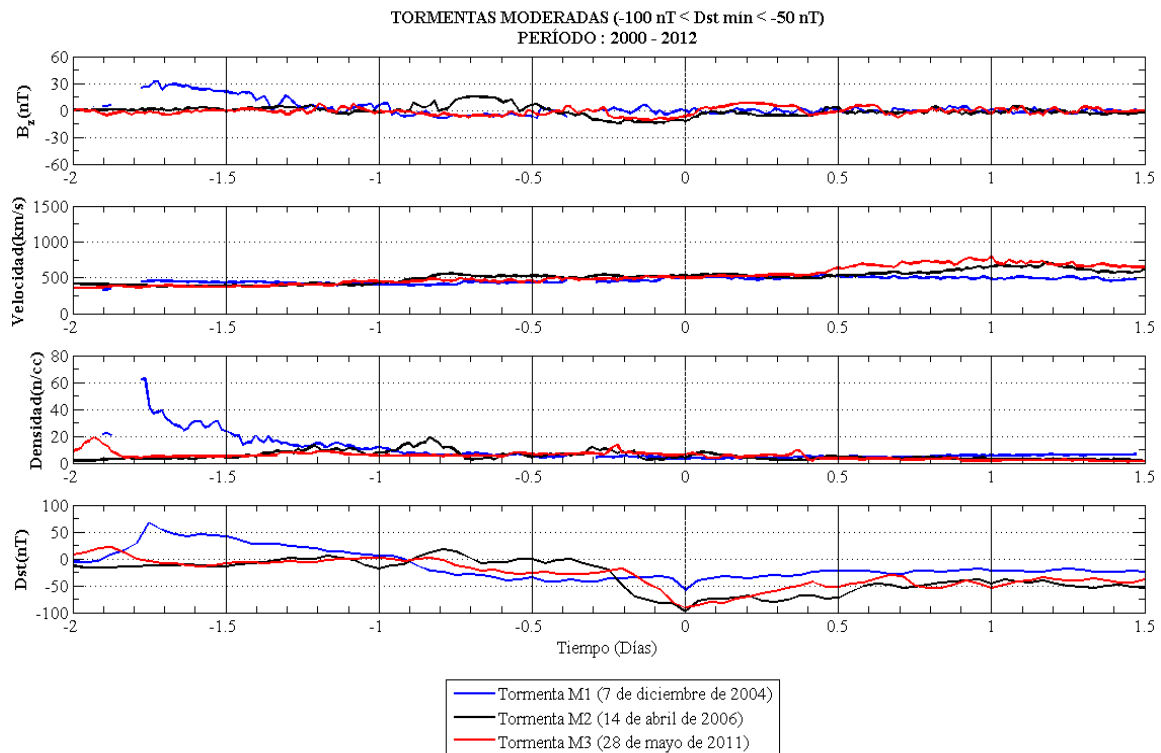


Figura 5.16 Igual a figura 5.14, para las tormentas moderadas.

Finalmente, la tormenta con el mínimo Dst fue la M2 (-98 nT); y aquella con el máximo, la M1 (-59 nT). Además, M2 también presentó el mínimo B_z (-14.4 nT) y la máxima velocidad (555.8 km/s). En las tres tormentas moderadas, el incremento de densidad sucedió casi simultáneamente con su SSC; siendo M2 la que lo presentó más cercano a $Dst_{\text{mín}}$.

- **Tormentas débiles ($-50 \text{ nT} < Dst_{\text{mín}} < -30 \text{ nT}$)**

Las dos primeras tormentas, D1 y D2, ocurrieron durante el máximo del ciclo solar 23 (2002); y las últimas dos, D3 y D4, en el mínimo del mismo (2005 y 2010). En los cuatro casos, B_z disminuyó desde 12 horas antes de $Dst_{\text{mín}}$ y fluctuó entre 6 y 9 horas después del mismo; a excepción de la tormenta D1, que durante 24 horas posteriores al tiempo cero, presentó B_z positivo ($\approx 15 \text{ nT}$). El primer valor negativo de B_z se presentó 10 horas antes de $Dst_{\text{mín}}$, y el mínimo de B_z precedió al de Dst por 4.3 horas, en promedio. Las tres primeras tormentas tuvieron $B_{z\text{mín}}$ de entre -11 y -12.4 nT ; y la última, de -3.65 nT .

Con respecto a la velocidad, solamente en D1 su máximo se presentó antes de $Dst_{\text{mín}}$ (14 horas). Para las demás tormentas, $v_{\text{máx}}$ sucedió simultáneamente con el mínimo de Dst . La mayor $v_{\text{máx}}$ fue la de D4 (678.7 km/s), y la menor, la de D1 (470.7 km/s). La velocidad de D1 disminuyó después del tiempo cero y la de D2 se mantuvo alrededor de 500 km/s . No obstante, la de D3 continuó aumentando hacia un máximo de 660 km/s , 10 horas después; y la de D4, hasta alcanzar 680 km/s , 6.7 horas después.

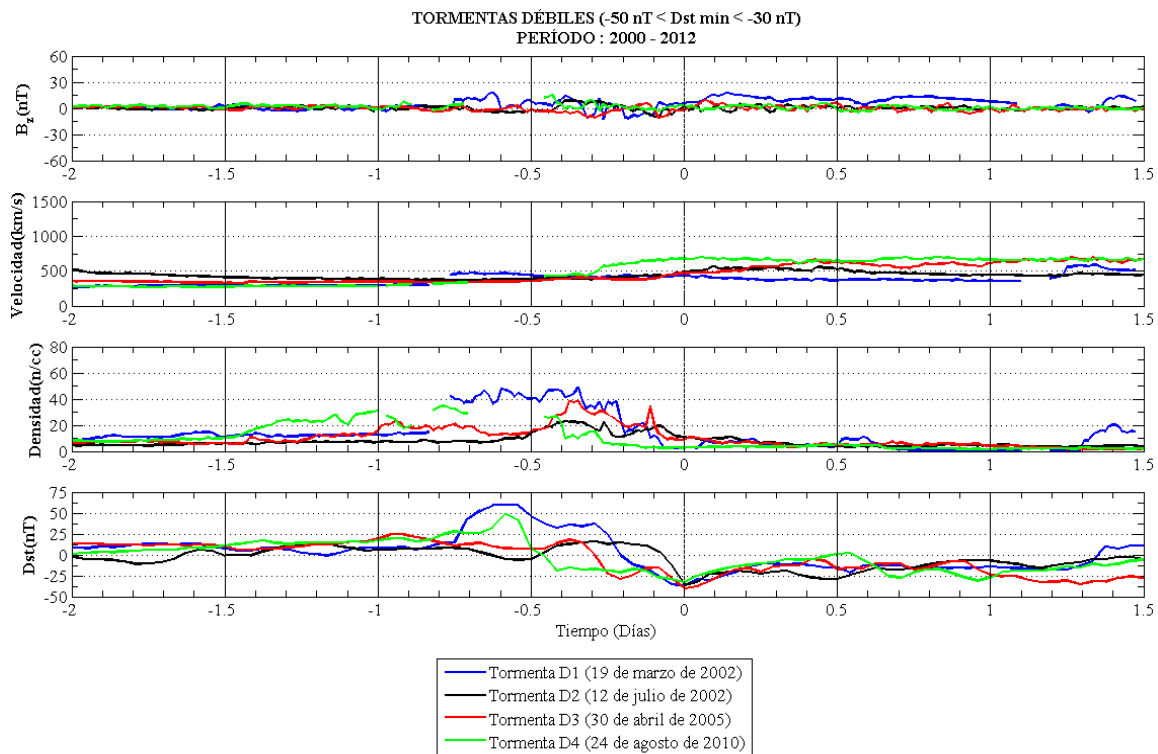


Figura 5.17 Igual a figura 5.14, para las tormentas débiles.

En el caso de la densidad, las fluctuaciones se presentaron desde 24 horas antes del mínimo de Dst . Para las tres primeras tormentas, el máximo de densidad ocurrió en las ocho horas previas al tiempo cero, muy cercano al intervalo propuesto por Zhang *et.al.* (2006). La $n_{m\acute{a}x}$ promedio fue de 36.2 n/cc. Sin embargo, la densidad de D1 fue más del doble de la de D2 (48.63 y 23.08 n/cc, respectivamente). Las tormentas D1, D2 y D3 presentaron variaciones de densidad menores a 10 n/cc a lo largo de 14 horas después del tiempo cero.

Por último, $Dst_{m\acute{i}n}$ se encontró limitado en un rango de 7 nT, entre la tormenta D3 (-40 nT) y la D4 (-33 nT). Se observó mayor variabilidad en el caso de B_z , donde el máximo fue de -3.65 nT (D4), y el mínimo, de -12.41 nT (D1); y en el de velocidad, donde la máxima fue de 678.7 km/s (D4), y la mínima, de 470.2 km/s (D1), de manera contraria a B_z . En las cuatro tormentas débiles, se distinguió que $n_{m\acute{a}x}$ correspondió con el SSC de cada una; entre 8 y 20 horas antes de $Dst_{m\acute{i}n}$ (D1 y D4, respectivamente).

- **Perturbaciones muy débiles ($Dst_{m\acute{i}n} > -30$ nT)**

La primera perturbación muy débil sucedió durante el máximo del ciclo solar 23 (2003); la segunda, en el mínimo del mismo (2009); y la tercera, en la fase ascendente del ciclo 24 (2011). Las fluctuaciones de B_z fueron menores a 15 nT, y su mínimo (-14.14 nT) se presentó en la perturbación MD2. Estos fenómenos no se consideraron tormentas debido a la pequeña disminución de Dst , y al corto intervalo de tiempo en el que B_z fue considerablemente negativo. Los $B_{z_{m\acute{i}n}}$ de MD1 y MD2 ocurrieron 30 horas antes de $Dst_{m\acute{i}n}$, y el de MD3, en dos horas previas. Dado el bajo nivel de perturbación de esta categoría, este retraso no correspondió con el tiempo de respuesta del anillo de

corrientes a la llegada de viento solar, sino a perturbaciones de muy baja intensidad que se alejaron del estado de tranquilidad del entorno geomagnético. Después del tiempo cero, B_z fluctuó entre 5 y -5 nT.

Con respecto a la velocidad, las perturbaciones MD1 y MD2 tuvieron $v_{máx} > 520$ km/s, mayor al promedio de las débiles y casi igual a la $v_{máx}$ de las moderadas. La velocidad se mantuvo casi igual después del tiempo mínimo, a excepción de MD1 donde ésta se incrementó 50 km/s. En el caso de la densidad, las fluctuaciones se observaron desde 30 horas antes de $Dst_{mín}$. El promedio de $n_{máx}$ fue de 32.1 n/cc, casi igual al de las tormentas moderadas, y 4 unidades menor al de las débiles.

Finalmente, el mínimo Dst correspondió a las perturbaciones MD1 y MD3 (-25 nT), y el mayor, a la MD2 (-19 nT). La máxima variabilidad se observó en el caso de la densidad (21 n/cc). En las tres perturbaciones, $n_{máx}$ correspondió al SSC; aunque el mayor incremento (41 nT, MD1) no coincidió con la máxima densidad (44.86 n/cc), que se observó en la perturbación MD3.

5.2.1 Correlación entre $Dst_{mín}$ y parámetros interplanetarios

En algunos casos de la sección anterior se observó que los valores extremos de los parámetros no coincidieron temporalmente, i.e. para cierta categoría, la tormenta con $Dst_{mín}$ o $B_{z\text{mín}}$ no fue la que presentó $v_{máx}$ o $n_{máx}$. Para evaluar la relación entre $Dst_{mín}$ y las demás variables interplanetarias y del viento solar, se construyeron diagramas de dispersión y, para cada caso, se obtuvo el valor de su coeficiente de correlación (Figura 5.19).

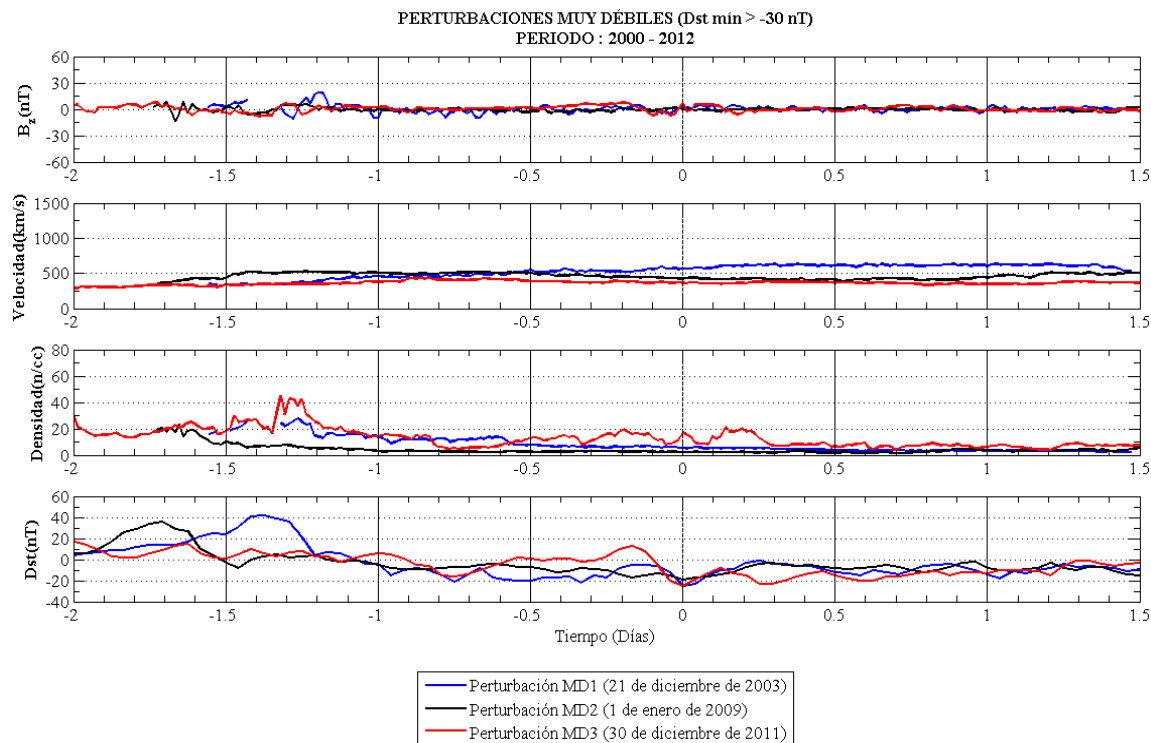


Figura 5.18 Igual a figura 5.14, para las perturbaciones muy débiles.

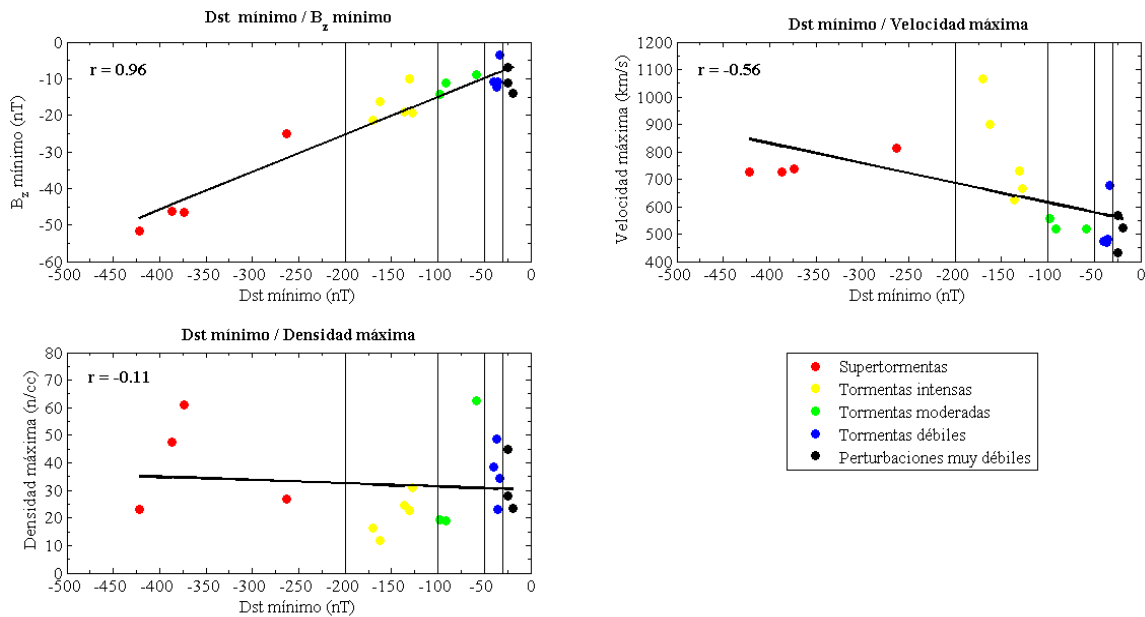


Figura 5.19 Correlación entre Dst mínimo y parámetros interplanetarios: B_z mínimo (B_s), velocidad máxima del viento solar (v) y densidad máxima del viento solar (n). Las líneas verticales indican los límites de los intervalos de clasificación de tormentas. Ver tabla 5.19.

Para la relación $Dst_{mín}/B_{zmín}$, se observó que, en el rango de supertormentas, la dispersión fue baja, y el diagrama sugirió una tendencia hacia valores menores de $B_{zmín}$ con la disminución de $Dst_{mín}$. En la categoría de tormentas intensas y moderadas, la dispersión fue mayor, aunque se mantuvo cierta tendencia. Para el caso de tormentas débiles y perturbaciones muy débiles, la dispersión fue aún mayor que en las categorías anteriores; y la tendencia de disminuir $B_{zmín}$ con menor $Dst_{mín}$ no se observó, pues, en general, algunos eventos de perturbaciones muy débiles (MD1 y MD2) presentaron un $B_{zmín}$ menor que el de las tormentas débiles. Debe mencionarse que 11 de los 19 eventos presentaron tanto un $B_{zmín}$ mayor a -15 nT como un $Dst_{mín}$ aproximadamente mayor a -130 nT, que es el rango donde se presentó mayor dispersión. Por ejemplo, la tormenta I4 ($Dst_{mín}=-131$ nT), tuvo un $B_{zmín}$ de -10.11 nT, mientras que la tormenta D3 ($Dst_{mín}=-40$ nT, menos de la tercera parte del de I4) presentó un $B_{zmín}$ de 11 -nT, y la perturbación MD2 ($Dst_{mín}=-19$ nT, menos de un sexto que el de I4), correspondió a un $B_{zmín}$ de -14.14 nT (Tabla 5.19).

Sin embargo, si se considera todo el rango de $Dst_{mín}$, la correlación fue alta ($r=0.96$), indicando que $Dst_{mín}$ se relacionó con $B_{zmín}$, pero solo de manera global (Figura 5.19). Kane (2010) encontró que, para una muestra de 232 tormentas ($Dst_{mín} < -50$ nT) del período 1996-2006, la correlación global entre $Dst_{mín}$ y $B_{zmín}$ fue de 0.88. En su estudio, el rango con la correlación más baja ($r=0.38$) fue el de $Dst_{mín}$ comprendido entre -50 y -100 nT, seguido del de -101 a -200 nT, con $r=0.46$ y el de -201 a -500 nT, donde $r=0.77$. Por otra parte, González *et.al.* (2011) consideraron 87 tormentas intensas ($Dst_{mín} < -100$ nT) en su investigación del ciclo solar 23, y calcularon un coeficiente de correlación de 0.80 entre $Dst_{mín}$ y $B_{zmín}$. En general, sus resultados coincidieron con los de este estudio. En las tres investigaciones, se observó que, aunque la dependencia

general de $Dst_{mín}$ y $B_{zmín}$ tendió a disminuir, la correlación era más cierta para valores bajos de ambas variables (rango de las supertormentas y de las tormentas intensas).

Generalmente se espera que una ICME, una CIR, etc., muy rápida resulte en una tormenta de gran intensidad. Sin embargo, como Kane (2010) y Wang *et.al.* (2003) mencionan, $Dst_{mín}$ está pobremente correlacionado con la velocidad en el medio interplanetario. En el caso presente, la correlación total fue de $r=-0.56$ (Figura 5.19). Un ejemplo de esta baja relación fue el siguiente: la tormenta I2 presentó la máxima velocidad de todos los eventos de este estudio (1065 km/s), pero su $Dst_{mín}$ fue de -170 nT, probablemente debido a que su $B_{zmín}$ fue poco mayor de -20 nT. También debe mencionarse que dos tormentas intensas (I2 e I3) tuvieron velocidad mayor (1065 y 901.6 km/s, respectivamente) que todas las supertormentas ($v_{prom} \approx 751$ km/s). Aquellas con grandes velocidades (>800 km/s), las cuales fueron S4, I2 e I3, se encontraron entre

Perturbación	$Dst_{mín}$ (nT)	$B_{zmín}$ (nT)	$v_{máx}$ (km/s)	$n_{máx}$ (n/cc)	vB_z (mV/m)	Δt (hr)
S1	-387	-46.14	728.1	47.51	-33.59	28.00
S2	-422	-51.62	725	22.93	-37.42	38.67
S3	-374	-46.64	739.1	60.88	-34.47	46.00
S4	-263	-25.16	813.9	26.93	-20.48	32.33
I1	-136	-19.15	623.6	24.6	-11.94	28.67
I2	-170	-21.33	1065	16.16	-22.72	35.67
I3	-162	-16.15	901.6	11.85	-14.56	29.33
I4	-131	-10.11	731.5	22.85	-7.40	43.00
I5	-127	-19.41	667.5	30.98	-12.96	49.33
M1	-59	-9.05	517.4	62.44	-4.68	21.00
M2	-98	-14.40	555.8	19.25	-8.00	29.33
M3	-91	-11.17	517.5	18.8	-5.78	34.00
D1	-37	-12.41	470.7	48.63	-5.84	5.33
D2	-36	-11.01	482.3	23.08	-5.31	11.67
D3	-40	-11	472.3	38.67	-5.20	10.33
D4	-33	-3.65	678.7	34.55	-2.47	6.67
MD1	-25	-11.20	567.7	27.8	-6.36	**
MD2	-19	-14.14	522.5	23.56	-7.39	**
MD3	-25	-7.05	431.9	44.86	-3.04	**

Tabla 5.19 Resumen de $Dst_{mín}$, parámetros interplanetarios ($B_{zmín}$, $v_{máx}$, $n_{máx}$, vB_z) y duración (Δt) de cada perturbación. Ver figuras 5.19 y 5.20.

$Dst_{mín}=-150$ y -275 nT; y aquellas con $Dst_{mín} < -350$ nT, tuvieron, en promedio $v \approx 730$ km/s. Otro ejemplo es el de la tormenta D4. Ésta presentó una $v=678$ km/s, mucho mayor (200 km/s) que las demás de su categoría, pero su $Dst_{mín}$ fue de -33 nT, lo cual pudo deberse a que su $B_{zmín}$ fue muy bajo (-3.65 nT). Sin embargo, su velocidad fue comparable a la de tormentas de mayor intensidad, como la I5 ($Dst_{mín}=-127$ nT) y la S2 ($Dst_{mín}=-422$ nT) (Tabla 5.19).

Además, en el rango de las supertormentas, las velocidades fueron muy similares ($\Delta v=89$ km/s); no obstante, en las demás categorías, la dispersión fue mayor, particularmente en el de las intensas y las débiles (441 y 208 km/s, respectivamente). La baja correlación que se encontró entre ambas variables, así como la dispersión que se observó en el diagrama, indicó que una gran velocidad no aseguró un valor bajo de $Dst_{mín}$. Kane (2010) obtuvo un coeficiente de correlación de $r=-0.50$, y González *et.al.* (2011), de $r=-0.55$, muy cercanos al de este estudio.

Finalmente, en el caso de la densidad máxima, la correlación general fue de $r=-0.11$ (Figura 5.19). El grado de dispersión fue elevado para todo el rango de $Dst_{mín}$, aún mayor que para $v_{máx}$. Como ejemplo, la tormenta con densidad máxima (62.44 n/cc) fue M1 ($Dst_{mín}=-59$ nT), seguida por S3 (60.88 n/cc) cuyo $Dst_{mín}$ fue de -374 nT. Solamente cinco perturbaciones tuvieron densidad mayor a 40 n/cc: M1, S3, D1, S1 y MD3. Las otras dos supertormentas presentaron densidades comparables (25 n/cc) a tormentas de menor categoría, como la I1, D2 o MD2. Los menores valores (<20 n/cc) se observaron en el rango intermedio de $Dst_{mín}$ (-170 a -90 nT). En el caso de las tormentas moderadas, aquella con la máxima densidad (M1) fue la de mayor $Dst_{mín}$ del rango, mientras que las de menor $Dst_{mín}$ (M2 y M3, -98 y -91 nT, respectivamente) tuvieron densidades menores a una tercera parte de la primera (≈ 20 n/cc). En la categoría de tormentas débiles y perturbaciones muy débiles, la dispersión fue grande y el rango de n varió desde 48.63 n/cc (D1, $Dst_{mín}=-37$ nT) hasta 23.08 n/cc (D2, $Dst_{mín}=-36$ nT) (Tabla 5.). Las observaciones anteriores indicaron que no hubo correlación evidente entre la intensidad de la tormenta y su máxima densidad, de tal manera que éste fue el parámetro menos relacionado linealmente con $Dst_{mín}$. La investigación de González *et.al.* (2011) arrojó un coeficiente mayor ($r=-0.23$) al del presente estudio, sugiriendo que el rango de $Dst > -100$ nT que ellos no consideraron, fue el que disminuyó la correlación $Dst_{mín} / n_{máx}$ en este trabajo.

5.2.2 Correlación entre vB_z , Δt y $Dst_{mín}$

Se han efectuado diversos estudios, como el de Wang *et.al.* (2003) y Kane (2011), para estudiar la influencia de los parámetros interplanetarios v , B_z y su duración (Δt) en la intensidad de las tormentas geomagnéticas. Wang *et.al.* (2003) encontraron que el producto vB_z es mucho más importante que Δt en la formación de tormentas geomagnéticas. En el mismo estudio, los autores concluyeron que un vB_z de gran magnitud puede producir una tormenta más intensa, mientras que una duración Δt más larga no.

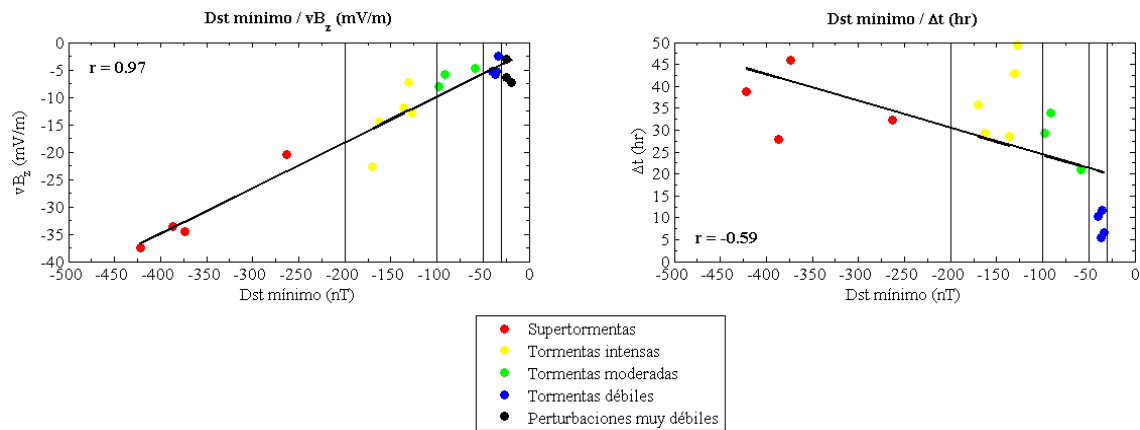


Figura 5.20 Correlación entre Dst mínimo, vB_z y duración (Δt) de la tormenta geomagnética. Las líneas verticales indican los límites de los intervalos de clasificación de tormentas. Ver tabla 5.19.

La distribución de cada variable, para las 19 perturbaciones seleccionadas, se muestra en la figura 5.20. El diagrama de dispersión de vB_z (muy similar al de $Dst_{\min} / B_{z_{\min}}$) muestra una muy buena correlación ($r=0.97$) con la intensidad de la tormenta. Por otro lado, Kane (2011) obtuvo un coeficiente de 0.8; y Wang *et.al.* (2003), quienes estudiaron estadísticamente 105 tormentas ($Dst_{\min} < -50$ nT) del período 1998-2001, determinaron un coeficiente de $r=0.91$. En los tres casos, el producto de v y B_z mejoró aún más la correlación con Dst_{\min} . En general, a medida que disminuyó este índice, también lo hizo el producto vB_z . La mayor dispersión del diagrama se observó hacia valores de $Dst_{\min} > -50$ nT. Los resultados de estos estudios, junto con el presente, señalaron que: i) el producto vB_z tiene una contribución muy importante en la creación de una fuerte tormenta geomagnética, i.e. las tormentas más intensas pudieron haberse debido a los mayores valores de vB_z (Tabla 5.19); y ii) la contribución de la velocidad fue mayor través del producto vB_z que en el caso de la correlación Dst_{\min} / v_{\max} .

Respecto a la duración, en ningún caso Δt fue menor a 5 horas, y todas las tormentas con Dst_{\min} menor a -50 nT correspondieron a $\Delta t > 20$ horas. El tiempo en el que B_z fue negativo fue muy corto en el caso de las perturbaciones muy débiles, por lo que no se determinó la duración de estas últimas. La correlación entre Dst_{\min} y Δt fue moderada, y su coeficiente se determinó como $r=-0.59$. Las supertormentas y las tormentas intensas estuvieron dispersas en un rango de 28 a 50 horas; las moderadas entre 21 y 34; y las débiles, entre 5 y 11. Con estas observaciones, podría pensarse que una duración mayor aseguró una tormenta más intensa, lo cual debió tomarse con cuidado, debido a la dispersión del diagrama. Por ejemplo, la tormenta I5 ($Dst_{\min}=-127$ nT) fue la de mayor duración de todo el período, y se extendió por 10 horas más que la supertormenta S2, la más intensa de toda la muestra. La tormenta M2 ($Dst_{\min}=-98$ nT) duró poco más de 29 horas, casi lo mismo que la I3 ($Dst_{\min}=-162$ nT) y la S1 ($Dst_{\min}=-387$ nT) (Tabla 5.19).

En el estudio de Wang *et.al.* (2003), se encontró que las tormentas moderadas estuvieron dispersas en un rango de 1 a 28 horas, mientras que las tormentas con $Dst_{\min} < -200$ nT estuvieron concentradas en un intervalo de 2 a 14 horas. Esta relación no lineal fue menor que la del presente estudio. En esa misma investigación, los autores

derivaron una fórmula empírica que relacionó vB_z y Δt con la intensidad de la tormenta, y le asignaron pesos diferentes a cada término, de la forma $(vB_z)^\alpha$ y $(\Delta t)^\beta$. Los valores de sus constantes fueron determinados como $\alpha=1.09$ y $\beta=0.30$. El peso de éste último fue menor a la tercera parte del primero, lo cual apoyó la conclusión de que una gran duración no fue muy útil para aumentar la intensidad de la tormenta. Al contrario, un mayor vB_z tuvo una contribución importante en el desarrollo de las tormentas más fuertes, en gran medida debido al término B_z .

Por último, se comprobaron los umbrales propuestos en otros trabajos para B_s y Δt según la intensidad de la tormenta. En el caso de aquellas con $Dst_{min} < -100$ nT, se han sugerido los valores $B_s \geq 10$ nT y $\Delta t \geq 3$ horas. Para tormentas con $Dst_{min} < -50$ nT, los límites se han observado como $B_s \geq 5$ nT y $\Delta t \geq 2$ horas (Wang *et.al.*, 2003; Zhang *et.al.*, 2006). La tabla 5.20 muestra los valores de Δt para las supertormentas y tormentas intensas ($B_s \geq 10$ nT); y para las tormentas moderadas ($B_s \geq 5$ nT).

Las cuatro supertormentas cumplieron con el criterio y en promedio, duraron 10.67 horas con $B_s \geq 10$ nT, más del triple de lo que sugiere el umbral propuesto. En el caso de las tormentas intensas, las tres primeras y la última excedieron el límite (aunque la tercera sólo por una hora); mientras que la cuarta (I4) tuvo un Δt menor al de un tercio del criterio sugerido. Es interesante mencionar que esta última tuvo una duración considerable (43 horas), pero sólo durante menos de una hora B_s fue mayor a 10 nT. Es decir, esta tormenta duró mucho (fue la tercera de mayor duración de la muestra total), pero su Dst_{min} fue de apenas -131 nT; principalmente porque su B_z fluctuó entre 0 y algunos nT negativos (su B_{zmin} fue de 10.11 nT, el más bajo de todas las intensas).

En el caso de las tormentas moderadas, dos sí cumplieron con el límite propuesto (M2 y M3), y lo superaron por 7.67 y 4.33 horas, respectivamente. La M1 únicamente excedió el límite $B_s \geq 5$ nT durante menos de una hora. Esto estuvo relacionado con que fue la tormenta menos intensa de la muestra de moderadas ($Dst_{min}=-59$ nT), la más corta (21 horas), y su B_z apenas excedió -9 nT; a pesar de haber

Tormenta	Δt (hr) con $B_s \geq 10$ nT	Tormenta	Δt (hr) con $B_s \geq 10$ nT	Tormenta	Δt (hr) con $B_s \geq 5$ nT
S1	10.33	I1	15.67	M1	0.33
S2	12	I2	10	M2	9.67
S3	12	I3	4	M3	6.33
S4	8.33	I4	0.67		
		I5	28.67		

Tabla 5.20 Duración (Δt) de tormentas con $Dst_{min} < -100$ nT y $B_s \geq 10$ nT; y de tormentas con $Dst_{min} < -50$ nT y $B_s \geq 5$ nT.

sido la de mayor densidad de todo el estudio (62.44 n/cc). Las observaciones anteriores respecto a las tormentas I4 y M1 apoyaron la conclusión respecto a la baja correlación entre la duración de una tormenta, su densidad y su intensidad.

5.2.3 Análisis de Dst_{\min} , parámetros interplanetarios y actividad solar

Zhang *et.al.* (2006) efectuaron su estudio de 549 tormentas geomagnéticas para hacer una comparación de los parámetros interplanetarios y de viento solar en los dos picos de actividad de los tres ciclos solares más recientes. Sus resultados apuntaron a que todas estas variables se incrementaron durante las tormentas moderadas e intensas en los máximos y mínimos de los ciclos. Sin embargo, el nivel de la perturbación dependió de los niveles de actividad solar y geomagnética; y las componentes de campo interplanetario, así como vB_z , se perturbaron más durante tormentas intensas que moderadas, lo cual no fue el caso para los parámetros de viento solar. Estos últimos, en el caso de la actividad moderada ($-100 \text{ nT} < Dst_{\min} < -50 \text{ nT}$) en el máximo, fueron los menos perturbados. Durante la actividad intensa ($Dst_{\min} < -100 \text{ nT}$) en el mínimo solar, el aumento de la densidad fue el más pronunciado.

En esta investigación, a pesar de contar con una muestra de 19 perturbaciones (cuatro en promedio por categoría), se efectuó un análisis similar. La figura 5.21 muestra la actividad solar, a través del promedio mensual suavizado de manchas solares, durante el período 2000 - 2012. Cada panel incluye una gráfica con los valores mínimos (máximos) de Dst o B_z (velocidad o densidad), donde cada barra pertenece a una perturbación, e indica su posición temporal en el ciclo solar 23 o 24, según el caso. Debido a que las tormentas I1 e I2 sucedieron una después de la otra, sólo se representó en la gráfica la más intensa. La misma situación correspondió a las tormentas S3 y S4. La información se agrupó por el nivel de intensidad, siguiendo la clasificación modificada de González *et.al.* (1994).

El primer panel muestra el Dst_{\min} de cada perturbación, que fue el parámetro considerado para su clasificación. El período de máxima actividad solar, comprendido entre el 2000 y 2004, está claramente dominado por las tres supertormentas. La tercera, a pesar de ocurrir durante la fase tardía del máximo del ciclo 23, tuvo casi el mismo Dst_{\min} que las otras dos, sucedidas en el momento de mayor actividad solar (13 y 48 nT de diferencia con S1 y S2, respectivamente). Las cinco tormentas intensas presentaron Dst_{\min} muy similares a lo largo de los tres intervalos. El de I1, ocurrida a mediados de 2004, fue solamente 8 nT mayor al de I3, que sucedió a finales de 2006, cuando la actividad solar había disminuido. Las últimas dos tormentas intensas I4 e I5, de la fase ascendente del ciclo 24, presentaron un Dst_{\min} 30 nT menor al de las anteriores, incluso a la que ocurrió cerca del mínimo solar. La distribución de las tormentas moderadas tuvo la más intensa a mediados de 2006, seguida por la de 2011, y por último, la de finales de 2004. Los Dst_{\min} de las cuatro tormentas débiles y las tres perturbaciones muy débiles fueron muy similares en cada categoría, debido al corto rango posible de valores de Dst (20 y 30 nT, respectivamente).

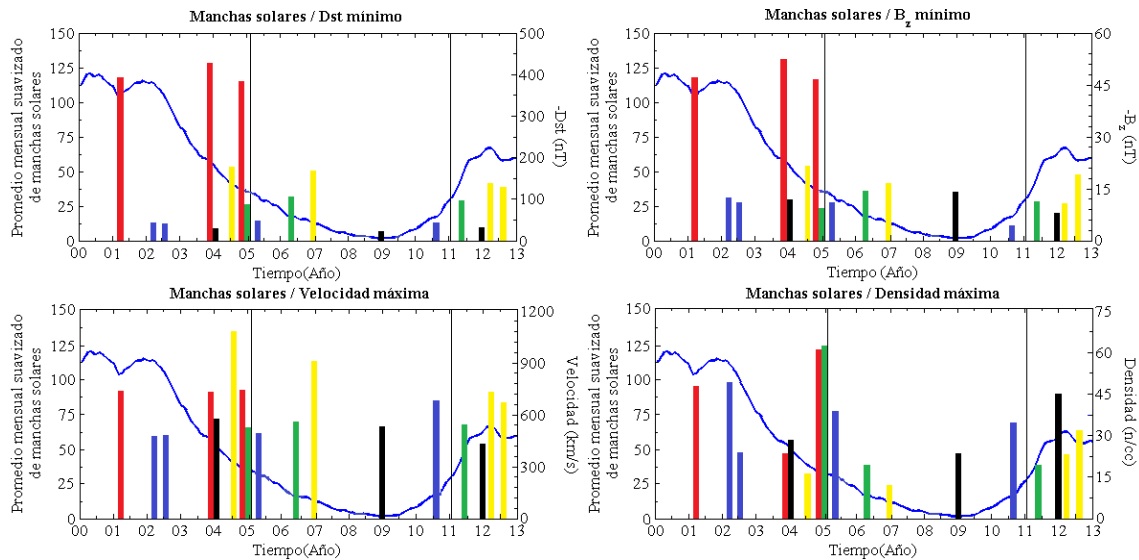


Figura 5.21 Gráficas del máximo y fase descendente del ciclo solar 23 y fase ascendente del ciclo 24. Cada panel representa la distribución de $Dst_{mín}$, $B_{zmín}$, $v_{máx}$ y $n_{máx}$ de las perturbaciones seleccionadas. Las líneas verticales indican los límites de los intervalos de actividad solar. El código de colores es el mismo que en las figuras 5. y 5. (rojo: supertormentas; amarillo: intensas; verde: moderadas; azul: débiles; negro: perturbaciones muy débiles). El ancho de cada columna está aumentado para indicar la posición relativa de cada perturbación.

Debido a la alta correlación encontrada entre $Dst_{mín}$ y $B_{zmín}$ en el apartado anterior, particularmente en el rango de supertormentas y tormentas intensas, sus gráficas de barras son muy parecidas a los de $Dst_{mín}$. La tormenta S2, que tuvo el mínimo Dst de toda la muestra, sobresalió de las otras de su categoría por $B_z \approx 5$ nT, a pesar de que su promedio de manchas solares fue de 56.7, casi la mitad de aquél de S1 (107.5), ocurrida en pleno máximo de actividad, y 23 unidades mayor que S3/S4. En el caso de las tormentas intensas, las I1/I2, I3 e I5 tuvieron un $B_{zmín}$ promedio de cerca de -20 nT, a excepción de la cuarta con éste casi de la mitad de las anteriores (-10.11 nT). Al parecer, la actividad solar no afectó considerablemente el B_z de las tormentas de esta categoría, pues la primera y la segunda ocurrieron cuando el promedio de manchas fue de 40.2 (año 2004); la quinta, de 57.8 (2012); y la tercera, de 12.1 (2006), y B_z solamente varió 3 nT entre esta última y las tres primeras. El caso de $B_{zmín}$ de las tormentas moderadas es similar al de $Dst_{mín}$ de las mismas: la diferencia en B_z fue de aproximadamente 5 nT, y el valor más intenso (-14.4 nT) se presentó cerca del mínimo de actividad solar (tormenta M2). En esta última, el promedio de manchas solares fue de 17.1, casi la mitad que el de M1 (35.2), ocurrida durante la fase tardía del máximo solar; y cerca de la tercera parte del de M3 (47.6), que se presentó en la fase ascendente del ciclo 24.

La dispersión en el diagrama $Dst_{mín}/B_{zmín}$, dentro del rango de las tormentas débiles y las perturbaciones muy débiles, había apuntado hacia la idea de que ambas variables no estaban bien correlacionadas. La gráfica de barras de $B_{zmín}$ en función del ciclo solar reforzó esta idea. Las dos primeras tormentas débiles, ocurridas dentro del máximo de actividad solar tuvieron un promedio de manchas de 107, con un $B_{zmín}$ cercano a -11.5 nT. La tercera, de mediados de 2005, y con un número de éstas entre

tres y cuatro veces más pequeño (31.6) al de D1 y D2, tuvo un $B_{z\text{mín}}$ de solamente 0.5 nT menor. La cuarta tormenta débil, ocurrida a finales de 2010 y con un promedio de manchas más bajo que el de todas las anteriores (17.4), presentó un $B_{z\text{mín}}$ de la tercera parte del de D1. Por último, las perturbaciones muy débiles, a pesar de tener $Dst_{\text{mín}}$ muy similares, no tuvieron el mismo comportamiento para $B_{z\text{mín}}$. MD2 fue aquella que tuvo el $Dst_{\text{mín}}$ mayor (-19 nT), pero fue la que tuvo el $B_{z\text{mín}}$ más bajo de las de su categoría (-14.14 nT), el doble del de MD3 (-7.05 nT). La primera perturbación se presentó cuando el promedio de manchas solares fue de 54.8 (año 2003); la segunda, de 1.8 (2009); y la tercera, de 63.4 (2011). Esta disminución y posterior aumento en la cantidad de manchas también se observó en el caso de $Dst_{\text{mín}}$, pero no en el de $B_{z\text{mín}}$, donde el valor más intenso se presentó durante las condiciones más tranquilas.

El tercer panel de la figura 5.21 muestra la $v_{\text{máx}}$ de cada perturbación en función de la actividad solar. En el apartado 5.4, se obtuvo una correlación moderada ($r=-0.56$) entre ésta y $Dst_{\text{mín}}$. En el caso de las supertormentas, la velocidad fue muy parecida (730 km/s) en las tres primeras, a pesar de que se presentaron en diversos momentos del ciclo 23: S1 en plena actividad máxima (2001); y las dos restantes, en la fase tardía del mismo (2003 y 2004). Dos tormentas intensas tuvieron velocidades mayores a las de las supertormentas: I2, que se presentó a mediados de 2004 (finales del máximo del ciclo 23); e I3, que ocurrió en diciembre de 2006 (mínimo del mismo). El caso de esta última destacó, ya que a pesar de que ocurrió cuando el promedio mensual de manchas solares era solamente de 12.1, presentó una velocidad 170 km/s más grande que S1, tiempo en el cual el promedio de éstas fue de 107.5. Las últimas dos tormentas intensas tuvieron velocidades comparables a las supertormentas; no obstante el número de manchas durante I4 e I5 (66.8 y 57.8, respectivamente) fue más cercano al de S2 (56.7).

Por otra parte, las tormentas moderadas presentaron velocidades muy parecidas (alrededor de 530 km/s), pese a que ocurrieron en distintas etapas de la actividad solar. Las tres primeras tormentas débiles (D1 y D2 en el máximo del ciclo 23, y D3 a principios del mínimo del mismo), tuvieron $v_{\text{máx}}$ cercana a 475 km/s, aunque el número de manchas se redujo en un 70% entre las dos primeras y la tercera. La cuarta tormenta débil presentó una velocidad casi 1.5 veces mayor que las anteriores, aunque ocurrió durante el mínimo solar y su número de manchas fue cerca de seis veces menor que el de D1 y D2. La perturbación MD1 (diciembre de 2003) y la MD2 (enero de 2009) tuvieron velocidades similares de 567.7 y 522.5 km/s, si bien el promedio mensual de manchas en esta última fue casi 30 veces menor que en la primera.

Por último, respecto a la densidad se observó que, para las supertormentas, esta sí varió según su ocurrencia en el ciclo de actividad solar. S1, que sucedió durante el máximo, presentó una densidad del doble de S2, de la fase tardía del mismo. Sin embargo S3, más cercana al mínimo del ciclo 23, tuvo una densidad 1.3 veces mayor a S1. El promedio de $n_{\text{máx}}$ de las tormentas intensas se redujo considerablemente (50%) respecto al de las supertormentas (21.3 y 39.6, respectivamente). Aquellas con la mayor densidad (I4 e I5) ocurrieron en la fase ascendente del ciclo 24, cuando el número de manchas solares fue entre 1.5 y 4 veces mayor que durante las tres anteriores (I1/I2 e

I3). La tormenta moderada M1, con la máxima densidad de toda la muestra, ocurrió en diciembre de 2004; y año y medio después, cuando el número de manchas se redujo a la mitad, M2 tuvo una densidad de menos de la tercera parte de la primera. La $n_{máx}$ de M3 fue casi igual a la de M2 (19.5 n/cc), pero el número de manchas se incrementó al doble.

La densidad máxima de las tormentas débiles no guardó relación con la actividad solar. La D2 ocurrió cuatro meses después que D1, y el número de manchas se redujo en 9; sin embargo, a pesar de que ambas sucedieron en pleno máximo del ciclo 23, la densidad de D2 fue poco menos del doble que la de D1. Las tormentas D3 y D4, de mediados de 2005 y de 2010, respectivamente, presentaron densidades entre la de la primera y la segunda (48.63 y 23.08 n/cc); aunque el número de manchas en ambos años fue, por lo menos, un tercio del de las dos primeras. Las densidades de las perturbaciones MD1 y MD2 fueron parecidas, aunque esta última ocurrió en plena fase de mínima actividad solar. La densidad se incrementó casi al doble en MD3, la cual presentó 15% más manchas solares que MD1.

Algunos de los resultados de Zhang *et.al.* (2006) también se observaron en esta investigación. En primer lugar, la componente B_z de campo interplanetario y la velocidad también se perturbaron más durante tormentas intensas que moderadas. Sin embargo, la densidad se incrementó más en supertormentas, tormentas moderadas y débiles. En su estudio también reportaron que, a lo largo de la actividad intensa durante el mínimo solar, el incremento de la densidad fue el más pronunciado. Lo anterior no se observó en esta investigación, donde la densidad disminuyó; y más aún, en ninguna de las categorías ésta aumentó en el mínimo. Otras conclusiones, como la baja perturbación de los parámetros de viento solar en tormentas moderadas en el máximo, no pudieron verificarse debido al bajo número de muestras en este estudio.

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En este estudio comparativo se trabajó con 19 perturbaciones geomagnéticas del período 2000 - 2012 con datos de dos fuentes: observatorios Intermagnet distribuidos latitudinalmente en América y satélites ubicados en el medio interplanetario, mediante análisis tanto en el dominio del tiempo como en el de las frecuencias. En cada caso la metodología fue diferente: con los datos de observatorios se empleó análisis armónico; mientras que con los de satélites, el procedimiento fue estadístico. Aunque en un principio las condiciones físicas de adquisición de los datos fueron muy diferentes, fue posible hacer una comparación razonable.

Los resultados de la primera parte de la investigación indicaron que, de las componentes H , D y Z , la horizontal fue la más representativa de la ocurrencia de tormentas geomagnéticas, especialmente de las moderadas, intensas y supertormentas. Las observaciones también señalaron que la componente de menor perturbación fue la vertical, seguida por la declinación, pues Sq resultó menos distorsionada y más visible en los magnetogramas de tormentas intensas y moderadas.

Por otro lado, en el análisis espectral se observó que el primer armónico (24 horas) correspondió a la variación Sq , y los tres siguientes (12, 8 y 6 horas, respectivamente), a las tormentas y subtormentas geomagnéticas. Aparentemente la relación de aquellos fenómenos con armónicos menores al cuarto no fue tan directa, por lo que del quinto en adelante (menos de 4.8 horas), éstos fueron asociados a trenes de pulsaciones, variaciones de corto período u otras fuentes.

Se encontró que el número de componentes espectrales que contribuyeron significativamente a la señal dependió del grado de perturbación. Únicamente durante las supertormentas, tormentas intensas, y en algunas moderadas, los armónicos de bajo período alcanzaron amplitudes significativas, particularmente en H y a lo largo del día de menor Dst . Aquellos entre el segundo y el cuarto sobresalieron de los demás en las tormentas anteriores y en las débiles, en el día de mayor perturbación y a veces, durante el anterior y el posterior. El primer armónico siempre estuvo presente en todos los espectros: en aquellos de supertormentas y tormentas intensas, antes de las mismas y después de la fase de recuperación; y en todas las demás, durante la mayoría de los días. A medida que disminuyó el nivel de la perturbación, aumentó el predominio del primer armónico de tal manera que, por lo general, los espectros de las tormentas débiles y de las perturbaciones muy débiles tuvieron una forma asintótica horizontal. En algunas tormentas de gran intensidad, su amplitud fue superada por la de los armónicos de menor período, como el segundo y tercero. Los resultados también dependieron de la latitud, pues en la mayoría de los espectros de observatorios de latitudes bajas la componente más perturbada fue H ; y en aquellos de medias y altas, por lo general fue Z .

Respecto a la energía de los espectros, el día de mayor contenido fue también el de mayor perturbación, en el caso de las supertormentas y en algunas intensas. En latitudes medias y bajas, se encontró que el incremento en la intensidad de las tormentas

correspondió a un mayor contenido de energía de sus espectros, particularmente en H y Z . Con el número de muestras que se trabajó, el aumento pareció ser lineal en el rango de tormentas moderadas e intensas; y exponencial en el de las supertormentas.

En el análisis de los tres índices geomagnéticos, Dst , Kp y Km , éstos presentaron cierta sensibilidad a la forma y evolución de los fenómenos geomagnéticos en el tiempo. Lo anterior se debió, en parte, a los sitios geográficos de medición, así como al retraso observado en determinados fenómenos. La correlación de índices geomagnéticos indicó que aquellos medidos latitudes medias, Kp y Km , pueden usarse indistintamente sin perder información relevante, a pesar del número y ubicación de estaciones para la derivación de cada uno. El coeficiente de correlación entre Dst y los K fue bueno durante las perturbaciones más intensas del período de estudio. Éstas fueron globales, pero debido al retraso en tiempo que se observó, se concluyó que no sucedieron de manera simultánea en todas latitudes. En aquellas tormentas de menor intensidad, los valores del coeficiente de correlación estuvieron más dispersos; aunque por lo general, éstos reaccionaron simultáneamente a las perturbaciones externas. No se distinguió si la actividad solar fue un factor determinante en la correlación de los índices en diversos intervalos del ciclo.

En la segunda parte del estudio se comparó $Dst_{mín}$ con el valor mínimo de B_z del campo magnético interplanetario, así como con el máximo de densidad y de velocidad del viento solar. Se encontró una muy buena correlación entre $Dst_{mín}$ y $B_{zmín}$, particularmente en el rango de tormentas intensas y supertormentas. En el caso de $v_{máx}$, la correlación fue moderada, y las mayores velocidades se presentaron en el rango entre -150 y -275 nT. El caso de la densidad mostró una pobre correlación. Para este parámetro, la dispersión fue mayor en todo el diagrama, y se observó que los menores valores de $n_{máx}$ ocuparon un rango intermedio de $Dst_{mín}$ (-170 a 90 nT). Además, algunas tormentas con condiciones de perturbación muy distintas presentaron valores similares de densidad. En concordancia con la literatura, en este estudio no se encontró una correlación evidente entre la intensidad de la tormenta y su máxima velocidad y densidad. Respecto a la actividad solar, no sobresalió que un incremento (disminución) en el número de manchas estuviera claramente relacionado con valores máximos (mínimos) de los parámetros interplanetarios y de viento solar.

También se evaluó la correlación del producto vB_z y la duración Δt con $Dst_{mín}$. El primer parámetro, que corresponde al campo eléctrico interplanetario, presentó una muy buena correlación con $Dst_{mín}$. La contribución de Δt a la intensidad de la tormenta fue menor que la de vB_z y la correlación fue moderada. La falta de claridad en la literatura para definir de manera precisa el fin de una tormenta en la superficie de la Tierra, influyó de manera determinante para la comparación de rasgos externos (interplanetarios, v.g. vB_z), rasgos en la superficie terrestre (v.g. $Dst_{mín}$) y rasgos híbridos (v.g. Δt). La duración de las supertormentas y las intensas estuvo dispersa en un rango mayor que el de las moderadas y débiles. Por lo tanto, una duración larga no incrementó la intensidad de la tormenta. Al contrario, un mayor vB_z tuvo una contribución más significativa en el desarrollo de una tormenta fuerte. Esto permitió

concluir que, en todo el rango de Dst_{min} , la componente norte-sur del campo magnético interplanetario (B_z) fue el parámetro que tuvo mayor geoefectividad.

Además, la duración de las tormentas geomagnéticas se comparó empleando las mediciones de observatorios y de satélites. Los resultados que se encontraron fueron, por lo general, mayores empleando el primer tipo de datos. Se esperaba que sucediera lo anterior, pues en el primer caso Δt estuvo relacionada con la acumulación de carga en el anillo de corrientes; y en el segundo, con la reconexión y la entrada de partículas energéticas a la magnetosfera. A lo largo de estudio, se notó la escasez de trabajos cuyo objetivo fuera integrar las mediciones en la superficie terrestre con las satelitales. Por lo tanto, se sugiere seguir investigando esa línea, e incorporar datos de otras fuentes, v.g. satélites en órbitas cercanas a la Tierra u observatorios en el medio interplanetario.

Este trabajo puede servir como base para un análisis posterior, que proporcione más resultados para el entendimiento del campo geomagnético, sus variaciones externas y su interacción con el viento solar. Como recomendaciones para investigaciones futuras se propone realizar un análisis ondicular comparativo, que permita describir con mayor exactitud las componentes espectrales de diferentes períodos contenidas en las señales de los observatorios.

Asimismo se sugiere aumentar el número de muestras para tener una distribución de tormentas más homogénea durante cada intervalo de actividad solar. De manera similar a otras investigaciones -las cuales han encontrado que el intervalo de mayor interés es el de las tormentas con $Dst_{min} < -50$ nT- se propone realizar un estudio en ese rango. Respecto a las componentes geomagnéticas, el trabajo puede extenderse a las otras cuatro que no fueron cubiertas en el actual, particularmente la inclinación y la componente total.

También sería de utilidad realizar el mismo trabajo para observatorios ubicados en otras longitudes del globo, donde la densidad de observatorios sea mayor, como Europa y el norte de América, a pesar de estar concentrados en el rango de latitudes altas y medias. Con relación a los índices geomagnéticos, debe considerarse el uso de los aurorales (principalmente AE), pues como se observó en los magnetogramas de Yellowknife, el campo magnético en latitudes altas tiene un comportamiento diferente al de otras regiones. Como otros autores lo sugieren, puede obtenerse mayor precisión en los tiempos de retraso de la correlación cruzada de índices si se realizan interpolaciones lineales para obtener valores horarios de los K .

Finalmente, a lo largo de este trabajo se ha notado que es necesario aproximar las líneas de investigación de la Física Espacial con las del Geomagnetismo, y crear nuevas que fortalezcan y complementen las que actualmente se desarrollan en el país. Estos temas de estudio interdisciplinarios son de gran relevancia en la era espacial que actualmente vivimos, pues nos permiten entender más al Sol, así como la manera en que esta estrella afecta al medio interplanetario y a la Tierra. Su influencia sobre el campo geomagnético es una línea de investigación que une diferentes áreas de conocimiento, y que en el futuro próximo cobrará gran relevancia en nuestro país y en el mundo.

REFERENCIAS

- Anderson, D, T. Fuller-Rowell (1999): The Ionosphere, *Space Environment Topics (NOAA)*, SE-14.
- Baumjohann, W., R. Treumann (1997): *Basic Space Plasma Physics*, Imperial College Press.
- Baumjohann, W., M. Blanc, A. Fedorov, K. Glassmeier (2010): Current Systems in Planetary Magnetospheres and Ionospheres, *Space Sci. Rev.*, **152**, 99 - 134.
- Bhatnagar, A. (2006): Why Study the Sun? , *J. Astrophys. Astr.*, **27**, 59 - 78.
- Bravo, S. (2001): *Plasmas en todas partes*, Fondo de Cultura Económica, La Ciencia para Todos, núm. 126.
- Bravo, S., J. Cruz-Abeyro (1995): Preliminary analysis of the geomagnetic pulsations observed at Teoloyucan, México, *Geofísica Internacional*, **34**, 407 - 410.
- Campbell, W. (1997): *Introduction to geomagnetic fields*, Cambridge University Press.
- European Space Agency (2003): *SOHO Fact Sheet*.
- González, J. (2001): *Introducción a la Dinámica a Gran Escala del Medio Interplanetario*, Instituto de Geofísica, UNAM.
- González, W., J. Joselyn, Y. Kamide, H. Kroehl, G. Rostoker, B. Tsurutani, V. Vasyliunas (1994): What is a geomagnetic storm? *Journal of Geophysical Research*, **99**, 5771 - 5792.
- González, W., E. Echer, B. Tsurutani, A. Clúa de González, A. Dal Lago (2011): Interplanetary origin of intense, superintense and extreme geomagnetic storms, *Space Sci. Rev.*, **158**, 69 - 89.
- Hanslmeier, A. (2007): *The Sun and Space Weather*, Springer.
- Hargreaves, J. (1992): *The Solar-Terrestrial Environment*, Cambridge University Press.
- Jacobs, J. (1991): *Geomagnetism*, Academic Press.
- Kane, R. (2010): Relationship between the geomagnetic Dst (min) and the interplanetary Bz (min) during cycle 23, *Planetary and Space Science*, **58**, 392 - 400.
- Kerridge, D. (2001): Intermagnet: Worldwide Near-Real-Time Geomagnetic Observatory Data, *Proceedings of the Workshop on Space Weather*.
- Kono, M. (Ed.) (2009): *Treatise on Geophysics: Geomagnetism*, Elsevier.
- Koskinen, H. (2011): *Physics of space storms, from the solar surface to the Earth*, Springer-Praxis Books.

- Langel, R., W. Hinze (1998): *The Magnetic Field of the Earth's Litosphere: The Satellite Perspective*, Cambridge University Press.
- Lanza, R., A. Meloni (2006): *The Earth's Magnetism: an Introduction for Geologists*, Springer-Verlag.
- Mandea, M., M. Korte (Eds.) (2011): *Geomagnetic Observations and Models*, IAGA Special Sopron Book Series 5, Springer.
- Merrill, R., M. McElhinny, P. McFadden. (1996): *The Magnetic Field of the Earth*, International Geophysics Series 63, Academic Press.
- Moldwin, M. (2008): *An Introduction to Space Weather*, Cambridge University Press.
- Muniz, L. (1997): *El Geomagnetismo*, Plaza y Valdés, Instituto de Geofísica, UNAM.
- National Oceanic and Atmospheric Administration / Space Weather Prediction Center (2005): *NOAA Space Weather Scales*.
- Otaola, J. (1974): Actividad geomagnética y su relación con la dirección del campo magnético interplanetario, *Geofísica Internacional*, **14**, 223 - 243.
- Otaola, J., B. Mendoza, R. Pérez (2003): *El Sol y la Tierra, Una Relación Tormentosa*, Fondo de Cultura Económica, La Ciencia para Todos, núm. 114.
- Pandey, S., S. Dubey (2009): Characteristic features of large geomagnetic storms observed during solar cycle 23, *Indian Journal of Radio and Space Physics*, **38**, 305 - 312.
- Perrone, L., G. De Franceschi (1998): Solar, ionospheric and geomagnetic indices, *Annali di Geofisica*, **41**, 843 - 855.
- Rochel, S., V. Maget, D. Lazaro, G. Rolland (2012): *Les indices d'activite magnetospherique*, ONERA (*Office national d'études et de recherches aérospatiales*)
- Saha, K. (2008): *The Earth's Atmosphere*, Springer-Verlag.
- Saito, T. (1969): Geomagnetic pulsations, *Space Science Reviews*, **10**, 319 - 412.
- Wang, Y., C. Shen, S. Wang, P. Ye (2003): An empirical formula relating the geomagnetic storm's intensity to the interplanetary parameters: $-VB_z$ and Δt , *Geophysical Research Letters*, **30**, 2039 - 2042.
- Zhang, J., M. Liemohn, J. Kozyra, M. Thomsen, H. Elliot, J. Weygand (2006): A statistical comparison of solar wind sources of moderate and intense geomagnetic storms at solar minimum and maximum, *Journal of Geophysical Research*, **111**, 1104 - 1116.

Otras fuentes:

Centro de Predicción de Clima Espacial, NOAA (*Space Weather Prediction Center, SWPC*): <http://www.swpc.noaa.gov/>

Centro Mundial de Datos para Geomagnetismo (*World Data Center for Geomagnetism, Kyoto University*): <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/>

Centro Nacional de Datos Geofísicos, NOAA (*National Geophysical Data Center, NGDC*): <http://www.ngdc.noaa.gov/>

Intermagnet: <http://www.Intermagnet.org/>

Administración Nacional Aeronáutica y del Espacio, NASA (*National Aeronautics and Space Administration*): <http://science.nasa.gov/>

Servicio de Radio y Clima Espacial, Departamento de Meteorología (*Radio and Space Weather Services, Australian Government, Bureau of Meteorology*): <http://www.ips.gov.au/>

Servicio Geológico Británico, BGS (*British Geological Survey*): <http://geomag.bgs.ac.uk/>

Servicio Internacional de Índices Geomagnéticos, ISGI (*International Service of Geomagnetic Indices*): <http://isgi.cetp.ipsl.fr/lesdonne.htm>

Spaceweather.com: <http://www.spaceweather.com/>

Unión Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía, IAGA (*International Association of Geomagnetism and Aeronomy*): <http://www.iugg.org/IAGA/>

OMNIWeb (*Goddard Space Flight Center*): <http://omniweb.gsfc.nasa.gov/ow.html>