

ESTUDIO GEOMAGNETICO EN EL VOLCAN GALERAS

LUZ AMALIA ORDOÑEZ B.

Física - MSc. Geofísica U.N.

Ordóñez L. A.: Estudio geomagnético en el Volcán Galeras. Geofís. Colomb. 2:3-8, 1993. ISSN 0121-2974

RESUMEN

Se presenta un resumen de la metodología y los resultados de los modelos bidimensionales de anomalía magnética de campo total y estimativos de la profundidad de la isoterma de Curie. El estudio se realizó a partir del análisis, en el dominio de la frecuencia, de datos geomagnéticos tomados en inmediaciones del volcán Galeras, en el mes de julio de 1989, época de reactivación del mismo.

ABSTRACT

Geomagnetic data takes in the Galeras Volcano, during its reactivation in July 1989, allows to present a bidimensional model of the Total Field magnetic anomaly. An approach to the Curie isothermal is also presented. Methodology and results has been worked out in the frequency domain.

1. INTRODUCCION

En áreas volcánicas se aplican ampliamente los estudios geomagnéticos, para el seguimiento temporal de la actividad volcánica, como uno de los métodos de predicción de erupciones.

La base que posibilita su aplicación es el hecho de que la temperatura geotérmica sobre y en regiones cercanas a los volcanes, cambia de acuerdo al estado de actividad particular, generando alteraciones de las propiedades magnéticas de las rocas, que pueden ser detectadas en la variación de la intensidad del campo Geomagnético.

El estudio realizado en el Galeras, se presenta como un aporte al reconocimiento de su estructura, mediante la presentación de los modelos bidimensionales de fuentes individuales de las anomalías más relevantes por su intensidad y determinación de la profundidad de la corteza litológica magnética, profundidad de la Isoterma de Curie. Por otra parte, como inicio de posibles trabajos futuros que permitan hacer seguimientos temporales.

En este trabajo se utilizaron fundamentalmente las técnicas del análisis espectral, con el fin de resolver: a) algunas operaciones en el dominio de la frecuencia: filtros de alta frecuencia y reducción al polo norte magnético, para extraer las anomalías generadas por fuentes superficiales y para facilitar los mecanismos de

interpretación, respectivamente; b) mediante el análisis de los espectros de potencia reducidos al polo, estimar los parámetros de las fuentes individuales, como aproximación a la solución del problema directo de la teoría de campos de potencial; c) estimar la profundidad de la isoterma de Curie.

2. INFORMACION

Se realizaron 175 estaciones localizadas sobre perfiles independientes circundantes y radiales al cráter principal (Galeras), de acuerdo a las condiciones de acceso terrestre, a intervalos aproximados de 500 m, entre puntos de observación consecutivos, cubriendo un área aproximada de 100 Km² (Fig.1); se establecieron cinco estaciones principales y como estaciones secundarias se tomaron los puntos de cruce de perfiles independientes.

La incertidumbre total de las mediciones es de 16 gammas, equivalente a un 0.05% del promedio de la intensidad de los valores de campo medidos.

De la comparación relativa de estos perfiles, se escogieron aquellos más relevantes por mostrar fuertes contrastes de anomalía, picos máximos negativos del orden de mil Gammas y se analizaron en el dominio de la frecuencia, para obtener modelos bidimensionales de las fuentes que los generan.

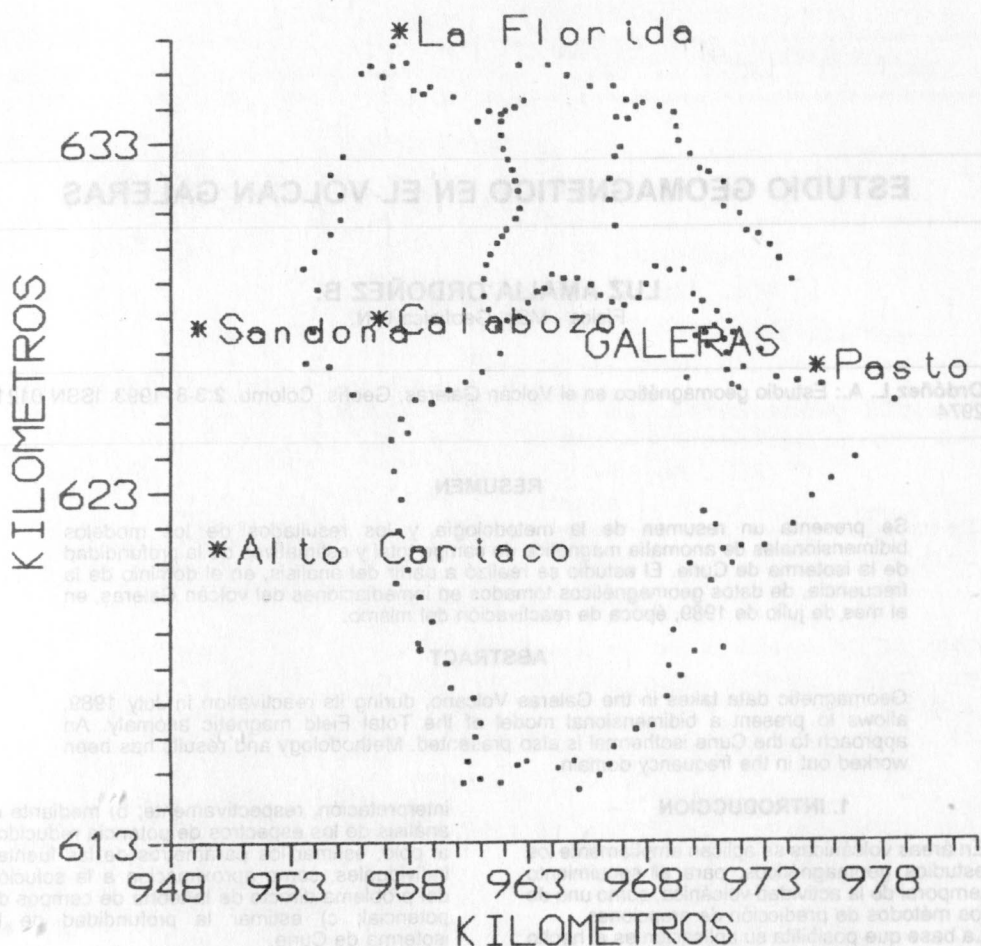


Figura 1. Distribución de estaciones. Coordenadas gaussianas. GALERAS, cráter principal.

La magnitud de las anomalías (Fig.2) corresponde al perfil extendido que circunda el edificio volcánico. Los puntos de máxima anomalía correspondientes geográficamente a las vecindades de "Las Cuadras" y "Santa Rosa", concuerdan con la ubicación de máxima anomalías de otros perfiles y, en consecuencia, son seleccionados sectores del perfil para establecer los modelos de fuente bidimensional e individual.

La intensidad de picos de anomalía negativa se explica por el hecho de que las rocas del volcán Galeras son predominantemente andesitas orgénicas (Cepeda, 1985). Estas rocas presentan un valor medio de susceptibilidad magnética alta [0.135 unidades c.g.s., medida en laboratorio (Dobrin, 1960)] y magnetismo remanente prácticamente despreciable (Logachev & Zajarov, 1978).

Una representación bidimensional de anomalía de campo total se muestra en la Fig.3, en la que

se pueden apreciar dos zonas de anomalía negativa: una localizada alrededor de las coordenadas 974;631, que por su ubicación se interpreta como expresión del cráter principal y la otra alrededor de 960;631, que podría corresponder a la presencia de un cráter secundario, no apreciable en la superficie.

3. ANALISIS ESPECTRAL

La interpretación de los datos geomagnéticos es útil para contribuir a estudios geológicos regionales. Sin embargo, en algunos casos se obtienen anomalías muy claras, que pueden ser separadas de los efectos de fuentes vecinas y que siendo simples en apariencia, pueden ser modeladas como fuentes individuales y los métodos de análisis utilizados para inferir sobre sus formas y dimensiones.

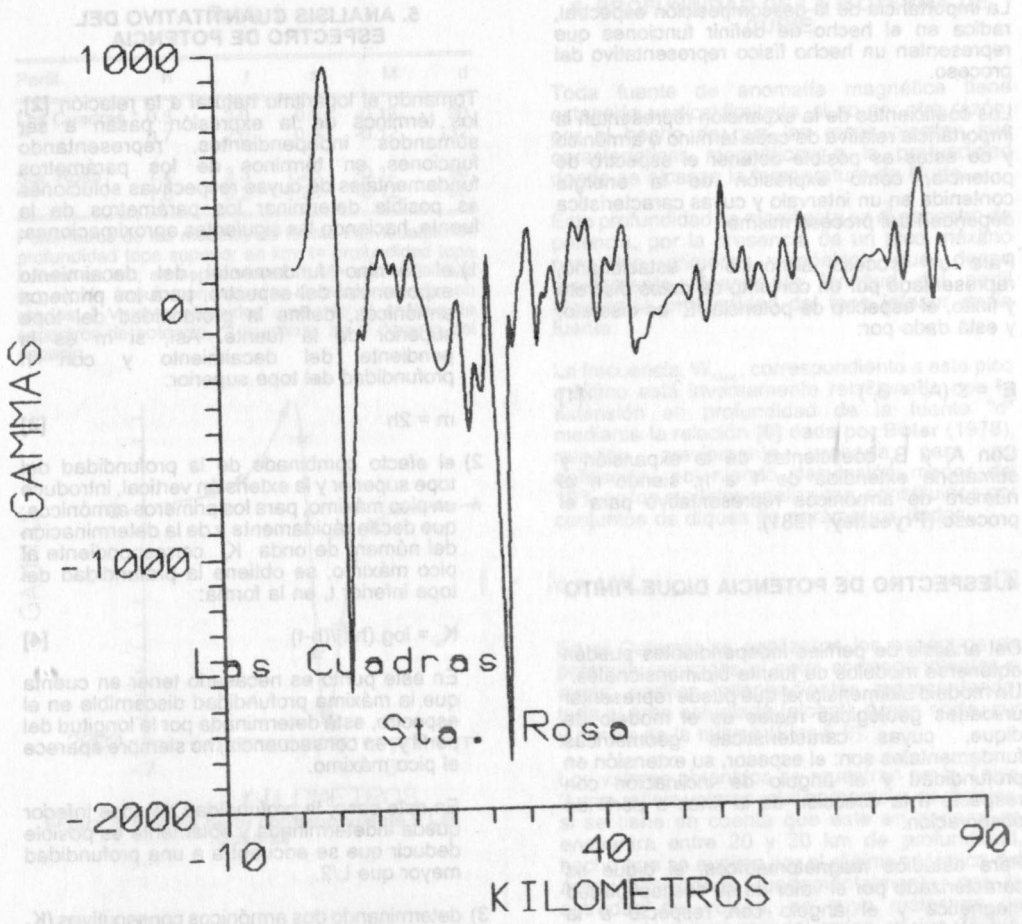


Figura 2. Perfil circundando el edificio volcánico. Las Cuadras-Sta Rosa: Puntos de máxima anomalía.

Para el análisis cuantitativo, ante la imposibilidad de obtener relaciones analíticas que describan la anomalía generada por fuentes reales, se adoptan modelos de forma geométrica regular que pueden representar estructuras geológicas. Pero, las relaciones analíticas aún para estas formas simples involucran funciones no lineales que dificultan su solución.

El análisis espectral, reduce el problema a la solución de ecuaciones lineales y es esta la razón por la cual se utiliza en el análisis e interpretación de datos geomagnéticos.

La descomposición espectral, transformada de Fourier para un conjunto de datos discreto y finito, haciendo consideraciones estadísticas adecuadas, es equivalente a la transformada discreta de Fourier. Para la determinación de los coeficientes se utiliza en muchos casos prácticos, en particular en éste trabajo, el algoritmo denominado transformada rápida de Fourier, cuya eficiencia es sustentada en el tratamiento de datos geofísicos por varios

autores, entre otros Davis (1973), Kanasewich & Agarwal (1970), Kanasewich (1981).

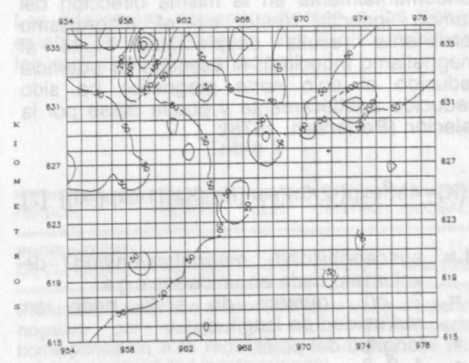


Figura 3. Anomalía magnética de campo total.

La importancia de la descomposición espectral, radica en el hecho de definir funciones que representen un hecho físico representativo del proceso.

Los coeficientes de la expansión representan la importancia relativa de cada término o armónico y de éstos es posible obtener el espectro de potencia, como expresión de la energía contenida en un intervalo y cuyas características dependen del proceso mismo.

Para un proceso armónico y estacionario, representado por un conjunto de datos discreto y finito, el espectro de potencia "E" es discreto, y está dado por:

$$E^2 = \sum (A_i^2 + B_i^2) \quad [1]$$

Con A_i y B_i coeficientes de la expansión y sumatoria extendida de 1 a n, siendo n el número de armónicos representativo para el proceso (Priestley, 1981).

4. ESPECTRO DE POTENCIA DIQUE FINITO

Del análisis de perfiles independientes pueden obtenerse modelos de fuente bidimensionales. Un modelo bidimensional que puede representar unidades geológicas reales es el modelo de dique, cuyas características geométricas fundamentales son: el espesor, su extensión en profundidad y el ángulo de inclinación con respecto a la dirección de la línea o perfil de observación.

Para estudios magnetométricos, el dique es caracterizado por el valor de su susceptibilidad magnética y el ángulo con respecto a la dirección del campo inductor, orientado con respecto al polo norte magnético.

Para el análisis de perfiles cuyo modelo de fuente puede representarse por un dique vertical finito y cuyo campo inducido está orientado fundamentalmente en la misma dirección del campo inductor (esto es el magnetismo remanente resulta despreciable frente al magnetismo inducido), el espectro de potencia reducido al polo norte magnético ha sido deducido analíticamente y puede darse por la relación (Pedersen, 1978):

$$E(K) = 4M^2 \exp(-2Kh) \{ \frac{\sin(Ka)}{Ka} \{ 1 - \exp(-kt) \} \} \quad [2]$$

M = susceptibilidad magnética/unidad de volumen, dada en unidades c.g.s.

K = $2\pi/L$, número de onda dado en rad/unidad de longitud,

L = longitud del perfil,

n = 1, 2, 3...

h, t = Profundidad tope superior e inferior,

a = espesor del dique.

5. ANALISIS CUANTITATIVO DEL ESPECTRO DE POTENCIA

Tomando el logaritmo natural a la relación [2], los términos de la expresión pasan a ser sumandos independientes, representando funciones en términos de los parámetros fundamentales de cuyas respectivas soluciones es posible determinar los parámetros de la fuente, haciendo las siguientes aproximaciones:

1) el término fundamental del decaimiento exponencial del espectro, para los primeros armónicos, define la profundidad del tope superior de la fuente. Así, si m es la pendiente del decaimiento y con h profundidad del tope superior:

$$m = 2h \quad [3]$$

2) el efecto combinado de la profundidad del tope superior y la extensión vertical, introduce un pico máximo, para los primeros armónicos, que decae rápidamente y de la determinación del número de onda K_0 correspondiente al pico máximo, se obtiene la profundidad del tope inferior t, en la forma:

$$K_0 = \log(h/t)/(h-t) \quad [4]$$

En este punto es necesario tener en cuenta que la máxima profundidad discernible en el espectro, está determinada por la longitud del perfil y, en consecuencia, no siempre aparece el pico máximo.

En este caso, la profundidad del tope inferior queda indeterminada y solamente es posible deducir que se encuentra a una profundidad mayor que L/2.

3) determinando dos armónicos consecutivos (K_1 y K_2) para los cuales el espectro es igual o aproximadamente igual a cero, como única solución no trivial de [2], se tiene el espesor del dique, en la forma:

$$a = 2/(K_1 - K_2) \quad [5]$$

4) tomando el límite (P_0) cuando K tiende a cero, en [2], se define la susceptibilidad magnética M en la forma:

$$M = 2/P_0 \quad [6]$$

En esta forma se estimaron los parámetros fundamentales para los modelos de dique vertical finito reducido al polo norte magnético, en perfiles independientes, cuyo patrón representa claramente la posibilidad de modelar fuentes individuales.

Con los parámetros así obtenidos y optimizándolos, mediante proceso de ajuste iterativo en el dominio del espacio, se definieron los mejores valores para los parámetros de la fuente, presentados en la Tabla 1 y en las correspondientes gráficas de las Figs.4-5.

Tabla 1

Perfil	h	t	a	M	d
Las Cuadras *	0.5	2.0	0.8	-0.12	90
**	0.7	2.0	0.9	-0.12	132
Sta. Rosa *	1.4	3.3	1.28	-0.12	90
**	1.6	3.3	1.28	-0.12	90

Parámetros de los modelos de fuente individuales: h= profundidad tope superior en km; t= profundidad tope inferior en km; a= espesor en km; M= susceptibilidad (c.g.s); d= ángulo con respecto al campo inductor en grados. * Valores obtenidos mediante el análisis de espectros de potencia, ** ajustados en el dominio del espacio.

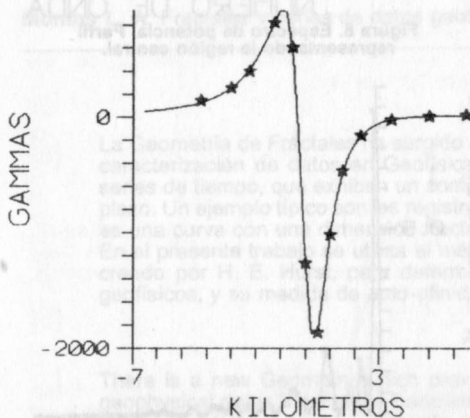


Figura 4. Modelo perfil correspondiente a Las Cuadras

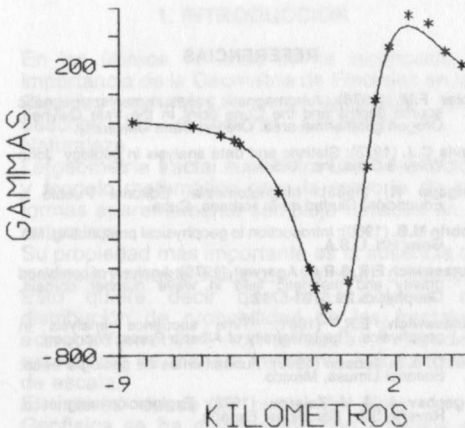


Figura 5. Perfil circundando el edificio volcánico. Las Cuadras-Sta Rosa.

6. PROFUNDIDAD DE LA ISOTERMA DE CURIE

Toda fuente de anomalía magnética tiene extensión vertical limitada, si no por otra razón, por el hecho de que las rocas pierden sus características magnéticas a la profundidad donde se alcanza la temperatura de Curie.

Esta profundidad se manifiesta en el espectro de potencia, por la presencia de un pico máximo para los primeros armónicos que decae rápidamente, cuando la longitud del perfil alcanza la profundidad del tope inferior de la fuente.

La frecuencia, W_{max} , correspondiente a este pico máximo está inversamente relacionada con la extensión en profundidad de la fuente "d" mediante la relación [6] dada por Boler (1978), relación previamente probada para su aplicación, obteniendo desviación menor del 10% en los modelos analizados, constituidos por conjuntos de diques de parámetros dados.

$$d = 1/W_{max} \quad [7]$$

En el Galeras, se analizaron los espectros de potencia reducidos al polo, correspondientes a cuatro perfiles independientes representando: toda el área estudiada (global), áreas norte, sur y centro de la misma (Figs.6-9).

Los valores obtenidos se muestran en la Tabla 2, que refleja valores relativamente superficiales, si se tiene en cuenta que este en general se encuentra entre 20 y 30 km de profundidad, hecho que se explica por el régimen térmico del área, ocasionado fundamentalmente por la actividad del volcán, en cuyo cráter es de esperar temperaturas del orden de los 750°C, temperatura de fusión de las lavas (Leet & Judson, 1968) que supera la temperatura de Curie para rocas andesíticas, predominantes en el Galeras, que es del orden de los 500°C. (Delgado, 1983).

Las diferencias correspondientes a las zonas establecidas, concuerdan con la proximidad de los perfiles al cráter principal.

Tabla 2

REGION	NORTE	SUR	CENTRO	GLOBAL
PROFUNDIDAD DE CURIE (km)	1.6±10%	≥-5.8	-0.9±10%	-5.8±10%

Profundidad dada con respecto al nivel del mar, siendo negativo por debajo de este. El espectro correspondiente a la región sur, no muestra el pico máximo (profundidad indeterminada).

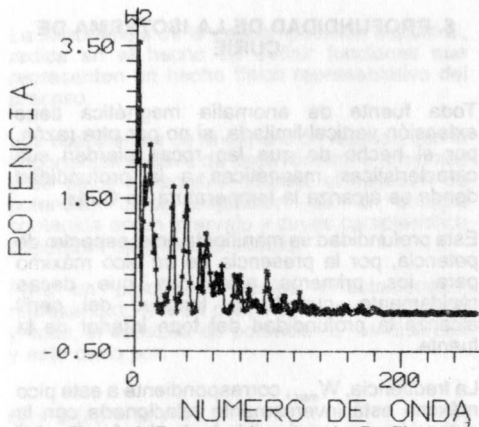


Figura 6. Espectro de potencia. Perfil representando toda la región.

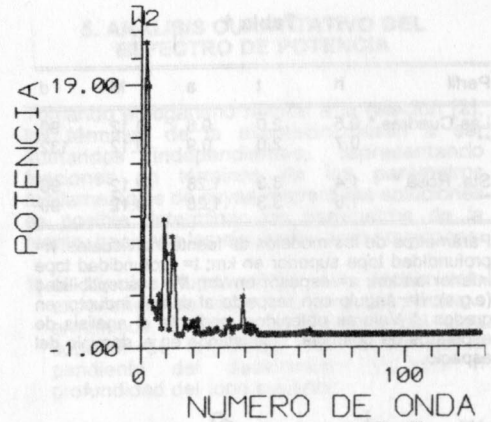


Figura 8. Espectro de potencia. Perfil representando la región central.

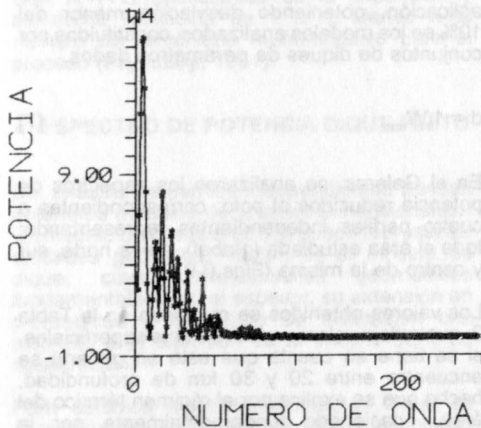


Figura 7. Espectro de potencia. Perfil representando la región norte.

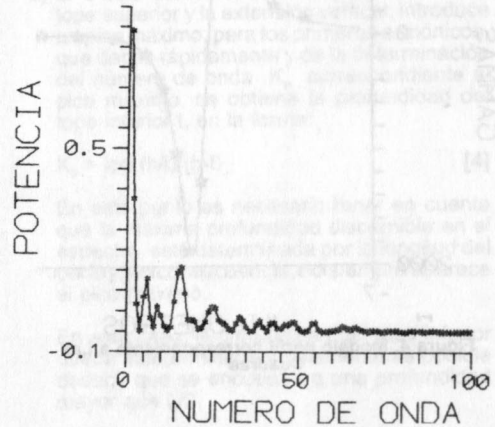


Figura 9. Espectro de potencia. Perfil representando la región sur

7. CONCLUSIONES

La realización de estudios magnetométricos, en particular, y geofísicos, en general, contribuye efectivamente en el establecimiento de modelos de las estructuras volcánicas, como contraste entre intrusiones magmáticas recientes y rocas consolidadas, como se aprecia claramente en los perfiles trazados en el Galeras.

El análisis espectral de datos de campos de potencial es confiable y útil como mecanismo de interpretación cuantitativa.

Sería pertinente dar continuidad al trabajo retomando los puntos de observación, para dar inicio a estudios de seguimiento temporal y realizar un cubrimiento de información bidimensional, que permita establecer modelos tridimensionales, que darán una mejor aproximación en el establecimiento de modelos adecuados.

REFERENCIAS

- Boier F.M. (1978): Aeromagnetic measurements, magnetic source depths and the Curie point in the Vale Owyhee, Oregon geothermal area. Oregon State University.
- Davis C.J. (1973): Statistic and data analysis in geology. John Wiley & Sons, Inc., U.S.A.
- Delgado R. (1983): Magnetometría. Editorial Pueblo y Educación, Ciudad de la Habana, Cuba.
- Dobrin M.B. (1960): Introduction to geophysical prospecting. Mc. Graw Hill, U.S.A.
- Kanasewich E.R. & R.G. Agarwal. (1970): Analysis of combined gravity and magnetic field in wave number domain. *Geophysics* 29:5703-5712.
- Kanasewich E.R. (1981): Time sequence analysis in geophysics. The University of Alberta Press, Winnipeg.
- Leet D. & S. Judson (1968): Fundamentos de geología física. Editorial Limusa, México.
- Logachev A. & V. Zajarov. (1978): Exploración magnética. Reverte S.A., Barcelona, España.
- Pederssen L.B. (1978): A statical analysis of potential fields using a vertical circular cylinder and a dike. *Geophysics* 43:943-953.
- Priestly M.B. (1981): Spectral analysis and time series, Vol 1. Academic Press Inc., Orlando Florida.