

# **TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

## **ANÁLISIS GEOESTADÍSTICO Y ESPECTRAL DE DATOS AEROMAGNÉTICOS DE LA ZONA CENTRO-OCCIDENTAL DEL ESTADO AMAZONAS.**

TUTORA ACADÉMICA: Prof. INÍRIDA RODRÍGUEZ MILLÁN.

TUTOR INDUSTRIAL: Ing. ALÍ HERNÁNDEZ.

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
para optar al Título de Ingeniero Geofísico  
Por el Br Ángel A, Erasmo M.

Caracas, Noviembre 2002.

*A las dos mujeres más importantes de mi vida,  
mi madre y mi abuelita  
sin quienes no sé que hubiera sido de mi.*

## **AGRADECIMIENTOS**

### **INSTITUCIONALES:**

A la Ilustre Universidad Central de Venezuela, porque en sus aulas y pasillos aprendí a ser una mejor persona.

Al Instituto Nacional de Geología y Minería (INGEOMIN) por haberme dado esta gran oportunidad.

A PDVSA-INTEVEP, específicamente en las personas del Ingeniero Freddy Fernández y de la Licenciada Nieves Nevado, gracias por su valiosa colaboración.

A los ingenieros Alí Hernández G y Octimio Gutierrez, por brindarme su orientación y amistad.

### **ACADÉMICOS.**

A la profesora Inírida Rodríguez Millán por haber aceptado ser la guía en el presente trabajo y darme toda su valiosa orientación para culminar el presente trabajo.

Al profesor Ronny Meza, porque siempre que pudo, me prestó su máxima colaboración y en el momento más indicado siempre tuvo un consejo cuando más lo necesitaba.

Al profesor Cavada, por su atención y colaboración.

### **PERSONALES**

Gracias a Diosito, por haberme enseñado lo bello que es la vida.

A la familia de mi tía Agustina, por haberme dado posada cuando más la necesite.

Al profesor Peter Woyzechowsky S, por enseñarme los pilares que todo ingeniero debe conocer.

A la señorita Ambar, porque fuiste tú, quién me abrió las puertas en un principio e hiciste que el presente trabajo fuese más liviano.

A la familia Nijst, gracias por haberme prestado su casa y su computadora, sinceramente no se como agradecerse.

A la familia Belandria, realmente muchas gracias a ustedes, que nunca dudaron en ayudarme.

A la Sra. Morela, por toda su ayuda prestada.

A Eduardo, Elisa, Peter. A Carlos Vargas, Alex Gallardo, Franklin Tapias y Robertico por ser los compañeros de lucha, que Dios los bendiga.

Al profesor Sebastián Grande, por sus sabias orientaciones.

A todos aquellos amigos que hicieron posible aliviar la carga del presente trabajo y en especial a mis amigos del Junquito (Dayana, Julin, Basilio y Carlos) y a Christian B por enseñarme lo bello que es la amistad.

A Thaís, gracias por hacer que muchos sueños dejaran de ser sueños para convertirse en realidad.

A mi gran amiga Tey Eilyn, de una u otra forma siempre has estado conmigo, gracias por enseñarme lo bonita que es la vida

Al Sr. Carlos Briceño, por sus sabios consejos, enseñanzas y ser un ejemplo a seguir.

Ángel A., Erasmo M  
ANÁLISIS GEOESTADÍSTICO Y ESPECTRAL DE DATOS AEROMAGNÉTICOS  
DE LA ZONA CENTRO-OCCIDENTAL DEL EDO. AMAZONAS.

Tutor Académico: Prof. Inírida Rrodriguez M. Tutor Industrial: Alí Hernández G. Tesis.  
Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año  
2002, 78 p.

**RESUMEN.**

En este trabajo se presentan los resultados de un estudio gravimétrico magnetométrico realizado en la zona centro occidental del Edo. Amazonas, cubriendo un área de aproximadamente de 3025 Km.

Los datos aeromagnéticos se obtuvieron a partir de la digitalización de los mapas 10e, 10f, 11e y 11f de la zona antes mencionada, utilizando el programa AutoCAD 2000®, Por medio de este proceso se obtuvieron 61145 datos. También se trabajó con datos de la Red Gravimétrica Nacional. A partir de esta matriz de datos se generaron dos mapas, uno de Intensidad Magnética Total y otro de Anomalía de Bouguer.

El máximo valor de intensidad magnética se ubica en la parte Norcentral de la región bajo estudio con un valor de 5040 gammas y un gradiente de 145 $\gamma$ /km, disminuyendo ambos valores progresivamente hacia los alrededores del alto magnético. Los valores mínimos se localizan hacia la parte Sur del mapa magnético de intensidad total.

Por medio del análisis geoestadístico de los datos aeromagnéticos, deidiante el uso n del programa GRIDSTAT, se determinó que el variograma de menor error de ajuste (13.41 %) es el exponencial. La dirección de menor variación posee un azimut de 175°. Para el caso gravimétrico, el variograma de menor error (14.17%) fue esférico y la dirección de menor anisotropía es 105° azimut.

Se efectuó un análisis espectral a los datos aeromagnéticos, el cual mostró tres valores de profundidad de fuente anómala: 5Km, 500m y 150m.

Se interpretaron dos perfiles gravimétrico-magnéticos con orientación N-S y E-W. Como resultado del modelaje se obtuvo un sistema estructural de graben con tres fallas con buzamiento hacia el Oeste y con un rumbo aproximado N-S.

# ÍNDICE GENERAL

Dedicatoria.	ii
Agradecimientos.	iii
Resumen.	v
Indice.	vi
Lista de figuras.	viii
Lista de tablas.	x
1. Introducción..	1
1.1. Justificación académica.	2
1.2. Objetivo general.	2
1.3. Objetivos específicos.	2
1.4. Localización del área de estudio.	3
1.5. Trabajos previos.	4
1.6. Método de trabajo.	6
2. Marco Geológico.	10
2.1. Geología Regional. Provincias geológicas	10
2.1.1. Provincia Imataca.	10
2.1.2. Provincia Pastora.	10
2.1.3. Provincia Cuchivero.	11
2.1.4. Provincia Roraima.	13
2.2. Geología Local.	13
2.2.1. Provincia Ayacucho.	13
2.2.2. Provincia Casiquiare.	14
2.3. Descripción de las unidades litológicas que afloran en la subregión de Atabapo.	15
2.3.1. Metasedimentarias.	15
2.3.2. Granito de Parguaza.	15
2.3.3. Granito de grano fino.	15
2.3.4. Metabasitas.	15

2.3.5.	Granito del Marieta.	16
2.4.	Rocas del Grupo Cuchivero.	16
3.	Fundamentos Teóricos del Método Magnético.	18
3.1.	Elementos del Campo Geomagnético	18
3.2.	Minerales magnéticos.	20
3.3.	Susceptibilidad magnética de las rocas.	21
3.4.	Imanación permanente de las rocas.	22
4.	Análisis Estadístico, Geoestadístico y Espectral de los datos.	24
4.1.	Fuente de los datos geofísicos.	24
4.2.	Análisis Estadístico.	24
4.3.	Análisis Geoestadístico.	30
4.4.	Análisis Espectral de los datos aeromagnéticos.	34
5.	Discusión de los Resultados.	38
5.1.	Mapa de Intensidad Magnética Total.	38
5.1.1.	Separación Regional y Residual del Mapa de Intensidad Magnética Total.	40
5.1.1.1.	Mapa de Intensidad Magnética Regional.	40
5.1.1.2.	Mapa de Intensidad Magnética Residual.	40
5.2.	Mapa de Anomalía de Bouguer.	40
5.3.	Interpretación Bidimensional.	43
5.3.1.	Construcción de los perfiles	43
5.3.2.	Restricciones para el modelado magnético.	43
5.3.3.	Modelado de Perfiles.	47
	Conclusiones y Recomendaciones.	51
	Bibliografía y referencias citadas.	54
	Apéndice A: Método Gravimétrico	58
	Apéndice B: Geoestadística	60
	Apéndice C: Análisis espectral	74
	Anexo; Mapa de Intensidad Magnética Total.	



## LISTA DE FIGURAS

Figura N°	Página.
1.1 Localización del área de estudio.	3
1.2 Ubicación de la zona de estudio y del perfil trazado por Jácome (1996)	5
1.3 Modelo Gravimétrico con el ajuste de curvas observada y calculada de Jácome, (1996)	5
1.4 Esquema de la metodología de trabajo.	6
2.1 Mapa geológico-estructural del área de estudio.	17
3.1 Elementos del Campo Geomagnético.	19
3.2 Representación del Campo Geomagnético sobre la Tierra.	19
3.3 Representación esquemática de los dominios magnéticos	20
4.1 Distribución esquemática de los mapas aeromagnéticos del área	24
4.2 Histograma de frecuencia de la Intensidad Magnética Total.	26
4.3 Histograma de la Anomalía de Bouguer	29
4.4 Curva de ajustes de los variogramas teóricos de Intensidad Magnética Total.	31
4.5 Elipse de Anisotropía de Intensidad Magnética Total.	32
4.6 Roseta de distribución espacial de Intensidad Magnética Total.	32
4.7 Curva de ajustes de los variogramas teóricos de la Anomalía de Bouguer	33
4.8 Elipse de Anisotropía de la Anomalía de Bouguer.	33
4.9 Número de onda Vs log de potencia.	35
4.10 Análisis Espectral de la Intensidad Magnética Total, perfil E-W.	36
4.11 Análisis Espectral de la Intensidad Magnética Total, perfil N-S.	37
5.1 Mapa de Intensidad Magnética Total.	39
5.2 Mapa Regional de Intensidad Magnética Total.	41
5.3 Mapa Residual de Intensidad Magnética Total.	42
5.4 Perfil Este-Oeste de Intensidad Magnética Total.	43
5.5 Perfil Norte-Sur de Intensidad Magnética Total.	44
5.7 Mapa de Anomalía de Bouguer del área ampliada.	46
5.8 Mapa de Anomalía de Bouguer del área de estudio.	47
5.9 Modelado Gravimétrico-Magnético del perfil A.	49
5.10 Modelado Gravimétrico-Magnético del perfil B	50

## LISTA DE TABLAS

Tabla N°	Página
4.1 Valores de tendencia central de Intensidad Magnética Total.	27
4.2 Valores descriptivos de Intensidad Magnética Total.	27
4.3 Prueba de Kolmogorov-Smirnov para la Intensidad Magnética Total, distribución de contraste, Normal.	28
4.4 Prueba de Kolmogorov-Smirnov para la Intensidad Magnética Total, distribución de contraste, Poisson.	28
5.2 Características de los cuerpos presentes en los modelos propuestos.	48

# **1.- INTRODUCCIÓN**

Actualmente en el país existen mapas de anomalías aeromagnéticas, de distintas áreas del territorio venezolano, usados en campañas exploratorias tanto para incrementar el conocimiento geológico regional y local como para ubicar posibles áreas potenciales de recursos minerales.

En la elaboración de estos mapas se emplearon técnicas que en la actualidad no se consideran las más adecuadas, por lo tanto los algoritmos usados posiblemente actuaron como filtros o crearon estructuras ficticias que no se corresponden con la geología de la zona.

Para solventar este problema, se planteó la necesidad de digitalizar la información aeromagnética disponible de la zona ubicada en la parte centro-occidental del Estado Amazonas, procesarla con nuevas herramientas tales como: análisis estadístico, geoestadístico y análisis espectral de los datos. Una vez aplicadas éstas técnicas, se elaboró un nuevo mapa correspondiente a la zona de estudio y, a través de éste, se efectuó un análisis cualitativo de la información de la zona.

Así mismo, se realizó la construcción de perfiles magnéticos para modelar la geometría de los posibles cuerpos que se encuentren en el subsuelo.

## **1.1 JUSTIFICACIÓN ACADÉMICA.**

La realización de presente Trabajo Especial de Grado constituye uno de los requisitos exigidos por la Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica dentro de su plan de estudios, para optar al título de Ingeniero Geofísico.

## **1.2 OBJETIVO GENERAL:**

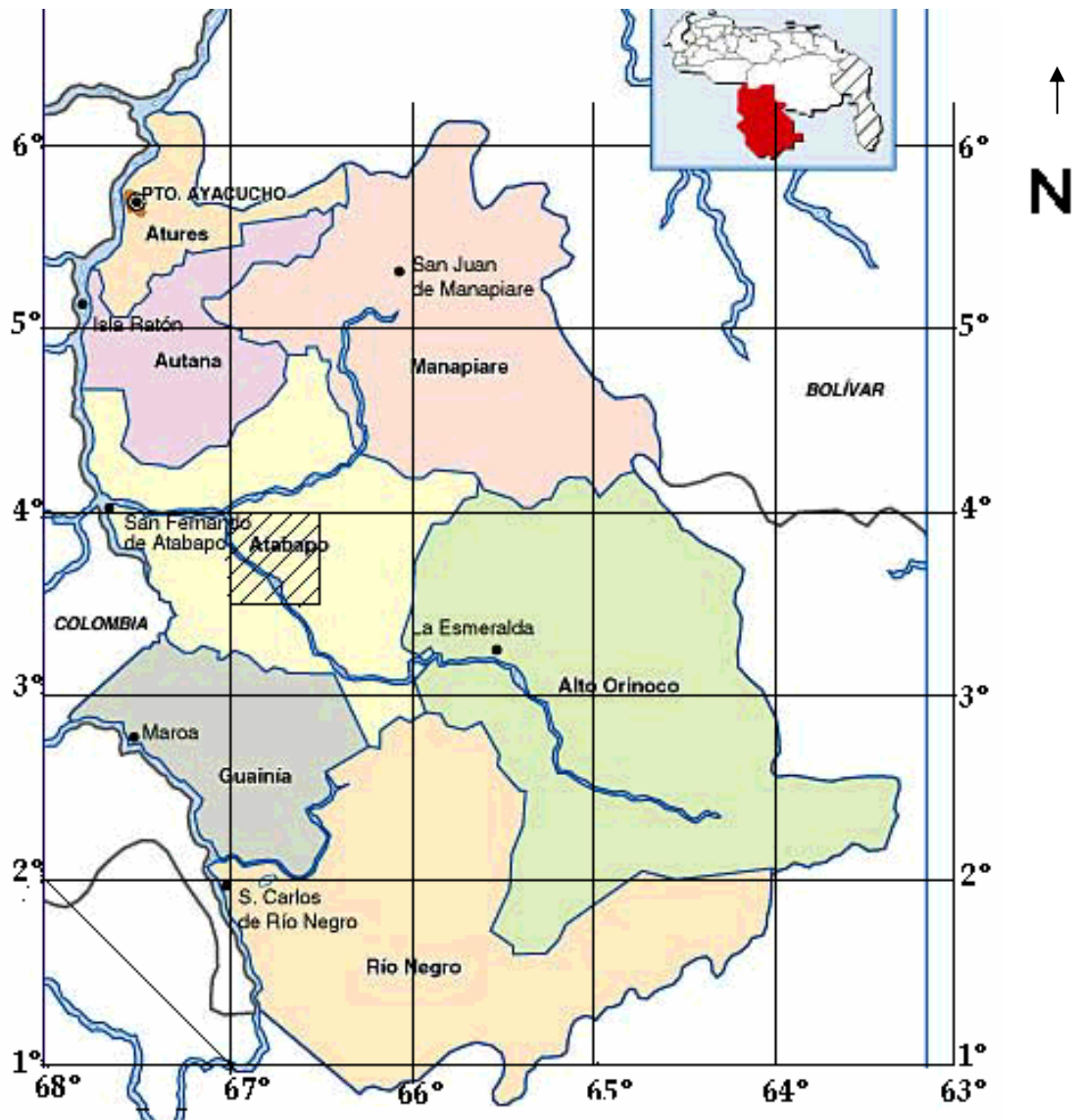
El objetivo general consiste en realizar una interpretación geológica-geofísica a partir de un análisis geoestadístico y espectral de datos aeromagnéticos de la zona centro occidental del Edo Amazonas, lo cual posteriormente permitirá seleccionar áreas de interés minero sobre las que se efectuaran estudios detallados de geofísica, geología y geoquímica a los fines de determinar posibles recursos minerales potenciales.

## **1.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.**

- ⇒ Generar una base de datos en formato digital de la información aeromagnética del área bajo estudio.
- ⇒ Realizar un análisis estadístico de los datos.
- ⇒ Elaborar un mapa aeromagnético con criterio geoestadístico.
- ⇒ Construir perfiles de datos aeromagnéticos para el posterior modelado del subsuelo.
- ⇒ Realizar análisis espectral de los datos aeromagnéticos.
- ⇒ Modelar perfiles aeromagnéticos para inferir la geometría del subsuelo.

## **1.4 UBICACIÓN DE LA ZONA**

La región en estudio abarca un área de 3080 Km<sup>2</sup> y está ubicada al Este de la región Santa Bárbara del Orinoco, en la parte centrooccidental del Edo. Amazonas, entre las coordenadas 3° 30' 0" y 4° 0' 0" de latitud Norte y 66° 30' 0" y 67° 0' 0" de longitud Oeste, (Figura N° 1.1).



 **Localización del área de estudio.**

Figura N° 1.1 Localización del área de estudio.

## 1.5 TRABAJOS PREVIOS

Mendoza y otros (1977) dividieron el Edo. Amazonas en cinco Provincias Petrotectónicas a saber: Ayacucho, Manapiare, Siapa, Alto Orinoco y Casiquiare. Estos autores intentaron realizar una columna litoestratigráfica de las rocas aflorantes en la región. Olsezwki y otros (1977) realizaron estudios geocronológicos por el método Rb-Sr en roca total de varias muestras que afloran en el área de estudio. Por otro lado, Gaudette y otros (1977) calcularon determinaciones de edades por el método U/Pb en zircones para las migmatitas de Minicia. Por su parte, Ghosh. (1977) hizo un estudio sobre la geología del Grupo Roraima en el Edo. Amazonas. Posteriormente Barrios y Rivas (1978) obtuvieron determinaciones de edades radimétricas por los métodos Rb/Sr en roca total y K/Ar en biotitas de rocas pertenecientes a la Provincias Petrotectónicas de Ayacucho y Casiquiare; estos resultados permitieron discernir dos dominios petrotectónicos: Domino Ventuari y Dominio Casiquiare.

Vincenzo y Jácome (1996) plantean, a partir de datos gravimétricos, paleomagnéticos y radiométricos, una evolución tectónica del batolito de Parguaza a través de un modelo de graben (Figuras N° 1.2 y N° 1.3).

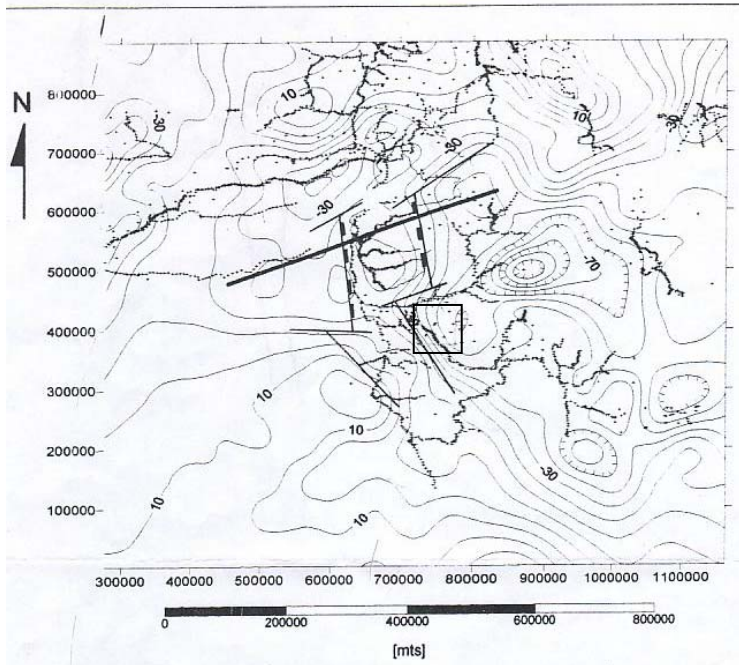


Figura N° 1.2 Ubicación de la zona de estudio y del perfil trazado por Jácome. (Tomado de Jácome 1996).

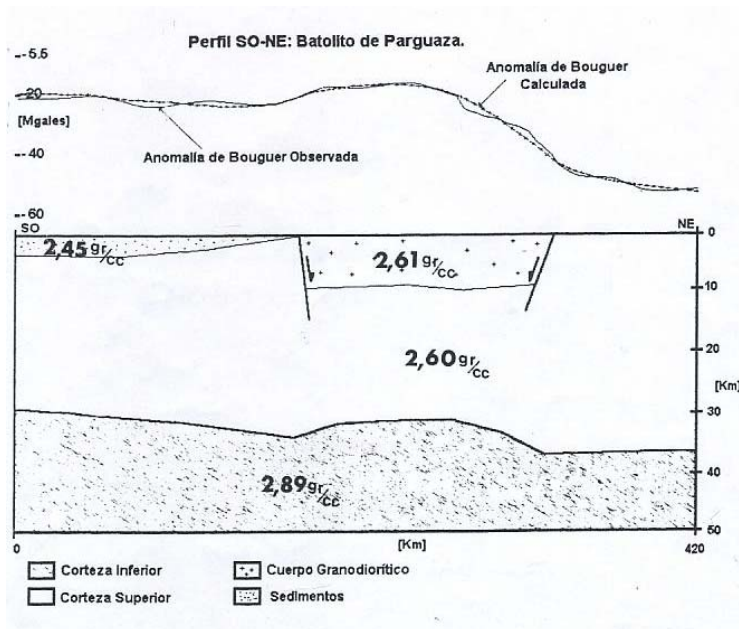


Figura N° 1.3 Modelo Gravimétrico final con el ajuste de curva observada y calculada (Tomado de Jácome 1996).

## 1.6 MÉTODO DE TRABAJO.

El esquema que se muestra a continuación, representa la metodología seguida en el presente Trabajo Especial de Grado.

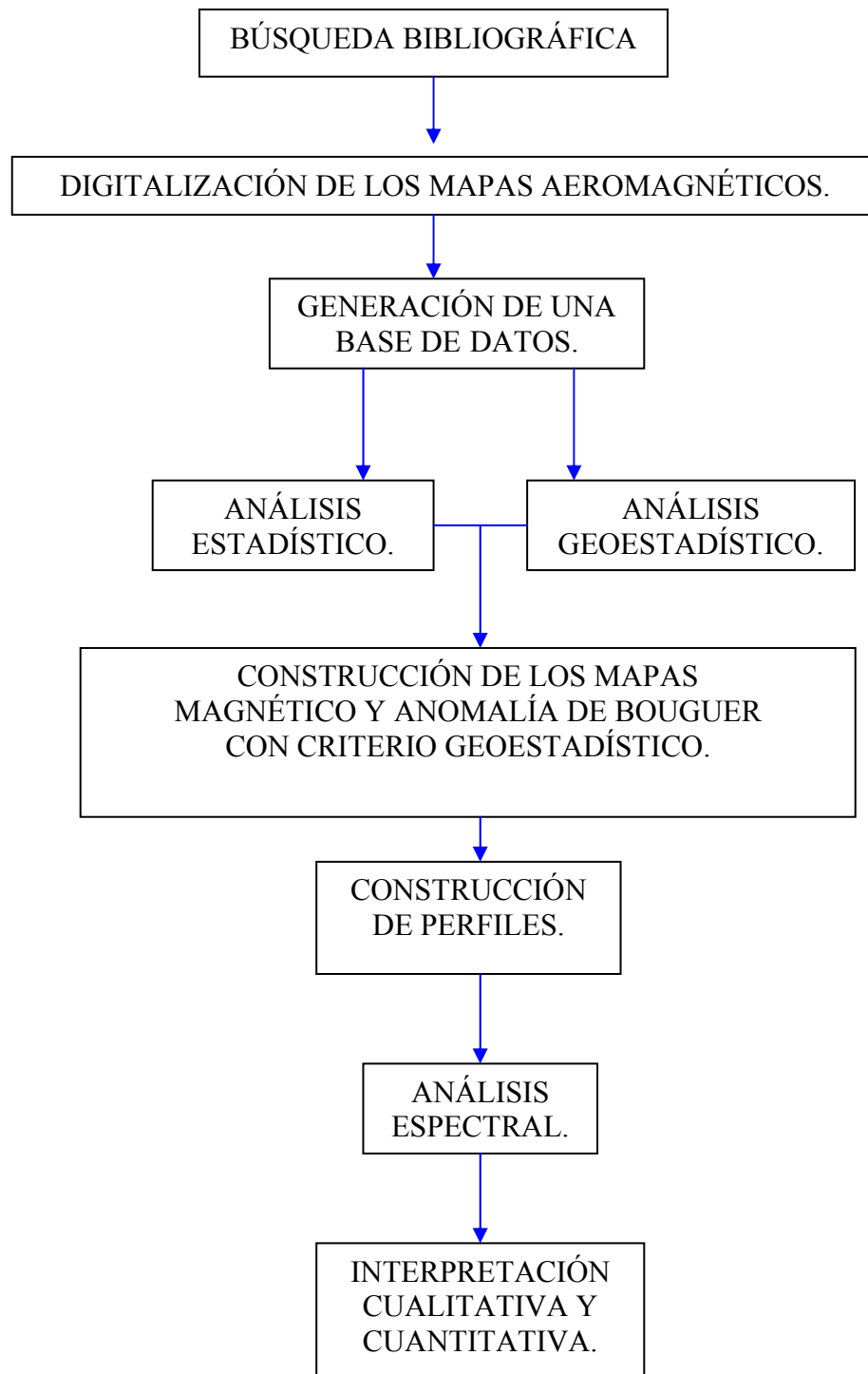


Figura N° 1.4 Esquema de la metodología de trabajo.



### **1.6.1 BÚSQUEDA BIBLIOGRÁFICA:**

Se realizó una revisión bibliográfica de la zona en estudio; esto con la intención de obtener información adicional relacionada con la geología del lugar, así como estudios geofísicos previos. Esto permite un mayor control de calidad en los datos y una mejor interpretación geológica-geofísica.

### **1.6.2 DIGITALIZACIÓN DE LOS MAPAS:**

Como información aerogeofísica se dispuso de los mapas de contornos de Componente de Intensidad Magnética Total, correspondientes a las hojas 10E, 10F, 11E y 11F, levantamiento aeromagnético realizado durante los años 1972-1973 por Técnica Roraima, C.A, TECROCA de Caracas. Estos mapas se elaboraron a escala 1:50.000 y el intervalo entre contornos es de 25 gammas. El mapa fue realizado con datos tomados a una altura de 150 m.s.n.m.

La medición y registro de la intensidad del campo geomagnético total y de sus variaciones locales fueron hechos mediante un magnetómetro de control de flujo de núcleo saturable Gulf Mk III, lo que permitió la obtención de un registro continuo (TECROCA, 1973).

Para el presente estudio se digitalizaron los mapas antes mencionados a través del programa AutoCAD 2000® (Autodesk Inc. 2000) el cual genera una salida “.txt”, con la cual luego se construyó la Base de Datos Digitalizada.

### **1.6.3 GENERACIÓN DE UNA BASE DE DATOS:**

Por medio de la digitalización de los mapas antes mencionados, se obtuvo la base de datos magnéticos. En el caso de los datos gravimétricos se usó la base de datos de la Red Gravimetría Nacional, proporcionada por el Departamento de Geofísica, UCV. A los datos

gravimétricos sólo se les aplicó análisis estadístico como control de calidad y análisis geoestadístico para obtener el mapa de Anomalía de Bouguer a través de la técnica Kriging.

#### **1.6.4 ANÁLISIS ESTADÍSTICO:**

Con el fin de realizar un control de calidad de los datos magnéticos y gravimétricos y conocer su distribución, se procedió a realizar un análisis estadístico, el cual consistió en el cálculo de medidas de tendencia central, desviación estándar, la prueba de Kolmogorov Smirnov y el histograma de frecuencia.

#### **1.6.5 ANÁLISIS GEOESTADÍSTICO:**

Para determinar el comportamiento espacial de la variable en estudio, se realizó un análisis geoestadístico que consistió en obtener los variogramas experimentales y posteriormente el ajuste de los variogramas teóricos a los primeros; se calcularon los parámetros principales de la elipse de anisotropía, ejes principales y dirección de anisotropía y, por último, se elaboró el mapa de Intensidad Magnética Total, a través del método de Kriging.

#### **1.6.6 ANÁLISIS ESPECTRAL TOTAL**

Se realizó una transformación desde el dominio espacial al dominio de la frecuencia para la estimación de la profundidad de las fuentes, tomando en cuenta las relaciones entre la amplitud y la fase de la variable en estudio.

#### **1.6.7 INTERPRETACIÓN CUALITATIVA Y CUANTITATIVA.**

Con el objetivo de separar el efecto regional del efecto local, se usó el método de superficies matemáticas, el cual consiste en generar superficies polinómicas a partir de un arreglo de datos, mediante la utilización del criterio de mínimos cuadrados. La separación regional y residual se realizó con el programa Surfer v 6.0 (GOLDEN SOFTWARE Inc 1996).

### **1.6.8 CONSTRUCCIÓN DE PERFILES:**

Una vez realizado todo el procesamiento de los datos, se trazaron dos perfiles con orientación: N-S y E-W, perpendiculares al rumbo de las tendencias geomagnéticas regionales, con la finalidad de hacer un mejor análisis cualitativo de las anomalías y poder desarrollar un modelo del subsuelo que reproduzca la anomalía gravimétrica y magnética observada.

## **2.- MARCO GEOLÓGICO**

### **2.1 GEOLOGÍA REGIONAL. PROVINCIAS GEOLÓGICAS.**

#### **2.1.1 PROVINCIA GEOLÓGICA IMATACA**

Las rocas pertenecientes a esta provincia afloran en la parte norte del Edo. Bolívar, en un área variable entre los 65 y 130 Km<sup>2</sup>. Esta litología presenta características de la subfacies de la granulita piroxénica y consiste de intercalaciones de gneises félsicos y máficos con anfibolitas, cuerpos graníticos y abundantes cuarcitas ferruginosas, así como también granulitas máficas y anfibolitas. Su contacto inferior es desconocido y su contacto superior con las rocas de la Provincia de Pastora es discordante.

Las edades radiométricas (Rb/Sr) determinadas hasta el presente son 3000 a 3400 Ma y corresponde a gneises granulíticos, granulitas feldespáticas en la zona de Gurí y las rocas expuestas cerca del Cerro Bolívar. Cabe señalar en primer lugar que las rocas estudiadas son las unidades más antiguas detectadas hasta el momento en el Escudo de Guayana (2800-3400 Ma).

#### **2.1.2 PROVINCIA GEOLÓGICA PASTORA**

La provincia geológica de Pastora está ubicada inmediatamente al Sur de la provincia de Imataca, está separada de ésta por la falla de Guri en su parte oriental y por la falla de Santa Bárbara al Oeste, (Kalliokoski, 1965); al sur limita con la provincia de Roraima. Se caracteriza litológicamente por una secuencia de rocas volcánicas félsicas y máficas y rocas sedimentarias asociadas que han sufrido metamorfismo de bajo grado, alcanzando localmente la facies de la anfibolita. Corresponde con lo que a nivel mundial se conocen como cinturones de rocas verdes.

Entre las diferentes clasificaciones que posee la Provincia de Pastora se encuentran: supergrupo, grupo, formaciones, complejos y granitos jóvenes.

Las formaciones El Callao, Cicapra y Yuruarí constituyen el Supergrupo Pastora. El Grupo Carichapo está constituido por las formaciones El Callao y Cicapra; su litología está formada por rocas anfibólicas con esporádicas rocas graníticas, en algunas zonas constituida por lavas espiliticas almohadilladas y en otras zonas por tobas, limolitas, esquistos afibólicos, epidóticos y graubacas. La litología de la Formación Yuruarí está formada por rocas sedimentarias de grano grueso con estratificación laminada de metareniscas impuras feldespáticas o volcánicas.

El Complejo Supamo está constituido por rocas de composición cuarzo feldespático, paragneis biotítico, rocas ígneas intermedias a máficas pobres en feldespato potásico y migmatitas.

Los granitos relativamente jóvenes denominados granito porfídico de Guasimo, granito biotítico de Yagrimal y el granito alaskítico de Las Queseras existen en la Provincia de Pastora.

### **2.1.3 PROVINCIA GEOLÓGICA CUCHIVERO.**

Esta provincia está formada litológicamente por grandes extensiones de rocas plutónicas de emplazamiento epizonal y epimesozonal, y en menor volumen rocas metasedimentarias y metavolcánicas, así como también intrusivas plutónicas más jóvenes, diques de aplita y vetas de pegmatitas. Los granitos alcalinos predominan dentro de las rocas plutónicas.

La Provincia Estructural de Cuchivero presenta sedimentación clástica de fuente cratónica, volcanismo ácido, deformación y metamorfismo regional a facies de esquistos verdes y fases de intrusiones graníticas. El denominado Complejo Cuchivero está constituido por los granitos Guaniamito y Santa Rosalía y por la Formación Caicara, este complejo es un conjunto predominantemente ígneo constituido por los dos tipos de rocas, intrusivas y extrusivas.

A continuación se presentan las principales características litológicas de la provincia geológica Cuchivero.

**FORMACIÓN CAICARA:** Está expuesta en la región noroccidental de Estado Bolívar, presenta una extensa secuencia de rocas félsicas de composición riolítica.

**GRANITO DE GUANIAMITO:** Son rocas ácidas intrusivas de composición granítica, rica en componentes félsicos.

**GRANITO DE SANTA ROSALÍA:** Al este y oeste del río Cuchivero presenta un conjunto de rocas graníticas. Posee una composición química y mineralógica muy uniforme y su granularidad presenta cambios de masiva a débilmente foliada y porfídica. El contacto entre el granito de Santa Rosalía y las rocas volcánicas de la Formación Caicara es de tipo intrusivo o de falla. Y con el Granito Rapakivi presenta un contacto de falla hacia la zona oeste.

**GRANITO DE SAN PEDRO:** Se presenta la facie transicional de grano fino del Granito de Santa Rosalía.

**GRUPO SUAPURE:** Aflora desde Los Pijiguaos hasta el río Ventuari y presenta una litología de rocas ígneas félsicas. Los granitos denominados Granito de Pijiguo y Granito Rapakivi de Parguaza se encuentran dentro de este grupo.

**GRANITO DE PIJIGUAO:** Su litología presenta las siguientes características: roca leucocrática de tinte rosado, de grano fino, masiva y de aspecto moteado. Su composición mineralógica es la siguiente: cuarzo 30%, microclino 40%, albita 20% y pocas cantidades de epidoto, clorita y titanita.

**GRANITO DE PARGUAZA:** Su litología esta representada por un buen desarrollo de biotita y cristales de feldespatos alcalinos con textura rapakivi, de grano muy grueso,

inequigranular. Su composición esta constituida por 40% de feldespatos potásicos, 20% de cuarzo, 8% de hornblenda, 7% de biotita y cantidades menores de clinopiroxeno, apatito, fluorita y opacos.

#### **2.1.4 PROVINCIA GEOLÓGICA RORAIMA.**

Grupo Roraima: Representa una secuencia sedimentaria básicamente formada por areniscas, cuarcitas, rocas arcillosas y conglomerados. Se han encontrado ciertas evidencias mineralógicas y texturales de metamorfismo de carga y de contacto producido por diabasas, gabros y ocasionalmente granitos. En el Estado Bolívar aflora en diferentes zonas y en el Estado Amazonas se encuentran remanentes erosionales. El contacto entre el grupo Roraima, los granitos de Santa Rosalía y de Parguaza es de tipo discordante.

La secuencia de Roraima, en la zona de la Gran Sabana, se encuentra intrusionada por un grupo de sills de diabasas. Sus características generales son duras, compactas, de estructura densa y color gris oscuro a verdoso

## **2.2 GEOLOGÍA LOCAL**

Hacia la parte Norte del área de estudio se ubica la Provincia Ayacucho, la cual comprende un conjunto de rocas volcánico-plutónicas, el basamento que ellas intrusionan y una cobertura sedimentaria discordante con las rocas antes mencionadas.

### **2.2.1 PROVINCIA AYACUCHO**

La Provincia de Ayacucho incluye rocas graníticas de granulación media a gruesa que afloran en el río Orinoco y sus tributarios, así como también en la parte alta de los ríos Caname, Cuchaken. Mineralógicamente se caracteriza por la abundancia de cuarzo. Los minerales máficos no alcanzan al 10% en volumen y los más abundantes son biotita marrón, epidoto, magnetita y hornblenda. Desde el punto de vista químico son de

moderadas a altas en sílice, potasio y sodio; moderadas a normales en alúmina y bajas a normales en calcio, hierro y magnesio. Estas rocas son muy similares a los granitos de Santa Rosalía del Grupo Cuchivero.

Esta provincia también contiene rocas vulcano-piroclásticas que afloran en el río Orinoco y sus tributarios, y en ciertas sabanas como islas estrechas de poca altura e interestratificadas con rocas metasedimentarias. De la misma manera posee rocas metasedimentarias altamente fracturadas de composición cuarzo-arenítica, con foliación vertical a subvertical. Afloran a nivel de las sabanas y en los ríos Orinoco, Cotúa, Maraya y Yagua. En algunos lugares estas rocas se interestratifican con metavolcánicas y conglomerados cuarzosos.

### **2.2.2 PROVINCIA CASIQUIARE.**

Esta provincia está formada por rocas migmatíticas del Atabapo con una composición que va desde granítica hasta cuarzo-diorítica y con estructuras tanto homogéneas como heterogéneas. Estas rocas poseen textura porfiroclástica con megacrítas de feldespatos potásico y plagioclasa. El porcentaje de minerales máficos es menor al 20 %, siendo el más abundante la biotita marrón verdosa, seguida por titanita, epidoto, muscovita, turmalina, circón, apatito, magnetita y alanita.

Las rocas migmatíticas antes descritas presentan intrusiones de aplitas y pegmatitas. Las rocas aplíticas se presentan como cuerpos pequeños irregulares o diques y son homogéneas, hololeucocráticas de grano fino. Por otra parte, las rocas pegmatitas son rocas filoníticas de espesores variables, y poseen una textura fanerítica presentando megacrítas de feldespatos y cuarzo.

### **2.3 DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES LITOLÓGICAS QUE AFLORAN EN LA SUB-REGIÓN DE ATABAPO.**



### **2.3.1 METASEDIMENTARIAS**

Los afloramientos de rocas metasedimentarias en esta área sólo fueron hallados en la sección realizada por el Río Ventuarí (Picúar-Carmelitas). Litológicamente se han observado conglomerados oligomícticos y cuarcitas, metamorfizados a la facies de esquistos verdes con desarrollo de clorita, muscovita, epidota, cloritoide.

### **2.3.2 GRANITO DE PARGUAZA**

Es una roca de grano grueso a muy grueso, inequigranular a porfirítica, que desarrolla textura rapakivi y antirapakivi; es masiva y no presenta indicios de metamorfismo o tectonismo sobre impuesto. Sin embargo, en la parte Oeste de la zona de estudio se observan cizallas con emplazamientos de pegmatitas.

### **2.3.3 GRANITO DE GRANO FINO**

A través de toda el área de estudio se encuentran varios afloramientos de una roca granítica de granulometría fina a media, de colores claros a rojizos, inequigranular, semimasiva, rica en minerales félsicos y empobrecida en minerales máficos. Estas rocas de grano fino están posiblemente asociadas a granitos tipo Parguaza y a los granitos pertenecientes al Grupo Cuchivero.

### **2.3.4 METABASITAS**

Las metabasitas ocurren en el área de estudio en forma de diques intrusivos en las rocas de tipo Grupo Cuchivero. En la región de Atabapo los afloramientos de metabasitas son muy escasos, los diques medidos en el río Orinoco tienen dirección N 15 E y 2 m de espesor.

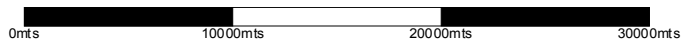
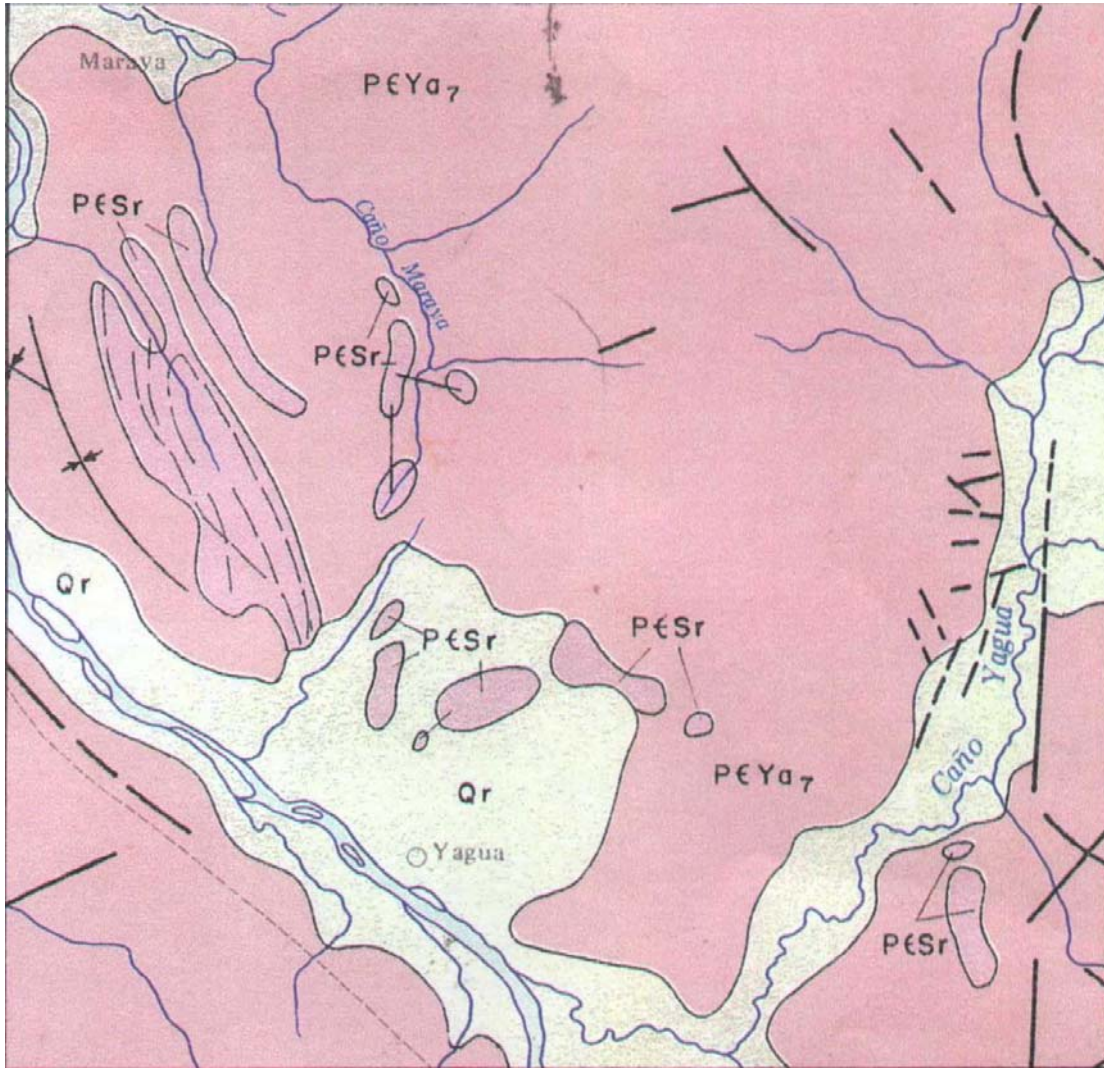
### **2.3.5 GRANITO DEL MARIETA**

Es una roca semimasiva, tectonizada y recrystalizada que presenta fenocristales donde se observa textura pseudo rapakivi.

### **2.3.6 ROCAS DEL GRUPO CUCHIVERO**

Los granitos tipo Santa Rosalía son de colores grises a rosado claro, equigranulares a porfídicos, de granulometría variable y suavemente foliados. Se encuentran asociados a granitos alaskísticos, a las volcánicas de la Formación Caicara y granitos tipo Parguaza.

En la Sub-región Atabapo las volcánicas ácidas son muy escasas y sólo se encontraron como pequeños afloramientos a nivel del río en las secciones realizadas en los ríos Orinoco y Ventuari y correspondientes a rocas de composición riolítica.



PЄYα <sub>7</sub>	Complejo Granito Amazónico
PЄSr	Precámbrico Superior. Grupo Roraima.
Qr	Reciente.
—	Falla.

Leyenda

Figura N° 2.1 Mapa geológico-estructural del área de estudio.

### 3.- FUNDAMENTOS TEÓRICOS

#### 3.1 ELEMENTOS DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO.

La historia del magnetismo se remonta a los tiempos más antiguos. Los griegos usaban la palabra imán para referirse a una “piedra” capaz de atraer otros trozos del mismo material, así como también fragmentos de hierro. Por lo tanto, no es extraño que los métodos magnéticos sean los primeros aplicados en prospección geofísica y se fundamentan principalmente en dos principios básicos de la Física: inducción magnética y la Ley de Coulomb. Los métodos magnéticos en Geofísica aplicada usan el campo magnético terrestre como fuente principal para estudiar las características geomagnéticas del subsuelo.

La intensidad del campo geomagnético es una magnitud vectorial, cuyos elementos se refieren a un sistema cartesiano ortogonal tridimensional, donde el eje  $x$  está dirigido hacia el Norte geográfico; el eje  $y$  hacia el Este, y el eje  $z$  dirigido en sentido vertical. Sus principales elementos son : la componente horizontal  $\mathbf{H}$ , la componente vertical  $\mathbf{Z}$  y el vector de intensidad total  $\mathbf{F}$ . El ángulo formado entre el eje  $x$  y la componente  $\mathbf{H}$  se define como declinación magnética  $\mathbf{D}$ , y el ángulo entre el plano horizontal y la componente  $\mathbf{F}$  se conoce como la inclinación  $\mathbf{i}$  (Figura N° 3.1). Se denomina ecuador magnético aquella línea imaginaria que une todos los puntos en los que la componente vertical es nula y los puntos donde se anula  $\mathbf{H}$  se definen como polos magnéticos (Figura N° 3.2).

Todos los vectores y ángulos del campo geomagnético están relacionados entre sí por las siguientes expresiones.(Figura N° 3.1).

$$F^2 = Z^2 + H^2 \quad (3.1)$$

$$H^2 = X^2 + Y^2 \quad (3.2)$$

$$Z = F \sin(I) \quad (3.3)$$

$$H = F \cos(I) \quad (3.4)$$

$$X = H \cos(D) \quad (3.5)$$

$$Y = H \sin(D) \quad (3.6)$$

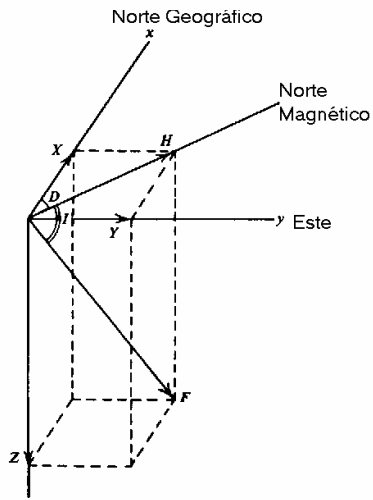


Figura 3.1 Elementos del Campo Geomagnético. (Tomado y modificado del Telford et al, 1992).

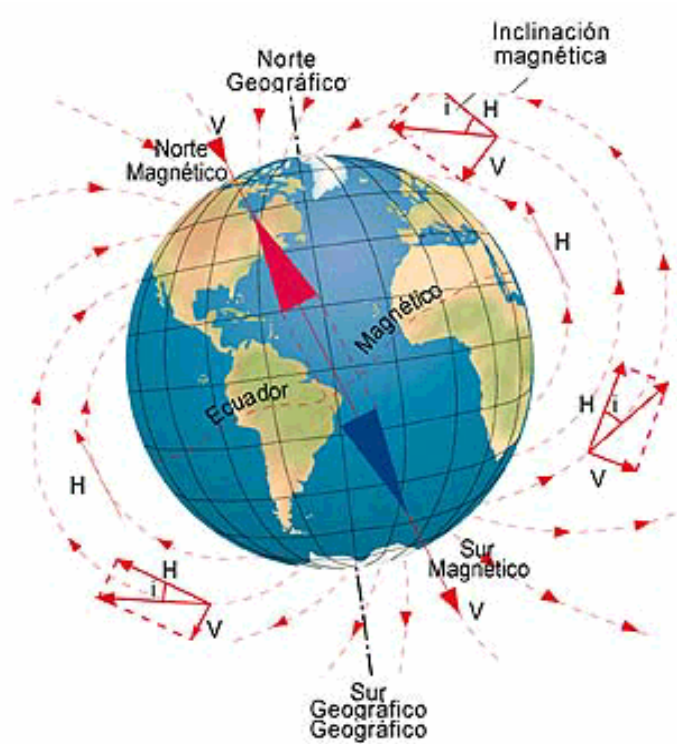


Figura N° 3.2 Representación del Campo Geomagnético sobre la Tierra.

La unidad del campo geomagnético en el sistema cgs, es el Oersted. En Geofísica, la unidad es del orden de  $10^{-5}$  Oersteds debido a la baja intensidad de los campos asociados a las rocas. Actualmente se usa como unidad de campo magnético el gamma o nanotesla (1 oersted =  $10^{-4}$  tesla, 1 gamma = 1 nanotesla).

### 3.2 MINERALES MAGNÉTICOS:

Los minerales se clasifican en diamagnéticos o paramagnéticos, basándose en los valores de la susceptibilidad magnética. Los minerales diamagnéticos poseen susceptibilidad negativa y los paramagnéticos susceptibilidad positiva. Sin embargo, algunos materiales magnéticos constan de pequeñas regiones en las cuales todos los átomos tienen la misma orientación o polaridad; cada una de estas regiones orientadas recibe el nombre de dominio magnético. Si estos dominios son paralelos, los materiales son denominados ferromagnéticos. Estos materiales tienen valores de susceptibilidades muy altos, sin embargo no es común conseguirlos en la corteza terrestre. Si los dominios paralelos y antiparalelos son iguales en número, el momento magnético es igual a cero y el material es denominado antiferromagnético. Un ejemplo de mineral antiferromagnético es la hematita.

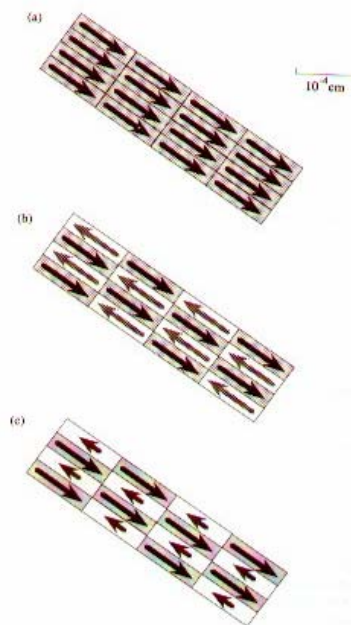


Figura N° 3.3 Representación esquemática de los dominios magnéticos: a) Ferromagnético, b) Antiferromagnético y c) Ferrimagnético. (Tomado de Burger, 1992).

El objetivo principal en la exploración magnética radica en los minerales ferrimagnéticos. En estos minerales los dominios se orientan como en los materiales antiferromagnéticos, pero con una dirección preferencial. Esto impone un momento magnético a dichos materiales obteniéndose relativamente altas susceptibilidades.

A su vez, las propiedades magnéticas de las rocas dependen de los minerales que entran en su composición. Los minerales con propiedades diamagnéticas son los silicatos, componentes de un gran número de rocas, según sí en su estructura cristalina figuren o no, entre otros, iones magnéticos tales como  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$  y  $\text{Mn}^{2+}$ . Entre los minerales con características diamagnéticas se encuentra el cuarzo, el feldespato, el grafito, la sal gema, la anhidrita y el yeso.

Los minerales paramagnéticos tienen pequeñas susceptibilidades magnéticas, aunque mayor que los diamagnéticos; entre ellos se encuentran el anfíbol, el olivino, el piroxeno y la biotita. Así, el papel más importante lo tienen los minerales ferromagnéticos, por su altos valores de susceptibilidad.

La presencia de óxidos y sulfuros en las rocas, dispersos en pequeña proporción en una matriz de silicatos, produce propiedades equivalentes a las ferromagnéticas, siendo los óxidos los más abundantes de la naturaleza. Así, la mayoría de las rocas capaces de guardar memoria del campo geomagnético son aquellas en las cuales entran en su composición óxidos de hierro y titanio, específicamente magnetita e ilmenita.

### **3.3 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE LAS ROCAS:**

Al colocar cuerpos paramagnéticos o diamagnéticos dentro de un campo magnético, éstos adquieren cierta imanación que luego se pierde al separarse del campo, lo que indica que el magnetismo es inducido por el campo. La imanación que adquieren los cuerpos es proporcional a la intensidad del campo inductor; esta propiedad es llamada susceptibilidad

magnética ( $k$ ) y se expresa por la siguiente ecuación  $\mathbf{J}=k\mathbf{F}$ , donde  $\mathbf{J}$  es la intensidad de magnetización,  $\mathbf{F}$  el campo inductor y  $k$  la susceptibilidad magnética.

Los métodos magnéticos se basan fundamentalmente en la susceptibilidad magnética, la cual es una medida de la capacidad que tienen algunos cuerpos de ser imantados en presencia de un campo magnético externo, por lo que dependen en gran parte del contenido de minerales ferromagnéticos.

De acuerdo con la litología de las rocas se puede decir que:

1. Las rocas ígneas son más magnéticas que las sedimentarias.
2. Las rocas ígneas se caracterizan por un aumento de la magnetización que va desde rocas félsicas a máficas y sobre todo a las ultramáficas.
3. Las rocas extrusivas son menos magnéticas que las plutónicas, que están cristalizadas completamente y carecen de vidrio.

A pesar de estas diferencias, el rango de susceptibilidades en las rocas es tan amplio que es imposible identificar un tipo de roca solamente con base en los datos magnéticos.

La susceptibilidad de las rocas sedimentarias es bastante baja, pues está en el orden de 0 a  $50 \cdot 10^{-6}$  unidades cgs, mientras que las rocas ígneas y metamórficas están en el orden de 0.01 a 0.005 unidades cgs, es decir, que la susceptibilidad de las rocas ígneas y metamórficas es de unas 100 veces mayor que la de las rocas sedimentarias, por lo tanto, el magnetismo de las rocas sedimentarias es muy pequeño.

### **3.4 IMANACIÓN PERMANENTE DE LAS ROCAS**

Existen sustancias tales como hierro, cobalto, níquel o algunas aleaciones que contienen magnetita, pirrotita, cromita, las cuales presentan características magnéticas sin estar sometidas a ningún campo externo. Esta característica se denomina magnetismo fósil



o magnetización remanente natural (MRN). Las principales causas que pueden originar tal fenómeno son:

- Magnetización termorremanente.
- Magnetización detrítica.
- Magnetización química.
- Magnetización isothermal.
- Magnetización viscosa.

Cuando la magnetización remanente natural es adquirida por la roca en la época de su origen y si la formación geológica a que pertenece no ha sufrido rotación tectónica, los ejes de esta magnetización deben estar orientados en la dirección del campo magnético de la Tierra existente para aquel momento. Por lo tanto, las muestras de rocas que llenen estas condiciones pueden emplearse para determinar la dirección del campo geomagnético en el pasado.

## **4.- ANÁLISIS ESTADÍSTICO, GEOESTADÍSTICO Y ESPECTRAL DE LOS DATOS.**

### **4.1 FUENTE DE LOS DATOS GEOFÍSICOS.**

Para la realización del presente trabajo, se dispuso de cuatro mapas aeromagnéticos de Intensidad Magnética Total aportados por INGEOMIN. Éstos pertenecen a la zona centro occidental del Edo. Amazonas , los cuales están identificados como 10e, 10f, 11e y 11f, a escala 1:50.000 (Figura 4.1). Dicho levantamiento fue realizado por Hunting Geology and Geophysics Limited (1973). Los parámetros de adquisición durante el levantamiento fueron: altura de vuelo a150 m y de separación entre líneas de vuelo 1 Km. En el caso de los datos gravimétricos, éstos se tomaron de la Red Gravimétrica Nacional.

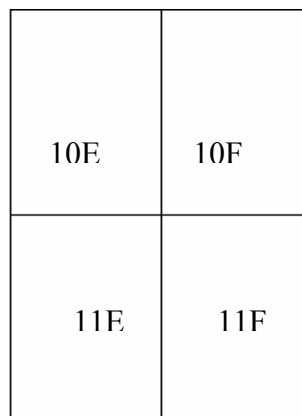


Figura N° 4.1 Distribución esquemática de los mapas aeromagnéticos

### **4.2 ANÁLISIS ESTADÍSTICO.**

Cuando se realiza un estudio de interés de algún parámetro o variable, es importante realizar un análisis estadístico. Existen dos tipos de análisis estadísticos: Descriptivo e inferencial. El descriptivo consiste en poder describir una muestra o población a partir de unos pocos datos utilizando sus medidas de tendencia central, como la media, moda, varianza, etc. Por su parte, la estadística inferencial se aplica para realizar inferencias acerca de la población en general a partir de los estadísticos muestrales. Este método es

importante por que permite extender las conclusiones de la muestra acerca de la población en general a partir de pocos valores (Newbold, 1997).

Para poder realizar un análisis estadístico a los datos, fue necesario digitalizar los mapas aeromagnéticos. Una vez digitalizados los datos, se procedió al análisis estadístico descriptivo, con la ayuda del programa SPSS v.7.0 (SPSS Inc. 1997), para realizar un control de calidad de los datos y resumir la información sucintamente, de forma que se consiga una idea clara y exacta de las características más importantes de los datos numéricos,.

Algunas de las técnicas aplicadas a las variables en estudio tienen como finalidad la obtención de medidas numéricas que resuman la información, como por ejemplo, las medidas de tendencia central, de dispersión y las pruebas de normalidad; mientras que otras tienen carácter gráfico, como son los histogramas y gráficos de normalidad.

En los estudios estadísticos, dependiendo del problema, se trabaja con la población total o con una muestra de ella; en el presente caso, se trabajó con ambas. Se debe tomar en cuenta que en Geofísica la población representa tomar medidas a una distancia mínima, es decir, para así poder obtener la respuesta de cada uno de los cuerpos que se encuentran en el subsuelo; en cambio la muestra representa los valores que se obtienen por medio de un levantamiento de campo con un número límite de estaciones levantadas.

Para obtener una muestra a partir de la población se procedió a realizar un muestreo aleatorio simple, el cual debió cumplir con las siguientes condiciones:

- Cada elemento de la población posee la misma probabilidad de ser elegido.
- La población no varía, es decir, las observaciones se realizan con reemplazamiento.
- Seguidamente se procedió a dar sentido geofísico a toda esta información numérica y gráfica.

Usando el programa SPSS v 7.0 (SPSS Inc 1997) se realizó un análisis estadístico de los datos magnéticos y gravimétricos. En dicho análisis se determinaron los parámetros estadísticos para la distribución de la muestra.

Los objetivos de este estudio son: tener un mayor control de calidad de los datos y determinar el tipo de distribución que presentan los datos de anomalía magnética observada.

Se analizaron 61145 datos; cuyo histograma de distribución de frecuencia (Figura N° 4.2) muestra las siguientes características:

- Una distribución asimétrica hacia la derecha, es decir, una gran proporción de la población se ubica alrededor de la media, mientras que la población con los valores más altos de intensidad magnética total, se sitúa en un rango considerablemente mayor. Esto se debe posiblemente a la presencia de concentraciones de elementos con presencia de minerales ferrimagnéticos.
- La población de datos es unimodal, lo cual concuerda con la geología de la zona, donde existen principalmente rocas ígneas.
- No presenta valores fuera de rango, es decir, no existen lecturas de valores que no correspondan a la litología de la zona.

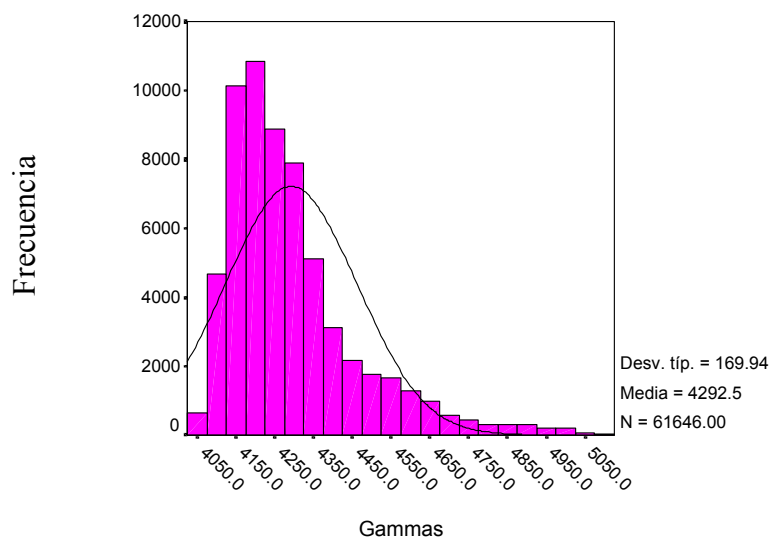


Figura N° 4.2: Histograma de frecuencia de la Intensidad Magnética Total.

### Estadísticos

	N		Media	Mediana	Moda
	Válidos	Perdidos			
Z	61175	0	4291.757	4240.000	4170.00

Tabla N° 4.1: Valores de tendencia central de Intensidad Magnética Total.

En la tabla N° 4.1 se pueden observar los valores de tendencia central de la variable de intensidad magnética total. Los valores de esta variable no presentan gran dispersión con respecto al rango, a pesar que la distribución de los datos es asimétrica hacia la derecha.

Como se puede observar en la Tabla N° 4.2, se obtuvo un valor máximo de 5100 gammas y un mínimo de 4040 gammas, con un promedio igual a 4292.52 gammas, una varianza de 28880.34 gammas y una desviación estándar de 169.94 gammas. El valor de curtosis indica que las observaciones se concentran más y presentan colas más largas que las de una distribución normal. El valor de la asimetría, 1.592, corresponde con la distribución presentada por el histograma.

**Descriptivos**

			Estadístico	Error típ.
VAR00003	Media		4292.5152	.6845
	Intervalo de confianza para la media al 95%	Límite inferior	4291.1736	
		Límite superior	4293.8567	
	Media recortada al 5%		4276.1171	
	Mediana		4250.0000	
	Varianza		28880.343	
	Desv. típ.		169.9422	
	Mínimo		4040.00	
	Máximo		5100.00	
	Rango		1060.00	
	Amplitud intercuartil		180.0000	
	Asimetría		1.592	.010
	Curtosis		2.929	.020

Tabla N° 4.2: Valores descriptivos de Intensidad Magnética Total.

**Prueba de Kolmogorov-Smirnov para una muestra**

		Z
N		61175
Parámetros normales <sup>a,b</sup>	Media	4291.757
	Desviación típica	169.5336
Diferencias más extremas	Absoluta	.137
	Positiva	.137
	Negativa	-.103
Z de Kolmogorov-Smirnov		33.762
Sig. asintót. (bilateral)		.000

a. La distribución de contraste es la Normal.

b. Se han calculado a partir de los datos.

Tabla N° 4.3: Prueba de Kolmogorov-Smirnov para la variable Intensidad Magnética Total, distribución de contraste, Normal.

**Prueba de Kolmogorov-Smirnov para una muestra 3**

		Z
N		61175
Parámetro de Poisson <sup>a,b</sup>	Media	4291.757
Diferencias más extremas	Absoluta	.291
	Positiva	.291
	Negativa	-.145
Z de Kolmogorov-Smirnov		72.091
Sig. asintót. (bilateral)		.000

a. La distribución de contraste es la de Poisson.

b. Se han calculado a partir de los datos.

Tabla N° 4.4: Prueba de Kolmogorov-Smirnov para la variable de Intensidad Magnética Total., distribución de contraste, Poisson.

Se realizó la prueba de K-S usando como contraste una distribución Normal (Tabla N° 4.3) y una distribución de Poisson (Tabla N° 4.4), los cuales dieron como resultado que la distribución de los datos se acerca más a una distribución normal que a una de Poisson.

Para obtener una mejor información del subsuelo, se procedió a trabajar con los datos gravimétricos pertenecientes a la Red Gravimétrica Nacional. Éstos presentan una distribución bimodal (Figura N° 4.3), donde los máximos y los mínimos valores corresponden al bloque levantado y al deprimido respectivamente (Figura N° 1.3), del sistema de graben que ocupa el área. No se hizo un estudio detallado por cada población ya que el objetivo era realizar un mapa de Anomalía de Bouguer para luego realizar un perfil y posteriormente realizar el modelado del subsuelo.

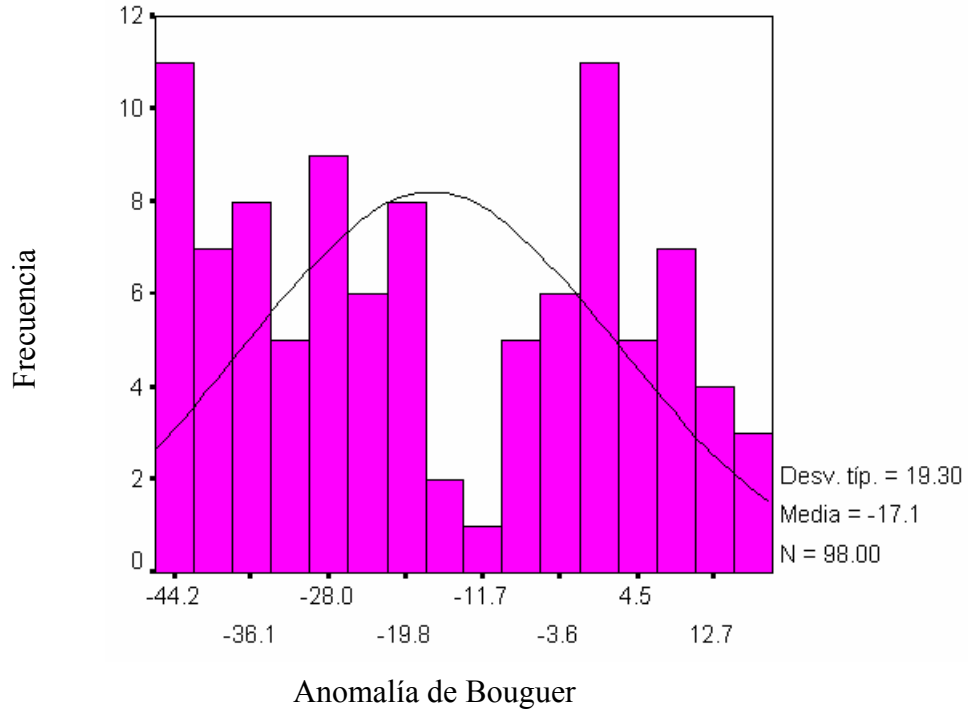


Figura N° 4.3: Histograma de la Anomalía de Bouguer.



### 4.3 ANÁLISIS GEOESTADÍSTICO

En muchas situaciones geológicas, los valores de las variables se encuentran distribuidos en el espacio presentando una distribución espacial, es decir, en muchos casos los valores de las variables medidos en puntos cercanos entre ellos son similares y a medida que aumenta la distancia la similitud entre estos valores disminuye. A partir de esta propiedad la Geoestadística toma ventaja y captura la relación espacial a través de funciones de correlación. Para hallar la relación espacial que presenta la variable, se realiza un modelaje mediante una función estadística llamada variograma.

Los variogramas son una medida del grado de correlación espacial o continuidad de una variable geológica para una distancia de separación  $h$ . A través de la función gamma  $\gamma(h)$  se efectúa esta medida de correlación, la cual se construye graficando los valores de distancia  $h$  en el eje  $x$ , y sobre el eje  $y$  los valores de la correlación espacial  $\gamma(h)$ . Este tipo de variograma obtenido a partir de los datos observados se denomina variograma experimental, el cual puede ser definido tanto vertical como horizontalmente, dependiendo de la dirección en que se tomen los datos.

Los variogramas experimentales deben ajustarse a variogramas teóricos, los cuales provienen de diferentes expresiones analíticas teóricas. Los variogramas experimentales pueden conducir a matrices singulares de soluciones múltiples, o a errores de media cuadrática negativos en el sistema de ecuaciones de Kriging (Islas y Srivastava, 1989), de allí el uso de variogramas teóricos. Al emplearse variogramas teóricos se asegura una solución única y errores de media cuadrática no negativos.

Luego del análisis estadístico de los datos, se procedió con el estudio geoestadístico, con el fin de determinar las direcciones de tendencia de las variables en estudio y las funciones que mejor simulen el comportamiento espacial de éstas. Para el análisis geoestadístico se utilizó el programa GRIDSTATPRO (GRIDSTATPRO Inc. 1999) versión demo abril de 2002; a través de éste, se realizó el estudio del variograma experimental y teórico, así como la elipse de anisotropía. Una vez obtenidos estos datos, se introducen en

el programa SURFER 6.0 (GOLDEN SOFTWARE Inc 1996) para realizar los mapas a través de la técnica Kriging.

El ajuste del variograma teórico realizado con el programa GRIDSTATPRO (GRIDSTATPRO Inc., 2002), muestra que el variograma que posee el menor error de ajuste (13.41%) es el esférico. Por medio de la curva de ajuste del variograma (Figura N° 4.4), se puede notar la presencia de anisotropía geométrica en el área de estudio. A través de la elipse de anisotropía (Figura N° 4.5), se puede observar que la zona de mayor continuidad espacial posee un azimut de  $114.38^\circ$  y presenta una mayor variación en la dirección de N-E. La tendencia de menor variación está estrechamente asociada con la dirección en que se encuentran los máximos valores en el Mapa de Intensidad Magnética Total. La dispersión entre los valores del variograma experimental con respecto al variograma teórico se debe principalmente a lo complejo del área desde el punto de vista litológico. Posiblemente también se deba a que las rocas ígneas se encuentran en superficie, provocando una señal de alta frecuencia que hace que el comportamiento de la variable sea más complejo.

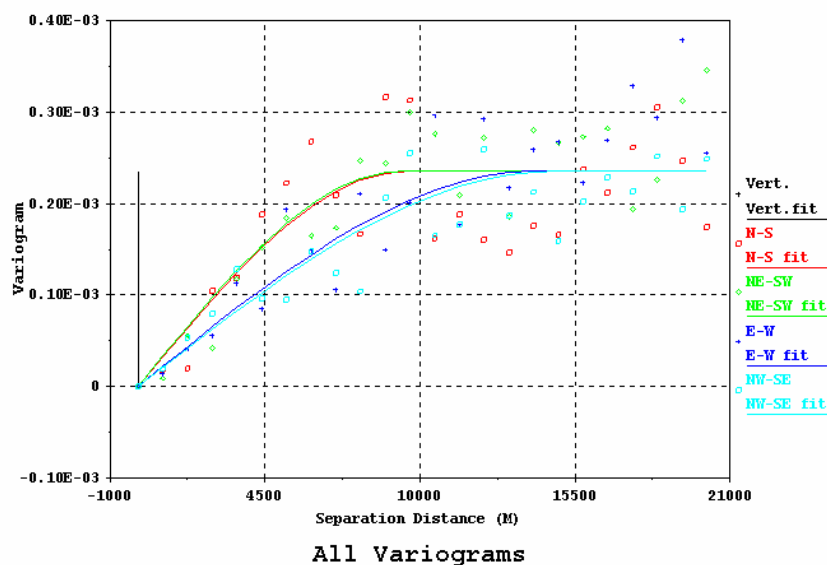


Figura N° 4.4 Curva de ajustes de los variogramas teóricos de Intensidad Magnética Total.

Los valores de los ejes menor y mayor de la elipse son 8890 y 16949, respectivamente (Figura N° 4.5). Su valor de azimut es de 114.38°. La relación entre el radio menor y el mayor es 0.52451.

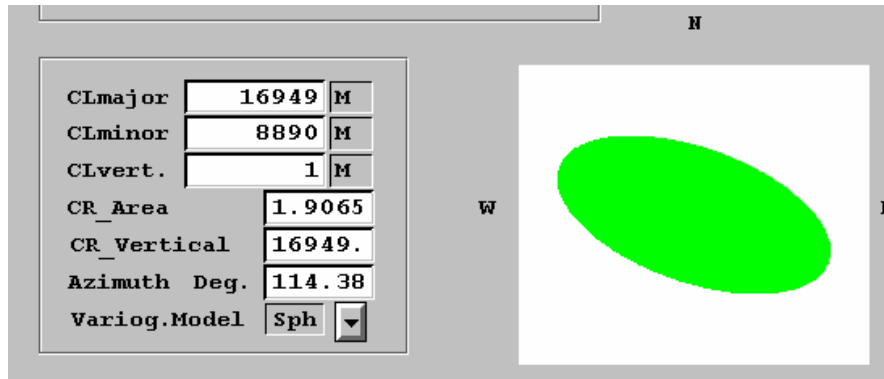


Figura N° 4.5 Elipse de Anisotropía de Intensidad Magnética Total.

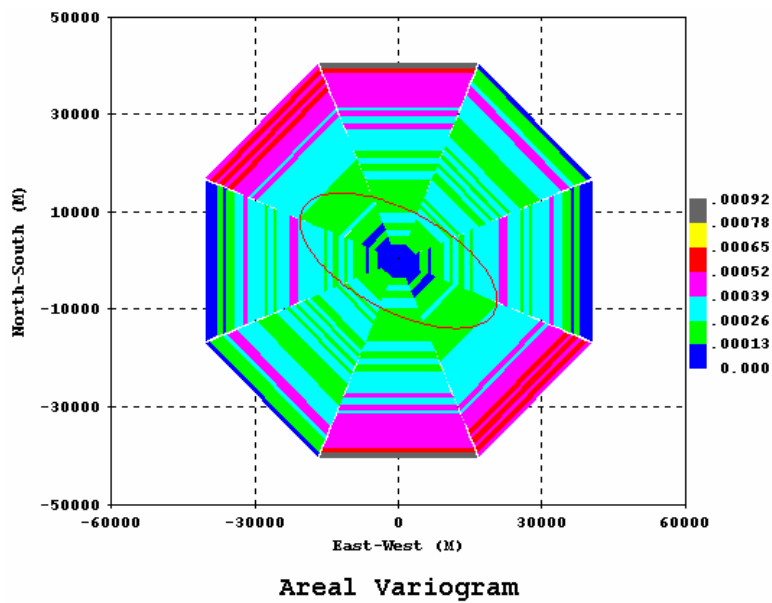


Figura N° 4.6 Roseta de distribución espacial de Intensidad Magnética Total.

En el caso de los datos gravimétricos, éstos presentan una anisotropía geométrica y el variograma de menor error fue el esférico (Figura N° 7). La elipse de anisotropía muestra que la tendencia de menor variación es aproximadamente N-S y su mayor variación en el sentido O-W (Figura 4.8).

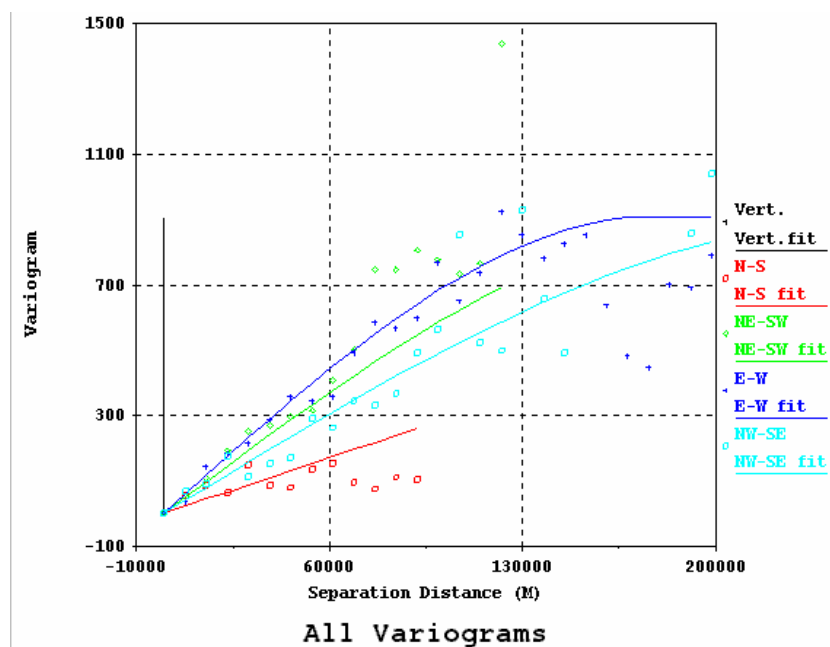


Figura N° 4.7 Curva de ajustes de los variogramas teóricos de la Anomalía de Bouguer

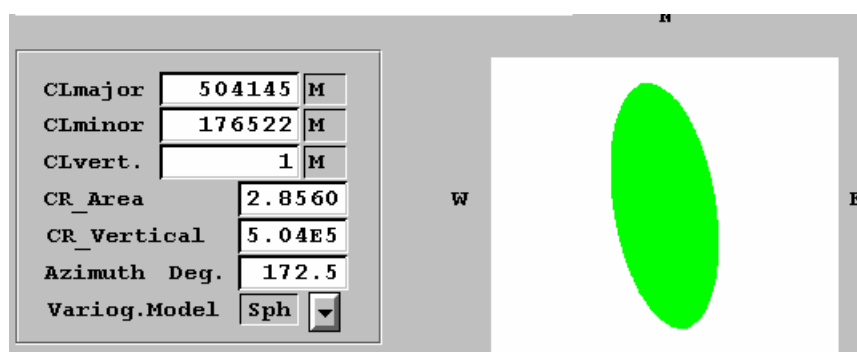


Figura N° 4.8 Elipse de Anisotropía de la Anomalía de Bouguer.

#### 4.4 ANÁLISIS ESPECTRAL DE LOS DATOS AEROMAGNÉTICOS

El método de análisis espectral consiste en una transformación de los datos del dominio espacial al dominio de la frecuencia, para luego hacer una estimación de la profundidad de la fuente de las anomalías en función de las relaciones que existen entre la amplitud y la fase.

La transformada de Fourier expresa un campo magnético como una integral de senos y cosenos, con una amplitud  $A(k)$  y una fase  $\phi(k)$ , donde  $k/2\pi = 1/\lambda$  es el número de onda.

Siguiendo lo expuesto por Battacharya (1966), cuando se grafica en una escala lineal la frecuencia versus el logaritmo de la energía, se distinguen intervalos de frecuencia donde la variación logarítmica de la energía con la frecuencia pueden ser representado por una función lineal, con amplitudes decreciendo cuando se incrementa la frecuencia. Por lo tanto, la pendiente de una línea recta es proporcional a la profundidad del tope del cuerpo.

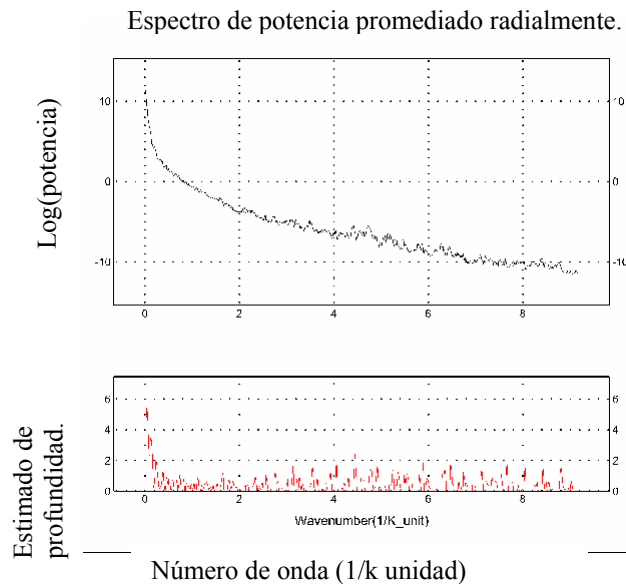


Figura N° 4.9 Número de onda Vs log de potencia.

Para que la información sea tratada a través de una computadora, es necesario transformar los datos del mapa o perfil a una cuadrícula digital. Los programas de procesamiento requieren que los parámetros de la cuadrícula NxM (N= número de filas, M = número de columnas) con todos los lados de la matriz sean continuos, como si fueran doblados de derecha a izquierda y de arriba hacia abajo, esto se logra rellenando la cuadrícula mediante extrapolación de los datos de la matriz, hasta alcanzar un rectángulo cuyas dimensiones sean potencias de dos.

Luego, los datos son convertidos, por medio de la transformada de Fourier, del dominio del espacio al dominio de la frecuencia. De la transformada de Fourier de estos datos resulta un conjunto de amplitudes reales  $P(\mu, \nu)$  e imaginarios  $iQ$ , por lo cual los valores dados por  $\phi$  en la cuadrícula  $(x,y)$  pueden ser representados mediante una función  $f(x,y)$ , definida por la integral doble :

$$f(x, y) = \frac{1}{4\pi^2} \iint_{\mathfrak{R}} f(\mu, \nu) e^{i(\mu x + \nu y)} d\mu d\nu \quad (6.1)$$

$$F(\mu, \nu) = \iint_{\mathfrak{R}} f(x, y) e^{-i(\mu x + \nu y)} dx dy \quad (6.2)$$

Las ecuaciones 6.1 y 6.2 representan la transformada de Fourier bidimensional (la obtención de dicha fórmula se encuentra en el Apéndice C), donde  $\mu$  y  $\nu$  son las frecuencias angulares para los ejes  $x$  e  $y$  respectivamente.

Separando la ecuación 6.2 en su parte real e imaginaria:

$$F(\mu, \nu) = P(\mu, \nu) + iQ(\mu, \nu) \quad (6.3)$$

Donde su espectro de potencia viene dado por:

$$E(\mu, \nu) = [P^2 + Q^2]^{1/2} \quad (6.4)$$

y su espectro de fase es:

$$\theta(\mu, \nu) = \arctan g\left(\frac{Q}{P}\right) \quad (6.5)$$

Una vez obtenidos los gráficos de número de onda versus el logaritmo del espectro de potencia, la profundidad a que se encuentra la fuente anómala se obtiene calculando la pendiente de la recta tangente y seguidamente sustituyéndola en la siguiente ecuación.

$$h = m/4\pi. \quad (6.6)$$

La pendiente de la recta se obtiene a través de  $m = \text{arctg}(\varphi)$  donde  $\varphi$  es el ángulo que forma la recta con el eje x.

Par el caso de la presente investigación, se muestra el resultado del análisis espectral aplicado al perfil A, Figura N° 4.9, donde se observan principalmente tres frecuencias generales: la primera de mayor pendiente, se puede relacionar con una fuente profunda, la segunda corresponde a una fuente intermedia y la tercera, menor pendiente, con una fuente somera.

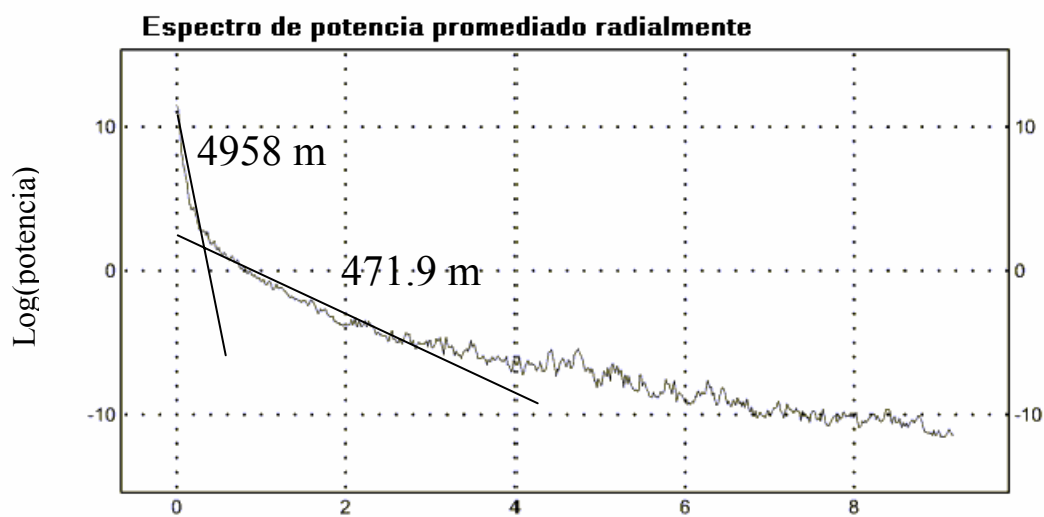


Figura N° 4.10 Análisis espectral de la Intensidad Magnética Total, perfil E-W.

En la figura N° 4.10 se observa el resultado del análisis espectral para el caso del perfil B. Como en el caso anterior, se identifican tres frecuencias generales, cuyas fuentes tienen el mismo carácter antes descrito. Para ambos perfiles, los valores de las profundidades son muy cercanos con valores próximos a 5 Km y 500 metros. Los cuerpos que se encuentran a estas distancias son: el cuerpo número 7 (Gabro anortosita) y el número 5 (Complejo Cuchivero) de los modelos geológicos (Figuras N° 5.7 y 5.8).

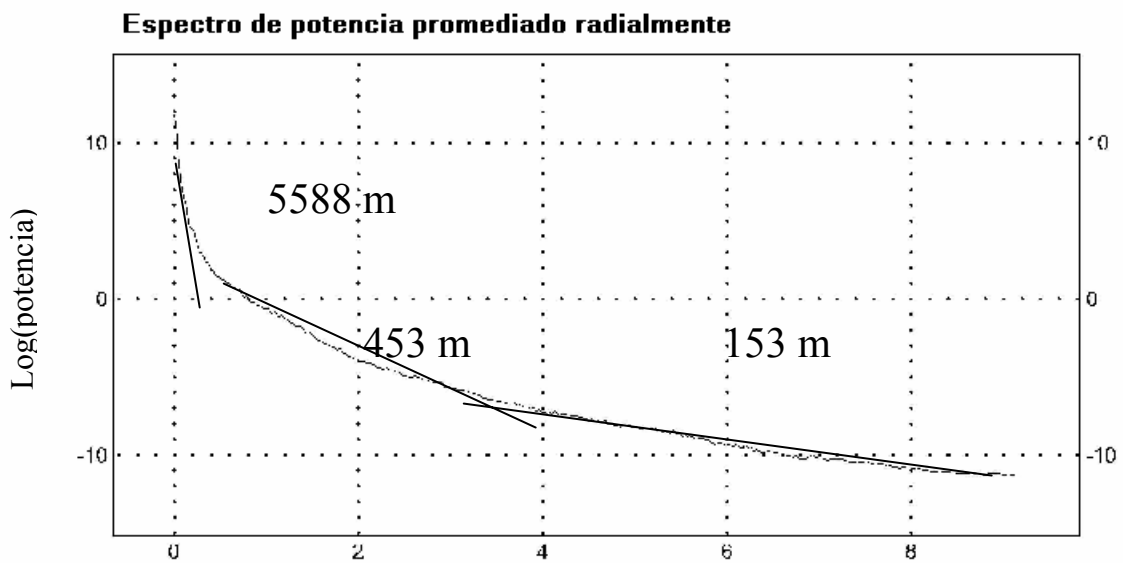


Figura N° 4.11 Análisis espectral de la Intensidad Magnética Total, perfil N-S.



## **5.- DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS**

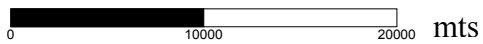
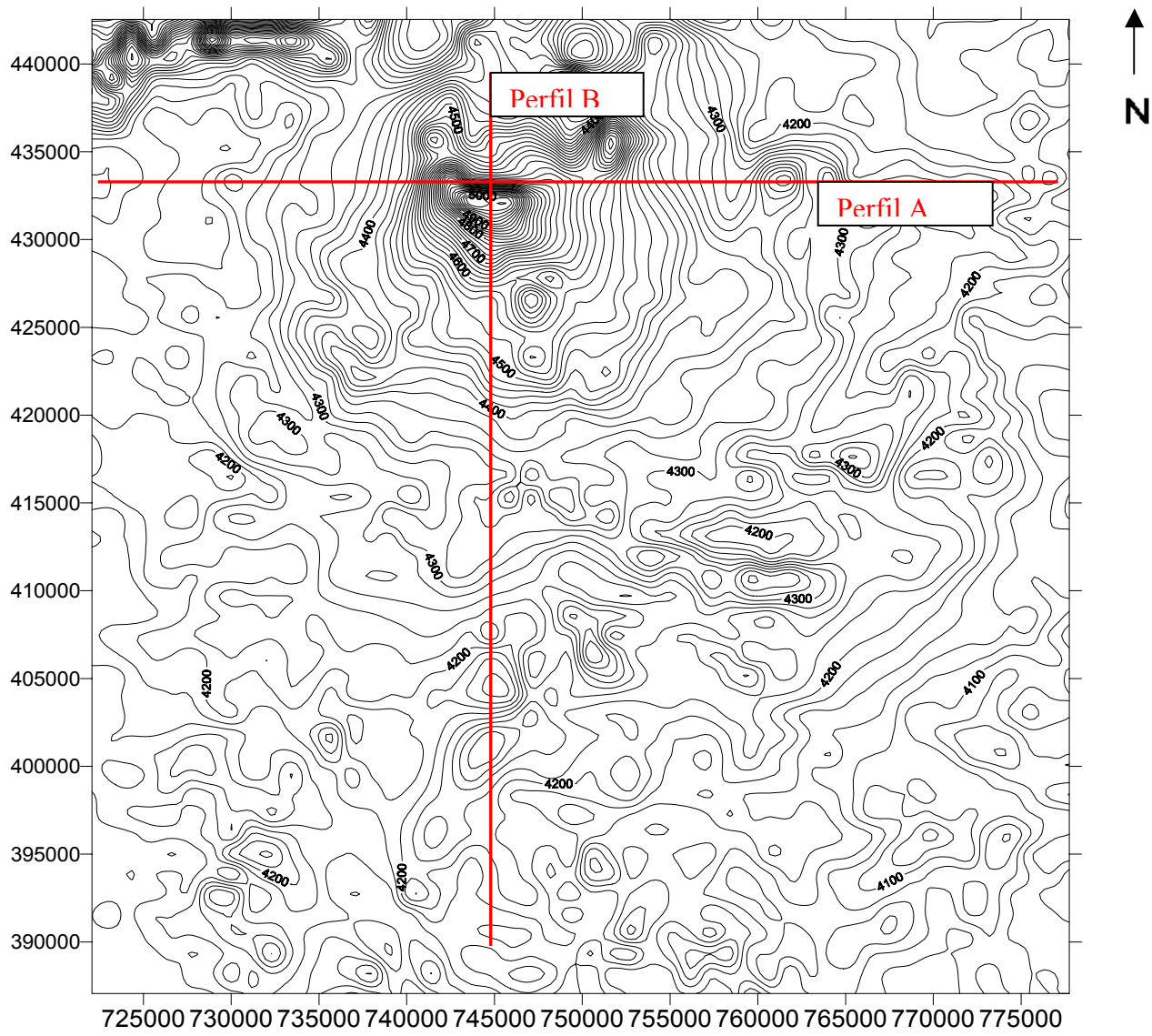
### **5.1 MAPA DE INTENSIDAD MAGNÉTICA TOTAL.**

El mapa de de Intensidad Magnética Total (Figura N° 5.1) cubre un área de 3025 Kms<sup>2</sup>. Hacia la parte nor-central del mapa total se nota la influencia de una anomalía de primer orden, con un valor máximo de 5040 gammas y coordenadas aproximadas de 744581, 432060. Hacia los alrededores del máximo, se presenta un fuerte gradiente de 100  $\gamma$ /Km hacia el Este, 145  $\gamma$ /Km en dirección Oeste, 100  $\gamma$ /Km hacia el Sur y 150  $\gamma$ /Km en dirección norte. El gradiente tiende a disminuir hacia las partes más lejanas de la anomalía. Presenta una orientación E-W hacia los máximos valores de la anomalía. En el extremo nor-occidental, se nota la presencia de una anomalía local con orientación E-W y un gradiente de 100  $\gamma$ /Km.

En la parte sur del mapa se notan cierres distribuidos en el área en forma aleatoria, indicando variación en la composición mineralógica de las rocas. Así mismo, la intensidad magnética total disminuye hacia esta zona.

#### **5.1.1 SEPARACIÓN REGIONAL-RESIDUAL DEL MAPA DE INTENSIDAD MAGNÉTICA TOTAL.**

Se elaboraron dos mapas de intensidad magnética total, uno regional y otro residual, esto con el objetivo de obtener un mejor comportamiento de la anomalías magnéticas. Los mapas fueron construidos por el método de superficies polinómicas mediante la utilización del criterio de mínimos cuadrados. La separación regional y residual se realizó con el programa Surfer v 6.0 (GOLDEN SOFTWARE Inc 1996).



——— Isogammas. Intervalo entre curvas: 20 gammas.

Figura N° 5.1 Mapa de Intensidad Magnética Total.

### **5.1.1.1 MAPA DE INTENSIDAD MAGNÉTICA REGIONAL.**

Para encontrar la mejor tendencia de la anomalía magnética regional se usó el método de las superficies polinómicas, luego de analizar varias superficies se determinó que la de mejor ajuste es de segundo grado. El mapa presenta una tendencia general circular con un máximo valor de 4490 gammas hacia el norte y un gradiente es de  $66\gamma/\text{Km}$ . En la parte Sur-Este, se observa un cambio en la dirección de las curvas isogammas en dirección E-W y una disminución del gradiente de  $25\gamma/\text{Km}$ ; hacia la parte Sur-Oeste una dirección aproximada N-S y un gradiente de  $33\gamma/\text{Km}$  (Figura N° 5.2).

### **5.1.1.2 MAPA DE INTENSIDAD MAGNÉTICA RESIDUAL.**

El mapa de anomalía residual (Figura 5.3) muestra dos zonas anómalas principales, con valores positivos y negativos, como resultado de la anomalía de primer orden en el mapa de intensidad magnética total. Hacia los alrededores de la anomalía de primer orden, parte norte, se ubican otros valores anómalos de  $-100$  gammas. En la parte sur del mapa, los valores aumentan hasta cero y cincuenta gammas

### **5.2 MAPA DE ANOMALÍA DE BOUGUER.**

El mapa de Anomalía de Bouguer presenta una tendencia N-S, disminuyendo los valores de Oeste a Este. Presenta cinco cierres, tres de ellos alineados en dirección O-E. El primer cierre es un mínimo relativo, se encuentra hacia el suroeste y posee un valor de  $-36$  miligal, el siguiente, en dirección al este, es un máximo relativo con un valor de  $-22$  miligal y el tercer cierre, hacia la zona surcentral, es un máximo absoluto de  $-10$  miligal y gradiente de  $2.8\text{ mg/km}$ . Los otros dos cierres poseen una orientación N-E, el primero está ubicado en la parte central del mapa con  $-42$  miligal, su gradiente disminuye en sentido Noreste, y el último cierre está ubicado hacia el Noreste con  $-38$  miligal y un gradiente de  $0.5\text{ mg/km}$  y el gradiente hacia la parte Noroeste, dirección O -E, es aproximadamente de  $1\text{mg/km}$ .

### **5.3.-INTERPRETACIÓN BIDIMENSIONAL.**

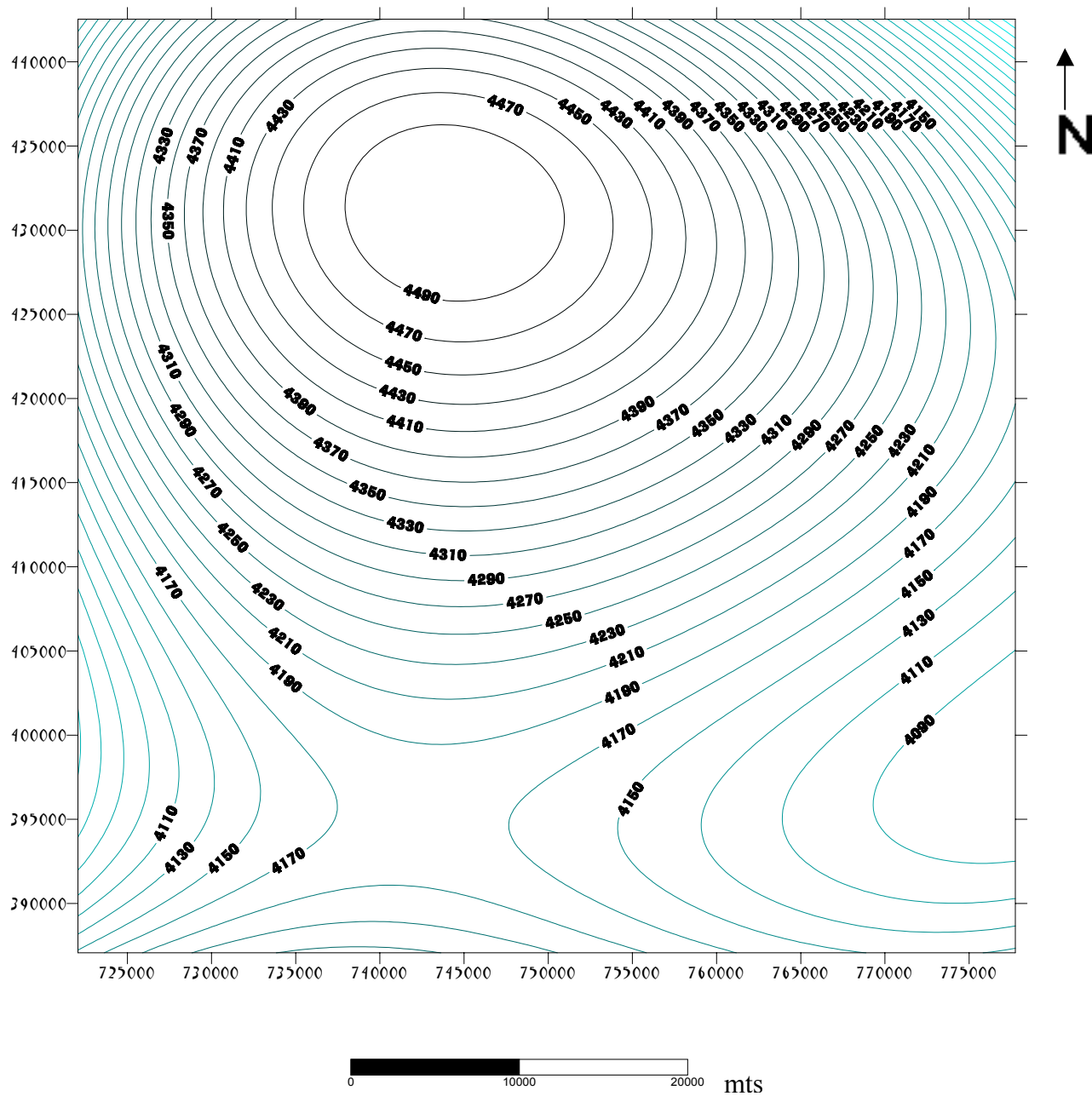
#### **5.3.1 CONSTRUCCIÓN DE LOS PERFILES.**

##### **PERFIL A:**

Se encuentra situado en dirección W-E en la latitud de  $3^{\circ} 56'30''$  N y tiene una extensión de 52 Km. La Figura 5.1 ilustra la ubicación espacial sobre el mapa magnético de intensidad total. Hacia la parte central del perfil se observa el máximo mencionado en el perfil A. El gradiente hacia el Oeste es más fuerte que hacia el Este. Estos gradientes tienden a disminuir a medida que se alejan de la anomalía, indicando poca variación del Campo Geomagnético (Figura 5.4).

##### **PERFIL B**

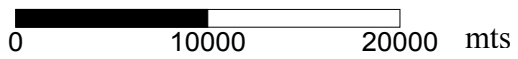
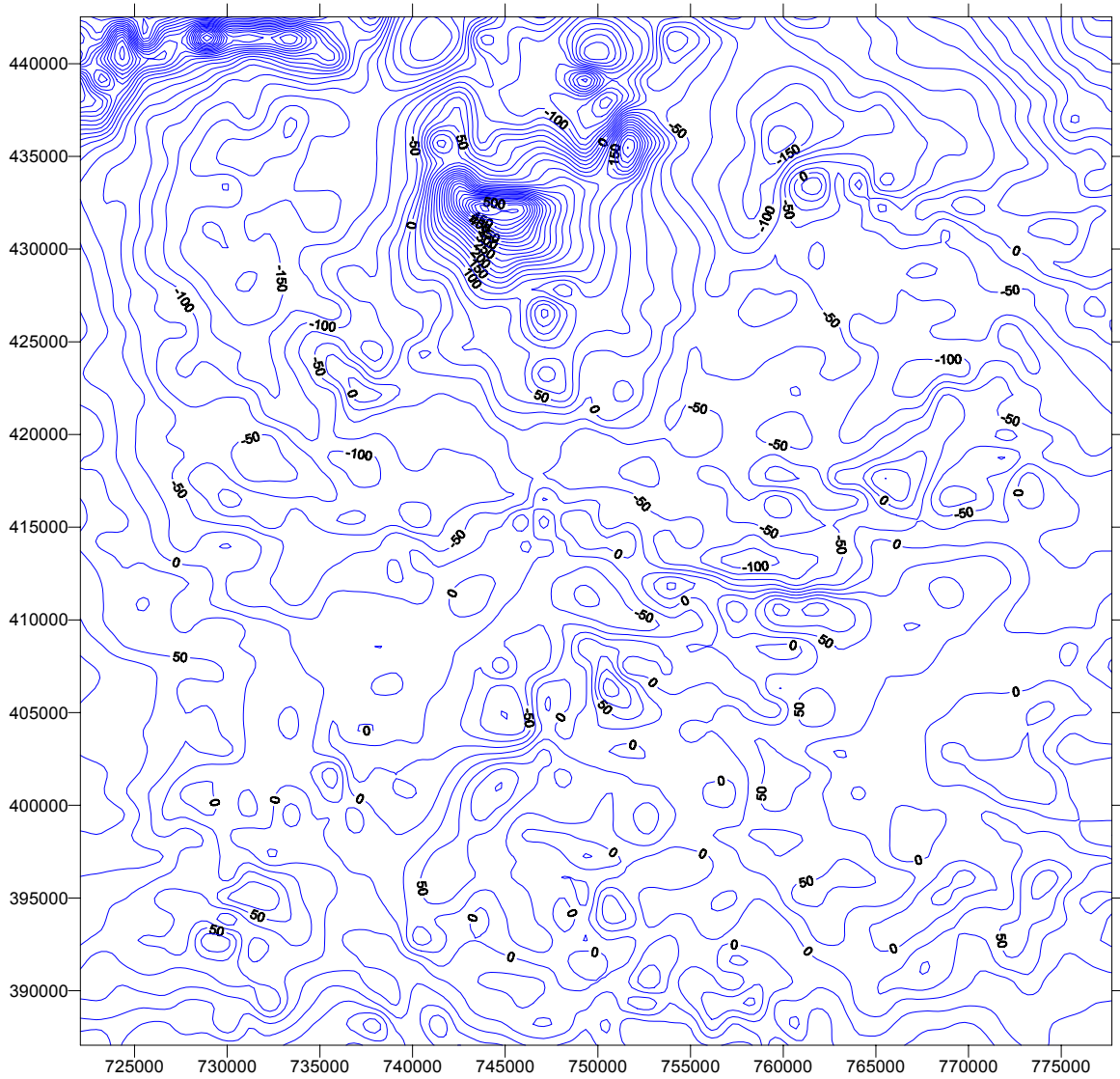
El perfil B está ubicado en la longitud de  $66^{\circ} 45'0''$  W y posee una longitud aproximada de 50 Km. En la Figura 5.1 se observa la ubicación espacial en la cual se encuentra dicho perfil sobre el mapa magnético de intensidad total. Hacia el norte se presenta un máximo de 5040 gammas caracterizada por fuertes gradientes a ambos lados de la anomalía. Hacia el sur se presentan dos máximos y un mínimo relativo; los gradientes se hacen más suaves hacia el sur (Figura N° 5.5).



— Isogammas. Intervalo entre curvas: 20 gammas.

Figura N° 5.2 Mapa Regional de Intensidad Magnética Total.





— Isogammas. Intervalo entre curvas: 25 gammas.

Figura N° 5.3 Mapa Residual de Intensidad Magnética Total.

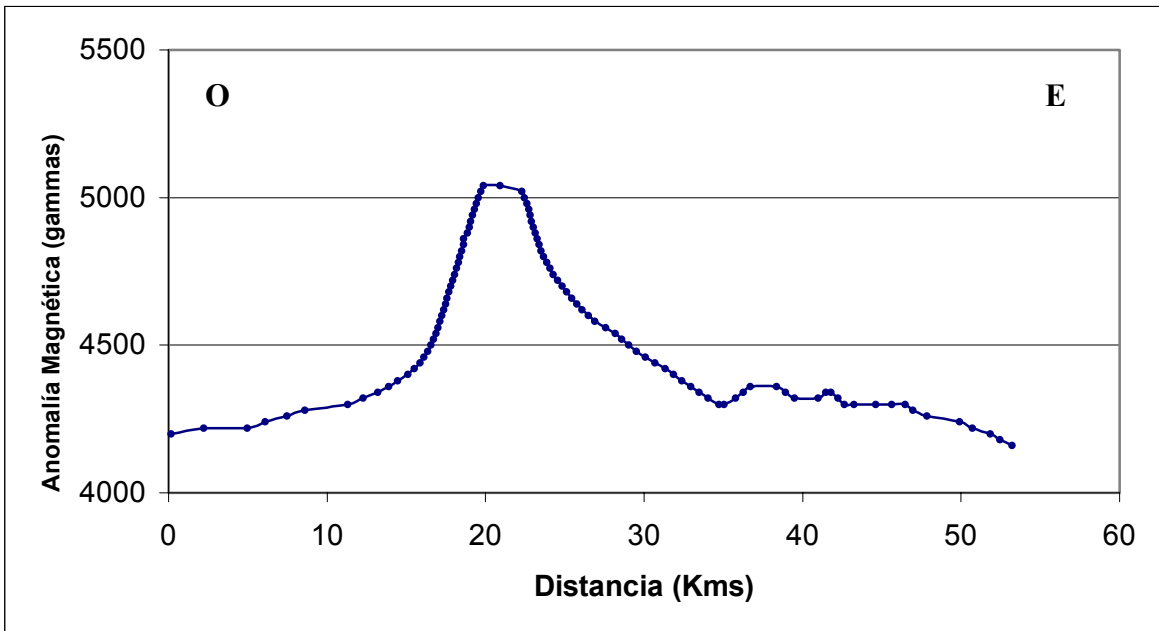


Figura N° 5.4 Perfil Este-Oeste de Intensidad Magnética Total.

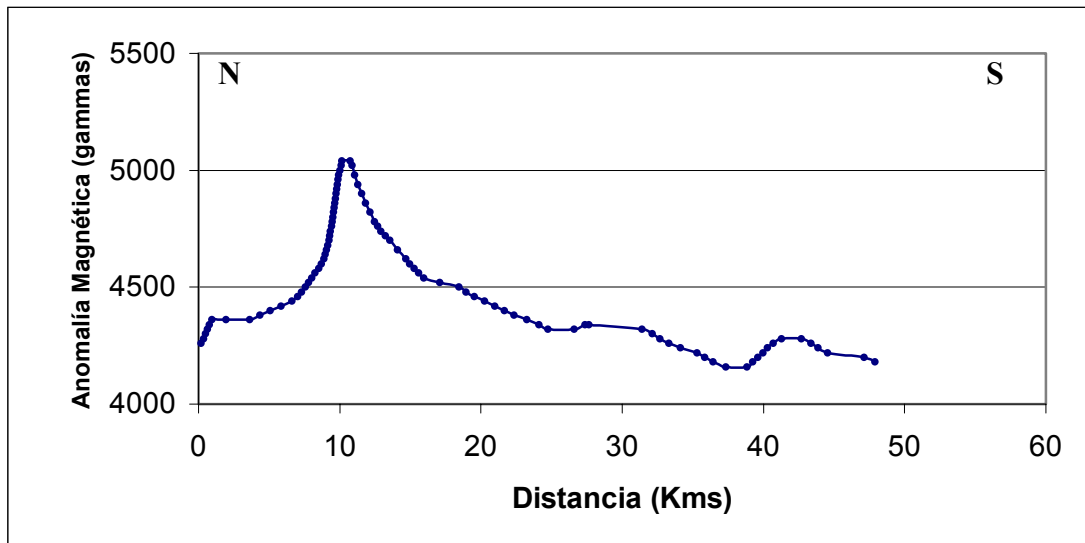


Figura N° 5.5 Perfil Norte-Sur de Componente de Intensidad Magnética Total.

### 5.3.2 RESTRICCIONES PARA EL MODELAJE MAGNÉTICO.

La información geológica de la que se dispuso fue la obtenida a través de la consulta bibliográfica realizada y previamente mencionada, en particular al mapa Geológico-Estructural de Venezuela (MEM, 1976), se proporcionaron los datos geológicos de superficie.

Para el control de la capas superiores e inferiores en los modelos geológicos, se contó con los resultados del análisis espectral.

Así mismo, para un mejor control del modelado magnético, se realizó un mapa de Anomalía de Bouguer, con la base de datos del Edo. Amazonas y de éste se obtuvo un modelo gravimétrico para cada uno de los perfiles (Figura N° 5.6).

Debido a la limitada cantidad de datos gravimétricos, y con el objeto de definir las tendencias de Anomalía de Bouguer se utilizaron 86 datos en un área de 45 km por 235 km, es decir, 10575 km<sup>2</sup> (Figura N° 5.7).

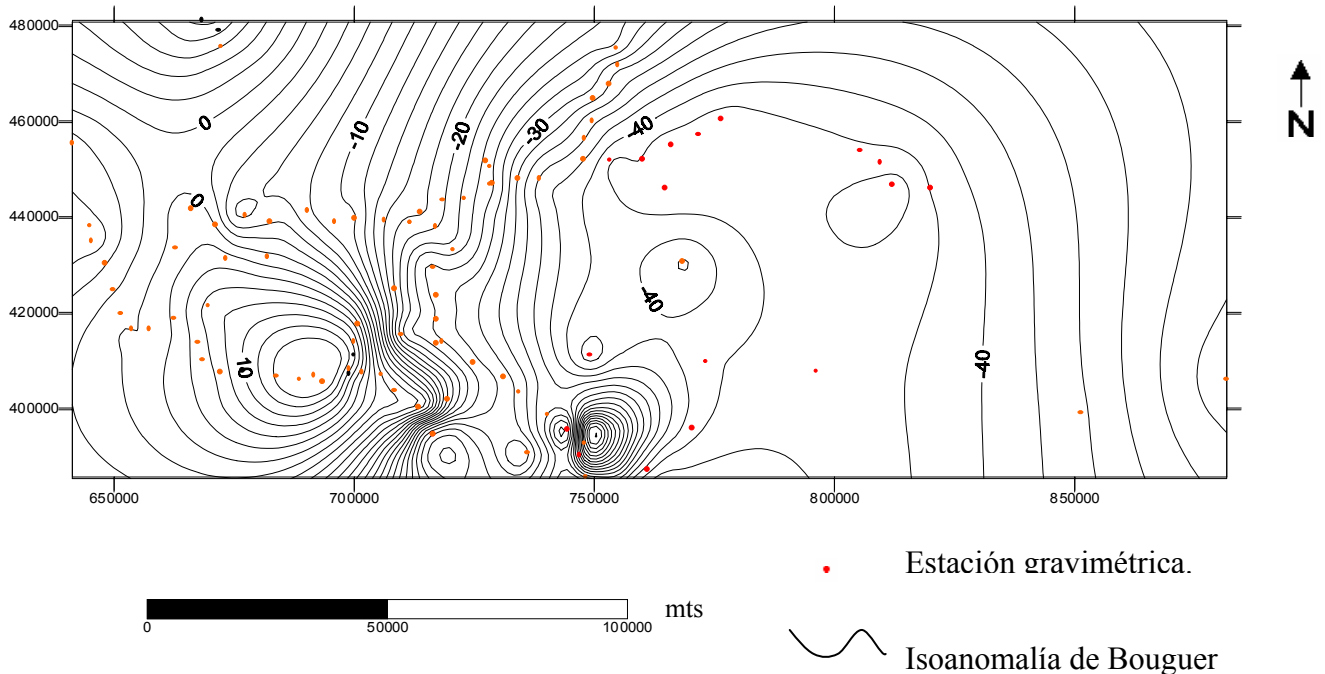


Figura 5.7 Mapa de Anomalía de Bouguer del área ampliada.



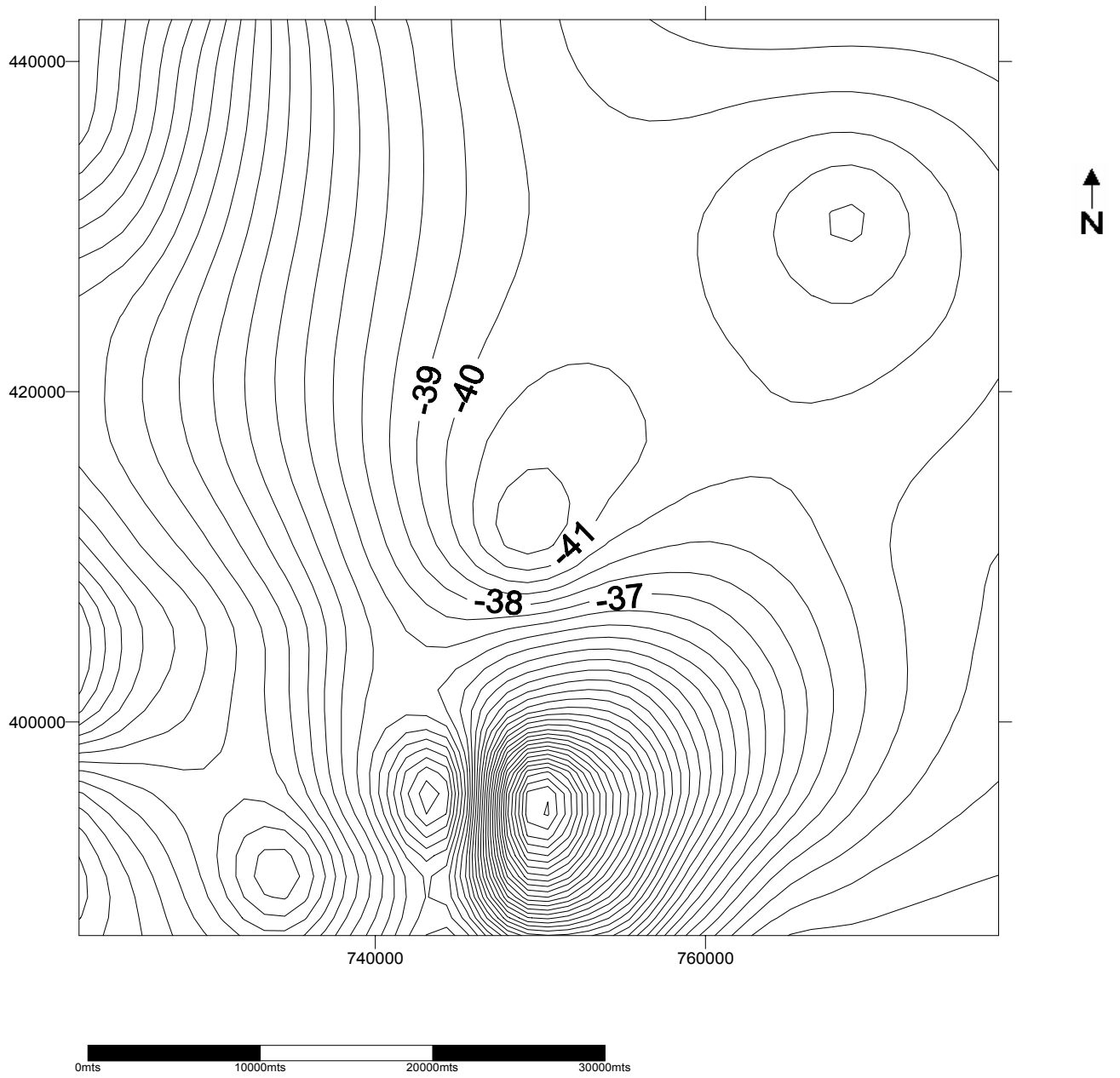


Figura 5.8 Mapa de Anomalia de Bouguer del área de estudio.

### 5.3.2 MODELADO DE PERFILES

#### ANÁLISIS DE LOS MODELOS

El perfil A posee una orientación W-E y una longitud de 55 Km. Los cuerpos más profundos, parte del manto superior y corteza inferior, se encuentran en forma tabular. Para el caso de la corteza superior, presentan la misma característica tabular, pero en este caso los cuerpos poseen rasgos estructurales resaltantes como una estructura de semigraben, como consecuencia del rift Precámbrico, denominado Casiquiare, el cual está limitado en su parte Este por tres fallas con buzamiento Oeste. Se nota un cambio de densidad en función de la profundidad, los cuerpos más profundos influyen en el ajuste de la curva calculada con la observada. Para el caso magnético, en concordancia con el análisis espectral, los cuerpos menos profundos son las principales fuentes anómalas,

El perfil B posee una orientación N-S y tiene una longitud de 55km. A diferencia del primer perfil, en éste no se advierte la presencia de fallas límite de graben, por estar alineado en la dirección del rumbo de la estructura. Ambos perfiles se interceptan en el tope máximo de 5040 gammas del Mapa Magnético de Intensidad Total.

En la tabla N° 5.1 se puede observar los principales rasgos geofísicos que posee cada uno de los cuerpos. Los cuerpos denominados 4, 5, 6 y 7 pertenecen a la Provincia de Cuchivero.

<b>Símbolo</b>	<b>Cuerpo N°</b>	<b>Litología</b>	<b>Densidad (gr/cc)</b>	<b>Susceptibilidad Magnética (c.g.s)</b>
	10	Posiblemente una Carbonatita.	2.65	0.0009
	9	Complejos alcalinos	2.61	0.008
	8	Complejos alcalinos	2.61	0.001
	7	Complejo Suapure: anortosita-gabro-complejos alcalinos.	2.65	0.0129-0.0126-
	6	Complejo Suapure: granito rapakivi.	2.61	0.001
	5	Complejo Cuchivero volcánicas (tipo Formación Caicara)	2.65	0.0048
	4	Complejo de Cuchivero: plutónicas (tipos granitos San Pedro, Sta Rosalía).	2.7	0.008
	3	Provincia de Pastora. Posee una litología variada que puede ir de tipo granito a gabros.	2.95	0.011
	2	Provincia de Imataca, forma parte de la corteza inferior. Su tope se encuentra a una profundidad promedio de 22 Km.	3.1	0.012
	1	Manto superior, conformado principalmente por rocas ultramáficas (peridotitas). Su tope está localizado a una profundidad promedio de 32 Km.	3.3	0.013

Tabla N° .5.1: Características de cada uno de los cuerpos presentes en los modelos propuestos.

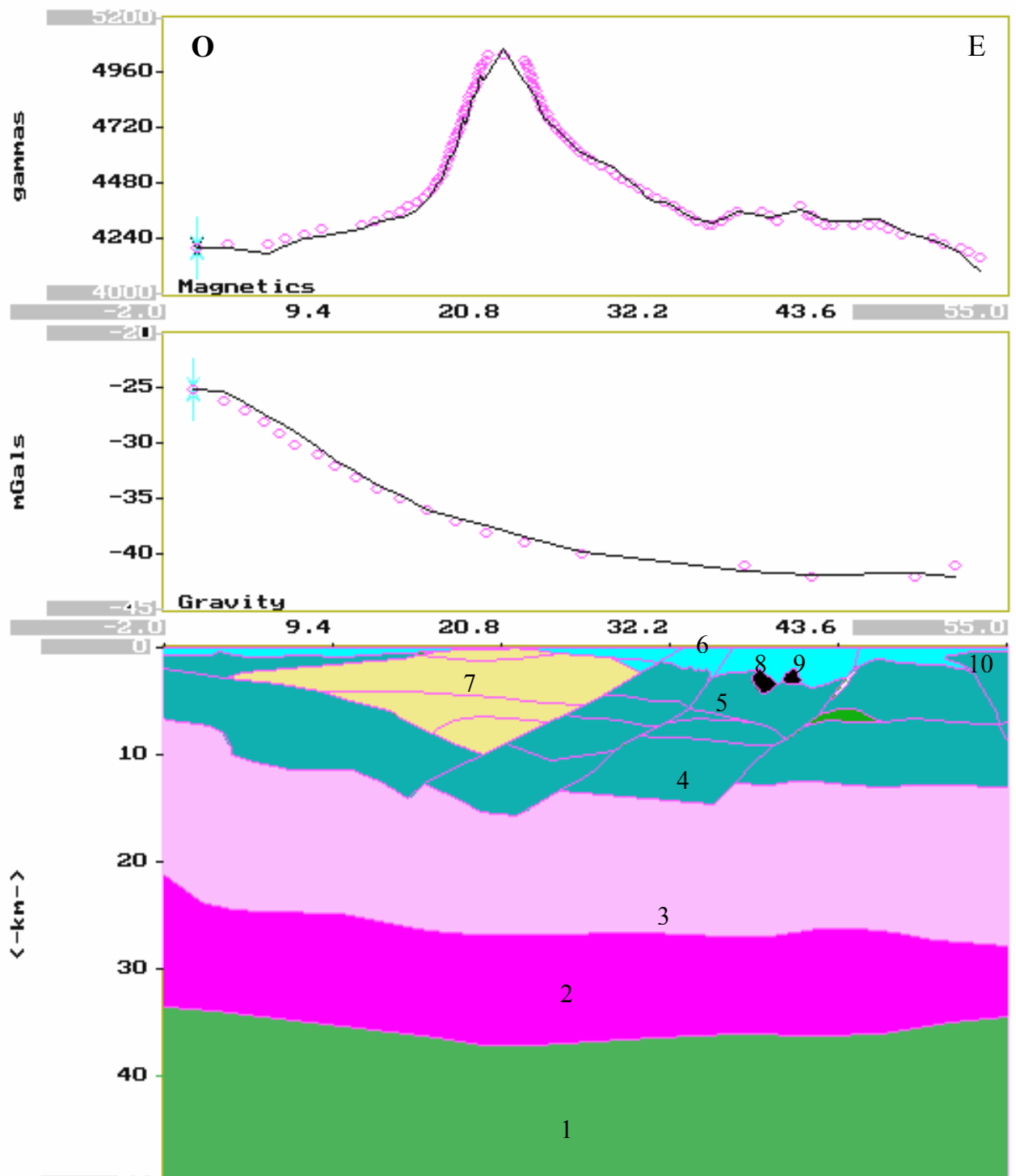


Figura 5.9 Modelaje Gravimétrico-Magnético del perfil A. (la leyenda se encuentra en la Tabla N° 5.1)

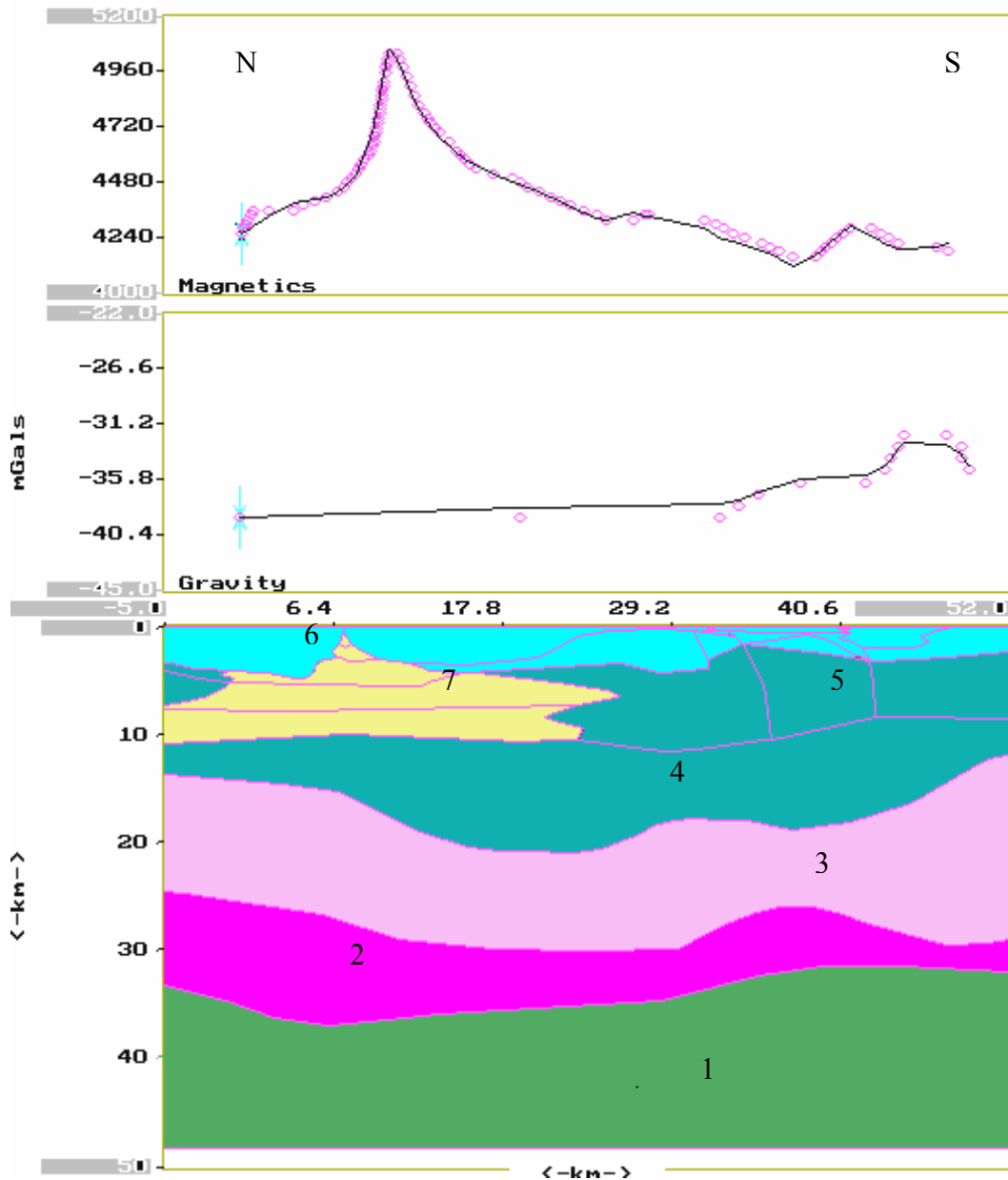


Figura 5.10 Modelaje Gravimétrico-Magnético del perfil B. (la leyenda se encuentra en la Tabla N° 5.1)

## **CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.**

Como resultado de la presente investigación se concluye que:

El análisis estadístico permitió tener un control de calidad sobre los datos obtenidos. La distribución de la Intensidad Magnética Total es asimétrica a la derecha y presenta un menor contraste con el modelo de distribución normal, por lo tanto los datos tienden a una varianza mínima entre los valores de tendencia central.

Los datos gravimétricos poseen una distribución bimodal representados por valores anómalos positivos y negativos. Esto posiblemente se deba a la presencia del sistema de graben. La elipse de anisotropía concuerda con el rumbo del modelo geológico estructural antes nombrado. Por lo tanto el método gravimétrico da una mejor respuesta de la anisotropía estructural del subsuelo.

La integración de los métodos gravimétrico, magnético y el análisis espectral permitió ajustar de una manera más eficaz la realidad geológica con los datos observados.

A través del análisis espectral, se determina aproximadamente la profundidad de los cuerpos que contribuyen a la anomalía magnética, principalmente por el Complejo Suapure, la cual es anortosita-gabro.

Por medio del presente trabajo se concluye que a través de la digitalización de los datos, el procesamiento de éstos y la integración de información con otros métodos geofísicos se efectúa de una manera más rápida y menos costosa para así obtener una mayor confiabilidad en los modelos planteados del subsuelo.

Por medio de los datos gravimétricos se modelaron los cuerpos profundos como el manto superior y la corteza inferior.

**Con la finalidad de delimitar la prospección de posibles yacimientos de minerales se recomienda:**

Realizar un estudio geológico más detallado, para así poder correlacionar la información geológica con la geofísica, y lograr una más clara interpretación de la litología del área.

Un nuevo levantamiento gravimétrico con un mayor número de estaciones, principalmente en el área de las anomalías de primer orden, con el fin de tener un mejor control de los modelos propuestos.

Obtener muestras de roca de diferentes zonas, podría ser de utilidad para así conocer la susceptibilidad magnética de las rocas y poder realizar un mapa de seudosusceptibilidades magnéticas y correlacionarlo con el mapa de intensidad magnética total.

Hacer un levantamiento magnético terrestre, en la zona de mayor interés, para así validar los resultados obtenidos a través del presente trabajo.

Realizar un levantamiento sísmico de refracción con el objetivo de obtener una mejor geometría del subsuelo y si es posible mejorar los modelos planteados en el presente trabajo.

Con el fin de integrar toda la información magnética del país, se recomienda digitalizar los mapas aeromagnéticos del estado Amazonas.

## BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS.

**Barrios, U Cordani, y K Kawashita** (1985) "Caracterización Geocronológica del Territorio Federal Amazonas, Venezuela" VI Congreso Geológico de Venezuela.

**Barrios, F y D Rivas** (1978) "Reconocimiento Geocronológico del Territorio Federal Amazonas", Venezuela.

**Bhattacharyya, B.** (1966). "Continuous spectrum for the Total-Magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body". *Geophysics*, 31 (1):97-124.

**Burchard, D y D Pitzer.** (2000) "AutoCAD 2000". Pearson Educación. Naucalpan de Juárez, Edo de México, 1101 p.

**Burger, H. R.** (1992) "Exploration Geophysics of the Shallow Subsurface". Prentice Hall. New Jersey. U.S.A; 488 p.

**Dimitriadis K. G. Tselentis y K Thanassoulas** (1987). "A Basic Program for 2D Spectral Analysis of Gravity Data on Source-Depth Estimation (NW Greece)". *Computers & Geosciences*, 13 (5). 549-560.

**Dobrin, M B.** (1969). "Introducción a la Prospección Geofísica". Ediciones Omega S.A. Barcelona, España. Segunda Edición; 483 p.

**Fernández, J L** (1999) "AutoCAD 2000 Avanzado". Mc Graw-Hill. Madrid; 619 p.

**Gaudette, H. W Olzewski y V Mendoza** (1977). "U-Pb Zircon ages of the Minicia and Macabana Gneisses, Amazonas Territory. Venezuela". V Congreso Geológico Venezolano, Tomo II.

**GEOSOFT** (1994). GM - SYS v. 3.7.0.09 G.. Gravity and Magnetics System (Programa).

**GEOSOFT** (1994). Gravity Processing System.

**Ghos, S** (1977). "Geología del Grupo Roraima en el Territorio Federal Amazonas, Venezuela". V Congreso Geológico Venezolano, Tomo I.

**Golden Software Inc.** (1997) SURFER (WIN 32) v. 6.04, Surface Mapping System (Programa).

**González de Juana C., J. Iturralde De y X. PICARD** (1980). "Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas". Caracas, Ed. Foninves, 2 Tomos. 1021p.

**GRIDSTATPRO Inc.** (1999). GRIDSTATPRO v. 99. 01. s, Geoestatistical Modeling. (Programa).



**Griffiths, D. H y R F. King** (1981) "Applied Geophysics for Geologists and Engineers". Pergamon Press. Printed in Great Britain. Second Edition; 230 p.

**Hurley, P., Fairbain, H Gaudette, V Mendoza y A Espejo,** (1973). "Progress Report on Rb/Sr age data in the northern Guayana shield. II Congreso Latinoamericano de Geología", Caracas.

**Hwei, H** (1998). "Análisis de Fourier" Fondo Educativo Interamericano. 1era Edición. México. 274 p.

**Jácome I, V Constanzo** (1996) "Evolución Tectónica del Batolito de Parguaza: Integración Gravimétrica, Paleomagnética y Radiométrica".

**Mc Candless, G.** (1965). "Reconocimiento Geológico de la Región Occidental del Estado Bolívar". Boletín de Geología, 7. (13).

**Mendoza, Moreno L., H Gaudette., y J Martínez.** (1977). "Excursión Geológica San Fernando de Atabapo-Santa Bárbara, Zona de Sutura". V Congreso Geológico Venezolano.

**Mendoza, Moreno, L., Barrios, F., Rivas, D., Martínez, J., Lira, P., Sardi, G., Ghohs, S** (1977). "Geología de la parte norte del Territorio Federal Amazonas, Venezuela". V Congreso Geológico Venezolano.

**Mendoza, V.** (1972). "Evolución geoquímica de rocas graníticas de la Guayana Venezolana". X Conferencia Geológica Inter. Guayanas, Belem, Brasil.

----- (1972). "Geología del área del Río Suapure, NW del Escudo de Guayana, Estado Bolívar". IX Conferencia Geológica Inter. Guayanas. Boletín de Geología, Publicación Especial. N° 6.

**Meyer, P.** (1998) "Probabilidad y Aplicaciones Estadísticas". Addison Wesley Longman de México S. A de C.V. Primera Reimpresión, Edición Revisada; 480 p.

**Miyashiro, A.** (1973). Metamorphism and Metamorphic Belts. J Willey and Sons Inc., New York.

**Newbold , P** (1997). Estadística para los negocios y la economía. Prentice Hall. España. Cuarta Edición; 752 p.

**Olszewski, W., H Gaudette, y V Mendoza.,** (1977). "RB-Sr Geochronology on the Basement Rocks, Amazonas Territory. Venezuela". V Congreso Geológico Venezolano, Tomo II.

**Omura, G.** (1999) "La Biblia de AutoCAD 2000". Ediciones Anaya Multimedia. Madrid; 959 p.

**Parasnis, D.S** (1982) "Principles of Applied Geophysics". Editorial Science Paperback

**Reyes, R y M Antonio.** (1999) "Manual imprescindible de AutoCAD 2000 Ediciones Anaya" Multimedia. Madrid; 416 p.

**Rios, J.** (1969). "Geología de la Región de Caicara, Estado Bolívar". IV Congreso Geológico Venezolano. V 4.

**Isasks, E y M Srivastaba,** (1989). An introduction to Applied Gestatistics. Oxford Unversity Press, Osford, p 561.

**Talukdar, S y P Colvee.** (1977). "Implicaciones del estudio petrológico de las rocas volcánicas del valle del Parucito, Territorio Federal Amazonas". V Congreso Venezolano, Tomo I.

**Tecroca** (1973) "Estudios Geofísicos aéreos en el Territorio Federal Amazonas". Técnica **Roraima** C. A. (Tecroca) Caracas, Venezuela, Volumen I.

**Telford, W, M., Geldart, R E Sherirr y D. A Keys** (1976). "Applied Geophysics". London. Syndics of the Cambridge. University Press, 860p.

**Tickoo Sham** (2000) "AutoCAD 2000 Avanzado" Ediciones Paraninfo Thomson Learning. Madrid; 905 p.

**VENEZUELA-Ministerio de Minas e Hidrocarburos** (1976). Mapa Geológico-Estructural de Venezuela. Caracas. M H M.m Escala 1:500.000. Hoja Atabapo.

## APÉNDICES

## APÉNDICE A

### CÁLCULO DE LA ANOMALÍA DE BOUGUER

Para obtener la anomalía de Bouguer, la cual considera la diferencia entre la gravedad observada o absoluta ( $G_{ob}$ ) y la gravedad teórica ( $G_{teo}$ ) en cada una de las estaciones, se realizan los siguientes cálculos:

$$AB = (G_{ob} + Cal - C_b + C_t - G_{teo}) \text{mgals. Si } h > 0.$$

Donde  $G_{obs}$  es la gravedad observada.

$Cal$  es la corrección de aire libre.

$C_b$  es la corrección de Bouguer.

$C_t$  es la corrección topográfica.

$G_{teo}$  es la gravedad teórica dada por la siguiente ecuación:

$$G_{teo} = 978031.846 * (1 + 0.005278895 * \text{Sen}(\phi) + 0.000023462 * \text{Sen}(\phi)) \text{mgals.}$$

Donde  $\phi$  es la latitud de la estación.

El cálculo de anomalía de Bouguer se realizó a partir de una densidad de  $2.67 \text{ gr/cm}^3$ , ya que se consideró a dicho valor de densidad el más representativo de las rocas que se encuentran en la zona de estudio.

### CORRECCIÓN DE AIRE LIBRE.

Esta corrección consiste en ajustar el valor normal de la fuerza de la gravedad al punto de observación, suponiendo que entre dicho punto y el nivel del mar no hay masas atrayentes.

$$Cal = 0.3086 * h \text{ mgals/m.}$$

Donde

$Cal$  es la corrección de aire libre.

$h$  es la altura a la que se encuentra la estación con respecto al nivel de referencia.

### CORRECCIÓN DE BOUGUER

Esta corrección consiste en tomar en cuenta el material rocoso de densidad  $\rho$  entre las estaciones y está definida por la siguiente fórmula:

$$C_b = 0.4191 * \rho \text{ ,gals/m.}$$

Debe restarse al valor observado de la gravedad si la estación está a más altura que la estación base y viceversa.

#### CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA.

Un accidente topográfico ejercerá una atracción directamente proporcional a su densidad. La componente vertical estará dirigida hacia arriba y reducirá la gravedad observada, para evitar esta reducción, la corrección topográfica se suma a la gravedad observada.

## APÉNDICE B

### FUNDAMENTOS DE GEOESTADÍSTICA

La Geoestadística se basa principalmente en el variograma (Figura N° A.1), el cual es una herramienta para analizar la continuidad o comportamiento espacial de alguna variable distribuida en un área.

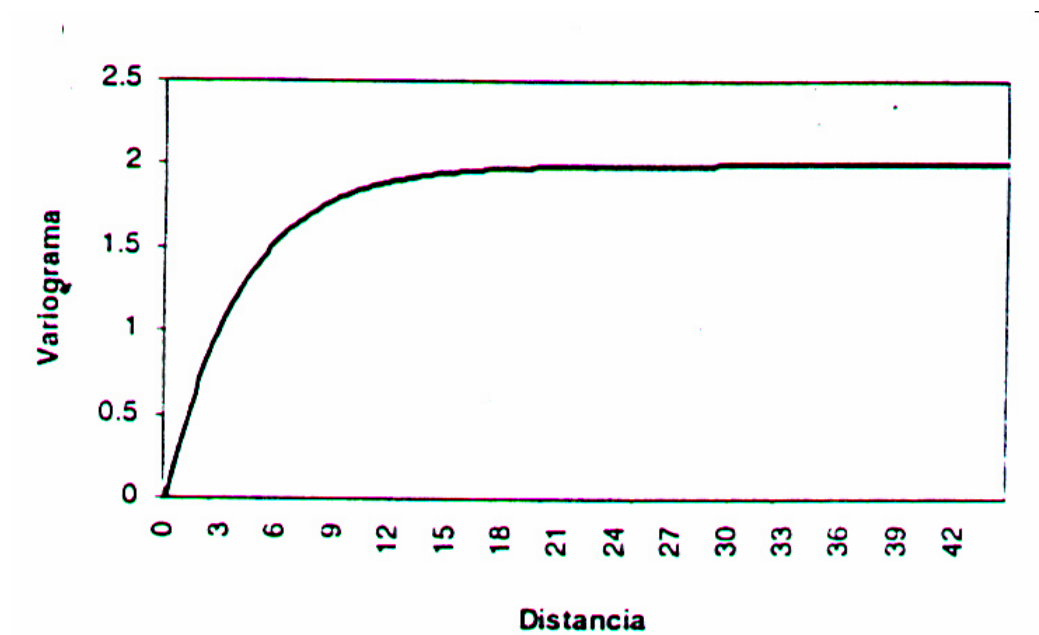


Figura N° A.1 Variograma típico.

El variograma se define mediante la ecuación:

$$\gamma(\mathbf{h}) = \text{Var}\{Z(\mathbf{x}) - Z(\mathbf{x} + \mathbf{h})\} \quad (\text{A.1})$$

Donde:

$\gamma(h)$ =Variograma

Var= Varianza

$Z(x)$ = Valor de la variable regionalizada en el punto  $x$ .

$Z(x+h)$ = Valor de la variable regionalizada en el punto  $x+h$ .

$H$ = Distancia entre los puntos  $x$  y  $x+h$ .

Lo anterior señala que el variograma es el valor promedio del cuadrado de la diferencia entre dos valores de la propiedad bajo estudio, estos puntos en el espacio se encuentran separados por una distancia  $h$  en la dirección del vector  $h$ . Obsérvese que “ $x$ ” y “ $h$ ” pueden ser vectores o puntos, por lo tanto el valor del variograma dependerá de la magnitud y dirección de  $h$ . Es por ello que se usa el variograma para analizar la variable en función de su dirección y distancia y no de la localización de los puntos.

## 5.1 PROPIEDADES DEL VARIOGRAMA

1.  $\gamma(h)=0$  si  $h=0$ .
2.  $\gamma(-h)=\gamma(h)$  es una función par, es decir, tiene el mismo valor en direcciones opuestas.
3. Relación con la función covarianza. Cuando la variable en estudio es estacionaria, entonces el variograma  $\gamma(h)$  y la covarianza  $C(h)$  se relacionan por medio de la siguiente ecuación  $\gamma(h)=C(0)-C(h)$ . Esto indica que para funciones aleatorias estacionarias, el variograma y la covarianza son equivalentes (Figura N° A.2).

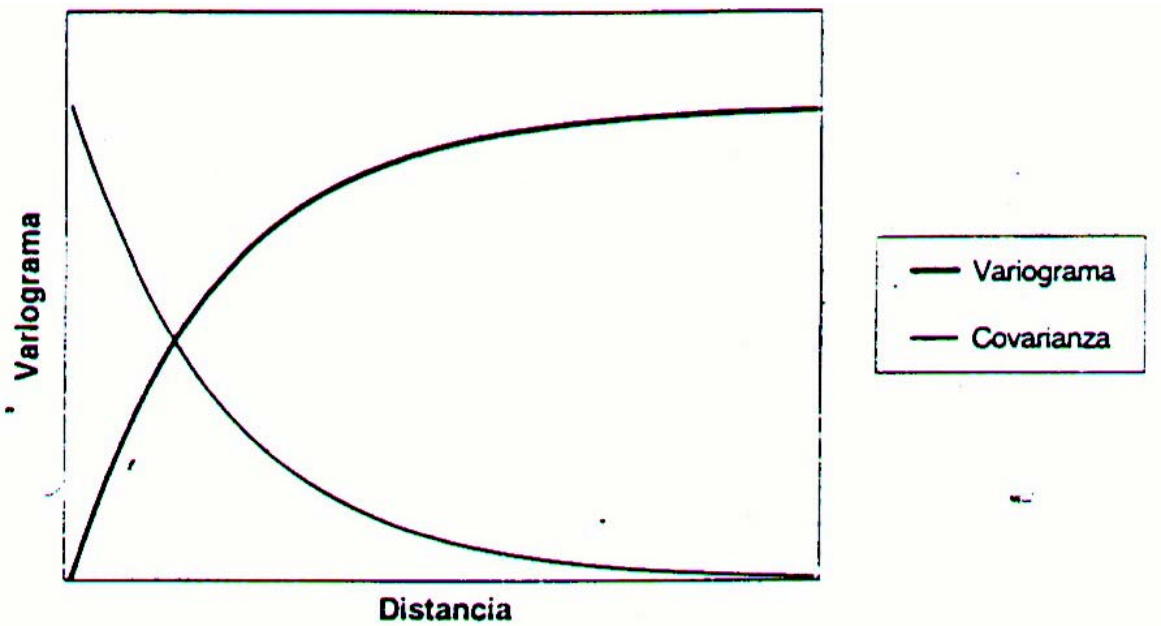


Figura N° A.2 Relación entre la covarianza y el variograma.

4. Comportamiento a grandes distancias: Si para una distancia  $d$ ,  $Z(x)$  y  $Z(x+h)$  no están correlacionadas, entonces el variograma se estabiliza tomando el valor  $C(0)$ , esto se deduce por la propiedad anterior. La distancia  $d$  se conoce como rango. Pero no todos los variogramas se estabilizan para grandes distancias, lo cual podría ser una consecuencia de la presencia de una tendencia en la variable o simplemente que generalmente estén correlacionados.
5. Comportamiento a pequeñas distancias. Este comportamiento es más importante porque se encuentra ligado al comportamiento de la variabilidad espacial. Si para valores cercanos,  $Z(x)$  y  $Z(x+h)$  varían mucho, entonces el variograma crecerá muy rápido indicando una alta variabilidad y viceversa.
6. Efecto “Nugget” (Figura N° A.3): Si  $\gamma(0) \neq 0$ ; esto puede ocurrir si la variable es extremadamente irregular a distancia corta o a errores en la medida (Figura N° A.3).



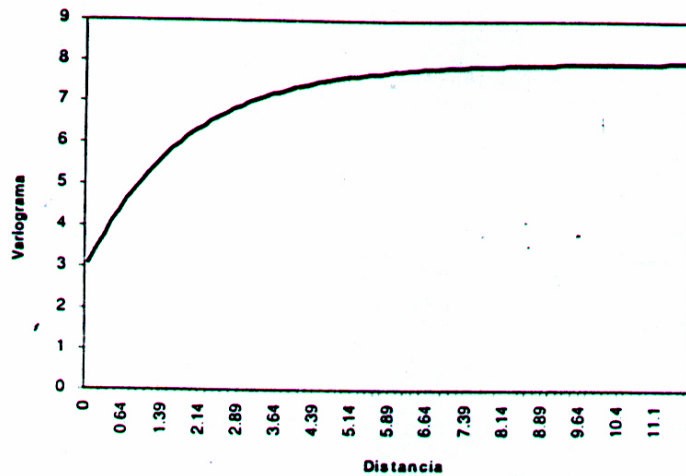


Figura N° A.3 Variograma con efecto “Nugget”.

7. Detección de anisotropía: Como el variograma depende de la dirección y la distancia, esto le permite detectar direcciones de anisotropía en la variable bajo estudio. Entre los tipos de anisotropías se distinguen:

- a. **Anisotropía geométrica:** Es aquella que se da para diferentes direcciones, cuando tiene la misma meseta, pero diferentes rangos (Figura N° A.4).

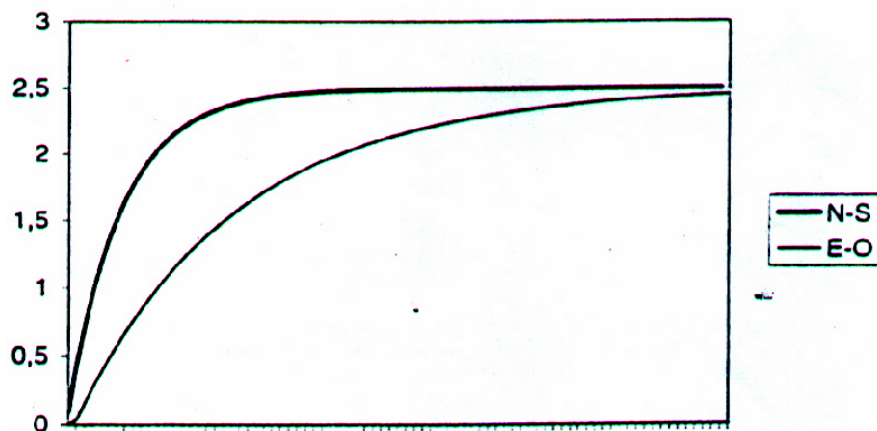


Figura N° A.4 Anisotropía Geométrica.

- b. **Anisotropía zonal:** Este es el caso inverso de la anisotropía geométrica, es decir, para diferentes direcciones, tiene el mismo rango pero diferente mesetas (**Figura N° A.5**).

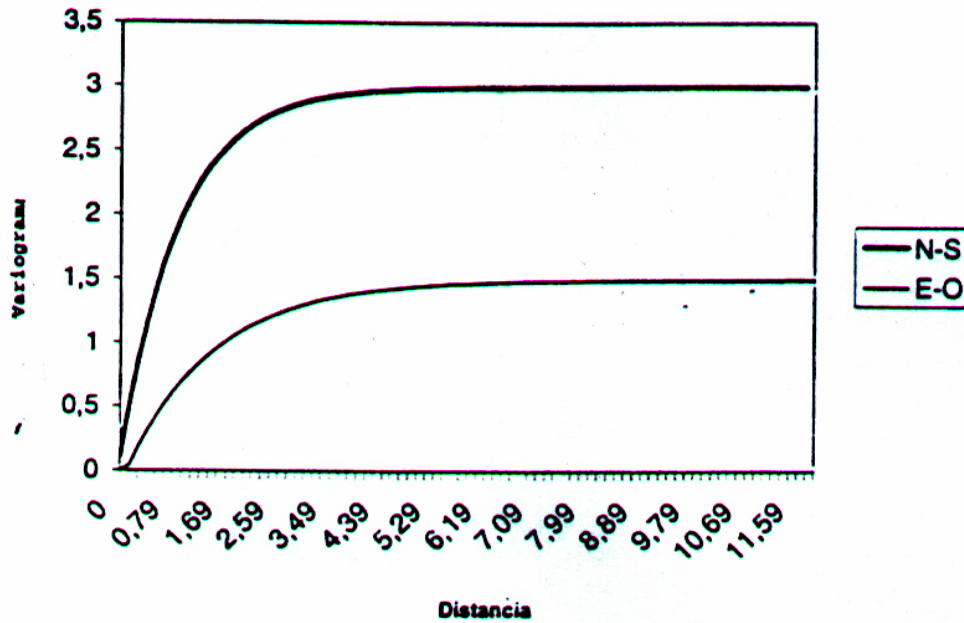


Figura N° A.5 Anisotropía zonal.

## 5.2 Modelos de Variogramas:

5.2.1 Efecto “Nugget” (**Figura N° A.6**). Este variograma viene definido por:

$$\gamma(h) = \begin{cases} 0 & \text{si } |h| = 0 \\ s & \text{si } |h| \neq 0 \end{cases} \quad (\text{A.2})$$

Donde:  $s$  es la meseta del variograma.

“Este modelo de variograma corresponde a un fenómeno completamente aleatorio, en el cual no hay correlación entre los valores de la variable en estudio en puntos distintos, sin importar cuan cerca éstos se encuentran”.

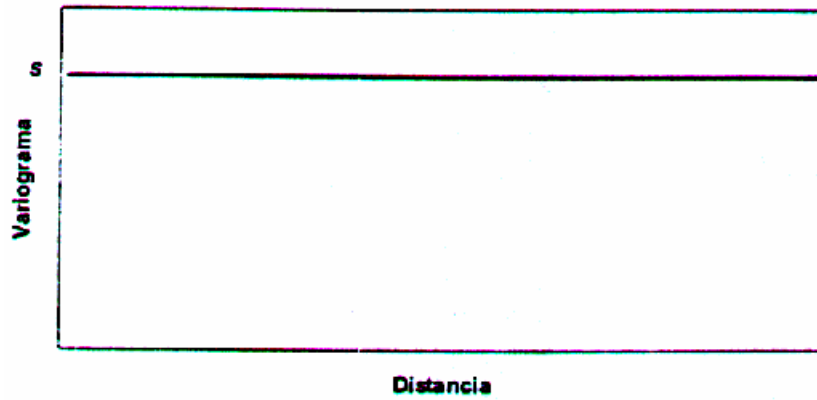


Figura N° A.6 Variograma efecto “Nugget”.

### 5.2.2 Modelo Esférico (Figura N° A.7):

Este modelo viene definido por:

$$\gamma(h) = \begin{cases} s \left[ \frac{3|h|}{2a} - \frac{1}{2} \frac{|h|^3}{a^3} \right] & \text{si } |h| < a \\ s & \text{si } |h| > a \end{cases} \quad (\text{A.3})$$

Donde:

**s**= meseta.

**a**=alcance o rango.

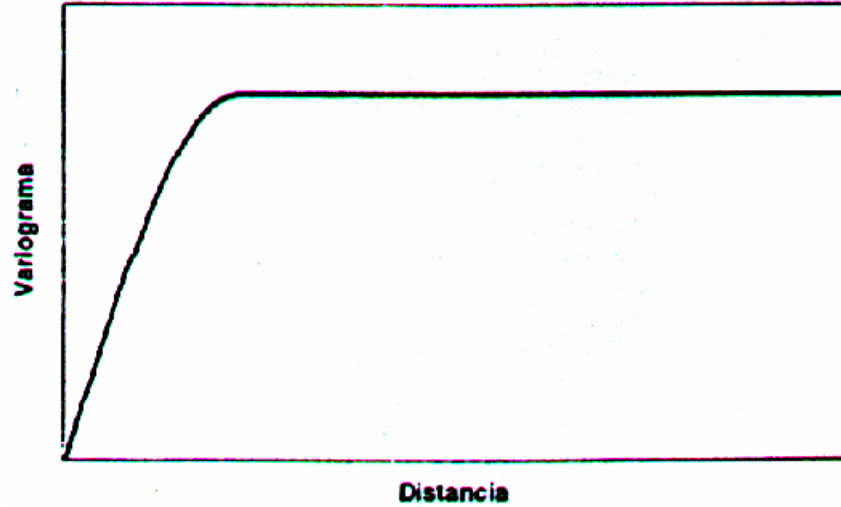


Figura N° A.7. Modelo de variograma esférico.

### 5.2.3 Modelo Exponencial (Figura N° A.8):

El modelo exponencial se define como:

$$\gamma(h) = s \left( 1 - \exp\left(-\frac{|h|}{a}\right) \right) \quad (\text{A.4})$$

Donde:

**s**=meseta.

**a**=rango aparente\*

\* “Recibe este nombre porque a esta distancia no se estabiliza el variograma”.

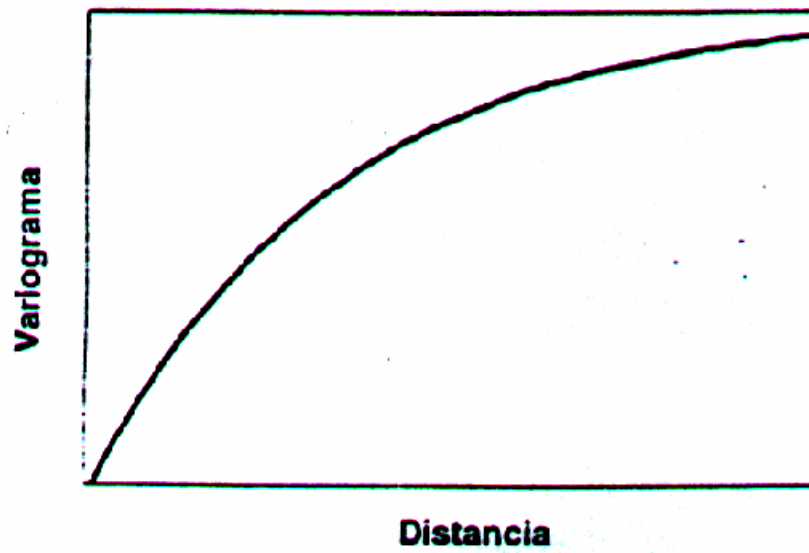


Figura N° A.8. Modelo de variograma exponencial.

#### 5.2.4 Modelo Gaussiano ((Figura N° A.9):

El modelo gaussiano se expresa por la siguiente fórmula:

$$\gamma(h) = s \left( 1 - \exp\left(-\frac{|h|^2}{a^2}\right) \right) \quad (\text{A.5})$$

Donde:

**s**= meseta.

**a**=rango

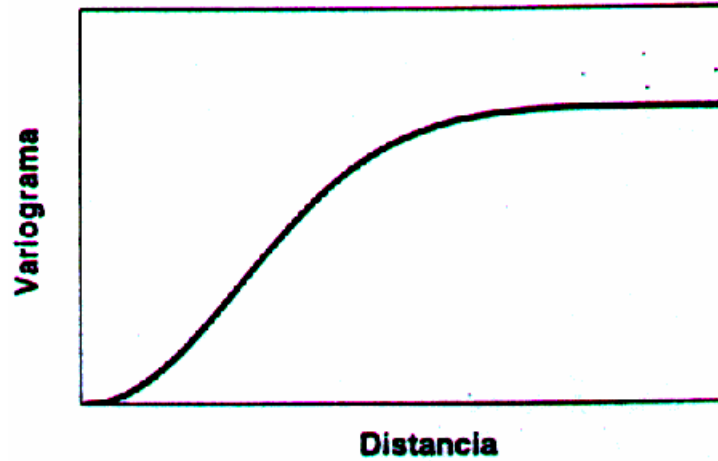


Figura N° A.9. Modelo de variograma gaussiano.

### 5.3 EL VARIOGRAMA EXPERIMENTAL

Para la estimación o simulación de la variable en estudio, en un análisis geoestadístico, es necesario determinar el modelo de variograma. Para ello, se utiliza el variograma experimental.

Como se definió anteriormente, el variograma a una distancia determinada se define como:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2n} \sum_{i=1}^n [Z(x_i) - Z(x_i + h)]^2 \quad (\text{A.6})$$

Y se estima a través de la expresión:

$$\gamma^*(h) = \frac{1}{2n} \sum_{i=1}^n [Z(x_i) - Z(x_i + h)]^2 \quad (\text{A.7})$$

Donde:

$\gamma^*(h)$  = Semivariograma experimental.

$Z(x_i)$  = Valores experimentales en los puntos  $x_i$ .

$Z(x_i+h)$ = Valores experimentales en los puntos  $x_i+h$ .

$N(h)$ =Número de pares de puntos separados por una distancia  $h$ .

$H$ = Distancia entre los  $x_i$  y  $x_i+h$ .

Obsérvese que  $\gamma^*(h)$  es una discretización de  $\gamma(h)$ .

Dado que para una distancia  $h$  no es posible ubicar puntos, se hace necesario usar una tolerancia  $\Delta h$ , para abarcar una mayor cantidad de pares de puntos (Figura N° A.10).

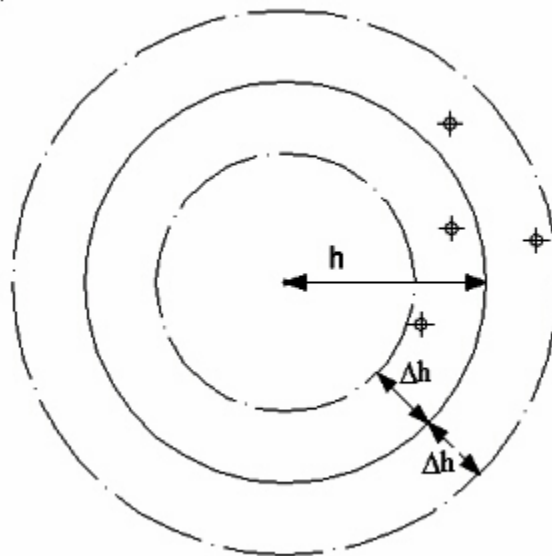


Figura N° A.10 Esquema de datos para el cálculo del variograma.

Tal como se puede observar en la Figura N° 5.10, para la distancia  $h$ , no es posible encontrar pares de puntos; en cambio usando la tolerancia  $\Delta h$  es probable conseguir una mayor cantidad de pares de puntos.

Para hallar el variograma que se adapte a los datos en estudio, se calcula el variograma experimental en diferentes direcciones y distancias, con el objetivo de determinar el comportamiento espacial de la variable. Como resultado de este

procedimiento, se obtiene, por cada dirección analizada, un conjunto de puntos que representa el valor del variograma experimental calculado para distintos valores de la distancia en dicha dirección. Al graficar  $\gamma^*(h)$  vs  $h$ , se obtiene una gráfica que indica como varía el variograma en función de la distancia (Figura N° A.11).

Una vez seleccionados los variogramas experimentales a utilizar, se ajusta un modelo de variograma a éstos, utilizando cualquiera de los modelos de variograma y variando para ello los parámetros que definen el modelo de variograma. El ajuste se realiza de manera tal que el modelo teórico pase cerca de todos los puntos del variograma experimental o siga la tendencia de estos (Figura N° A.12).

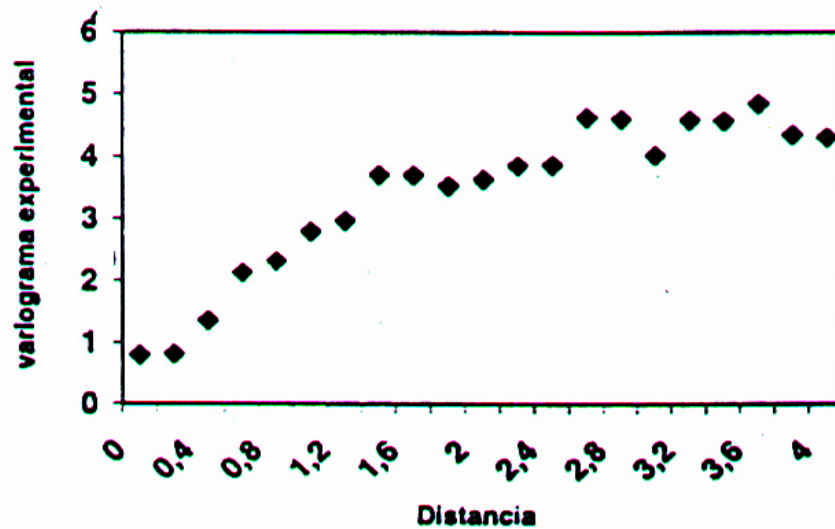


Figura N° A.11.Variograma Experimental.



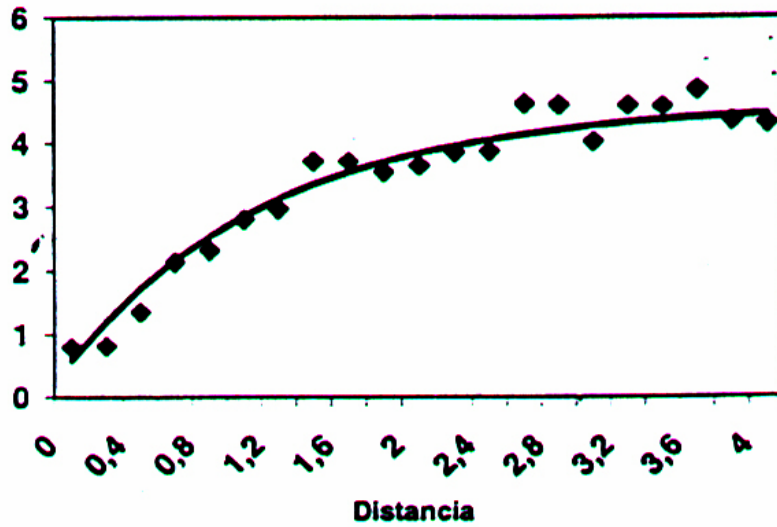


Figura N° A.12 Ajuste de variograma teórico con experimental.

Los parámetros fundamentales del semivariograma son:

**MESETA:** Es el valor de la ordenada en el cual se estabiliza el semivariograma.

**RANGO:** Es la distancia (h) a la cual alcanza la meseta.

**EFEECTO “NUGGET”:** representa la discontinuidad finita en origen del semivariograma.”

## 5.4 "KRIGING", MODELO TEÓRICO

La correlación espacial entre los datos mediante funciones de variograma o de covarianza es considerada por el método "Kriging". Eso permite describir y respetar de cierta manera la continuidad de los cuerpos.

El Kriging es un estimado lineal que utiliza como criterio la minimización de la varianza en la estimación, es decir, a partir de una combinación lineal de valores medidos  $Z(x_i)$  en los puntos de observación  $(x_i)$ , permite obtener la estimación de valores desconocidos  $Z(x_0)$  en un punto  $(x_0)$ , así como la varianza estimada.

El desarrollo de las ecuaciones de "Kriging" se basa en las siguientes propiedades:

1. Estimación Lineal: es el valor estimado de la variable  $Z(x_0)$  que se obtiene por combinación lineal de los valores observados de las variables aleatorias  $Z(x_i)$ .

$$Z^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i \times Z_i \quad (\text{A.8})$$

Donde:

$Z^*$  = Valor estimado de la variable regionalizada.

$\lambda_i$  = coeficiente de ponderación o de Kriging.

$Z$  = Valores observados de la variable regionalizada.

2. Estimación insesgada o sesgo nulo:

$$E(Z^*) = E(Z), \text{ es decir, } \sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \quad (\text{A.9})$$

3. Varianza Mínima:

$\text{Var}(Z^*-Z) = E((Z^*-Z)^2)$  sea mínima.

Las ecuaciones del método “Kriging” no dependen de los valores medidos de las variables, sino solamente de sus posiciones y del semivariograma, por lo tanto, es un interpolador exacto.

Se puede utilizar diferentes tipos de “Kriging”, dependiendo del tipo de estimación. Por ejemplo, si es necesario estimar una variable puntual se usa “Kriging” puntual o en el caso de estimar un área a una variable, se usa “Kriging” por bloques.

Una de las ventajas del “Kriging” sobre la mayoría de los interpoladores es la forma en que tiene en cuenta la distribución de los datos y la anisotropía cuantificada por el variograma

## APÉNDICE C

### APLICACIÓN MATEMÁTICA MEDIANTE ANÁLISIS ESPECTRAL.

Una función periódica  $f(x)$ , donde  $x$  es la variable independiente y periodo  $X$ , puede ser representada por una serie trigonométrica de Fourier.

$$f(x) = a_0 / 2 + \sum_{n=1}^{\infty} (a_n \cos n \omega x + b_n \operatorname{sen} n \omega x) \quad (1)$$

**Donde:**

$a_0$ : Término independiente.

$a_n, b_n$ : Coeficientes de Fourier, los cuales se definen por:

$$a_n = 2 / X \int_{-X/2}^{X/2} f(x) \cos n x \omega dx; \quad n = 1, 2, 3... \quad (2)$$

$$b_n = 2 / X \int_{-X/2}^{X/2} f(x) \operatorname{sen} n x \omega dx; \quad n = 1, 2, 3... \quad (3)$$

El carácter de las funciones trigonométricas permite representar espacios en el dominio del tiempo ( $\omega$ ) o espacio ( $\lambda$ ). Por conveniencia matemática se utiliza:

$$\omega = 2 \pi / X \quad (4)$$

$\omega$  : frecuencia angular

$X$  : longitud total de "x"

Comenzando por la forma exponencial de la serie de Fourier, se tiene que:

$$f(x) = \sum_{-\infty}^{\infty} F(n) e^{j n w x} \quad (5)$$

Esta ecuación representa la forma compleja de la Serie de Fourier.

donde  $F(n)$  se define como:

$$F(n) = 1/X \int_{-X/2}^{X/2} f(x) e^{-j n w x} dx \quad (6)$$

donde

$$w = 2\pi / X \quad (4)$$

Sustituyendo (6) en (5) se obtiene

$$f(x) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} \left[ 1/X \int_{-X/2}^{X/2} f(\sigma) e^{-j n w \sigma} d\sigma \right] e^{j n w x} \quad (7)$$

Aquí, la variable comodín  $\sigma$  de la integral para evitar confusión con  $x$ . Puesto que  $1/X = w/2\pi$ ; la ecuación anterior se puede expresar como:

$$f(x) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} \left[ 1/2\pi \int_{-X/2}^{X/2} f(\sigma) e^{-j n w \sigma} d\sigma \right] w e^{j n w x} \quad (8)$$

Ahora se hace que  $X \rightarrow \infty$ , y así, por (4),  $w$  se anula. Sea  $w = \Delta w$ ; entonces, la frecuencia de cualquier armónico  $n w$  debe corresponder a la variable general de frecuencia que describe el espectro continuo. En otras palabras,  $n \rightarrow \infty$  a medida que  $w = \Delta w \rightarrow 0$ , tal que el producto es infinito; esto es:  $n w = n \Delta w \rightarrow w$ .

De este modo, (6) se convierte en

$$f(x) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} \left[ \frac{1}{2\pi} \int_{-X/2}^{X/2} f(\sigma) e^{-jn\Delta w \sigma} d\sigma \right] e^{jn\Delta w x} \Delta w \quad (9)$$

En el límite,  $X \rightarrow \infty$ ;  $\Delta w \rightarrow dw$  y la sumatoria se convierte en la integral sobre  $w$ ; es decir, una función **no periódica** de  $f(x)$ ; por lo que:

$$f(x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \left[ \int_{-\infty}^{\infty} f(\sigma) e^{-jw\sigma} d\sigma \right] e^{jwx} dw \quad (10)$$

Si se define:

$$F(w) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x) e^{-jwx} dx \quad (11)$$

Entonces (10) se transforma en:

$$f(x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(w) e^{jwx} dw \quad (12)$$

Las ecuaciones (11) y (12) son la representación de Fourier de la función NO PERIÓDICA.

La ecuación (9) muestra que la función no periódica  $f(x)$  puede ser como una síntesis de un agregado infinito de senosoides  $e^{jn\Delta w x}$  de todas las frecuencias angulares  $w$  en un rango continuo e infinito  $(-\infty, \infty)$ , con una amplitud compleja  $F(w)$ , que a su vez es el espectro continuo complejo de la función no periódica  $f(x)$ . Las relaciones (11) y (12) son conocidas como las transformadas de Fourier. Cuando la transformada de Fourier es ampliada al caso bidimensional, en (11)  $F(w)$  se pueden escribir como  $F(\mu, \nu)$ , de una función bidimensional  $f(x, y)$ ; definida por la integral doble de la ecuación (13).

$$F(\mu, \nu) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) e^{-j(\mu x + \nu y)} dx dy \quad (13)$$

entonces  $f(x, y)$  se puede hallar por la forma recíproca de la transformada (Bhattacharyya, 1966).

$$f(x, y) = 1 / 4\pi^2 \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(\mu, \nu) e^{j(\mu x + \nu y)} d\mu d\nu \quad (14)$$

Esta ecuación representa la **Transformada Inversa de Fourier** para el caso bidimensional.

Ésta representa la Transformada de Fourier Bidimensional, donde  $\mu, \nu$ , son las frecuencias angulares en la direcciones de x e y respectivamente.

$F(\mu, \nu)$  es en general compleja y contiene información de las fases y amplitudes de las relaciones con respecto a todas las frecuencias que se ajustan a una función bidimensional  $f(x, y)$ .

Luego se separa la función  $F(\mu, \nu)$  en su parte real e imaginaria dadas por:

$$F(\mu, \nu) = P(\mu, \nu) + jQ(\mu, \nu) \quad (15)$$

La **amplitud** de densidad espectral, o simplemente el espectro de amplitud de  $F(\mu, \nu)$  es:

$$A(\mu, \nu) = |f(\mu, \nu)| = [P^2 + Q^2]^{1/2} \quad (16)$$

Su espectro de densidad de fase, o simplemente espectro de fase, es:  
 $\theta(\mu, \nu) = \text{arctag}(Q / P)$ .

La densidad espectro de energía, o simplemente el espectro de energía es dado por:

$$E(\mu, \nu) = |f(\mu, \nu)|^2 = [P^2 + Q^2] \quad 17)$$



Anexos