

## Análisis Espectral de las Medias Mensuales del Campo Geomagnético en el Observatorio de Huancayo (desde 1922 hasta 1990)

Joel Rojas Acuña<sup>1</sup> y Jorge A. Bravo Cabrejos<sup>2</sup>

Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Nacional Mayor de San Marcos  
Apartado Postal 14-0149, Lima 14, Perú.  
E-mail: (1) d220092@unmsm.edu.pe, (2) d220008@unmsm.edu.pe

**ABSTRACT:** *Spectral analysis has been applied to time series of monthly mean values of D, H and Z components of the geomagnetic field recorded at the Huancayo Magnetic Observatory (HMO). The maximum entropy spectral analysis technique, according to the algorithm by J.P. Burg, was used to calculate the coefficients for the error prediction filter, and Akaike's criteria was used to obtain the length of the error prediction filter. The technique of fast Fourier transform was also applied to the same data with the purpose of comparison with the results obtained with the maximum entropy technique. Polynomials of second and third degrees were fitted to the D and H time series respectively by the least squares method, and a Fourier series with 30 harmonics was fitted to the Z time series. After removal of the tendency, which explains much of the secular variation of internal origin, the residual variations exhibit fluctuations of external origin. The existence of a ~34 year spectral line is resolved very intensely in the D and H records. A period of 10.6 years, related to the solar cycle (11 years) is resolved in D and H, and a period of 26.9 months, related to the quasibiennial (26 months) is resolved in Z. The annual and semiannual periods are resolved in all the spectra with both methods. Periods of nearly 2.5, 3 and 4 months are detected in all the spectra with both methods. The obtained periods are related to external variations except that of ~34 years which could be the first harmonic of the ~60 year period [11] of internal origin.*

**SUMILLA:** *El análisis espectral ha sido aplicado a las series de tiempo de los valores medios mensuales de las componentes D, H y Z del campo geomagnético registrado en el Observatorio Magnético de Huancayo (OMH). Se utilizó el análisis espectral de máxima entropía según el algoritmo de J.P. Burg para calcular los coeficientes del filtro de error de predicción y el criterio de Akaike para obtener la longitud del filtro de error de predicción. También se aplicó la técnica de la transformada de Fourier rápida a los mismos datos con la finalidad de comparación con los resultados obtenidos por el método de máxima entropía. Polinomios de segundo y tercer grado se ajustaron a las series de tiempo de D y H, respectivamente, por mínimos cuadrados y una serie de Fourier con 30 armónicos se ajustó a la serie de tiempo de Z. Después de remover la tendencia, que explica mucho de la variación secular de origen interno, las variaciones residuales exhiben fluctuaciones de origen externo. La existencia de una línea espectral de ~34 años es resuelta muy intensa en D y H; un periodo de 10.6 años, relacionada con el ciclo solar (11 años) es resuelta en D y H; y un periodo de 26.9 meses, relacionada con el ciclo cuasibienal (26 meses), es resuelta en Z. Los periodos anual y semianual son resueltos en todos los espectros y con ambos métodos. Periodos cercanos a 2.5, 3 y 4 meses son detectados en todos los espectros y con ambos métodos. Los periodos obtenidos están relacionados a variaciones externas excepto el de ~34 años que puede ser el primer armónico del periodo de ~60 años [11] de origen interno.*

**PALABRAS CLAVES:** geomagnetismo, análisis espectral, series de tiempo.

## 1. INTRODUCCION

Este trabajo tiene como propósito identificar periodicidades mayores que dos meses en los registros geomagnéticos tomados en Huancayo. La identificación de periodicidades en una serie de tiempo geofísica es importante para orientar la búsqueda de las causas que las producen. Por ejemplo, las periodicidades contenidas en las series de tiempo de las componentes D, H y Z del campo geomagnético permite determinar las posibles fuentes que provocan alteraciones en los sistemas de corrientes ionosféricas. Sin embargo, la determinación directa (en forma visual) de esas periodicidades es prácticamente imposible. Por eso, el método de análisis del espectro de potencia ha sido una valiosa herramienta para este propósito ya que las periodicidades naturales aparecen como picos en las curvas espectrales. Después que la tendencia (suponiendo que son variaciones lentas de origen interno) es excluida de las series de tiempo geomagnéticas, la serie residual (observada menos ajustada) representa fluctuaciones alrededor de algún valor constante[1]. Para estudiar la estructura interna de esas series es importante detectar y separar sus periodicidades ocultas[2]. Varios métodos para identificar las periodicidades ocultas han sido desarrollados y son descritos en Bath[3] entre otros. Aplicaremos dos métodos para identificar las periodicidades en las series de tiempo por medio del análisis espectral de datos experimentales. Para el análisis espectral de series de tiempo usaremos el método de la transformada rápida de Fourier (TRF) y el método de la máxima entropía según el algoritmo de Burg (MME).

La técnica de análisis espectral se ha aplicado a las series de tiempo de los valores medios mensuales de las componentes D, H y Z del campo geomagnético registrados en el Observatorio Magnético de Huancayo (OMH) del Instituto Geofísico del Perú (IGP). Los métodos de análisis espectral utilizados son: (a) El método de la transformada rápida de Fourier (MTRF), que es uno de los métodos computacionales más tradicionales para estimar el espectro de potencia, y (b) el método de máxima entropía (MME), según el algoritmo de J. P. Burg junto con el criterio de predicción de error final de Akaike, los cuales son útiles para producir las estimaciones espectrales[4]. Las series de tiempo de los valores medios mensuales de las componentes D, H y Z del campo geomagnético registrados en el OMH comprenden el periodo desde marzo de 1922 hasta diciembre de 1990 (dando lugar a  $N = 826$  datos

mensuales por componente). La evolución temporal de los valores observados de D y H fue ajustada por polinomios según la técnica de mínimos cuadrados y la de Z fue ajustada por una expansión en series de Fourier. Los ajustes con un polinomio de segundo grado para D, otro de tercer grado para H y una serie de 30 armónicos para Z fueron realizados con el propósito de remover la mayor parte de la tendencia que son variaciones lentas originadas por fuentes internas[5]. Se muestran los resultados obtenidos al aplicar los métodos de análisis espectral a los elementos geomagnéticos D, H y Z. Periodos cercanos a 2.5, 3.0, 4.0, 6.0 y 12.0 meses son detectados en todos los espectros y con ambos métodos. La evidencia del ciclo de manchas solares (CS) de ~11 años[2] se presenta sólo en los espectros de D y H con la TRF. En cambio, un periodo de ~34 años es observado en los espectros de D y H con el MME y un periodo de 26.9 meses es observado con ambos métodos en el espectro de la componente Z, confirmando así la presencia del ciclo cuasibienal (26 meses) en Huancayo. Se presenta una discusión de los resultados obtenidos, los que son comparados con los resultados de otros investigadores que utilizaron datos magnéticos de otros Observatorios y con las mismas técnicas[2,6,7,8,9,10,11,12,37].

## 2.1 LOS METODOS Y DATOS

### 2.1. LOS METODOS

#### 2.2.1 La Transformada de Fourier Rápida (TFR)

El método "clásico" de la transformada discreta de Fourier (TDF) se basa en el cálculo directo, dada la serie real

$$x_j, \quad j = 0, 1, 2, \dots, N-1 \quad (2.1)$$

de la transformada discreta de Fourier ( $N = \text{Número de datos}$ )

$$x_k = \sum_{j=0}^{N-1} x_j \exp\left(\frac{-i2\pi jk}{N}\right), \quad k = 0, 1, \dots, N-1 \quad (2.2)$$

El espectro de potencia será:

$$h_k = \frac{2\Delta t}{N} |x_k|^2 = \frac{2\Delta t}{N} x_k \cdot x_k$$

$$\text{con } k = 0, 1, \dots, (N+1)/2 \quad (2.3)$$

Donde el intervalo de frecuencias ( $0, f_c=1/2\Delta t$ ) se dividió en  $N/2$  partes de manera que el incremento en frecuencias es  $\Delta f = 1/N\Delta t$  ó  $\Delta f = 1/T$  ( $T = N\Delta t$ ), siendo  $\Delta t$  el intervalo de muestreo. La mayor frecuencia que se puede obtener es  $f = 1/2\Delta t$ , llamada frecuencia de Nyquist. Aquí  $h_k$  es una estimación del espectro de potencia de la muestra en la frecuencia  $f_k = k/N\Delta t = k/T$ [13]. Los espectros estimados son caracterizados por el ancho de banda y su variabilidad. El ancho de banda es una medida de cómo las frecuencias que están muy juntas pueden ser resueltas. También, el ancho de banda es el intervalo de frecuencia sobre la cual el espectro de potencia es promediada para obtener una estimación. La función promedio, para la estimación del espectro en el dominio de la frecuencia, es llamada la "ventana espectral"[14]. Una de las formas de suavizar las estimaciones  $h_k$  es por medio de la ventana de Hanning de Tukey[13,14,15].

### 2.2.2 El Método de Máxima Entropía (MME)

La aplicación del análisis espectral de máxima entropía a geofísica ha tenido un éxito considerable [4]. El método fue originalmente propuesto por John Parker Burg en 1967. Las aplicaciones a geomagnetismo han sido muy exitosas [5,11,12,16]. La serie de tiempo para la cual deseamos tener una estimación espectral es

$$X_t, \quad t = \dots, -1, 0, 1, \dots \quad (2.4)$$

Para la cual hemos observado la porción en  $t = 1, \dots, N$  ( $N$ =Número de datos puntos). El modelo autorregresivo (AR) de  $X_t$  es

$$X_t = A_1 X_{t-1} + A_2 X_{t-2} + \dots + A_p X_{t-p} + \varepsilon_t \quad (2.5)$$

Donde  $\varepsilon_t$ , llamado el error de predicción, es en nuestro caso el ruido blanco. El espectro es dado por

$$S(f) = \frac{2\Delta t E_p}{\left| 1 - \sum_{j=1}^p A_j \exp(i2\pi f_j \Delta t) \right|^2} \quad (2.6)$$

Donde  $E_p$  es el error cuadrático medio de predicción total para el filtro de error de predicción de longitud  $p$ . Para calcular el espectro de potencia de  $X_t$  debemos determinar la longitud del filtro de error de predicción y los  $p$  valores del filtro de predicción[17]. Varias aproximaciones están disponibles

para estimar los  $p$  valores del filtro de predicción o coeficientes de predicción (método de Burg, método de Yule-Walker, método de Marple). El que se usa aquí es debido a John Parker Burg y una buena descripción es dada en Smylie[18]. En este método, la medida del error en la construcción de los coeficientes es tomado como la suma del error cuadrático de predicción total que resulta de predecir hacia adelante en el tiempo con la misma cantidad que para predecir hacia atrás en el tiempo; lo cual es una medida físicamente razonable bajo la suposición de que los datos son estacionarios. Burg mostró que si los coeficientes de predicción de orden  $p$  fueran producidos según una combinación lineal de los coeficientes de orden  $p-1$  y los coeficientes de predicción inversa en el tiempo de orden  $p-1$ , tales que la medida del error sea reducido al mínimo por la elección del factor de escala de la combinación, entonces la función de autocorrelación será necesariamente positiva. El uso del algoritmo de Burg tiene el efecto colateral de que la posición de los picos espectrales son dependientes de la fase inicial[19]. En la práctica, la magnitud de este error puede ser estimado al comparar las estimaciones espectrales de versiones ligeramente corridas del conjunto de datos bajo consideración. Mientras que otros métodos para determinar los coeficientes de predicción que tienen comparable resolución al método de Burg no parecen tener este problema, ellos no necesariamente producen funciones de autocorrelación positivas definidas y son computacionalmente menos eficientes[17]. En este trabajo se usa un programa en Fortran 77[20] con la técnica de Burg para la estimación paramétrica. Ahora, lo que queda es determinar el valor de  $p$ , el orden del número o la longitud del filtro de error de predicción. Los siguientes métodos han sido propuestos: el criterio de Akaike (FPE), el criterio de información teórica (AIC) y el criterio de la función de transferencia autorregresiva (CAT)[13]. El método utilizado por el programa en Fortran 77 corresponde al criterio de Akaike quien sugiere que el mínimo del error promedio debido a la estimación de los coeficientes autorregresivos y la innovación para la predicción de paso a paso del orden del número  $p$ . El criterio, llamado el error final de predicción, (FPE), a ser minimizado es

$$FPE(M) = P_M \frac{N + (M + 1)}{N - (M - 1)} \quad (2.7)$$

Donde  $P_M$  es el error cuadrático residual para un filtro de longitud  $M$  y  $N$  es la longitud de  $X_t$ . El valor de  $M$ , para el cual FPE es un mínimo, es tomado como el orden del número  $p$  [17]. Sobre este tema del MME se da más detalle de su formulación matemática en Smylie[4,18].

Las principales diferencias entre el MME y la TFR son las siguientes: (1) La TFR presenta un número limitado de valores en el dominio de las frecuencias, mientras que el MME puede presentar un número mucho más elevado de valores. (2) Para series cortas (ej.  $N = 100$ ), el MME es mejor que TFR, pues define los picos[11] con mejor resolución, dependiendo de la razón señal a ruido. (3) Para series largas (ej.  $N = 1024$ ), el método TFR presenta una definición de los picos mejor que en series cortas, en cuanto el MME se torna muy lento en términos computacionales. (4) El MME resuelve mejor que la TRF dos máximos muy próximos, a igualdad de longitud en el periodograma[21]. (5) La menor frecuencia, excluyendo la frecuencia cero, que la TFR puede entregar es  $1/T$  ( $T = \Delta t$ ), o sea el mayor periodo observado es igual al intervalo de definición de  $h(f)$ . (6) El MME aplicado a una serie que contiene información correspondiente al 60% de un periodo es capaz de determinar ese mismo periodo con corrimientos en frecuencia debido a la sensibilidad de la fase inicial y la longitud de la muestra[19]. (7) El MME es muy sensible a la razón señal a ruido y presupone que la serie de tiempo es un proceso estocástico[13] (8) Una de las desventajas del algoritmo de la TFR es que no puede ser aplicado a un número cualquiera de datos. El MME no tiene esta restricción. (9) Una dificultad en el MME está en la selección de la longitud del filtro de error de predicción (LFEP). Para determinar el LFEP óptimo, Ulrych y Bishop (1975) sugirieron el uso del criterio de error final de predicción de Akaike. Berryman (1978)

sugirió una solución empírica  $LFEP = \frac{2N}{Ln(2N)}$  donde

$N =$  Número de datos puntos[22]. (10) Las limitaciones del algoritmo de Burg son causadas por su imposición de una estructura Toeplitz sobre la matriz del sistema de ecuaciones que producen los parámetros autorregresivo (AR). Este procedimiento es responsable para la eficiencia computacional del algoritmo de Burg; sin embargo, hay evidencia empírica para mostrar que los espectros resultantes son inferiores (en exactitud en la determinación de frecuencia) a aquellos obtenidos al usar soluciones por mínimos cuadrados de acuerdo al modelo AR. La estimación de los parámetros AR por los métodos de mínimos cuadrados, previamente ha sido impopular a causa del gran esfuerzo computacional involucrado y por otras razones. Sin embargo, Barrodale y Erickson[23] han desarrollado un algoritmo para solucionar el problema de predicción lineal por mínimos cuadrados directamente (sin forzar una estructura Toeplitz sobre el modelo AR) que es computacionalmente eficiente y numéricamente estable[22].

## 2.2. LOS DATOS

El OMH está situado a  $\sim 13.5$  km. al oeste de la ciudad de Huancayo y a una altitud de 3313 m sobre el nivel del mar[25]. El OMH está en una posición privilegiada y estratégica, al estar prácticamente sobre el ecuador magnético [24]. Sus coordenadas geográficas y geomagnéticas para el año 1985 se dan en la Tabla N° 1. La fuente de datos utilizados en este trabajo consiste de los valores medios mensuales de las componentes D, H y Z del campo geomagnético. Se usa datos registrados durante 69 años de observaciones continuas desde 1922 hasta 1990. Las medias mensuales de D, H y Z son calculadas de los promedios diarios registrados en el mes, en base a las lecturas horarias registradas durante el día. El registro de datos para el periodo 1922-1944 fue obtenido de Johnston [25], para 1945-1947 de Ledig [26] y para 1948-1961 de Giesecke[27]. Los datos restantes, es decir, del periodo 1963 - 1990, fueron obtenidos por uno de los autores (J.R.A.) durante una pasantía de asistente de investigación en setiembre de 1989 y de las tablas preliminares que se encuentran en el OMH con la autorización del director de turno del OMH. Estos datos magnéticos fueron digitalizados en disquetes de 5.25" 2S/2D para su análisis en una PC-386 de 40 MHz con co-procesador matemático del Centro de Computo de la Unidad de Post Grado de la Facultad de Ciencias Físicas (FCF) de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos (UNMSM). Los datos promedios mensuales de las componentes D, H y Z registrados en el OMH desde marzo de 1922 hasta diciembre de 1990 se encuentran en Rojas[20].

**TABLA N°1** Coordenadas geográficas y geomagnéticas del OMH[28]

Coordenadas	Latitud	Longitud
Geográficas	284° 40.0' E	12° 3.0' S
Geomagnéticas	1° 3.6' N	355° 40.2' E

### 2.2.1 Declinación Magnética (D)

La serie de tiempo de la declinación magnética (D) registrada en el OMH ha disminuido  $\sim 7^\circ$  en un periodo de 69 años, lo cual implica una variación en la dirección del campo geomagnético hacia el oeste. En marzo de

1922 se registró el valor medio mensual de  $8^{\circ} 8.5'$  y fue disminuyendo a razón de  $-0.008^{\circ}/\text{mes}$  en forma suave, sin mostrar variaciones claras en altas frecuencias, durante el tiempo, aproximándose a una curva parabólica. En diciembre de 1990 se registró el valor medio mensual de  $1^{\circ} 2.7'$  y a la fecha es ligeramente negativo ( $-0^{\circ} 10' 00''$ ), es decir, la dirección del campo magnético es ligeramente hacia el oeste. La serie de tiempo de esta componente (D) se muestra en la Figura 1. La tendencia del comportamiento temporal de D está asociado con la variación secular de origen interno. Es muy conocida el movimiento hacia el oeste, en la superficie terrestre, de la línea isógona de declinación cero. Según Elsasser[29], desde el siglo XVI el punto de intersección de la línea isógona de declinación cero y la línea ecuatorial geográfica se ha movido desde el centro de África, cruzando el Atlántico. Ahora la línea de declinación cero está muy cerca del OMH. El desplazamiento total es de  $90^{\circ}$  en 400 años, es decir,  $0.22^{\circ}$  por año[29]. En cambio para D en el OMH se tiene  $\sim 0.1^{\circ}$  por año, resultado que no es muy exacto por tener la componente D una tendencia más parabólica que lineal.

### 2.2.2 Intensidad Horizontal (H)

La serie de tiempo de la componente horizontal (H) del campo geomagnético registrada en el OMH ha disminuido  $\sim 3080$  nT en un período de 69 años. En marzo de 1922 se registró el valor medio mensual de 29740 nT y en diciembre de 1990 se registró el valor medio mensual de 26651 nT. La curva observada de H se muestra en la Figura 2. Debido a que el OMH se encuentra cerca al ecuador magnético, donde la inclinación (I) del campo es cero grados, la componente H es aproximadamente igual a la intensidad total F. Por lo tanto, el comportamiento temporal de F es de la misma forma que la de H (sólo se diferencian en magnitud). Esta componente H muestra oscilaciones de

alta frecuencia (de períodos no muy claros) sobre la tendencia debido a la presencia del electrochorro ecuatorial (banda estrecha de corriente eléctrica, centrada sobre el ecuador magnético, que fluye de oeste a este a una altura aproximada de 100 km, con máxima intensidad cerca del medio día. En el caso del Perú, el ancho e intensidad de esta banda varían inversamente con el ciclo solar de aproximadamente 11 años; tiene unos 600 km de ancho durante la época de máxima actividad solar y algo más de 800 km durante la época de mínima actividad[30]. Las mediciones geomagnéticas de la componente horizontal (H) y vertical (Z), en la superficie en la región ecuatorial magnética, dan a conocer con mayor precisión que otros métodos la morfología del electrochorro ecuatorial, es decir, su ancho latitudinal y su intensidad. En la actualidad el ecuador magnético se aparta más del ecuador geográfico en las regiones continentales que en las oceánicas[30].

### 2.2.3 Intensidad Vertical (Z)

La serie de tiempo de la componente vertical (Z) del campo geomagnético registrada en el OMH se muestra en la Figura 3. En marzo del año 1922 se registró el valor medio mensual de 287 nT, aumentando en forma lineal a razón de 5.796 nT/mes hasta aproximadamente enero de 1932 registrándose el valor medio mensual de 988 nT. En diciembre de 1990 se registró el valor medio mensual de 790 nT. En el período de 1932-1990 la serie de tiempo de Z tiene una oscilación cuasi-sinusoidal amortiguada en la que su amplitud disminuye durante el transcurso del tiempo. La serie de tiempo (1922-1990) indica que el ecuador magnético que cruza el Perú está desplazándose lentamente hacia el sur, alejándose del OMH en la época de 1922-1932 y oscilando de sur a norte, en el sur del Perú, durante la época 1932-1990 (cerca al Cusco), sin cruzar el OMH, como lo demuestra Casaverde y Giesecke[30].

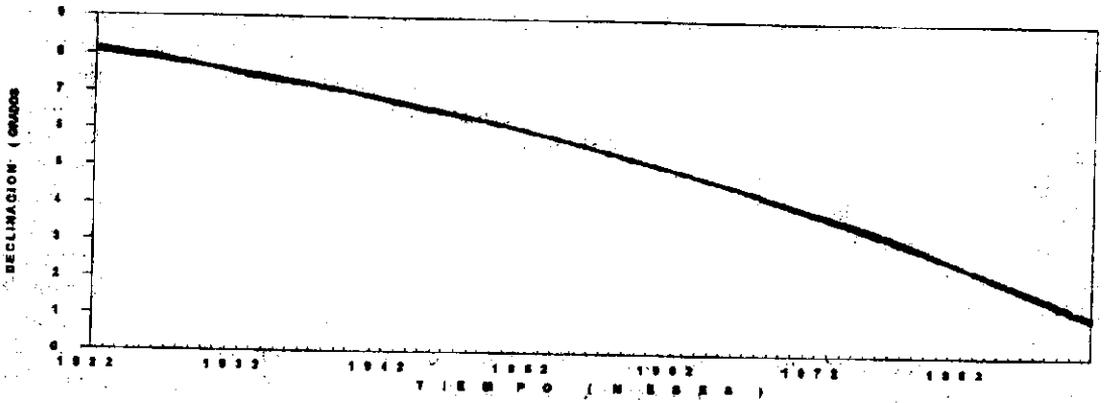


Fig. 1 - Serie de Tiempo de la Declinación Magnética (D) en Huancayo desde 1922 hasta 1990.

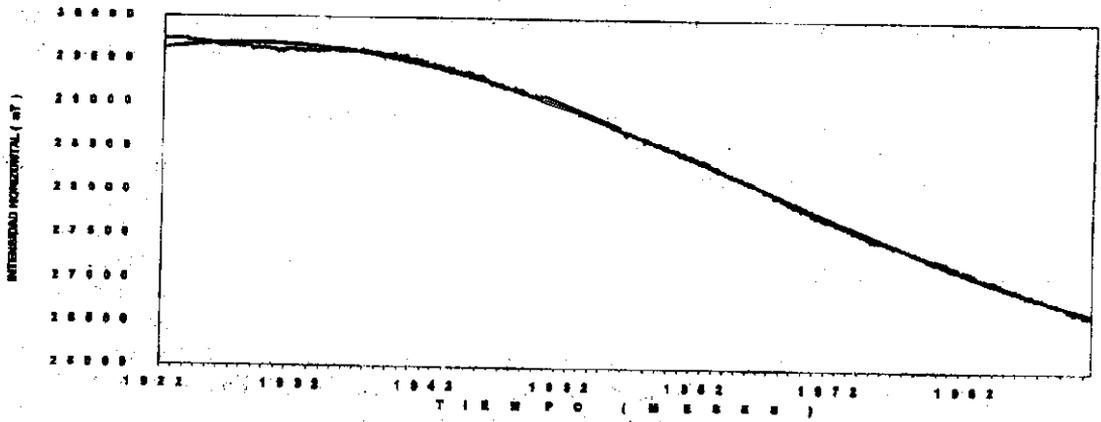


Fig. 2 - Serie de Tiempo de la Intensidad Horizontal (H) en Huancayo desde 1922 hasta 1990.

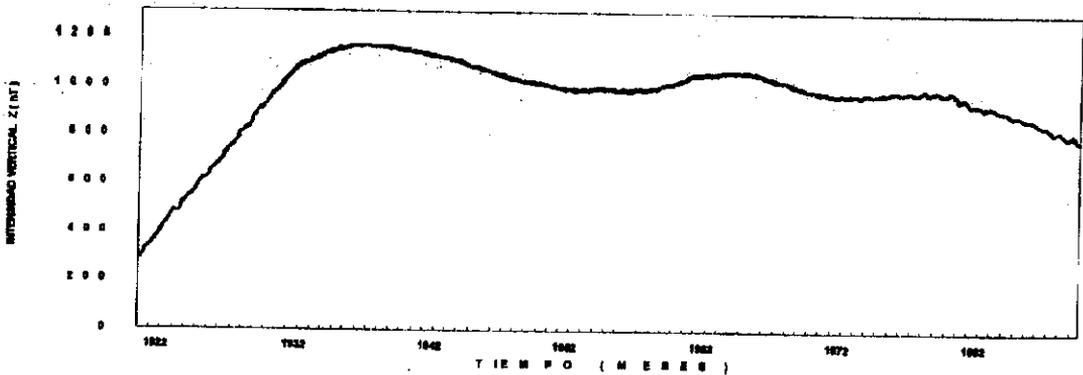


Fig. 3 - Serie de Tiempo de la Intensidad Vertical (Z) en Huancayo desde 1922 hasta 1990.

### 3. RESULTADOS

Se efectuó un análisis espectral de los residuos de los valores medios mensuales de D, H y Z del campo geomagnético, registrados en el OMH desde marzo de 1922 hasta diciembre de 1990 ( $N = 826$ ). Se removió la tendencia de las componentes D, H y Z con el fin de separar la contribución del campo interno antes de aplicar los métodos de análisis espectral a todas las componentes. Los métodos de análisis espectral a utilizar son la TRF y el MME. Las frecuencias de los picos espectrales a ser evidenciadas a través de un método de análisis espectral están asociadas a fenómenos físicos conocidos o susceptibles de explicación posterior.

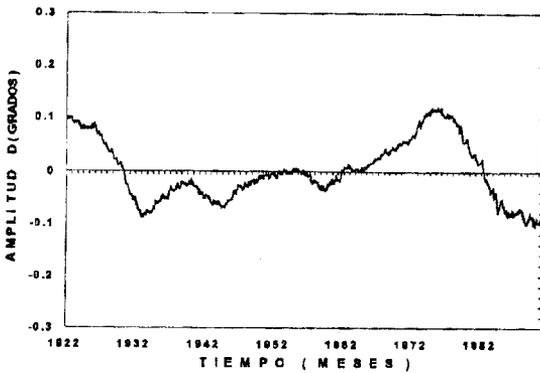


Fig. 4 - Residuos (diferencia entre los valores medios mensuales de D y la curva parabólica) de la declinación (D) del campo geomagnético en el OMH (1922 - 1990)

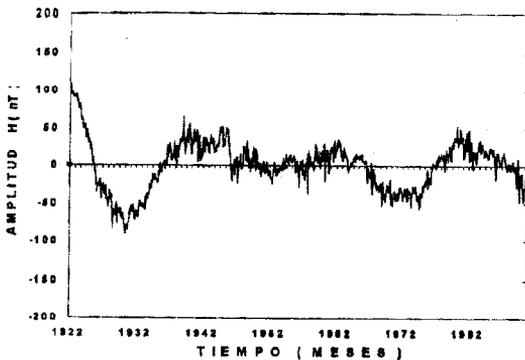


Fig. 5 - Residuos (diferencia entre los valores medios mensuales de H y la curva cúbica) de la componente horizontal (H) del campo geomagnético en el OMH (1922 - 1990)

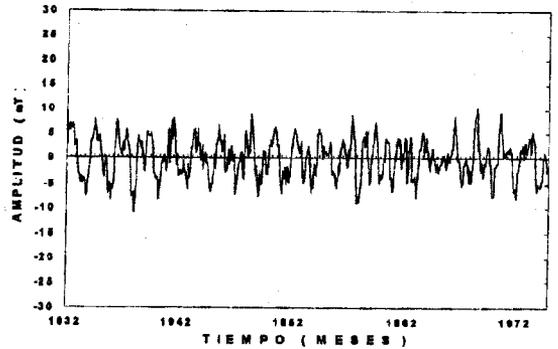


Fig. 6 - Residuos (diferencia entre los valores medios mensuales de Z' y la curva por series de Fourier) de la componente vertical (Z) del campo geomagnético en el OMH (1932 - 1974).

#### 3.1 Inspección Visual de las Medias Mensuales

Los residuos (curva real menos curva ajustada) de D, H y Z se muestran en las Figuras 4, 5 y 6. Para la componente Z se ha tomado los residuos del intervalo 1932-1974 (y lo representamos por Z' donde  $N_{Z'} = 512$ ). Las variaciones en D (ver Figura 4) son del orden de  $\pm 0.1^\circ$  en amplitud y no muestran periodicidades muy claras. Las variaciones en H (ver Figura 5) son del orden de  $\pm 100$  nT en amplitud y muestran un período de cerca de 20 años y superpuesto a la oscilación anual. Las variaciones en Z' (ver Figura 6) son del orden de  $\pm 5$  nT en amplitud y muestran oscilaciones anuales muy claras. Las curvas residuales de  $D_p$  y  $H_p$  (primeros 512 valores) muestran una onda regular de aproximadamente 11 años.

#### 3.2 Análisis Espectral de las Medias Mensuales

Ahora se aplica el MME a las tres curvas de los residuos de las Figuras 4, 5 y 6. Los espectros de D y H han sido obtenidos de los 826 valores mensuales, cubriendo el período de marzo de 1922 hasta diciembre de 1990, usando el MME de Burg para obtener los coeficientes del filtro de predicción y el criterio de error final de predicción (FPE) de Akaike para obtener la longitud del filtro de predicción (P). Para D y H se calcularon 826 estimaciones produciendo una frecuencia de muestreo de 0.0006 cpm. El nivel del ruido es de  $4.37 \times 10^{-6}$  grados<sup>2</sup>/cpm y 25.4 nT<sup>2</sup>/cpm, respectivamente. El espectro de Z' ha sido obtenido de los 512 valores resi-

duales que cubren el período de enero de 1932 hasta agosto 1974. Para Z' 512 estimaciones fueron calculadas con una frecuencia de muestreo de 0.0009 cpm. El nivel del ruido para Z' es de  $0.6 \text{ nT}^2/\text{cpm}$ . Los diversos valores de la longitud del filtro de error de predicción (P) para cada espectro son  $P_D = 18$ ,  $P_H = 16$  y  $P_Z = 108$  respectivamente. En la Tabla No.2 se muestran los períodos y sus respectivas amplitudes de los espectros de los residuos de D, H y Z'. Los espectros son mostrados en las Figuras 7, 8 y 9. Con el propósito de aplicar la TFR se utilizó los primeros 512 valores de D y H (denominados  $D_p$  y  $H_p$ ) que cubren el período de marzo de 1922 hasta octubre de 1964. Se removió la tendencia por el método de mínimos cuadrados. Un polinomio de tercer grado fue ajustado para  $D_p$  y se hizo lo mismo con un polinomio de cuarto grado para  $H_p$  con la finalidad de remover la mayor parte de la tendencia. Ahora se aplica la TRF a los tres residuos, sin modificar las fases inicial y final, con el propósito de confirmar resultados obtenidos por el MME. Los espectros de potencia obtenidos por el programa fortran que calcula la TFR son suavizados por la ventana Hanning de Tukey con un retraso ("Lag") de  $M = 8$ , con lo cual tenemos  $\nu_{TH} = 85$  grados equivalentes de libertad y un ancho de banda de  $b_{TH} = 0.125 \text{ cpm}$ . La varianza ( $1/T = 0.75(M/T)$ , con  $T = N/2$ ) del estimador espectral suavizado es reducido a 2.3% de la varianza del periodograma. Se muestran los resultados obtenidos en la Tabla No.3, indicando sus períodos y sus respectivas amplitudes. Los límites de confianza al 95% para estos espectros son  $(0.76 \cdot h(f), 1.38 \cdot h(f))$ . Los espectros de  $D_p$ ,  $H_p$  y  $Z'$  son mostrados en las Figuras 10, 11 y 12.

**Tabla N°2.** Resultados de la aplicación MME a los residuos de D, H y Z.

Declinación (D)		I. Horizontal (H)		I. Vertical (Z)	
Periodo (meses)	Amplitud ( $\times 10^3 \text{ } ^\circ^2$ )	Periodo (meses)	Amplitud ( $\text{nT}^2$ )	Periodo (meses)	Amplitud ( $\text{nT}^2$ )
413.0	0.0383	413.2	18.4	26.9	18.4
12.6	0.0041	12.3	5.9	11.9	16.9
5.6	0.0025	6.1	7.2	6.0	3.8
3.9	0.0028	4.3	6.5	3.8	2.7
2.9	0.0026	2.8	6.4	3.0	2.5
2.3	0.0025	2.4	7.7	2.4	2.3

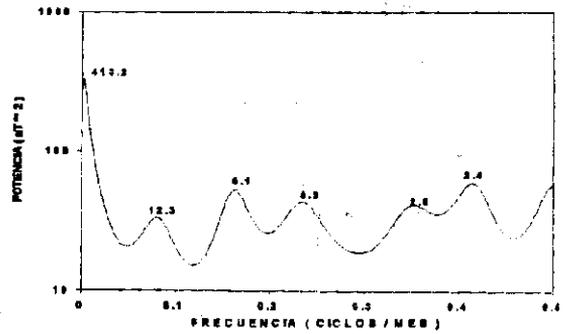


Fig. 7 - Espectro de potencia por el MME (P=18) de los valores medios mensuales de D del OMH para el periodo de 1992 - 1990.

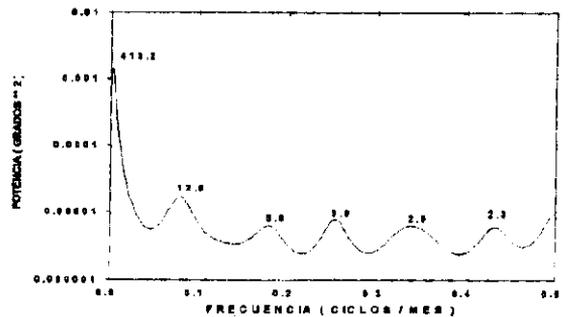


Fig. 8 - Espectro de potencia por el MME (P=16) de los valores medios mensuales de H del OMH para el periodo de 1922 - 1990.

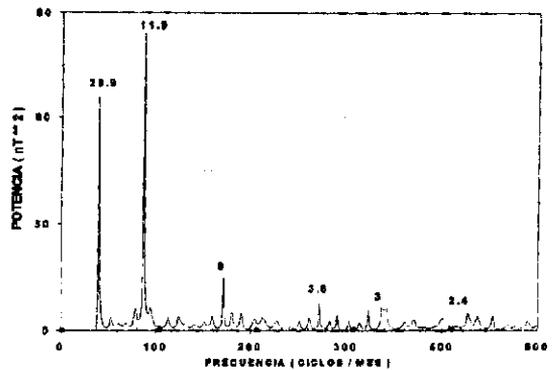


Fig. 9 - Espectro de potencia por el MME (P=108) de los valores medios mensuales de Z' del OMH para el periodo de 1932 - 1974.

#### 4. DISCUSION

Currie<sup>10,11</sup> aplicó el análisis espectral de los valores medios diarios de la componente Z en el Observatorio de Huancayo durante el periodo de 1922 hasta 1947 observando sólo la línea anual. Según una investigación de medias mensuales de H en base a días quietos en Huancayo, Alibag y Apia, Stacey y Westcott<sup>6</sup> reportaron la existencia de una periodicidad de 26-27 meses. Ellos no pudieron detectar la correspondiente periodicidad en el número de manchas solares de Zurich. El encuentro de la periodicidad de 26 a 27 meses reportado en los datos geomagnéticos por Stacey y Westcott<sup>6</sup> impulsó a London y Matsushita<sup>8</sup> a reanalizar los datos de Huancayo usando medias mensuales de la amplitud diaria en H para diez días quietos de cada mes para el período 1922-1959. Ellos no pudieron evidenciar la periodicidad de 26 meses en los datos. Shapiro y Ward en 1964<sup>8</sup>, usando sucesivamente datos de todos los días, de cinco días quietos de cada mes y de diez días menos perturbados de cada mes, no encontró evidencia alguna de una periodicidad de 26 meses en medias mensuales de H en Huancayo. En el espectro de potencia de la componente H para días quietos, H<sub>q</sub>, de Huancayo (1922-1959) en London y Matsushita<sup>8</sup>, los picos espectrales corresponden a periodos de 3, 4, 6 y 12 meses. El pico más significativo es aquél de 6 meses. En el espectro de Jacob y Bhargava<sup>13</sup> para H<sub>q</sub>, los picos espectrales ocurren en periodos de 130, 11.8, 6.1 y 4.0 meses. Se nota que un pequeño pico ocurre en 26 meses. Ellos concluyeron que la periodicidad de cerca de 26 meses parece ser un fenómeno real en el rango de H<sub>q</sub>, aunque la amplitud del armónico es muy pequeño comparado con aquellos con periodicidades del ciclo solar y anual. La variación temporal de las componentes del campo geomagnético se debe al acoplamiento del núcleo líquido externo con el manto de la Tierra<sup>3</sup>. El estudio de la variación temporal geomagnética sigue en estudio. La variación temporal de D observada en Huancayo es diferente a la de otros Observatorios en latitudes diferentes. En Londres la declinación en 1925 fue de 13°10' W, pero en 1580 ésta fue de 11°15' E lo que quiere decir que la línea isógona de declinación cero cruzó Londres en aproximadamente 1657<sup>9</sup>. En Vestine<sup>1</sup> se encuentra las variaciones temporales de las componentes D, H y Z de muchos observatorios del mundo mostrando una variabilidad de tendencias de origen interno.

#### 2.2.4 CONCLUSIONES

Las magnitudes de las componentes D, H y Z del campo geomagnético en Huancayo durante el periodo de 1922 hasta 1990 no permanecen constantes con el tiempo. La variación temporal de los valores medios mensuales de la componente D del campo geomagnético registrada en el OMH desde 1922 hasta 1990 tiene aproximadamente una tendencia descrita por un polinomio de segundo grado (curva parabólica, ver la Figura 1). La variación temporal de los valores medios mensuales de la componente H del campo geomagnético registrada en el OMH desde 1922 hasta 1990 tiene aproximadamente una tendencia descrita por un polinomio de tercer grado (curva cúbica, ver la Figura 2). Un ajuste por series de Fourier fue aplicado a los valores medios mensuales de la componente Z del campo geomagnético registrada en el OMH durante el periodo 1922-1990. Con 30 armónicos se explica aproximadamente el 99.5% de la potencia promedio mostrando que este modelo se ajusta muy bien a los datos reales (ver Figura 3). Los residuos (observado menos calculado) de D y H no muestran periodos muy claros (ver Figuras 4 y 5). Los residuos de D<sub>p</sub> y H<sub>p</sub> muestran una onda de ~11 años de período. Los residuos de Z' muestran una onda de 1 año muy claramente (ver Figura 6). En todos los espectros la línea anual y semianual son resueltas por ambos métodos. El período anual obtenido es  $(12.43 \pm 0.56)$  meses y el período semianual obtenido es  $(6.02 \pm 0.29)$  meses para los 6 resultados dados en las Tablas 2 y 3.

En los espectros de Z' (ver Figuras 9 y 12) se obtiene un período de 26.9 meses (ciclo cuasibienal) con ambos métodos. Se resuelve el ciclo de manchas solares (CS, ~11 años) en los espectros de D<sub>p</sub> y H<sub>p</sub> (ver las Figuras 10 y 11) utilizando la TRF. Se resuelve un período de ~34 años en los espectros de D y H (ver las Figuras 7 y 8) utilizando el MME. Se resuelve periodos cercanos a 4.0, 3.0 y 2.5 meses en todos los espectros de D, H y Z' con ambos métodos. Para los casos dados en las Tablas 2 y 3 los resultados son  $(3.98 \pm 0.22)$ ,  $(2.92 \pm 0.08)$  y  $(2.4 \pm 0.1)$  meses, respectivamente. Muchos de los períodos resueltos en los espectros con ambos métodos, entre 2 meses y ~11 años, están relacionados a la actividad solar.

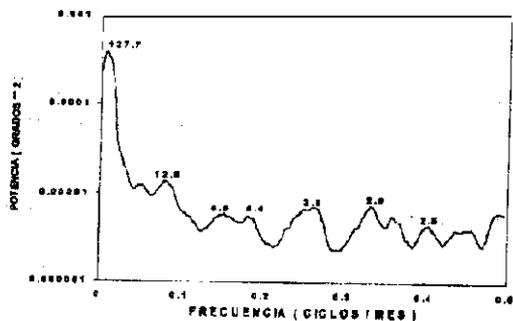


Fig. 10 - Espectro de potencia por la TRF de los primeros 512 valores medios mensuales de D del OMH para el periodo de 1922 - 1964.

**Tabla N°3.** Resultados de aplicar TRF a los residuos de D, H y Z.

Declinación (D)		I. Horizontal (H)		I. Vertical (Z)	
Periodo (meses)	Amplitud ( $\times 10^3$ (°)²)	Periodo (meses)	Amplitud (nT)²	Periodo (meses)	Amplitud (nT)²
127.7	0.0095	127.7	21.5	26.9	4.1
12.5	0.0037	13.4	7.0	11.9	4.4
6.5	0.0024	5.9	8.7	6.0	1.6
3.8	0.0026	4.1	6.8	-	-
2.9	0.0027	2.9	6.7	3.0	1.7
2.5	0.0021	2.4	9.1	2.4	1.5

**AGRADECIMIENTOS**

Agradecemos al personal del Departamento de Magnetismo Terrestre del OMH e I.G.P. por el apoyo y facilidades brindadas durante la recolección de los datos geomagnéticos. Este trabajo fue financiado por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONCYTEC) del Perú. Finalmente agradecemos a las autoridades, personal docente y administrativo de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos por las facilidades otorgadas al hacer uso de su Laboratorio de Cálculo Científico de la Unidad de Postgrado.

**6. REFERENCIAS**

[1] Pappashvili, N. YE. and N.M. Rotanova (1979): Method of Maximum Entropy and Its Application to the Analysis of Geomagnetic Time Series, *Geomag. and Aeron.*, vol. 19, No. 3.

[2] De Meyer, F. y A.De Vuyst (1982): The geomagnetic line spectrum at one station (Dourbes), *Ann. Geophys.*, t.38, fasc.1, 1, p.61-73.

[3] Bath, M. (1974): *Developments in Solid Earth Geophysics 7, Spectral Analysis in Geophysics.* Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam

[4] Ulrych T.J. y T.N.Bishop(1975): Maximum Entropy Spectral Analysis and Autoregressive Decomposition. *Rev.Geophys. Spa.Phys.*, Vol.13, No.1,183-200.

[5] Courtillot, V. y J.L. Le Mouel (1976): On the Long-Period Variations of the Earth's Magnetic Field From 2 Months to 20 Years, *J. Geophys. Res.*, Vol. 81, No. 17, 2941 - 2950.

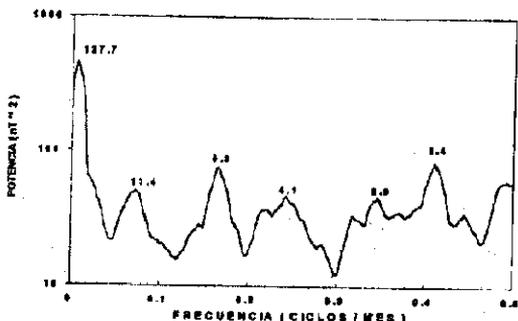


Fig. 11 - Espectro de potencia por la TRF de los primeros 512 valores medios mensuales de H del OMH para el periodo de 1922 - 1964.

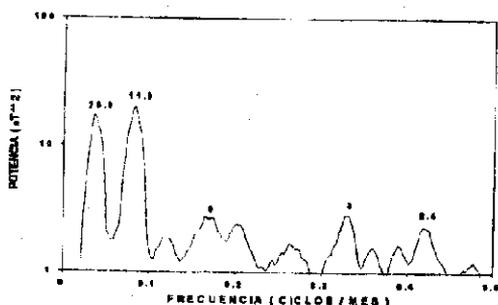


Fig. 12 - Espectro de potencia por la TRF de los 512 valores medios mensuales de Z' del OMH para el periodo de 1932 - 1974.

- [6] **London, J. y S. Matsushita** (1963): *Periodicities of the Geomagnetic Variation Field at Huancayo, Perú*, *Nature*, vol. 198, 374, april 27.
- [7] **Yacob, A. y B.N. Bhargava** (1968): *On 26 - month periodicity in quiet-day range of geomagnetic horizontal force and in sunspot number*, *J. of Atm. and Terr Phys*, vol. 30, pp.1907-1911.
- [8] **Bhargava, B.N. y A. Yacob** (1969): *Solar Cycle Response in the Horizontal Force of the Earth's Magnetic Field*, *J.Geomag.Geolectr.* Vol.21, 385-387.
- [9] **Currie,R.G.** (1966a): *The Low - Frequency Components of the Geomagnetic Field*, Ph.D. thesis, University of California at Los Angeles.
- [10]. **Currie, R. G.** (1966b): *The Geomagnetic Spectrum - 40 Days to 5.5 Years*, *J. Geophys. Res.*, Vol. 71, No. 19, 4579 - 4598.
- [11] **Currie, R. G.** (1973a): *Geomagnetic Line Spectra - 2 to 70 Years*, *Astr. Spa. Sci.*, 21, 425 - 438.
- [12] **Currie, R.G.**(1973b): *Fine structure in the sunspot spectrum-2 to 70 years*, *Astr. Spa. Sci.*, 20, 509-518.
- [13] **Priestley, M.B.** (1981): *Spectral Analysis and Time series*, Vol. 1, Academic Press, Princeton University Press, Nee Jersey.
- [14] **Murphy, A.H. y R.E. Katz, Ed.** (1985): *Probability, Statistics and Decision Making in the Atmospheric Sciences*, Westview Press, INC.
- [15]. **Jenkins, G.M. y D.G. Watts** (1968): *Spectral Analysis and its Applications*, Holden-Day, San Francisco.
- [16] **Currie, R.G.** (1974): *Harmonics of the Geomagnetic Annual Variation*, *J. Geomag. Geolect.*, 26, 319-328.
- [17] **Landers T.E. y R.T.Lacoss** (1977): *Some Geophysical Applications of Autoregressive Spectral Estimates*, *IEEE Trans. Geosci. Electron.*, Vol. GE-15, pp. 26-32.
- [18]. **Smylle, D.E., G.K.C. Clarke, y T.J. Utrych** (1973): *Analysis of Irregularities in the Earth's Rotation*, in *Methods in Computational Physics*, vol. 13, pp. 391-430, Academic New York.
- [19] **Chen, E.Y. y G.R. Stegen** (1974): *Experiments eith maximum entropy power spectra of sinusoids*, *J.G.R.*, vol.79, pp. 3019-3022.
- [20] **Rojas, A.J.**(1992): *Análisis espectral de las medias mensuales del campo geomagnético en Huancayo*, Tesis de Licenciatura en Física, Biblioteca de la Facultad de Ciencias Físicas, U.N.M.S.M.
- [21] **Peña, H.G., R.O. Plaisted, F.C. Ocampot y C. Nava B.** (1980): *Estimación espectral de ondas oceánicas por máxima entropía*, *Geof. Int.* Vol. 19-2.
- [22] **Kane, R. P. y N.B. Trivedi**,(1984): *Comparison of maximum entropy spectral analysis (MESA) and least -squares linear prediction (LSLP) methods for some artificial samples*, *Geophysics*, Vol.47, No.12, 1731-1736.
- [23] **Barrodale, I. y R. E. Erickson** (1980): *Algoritms for Least-Squares Linear Prediction and Maximum Entropy Spectral Analysis*, Parte I: Theory and Part II: Fortran Program, *Geophys*, Vol.45, No.3,420-446
- [24] **Casaverde, M.** (1961): *Introduction to Geomagnetism: The Equatorial Electrojet*, *American J. of Phys.*, vol.29, No.11,744- 753.
- [25] **Johnston, H.F., W.E.Scott, A.G.McNish, Ella Balsam, S.E.Forbush y P.G.Ledlg** (1948): "Magnetic Results From Huancayo Observatory, Perú, 1922-1935", Vol. X-A; 1936 - 1944, Vol. X-B. Carnegie Institution Publication 175.
- [26] **Ledlg, P.G., W.C. Parkinson, A.A. Glesecke jr., W.E. Scott y Ella Balsam** (1951): "Magnetic Results From Huancayo Observatory, Perú, 1945-1947", Carnegie Institution of Washington e IGP., Vol. X-C.
- [27] **Glesecke, A.A., M. Casaverde, y P.G. Ledlg** (1962): "Valores horarios geomagnéticos y magnetogramas (1948-1961)", Observatorio de Huancayo Perú, Vol.I-VI, Publicaciones del IGP
- [28] **Matsumoto, T., T.Iyemori y T.Araki**(1990): *World Data Center C2 for Geomagnetism, Data Catalogue No. 22*, Faculty of Science, Kyoto University.
- [29] **Elsasser, (1950):** *The earth's interior and geomagnetism*, *Rev. Mod. Phys.*, Vol. 22, No.1, 1-50.
- [30] **Casaverde R.M. y A.Glesecke M.**(1988): *Variación del Ecuador Magnético en America del Sur*, *Rev. Geofisica*, IPGH., No.29
- [31] **Allredge, L.R.** (1977): *Geomagnetic variations with periods from 13 to 30 years*, *J. Geomag. Geolectr.*, 29, 123 - 135.
- [32] **Stacey, F.D. y P. Westcott** (1962): *Possibility of a 26 - or 27 - month periodicity in the equatorial geomagnetic field and its correlation with stratospheric winds*, *Nature*, Nov. 24, Vol. 196, No.4856 pp.730-732.
- [33] **Rikitake, T.**(1966): *Electromagnetism and the Earth's Interior*. Elsevier Publishing Company, Amsterdam.
- [34] **Vestine, E.H., I.Lange, L.Laport y W.E. Scott**(1947): *The Geomagnetic Field, its Descriptions and Analysis*. Carnegie Institution of Washington Publication 580.
- [37] **Figueiredo, I.** (1988): *Estudo das Variacoes do Campo Geomagnetico registradas no Observatorio Magnetico de Vassouras (RJ) No periodo 1915-19 72*. Publicaciones del Observatorio Nacional No.13 R.J. Brasil. Tesis de Maestrado.