

BOLETIN DE LA

ASOCIACION MEXICANA DE

GEOFISICOS DE

EXPLORACION

SUMARIO:

• **EL CAMPO ELECTROMAGNETICO NATURAL**

Alexander A. Kaufman
George V. Keller

Traducido por:
Ing. Fabián C. Chavira

ASOCIACION MEXICANA DE GEOFISICOS DE EXPLORACION

MESA DIRECTIVA

1989-1990

Presidente	Ing. Salvador Hernández González
Vicepresidente	Ing. Francisco Ramos García
Secretario	Ing. Jorge Reyes Núñez
Tesorero	Ing. Jaime Guerra Ortiz
Pro-Tesorero	Ing. Jaime Martínez Ramos
Editor	Ing. Rodolfo Marínes Campos
Coeditor	Ing. César Navarro Tafoya
Coord. Eventos Técnicos	Ing. Rubén Rocha de la Vega
	Ing. F. Javier Sánchez de Tagle
Coord. Eventos Sociales	Ing. Rafael Centeno Urrutia
	Ing. Carlos López Ramírez

PRESIDENTES DELEGACIONALES

Reynosa	Ing. Alberto Rodríguez Villagómez
Tampico	Ing. Rogelio Macedo Velasco
Poza Rica	Ing. Julio Cerrillo Cruz
Coatzacoalcos	Ing. Jerónimo Rivera Juárez
Villahermosa	Ing. Eloy Ruíz Rojas
Cd. del Carmen	Ing. Fidencio Díaz Zamora
San Luis Potosí	Ing. Santiago Arellano Islas
Córdoba	Ing. Sergio Figueroa Arias
Chihuahua	Ing. Enrique de la Rosa Santoscoy
Morelia	Ing. Jesús Arredondo Frago

VOCALES

I.M.P.	Ing. José H. Salinas Altés
I.P.N.	Ing. Ricardo Díaz Navarro
U.N.A.M.	Ing. Juan Brandi Purata
EXTERIOR	Ing. Andrés Ramírez Barrera
JUBILADOS	Ing. Ezequiel Meneses Gómez

Para todo asunto relacionado con el Boletín Técnico, como manuscritos, suscripciones, descuentos especiales a bibliotecas públicas o universidades, publicaciones, anuncios, etc., dirigirse a:

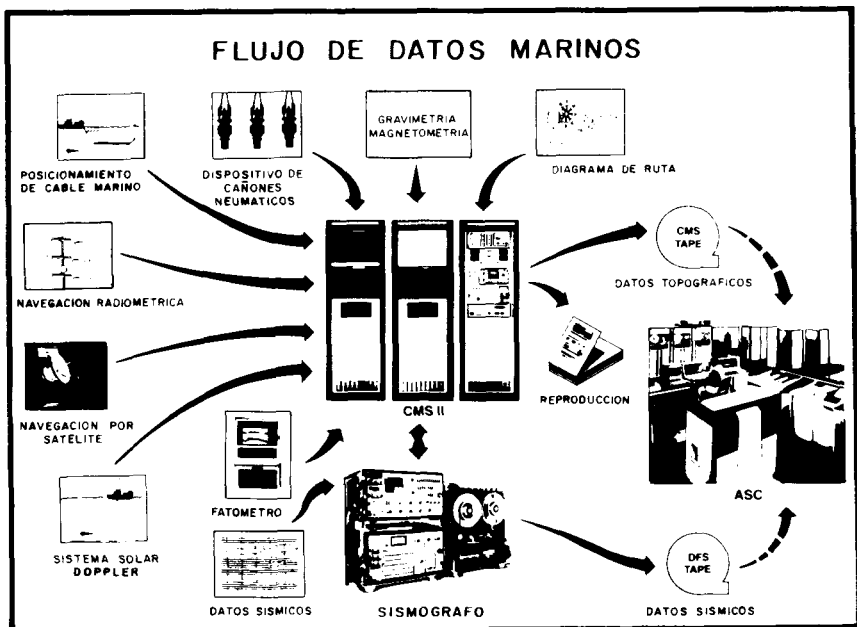
M. en C. Rodolfo Marín Campos
Apartado Postal 57-275
México, D.F., C.P. 06500
Tel. 567 82 61

Las aseveraciones y opiniones expresadas en los escritos en este boletín, son de la exclusiva responsabilidad de los autores.

Boletín de la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración. Boletín trimestral editado por la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración, Apartado Postal 57-275, México, D.F., C.P. 06500, Tels. 545-79-68, 531-63-18 y 254-20-44 exts.: 22537 y 23519. Solicitada la autorización como correspondencia de segunda clase en la Administración de Correos, D.F. Solicitada la licitud correspondiente a la Dirección de Publicaciones y Revistas Ilustradas de la Secretaría de Educación Pública. Prohibida su reproducción total o parcial sin la autorización de la A.M.G.E.

CMS II

El corazón del sistema marino totalmente integrado



El sistema de exploración marina de GSI proporciona el poder y la flexibilidad necesaria para la exploración geofísica marina de hoy.

El sistema marino configurado CMS II, con características de registro de datos automático, integra un conjunto de subsistemas opcionales en el más potente sistema marino de exploración con que cuenta la industria.

- ☐ **GEONAV*** Sonar/Sistema de navegación por Satélite.
- ☐ Sistema multisensor radiométrico de posicionamiento
- ☐ **ADL** Sistema de Registro Automático de Datos
- ☐ **SEISTRACK*** Sistema de posicionamiento de cable marino

- ☐ **TIGER** Sistema de control de cañones neumáticos
- ☐ **MARISAT*** Sistema de comunicación mediante Satélites.

El sistema CMS II virtualmente elimina el error humano—disminuyendo el tiempo de entrega y proporcionando mayor exactitud en el procesamiento sísmico de los datos.

Esta capacidad de GSI puede ser adaptada a sus necesidades.

A disposición inmediata.

Para mayor información, llame o escriba a
GSI DE MEXICO, S.A. DE C.V. RIO RHIN No. 22
7º PISO MEXICO 5, D.F. TEL. 566 92 44

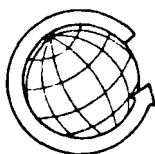


GSI DE MEXICO, S.A. DE C.V.

SUBSIDIARIA DE

TEXAS INSTRUMENTS

INCORPORATED



GEOEVALUACIONES, S.A.

ESPECIALISTAS EN EXPLORACION

- EXPLORACION GEOELECTRICA.
- LEVANTAMIENTOS GEOHIDROLOGICOS INTEGRALES.
- EXPLORACION GEOLOGICA.
- PROSPECCION GRAVIMETRICA Y MAGNETOMETRICA.
- FOTOINTERPRETACION.
- LEVANTAMIENTOS TOPOGRAFICOS Y GEODESICOS.
- PROCESAMIENTO DE DATOS GEOFISICO-GEOLOGICOS.
- EXPLORACION MINERA.
- SERVICIOS DE INTERPRETACION.
- ASESORIAS ESPECIALES.

Av. Amacuzac # 615 Tel. 532-39-19 y 672-09-92 Código Postal 09440
Col. San Andrés Tetepilco México, 13 D.F.

PROLOGO

Ante la posibilidad de aplicar la Magnetoteluria como un método auxiliar en la búsqueda de hidrocarburos y habiendo captado en el ambiente exploratorio de recursos no renovables, la necesidad de apoyar el conocimiento de las bases de esa tecnología, he creído conveniente traducir del libro de Kaufman y Keller, *Método de Sondeo Magnetotelúrico*, el primer capítulo, "El campo electromagnético natural", que a mi entender da una amplia idea de los fundamentos de la Magnetoteluria.

Llama muchísimo la atención la frase con que los autores dedican el libro: "To those geophysicists who have been unwilling to acknowledge that the magnetotelluric method is too complicated to work" (a todos aquellos geofísicos que han estado en desacuerdo en reconocer que el método magnetotelúrico es demasiado complicado para trabajar). Esta expresión sentenciosa me hizo reflexionar en la necesidad de contribuir con la presente traducción.

Patentizo mi agradecimiento por la conformación de este trabajo, a la señora Ma. Concepción López Velázquez, y a la señora Leonor González Alva por la mecanografía del documento original.

Mención especial al Sr. Juan Arreola Martínez, por la magnífica reproducción fotográfica de las figuras.

Ing. Fabián C. Chavira
Instituto Mexicano del Petróleo

EL CAMPO ELECTROMAGNETICO NATURAL

1.1. Introducción

El método magnetotelégrafo emplea los campos electromagnéticos que existen en la naturaleza para estudiar la subestructura eléctrica de la Tierra. Estos campos electromagnéticos naturales contienen una cantidad considerable de energía en un espectro de frecuencias muy amplio. Por ejemplo, durante una subtormenta geomagnética (más adelante las describiremos en detalle), fenómeno que ocurre muchas veces en un mes, la conversión de energía al campo electromagnético es aproximadamente de 10^{21} a 10^{22} ergios. La fuerza de tales campos electromagnéticos rebasa en muchos órdenes de magnitud la de los campos que pueden ser generados por fuentes artificiales en la superficie de la Tierra. Al menos teóricamente, el empleo de los campos electromagnéticos naturales puede brindarnos la capacidad para estudiar la estructura eléctrica de la Tierra a grandes profundidades, sobre todo cuando se requieren grandes suministros de energía.

El campo electromagnético de la Tierra está originado por una variedad de causas. A frecuencias superiores apenas a unos cuantos hertz, el campo electromagnético ambiental recibe contribuciones provenientes de los sistemas artificiales de distribución de energía, así como de la actividad meteórica. La porción del campo electromagnético aportada por las fuentes artificiales consiste primordialmente en los campos generados por los sistemas de distribución de energía y por las estaciones de radio. Aunque la energía total generada por el hombre es menor que la de las fuentes naturales, el hecho de que las componentes de las fuentes artificiales se concentran en unas cuantas frecuencias, significa que en las bandas angostas cercanas a dichas frecuencias generalmente dominan las fuentes artificiales. Es concebible entonces que los campos generados por fuentes artificiales puedan ser utilizados en forma efectiva para estudiar a la Tierra; aunque en muchos casos están situados tan cerca los puntos de observación de esas fuentes, que resulta difícil manejar su comportamiento matemático.

La componente más importante del campo electromagnético natural a frecuencias superiores apenas a unos cuantos hertz, está aportada por la actividad meteórica, en particular la de relámpagos asociados con tormentas, pues constituyen una fuente sorprendentemente uniforme de energía electromagnética, dado que existe casi siempre alguna tormenta gestándose en algún lugar de la Tierra. Los principales centros de actividad tormentosa se localizan en las regiones ecuatoriales. En algunas áreas de estas regiones las tormentas ocurren cuando menos 100 días por año. Dentro de esos centros existen áreas más pequeñas en donde las tormentas ocurren hasta más de 200 días por año (ver Fig. 1.1). En las zonas templadas también se observa actividad tormentosa frecuente que se asocia generalmente con el movimiento de frentes fríos.

Si observamos a corta distancia el campo electromagnético provocado por un relámpago, percibiremos una energía de alta densidad a frecuencias que varían de 1 a 10 kHz, y una densidad de energía relativamente baja a frecuencias menores (ver Fig. 1.2). A medida que el campo electromagnético se propaga a distancias mayores, sus componentes de más alta frecuencia se atenúan y las de más baja se intensifican (algunas de ellas) debido a su onda de propagación, con energía que va reflejándose alternativamente entre la superficie conductora de la Tierra y las capas ionizadas del aire en la ionosfera.

El empleo en sondeos magnetotélúricos de frecuencias superiores a unos cuantos hertz ha llegado a ser común en los últimos años (Strangway *et. al.*, 1973). En numerosos libros y revistas técnicos pueden encontrarse descripciones relativas a la parte de audio del espectro (Keller y Frischknecht, 1966). Sin embargo, *el interés primordial en la aplicación del método magnetotélúrico está en la posibilidad de explorar a grandes profundidades*, y de ahí que sea de la mayor importancia estudiar el campo electromagnético a frecuencias menores de un hertz. A estas bajas frecuencias se origina el campo electromagnético natural, a partir de complejas interacciones entre el campo magnético permanente de la Tierra y el flujo del plasma solar. En años recientes se ha obtenido un mayor conocimiento de esas interacciones gracias a estudios combinados en tierra y por medio de satélite, de la parte más elevada de la atmósfera.

Un resumen de estos conocimientos sobre la parte variable del campo magnético de la Tierra originada por efectos solares, fue publicado por Yanovski (1978). En este escrito seguiremos muy de cerca la discusión de Yanovski en relación con ese tema.

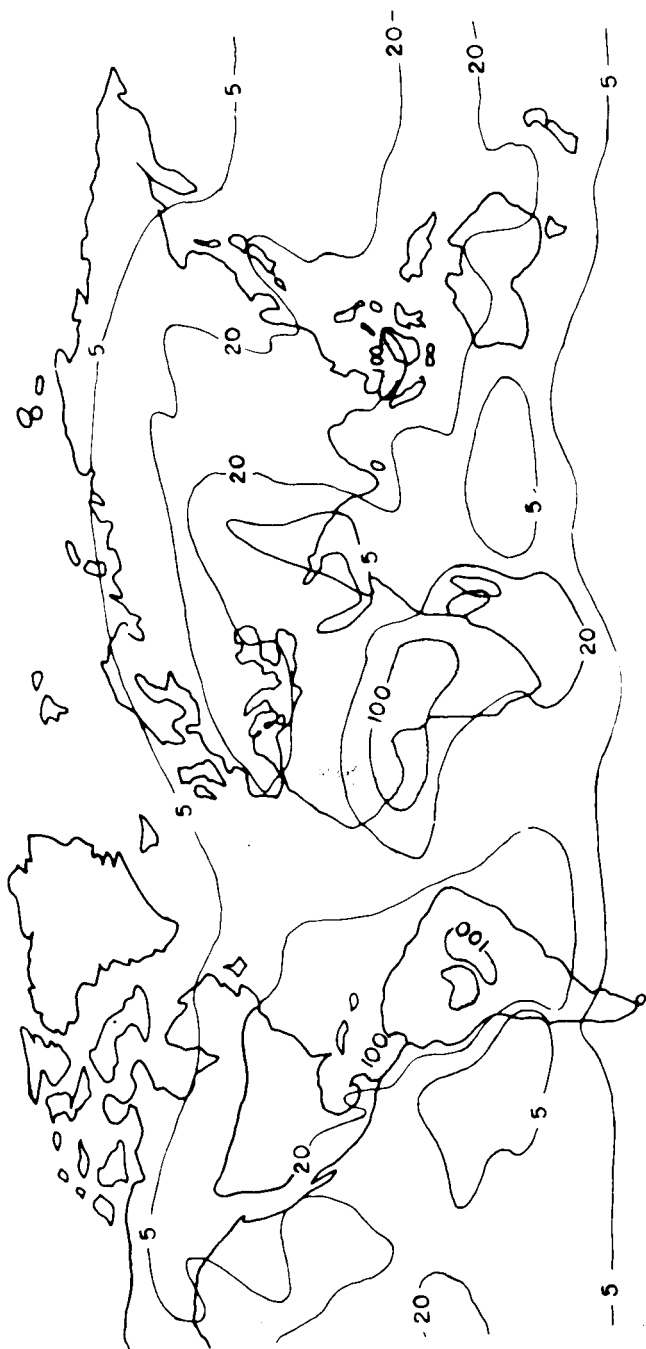
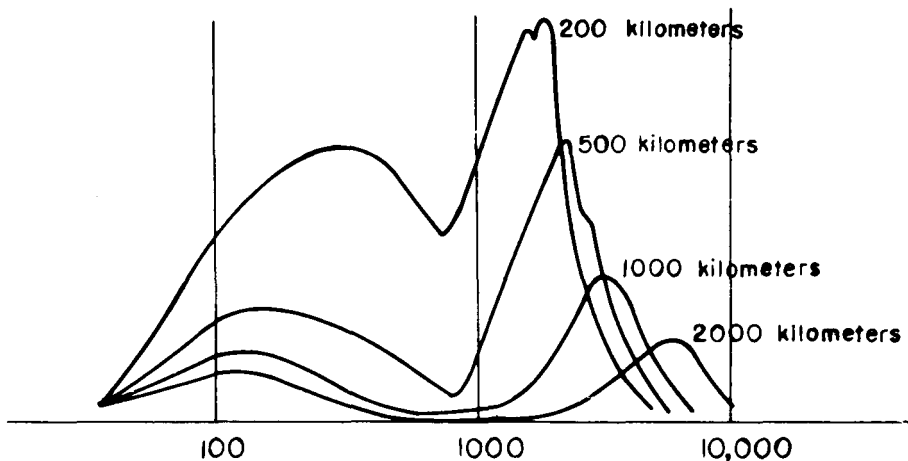


Fig. 1.1. Promedio anual de tormentas alrededor de la Tierra.



Frecuencia, ciclos por segundo.

Fig. 1.2 Espectros de densidad de energía de relámpagos en función de la distancia.

La parte variable con el tiempo del campo magnético terrestre tiene su origen en complejas interacciones entre las partículas ionizadas del material expelido por el Sol. La parte del campo magnético que se origina en el interior de la Tierra varía tan lentamente con el tiempo que carece de importancia para aplicaciones magnetotelégraficas. Sin embargo, en forma moderada, su existencia causa variaciones rápidas en el campo magnético secundario, cuando las partículas ionizadas provenientes del Sol la encuentran en el espacio. La materia expelida por el Sol es en gran parte hidrógeno, pero ionizado de tal manera que se forma un plasma de protones y electrones. La velocidad de este plasma es relativamente baja, y le lleva varios días en llegar a la Tierra. Consecuentemente la dirección de llegada de ese material, al que llamamos "viento solar", no es la dirección instantánea con respecto al Sol.

El viento solar es caótico y caprichoso. Cuando se encuentra con el campo magnético de la Tierra, sus electrones y protones tienden a desviarse en direcciones opuestas, dando lugar a una corriente eléctrica dentro del plasma y a un efecto de campo magnético. Cuando esto ocurre, se cancela de tal manera el campo magnético de la Tierra que éste parece terminar en forma abrupta al nivel de unas cuantas gammas. Denominamos a este fenómeno: la magnetopausa, que es el límite exterior de la magnetósfera terrestre. Este límite se mueve hacia atrás

y hacia adelante erráticamente cuando cambia la energía —la ‘presión’— del viento solar.

El límite está más cercano a la Tierra en el lado donde llega el viento solar, a una distancia de 4 a 5 radios terrestres 20 000 a 25 000 km sobre la superficie. En el lado opuesto, la magnetósfera se extiende a distancias mucho mayores, de por lo menos 10 a 20 radios.

El viento solar se activa fuertemente cuando el Sol arroja en exceso material en partículas. Esto sucede generalmente una o dos veces al mes, y persiste durante varios días. Cuando este material altamente energético llega a la Tierra, ocurren los efectos magnéticos más fuertes. Denominamos a este fenómeno “tormenta magnética”. En años recientes, han sido reconocidos efectos similares cuando pequeñas masas de plasma energético llegan a la Tierra, lo que normalmente sucede varias veces al día. A estos pequeños disturbios los llamamos “subtormentas”.

A alturas entre 80 y 160 km, la atmósfera terrestre se ioniza fuertemente en algunos niveles y en otros no tanto. La inducción de corriente en esta “ionosfera” provoca un desplazamiento de masas. Como consecuencia del comportamiento del plasma solar, la interacción de fuerzas magnéticas e inerciales produce ondas magnetohidrodinámicas. Así pues, los efectos magnéticos que surgen durante la magnetopausa se modifican grandemente en el momento en que penetran a la superficie de la Tierra y son observados. Si han sido generados por cambios de momento a momento en el viento solar, al ser observados se les clasifica como micropulsaciones o como efectos diurnos si han sido causados por fenómenos de transmisión que varían mientras la Tierra rota dentro de su magnetósfera asimétrica.

Generalmente estos efectos en el campo magnético externo son bastante pequeños, comparados con los casi constantes del campo interno de la Tierra.

1.2. Micropulsaciones geomagnéticas

1.2.1. Características generales

Las pulsaciones geomagnéticas representan variaciones temporales en el campo magnético de la Tierra, que tienen una estructura cuasiperiódica con frecuencias en el rango de milihertz (mHz) a varios hertz. Se cree que provienen de ondas magnetohidrodinámicas (consistentes en el acoplamiento de ondas eléctricas y mecánicas en la ionosfera) que se

propagan en la magnetósfera de la Tierra. Este aspecto del campo geomagnético fue estudiado por vez primera hace cerca de cien años por Stewart en el Observatorio de Kew, cerca de Londres. La dificultad principal en esos primeros estudios, consistió en la pequeña amplitud de las micropulsaciones. Aún la más fuerte rara vez excede una gamma, y en la parte más débil del espectro, las amplitudes llegan a una pequeña fracción de gamma. Sin embargo, en las regiones polares, las amplitudes de las micropulsaciones aumentan a decenas de gammas, y algunas veces llegan a 100 gammas debido a variaciones en el rango mHz de frecuencia.

Estas micropulsaciones, debido a sus periodos relativamente largos, dan lugar a corrientes de inducción significativas sólo en aquellas capas de la corteza terrestre que tienen relativamente alta conductividad. Ahora, estas corrientes son utilizadas ampliamente para estudiar la estructura eléctrica de la Tierra. Uno de los primeros estudios de este tipo fue hecho por Troitskaya (1953), y dio lugar al inicio del estudio sistemático de las pulsaciones geomagnéticas en la Unión Soviética. Posteriormente, el desarrollo de magnetómetros de alta sensibilidad ha permitido el estudio con gran detalle de las micropulsaciones geomagnéticas. Actualmente (1978) los magnetómetros en uso permiten hacer registros de alta sensibilidad (en el umbral de las 0.001 a 0.002 gammas) dentro del rango de frecuencias completo de las pulsaciones geomagnéticas (Kazak, 1967).

El estudio sistemático de las micropulsaciones a escala global, se inició durante el Año Geofísico Internacional (1957-1958). Posteriormente se ha hecho una gran cantidad de trabajo. La estructura de las micropulsaciones ha sido estudiada no solamente en la superficie de la Tierra, sino también en las regiones del espacio exterior que la rodean. Tales estudios han conducido al reconocimiento de muchas formas diferentes de micropulsaciones que han resultado de considerable valor para el estudio de la física fundamental de la magnetósfera.

Un avance importante en el estudio de la física de las micropulsaciones fue el desarrollo de la teoría de las ondas magnetohidrodinámicas, por Alfven, en 1942. Este desarrollo teórico permitió la descripción cualitativa y cuantitativa de las micropulsaciones. Hoy resulta obvio que la generación de micropulsaciones está relacionada con el desarrollo de las ondas magnetohidrodinámicas en el plasma magnetosférico y en el plasma de las regiones adyacentes del espacio exterior, así como con la excitación de los procesos de resonancia dentro de la magnetósfera.

El desarrollo de pulsaciones geomagnéticas de alta frecuencia que luego se propagan hacia abajo a la superficie de la Tierra, nos proporciona información muy completa sobre las propiedades físicas de las regiones donde éstas se generan, y también a lo largo de su trayectoria de propagación hacia la superficie terrestre.

Así como la aplicación de las micropulsaciones magnéticas para el estudio de las regiones superiores de la atmósfera y del espacio exterior que la rodea es muy importante, son igualmente de gran importancia sus aplicaciones para el estudio de la estructura de la corteza y del manto superior de la Tierra. Desde este punto de vista, las micropulsaciones constituyen la fuente de las variaciones naturales en el campo electromagnético, presentes en las capas superficiales de la Tierra. El registro simultáneo de las oscilaciones de la corriente terrestre (corriente "telúrica") y las variaciones en el campo magnético, hacen posible determinar las conductividades y los espesores de estas capas superficiales.

1.2.2. Clasificación

Durante la 13a. Asamblea General de la Unión Geofísica y Geodésica Internacional (IUGG), efectuada en 1963, en Berkeley, California, se adoptó una clasificación de las pulsaciones geomagnéticas. Estudios posteriores indicaron que la clasificación era en detalle inadecuada, por lo que se la enmendó durante la Segunda Asamblea General Científica de la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía efectuada en 1973, en Kyoto, Japón. Las pulsaciones geomagnéticas se dividieron en dos clases: pulsaciones continuas, Pc, y pulsaciones irregulares, Pi. Las micropulsaciones del tipo Pc tienen una forma predominantemente cuasi-periódica. Las pulsaciones del tipo Pi, como su nombre lo indica, son de carácter irregular y tienen un amplio espectro de frecuencia variable.

La clase de pulsaciones continuas, Pc, se divide en seis grupos de variaciones rápidas con periodos de 0.2 a 1000 s: Pc-1 con periodos de 0.2 a 5 s, Pc-2 con periodos de 5 a 10 s, Pc-3 con periodos de 10 a 45 s, Pc-4 con periodos de 45 a 150 s, Pc-5 con periodos de 150 a 500 s, y Pc-6 con periodos mayores de 600 s. La subdivisión permite un examen de las propiedades físicas y morfológicas de las micropulsaciones. Hasta cierto grado, cada uno de estos tipos de pulsaciones está caracterizado por su propia naturaleza física.

La segunda clase de pulsaciones, Pi, que tiene forma irregular, se divide en tres tipos: Pi-1, con periodos de 1 a 40 s, Pi-2 con periodos de 40 a 150 s, y Pi-3 con periodos mayores de 150 s.

Es importante hacer notar que los rangos de frecuencia especificados son en cierto modo arbitrarios, porque las micropulsaciones que tienen las mismas características generales y morfología, pueden extenderse más allá de los rangos de frecuencias indicados. Y aun dentro de los tipos Pi-1 y Pi-3 existen subclases de pulsaciones cuya naturaleza física es significativamente diferente. Se requerirán mayores estudios basados en la morfología y en la naturaleza física de las pulsaciones geomagnéticas para llegar a una clasificación satisfactoria.

1.2.3. Propiedades básicas

Las propiedades de las pulsaciones geomagnéticas han sido estudiadas con gran detalle por Troitskaya (1964, 1967), Campbell (1967), Jacobs (1970), Raspopov (1972a, b), Saito (1972), Gulyelmi y Troitskaya (1973). La figura 1.3 muestra la relación entre periodo y amplitud promedio de las pulsaciones de tipo continuo.

El tipo de pulsaciones Pc-1 tiene características tanto similares como diferentes de aquellas de los otros tipos de pulsaciones. En un magnetógrafo, las pulsaciones Pc-1 presentan comúnmente la forma de oscilaciones muy cercanamente agrupadas, con una envolvente que varía lentamente. Debido a su apariencia, estas pulsaciones han sido descritas con el término "perlas" (Troitskaya, 1953). Están polarizadas elípticamente con amplitudes que varían de 0.01 a 0.1 gamma. En tanto que como espectro dinámico, las Pc-1 se caracterizan por una vibración consistente en una señal discreta con incremento gradual de la frecuencia (un silbido hidromagnético).

Existe un interés particular en registrar micropulsaciones del tipo "perla" en puntos magnéticos conjugados, donde las señales tienen un desfaseamiento de 180° entre sí. Esto indica que las perlas se propagan en círculos alrededor de las líneas de fuerza magnética. En latitudes medias y bajas las Pc-1 ocurren con mayor frecuencia durante la noche y en horas de la mañana, mientras que en latitudes grandes, al mediodía y durante las horas de la tarde.

La frecuencia de oscilación de las micropulsaciones Pc-1 es cercana a la frecuencia hidrodinámica de los protones en el plano ecuatorial. La

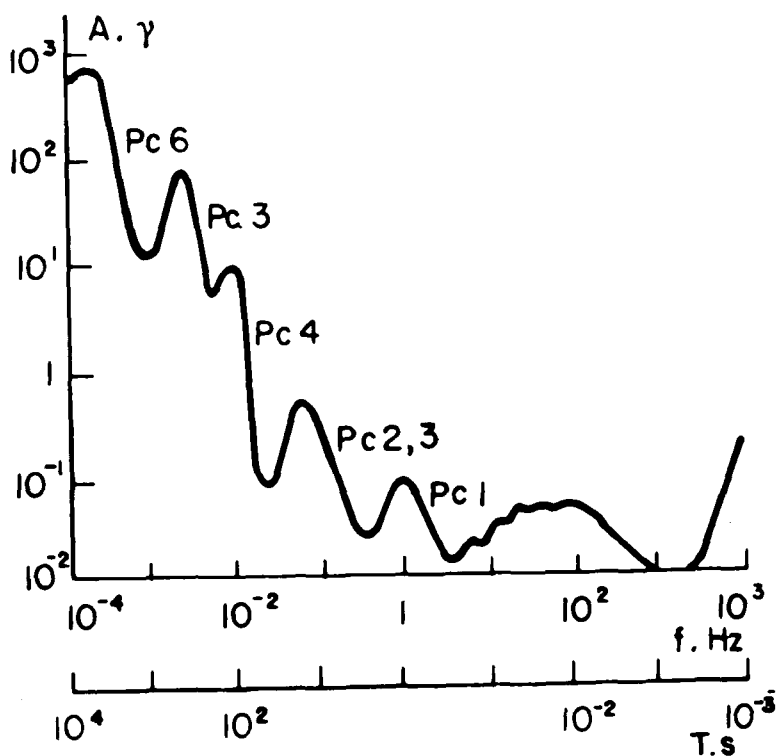


Fig. 1.3. Espectro de las micropulsaciones Pc.

excitación de las perlas parece ser el resultado del desarrollo de la inestabilidad cinética en el plasma magnetosférico en esas regiones.

Además de las perlas, que tienen una estructura discreta de señales, se han registrado también en el rango de frecuencias Pc-1, eventos discontinuos a los que se ha denominado emisiones hidromagnéticas. Estos eventos se identifican por características tales como la longitud de la excitación: pueden persistir por varias horas en bandas de ruido discontinuo. El periodo de vibración es más corto en las horas del mediodía y aumenta rápidamente hacia la puesta del sol. La naturaleza de esta forma de pulsación aún no ha sido adecuadamente estudiada (Jacobs, 1970; Gulyelmi y Troitskaya, 1973).

Las pulsaciones Pc-2 y Pc-3 ($t = 1-45$ s) son las más comunes. Se observan en el lado iluminado de la Tierra, algunas veces por periodos de muchas horas. La mayor parte de estas pulsaciones aparece en horas del mediodía. La ocurrencia de eventos Pc-2 y Pc-3 es más común du-

rante condiciones de perturbación en la magnetósfera. Se ha observado una clara relación entre el periodo de estas oscilaciones y el grado de perturbación del campo geomagnético. Los periodos de oscilación que en condiciones de calma son de 40-50 s, decrecen hasta 10-15 s durante condiciones de disturbio. Las pulsaciones Pc-2 y Pc-3 se polarizan elípticamente. La dirección del eje principal de la elipse de polarización varía con el horario del día: al mediodía, la dirección del eje está cercana al meridiano; en las mañanas se inclina hacia el Oeste y al atardecer hacia el Este.

Un análisis de la distribución característica de estas micropulsaciones manifiesta la existencia de dos áreas de amplitud máxima, en las latitudes geomagnéticas de 50° - 60° y 65° - 68° , como lo muestran las curvas en la Fig. 1.4 (Kiselev *et. al.*, 1969). La amplitud de estas micropulsaciones en la vecindad del máximo de latitud media, comúnmente cae dentro del rango de 0.5 a 5 gammas, pero a grandes latitudes este máximo puede alcanzar de 10 a 20 gammas. La amplitud máxima de estas micropulsaciones se observa al mediodía.

A la fecha existen varios puntos de vista sobre la naturaleza de las micropulsaciones Pc-3. La coincidencia de sus periodos con los de la frecuencia resonante de las oscilaciones de las líneas de fuerza del campo geomagnético en latitudes medias, hace surgir la posibilidad de que la causa de estas pulsaciones sea la resonancia. Por otro lado, la cercanía entre la frecuencia de oscilación de los eventos Pc-3 y la frecuencia hidrodinámica de los protones en el viento solar, indica que las oscilaciones pueden ser producidas fuera de la magnetósfera. Se ha sugerido también (Yanovskiy, 1978) que los eventos Pc-3 se generan como resultado del desarrollo de una inestabilidad en los límites de la magnetósfera (inestabilidad de Kelvin-Helmholtz). Por lo anteriormente expuesto, podemos concluir que la naturaleza de los eventos Pc-3 requiere mayores estudios.

Las micropulsaciones Pc-4, en contraste con las Pc-3, ocurren cuando la magnetósfera está en calma. Las variaciones Pc-4 se generan básicamente durante la fase inicial de las tormentas magnéticas. Como los eventos Pc-3, los Pc-4 se caracterizan por la existencia de dos máximos en la distribución de amplitudes, como se muestra en la Fig. 1.4. En latitudes medias, las variaciones Pc-4 tienen amplitudes del orden de varias gammas y ocurren más frecuentemente al mediodía. A grandes latitudes, donde se observa la amplitud máxima (de 5 a 20 gammas, y en algunos

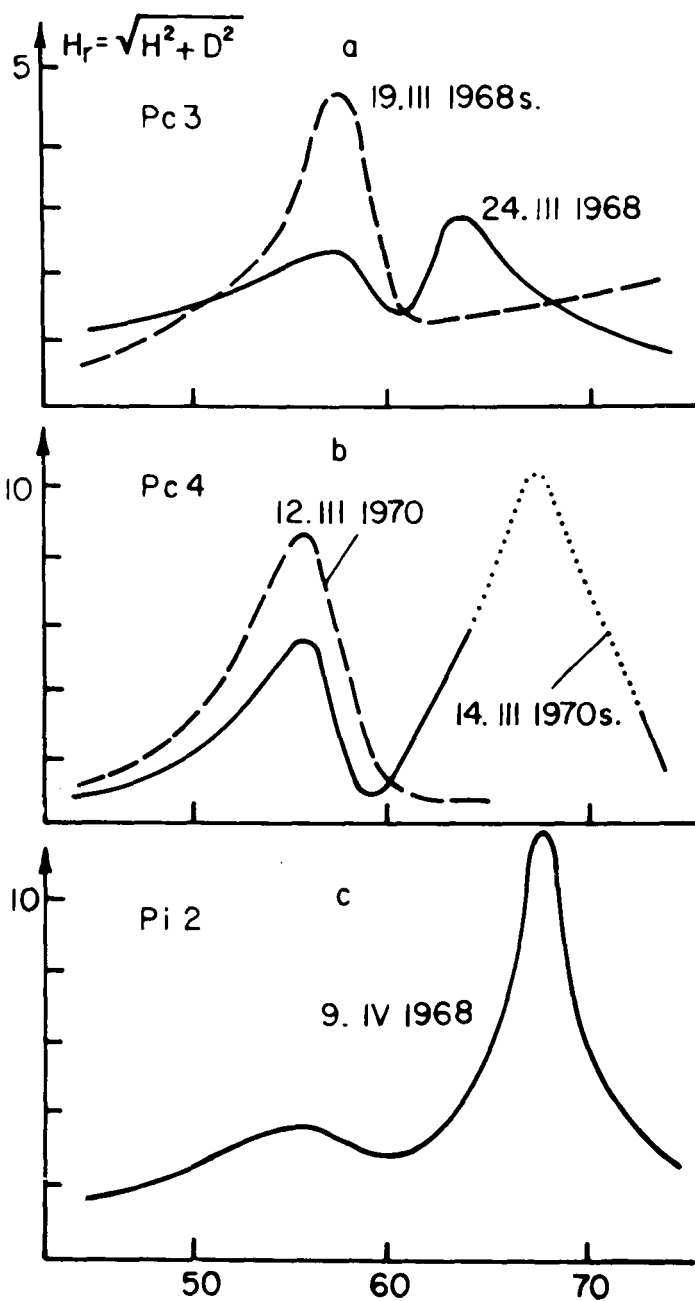


Fig. 1.4. Distribución en latitud de amplitudes para pulsaciones de tipos Pc-3(a), Pc-4(b) y Pi-2(c)

casos de 50 a 70 gammas), estas pulsaciones se manifiestan primordialmente durante las horas de la noche de 0300 a 0600, hora local).

El estudio detallado de la distribución de estas micropulsaciones indica que el área dentro de la que se observan estos efectos está limitada a un radio no mayor de 1000 km. Una característica del mecanismo Pc-4 es el alto grado de localización de la fuente de estas oscilaciones.

Las micropulsaciones del tipo Pc-5 se generan en las regiones de gran latitud. La amplitud promedio de estas pulsaciones es de 50-70 gammas, pero durante periodos de intensa perturbación en el campo geomagnético, las amplitudes pueden alcanzar hasta 500-600 gammas. La localización de áreas con pulsaciones de máxima amplitud, depende del grado de perturbación del campo geomagnético. Para disturbios moderados, la excitación de los eventos Pc-5 tiene lugar en latitudes geomagnéticas de aproximadamente 70° , mientras que para disturbios fuertes, en latitudes cercanas a los 65° . Asimismo, para latitudes de 70° a 60° , los periodos de estas pulsaciones decrecen de 500 a 200 s. Los periodos no dependen de la posición del punto de observación, sino que se determinan solamente por la posición del llamado centro Pc-5, es decir, por la posición del área con amplitud máxima para estas pulsaciones (Obertz y Raspopov, 1968). Durante el transcurso del día, se observan dos periodos de excitación de estas pulsaciones, en horas de la mañana y de la tarde. El máximo matutino es el que se expresa más claramente. El área de excitación de los eventos Pc-5 está muy bien localizada. La amplitud de la pulsación decrece un orden de magnitud en una distancia de 30° de longitud y 5° de latitud, a partir del centro de las pulsaciones Pc-5.

Un rasgo característico de las variaciones Pc-5 parece ser su relación con el desarrollo de los disturbios tipo tormenta en el lado nocturno de la magnetósfera (Saito, 1964). Datos experimentales sugieren que los eventos Pc-5 se generan como resultado de procesos de resonancia (la frecuencia de oscilación de los eventos Pc-5 es cercana a la frecuencia de resonancia de las líneas de fuerza del campo geomagnético a grandes latitudes), en áreas que muestran el desarrollo de inhomogeneidades en el plasma derivando hacia la parte nocturna de la magnetósfera en el momento en que se desarrollan subtormentas magnetosféricas (Raspopov *et. al.*, 1972). También se ha sugerido que la excitación de las oscilaciones Pc-5 tiene lugar en la magnetopausa, como resultado de su interacción con el viento solar (Jacobs, 1970).

Dos formas de micropulsaciones del tipo Pc-6 han sido reconocidas recientemente, a partir de registros de la actividad geomagnética a grandes latitudes (Zelenkova *et. al.*, 1973). La excitación de una de estas formas de pulsación de largo periodo tiene lugar durante el día, mientras que las pulsaciones de la otra forma ocurren durante la noche. Se supone que la generación de la primera de estas dos formas tiene lugar en la magnetopausa, mientras que la segunda se genera en el interior de la magnetósfera.

Todas las formas de micropulsaciones Pi son características de condiciones de perturbación en la magnetósfera. La existencia de las pulsaciones Pi representa una parte de la microestructura de las subtormentas, y su generación ocurre en condiciones específicas durante el proceso de desarrollo de una subtormenta (Raspopov, 1972a, b; Troitskaya y Kleimenova, 1972). Las pulsaciones irregulares se han clasificado en tres tipos, Pi-1, Pi-2 y Pi-3; pero dentro de los rangos de los periodos de los eventos Pi-1 y Pi-3 es posible reconocer claramente varias formas de eventos, cada uno de ellos distinguible por sus propiedades individuales. La tabla 1.1 y la figura 1.5 dan una breve descripción de los distintos tipos de pulsaciones existentes dentro del rango de los periodos de los eventos Pi-1.

Las pulsaciones PiB ocurren en forma de grupos de variaciones irregulares en frecuencias con periodos menores de 15 s. Esta forma de

Tabla 1.1 ALGUNAS PROPIEDADES DE LAS PULSACIONES GEOMAGNETICAS EN EL RANGO DE PERIODOS PARA Pi-1

FORMA DE Pi-1	FORMA DEL ESPECTRO DINAMICO*	AMPLITUD PROMEDIO (8)	TIEMPO DE OCURRENCIA	NOTAS
PiB	a	0.2	22-5	Frecuentemente coincidente con PiA
PiA, AiP, AA	b	0.3	2-9	Frecuentemente coincidente con PiB
KUP (IPDP)	c	0.1	16-1	Comprende parte de Pc-1
Ruido con a	d	0.035	12-20	Comúnmente observada en verano
Periodo 4 s			23-2	
IPIP	e	0.5	14-16	Posiblemente parte de Pc-1

* Ver Fig. 1.5 (a-e).

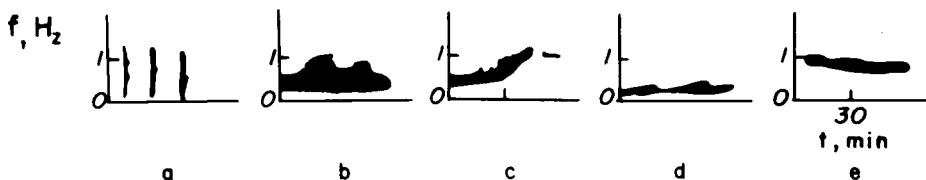


Fig. 1.5. Forma de espectro dinámico en la tabla 1.1, columna 2.

pulsaciones se ha denominado Pulsaciones Irregulares Cortas (PiC). Suceden al mismo tiempo que la fase explosiva de una subtormenta, simultáneamente con pulsaciones del tipo Pi-2. El espectro característico de los eventos PiB tiene la forma de un impulso ruidoso. Un rasgo importante de este tipo de eventos lo constituye la variación de las características espectrales de la oscilación en puntos vecinos. Esta variación indica que la fuente de la pulsación está en la parte ecuatorial de la magnetósfera. Durante el desarrollo de la fase explosiva de una subtormenta, los eventos PiB se observan en la forma de impulsos separados, teniendo cada uno una duración de 10-15 min. Tales impulsos pueden ser el resultado de una vibración transversal del límite de la magnetósfera (Gulyelmi y Troitskaya, 1973).

Las pulsaciones de la forma PiC ocurren como variaciones irregulares con un periodo dominante de 5 a 10 s. Se les ha denominado también pulsaciones irregulares aurales (Troitskaya, 1967; Gulyelmi y Troitskaya, 1973). La excitación de los eventos PiC es característica de ambas fases de una subtormenta: la explosiva y la cuasi-estable.

Probablemente las variaciones con periodos que se incrementan sean emisiones hidromagnéticas de banda ancha en el rango de frecuencias de 0.2 a 3 Hz. La existencia de esta forma de pulsación fue descubierta por Troitskaya y Melnikova, quienes le dieron el nombre de Pulsaciones irregulares con periodo decreciente (IPDP) (Troitskaya y Melnikova, 1959). Estos eventos IPDP, como su nombre lo indica, se caracterizan por un periodo decreciente durante el curso del suceso (ver Fig. 1.6). El área de desarrollo de los eventos IPDP se encuentra primordialmente en la región de desarrollo del 'electrojet' auroral oriental (se denomina 'electrojet' a una fuerte corriente de aire que transporta una carga eléctrica en la ionosfera dando lugar a la formación de una corriente eléctrica). Es claro que la excitación de los eventos IPDP tiene lugar en la zona auroral (Maltzeva, 1971). Algunas veces el desarrollo de IPDP

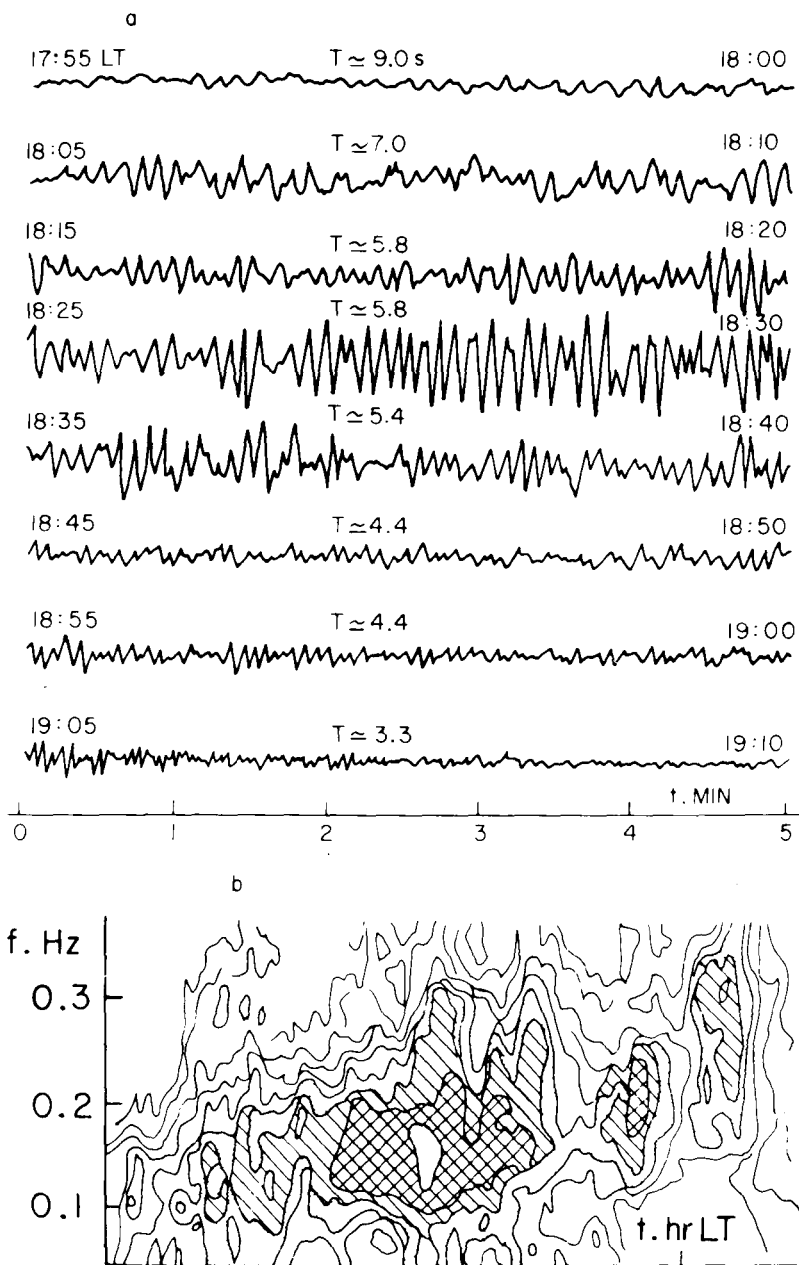


Fig. 1.6. Magnetogramas (a) y sonogramas (b) de eventos IPDP registrados en el Observatorio Flin-Flon en agosto 22, 1966.

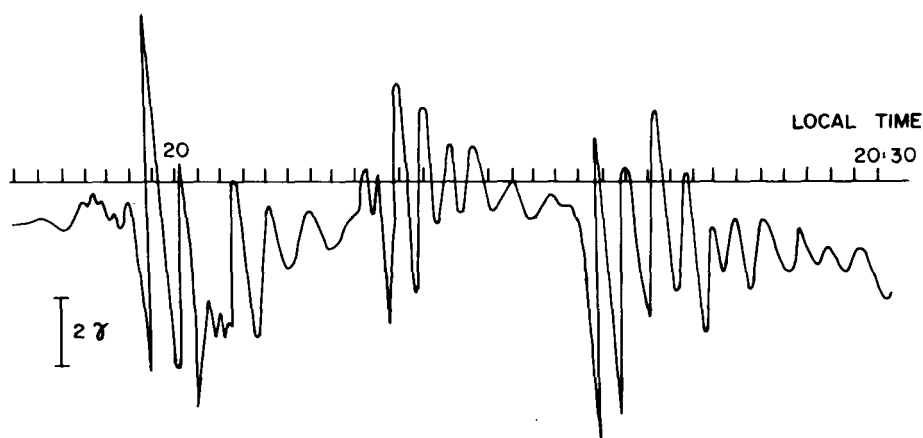


Fig. 1.7. Pulsaciones registradas en el Observatorio Borok en marzo 29, 1961.

coincide con el desarrollo de inestabilidad cinéticas de los protones con energías de 30 a 50 KeV que derivan del sector nocturno al vespertino de la magnetósfera. El cambio en el espectro de IPDP se explica por factores de dos tipos: el efecto de la deriva de grupos de protones en la energía de las partículas, y la interacción con el campo electro-magnetosférico que se opone a esta deriva.

Las pulsaciones del tipo Pi-2 ($t = 40—150$ s) constituyen uno de los eventos más específica y claramente expresados que aparecen en los magnetogramas. Comúnmente tiene la forma de una secuencia decayente de oscilaciones con periodos de 50-100 s y duraciones de 5-10 min (ver Fig. 1.7), lo que ha dado lugar a su nombre original, Pt = tren de pulsaciones.

En un campo magnético débilmente perturbado, los eventos Pi-2 pueden tener una forma de onda con rápido incremento de amplitud. Se caracterizan por su polarización elíptica. La amplitud máxima de estas pulsaciones se encuentra en latitudes aurales. Sin embargo, en latitudes subaurales cercanas a la plasmmapausa, se observa un máximo secundario en la ocurrencia de Pi-2. Los impulsos Pi-2 con una envolvente decayente están asociados con la fase explosiva de una subtormenta cuando series repetitivas de estos eventos pueden ocurrir a intervalos de tiempo promedio de 10-15 min. Los eventos Pi-2 están relacionados con las líneas de fuerza del campo geomagnético a lo largo de las cuales

avanza la actividad auroral. Debido a esto, los periodos de oscilación de los eventos Pi-2 se determinan por la latitud geomagnética.

Durante subtormentas a grandes latitudes, fueron descubiertas las pulsaciones tipo Pi-3 ($t > 150$ s), en años recientes. Troitskaya y sus colegas, empleando información de la estación de Vostok, localizada en la Antártica cerca del polo magnético de la Tierra, describieron la conformación esencial de las pulsaciones de largo periodo que se generaron en el momento de iniciarse la fase preliminar de una subtormenta (Troitskaya *et. al.*, 1972). En estas pulsaciones, el periodo de oscilación llamado Lpc, es de 4-6 min, y se limita a los polos su región de ocurrencia. Se supone que el origen de estas pulsaciones está en el desarrollo de una inestabilidad de kelvin-Helmholtz en los límites de la magnetósfera, y que las vibraciones resultantes se propagan en la magnetósfera hasta el área en que se localiza el cenit del día. En las áreas de grandes latitudes de la zona auroral, también se encuentran pulsaciones en el rango de periodos Pi-3 durante la fase explosiva de las subtormentas. Su generación durante esta fase está relacionada con el flujo del viento polar hacia los polos. La aparición de estas pulsaciones se lleva a cabo en un amplio rango de periodos que va de 100 a 1500 s. Dentro de este rango es posible reconocer dos sub-rangos, cuyo límite entre ellos se localiza entre periodos de 400-600 s. Para oscilaciones con periodos de 150-400 s se observa la tendencia a aumentar del periodo durante el desarrollo de la subtormenta, mientras que para oscilaciones con periodos de 400-600 s, existe frecuentemente decrecimiento del periodo. Las pulsaciones del primer subtipo han sido denominadas pulsaciones irregulares polares (PiP) por Raspopov y sus colegas (Raspopov *et. al.*, 1971; Raspopov, 1972a). Para oscilaciones con periodos de 600 s y mayores, Saito (1969) ha usado el nombre de Ps-6 (pulsaciones de subtormenta). La amplitud máxima para las pulsaciones PiP se observa en el momento de tránsito del viento polar sobre el punto de observación. Los eventos PiP se expresan en las tres componentes del campo geomagnético, mientras que los eventos Ps-6 se registran más claramente sólo en las componentes de declinación (D) y la vertical (Z), así como variaciones con $t = 6$ min sólo en la componente H. Hay dos formas de pulsación Pi-3 que corresponden al desarrollo de las subtormentas en la región nocturna de la magnetósfera: las pulsaciones PiP con periodos de 100-400 s que tienen un espectro característicamente inestable, y las pulsaciones Pc-6 con periodos de 400-600 s, con un espectro constante. La amplitud de las pulsaciones Pc-6 generalmente es mayor que la de las pulsa-

ciones PiP. Ambos comúnmente tienen amplitudes de decenas y en algunos casos hasta de 100 gammas.

1.2.4. Desarrollo de subtormentas y micropulsaciones geomagnéticas

Muchas formas de las micropulsaciones magnéticas, como se indicó anteriormente, están relacionadas con el desarrollo de las subtormentas (Raspopov, 1972a, b; Troitskaya y Kleimenova, 1972).

En el instante inicial de la fase preliminar de una subtormenta, esto es, entre 0.5 y 1.5 horas antes de la fase explosiva ($t = -0.5$ a -1.5 h), aparecen pulsaciones de largo periodo en las regiones polares del lado iluminado de la magnetósfera. El área de ocurrencia corresponde a la superficie de la Tierra con la huella de los tubos de fuerza del campo geomagnético que penetra a los límites de la magnetósfera, o sea, que se encuentran cerca de la proyección del cenit magnético en la superficie de la Tierra.

Al mismo tiempo, en el sector diurno de la magnetósfera notamos la generación de impulsos Pi-2 relacionados con el incremento de iones en la zona auroral y el inicio de flujo hacia el Ecuador. Entonces, el área de aparición de los eventos Pi-2 coincide con los tubos de fuerza del campo geomagnético que penetran al límite ecuatorial del cenit del lado nocturno. En el periodo siguiente del desarrollo de la fase preliminar de una subtormenta, aparecen emisiones hidromagnéticas con periodo decreciente, causadas por el flujo ecuatorial de iones provenientes de la zona auroral.

Al inicio de la fase explosiva de una subtormenta ($t = 0-10$ min) aparecen impulsos representativos de los eventos Pi-2. Simultáneamente con esos eventos, se observan impulsos PiB como parte de la microestructura de la actividad Pi-2.

En el caso de una fuerte subtormenta, se aprecia un aumento notable en el flujo del viento polar hacia el Oeste. Un cinturón de corriente da lugar a un 'electrojet' con la generación transversal de pulsaciones irregulares PiP (Pi-3) asociada con este viento. Simultáneamente aparecen las pulsaciones Ps-6 (Pi-3). Durante el día, el carácter discontinuo de la excitación de los eventos PiC propicia los impulsos individuales.

Además de las pulsaciones PiC, se generan pulsaciones Pc-5 a lo largo del gradiente de deriva de los electrones. La fuente de estas pulsa-

ciones se localiza cerca del límite de las grandes latitudes de la región donde se desarrollan los fenómenos aurales, como es el caso de las pulsaciones PiP, aunque éstas están desfasadas con relación al sector matutino de la magnetósfera. El lugar más favorecido para la generación de eventos PiP y Pi-5 está localizado en el área en la que se desarrolla la actividad de los electrojets aurales orientados hacia el Oeste. Durante tormentas fuertes se observa el desarrollo claramente diferenciado de otro electrojet orientado hacia el Oeste.

El área de excitación para las pulsaciones IPDP se desplaza del cinturón de actividad polar hacia el Ecuador. Son adyacentes al límite ecuatorial de la actividad protónica ecuatorial, es decir, se encuentran en las regiones subaurales. La generación de eventos IPDP comienza 5-10 min después de iniciada la excitación. En ese momento la fuente de esos eventos se localiza cerca del borde occidental del electrojet. Luego, durante el desarrollo de la fase explosiva, la fuente de actividad IPDP se encuentra desplazándose en dirección del sector nocturno de la magnetósfera. En la dirección de los polos, a partir del área de desarrollo de la actividad IPDP se puede encontrar excitación de ruido con periodos cercanos a aquellos de la actividad IPDP en la misma banda de frecuencias: eventos Pc-1 y Pc-2 no estructurados. Sin embargo, en contraste con el comportamiento de la actividad IPDP, el periodo de los eventos no estructurados Pc-1 y Pc-2 permanece prácticamente constante. Ambas actividades, la IPDP y la no estructurada Pc-1 y Pc-2, se relacionan con la deriva uniforme de protones hacia el Oeste.

Durante la fase estable de una subtormenta, existe un flujo de actividad hacia el Este en el sector matutino, en el que se han observado pulsaciones PiC. En el sector diurno, el carácter discontinuo de las pulsaciones da lugar a impulsos individuales repentinos que se relacionan con la estructura e intensidad cambiante de la actividad auroral. La generación de pulsaciones se inicia en el lado oscuro y después en el sector matutino de la magnetósfera.

De igual forma, se observa en el sector vespertino la generación de pulsaciones IPDP y de las no estructuradas Pc-1 y Pc-2. La fuente de las pulsaciones continúa desplazándose hacia el Oeste. En muchos casos es posible observar en el lado iluminado durante una subtormenta, la generación de pulsaciones Pc-1 relacionadas con el desarrollo de protones en el campo geomagnético.

Para perturbaciones leves en el campo geomagnético, la trayectoria del desarrollo de subtormentas y micropulsaciones tiene un carácter al-

go menos dramático. Ante todo debe tomarse en cuenta que en una subtormenta de baja intensidad frecuentemente no se desarrolla el electrojet orientado al Este, y la intensidad total permanece baja. Aún más, en estas condiciones, puede que no se encuentre actividad de flujo polar hacia el Oeste. El desarrollo de varios tipos de micropulsaciones relacionadas con estos fenómenos particulares puede tener lugar a muy baja intensidad y pasar completamente inadvertido.

El curso del desarrollo de las micropulsaciones durante subtormentas con perturbación leve del campo magnético tiene las siguientes características: la fase explosiva comienza con la generación de ruido Pi-2. Este ruido generalmente tiene una forma errática y puede persistir durante 10-15 min. Impulsos de la actividad PiB relacionados con la microestructura Pi-2 tienen menor definición. En el sector vespertino de la magnetósfera se encuentran pulsaciones PiC, que pueden ser discontinuas pero aparecer como impulsos repentinos de actividad repetitiva. El área de generación de los eventos PiC, así como la de los impulsos individuales, se limita solamente a los sectores vespertino y nocturno de la magnetósfera. En el lado nocturno del electrojet pueden aparecer pulsaciones Pc-5.

En conclusión, tomando en cuenta la trayectoria de las micropulsaciones durante las subtormentas, consideramos viable la posibilidad de que se genere una serie de eventos Pi-2 con periodos de 10-20 min, en vez de un evento aislado. La actividad Pi-2 se corresponde con la generación de eventos PiB. La generación de una serie de impulsos Pi-2 y eventos PiB termina con el inicio de la fase explosiva de la subtormenta.

1.3 Tormentas magnéticas

Se describe un campo geomagnético en disturbio como aquella condición en la que cualesquiera de los elementos que integran ese campo magnético abandona significativamente su estado de quietud. Las amplitudes que representan a este fenómeno pueden comprender desde unas pocas hasta miles de gammas, y su duración, de segundos a días. Estas fluctuaciones presentan un cuadro caótico de variaciones en el campo magnético, y al principio en apariencia completamente impredecibles (ver Fig. 1.8). La excitación magnética puede tener un carácter local y ser observada solamente en un área limitada o aun en una sola estación; o bien, puede tener en contraste gran intensidad y ser obser-

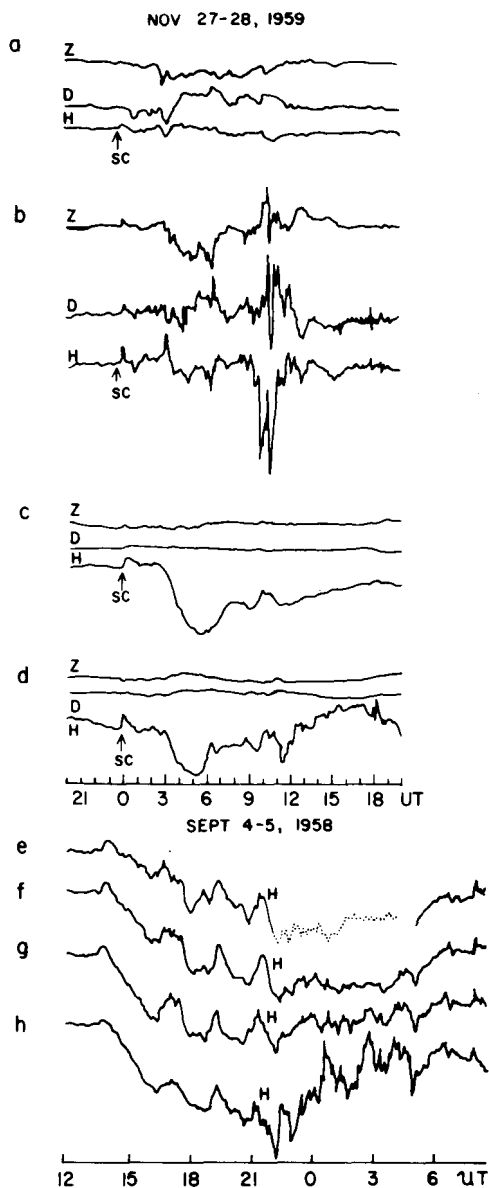


Fig. 1.8 Tormentas magnéticas registradas en a: Londres ($\phi = 21$), b: College ($\phi = 64.7$), c: Godhavn ($\phi = 79.6$), d: Huancayo ($\phi = 0.6$), e: Memambetz ($\phi = 34$), f: Kanoya ($\phi = 20.5$), g: Muntinlupa ($\phi = 3$), y h: Koror ($\phi = 3.2$). Los dos ejemplos de arriba muestran una tormenta de inicio repentino, mientras que los dos de abajo son tormentas con inicio gradual.

vada simultáneamente en toda la Tierra. En este último caso, el disturbio se denomina tormenta magnética.

Las tormentas magnéticas se dividen en las que tienen una aparición abrupta o "comienzo instantáneo" (SC) y aquéllas cuya aparición es gradual. En el primer caso, contrastando con antecedentes de comportamiento quieto, todos los elementos que componen el campo magnético abandonan su estado de calma simultáneamente en el lapso de uno o dos minutos en todas las estaciones de la Tierra. El inicio de una tormenta se encuentra particularmente bien expresado en las componentes horizontales del campo magnético, las cuales se incrementan en decenas de gammas. En el segundo caso, con el comienzo gradual de una tormenta puede ser difícil registrar la hora exacta de su arranque. El momento inicial que varias estaciones determinan para una tormenta puede diferir en una hora o más. En la Fig. 1.8 se muestra el comportamiento característico de ambos tipos de tormentas.

La intensidad estimada normalmente para una tormenta magnética puede ser determinada solamente por los datos observados durante un largo periodo de tiempo. Tales datos han sido compilados en un catálogo de intensidades para tormentas magnéticas, por varios observatorios con registros que se remontan hasta 1874. Esta información nos permite establecer un conjunto de estadísticas que describen el curso de las tormentas magnéticas. Con respecto a sus amplitudes, es conveniente clasificar a las tormentas como débiles, normales y grandes. La intensidad de una tormenta aumenta de bajas a grandes latitudes geomagnéticas, de tal manera que la escala de amplitudes para cada una de estas categorías depende de la localización del observatorio. En la tabla 1.2 se indica la relación entre las amplitudes para estas tormentas y la latitud geomagnética. Esta información representa amplitudes promedio en el curso de un año; tormentas específicas pueden tener amplitudes que excedan significativamente esos valores, y variaciones en las componentes horizontales que alcancen las 3000 gammas o más, por ejemplo. La Fig. 1.9 muestra las variaciones de máxima amplitud en la componente horizontal, ΔH , registradas entre 1938 y 1948 en los observatorios magnéticos de Sverdlovsk y Sur Sakhalin. La amplitud máxima para el cambio en la componente horizontal en Sverdlovsk llegó a las 2000 gammas en 1940, a pesar de que la amplitud promedio durante tormentas en el periodo de un año fue solamente de 656 gammas (ver tabla 1.2). La información de la tabla 1.2 ilustra también el decremento en amplitud de los disturbios de los distintos elementos magnéticos con latitud geo-

TABLA 1.2 AMPLITUDES DE TORMENTAS MAGNETICAS REGISTRADAS EN VARIOS OBSERVATORIOS

OBSERVATORIO ϕ		TIPO DE TORMENTA								
		GRANDE			MODERADA			DEBIL		
		δD°	$\delta H, \gamma$	$\delta Z, \gamma$	δD°	$\delta H, \gamma$	$\delta Z, \gamma$	δD°	$\delta H, \gamma$	$\delta Z, \gamma$
Leningrado	56	112	183	433	72	385	328	38	166	176
Srednekan	58.2	66	574	---	50	340	---	41	185	---
Sverdlovsk	48.5	106	656	596	43	223	141	25	142	84
Irkutsk	41.0	64	368	209	26	196	67	20	106	40
Sur Sakhalin	39.6	18	200	30	12	122	17	7	66	7
Tashkent	34.4	33	296	100	15	132	39	12	98	34

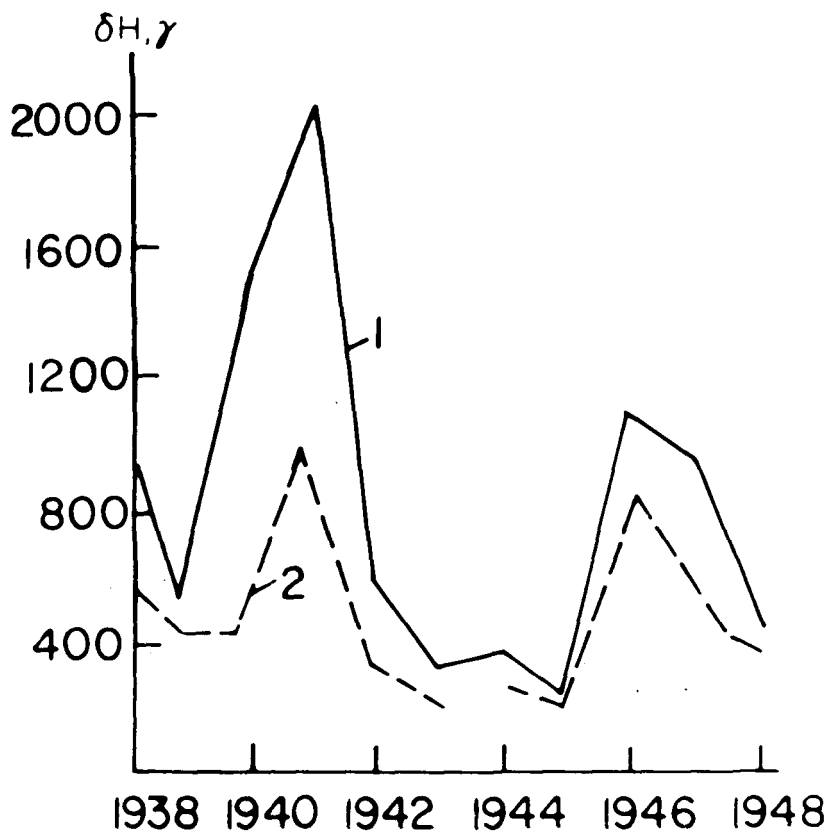


Fig. 1.9. Máximas amplitudes para el cambio de H (la componente horizontal del campo magnético) en Sverdlovsk (1) y Sur Sakhalin (2) para el periodo 1938-1948.

magnética decreciente. Una excepción es el caso del observatorio de Sur Sakhalin, en donde las amplitudes son menores que en Tashkent.

La frecuencia de las tormentas magnéticas, o el número de su ocurrencia dentro de un tiempo dado (año, estación o mes) depende de varios factores. El primero de estos factores es la actividad solar. Puede establecerse claramente la siguiente relación: la frecuencia de las tormentas magnéticas es mayor en tanto que la actividad solar también lo sea en un año dado (ver Fig. 1.10). Ambas curvas en la Fig. 1.10 muestran un carácter cíclico en un periodo que comprende 11 años. Durante los años con máxima actividad solar, la frecuencia de las tormentas magnéticas es mayor, variando de 23 en 1894 a 41 en 1938. De 1900 a 1950 tuvo lugar un incremento gradual en el número de tormentas magnéticas en años de actividad solar mínima. En 1900, la frecuencia de tormentas magnéticas fue de dos por año, mientras que en 1944 subió a 16. Más aún, en 1943 hubo un incremento notable en el número de tormentas, las que llegaron a 34 a pesar del hecho de que la actividad solar permaneció baja, siendo casi la misma para el año siguiente. Esto indica que no hay una relación uno-a-uno entre la actividad solar y el número

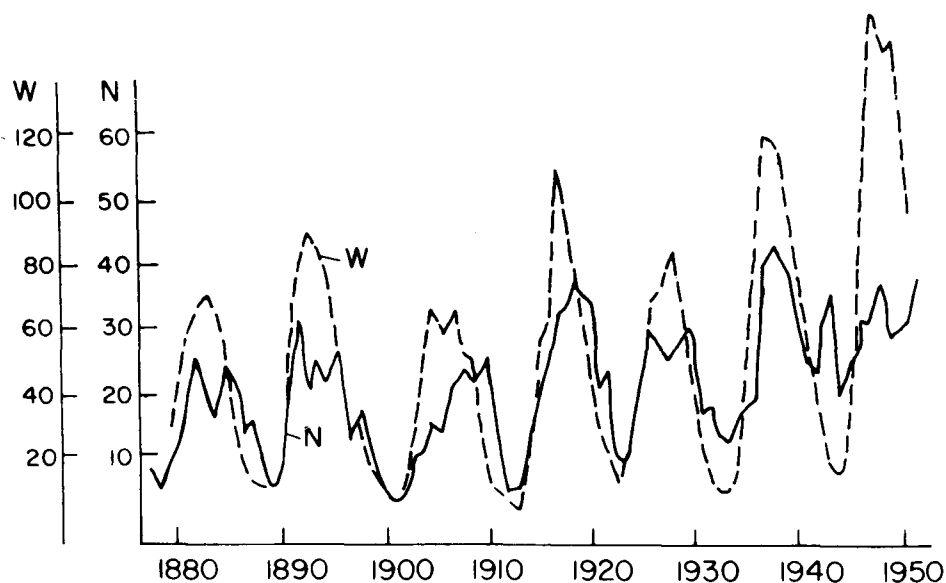


Fig. 1.10. Relación entre la frecuencia de ocurrencia de las tormentas magnéticas (N), la actividad solar (W) y el tiempo.

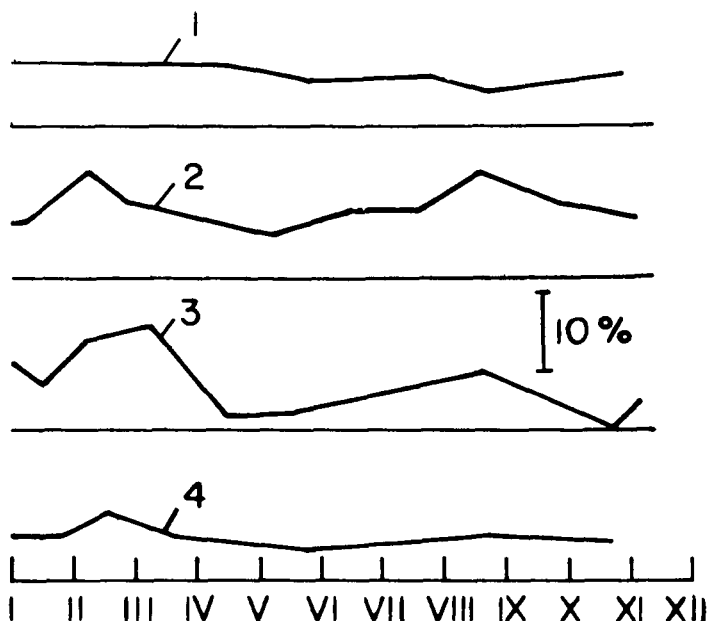


Fig. 1.11. Distribución mensual de las tormentas magnéticas de varias categorías: curva 1, tormentas de amplitud normal; curva 2, tormentas grandes; curva 3, tormentas muy grandes; curva 4, todas las tormentas.

de tormentas magnéticas, aunque existe alguna relación entre los dos fenómenos.

El segundo factor involucrado en la frecuencia de las tormentas magnéticas lo constituye la época del año. Las tormentas tienden a ser más frecuentes durante los equinoccios. Esta tendencia se expresa más claramente para las grandes tormentas (ver Fig. 1.11). La actividad magnética del tipo no tormentoso también muestra un máximo en estas épocas del año.

Cabe aclarar, además, que con el incremento de la actividad solar también aumenta el número relativo de las grandes tormentas. En años de máxima actividad solar, el porcentaje de grandes y muy grandes tormentas es significativamente mayor que el normal.

Finalmente debemos tomar nota de que uno de los aspectos más o menos predecibles de las tormentas magnéticas es su repetición a intervalos de aproximadamente cada 27 días, que es el periodo observado para la repetición de la actividad magnética en general.

1.3.1. Clasificación de los disturbios geomagnéticos

Para coadyuvar al estudio de las variaciones magnéticas, es deseable clasificar las tormentas magnéticas con base en algunas de sus características: por su intensidad, su duración, o por la extensión de su distribución. La primera clasificación de las tormentas magnéticas fue propuesta por Chapman y Bartels (1940), basada en el análisis estadístico de información geomagnética colectada por más de media centuria. De acuerdo con esa clasificación, el campo magnético perturbado incluye a los siguientes elementos: variaciones periódicas (Dst) no relacionadas con la hora local (variaciones hora-tormenta); una porción periódica del campo perturbado (DS); y una porción irregular (Di) que caracteriza a la variación caótica del campo con periodos que pueden alcanzar desde fracciones hasta decenas de minutos. De acuerdo con Chapman, la amplitud de las variaciones DS depende tanto de la hora local como de la intensidad de la tormenta. Entonces, la variación DS cambia de un suceso al siguiente. La dependencia en la intensidad de la tormenta puede ser ignorada promediando las variaciones DS en un punto de observación dado, dentro de un periodo razonable de tiempo, tal como un mes, una estación o un año. A este promedio de variación DS se le llama la variación diaria de disturbio, y se le designa como SD. Para describir la relación entre SD y latitud y longitud geomagnéticas, puede emplearse la serie de Fourier para una latitud específica:

$$SD(\Phi, \Lambda) = \sum_n C_n(\Phi) \sin[n\Lambda + \delta_n(\Phi)]$$

Chapman sugirió que la actividad durante el periodo de disturbio SD es la suma de Sq y Sd. Por lo tanto, la variación SD puede escribirse también como la diferencia Sd-Sq. De esta forma, en la clasificación de Chapman y Bartels, los elementos principales son el promedio de la variación diaria, Sd, y el promedio de la variación periódica Dst.

Las fluctuaciones irregulares Di, obtenidas al sustraer la variación Dst de DS, es el elemento que especifica cuan caóticas son las variaciones en todas las componentes magnéticas.

Otra clasificación para tormentas geomagnéticas propuesta por Bobrov (1961), está basada en la amplitud del área de disturbio magnético. Bobrov divide los periodos de disturbio en tres grupos. El primer grupo incluye disturbios que surgen instantáneamente sobre la superficie total de la Tierra, a los que llama simultáneos. El segundo consiste en distur-

bios que se limitan a una región específica, y los denomina locales. La fase y la amplitud de estos disturbios dependen en gran medida de la latitud en donde se encuentran las estaciones de observación y de la hora local. El tercer grupo incluye disturbios que se observan todo el tiempo, a los que denomina permanentes (P). Con base en estas clasificaciones, la Tierra se puede dividir en cinco cinturones, cada uno de éstos caracterizado por la mayor abundancia de cada tipo de actividad magnética. El primer cinturón se sitúa entre los paralelos magnéticos 45° y -45° , caracterizado por la presencia de actividad simultánea. En todos los sitios de registro dentro de este cinturón aparecen disturbios magnéticos con una fase común y amplitud relativamente uniforme. Otros dos cinturones, localizados entre los paralelos 45° y 70° de latitud magnética ya sea Norte o Sur, muestran disturbios locales en forma muy característica. Finalmente, los últimos dos cinturones se localizan en latitudes polares (de 70° a 90°). En estas áreas los disturbios son permanentes.

La clasificación de estas zonas no requiere que estén ausentes otro tipo de disturbios. Por ejemplo, los disturbios simultáneos dominantes entre los paralelos 45° N y 45° S, son encontrados allí en su forma más clara; sin embargo, se les localiza también en otros cinturones, particularmente durante épocas de tormentas magnéticas que abarcan todo el planeta.

En años recientes, se ha adoptado universalmente la clasificación común de los disturbios magnéticos propuesta por Chapman. Está basada, más que en la morfología, en los mecanismos físicos que dan lugar a los disturbios (Chapman, 1964). En este esquema, modificado de acuerdo con el pensamiento contemporáneo, el campo perturbado se compone de los elementos DCF, DR, DPI y DPC. El elemento DCF es el disturbio relacionado con el flujo corpuscular que da lugar a corrientes circulares en la magnetósfera de la Tierra; DR es el efecto magnético relacionado con el desarrollo de las corrientes circulares que fluyen alrededor de la Tierra por debajo de la magnetósfera; DPI es el disturbio magnético polar que llega a su máximo en las zonas aurales; y DPC es el disturbio del casquete polar. Esta clasificación distingue claramente entre los disturbios con fuentes situadas en los límites de la magnetósfera (DCF) y aquéllos cuyas fuentes están situadas dentro de la misma (DR), de los disturbios que se originan en parte o completamente por efecto de la ionosfera; ya sean corrientes intensas (electrojets) en el casquete polar (DPI), o corrientes debajo del casquete polar. Las corrientes DCF y DR están bastante alejadas de la Tierra, por lo que dan lugar

a perturbaciones generalizadas con carácter homogéneo en la totalidad del campo magnético terrestre. De ahí que los disturbios DCF y DR correspondan a efectos simultáneos en la clasificación de Bobrov, y aparezcan como variaciones Dst (variaciones hora-tormenta) y como fluctuaciones simultáneas. Las corrientes DPI se forman a altitudes moderadas (unos 1000 km de la superficie de la Tierra) y provocan disturbios (disturbios magnéticos polares) con un carácter puramente local.

1.3.2. Disturbios DCF y DR

Consideraremos primero la variación Dst que se origina en los límites y dentro de la magnetósfera. A variación promedio Dst y la componente H cambian de manera predecible durante el curso de las subtormentas (ver fig. 1.12), por lo que su actividad puede dividirse en: fase inicial, cuando aumenta la intensidad del campo magnético; fase principal: la intensidad presenta un decremento súbito; y fase estable, cuando el campo retorna gradualmente a su condición de calma inicial. Este comportamiento general de las componentes H se observa durante tormentas magnéticas en cualquier punto del planeta, a condición de que sean ignoradas las fluctuaciones irregulares.

Observaciones directas y análisis teóricos indican que el incremento inicial en la intensidad del campo magnético puede explicarse por la interacción de las corrientes DCF, presentes en los límites de la magnetósfera, con las corrientes corpusculares del plasma solar. El campo DCF está presente en todas las tormentas y su variación aparece en forma de un pico D_i en la superficie. A distancia de 2 a 7 radios terrestres a partir del centro de la Tierra, se desarrolla un anillo de corriente DR en dirección Oeste ocasionando que la fuerza del campo magnético decretezca en la superficie. Con la disipación de estas corrientes, el disturbio magnético se atenúa. Por lo tanto, se considera que las tormentas magnéticas en latitudes bajas y medias (variación Dst) sean consecuencia de los efectos simultáneos de los campos DCF y DR. Dependiendo de la importancia relativa de esos campos, la duración e intensidad de las tres fases puede cambiar notablemente. La duración común de la fase inicial es de una a seis horas, y la de la fase principal de tres a doce horas. La fase estable puede persistir por mucho tiempo, desde varias horas hasta varios días. Existe una relación estadística entre la componente vertical del campo magnético interplanetario y el desarrollo de las tormentas magnéticas. Por ejemplo, el estudio estadístico de Kokubin

(1972) indica que hay un incremento en el índice de Dst que se relaciona con los disturbios en el hemisferio sur provenientes del campo magnético interplanetario.

El comienzo de una tormenta magnética (SC o SSC) es mucho más obvio cuando la intensidad de la componente H salta de 10 a 100 gammas. Este incremento se da, por lo general, en aproximadamente 3 minutos. Con este cambio, se registran también cambios simultáneos en las componentes vertical (Z) y de declinación (D) del campo geomagnético, que dependen de la hora local y la estación del año (D), o bien de la posición del punto de observación (Z). En contraste con las componentes Z y D, el inicio de la variación de la componente H, con excepción de latitudes lejanas, se registra simultáneamente en casi toda la Tierra.

A grandes latitudes, el inicio de una tormenta magnética no siempre se caracteriza por un incremento súbito en la intensidad de la componente H; por el contrario, en ocasiones puede ser insignificante. Hay aun

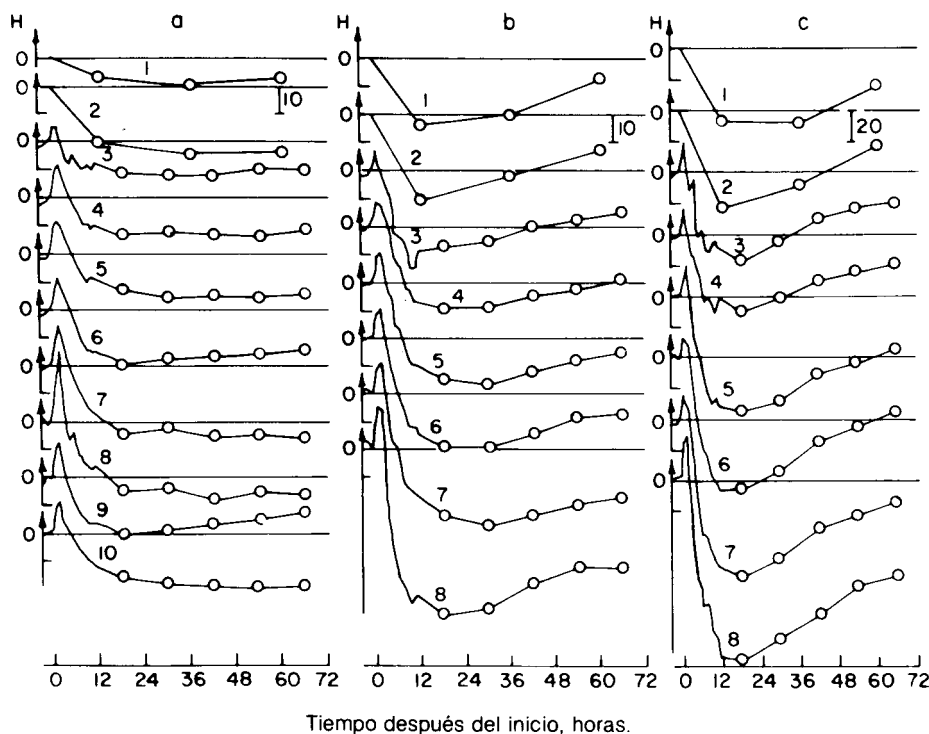
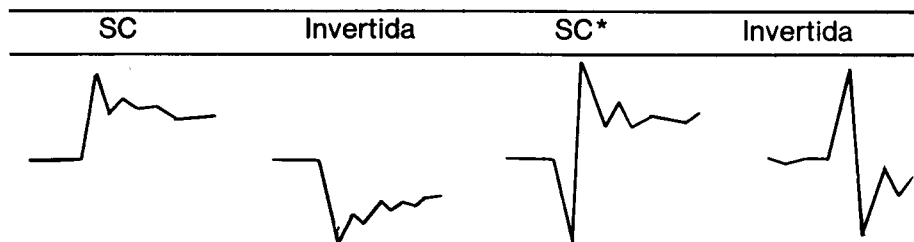


Fig. 1.12. Variaciones promedio Dst de la componente H a varias latitudes geomagnéticas para tormentas débiles (a), normales (b) y grandes (c).

TABLA 1.3

Clasificación de los tipos de inicio de tormentas magnéticas

Forma de magnetograma



algunos casos en que se registra un pequeño pico negativo previo al inicio de la tormenta; tal comienzo se designa por el símbolo SC* o SSC*. Si el impulso primario es negativo, se denomina entonces inicio negativo. En la tabla 1.3 se presenta una clasificación de los impulsos indicadores de tormenta. En los casos en que el impulso es registrado como un disturbio aislado, éste se representa por el símbolo SI.

La información experimental indica que la fase primaria de la variación Dst es causada por una corriente DR. Para evaluar su tamaño, es necesario determinar el radio de la corriente circular DR. Esto es posible si se conoce la relación entre la variación Dst y la latitud. Supondremos que la variación sólo tiene componentes H y Z, lo que se escribe como:

$$H = X = - \sum_{n=1}^{\infty} (g_n + j_n) \frac{dP_n(\cos \theta)}{d\theta}$$

$$Z = \sum_{n=1}^{\infty} [(n+1)g_n - nj_n] P_n(\cos \theta)$$

donde los coeficientes j_n y g_n corresponden a potenciales generados por mecanismos externos e internos respectivamente (a partir de corrientes inducidas). Para encontrar los coeficientes g_n y j_n es necesario conocer la relación que existe entre la latitud y las componentes H y Z. Esta relación se establece para las componentes de las variaciones Dst registradas a varias latitudes, y puede expresarse en la forma de las curvas $H = H(\theta)$ y $Z = Z(\theta)$, que representadas en series de Fourier y

Tabla 1.4
Coefficientes de análisis de armónicas de las variaciones D_{st}

Tiempo (h) posterior al inicio de la tormenta	J_1 (8)	J_3 (8)	J_5 (8)	G_1 (8)	G_3 (8)	G_5 (8)
1	18.8	-1.4	1.8	6.1	0.2	1.4
12	14.9	-1.8	0.6	6.8	0.2	0.2
20	15.7	-1.9	0.2	7.4	0.4	-0.3
28	20.7	-1.6	0.2	7.1	0.0	0.0

comparadas término a término, permiten determinar los coeficientes g_n y j_n . El estudio fue completado por Benkova (1953) para variaciones promedio D_{st} registradas durante 54 tormentas magnéticas. Los resultados de tal estudio se muestran en la tabla 1.4. Está claro que las primeras armónicas g_1 y j_1 juegan un papel preponderante. La relación g_1/j_1 permanece razonablemente constante con un valor promedio aproximado de 0.3, es decir, que cerca del 30% de la amplitud de las variaciones observadas proviene de fuentes internas.

Para que las corrientes DR den origen a la fase principal en disturbios aperiódicos, el radio de la corriente circular deberá ser casi tres veces mayor que el radio de la Tierra. Como ya se indicó, con base en información experimental se ha establecido que la corriente circular se localiza a distancias que van de 2.5 a 7 radios terrestres (Fritz, 1881; Frank, 1967).

1.3.3. Disturbios magnéticos aurales

La notación DP1 indica una clase de disturbio magnético de máxima intensidad que aparece en la zona auroral ($\Phi = 67^\circ$) en la forma de arranques del nivel estable, positivos y negativos. La existencia de esta clase de disturbio fue apreciada por primera vez, por Birkeland (1908), quien lo clasificó dividiéndolo en dos grupos: tormentas de elementos positivos y tormentas de elementos negativos. Actualmente, a estos disturbios magnéticos se les denomina subtormentas.

Un rasgo característico de las subtormentas magnéticas es su variación de lugar a lugar, en fase y amplitud. A distancias de unos cuantos

cientos de kilómetros las variaciones de fase pueden alcanzar hasta 180° , mientras que el cambio en amplitud puede llegar a varios órdenes de magnitud.

Si construimos una curva de la variación de las componentes H y Z de un disturbio tipo tormenta en función de la altitud, encontramos amplitudes máximas para los campos de variación δH y δZ aproximadamente a la misma latitud geomagnética (ver figura 1.13). Estas curvas tienen forma análoga a aquellas que representan un campo magnético generado por dipolos magnéticos localizados a lo largo de los 67° de latitud, y orientados paralelamente entre sí en dirección de los meridianos.

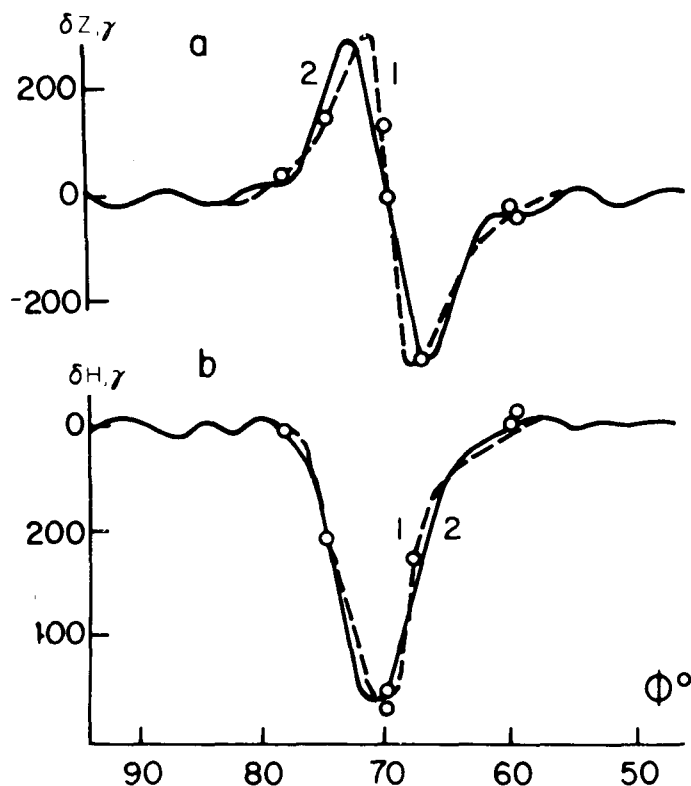


Fig. 1.13. Variaciones de las componentes H y Z para tipos de excitación de tormenta en estaciones localizadas cerca de la misma longitud a varias latitudes. La curva 1 representa datos observados, mientras que la 2 el sexto término de la aproximación de la serie de Fourier.

Empleando la ley de Biot-Savart, es posible calcular la intensidad de la corriente. Para el disturbio DP1 mostrado en la figura 1.13, el campo es equivalente al provocado por una línea de corriente. Si se supone que los disturbios tipo tormenta en la zona auroral son generados únicamente por líneas de corriente (electrojets) fluyendo en las capas superiores de la atmósfera, resulta simple determinar la altitud a la que fluyen y la fuerza de la corriente. La altura de los electrojets se encuentra gráficamente construyendo vectores de campo eléctrico en puntos localizados a lo largo de los meridianos cercanos al paralelo 67, con dirección perpendicular a estos meridianos. El punto de intersección de estas perpendiculares da también la altura de los filamentos de corriente. La fuerza de la corriente se determina por la ley de Biot-Savart. La información experimental indica que los electrojets caen en la capa E de la ionosfera (100-120 km) (Meredith *et al.*, 1961).

Un filamento de corriente de extensión infinita no existe en la naturaleza. A cierta distancia del punto de observación, la trayectoria de la corriente debe cerrarse para formar un circuito completo. Por lo tanto, los cálculos basados en la ley de Biot-Savart solamente son válidos para distancias entre los puntos P y Q de la figura 1.14, pequeñas en comparación con el circuito cerrado. Normalmente el método para calcular la

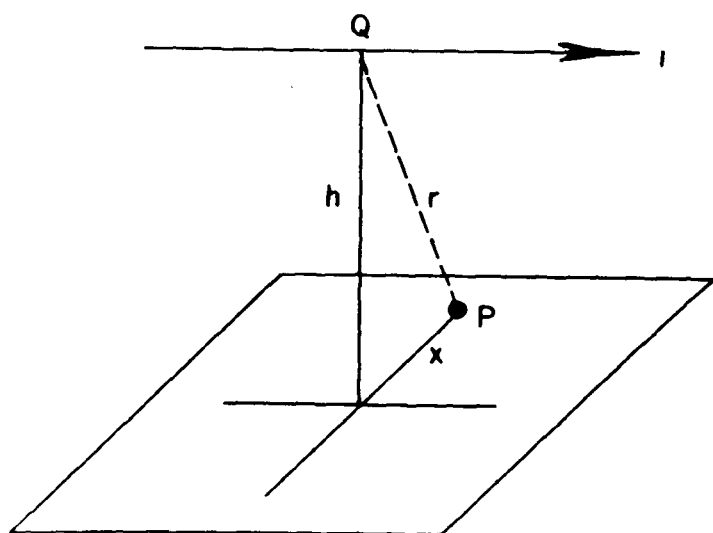


Fig. 1.14. Método de cálculo de campos ocasionados por un electrojet

distribución real de las corrientes de disturbio consiste en la construcción de un sistema de corrientes equivalentes, como el propuesto por Chapman en 1953. El procedimiento es como sigue: se supone que el sistema de corrientes que da lugar al disturbio se encuentra en una superficie esférica que rodea a la Tierra. La altitud de esta superficie comúnmente se considera en 100 km. El correspondiente sistema de corrientes se encuentra ya sea expandiendo el potencial de los campos magnéticos y de las corrientes eléctricas en una serie de funciones cilíndricas, o simplemente usando la ley de Biot-Savart. En el último caso se supone que la fuente de excitación de cada corriente se encuentra directamente encima, lo que estrictamente hablando es válido sólo en el área del electrojet auroral. Cabe aclarar que ambos métodos dan resultados esencialmente correctos.

Por lo tanto, en lugar del sistema de corrientes reales pero desconocidas, desarrollamos un sistema bidimensional de corrientes. La base de este método consiste en que podemos emplear un sistema de corrien-

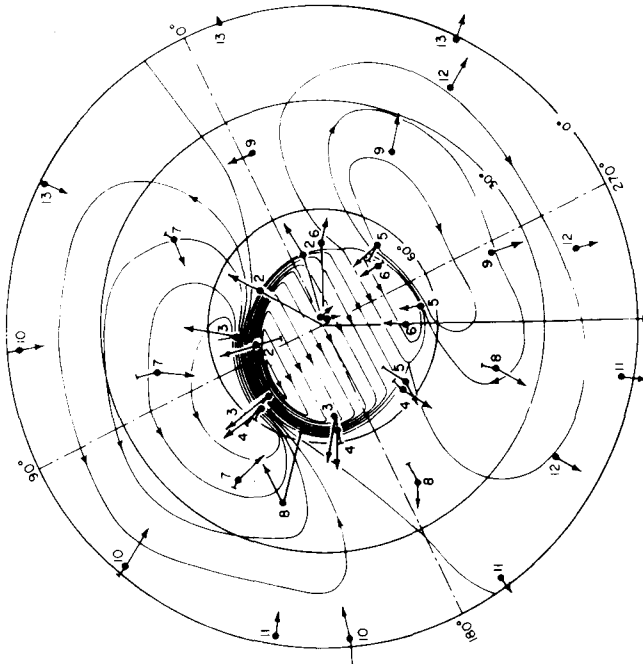


Fig. 1.15. Sistema de corriente equivalente para la excitación DP1. Las flechas indican los valores en gammas, las líneas radiales a partir de las flechas indican la componente ΔZ . Las coordenadas son latitud geomagnética y tiempo.

tes equivalente en vez de una distribución muy complicada de campos de disturbio en la superficie terrestre. La figura 1.15 muestra la proyección polar instantánea de la distribución de un disturbio magnético vectorial en un sistema idealizado de corrientes equivalentes (Raspopov, 1970). El primero de tales sistemas de corriente fue construido por Chapman para la variación SD (Chapman, 1935). A partir de entonces se construyeron sistemas de corriente para disturbios magnéticos polares específicos (Fukushima, 1953) y para disturbios tipo tormenta promedio (Silsbee y Vestine, 1942), que indicaron que los sistemas de corriente para las variaciones SD y para los disturbios DP1 son muy similares, a pesar del hecho de que los disturbios tipo tormenta tienen una duración significativamente más corta que la variación diurna SD.

Para cualquier caso específico, tanto la forma del sistema de corriente como la intensidad de las corrientes pueden alejarse significativamente del patrón de excitación promedio. Por otra parte, estas variaciones se observan no sólo entre tormenta y tormenta, sino también durante disturbios aislados, dependiendo de la fase de la subtormenta. En consecuencia, actualmente se considera (Ginzber, 1960) que el carácter de la variación del campo magnético durante una subtormenta está controlado por una de las tres fases que tienen lugar en el disturbio: fase preliminar, fase explosiva o de ruptura, y fase estable.

Las amplitudes máximas para todos los elementos de las variaciones SD se encuentran en latitudes cercanas a la zona polar (el "casquete polar"). Un rasgo característico de la variación SD, en comparación con la variación Sq, es el cambio de fase en la componente Z que se da al atravesar la zona del casquete polar. Un cambio de fase en la componente H tiene lugar a los 50° de latitud geomagnética, y se repite otra vez a latitudes arriba de la zona auroral. En el casquete polar, las amplitudes de todas las componentes son muchas veces mayores que en latitudes medias. En contraste con las variaciones Sq, existe una fuerte dependencia en la estación del año, permaneciendo uniforme todo el año la variación SD, que sin embargo exhibe durante toda la actividad magnética cambios notables en amplitud.

El primer sistema equivalente para la variación SD fue construido por Chapman (1935) a partir de información recabada durante el Primer Año Polar Internacional (1882-1883). Posteriormente se efectuaron estudios con base en la información considerablemente más completa que se compiló durante el Segundo Año Polar Internacional (1932-1933) y durante el Año Geofísico Internacional (1957-1958) (Benkova, 1953; Bur-

do, 1960; Loginov, 1968; Mishin *et. al.*, 1970; Stern, 1973). La figura 1.16 muestra el sistema de corriente para la variación SD que obtuvo Burdo con base en el análisis de armónicas esféricas. La fuerza de la corriente es máxima en la zona auroral, en las primeras horas de la mañana (0300) y de la tarde (1500 a 1800) del tiempo local. Dependiendo de la dirección del flujo de las corrientes, el electrojet está orientado hacia el Oeste o hacia el Este. Se denomina tormenta positiva al electrojet con dirección Oeste, mientras que al que va al Este se le llama tormenta negativa. El cierre de las trayectorias de las corrientes en los electrojets polares se lleva a cabo atravesando el casquete polar, hacia las latitudes medias, formándose cuatro torbellinos de corriente.

La variación SD ha sido evaluada para varios niveles de actividad magnética, por Saitzev y Feldshtein (1970). En la figura 1.17 se muestran los resultados obtenidos para un periodo particularmente estable, de noviembre 30 a diciembre 1°, 1968. Como puede apreciarse, durante el verano (a) se forman en el casquete polar dos vórtices de corriente

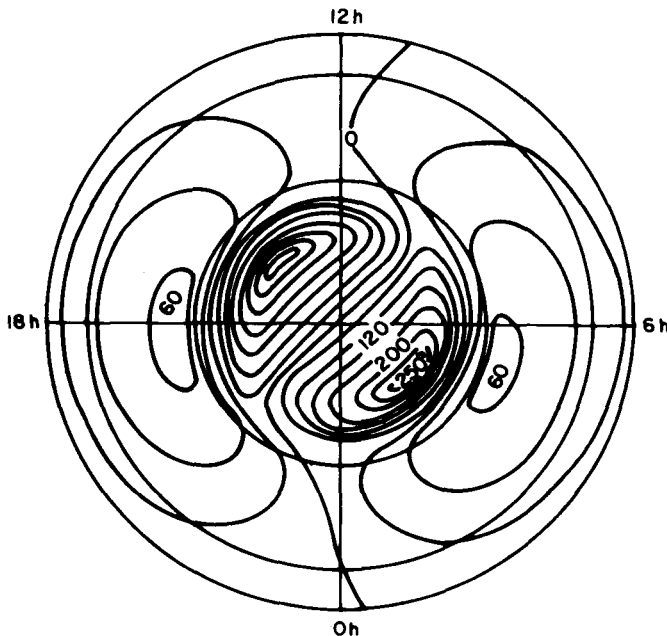


Fig. 1.16. Sistema de corriente para la variación SD: Los números en los contornos representan corriente en Ka.

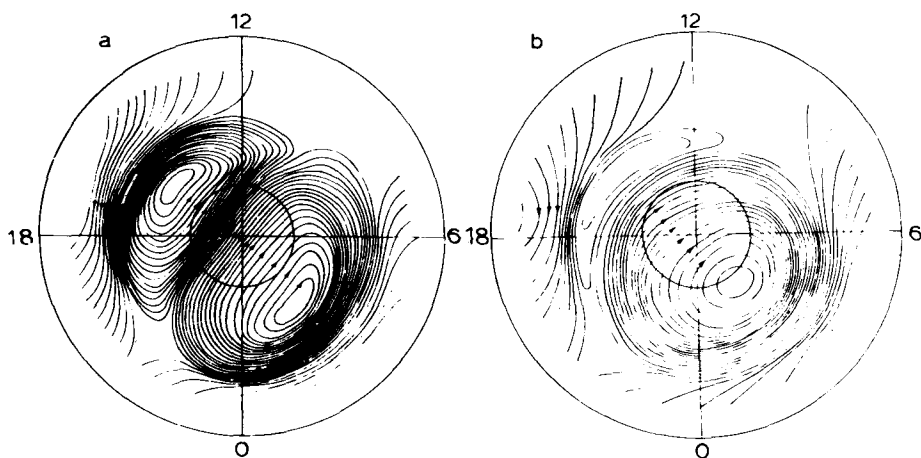


Fig. 1.17. Sistema de corriente para la variación SD: verano (a) e invierno (b).

que tienen casi la misma intensidad. Durante el periodo de invierno (b) las corrientes a grandes latitudes relacionadas con el electrojet orientado al Este desaparecen casi completamente, y el sistema se aproxima a quedar con un solo vórtice. Con base en los trabajos de Zaitzev y Feldshtein (1970) se llegó a la conclusión de que al sistema de disturbios SD lo constituyen tres partes: (1) electrojets con dirección Oeste; (2) electrojets con dirección Este; y (3) una fuga o escape de corriente que tiene lugar en el casquete polar.

Ya desde las primeras investigaciones sobre las variaciones del campo magnético durante disturbios polares, se vio que un probable sistema de corriente difiere grandemente de un caso a otro. Así, por ejemplo, Fukushima (1953) consideró también sistemas de corriente con vórtice simple, los cuales contienen solamente un electrojet orientado al Oeste, además de los sistemas de corriente clásicos (similares al sistema de variación SD). De la información obtenida durante el Año Geofísico Internacional, se llegó a la conclusión de que tales sistemas se desarrollan perfectamente durante periodos de tormenta. En vista de esto, se propuso designar como DP1 a los sistemas con electrojet simple orientado al Oeste, para diferenciarlos de los sistemas DP2, que consisten en dos torbellinos de corriente y son causados por disturbios magnéticos débiles en el casquete polar. Se considera que el sistema de corriente para un promedio de variación SD sea la combinación de los campos DP1 y DP2. Sin embargo, esto contradice la idea de que tal sistema esté origi-

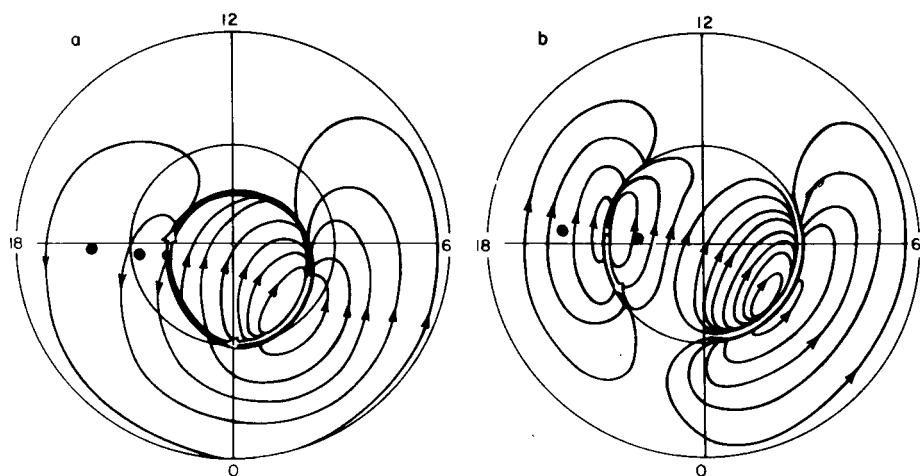


Fig. 1.18. Sistema de corriente típico de una tormenta polar, a) es un electrojet simple y b) son dos electrojets dirigidos como lo indican las flechas.

nado por un electrojet orientado al Oeste. Por otra parte, varios investigadores han indicado que el sistema de corrientes para tormentas magnéticas polares incluye dos electrojets con direcciones opuestas: Este y Oeste. En la actualidad ambos tipos de sistemas de corriente se consideran hasta cierto punto típicos del disturbio DP1 (Fig. 1.18). Los estudios efectuados por Rostoker (1969) y Oguti (1971) han dado la pauta para el reconocimiento de los dos tipos de sistemas de corriente recíprocos, los cuales se relacionan con la intensidad y la longitud del disturbio. Se considera que el sistema de corrientes DP1 aparece durante cambios intensos en el campo magnético, mientras que el sistema DP1 con doble vórtice se relaciona con el desarrollo moderado de las subtormentas. Los resultados obtenidos por Troitskaya et al. (1972) indican que en particular el sistema de corriente DP1 cuando está presente determina la fase de la subtormenta tanto como los resultados de diferentes fenómenos físicos. Por lo tanto es necesario hacer una descripción detallada más cuidadosa de los diversos sistemas de corriente:

- (1) DP1₁ es un sistema de corriente con un solo electrojet orientado al Oeste, que se encuentra característicamente en el sector nocturno de la zona auroral y tiene un solo torbellino de corriente en el casquete polar (Fig. 1.19a)

- (2) DP12 es un sistema de corriente con dos electrojets (al Oeste y al Este) de casi la misma intensidad, ubicados característicamente uno en el sector matutino y otro en el vespertino, respectivamente (fig. 1.19b).

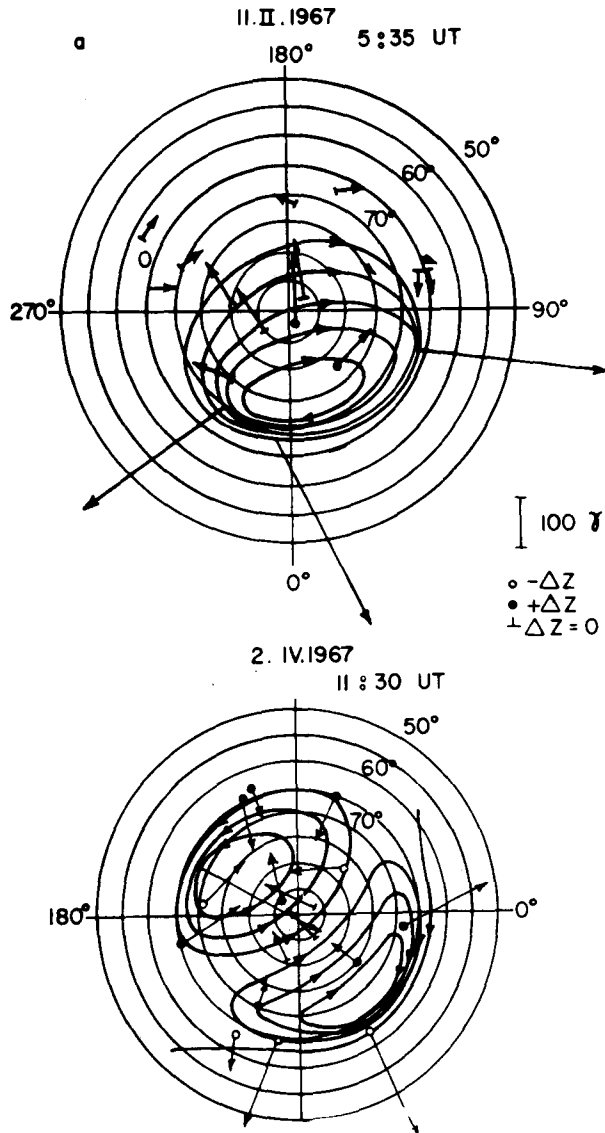


Fig. 1.19. Sistemas de corriente para DP1₁ (a) y DP1₂ (b).

Los sistemas DP1₁ y DP1₂ difieren no solamente en su localización, sino también en la intensidad y el carácter de variación con respecto al tiempo. El sistema DP1₂ tiene la forma más estable y persistente, mostrando decaimiento gradual. En su forma pura puede encontrarse durante la fase inicial (si la subtormenta se desarrolla gradualmente) y está presente siempre en la fase estable de las subtormentas. La fuerza de los electrojets, tanto hacia el Este como hacia el Oeste, aparentemente no excede los 200,000 amperios que corresponden a una tormenta magnética de aproximadamente 200 gammas de intensidad. El sistema DP1₁ caracteriza a la fase explosiva de las subtormentas magnéticas. El electrojet orientado al Oeste y el sistema de corriente DP1₁ están asociados siempre con el meridiano de medianoche, pero aparentemente pueden tener direcciones e intensidades distintas (hasta de 10⁶ amperios). El sistema de corriente DP1₁ alcanza la intensidad máxima entre los 15-20 minutos (tiempo característico para la ruptura) y luego decae en aproximadamente el mismo lapso. Si la subtormenta se desarrolla repentinamente, entonces el sistema de corriente DP1₁ puede encontrarse en forma pura; sin embargo, si la tormenta tiene fase inicial, el sistema de corrientes DP1₁ puede ser enmascarado por un sistema DP1₂. Puede considerarse que el sistema DP1₂ incluye corrientes ionosféricas, en tanto que el sistema DP1₁ obviamente tiene componentes que penetran por debajo de la ionosfera y hacia afuera de la magnetósfera, las que frecuentemente conforman el mecanismo general de las subtormentas magnetosféricas (Troshichev *et. al.*, 1975).

1.3.4. Disturbios en el casquete polar

En las regiones polares, además de los disturbios relacionados con el desarrollo de las subtormentas (DP1). Siempre están presentes otros disturbios que difieren de los primeros en sus características de distribución y horario de ocurrencia. Se les agrupa generalmente en una sola clase denominada Disturbios DPC. Estudios recientes indican que los disturbios DPC pueden dividirse en tres tipos diferentes: DP2, DP3 y DP4. Ya que estos disturbios irregulares DPC se observan en el casquete polar tanto durante días de calma como de disturbio, presenta grandes dificultades dar una explicación de ellos en términos de variaciones a gran latitud en días de calma, análogas a las variaciones Sq a pequeña latitud. Es necesario seleccionar sólo días magnéticamente

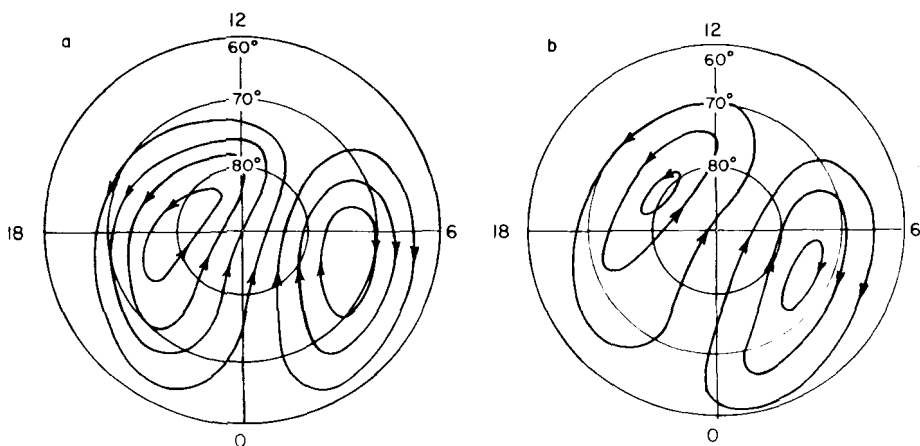


Fig. 1.20. Sistemas de corriente para variaciones Sq^P : verano (a) e invierno (b).

estables, y tales condiciones se encuentran muy rara vez. El análisis de la información obtenida durante el Segundo Año Polar Internacional para días de calma, indicó que los disturbios del casquete polar pueden considerarse una extensión de la variación Sq de latitudes medias y bajas (Murayama, 1973), es decir, podemos suponer que las variaciones presentes en días de calma, a latitudes grandes, son meramente el campo global de la variación Sq , originada por el viento solar. Se ha designado a este campo como el índice Sq° .

La información colectada durante el Año Geofísico Internacional (IGY) permite el análisis del campo para la variación Sq durante cinco días internacionales magnéticamente en calma (Sq^5) (Mansurov y Mansurova, 1965; Zaitzov y Feldshtein, 1968; Nagata y Kokubun, 1962). Estos resultados se emplearon para encontrar la variación $Sq^P = Sq^5 - Sq^\circ$. Se supuso que para los días internacionales magnéticamente en calma del IGY, el campo de disturbio a grandes latitudes relacionado con las subtormentas polares es despreciablemente pequeño: $DP1 = 0$.

La figura 1.20 muestra sistemas de corriente en el casquete polar, para la variación diurna complementaria Sq^P en invierno, según la información presentada por Nagata y Kokubun (1962). El sistema Sq^P comprende dos vórtices de corriente que giran en la misma dirección en el casquete polar. Están limitados a la región polar en latitudes mayores de 60° y sus centros se localizan preferentemente a lo largo del

meridiano de iniciación de la puesta solar. Un panorama semejante pero con menores intensidades de corriente se observa en invierno en esta zona (b): un sistema de corriente Sq^P sin los electrojets S_d característicos.

Si los sistemas superpuestos de corriente para variaciones magnéticas son construidos con escalas de tiempo de aproximadamente una hora, se obtienen interpretaciones diferentes (Obayashi y Nishida, 1968). Se han descubierto algunos casos en que los disturbios ocurren sincrónicamente de los polos al Ecuador. Obayashi asignó tales excitaciones a la clase básica de disturbios DP2, con las siguientes características: el disturbio DP2 se origina y está presente en toda la Tierra, y el sistema de corriente DP2 comprende dos partes, cuyos vórtices se extienden de los polos al Ecuador.

Estudios detallados de los disturbios DP2 fueron llevados a cabo por Nishida (1968, 1971), quien derivó los sistemas de corriente con las características ya señaladas (ver Fig. 1.21). Nishida concluyó que las variaciones DP2 estaban relacionadas con los cambios en el campo

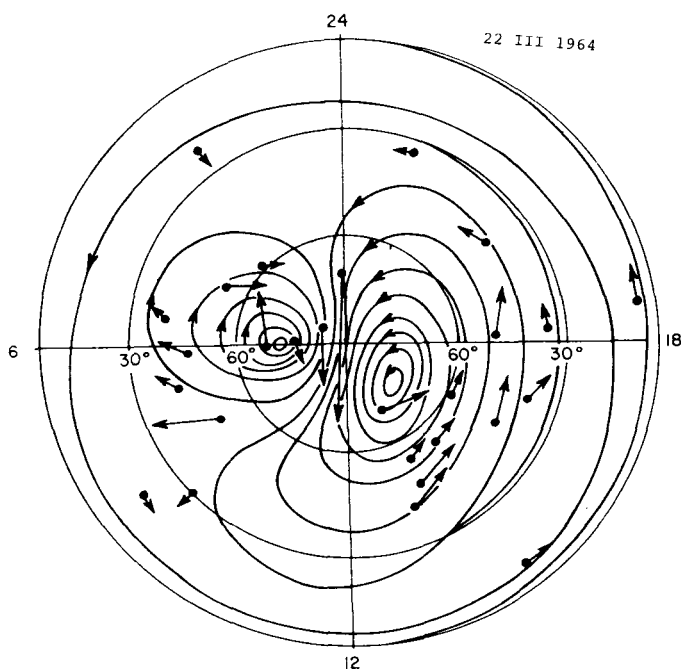


Fig. 1.21. Sistema de corriente para la variación DP2 obtenida de la información de Nishida (1968, 1974).

magnético interplanetario, y las describió como un sistema global de corrientes con dos vórtices y una parte zonal a latitudes menores de 30° .

El asunto del carácter global del sistema DP2 merece serias consideraciones. Troshichev *et. al.*, (1975) construyeron sistemas de corriente para los disturbios DP2 que se correlacionan con los cambios en el campo magnético interplanetario, para el intervalo de tiempo universal 0900 a 1200, del 29 de agosto de 1967. Con objeto de reconocer las variaciones que se relacionan específicamente con el campo magnético entre 1000 y 1100 horas (y también entre 1100 y 1200 horas) de tiempo universal, para formar un vector del disturbio δF . Los resultados mostrados en la figura 1.22 indican que el sistema de corriente para estas variaciones consiste en dos vórtices localizados a grandes latitudes: entre 50° y 60° (a latitudes menores de 50° , el tamaño del vector del disturbio magnético es bastante pequeño y tiene un carácter caótico). Un sistema similar de corriente de doble vórtice a latitudes mayores de 50° se obtuvo considerando el efecto del nivel de "ruido";

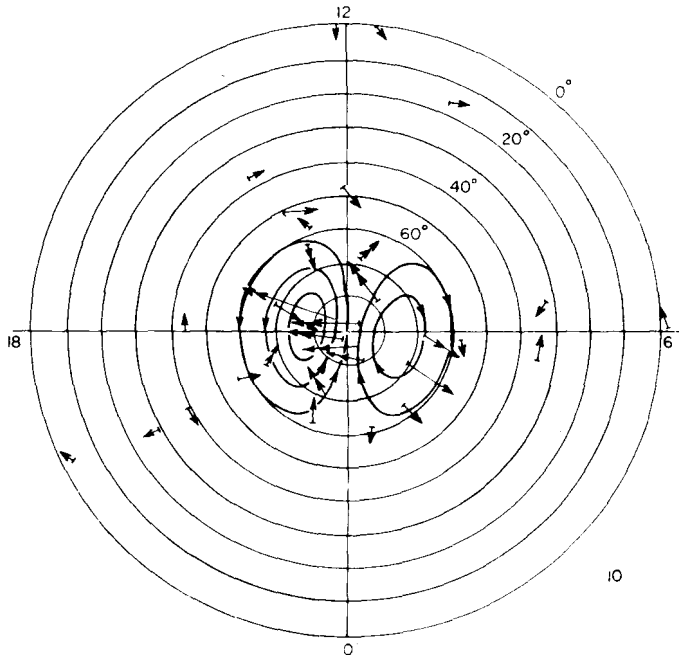


Fig. 1.22. Sistema de corriente para la variación DP2 basado en la información de Troshichev *et. al.*, (1975). Las flechas indican intensidades de 50 gammas.

esto es, se observó el campo magnético durante un día muy quieto con mínima actividad magnética y mínima presión de viento solar en la magnetósfera (Troshichev *et. al.*, 1975). A latitudes menores de 50° , el sistema de corriente equivalente estuvo representado por corrientes zonales (fluyendo a lo largo de la líneas de latitud) y el tamaño del vector del disturbio aumentó conforme decrecía la latitud, de acuerdo con la ley $\delta F = \cos \Phi$, que es característica del disturbio de campo causado por fuentes ionosféricas externas (curvas DR o DCF). Por lo tanto, los resultados de Troshichev *et. al.*, indican que los disturbios DP2 relacionados con los cambios del campo magnético interplanetario, aparecen en latitudes mayores de 60° , y decrecen en tamaño rápidamente a latitudes menores.

Actualmente se sabe que el desarrollo de los disturbios DP2 se explica por la presencia de los campos eléctricos que surgen en el casquete polar, con orientación solamente al Sur del campo magnético interplanetario y siempre dirigidos en una misma dirección de la mañana

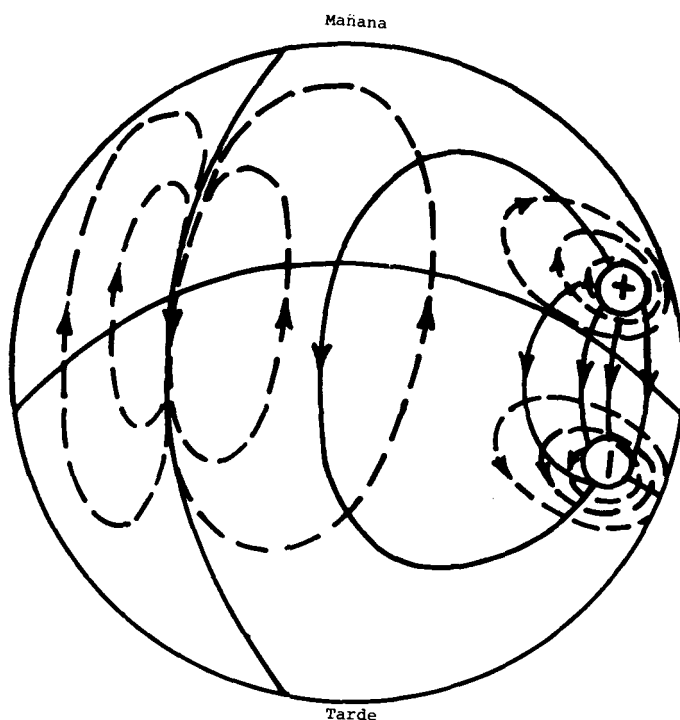


Fig. 1.23. Distribución esquemática del campo eléctrico de la variación DP2 (líneas continuas) y sus correspondientes corrientes (líneas discontinuas).

a la tarde (ver Fig. 1.23). Los campos eléctricos que existen en el casquete polar frecuentemente están cerrados cruzando latitudes medianas y bajas, pero su efecto es evidente en zonas de conductividad muy alta, o sea en la vecindad de los electrojets ecuatoriales. Este comportamiento permite explicar la excelente correlación de las variaciones geomagnéticas entre los casquetes polares y el Ecuador.

Los sistemas de corriente DP2 que hemos estado considerando tienen siempre la misma dirección en los casquetes polares, hacia el Sol. Ejemplos de disturbios de otro tipo —con dirección opuesta de flujo de corrientes— los han dado Fairfield (1963) e Iwasaki (1971). Estos últimos disturbios ocurren comúnmente entre las 1300 y 1400 horas de tiempo local, solamente en las regiones polares y, por tanto, se denominan variaciones cercanas al polo (DP: polo). En los magnetogramas pueden ser reconocidas como desviaciones del nivel estable, con dirección opuesta a aquélla de los disturbios comunes (para variaciones SD). Como indicaron los estudios de Iwasaki (1971), la variación DP cercana al polo no está relacionada con el electrojet auroral y aparece generalmente en invierno. Se ha detectado una relación entre su ocurrencia y una dirección norte hacia el campo magnético interplanetario. El sistema de corriente para una variación cercana al polo DP, comprende dos vórtices centrados a una latitud geomagnética de 83° , cuyas direcciones respectivas de corriente siguen los sentidos de la luz y la oscuridad.

El mecanismo de desarrollo de la variación cercana al polo DP se desconoce. Se ha notado que para dar origen a las amplitudes de la variación cercana al polo DP que han podido observarse (de 300 a 500 gammas), es necesario tener corrientes con una densidad lineal mayor de 500 A km^{-1} . Por lo tanto, estas variaciones están asociadas a incrementos de conductividad muy débiles (integrados arriba del punto más alto) de 5mhos o menos, lo que nos lleva a suponer la existencia de un campo eléctrico de gran intensidad con amplitudes hasta de 100 mV m^{-1} en lugar de uno de 10 mV m^{-1} , que es característico del casquete polar. En condiciones tales, las amplitudes máximas de la variación cercana al polo DP deben ser relacionadas con las líneas de fuerza asociadas con la magnetopausa, pues se supone que el campo eléctrico durante las etapas de baja intensidad surge en la magnetopausa para direcciones Norte del Campo magnético interplanetario, que de ahí en adelante penetra la ionosfera en la región del cenit del día. Deberá notarse que el efecto del cenit del día es evidente no sólo en cuanto a la variación cer-

cana al polo DP, sino que puede ser reconocido en condiciones generales, cuando el campo magnético en el casquete polar está casi en calma, o débilmente excitado por las variaciones DP2. Consecuentemente, a latitudes de 75-80° el vector de disturbio durante las horas del día, se caracteriza frecuentemente por fuertes anomalías en comparación con el campo de disturbio en el resto del casquete polar. Este hecho sirve como base para considerar los “disturbios diurnos” como el tipo básico de disturbios magnéticos en la región cercana al polo (Grafe y Mohlman, 1973) y para suponer que en esta región hay también un electrojet de “tiempo nocturno” que no está relacionado con el electrojet auroral (Mishin *et. al.*, 1970).

Pueden reconocerse tres tipos básicos de excitación DP3:

- (1) Disturbios generados en la vecindad del cenit del día, que tienen comúnmente distribución limitada sobre el casquete polar.
- (2) Aquéllos que persisten por periodos hasta de unas cuantas horas con intensidades de alrededor de 500 gammas. El sistema de corriente para la excitación DP3 tiene la forma de dos vórtices y corrientes superficiales dirigidas hacia el Sol, a latitudes de 80 a 83° durante el día (Fig. 1.24 a). Por lo tanto, el campo eléctrico creado por estos disturbios debe estar dirigido hacia el lado nocturno de la Tierra.

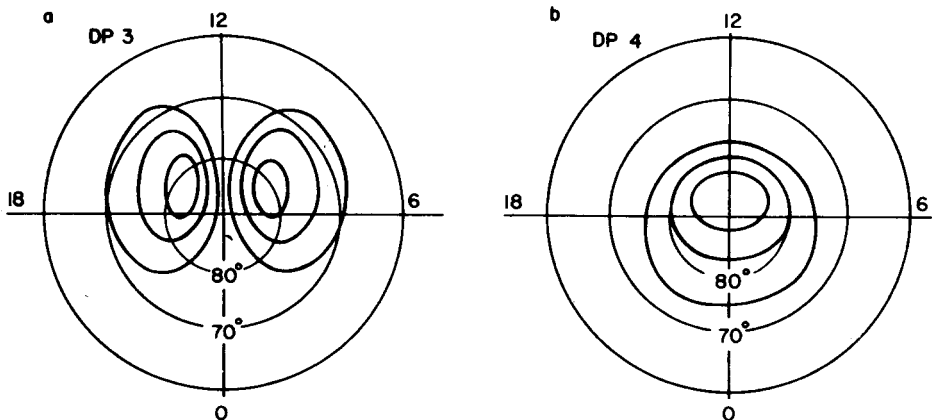


Fig. 1.24 Sistemas de corriente equivalente para las variaciones DP3 y DP4.

-
- (3) Aquéllos con un campo magnético interplanetario positivo, el cual determina la dirección del campo eléctrico para las corrientes DP3 (Iwasaki, 1971).

Entonces, a partir del análisis de las variaciones geomagnéticas aquí descritas, es razonable suponer que hay dos tipos de campos eléctricos en el casquete polar: DP2, que es un campo ampliamente distribuido, siempre dirigido hacia el sector matutino de la Tierra durante la mañana, y DP3, que es un campo local de dirección variable en la región del cenit del día.

La variación DP4 es un disturbio en el casquete polar relacionado con la componente azimutal B_y del campo magnético interplanetario. Este tipo de variación fue identificada por primera vez por Svalgaard (1968) y Mansurov (1969), como el efecto del campo geomagnético de la estructura sectorial del campo magnético interplanetario, que es aquella estructura en el plano de la eclíptica que puede ser dividida en sectores con polaridad alterna del campo interplanetario. El campo magnético interplanetario es el campo magnético de la fotosfera solar que se propaga hacia el espacio interplanetario con la diseminación del plasma solar o viento solar. En promedio, este campo magnético está dirigido hacia o desde el Sol. Con la adición de la trayectoria de flujo radial del plasma desde el Sol y la rotación del mismo, la trayectoria del flujo del plasma solar tiene la forma de una espiral de Arquímedes en un plano eclíptico (con referencia a un sistema fijo de coordenadas). En la órbita de la Tierra, el ángulo de la espiral es de 45° con respecto al radio vector dirigido al Sol. Por lo tanto, alrededor de la Tierra, el campo magnético interplanetario tiene dos componentes en el plano de la eclíptica: la componente radial B_x y la azimutal B_y . En el sistema de coordenadas eclípticas solares, el eje X está dirigido hacia el Sol, y el eje Z es perpendicular al plano de la eclíptica.

En el sector cuya orientación del campo magnético interplanetario se aparta del Sol (polaridad positiva), B_x es negativa, mientras que en el sector dentro del campo orientado hacia el Sol (polaridad negativa), B_x es positiva. Existe generalmente una relación simple entre el signo de la componente B_y y la polaridad del sector estructural. Para B_x negativa, B_y es positiva; para B_x positiva, B_y es negativa. Ocasionalmente, sin embargo, el campo magnético interplanetario está notablemente inclinado con respecto a la espiral de Arquímedes, y en estos casos puede observarse un comportamiento opuesto; esto es, ambas componentes pue-

den ser positivas o negativas. Mansurov (1969) y Svalgaard (1968) han indicado que cuando el campo interplanetario está dirigido hacia afuera del Sol, la componente Z del campo magnético cercana al polo geomagnético Norte (tal como en Thule, a una latitud de 89°) está notablemente disminuida durante las horas de luz (cerca de 200-300 gammas). Al mismo tiempo, a bajas latitudes (Godhavn, a una latitud de 77.5°), la componente H aumenta. Para la dirección opuesta del campo magnético interplanetario (hacia el Sol) el sentido de las variaciones en el campo geomagnético cambia. El efecto es uniforme durante las horas de luz para todo el casquete polar, pero desaparece a latitudes geomagnéticas menores de 70°. En el polo geomagnético Sur, para una polaridad dada del campo magnético interplanetario, el efecto es siempre inverso al encontrado en el Norte. Se observa generalmente un tipo de variación por algunos días, y, repentinamente, se presenta un cambio al tipo de variación opuesto. Este cambio tiene lugar simultáneamente en ambos polos y está asociado con el cambio de signo en los sectores estructurales del campo interplanetario.

Cabe hacer notar que esta correspondencia entre las variaciones de las regiones polares y la estructura sectorial se encuentra solamente en casi un 90% de todos los casos. Los estudios detallados de Friis-Christensen *et. al.*, (1972) han indicado que el comportamiento DP4 ya descrito, es diferente sólo cuando el campo magnético interplanetario se desvía de la espiral de Arquímedes, así que tal carácter de los cambios del campo magnético en los casquetes polares se determina no solamente por la estructura sectorial, sino por la componente B_y del campo interplanetario.

1.4 Significado en términos de prospección magnetotelúrica

En la aproximación al sondeo magnetotelúrico propuesta por Cagniard (1953), se presentan dos importantes suposiciones para definir la resistividad aparente: el campo electromagnético natural es una curva plana que se propaga verticalmente hacia el interior de la Tierra, y la Tierra es lateralmente uniforme. Estas dos suposiciones permiten el cálculo de la resistividad aparente empleando la fórmula de Cagniard.

$$\rho_a = \frac{1}{\omega \mu} \left(\frac{E}{H_L} \right)^2$$

Donde ω es la frecuencia en radianes por segundo, μ la permeabilidad magnética, E la intensidad del campo eléctrico y H_{\perp} la componente ortogonal de la intensidad del campo magnético.

Así como la suposición fundamental no es generalmente válida, tampoco el impacto total de la falla para satisfacer las condiciones supuestas para la utilización del método magnetotelúrico ha sido todavía entendido. Como se demostrará más adelante, la suposición de una onda-plana es excesivamente restrictiva cuando se hacen las observaciones, aun a distancias modestas de la corriente de distribución que da origen al campo electromagnético.

Si no se cumple la condición de que la Tierra sea lateralmente uniforme, pueden surgir entonces serias dificultades en el empleo del método magnetotelúrico. Si se considera a la Tierra lateralmente no uniforme, la facilidad de inducción de corriente en ella dependerá de la dirección de polarización de las variaciones de los campos magnéticos incidentes. En otras palabras, la resistividad aparente es una función de la dirección del flujo de corriente en el terreno. Es necesario determinar la dependencia de la resistividad aparente de la dirección, si de un levantamiento magnetotelúrico va a obtenerse un entendimiento completo de la estructura terrestre. Puede dificultarse determinar la dependencia de la resistividad de la dirección, por una de dos diferentes razones. Primera, el campo electromagnético natural puede tener solamente un rango estrecho de direcciones de polarización, de tal manera que la dependencia de la resistividad de la dirección no puede probarse. Segunda, si la inducción de corriente en la Tierra depende fuertemente de la dirección, las corrientes se inducirán aproximadamente en la misma dirección sin importar cuál sea la polarización del campo magnético, lo que dará entonces una prueba inadecuada de la resistividad aparente como función de la dirección.

Varios investigadores han considerado la complejidad del campo electromagnético natural requerido para proveer la información necesaria del subsuelo (Berdichevskiy, 1961, 1965, 1968; Lilley y Bennet, 1973). El análisis más completo fue llevado a cabo por Berdichevskiy *et al.*, (1976) y lo revisaremos aquí. Berdichevskiy y sus colegas definen una medida geométrica de la complejidad del campo electromagnético, graduándola de 1 a 3. La información disponible acerca de la Tierra aumenta la complejidad del campo, pero el problema de su extracción llega a ser mayor con la complejidad adicional. Todos los campos electromagnéticos excitados en un medio heterogéneo por dipolos eléctricos orienta-

Tabla 1.5

**COMPLEJIDAD DE LOS CAMPOS ELECTROMAGNETICOS
DE VARIOS TIPOS DE FUENTE DE VARIACION MAGNETICA***

Modelo de Fuente	Grado de Complejidad	Condiciones de Aplicación
I Dipolos eléctricos estáticos con desplazamiento horizontal	2	Micropulsaciones observadas a medianas y bajas latitudes
II Dipolo eléctrico o magnético sujeto a traslación lineal y momento variable con el tiempo		
(a) Momento horizontal	2	Subtormentas en el casquete polar observadas a medianas y bajas latitudes
(b) Momento arbitrario	3	Inicio repentino de una tormenta mundial
III Filamento de corriente lineal	1	Subtormentas en el casquete polar observadas a medianas y bajas latitudes
IV Onda plana arbitrariamente polarizada	2	Micropulsaciones y subtormentas en el casquete polar observadas a medianas y bajas latitudes
V Corriente de Eddy fija de configuración constante	1	Variaciones diurnas de quietud solar observadas a medianas latitudes
VI Campo magnético uniforme arbitrariamente orientado	3	Fase principal de una tormenta magnética mundial

* De Berdichevskiy *et. al.*, 1976.

dos arbitrariamente pertenecen a la clase geométrica 3, mientras que el modelo de onda-plana propuesto por Cagniard (1953) pertenece a la clase geométrica 1. Berdichevskiy *et. al.*, (1979) han compilado la información en la tabla 1.5, sobre la complejidad de los campos electromagnéticos a partir de varios tipos de fuentes de variación magnética.

A latitudes medias y bajas, las micropulsaciones pueden ser representadas como un campo a partir de un dipolo eléctrico horizontal orientado arbitrariamente, situado en la ionosfera polar.

Las subtormentas en los casquetes polares son causadas por electrojets aurales. El movimiento del electrojet resulta en una geometría compleja para el campo primario. Cuando se hacen observaciones directamente debajo del electrojet, puede pensarse de la fuente como un filamento de corriente lineal en la ionosfera (Vanyan, 1965). A latitudes medias y bajas, las subtormentas en el casquete polar dan lugar a la propagación vertical de la onda-plana.

Ligeras variaciones diurnas son causadas por remolinos de corrientes ionosféricas localizados a 30° de latitud. Debido a la estabilidad de estas fuentes, el campo tiene mínima complejidad. Las tormentas magnéticas dan lugar a efectos del campo magnético con un alto grado de complejidad. El inicio súbito de una tormenta magnética puede simularse por un dipolo a 10 o 20 radios de la Tierra, moviéndose hacia ella desde el Sol. Esto comprende el modelo 11b en la tabla 1.5. Debido a que la orientación del dipolo equivalente es arbitraria, se da lugar a un campo electromagnético de alta complejidad (3).

La fase principal de una tormenta magnética resulta del flujo de corriente circular en el plano ecuatorial de la Tierra, alrededor de los 5 radios. Está representada por un campo magnético uniforme arbitrariamente orientado, de complejidad 3.

Mucho falta por hacer para entender la naturaleza del campo eléctrico natural de la Tierra, y el modo en que interactúa con su estructura eléctrica.