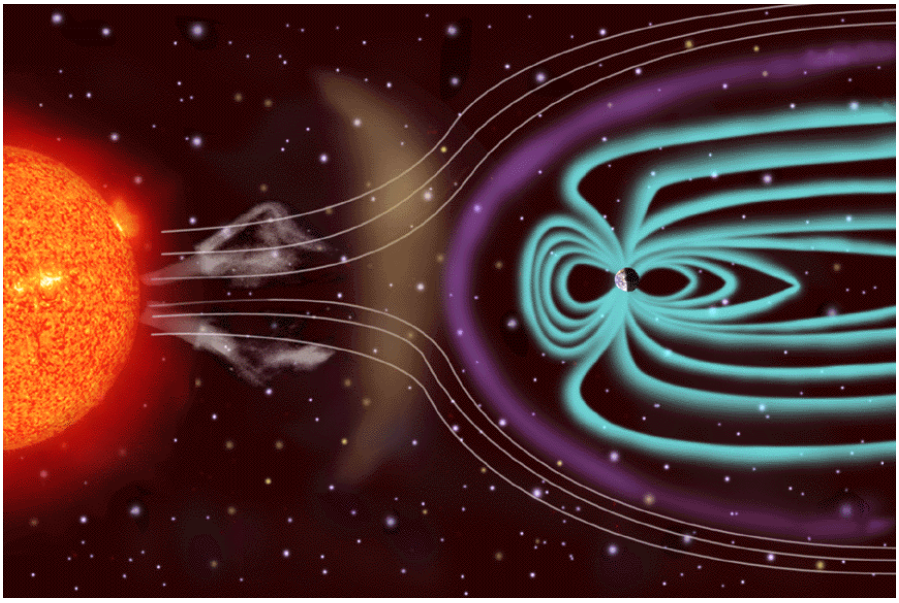
Universidad Complutense de Madrid
Facultad de Ciencias Físicas
Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I
(Geofísica y Meteorología)

Programa de Doctorado: "Geodesia, Geofísica y Meteorología"

Trabajo de Investigación

VARIACIONES GEOMAGNÉTICAS DIARIAS SOLARES Y LUNARES EN LOS OBSERVATORIOS ESPAÑOLES

Marta Cueto Santamaría



Directores del trabajo:

Dr.Miguel Herraiz Sarachaga
Dr. J. D. McKnight

ANÁLISIS DE LAS VARIACIONES GEOMAGNÉTICAS DIARIAS SOLARES Y LUNARES EN LOS OBSERVATORIOS ESPAÑOLES

Madrid, x de Mayo de 2001

Marta Cueto Santamaría

Directores del Trabajo

Dr. J.D. McKnight **Dr. Miguel Herraiz Sarachaga**

Trabajo de Investigación elaborado dentro del programa de doctorado "Geodesia, Geofísica y Meteorología", perteneciente al Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica (Geofísica y Meteorología) de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Complutense de Madrid.

ÍNDICE

PRÓLOGO Y AGRADECIMIENTOS 4

INTRODUCCIÓN 5

1. ESTADO DEL CONOCIMIENTO 7
1.1 Variaciones solares diarias en condiciones tranquilas 7
1.1.1 Introducción 7
1.1.2 Notas Históricas 8
1.1.3 Morfología de las variaciones diarias tranquilas 9
1.1.4 Las corrientes de la dinamo ionosférica 13
1.1.4.1 Proceso General 13
1.1.4.2 Conductividad en la región E 14
1.1.4.3 Movimiento atmosférico 17
1.1.4.4 Factores que influyen en el comportamiento de S_q 19
1.1.5 Análisis de S_q 22
1.1.5.1 Representación espectral 22
1.1.5.2 Representación global de las observaciones de S_q 24
1.1.5.3 Análisis de S_q mediante armónicos esféricos 26
1.1.5.4 Representación del campo mediante SHA 30
1.1.6 Comportamiento de la fuente de corriente ionosférica 33
1.1.6.1 Función de corriente equivalente de S_q 33
1.1.6.2 Contornos de la corriente equivalente 33
1.2 Variaciones lunares diarias 38
1.2.1 Notas históricas 38
1.2.2 Corrientes y campos de la variación lunar 39
1.2.2.1 Orígenes 39
1.2.2.2 Técnicas de análisis y resultados 41

2.DATOS 45
2.1 Tipo de datos 45
2.2 Observatorios 46
2.2.1 Real Instituto y Observatorio de la Armada 47
2.2.2 Observatorio del Ebro 49
2.2.3 Observatorio Central Geofísico de Toledo 51
2.2.4 Observatorio de San Pablo de los Montes 54
2.2.5 Observatorio de Almería 56
2.2.6 Observatorio de Logroño 57
2.2.7 Observatorio de Coimbra 58
2.2.8 Observatorio de San Fernando, 1964-1965 58
2.2.9 Observatorio del Ebro, 1965-1966 59

3. METODOLOGÍA 60
3.1 Método de Chapman y Miller 60

3.1.1 Determinación de s_p y σ_p 61
3.1.2 Determinación de l_n y λ_n 62
3.1.3 Correcciones a los ángulos de fase 65
3.1.4 Errores probables de vector 66
3.2 Influencia de otros parámetros 68
3.3 Rangos solares y lunares 70
3.4 Separación de L en sus contribuciones ionosférica y oceánica 72

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN 74
4.1 Variación estacional 74
4.1.1 Términos solares 74
4.1.2 Términos lunares 85
4.1.2.1 Contribuciones ionosférica y oceánica 95
4.2 Variaciones debidas al ciclo solar 98
4.2.1 Términos solares 98
4.2.2 Términos lunares 103
4.3 Variación geográfica 108
4.3.1 Términos solares 108
4.3.2 Términos lunares 111
4.3.2.1 Contribuciones ionosférica y oceánica 116

5. CONCLUSIONES 121

6. REFERENCIAS 123

7. GLOSARIO 128

8. APÉNDICES 131
8.1 Apéndice 1: Gráficas diarias de la Variación Estacional 132
8.2 Apéndice 2: Gráficas diarias de la Variación Geográfica 145

Prólogo y agradecimientos

Hay un poema de José Hierro que dice así:

Quisiera que tú me entendieras a mí sin palabras.
Sin palabras hablarte, lo mismo que se habla mi gente.
Que tú me entendieras a mí sin palabras
como entiendo yo al mar o a la brisa enredada en un álamo verde.

Y es que las palabras no son lo mío, y temo estropear con ellas lo que realmente quiero decir. Así que os pido que veáis más allá de estas letras todos vosotros, a quienes estas palabras van dirigidas.

Quiero agradecer la dedicación, el cariño y la amistad que me habéis brindado vosotros dos, mis dos tutores, sin cuyo apoyo este trabajo no habría sido posible. Con tantísimas obligaciones, habéis sido capaces de hacer un hueco a esta "aprendiz de investigadora".

A mis amados y "nunca bien ponderados padres", como tanto te gusta decir a ti, papá (y qué razón tienes). Siempre estáis conmigo, y en esta ocasión no podíais ser menos. Por todo, por la dedicación absoluta, por el amor que nunca me ha faltado.

A Daniel. Por todo aquello que no puedo decir con palabras.

A Javi y a Marta, por el cariño, por la compañía, por las tazas de té a medianoche.

A todos mis amigos y amigas. Por todo lo que una amistad supone.

A todos los compañeros del Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica (Geofísica y Meteorología) de la Facultad de Ciencias Físicas de la UCM. Por los buenos ratos pasados juntos.

A mis compañeros del Centro de Cálculo de la UCM. Por la amistad y por aguantarme en los malos momentos. Y también a Pedro Cuesta, del Centro de Cálculo de la UCM (Apoyo a Investigación), porque siempre ha estado dispuesto a ayudarme en todo lo necesario.

A todo el Departamento de Geofísica y Meteorología, que me ha dado la posibilidad de elaborar este trabajo.

A los Observatorios de San Pablo de los Montes, el Ebro y San Fernando, así como a la Sección de Geomagnetismo del IGN en Madrid, gracias a los cuales han estado a mi disposición los datos geomagnéticos necesarios para este estudio. En particular, gracias a Luis Alberca y Ernesto Sanclement (del Observatorio del Ebro), a Javier Merino y Víctor Martín (del IGN), a José Martín Dávila (del Observatorio de San Fernando) y a Pablo Covisa (del Observatorio de San Pablo), por la preparación de los datos aquí analizados.

A todos los nombrados (y que me perdonen los que faltan), ***un millón de gracias.***

INTRODUCCIÓN

Desde la antigüedad, el hombre tiende a centrar su atención en los cambios bruscos que se producen en su entorno, e ignorar las variaciones más regulares. A pesar de esto, el estudio de los procesos físicos que dan lugar a la aparición de los cambios diarios en condiciones tranquilas, y concretamente de los referidos al campo geomagnético, puede revelar ciertos detalles de la atmósfera superior y del interior de la Tierra, que no pueden obtenerse a partir de otro tipo de medidas. El propósito de este trabajo es estudiar las variaciones del campo magnético terrestre debidas a la influencia del Sol y la Luna, en ausencia de perturbaciones, en los observatorios españoles. También se pretende analizar la influencia del océano en dichas variaciones diarias tranquilas.

El comportamiento de las variaciones geomagnéticas diarias solares y lunares está muy lejos de ser simple. La multitud de factores que influyen en éstas lleva a una enorme variabilidad en los resultados obtenidos. La existencia de corrientes eléctricas secundarias en los océanos debidas a corrientes ionosféricas primarias, así como de corrientes primarias oceánicas producidas por la influencia lunar complican aún más el análisis de estas variaciones.

Son muchos los estudios que se han realizado acerca de las variaciones geomagnéticas diarias, pero, concretamente en España, apenas existen trabajos sobre las mismas. Este hecho, unido a la existencia de los datos geomagnéticos necesarios, facilitados por los distintos observatorios españoles, son dos de las razones fundamentales para la realización del presente trabajo. Otro factor decisivo ha sido la presencia en España del Dr. Don McKnight, cuya larga experiencia en estudios geomagnéticos ha resultado fundamental a lo largo de toda la investigación.

La ubicación de los observatorios existentes en España resulta bastante propicia para realizar un estudio geomagnético encaminado a analizar la influencia de las mareas oceánicas en las variaciones diarias. Por un lado, los observatorios cuyos datos se han analizado se encuentran muy repartidos dentro de la Península Ibérica, gracias a lo cual es posible hacerse una idea general del patrón de cambio geográfico en las variaciones diarias. Por otro lado, se cuenta tanto con observatorios emplazados cerca de la costa, como con observatorios marcadamente continentales, pudiendo de esta manera estudiar los distintos comportamientos de las variaciones diarias de acuerdo con la posición geográfica de los mismos. A fin de disponer de más información sobre esta variación geográfica, se ha incluido el análisis de los datos geomagnéticos procedentes del Observatorio de Coimbra, situado junto a aguas atlánticas.

En todo estudio sobre las variaciones geomagnéticas diarias es necesario trabajar con grandes cantidades de datos. En este caso, se han procesado los valores horarios de las tres componentes del campo magnético pertenecientes, en total, a 24 años de datos, lo que ha supuesto trabajar con aproximadamente 657.000 valores del campo geomagnético. A esto hay que añadir la falta de homogeneidad en los formatos con que estos datos han sido suministrados por los distintos observatorios, lo cual ha supuesto una dificultad añadida a la hora de procesar los mismos.

El interés de esta investigación no es únicamente teórico. El estudio de las variaciones geomagnéticas lunares diarias, y particularmente de la contribución oceánica de éstas, puede llevar a un conocimiento más profundo de las corrientes marinas responsables de tales variaciones. En el caso de la Península Ibérica, este trabajo puede contribuir, en

primera aproximación, a un futuro mejor conocimiento de las corrientes marinas existentes en el Océano Atlántico, en el Mar Mediterráneo y en el Estrecho de Gibraltar.

1. ESTADO DEL CONOCIMIENTO

1.1 Variaciones solares diarias en condiciones tranquilas

1.1.1 Introducción

Las condiciones tranquilas del campo magnético terrestre se reconocen fácilmente en los magnetogramas de periodo de registro típico. En la Figura 1 se comparan los registros magnéticos diarios de la componente horizontal del campo geomagnético, H, en condiciones perturbadas y tranquilas, pertenecientes a diez observatorios a distinta latitud geomagnética. En este ejemplo, los días seleccionados como tranquilos tienen un índice de actividad magnética planetaria Ap igual a 2, mientras que el día activo tiene un valor de 19. Los registros magnéticos de los días tranquilos se caracterizan por una clara ausencia de variaciones de alta frecuencia (exceptuando el caso de perturbaciones en zona auroral), así como por el dominio en el espectro de las componentes con periodos de 24, 12, 8 y 6 horas. En estos días, las oscilaciones de las tres componentes ortogonales del campo producen registros muy similares a otros registrados muchos días antes y después, y siguen un patrón de cambio gradual a través de las estaciones del año. Tales registros describen las variaciones geomagnéticas diarias tranquilas. Estas son las variaciones geomagnéticas más persistentes, y también las más estudiadas, aunque todavía hay ciertos detalles que no han sido aclarados completamente.

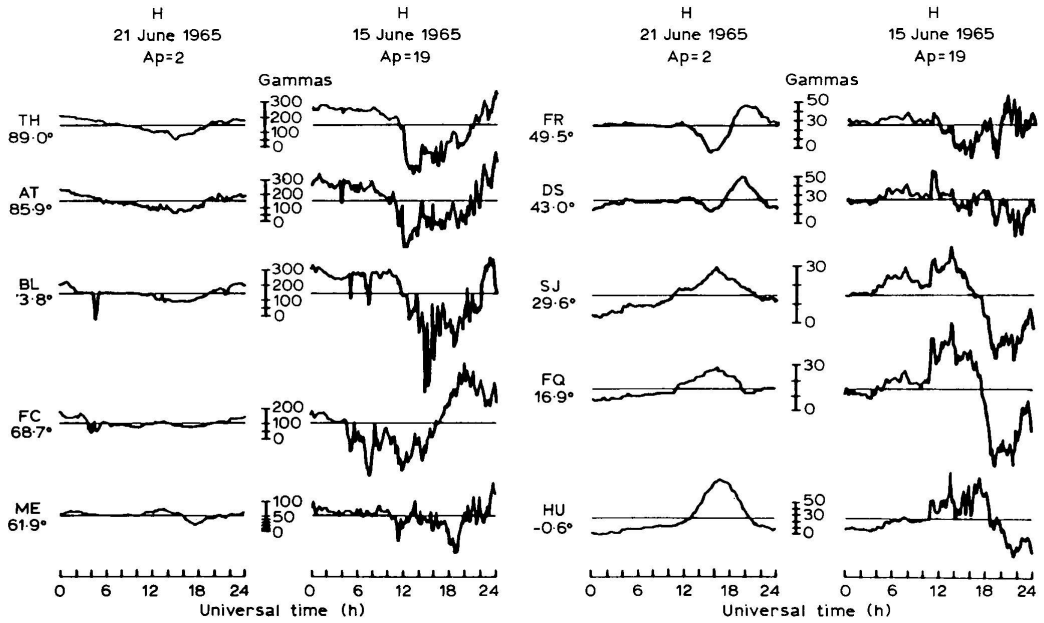


Fig. 1. Variaciones geomagnéticas diarias para la componente H en diez observatorios americanos, cuya latitud varía desde el polo hasta el Ecuador. Las siglas de cada estación, así como su latitud geomagnética, aparecen señaladas en la parte izquierda de cada registro. Para cada localización se ilustran las variaciones durante un día tranquilo (Ap=2) y un día activo (Ap=19), con escalas diferentes, pero todas ellas en gammas (nanoTeslas). (Jacobs, 1989)

Como la actividad solar, identificada con el número de manchas solares, controla el número de días magnéticamente perturbados a lo largo del año, el número de días tranquilos en un año aumenta al disminuir el promedio anual del número de manchas solares diarias. Los niveles geomagnéticos más tranquilos tienen lugar normalmente cuando el número de manchas solares es mínimo o un año antes, mientras que los períodos de máxima actividad geomagnética se producen dos o tres años después del máximo de manchas solares. Debido al ciclo de 11 años en la actividad solar, habrá un ciclo similar de años geomagnéticamente tranquilos.

1.1.2 Notas históricas

En 1866, Walker describió en detalle los experimentos realizados por G. Graham (1675-1751) en Londres durante los años 1722 y 1723. Estos experimentos, consistentes en más de 1000 mediciones de la declinación magnética D, pusieron por primera vez de manifiesto la existencia de una pequeña componente geomagnética diaria, con una amplitud de unas pocas decenas de nanoteslas. A su vez, Graham introdujo la distinción entre días geomagnéticamente tranquilos y días perturbados. Estos resultados fueron corroborados por A. Celsius (1701-1744), por medio de unas 20000 mediciones realizadas en Upsala entre los años 1740 y 1747. Además de comprobar que la variación diaria no se limitaba a un lugar concreto, así como el origen externo de dichas variaciones, Celsius estableció la relación entre las perturbaciones magnéticas más importantes y la aparición de auroras.

En 1754, J. J. Mairan anunció que las perturbaciones magnéticas eran consecuencia de la entrada en la atmósfera terrestre de partículas procedentes del Sol. Los cambios estacionales en las variaciones diarias fueron registrados por vez primera en 1759 por Canton. Y años después, entre 1826 y 1855, Schawabe establece la relación entre las perturbaciones magnéticas y la actividad solar, observando la periodicidad de 11 años debida a la acción de las manchas solares. R. C. Carrington (1862-1875) observó en 1859 la influencia directa de las fulguraciones solares en el campo magnético terrestre. En 1866, Walker descubrió la diferencia de comportamiento de las variaciones solares tranquilas, también llamadas S_q (de *Solar Quiet*), entre los hemisferios norte y sur.

Stewart (1882) propuso, como fuente de S_q, una corriente eléctrica fluyendo en la atmósfera superior. Su propuesta fue el primer anuncio de la existencia de la ionosfera. Un análisis mediante armónicos esféricos de una serie muy limitada de datos de observatorios permitió a Schuster (1889, 1902) probar que la fuente de S_q era externa a la Tierra. Más tarde, en 1908, él mismo mostró que estas corrientes externas eran el resultado de la acción de la dinamo. Siguiendo esta línea, Chapman (1913,1919) mejoró los procedimientos de análisis. Benkova (1949) y Price y Wilkins (1963) hicieron mas análisis del campo geomagnético mediante armónicos esféricos, utilizando para ello series de datos más apropiadas para este tipo de estudios. Con la expansión del programa global de observatorios durante el Año Geofísico Internacional (1957-1959) y la creación de Centros de Datos Mundiales (los conocidos *World Data Centers)* para almacenar los registros geomagnéticos mundiales, se dio un paso importante en el estudio y el análisis de las variaciones diarias solares.

El periodo de investigación por medio de satélites, que empezó a mediados de los años sesenta, permitió esclarecer las interacciones entre ionosfera y magnetosfera. Estos descubrimientos forzaron una revisión completa de la teoría de la dinamo ionosférica.

Richmond et al. (1976) y Richmond (1979) concluyeron que los vientos en la región comprendida entre los 80 y los 200 Km. de altura, que se producen por el calentamiento solar, eran la causa principal de las corrientes de S_q, y que las fuentes magnetosféricas son solamente secundarias en latitudes medias y bajas. Ciertos autores investigaron la posibilidad de que existieran efectos conjugados en los sistemas de corrientes de S_q de latitudes medias, procedentes de determinadas asimetrías en el calentamiento y en la conductividad (Van Saben, 1970; Wagner *et al.*, 1980; Richards y Torr, 1986).

Por otro lado, en 1962, Nagata y Kokubun confirmaron que la interacción entre la magnetosfera y la ionosfera, en altas latitudes, produce un campo especial de variación diaria tranquila.

1.1.3. Morfología de las variaciones diarias tranquilas

Una vez eliminados de los magnetogramas de los días tranquilos los pequeños pero persistentes efectos debidos al sistema de corrientes de marea lunar L (de los que más tarde se hablará), las variaciones que todavía permanecen en los registros reciben el nombre de S_q (de "*Solar Quiet*") . Algunos autores, particularmente aquellos interesados en el estudio de la conductividad de la corteza terrestre, prefieren llamar S_q a las variaciones diarias o variaciones diurnas. Más correctamente, la expresión "variación diurna" debe restringirse a la componente espectral de 24 horas de un fenómeno. Por el contrario, los campos de S_q no se limitan a este periodo, con lo que se utilizará S_q para designar a las variaciones solares diarias tranquilas.

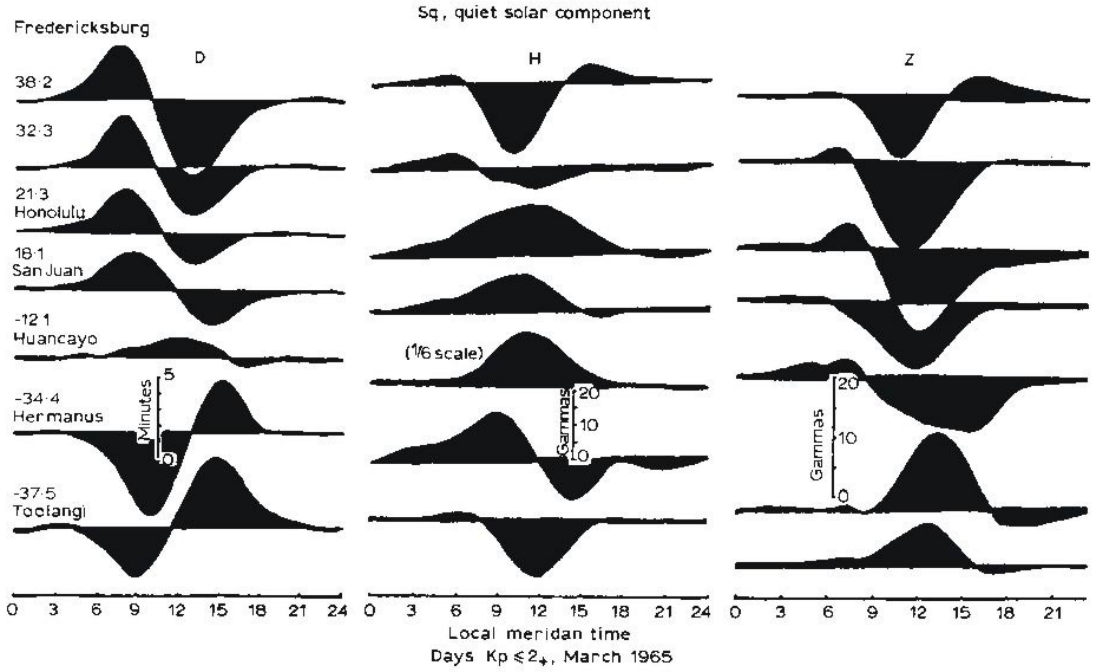


Fig. 2. Media mensual de las variaciones diarias tranquilas (Kp ≤ 2) para las componentes H, D y Z, para observatorios de los hemisferios norte y sur, durante Marzo del año tranquilo 1965. Las grandes variaciones de H en Huancayo se muestran en escala de 1/6. (Campbell, 1987a)

Típicamente, la representación de S_q en un observatorio es el promedio de los valores del campo geomagnético a partir de una selección de días tranquilos. Algunos autores utilizan la lista de los 5 días más tranquilos de cada mes, publicados en la revista *Journal of Geophysical Research*. Desafortunadamente, estos 5 días pueden contener considerable actividad en un mes totalmente perturbado; de hecho, los primeros registros de un cambio en S_q con el ciclo solar se encontraron por la inclusión de tales datos perturbados. Por ello, otros autores prefieren usar aquellos días en que los ocho índices Kp están bajo un determinado nivel. La Figura 2 (página anterior) ilustra la variación del campo tranquilo en 7 observatorios, para el promedio de estos días tranquilos en el mes seleccionado, cuando todos los índices Kp son iguales o menores que 2_+. Gracias a este proceso de promediado se suavizan las pequeñas irregularidades que tienen lugar en los días tranquilos individuales.

Si se comparan los magnetogramas de días tranquilos de dos observatorios a igual latitud, pero a diferente longitud, se observa que son muy similares, pero la fase de las curvas difiere en un ángulo equivalente a la diferencia de tiempo entre los observatorios. De la misma forma, se obtienen curvas muy diferentes para la misma longitud, pero distintas latitudes. Por lo tanto, se puede afirmar en primera aproximación, que las variaciones diarias son función de la latitud y del tiempo local.

En la Figura 3 aparecen representadas las variaciones diarias medias de una serie de observatorios a diferentes latitudes, dibujadas como función del tiempo local. De la observación de estas curvas se puede deducir que, a bajas latitudes, la componente norte, X, tiene un máximo cercano al mediodía, y es casi constante durante la noche. Al aumentar en latitud en ambos hemisferios, se observa que este máximo disminuye hasta que, a una latitud de aproximadamente 35º, solo aparece una doble onda indefinida. Para latitudes mayores, aparece un mínimo casi a medianoche.

En el caso de la componente este, Y, la situación es diferente. Cerca del Ecuador, la variación es muy pequeña. En el hemisferio norte, Y se caracteriza por un máximo matinal y por un mínimo por la tarde. En el hemisferio sur la fase está invertida, de tal forma que por la mañana se observa un mínimo y por la tarde un máximo.

Las curvas para la componente vertical, Z, no están tan definidas como las correspondientes a las componentes horizontales. La tendencia general es que exista un mínimo en el hemisferio norte, con amplitud máxima, en latitudes medias, cerca de medianoche, y un máximo similar en el hemisferio sur.

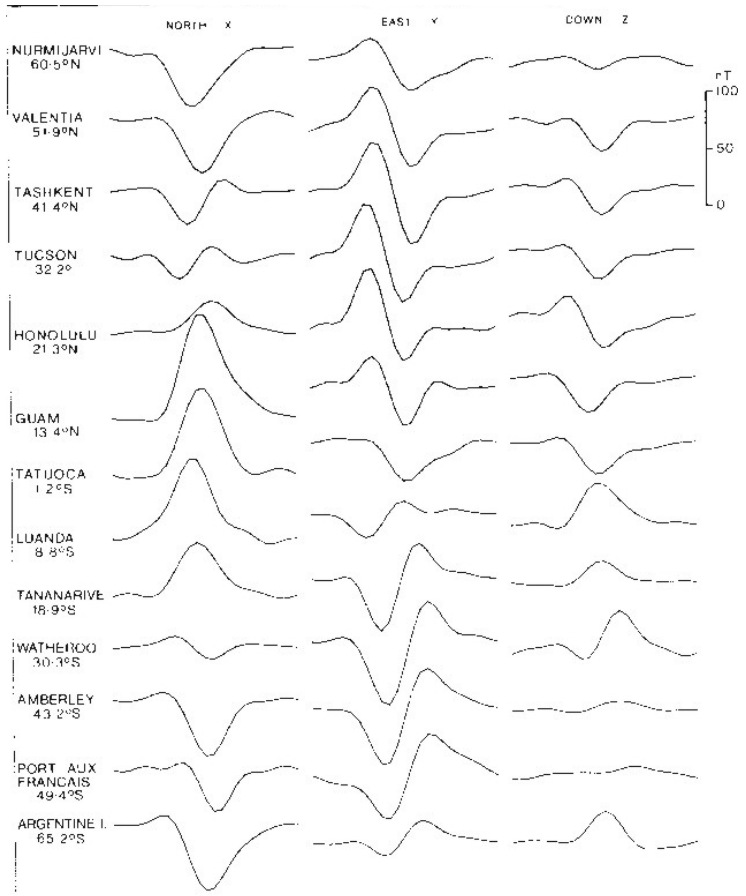


Fig. 3. Curvas de variación diaria en función del tiempo solar, para una serie de observatorios a distintas latitudes geográficas. (Parkinson, 1983)

En altas latitudes (por encima de los 60º) los procesos magnetosféricos pueden dominar completamente los registros, y solo en raras ocasiones puede observarse la S_q verdadera. Fuera de las regiones polares, las variaciones diarias tranquilas muestran una apariencia relativamente plana en las horas nocturnas.

Debe recordarse que una Z positiva corresponde a un campo hacia abajo, mientras que una Z negativa corresponde a un campo hacia arriba. Así, como Z es negativa en el hemisferio sur, Z tiene un mínimo a medianoche en magnitud en ambos hemisferios.

El patrón mundial de la variación diaria puede esquematizarse mediante el mapa de la Figura 4. En él, las flechas indican la dirección de las componentes horizontales en función de la latitud y del tiempo local.

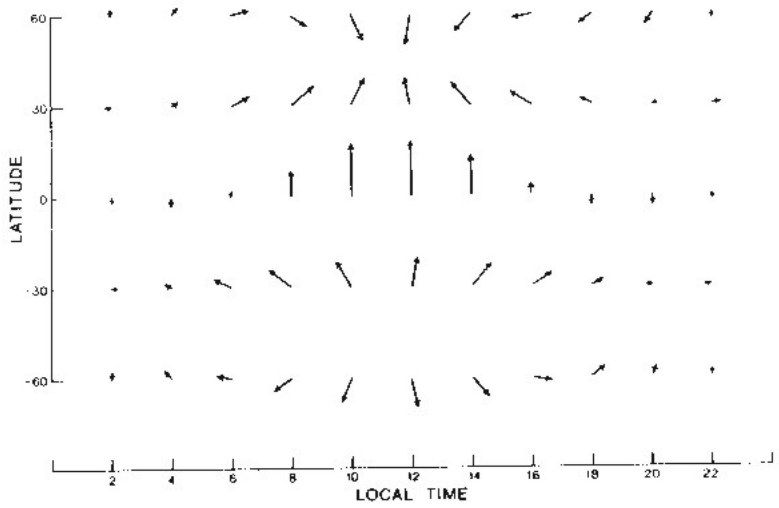


Fig. 4. Flechas que representan la componente horizontal del campo de variación diaria como función de la latitud y del tiempo local. (Parkinson, 1983)

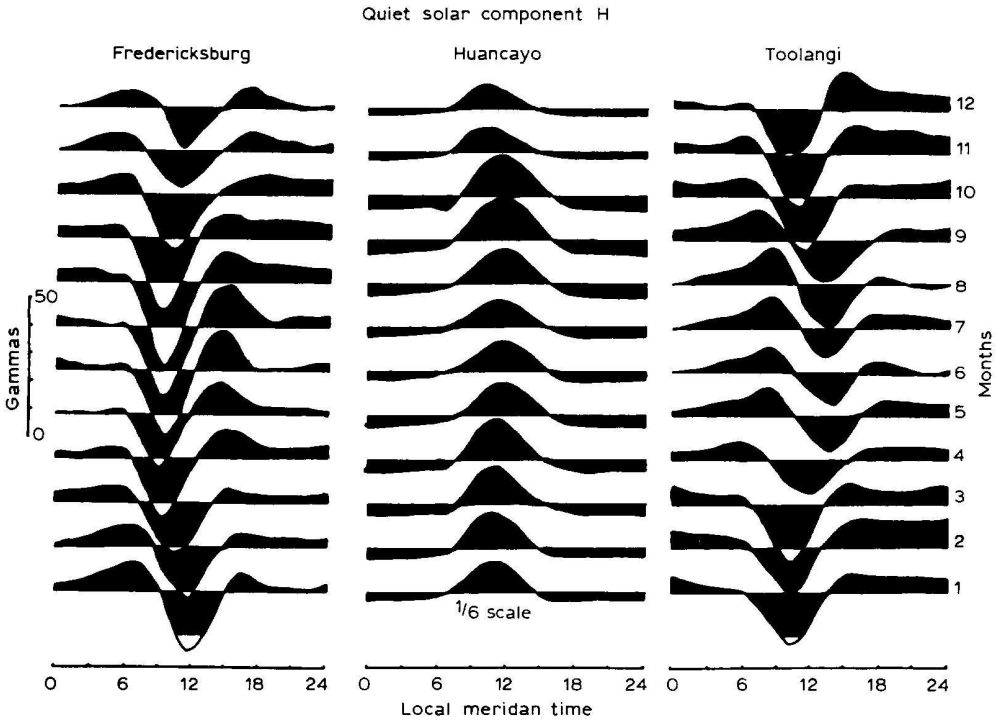


Fig. 5. Cambios mes a mes de S_q media mensual en los Observatorios de Fredericksburg (USA), Huancayo (Perú) y Toolangi (Australia). Las amplitudes en Huancayo (cerca del Ecuador geomagnético) se muestran como 1/6 de la amplitud real, debido a su alto valor. Las latitudes geomagnéticas de Fredericksburg y Toolangi son similares, pero el primero se encuentra en el hemisferio norte y el segundo en el hemisferio sur. (Campbell, 1972)

A lo largo del año, las variaciones diarias tranquilas cambian ligeramente en amplitud y fase. La Figura 5 (página anterior) ilustra este cambio en H para dos observatorios con latitudes geomagnéticas similares, pero en hemisferios opuestos, y para un observatorio cercano al Ecuador dipolar magnético. Se observa un claro incremento anual en amplitud durante los meses de Verano y una deriva de la fase del máximo (anterior en Verano y posterior en Invierno) para las dos estaciones situadas en latitudes medias. La estación ecuatorial parece mostrar un incremento equinoccial semianual en la amplitud. Las variaciones anual y semianual se toman como indicadores de cierta dependencia del sistema de S_q con la localización geográfica y el ángulo cenital solar.

1.1.4 Las corrientes de la dinamo ionosférica

1.1.4.1 Proceso general

A finales del siglo XIX se sugirieron varias explicaciones para la aparición de las variaciones diarias, pero la única que fue seriamente considerada fue la llamada "teoría de la dinamo". Esta teoría defiende que las variaciones diarias tranquilas del campo geomagnético que se detectan en un observatorio aparecen debido a la acción de corrientes de dinamo en la región E de la ionosfera, situada entre los 90 y los 130 Km. de altura. Estas corrientes se producen por la expansión y contracción de la atmósfera debido a la acción diaria del Sol, a vientos horizontales en la alta atmósfera a escala global, y a fuerzas de marea lunar. En la Figura 6 se muestra la variación de la componente tranquila de D para marzo en Honolulu, así como el ángulo cenital solar χ. La ionización de la región E de la ionosfera es, en primera aproximación, proporcional al factor de Chapman $(\cos \chi)^{1/2}$. En este ejemplo, la curva para S_q (D) se corresponde con la variación en el factor de Chapman al amanecer y al anochecer. Si la variación diaria solar tranquila fuera principalmente de origen magnetosférico, entonces al amanecer y al anochecer no aparecería ninguna transición brusca en la curva de S_q. Por otra parte, los magnetómetros situados en cohetes han verificado la presencia, durante el día, de las corrientes de S_q en la región E.

En un sentido general, el proceso que sigue la corriente de la dinamo ionosférica es similar al utilizado en una planta de energía hidroeléctrica. En el generador de la planta, se mueve un alambre conductor, por la fuerza de la turbina impulsada por agua, a través del campo producido por un gran imán estacionario; este movimiento hace que fluya corriente eléctrica en el alambre y que, por lo tanto, se produzca energía eléctrica. Al igual que un conductor, la región de la dinamo atmosférica tiene partículas cargadas libres, que en este caso proceden de las moléculas de aire que han sido ionizadas por radiación de alta energía generada en el Sol. Entonces, gracias a la expansión y contracción diaria de la atmósfera y a vientos de gran altitud (termosféricos), la ionosfera conductora se desplaza a través del campo magnético principal de la Tierra, haciendo que las corrientes de la región E fluyan principalmente en el lado iluminado de la Tierra. En este punto se abandona la analogía hidroeléctrica por varias razones: La conductividad de la región E es, a diferencia de la del alambre conductor, tensorial (lo que significa que la cantidad de flujo de corriente depende de la dirección del transporte de ionización con respecto al campo principal); los movimientos y vientos de marea térmica varían según la localización geográfica global; el campo magnético de la Tierra varía, en magnitud y dirección, con la posición en su propio sistema de coordenadas; y, en todo emplazamiento, hay una variación de la conductividad y de las fuerzas motrices con la hora del día, día del año y nivel de actividad solar.

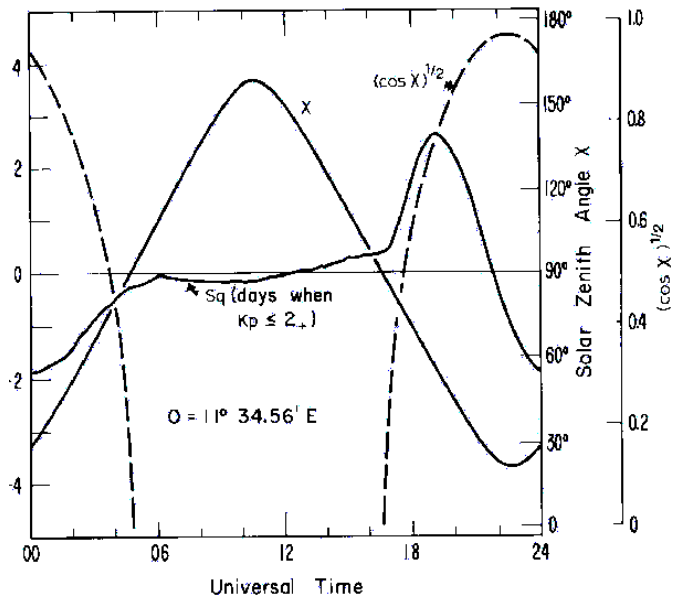


Fig. 6. Comparación entre el cambio diario en $S_q(D)$, el ángulo cenital solar χ, y el factor de ionización de Chapman de la región E, $(\cos \chi)^{1/2}$, para Marzo de 1965 en Honolulu, Hawai. (Jacobs, 1989)

1.1.4.2 Conductividad en la región E

En el proceso de la dinamo ionosférica, resulta fundamental el estudio de las propiedades eléctricas de la región E de la ionosfera. La disminución de la densidad del aire, al ascender a través de la atmósfera, permite a los electrones estar casi libres de colisiones en la base de la región E, aproximadamente a unos 80 Km. de altura. Por contra, en la parte superior de esta región, a unos 130 Km. de altura, los iones positivos están fuertemente sujetos a colisiones con la atmósfera neutra. Como resultado, una corriente de electrones no puede ser neutralizada por una corriente opuesta de iones positivos en la región intermedia. En cambio, un viento o marea atmosférica en la dirección del campo magnético principal de la Tierra no producirá ahí ninguna corriente, porque el sistema completo de partículas está moviéndose a lo largo en conjunto (a la "velocidad de deriva del plasma"). Los signos opuestos de las cargas de electrones e iones hacen que sus efectos de corriente se cancelen, y que deriven con la atmósfera neutra, formando espirales (en direcciones opuestas) alrededor de las líneas de campo, con girofrecuencias Wc y Wi. Si hay un campo eléctrico E dirigido a lo largo del campo magnético, entonces la conductividad eléctrica, para una corriente orientada de forma similar, vendrá dada aproximadamente por:

$$\sigma_0 = ne^2 / m\nu \qquad (1)$$

donde, para los electrones, n es la concentración, e es la carga, m es la masa y ν es la frecuencia de colisión efectiva (todo en el sistema internacional). σ_0 es la conductividad longitudinal.

El movimiento de los electrones ionosféricos, impulsados a una velocidad U en el campo magnético principal B, puede expresarse por un campo eléctrico E´:

$$\vec{E}' = \vec{E} + \vec{U} \times \vec{B} \tag{2}$$

donde E es un campo eléctrico externo, en el marco de referencia de la Tierra. Cuando este campo eléctrico es perpendicular al campo magnético terrestre B, hay que considerar dos conductividades separadas. Para una corriente en una dirección paralela a E, se aplica la conductividad de Pedersen (transversal). En la parte de la ionosfera donde sólo son importantes los movimientos electrónicos, esta conductividad toma la forma:

$$\sigma_1 = \sigma_0 \frac{\nu^2}{\omega^2 + \nu^2} \approx \sigma_0 \left(\frac{\nu}{\omega} \right)^2 \tag{3}$$

Para una dirección de corriente perpendicular a E, se debe usar la conductividad de Hall. En tal situación, para la región de interés tendremos:

$$\sigma_2 = \sigma_0 \frac{\nu\omega}{\omega^2 + \nu^2} \approx \sigma_0 \frac{\nu}{\omega} \tag{4}$$

Es posible hacer estas aproximaciones en la región ionosférica porque, en esta región, la frecuencia de colisión es relativamente pequeña con respecto a la girofrecuencia ($\nu/\omega \ll 1$). Esta relación, junto con las expresiones (3) y (4), nos muestran que la conductividad de Hall es más importante que la de Pedersen en la región de la dinamo, donde la corriente es transportada por los electrones. Por lo tanto, la corriente fluye más favorablemente en una dirección perpendicular a los campos magnético y eléctrico, a su vez perpendiculares entre sí. Para cálculos más precisos no se pueden hacer las aproximaciones anteriores, y deben incluirse los pequeños efectos de los iones positivos (ver Rishbeth y Garriott, 1969).

Es importante subrayar que por debajo de los 80 Km. no existen conductividades y por tanto no habrá corrientes verticales. La ionosfera, por ser conductora, crea en su base una concentración de cargas para prevenir el flujo de corrientes verticales. Esto hace que las corrientes estén limitadas a moverse en un plano horizontal. Para calcular las conductividades en ese plano se considera que la conductividad es generalmente anisótropa. Por eso la relación entre los vectores **J** y **E** viene dada realmente por un tensor:

$$\overline{J} = \Psi \cdot \overline{E} \tag{5}$$

Si B tiene dirección según el eje Z, y E tiene componentes X e Y se puede escribir:

$$J = \sigma E \tag{6}$$

$$J_x = E\sigma_1 \cos\alpha_1 + E\sigma_2 \cos\alpha_3 = E_x\sigma_1 + E_y\sigma_2 \tag{7}$$

$$J_y = E\sigma_1 \cos\alpha_2 - E\sigma_2 \cos\alpha_4 = E_y\sigma_1 - E_x\sigma_2 \tag{8}$$

Si además hubiera un campo **E** en la dirección de **B** sería:

$$J_z = \sigma_0 E_z \tag{9}$$

Con lo que, en forma matricial, el tensor reviste la forma:

$$\Psi = \begin{pmatrix} \sigma_1 & \sigma_2 & 0 \\ -\sigma_2 & \sigma_1 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_0 \end{pmatrix} \tag{10}$$

Ahora se supone que B tiene una inclinación I y se toma un sistema de referencia en que X está en el meridiano magnético e Y indica en Este. A su vez se supone que E tiene dirección Norte y se representa por E_N, y que existe un campo vertical E_q originado por las cargas en el espacio. El campo **E** tiene las componentes:

$$E_x = E_N \sin I - E_q \cos I \tag{11}$$

$$E_y = 0 \tag{12}$$

$$E_z = E_N \cos I + E_q \sin I \tag{13}$$

A partir de estas expresiones pueden calcularse las conductividades, para las distintas direcciones del espacio, producidas por los campos dirigidos hacia el Norte y hacia el Este. En el Ecuador dipolar magnético se establece una condición especial de corriente ionosférica (Forbes, 1981), pues el campo magnético de la Tierra está dirigido horizontalmente de norte a sur. La corriente de Hall, inhibida por los límites ionosféricos perpendiculares al flujo, produce un campo de polarización opuesto al flujo. Bajo estas condiciones especiales en el Ecuador, la conductividad efectiva paralela al límite de la ionosfera (perpendicular al campo magnético de la Tierra) supera a la conductividad de Pedersen. El resultado es un incremento considerable de la conductividad ionosférica este-oeste, lo cual permite el flujo de una corriente ecuatorial intensa en una región de aproximadamente 600 Km de anchura, que ha sido denominada el "electrojet ecuatorial". Teniendo en cuenta que en la mayor parte de la atmósfera se verifica que $\sigma_0 >> \sigma_1$, $\sigma_0 >> \sigma_2$, entonces para la zona próxima al ecuador magnético se tiene que:

- Conductividad hacia el norte, producida por un campo hacia el Norte:

$$\sigma_{NN} = \sigma_0 \tag{14}$$

- Conductividad hacia el Este producida por un campo hacia el Norte:

$$\sigma_{EN} = \sigma_{NE} = 0 \tag{15}$$

- Conductividad hacia el Este en respuesta a un campo hacia el Este:

$$\sigma_{EE} = \frac{\left(\sigma_2^{\,2} + \sigma_1^{\,2}\right)}{\sigma_1} = \sigma_3 \tag{16}$$

que se conoce con el nombre de conductividad de Cowling. Esta es la conductividad que se aplica en el ecuador magnético en lugar de la de Pedersen, y es mucho mayor que esta última.

Las corrientes de dinamo de la región F de la ionosfera (Matuura, 1974) pueden también ser importantes para la física de las S_q ionosféricas. Por la noche, cuando cesa la producción solar de electrones, y los procesos de recombinación han agotado esencialmente la ionización en las regiones ionosféricas E y D, hay evidencias de que la ionización residual de la región F puede producir un efecto de pequeña amplitud sobre las S_q. La región de F más baja, ligeramente conductora, puede también ser responsable de una pequeña fracción de las corrientes de la dinamo en la parte iluminada de la Tierra.

1.1.4.3 Movimiento atmosférico

El movimiento de la ionosfera producido por la marea térmica, responsable de los rasgos principales de la corriente de S_q (Forbes y Lindzen, 1976; Richmond, 1979), depende del calentamiento diario de la atmósfera terrestre debido a la radiación solar incidente (Fig. 7) y del hecho de que la oscilación de la marea aumenta al disminuir la densidad atmosférica con la altura. Además de las obvias diferencias estacionales en la radiación, cabe señalar el tránsito semianual del Sol en lo más alto en los meses equinocciales cerca del Ecuador. Además, el Hemisferio Sur muestra un contraste de radiación entre Verano e Invierno más marcado que el Hemisferio Norte. Este hecho se debe a una variación del 3% en la radiación solar, debido a que la distancia Tierra-Sol cambia del perihelio (en el Invierno del hemisferio norte) al afelio (en el Verano del hemisferio norte). Los efectos sobre el calentamiento atmosférico son ligeramente diferentes de los que aparecen en esta figura por una serie de razones. En particular, en altas latitudes el ángulo de incidencia solar pequeño y la gran refracción atmosférica de la radiación disminuyen el calentamiento. Los cambios de marea solar de la atmósfera dependen, principalmente, no de la radiación en el tope de la atmósfera, sino de la absorción de calor por parte de las moléculas de agua de la troposfera y por el ozono mesosférico. A bajas latitudes, la acumulación de calor en la superficie de la Tierra puede producir un retraso diario en el calentamiento diario máximo en uno o dos meses pasado el Solsticio de Verano. Los cambios de marea lunar de la atmósfera también influyen en el comportamiento de la dinamo ionosférica; estas contribuciones parecen ser menores del 20% (y normalmente menores del 10%) de la magnitud de los efectos solares en las altitudes de la región E. Más adelante se explicará con más detalle el efecto lunar.

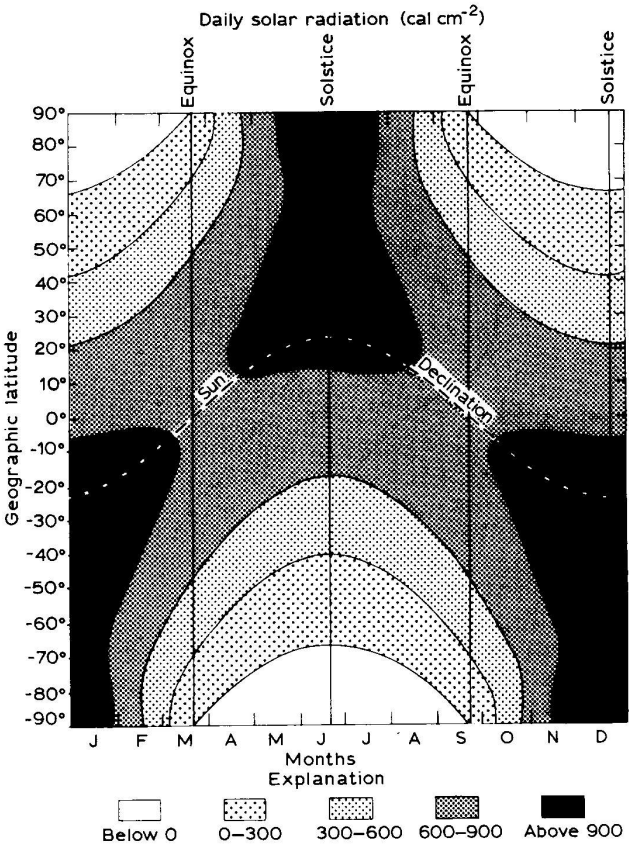


Fig. 7. Radiación solar en la cima de la atmósfera, tal y como aparece en las Tablas Meteorológicas de Smithsonian, 1958. También se muestran la declinación solar y las delimitaciones estacionales. Las partes más oscuras de la figura indican que la radiación es mayor. (Campbell, 1987a)

Técnicas recientes de modelización termosférica han ofrecido un cuadro global de los sistemas de viento horizontal correspondientes a la región E (Fig. 8). Los patrones de viento global cambian con las estaciones del año y con los niveles de actividad solar. En esta figura, perteneciente al mínimo del ciclo solar, se observa la deriva de las amplitudes máximas del viento al Hemisferio de la tarde, la tendencia hacia el este del flujo en latitudes medias y altas, y el flujo de viento hacia el oeste en latitudes ecuatoriales. Por supuesto, la simetría de los Hemisferios opuestos vista en este patrón de viento equinoccial es distinta en los meses de los solsticios. Además, los campos principales dirigidos opuestamente en los respectivos Hemisferios dan lugar a contribuciones de corriente de dinamo dirigidas opuestamente.

En esta representación estacional promediada de los sistemas de viento horizontal correspondientes a la región E no se muestran las pequeñas variaciones día a día en los vientos que existen en la termosfera.

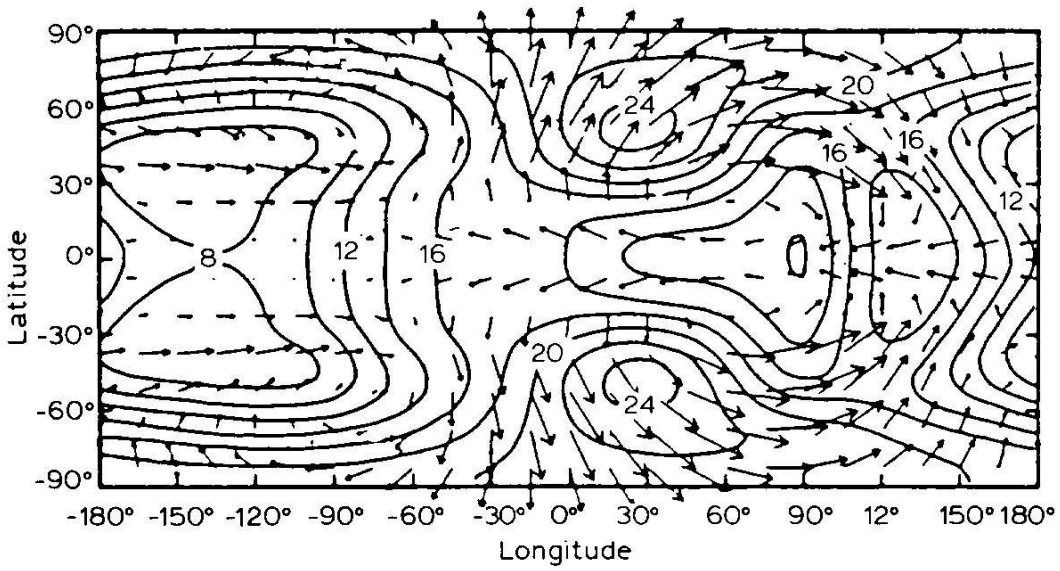


Fig. 8. Temperaturas globales (curvas) y vientos (flechas) calculados para una presión fija correspondiente a una altitud de 135 Km. Las flechas de viento máximas son las de 24 m/s. La longitud cero corresponde a medianoche (Fesen *et al*., 1986).

1.1.4.4 Factores que influyen en el comportamiento de S_q

La cantidad de factores que influyen sobre el sistema de corrientes ionosféricas es inmensa. La variabilidad día a día de S_q es bastante sensible a la formación de iones, la cual depende, en gran medida, de la actividad variable de la radiación ionizante procedente del Sol. Se ha establecido una dependencia con la actividad solar de los vientos de mareas térmicas. En latitudes aurorales y polares, están presentes, pero con pequeñas amplitudes, las corrientes magnetosféricas alineadas con el campo (Birkland) que se cierran en la ionosfera, incluso en aquellos días seleccionados como tranquilos. La contribución de la corriente alineada con el campo no puede calcularse sólo mediante observaciones en la superficie terrestre; por eso se modeliza como una parte de la contribución de la corriente equivalente ionosférica. Se requieren técnicas especiales de suavizado para eliminar los efectos del campo ocasionado por estas corrientes irregulares (que son una manifestación de las subtormentas polares menores), y así obtener los registros del campo apropiados para un análisis de S_q. En un año activo hay que eliminar de las series de datos de días tranquilos, las corrientes de electrojet ionosféricas. Esto se realizará mediante extrapolación especial de los valores del campo a una latitud de 60º, al polo (Matsushita y Maeda, 1965a). En altas latitudes, bajo condiciones tranquilas, los vientos termosféricos tienen un patrón único, en el que la ionización se transporta a través de los casquetes polares desde el lado iluminado hacia el lado nocturno. La variabilidad día a día de S_q (Butcher y Brown, 1981a,b) se atribuye a irregularidades en los vientos en las alturas de la región E y a los cambios en la conductividad ionosférica y en los sistemas de vientos, relacionados con la actividad solar. Se considera que los cambios en magnitud del campo geomagnético total en días tranquilos son sólo una fracción pequeña de la magnitud del campo principal interno y, por lo tanto, no afectan prácticamente nada al tamaño de las corrientes de la dinamo.

Hay dos características especiales del campo principal de la Tierra que resultan de particular interés en el análisis de las corrientes de S_q: el campo geomagnético tiene componentes no dipolares, y los polos geográfico y geomagnético están marcadamente separados. La magnitud del campo total es particularmente alta en las regiones de Canadá Central, Siberia y el Sur de Australia; y particularmente baja cerca del sur de Brasil. Tales asimetrías modifican las corrientes de dinamo. El hecho de que los polos geográfico y geomagnético estén separados implica que no existe un único sistema de coordenadas que se pueda utilizar a la hora de separar las corrientes externa e interna mediante un análisis de armónicos esféricos. En temporadas tranquilas, para latitudes no polares, los datos que miden la insolación, fuerzas de marea térmica, vientos, ionización y conductividad aparecen bien representados en un sistema geográfico. En cambio, las corrientes de la dinamo nacen del transporte de la ionización en un campo principal, el cual está, en su mayoría, descrito por un dipolo geomagnético o en un sistema de coordenadas dipolares. Como para describir S_q se emplearán series de polinomios cortas (ver Matsushita, 1983), la representación más adecuada se hará seleccionando un sistema de coordenadas lo más natural posible para el fenómeno en cuestión. Muchos investigadores piensan que S_q aparece mejor organizado en un sistema magnético. Las coordenadas dipolares representan las condiciones del campo local en cualquier lugar y, por lo tanto, serían preferibles en la mayoría de los casos. Por el contrario, si el estudio implica el uso de los campos externo e interno separados para modelizar la conductividad de la Tierra, se empleará un sistema de coordenadas geomagnéticas, pues los rasgos no lineales del sistema dipolar podrían distorsionar la determinación de la profundidad de inducción. Las diferencias principales entre los sistemas de coordenadas dipolar y geomagnético aparecen en las regiones polares y cerca del Ecuador en el centro de África. Cuando se considera que la mejor representación del campo geomagnético es un dipolo de eje excéntrico, puede decirse que los puntos polares donde el campo es perpendicular a la superficie de la Tierra eran aproximadamente, para 1985, 7º desde el eje del espín del norte y 23º desde el eje del espín del sur (Fraser-Smith, 1987). Esta asimetría hemisférica debe aparecer en los sistemas de S_q polares.

Los límites del campo principal de la Tierra en el espacio tienen forma de lágrima alargada, forma que viene determinada por el encuentro de la magnetosfera con el viento solar de campos y partículas. La distorsión del campo del dipolo terrestre por este viento ha sido representada mediante el campo de un sistema de corriente de la magnetopausa que varía con las estaciones y la actividad solar. Como la Tierra gira, en condiciones terrestres de tranquilidad solar una estación en la superficie de la Tierra debe experimentar un cambio diurno en el campo debido a estas corrientes de la magnetopausa. Olsen (1970) modeló la amplitud de estos campos diurnos en aproximadamente 10 gammas en la superficie de la Tierra. Hay una duda considerable de que el efecto sea tan grande en periodos tranquilos, porque el corte abrupto de S_q en la salida y puesta del Sol (ver el factor de Chapman =0 en la Fig. 6) es claramente un rasgo no magnetosférico. Así la composición del espectro relativo de las variaciones de día tranquilo, obtenidas a partir de la dinamo ionosférica y a partir de los modelos de distorsión magnetosférica, deben diferir a frecuencias más altas.

Las variaciones semianuales se manifiestan en las amplitudes de S_q. En latitudes ecuatoriales, el paso en lo más alto equinoccial del Sol produce una variación semianual en la ionización que aparece en los campos observados de las corrientes de dinamo para la región. En cambio, se ha debatido la causa, en altas latitudes, de una variación semianual que tiene sus amplitudes geomagnéticas máximas en los meses equinocciales. La Tierra

llega a su máxima latitud heliográfica (7.2º) el 5 de Marzo y el 6 de Septiembre y, en esos momentos, puede estar más favorablemente alineada para recibir erupciones de plasma procedentes de regiones de latitud media del Sol. Los Equinoccios tienen lugar cerca del 21 de Marzo y del 22 de Septiembre, cuando el flujo de viento solar está menos inclinado con respecto al eje del dipolo geomagnético de la Tierra. Para muchos años se ha detectado un cambio semianual en la ionización de la atmósfera superior (Rishbert y Garriott, 1969). En periodos activos, los efectos ionosféricos son particularmente fuertes en altas latitudes, donde se encuentra su asociación con un máximo equinoccial en la ocurrencia de la aurora visual, pero el cambio semianual tiende a desaparecer en los polos, donde domina un cambio anual. Boller y Stolov (1970) atribuyeron los incrementos semianuales en actividad a una orientación favorable del eje del dipolo terrestre en los Equinoccios que permite que haya inestabilidades en los límites entre el campo interplanetario y los lados de la magnetopausa; tales inestabilidades pueden generar una modulación semianual de la precipitación de partículas de auroras y perturbación geomagnética. Russel y McPheron (1973) propusieron que la variación semianual llega de la interacción del campo interplanetario con la magnetosfera. Los cambios en la ionización de la región E debidos a la actividad solar modifican las corrientes de dinamo.

El campo diario tranquilo en latitudes polares rechaza al campo magnético interplanetario (IMF) que llega desde el Sol (Campbell, 1976; Matsushita y Trotter, 1980) como resultado de las interacciones del viento solar con el límite externo de la magnetosfera terrestre. Los campos fuertes dirigidos hacia el sur (-Z IMF) producen grandes subtormentas geomagnéticas; Los campos fuertes dirigidos hacia el norte (+Z IMF) generan perturbaciones mucho menos intensas; Para que existan condiciones de día tranquilo S_q es necesario que haya valores pequeños de Z IMF. Un efecto de sector solar, que se ve mejor en la componente Z del campo superficial polar en los meses de Verano, se representa por una variación diurna del campo cuya fase deriva aproximadamente 90º para las condiciones del sector hacia el Sol (T) y contraria (A), las cuales cambian típicamente cada una o dos semanas. Matsushita *et al.* (1973) encontraron trazos de este efecto de sector T y A en los cambios del campo de día tranquilo en bajas latitudes. Matsushita y Xu (1981) modelaron los cambios en los contornos de la corriente en la región polar para tales ocasiones. Las contribuciones de IMF a S_q eran bastante pequeñas fuera de la capa polar, pero, si no se eliminan, introducirían ruido en la determinación normal de S_q.

Hay estrellas especiales, concentradas cerca de nuestro centro galáctico, que emiten un espectro de energía de intensos rayos X. Se han detectado, mediante medidas de fase de VLF, incrementos ionosféricos regulares (el tiempo sideral), que corresponden al paso de estas estrellas. La ionización producida por estrellas de rayos X galácticas puede contribuir a una modulación de la corriente de dinamo, que se puede detectar por la noche, la cual puede producir una variación, en tiempo sideral, del campo geomagnético en la superficie de la Tierra. Se ha estimado que tales contribuciones a H serían menores que una variación diurna de dos gammas, con valores máximos cerca del mediodía sideral en las estaciones del norte e inversa en las del sur; el efecto en Z sería menor que 1.3 gammas, con valores máximos cerca de medianoche sideral en todas las latitudes (Campbell, 1972).

1.1.5 Análisis de S_q

1.1.5.1 Representación espectral

Utilizando únicamente cuatro armónicos puede obtenerse una representación adecuada de la variación diaria tranquila del campo en un observatorio. Este hecho se ilustra mediante representaciones espectrales de las variaciones del campo como las que aparecen en la Fig. 9. Las componentes espectrales de 24, 12, 8 y 6 horas sobresalen por encima del espectro del ruido de base. La Fig. 10 muestra la forma en que se descompone la variación de S_q en cuatro ondas seno y coseno de Fourier, con coeficientes Cm y Sm (con m = 1,4). Cuando se determinan las variaciones tranquilas representativas para cada mes de un año, un segundo análisis de Fourier de estos coeficientes durante el año de estudio da una serie de 40 coeficientes para el año tranquilo en un observatorio. Así, para una componente geomagnética W (que puede ser H, D o Z, en gammas), es posible recomponer el campo de S_q a partir de:

$$\Delta W = \sum_{m=1}^{4} \left(C_m \cos 15mt + S_m \sin 15mt \right) \tag{17a}$$

con:

$$C_m = A_m^0 + \sum_{Q=1}^{2} \left(A_m^{AQ} \cos 30QM + B_m^{AQ} \sin 30QM \right) \tag{17b}$$

$$S_m = B_m^0 + \sum_{Q=1}^{2} \left(A_m^{BQ} \cos 30QM + B_m^{BQ} \sin 30QM \right) \tag{17c}$$

donde m toma valores entre 1 y 4 para las componentes espectrales de 24, 12, 8 y 6 horas respectivamente; Q es 1 para anual y 2 es para semianual; M es un mes decimal (0.0 es el uno de Enero y 12.0 es el 31 de Diciembre); y t es el tiempo local en horas decimales. As y Bs son los coeficientes del seno y del coseno de Fourier para los cambios anual y semianual. En los cálculos siguientes se eliminará el símbolo de incremento Δ. Si las series de datos son valores horarios del campo, la componente de Fourier de periodo m = 4.6 horas sería la longitud de onda más pequeña que puede ser resuelta en detalle.

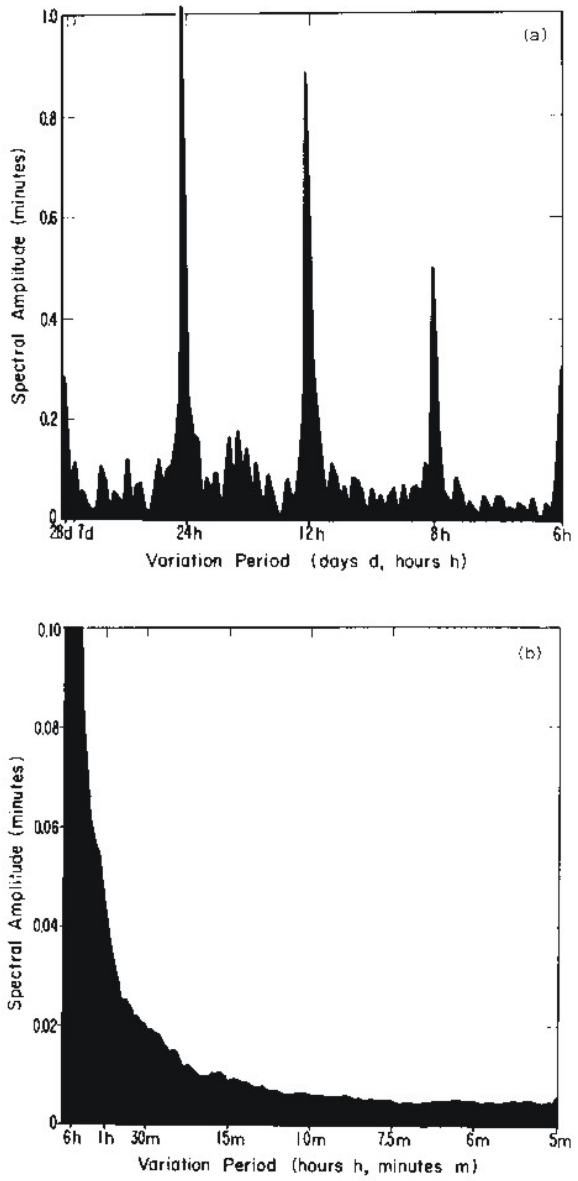


Fig. 9. Representación espectral de la componente D en Tucson, Arizona, durante Marzo de 1965: (a) de 28 días a 6 horas; (b) de 6h a 5 minutos. (Campbell, 1986)

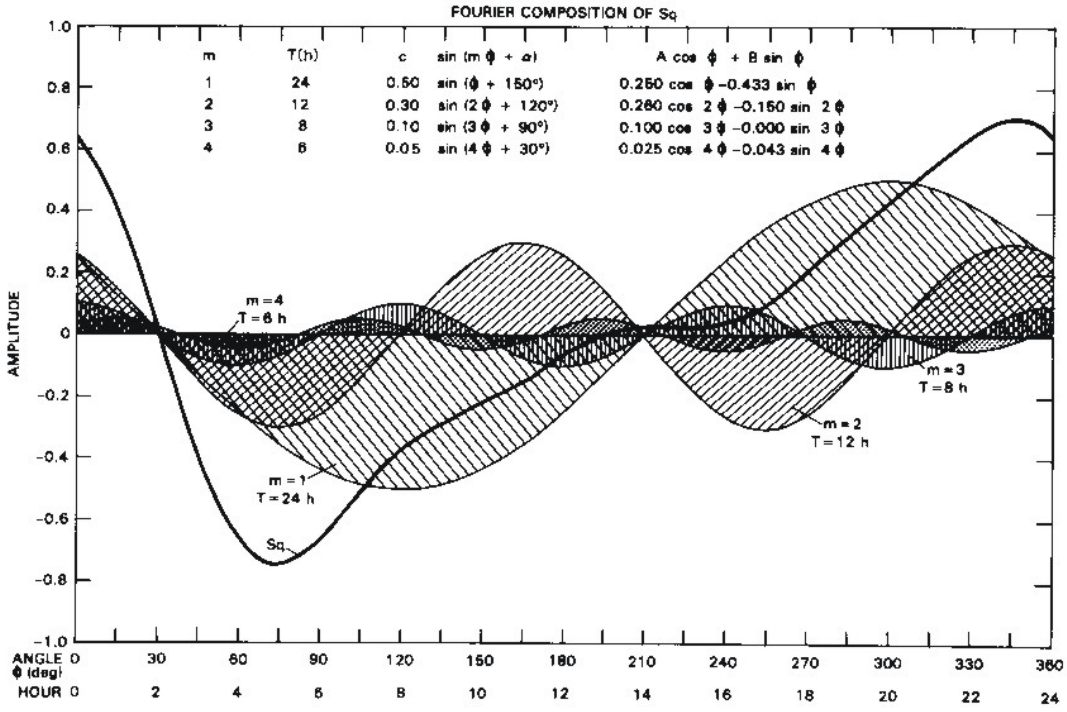


Fig. 10. Ejemplo del análisis de Fourier de la variación del campo de S_q (curva gruesa) para un día de muestra, con amplitudes dadas en una escala de 0 a 1.(Campbell,1987a)

Antes de hacer el análisis de Fourier hay que eliminar cualquier comportamiento lineal en los datos de la variación de S_q registrada, o, si no, se introducirá un error en los coeficientes de amplitud sinusoidal. Si el número de muestras es grande en el periodo de la componente de Fourier más corta deseada (por ejemplo, una proporción de datos de 2,5 min., la cual produce 144 muestras para la componente de Fourier de 6 h), normalmente es suficiente determinar los valores finales de la variación a partir de los puntos de datos cercanos e inclinar apropiadamente el registro entero. En cambio, cuando el número de muestras es pequeño con respecto al periodo de análisis más corto (por ejemplo, una muestra en un mes para el cambio semianual), se deben emplear técnicas especiales de eliminación del comportamiento lineal que aseguren que se puede recobrar la componente sinusoidal entera.

1.1.5.2 Representación global de las observaciones de S_q

Se han utilizado varios métodos para extrapolar las determinaciones de ciertos observatorios a otras regiones, y suavizar las representaciones completas. En su estudio clásico de registros de 1958, Matsushita y Maeda (1965a) dibujaron las amplitudes y fases de las componentes de Fourier con respecto a la latitud dipolar, para una parte sectorial dada de la Tierra. Por medio de un ajuste de curva suavizada, dibujada a mano, para los datos, estimaron los coeficientes de amplitud y fase en incrementos pequeños de latitud en dicho sector. Campbell y Schiffmacher (1985, 1988) decidieron usar coeficientes del seno y

del coseno de Fourier individuales para el suavizado en latitud de una región del sector media. A continuación se describe este último método.

Para cada una de las tres direcciones ortogonales del campo, los 40 coeficientes de Fourier de la variación S_q observada se organizaron de acuerdo con la latitud geomagnética de la estación. Se ajustó un segmento de curva parabólica entre el valor de la estación más ecuatorial (tomado el vértice en la latitud 0º) y el valor en la siguiente estación más polar. Esta parábola facilita la aparición de la corriente del electrojet ecuatorial, que se produce debido a la alta conductividad en la región donde el campo principal de la Tierra es horizontal. Se dibujaron segmentos de línea que conectaban los valores del resto de las localizaciones, tomando la localización más cercana al polo como una representación del mismo. Una vez hecho esto, se aplicaron una serie de métodos para suavizar los valores obtenidos a partir de las curvas y los segmentos de línea.

La Figura 11 ilustra la capacidad de los ficheros de los 40 coeficientes de Fourier suavizados para reconstruir la variación de S_q observada a lo largo de un año. Se comparan los valores horarios calculados para medio mes para las tres componentes del campo de S_q para 12 meses de 1965, con los valores originales observados en el mismo momento en estaciones, agrupadas continentalmente, del hemisferio norte.

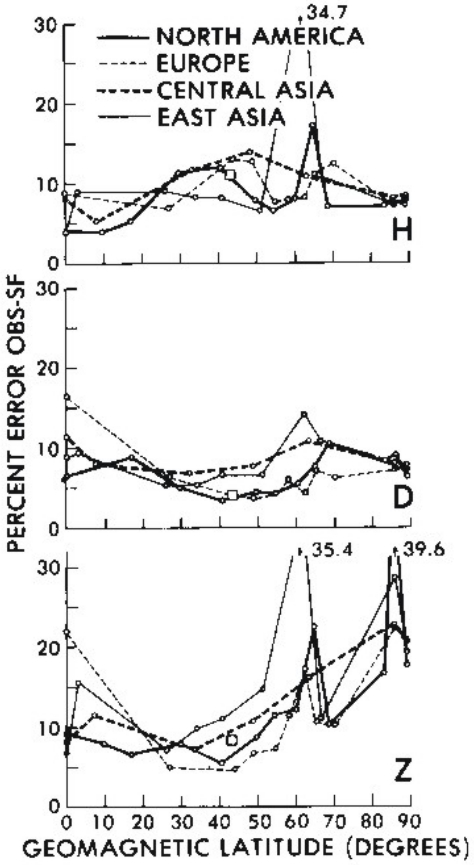


Fig. 11. Comparación del porcentaje de error entre los valores horarios observados y los calculados a partir de los coeficientes de Fourier suavizados. El valor correspondiente para el Observatorio de Dallas, Texas, se representa mediante un pequeño cuadrado. (Campbell y Schiffmacher, 1985)

Existen dos métodos para la obtención de un patrón global de los cambios de S_q. Uno es seleccionar un tiempo universal particular, por ejemplo las 12:00 UT (mediodía en la longitud 0º), y determinar, en ese instante, los mejores valores de S_q en todos los observatorios considerados. Las extrapolaciones entre las localizaciones de los observatorios dan una estimación de los valores del campo para toda latitud y longitud. El análisis de S_q de los registros geomagnéticos del Año Internacional de Geofísica, realizado por Malin y Gupta (1977), era de este tipo.

El otro método asume que, en condiciones muy tranquilas, el sistema de corriente ionosférica estable está fijo (en posición) con respecto al Sol. Como la Tierra gira 360º bajo este sistema fijo, los registros en un observatorio son sensibles al cambio de S_q de 24 horas. Entonces, los datos de un grupo de observatorios distribuidos en latitud sobre un sector de la Tierra pueden utilizarse para realizar un análisis esférico. Matsushita y Maeda (1965a) emplearon este método, dividiendo la Tierra en tres sectores continentales y analizando conjuntamente grupos de datos de 4 meses que representan los meses E, J y D (que ya serán explicados más adelante). Campbell y Schiffmacher (1985,1988) seleccionaron observatorios en un único sector medio continental, modelando el medio sector opuesto a partir de la región primaria por medio de inversiones del campo esperado y diferencias estacionales. Esta última técnica era equivalente a la creación de una esfera rodeada por un único patrón de corriente y un hemisferio ficticio copiado del primario, excepto por un ajuste apropiado de la dirección del campo principal y de la estación del año.

1.1.5.3 Análisis de S_q mediante armónicos esféricos

La aplicación geomagnética de la técnica de análisis mediante el empleo de armónicos esféricos (SHA) comenzó a principios del siglo diecinueve gracias a Gauss (1838), pionero de la Universidad de Göttinger en el estudio de las propiedades geomagnéticas. Usando dicha técnica, Schuster (1889,1902) pudo probar que la mayor parte de S_q se debía a fuentes de corriente externas a la Tierra, y que la parte restante podría producirse por inducción en la Tierra conductora. Chapman y Bartels (1940) y Matsushita (1967) han documentado la técnica de SHA aplicable a los campos de S_q. Hay tres rasgos importantes del SHA que resultan de particular interés. Primero, este análisis requiere medidas regularmente espaciadas del campo magnético terrestre sobre la esfera superficial de análisis. Segundo, el análisis ajusta una representación de la función potencial del campo con dos series, rápidamente convergentes, en forma de onda de polinomios de Legendre asociados, las cuales son truncadas tras un número de términos conveniente. Los términos de una de las series aumentan con la distancia radial (con lo que, al alejarnos de la Tierra, el campo aumentaría, como si se aproximara a una fuente de corriente externa). En cambio, los términos de la otra son inversamente proporcionales a la distancia radial (el campo aumentaría a medida que nos adentramos en la Tierra, como si se aproximara a una fuente de corriente interna). Para el análisis de S_q, tales series representan una separación de la función potencial del campo magnético de la Tierra en las contribuciones externa (fuente ionosférica) e interna (inducida) del campo geomagnético. El proceso no solamente permite la construcción del sistema de corriente de dinamo ionosférica, sino que, además, el campo inducido informa acerca de la estructura de conductividad de la Tierra.

Para ilustrar el análisis, se seguirá la técnica de Campbell y Schiffmacher (1985). Estos autores emplearon una distribución longitudinal de estaciones en un hemisferio, para así obtener tres ficheros de 40 coeficientes, convenientemente suavizados, que representan

las tres componentes ortogonales del campo de la variación diaria de S_q para cualquier día del año. Para cada intervalo de tiempo de análisis, se obtuvieron los coeficientes de Fourier del seno (s) y del coseno (c) del campo de S_q, representados por los valores de $X_c^m, X_s^m, Y_c^m, Y_s^m, Z_c^m$ y Z_s^m de las componentes geomagnéticas del campo (X, Y, Z), para localizaciones separadas 2.5º de latitud, a partir de las C_m y S_m de las expresiones (17) usando los ficheros de los 40 coeficientes suavizados. La función potencial puede entonces escribirse como:

$$V(\theta,\Phi) = R\sum_{m=1}^{4}\sum_{n=m}^{12}\left\{\left[(aex)_n^m + (ain)_n^m\right]\cos m\Phi + \left[(bex)_n^m + (bin)_n^m\right]\sin m\Phi\right\}P_n^m \qquad (18)$$

donde R es el radio de la Tierra en kilómetros, P es la función asociada normalizada de Legendre de Schmidt (1935) para orden m=1,4 y grado n=m,12. Los coeficientes de Gauss de armónicos esféricos vienen dados por:

$$(aex)_n^m = \frac{(n+1)a_n^m + c_n^m}{2n+1} \qquad (19a)$$

$$(bex)_n^m = \frac{(n+1)b_n^m + d_n^m}{2n+1} \qquad (19b)$$

para la parte externa y:

$$(ain)_n^m = \frac{na_n^m - c_n^m}{2n+1} \qquad (19c)$$

$$(bin)_n^m = \frac{nb_n^m - d_n^m}{2n+1} \qquad (19d)$$

para la parte interna. Estos coeficientes de Gauss se calculan a partir de a_n^m, b_n^m, c_n^m y d_n^m, definidos como sigue:

$$a_n^m = \frac{2n+1}{4n(n+1)}\sum_{0}^{180}\left(X_c^m\frac{dP_n^m}{d\theta}\sin\theta + Y_s^m mP_n^m\right)\Delta\theta \qquad (20a)$$

$$b_n^m = \frac{2n+1}{4n(n+1)}\sum_{0}^{180}\left(X_s^m\frac{dP_n^m}{d\theta}\sin\theta - Y_c^m mP_n^m\right)\Delta\theta \qquad (20b)$$

$$c_n^m = \frac{1}{4}(2n+1)\sum_{0}^{180}Z_c^m P_n^m\sin\theta\Delta\theta \qquad (20c)$$

$$d_n^m = \frac{1}{4}(2n+1)\sum_{0}^{180}Z_s^m P_n^m\sin\theta\Delta\theta \qquad (20d)$$

donde el ángulo θ es la colatitud geomagnética y Δθ es el incremento de ángulo (2.5º) que se utilizó en el análisis.

La Figura 12 es un ejemplo de una función potencial magnética V determinada, para varias latitudes e incrementos de tiempo, en un análisis modelado a partir de un estudio del hemisferio americano para el veintiuno de agosto en un mes tranquilo. A partir de la región norte, se modeló un hemisferio sur equivalente. A fin de mostrar una escala en gammas, las

amplitudes se dividieron entre el radio de la Tierra. La longitud se ha convertido en tiempo local. A la izquierda se muestra el cambio diario en una serie de latitudes. A la derecha se presenta el cambio con la latitud de V a determinadas horas; son de señalar los nodos en los polos y las amplitudes de pequeña variación cerca de las latitudes ecuatoriales. Las variaciones diarias de V muestran cambios de fase en los hemisferios opuestos, cambios estos necesarios para que aparezcan los vórtices de corriente, de fuente ionosférica, opuestamente dirigidos en el norte y en el sur. Las máximas amplitudes de V tienen lugar en zonas cercanas a latitudes medias (se mostrará más tarde que estas son las localizaciones del foco de corriente externa). Las funciones potenciales son claramente mayores en latitudes medias del hemisferio de Verano.

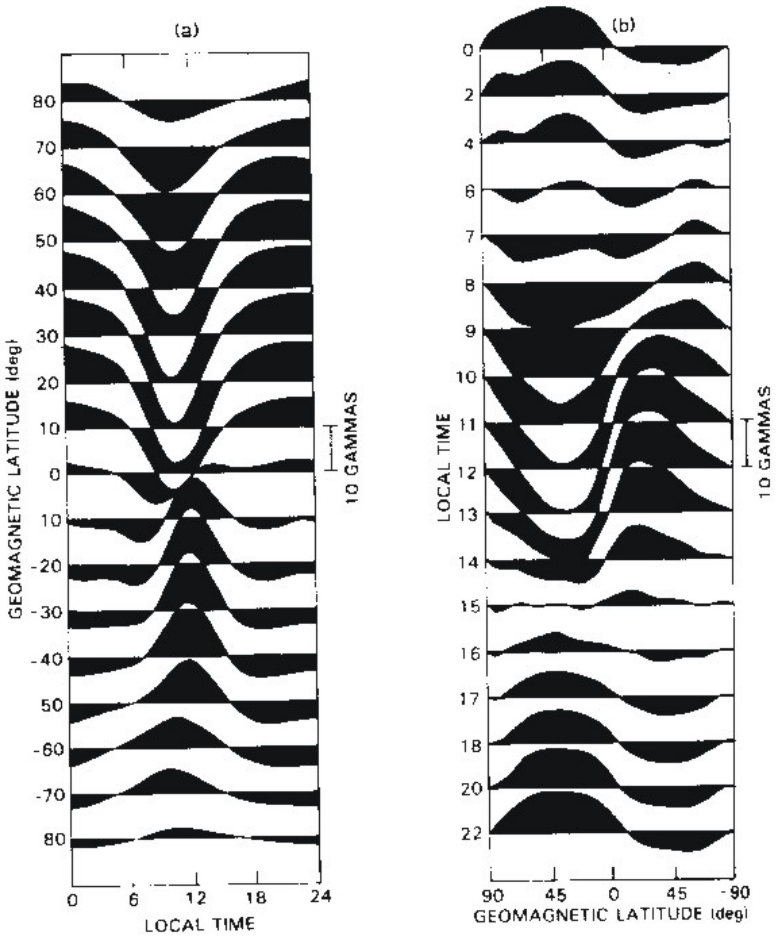


Fig. 12. Variaciones con la latitud y la longitud (en tiempo local) de la función potencial escalar V (dividida entre el radio de la Tierra), para un modelo del campo de América del Norte, durante el mes de Agosto de un año tranquilo. (Campbell, 1987a)

Las series de polinomios usadas para ajustar la función potencial escalar sobre la superficie esférica terrestre son esencialmente series de Fourier de m armónicos a lo largo de círculos de latitud dada, y polinomios de Legendre a lo largo de grandes círculos de longitud dada. Ajustar las funciones de Legendre asociadas implica una superposición de un número de términos, cuyos coeficientes de amplitud necesitan ser determinados de una

manera similar a las series de Fourier (Fig. 10). Los P_n^m muestran (n–m+1) oscilaciones de onda en 360º. Dos restricciones computacionales son que n debe ser mayor o igual a m, y que las series de Legendre deben ser truncadas en un valor particular de n (aquí se usa 12; Matsushita, 1983).

Al ajustar V es necesario considerar ciertas características únicas de los P_n^m. Si n-1 es par, como en los dos bloques de arriba de esta figura, entonces las funciones pueden ajustarse mejor a valores que son simétricos respecto al Ecuador. Si n-m es impar, como en los bloques últimos de esta figura, se ajustan mejor a valores antisimétricos respecto al Ecuador. Es este caso último impar el que mostraría la característica de deriva de fase de hemisferios opuestos de la función potencial escalar (Fig. 12). Los valores ecuatoriales pequeños de V durante los meses E se explican mejor gracias a estos n-m impares; en otros meses, hay que incluir otros términos de (n-m) pares, para construir valores de V en el Ecuador. Como los cambios estacionales en los focos de corriente ionosférica tienen sus cambios en contrapartida en el máximo de la función potencial (Fig. 12), las amplitudes relativas de los P_n^m con n-m impar deben mostrar también cambios estacionales.

Si indicamos los valores de los polinomios de Legendre asociados y los coeficientes de Fourier como + cuando son positivos y como – cuando son negativos, entonces una representación global simplificada de los armónicos esféricos puede dibujarse como en la Figura 13.

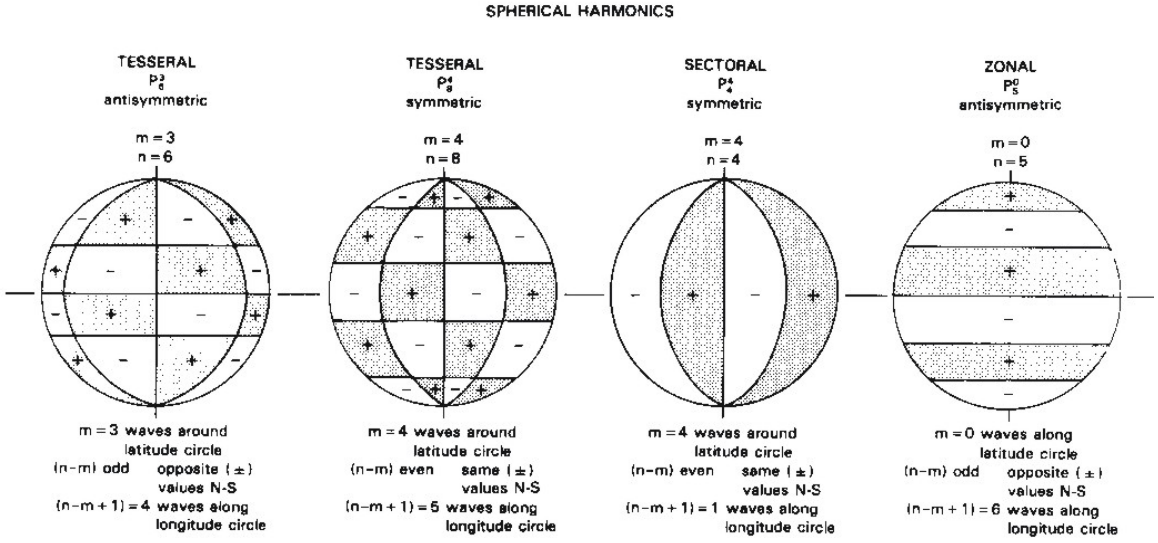


Fig. 13. Mapa ilustrativo de las regiones positivas y negativas para las representaciones, mediante armónicos esférico, de $P_n^m \cos m\Phi$. (Campbell, 1987a)

Los patrones semejantes a dameros reciben el nombre de armónicos teserales; los patrones como secciones de naranjas son armónicos sectoriales; y los patrones estacionarios alrededor de círculos de latitud son armónicos zonales. Señalar que para las variaciones de S_q, no habrá valores de m =0 (una amplitud sin cambio diario). La dirección opuesta del campo principal en los hemisferios norte y sur, para movimientos de la ionosfera similares, produce vórtices de corriente con dirección opuesta en ambos hemisferios, cuyas funciones

potenciales son, como resultado, muy antisimétricas con respecto al Ecuador y están por lo tanto mejor ajustadas por medio de armónicos teserales de n-m impar (aunque se necesitarán otros armónicos para obtener la representación completa).

1.1.5.4 Representación del campo mediante SHA

Las tres componentes del campo de S_q, representadas sobre la superficie de la Tierra esférica, se pueden determinar a partir de las funciones de potencial magnético escalar. En un sistema de coordenadas esféricas, la componente del campo hacia el norte se obtiene a partir de la derivada de V con respecto a la colatitud θ, la componente hacia el este a partir de la derivada con respecto a la longitud Φ, y la componente vertical a partir de la derivada con respecto a la dirección radial. Cuando se separa la función potencial para fuentes externas e internas, se obtienen las partes externa e interna correspondientes de las medidas del campo superficial. En términos de los coeficientes de Gauss, los campos externos en direcciones ortogonales (con X apuntando al norte geomagnético, Y al este y Z al interior de la Tierra) pueden reconstruirse a partir de los coeficientes de SHA externos como unas series de términos coseno y seno de Fourier de la forma siguiente:

$$X_c^m(\theta) = \sum_{n=m}^{12} (aex)_n^m \frac{dP_n^m}{d\theta} \tag{21a}$$

$$X_s^m(\theta) = \sum_{n=m}^{12} (bex)_n^m \frac{dP_n^m}{d\theta} \tag{21b}$$

$$Y_c^m(\theta) = -\frac{m}{\sin\theta} \sum_{n=m}^{12} (bex)_n^m P_n^m \tag{21c}$$

$$Y_s^m(\theta) = -\frac{m}{\sin\theta} \sum_{n=m}^{12} (aex)_n^m P_n^m \tag{21d}$$

$$Z_c^m(\theta) = \sum_{n=m}^{12} n(aex)_n^m P_n^m \tag{21e}$$

$$Z_s^m(\theta) = \sum_{n=m}^{12} n(bex)_n^m P_n^m \tag{21f}$$

en donde X_c^m, Y_c^m y Z_c^m son los coeficientes del coseno de las componentes del campo externo ortogonal y X_s^m, Y_s^m y Z_s^m son los coeficientes del seno. El "ex" puede reemplazarse por "in" en las fórmulas (21a-d) al representar las componentes horizontales internas. En cambio, para la componente interna vertical debe usarse:

$$Z_c^m(\theta) = -\sum_{n=m}^{12} (n+1)(ain)_n^m P_n^m \tag{22a}$$

$$Z_s^m(\theta) = -\sum_{n=m}^{12} (n+1)(bin)_n^m P_n^m \tag{22b}$$

Así, para cualquier latitud geomagnética (90-θ) u hora del día (Φ/15), las tres componentes ortogonales del campo externo o interno pueden obtenerse a partir de:

$$X(\theta,\Phi)=\sum_{m=1}^{4}\left[X_c^m(\theta)\cos m\Phi+X_s^m(\theta)\sin m\Phi\right] \tag{23a}$$

$$Y(\theta,\Phi)=\sum_{m=1}^{4}\left[Y_c^m(\theta)\cos m\Phi+Y_s^m(\theta)\sin m\Phi\right] \tag{23b}$$

$$Z(\theta,\Phi)=\sum_{m=1}^{4}\left[Z_c^m(\theta)\cos m\Phi+Z_s^m(\theta)\sin m\Phi\right] \tag{23c}$$

usando los coeficientes separados interno o interno, o la suma de los dos para el campo total de S_q.

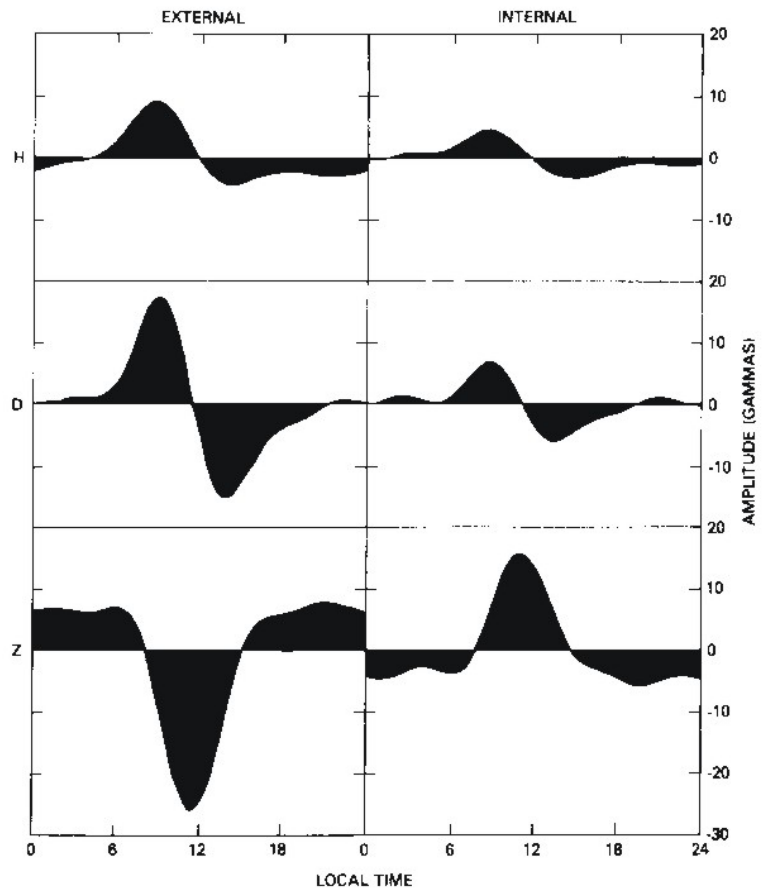


Fig. 14. Ejemplo de la separación de las componentes H, D y Z del campo de S_q en sus contribuciones interna y externa, para América del Norte, a una latitud de 30º, durante el 21 de Marzo de un año tranquilo. (Campbell, 1987a)

La Figura 14 aquí recogida es un ejemplo de separación del campo, para un emplazamiento con latitud 30º, utilizando las expresiones (23) (H y D representan aquí X e Y) en un análisis de América del Norte. Hay ciertas características que hay que señalar al analizar los resultados obtenidos en esta figura: La Z interna está en dirección opuesta a la

de Z externa. Las tres amplitudes de las variaciones internas son aproximadamente la mitad que las correspondientes amplitudes externas. Estas amplitudes están de acuerdo con la generalización de que las H y D externas son aproximadamente dos tercios del campo observado (externo + interno), y que la Z externa es aproximadamente dos veces la Z observada. Las diferencias de amplitud y fase entre los campos externo e interno se determina por el perfil de conductividad del interior de la Tierra. Si consideramos fuentes de corrientes en línea para estas medidas del campo superficial, podemos aplicar la regla de la mano derecha de los campos. Las corrientes externa (sobre el observador) e interna (bajo el observador) deben estar dirigidas opuestamente para reproducir los patrones de H y D mostrados en esta figura (produciendo, a su vez, un patrón opuesto al de Z de la figura).

La representación del campo mediante armónicos esféricos suaviza algo las observaciones de las estaciones. La Figura 15 es una comparación entre los valores horarios observados y los calculados usando las fórmulas (23), expresada como un porcentaje del rango de variación diaria. Hay una diferencia de aproximadamente el 20% en los valores (un poco mayor que los obtenidos mediante el ajuste de Fourier mostrado en la Fig. 11).

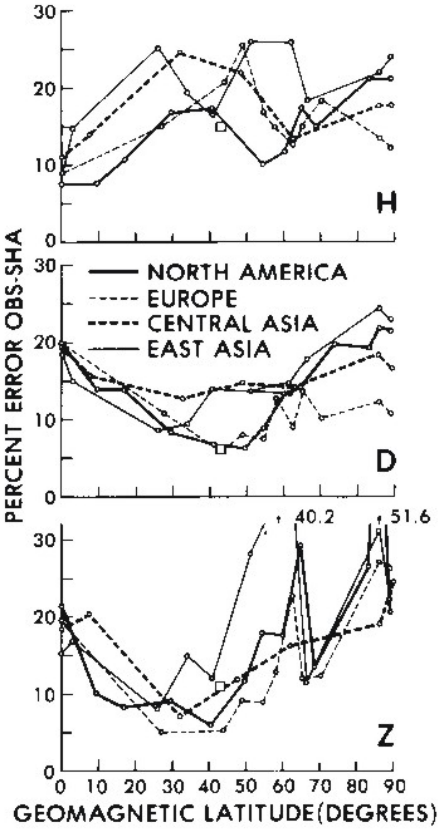


Fig. 15. Comparación del porcentaje de error entre los valores horarios observados OBS y los calculados a partir del análisis de armónicos esféricos SHA. Los valores en el Observatorio de Dallas, Texas, se indican mediante un pequeño cuadrado. (Campbell y Schiffmacher, 1985)

El análisis de SHA da una representación suavizada del fenómeno de variación diurna.

1.1.6 Comportamiento de la fuente de corriente ionosférica

1.1.6.1 Función de corriente equivalente de S_q

La función de corriente equivalente J(Φ), para la hora Φ/15, viene dada (en A) por la relación:

$$J(\Phi) = \sum_{m=1}^{4} \sum_{n=m}^{12} \left(U_n^m \cos m\Phi + V_n^m \sin m\Phi \right) P_n^m \qquad (24)$$

en que se usa para la representación de la corriente externa:

$$U_n^m = -k \frac{2n+1}{n+1} (aex)_n^m \left(\frac{a}{R} \right)^n \qquad (25a)$$

$$V_n^m = -k \frac{2n+1}{n+1} (bex)_n^m \left(\frac{a}{R} \right)^n \qquad (25b)$$

o bien, para la representación interna:

$$U_n^m = k \frac{2n+1}{n} (ain)_n^m \left(\frac{R}{a} \right)^{n+1} \qquad (26a)$$

$$V_n^m = k \frac{2n+1}{n} (bin)_n^m \left(\frac{R}{a} \right)^{n+1} \qquad (26b)$$

donde k = 5R/2π, con R el radio de la Tierra en kilómetros, y donde a es el radio de la esfera donde se localiza la corriente equivalente. Para el propósito que aquí se busca, a es aproximadamente igual a R, con lo que la proporción de estos dos valores será 1, pudiendo omitirse dicho factor en posteriores consideraciones. Señalar que las J externa e interna difieren de la función potencial V (vista en la expresión 18) sólo en constantes multiplicativas. Por lo tanto, los rasgos especiales de V también se aplican a J. La componente latitudinal de la intensidad de corriente equivalente I_θ y la componente longitudinal I_Φ pueden determinarse (en A) a partir de J mediante las expresiones:

$$I_\theta = \frac{1}{r \sin\theta} \frac{\partial J}{\partial \Phi} \qquad (27a)$$

$$I_\Phi = -\frac{1}{r} \frac{\partial J}{\partial \theta} \qquad (27b)$$

1.1.6.2 Contornos de la corriente equivalente

Utilizando las expresiones (24) y (25) del apartado anterior, es posible construir los contornos de corriente equivalente de toda región de la Tierra. Como ejemplo, la Figura 16 muestra, para el caso de Europa, los contornos de las líneas de flujo de la corriente de la

fuente externa ionosférica, para el día 21 de cada mes, con incrementos de latitud de 2.5º. Cada patrón se muestra en tiempo local frente a coordenadas de latitud, y muestra el flujo de la corriente equivalente para las direcciones de flujo requeridas. Para dicho cálculo se asumió un nivel de corriente cero a medianoche. Si se hubiera seleccionado cualquier otro cero (por ejemplo, la media diaria de la corriente), entonces el patrón del contorno y los valores relativos no cambiarían.

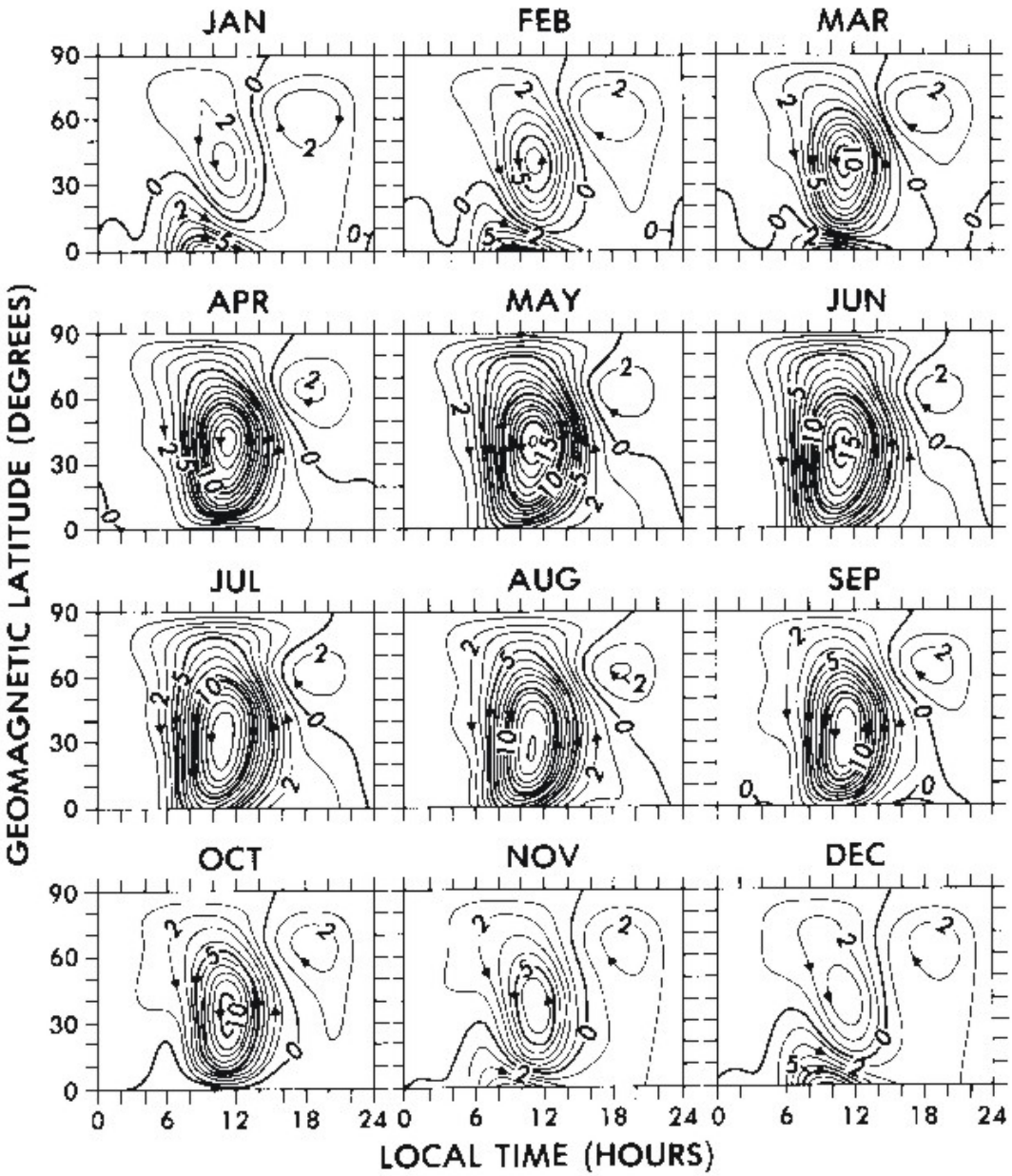


Fig. 16. Corrientes equivalentes de la fuente ionosférica para las variaciones diarias de S_q en Europa, para un promedio de días tranquilos en 1965. Cada patrón, en tiempo local frente a coordenadas de latitud geomagnética, presenta un salto de 10^4 A entre contornos, con flechas que indican la dirección del flujo. Se asume que el nivel cero tiene lugar a medianoche local. (Campbell y Shiffmacher, 1985)

Gracias a estos patrones de corriente externa, es fácil visualizar, utilizando la conocida regla de la mano derecha, la variación diaria de las tres componentes ortogonales del campo en la superficie de la Tierra. La uniformidad del vórtice de corriente en latitudes medias da lugar a un campo superficial hacia el este positivo por la mañana y negativo por la tarde en el hemisferio norte (y con dirección opuesta en el hemisferio sur). El incremento a mediodía en la componente del campo dirigida hacia el norte, que tiene lugar a bajas latitudes, es paralelo a una disminución a mediodía en altas latitudes. Cerca de los focos hay una componente vertical grande a mediodía que es negativa (hacia arriba, desde la superficie de la Tierra) en el hemisferio norte y positiva (hacia abajo en la Tierra) en el hemisferio sur.

Las corrientes internas se representan también mediante contornos de vórtices (Figura 17). Las amplitudes son aproximadamente la mitad que las corrientes externas correspondientes. Las diferencias en la localización del foco de las correspondientes contribuciones externas e internas aparecen debido a efectos de conductividad local del manto superior sobre las corrientes inducidas en la Tierra.

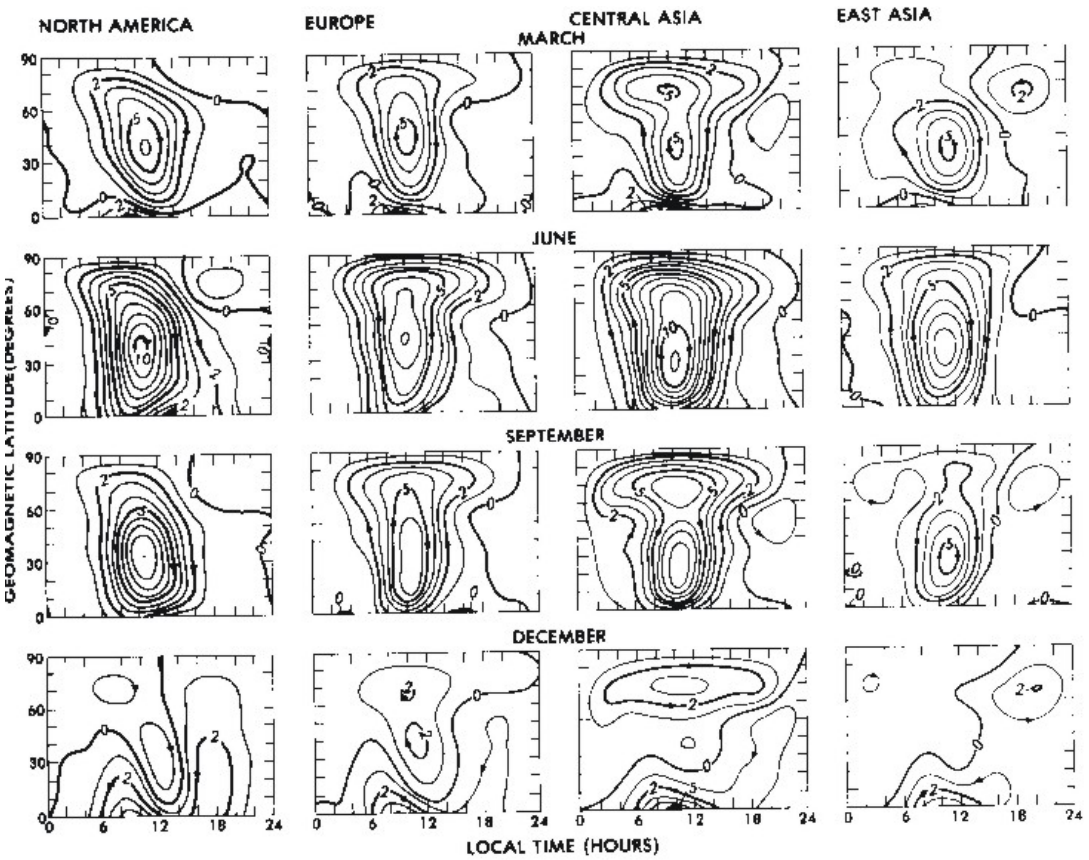


Fig. 17. Corriente inducida interna equivalente para las variaciones diarias de S_q en cuatro regiones continentales del hemisferio norte. Se muestran ejemplos para los meses de Marzo, Junio, Septiembre y Diciembre. Por lo demás, el tipo representación es similar a la de la Figura 16. (Campbell y Schiffmacher, 1986)

A la hora de mostrar las características estacionales del sistema de corrientes externas, resulta conveniente el empleo de otro tipo de representación. Para cada latitud, el rango diario (diferencia entre el máximo y el mínimo valor del campo en un tiempo local de 24 horas) de las corrientes externas puede calcularse con incrementos de latitud de 2.5º para cada día (extrapolados a partir del cálculo para el día 21 de cada mes), y los contornos de este rango pueden representarse en un sistema de coordenadas latitud geomagnética - día del año (Fig. 18). Tal cálculo tiene la ventaja de que es independiente de cualquier selección del nivel cero para la corriente. El movimiento del foco de S_q a través del año puede tomarse como la localización de los puntos de rango de corriente máximo, calculados para cada día.

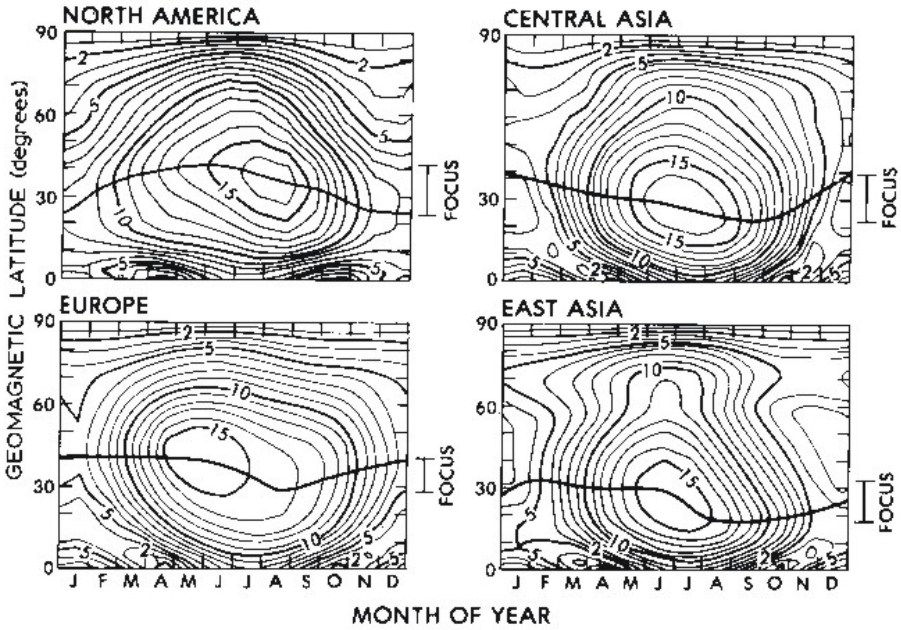


Fig. 18. Representación del rango diario para las corrientes externas equivalentes. La diferencia entre un contorno y el siguiente es de 10^4 A. La línea de trazo más grueso muestra la localización del foco de corriente, determinada mediante la latitud del rango máximo para cada día. (Campbell y Shiffmacher, 1986)

Los cambios en las corrientes de S_q para los hemisferios norte y sur en años tranquilos y activos pueden visualizarse mejor mediante la amplitud estacional y la localización de los respectivos focos del contorno de la corriente externa. La Tabla 1 ilustra el comportamiento de S_q durante el año tranquilo 1965, registrado por Campbell y Schiffmacher (1985,1988), junto con el comportamiento de S_q durante el año activo 1958, registrado por Matsushita (1967). En esta tabla se agrupan los resultados por estaciones y en sectores globales. La localización de los focos se ofrece mediante el tiempo local y la latitud geomagnética.

Season (minimum/ maximum)	Region	Local time*		Geomagnetic latitude,* deg		Current,* 10^4 A		Current ratio
		Quiet	Active	Quiet	Active	Quiet	Active	(Active/Quiet)
Winter	North America	1148	*1130*	27.5	*31.8*	7.3	*15.2*	2.1
(minimum)	South America	1200	*1148*	−20.0	*−22.6*	4.3	*16.0*	3.7
	Europe	1100	*1136*	40.0	*42.1*	3.4	*19.8*	5.8
	Africa	1324	*1300*	−25.0	*−25.3*	3.0	*20.5*	6.8
	East Asia	1200	*1212*	25.0	*22.0*	2.3	*20.7*	9.0
	Australia	1324	*1324*	−32.5	*−35.0*	4.0	*17.3*	4.3
	average north	1136	*1148*	30.0	*32.0*	4.3	*18.6*	4.3‡
	average south	1254	*1242*	−25.8	*27.6*	3.8	*17.9*	4.7‡
Summer	North America	1048	*1106*	37.5	*38.7*	14.9	*27.6*	1.9
(maximum)	South America	1048	*1100*	−32.5	*33.6*	16.2	*31.9*	2.0
	Europe	1100	*1106*	40.0	*42.1*	16.1	*34.0*	2.1
	Africa	1100	*1100*	−27.5	*−38.9*	13.7	*23.9*	1.7
	East Asia	1036	*1124*	27.5	*19.0*	15.9	*25.9*	1.6
	Australia	1112	*1142*	−32.5	*−35.2*	13.8	*25.4*	1.8
	average north	1048	*1112*	35.0	*33.3*	15.6	*29.2*	1.9‡
	average south	1100	*1112*	30.8	*35.9*	14.6	*27.0*	1.8‡
Spring	North America	1112	*1118*	37.5	*36.7*	12.9	35.2	2.7
Equinox†	South America	1148	*1130*	−25.0	*−22.6*	13.6	22.4	1.6
	Europe	1112	*1118*	40.0	*42.1*	10.6	27.3	2.6
	Africa	1300	*1212*	−27.5	*−26.4*	8.6	32.4	3.8
	East Asia	1124	*1124*	30.0	*19.0*	9.2	29.8	3.2
	Australia	1236	*1224*	−30.0	*−35.2*	9.8	24.3	2.5
	average north	1118	*1118*	35.8	*32.6*	10.9	30.8	2.8‡
	aveage south	1230	*1200*	27.5	*−28.1*	10.7	26.4	2.5‡
Fall	North America	1048	*1118*	30.0	*36.7*	13.5	*35.2*	2.6
Equinox†	South America	1130	*1130*	−22.5	*−22.6*	14.6	*22.4*	1.5
	Europe	1112	*1118*	32.5	*42.1*	13.0	*27.3*	2.1
	Africa	1136	*1212*	−27.5	*−26.4*	11.8	*32.4*	2.7
	East Asia	1036	*1124*	17.5	*19.0*	11.8	*29.8*	2.5
	Australia	1124	*1224*	−32.5	*−35.2*	11.8	*24.3*	2.1
	average north	1054	*1118*	26.5	*32.6*	12.9	*30.8*	2.4‡
	average south	1130	*1200*	27.5	*−28.1*	12.7	*26.4*	2.1‡

Tabla 1. Características del foco regional de S_q durante años tranquilos y activos. (Campbell y Schiffmacher. 1985, 1988)

El rasgo principal de esta Tabla es el tamaño de las corrientes del foco. Las amplitudes del promedio del Invierno del año tranquilo fueron aproximadamente las mismas en ambos hemisferios (Sur: $3.8*10^4$ A ; Norte: $4.3*10^4$ A). En el periodo de Verano del año tranquilo, las amplitudes en el hemisferio sur aumentaron hasta un promedio de $14.6*10^4$ A, y las del hemisferio norte fueron solo ligeramente superiores ($15.6*10^4$ A); el incremento promedio de Invierno a Verano fue $11.0*10^4$ A (el incremento del sur ligeramente inferior al del norte). Las amplitudes del promedio del periodo de Invierno del año activo fueron aproximadamente las mismas en ambos hemisferios (Sur: $17.9*10^4$ A; Norte: $18.6*10^4$ A). En el periodo de Verano del año activo, las amplitudes en

el hemisferio sur aumentaron hasta unos $27.0*10^4$ A, mientras que los valores en el hemisferio norte fueron solo ligeramente mayores ($29.2*10^4$ A); el incremento promedio desde Invierno a Verano fue de $9.9*10^4$ A (de nuevo, en incremento sur fue ligeramente menor que el del norte). Las medias de los valores de las corrientes en Primavera y Otoño del año tranquilo, para el hemisferio sur, fueron respectivamente 10.7 y 12.7 * 10^4 A.

En Verano, la estación con las mayores corrientes para todas las regiones continentales, los vórtices más intensos tienen lugar en las regiones de Europa y América del sur para los años activo y tranquilo. Los vórtices de corriente menos intensos tienen lugar durante el Invierno en América del Norte y del Sur en años tranquilos, y en África y el este de Asia durante los años tranquilos. En 1958, las corrientes más intensas a menudo tuvieron lugar durante el periodo equinoccial por ejemplo, en América del norte, África y este de Asia). La proporción entre niveles de corriente, de un año activo a uno tranquilo, fue 4.6, 1.9 para Invierno y Verano, respectivamente. A pesar de este incremento del nivel de actividad, el incremento en la corriente de Invierno a Verano fue de aproximadamente $10*10^4$ A en 1965 y 1958. Este hecho lleva a asumir que los efectos de ionización y de marea térmica, calculados a partir del ángulo solar, fueron responsables de tales cambios estacionales.

1.2 Variaciones lunares diarias

1.2.1 Notas históricas

En el año 1841, M. Kreil anunció, en la Sociedad de Ciencias de Bohemia, la presencia de variaciones lunares en los registros de Praga del campo geomagnético tranquilo. A partir de ese momento fueron muchos los científicos interesados en el estudio de este tipo de variaciones. En primer lugar, Sabin (1853) utilizó los registros magnéticos de una serie de observatorios para confirmar la existencia del efecto lunar. Los progresos en la detección de cambios lunares a nivel global fueron recogidos por Chapman y Bartels (1940) y Matsushita (1977). Y fueron Chapman y Lindzen en 1970 quienes publicaron el libro definitivo sobre mareas atmosféricas. Malin y Chapman (1970) recogieron la documentación básica del casi universalmente utilizado método de análisis lunar de Chapman y Miller. Posteriormente, varios autores propusieron métodos alternativos al anteriormente nombrado, como Matsushita y Campbell (1972) y Schlapp y Weekes (1973).

Aunque a lo largo de los años han aparecido gran cantidad de publicaciones sobre los efectos lunares sobre el campo geomagnético, sólo se mencionarán algunas de las más importantes. Van Bemmelin (1912, 1913) fue el primero en aplicar técnicas basadas en el uso de armónicos esféricos al estudio del campo lunar. Unos pocos años más tarde, Chapman (1919) propondría un análisis mucho más detallado. En el año 1955, Maeda y en 1956, Kato calcularon la distribución de vientos en la ionosfera responsable del efecto geomagnético lunar.

A partir de los datos del periodo del Año Geofísico Internacional, varios autores construyeron el cuadro global de los cambios en el campo lunar. En 1981 Winch revisó las técnicas de análisis lunar y estudió los campos lunares durante los años tranquilos 1964 y 1965. Poco después, Matsushita y Xu (1983, 1984) reevaluaron los datos del campo lunar de los primeros estudios del Año Geofísico Internacional.

1.2.2 Corrientes y campos de la variación lunar

1.2.2.1 Orígenes

Las variaciones geomagnéticas lunares aparecen debido a un proceso de dinamo ionosférica similar al que da lugar a la S_q. El principal efecto geomagnético observado de las mareas lunares es atribuible a tres circunstancias físicas interrelacionadas: el empuje gravitacional de la Luna sobre la atmósfera terrestre y sobre los océanos; las variaciones diarias (debidas a la actividad solar) y estacionales de la ionosfera; y la inducción de corrientes en las partes conductoras de la Tierra. El empuje gravitacional de la Luna sobre la Tierra rotando eleva los niveles de la atmósfera y los océanos en el lado de la Tierra cara a la Luna y en el lado contrario. Este efecto de marea semidiurno tiene lugar porque la atracción de la Luna es mayor que la fuerza centrífuga en el lado de la Tierra cara a la Luna, mientras en el lado contrario ocurre lo contrario. Vista desde el polo norte, la Luna rota alrededor de la Tierra en sentido contrario que las agujas del reloj (con un periodo sideral de 27.32 días) en la misma dirección que la Tierra gira sobre su propio eje y orbita alrededor del Sol. Así, para un observador en la Tierra, la Luna parece elevarse por el este cada día más tarde (unos 50.5 min. más tarde). Las mareas se comportan de manera similar. Un día lunar, calculado desde las 00 h lunares en el tránsito más bajo de la Luna, corresponde a una duración de 24 h 50.47 min. en tiempo solar. La diferencia entre el tiempo lunar y el tiempo local solar medio da lugar a una fase lunar ν. El cálculo de los valores de ν y otras características lunares aparecen descritos en Chapman y Lindzen (1970).

La ionización, los efectos de marea y las fluctuaciones de temperatura en la región parecen influir sobre la mayoría de los cambios día-noche, Verano a Invierno, equinocciales y debidos al ciclo solar, en el campo de L_2 observado (componente semidiurna de la variación lunar L). Los movimientos de marea del océano también generan corrientes de dinamo eléctrica en el agua salada conductora, contribuyendo estas corrientes a los cambios observados en el campo magnético (Larsen y Cox, 1966; Larsen, 1968). El hecho de que por la noche aparezcan variaciones lunares se ha utilizado para separar la parte de la dinamo oceánica de la perturbación magnética lunar (Malin, 1969 y 1970). El problema es que algunas estaciones, alejadas de los océanos, muestran también estas variaciones por la noche. Algunos investigadores se muestran escépticos con respecto a la existencia de una contribución oceánica, y sugieren que la ionización nocturna de la región F más baja puede ser la causante de estas variaciones nocturnas.

La Figura 19 ilustra las componentes H, D y Z de las variaciones lunares extraídas de registros geomagnéticos de días tranquilos en Huancayo, Perú, para un intervalo de 3 meses centrado en Abril de 1966. Conviene señalar el marcado dominio de las amplitudes semidiurnas en los registros diarios en tiempo lunar.

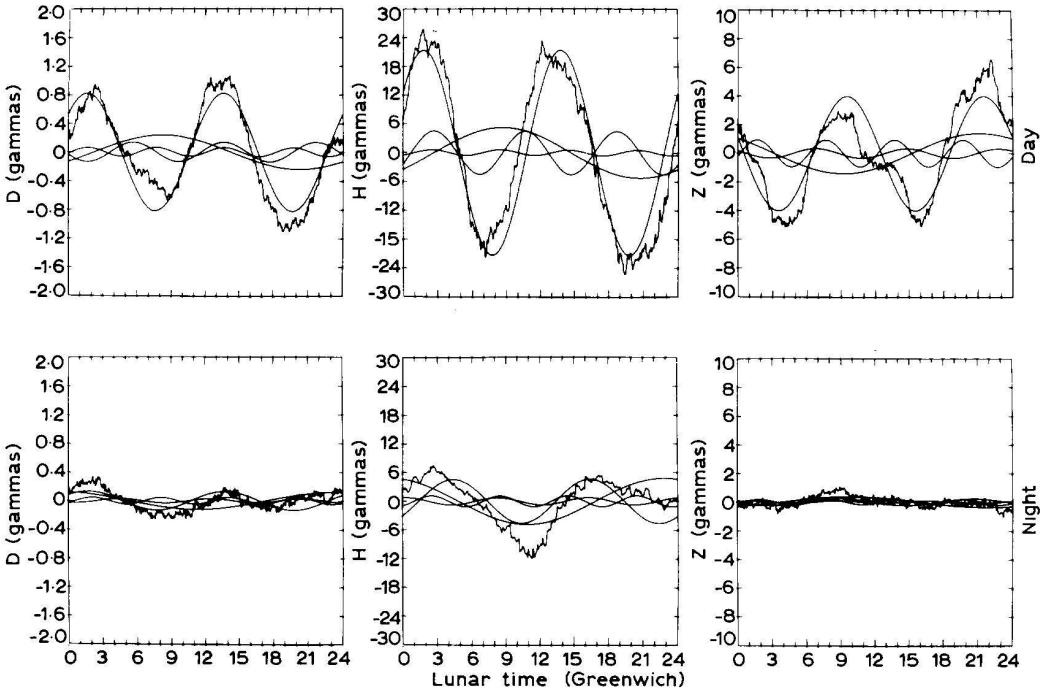


Fig. 19. Variaciones geomagnéticas diarias lunares y los cuatro armónicos de Fourier para la componente D (izquierda), H (centro) y Z (derecha) en Huancayo (Perú) de día (parte superior) y cerca de medianoche solar (parte inferior) entre Febrero y Marzo de 1966. Quedan eliminadas, en esta representación, las dos horas anteriores y posteriores al amanecer y al anochecer, para así evitar la mezcla de las contribuciones diurnas y nocturnas (Matsushita y Campbell, 1972)

.

Existen claras variaciones anual y semianual de la amplitud y fase de L_2. Tales cambios son más un efecto de los cambios en la conductividad de la ionosfera que de las fuerzas de marea. La Figura 20 muestra los valores mensuales de la componente L_2 de H en Sitka, Alaska. Así mismo, se indican las representaciones de Fourier de las ondas anual y semianual que mejor ajustan la variación. La dependencia de L con la latitud es semejante a la de S_q: La variación de H es máxima en el Ecuador magnético, mientras que la Z aumenta con la latitud. Las variaciones de D, H y Z son máximas en los meses de Verano tanto en el hemisferio norte como en el sur.

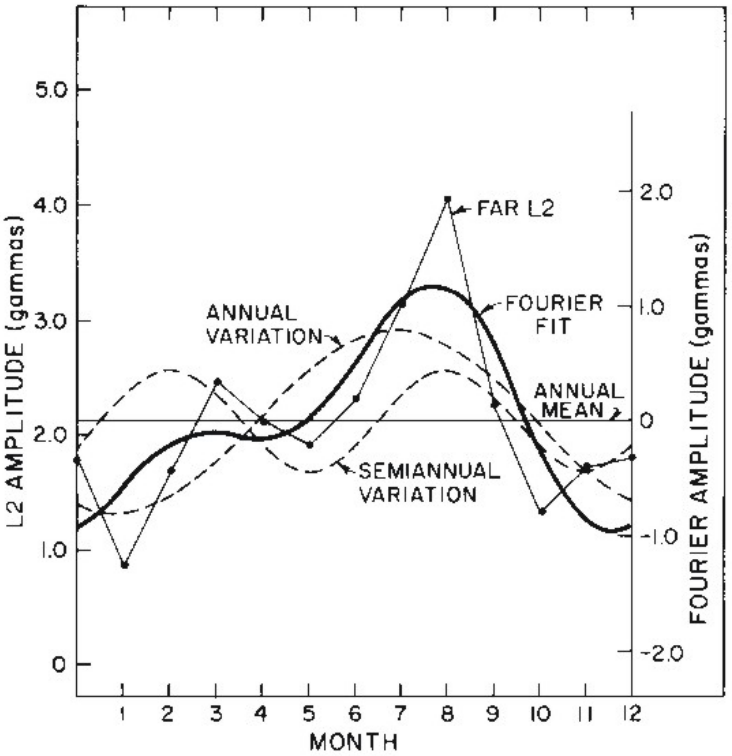


Fig. 20. Valores mensuales de la amplitud de la componente lunar semidiurna para H en Sitka, Alaska, en 1965 (escala a la izquierda). También se muestran el nivel diario medio, la variación anual y la variación semianual de un análisis de Fourier de estos niveles mensuales (escala a la derecha), así como la composición de estas tres curvas (la línea más gruesa es el ajuste de Fourier). (Campbell, 1980)

1.2.2.2 Técnicas de análisis y resultados

Una vez calculados los coeficientes de Fourier de las variaciones lunares, para una distribución global de observatorios, por los métodos descritos en Malin y Chapman (1970), Matsushita y Campbell (1972) o Schlapp y Weekes (1973), el cálculo de una función potencial representativa y el análisis mediante armónicos esféricos es similar, a la hora de proceder, al requerido en el análisis de S_q. Usualmente, es necesario incluir un mayor número de días en la muestra lunar, ya que las amplitudes son pequeñas (aproximadamente 1/20 la del Sol), aparecen enmascaradas por la S_q, y sólo hay disponibles valores horarios de los registros. Se acostumbra a utilizar todos los días del mes, exceptuando los perturbados, y por eso se habla de L y no de Lq.

A menudo el estudio se realiza separando los registros de acuerdo con los meses de Lloyd (en la sección de datos se explicará esta separación más detalladamente). Los análisis recientes se realizan en coordenadas geomagnéticas. Matsushita y Xu (1983,1984) completaron un estudio en el Hemisferio Norte del periodo de actividad solar que abarca desde el 1 de julio de 1957 al 31 de diciembre de 1959. La Figura 21 muestra el comportamiento promedio anual de los cambios semidiurnos lunares (L_2) obtenido por estos autores. La mayoría de las amplitudes de la variación lunar son inferiores a 3 gammas. Son de señalar los altos valores de las componentes X e Y en altas latitudes, y los

valores todavía mayores de la componente X en el Ecuador; las variaciones lunares en latitudes medias son relativamente pequeñas. La figura representa valores promedio anuales en tiempo local lunar; para un determinado observatorio y fecha, la variación lunar sería mayor durante el día y casi despreciable durante la noche (se modifican las amplitudes, en primera aproximación, por la función de ionización de Chapman).

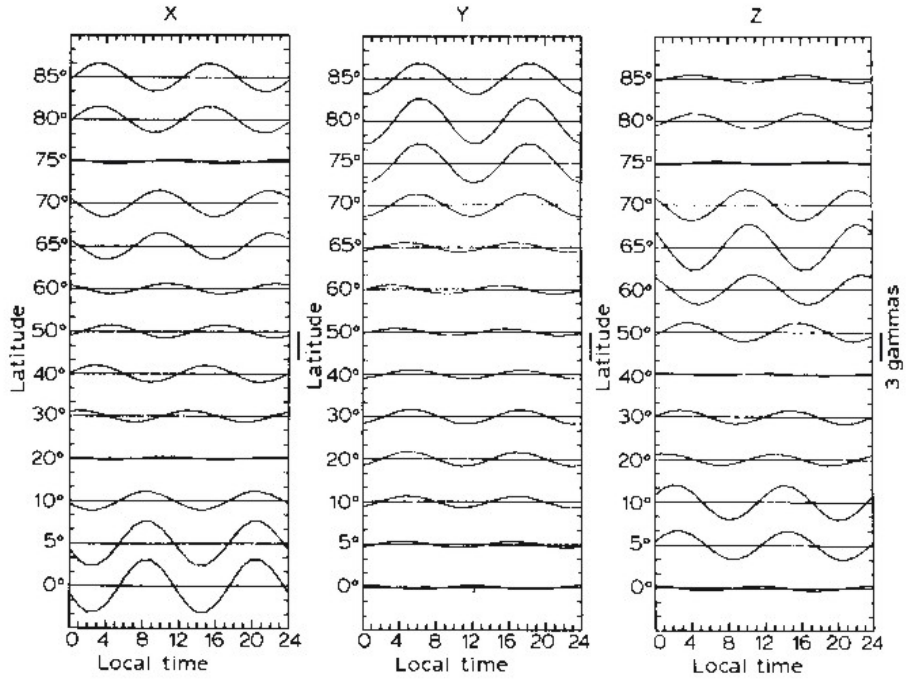


Fig. 21. Variaciones diarias de las tres componentes del campo geomagnético X, Y y Z para las variaciones lunares L_2 para distintas latitudes, promediadas anualmente, obtenidas a partir de un análisis de armónicos esféricos de los registros de los observatorios. (Matsushita y Xu, 1983)

Como los registros analizados por estos autores eran representativos de un periodo de alta actividad Sol-Tierra, Matsushita y Xu (1984) encontraron dos patrones lunares: uno, que llamaron "L", era calculado a partir de los patrones de la estación observada; el otro, que llamaron "Lo", era similar a L en bajas latitudes, pero se aplicó una representación suavizada a la región de altas latitudes. Para Lo, tomaron un medio de las amplitudes a 40º de los polos, como una amplitud asumida en los respectivos polos, y el ángulo de fase en esta región de alta latitud lo tomaron como el mismo valor que el del límite de latitud menor. La diferencia entre los modelos de L y Lo se tomó como un sistema lunar polar especial. En las Figuras 22 y 23 se ilustran las corrientes externa e interna, correspondientes a los armónicos en tiempo lunar de 24, 12, 8 y 6 horas, que los autores obtuvieron. Se muestran las corrientes para las tres estaciones de Lloyd y para el promedio anual. Los autores llaman la atención sobre la gran corriente externa en D en los meses de Verano del hemisferio sur, así como sobre las pequeñas intensidades alrededor de las 17 h en el Invierno del hemisferio norte y alrededor de las 10 h en el Invierno del hemisferio sur. Encontraron que la proporción de la intensidad de corriente de Verano a la de Invierno era de 1.3- 3.7 para L_2.

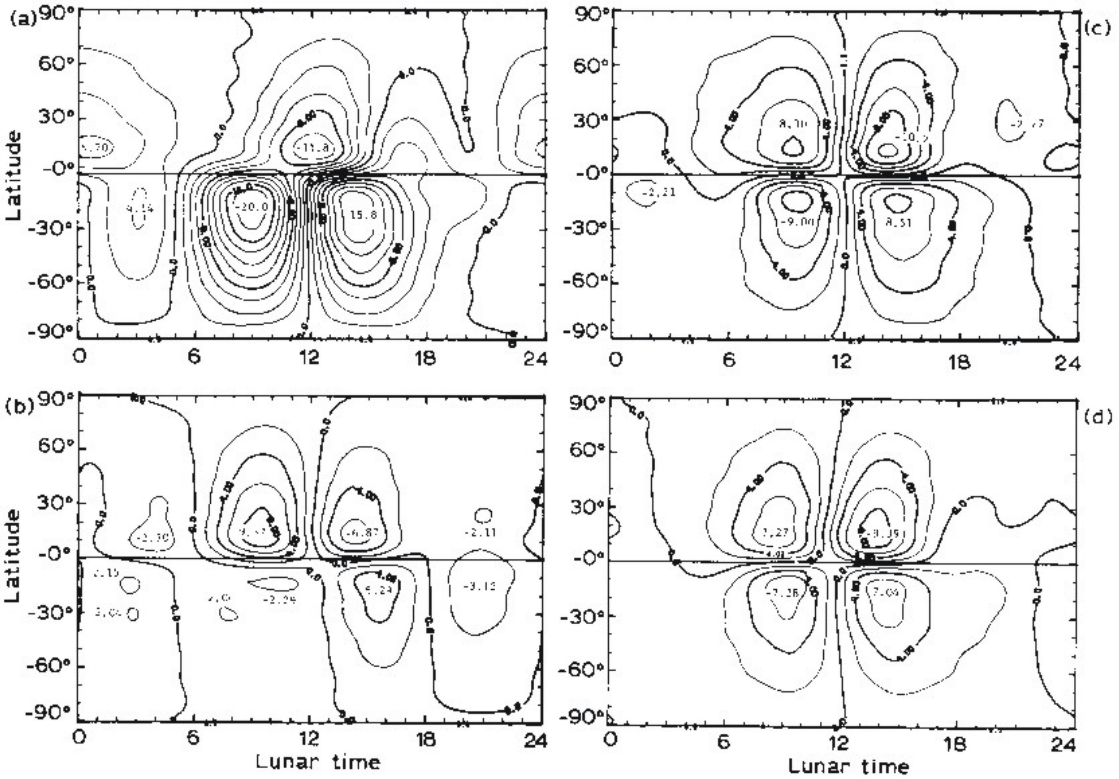


Fig. 22. Sistemas de corriente externa de Lo para los cuatro términos armónicos (m=1,4) con respecto a latitudes geomagnéticas y tiempo lunar: (a) en Invierno; (b) en Primavera y Otoño; en Verano (c); (d) y para el promedio anual. El intervalo entre contornos es de 2 kA, y los signos positivos y negativos indican direcciones de corriente en sentido contrario a las agujas del reloj y en sentido de las agujas del reloj, respectivamente. (Matsushita y Xu, 1984)

Tarpley (1970) encontró que las pequeñas fluctuaciones de temperatura en la estratosfera podrían hacer que las amplitudes lunares variaran en un factor de dos o tres. Tales fluctuaciones de temperatura ocurren más frecuentemente cerca de los solsticios. Como se entiende que el sistema de corriente lunar externa fluye esencialmente en las mismas regiones que las corrientes fuente de S_q, Matsushita y Xu (1984) razonaron que la diferencia observada en los cambios estacionales de S_q y L se debe a vientos de marea y no a conductividad ionosférica. Algunos investigadores (ver Malin *et al.*, 1975) han propuesto, para tales diferencias, una localización en la región F para la corriente de dinamo lunar.

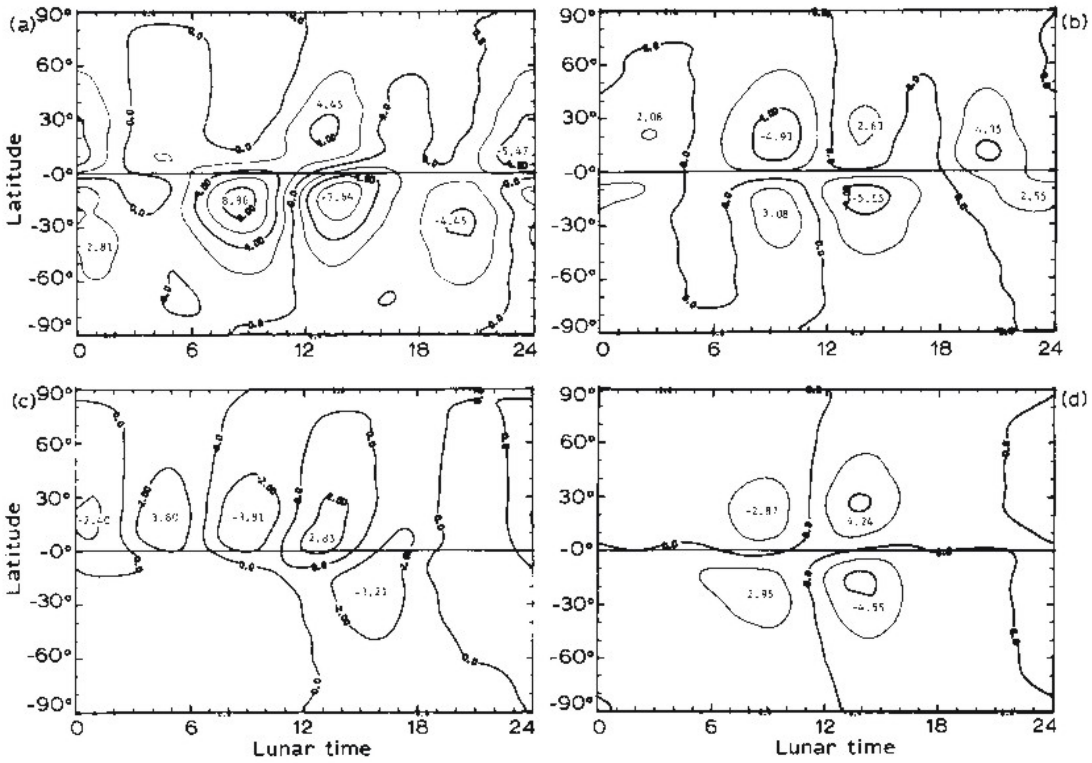


Fig. 23. Como la Fig. 22, pero para el sistema de corriente interna.

2. DATOS

2.1 Tipo de datos

Para realizar el presente trabajo ha sido necesario recopilar largos registros de las medias horarias de las tres componentes del campo geomagnético (X, Y y Z). Gracias a la colaboración de los tres observatorios magnéticos actualmente en funcionamiento en España (Observatorio de San Fernando, Observatorio de San Pablo y Observatorio de San Pablo) se ha contado con datos suficientes para realizar un estudio de los cambios estacionales en las variaciones solares y lunares (ionosféricas y oceánicas) diarias, así como para extraer ciertas conclusiones acerca de las variaciones debidas a la actividad solar (aunque serían necesarios registros más largos para poder analizar con una mayor profundidad dicho fenómeno). El estudio de las variaciones a lo largo del ciclo solar precisa de un mayor número de datos (al menos 11 años, correspondiente a la duración del ciclo solar). Para el estudio de los cambios espaciales en las componentes solares y lunares se han utilizado una serie de datos de estaciones geomagnéticas peninsulares, correspondientes a los años 1964 y 1965, que proceden del Centro de Datos Geofísicos Nacionales (*National Geophysical Data Center*). Asimismo, serán utilizados los resultados obtenidos por Palumbo (1981) en un estudio realizado a partir de los datos de varias estaciones italianas, a fin de estudiar la influencia del Océano Atlántico en las variaciones obtenidas. En la Tabla 2 se señalan todos los observatorios cuyos datos han sido utilizados, así como las coordenadas geográficas y la longitud temporal de los registros empleados. En las Figuras 24 y 25 se muestra la posición geográfica de dichos observatorios.

	Observatorio	Siglas	Latitud (ºN)	Longitud (ºE)	Intervalo
Variación Temporal	San Fernando	SFS	36.46	353.80	1995-1999
	Ebro	EBR	40.82	359.51	1995-1998
	San Pablo	SPT	39.55	355.65	1994-1996
Variación Espacial	Coimbra	COI	40.21	351.58	1964,1965
	San Fernando	SFS	36.46	353.80	1964,1965
	Toledo	TOL	39.88	355.95	1964,1965
	Logroño	LOG	42.46	357.50	1964,1965
	Almería	ALM	36.85	357.54	1964,1965
	Ebro	EBR	40.82	359.51	1995,1966
	Roburent	ROB	44.3	7.0	1964-72
	Castellaccio	CAS	44.4	8.9	1957-62
	L´Aquila	LAQ	42.38	13.32	1961-67
	Capri	CAP	40.55	14.22	1960,61,64,66,67,68
	Vesuvius	VES	40.82	14.4	1958-65

Tabla 2. Posición Geográfica y longitud de los registros de los observatorios.

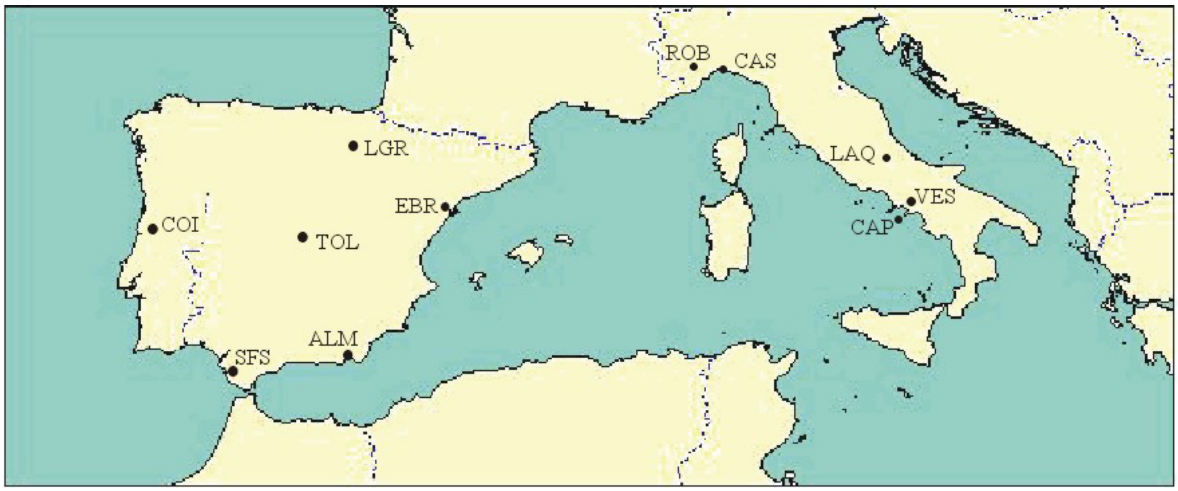


Figura 24. Posición geográfica de los observatorios españoles e italianos en 1964 y 1965.

Figura 25. Posición geográfica de los observatorios españoles en 1996.

Realmente, los datos directamente proporcionados por los distintos observatorios peninsulares corresponden a valores medios horarios de la declinación D, de la componente horizontal H y de la vertical Z. Mediante una serie de programas en el lenguaje de programación FORTRAN se han transformado dichos datos, a fin de obtener los correspondientes valores medios horarios de la componente X (dirigida hacia el norte geográfico), de la componente Y (hacia el este) y de la componente vertical Z. La precisión de todos los valores es de nanoTeslas, precisión ésta igual o superior a la utilizada en los estudios anteriormente realizados sobre las variaciones geomagnéticas diarias.

2.2 Observatorios

A continuación se recoge la información relacionada con cada uno de los observatorios peninsulares cuyos datos se han analizado.

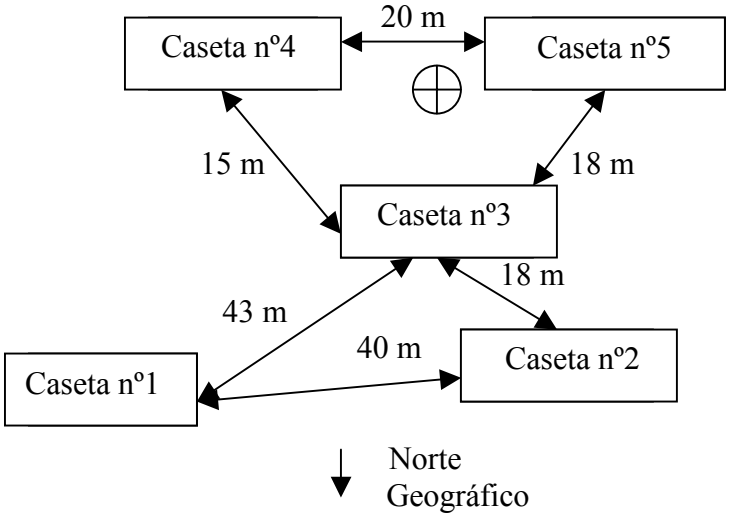
2.2.1 Real Instituto y Observatorio de la Armada

También conocido como Observatorio de San Fernando. El servicio de Geomagnetismo de este observatorio, emplazado dentro de la Sección de Geofísica, nació en el año 1879, con la finalidad de estudiar el campo geomagnético, y controlar la variación de la referencia geomagnética, por su aplicación en cartografía náutica. Es en este mismo año cuando comienza el registro instrumental del campo magnético terrestre en el observatorio, con la instalación de una estación variométrica de tres componentes modelo ADIE, complementada por un magnetómetro ELLIOT y un teodolito DOWER, iniciándose una serie magnética que es en la actualidad una de las de mayor extensión temporal a nivel global.

La posición geográfica y geomagnética del Observatorio de San Fernando, de acuerdo con el IGRF (*International Geomagnetid Reference Field)* de 1995, viene dada por las coordenadas siguientes:

Coordenadas	Geográficas	Geomagnéticas
Latitud	36º 29’ 50’’ N	39.79º N
Longitud	06º 07’ 10’’ W	73.3º E
Altitud	77.74 m	

En los años setenta, la electrificación de la línea férrea Cádiz-Sevilla introdujo importantes interferencias en sus registros magnéticos, al igual que en gran parte de los observatorios nacionales, obligando en su momento a trasladar la estación a una zona alejada unos 8 Km. al NE del emplazamiento primitivo, ubicándola en el recinto de una Estación Radio Receptora de la Armada, situada en el barrio de Jarana, Puerto Real (Cádiz). Las casetas que componen la Estación Magnética se encuentran situadas en una zona de pinares y terreno llano. El conjunto formado por éstas, así como su utilización, quedan descritos en la Figura 26.



Caseta n º 1 Concentra la electrónica y el software de control del conjunto formado por los variómetros (Subsuelo caseta nº5, y el magnetómetro de protones, PPM). Se encarga también de transmitir la información al R.O.A., para el control en tiempo real de la estación.

Caseta n º 2 En ella se encuentra instalado el magnetómetro vector (Bobina+Magn. Protones "Efecto Overhauser"). Es utilizada para la calibración periódica de la estación variométrica y del PPM.

Caseta n º 3 En ella se encuentra situada la estación magnética automática, diseñada y construida íntegramente en este centro, posibilitando un registro alternativo al realizado por el conjunto de variómetros (Caseta n º 5).

Caseta n º 4 Utilizada actualmente para la calibración de equipos de registro magnético.

Caseta n º 5 Consta de dos pisos: El superior es utilizado para la realización de observaciones absolutas (H y D). En el subsuelo se encuentra instalada la estación de variómetros de torsión fotoeléctrica.

⊕ Ubicación del sensor de Fuerza Total.

Figura 26. Estación Magnética – Emplazamiento Casetas.

Entre los años 1995 y 1999, las observaciones absolutas del campo geomagnético se realizaron habitualmente dos veces por semana, utilizando para ello los siguientes instrumentos:

- Para la medida de la Componente Horizontal H, y la Declinación D, se ha utilizado un magnetómetro QHM (siglas de *Quartz Horizontal Magnetometer*), número 1034.
- Para la medida de la Componente Vertical Z, se ha utilizado un magnetómetro vector. El magnetómetro de protones empleado se basa en el efecto Overhauser.

- Para el registro de la Fuerza Total F, se ha utilizado un magnetómetro de protones convencional GEOMETRICS G – 856.
- Declinómetro, magnetómetro vector, magnetómetro Overhauser, Inclinómetro/ Declinómetro MAG-01H, con teodolito YOM MG2KP (que en 1999 es sustituido por uno modelo MG2KP). El Inclinómetro/Declinómetro fue incorporado a finales de 1996, y sustituyó en 1998 al QHM como instrumento magistral de observación absoluta.

Para el registro de las variaciones de las componentes del campo magnético (H, D, Z) se ha hecho uso de una estación variométrica de torsión fotoeléctrica tipo PSM-8711 (del *Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences*), instalada en el año 1990 en los sótanos de la caseta número 5 (ver Figura 26), así como una estación variométrica alternativa basada en fluxgates de diseño y construcción en el observatorio.

Durante 1997 se efectuaron diversas pruebas de registro del campo magnético en diferentes instalaciones militares de la zona, con el fin de seleccionar un emplazamiento idóneo para el traslado de la estación magnética desde su ubicación actual en el Barrio Jarana (Puerto Real). El motivo de dicho traslado es alcanzar los estándares marcados por la red global INTERMAGNET. Finalmente ha sido seleccionado el acuartelamiento conocido como "Cortijo de Vicos", perteneciente a la Yeguada Militar (Jerez), dependiente de la Secretaría General Técnica del Ministerio de Defensa.

Es de señalar que a partir del mes de Abril de 1988, las observaciones absolutas han comenzado a realizarse en períodos nocturnos con el fin de minimizar las dispersiones, apreciándose de forma patente una mejor estabilidad en la línea base.

2.2.2 Observatorio del Ebro

El Observatorio del Ebro está situado en Roquetes (Tarragona). Fue fundado por la Compañía de Jesús a principios del siglo veinte, y se ha dedicado desde sus orígenes al estudio de los fenómenos físicos de interacción que se producen en el sistema Sol-Tierra (lo que en terminología inglesa conocemos como *Solar-Terrestrial Physics*). Fue el primero en el estudio de estos temas y ha basado su trabajo en dos vertientes principales: por un lado, la adquisición de datos y la medida de parámetros que permitan la caracterización de los fenómenos estudiados, y, por otra, la investigación propiamente dicha, en la que ha destacado principalmente el estudio de las perturbaciones del campo geomagnético debidas a la actividad solar.

El observatorio nace de una decisión de La Compañía de Jesús, a finales del siglo XIX, de crear, al lado de las facultades de Filosofía y Teología, tres institutos dedicados a Física, Química y Ciencias Naturales. A pesar de la ubicación de estas facultades (llamadas en la época *Collegium Maximum*) en Jesús (Tortosa), estos laboratorios, sin embargo, se instalaron en Roquetes.

El campo de trabajo elegido, muy nuevo para la época, fue el estudio de la relación entre las perturbaciones eléctricas, magnéticas y solares. En esta selección influyó la experiencia acumulada por los jesuitas en observatorios de tipo geofísico.

Actualmente el Observatorio del Ebro consta de cinco Secciones, una de las cuales es la Sección magnética. Su posición geográfica y geomagnética, según el IGRF de 1995, viene dada por las coordenadas siguientes:

Coordenadas	Geográficas	Geomagnéticas
Latitud	40º 49’ 14’’ N	43º 18’ 47’’ N
Longitud	00º 29’ 36’’ W	81º 20’ 01’’ E
Altitud	46 m	

La Sección Magnética registra continuamente las tres componentes del campo geomagnético. Entre los años 1995 y 1998, los aparatos utilizados para la determinación de los datos magnéticos fueron:

- Aparatos absolutos:
    1. Para la Declinación: Magnetómetro de la casa RUSKA.
    2. Para la Inclinación: DIFLUX constituido por un fluxgate de la casa ELSEC, modelo 810, montado sobre teodolito de la casa ZEISS, modelo 010B.
    3. Para la Fuerza Total: Magnetómetro de Precesión de Protones, suministrado también por la casa ELSEC, modelo 820.
- Variómetros:

    Tanto para la Declinación, como para la Componente Vertical y Horizontal del campo geomagnético, se han utilizado variómetros tipo LA COUR. Los variómetros están instalados en una recinto aislado térmicamente que no presenta prácticamente variación diaria de temperatura, pero sí variación a lo largo del año, con una oscilación de unos 12 grados Celsius de amplitud.

La comparación de las observaciones de Declinación hechas con el magnetómetro tipo RUSKA y con el DIFLUX ha mostrado una mejor exactitud de los datos del RUSKA.

A pesar de disponer de aparatos de registro variométrico digital (ARGO y GEOMAG), éstos han presentado frecuentes cortes en su registro durante el período 1995-1997, por problemas de tipo eléctrico, entre otros. Por tanto, se han usado como variómetros fundamentales los LA COUR. Los registros de los variómetros ARGO y GEOMAG han sido utilizados sólo para suplir los pocos fallos que presentan los LA COUR. Se espera que en un futuro próximo pueda utilizarse el ARGO como variómetro fundamental.

Durante el año 1995 se realizaron 148 medidas absolutas de la Declinación con el magnetómetro RUSKA y 238 determinaciones de H y de Z con el DIFLUX y el magnetómetro de protones. De estas observaciones se suprimieron por deficientes once en los cálculos de D (un 7%), trece en los de H (un 5%) y catorce en los de Z (un 6%).

En 1996 se hicieron 151 medidas absolutas de la Declinación con el magnetómetro RUSKA y 242 determinaciones de H y Z con el DIFLUX y el magnetómetro de protones. De estas observaciones se suprimieron por deficientes 16 en los cálculos de D (un 11%), 31 en los de H (un 13%) y 21 en los de Z (un 9%). Las medidas absolutas realizadas con el DIFLUX se hacen siempre en el pilar fundamental, excepto en los días 11 a 22 de Julio de 1996, en los que se hicieron en un pilar próximo al normal.

Durante 1997 se realizaron 149 medidas absolutas de D con el magnetómetro RUSKA y 231 determinaciones de H y Z con el DIFLUX y el magnetómetro de protones. Se han suprimido por deficientes: en D, 11 medidas (un 7%); en H, 11 medidas (un 5%), y en Z, 6 medidas (un 3%).

2.2.3 Observatorio Central Geofísico de Toledo

El Observatorio Central Geofísico de Toledo ha sido en el pasado una de las instalaciones más relevantes del Instituto Geográfico Nacional. Sus Boletines de datos magnéticos han comunicado al Instituto con los más importantes centros geofísicos del mundo y sus publicaciones científicas se han presentado en muchos congresos en el transcurso de su existencia.

El Observatorio se creó en Junio de 1909 y sus primeras instalaciones se ubicaron en los sótanos de la Excma. Diputación Provincial de Toledo. Su creación es contemporánea a la de los principales observatorios sismológicos del mundo, que nacieron en la última década del siglo XIX y primera del XX. En 1933, las instalaciones e instrumentos del observatorio se trasladaron a una nueva ubicación, en un enclave de la finca Buenavista, propiedad entonces del conde de Romanones. Las nuevas instalaciones contaron con tres pabellones para las tres ramas de la Geofísica que entonces se consideraban esenciales en un observatorio: Sismología, Geomagnetismo y Geoelectricidad. La posición geográfica y geomagnética del nuevo emplazamiento para los años 1964 y 1965 viene dada por las coordenadas:

Coordenadas	Geográficas	Geomagnéticas
Latitud	39º 52’ 58’’ N	43.6º N
Longitud	04º 02’ 48’’ W	75.7º E
Altitud	501 m	

En el período de posguerra (1939-1950), se estudian y se ponen a punto los aparatos de observaciones absolutas: Magnetómetro Schmidt, Inclinómetro Askania y Magnetómetro Carnegie, así como su utilización para la observación, cada siete días. Las mediciones magnéticas absolutas se realizan en un gran pabellón, cuyas paredes están formadas de dos capas de hormigón, entre las cuales hay una cámara de aire, y una capa de corcho prensado.

Durante la década de los sesenta, la Sección de Geomagnetismo de este observatorio va perfeccionándose, completando sus equipos de aparatos y su dotación de personal, hasta llegar a ser uno de los mejores observatorios magnéticos de Europa por entonces. Se realizan medidas periódicas absolutas y relativas de las componentes del campo magnético terrestre y se registran continua y diariamente, en bandas fotográficas, las variaciones de dichas componentes.

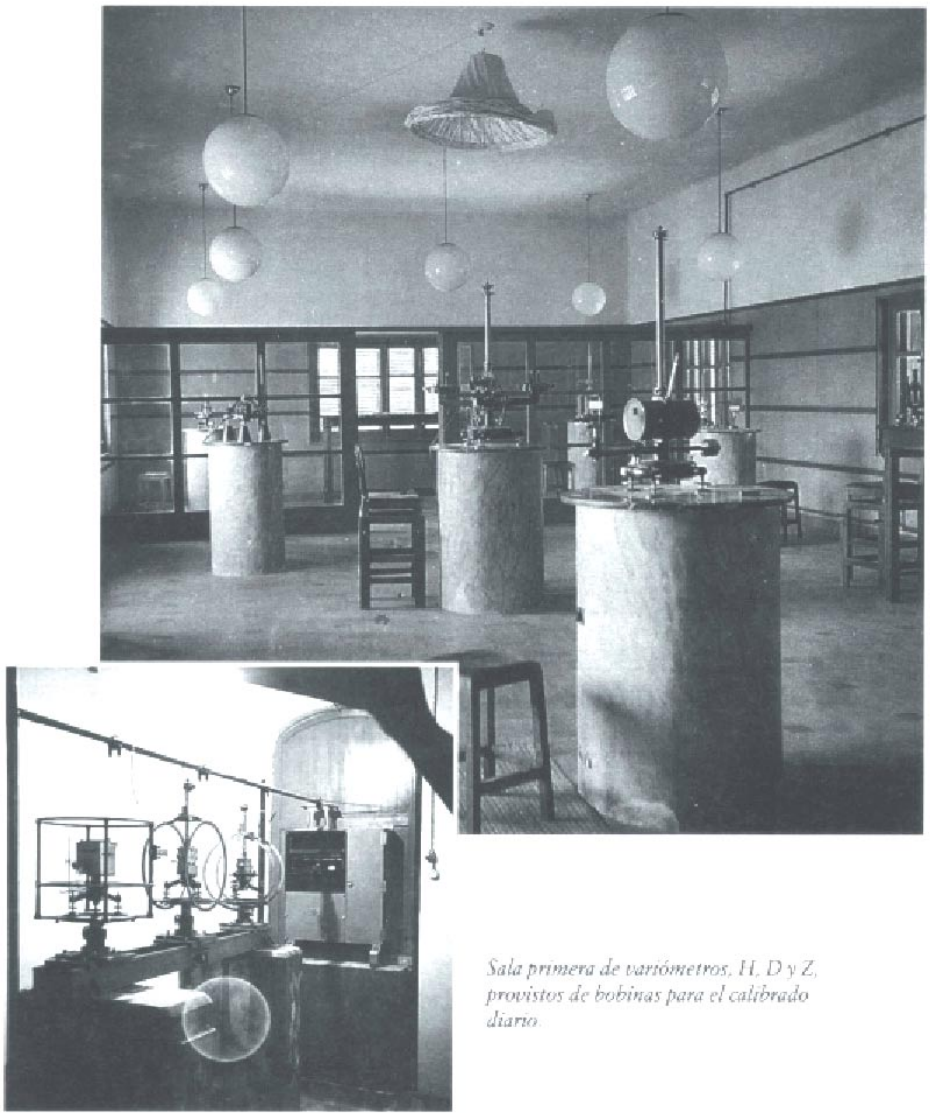


Figura 27. Parte Superior: Sala de medidas absolutas. En segundo término el Teodolito Schmidt. Parte Inferior: Sala primera de variómetros H, D y Z, provistos de bobinas para el calibrado diario. (Payo y Gómez-Menor, 1998)

En esta época, los aparatos utilizados en la Sección de Magnetismo fueron:

- Variómetros: Durante los años 1964 y 1965 han funcionado tres equipos:
    1. Compuesto de tres variómetros ASKANIA, con velocidad de registro de 20 mm/hora y sensibilidad normal. Sus valores de escala se determinan con una bobina Helmholtz adjunta a cada variómetro.
    2. Se compone de dos variómetros TOPFER y uno ASKANIA, con velocidad de 30 mm/hora y sensibilidad alta. Los valores de escala se determinan por comparación con el equipo 1.
    3. Se trata de un equipo LA COUR 180, compuesto por los variómetros LA COUR D61 y H91, que son ultrasensibles y tiene una velocidad de registro de 187 mm/hora.

- Instrumentos de medida:

  Teodolito magnético normal SCHMIDT (número 81196 de ASKANIA).
  Caja de oscilaciones que forma equipo con al anterior.
  Inductor terrestre magistral (número 70660 de ASKANIA).
  Galvanómetro de imán móvil, adjunto al inductor (marca EDELMAN).
  QHM LA COUR, número 218.
  BMZ (*Balance Magnétométrique Zéro)* LA COUR, número 78.

Las medidas absolutas de la declinación D se realizaron con el teodolito SCHMIDT. A partir del 1 de Enero de 1952, el teodolito magnético Schmidt es utilizado también para medir el valor absoluto de la intensidad horizontal del campo magnético H, formando equipo junto a la caja de oscilaciones y aplicando el conocido método de Gauss.

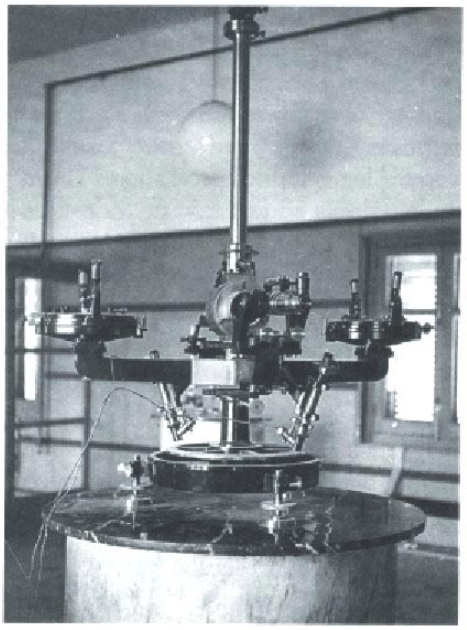


Figura 28. Magnetómetro Schmidt para la medida "absoluta" del valor de H. También utilizado como declinómetro. (Payo y Gómez-Menor, 1998)

Mediante el magnetómetro QHM se realizaron periódicamente medidas de H, mientras que las medidas periódicas de Z se hicieron por medio de la balanza BMZ. Las medidas absolutas de la Inclinación I se realizaron con el inductor terrestre ASKANIA, utilizando como galvanómetro el EDELMAN.

Como una dilatada continuación del Año Geofísico Internacional, se organiza un nuevo período de cooperación internacional durante los año 1964 y 1965, coincidiendo con el periodo de mínima actividad solar, por lo que se adopta el nombre de "Año Internacional del Sol en Calma" (I.Q.S.Y.). Todos los fenómenos magnéticos de este año fueron sometidos particularmente a una cuidadosa vigilancia. La labor del observatorio fue suministrar puntualmente todos los datos a los centros mundiales. Todos los equipos magnéticos estuvieron en funcionamiento sin interrupción.

En Julio de 1965 se puso en marcha un magnetómetro de protones ELSEC de fabricación inglesa, quedando instalada la botella en el pilar para las observaciones absolutas y observando diariamente el valor de la fuerza magnética total F.

Los primeros años de la década de los noventa señalan el final del Observatorio de Toledo como tal. Este es un fenómeno que ha ido ocurriendo en muchos observatorios geofísicos del mundo. El progreso de las telecomunicaciones hace que las estaciones de observación geofísica (sismógrafos, magnetómetros, gravímetros,...) puedan situarse en pequeñas instalaciones de campo, desde donde los datos analógicos o digitales se transmiten por cable o por radio a cualquier Centro, Universidad o Instituto ubicado en el interior de una ciudad.

2.2.4 Observatorio de San Pablo de los Montes (Toledo)

El Observatorio de San Pablo de Los Montes está situado a 50 Km. al suroeste de la ciudad de Toledo, en un lugar exento de perturbaciones, donde el ferrocarril eléctrico más cercano se encuentra a más de 45 Km.. Este Observatorio sucedió en 1982 al de Toledo, pues la electrificación de las líneas férreas de Toledo introducía importantes interferencias en los registros magnéticos de este Observatorio.

Las coordenadas geográficas y geomagnéticas del Observatorio de San Pablo, referidas al polo magnético del IGRF de 1990, son las siguientes:

Coordenadas	Geográficas	Geomagnéticas
Latitud	39º 32’ 50’’ N	43.1º N
Longitud	04º 20’ 55’’ W	75.9º E
Altitud	922 m	

Las observaciones absolutas de Declinación e Inclinación se han realizado una vez por semana con un Teodolito ZEISS 010B equipado con sonda fluxgate y electrónica digital BARTINGTON.

El registro de las componentes del campo magnético terrestre se efectúa por medio de un sistema de magnetómetros vectores, un equipo GEOMAG M390 y un fluxgate DEVELCO. Los magnetómetros vectores están constituidos por magnetómetros de precisión de protones GEOMETRICS, con una resolución de 0.1 nT, y por bobinas CATALÁN, situadas en posición horizontal sobre basadas giratorias. El control de los distintos parámetros y la adquisición de datos es realizada mediante unidades DATAMAG, con una capacidad de almacenamiento de 8 días. Los errores ocasionados por perturbaciones artificiales o por fallos en la transmisión han sido inferiores al 0.2%.

El magnetómetro vector, que mide directamente las componentes F y Z, utiliza un magnetómetro G866, y tiene bobina orientada en la dirección del meridiano magnético. Con un intervalo de muestreo de 8s se cancela alternativamente la componente H, midiendo el magnetómetro, por lo tanto, F y Z. Estos valores son procesados por el DATAMAG, que almacena los promedios de cada minuto. El valor de H se calcula de $(F^2-Z^2)^{1/2}$.

Figura 29. Magnetómetro vector con la bobina "Catalán" para anular la componente horizontal del campo magnético. (Payo y Gómez-Menor, 1998)

El magnetómetro vector que mide la componente D, utiliza un magnetómetro G856AX, y tiene la bobina orientada en dirección perpendicular al meridiano magnético. Con el mismo intervalo de muestreo que el anterior equipo, aplica campos adicionales positivos, cero y negativos, obteniéndose las medidas de campo resultante F+, F y F-, las cuales son procesadas por su DATAMAG correspondiente para calcular los incrementos de D y almacenar los promedios de cada minuto.

El equipo GEOMAG M390 está constituido por un magnetómetro vector fluxgate triaxial, un magnetómetro escalar de efecto Overhauser GSM90 y una unidad de integración de la electrónica de ambos magnetómetros, junto con un microprocesador y un sistema de adquisición de datos con capacidad de almacenamiento para 28 días.

La salida directa del fluxgate DEVELCO, es utilizada por un registrador KONTRON para el registro continuo de las tres componentes H, D y Z. Este registro, con velocidad de 20 mm/h, ha sido utilizado para la medida de los índices K y para la elaboración mensual del boletín de variaciones rápidas.

Los archivos diarios de minuto (1440 valores) de los magnetómetros vectores son corregidos de posibles datos erróneos. Las bases diarias se determinan por interpolación lineal entre las bases calculadas cada semana.

Mensualmente son enviados en disquetes al Servicio de Geomagnetismo en Madrid los archivos de datos ya corregidos de errores y las bases diarias. Todos los valores del anuario están referidos al pilar fundamental de observaciones, cuyas coordenadas son las señaladas al principio.

Se espera que en un futuro cercano este observatorio se incorpore al proyecto desarrollado por la Red INTERMAGNET (*International Real-Time Magnetic Observatory*

Network), cuyo objetivo es establecer una red global de observatorios magnéticos digitales, a fin de facilitar el intercambio de datos geomagnéticos en tiempo casi real.

2.2.5 Observatorio de Almería

El Observatorio Geofísico de Almería estaba encuadrado en la Subdirección General de Geodesia y Geofísica del Instituto Geográfico Nacional. Su Sección de Geomagnetismo se puso en funcionamiento el 1 de Enero de 1955 y ha permanecido desde entonces en servicio ininterrumpido hasta 1992**,** año en que se produjo el cierre definitivo del mismo. El observatorio disponía, además, de una Sección de Sismología.

Las coordenadas geográficas y geomagnéticas del Observatorio de Almería, referidas a la posición del polo magnético + 78.5º N, 69º W, eran:

Coordenadas	Geográficas	Geomagnéticas
Latitud	36º 51.2’ N	40º 38’ N
Longitud	02º 27.6’ W	75º 18’ E
Altitud	65 m	

El suelo sobre el que se situaba el observatorio estaba constituido por tosca marina (tobas calizas del plioceno).

Para las determinaciones absolutas, el observatorio disponía de un equipo ASKANIA-WERKE, con inductor terrestre, y de otro SARTORIUS, modificado en los talleres del Instituto Geográfico y Catastral. Mediante estas observaciones se controlaba y vigilaba periódicamente la corrección de cero, o corrección instrumental, que convenía aplicar a las determinaciones efectuadas con el magnetómetro de fibra de cuarzo QHM (núm. 217) y la balanza BMZ (núm. 166).

La balanza BMZ número 49 no fue utilizada en los cálculos del anuario de 1965, debido a deficiencias en su nivelación (defectos del instrumento en los tornillos nivelantes y en el propio nivel).

El último contraste del QHM, a nivel internacional, se efectuó en Octubre de 1962, mediante el equipo-patrón de Rude Skow, constituido por los QHM números 228, 229 y 230.

En cuanto a la toma de registros continuos, el único magnetómetro utilizado en el observatorio estaba constituido por los tres variómetros siguientes:

- Para la medida de D: Declinómetro de Copenhague número 66.
- Para H: Variómetro de Copenhague número 90.
- Para Z: Balanza de Godhavn número 109.
- Para las tres componentes magnéticas se disponía de un registrador fotográfico tipo LA COUR, con una velocidad de registro de 15 mm/hora. Las señales de tiempo se producían en el magnetograma cada treinta minutos, e iban regladas exactamente, dentro de la apreciación sobre el registro, con respecto al Tiempo Universal.

Los valores de escala del magnetógrafo se obtenían por el método eléctrico, mediante unas bobinas de Helmholtz-Gauguin instaladas sobre cada variómetro.

El número de observaciones absolutas para cada componente, efectuadas sistemáticamente durante el año 1964, siempre a intervalos regulares, fue:

- Declinación: 63 observaciones.

- Componente Horizontal: 63 observaciones.
- Componente Vertical: 60 observaciones.

Y durante 1965:

- Declinación: 59 observaciones.
- Componente Horizontal: 59 observaciones.
- Componente Vertical: 59 observaciones.

lo que representa, como promedio, una observación cada seis días de cada componente.

A partir de estas determinaciones absolutas se obtenían los valores-base reducidos a la temperatura de 20º, mediante la conocida expresión:

$$B_{20} = E - (t - 20) Q - S_E \gamma$$

válida para el elemento magnético E, siendo Q el coeficiente de temperatura del variómetro, t su temperatura en el momento de la observación, S_E su valor de escala e y la ordenada correspondiente, en el magnetograma, al instante de la observación (considerada como positiva cuando la curva está encima de la línea de base).

Durante 1964 y 1965, las tres líneas de valores-base presentaron su forma habitual, de acuerdo con las variaciones de temperatura y los coeficientes de los variómetros (en H y Z), sin delatar otras causas de variación apreciable, tales como evoluciones en la torsión de los hilos, etc.

Los valores medios horarios de las componentes D, H y Z fueron calculados en el observatorio, adoptándose como unidades la décima de minuto de arco en D, y la gamma en H y Z, y correspondían a la ordenada media, medida sobre el magnetograma dentro del intervalo horario (en Tiempo Universal) correspondiente.

2.2.6 Observatorio de Logroño

El Observatorio de Logroño estuvo en funcionamiento desde el año 1957 hasta 1977, ambos incluidos. La posición geográfica y geomagnética de este observatorio, referida al polo magnético 78.5º N, 69º W, viene dada por las coordenadas:

Coordenadas	Geográficas	Geomagnéticas
Latitud	42º 27’ 28’’ N	46º 04’ 16’’ N
Longitud	02º 30’ 18’’ W	77º 01’ 04’’ E
Altitud	445 m	

El equipo geomagnético utilizado en este observatorio durante los años 1964 y 1965 era muy similar al ya descrito para el Observatorio de Almería.

En D se produjo un cambio de base de 7º 18.1’ a 7º 4’ como consecuencia de un ajuste en la posición relativa de línea-base y gráfica efectuada el 15 de Enero de 1964.

En H se produjeron dos saltos de base: uno, el 17 de Enero de 1964, motivado por manipulación en los órganos ópticos del variómetro para una mejor situación de la línea base; y el otro, el 21 de Septiembre de 1964, como consecuencia de la iniciación del período de temperatura descendente.

Por último, en Z solamente tuvo lugar un cambio de base, el 16 de Febrero de 1964, como consecuencia del principio del período térmico ascendente.

Fuera de estas discontinuidades, los valores bases compensados de temperatura se distribuían muy ajustadamente a los valores base adoptados en cada componente, con pequeñas discrepancias.

Para 1965, los valores líneas-base, sobre todo los de H y D, se mantuvieron suficientemente estables en general. No obstante, cabe señalar el salto en H producido el día 13 de Enero de 1965, por haber variado la posición relativa entre H_0 y H. En D, el valor base es de – 7º 4' para todo el año. En Z no se produjo ningún salto de base. Son de señalar las discrepancias demasiado abultadas, imputables a un funcionamiento defectuoso, del variómetro Z-111.

En 1964, los valores de escala de los variómetros H y D se mantuvieron prácticamente dentro de la tónica de años anteriores y con muy pequeñas desviaciones respecto al valor de escala adoptado. Los deducidos para Z empezaron a aumentar desde Junio y siguieron una marcha ascendente hasta Diciembre.

En 1965, los de H y Z se mantuvieron con la tendencia de años anteriores, con pocas discrepancias respecto del valor adoptado. Los de Z presentaron una fluctuación con marcado sentido ascendente, al final del año, por causas desconocidas.

A lo largo de 1964 se realizaron 26 observaciones absolutas de declinación, y 27 a lo largo de 1965, apreciándose una gran regularidad en los valores base deducidos y en los calculados para la torsión del hilo del declinómetro, que se mantiene prácticamente invariable. Las determinaciones absolutas de H y Z de cada clase se realizaron con los QHM-296 y BMZ-167, corrigiendo sus valores deducidos en + 10 γ y + 75 γ, respectivamente, de acuerdo con los últimos contrastes internacionales realizados.

2.2.7 Observatorio de Coimbra

La posición geográfica y geomagnética de este Observatorio para los años 1964 y 1965 viene dada por las coordenadas:

Coordenadas	Geográficas	Geomagnéticas
Latitud	40.21º N	44.58º N
Longitud	8.42º W	71.4º E

No se dispone de ninguna información acerca de este Observatorio.

2.2.8 Observatorio de San Fernando, 1964-1965

En los años 1964 y 1965, el pabellón magnético estaba situado a 60 metros al norte del centro del observatorio. Su base era un octógono de 4.3 metros de lado, y tenía dos plantas: Una subterránea, de 4.1 metros de altura, con techo abovedado, y la superior, destinada a observaciones absolutas. En aquélla estaba la cámara de los magnetógrafos. Gracias a una adecuada disposición, los variómetros estaban exentos de sensibles variaciones diurnas de temperatura.

Los magnetógrafos eran del sistema ADIE; el declinógrafo y el variómetro de Fuerza Horizontal se encontraban sobre el diámetro E-W de la cámara, y sus registros estaban situados en el centro de ésta.

Para la obtención de los valores absolutos de Declinación, Fuerza Horizontal e Inclinación, se disponía de un magnetómetro ELLIOT, número 173, de dos QMH, números 168 y 249, y de un inductor terrestre, número 103, de *The Precise Instruments C.ª*. Las correcciones a aplicar a los QH se obtenían por comparación con los remitidos por Rude Skow.

Las medidas absolutas de Declinación e Inclinación se realizaron regularmente cada cinco días, y cada diez las de la Componente Horizontal.

Las coordenadas geográficas y geomagnéticas, en 1964 y 1965, para este observatorio fueron:

Coordenadas	Geográficas	Geomagnéticas
Latitud	36º 29' 50'' N	40.32º N
Longitud	06º 07' 10'' W	72.2º E
Altitud	77.74 m	

2.2.9 Observatorio del Ebro, 1965-1966

Las coordenadas geográficas y geomagnéticas del Observatorio del Ebro en estos años fueron:

Coordenadas	Geográficas	Geomagnéticas
Latitud	40º 49' 14'' N	43.02º N
Longitud	00º 29' 36'' W	79.7º E
Altitud	46 m	

Los instrumentos utilizados en los años 1965 y 1966 para evaluar el campo magnético terrestre fueron:

- El registro de las variaciones geomagnéticas se hacía, para las componentes D, H y Z, mediante magnetómetros tipo LACOUR.
- Las medidas absolutas se realizaban con aparatos distintos para cada componente:
    1. Componente D: Se medía por medio de un magnetómetro RUSKA.
    2. Componente H: Las mediciones se realizaban tanto mediante el magnetómetro anterior, como por medio de un QHM. Se buscaba un compromiso entre los valores dados por ambos aparatos. Para cada valor en concreto, el error del RUSKA era mayor, pero para tiradas largas era más fiable el RUSKA.
    3. Componente Z: Los registros absolutos de esta componente se realizaban mediante un BMZ.
    4. Componente I: Se medía por medio de un inductor terrestre tipo ASKANIA.

A partir del 22 de Abril de 1966 empezó a funcionar un magnetómetro de protones, que acabó por sustituir al ASKANIA a partir de 1967.

3. METODOLOGÍA

3.1 Método de Chapman y Miller

El método generalmente utilizado para determinar las variaciones diarias solares y lunares, que será el utilizado en este trabajo, se debe a Chapman y Miller (1940). La aplicación práctica del método a series de datos geofísicos fue descrita por Tschu (1949), con una corrección posterior realizada por Chapman (1952). Leaton, Malin y Finch (1962) también describieron la aplicación práctica del método mediante el uso de computadores, además de proveer de una determinación más rigurosa de los correspondientes errores. Finalmente, Malin y Chapman publicaron en 1970 un artículo en la revista *Geophys. J. R. Astr. Soc.,* en el que incluyen un programa, en el lenguaje de programación FORTRAN, que realiza todos los cálculos necesarios para la obtención de las variaciones diarias, así como de los errores correspondientes. Este programa, que será utilizado a la hora de analizar los datos de este trabajo, rechaza aquellos días en que las diferencias entre valores horarios sucesivos son demasiado grandes, lo cual podría enmascarar el efecto lunar verdadero. A pesar de que la teoría de las variaciones diarias lunares incluye la posibilidad de la existencia de armónicos negativos, éstos nunca han sido detectados en la práctica. Esta es la razón por la cual se ha incluido su efecto, junto con el de otras componentes de marea, como una contribución a los vectores error que más adelante serán explicados.

El propósito inicial del método de análisis de Chapman y Miller es la determinación de las variaciones debidas a la acción de la Luna. Como subproducto se obtienen, a su vez, las variaciones con periodos de un día solar o fracciones simples del mismo.

Las medidas de ángulos se expresan comúnmente en grados o radianes. En cambio, en este método, en el que las variaciones están muy relacionadas con la longitud de un día, conviene medir los ángulos en términos de horas. Una hora corresponde a 15 grados. En cualquier caso, la presentación de los resultados finales se hará en términos de grados.

Como ya se detalló en el apartado del estado del conocimiento, la componente más importante de la variación diaria lunar L es L_2, que tiene un periodo de medio día lunar, y puede expresarse en la forma:

$$L_2 = l_2 \sin\left(2\tau + \lambda_2\right) \tag{28}$$

donde l_2 denota la amplitud de la variación lunar semidiurna, τ es el tiempo lunar, que va desde las 0h a las 24h lunares, y λ_2 es el ángulo de fase de la variación.

Además de L_2, que es una variación diaria puramente lunar, L tiene una parte, ($L-L_2$), que depende del tiempo lunar y del solar. Esta parte se denomina luni-solar; En total, $L = \Sigma L_n$, donde n es un número entero que puede ir desde $-\infty$ hasta ∞. En los estudios ionosféricos y geomagnéticos, normalmente, se determinan las cuatro componentes principales n = 1,2,3,4. De acuerdo con la Ley de Fase de Chapman, la variación diaria lunar L puede expresarse mediante la expresión:

$$L = \sum_{n=1}^{4} l_n \sin\left(nt - 2\nu + \lambda_n\right) \tag{29}$$

donde el sumatorio se extiende sólo desde n = 1 a 4. Además, t es tiempo solar en horas, ν (= t-τ) es la fase de la Luna medida por el ángulo horario entre Luna y Sol, y λ_n es el ángulo del armónico n.

Un día lunar (el intervalo de tiempo entre sucesivos tránsitos de la Luna) es aproximadamente 1.03505 días solares. Así, los periodos de estas componentes son aproximadamente: L_1, 25.743 horas solares; L_2, 12.420 horas solares; L_3, 8.185 horas solares y L_4, 6.103 horas solares.

El patrón de L se repite tras un intervalo de medio mes lunar, aproximadamente 14.7653 días solares, en el cual 2ν aumenta en 24 h. La curva resultante de L es principalmente lunar semidiurna, debido a que domina el término semidiurno, pero es modificada por el resto de los armónicos, de forma que la variación de L es menor durante la noche que durante el día. Esto se corresponde con el menor grado de ionización de la ionosfera durante la noche. Esta es la causa de que el efecto magnético de la marea lunar semidiurna en la atmósfera disminuya por la noche.

En la mayoría de las series de datos geomagnéticos, las variaciones L aparecen enmascaradas por las variaciones diarias solares S, que son mucho mayores. Estas dependen solamente del tiempo solar, y pueden representarse de la forma siguiente:

$$S = \sum_{p=1}^{4} s_p \sin\left(pt + \sigma_p\right) \tag{30}$$

donde s_p y σ_p representan la amplitud y fase del armónico p.

En S, el armónico más importante es el primero, S_1, pero el resto de los armónicos modifican la curva resultante de S.

3.1.1 Determinación de s_p y σ_p

Como se indica en el método de Chapman y Miller, los parámetros de la curva de S pueden calcularse a partir de una serie de datos geofísicos en forma de valores horarios, bihorarios o trihorarios de la siguiente forma. Se llamará $H_S(n)$ a los valores correspondientes al día n, donde s denota un número entero que varía entre 0 y S, tal que S=24 para valores horarios, 12 para datos bihorarios y 8 para trihorarios. El primer valor del día es $H_0(n)$, el segundo $H_1(n)$, y así sucesivamente hasta $H_S(n)$, que es el primer valor del día siguiente. Este último valor se incluye en la secuencia diaria para que puedan tenerse en cuenta los cambios no cíclicos durante el día.

Partiendo del supuesto de que se dispone de datos de N días, se calcula a continuación la suma de los N valores de $H_S(n)$, para cada s desde 0 hasta S:

$$g_s = \sum_{n=1}^{N} H_s\left(n\right) \tag{31}$$

La contribución de la variación solar a las sumas es proporcional a N, mientras que la contribución de los errores aleatorios es proporcional a la raíz cuadrada de N. Además, si los días de los que se disponen datos están uniformemente distribuidos con respecto a la fase de la Luna, la contribución de L a las sumas será nula.

A partir de los S+1 valores de g_S se pueden deducir s_p y σ_p mediante los métodos ordinarios del análisis de Fourier:

$$A_p = N \cdot s_p \cdot \sin\sigma_p = \frac{1}{S}\left(g_s - g_0\right) + \frac{2}{S}\sum_{s=0}^{S-1} g_s \cos\frac{24ps}{S} \tag{32}$$

$$B_p = N \cdot s_p \cdot \cos\sigma_p = \frac{1}{S}\left(g_s + g_0\right)\cot\frac{12p}{S} + \frac{2}{S}\sum_{s=0}^{S-1} g_s \sin\frac{24ps}{S} \tag{33}$$

Teniendo en cuenta que el primer término del lado derecho de las fórmulas anteriores se compensa por el cambio no cíclico, al final se obtiene que:

$$s_p = \frac{1}{N}\left(A_p{}^2 + B_p{}^2\right)^{\frac{1}{2}} \tag{34}$$

$$\sigma_p = \tan^{-1} A_p / B_p \tag{35}$$

El cuadrante de σ_p se determina a partir de los signos de A_p y de B_p de las ecuaciones 32 y 33.

En caso de que los datos originales sean valores medios horarios, las amplitudes de s_p, A_p y B_p deben multiplicarse por los factores 1.00286 para p=1, 1.01152 para p=2, 1.02617 para p=3, y 1.04720 para p=4. Este factor corrector se introduce por el hecho de que se está determinando una curva senoidal a partir de valores medios en un determinado intervalo, y no a partir de un número de valores puntuales de la curva.

3.1.2 Determinación de l_n y λ_n

Las variaciones lunares modifican la forma de la curva solar en forma regular con un periodo de medio mes lunar. Para determinar L, primero se determinan las curvas de S para grupos de días con la misma fase lunar, a continuación de lo cual se examina cómo dichas curvas varían con la fase de la Luna.

El ángulo ν, que mide la fase de la Luna, viene dado por la expresión:

$$\nu = t - \tau = 23^h \cdot 3827 + 29684 \cdot 4748 + 0.000112T^2 \tag{36}$$

donde T es tiempo en centurias julianas (36525 días solares) medido desde el mediodía del 31 de diciembre de 1899.

Para determinar L es suficiente con considerar medias lunaciones, y usar el entero ν', el cual aumenta de 0 hasta 11 dos veces en cada lunación; ν' se define como el entero más cercano al valor de ν a medianoche de Greenwich, pero se disminuye por 12 o 24 durante el intervalo entre Luna Llena y Luna Nueva, con lo que siempre es 0 ó positivo, pero nunca mayor que 11. Los valores de ν' fueron tabulados por Sugiura y Fanselau (1966) para cada día desde 1850 hasta el año 2050.

A continuación, se agrupan los días caracterizados por un mismo valor de ν' –su número se denotará por N(ν')- y se analizan sus secuencias de sumas g_s, de la misma forma que se detalló en el apartado anterior. Si es conveniente, se corregirán los distintos coeficientes de acuerdo con los factores antes señalados. Esto produce 12 series de coeficientes A_p y B_p, que denotaremos por $A_p(\nu')$ y $B_p(\nu')$, con ν'=1, 11.

Cada serie de valores representa $N(\nu')\cdot(S+\overline{L})$, más un error aleatorio, donde $\overline{L}$ designa una aproximación de L, puesto que se han analizado los datos como si el ángulo entre el Sol y la Luna fuera ν' a lo largo de un día solar. Podemos representar $\overline{L}$ como:

$$\overline{L} = \sum_{p=1}^{4} \overline{l_p} \sin\left(pt - 2\nu' + \overline{\lambda_p}\right) \tag{37}$$

Como ν' cambia en 1h entre series sucesivas de A_p (ν'), B_p (ν'), la fase de $\overline{L}$ cambiará en –2h (= 30º) entre series sucesivas de A_p (ν'), B_p (ν').

Se pueden determinar 12 valores separados de cada $\overline{l_p}$ y $\overline{\lambda_p}$, restando, de las doce series de valores de A_p (ν') y B_p (ν'), los parámetros de N(ν') veces la curva media de S. En cambio, los valores más adecuados para $\overline{l_p}$ y $\overline{\lambda_p}$ son aquellos deducidos a partir de todos los datos, y si N(ν') fuera el mismo para los 12 valores de ν', las fórmulas a utilizar serían (aunque en realidad no se usan en la práctica):

$$U_p = N\overline{l_p} \sin \overline{\lambda_p} = \sum_{\nu'=0}^{11} \left[A_p(\nu') \cos 2\nu' + B_p(\nu') \sin 2\nu' \right] \tag{38}$$

$$V_p = N\overline{l_p} \cos \overline{\lambda_p} = \sum_{\nu'=0}^{11} \left[B_p(\nu') \cos 2\nu' - A_p(\nu') \sin 2\nu' \right] \tag{39}$$

Aquí N simboliza el número total de días:

$$N = \sum_{\nu'=0}^{11} N(\nu') \tag{40}$$

Así:

$$\overline{l_p} = \frac{1}{N}\left(U_p{}^2 + V_p{}^2\right)^{\frac{1}{2}} \tag{41}$$

$$\overline{\lambda_p} = \tan^{-1} U_p / V_p \tag{42}$$

Las operaciones correspondientes a las ecuaciones 38 y 39 corresponden al desplazamiento de la curva para cada valor de ν', con lo que las contribuciones de $\overline{L}$ están todas en fase entre sí. Las contribuciones de S estarán, por tanto, fuera de fase, y cuando las 12 curvas desplazadas se suman, las contribuciones de S se anularían en el caso de que N(ν') fuera igual para los 12 valores de ν', quedando solamente las contribuciones de $\overline{L}$ y

los errores aleatorios. El proceso es muy similar al utilizado para el cálculo del primer armónico de una serie de Fourier.

También se puede trabajar en términos geométricos, como, por ejemplo, con la ayuda de los diagramas vector de la Figura 30.

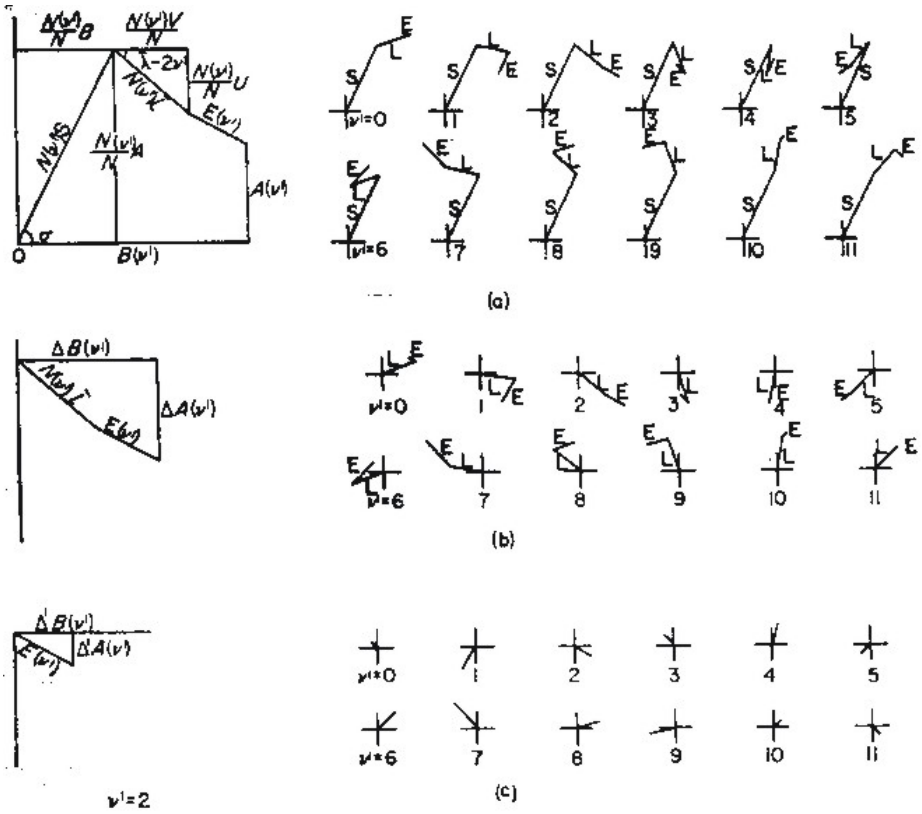


Fig. 30. Derivación de los vectores error, E, a partir de los vectores observados [$A_p(\nu')$, $B_p(\nu')$]. Por simplicidad, se omiten los sufijos, y se dibujan los vectores como si, para cada ν', N(ν') fuera el mismo. (Malin y Chapman, 1970)

Los análisis de los armónicos principales ofrecen armónicos representados, para los 12 valores de ν', por los vectores de la Figura 30(a). El análisis de armónicos secundarios gira los vectores de la Figura 30(a) en el sentido de las agujas del reloj, con ángulos 2 ν', los suma y toma la media, lo cual elimina S y sitúa en línea todos los vectores de $\overline{L}$.

Por el contrario, en general, el número de días no es igual para todo valor de ν', es decir, los días no están uniformemente distribuidos con respecto a la fase de la Luna. Así, debe aplicarse una pequeña corrección a las fórmulas 38 y 39, con lo que éstas se convierten en:

$$U_p = N \cdot \overline{l_p} \cdot \sin \overline{\lambda_p} = \frac{1}{K} \sum_{\nu'=0}^{11} \left[A_p(\nu') \cos 2\nu' + B_p(\nu') \sin 2\nu' - A_p(\nu') \cdot \frac{N_A}{N} - B_p(\nu') \cdot \frac{N_B}{N} \right] \quad (43)$$

$$V_p = N \cdot \overline{l_p} \cdot \cos \overline{\lambda_p} = \frac{1}{K} \sum_{\nu'=0}^{11} \left[B_p(\nu') \cos 2\nu' - A_p(\nu') \sin 2\nu' - B_p(\nu') \cdot \frac{N_A}{N} + A_p(\nu') \cdot \frac{N_B}{N} \right] \quad (44)$$

Así:

$$N_A = \sum_{\nu'=0}^{11} N(\nu')\cos 2\nu' \tag{45}$$

$$N_B = \sum_{\nu'=0}^{11} N(\nu')\sin 2\nu' \tag{46}$$

$$K = 1 - \left(\frac{N_A}{N}\right)^2 - \left(\frac{N_B}{N}\right)^2 \tag{47}$$

donde N_A y N_B tienden a cero a medida que la distribución de N(ν') se vuelve más uniforme con respecto a ν'.

Un método más simple para permitir la no uniformidad de N(ν') consiste en dividir cada $A_p(\nu')$ y $B_p(\nu')$ entre N(ν') (Wilkes, 1962); el problema es que éste método no proporciona el mismo peso a cada día.

A continuación se han de deducir los valores de l_n y λ_n correspondientes a los valores ya calculados para $\overline{l_p}$ y $\overline{\lambda_p}$. Las ecuaciones para $\overline{l_p}\,\mathrm{sen}\,\overline{\lambda_p}$ y para $\overline{l_p}\cos\overline{\lambda_p}$ se expresan primeramente en términos de l_n sen λ_n y de l_n cos λ_n. Los detalles de estos cálculos fueron recogidos por Chapman y Miller (1940). Los resultados que se obtienen son los siguientes:

$$Nl_1 \sin\lambda_1 = 1.07354U_1 + 0.14775U_2 + 0.12161U_3 + 0.11904U_4 \tag{48}$$

$$Nl_1 \cos\lambda_1 = 1.07354V_1 + 0.14775V_2 + 0.12161V_3 + 0.11904V_4 \tag{49}$$

$$Nl_2 \sin\lambda_2 = -0.03473U_1 + 1.03129U_2 + 0.10368U_3 + 0.07730U_4 \tag{50}$$

$$Nl_2 \cos\lambda_2 = -0.03473V_1 + 1.03129V_2 + 0.10368V_3 + 0.07730V_4 \tag{51}$$

$$Nl_3 \sin\lambda_3 = -0.01057U_1 - 0.04697U_2 + 1.01897U_3 + 0.09278U_4 \tag{52}$$

$$Nl_3 \cos\lambda_3 = -0.01057V_1 - 0.04697V_2 + 1.01897V_3 + 0.09278V_4 \tag{53}$$

$$Nl_4 \sin\lambda_4 = -0.00492U_1 - 0.01594U_2 - 0.05175U_3 + 1.01686U_4 \tag{54}$$

$$Nl_4 \cos\lambda_4 = -0.00492V_1 - 0.01594V_2 - 0.05175V_3 + 1.01686V_4 \tag{55}$$

Los coeficientes anteriormente recogidos se aplican solamente si los datos utilizados son secuencias de 24 valores horarios para cada día (S=24). Si las secuencias son bihorarias o trihorarias estos coeficientes son diferentes.

A partir de estas ecuaciones se pueden deducir los valores de l_n y λ_n de forma análoga a la descrita para los armónicos solares.

Finalmente, las amplitudes l_n deben multiplicarse por el factor 1.001152, puesto que han sido calculadas a partir de curvas seno basadas en 12 valores de ν' para las fases de la Luna.

3.1.3 Correcciones a los ángulos de fase

Los valores de σ_p, definidos en la ecuación 30, se refieren a Tiempo Solar Local, mientras que los datos a analizar pueden estar tabulados en términos de Tiempo Universal, o en tiempo de algún meridiano estándar. Así, es como si el valor inicial de cada secuencia

diaria no estuviera centrado en las 0h de tiempo local. Si esto sucede, debe añadirse cierta corrección al valor ya calculado para σ_p (donde σ_p está ahora expresado en grados):

$$p(L'-L)-15pH' \tag{56}$$

donde L es la longitud este, en grados, de la estación a la que se refieren los datos, L' es la longitud este, en grados, del meridiano en que se tabulan los datos iniciales, y H' es el tiempo solar, en horas, del primer valor (s=0) de cada secuencia diaria.

El primer término de la corrección compensa la diferencia entre tiempo local y el tiempo del meridiano utilizado en la tabulación de los datos, y el segundo término corrige por la diferencia entre el tiempo del meridiano de 0h y el tiempo del meridiano del primer valor de la secuencia diaria.

El valor de λ_n, definido en la ecuación 29, se basa en tiempo lunar local y tiempo solar local. En el análisis descrito en la sección 3.1.3 se vio que el tiempo lunar está relacionado con ν', el cual se define en términos de la fase de la Luna a medianoche de Greenwich, en vez de a medianoche local. La corrección correspondiente que se debe añadir a λ_n (expresada en grados) es:

$$n(L'-L)-15nH'+\frac{2}{29.5306}(15H'-L') \tag{57}$$

Los dos primeros términos son los mismos utilizados para corregir σ_p, y el término final compensa la diferencia entre el valor de ν a medianoche de Greenwich, y el valor de ν en el tiempo del primer valor de cada secuencia diaria.

3.1.4 Errores probables de vector

Es importante, en todas las mediciones geofísicas, ofrecer alguna estimación de la precisión de la medida. Esto resulta particularmente necesario en el caso de los términos lunares geofísicos, ya que las amplitudes de éstos suelen ser muy pequeñas, con lo que para poder afirmar si son significativos o no, es imprescindible considerar sus respectivas incertidumbres. El efecto lunar se especifica por medio de las cuatro amplitudes l_n y sus ángulos asociados λ_n. Cada pareja de l_n y λ_n define un vector en el plano. La precisión de cada vector se mide por medio de su *error probable de vector*, cuya determinación se explica en esta sección.

Si los puntos finales de un gran número de vectores planos medidos tienen una distribución gaussiana bidimensional alrededor del punto final del vector medio, entonces el error probable de vector de la media es una magnitud escalar, igual al radio del círculo, centrado en el punto final del vector medio, que contiene a los puntos finales de la mitad de los vectores medidos. Si solo hay disponibles unas pocas medidas se suele asumir que son una muestra limitada de una distribución gaussiana de medidas, y se deduce el error probable de vector que estaría asociado a dicha distribución.

Cada vector medido puede ser considerado como la suma del vector medio y un vector error. La amplitud media, E, de una serie de n vectores error con una distribución gaussiana alrededor del punto final del vector 'verdadero', se relaciona con el error probable de vector, r_o, de cualquiera de los vectores medidos, mediante la expresión:

$$r_0 = 0.9394E \tag{58}$$

(ver, por ejemplo, Miller, 1934)

Cuando se aproxima el vector 'verdadero' al vector medio, se pierde un grado de libertad al estimar la media de los vectores medidos, y la relación anterior se transforma en:

$$r_0 = 0.9394E\left(\frac{n}{n-1}\right)^{\frac{1}{2}} \tag{59}$$

Entonces, el error probable de la media, ρ, viene dado por:

$$\rho = r_0 n^{-1/2} = 0.9394E\left(n-1\right)^{-1/2} \tag{60}$$

Como ya se señaló anteriormente, para cada valor de ν', la serie de valores $A_p(\nu')$ y $B_p(\nu')$ representa N(ν') veces la curva S, más la curva $\overline{L}$, más un error aleatorio. Los coeficientes que describen las curvas S y $\overline{L}$ se deducen a partir de $A_p(\nu')$ y $B_p(\nu')$. Así, para cada valor de p, los doce pares de valores de $A_p(\nu')$ y $B_p(\nu')$ pueden considerarse como componentes de vectores medidos. Cada vector medido es la suma de un vector solar medio, un vector lunar medio, y un vector error (ver la Figura 30a). Este caso difiere ligeramente del anteriormente descrito, pues ahora se deducen dos vectores medios a partir de vectores medidos, con lo que se perderán dos grados de libertad en vez de uno. En este caso, el error probable de vector para cada uno de los vectores medio, ρ_p, viene dado por:

$$\rho_p = 0.9394E_p\left(n-2\right)^{-1/2} \tag{61}$$

donde E_p es la amplitud media de los 12 vectores error.

A continuación hay que determinar E_p a partir de $A_p(\nu')$ y $B_p(\nu')$. Primero, se elimina la contribución solar para dejar $\Delta A_p(\nu')$ y $\Delta B_p(\nu')$ (ver Figura 30b):

$$\Delta A_p\left(\nu'\right) = A_p\left(\nu'\right) - \frac{N\left(\nu'\right)}{N}A_p \tag{62}$$

$$\Delta B_p\left(\nu'\right) = B_p\left(\nu'\right) - \frac{N\left(\nu'\right)}{N}B_p \tag{63}$$

Después se elimina la parte lunar de manera similar, quedando $\Delta' A_p(\nu')$ y $\Delta' B_p(\nu')$, las componentes de los vectores error (ver Figura 30c):

$$\Delta' A_p\left(\nu'\right) = \Delta A_p\left(\nu'\right)\cos 2\nu' + \Delta B_p\left(\nu'\right)\sin 2\nu' - \frac{N\left(\nu'\right)}{N}U_p \tag{64}$$

$$\Delta' B_p(\nu') = \Delta B_p(\nu')\cos 2\nu' - \Delta A_p(\nu')\sin 2\nu' - \frac{N(\nu')}{N} V_p \tag{65}$$

La media de las amplitudes de los vectores error será:

$$E_p = \frac{1}{12}\sum_{\nu'=0}^{11}\left[\left\{\Delta' A_p(\nu')\right\}^2 + \left\{\Delta' B_p(\nu')\right\}^2\right]^{1/2} \tag{66}$$

Entonces, ρ_p puede calcularse por medio de la ecuación 61. Si los datos utilizados son valores medios horarios, los errores probables de vector ρ_p han de multiplicarse por 1.00286 para p=1, por 1.01152 para p=2, por 1.02617 para p=3, y por 1.04720 para p=4.

El error probable de vector asociado a (A_p, B_p) y a (U_p, V_p) es ρ_p, donde (A_p, B_p) es un vector con componentes A_p y B_p, etc.

Como A_p y B_p son iguales a N veces las componentes del armónico solar p, S_p, el error probable de vector asociado con S_p será:

$$\rho_{pS} = \frac{\rho_p}{N} \tag{67}$$

El error probable de una suma es igual a la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de los errores probables de las cantidades para las cuales se mide. Así, el error probable de vector, ρ_{nL}, del armónico lunar n, se relaciona con ρ_p, p=1,4, a través de las ecuaciones 48-55. Escribiendo estas ecuaciones en forma vectorial tenemos:

$$Nl_n = a(U_1, V_1) + b(U_2, V_2) + c(U_3, V_3) + d(U_4, V_4) \tag{68}$$

donde a, b, c y d son los coeficientes numéricos apropiados para las ecuaciones 48-55. Entonces:

$$\rho_{nL} = \frac{1}{N}\left(a^2\rho_1^{\,2} + b^2\rho_2^{\,2} + c^2\rho_3^{\,2} + d^2\rho_4^{\,2}\right)^{1/2} \tag{69}$$

Finalmente es necesario multiplicar los errores probables de vector, ρ_{nL}, por el factor 1.01152, de la misma forma que se hizo con los valores de l_n.

3.2 Influencia de otros parámetros

Las variaciones solares y lunares dependen de un gran número de parámetros, además de los citados en el Método de Chapman y Miller (t y n para S, y t, τ y n para L). Así, los términos solares y lunares muestran cambios muy marcados con las estaciones del año, y cambios menores con el ciclo de manchas solares y con la actividad magnética. Por todo ello, resulta de gran interés analizar dichas variaciones. Este estudio puede realizarse, si se cuenta con registros suficientemente extensos, dividiendo los datos disponibles en varios grupos, de acuerdo con el parámetro que se quiera considerar, y analizando, mediante el Método de Chapman y Miller, cada uno de ellos por separado. En el caso del

presente trabajo, primeramente se analizaron, para cada una de las tres componentes del campo geomagnético, todos los datos conjuntamente, y posteriormente se dividieron en varios grupos, de acuerdo con distintos fines. A continuación se enumeran las diferentes divisiones realizadas:

1. Meses de Lloyd: Los datos se dividen en tres categorías, dependiendo de cuál sea el mes del año al que pertenecen. Las tres categorías son:
    - Meses D: A esta categoría pertenecen los meses de noviembre, diciembre, enero y febrero. Se trata, por tanto, de los meses de Invierno.
    - Meses E: Están incluidos en este apartado los meses de marzo, abril, septiembre y octubre. Dentro de este período tienen lugar los Equinoccios.
    - Meses J: Pertenecen a esta categoría los meses de mayo, junio, julio y agosto. Se trata, por tanto, de los meses de Verano.

2. Meses del año: También se han analizado separadamente los datos disponibles de cada uno de los meses del año.

3. Número de manchas solares: Dependiendo de la media mensual del número de manchas solares, los datos se dividirán en dos grupos: Se considera que, por encima de una media mensual del número de manchas solares R igual a 50, el mes correspondiente es activo (alta actividad solar). Por otro lado, si esta media es menor que 50, el mes es considerado tranquilo. Esta misma división ha sido anteriormente utilizada por otros autores como Huang (1980).

4. Número de manchas solares + meses de Lloyd: De acuerdo con esta división, se obtienen 6 grupos distintos de datos: Cada una de las series producto de la separación del apartado 3 se divide en otras 3, dependiendo del mes de Lloyd a que correspondan los datos.

No se van a aplicar todos los criterios de clasificación a todos los datos disponibles para este análisis. Como ya se señaló antes, dependiendo del parámetro que quiera estudiarse en cada momento se usará una división u otra. En este caso concreto, el estudio de la variación debida a las estaciones del año, así como el de la influencia de la actividad solar en las variaciones, se realizará por medio de las series de datos más recientes, puesto que se trata de series más largas, a partir de las cuales se obtendrán resultados con una incertidumbre menor.

Por otro lado, el estudio de la influencia de la posición geográfica del observatorio cuyos datos se analizan, se realizará a partir de los datos, correspondientes a los años 1964 y 1965 (1965 y 1966, en el caso del Ebro), pertenecientes a seis emplazamientos peninsulares. Se incluyen, a su vez, los resultados obtenidos por Palumbo (1981), para cinco estaciones italianas. La introducción de estos últimos valores se explica por el deseo de estudiar la influencia de las corrientes eléctricas que fluyen en el Océano Atlántico en los resultados. En el esquema de la Figura 31 se señalan las divisiones realizadas a cada serie de datos, así como los parámetros que en cada caso se quieren estudiar gracias a ellos.

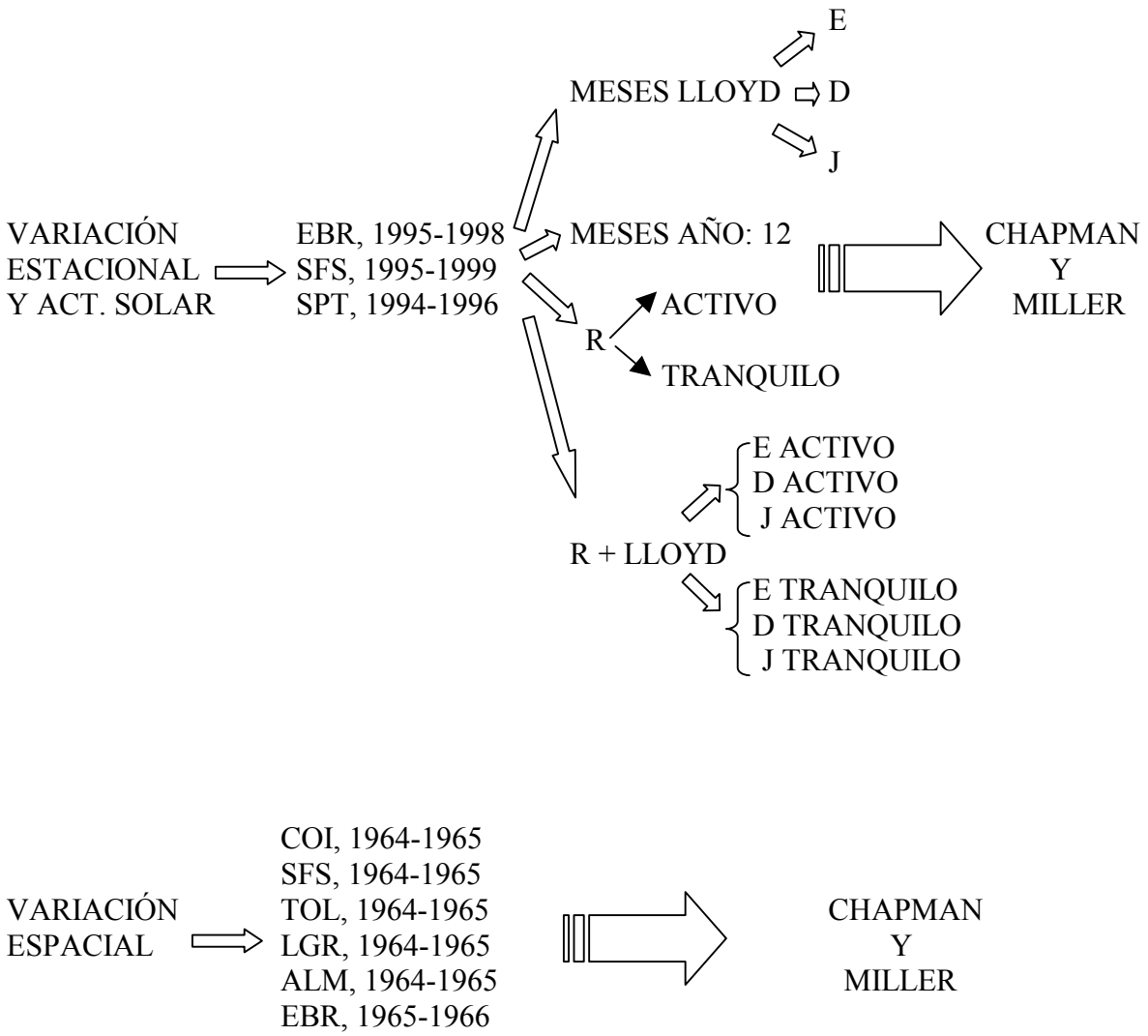


Fig. 31. Esquema de trabajo.

3.3 Rangos solares y lunares

Como ya se ha señalado, las variaciones diarias solares y lunares están sujetas, entre otros, a cambios estacionales. Resulta de particular interés el estudio de las diferencias existentes entre los cambios de S y de L. Estudios pasados han llevado a muy distintas conclusiones. Así, por ejemplo, Chapman y Bartels (1940) afirmaron que la variación estacional de L es mucho mayor que la de S_q, mientras que Matsushita y Maeda (1965b) concluyeron que ambas variaciones eran similares.

En este trabajo se examinarán los cambios estacionales de S y de L, utilizando para ello los datos disponibles de la década de los noventa. Para ello es preciso definir primeramente ciertas magnitudes. La primera de ellas es la denominada rango solar, R(S),

que se define como la diferencia entre el mayor y el menor de los 24 valores diarios de S, donde S se ha definido ya como:

$$S = \sum_{n=1}^{4} s_n \sin\left(nt + \sigma_n\right) \tag{70}$$

El error probable de R(S) se llamará r, que viene dado por la expresión:

$$r = 1.146\left[\sum_{n=1}^{4} r_n^{\,2}\right]^{1/2} \tag{71}$$

donde r_n es el error probable de vector de cada componente solar armónica.

La definición de una magnitud similar para la variación diaria lunar L resulta algo más complicada, porque L varía de día a día, con un patrón que se repite cada medio mes, pero solo aproximadamente, porque el número (14.7653) de días solares en medio mes no es un número entero. De esta forma, se define R(L), el rango lunar, como la media de los rangos diarios de los 24 valores horarios calculados a partir de la ya conocida expresión:

$$L = \sum_{n=1}^{4} L_n = \sum_{n=1}^{4} l_n \sin\left(nt - 2\nu + \lambda_n\right) \tag{72}$$

A pesar de que los períodos de L_n son inconmensurables, habrá épocas, a lo largo de un periodo de tiempo largo, en que los cuatro L_n se aproximen mucho a sus valores máximos o mínimos, es decir, a $+l_n$ o a $-l_n$. Entonces, en un periodo largo de tiempo se define el rango lunar, R(L), como:

$$R(L) = 2\sum_{n=1}^{4} l_n \tag{73}$$

donde l_n es la amplitud del armónico lunar n. El error probable de R(L) será:

$$\rho = 1.146\left[\sum_{n=1}^{4} \rho_n^{\,2}\right]^{1/2} \tag{74}$$

con ρ_n el error probable de vector de cada componente lunar armónica.

A partir de estas expresiones se calculan los rangos solares y lunares para cada uno de los grupos de datos indicados en el apartado 3.2, así como los respectivos errores. A continuación se precisa de cierta magnitud capaz de medir el cambio estacional en forma conveniente, para poder así comparar las variaciones de S y de L. Se utilizará para este fin la razón entre el rango medio de cada uno de los grupos de datos y el rango medio anual. Los resultados obtenidos, además de su posible interpretación, aparecen recogidos en la sección de Resultados de este trabajo.

3.4 Separación de L en sus contribuciones ionosférica y oceánica

Las variaciones geomagnéticas lunares diarias se producen por corrientes eléctricas inducidas en la ionosfera y los océanos como resultado de su movimiento relativo con respecto al campo magnético terrestre debido a las fuerzas de marea lunar, junto con corrientes inducidas secundarias producidas por las primarias. Malin propuso en 1970 un método para separar las variaciones L en sus contribuciones ionosférica y oceánica, método que será utilizado en este trabajo para estudiar la influencia de ambas contribuciones en las variaciones lunares diarias del campo geomagnético terrestre. Malin desarrolló este método basándose en determinados supuestos. Consideró, primeramente, que la dinamo oceánica opera de igual manera de día y de noche, y que es semidiurna lunar en período. A su vez asumió que la contribución a L de la dinamo ionosférica es cero a medianoche local, puesto que la conductividad ionosférica en ese momento se reduce a 1/30 de su valor a mediodía.

Se considera que las variaciones L son semidiurnas lunares, con amplitud l(t) y fase λ(t):

$$L = l(t)\sin\left[2\tau + \lambda(t)\right] \tag{75}$$

lo cual es equivalente a la ley de fase de Chapman dada por:

$$L = \sum_{n=-\infty}^{+\infty} l_n \sin\left[(n-2)t + 2\tau + \lambda_p\right] \tag{76}$$

donde l_n es la amplitud del armónico n, λ_n su fase, t el tiempo solar medio medido a partir de medianoche local, y τ el tiempo lunar medio medido a partir de las 0 h lunares. Igualando los coeficientes de sen 2τ y de cos 2τ en ambas ecuaciones, se obtienen las siguientes expresiones:

$$l(t)\cos\lambda(t) = \sum_n l_n \cos\left[(n-2)t + \lambda_n\right] \tag{77}$$

$$l(t)\sin\lambda(t) = \sum_n l_n \sin\left[(n-2)t + \lambda_n\right] \tag{78}$$

El error probable de vector, ρ, de L vendrá dado por:

$$\rho = \left[\sum \rho_n^{\,2}\right]^{1/2} \tag{79}$$

En el análisis se considerarán solamente los cuatro primeros armónicos determinados por el método de Chapman y Miller (1940). A medianoche local, cuando t =0 en la ecuación 75, L representa la variación de dinamo oceánica, L_o:

$$L_o = l_o \sin\left(2\tau + \lambda_o\right) \tag{80}$$

donde l_o y λ_o son los valores de l(t) y λ(t) a medianoche. A partir de las ecuaciones 77 y 78 se tiene que:

$$l_o \cos\lambda_o = \sum_{n=1}^{4} l_n \cos\lambda_n \tag{81}$$

$$l_o \sin\lambda_o = \sum_{n=1}^{4} l_n \sin\lambda_n \tag{82}$$

$$\rho_o = \left[\sum_{n=1}^{4} \rho_n^{\,2} \right]^{1/2} \tag{83}$$

donde ρ_o es el error probable de vector de L_o.

La variación de la dinamo oceánica contribuye solo al segundo armónico. Por lo tanto, la parte de dinamo ionosférica, L_i, de L_2 se obtiene restando a L_2 el valor de L_o:

$$L_i = l_i \sin\left(2\tau + \lambda_i\right) \tag{84}$$

con:

$$l_i \cos\lambda_i = -\left(l_1 \cos\lambda_1 + l_3 \cos\lambda_3 + l_4 \cos\lambda_4\right) \tag{85}$$

$$l_i \sin\lambda_i = -\left(l_1 \sin\lambda_1 + l_3 \sin\lambda_3 + l_4 \sin\lambda_4\right) \tag{86}$$

$$\rho_i = \left[\rho_1^{\,2} + \rho_3^{\,2} + \rho_4^{\,2} \right]^{1/2} \tag{87}$$

donde ρ_i es el error probable de vector de L_i.

Realmente, la separación antes descrita es imperfecta, puesto que L_i no es idénticamente cero a medianoche local. Stening y Winch (1987) comprobaron este método de separación, comparando el valor de L_o en una serie de observatorios. Si L_o tuviera una contribución ionosférica significativa, entonces se esperaría que su valor fuera mayor cuando el número de manchas solares es máximo. Tras el análisis, los autores encontraron que había buen acuerdo entre los valores de L_o en el máximo y en el mínimo de manchas solares para la mayoría de los observatorios, con lo que consideraron que el método de separación resultaba válido. También se puede ver si la separación de contribuciones es imperfecta o no, estudiando la variación estacional de L_o, que debería ser en teoría mucho menor que la de L_i. Una vez se presenten los resultados de este trabajo, se verá que efectivamente la variación estacional en la componente oceánica lunar es mucho menor que la de la componente ionosférica lunar.

Todos los resultados obtenidos mediante el Método de Chapman y Miller serán posteriormente utilizados para calcular las contribuciones ionosféricas y oceánicas aquí descritas. Los resultados obtenidos para las estaciones peninsulares en la década de los noventa y en los años 1964 y 1965 se muestran en el siguiente apartado. Además, se incluirán los resultados obtenidos de manera similar por Palumbo (1981) para las estaciones italianas, a fin de estudiar las variaciones geográficas de los mismos, así como de comparar con determinados modelos teóricos existentes.

4.RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1 Variación estacional

Como ya se señaló anteriormente, los términos solares y lunares experimentan cambios muy marcados a lo largo de las estaciones del año, así como con la actividad magnética. Para estudiar dichas variaciones se han analizado, mediante el Método de Chapman y Miller, los datos de la década de los noventa pertenecientes a los tres Observatorios magnéticos españoles en funcionamiento en aquellos momentos. Es importante recordar la situación geográfica de estos tres Observatorios: San Fernando está situado en Cádiz, junto a aguas atlánticas; El Observatorio del Ebro está en Roquetes, próximo al Mar Mediterráneo; y San Pablo es un Observatorio situado en el interior de la Península Ibérica, a más de 400 Km. de la costa. A la hora de analizar los resultados obtenidos se verá la importancia de estos datos. A continuación se presentan separadamente los resultados obtenidos para los términos solares y lunares, además de las contribuciones ionosférica y oceánica de estos últimos. Por último recordar que, en el caso de San Pablo, el análisis se realizó con solo tres años de datos, mientras que para el Ebro se contó con cuatro años, y con cinco para San Fernando. Por lo tanto, los resultados más fiables se obtendrán para este último Observatorio.

4.1.1 Términos solares

Las nueve Tablas que aparecen a continuación recogen los resultados obtenidos para los términos solares de las variaciones geomagnéticas diarias. Dichas tablas muestran, para las tres componentes del campo geomagnético, las amplitudes, s_n, los errores probables de vector, E_n, y las fases, σ_n, de los cuatro primeros armónicos solares. Se incluye, a su vez, el número de días de datos utilizado en cada uno de los análisis. Los resultados correspondientes a las amplitudes y sus errores vienen expresados en nanoTeslas. Los ángulos de fase vienen dados en grados.

Datos	NºDías	s_1	E_1	σ_1	s_2	E_2	σ_2	s_3	E_3	σ_3	s_4	E_4	σ_4
Todos(Y)	1826	4.3	0.2	334	2.3	0.2	139	1.85	0.06	270	1.25	0.06	84
D	601	5.9	0.3	350	3.3	0.2	224	0.7	0.1	111	0.9	0.1	41
E	610	4.9	0.4	327	3.8	0.3	125	2.2	0.09	278	1.1	0.1	90
J	615	2.6	0.2	308	4.1	0.2	101	4.1	0.1	269	2.0	0.1	97
Enero	155	6.0	0.4	352	3.3	0.3	235	1.7	0.2	125	1.2	0.2	9
Febrero	141	7.1	0.6	340	3.3	0.4	187	(0.2)	0.3	178	1.2	0.2	39
Marzo	155	8.6	0.9	326	6.1	0.5	143	1.8	0.2	309	(0.3)	0.2	203
Abril	150	7.0	0.6	306	5.2	0.3	124	1.2	0.3	297	0.8	0.2	91
Mayo	155	6.1	0.6	296	5.8	0.5	108	3.6	0.3	284	1.7	0.2	107
Junio	150	3.4	0.4	310	4.2	0.3	113	3.9	0.2	277	2.0	0.2	106
Julio	155	1.5	0.4	344	3.1	0.3	98	4.2	0.2	264	2.3	0.2	91
Agosto	155	(0.7)	0.4	89	4.0	0.3	69	4.9	0.2	255	2.1	0.2	85
Septiembre	150	(0.9)	0.5	349	3.8	0.3	75	3.8	0.2	250	2.4	0.2	80
Octubre	155	5.1	0.6	351	2.9	0.3	151	2.2	0.2	294	1.3	0.2	103
Noviembre	150	7.0	0.6	350	4.9	0.4	207	1.7	0.2	32	1.0	0.2	122
Diciembre	155	4.4	0.4	360	3.2	0.3	255	0.9	0.2	163	1.1	0.2	37

Tabla 3. Términos solares de la Componente X de San Fernando

Datos	NºDías	s_1	E_1	σ_1	s_2	E_2	σ_2	s_3	E_3	σ_3	s_4	E_4	σ_4
Todos(Y)	1826	10.5	0.2	48	7.75	0.08	219	4.30	0.06	67	1.51	0.04	269
D	601	6.5	0.1	67	5.8	0.1	192	3.39	0.07	50	2.13	0.07	249
E	610	11.6	0.2	50	8.6	0.2	223	5.41	0.09	63	2.33	0.08	270
J	615	16.4	0.3	34	11.4	0.2	236	5.1	0.2	89	1.09	0.07	7
Enero	155	6.3	0.3	77	5.1	0.2	193	2.78	0.09	55	2.0	0.1	248
Febrero	141	7.9	0.3	61	5.6	0.3	191	3.7	0.1	41	2.3	0.1	239
Marzo	155	11.0	0.3	56	7.2	0.3	214	5.2	0.1	47	2.3	0.1	243
Abril	150	13.4	0.4	45	10.3	0.4	229	5.0	0.3	70	1.9	0.2	296
Mayo	155	16.1	0.5	42	11.3	0.3	245	5.0	0.3	100	1.50	0.09	14
Junio	150	17.3	0.7	30	11.8	0.3	233	4.9	0.2	88	1.1	0.1	22
Julio	155	16.4	0.4	31	11.5	0.4	233	5.1	0.3	83	0.9	0.1	359
Agosto	155	16.1	0.5	35	11.0	0.4	233	5.9	0.3	85	1.0	0.2	343
Septiembre	150	12.6	0.3	48	9.1	0.3	237	5.8	0.3	80	2.5	0.1	283
Octubre	155	9.7	0.4	50	9.3	0.3	212	6.4	0.2	63	3.3	0.2	272
Noviembre	150	6.1	0.4	58	7.3	0.2	188	4.3	0.2	47	2.4	0.1	252
Diciembre	155	6.5	0.3	70	5.6	0.2	194	3.2	0.1	59	2.0	0.1	254

Tabla 4. Términos solares de la Componente Y de San Fernando

Datos	NºDías	s_1	E_1	σ_1	s_2	E_2	σ_2	s_3	E_3	σ_3	s_4	E_4	σ_4
Todos(Y)	1826	7.1	0.1	99	6.30	0.07	276	2.55	0.04	115	0.54	0.03	338
D	601	5.0	0.1	109	4.60	0.09	267	2.32	0.06	107	1.30	0.04	298
E	610	7.5	0.2	102	6.48	0.09	273	3.15	0.06	110	1.24	0.04	324
J	615	9.4	0.1	101	7.92	0.08	283	2.08	0.06	129	1.23	0.05	93
Enero	155	3.7	0.2	117	3.5	0.2	268	1.5	0.1	115	1.0	0.1	301
Febrero	141	6.4	0.3	102	5.2	0.2	261	2.4	0.1	98	1.22	0.08	299
Marzo	155	7.7	0.3	100	6.6	0.2	262	3.2	0.1	95	1.48	0.06	296
Abril	150	8.6	0.3	98	6.7	0.1	277	3.0	0.2	120	1.04	0.08	10
Mayo	155	10.1	0.3	104	8.0	0.1	287	2.4	0.1	138	1.4	0.1	88
Junio	150	10.1	0.3	99	8.4	0.1	281	1.9	0.1	121	1.39	0.09	112
Julio	155	8.9	0.2	97	7.8	0.2	280	1.9	0.1	123	1.13	0.08	96
Agosto	155	8.6	0.2	104	7.4	0.1	286	2.1	0.1	135	1.2	0.1	73
Septiembre	150	6.5	0.2	109	5.6	0.1	286	2.53	0.09	130	1.14	0.08	4
Octubre	155	7.6	0.2	102	7.4	0.2	267	4.3	0.1	101	2.3	0.1	303
Noviembre	150	6.5	0.2	106	6.1	0.1	266	3.7	0.1	104	2.03	0.07	294
Diciembre	155	3.7	0.2	117	3.7	0.1	273	1.69	0.08	118	0.96	0.09	303

Tabla 5. Términos solares de la Componente Z de San Fernando

Datos	NºDías	s_1	E_1	σ_1	s_2	E_2	σ_2	s_3	E_3	σ_3	s_4	E_4	σ_4
Todos(Y)	1461	1.4	0.2	1	0.9	0.1	64	2.21	0.07	227	1.22	0.05	64
D	481	4.5	0.2	344	2.5	0.1	234	1.4	0.1	140	0.9	0.1	8
E	488	1.8	0.3	344	1.7	0.2	78	2.5	0.1	226	1.4	0.1	56
J	492	2.3	0.2	133	3.6	0.1	52	4.1	0.7	245	1.95	0.08	90
Enero	124	5.0	0.4	335	2.9	0.3	240	1.6	0.2	122	1.1	0.2	355
Febrero	113	4.9	0.5	341	2.4	0.3	212	1.7	0.3	133	1.1	0.2	3
Marzo	124	5.5	0.5	339	2.5	0.3	152	1.3	0.1	200	0.8	0.2	14
Abril	120	2.8	0.6	282	2.8	0.3	73	2.6	0.2	241	1.8	0.1	71
Mayo	124	1.3	0.4	224	4.4	0.3	69	3.8	0.3	263	2.1	0.2	99
Junio	120	2.2	0.3	124	2.9	0.2	55	3.8	0.2	250	2.0	0.2	99
Julio	124	2.9	0.3	125	3.0	0.2	47	4.1	0.2	241	2.0	0.2	84
Agosto	124	3.9	0.5	122	4.8	0.3	37	5.0	0.2	234	1.9	0.1	76
Septiembre	120	2.7	0.5	128	3.8	0.3	39	4.3	0.2	228	2.0	0.2	59
Octubre	124	3.4	0.7	22	(0.1)	0.3	103	2.0	0.3	222	1.2	0.2	50
Noviembre	120	5.2	0.5	357	3.1	0.3	226	0.7	0.2	112	0.5	0.2	47
Diciembre	124	3.1	0.4	347	2.0	0.3	266	1.9	0.2	172	0.9	0.2	15

Tabla 6. Términos solares de la Componente X del Ebro

Datos	NºDías	s_1	E_1	σ_1	s_2	E_2	σ_2	s_3	E_3	σ_3	s_4	E_4	σ_4
Todos(Y)	1461	10.6	0.1	44	8.2	0.1	221	4.23	0.06	68	1.29	0.04	262
D	481	6.0	0.2	71	5.4	0.1	196	3.04	0.07	58	1.88	0.03	247
E	488	11.4	0.3	45	9.0	0.1	219	5.4	0.1	60	2.33	0.08	262
J	492	15.9	0.2	33	11.4	0.2	235	4.8	0.1	82	0.50	0.06	9
Enero	124	5.6	0.3	80	4.9	0.2	196	2.5	0.1	65	1.7	0.1	243
Febrero	113	7.5	0.4	61	5.2	0.3	193	3.3	0.1	44	2.0	0.1	237
Marzo	124	10.1	0.4	49	7.3	0.2	206	5.1	0.2	40	2.4	0.1	236
Abril	120	13.1	0.4	40	10.8	0.3	224	5.6	0.2	67	2.0	0.1	274
Mayo	124	16.0	0.4	40	11.2	0.2	241	4.6	0.2	93	1.0	0.1	11
Junio	120	16.2	0.5	29	11.6	0.2	233	4.4	0.2	77	0.4	0.1	26
Julio	124	16.3	0.3	30	11.4	0.3	234	4.8	0.2	79	0.4	0.1	45
Agosto	124	15.0	0.5	35	11.6	0.3	234	5.6	0.2	82	0.6	0.1	324
Septiembre	120	13.4	0.4	44	9.9	0.4	235	5.6	0.3	80	2.5	0.2	285
Octubre	124	9.3	0.5	54	9.3	0.3	213	6.1	0.3	64	3.1	0.2	270
Noviembre	120	5.8	0.3	64	7.5	0.3	194	4.2	0.1	53	2.6	0.1	252
Diciembre	124	5.5	0.4	77	4.7	0.1	201	2.8	0.3	73	1.5	0.1	260

Tabla 7. Términos solares de la Componente Y del Ebro

Datos	NºDías	s_1	E_1	σ_1	s_2	E_2	σ_2	s_3	E_3	σ_3	s_4	E_4	σ_4
Todos(Y)	1461	5.99	0.09	97	4.03	0.05	274	1.59	0.04	109	0.25	0.04	37
D	481	3.5	0.1	104	2.64	0.07	281	1.54	0.04	122	0.72	0.05	332
E	488	6.4	0.2	95	4.46	0.09	268	2.29	0.06	103	0.76	0.06	340
J	492	8.0	0.1	97	5.00	0.07	277	1.04	0.06	104	1.27	0.05	126
Enero	124	2.5	0.1	108	1.93	0.09	291	1.05	0.07	134	0.5	0.1	6
Febrero	113	4.2	0.2	98	2.8	0.1	266	1.7	0.1	105	0.8	0.1	339
Marzo	124	6.1	0.3	92	4.8	0.2	261	2.8	0.1	90	1.1	0.1	320
Abril	120	8.1	0.3	90	5.1	0.1	269	2.5	0.1	107	0.3	0.1	49
Mayo	124	8.9	0.3	99	5.3	0.2	273	1.5	0.1	94	1.3	0.2	123
Junio	120	8.9	0.3	98	5.7	0.1	279	1.2	0.1	107	1.5	0.1	134
Julio	124	7.3	0.2	93	4.9	0.2	277	0.9	0.1	98	1.25	0.09	130
Agosto	124	7.0	0.3	96	4.2	0.2	280	0.6	0.1	134	1.0	0.1	110
Septiembre	120	5.3	0.2	101	3.1	0.2	281	1.1	0.1	125	0.7	0.1	33
Octubre	124	6.1	0.3	97	4.9	0.2	266	2.9	0.1	102	1.4	0.1	323
Noviembre	120	5.0	0.2	101	4.2	0.1	281	2.66	0.09	114	1.4	0.1	314
Diciembre	124	2.5	0.1	108	1.9	0.1	290	0.98	0.08	150	0.44	0.09	342

Tabla 8. Términos solares de la Componente Z del Ebro

Datos	NºDías	s_1	E_1	σ_1	s_2	E_2	σ_2	s_3	E_3	σ_3	s_4	E_4	σ_4
Todos(Y)	1065	2.4	0.2	12	0.9	0.1	141	1.5	0.09	243	1.08	0.06	76
D	361	5.3	0.3	357	3.4	0.2	225	1.2	0.1	105	0.6	0.1	353
E	366	2.3	0.3	350	1.6	0.2	116	1.8	0.2	245	1.3	0.1	80
J	338	2.2	0.2	99	2.9	0.2	72	3.7	0.1	255	1.9	0.1	92
Enero	93	5.3	0.4	349	3.9	0.3	234	2.2	0.2	99	1.1	0.2	352
Febrero	85	5.4	0.7	4	3.5	0.6	211	1.7	0.3	125	0.7	0.2	339
Marzo	93	5.3	0.5	338	3.0	0.3	145	(0.5)	0.4	217	0.6	0.2	70
Abril	90	3.0	0.6	321	2.5	0.4	120	1.6	0.2	253	1.5	0.2	78
Mayo	93	(0.4)	0.4	82	3.7	0.4	85	3.4	0.3	271	1.8	0.2	99
Junio	90	2.2	0.5	81	2.5	0.3	84	3.6	0.2	257	2.1	0.2	103
Julio	62	2.8	0.6	100	2.4	0.5	76	4.2	0.3	244	2.1	0.2	80
Agosto	93	3.3	0.4	110	3.5	0.3	50	4.0	0.3	248	1.8	0.2	83
Septiembre	90	1.5	0.6	137	3.1	0.3	53	3.7	0.2	242	1.8	0.2	77
Octubre	93	3.7	0.7	14	1.2	0.5	206	1.1	0.3	257	1.3	0.3	91
Noviembre	90	5.9	0.5	6	4.0	0.3	226	0.6	0.2	68	(0.3)	0.2	58
Diciembre	93	5.1	0.4	348	2.5	0.4	223	1.0	0.2	118	0.7	0.1	342

Tabla 9. Términos solares de la Componente X de San Pablo

Datos	NºDías	s_1	E_1	σ_1	s_2	E_2	σ_2	s_3	E_3	σ_3	s_4	E_4	σ_4
Todos(Y)	1065	10.2	0.1	50	8.0	0.1	219	4.26	0.07	68	1.32	0.05	264
D	361	6.1	0.1	79	5.8	0.1	190	3.10	0.08	50	1.81	0.06	238
E	366	11.3	0.2	50	8.6	0.2	221	5.6	0.2	64	2.27	0.09	270
J	338	16.1	0.2	36	11.6	0.3	236	5.0	0.1	88	0.78	0.06	356
Enero	93	6.5	0.3	83	5.8	0.2	183	2.8	0.1	49	1.9	0.1	230
Febrero	85	7.4	0.4	67	6.2	0.3	193	4.1	0.2	38	2.0	0.2	228
Marzo	93	10.1	0.5	49	7.2	0.3	209	5.4	0.3	43	2.3	0.2	242
Abril	90	13.6	0.8	40	10.7	0.4	225	6.0	0.3	69	1.9	0.1	287
Mayo	93	15.5	0.5	43	11.2	0.5	242	4.8	0.2	100	1.1	0.1	17
Junio	90	16.3	0.5	30	12.1	0.3	232	4.6	0.2	83	0.9	0.1	9
Julio	62	17.4	0.5	33	11.9	0.3	235	4.9	0.3	84	0.5	0.2	334
Agosto	93	15.6	0.4	37	11.2	0.3	233	5.7	0.3	86	0.9	0.1	320
Septiembre	90	13.2	0.3	48	9.0	0.3	237	5.9	0.2	81	2.4	0.2	287
Octubre	93	9.1	0.5	64	8.6	0.3	211	5.8	0.3	62	2.8	0.2	269
Noviembre	90	5.7	0.3	73	6.7	0.2	194	3.6	0.2	54	2.1	0.1	251
Diciembre	93	5.4	0.2	90	4.7	0.2	191	2.3	0.1	60	1.4	0.1	239

Tabla 10. Términos solares de la Componente Y de San Pablo

Datos	NºDías	s_1	E_1	σ_1	s_2	E_2	σ_2	s_3	E_3	σ_3	s_4	E_4	σ_4
Todos(Y)	1065	5.93	0.06	102	4.47	0.04	267	2.19	0.03	101	0.58	0.02	296
D	361	3.77	0.07	121	2.46	0.06	265	1.51	0.04	100	0.81	0.03	279
E	366	6.4	0.1	100	5.00	0.09	264	2.92	0.06	99	1.16	0.03	304
J	338	8.0	0.1	94	6.06	0.09	271	2.13	0.07	106	0.27	0.04	101
Enero	93	3.3	0.2	129	1.79	0.08	260	1.03	0.07	91	0.66	0.05	251
Febrero	85	4.8	0.2	115	3.6	0.1	258	1.93	0.09	86	0.89	0.05	275
Marzo	93	6.9	0.3	105	5.2	0.1	264	3.03	0.09	93	1.33	0.07	286
Abril	90	8.1	0.4	97	6.4	0.2	265	3.2	0.1	102	0.85	0.08	326
Mayo	93	8.9	0.3	101	6.4	0.1	273	2.0	0.1	114	0.5	0.1	81
Junio	90	8.7	0.3	95	7.0	0.2	271	2.2	0.1	98	0.5	0.1	149
Julio	62	8.1	0.3	88	6.1	0.2	269	2.2	0.1	99	0.3	0.1	142
Agosto	93	6.5	0.2	89	4.9	0.2	269	2.2	0.1	111	0.32	0.09	15
Septiembre	90	4.9	0.2	94	3.4	0.2	266	2.1	0.1	105	0.84	0.07	323
Octubre	93	5.9	0.2	106	5.0	0.2	262	3.4	0.1	98	1.83	0.07	297
Noviembre	90	4.4	0.1	115	3.0	0.1	271	2.23	0.09	109	1.25	0.06	293
Diciembre	93	2.85	0.09	128	1.7	0.1	272	1.05	0.06	114	0.59	0.05	286

Tabla 11. Términos solares de la Componente Z de San Pablo

Se considera estadísticamente significativa aquella amplitud cuyo valor es, al menos, 2.08 veces el error probable de vector correspondiente (Leaton *et al*., 1962). Así, en las tablas anteriores, los valores que aparecen entre paréntesis corresponden a amplitudes que no pueden ser consideradas estadísticamente significativas.

Primeramente, de la observación de los resultados obtenidos para las tres componentes y las tres estaciones geomagnéticas se puede afirmar que, en general y como cabía esperar, el armónico de mayor amplitud es el primero (s_1). Este resultado es totalmente coherente, puesto que la variación solar viene determinada por cambios térmicos, con periodicidad diurna (24 horas solares). No obstante, aparecen ciertas irregularidades en la componente X, concretamente en los meses J, en que la amplitud de s_2 (segundo armónico solar) y la de s_3 (tercer armónico solar) son mayores que la de s_1 en los tres Observatorios considerados. Como se verá, es la componente X la que, a lo largo del presenta trabajo, presenta el comportamiento más irregular.

Si se dibujaran los diales armónicos correspondientes al primer armónico de las variaciones solares diarias, consistentes en tomar cada par (amplitud, ángulo de fase) como un punto de un sistema de coordenadas polares, se podría analizar la variación estacional del ángulo de fase de este armónico (que, como ya se ha señalado, es el más importante de la variación solar diaria). En el caso de la componente X, el ángulo de fase deriva en el sentido contrario que las agujas del reloj desde los meses D hasta los meses J, si bien la deriva obtenida para San Fernando es mucho menor que la de los otros dos Observatorios. En el caso de la componente Y, la deriva es también en sentido contrario que las agujas del reloj y similar en los tres emplazamientos, manteniéndose siempre dentro del primer cuadrante (entre 0 y 90 grados). Para la componente Z, los ángulos de fase de los tres observatorios están en el segundo cuadrante para toda estación del año. Es en esta

componente donde las variaciones estacionales del ángulo son menores, derivando en sentido contrario que las agujas del reloj desde los meses D hasta los meses J (excepto entre los meses E y J en el Ebro, en que deriva en sentido opuesto).

A fin de analizar en mayor profundidad los resultados obtenidos, resulta conveniente construir los gráficos diarios de la variación solar para cada uno de los Observatorios y para las distintas componentes. Para ello basta recordar la expresión ya conocida de la variación solar:

$$S = \sum_{p=1}^{4} s_p \sin\left(pt + \sigma_p\right) \tag{88}$$

Sustituyendo aquí los valores de s_p y σ_p recogidos en las Tablas, se calculan los valores horarios de la variación solar sin más que dar valores al tiempo solar t. De esta forma, S(0) corresponderá a t = 0, S(1) a t = 1, y así sucesivamente hasta t =24.

Las gráficas construidas de esta manera se recogen en el Apéndice 1. En cada figura se representan, en la parte superior, las gráficas solares diarias de los tres Observatorios, obtenidas utilizando todos los datos disponibles. Seguidamente se representan las gráficas solares diarias para cada uno de los meses de Lloyd, para así poder analizar el cambio, a lo largo del año, de estas variaciones.

Como puede observarse en estas gráficas, la forma de las curvas para la componente X de cada Observatorio varía a lo largo del año. Además, la forma de las curvas depende del emplazamiento considerado. Este último comportamiento se explicará más detalladamente en la sección de Variación Geográfica. Para explicar la variación de las curvas correspondientes a la componente X a lo largo del año es necesario remitirse al apartado del Estado del Conocimiento de este trabajo, concretamente a la sección dedicada a la función de corriente equivalente de S_q. Las gráficas de la Figura 16 muestran el patrón de las corrientes equivalente para S_q en cada uno de los meses del año. Estos patrones han sido obtenidos mediante modelización del promedio de días tranquilos del año 1965. Como puede observarse en estas gráficas, el principal foco de corriente para Europa presenta una forma elipsoidal, con el eje mayor en una dirección aproximadamente Norte-Sur (Noroeste-Sureste en los meses D). Para latitudes correspondientes a la Península Ibérica éste patrón de corrientes da lugar a una variación solar pequeña en S_q para la componente X, y mayor para las componentes Y y Z, lo cual aparece reflejado en los resultados aquí mostrados. El foco de corriente cambia ligeramente de latitud a lo largo del año. Este hecho, unido a la pequeña amplitud de la variación solar de la componente X para las latitudes de la Península, hace que las variaciones solares para esta componente cambien mucho a lo largo del año, presentando formas muy distintas en cada uno de los meses de Lloyd.

Para el caso de las componentes Y y Z, la forma de las curvas correspondientes no varía apreciablemente a lo largo del año, si bien se observa un aumento considerable del rango de las mismas (diferencia entre el máximo y el mínimo valor diario de S) desde los meses D hasta los meses J, con un valor intermedio en los meses E. Esto resulta perfectamente admisible si se tiene en cuenta que el movimiento de la ionosfera producido por la marea térmica, responsable de los rasgos principales de la corriente de S_q, depende del calentamiento diario de la atmósfera terrestre debido a la radiación solar incidente. Como consecuencia de esto, el rango de las variaciones solares diarias será mayor cuando la radiación solar incidente sea mayor, es decir, en Verano, lo que se corresponde

aproximadamente con los meses J. Por otro lado, se observa que no existe una diferencia significativa entre las gráficas correspondientes a la componente Y para los tres Observatorios considerados. La forma elipsoidal de las corrientes equivalentes, junto con la latitud geográfica de la Península Ibérica, dan lugar a unas variaciones solares diarias, para las componentes Y y Z, cuya forma no varía apreciablemente a lo largo del año.

En todas las gráficas de la componente Z, el mínimo aparece aproximadamente a las 12 hora local, hora en que el centro del foco de corriente equivalente pasa sobre la Península Ibérica, lo cual es totalmente lógico. En cambio, para la componente Y, hay un salto entre la hora local en que la variación es nula (10 h) y la hora en que dicha corriente pasa sobre los emplazamientos peninsulares.

En el caso de la componente Z se puede apreciar que el rango diario para San Fernando es mayor que para los otros dos Observatorios. La existencia de cierta inducción oceánica (corrientes secundarias producidas a partir de las corrientes ionosféricas primarias) puede explicar este comportamiento.

Para ser más preciso, es necesario calcular cuantitativamente el rango de las variaciones solares diarias, R(S), de la forma ya explicada. Los resultados obtenidos para los tres Observatorios aparecen recogidos en las tres Tablas siguientes.

	X			Y			Z			X+Y	X+Y+Z
Datos	R(S)	r	Razón	R(S)	r	Razón	R(S)	r	Razón	Razón	Razón
Todos	14.1	0.3	1.0	35.9	0.3	1.0	22.0	0.1	1.0	1.0	1.0
D	16.3	0.4	1.1	24.0	0.2	0.7	17.9	0.3	0.8	0.9	0.9
E	18.3	0.6	1.3	41.4	0.3	1.1	24.0	0.4	1.1	1.2	1.2
J	20.1	0.4	1.4	53.1	0.5	1.5	27.8	0.6	1.3	1.4	1.4
Enero	16.9	0.6	1.2	22.4	0.4	0.6	13.4	0.6	0.6	0.9	0.8
Febrero	18.8	0.9	1.3	26.2	0.5	0.7	20.9	0.8	0.9	1.5	1.0
Marzo	26	1	1.9	35.9	0.5	1.0	25.5	0.7	1.2	1.4	1.4
Abril	21.8	0.9	1.5	46	1	1.3	25.5	0.8	1.2	1.4	1.3
Mayo	24	1	1.7	51.7	0.7	1.4	29.3	0.7	1.3	1.5	1.5
Junio	20.6	0.6	1.5	54.9	0.9	1.5	28.9	0.5	1.3	1.5	1.4
Julio	18.3	0.6	1.3	53.1	0.7	1.5	26.3	0.5	1.2	1.4	1.3
Agosto	18.9	0.6	1.3	52.9	0.8	1.5	26.4	0.7	1.2	1.4	1.3
Septiembre	16.5	0.7	1.2	44.0	0.6	1.2	21.4	0.7	1.0	1.2	1.1
Octubre	16.8	0.8	1.2	43.0	0.6	1.2	28	1	1.3	1.2	1.2
Noviembre	21.2	0.9	1.5	28.7	0.5	0.8	23.9	0.7	1.1	1.6	1.1
Diciembre	13.0	0.6	0.9	22.8	0.4	0.6	13.6	0.6	0.6	0.7	0.7

Tabla 12. Rangos solares de San Fernando

Datos	X			Y			Z			X+Y	X+Y+Z
	R(S)	r	Razón	R(S)	r	Razón	R(S)	r	Razón	Razón	Razón
Todos	7.8	0.1	1.0	36.9	0.2	1.0	15.7	0.1	1.0	1.0	1.0
D	12.8	0.3	1.6	21.9	0.3	0.6	11.0	0.2	0.7	1.1	1.0
E	10.8	0.4	1.4	42.2	0.4	1.2	18.0	0.3	1.1	1.3	1.2
J	17.6	0.8	2.2	51.9	0.3	1.4	19.6	0.2	1.2	1.8	1.6
Enero	14.4	0.6	1.8	20.9	0.1	0.6	7.9	0.2	0.5	1.2	1.0
Febrero	14.5	0.8	1.9	23.8	0.6	0.6	12.2	0.3	0.8	1.2	1.1
Marzo	15.2	0.7	1.9	35.6	0.5	1.0	19.3	0.4	1.2	1.4	1.4
Abril	13.4	0.8	1.7	48.5	0.6	1.3	21.4	0.4	1.4	1.5	1.5
Mayo	19.6	0.7	2.5	51.2	0.5	1.4	22.1	0.5	1.4	1.9	1.8
Junio	15.6	0.5	2.0	52.0	0.6	1.4	22.1	0.4	1.4	1.7	1.6
Julio	17.2	0.5	2.2	52.4	0.5	1.4	18.7	0.4	1.2	1.8	1.6
Agosto	22.4	0.7	2.9	52.1	0.7	1.4	16.6	0.5	1.1	2.1	1.8
Septiembre	19.5	0.7	2.5	46.5	0.9	1.3	13.9	0.4	0.9	1.9	1.5
Octubre	11	1	1.5	41.6	0.8	1.1	19.8	0.5	1.3	1.3	1.3
Noviembre	14.7	0.8	1.9	29.0	0.5	0.8	16.5	0.4	1.0	1.3	1.3
Diciembre	10.3	0.7	1.3	19.8	0.6	0.5	7.8	0.3	0.5	0.9	0.8

Tabla 13. Rangos solares del Ebro

Datos	X			Y			Z			X+Y	X+Y+Z
	R(S)	r	Razón	R(S)	r	Razón	R(S)	r	Razón	Razón	Razón
Todos	8.9	0.3	1.0	35.5	0.2	1.0	17.7	0.1	1.0	1.0	1.0
D	14.9	0.4	1.7	23.1	0.2	0.6	11.8	0.1	0.7	1.2	1.0
E	10.4	0.5	1.2	41.4	0.4	1.2	20.4	0.2	1.1	1.2	1.2
J	14.4	0.4	1.6	52.8	0.4	1.5	22.1	0.2	1.2	1.5	1.4
Enero	16.4	0.6	1.8	24.2	0.4	0.7	9.5	0.3	0.5	1.3	1.0
Febrero	16	1	1.8	26.3	0.6	0.7	15.5	0.3	0.9	1.3	1.1
Marzo	13.6	0.8	1.5	35.7	0.8	1.0	22.0	0.4	1.2	1.3	1.3
Abril	12.8	0.9	1.4	49	1	1.4	24.5	0.5	1.4	1.4	1.4
Mayo	15.2	0.7	1.7	50.5	0.8	1.4	24.1	0.4	1.4	1.6	1.5
Junio	13.0	0.7	1.5	53.5	0.7	1.5	25.2	0.4	1.4	1.5	1.5
Julio	14	1	1.6	55.2	0.8	1.6	23.0	0.4	1.3	1.6	1.5
Agosto	16.4	0.7	1.8	52.1	0.7	1.5	19.3	0.4	1.1	1.7	1.5
Septiembre	15.7	0.8	1.8	44.6	0.6	1.3	14.3	0.4	0.8	1.5	1.3
Octubre	12	1	1.3	37.9	0.8	1.1	21.1	0.4	1.2	1.2	1.2
Noviembre	17.4	0.7	2.0	25.0	0.4	0.7	14.4	0.2	0.8	1.3	1.2
Diciembre	13.2	0.7	1.5	19.9	0.4	0.6	8.5	0.2	0.5	1.0	0.8

Tabla 14. Rangos solares de San Pablo

En las Tablas anteriores se recogen, además de los rangos diarios solares, las razones entre el rango medio de cada uno de los meses de Lloyd y el rango medio anual para las tres componentes del campo geomagnético. También se han calculado las razones de X+Y y de X+Y+Z. Para Huang (1980) las razones de X+Y+Z pueden representar las características principales del sistema de corriente equivalente. Esta afirmación es puesta en duda en este trabajo, puesto que no se está trabajando con magnitudes escalares, sino con vectoriales, con lo cual el cálculo de las razones del campo total, F, no puede reducirse a una simple suma escalar, que es lo propuesto por el autor antes citado. En cualquier caso, los resultados obtenidos son igualmente recogidos en las Tablas anteriores, aunque no se discutirá más acerca de los mismos.

Para la componente X, las razones de los rangos son mayores en los meses J que en los meses D en el Observatorio de San Fernando. En el caso de San Pablo, el rango mayor corresponde a los meses D y el menor a los meses E. Y para el Observatorio del Ebro el valor menor corresponde a los meses E y el mayor a los meses J. Se tiene, por tanto, un comportamiento diferente en cada emplazamiento. La variación a lo largo del año del patrón de corriente equivalente de S_q influye de manera diferente en las razones de los rangos solares para la componente X, dependiendo de la situación geográfica del observatorio. En el apartado de Variación Geográfica se retomará este asunto.

Para las componentes Y y Z, las razones de los rangos son mayores en los meses J y menores en los meses D, presentando los meses E un valor intermedio. El aumento del rango en los meses J es coherente con el aumento en la intensidad del foco de corriente que se observa en la Figura 16 antes señalada. Este resultado es coherente con el obtenido por Gupta y Malin (1972). Estos autores encontraron en su estudio que las razones de los rangos solares eran mayores en los meses J y menores en los meses D. A su vez concluyeron que todos los elementos mostraban el mismo patrón estacional, lo cual no es coherente con los resultados obtenidos para la componente X aquí analizada. Por el contrario, Huang (1980) obtuvo resultados diferentes a los ya señalados: En su estudio, las razones para los elementos H y Z eran menores en los meses D, pero mayores en los meses E, tomando un valor intermedio en los meses J. Para la componente D las razones de los rangos presentaban su máximo valor en los meses J.

La Figura 32 muestra las razones de los rangos solares diarios para las tres componentes del campo en los tres Observatorios españoles. Para la componente X, la forma de las curvas es muy diferente en los tres emplazamientos. En el caso de la componente Y, las curvas de variación mensual son prácticamente iguales. Es de señalar el mínimo relativo que aparece para el mes de Septiembre en las tres gráficas de Y, así como el máximo relativo en el mes de Octubre. Para la componente Z se observa que las tres representaciones son también muy semejantes, tomando valores más altos en los meses J y menores en los meses D.

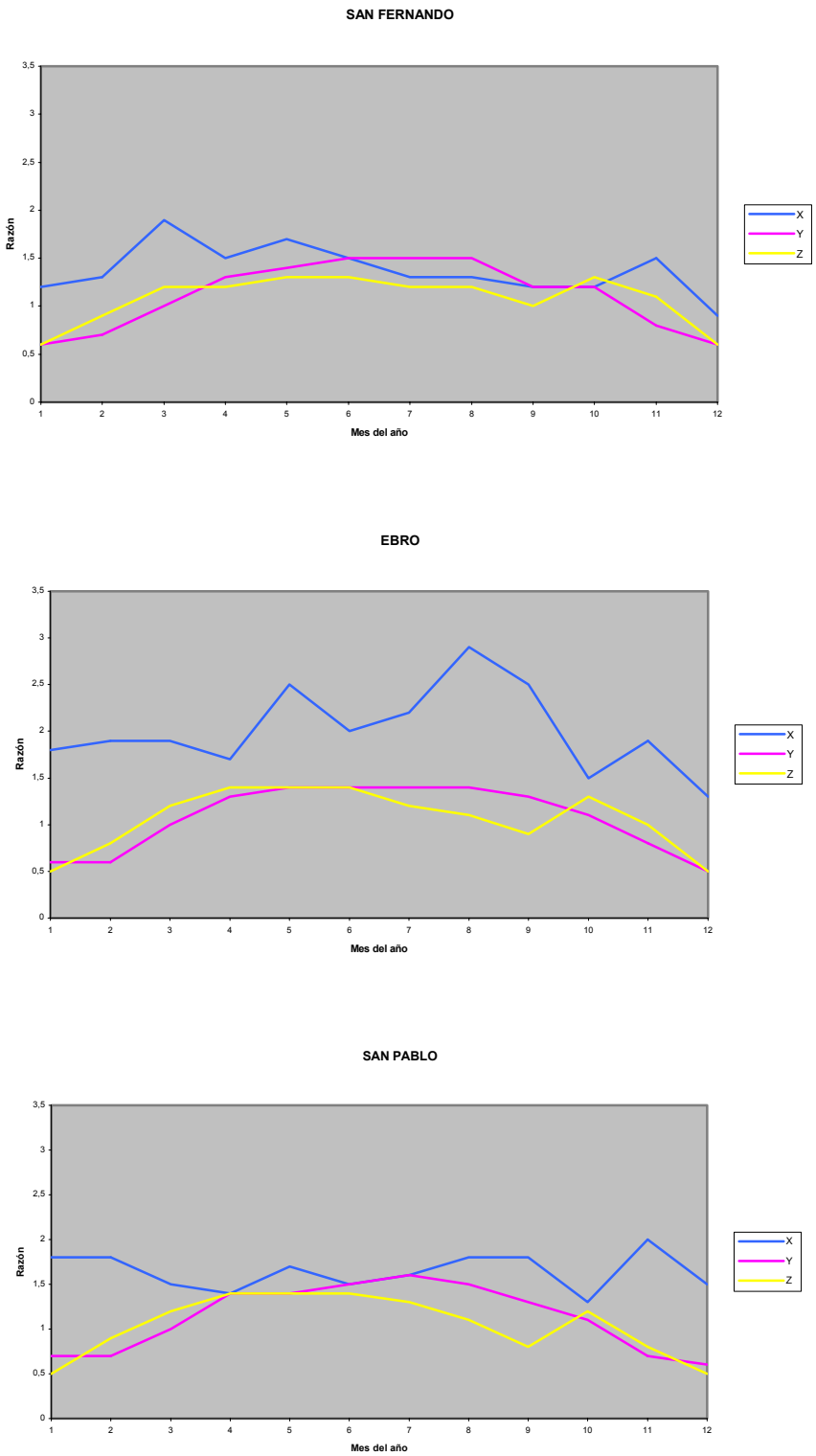


Fig. 32. Razones de los rangos solares en función del mes del año, para las tres componentes del campo geomagnético y para los tres Observatorios.

4.1.2 Términos lunares

Seguidamente se recogen en nueve Tablas los resultados obtenidos para los términos lunares de las variaciones geomagnéticas diarias. En las Tablas se muestran, para las tres componentes del campo geomagnético, las amplitudes, l_n, los errores probables de vector, E_n, y las fases, λ_n, de los cuatro primeros armónicos lunares. Al igual que para los términos solares, se incluye, en cada Tabla, el número de días de datos utilizado en cada uno de los análisis. Los resultados correspondientes a las fases y sus errores vienen expresados en nanoTeslas. Los ángulos de fase vienen dados en grados.

Datos	NºDías	l_1	E_1	λ_1	l_2	E_2	λ_2	l_3	E_3	λ_3	l_4	E_4	λ_4
Todos(Y)	1826	(0.1)	0.2	154	1.4	0.2	79	0.21	0.07	264	(0.07)	0.06	75
D	601	(0.6)	0.3	7	1.4	0.2	114	0.4	0.1	342	(0.1)	0.1	174
E	610	(0.8)	0.5	149	1.5	0.3	66	0.4	0.1	184	(0.2)	0.1	32
J	615	(0.4)	0.3	218	1.8	0.2	62	0.5	0.1	254	(0.1)	0.1	125
Enero	155	1.5	0.4	17	1.2	0.3	127	(0.3)	0.2	35	(0.2)	0.2	255
Febrero	141	(0.2)	0.6	64	1.1	0.5	119	(0.3)	0.3	342	(0.4)	0.3	330
Marzo	155	(1)	1	90	(0.3)	0.6	84	(0.3)	0.2	130	(0.4)	0.2	17
Abril	150	(1.1)	0.6	159	1.4	0.3	79	(0.6)	0.3	222	(0.2)	0.2	55
Mayo	155	(0.1)	0.6	314	1.4	0.5	71	(0.6)	0.3	248	(0.1)	0.2	289
Junio	150	(0.4)	0.4	303	1.5	0.3	60	(0.3)	0.2	242	(0.0)	0.2	71
Julio	155	(0.5)	0.4	100	1.6	0.3	62	(0.4)	0.2	285	(0.3)	0.2	87
Agosto	155	1.9	0.4	195	2.6	0.3	55	0.9	0.2	225	(0.4)	0.2	169
Septiembre	150	(0.8)	0.6	185	(0.2)	0.3	71	(0.4)	0.2	145	(0.1)	0.2	84
Octubre	155	(0.8)	0.6	234	2.1	0.3	69	(0.2)	0.2	225	(0.2)	0.2	357
Noviembre	150	(0.9)	0.7	250	1.6	0.4	76	(0.3)	0.2	302	0.6	0.2	97
Diciembre	155	(0.8)	0.4	33	1.7	0.3	126	0.5	0.2	341	(0.3)	0.2	200

Tabla 15. Términos lunares de la Componente X de San Fernando

Datos	NºDías	l_1	E_1	λ_1	l_2	E_2	λ_2	l_3	E_3	λ_3	l_4	E_4	λ_4
Todos(Y)	1826	0.6	0.2	189	0.99	0.08	274	0.27	0.06	128	0.17	0.04	309
D	601	0.8	0.1	220	0.7	0.1	303	0.22	0.08	226	(0.10)	0.07	1
E	610	0.9	0.2	126	1.5	0.2	274	0.5	0.1	134	0.27	0.08	337
J	615	0.7	0.3	83	2.0	0.2	271	0.9	0.2	108	(0.10)	0.08	238
Enero	155	0.8	0.3	218	0.6	0.2	304	(0.2)	0.1	262	0.3	0.1	34
Febrero	141	0.7	0.3	175	1.0	0.3	284	(0.3)	0.2	94	0.4	0.1	255
Marzo	155	1.0	0.4	119	1.6	0.3	269	0.7	0.1	147	0.4	0.1	328
Abril	150	1.2	0.5	84	1.3	0.4	268	(0.4)	0.3	96	(0.3)	0.2	353
Mayo	155	(0.8)	0.5	115	2.0	0.3	243	0.9	0.3	74	0.3	0.1	313
Junio	150	1.6	0.7	51	2.4	0.3	276	1.1	0.2	132	(0.2)	0.1	276
Julio	155	(0.4)	0.4	146	1.8	0.4	274	(0.6)	0.3	102	0.4	0.1	174
Agosto	155	(0.4)	0.5	100	2.1	0.4	286	1.5	0.3	102	(0.1)	0.2	271
Septiembre	150	1.0	0.3	133	1.4	0.3	276	(0.2)	0.3	143	(0.2)	0.2	168
Octubre	155	1.0	0.4	162	1.5	0.3	301	0.8	0.2	149	(0.3)	0.2	354
Noviembre	150	(0.7)	0.5	213	1.1	0.2	295	(0.4)	0.2	192	(0.2)	0.1	333
Diciembre	155	0.9	0.3	241	0.5	0.2	343	0.5	0.1	249	(0.2)	0.1	78

Tabla 16. Términos lunares de la Componente Y de San Fernando

Datos	NºDías	l_1	E_1	λ_1	l_2	E_2	λ_2	l_3	E_3	λ_3	l_4	E_4	λ_4
Todos(Y)	1826	(0.2)	0.1	169	1.46	0.08	35	0.34	0.04	181	0.11	0.03	56
D	601	(0.0)	0.1	173	1.1	0.1	41	(0.08)	0.07	97	(0.05)	0.04	51
E	610	(0.4)	0.2	168	1.6	0.1	39	0.50	0.06	197	0.23	0.04	39
J	615	0.3	0.1	165	1.66	0.09	24	0.59	0.06	167	(0.05)	0.05	15
Enero	155	(0.4)	0.2	181	1.1	0.2	43	(0.0)	0.1	358	(0.1)	0.1	17
Febrero	141	(0.1)	0.3	234	1.3	0.2	19	0.5	0.1	128	0.19	0.08	331
Marzo	155	0.7	0.3	160	1.4	0.2	26	0.5	0.1	178	0.19	0.07	352
Abril	150	1.0	0.3	136	1.5	0.2	37	0.5	0.2	191	0.22	0.08	35
Mayo	155	(0.0)	0.3	68	1.3	0.1	27	0.3	0.1	155	(0.1)	0.1	27
Junio	150	(0.6)	0.3	133	1.7	0.2	14	0.7	0.1	165	(0.08)	0.09	23
Julio	155	(0.3)	0.2	185	1.5	0.2	21	0.6	0.1	152	(0.12)	0.08	286
Agosto	155	(0.6)	0.3	224	2.1	0.1	36	0.7	0.1	190	(0.1)	0.1	97
Septiembre	150	(0.4)	0.2	292	1.6	0.1	51	0.39	0.09	209	0.23	0.08	58
Octubre	155	(0.4)	0.2	232	1.9	0.2	41	0.5	0.1	219	0.3	0.1	58
Noviembre	150	(0.4)	0.2	279	1.2	0.1	43	(0.1)	0.1	190	0.17	0.07	76
Diciembre	155	(0.4)	0.2	75	1.1	0.1	58	(0.18)	0.09	360	(0.17)	0.09	157

Tabla 17. Términos lunares de la Componente Z de San Fernando

Datos	NºDías	l_1	E_1	λ_1	l_2	E_2	λ_2	l_3	E_3	λ_3	l_4	E_4	λ_4
Todos(Y)	1461	(0.1)	0.2	112	0.6	0.1	64	(0.30)	0.07	282	0.17	0.05	104
D	481	(0.6)	0.3	21	0.6	0.1	149	0.3	0.1	334	(0.2)	0.1	86
E	488	(0.5)	0.4	78	(0.3)	0.2	48	(0.0)	0.1	12	(0.2)	0.1	106
J	492	0.7	0.2	206	1.5	0.1	39	0.70	0.07	251	(0.13)	0.08	103
Enero	124	(1.0)	0.5	31	(0.4)	0.3	154	(0.3)	0.2	111	(0.2)	0.2	245
Febrero	113	(0.1)	0.5	355	(0.4)	0.3	189	(0.4)	0.3	334	0.5	0.2	51
Marzo	124	(1.0)	0.5	61	(0.4)	0.3	227	(0.1)	0.1	24	(0.1)	0.2	159
Abril	120	(0.4)	0.6	89	(0.3)	0.3	54	(0.2)	0.2	283	0.6	0.1	65
Mayo	124	(1.0)	0.5	231	1.2	0.3	46	0.7	0.3	265	(0.2)	0.2	231
Junio	120	1.0	0.4	259	1.3	0.2	40	0.8	0.2	264	(0.3)	0.2	99
Julio	124	(0.4)	0.3	93	0.9	0.2	36	0.5	0.2	257	(0.2)	0.2	7
Agosto	124	2.0	0.6	167	2.4	0.3	28	1.0	0.2	213	(0.2)	0.2	140
Septiembre	120	(0.6)	0.6	134	0.9	0.3	24	(0.2)	0.2	147	(0.2)	0.2	156
Octubre	124	(0.2)	0.7	330	0.8	0.3	85	(0.2)	0.3	12	(0.2)	0.2	149
Noviembre	120	(0.3)	0.6	313	(0.4)	0.3	138	(0.4)	0.2	310	(0.4)	0.2	61
Diciembre	124	(1.0)	0.5	32	1.2	0.3	148	0.6	0.2	332	(0.3)	0.2	153

Tabla 18. Términos lunares de la Componente X del Ebro

Datos	NºDías	l_1	E_1	λ_1	l_2	E_2	λ_2	l_3	E_3	λ_3	l_4	E_4	λ_4
Todos(Y)	1461	0.6	0.2	151	0.7	0.1	265	0.32	0.07	131	(0.08)	0.04	284
D	481	0.5	0.2	239	(0.1)	0.1	234	(0.13)	0.07	312	(0.04)	0.04	196
E	488	1.1	0.3	139	0.8	0.1	256	0.3	0.1	160	0.18	0.08	327
J	492	1.0	0.2	96	1.5	0.2	271	0.9	0.1	120	(0.10)	0.06	225
Enero	124	0.7	0.3	239	(0.3)	0.2	228	(0.2)	0.1	338	(0.2)	0.1	28
Febrero	113	(0.3)	0.4	187	(0.4)	0.3	269	0.3	0.1	68	0.4	0.1	227
Marzo	124	0.9	0.4	140	1.0	0.2	222	0.6	0.2	162	0.4	0.1	292
Abril	120	1.4	0.4	94	1.2	0.3	242	0.5	0.2	100	0.3	0.1	291
Mayo	124	(1.0)	0.5	98	1.7	0.2	232	0.8	0.2	84	(0.2)	0.1	287
Junio	120	1.4	0.5	84	2.4	0.2	265	1.3	0.2	121	(0.0)	0.1	8
Julio	124	1.0	0.3	99	1.6	0.3	285	0.9	0.2	124	0.3	0.1	192
Agosto	124	(0.3)	0.5	153	1.3	0.3	308	1.0	0.3	134	(0.2)	0.1	259
Septiembre	120	(0.8)	0.4	154	(0.8)	0.4	294	(0.2)	0.3	275	(0.2)	0.2	71
Octubre	124	1.8	0.6	152	1.2	0.3	293	(0.4)	0.3	210	(0.4)	0.2	24
Noviembre	120	(0.8)	0.4	225	(0.0)	0.3	190	0.4	0.1	239	(0.1)	0.1	143
Diciembre	124	(0.5)	0.5	279	(0.2)	0.2	17	(0.2)	0.2	276	(0.2)	0.1	81

Tabla 19. Términos lunares de la Componente Y del Ebro

Datos	NºDías	l_1	E_1	λ_1	l_2	E_2	λ_2	l_3	E_3	λ_3	l_4	E_4	λ_4
Todos(Y)	1461	(0.2)	0.1	186	1.09	0.06	21	0.18	0.04	193	(0.04)	0.04	107
D	481	(0.2)	0.1	97	0.68	0.08	11	0.16	0.04	63	(0.04)	0.05	196
E	488	0.5	0.2	188	1.2	0.1	23	0.32	0.06	208	(0.07)	0.07	83
J	492	(0.2)	0.1	210	1.35	0.08	24	0.31	0.07	205	(0.06)	0.05	123
Enero	124	(0.3)	0.2	162	0.64	0.09	16	(0.10)	0.08	287	(0.2)	0.1	344
Febrero	113	(0.1)	0.2	109	0.9	0.1	2	0.4	0.1	105	(0.1)	0.1	306
Marzo	124	(0.5)	0.3	169	1.2	0.2	6	(0.3)	0.2	181	(0.1)	0.1	352
Abril	120	0.7	0.3	207	1.2	0.1	15	0.4	0.1	194	(0.0)	0.1	162
Mayo	124	(0.1)	0.3	265	1.2	0.2	17	(0.2)	0.1	228	(0.1)	0.2	68
Junio	120	(0.2)	0.3	220	1.5	0.1	23	0.4	0.1	200	(0.2)	0.1	104
Julio	124	(0.4)	0.2	171	1.4	0.2	23	0.3	0.1	185	(0.11)	0.09	202
Agosto	124	(0.3)	0.3	252	1.4	0.2	33	0.5	0.1	214	(0.0)	0.1	113
Septiembre	120	(0.6)	0.3	192	1.4	0.2	37	0.4	0.1	228	(0.2)	0.1	96
Octubre	124	(0.2)	0.3	167	1.1	0.2	37	0.3	0.1	227	(0.1)	0.1	108
Noviembre	120	(0.1)	0.2	326	0.5	0.1	17	(0.1)	0.1	37	(0.0)	0.1	202
Diciembre	124	(0.4)	0.2	96	0.6	0.1	17	0.27	0.09	29	0.37	0.09	165

Tabla 20. Términos lunares de la Componente Z del Ebro

Datos	NºDías	l_1	E_1	λ_1	l_2	E_2	λ_2	l_3	E_3	λ_3	l_4	E_4	λ_4
Todos(Y)	1065	(0.3)	0.2	138	0.5	0.1	62	0.3	0.1	260	(0.10)	0.06	90
D	361	0.7	0.3	21	0.5	0.2	169	0.3	0.1	335	(0.1)	0.1	142
E	366	(0.6)	0.3	103	(0.4)	0.2	31	(0.3)	0.2	213	0.3	0.1	58
J	338	1.1	0.2	195	1.1	0.2	52	0.5	0.1	254	(0.1)	0.1	130
Enero	93	1.3	0.5	41	0.7	0.3	199	(0.3)	0.2	104	(0.2)	0.2	260
Febrero	85	(0.3)	0.8	81	(0.4)	0.6	103	(0.5)	0.3	16	0.5	0.2	86
Marzo	93	1.5	0.6	78	0.7	0.3	331	(0.3)	0.4	21	(0.3)	0.2	359
Abril	90	(0.8)	0.7	146	1.0	0.4	51	0.8	0.2	233	0.6	0.2	83
Mayo	93	1.1	0.5	182	(0.7)	0.4	81	(0.5)	0.3	265	0.5	0.2	213
Junio	90	(0.9)	0.6	230	1.5	0.3	38	0.8	0.3	227	(0.3)	0.2	37
Julio	62	(0.2)	0.6	315	(0.6)	0.5	88	(0.2)	0.3	340	(0.3)	0.2	118
Agosto	93	2.3	0.5	176	1.5	0.3	43	0.7	0.3	269	(0.2)	0.2	143
Septiembre	90	(0.7)	0.7	125	(0.6)	0.3	37	(0.6)	0.3	175	(0.3)	0.2	80
Octubre	93	(0.4)	0.7	293	(0.5)	0.5	165	(0.2)	0.3	320	(0.1)	0.3	13
Noviembre	90	(0.4)	0.5	315	(0.5)	0.3	212	0.5	0.2	335	(0.3)	0.2	62
Diciembre	93	1.3	0.4	10	(0.7)	0.4	149	0.5	0.2	303	(0.3)	0.2	226

Tabla 21. Términos lunares de la Componente X de San Pablo

Datos	NºDías	l_1	E_1	λ_1	l_2	E_2	λ_2	l_3	E_3	λ_3	l_4	E_4	λ_4
Todos(Y)	1065	0.6	0.1	179	0.9	0.2	253	0.44	0.07	108	0.13	0.05	301
D	361	0.6	0.2	192	(0.2)	0.1	213	(0.13)	0.08	153	0.06	0.06	204
E	366	(0.3)	0.3	185	1.1	0.3	267	0.6	0.2	118	0.3	0.1	320
J	338	1.4	0.3	114	1.9	0.3	269	0.8	0.1	100	(0.06)	0.07	179
Enero	93	1.2	0.4	209	(0.4)	0.2	211	(0.2)	0.1	340	(0.2)	0.1	185
Febrero	85	(0.9)	0.5	191	(0.4)	0.3	326	(0.3)	0.2	130	0.5	0.2	233
Marzo	93	(0.1)	0.5	144	1.6	0.3	236	(0.6)	0.3	172	0.5	0.2	294
Abril	90	(0.3)	0.8	180	1.8	0.4	242	1.1	0.3	86	0.3	0.1	317
Mayo	93	1.4	0.6	143	2.5	0.5	242	1.2	0.3	62	(0.2)	0.1	316
Junio	90	2.4	0.5	115	2.3	0.4	273	0.9	0.2	113	(0.2)	0.2	147
Julio	62	1.9	0.5	122	1.9	0.4	286	0.7	0.3	86	(0.1)	0.2	8
Agosto	93	(0.4)	0.5	60	1.3	0.4	291	1.1	0.3	138	(0.2)	0.1	160
Septiembre	90	(0.2)	0.3	200	1.1	0.3	305	0.5	0.2	104	(0.4)	0.2	318
Octubre	93	(0.9)	0.5	185	1.3	0.4	304	0.7	0.3	132	(0.4)	0.2	12
Noviembre	90	(0.5)	0.3	158	(0.3)	0.3	198	(0.1)	0.2	149	(0.1)	0.1	21
Diciembre	93	(0.1)	0.3	214	(0.4)	0.2	171	0.4	0.1	179	(0.2)	0.1	85

Tabla 22. Términos lunares de la Componente Y de San Pablo

Datos	NºDías	l_1	E_1	λ_1	l_2	E_2	λ_2	l_3	E_3	λ_3	l_4	E_4	λ_4
Todos(Y)	1065	0.18	0.07	209	0.65	0.05	11	0.30	0.03	159	0.10	0.02	16
D	361	(0.16)	0.08	154	0.45	0.06	24	0.13	0.04	121	(0.02)	0.03	262
E	366	(0.2)	0.2	248	0.61	0.09	18	0.28	0.06	170	0.18	0.03	356
J	338	0.3	0.1	208	0.9	0.1	1	0.48	0.07	161	(0.08)	0.05	55
Enero	93	0.5	0.2	194	0.43	0.09	18	(0.11)	0.08	114	0.12	0.05	327
Febrero	85	(0.1)	0.2	140	0.6	0.2	20	0.27	0.09	158	(0.10)	0.06	263
Marzo	93	(0.5)	0.3	201	0.5	0.1	2	0.36	0.09	167	0.28	0.07	340
Abril	90	(0.2)	0.4	149	0.5	0.2	6	0.4	0.1	151	(0.13)	0.08	313
Mayo	93	0.8	0.3	264	0.8	0.2	9	0.3	0.1	146	(0.1)	0.1	42
Junio	90	(0.5)	0.3	156	1.1	0.2	340	0.6	0.2	146	(0.1)	0.1	45
Julio	62	(0.8)	0.4	163	1.0	0.2	347	0.7	0.1	161	(0.1)	0.1	333
Agosto	93	(0.4)	0.3	252	1.1	0.2	28	0.6	0.1	188	(0.10)	0.09	78
Septiembre	90	0.6	0.2	292	0.7	0.2	34	(0.1)	0.1	231	0.15	0.07	17
Octubre	93	(0.3)	0.2	312	0.7	0.2	36	(0.2)	0.1	178	0.18	0.07	30
Noviembre	90	(0.2)	0.1	117	0.3	0.1	34	(0.07)	0.09	76	(0.10)	0.06	135
Diciembre	93	(0.1)	0.1	84	0.4	0.1	40	(0.06)	0.07	51	(0.09)	0.05	135

Tabla 23. Términos lunares de la Componente Z de San Pablo

Al igual que para los términos solares, los valores entre paréntesis representan amplitudes que no son estadísticamente significativas. El número de valores no

significativos en los términos lunares es mucho mayor que el correspondiente para los solares. Esto se debe a que la contribución lunar, conducida gravitacionalmente, es aproximadamente un orden de magnitud menor que la variación solar, conducida térmicamente, con lo cual se precisa de series de datos muy largas para obtener resultados significativos. La mayor parte de los términos no significativos se encuentran en los armónicos primero y cuarto, cuyas contribuciones a la variación diaria lunar son pequeñas.

Como se puede observar en las tablas de resultados, la componente de mayor amplitud ya no es la primera (como lo era para los términos solares). En este caso, la componente de mayor amplitud es la semidiurna, L_2 (armónico puramente lunar semidiurno), puesto que es la marea semidiurna lunar la que fuerza los movimientos ionosféricos y oceánicos que, al rotar, producen efectos magnéticos.

En cuanto a los ángulos de fase, y en el caso de la componente X, se observa una deriva de los mismos en sentido contrario a las agujas del reloj desde los meses D a los J, excepto en San Pablo, donde, tras una deriva inicial en sentido contrario a las agujas del reloj desde los meses D a los E, aparece una deriva en el sentido de las agujas del reloj desde los meses E a los meses J. En cualquier caso, los ángulos de fase de los tres observatorios siempre permanecen dentro del primer y segundo cuadrante. Para la componente Y, se encuentra una deriva en el sentido de las agujas del reloj en San Pablo y en San Fernando, con ángulos de fase dentro del tercer cuadrante. En el caso del Ebro, por el contrario, la deriva es en sentido contrario, y los ángulos de fase permanecen dentro del cuarto cuadrante. Finalmente, para la componente Z los ángulos de fase están todos dentro del primer cuadrante, si bien la deriva en San Pablo y en el Ebro es contraria a las agujas del reloj y opuesta en San Fernando

Resulta conveniente, al igual que se hizo con los términos solares, construir los gráficos diarios de la variación lunar para cada uno de los Observatorios y para las distintas componentes. Para ello basta recordar la expresión ya conocida de la variación lunar:

$$L = \sum_{n=1}^{4} l_n \sin\left(nt - 2\nu + \lambda_n\right) \qquad (89)$$

Sustituyendo aquí los valores de l_n y λ_n recogidos en las Tablas, se calculan los valores horarios de la variación lunar sin más que dar valores al tiempo solar t. En este cálculo se considera que ν, la fase de la Luna medida por medio del ángulo horario entre Luna y Sol, es igual a cero (Luna Nueva).

Las gráficas así construidas se recogen en el Apéndice 1. En cada figura se representan, en la parte superior, las gráficas lunares diarias de los tres Observatorios, obtenidas utilizando todos los datos disponibles. Seguidamente se representan las gráficas lunares diarias para cada uno de los meses de Lloyd, a fin de analizar el cambio, a lo largo del año, de estas variaciones.

De la observación directa de estas curvas pueden extraerse ciertas conclusiones para cada una de las componentes del campo geomagnético:

1. Componente X:
    - Hay un claro incremento en amplitud desde los meses D a los meses J en San Pablo y el Ebro. Este rasgo aparece debido a la contribución ionosférica a los términos lunares, la cual varía dependiendo de la época del año. En la siguiente sección se volverá a este punto.

- La forma de las curvas para los meses E es muy diferente en los tres Observatorios. En cambio, para los meses J, dichas diferencias desaparecen casi totalmente.
- La amplitud en San Fernando es mayor que en el Ebro y en San Pablo, excepto en los meses J, en que se igualan las tres.

2. Componente Y:
    - Aparece de nuevo el incremento en amplitud en los meses J.
    - La forma de las curvas es semejante en los tres Observatorios.
    - Las amplitudes en los tres casos son muy parecidas.
    - En los meses D las amplitudes son prácticamente nulas, sobre todo en el caso del Ebro y de San Pablo.
1. Componente Z:
    - La amplitud en los meses E y J es muy similar, y menor en los meses D.
    - La forma de las curvas es semejante en los tres Observatorios.
    - La amplitud es siempre mayor en San Fernando que en el Ebro y en San Pablo. Como ya se verá, la posición geográfica del emplazamiento influye en la amplitud de los términos lunares, en concreto en su contribución oceánica.

Para ser más preciso, se ha de calcular el rango de la variación lunar diaria, R(L), utilizando para ello la ya mencionada expresión:

$$R(L) = 2\sum_{n=1}^{4} l_n \tag{90}$$

donde l_n es la amplitud del armónico lunar n. El error probable de R(L) será:

$$E = 1.146\left[\sum_{n=1}^{4} E_n^{\,2}\right]^{1/2} \tag{91}$$

con E_n el error probable de vector de cada componente armónica. Los resultados obtenidos para los tres Observatorios aparecen recogidos en las tres Tablas siguientes.

Datos	X			Y			Z			X+Y	X+Y+Z
	R(L)	E	Razón	R(L)	E	Razón	R(L)	E	Razón	Razón	Razón
Todos	3.6	0.3	1.0	4.2	0.2	1.0	4.2	0.2	1.0	1.0	1.0
D	4.8	0.4	1.3	3.5	0.2	0.8	2.6	0.2	0.6	1.0	0.9
E	5.9	0.6	1.6	6.3	0.3	1.5	5.4	0.2	1.3	1.5	1.5
J	5.5	0.4	1.5	7.4	0.5	1.8	5.2	0.2	1.2	1.6	1.5
Enero	6.4	0.7	1.8	3.8	0.5	0.9	3.4	0.3	0.8	1.3	1.2
Febrero	4	1	1.1	4.8	0.6	1.1	4.2	0.5	1.0	1.1	1.1
Marzo	4.0	1.0	1.1	7.5	0.6	1.8	5.7	0.4	1.4	1.4	1.4
Abril	6.6	0.9	1.8	6.9	0.8	1.6	6.5	0.4	1.5	1.7	1.6
Mayo	4	1	1.1	8.0	0.8	1.9	3.6	0.4	0.9	1.5	1.3
Junio	4.6	0.7	1.3	11	1	2.6	6.3	0.5	1.5	1.9	1.8
Julio	5.7	0.7	1.6	6.4	0.8	1.5	4.9	0.4	1.2	1.5	1.4
Agosto	11.5	0.7	3.2	8.1	0.9	1.9	6.9	0.4	1.6	2.5	2.2
Septiembre	6.7	0.8	1.9	5.7	0.6	1.4	5.2	0.4	1.2	1.6	1.5
Octubre	6.7	0.9	1.9	7.1	0.7	1.7	6.1	0.4	1.4	1.8	1.7
Noviembre	7	1	1.9	4.9	0.6	1.2	3.8	0.3	0.9	1.5	1.3
Diciembre	6.7	0.7	1.9	4.1	0.5	1.0	3.7	0.3	0.9	1.4	1.3

Tabla 24. Rangos lunares de San Fernando

Datos	X			Y			Z			X+Y	X+Y+Z
	R(L)	E	Razón	R(L)	E	Razón	R(L)	E	Razón	Razón	Razón
Todos	2.3	0.3	1.0	3.4	0.3	1.0	3.1	0.1	1.0	1.0	1.0
D	3.3	0.4	1.4	1.6	0.3	0.5	2.1	0.2	0.7	0.9	0.9
E	2.1	0.5	0.9	4.7	0.4	1.4	4.1	0.3	1.3	1.1	1.2
J	6.0	0.3	2.6	7.1	0.4	2.1	3.8	0.2	1.3	2.3	2.0
Enero	4.0	0.7	1.7	3.0	0.4	0.9	2.5	0.3	0.8	1.3	1.1
Febrero	2.9	0.8	1.3	2.6	0.6	0.8	2.9	0.4	0.9	1.0	1.0
Marzo	3.4	0.7	1.5	5.8	0.6	1.7	4.2	0.5	1.3	1.6	1.5
Abril	3.0	0.9	1.3	6.7	0.7	2.1	4.7	0.4	1.5	1.7	1.6
Mayo	6.5	0.8	2.8	7.6	0.7	2.4	3.2	0.5	1.0	2.6	2.1
Junio	6.7	0.6	2.9	10.2	0.7	1.3	4.7	0.5	1.5	2.1	1.9
Julio	4.2	0.5	1.8	7.6	0.6	2.4	4.5	0.4	1.4	2.1	1.9
Agosto	11.1	0.8	4.8	5.5	0.8	1.7	4.6	0.5	1.5	3.3	2.7
Septiembre	3.8	0.8	1.6	4.2	0.8	1.3	5.1	0.4	1.6	1.5	1.5
Octubre	3	1	1.3	7.6	0.9	3.3	3.4	0.5	1.1	2.3	1.9
Noviembre	2.9	0.8	1.3	2.6	0.6	1.1	1.6	0.3	0.5	1.2	1.0
Diciembre	6.5	0.7	2.8	2.0	0.6	0.9	3.3	0.3	1.1	1.8	1.6

Tabla 25. Rangos lunares del Ebro

Datos	X			Y			Z			X+Y	X+Y+Z
	R(L)	E	Razón	R(L)	E	Razón	R(L)	E	Razón	Razón	Razón
Todos	2.6	0.3	1.0	4.1	0.3	1.0	2.4	0.1	1.0	1.0	1.0
D	3.2	0.5	1.2	2.0	0.3	0.5	1.5	0.1	0.6	0.8	0.8
E	3.3	0.5	1.3	4.8	0.5	1.2	2.6	0.2	1.2	1.2	1.2
J	5.8	0.4	2.2	8.5	0.5	2.1	3.6	0.2	1.5	2.1	1.9
Enero	5.0	0.7	1.9	3.9	0.5	0.9	2.3	0.3	1.0	1.4	1.3
Febrero	3	1	1.1	4.2	0.7	1.0	2.3	0.3	1.0	1.0	1.0
Marzo	6	1	2.3	5.6	0.8	1.4	3.3	0.4	1.4	1.8	1.7
Abril	6	1	2.3	7	1	1.7	2.5	0.5	1.0	2.0	1.7
Mayo	5.7	0.9	2.2	10.6	0.9	2.6	3.9	0.5	1.6	2.4	2.1
Junio	6.9	0.8	2.6	11.6	0.8	2.8	4.6	0.5	1.9	2.7	2.4
Julio	3	1	1.1	9.3	0.8	2.3	5.4	0.5	2.2	1.7	1.9
Agosto	9.6	0.8	3.7	5.9	0.8	1.4	4.5	0.4	1.9	2.5	2.3
Septiembre	5	1	1.9	4.4	0.6	1.1	3.2	0.3	1.3	1.5	1.4
Octubre	2	1	0.8	6.9	0.9	1.7	2.9	0.4	1.2	1.2	1.2
Noviembre	3.3	0.8	1.3	2.1	0.5	0.5	1.4	0.3	0.6	0.9	0.8
Diciembre	5.6	0.7	2.4	2.2	0.4	0.5	1.4	0.2	0.6	1.4	1.2

Tabla 26. Rangos lunares de San Pablo

En las Tablas anteriores se recogen, además de los rangos diarios solares, las razones entre el rango medio de cada uno de los meses de Lloyd y el rango medio anual para las tres componentes del campo geomagnético. Al igual que para los términos solares, se han calculado las razones de X+Y y de X+Y+Z.

Para la componente X, las razones de los rangos son claramente mayores en los meses J en los Observatorios de San Pablo y del Ebro, y similares en los meses E y D. En cambio, en el caso de San Fernando, los rangos son muy parecidos, teniendo en cuenta los errores correspondientes, en los tres meses de Lloyd. Los rangos máximos en los tres Observatorios son semejantes.

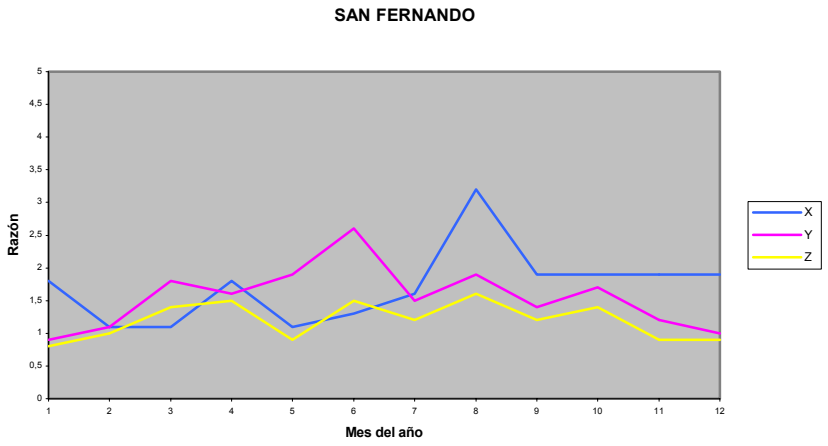
Para la componente Y, las razones son mayores en los meses J y menores en los meses D, presentando los meses E un valor intermedio. Los rangos máximos son muy parecidos en las tres localizaciones.

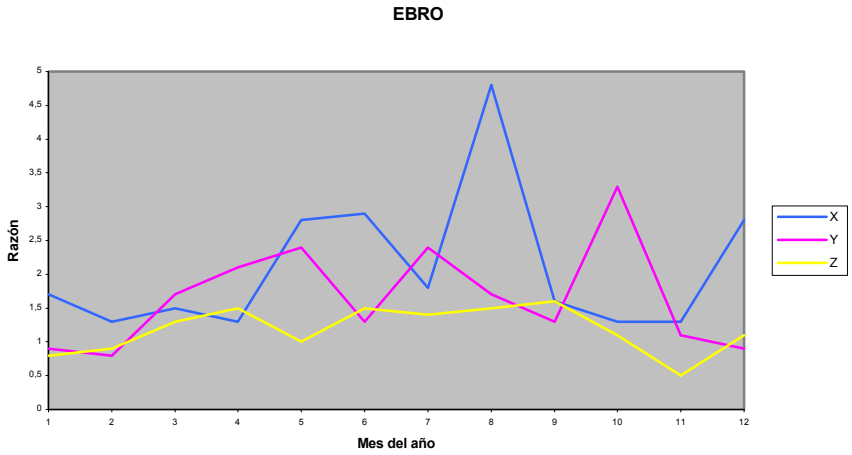
Y, en el caso de la componente Z, las razones máximas aparecen en los meses E en el Ebro, y en los meses J en San Pablo. En San Fernando, los rangos en los meses E y J son similares, y claramente inferior en los meses D. En cuanto a la comparación entre valores en los tres emplazamientos, en esta componente se observa que es San Fernando la estación en que el rango lunar es mayor, seguida del Ebro, y que es San Pablo la que presenta el rango lunar mínimo. La causa de esta diferencia se debe buscar en la variación de los términos lunares con la posición geográfica del Observatorio.

Estos resultados son bastante diferentes de los obtenidos por Huang (1980) y por Shiraki (1977), quienes encontraron que el rango mínimo aparecía en los meses E para todos los elementos, mientras que el rango máximo se producía en Verano para D y Z, pero en Invierno para H. Por otro lado, Gupta y Malin (1972) encontraron que la razón mayor

ocurría generalmente en Verano y la menor en Invierno. Estas diferencias aparecen debido a que la contribución oceánica de los términos lunares varía en función del emplazamiento considerado. Esta contribución oceánica puede presentar en principio (y dependiendo de la situación geográfica) una variación estacional distinta a la contribución ionosférica (que, en principio, será máxima en los meses J). De aquí que los resultados obtenidos por estos autores pueden ser perfectamente diferentes a los hallados en este trabajo.

La Figura 33 muestra las razones de los rangos lunares diarios para las tres componentes del campo en los tres Observatorios españoles. La variación mensual de las razones lunares es, como se puede comprobar a simple vista, bastante más compleja que la de las razones solares. Es la componente Z la que presente una menor variación a lo largo del año en los tres Observatorios. La variación en la componente X es mucho mayor, y, además, dicha variación es muy diferente en los tres emplazamientos, si bien el valor máximo aparece en los tres en el mes de agosto. En cuanto a la componente Y, los valores mínimos aparecen en Invierno en todos los casos. Los valores máximos se presentan en junio en San Fernando y San Pablo, y en octubre en el Ebro.





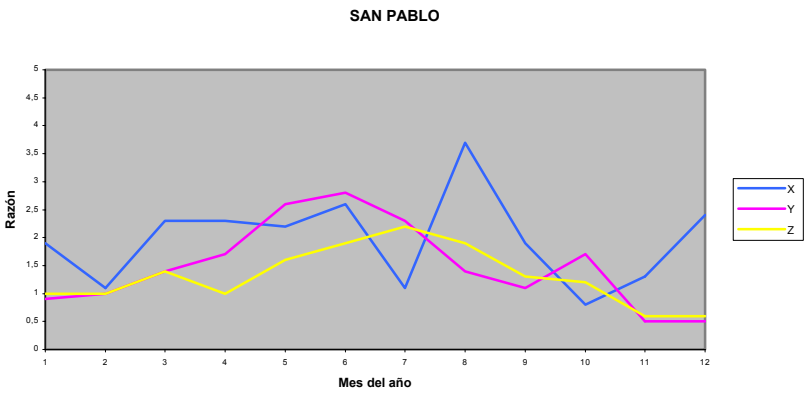


Fig. 33. Razones de los rangos lunares en función del mes del año, para las tres componentes del campo geomagnético y para los tres Observatorios.

4.1.2.1 Contribuciones ionosférica y oceánica

Como ya se ha explicado, la variación lunar diaria contiene contribuciones procedentes de la dinamo ionosférica y de la dinamo oceánica. La dinamo oceánica tiene su origen en el movimiento de marea del mar a través del campo magnético principal de la Tierra. Gracias al Método desarrollado por Malin (1970) ha sido posible obtener las contribuciones ionosférica y oceánica a la variación lunar. Los resultados obtenidos se recogen en las Tablas que aparecen a continuación:

Comp.	Datos	l_2	E_2	λ_2	l_o	E_o	λ_o	l_i	E_i	λ_i
X	Todos(Y)	140	20	79	130	30	84	(20)	20	33
	D	140	20	114	120	40	76	80	30	358
	E	150	30	66	190	50	278	(100)	50	330
	J	180	20	62	100	40	70	80	30	52
	Tranquilo(Y)	130	20	84	150	30	283	(30)	20	314
	Activo(Y)	160	30	73	(100)	50	61	(60)	40	283
Y	Todos(Y)	99	8	274	120	20	58	70	20	1
	D	70	10	303	120	20	77	90	20	45
	E	150	20	274	70	30	41	120	20	303
	J	200	20	271	(60)	40	70	140	40	280
	Tranquilo(Y)	95	9	271	120	20	65	50	20	14
	Activo(Y)	100	20	276	120	40	47	100	30	356
Z	Todos(Y)	146	8	35	120	10	54	50	10	347
	D	110	10	41	120	20	47	(10)	20	283
	E	160	10	39	120	20	63	(60)	70	354
	J	166	9	24	110	20	52	80	20	345
	Tranquilo(Y)	139	8	38	120	10	56	40	10	337
	Activo(Y)	160	10	31	110	20	49	60	20	357

Tabla 27. Contribuciones ionosférica y oceánica de San Fernando

Comp.	Datos	l_2	E_2	λ_2	l_o	E_o	λ_o	l_i	E_i	λ_i
X	Todos(Y)	60	10	64	50	20	62	(10)	20	83
	D	(60)	30	21	70	30	54	90	30	16
	E	(50)	40	78	100	40	72	(70)	40	84
	J	70	20	206	(30)	30	17	120	20	43
	Tranquilo(Y)	50	10	66	(60)	30	75	(10)	20	317
	Activo(Y)	90	30	59	(70)	60	24	(50)	50	289
Y	Todos(Y)	70	10	265	80	20	15	90	20	329
	D	(10)	10	234	70	20	67	60	20	69
	E	80	10	256	110	40	3	120	30	324
	J	100	20	96	(60)	30	344	190	30	290
	Tranquilo(Y)	70	10	259	80	20	17	70	20	325
	Activo(Y)	80	30	282	(100)	50	11	130	40	332
Z	Todos(Y)	109	6	21	70	10	31	40	10	4
	D	68	8	11	80	10	33	30	10	88
	E	(120)	100	23	50	20	41	70	20	11
	J	130	10	24	80	20	27	50	20	20
	Tranquilo(Y)	109	5	20	70	10	27	40	10	7
	Activo(Y)	110	10	24	70	30	44	50	20	353

Tabla 28. Contribuciones ionosférica y oceánica del Ebro

Comp.	Datos	l_2	E_2	λ_2	l_o	E_o	λ_o	l_i	E_i	λ_i
X	Todos(Y)	50	10	62	(40)	20	90	(30)	20	3
	D	50	20	169	(50)	40	35	90	30	10
	E	(40)	20	31	90	40	80	(70)	40	289
	J	110	20	52	(60)	30	344	150	30	28
	Tranquilo(Y)	50	10	61	50	20	272	(30)	20	0
	Activo(Y)	260	50	255	(80)	90	345	270	80	273
Y	Todos(Y)	90	20	253	100	20	29	70	20	335
	D	(20)	10	213	100	20	13	80	20	6
	E	110	30	267	100	40	67	(40)	30	322
	J	190	30	269	(80)	40	346	220	30	291
	Tranquilo(Y)	90	20	254	100	20	30	70	20	331
	Activo(Y)	(90)	50	121	300	100	17	300	100	36
Z	Todos(Y)	65	5	11	33	9	29	30	8	354
	D	45	6	24	40	10	60	30	9	323
	E	61	9	18	(40)	20	4	(20)	20	42
	J	90	10	1	(30)	20	21	70	20	355
	Tranquilo(Y)	65	4	11	30	10	27	30	10	357
	Activo(Y)	(40)	20	30	(40)	40	74	(30)	40	326

Tabla 29. Contribuciones ionosférica y oceánica de San Pablo

Primeramente los datos han sido analizados en conjunto, y a continuación se analizaron separadamente para cada uno de los meses de Lloyd. A su vez, se analizaron los datos separándolos en dos grupos, correspondientes a periodos de actividad y de tranquilidad solar. Las Tablas recogen las amplitudes, errores y ángulos de fase de la contribución oceánica (l_o, E_o, λ_o) y de la ionosférica (l_i, E_i, λ_i), además de las del armónico lunar semidiurno, correspondientes a cada una de las divisiones antes señaladas. Las amplitudes y los errores vienen expresados en centésimas de nanoTesla. Los ángulos de fase aparecen en grados.

A partir de estos resultados se construyen las correspondientes gráficas diarias de las contribuciones ionosférica y oceánica, para poder visualizar de forma adecuada las diferencias existentes entre las representaciones de los distintos meses de Lloyd, y entre los tres emplazamientos. Las gráficas diarias se recogen en el Apéndice 1.

A continuación se presentan por separado las características encontradas para cada una de las contribuciones:

- Contribución ionosférica: A priori, y sabiendo que la contribución ionosférica depende de la radiación solar, se espera que, para toda componente, las amplitudes sean mayores en los meses J y menores en los meses D. Los resultados aquí obtenidos van a verificar lo esperado teóricamente.
    1. Componente X: Lo primero que sorprende al observar los gráficos correspondientes es el hecho de que las amplitudes obtenidas al analizar todos los datos en conjunto sean prácticamente nulas, cosa que no sucede al dividirlos en los meses de Lloyd. Este comportamiento aparece en los tres observatorios, y no se ha podido encontrar ninguna explicación al mismo. Por otro lado puede apreciarse cierto aumento (pero muy pequeño) en la amplitud desde los meses D a los J en los tres observatorios, resultado perfectamente admisible. Las amplitudes en los tres emplazamientos son, en general, muy parecidas. El valor máximo aparece en San Pablo en los meses J.
    2. Componente Y: Las diferencias estacionales son más marcadas que en el caso anterior, alcanzando el valor máximo en los meses J. Los resultados obtenidos en los tres Observatorios son muy parecidos. No debe prestarse atención a la gráfica en San Pablo para los meses E, puesto que el valor de la amplitud en ese periodo no es estadísticamente significativo.
    3. Componente Z: También aquí se encuentran variaciones estacionales, con la diferencia de que, en este caso, las amplitudes de los meses E y J son muy parecidas, y siempre mucho mayores que las de los meses D. Tampoco aquí debe prestarse atención a la gráfica en San Pablo para los meses E, puesto que el valor de la amplitud en ese periodo no es estadísticamente significativo.
- Contribución oceánica: Teóricamente, la variación estacional en la contribución oceánica debe ser menor a la de la contribución ionosférica. Los resultados encontrados en este análisis son los siguientes:
    1. Componente X: Las gráficas obtenidas para esta componente muestran que no hay una clara dependencia estacional de las amplitudes observadas. En el caso de San Fernando, aunque en los meses E las amplitudes son mayores, las amplitudes en los meses J y en los meses D son muy similares, no

apareciendo así un aumento en la amplitud con el aumento de radiación. En el Ebro las amplitudes no varían significativamente a lo largo del año. Para San Pablo, el único resultado significativo es el de los meses E, con lo que nada se puede afirmar acerca de la posible variación estacional allí. Es importante señalar que las amplitudes en San Fernando son mayores que en los otros dos casos.

2. Componente Y: Los resultados obtenidos para los meses J no son estadísticamente significativos, con lo cual se prescindirá de ellos a la hora de extraer conclusiones. La variación en amplitud entre los meses D y E es diferente en cada Observatorio: En San Fernando, la amplitud disminuye, en el Ebro aumenta y en San Pablo es prácticamente igual. Ninguno de los emplazamientos muestra una amplitud claramente superior al resto en toda estación.
3. Componente Z: Es en esta componente donde se observa más claramente la falta de dependencia de la contribución oceánica con la época del año. Las gráficas obtenidas para cada emplazamiento son casi iguales para todos los meses de Lloyd. Y es interesante destacar que la amplitud en San Fernando es marcadamente superior, seguida de la del Ebro, siendo San Pablo el Observatorio que presenta los valores más bajos. Asimismo, las fases en todas las gráficas son muy similares.

4.2 Variaciones debidas al ciclo solar

A fin de analizar la influencia de la actividad solar en las variaciones solares y lunares diarias, los valores horarios del campo geomagnético se separan en dos grupos, uno activo y otro tranquilo, como ya se señaló en la sección de Metodología. Las medias de los números de manchas solares, para los periodos activo y tranquilo, en cada uno de los Observatorios y para los registros disponibles son:

Ebro: 1995-1998

Periodo Activo: $\overline{R} = 68.1$

Periodo Tranquilo: $\overline{R} = 16.0$

San Fernando: 1995-1999

Periodo Activo: $\overline{R} = 81.2$

Periodo Tranquilo: $\overline{R} = 16.0$

San Pablo: 1994-1996

Periodo Activo: $\overline{R} = 57.8$

Periodo Tranquilo: $\overline{R} = 17.8$

4.2.1 Términos solares

Las componentes solares para cada elemento, determinadas a partir de los periodos activo y tranquilo, se muestran en las nueve Tablas siguientes. Las letras Y, D, E y J, que

aparecen entre paréntesis en las mismas, significan que los armónicos han sido determinados utilizando todos los datos, o los datos de los meses D, o los de los meses E, o los de los meses J, respectivamente, dentro del periodo de actividad solar indicado como Tranquilo o Activo. Los resultados correspondientes a las amplitudes y sus errores vienen expresados en nanoTeslas. Los ángulos de fase vienen dados en grados.

Datos	NºDías	s_1	E_1	σ_1	s_2	E_2	σ_2	s_3	E_3	σ_3	s_4	E_4	σ_4
Todos(Y)	1826	4.3	0.2	334	2.3	0.2	139	1.85	0.06	270	1.25	0.06	84
Tranquilo(Y)	1125	4.1	0.2	342	2.0	0.2	155	1.3	0.1	272	1.03	0.08	79
Tranquilo(D)	420	5.6	0.3	348	3.2	0.2	228	0.9	0.1	111	0.9	0.1	21
Tranquilo(E)	336	5.2	0.6	330	3.7	0.4	139	1.7	0.1	295	0.8	0.1	110
Tranquilo(J)	369	1.8	0.3	344	3.4	0.2	105	3.7	0.1	271	1.9	0.1	96
Activo(Y)	701	4.6	0.3	322	3.1	0.3	122	2.7	0.2	268	1.64	0.09	89
Activo(D)	181	6.6	0.5	356	3.7	0.4	215	(0.3)	0.3	108	1.2	0.2	77
Activo(E)	274	4.6	0.4	322	4.2	0.4	110	3.0	0.2	268	1.5	0.1	79
Activo(J)	246	4.9	0.5	287	5.2	0.4	97	4.7	0.2	268	2.1	0.1	100

Tabla 30. Términos solares de la Componente X de San Fernando

Datos	NºDías	s_1	E_1	σ_1	s_2	E_2	σ_2	s_3	E_3	σ_3	s_4	E_4	σ_4
Todos(Y)	1826	10.5	0.2	48	7.75	0.08	219	4.30	0.06	67	1.51	0.04	269
Tranquilo(Y)	1125	9.8	0.2	49	7.18	0.08	219	4.08	0.05	69	1.42	0.04	267
Tranquilo(D)	420	6.1	0.1	74	5.3	0.1	194	3.23	0.08	53	2.00	0.06	246
Tranquilo(E)	336	10.7	0.3	49	8.2	0.2	221	5.3	0.2	62	2.2	0.1	267
Tranquilo(J)	369	15.8	0.2	34	10.4	0.2	236	4.9	0.2	90	1.03	0.09	352
Activo(Y)	701	11.8	0.2	46	8.8	0.2	218	4.7	0.1	65	1.66	0.08	271
Activo(D)	181	7.7	0.3	55	7.0	0.2	187	3.8	0.1	45	2.4	0.1	253
Activo(E)	274	12.6	0.4	51	9.1	0.3	225	5.6	0.2	64	2.5	0.1	272
Activo(J)	246	17.8	0.6	34	13.5	0.3	237	5.6	0.2	87	1.4	0.1	33

Tabla 31. Términos solares de la Componente Y de San Fernando

Datos	NºDías	s_1	E_1	σ_1	s_2	E_2	σ_2	s_3	E_3	σ_3	s_4	E_4	σ_4
Todos(Y)	1826	7.1	0.1	99	6.30	0.07	276	2.55	0.04	115	0.54	0.03	338
Tranquilo(Y)	1125	6.2	0.1	102	5.67	0.07	277	2.41	0.06	116	0.56	0.04	328
Tranquilo(D)	420	3.9	0.1	109	4.1	0.1	272	2.18	0.07	113	1.13	0.06	301
Tranquilo(E)	336	6.9	0.2	101	6.3	0.1	272	3.2	0.1	108	1.23	0.08	317
Tranquilo(J)	369	8.4	0.1	99	7.0	0.1	283	2.03	0.09	130	0.93	0.05	90
Activo(Y)	701	8.5	0.1	97	7.2	0.1	275	2.76	0.06	114	0.53	0.06	353
Activo(D)	181	6.3	0.2	99	5.5	0.1	262	2.77	0.09	102	1.54	0.05	290
Activo(E)	274	7.9	0.3	96	6.7	0.1	272	3.29	0.09	111	1.34	0.07	331
Activo(J)	246	10.7	0.3	98	9.3	0.1	284	2.3	0.1	130	1.7	0.1	98

Tabla 32. Términos solares de la Componente Z de San Fernando

Datos	NºDías	s_1	E_1	σ_1	s_2	E_2	σ_2	s_3	E_3	σ_3	s_4	E_4	σ_4
Todos(Y)	1461	1.4	0.2	1	0.9	0.1	64	2.21	0.07	227	1.22	0.05	64
Tranquilo(Y)	1125	1.6	0.2	358	0.5	0.1	87	1.81	0.08	224	1.06	0.05	63
Tranquilo(D)	420	4.5	0.2	340	2.6	0.2	234	1.4	0.1	133	0.9	0.1	0
Tranquilo(E)	336	2.1	0.4	347	1.3	0.3	103	1.9	0.1	224	1.2	0.1	62
Tranquilo(J)	369	2.3	0.2	126	3.2	0.1	55	3.92	0.09	247	1.84	0.09	90
Activo(Y)	336	(0.6)	0.5	22	2.7	0.3	49	3.6	0.1	231	1.7	0.1	66
Activo(D)	61	4.8	0.9	8	1.8	0.4	234	1.7	0.3	185	1.3	0.3	45
Activo(E)	152	1.1	0.5	336	2.9	0.3	56	(0.4)	0.2	229	1.8	0.2	47
Activo(J)	123	2.5	0.6	156	(0.5)	0.3	44	(0.5)	0.3	242	2.3	0.2	91

Tabla 33. Términos solares de la Componente X del Ebro

Datos	NºDías	s_1	E_1	σ_1	s_2	E_2	σ_2	s_3	E_3	σ_3	s_4	E_4	σ_4
Todos(Y)	1461	10.6	0.1	44	8.2	0.1	221	4.23	0.06	68	1.29	0.04	262
Tranquilo(Y)	1125	10.0	0.1	45	7.7	0.1	219	4.07	0.07	68	1.31	0.04	260
Tranquilo(D)	420	5.9	0.1	73	5.2	0.1	195	2.93	0.06	58	1.84	0.04	244
Tranquilo(E)	336	10.8	0.3	45	8.7	0.2	217	5.4	0.2	60	2.28	0.09	263
Tranquilo(J)	369	17.6	0.5	34	13.9	0.4	237	5.2	0.2	78	1.0	0.2	52
Activo(Y)	336	13.2	0.3	42	10.4	0.3	226	4.9	0.2	67	1.2	0.1	269
Activo(D)	61	7.2	0.6	58	7.1	0.4	198	3.9	0.3	58	2.3	0.2	266
Activo(E)	152	12.8	0.4	45	9.7	0.4	223	5.5	0.2	62	2.5	0.2	258
Activo(J)	123	15.4	0.2	33	10.8	0.2	234	4.7	0.1	83	0.48	0.06	347

Tabla 34. Términos solares de la Componente Y del Ebro

Datos	NºDías	s_1	E_1	σ_1	s_2	E_2	σ_2	s_3	E_3	σ_3	s_4	E_4	σ_4
Todos(Y)	1461	5.99	0.09	97	4.03	0.05	274	1.59	0.04	109	0.25	0.04	37
Tranquilo(Y)	1125	5.72	0.09	98	3.77	0.05	276	1.70	0.05	110	0.25	0.04	21
Tranquilo(D)	420	3.3	0.1	104	2.56	0.08	284	1.57	0.05	123	0.71	0.05	336
Tranquilo(E)	336	6.4	0.2	96	4.5	0.1	102	0.26	0.08	102	0.74	0.08	333
Tranquilo(J)	369	7.8	0.2	96	4.5	0.1	277	1.14	0.07	105	1.10	0.06	124
Activo(Y)	336	6.9	0.2	96	4.9	0.1	270	1.23	0.06	106	0.35	0.07	79
Activo(D)	61	4.8	0.4	102	3.4	0.2	263	1.3	0.2	115	0.9	0.1	314
Activo(E)	152	6.3	0.3	92	4.39	0.09	104	1.64	0.09	104	0.81	0.08	353
Activo(J)	123	8.7	0.3	98	6.4	0.1	276	0.7	0.2	104	1.8	0.1	129

Tabla 35. Términos solares de la Componente Z del Ebro

Datos	NºDías	s_1	E_1	σ_1	s_2	E_2	σ_2	s_3	E_3	σ_3	s_4	E_4	σ_4
Todos(Y)	1065	2.4	0.2	12	0.9	0.1	141	1.5	0.09	243	1.08	0.06	76
Tranquilo(Y)	1034	2.4	0.2	12	0.98	0.09	136	1.59	0.09	244	1.09	0.06	78
Tranquilo(D)	330	5.3	0.3	355	3.4	0.2	224	1.2	0.1	103	0.5	0.1	349
Tranquilo(E)	366	2.3	0.3	350	1.6	0.2	116	1.8	0.2	245	1.3	0.1	80
Tranquilo(J)	338	2.1	0.2	99	2.9	0.2	72	3.7	0.1	255	1.9	0.1	92
Activo(Y)	31	5.3	0.6	13	3.4	0.4	238	2.0	0.4	120	2.0	0.3	4.8
Activo(D)	31	5.3	0.6	13	3.4	0.4	238	2.0	0.4	120	2.0	0.3	4.8
Activo(E)	0												
Activo(J)	0												

Tabla 36. Términos solares de la Componente X de San Pablo

Datos	NºDías	s_1	E_1	σ_1	s_2	E_2	σ_2	s_3	E_3	σ_3	s_4	E_4	σ_4
Todos(Y)	1065	10.2	0.1	50	8.0	0.1	219	4.26	0.07	68	1.32	0.05	264
Tranquilo(Y)	1034	10.4	0.1	49	8.1	0.1	220	4.32	0.07	68	1.32	0.05	265
Tranquilo(D)	330	6.0	0.1	78	5.8	0.1	191	3.15	0.07	50	1.83	0.07	237
Tranquilo(E)	366	11.3	0.2	50	8.6	0.2	221	5.6	0.2	64	2.27	0.09	270
Tranquilo(J)	338	16.1	0.2	36	1.2	0.3	236	5.0	0.1	88	0.78	0.06	356
Activo(Y)	31	6.8	0.8	89	5.1	0.5	185	2.6	0.3	49	1.6	0.3	244
Activo(D)	31	6.8	0.8	89	5.1	0.5	185	2.6	0.3	49	1.6	0.3	244
Activo(E)	0												
Activo(J)	0												

Tabla 37. Términos solares de la Componente Y de San Pablo

Datos	NºDías	s_1	E_1	σ_1	s_2	E_2	σ_2	s_3	E_3	σ_3	s_4	E_4	σ_4
Todos(Y)	1065	5.93	0.06	102	4.47	0.04	267	2.19	0.03	101	0.58	0.02	296
Tranquilo(Y)	1034	6.01	0.06	101	4.55	0.04	267	2.23	0.03	102	0.58	0.02	297
Tranquilo(D)	330	3.78	0.07	120	2.51	0.06	265	1.57	0.04	101	0.84	0.03	280
Tranquilo(E)	366	6.4	0.1	100	5.00	0.09	264	2.92	0.06	99	1.16	0.03	304
Tranquilo(J)	338	8.0	0.1	94	6.06	0.09	271	2.13	0.07	106	0.27	0.04	101
Activo(Y)	31	3.8	0.3	129	1.9	0.2	261	0.9	0.1	87	0.5	0.1	262
Activo(D)	31	3.8	0.3	129	1.9	0.2	261	0.9	0.1	87	0.5	0.1	262
Activo(E)	0												
Activo(J)	0												

Tabla 38. Términos solares de la Componente Z de San Pablo

Dada la no existencia, dentro de los datos disponibles para el Observatorio de San Pablo, de registros correspondientes a periodos activos en los meses E y J, no se cuenta con resultados para las fases solares (ni, como se verá, para las lunares) en estas condiciones.

Este es el motivo por el que en las Tablas correspondientes a San Pablo, los recuadros "Activo(E)" y "Activo(J)" aparecen vacíos.

En general, puede observarse, para todos los elementos, un aumento en las amplitudes de los armónicos al aumentar la actividad solar. En ciertas ocasiones, los errores en las amplitudes hacen imposible afirmar que exista un aumento significativo de dicha amplitud. Así mismo, los resultados obtenidos para el Observatorio de San Pablo no son concluyentes, puesto que los armónicos del periodo activo, como se puede ver en las Tablas, han sido calculados a partir de un registro de solamente 31 días, registro excesivamente corto para poder extraer deducciones aceptables.

Parece no existir una clara relación entre la variación del ángulo de fase y el aumento de actividad solar: Para un mismo elemento, dependiendo del emplazamiento seleccionado, el ángulo de fase puede experimentar una deriva en un sentido, o bien en el otro, o no experimentar una variación significativa en esta magnitud.

Claramente se puede afirmar que para realizar un estudio en profundidad de la influencia sobre las variaciones solares (y lunares) diarias del campo magnético de la actividad solar es necesario contar con registros de mayor longitud temporal, al menos de 11 años (correspondiente a la duración del ciclo solar). Los registros con que se ha contado en este trabajo tienen una longitud, a lo sumo, de 5 años (y una longitud mínima, en el caso de San Pablo, de 3 años), estando todos ellos dentro del periodo de mínima actividad solar del ciclo. Con lo cual resulta imposible extraer ninguna conclusión válida más de los resultados obtenidos.

A continuación se presentan en una serie de Tablas los rangos solares y las razones de los mismos, en una forma semejante a como se mostraron los resultados de los rangos estacionales.

	X			Y			Z			X+Y	X+Y+Z
Datos	R(S)	r	Razón	R(S)	r	Razón	R(S)	r	Razón	Razón	Razón
Todos	14.1	0.3	1.0	35.9	0.3	1.0	22.0	0.1	1.0	1.0	1.0
Tranquilo(Y)	12.0	0.4	0.8	33.4	0.3	0.9	19.9	0.2	0.9	0.8	0.9
Tranquilo(D)	15.3	0.4	1.1	22.3	0.2	0.6	14.6	0.2	0.7	0.8	0.8
Tranquilo(E)	17.4	0.8	1.2	39.3	0.5	1.1	22.8	0.3	1.0	1.1	1.1
Tranquilo(J)	17.5	0.4	1.2	50.0	0.4	1.4	24.5	0.2	1.1	1.3	1.2
Activo(Y)	18.0	0.5	1.3	40.0	0.4	1.1	25.4	0.2	1.1	1.2	1.2
Activo(D)	19.1	0.8	1.4	28.7	0.4	0.8	21.7	0.3	1.0	1.1	1.4
Activo(E)	20.4	0.7	1.4	43.9	0.6	1.2	24.9	0.4	1.1	1.3	1.2
Activo(J)	24.3	0.7	1.7	60.0	0.8	1.7	32.0	0.4	1.4	1.7	1.6

Tabla 39. Rangos solares de San Fernando

Datos	X			Y			Z			X+Y	X+Y+Z
	R(S)	r	Razón	R(S)	r	Razón	R(S)	r	Razón	Razón	Razón
Todos	7.8	0.1	1.0	36.9	0.2	1.0	15.7	0.1	1.0	1.0	1.0
Tranquilo(Y)	7.1	0.3	0.9	34.9	0.2	0.9	15.0	0.1	0.9	0.9	0.9
Tranquilo(D)	12.5	0.4	1.6	21.6	0.2	0.6	10.5	0.2	0.7	1.1	0.9
Tranquilo(E)	9.1	0.6	1.2	40.8	0.5	1.1	18.2	0.3	1.2	1.1	1.1
Tranquilo(J)	15.9	0.3	2.0	49.8	0.8	1.3	18.4	0.3	1.2	1.7	1.5
Activo(Y)	13.8	0.7	1.8	45.6	0.6	1.2	18.5	0.3	1.2	1.5	1.4
Activo(D)	14.9	0.9	1.9	28.7	0.9	0.8	14.7	0.5	0.9	1.3	1.2
Activo(E)	14.7	0.7	1.9	45.7	0.7	1.2	17.4	0.4	1.1	1.6	1.4
Activo(J)	23.4	0.3	3.0	59.8	0.4	1.6	23.0	0.4	1.5	2.3	2.0

Tabla 40. Rangos solares del Ebro

Datos	X			Y			Z			X+Y	X+Y+Z
	R(S)	r	Razón	R(S)	r	Razón	R(S)	r	Razón	Razón	Razón
Todos	8.9	0.3	1.0	35.5	0.2	1.0	17.7	0.1	1.0	1.0	1.0
Tranquilo(Y)	8.7	0.3	1.0	36.2	0.2	1.0	18.0	0.1	1.0	1.0	1.0
Tranquilo(D)	14.8	0.4	1.7	23.0	0.2	0.6	11.9	0.1	0.7	0.6	1.0
Tranquilo(E)	10.4	0.5	1.2	41.4	0.4	1.2	20.4	0.2	1.1	1.2	1.2
Tranquilo(J)	14.4	0.4	1.6	52.8	0.4	1.5	22.1	0.2	1.2	1.5	1.4
Activo(Y)	17	1	2.0	23	1	0.6	10.2	0.4	0.6	1.3	1.1
Activo(D)	17	1	2.0	23	1	0.6	10.2	0.4	0.6	1.3	1.1
Activo(E)											
Activo(J)											

Tabla 41. Rangos solares de San Pablo

Como era de esperar, los rangos mayores se obtienen, para toda época del año, en los periodos de actividad solar. La única excepción aparece en San Pablo, pero, como ya se señaló, este resultado no es representativo. Dentro de cada periodo de actividad, los rangos aumentan desde los meses D hasta los meses J, donde se alcanzan los valores más altos, siendo este resultado consistente con el ya visto en el análisis estacional.

4.2.2 Términos lunares

Las componentes lunares para cada elemento, determinadas a partir de los periodos activo y tranquilo, se muestran en las nueve Tablas siguientes. El formato de las tablas es igual al empleado con los términos solares. Las amplitudes y sus errores vienen expresadas en nanoTeslas. Los ángulos de fase aparecen en grados.

Datos	NºDías	l_1	E_1	λ_1	l_2	E_2	λ_2	l_3	E_3	λ_3	l_4	E_4	λ_4
Todos(Y)	1826	(0.1)	0.2	154	1.4	0.2	79	0.21	0.07	264	(0.07)	0.06	75
Tranquilo(Y)	1125	(0.3)	0.2	119	1.3	0.2	84	(0.1)	0.1	251	(0.08)	0.08	103
Tranquilo(D)	420	(0.6)	0.3	3	1.2	0.2	123	0.4	0.1	2	(0.1)	0.1	197
Tranquilo(E)	336	(1.2)	0.6	131	1.5	0.4	74	0.5	0.2	179	(0.2)	0.1	61
Tranquilo(J)	369	0.7	0.3	191	2.0	0.2	67	0.5	0.1	256	0.2	0.1	125
Activo(Y)	701	(0.3)	0.3	259	1.6	0.3	73	(0.4)	0.2	274	(0.08)	0.09	38
Activo(D)	181	(0.5)	0.5	31	1.7	0.4	101	(0.5)	0.3	299	(0.1)	0.2	136
Activo(E)	274	(0.7)	0.5	204	1.7	0.4	61	(0.3)	0.2	229	0.4	0.1	33
Activo(J)	246	(0.3)	0.5	269	1.5	0.4	48	0.5	0.2	243	(0.1)	0.2	311

Tabla 42. Términos lunares de la Componente X de San Fernando

Datos	NºDías	l_1	E_1	λ_1	l_2	E_2	λ_2	l_3	E_3	λ_3	l_4	E_4	λ_4
Todos(Y)	1826	0.6	0.2	189	0.99	0.08	274	0.27	0.06	128	0.17	0.04	309
Tranquilo(Y)	1125	0.5	0.2	206	0.95	0.09	271	0.27	0.06	126	0.16	0.05	315
Tranquilo(D)	420	(0.3)	0.2	210	0.5	0.1	293	0.20	0.08	232	(0.05)	0.06	22
Tranquilo(E)	336	(0.5)	0.3	158	1.5	0.2	285	0.6	0.2	159	0.4	0.1	349
Tranquilo(J)	369	0.8	0.2	99	2.1	0.2	270	0.9	0.2	102	0.1	0.1	231
Activo(Y)	701	0.9	0.3	175	1.0	0.2	276	(0.2)	0.1	123	0.20	0.08	296
Activo(D)	181	1.7	0.3	223	1.0	0.2	311	(0.2)	0.1	218	(0.2)	0.1	349
Activo(E)	274	1.5	0.4	111	1.5	0.3	264	0.6	0.2	108	(0.2)	0.1	318
Activo(J)	246	(1.0)	0.7	28	2.1	0.3	259	0.8	0.3	114	(0.1)	0.1	349

Tabla 43. Términos lunares de la Componente Y de San Fernando

Datos	NºDías	l_1	E_1	λ_1	l_2	E_2	λ_2	l_3	E_3	λ_3	l_4	E_4	λ_4
Todos(Y)	1826	(0.2)	0.1	169	1.46	0.08	35	0.34	0.04	181	0.11	0.03	56
Tranquilo(Y)	1125	(0.1)	0.1	157	1.39	0.08	38	0.34	0.06	173	0.11	0.04	46
Tranquilo(D)	420	0.3	0.1	103	1.1	0.1	43	(0.11)	0.07	111	(0.08)	0.06	97
Tranquilo(E)	336	(0.2)	0.2	197	1.5	0.1	46	0.4	0.1	200	0.18	0.08	35
Tranquilo(J)	369	(0.2)	0.1	187	1.7	0.1	28	0.60	0.09	166	(0.04)	0.05	43
Activo(Y)	701	(0.3)	0.2	178	1.6	0.1	31	0.35	0.06	193	(0.12)	0.06	67
Activo(D)	181	(0.4)	0.2	293	1.3	0.1	54	(0.2)	0.1	350	(0.04)	0.05	96
Activo(E)	274	(0.4)	0.3	190	1.8	0.1	34	0.6	0.1	197	0.26	0.07	42
Activo(J)	246	(0.6)	0.3	134	1.5	0.1	17	0.5	0.1	173	(0.1)	0.1	40

Tabla 44. Términos lunares de la Componente Z de San Fernando

Datos	NºDías	l_1	E_1	λ_1	l_2	E_2	λ_2	l_3	E_3	λ_3	l_4	E_4	λ_4
Todos(Y)	1461	(0.1)	0.2	112	0.6	0.1	64	(0.30)	0.07	282	0.17	0.05	104
Tranquilo(Y)	1125	(0.1)	0.2	115	0.5	0.1	66	0.20	0.08	265	0.17	0.06	85
Tranquilo(D)	420	(0.5)	0.3	8	(0.4)	0.2	162	(0.1)	0.1	338	(0.1)	0.1	44
Tranquilo(E)	336	(0.7)	0.5	65	(0.3)	0.3	69	(0.1)	0.1	98	(0.2)	0.1	101
Tranquilo(J)	369	0.7	0.2	200	1.4	0.1	43	0.63	0.09	246	0.2	0.1	87
Activo(Y)	336	(0.1)	0.5	297	0.9	0.3	59	0.6	0.1	302	0.3	0.1	147
Activo(D)	61	(2)	1	36	1.8	0.4	134	1.3	0.3	336	0.8	0.3	132
Activo(E)	152	(0.3)	0.5	200	(0.8)	0.4	47	0.4	0.2	297	(0.2)	0.2	115
Activo(J)	123	(0.6)	0.6	227	1.9	0.3	23	1.0	0.3	257	2.0	0.2	227

Tabla 45. Términos lunares de la Componente X del Ebro

Datos	NºDías	l_1	E_1	λ_1	l_2	E_2	λ_2	l_3	E_3	λ_3	l_4	E_4	λ_4
Todos(Y)	1461	0.6	0.2	151	0.7	0.1	265	0.32	0.07	131	(0.08)	0.04	284
Tranquilo(Y)	1125	0.5	0.2	156	0.7	0.1	259	0.37	0.07	119	(0.08)	0.05	286
Tranquilo(D)	420	(0.3)	0.2	230	(0.2)	0.1	211	(0.06)	0.07	14	(0.02)	0.04	204
Tranquilo(E)	336	0.9	0.3	146	0.7	0.2	252	(0.3)	0.2	163	(0.2)	0.1	318
Tranquilo(J)	369	0.9	0.2	103	1.6	0.2	273	0.9	0.1	111	(0.11)	0.07	217
Activo(Y)	336	1.1	0.3	138	0.8	0.3	282	(0.3)	0.2	191	(0.1)	0.1	279
Activo(D)	61	2.0	0.7	244	0.9	0.4	352	1.0	0.3	283	(0.2)	0.2	163
Activo(E)	152	1.8	0.5	120	1.1	0.4	271	(0.2)	0.3	149	(0.1)	0.2	13
Activo(J)	123	1.4	0.6	69	1.7	0.4	257	1.0	0.2	147	(0.1)	0.2	354

Tabla 46. Términos lunares de la Componente Y del Ebro

Datos	NºDías	l_1	E_1	λ_1	l_2	E_2	λ_2	l_3	E_3	λ_3	l_4	E_4	λ_4
Todos(Y)	1461	(0.2)	0.1	186	1.09	0.06	21	0.18	0.04	193	(0.04)	0.04	107
Tranquilo(Y)	1125	(0.2)	0.1	200	1.09	0.05	20	0.23	0.05	183	(0.04)	0.04	55
Tranquilo(D)	420	(0.2)	0.1	106	0.73	0.08	14	(0.09)	0.05	87	(0.01)	0.06	212
Tranquilo(E)	336	(0.4)	0.2	196	1.1	0.1	21	0.34	0.09	194	(0.04)	0.08	51
Tranquilo(J)	369	(0.3)	0.2	235	1.4	0.1	23	0.33	0.71	193	(0.07)	0.06	95
Activo(Y)	336	(0.4)	0.2	151	1.1	0.1	24	0.16	0.06	268	(0.14)	0.07	163
Activo(D)	61	(0.3)	0.4	61	0.5	0.2	341	0.7	0.2	43	0.3	0.1	189
Activo(E)	152	(0.6)	0.3	174	1.3	0.2	27	0.35	0.09	251	0.18	0.08	109
Activo(J)	123	(0.4)	0.3	108	1.2	0.1	27	(0.3)	0.2	245	(0.1)	0.1	167

Tabla 47. Términos lunares de la Componente Z del Ebro

Datos	NºDías	l_1	E_1	λ_1	l_2	E_2	λ_2	l_3	E_3	λ_3	l_4	E_4	λ_4
Todos(Y)	1065	(0.3)	0.2	138	0.5	0.1	62	0.3	0.1	260	(0.10)	0.06	90
Tranquilo(Y)	1034	(0.3)	0.2	138	0.5	0.1	61	0.3	0.1	257	0.15	0.06	86
Tranquilo(D)	330	0.7	0.3	13	0.5	0.2	151	0.3	0.1	327	(0.1)	0.1	132
Tranquilo(E)	366	(0.6)	0.3	103	(0.4)	0.2	31	(0.3)	0.2	213	0.3	0.1	58
Tranquilo(J)	338	1.1	0.2	195	1.1	0.2	254	0.5	0.1	254	(0.1)	0.1	130
Activo(Y)	31	2.1	0.7	105	2.6	0.5	255	(0.5)	0.4	88	(0.4)	0.3	28
Activo(D)	31	2.1	0.7	105	2.6	0.5	255	(0.5)	0.4	88	(0.4)	0.3	28
Activo(E)	0												
Activo(J)	0												

Tabla 48. Términos lunares de la Componente X de San Pablo

Datos	NºDías	l_1	E_1	λ_1	l_2	E_2	λ_2	l_3	E_3	λ_3	l_4	E_4	λ_4
Todos(Y)	1065	0.6	0.1	179	0.9	0.2	253	0.44	0.07	108	0.13	0.05	301
Tranquilo(Y)	1034	0.6	0.2	176	0.9	0.2	254	0.46	0.07	109	0.15	0.05	310
Tranquilo(D)	330	0.5	0.2	183	(0.2)	0.1	225	0.18	0.08	153	(0.02)	0.07	318
Tranquilo(E)	366	(0.3)	0.3	185	1.1	0.3	267	0.6	0.2	118	0.3	0.1	320
Tranquilo(J)	338	1.4	0.3	114	1.9	0.3	269	0.8	0.1	100	(0.06)	0.07	179
Activo(Y)	31	2.0	0.9	217	(0.9)	0.5	121	(0.5)	0.3	332	0.9	0.3	184
Activo(D)	31	2.0	0.9	217	(0.9)	0.5	121	(0.5)	0.3	332	0.9	0.3	184
Activo(E)	0												
Activo(J)	0												

Tabla 49. Términos lunares de la Componente Y de San Pablo

Datos	NºDías	l_1	E_1	λ_1	l_2	E_2	λ_2	l_3	E_3	λ_3	l_4	E_4	λ_4
Todos(Y)	1065	0.18	0.07	209	0.65	0.05	11	0.30	0.03	159	0.10	0.02	16
Tranquilo(Y)	1034	0.18	0.07	214	0.65	0.04	11	0.30	0.03	161	0.10	0.02	18
Tranquilo(D)	330	(0.15)	0.08	151	0.46	0.07	24	0.12	0.04	130	(0.01)	0.03	221
Tranquilo(E)	366	(0.2)	0.2	248	0.61	0.09	18	0.28	0.06	170	0.18	0.03	356
Tranquilo(J)	338	0.3	0.1	208	0.9	0.1	1	0.48	0.07	161	(0.08)	0.05	55
Activo(Y)	31	(0.4)	0.4	187	(0.4)	0.2	30	0.3	0.1	63	(0.1)	0.1	272
Activo(D)	31	(0.4)	0.4	187	(0.4)	0.2	30	0.3	0.1	63	(0.1)	0.1	272
Activo(E)	0												
Activo(J)	0												

Tabla 50. Términos lunares de la Componente Z de San Pablo

En la mayor parte de los casos, los errores en las amplitudes hacen imposible afirmar que exista una variación significativa de dicha amplitud. Y, en los casos en que sí se detecta cierto aumento en la amplitud con la actividad solar, este aumento es muy

pequeño. Así mismo, como ya se señaló, los resultados obtenidos para el Observatorio de San Pablo no son concluyentes.

A continuación se presentan en una serie de Tablas los rangos lunares y las razones de los mismos.

Datos	X			Y			Z			X+Y	X+Y+Z
	R(L)	E	Razón	R(L)	E	Razón	R(L)	E	Razón	Razón	Razón
Todos	3.6	0.3	1.0	4.2	0.2	1.0	4.2	0.2	1.0	1.0	1.0
Tranquilo(Y)	3.7	0.4	1.0	3.8	0.2	0.9	4.0	0.2	0.9	0.9	0.9
Tranquilo(D)	4.8	0.5	1.5	2.1	0.3	0.5	3.2	0.2	0.8	1.0	0.9
Tranquilo(E)	6.7	0.9	1.9	5.9	0.5	1.4	4.6	0.3	1.1	1.6	1.5
Tranquilo(J)	6.6	0.5	1.8	7.7	0.4	1.8	5.1	0.3	1.2	1.8	1.6
Activo(Y)	4.7	0.6	1.3	4.8	0.4	1.1	4.6	0.2	1.1	1.2	1.2
Activo(D)	5.6	0.8	1.5	6.4	0.5	1.5	3.9	0.3	0.9	1.5	1.6
Activo(E)	6.1	0.8	1.7	7.6	0.7	1.8	6.1	0.4	1.4	1.7	1.6
Activo(J)	5.0	0.9	1.4	8.0	0.9	1.9	5.3	0.4	1.3	1.6	1.5

Tabla 51. Rangos lunares de San Fernando

Datos	X			Y			Z			X+Y	X+Y+Z
	R(L)	E	Razón	R(L)	E	Razón	R(L)	E	Razón	Razón	Razón
Todos	2.3	0.3	1.0	3.4	0.3	1.0	3.1	0.1	1.0	1.0	1.0
Tranquilo(Y)	2.1	0.3	0.9	3.3	0.2	1.0	3.2	0.1	1.0	0.9	1.0
Tranquilo(D)	2.3	0.4	1.0	1.2	0.3	0.3	2.0	0.2	0.6	0.7	0.7
Tranquilo(E)	2.7	0.7	1.2	4.2	0.5	1.2	3.9	0.3	1.3	1.2	1.2
Tranquilo(J)	5.9	0.3	2.6	7.0	0.4	2.1	4.2	0.3	1.3	2.3	2.0
Activo(Y)	3.8	0.7	1.6	4.5	0.6	1.3	3.5	0.3	1.1	1.5	1.4
Activo(D)	11	1	4.8	8	1	2.3	3.6	0.6	1.2	3.6	2.8
Activo(E)	3.5	0.8	1.5	6.5	0.8	1.9	4.8	0.5	1.5	1.7	1.7
Activo(J)	7.3	0.9	3.2	8.5	0.9	2.5	4.1	0.5	1.3	2.8	2.3

Tabla 52. Rangos lunares del Ebro

Datos	X			Y			Z			X+Y	X+Y+Z
	R(L)	E	Razón	R(L)	E	Razón	R(L)	E	Razón	Razón	Razón
Todos	2.6	0.3	1.0	4.1	0.3	1.0	2.4	0.1	1.0	1.0	1.0
Tranquilo(Y)	2.7	0.3	1.0	4.2	0.3	1.0	2.5	0.1	1.0	1.0	1.0
Tranquilo(D)	3.4	0.5	1.3	1.9	0.3	0.5	1.5	0.1	0.6	0.9	0.8
Tranquilo(E)	3.3	0.5	1.3	4.8	0.5	1.2	2.6	0.2	1.1	1.2	1.1
Tranquilo(J)	5.8	0.4	2.2	8.5	0.5	2.1	3.6	0.2	1.5	2.1	1.9
Activo(Y)	11	1	4.2	9	1	2.2	2.4	0.5	1.0	3.2	2.5
Activo(D)	11	1	4.2	9	1	2.2	2.4	0.5	1.0	3.2	2.5
Activo(E)											
Activo(J)											

Tabla 53. Rangos lunares de San Pablo

Los errores en los rangos son suficientemente grandes para que en muchos casos nada puede decirse de la influencia de la actividad solar. En el resto de las ocasiones, sí hay cierto aumento de los rangos con dicha actividad.

Con los datos disponibles, para este análisis no se puede extraer ninguna conclusión interesante acerca de la variación de los términos lunares con el ciclo solar. Se posterga el análisis en profundidad de esta variación al momento en que se tenga datos del campo geomagnético al menos de un ciclo solar entero.

4.3 Variación geográfica

En la sección de Variación Estacional se ha perfilado la existencia de cierta influencia de la posición geográfica de los Observatorios en las variaciones solares y lunares. Para analizar con más detalle este comportamiento se analizarán a continuación los datos del campo magnético terrestre, pertenecientes a los años sesenta, de seis Observatorios de la Península Ibérica en funcionamiento en aquellos momentos. En cada análisis se incluyen los resultados obtenidos por Palumbo (1981) para cinco estaciones italianas. Gracias a estos últimos datos se podrán comparar los resultados hallados en ambos estudios. Es importante recalcar que el año 1965 fue un año especialmente tranquilo, con lo que los registros de ese año ofrecen un cuadro completo de las condiciones tranquilas del campo de S_q.

4.3.1 Términos solares

Las tres Tablas siguientes incluyen los resultados encontrados para los seis emplazamientos peninsulares, y para los italianos. Estos últimos no incluyen los errores correspondientes a las amplitudes, puesto que no aparecían recogidos en el estudio realizado por el autor. Todos los valores incluidos en estas tablas son estadísticamente significativos.

Estación	s_1	E_1	σ_1	s_2	E_2	σ_2	s_3	E_3	σ_3	s_4	E_4	σ_4
Coimbra	0.4	0.1	269	0.9	0.1	127	1.39	0.07	266	1.17	0.06	96
San Fernando	2.4	0.2	345	2.0	0.1	162	1.3	0.1	292	1.10	0.07	104
Toledo	4.3	0.1	42	3.5	0.1	210	0.19	0.09	80	0.48	0.06	82
Logroño	3.6	0.2	77	2.2	0.1	272	1.0	0.1	200	1.06	0.09	74
Almería	2.5	0.1	334	2.0	0.1	140	1.58	0.07	276	1.15	0.06	91
Ebro	1.4	0.2	30	0.5	0.1	149	1.5	0.1	243	1.21	0.05	74
Roburent	3.99		70	1.10		274	1.67		182	1.11		22
Castellaccio	4.70		148	3.41		4	4.63		213	2.48		40
L´Aquila	3.17		86	0.67		64	2.67		257	1.19		114
Capri	2.32		77	1.63		78	3.02		266	1.29		117
Vesuvius	2.72		34	1.47		59	3.44		198	1.40		24

Tabla 54. Términos solares de la Componente X del Campo Geomagnético
* Estaciones italianas: Términos solares de la Componente Horizontal

Estación	s_1	E_1	σ_1	s_2	E_2	σ_2	s_3	E_3	σ_3	s_4	E_4	σ_4
Coimbra	10.1	0.1	52	8.60	0.09	233	4.52	0.08	81	1.44	0.05	277
San Fernando	10.1	0.2	55	7.8	0.1	233	4.1	0.1	81	1.27	0.05	283
Toledo	10.0	0.2	47	8.3	0.1	225	4.6	0.1	73	1.70	0.04	270
Logroño	10.2	0.1	52	8.28	0.08	236	4.48	0.08	81	1.52	0.05	272
Almería	9.7	0.2	53	8.0	0.1	230	4.56	0.06	78	1.55	0.07	279
Ebro	10.2	0.2	47	8.2	0.2	227	4.49	0.08	73	1.51	0.06	265
Roburent	8.10		35	6.02		205	3.10		43	0.92		234
Castellaccio	18.28		38	10.76		202	6.43		47	3.92		230
L´Aquila	13.30		54	10.30		248	5.28		107	1.50		322
Capri	13.54		55	10.36		247	5.24		109	1.62		326
Vesuvius	9.79		33	8.23		205	4.49		47	1.10		238

Tabla 55. Términos solares de la Componente Y del Campo Geomagnético
* Estaciones italianas: Términos solares de la Declinación

Estación	s_1	E_1	σ_1	s_2	E_2	σ_2	s_3	E_3	σ_3	s_4	E_4	σ_4
Coimbra	7.9	0.1	117	7.4	0.1	287	3.79	0.05	122	1.04	0.03	315
San Fernando	7.1	0.1	99	6.30	0.07	276	2.55	0.04	115	0.54	0.03	338
Toledo	6.10	0.09	100	4.57	0.07	277	2.28	0.04	109	0.65	0.03	303
Logroño	5.33	0.08	97	3.70	0.06	268	1.97	0.04	106	0.63	0.03	295
Almería	5.50	0.09	95	3.54	0.06	270	1.31	0.04	97	0.03	0.05	142
Ebro	6.2	0.1	102	4.47	0.06	280	1.76	0.05	115	0.30	0.04	339
Roburent	5.26		87	4.16		251	1.70		77	0.34		254
L´Aquila	6.04		108	4.29		297	1.82		151	0.42		21
Capri	6.95		111	5.06		309	2.04		160	0.89		17
Vesuvius	6.98		100	5.50		257	2.13		99	0.75		303

Tabla 56. Términos solares de la Componente Z del Campo Geomagnético

Como se señala en los pies de figura, los términos lunares de las estaciones italianas se han calculado en función de la Declinación, Componente Horizontal y Componente Vertical del campo geomagnético. Dada la posición de la Península Ibérica, cercana al meridiano geomagnético cero, se considera que la componente X es semejante a la componente Horizontal, y que la componente Y se asemeja a la Declinación, para así poder comparar los correspondientes resultados.

Una vez obtenidos los términos solares, y como se ha procedido con anterioridad, se dibujan las gráficas diarias solares para los seis Observatorios peninsulares. Junto a cada gráfica se indican las coordenadas geográficas de cada estación. Las gráficas aparecen ordenadas según su longitud geográfica. Así, Coimbra, la estación más cercana al Océano Atlántico, aparece en primer término y el Ebro, la más alejada de las seis, se sitúa en la última posición. Las gráficas aparecen recogidas en el Apéndice 2 de este trabajo.

La forma de las gráficas obtenidas para la componente X son muy diferentes en unos Observatorios y en otros, no pudiendo extraerse un patrón de comportamiento común. Es decir, la variación solar diaria de la componente X es muy sensible a la posición geográfica del emplazamiento cuyos datos se analicen. Esto es consecuencia de la disposición del sistema de corrientes equivalentes: dependiendo del punto de la Tierra sobre el que se sitúe el Observatorio, la magnitud y dirección de estas corrientes es distinta, dando lugar a un campo magnético también diferente.

En el caso de la componente Y la situación es totalmente diferente. Todas las gráficas presentan la misma forma (doble onda), y las amplitudes y los rangos son prácticamente iguales. La amplitud en la componente Y es mayor, en todos los casos, que la obtenida en la componente X. Estos rasgos pueden explicarse si se tienen en cuenta los sistemas de corriente antes mencionados. Si se presta atención a la Figura 16, dentro de la sección de Funciones de Corrientes Equivalentes, puede verse que, para una latitud como la de la Península Ibérica, a través del día se pasará aproximadamente por el centro del foco del sistema de corriente para Europa. Por la noche, la posición alejada del sistema de corrientes hace que la variación sea prácticamente cero. A medida que nos acercamos al amanecer, el acercamiento al sistema de corrientes lleva a la aparición de una componente magnética dirigida hacia el este ($Y>0$), puesto que la corriente tiene dirección Norte-Sur. Esta corriente es la responsable de la aparición del máximo en las gráficas. Al pasar por el foco de corriente (en el caso de la Península, aproximadamente a las 10 de la mañana), esta componente magnética es anulada por otra de igual amplitud, pero dirigida hacia el oeste, que aparece por la acción de la corriente con dirección Sur-Norte. Pasado este punto, la componente dirigida hacia el oeste ($Y<0$), producida por la acción de la corriente Sur-Norte, va aumentando, siendo la responsable de la aparición en las gráficas del mínimo valor en la variación.

Una vez estudiada la disposición y la forma elipsoidal de los sistemas de corriente en Europa, se puede entender el hecho de que las variaciones en la componente X aquí obtenidas sean menores que las de la componente Y, para las latitudes peninsulares. El paso de la Península Ibérica aproximadamente por el centro del foco de corriente, hace que la variación en la componente Y sea mucho mayor que el de X. También se explica la irregularidad en la forma de las gráficas para la componente X: No todos los Observatorios se encuentran exactamente en la misma latitud, con lo que ciertos emplazamientos estarán más separados de la latitud donde se encuentra el centro del foco de corriente. Y, a medida que nos alejamos de la latitud de este foco, la influencia de las corrientes Este-Oeste es

mayor, dando lugar a la aparición de pequeños campos magnéticos dirigidos Norte-Sur (Componente X).

La forma de las curvas para la componente Z es también muy similar en todos los Observatorios. La explicación a este hecho se encuentra también en el sistema de corrientes equivalentes. En el momento en que el foco de corriente pasa sobre la Península Ibérica, el sistema de corrientes produce una componente magnética dirigida hacia arriba (Z<0, puesto que Z es positivo cuando se dirige hacia el interior de la Tierra), dando lugar a la aparición del mínimo observado en todas las gráficas. Fuera de este mínimo, las gráficas son en general muy planas, puesto que, fuera del foco de corriente, las aportaciones de las corrientes Norte-Sur y Sur-Norte se anulan entre sí. Aunque la forma de las curvas es muy parecida en todo Observatorio, hay que señalar que las amplitudes del mínimo varían bastante de unas gráficas a otras. Son las dos estaciones atlánticas las que muestran una amplitud del mínimo mayor. Esto puede explicarse si se tiene en cuenta que las corrientes inducidas que fluyen en el océano intensifican las corrientes internas totales (ver Takeda, 1985): La existencia del océano incrementa la corriente inducida total aproximadamente en un 30%.

4.3.2 Términos lunares

A continuación se recogen los resultados obtenidos para los seis emplazamientos peninsulares, y para los italianos. Cada amplitud viene acompañada del correspondiente error. Los valores que no son estadísticamente significativos aparecen entre paréntesis.

Estación	l_1	E_1	λ_1	l_2	E_2	λ_2	l_3	E_3	λ_3	l_4	E_4	λ_4
Coimbra	(0.0)	0.1	4	0.7	0.1	69	0.35	0.08	262	(0.11)	0.06	122
San Fdo.	(0.1)	0.2	15	1.2	0.1	69	0.3	0.1	251	(0.02)	0.07	354
Toledo	(0.1)	0.2	174	(0.2)	0.1	7	(0.2)	0.1	233	(0.04)	0.06	170
Logroño	(0.3)	0.2	89	1.3	0.1	350	0.5	0.1	166	0.21	0.09	35
Almería	(0.1)	0.2	345	0.5	0.1	68	0.24	0.07	270	(0.05)	0.06	172
Ebro	(0.3)	0.2	160	0.8	0.1	31	0.4	0.1	241	0.24	0.06	126
Roburent	0.4	0.1	209	0.52	0.05	16	0.35	0.04	214	0.12	0.04	58
Castellaccio	0.3	0.1	245	0.9	0.1	51	0.53	0.09	252	(0.06)	0.06	97
L´Aquila	0.6	0.1	225	0.76	0.07	77	0.57	0.06	296	0.15	0.04	166
Capri	0.6	0.2	225	0.72	0.07	84	0.61	0.06	308	0.15	0.05	178
Vesuvius	0.5	0.2	180	0.7	0.1	40	0.7	0.1	241	0.14	0.06	76

Tabla 57. Términos lunares de la Componente X del Campo Geomagnético
* Estaciones italianas: Términos lunares de la Componente Horizontal

Estación	l_1	E_1	λ_1	l_2	E_2	λ_2	l_3	E_3	λ_3	l_4	E_4	λ_4
Coimbra	0.5	0.1	175	1.0	0.1	269	0.26	0.08	133	(0.04)	0.05	321
San Fdo.	0.5	0.2	185	0.9	0.1	293	0.3	0.1	120	0.12	0.05	316
Toledo	0.6	0.2	164	0.8	0.1	253	0.4	0.1	118	0.11	0.04	305
Logroño	(0.2)	0.1	173	0.45	0.09	261	0.37	0.08	99	(0.09)	0.05	257
Almería	(0.4)	0.2	174	0.7	0.1	251	0.38	0.06	109	0.16	0.07	294
Ebro	0.5	0.2	192	0.6	0.2	234	0.42	0.09	110	0.29	0.06	303
Roburent	0.36	0.08	183	0.27	0.08	223	0.18	0.05	89	0.07	0.02	255
Castellaccio	0.6	0.2	157	0.9	0.1	244	0.36	0.09	115	(0.04)	0.06	125
L´Aquila	0.7	0.1	144	0.56	0.06	310	0.44	0.07	169	(0.05)	0.03	355
Capri	0.4	0.1	160	0.56	0.05	303	0.47	0.08	166	0.15	0.04	8
Vesuvius	(0.5)	0.3	151	0.5	0.2	250	0.4	0.1	75	(0.1)	0.1	208

Tabla 58. Términos lunares de la Componente Y del Campo Geomagnético
* Estaciones italianas: Términos lunares de la Declinación

Estación	l_1	E_1	λ_1	l_2	E_2	λ_2	l_3	E_3	λ_3	l_4	E_4	λ_4
Coimbra	0.2	0.1	230	1.4	0.1	357	0.29	0.06	172	0.15	0.03	17
San Fdo.	0.2	0.1	169	1.46	0.08	35	0.34	0.04	181	0.11	0.03	56
Toledo	0.1	0.1	226	0.51	0.07	20	0.17	0.04	162	0.08	0.03	351
Logroño	0.04	0.08	305	0.22	0.06	271	0.14	0.04	155	0.06	0.03	357
Almería	0.16	0.09	216	1.54	0.06	79	0.04	0.04	225	0.06	0.05	287
Ebro	0.1	0.1	297	0.98	0.06	25	0.31	0.06	197	0.05	0.04	351
Roburent	0.17	0.05	160	0.42	0.03	346	0.13	0.02	152	0.05	0.02	332
L´Aquila	0.22	0.04	168	0.46	0.03	13	0.17	0.02	214	0.02	0.02	64
Capri	0.1	0.1	159	0.41	0.06	21	0.23	0.05	235	0.03	0.03	29
Vesuvius	0.3	0.1	165	0.4	0.1	334	0.11	0.06	180	0.07	0.04	38

Tabla 59. Términos lunares de la Componente Z del Campo Geomagnético

Como se señala en los pies de figura, los términos lunares de las estaciones italianas se han calculado en función de la Declinación, Componente Horizontal y Componente Vertical del campo geomagnético. Dada la posición de la Península Ibérica, cercana al meridiano geomagnético cero, se considera que la componente X es semejante a la componente Horizontal, y que la componente Y se asemeja a la Declinación, para así poder comparar los correspondientes resultados.

Realmente, para la componente Z de San Fernando no se disponía de datos de los años 1964 y 1965. Como se supone que los cambios, a lo largo del tiempo, en las variaciones lunares son mucho menores que los de las variaciones solares, se han incluido en las tablas los resultados ya calculados para la década de los noventa, a fin de poder ver mejor la variación espacial de los términos lunares.

A partir de estos resultados se construyen las correspondientes gráficas diarias lunares para los emplazamientos peninsulares. Además, se incluyen también las gráficas de las contribuciones ionosférica y oceánica, de las que se hablará en el siguiente apartado.

Las escalas de cada una de las columnas de gráficas son distintas. Todas estas gráficas aparecen recogidas en el Apéndice 2 de este trabajo.

A continuación se analizan por componentes las distintas gráficas antes recogidas:

- Componente X: Todas las gráficas aquí obtenidas son significativas, a excepción de la de Toledo, por lo que no se tiene en cuenta a la hora de extraer conclusiones. La forma de todas las curvas es bastante similar, mostrando todas ellas un mínimo entre las 5 y las 10 de la mañana, y un máximo entre las 10 y las 15 horas. Las amplitudes son muy diferentes, apareciendo unos valores sorprendentemente altos en Logroño, estación no situada en la costa.
- Componente Y: La similitud entre las curvas obtenidas para esta componente es también muy grande, presentando máximos y mínimos prácticamente en el mismo momento del día. Las amplitudes en este caso son semejantes, algo mayores en Coimbra y San Fernando.
- Componente Z: Las diferencias entre gráficas se acusan más para esta componente, en la que, en teoría, se debe notar más la influencia del océano y de su efecto de dinamo. Las amplitudes mayores aparecen en las dos estaciones atlánticas (Coimbra y San Fernando), seguidas de las de las estaciones mediterráneas (Almería y el Ebro). Las estaciones interiores (Toledo y Logroño) son las que muestran los valores mínimos de la variación. La influencia del océano podría explicar las variaciones en las amplitudes. Así, las estaciones atlánticas, las más cercanas al océano, son las que muestran un efecto oceánico mayor. También aparecería cierto efecto, aunque en este caso bastante menor, debido a la acción de un mar interior, como puede ser el Mediterráneo. Las estaciones más alejadas de la costa son las que mostrarían una influencia menor debida a la dinamo oceánica.

Chapman y Kendall (1970) modelizaron las corrientes eléctricas existentes en la zona Este del Océano Atlántico, representándolas mediante una lámina de corriente semiinfinita dirigida Norte-Sur, junto con una lámina de corriente imagen negativa, la cual es equivalente a la corriente inducida en la capa conductora más profunda. Dicho modelo propone las siguientes expresiones para los valores de las componentes D y Z:

$$L_2(D) = -2\sigma_1 B v_0 \arctan(1000/\eta) \tag{92}$$

$$L_2(Z) = 2\sigma_1 B v_0 \ln\left[\left(\eta^2 + 10^6\right)^{1/2} / \eta\right] \tag{93}$$

donde σ_1 es la conductividad eléctrica del mar, B es la componente vertical del campo magnético terrestre, v_0 es la velocidad de marea, y η es la distancia, en dirección este, desde el borde de la lámina de corriente (que se supone coincide con el borde de la plataforma continental, a unos 800 Km. al oeste del meridiano de Greenwich). Chapman y Kendall asumieron una profundidad de la lámina de corriente imagen de 1000 Km., y tomaron la superficie de la Tierra como plana. Como la plataforma continental tiene prácticamente dirección Norte-Sur, las expresiones antes dadas corresponden aproximadamente con las componentes D y Z de las variaciones lunares.

Las Figuras 35 y 36, que aparecen a continuación, muestran, para D y Z, las variaciones correspondientes a las expresiones dadas por la teoría de Chapman-Kendall. Junto a ellas se representan los valores obtenidos en este estudio para la componente semidiurna. Se recogen tanto los resultados obtenidos para los años sesenta, como los

más recientes, así como los valores para las estaciones italianas. La Figura 34 muestra las amplitudes reales para la componente H del armónico lunar semidiurno.

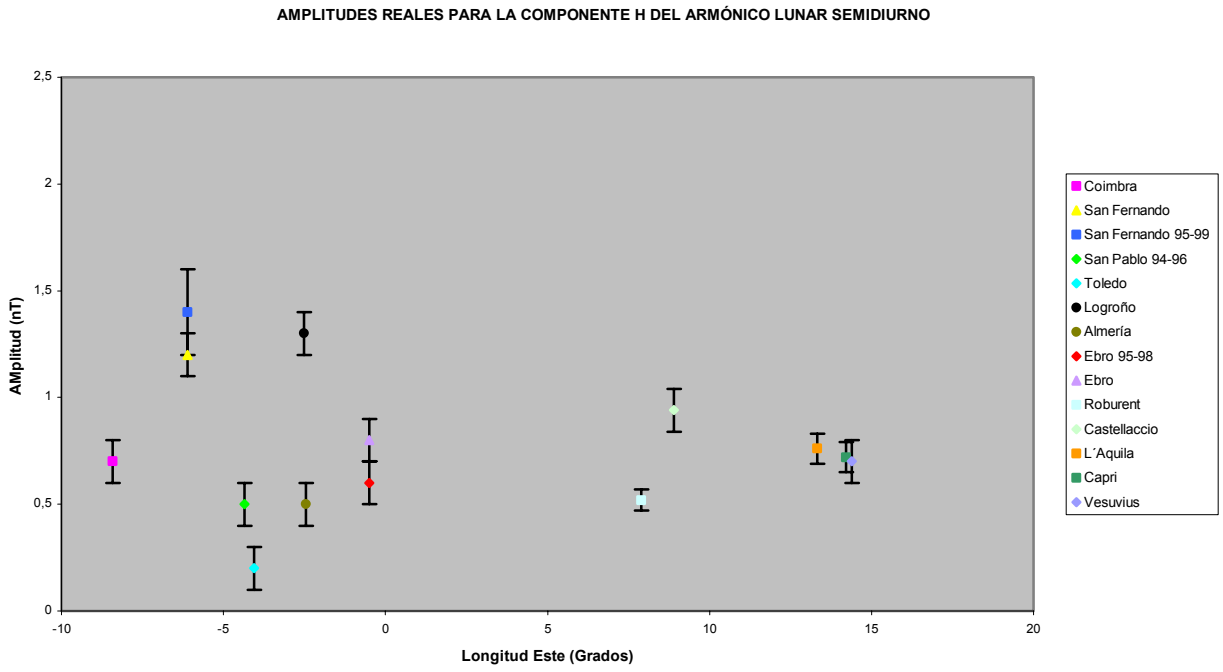


Fig. 34. Amplitudes reales para la componente H del armónico Lunar Semidiurno.

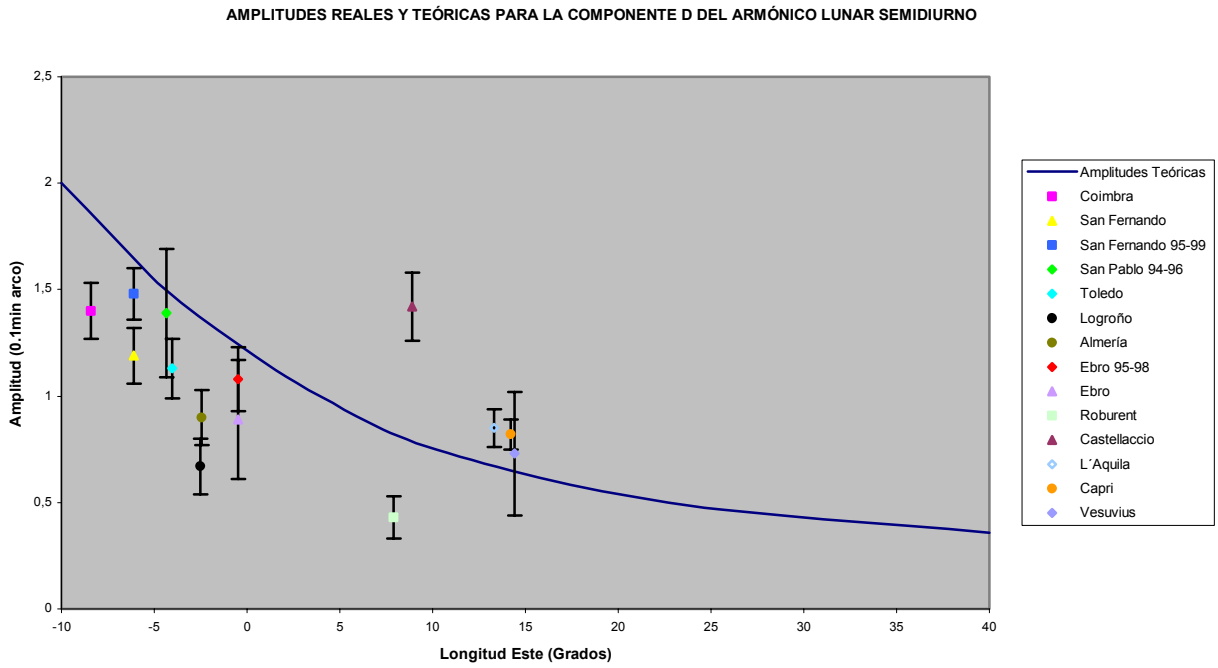


Fig. 35. Amplitudes reales y teóricas (Chapman-Kendall, 1970) para la componente D del armónico lunar semidiurno.

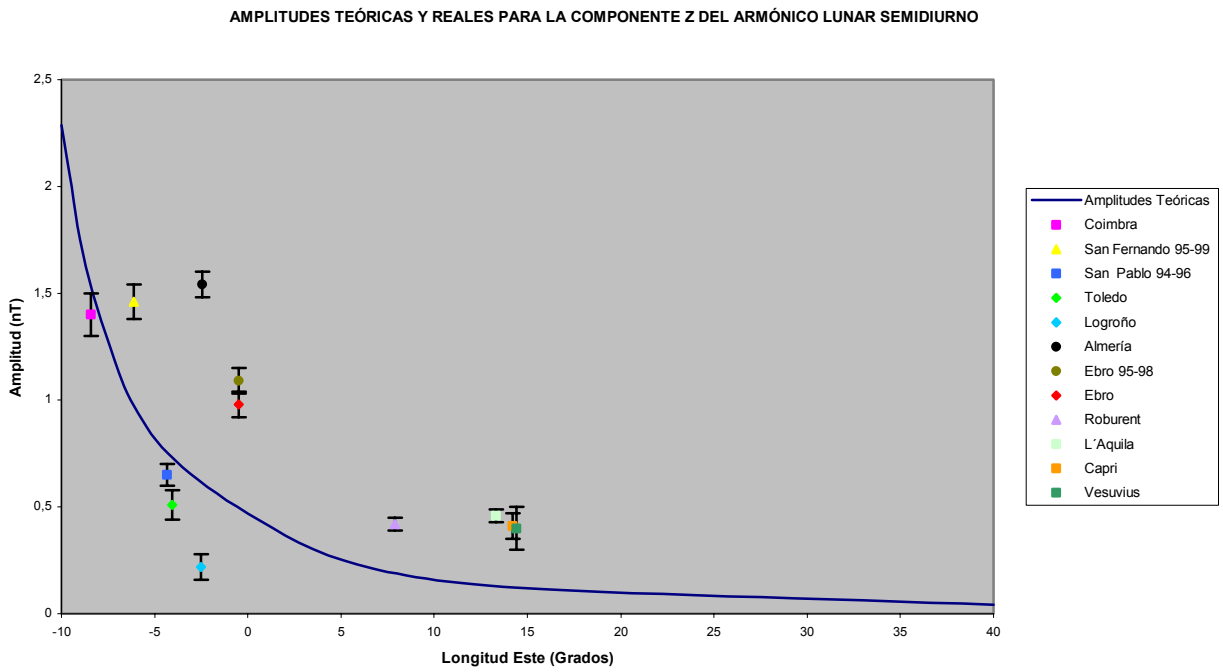


Fig. 36. Amplitudes reales y teóricas (Chapman-Kendall, 1970) para la componente Z del armónico lunar semidiurno.

Los valores que aparecen en las gráficas anteriores de H y D se han calculado, mediante las transformaciones convenientes, a partir de los que ya se tenía para X e Y.

A grandes rasgos, los resultados empíricos parecen estar en buen acuerdo con los propuestos por Chapman y Kendall, mostrando la esperada disminución con la distancia al Océano Atlántico en D y Z, siendo esta disminución mayor en Z que en D, debido a la cancelación de las contribuciones de la corriente primaria y la secundaria. En D no hay contribución de la lámina primaria, si se tiene en cuenta que se ha asumido que la Tierra es plana, y, en este caso, la marea geomagnética se debe enteramente a la corriente imagen. En la práctica habrá también una pequeña contribución a D procedente de la corriente primaria, puesto que la Tierra está curvada, pero la situación aquí mostrada no se verá muy alterada.

Como en el modelo de Chapman y Kendall las corrientes eléctricas están dirigidas Norte-Sur, no se espera que produzcan ninguna variación magnética en la componente H. Entonces, las amplitudes que se observan en la Figura 34 pueden ser resultado de efectos locales. De la misma forma, las desviaciones presentes en las gráficas para D y Z pueden deberse a efectos de este tipo. Rosser y Schlapp (1990), en un estudio realizado en observatorios europeos, también encontraron una gran dispersión al dibujar los resultados para estaciones individuales. Pero si promediaban los valores encontrados en bandas de 10º de longitud, los resultados obtenidos se ajustaban muy bien a los de la curva teórica. En el caso de la Península Ibérica, si se calcula la media de los valores aquí hallados, se obtienen resultados que se ajustan más a los predichos por la teoría ya mencionada. La media de dichos valores se sitúa, en el caso de la componente Z, en una longitud de 4.06º W, y tiene una amplitud de aproximadamente 1 nT, más cercana a la curva teórica que los valores individuales (aunque todavía existen diferencias). Para la componente D, el promedio de

los valores individuales se situaría en la misma longitud que el de Z, y tendría una amplitud de 1.1 nT, no acercándose nada a los valores teóricos.

De todas formas, al utilizar en estas gráficas los valores calculados para las amplitudes del armónico lunar semidiurno, se está introduciendo un error procedente de la contribución ionosférica de los términos lunares. Por tanto, en el siguiente apartado se reharán las tres gráficas anteriores, considerando solamente las contribuciones oceánicas lunares. Se recalcularán también los valores promediados para la Península.

4.3.2.1 Contribuciones ionosférica y oceánica

A fin de extraer la parte de la variación lunar debida a la acción de la dinamo oceánica, se procede a continuación a separar los términos lunares en sus contribuciones ionosférica y oceánica. Los resultados obtenidos se recogen en las siguientes tablas, así como los correspondientes a las estaciones italianas. Las amplitudes y errores de la componente semidiurna vienen expresadas en nanoTeslas, mientras que los de las contribuciones aparecen en centésimas de nanoTesla.

Estación	l_2	E_2	λ_2	l_o	E_o	λ_o	l_i	E_i	λ_i
Coimbra	0.7	0.1	69	(40)	20	68	30	10	70
San Fernando	1.2	0.1	69	100	20	61	(20)	20	281
Toledo	(0.2)	0.1	7	(10)	20	57	(30)	20	27
Logroño	1.3	0.1	350	100	30	19	60	20	298
Almería	0.5	0.1	68	(30)	20	46	(20)	20	277
Ebro	0.8	0.1	31	(30)	30	90	70	20	8
Roburent	0.52	0.05	16	(10)	10	249	60	10	26
Castellaccio	0.9	0.1	51	(30)	20	359	80	20	67
L´Aquila	0.76	0.07	77	(20)	10	225	100	10	70
Capri	0.72	0.07	84	(20)	20	235	90	20	78

Tabla 60. Contribuciones ionosférica y oceánica de la Componente X del Campo Geomagnético.
* Estaciones italianas: Contribuciones de la Componente Horizontal

Estación	l_2	E_2	λ_2	l_o	E_o	λ_o	l_i	E_i	λ_i
Coimbra	1.0	0.1	269	100	20	50	70	20	342
San Fernando	0.9	0.1	293	70	20	71	60	20	348
Toledo	0.8	0.1	253	100	30	24	80	20	330
Logroño	0.45	0.09	261	(40)	20	20	(40)	20	314
Almería	0.7	0.1	251	80	20	33	50	20	330
Ebro	0.6	0.2	234	90	30	28	50	20	354
Roburent	0.27	0.08	223	60	10	189	40	10	346
Castellaccio	0.9	0.1	244	110	20	192	90	20	321
L´Aquila	0.56	0.06	310	60	10	175	100	10	333
Capri	0.56	0.05	303	(40)	20	207	70	20	338

Tabla 61. Contribuciones ionosférica y oceánica de la Componente Y del Campo Geomagnético
* Estaciones italianas: Contribuciones de la Declinación

Estación	l_2	E_2	λ_2	l_o	E_o	λ_o	l_i	E_i	λ_i
Coimbra	1.4	0.1	230	110	20	352	30	10	18
San Fernando	1.46	0.08	35	120	10	54	50	10	347
Toledo	0.51	0.07	20	30	10	21	(20)	10	19
Logroño	0.22	0.06	271	(20)	10	79	(0)	10	337
Almería	1.54	0.06	79	130	10	84	(20)	10	53
Ebro	0.98	0.06	25	70	20	15	30	10	50
Roburent	0.42	0.03	346	18	6	359	25	6	338
L´Aquila	0.46	0.03	13	13	6	38	36	5	4
Capri	0.41	0.06	21	(20)	10	2	(20)	10	37

Tabla 62. Contribuciones ionosférica y oceánica de la Componente Z del Campo Geomagnético

Las correspondientes gráficas diarias de ambas contribuciones se muestran en las figuras incluidas en el Apéndice 2.

Poco se puede extraer de los resultados obtenidos para la componente X, ya que la mayoría no son significativos. La única estación en que ambas contribuciones son significativas es Logroño, siendo la contribución oceánica aproximadamente el doble de la ionosférica. La contribución ionosférica en Coimbra es bastante menor que la de Logroño y del Ebro. Y la contribución oceánica en San Fernando y Logroño es muy similar.

En cuanto a la componente Y, todas las contribuciones son significativas, exceptuando las de Logroño. Las contribuciones ionosféricas presentan una forma común en todos los emplazamientos, con amplitudes semejantes (excepto en Toledo, que es algo superior). La forma de las variaciones oceánicas también es común en todo Observatorio, y no hay un patrón claro de amplitudes con la posición geográfica.

Para la contribución oceánica de la componente Z se puede observar que son las estaciones atlánticas, junto con Almería, las que muestran amplitudes mayores. La amplitud

en el Ebro es menor, y las amplitudes en las dos estaciones interiores no son significativas. La cercanía o lejanía con respecto a las aguas atlánticas puede ser la responsable de esta variación en la contribución oceánica. Las estaciones de Logroño y el Ebro son las que muestran amplitudes ionosféricas mayores.

A continuación se presentan las gráficas en que se compara el modelo de Chapman y Kendall con las amplitudes reales. En este caso, se utilizarán las amplitudes de la contribución oceánica. Esto resulta más conveniente, puesto que en el modelo propuesto solo se tiene en cuenta la acción del Océano Atlántico, y no la contribución ionosférica lunar.

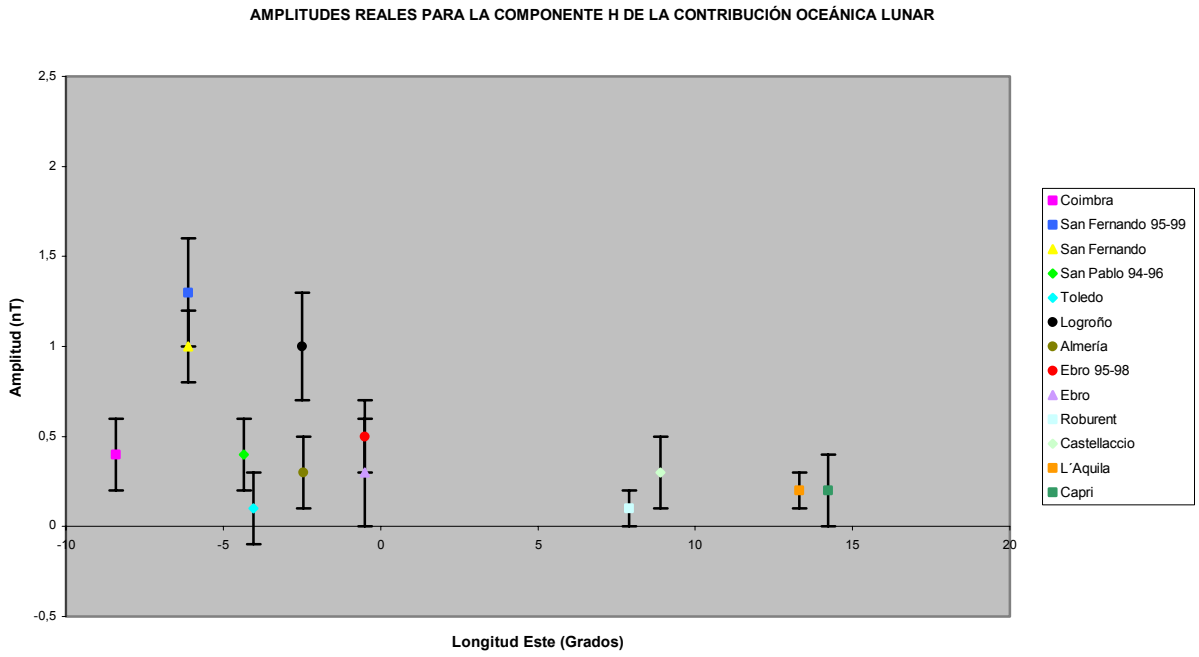


Fig. 37. Amplitudes reales para la componente H de la contribución oceánica lunar.

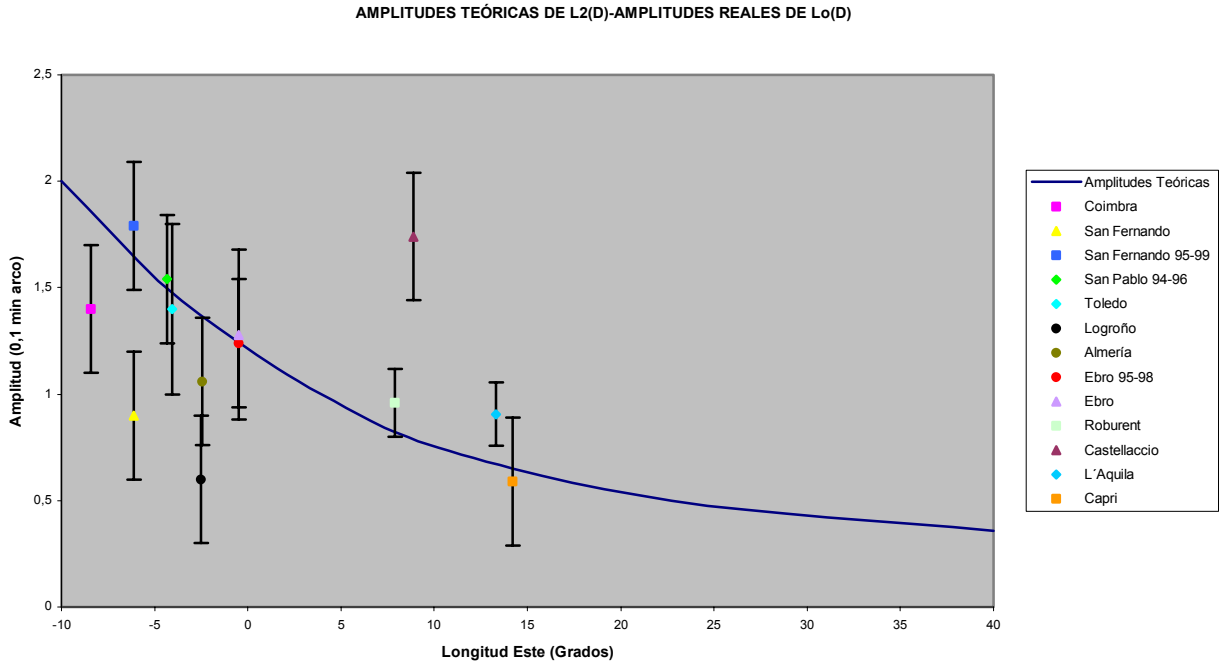


Fig. 38. Amplitudes teóricas de $L_2(D)$ y amplitudes reales de la contribución oceánica de D.

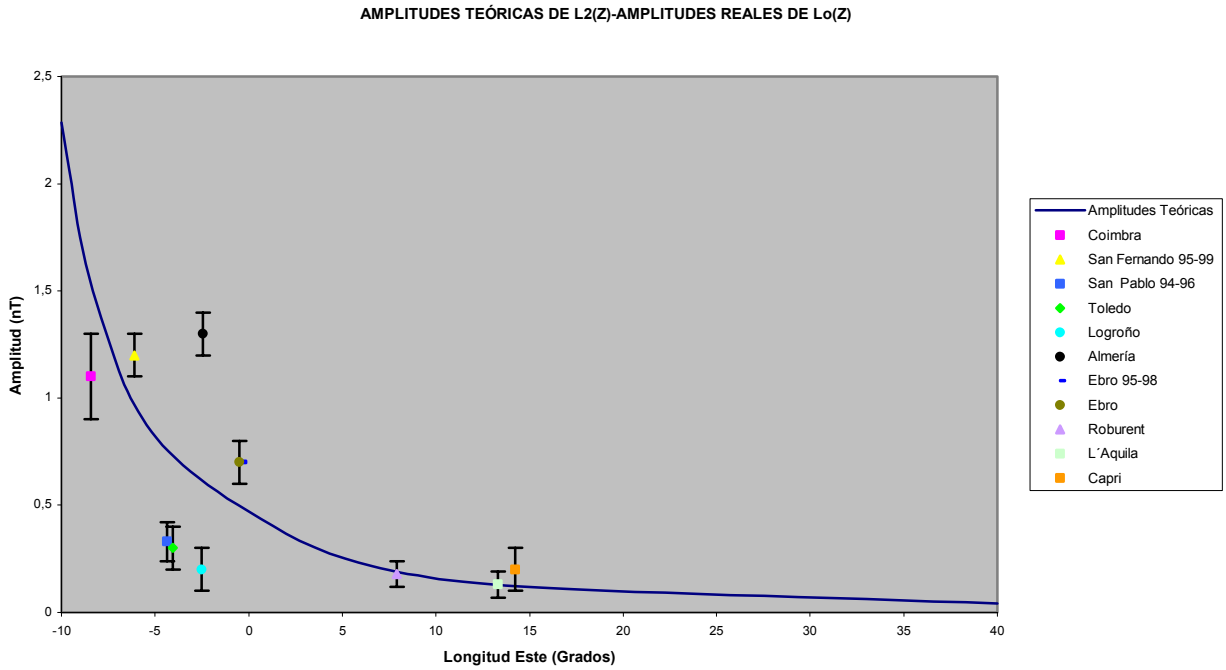


Fig. 39. Amplitudes teóricas de $L_2(Z)$ y amplitudes reales de la contribución oceánica de Z.

Las amplitudes reales de la contribución oceánica se acercan más a las curvas teóricas que las amplitudes de la variación semidiurna. De todas maneras, siguen apareciendo desviaciones para los valores individuales, probablemente debidos a efectos

oceánicos locales, cuya interpretación es bastante complicada, necesitando una mayor cantidad de datos para poder analizar el fenómeno en profundidad.

Si se calcula la media de los valores individuales para las estaciones, para las componente D y Z del campo geomagnético, se obtienen los siguientes resultados:

- Componente D: Longitud: 4º W
  Amplitud: 0.7 nT
- Componente Z: Longitud: 4º W
  Amplitud: 1.2 nT

Ambos valores se ajustan, teniendo en cuenta los errores correspondientes, a las curvas teóricas propuestas por Chapman y Kendall. Por lo tanto, se puede afirmar que, como promedio, las amplitudes teóricas se ajustan al modelo de doble lámina conductora para el Atlántico, mientras que los valores individuales se separan de este comportamiento, sugiriendo la existencia de efectos locales, como puede ser la influencia de la marea mediterránea, así como de las corrientes de agua del Estrecho de Gibraltar. El alto valor obtenido para Almería podría ser resultado de la acción de dichas corrientes en el Estrecho.
En cualquier caso, y como se ha podido comprobar en la realización de este trabajo, son tantos los factores que influyen en las variaciones lunares diarias que será necesario, en un futuro, hacer un estudio en profundidad de todos los factores que toman parte en las mismas, a fin de extraer conclusiones definitivas.

5. CONCLUSIONES

Como ya se ha mencionado, las variaciones solares y lunares dependen de un gran número de parámetros. Así, los términos solares y lunares muestran cambios muy marcados con las estaciones del año, y cambios menores con el ciclo de manchas solares y con la actividad magnética. Por otro lado, las variaciones lunares dependen en gran manera de la posición geográfica de los observatorios considerados. Por todo ello, a lo largo de este trabajo se ha tratado de realizar un estudio que reflejara la existencia de todos los factores que influyen en las variaciones geomagnéticas diarias.

Mediante el Método de Chapman y Miller y el Método de Malin se han analizado las variaciones geomagnéticas diarias solares y lunares (ionosféricas y oceánicas) en los observatorios españoles, tanto en la década de los noventa como en los años sesenta. Las series de datos más actuales se han utilizado para realizar un estudio de la variación estacional y de la influencia del ciclo solar, mientras que los datos más antiguos han servido para analizar la importancia de la posición geográfica de los observatorios en los resultados obtenidos para las variaciones geomagnéticas diarias. A continuación se enumeran los principales resultados obtenidos a lo largo de este trabajo:

- Variación estacional:
    1. Los términos solares para las componentes Y y Z muestran un aumento en amplitud en verano, de acuerdo con el aumento en la radiación solar en esta época del año, permaneciendo prácticamente constante la forma de las curvas diarias. Para la componente X, tanto la forma como la amplitud de las curvas de variación diaria cambian mucho a lo largo del año. La forma y la posición geográfica del principal foco de corriente equivalente en Europa explican este comportamiento.
    2. Los términos lunares muestran un comportamiento diferente de acuerdo con la componente magnética y el observatorio considerados, variando la época del año en que los rangos lunares son mayores. La existencia de dos contribuciones a los términos lunares (ionosférica y oceánica), con orígenes distintos, es la causante de este comportamiento variable. Es de nuevo en la componente X en la que aparecen mayores diferencias entre las curvas diarias correspondientes a las distintas épocas del año.
    3. Las amplitudes de la contribución ionosférica de los términos lunares son mayores en los meses de verano en todo emplazamiento.
    4. Se observa una clara falta de dependencia de la contribución oceánica de los términos lunares con la época del año.

- Variación con el ciclo solar: Puede observarse en general, y para todos los elementos, un aumento en las amplitudes de los armónicos solares al aumentar la actividad solar, aunque un estudio en profundidad de la influencia de la actividad solar sobre las variaciones geomagnéticas diarias requeriría de registros con una longitud temporal mayor. El aumento en amplitud observado para los términos lunares es menor.

- Variación geográfica:
    1. La forma de las curvas diarias para la componente X solar varía mucho de un observatorio a otro, debido a la disposición del sistema de corrientes equivalentes.
    2. La forma de las curvas diarias para las componentes Y y Z solares son muy similares en todo emplazamiento considerado. La explicación puede encontrarse también teniendo en cuenta la función de corriente equivalente.
    3. La amplitud del mínimo de la variación solar correspondiente a la componente Z es mayor en las estaciones atlánticas. Esto puede explicarse si se tiene en cuenta que las corrientes inducidas que fluyen en el océano intensifican las corrientes internas totales: La existencia del océano incrementa la corriente inducida total aproximadamente en un 30%.
    4. Es en la componente Z donde se aprecian más las diferencias existentes entre los resultados obtenidos para los términos lunares en los distintos observatorios. Son las estaciones atlánticas las que muestran amplitudes mayores, seguidas de las estaciones mediterráneas. La influencia del Océano Atlántico es la responsable del patrón general observado.
    5. Por comparación con el modelo de Chapman y Kendall para las corrientes eléctricas existentes en la zona Este del Océano Atlántico, se puede afirmar que, en promedio, los resultados obtenidos para la contribución oceánica lunar están bastante de acuerdo con lo esperado de acuerdo con este modelo. También las estaciones italianas, así como otros observatorios europeos, muestran en promedio este patrón de comportamiento.
    6. Los valores individuales obtenidos para la contribución oceánica lunar en cada emplazamiento se separan del comportamiento esperado en el modelo, sugiriendo la existencia de efectos oceánicos locales, como puede ser la influencia de la marea mediterránea, así como de las corrientes de agua existentes en el Estrecho de Gibraltar.

Como se ha comprobado a lo largo de este trabajo, resulta fundamental disponer de series de datos suficientemente largas para poder realizar un análisis adecuado de las variaciones geomagnéticas diarias, sobre todo en el caso de las variaciones lunares, un orden de magnitud menores que las solares. En algunas ocasiones, la corta longitud de las series de datos ha llevado a resultados no significativos, e incluso a no poder extraer conclusiones definitivas a partir de las mismas. Por todo ello, un estudio en profundidad del comportamiento de tales variaciones precisa de una mayor longitud en los registros utilizados. Se espera que en un futuro cercano los observatorios españoles se incorporen al proyecto desarrollado por la Red INTERMAGNET (*International Real-Time Magnetic Observatory Network),* cuyo objetivo es establecer una red global de observatorios magnéticos digitales, a fin de facilitar el intercambio de datos geomagnéticos en tiempo casi real.

6. REFERENCIAS

- Benkova, N. P. (1940). "Spherical harmonic analysis of the Sq variations, May-August 1933". *J. Terr. Magn. Atmos. Electr.*, **4, 425-432**.
- Boller, B. R. y H. L. Stolov (1970). "Kelvin-Helmholtz instability and semiannual variation of geomagnetic activity". *J. Geophys. Res.*, **75, 6073-6084**.
- Butcher, E. C. y G. M. Brown (1981a). "On the nature of abnormal quiet days in Sq(H)". *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **64, 513-526**.
- Butcher, E. C. y G. M. Brown (1981b). "The variability of Sq(H) on normal quiet days". *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **64, 527-537**.
- Campbell, W. H. (1972). "A search for the ionospheric dynamo currente effect of the galactic X-ray ionization". *Planet. Space Sci.*, **20, 61-71**.
- Campbell, W. H. (1976). "Polar cap geomagnetic field responses to solar sector changes". *J. Geophys. Res.*, **81, 4731-4744**.
- Campbell, W. H. (1980). "Annual and semiannual variations of the lunar semidiurnal geomagnetic fields componentes al North American locations. *J. Geomag. Geoelectr.* **32, 105-128**.
- Campbell, W. H. (1986). "An interpretation of induced currents in long pipelines caused by natural geomagnetic sources in the upper atmosphere". *Surv. Geophys.*, **8, 239-259**.
- Campbell, W. H. (1987a). "The upper mantle conductivity analysis methos using observatory records of the geomagnetic field". *Pure Appl. Geophys.*, **125, 427-457**.
- Campbell, W. H. (1997). Introduction to geomagnetic fields. *Cambridge University Press*.
- Campbell, W. H. y E. R. Schiffmacher (1985). "Quiet ionospheric currents of the Northern Hemisphere derived from geomagnetic field records". *J. Geophys. Res.*, **90, 6475-6486**.
- Campbell, W. H. y E. R. Schiffmacher (1986). "A comparison of upper mantle subcontinental electrical conductivity for North America, Europe and Asia". *J. Geophys.*, **59, 56-61**.
- Campbell, W. H. y E. R. Schiffmacher (1988). "Quiet ionospheric currents of the Southern Hemisphere derived from geomagnetic records". *J. Geophys. Res.*, **93, 933-944.**
- Canton, C. (1759). "An attemp to account for the regular diurnal variation of the horizontal magnetic needle". *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **59, 398-400**.
- Chamalaun, F. H. y J. D. McKnight (1993). "A New Zealand wide magnetometer array study". *J. Geomag. Geoelectr.*, **45, 741-759**.
- Chapman, S. (1913). "On the diurnal variations of the Earth´s magnetism produced by the Moon and Sun". *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A213, 279-331**.
- Chapman, S. (1919). "The solar and lunar diurnal variation of the Earth´s magnetism". *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A218, 1-118**.
- Chapman, S. (1952). *Austr. J. Sci. Res.*, **A, 5, 218**.
- Chapman, S. y J. Bartels (1940). Geomagnetism. *Oxford University Press*.

- Chapman, S. y P. C. Kendall (1970). "Sea tidal generation of electric currents and magnetic fields: Applications to five stations within the British Isles". *Planet. Space Sci.*, **18, 1597-1605**.
- Chapman, S. y R. S. Lindzen (1970). *Atmospheric Tides*. Reidel, Dordrecht.
- Chapman, S. y J. C. P. Miller (1940). "The statistical determination of lunar daily variations in geomagnetic and meteorological elements". *Mon. Not. R. Astr. Soc. Geophys. Suppl.*, **4, 649-669**.
- Chapman, S., J. C.Gupta y S. R. C. Malin (1971). "The sunspot cycle influence on the solar and lunar daily geomagnetic variations". *Proc. Roy. Soc. Lond. A.*, **324, 1-15**.
- Chave, Alan D. (1990). "Low-Frequency, motionally induced electromagnetic fields in the ocean". *Journal of Geophysical Research*, **95, 7185-7200**.
- Donato, J. A., C. D. Honebon y W. G. V. Rosser (1973). "Magnetic fields due to sea tides in the English Channel". *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **7, 154-160.**
- Fesen, C. G., R. E. Dickinson y R. G. Roble (1986). "Simulation of the thermospheric tides at equinox with the National Center for Atmospheric Research thermospheric general circulation model". *J. Geophys. Res.*, **91, 4471-4489**.
- Forbes, J. M. (1981). "The equatorial electrojet". *Rev. Geophys. Space Phys.*, **19, 469-504**.
- Forbes, J. M y R. S. Lindzen (1976). "Atmospheric tides and their electrodynamis effects. The global Sq current system". *J. Atmos. Terr. Phys.*, **38, 897-910**.
- Fraser-Smith, A. C. (1987). "Centered and eccentric geomagnetic dipoles and their poles, 1600-1985". *Rev. Geophys.*, **55, 1-16**.
- Gupta, J. C. y S. R. C. Malin (1972). "Seasonal variations in the solar and lunar daily geomagnetic variations". *Geophys. J.R. astr. Soc.*, **30, 11-18**.
- Huang, Yinn-Nien (1980). "Solar and lunar daily variations of the geomagnetic field al Lunping". *Geophys. J.R. astr. Soc.*, **61, 601-622**.
- Jacobs, J. A. (1987). Geomagnetism, Vol. 1. *Academic Press*.
- Jacobs, J. A. (1989). Geomagnetism, Vol. 3. *Academic Press*.
- Kato, S. (1956). "Horizontal wind system in the ionosphere E region deduced from the dynamo theory of geomagnetic Sq variation, Part II - Rotating Earth". *J. Geomagn. Geoelectr.*, **8, 24-37**.
- Kendall, P. C. y D. A. Quinney (1983). "Induction in the oceans". *Geophys. J.R. astr. Soc.*, **74, 239-255**.
- Larsen, J. C. (1968). "Electric and magnetic fields induced by deep sea tides". *J. R. Astr. Soc.*, **16, 47-70**.
- Larsen, J. C. y C. Cox (1966). "Lunar and solar daily variation in the magnetotelluric field beneath the ocean". *J. Geophys. Res.*, **71, 4441-4445**.
- Leaton, B. R., S. R. Malin y H. F. Finch (1962). "The solar and luni-solar daily variation of the geomagnetic field at Greenwich and Abinger". *R. Obs. Bull. Lond.*, **63, 1916-1957.**
- Maeda, H. (1955). "Horizontal wind system in the ionosphere E region deduced from the dynamo theory of geomagnetic Sq variation, Part I". *J. Geomagn. Geoelectr.*, **7, 121-132**.

- Malin, S. R. C. (1969). "The effect of the sea on lunar variations of the vertical component of the geomagnetic field". *Planet. Space Sci.*, **17, 487-490**.
- Malin, S. R. C. (1970). "Separation of lunar daily geomagnetic variations into parts of ionospheric and oceanic origin". *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **21, 447-455**.
- Malin, S. R. C. y S. Chapman (1970). "The determination of lunar daily geophysical variations by the Chapman-Miller Method". *Geophys. J.R. astr. Soc.*, **19, 15-35**.
- Malin, S. R. C. y J. C. Gupta (1977). "The Sq currents system during the International Geophysical Year". *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **49, 515-529**.
- Malin, S. R. C., A. Cecere y A. Palumbo (1975). "The sunspot cycle influence during the International Geophysical Year". *Geophys. Roy. Astr. Soc.*, **41, 115-126**.
- Matsushita, S. (1967). Solar quiet and lunar daily variation fields. *Physics of Geomagnetic Phenomena*, **302-424**. Academic Press, New York.
- Matsushita, S. (1983). "Cautions for the estimation of equivalent current systems from geomagnetic data". *Planet. Space Sci.*, **31, 1199-1208**.
- Matsushita, S. y W. H. Campbell (1972). "Lunar semidiurnal variations of the geomagnetic field determined from the 2.5-min data scaling". *J. Atmos. Terr. Phys.*, **34, 1187-1200**.
- Matsushita, S. y H. Maeda (1965a). "On the geomagnetic solar quiet daily variation field". *J. Geophys. Res.*, **70, 2559-2578**.
- Matsushita, S. y H. Maeda (1965b). "On the geomagnetic lunar quiet daily variation field during the I.G.Y.". *J. Geophys. Res.*, **70, 2535-2558**.
- Matsushita, S. y D. E. Trotter (1980). "IMF sector behavior deduced from geomagnetic data". *J. Geophys. Res.*, **85, 2357-2365**.
- Matsushita, S. y W. Y. Xu (1981). "IMF sectors effects on the polar geomagnetic field in winter". *J. Geophys. Res.*, **86, 7733-7743**.
- Matsushita, S. y W. Y. Xu (1983). "Equivalent ionospheric current system representing lunar daily variations of the polar geomagnetic field". *J. Geophys. Res.*, **88, 285-294**.
- Matsushita, S. y W. Y. Xu (1984). "Seasonal variations of L equivalent current systems". *J. Geophys. Res.*, **89, 285-294**.
- Matsushita, S., J. D. Tarpley y W. H. Campbell (1973). "IMF sector structure effects upon the quiet geomagnetic field". *Radio Sci.*, **8, 963-972**.
- Matuura, N. (1974). "Electric fields deduced from the thermospheric model". *J. Geophys. Res.*, **79, 4679-4689**.
- McKnight, J. D. (1995). "Lunar daily geomagnetic variations in New Zealand". *Geophys. J. Int.*, **122, 889-898**.
- Miller, J. C. P. (1934). *Mon. Not. R. Astr. Soc.*, **94, 860**.
- Nagata, T. y S. Kokubun (1962). "An additional geomagnetic daily variation field in the polar region on geomagnetically quiet days". *Rept. Ionosph. Space Res. Japan*, **16, 256-274**.
- Olsen, W. P. (1970). "Analysis of the geomagnetic diurnal variation during the International Geophysical Year". *Ger. Beitr. Geophys. Leipzig*, **80, 199-232**.
- Osgood, C., W. G. V. Rosse y N. J. W. Webber (1970). "Electric and magnetic field associated with sea tides in the English channel". *Phys. Earth Planet. Interiors*, **4, 65-77**.

- Palumbo, A. (1981). "Lunar and solar daily variations of the geomagnetic field at Italian stations".*Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, **43, 633-642**.
- Parkinson, W. D. (1983). Introduction to Geomagnetism. *Scottish Academic Press*.
- Payo, G., R. Gómez-Menor (1998). Historia del Observatorio Geofísico de Toledo. *IGN*.
- Price, A. T. y G. A. Wilkins (1963). "New methods for the analysis of geomagnetic fields and their application to the Sq field of 1932-3". *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A256, 31-98**.
- Richards, P. G. y D. G. Torr (1986). "Thermal coupling of conjugate ionospheres and tilt of the Earth´s magnetic field". *J. Geophys. Res.*, **91, 9017-9021**.
- Richmond, A. D. (1979). "Ionospheric wind dynamo theory: a review". *J. Geomagn. Geoelectr.*, **31, 287-310**.
- Richmond, A. D., S. Matsushita y J. D. Tarpley (1976). "On the production mechanism of electric currents and fields in the ionosphere". *J. Geophys. Res.*, **81, 547-555**.
- Rishbeth, H. y O. K. Garriott (1969). Introduction to Ionospheric Physics. *Academic Press,* New York.
- Rosser, W. G. V. y D. M. Schlapp (1990). "Geomagnetic lunar variations due to the ocean dynamo measured at european observatories". *Geophys. J. Int.*, **103, 257-260**.
- Russel, C. T. y R. L. McPherron (1973). "Semianual variation of geomagnetic activity". *J. Geophys. Res.*, **78, 92-108**.
- Sabin, E. (1853). "On the influence of the moon on the magnetic declination at Toronto, St. Helena, and Hobarton". *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **A143, 549-560**.
- Sastri, N. S. y D. R. K. Rao (1971). "Separation of lunar daily geomagnetic variations into parts of oceanic and ionospheric origin in the indian region". *Geophys. J.R. astr. Soc.*, **23, 269-272**.
- Shiraki, M. (1977). "Solar and lunar daily geomagnetic variations at Kakioba, Memambetsu and Kanoya, Japan, 1958-1973. *Geophys. Mag.*, **38, 37-69**.
- Shlapp, D. M. (1977). "Lunar geomagnetic tides and the ocean dynamo". *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, **39, 1453-1457**.
- Schlapp, D. M. y E. C. Butcher, (1995). "Seasonal and sunspot-cycle changes in the day-to-day variability of S_q". *Geophys. J. Int.*, **120, 173-185**.
- Schlapp, D. M. y K. Weeks (1973). "The determination of lunar tides: I. Methods of analysis". *J. Atmos. Terr. Phys.*, **35, 1811-1831**.
- Schlapp, D. M., R. Sellek y E. C. Butcher (1990). "Studies of worldwide secular trends in the solar daily geomagnetic variation". *Geophys. J. Int.*, **100, 469-475**.
- Schmidt, A. (1935). *Tafln der normierten Kugel, so wie Formeln zur Entwckilung*. Engelhard-Reyer, Gotha.
- Schuster, A. (1889). "The diurnal variation of terrestrial magnetism. *Phil. Trans. R. Soc.*, **A180, 467-518**.
- Schuster, A. (1902). "On some definitive integrals and a new method of reducing a funstion of spherical coordinates to a series of spherical harmonics". *Phil. Trans. R. Soc.*, **A200, 181-223**.
- Schuster, A. (1908). "The diurnal variation of terrestrial magnetism". *Phil. Trans. R. Soc.*, **A208, 163-204**.

- Stening, R. J. y D. E. Winch (1987). "The lunar geomagnetic tide at night". *Geophys. J.R. astr. Soc.*, **88, 461-476**.
- Stephenson, D. (1992). "Large-scale electric and magnetic fields generated by the oceans". *Journal of Geophysical Research*, **97, 15467-15480**.
- Stewart, B. (1882). Terrestrial Magnetism. *Encyclopaedia Britannica*, 8ª Edición, p. 36.
- Sugiura, M. y G. Fanselau (1966). *Goddard Space Flight Center*, **X-612-66-401**.
- Takeda, Masahiko (1985). "UT variation of internal Sq currents and the oceanic effect during 1980 March 1-18". *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **80, 649-659**.
- Tarpley, J. D. (1970). "The ionospheric wind dynamo: I. Lunar tide". *Planet. Space Sci.*, **18, 1075-1090**.
- Tschu, K. K. (1949). *Austr. J. Sci. Res.*, **A, 2, 1**.
- Tyler, R. H., T. B. Sanford y J. M. Oberhuber (1997). "Geophysical challenges in using large-scale ocean-generated EM fields to determine the ocean flow". *J. Geomag. Geoelectr.*, **49, 1351-1372**.
- van Bemmelen (1912). "Die lunare Variation des Erdmagnetismus". *Meteorol. Z.*, **29, 218-225**.
- van Bemmelen (1913). "Berichtigung zu meiner Abhandlung uber die lunare Variatios des Erdmagnetismus". *Meteorol. Z.*, **30, 1331-1336**.
- van Saben, D. (1970). "Solstitial Sq currents through the magnetosphere". *J. Atmos. Terr. Phys.*, **32, 1331-1336**.
- Wagner, C. U., D. Möhlman, K. Schäfer, V. M. Mishin y M. I. Matveev (1980). "Large-scale electric fields and curents and related geomagnetic variations in the quiet plasmasphere". *Space Sci. Rev.*, **26, 391-446**.
- Walker, E. (1866). Terrestrial and Cosmical Magnetism. Deighton Bell, Cambridge.
- Wilkes, M. V. (1962). *J. Atmos. Terr. Phys.*, **24, 73**.
- Winch, D. E. (1981). "Spherical harmonic analysis of geomagnetic tides, 1964-1965". *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **303, 1-104**.

7. GLOSARIO

- Ángulo cenital solar: Ángulo formado por la línea que une el punto de la superficie terrestre con el Sol y la vertical en dicho punto.
- Ángulo de fase lunar, ν: Ángulo horario entre la posición de la Luna y la del Sol (visto desde el Polo Norte Geográfico), medido desde el centro de la Tierra. Su valor es de 0 h en Luna Nueva.
- Aurora: Fenómeno luminoso transitorio que se origina en latitudes elevadas, y que aparece por la entrada en la atmósfera de partículas cargadas por las zonas de precipitación, que actúan con moléculas de oxígeno y nitrógeno, constituyentes fundamentales entre los 100 y los 500 Km. de altura.
- Ciclo solar: Ciclo de actividad del Sol debido a la variación en la distribución y cantidad de manchas solares en él. Este ciclo tiene una duración de 11 años, que se convierte en 22 años si se consideran los cambios de polaridad en dichas manchas.
- Campo Magnético Interplanetario, IMF: Campo magnético débil, de unas 5 nanoTeslas, que es arrastrado por el viento solar. Se origina en el Sol y estrictamente forma parte de su campo magnético.
- Campo Magnético Principal: Parte del campo magnético terrestre originado en el interior de la Tierra, debido a procesos dentro del núcleo terrestre.
- Campo externo: Parte del campo magnético terrestre originado en el exterior de la Tierra, con origen en la ionosfera y en la magnetosfera.
- Colatitud geomagnética: Ángulo complementario de la latitud geomagnética.
- Componente H: Proyección horizontal de la intensidad del campo magnético F.
- Componente X: Componente de la intensidad del campo magnético terrestre dirigida hacia el Norte Geográfico.
- Componente Y: Componente de la intensidad del campo magnético terrestre dirigida hacia el Este Geográfico.
- Componente Z: Componente de la intensidad del campo magnético terrestre dirigida hacia el centro de la Tierra. Se elige positiva la dirección del eje Z hacia abajo, por ser ésta la dirección del campo magnético en el hemisferio norte.
- Declinación geomagnética, D: Ángulo formado por la dirección del Norte Magnético y la del Norte Geográfico. Es positiva hacia el Este y negativa hacia el Oeste.
- Ecuador geomagnético: Plano normal al eje del dipolo magnético terrestre que pasa por el centro de la Tierra, definido en la aproximación dipolar.
- Gamma: Submúltiplo del gauss en el Sistema Cegesimal. Equivale a una nanoTesla en unidades del Sistema Internacional.
- Gauss: Unidad de la inducción magnética B en el Sistema Cegesimal. Equivale a 10^{-4} Teslas en el Sistema Internacional.
- IGRF: Siglas de "International Geomagnetic Reference Field". Son los modelos matemáticos más utilizados para calcular el campo magnético terrestre en una fecha dada. Estos modelos consisten en coeficientes de armónicos esféricos derivados a partir de datos de observatorios y de satélites.
- Inclinación geomagnética, I: Ángulo entre la intensidad del campo magnético y la componente horizontal H.

- Índice geomagnético Kp: Índice que proporciona una medida de las perturbaciones irregulares del campo magnético terrestre producidas por radiación de partículas procedentes del Sol. Es el valor medio de los niveles de perturbación en las dos componentes horizontales del campo geomagnético observados en 13 estaciones subaurorales seleccionadas.
- Índice geomagnético ap: Índice que proporciona una medida de las perturbaciones irregulares del campo magnético terrestre producidas por radiación de partículas procedentes del Sol. Este índice fue introducido con el fin de obtener una escala lineal a partir del índice geomagnético Kp.
- Índice geomagnético Ap: Índice que proporciona una medida de las perturbaciones irregulares del campo magnético terrestre producidas por radiación de partículas procedentes del Sol. Se obtiene promediando los ocho valores diarios del índice geomagnético ap.
- Ionosfera: Zona de la atmósfera en la que, además de partículas neutras, existe un número significativo de electrones libres e iones positivos, siendo el conjunto eléctricamente neutro. Esta zona débilmente ionizada comienza a 50-60 Km. de altura, presenta un máximo de densidad electrónica alrededor de los 220-300 Km. de altura y su límite superior no está bien definido, extendiéndose hasta los 2500 Km. donde empieza la protonosfera.
- Latitud geomagnética: Ángulo formado por el ecuador geomagnético y la línea que une el centro de la Tierra con el punto cuya latitud se quiere calcular. Es positiva hacia el Norte y negativa hacia el Sur.
- Longitud geomagnética: Con origen en el meridiano geográfico que pasa por el polo geomagnético. Es positiva hacia el Este. Los meridianos geomagnéticos son los círculos máximos que pasan por los polos geomagnéticos.
- Magnetopausa: Límite exterior de la magnetosfera, que representa el límite del campo magnético terrestre. Su espesor es de unas decenas de kilómetros.
- Magnetosfera: Cavidad controlada por el campo magnético terrestre que recibe aportes de plasma frío de la ionosfera y de plasma caliente del viento solar a través de los sumideros polares. Su límite superior lo constituye la magnetopausa, y su límite inferior sobre la superficie de la Tierra no está unívocamente definido. Se extiende a una distancia de unos 11 radios terrestres en dirección hacia el Sol, y unos 60 radios terrestres en dirección contraria.
- Mancha solar: Región oscura sobre la superficie solar, donde el campo magnético es tan intenso que impide el flujo de energía desde el interior del Sol. Sin este aporte de energía, la mancha solar se enfría por debajo de la temperatura media, apareciendo más oscura que las regiones colindantes a la misma.
- Medida absoluta: Medida de la intensidad o del ángulo de un elemento magnético, en la que se obtiene el valor total, sin emplear métodos comparativos.
- Medida relativa: Medida de la intensidad o del ángulo de un elemento magnético deducida a partir de otro valor que se toma como dato comparativo o de referencia.
- Número de manchas solares, R: Se define como $R = k (10g + s)$, donde s es el número de manchas solares individuales, g el número de grupos de manchas, y k es un factor de observación.
- Polo geomagnético: Intersección del eje del dipolo magnético terrestre con la superficie de la Tierra.

- Región D: Región de la ionosfera situada aproximadamente entre los 60 y 90 Km. de altura. Se caracteriza por una elevada absorción de ondas electromagnéticas, causada por la alta densidad de partículas neutras que contiene. Esta región sólo existe durante el día.
- Región E: Región de la ionosfera comprendida entre los 90 y 140 Km. de altura. La ionización en esta región se debe a radiación ultravioleta comprendida entre 80 y 102.7 nm, así como a rayos X entre 1-10 nm. Está subdividida en tres: E (la más regular de las tres), E_2 (capa superior que se observa a veces)y E_S (E esporádica).
- Región F: Región de la ionosfera en que se distinguen dos capas: F1, comprendida entre los 140 y los 200 Km. de altura y que suele desaparecer por la noche, y F2, situada a continuación hasta los 500 Km.
- Tesla: Unidad de la inducción magnética B en el Sistema Internacional.
- Tiempo lunar, τ: Ángulo que mide la posición de la Luna con respecto a un observador situado en un punto de la superficie de la tierra. Su valor es de 0 h cuando, vista desde el Polo Norte Geográfico, la Luna se encuentra en la recta que une dicho punto con el centro de la Tierra, pero en el lado opuesto al punto considerado.
- Viento solar: Emisión continua de materia desde el Sol debido a la expansión de la corona solar. Es un plasma con un flujo de $2*10^{12}$ –$7*10^{12}$ partículas/s.m^2. La emisión de viento solar no es uniforme ni en el espacio ni en el tiempo.

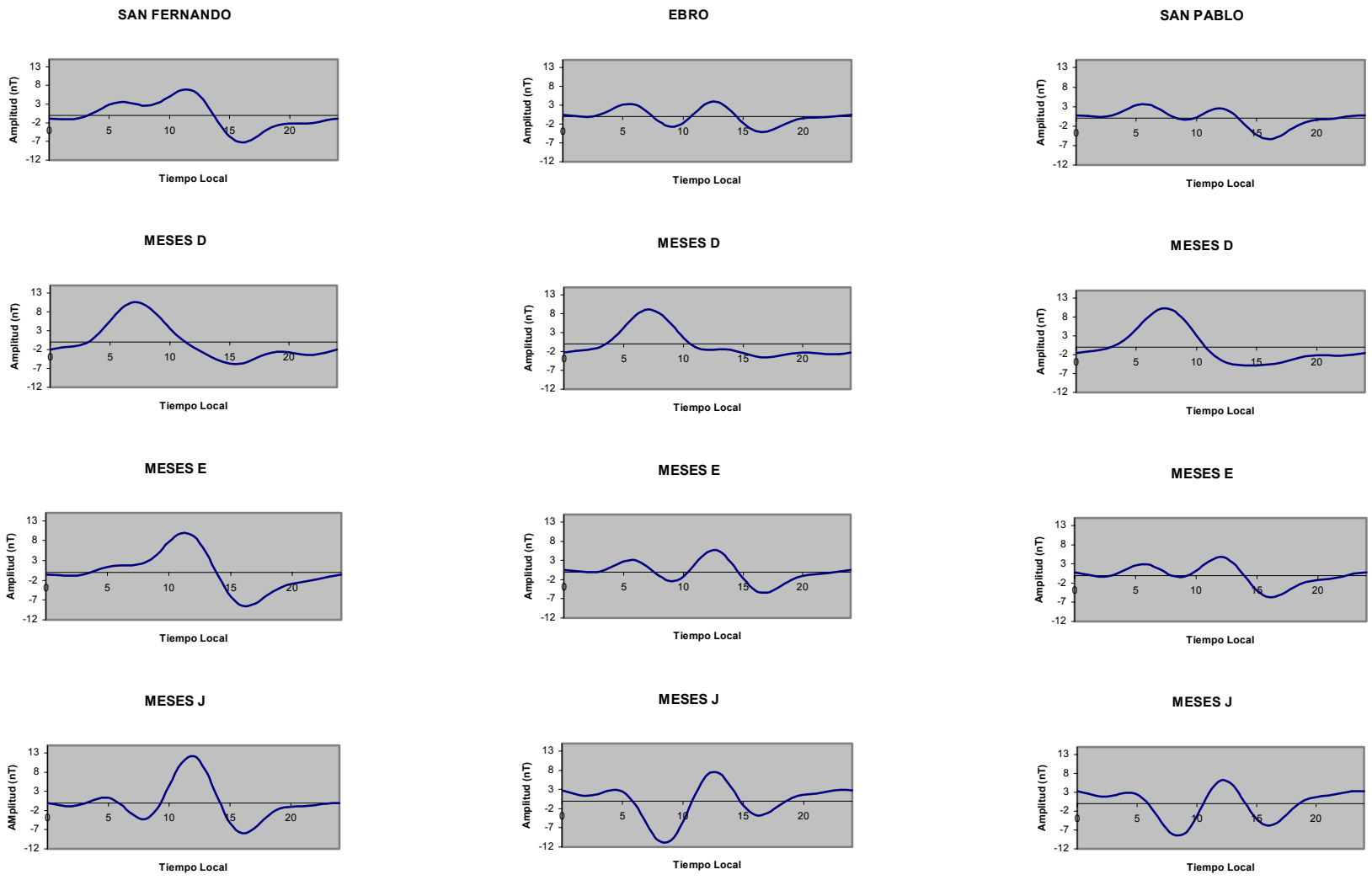
8. APÉNDICES

En las páginas siguientes se recogen las gráficas diarias solares y lunares (ionosféricas y oceánicas) correspondientes, tanto a la década de los noventa, como a los años sesenta.

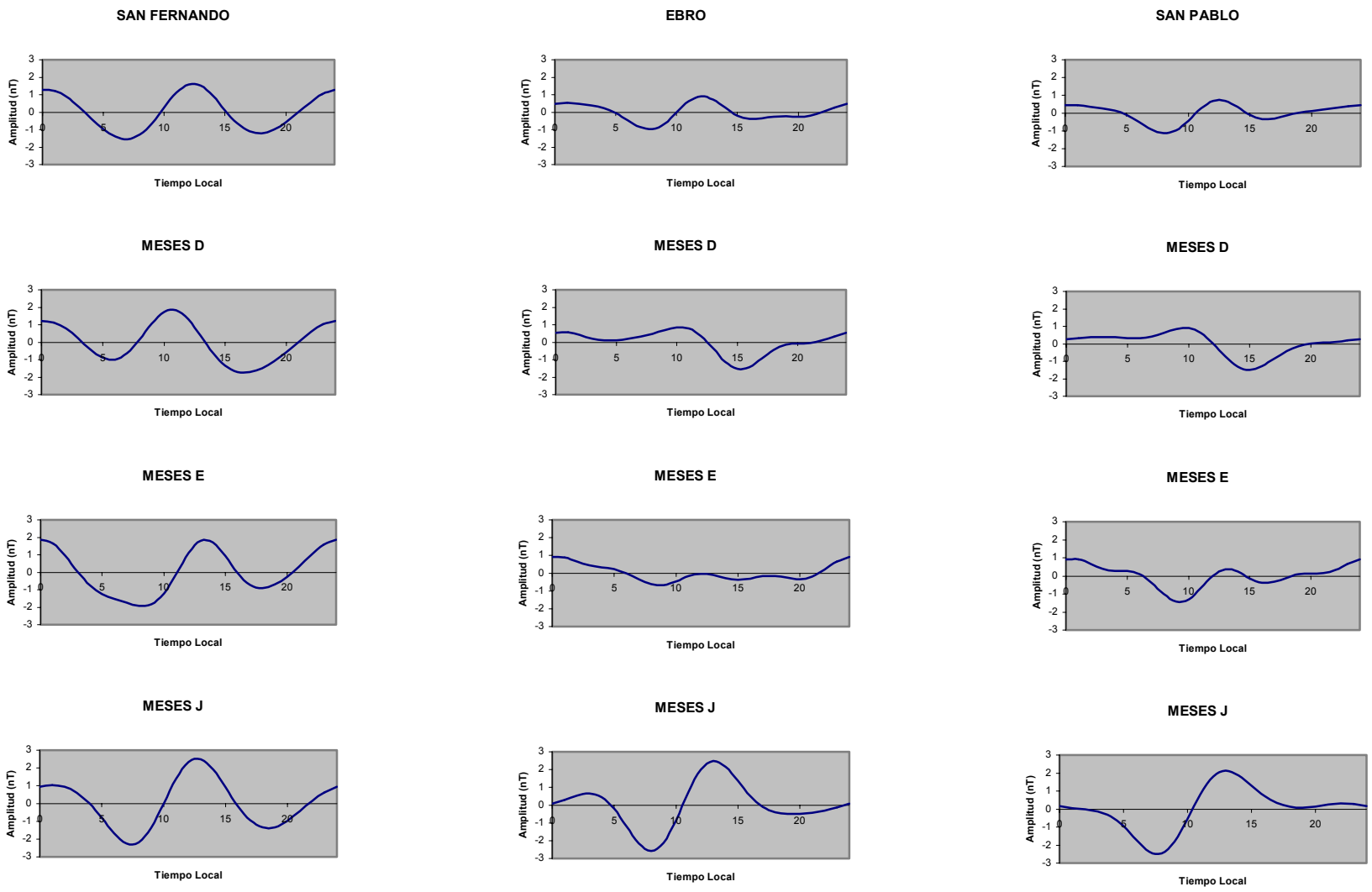
El Apéndice 1 incluye las gráficas solares y lunares (ionosféricas y oceánicas) obtenidas a partir del análisis de los datos correspondientes a los tres Observatorios en funcionamiento en España en los años noventa. En cada figura se representan, en la parte superior, las gráficas diarias de los tres Observatorios, obtenidas utilizando todos los datos disponibles. Seguidamente se representan las gráficas diarias para cada uno de los meses de Lloyd, para así poder analizar el cambio, a lo largo del año, de estas variaciones.

En el Apéndice 2 se recogen las gráficas solares y lunares (ionosféricas y oceánicas) correspondientes a los años sesenta (excepto la componente Z de San Fernando, calculada a partir de los datos de los noventa) para los seis observatorios peninsulares. Junto a cada gráfica se indican las coordenadas geográficas de cada estación. Las gráficas aparecen ordenadas según la longitud geográfica de cada emplazamiento. Así, Coimbra, la estación más cercana al Océano Atlántico, aparece en primer término y el Ebro, la más alejada de las seis, se sitúa en la última posición.

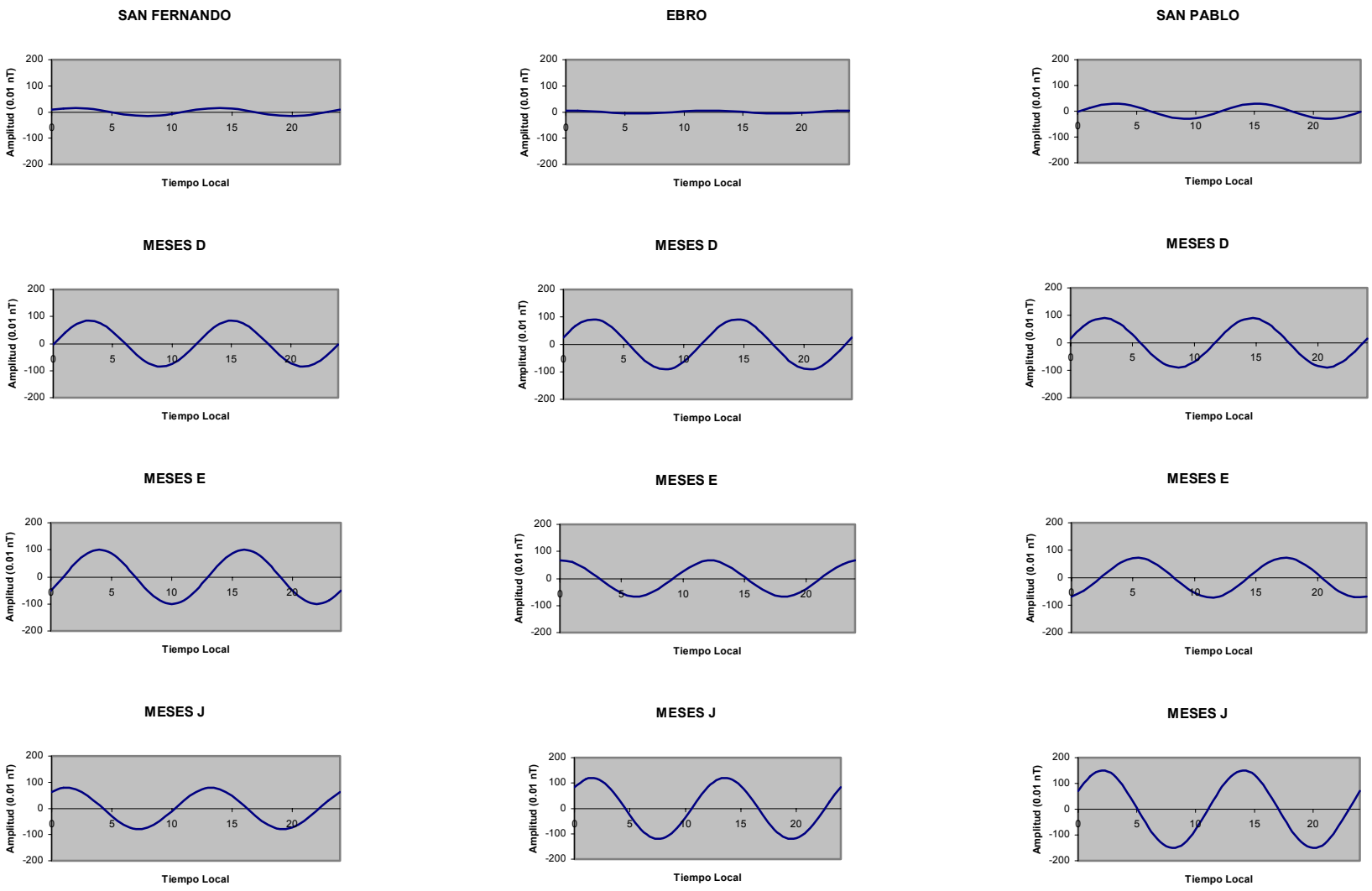
8.1 APÉNDICE 1: GRÁFICAS DIARIAS DE LA VARIACIÓN ESTACIONAL



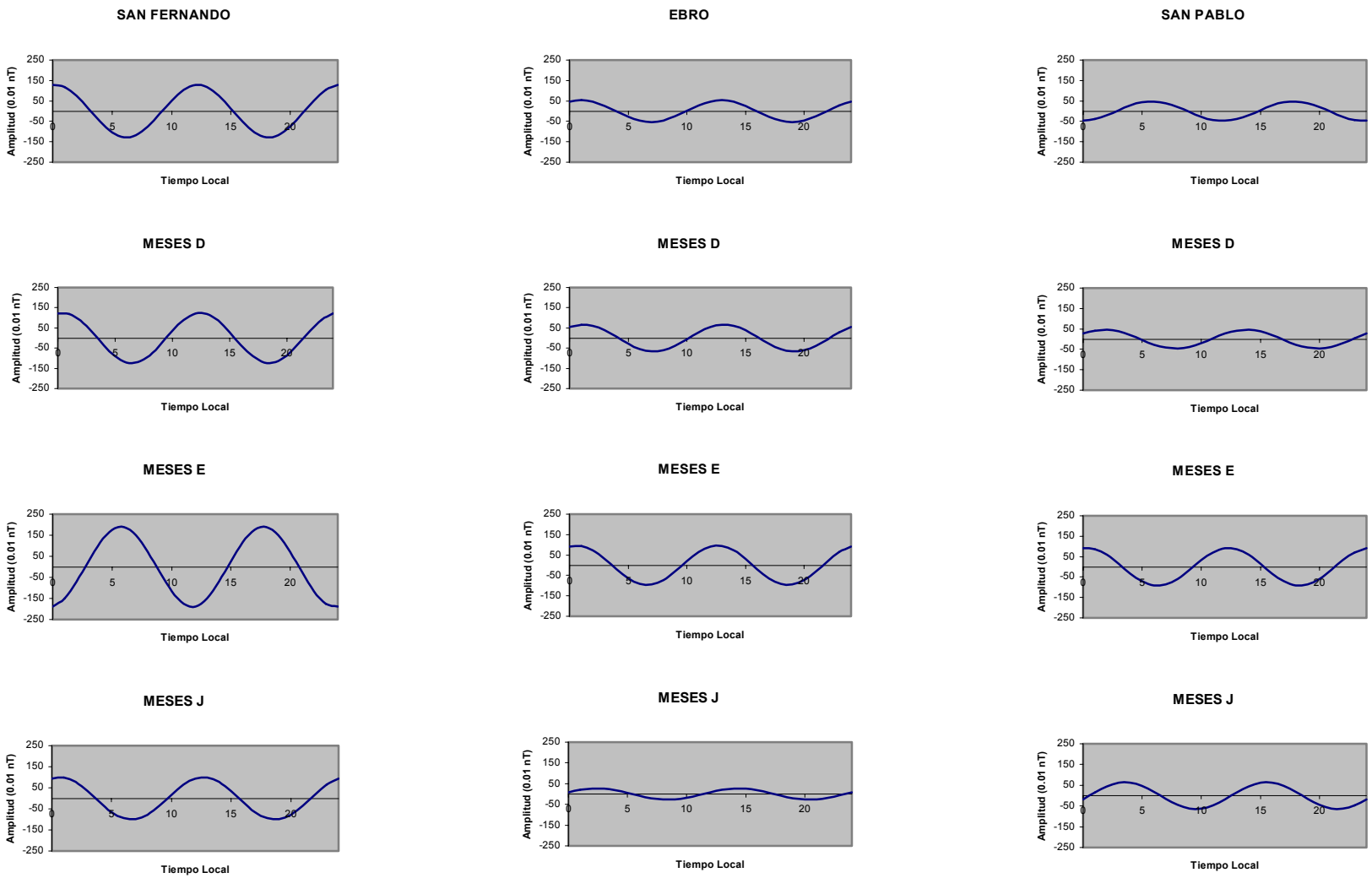
Componente X solar.



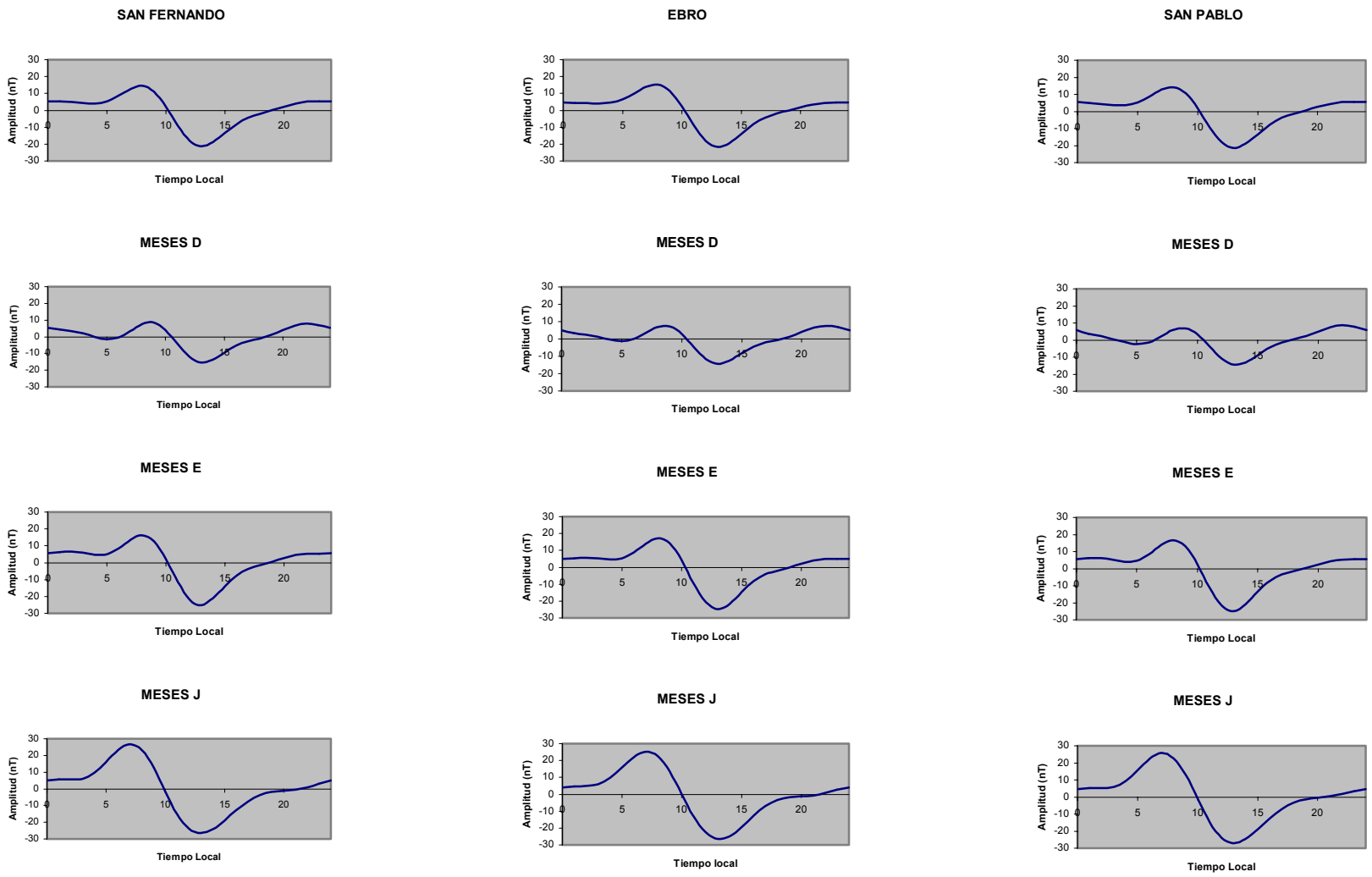
Componente X Lunar.



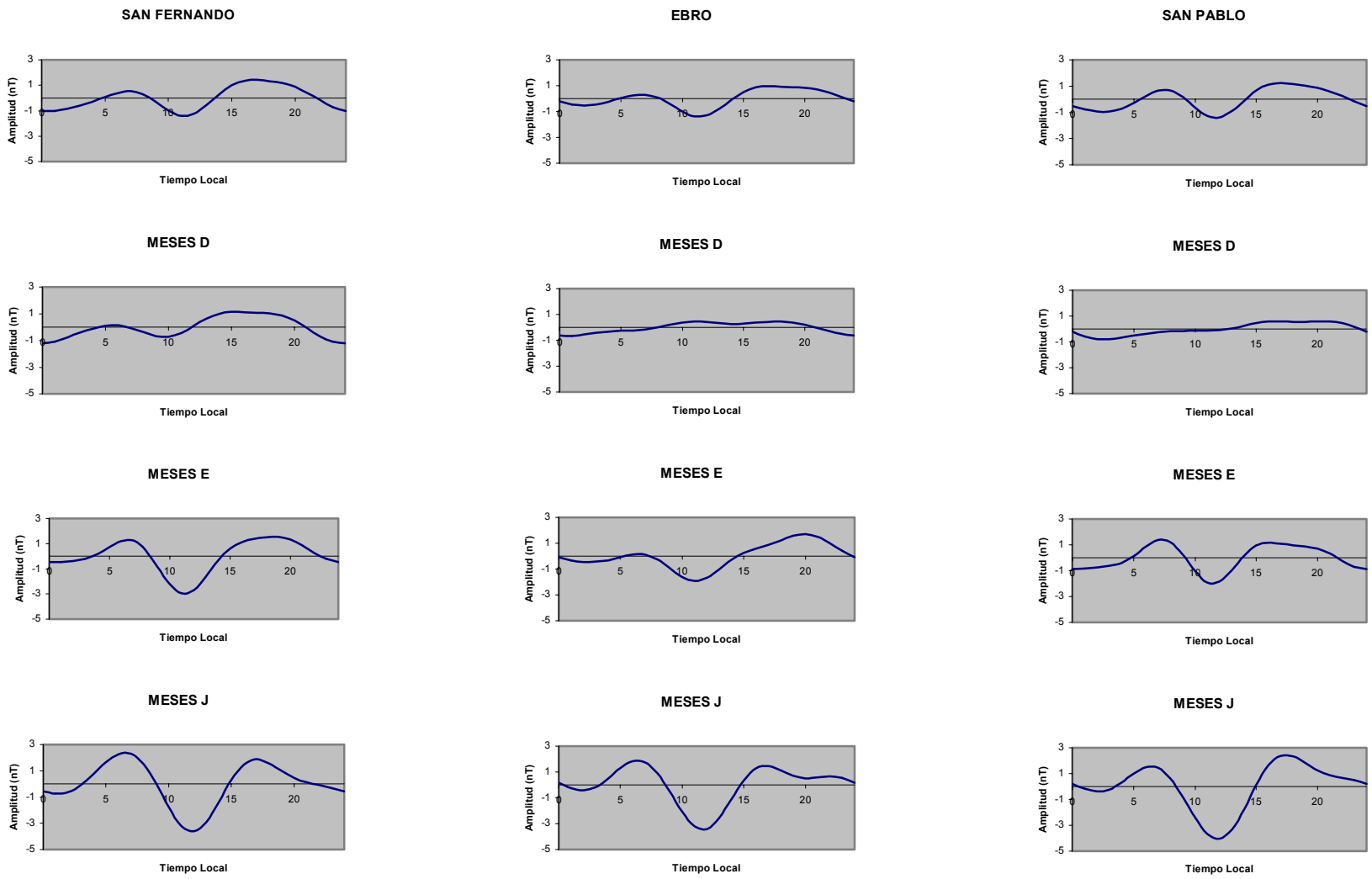
Contribución Ionosférica de X.



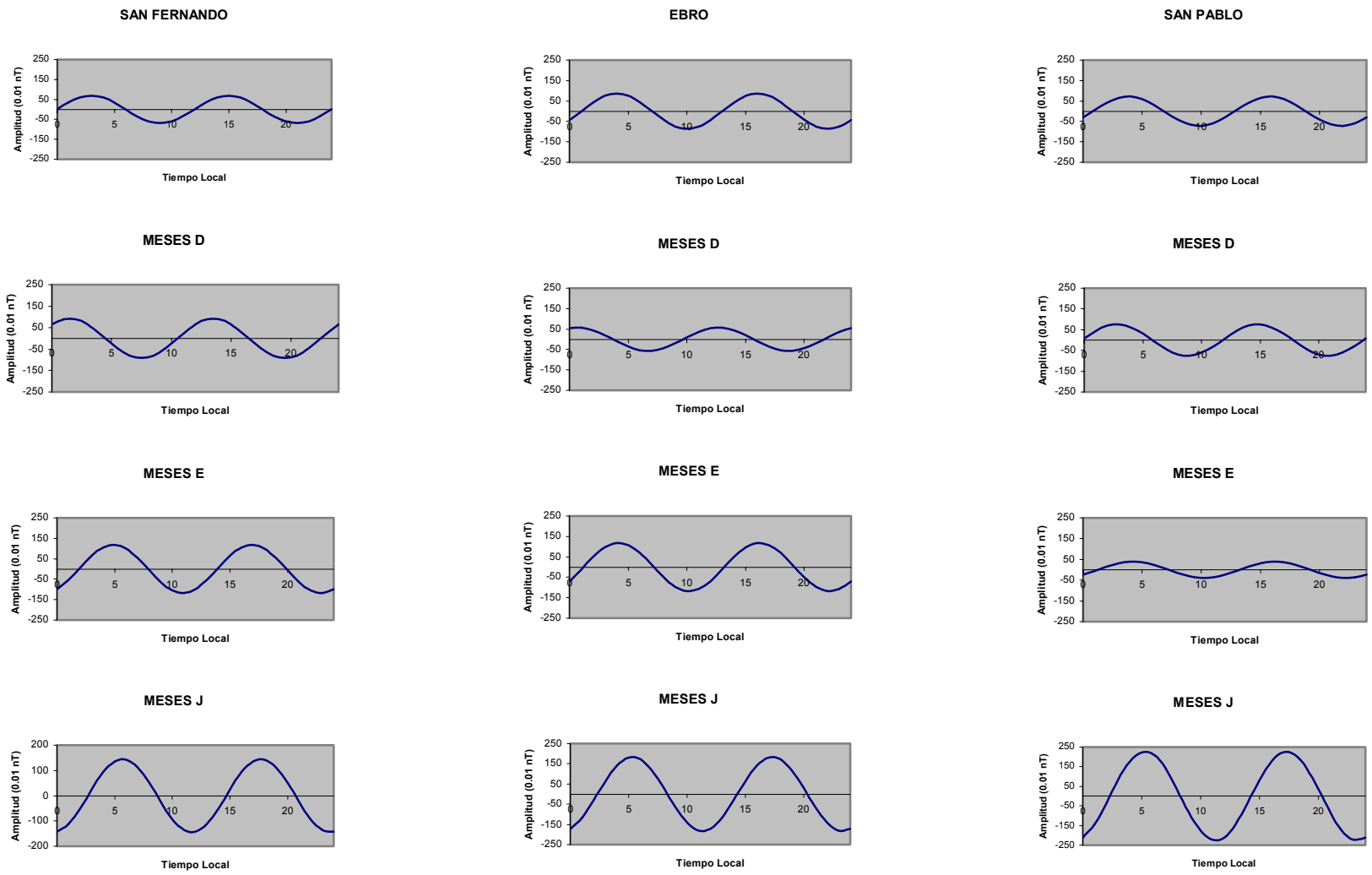
Contribución Oceánica de X.



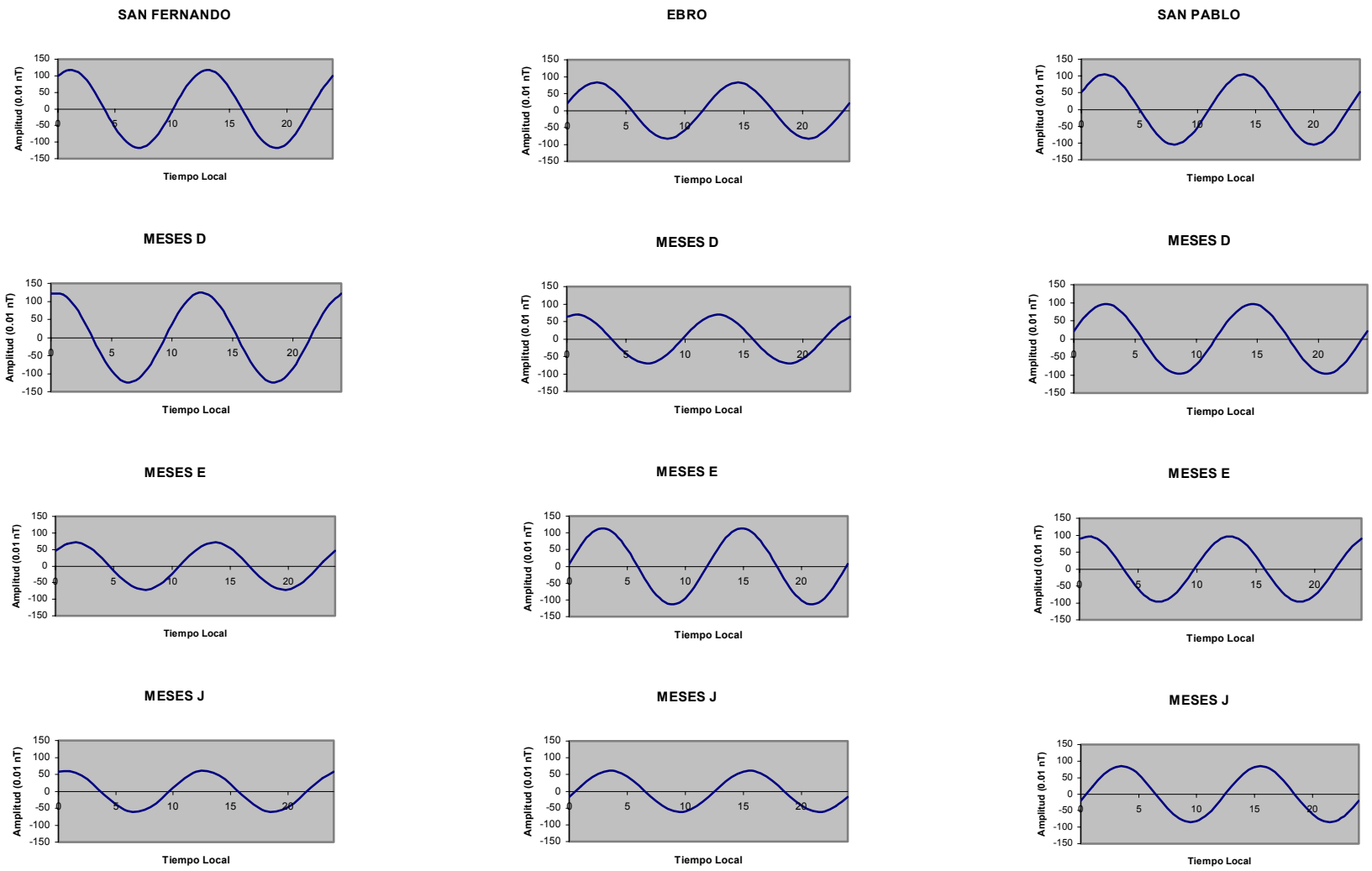
Componente Y Solar.



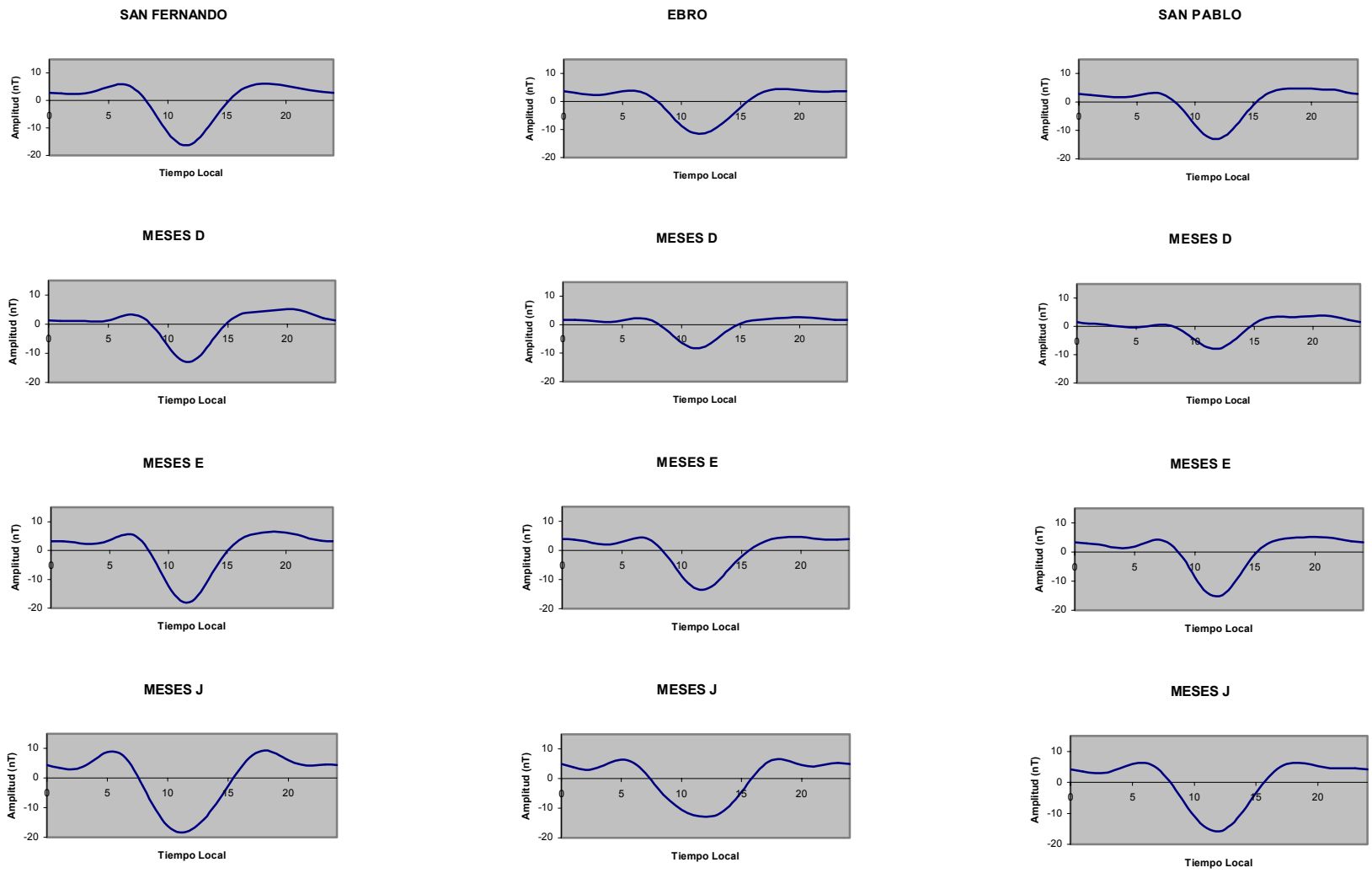
Componente Y Lunar.



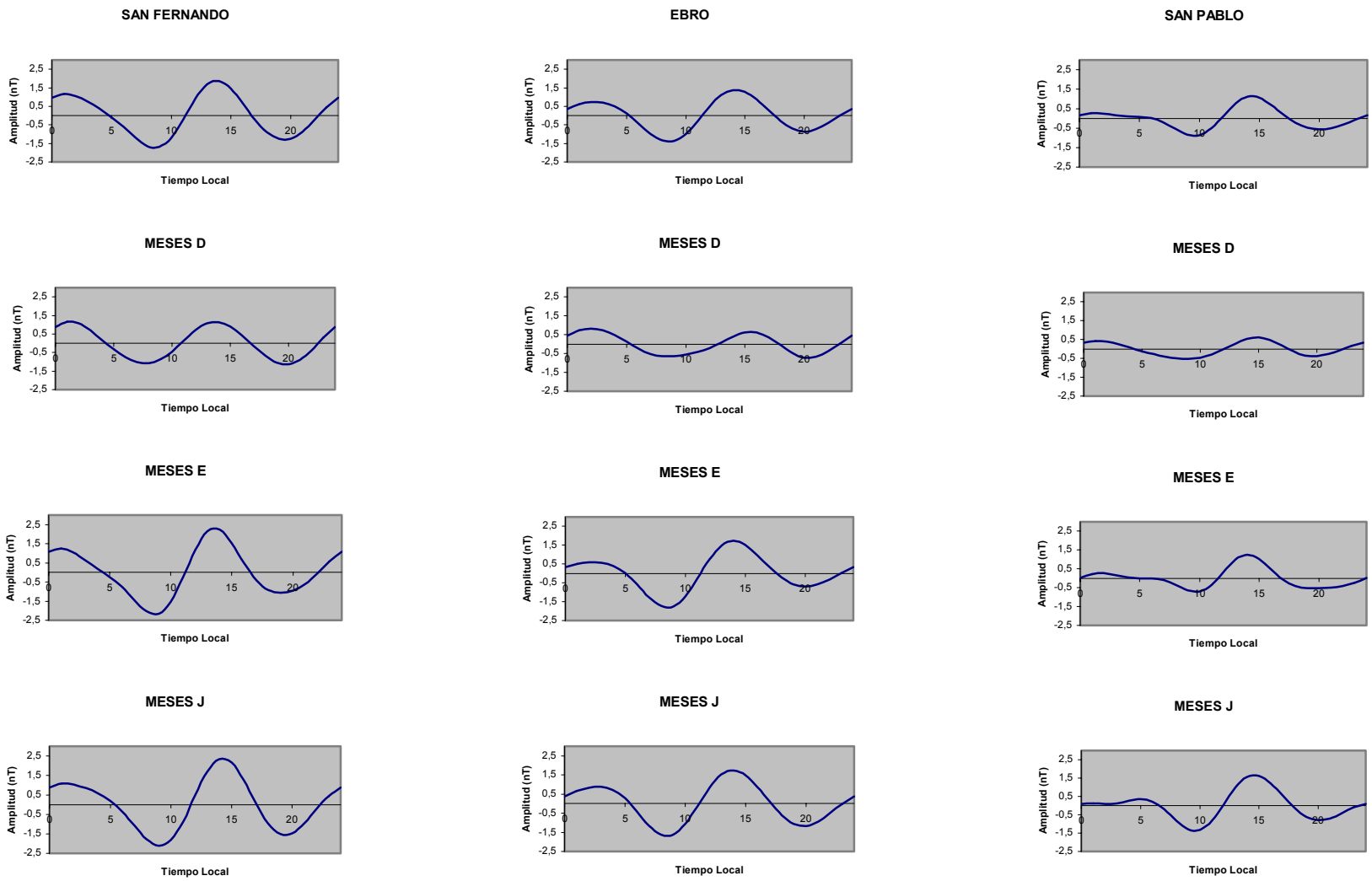
Contribución Ionosférica de Y.



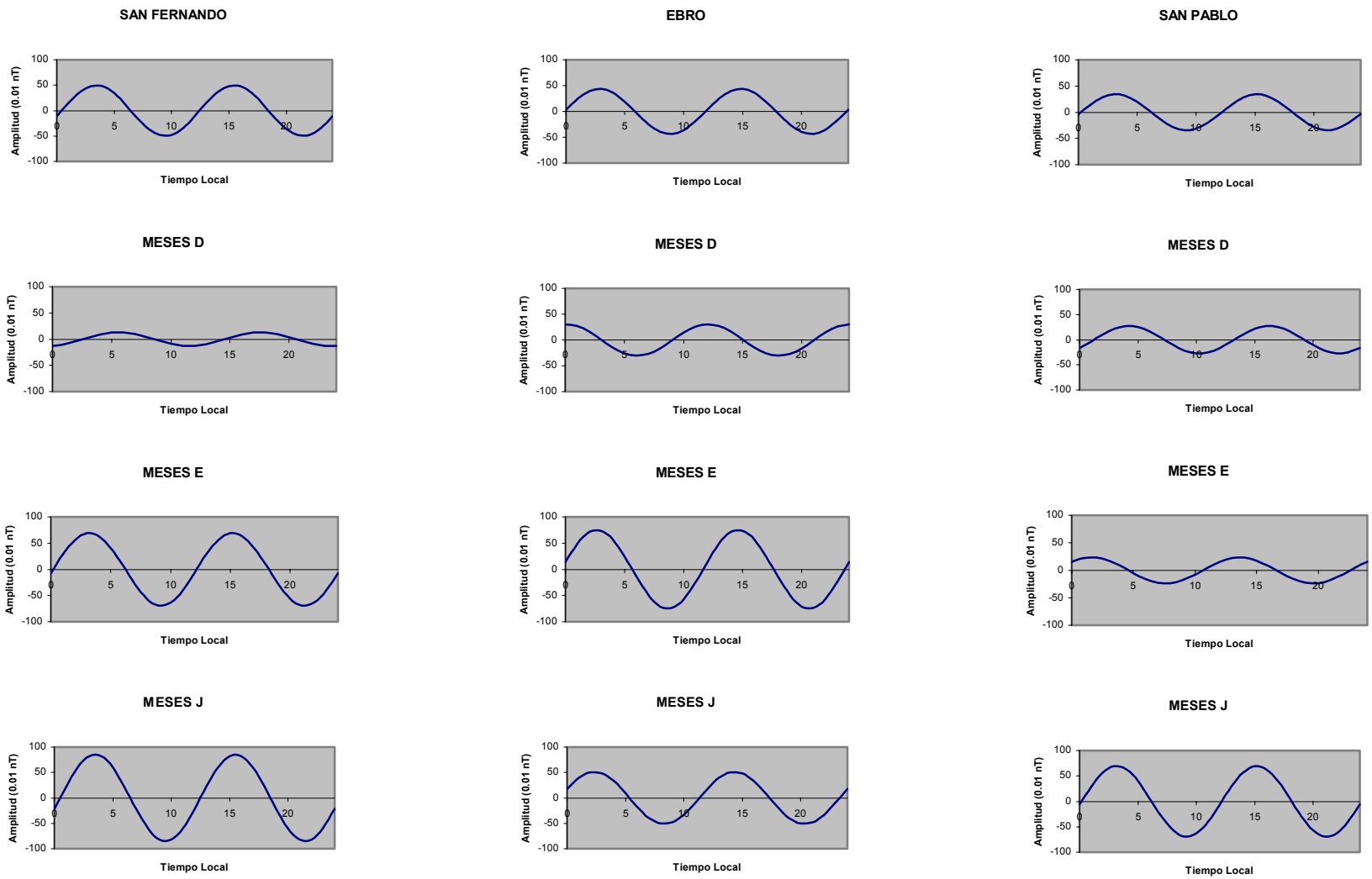
Contribución Oceánica de Y.



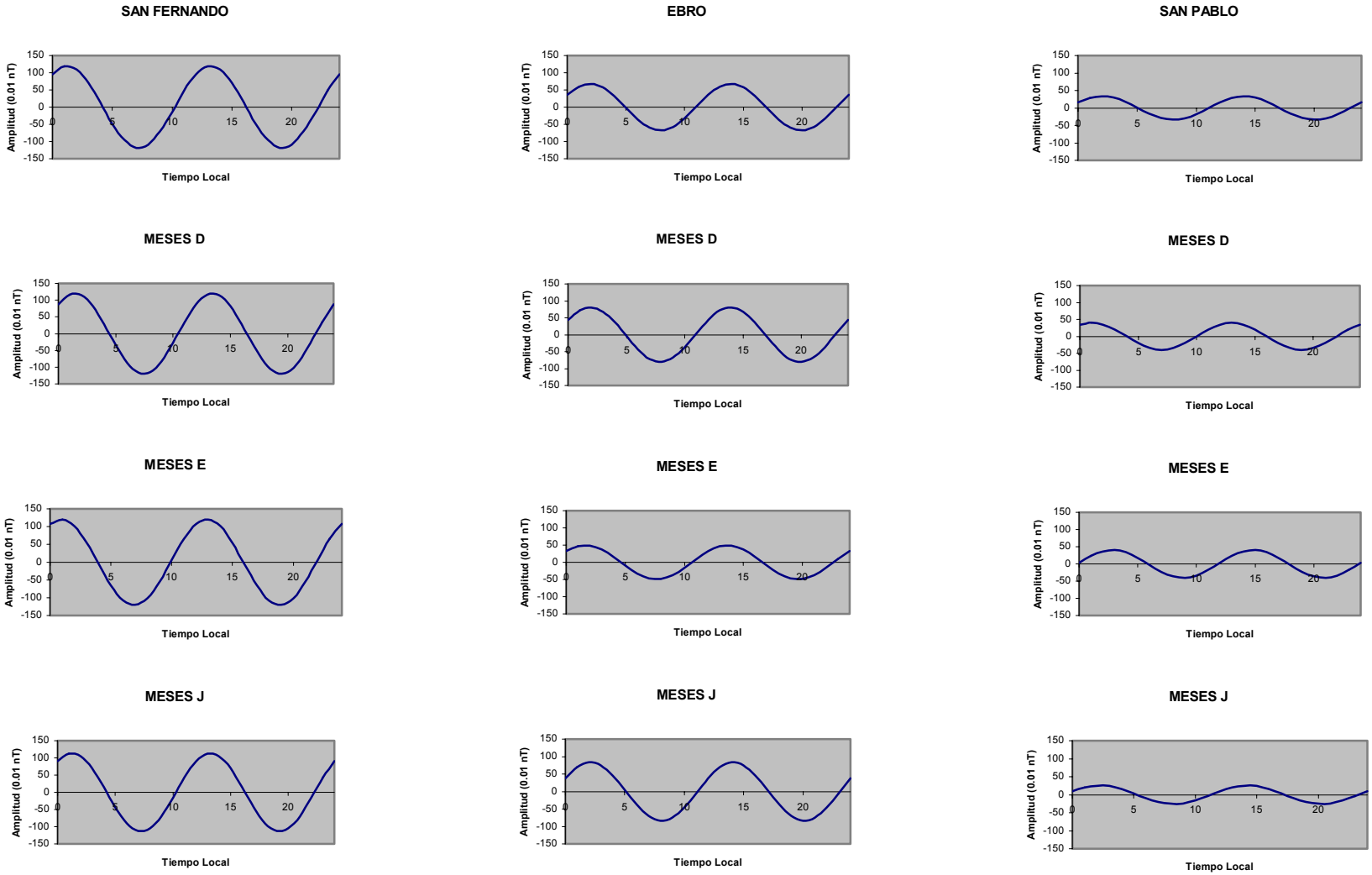
Componente Z Solar.



Componente Z Lunar.



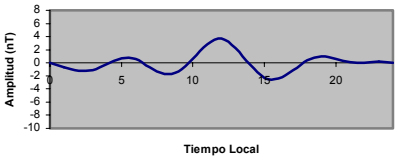
Contribución Ionosférica de Z.



Contribución Oceánica de Z.

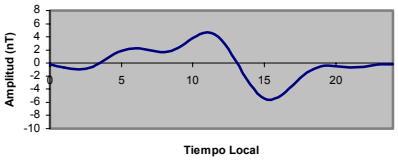
8.2 APÉNDICE 2: GRÁFICAS DIARIAS DE LA VARIACIÓN GEOGRÁFICA

COIMBRA



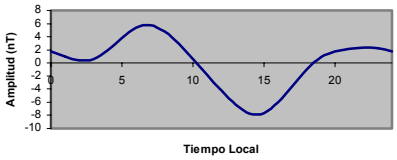
Coordenadas Geográficas:
Latitud: 40.21º N
Longitud: 351.58º E

SAN FERNANDO



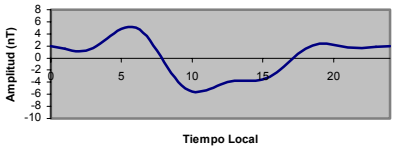
Coordenadas Geográficas:
Latitud: 36.46º N
Longitud: 353.80º E

TOLEDO



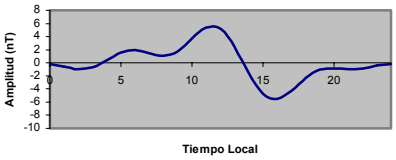
Coordenadas Geográficas:
Latitud: 39.88º N
Longitud: 355.95º E

LOGROÑO



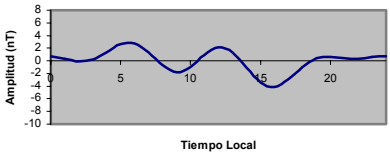
Coordenadas Geográficas:
Latitud: 42.46º N
Longitud: 357.50º E

ALMERÍA



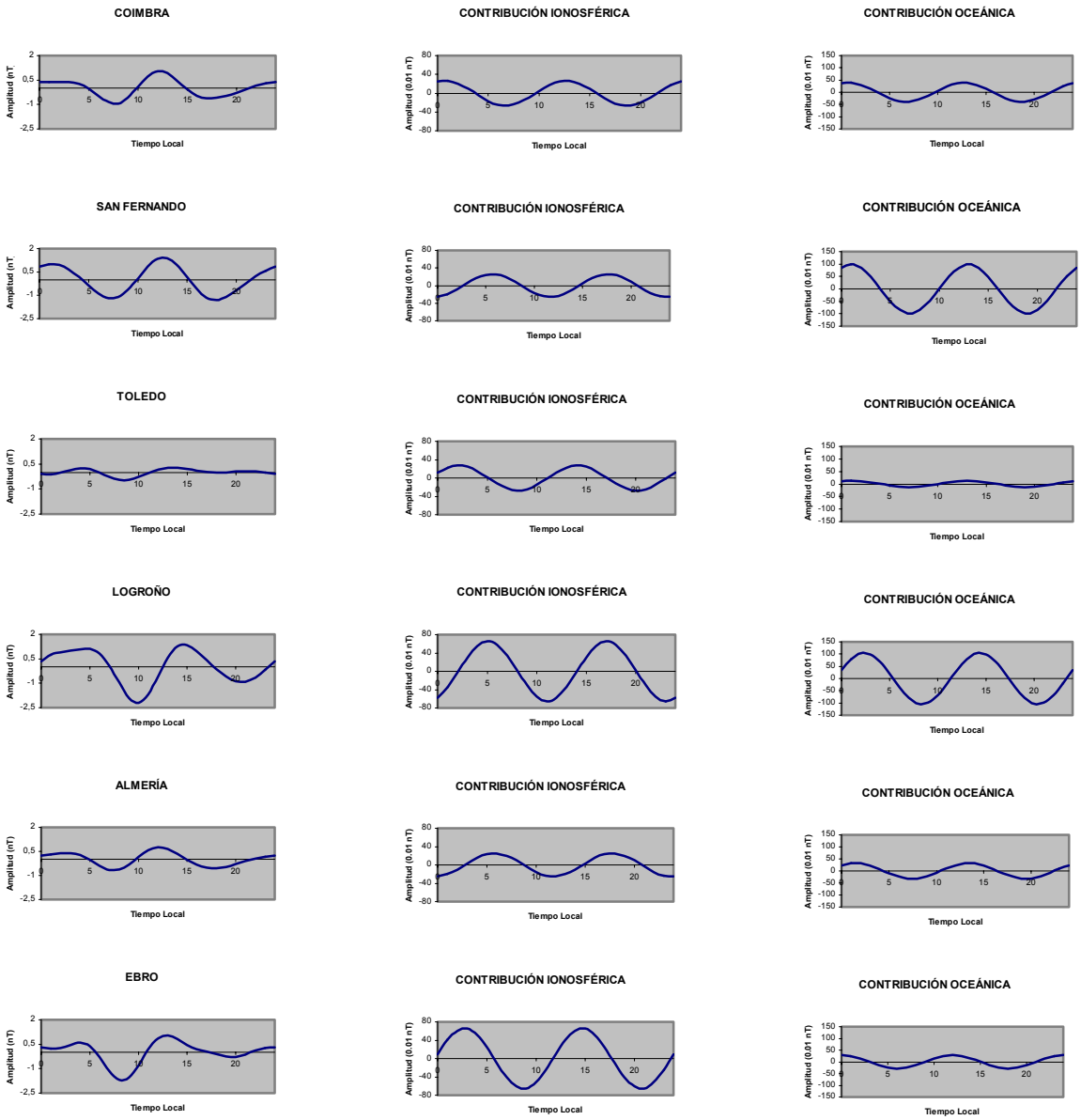
Coordenadas Geográficas:
Latitud: 36.85º N
Longitud: 357.54º E

EBRO



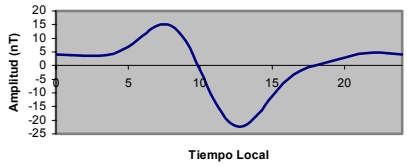
Coordenadas Geográficas:
Latitud: 40.82º N
Longitud: 359.51º E

Gráficos diarios para la componente X solar en los años 1964-1965.



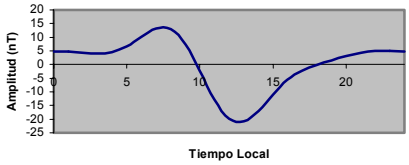
Gráficos diarios de la X lunar, y de sus partes ionosférica y oceánica.

COIMBRA



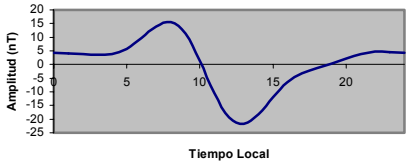
Coordenadas Geográficas:
Latitud: 40.21º N
Longitud: 351.58º E

SAN FERNANDO



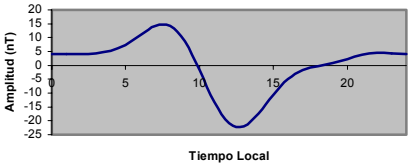
Coordenadas Geográficas:
Latitud: 36.46º N
Longitud: 353.80º E

TOLEDO



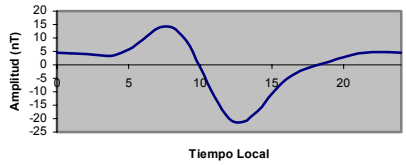
Coordenadas Geográficas:
Latitud: 39.88º N
Longitud: 355.95º E

LOGROÑO



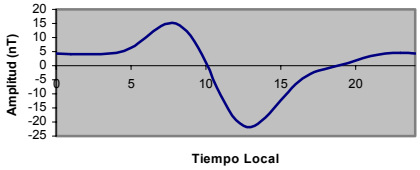
Coordenadas Geográficas:
Latitud: 42.46º N
Longitud: 357.50º E

ALMERÍA



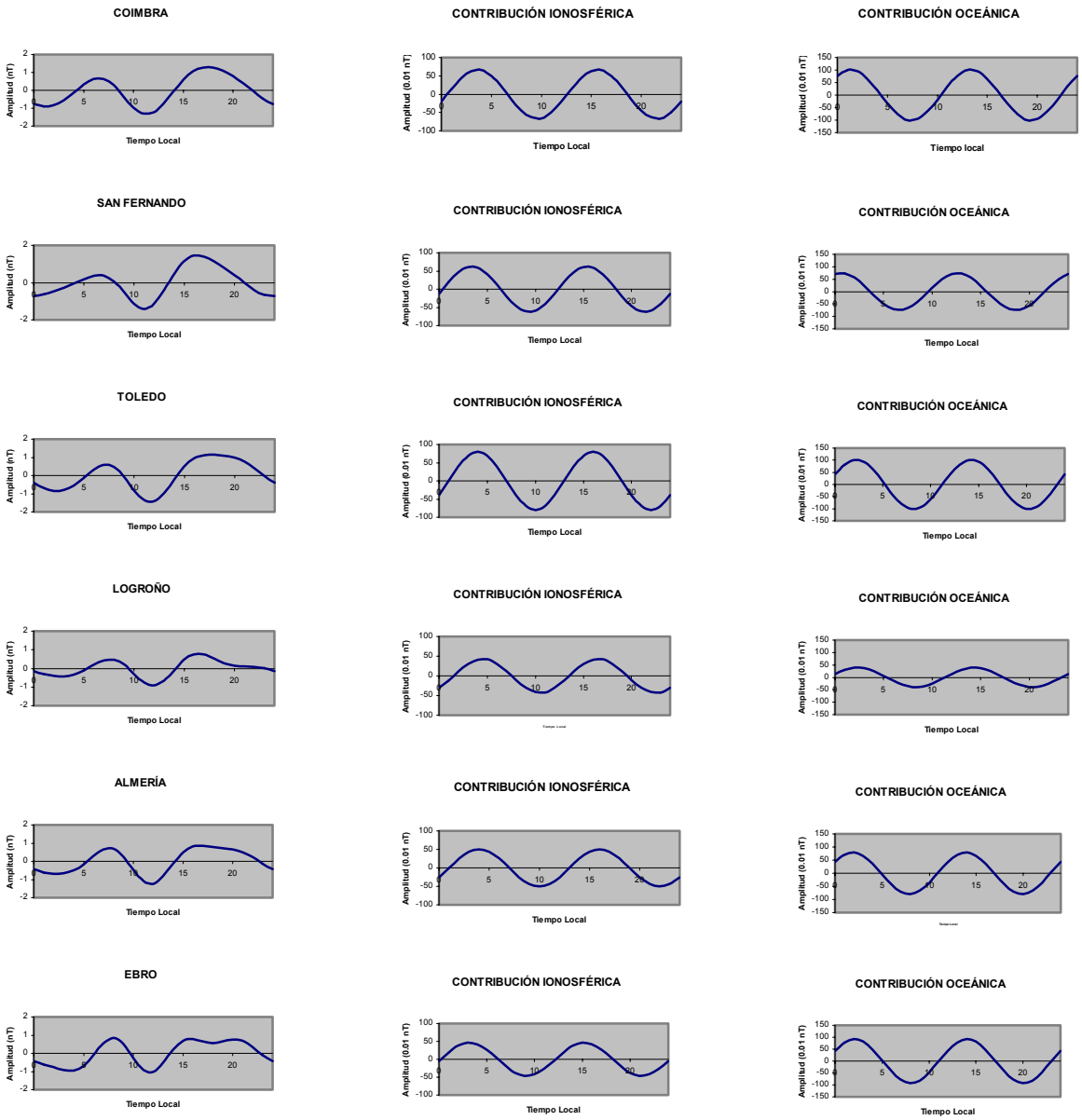
Coordenadas Geográficas:
Latitud: 36.85º N
Longitud: 357.54º E

EBRO



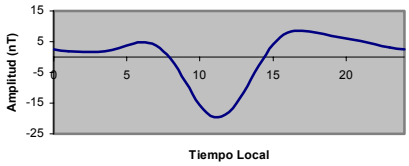
Coordenadas Geográficas:
Latitud: 40.82º N
Longitud: 359.51º E

Gráficos diarios para la componente Y solar en 1964-1965.



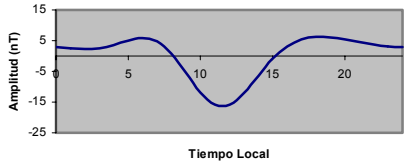
Gráficos diarios de Y lunar, y de sus partes ionosférica y oceánica.

COIMBRA



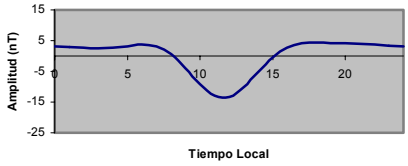
Coordenadas Geográficas:
Latitud: 40.21º N
Longitud: 351.58º E

SAN FERNANDO



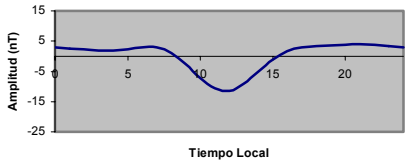
Coordenadas Geográficas:
Latitud: 36.46º N
Longitud: 353.80º E

TOLEDO



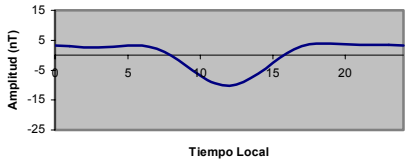
Coordenadas Geográficas:
Latitud: 39.88º N
Longitud: 355.95º E

LOGROÑO



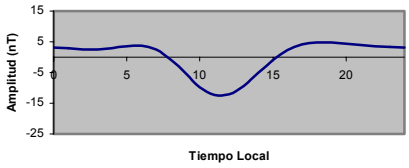
Coordenadas Geográficas:
Latitud: 42.46º N
Longitud: 357.50º E

ALMERÍA



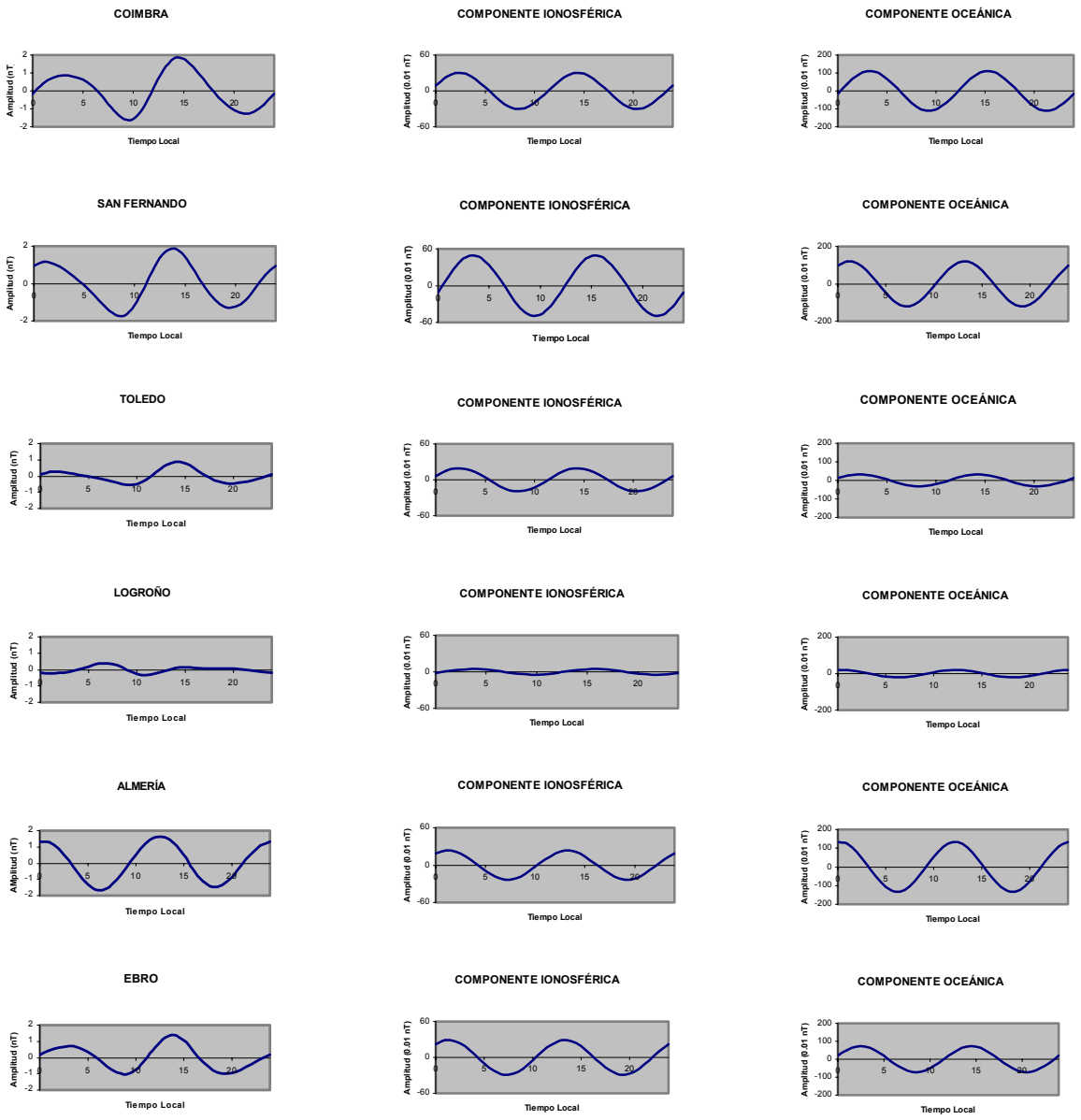
Coordenadas Geográficas:
Latitud: 36.85º N
Longitud: 357.54º N

EBRO



Coordenadas Geográficas:
Latitud: 40.82º N
Longitud: 359.51º E

Gráficos diarios para la componente Z solar en los años 1964-1965.



Gráficos diarios de la componente Z lunar, y de sus contribuciones ionosférica y oceánica, para los Observatorios Peninsulares en 1964-1965.