

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**REPROCESAMIENTO Y REINTERPRETACIÓN DE
DATOS AEROMAGNÉTICOS DEL SUR DE PUERTO
AYACUCHO, ESTADO AMAZONAS**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de
Venezuela para optar al Título
de Ingeniero Geofísico
Por el Br. Sierra León Roger José

Caracas, junio de 2002

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

REPROCESAMIENTO Y REINTERPRETACIÓN DE DATOS AEROMAGNÉTICOS DEL SUR DE PUERTO AYACUCHO, ESTADO AMAZONAS

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Inírida Rodríguez M.

TUTOR INDUSTRIAL: Ing. Alí Hernández G.

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de
Venezuela para optar al título
de Ingeniero Geofísico
Por el Br. Sierra León Roger José

Caracas, junio de 2002

Dedicatoria.

A la vida, a Dios, a Jasmin Ángel y a todas las personas e instituciones que de alguna manera influyeron para la elaboración del presente proyecto y la etapa académica, incluyéndome.

Agradecimientos.

A la U.C.V. por transmitir alto nivel de conocimientos y facilitar las herramientas necesarias para la formación profesional al más alto nivel. A todo el componente docente que integra la Facultad de Ingeniería, especialmente a la Prof. Inírida Rodríguez por formar parte integral en el desarrollo del presente proyecto.

A la Unidad de Geofísica del Instituto Nacional de Geología y Minería (INGEOMIN) adscrito al Ministerio de Energía y Minas (M.E.M.) por el aporte de datos aeromagnéticos y diversas herramientas de importancia en el desarrollo de proyectos con fines exploratorios, además, por las atenciones sin iguales ofrecidas por los Ing. Octimio Gutiérrez, Gelvis Días y el tutor industrial Alí Hernández.

Por el valioso aporte del Ing. Freddy Fernández y la Geoquímico Nieves Nevado, quienes colaboraron para aplicar continuación analítica de campo y análisis espectral a datos aeromagnéticos en las instalaciones del Instituto Nacional de Tecnología Venezolana de Petróleo (INTEVEP).

A todas las personas que me rodean, a la vida, al amor por todo lo que hacemos y a todo aquel o aquello desconocido que me ha impulsado a tener fuerzas para recorrer el camino en busca del saber. En especial a eso desconocido que nos ayuda a levantarnos todos los días.

Un eterno agradecimiento a mi familia que de una u otra forma me dieron su apoyo y transmitieron lo importante de lograr las metas propuestas. En especial a mi madre Carmen Alicia y a mi padre Ismael Sierra que me proporcionaron apoyo moral y económico. A mis hermanas menores María José y María Verónica, quienes quisiera sigan y mejoren mis pasos. A Jasmín Ángel, una persona con la que he compartido momentos inolvidables y su sentimiento de progreso me contagió constantemente, mis cariños especiales.

Sierra L. Roger J.

**REPROCESAMIENTO Y REINTERPRETACIÓN DE DATOS
AEROMAGNÉTICOS DEL SUR DE PUERTO AYACUCHO,
ESTADO AMAZONAS**

**Tutor académico: Prof. Inírida Rodríguez M. Tutor industrial: Ing. Ali
Hernández G. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de
Geología, Minas y Geofísica. Departamento de Geofísica. 2002, n° pag. 106.**

Palabras Claves: (magnetometría, geoestadística, correlación,
aproximaciones y modelado)

Resumen.

El presente trabajo es un proyecto piloto de importancia minera, el cual comprende la metodología aplicada con el fin de cubrir las etapas de procesamiento e interpretación de datos aeromagnéticos y gravimétricos con el fin de generar los correspondientes mapas con criterio geoestadístico, así como los modelos geológicos estructurales del subsuelo.

Los datos magnéticos usados se tomaron por medio del proceso de digitalización aplicado a cuatro mapas aeromagnéticos de componente total del campo magnético a escala 1:50000 generados por *Hunting Geology and Geophysics limited* para el M.E.M. (1973). Estos mapas representan la zona en estudio situada al noroeste del Estado Amazonas y cubre un área de aproximadamente 3050 Km². Los datos gravimétricos provienen de 106 estaciones gravimétricas ubicadas dentro y en las cercanías de la zona en estudio, los cuales forman parte del Banco de Datos Gravimétricos de la Universidad Simón Bolívar.

La etapa de procesamiento se desarrolló por medio del análisis estadístico y del análisis geoestadístico de los datos aeromagnéticos digitalizados y de la Anomalía de Bouguer. Basándose en estos análisis se generaron los mapas de componente total del campo magnético y anomalía de Bouguer con criterio geoestadístico que representan la zona en estudio; estos mapas reflejan las principales anisotropías espaciales de las variables en dirección 45 y 135 grados, con ello, las máximas y mínimas continuidades de las propiedades físicas y geológicas del subsuelo.

En el mapa de componente total de campo magnético con criterio geoestadístico se seleccionaron tres perfiles con interés geofísico, geológico y minero. Cada uno de los perfiles y los datos en general fueron estudiados por medio del análisis espectral y de esta manera se establecieron tres profundidades estimadas de los contrastes de susceptibilidad magnética más importantes, estos se presentan en el orden de 155 mts, 730mts y 7,1 Km respecto a las líneas de vuelo en las que se adquirieron los datos aeromagnéticos.

Los modelos geológicos estructurales definitivos se basaron en datos de geología de superficie, profundidades estimadas de cuerpos magnéticos, datos de susceptibilidad magnética de muestras de rocas obtenidas en la superficie de la zona de estudio y datos aproximados de velocidad de ondas sísmicas. Cada uno de los modelos se ajustó a datos de los campos magnético y gravimétrico observados a través del proceso de modelado con errores medios relativos menores a 2%.

Los modelos geológicos presentan diez unidades litológicas dispuestas principalmente de forma tabular con variación de espesores en diferentes direcciones, excepto por los siguientes: dos cuerpos intrusivos de forma elipsoidal con propiedad paramagnética y dos estructuras en forma de “horst” que intrusionan a unidades suprayacentes. Se estima que la interfase entre la Provincia de Cuchivero y la Provincia de Imataca se ubica cerca de 7,1 Km de profundidad, además, la interfase entre la corteza y el manto superior se presenta a 49 km de profundidad.

ÍNDICE GENERAL.

	CONTENIDO	Pag.
	Dedicatoria.	iii
	Agradecimientos.	iv
	Resumen.	v
	Índice general.	vii
	Lista de figuras.	xii
	Lista de tablas.	xv
	CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN.	
1.1 -	NOCIONES GENERALES.	1
1.2 -	OBJETIVOS Y ALCANCES DEL TRABAJO.	2
1.3 -	UBICACIÓN Y EXTENSIÓN DE LA ZONA EN ESTUDIO.	3
1.4 -	METODOLOGÍA DE TRABAJO.	4
1.5 -	TRABAJO PREVIOS.	8
	CAPÍTULO 2. GEOLOGÍA DEL ÁREA.	
2.1 -	RESEÑA DE LA EVOLUCIÓN GEOLÓGICA REGIONAL.	12
2.2 -	GEOLOGÍA REGIONAL.	12
2.2.1 -	PROVINCIA DE IMATACA.	13
2.2.2 -	PROVINCIA DE PASTORA.	13
2.2.3 -	PROVINCIA DE CUCHIVERO.	14
2.2.4 -	PROVINCIA DE RORAIMA.	16
2.3 -	GEOLOGÍA LOCAL.	19
2.4 -	CONDICIONES GENERALES EN LA PETROGÉNESIS DE ROCAS ÍGNEAS.	20

CAPÍTULO 3. MARCO TEÓRICO.		
3.1 -	MÉTODO MAGNÉTICO.	25
3.1.1 -	MAGNETISMO DE LA TIERRA, DE LAS ROCAS Y SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA.	25
3.1.2 -	VENTAJAS Y DESVENTAJAS DE LOS DATOS AEROMAGNÉTICOS.	29
3.1.3-	IDENTIFICACIÓN DE ANOMALÍAS MAGNÉ- TICAS E INTERPRETACIÓN.	30
3.2 -	MÉTODO GRAVIMÉTRICO.	32
3.2.1 -	ANOMALÍA DE BOUGUER.	32
3.2.2 -	OBJETIVOS DE LA PROSPECCIÓN GRAVI- MÉTRICA.	35
CAPÍTULO 4. ESTADÍSTICA Y GEOESTADÍSTICA.		
4.1 -	PROGRAMAS UTILIZADOS EN EL ESTUDIO ESTADÍSTICO Y GEOESTADÍSTICO.	36
4.2 -	MÉTODO MAGNÉTICO.	37
4.2.1 -	DATOS AEROMAGNÉTICOS.	38
4.2.2 -	PARÁMETROS DE ADQUISICIÓN DE LOS DATOS.	37
4.2.3 -	DIGITALIZACIÓN DE MAPAS AEROMAG- NÉTICOS Y GEOLÓGICOS.	38
4.2.4 -	DATOS DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA EN SIETE MUESTRAS DE ROCA.	39
4.2.5 -	RESULTADOS ESTADÍSTICOS DE DATOS AEROMAGNÉTICOS DIGITALIZADOS.	39
4.2.6 -	ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS ESTA- DÍSTICOS AEROMAGNÉTICOS.	39

4.2.7 -	RESULTADOS GEOESTADÍSTICOS DE LOS DATOS AEROMAGNÉTICOS DIGITALIZADOS.	45
4.2.8 -	ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS GEOESTADÍSTICOS.	45
4.2.9 -	MAPA DE INTENSIDAD DEL CAMPO MAGNÉTICO TOTAL CON CRITERIO GEOESTADÍSTICO.	48
4.2.10 -	ANÁLISIS DEL MAPA AEROMAGNÉTICO CON CRITERIO GEOESTADÍSTICO.	49
4.3 -	MÉTODO GRAVIMÉTRICO.	51
4.3.1 -	DATOS GRAVIMÉTRICOS.	51
4.3.2 -	PARÁMETROS DE ADQUISICIÓN DE DATOS GRAVIMÉTRICOS.	51
4.3.3 -	RESULTADOS ESTADÍSTICOS DE ANOMALÍA DE BOUGUER.	52
4.3.4 -	ANÁLISIS DE RESULTADOS ESTADÍSTICOS DE LA ANOMALÍA DE BOUGUER.	52
4.3.5 -	RESULTADOS GEOESTADÍSTICOS DE ANOMALÍA DE BOUGUER.	55
4.3.6 -	ANÁLISIS DE RESULTADOS GEOESTADÍSTICOS DE ANOMALÍA DE BOUGUER.	55
4.3.7 -	MAPAS DE ANOMALÍA DE BOUGUER CON CRITERIO GEOESTADÍSTICO.	59
4.3.8 -	ANÁLISIS DE LOS MAPAS DE ANOMALÍA DE BOUGUER CON CRITERIO GEOESTADÍSTICO.	59
CAPÍTULO 5.	ANÁLISIS DE DATOS Y MAPAS MAGNÉTICOS Y GRAVIMÉTRICOS.	63
5.1. -	ANÁLISIS DE LOS DATOS.	63

5.2 -	MAPA DE INTENSIDAD MAGNÉTICA TOTAL CON CRITERIO GEOESTADÍSTICO INTE- GRADO CON DATOS GEOLÓGICOS.	63
5.3 -	SELECCIÓN DE PERFILES SOBRE EL MAPA MAGNÉTICO CON CRITERIO GEO- ESTADÍSTICO.	65
5.4 -	ANÁLISIS ESPECTRAL DE LOS PERFILES.	68
5.5 -	BONDAD DE AJUSTE APLICADO A LOS DATOS	72
5.6 -	AEROMAGNÉTICOS DIGITALIZADOS. MAPAS AEROMAGNÉTICOS DE ANOMALÍA REGIONAL Y RESIDUAL.	73
CAPÍTULO 6. MODELOS GEOLÓGICOS		
6.1 -	FUNDAMENTOS GEOLÓGICOS Y GEOFÍ- SICOS DE LOS MODELOS GEOLÓGICOS.	77
6.2 -	CORRELACIÓN ENTRE DATOS Y GENERA- LIDADES DE LOS MODELOS GEOLÓGICOS.	78
6.3 -	MODELOS GEOLÓGICOS FINALES.	80
6.4 -	ANÁLISIS DE RESULTADOS DE LOS MODELOS GEOLÓGICOS.	87
	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.	90
	BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS.	92
APÉNDICES		
A	TRANSFORMACIÓN DE COORDENADAS RELATIVAS A COORDENADAS ABSOLUTAS	95

B	COEFICIENTES Y TRANSFORMADA DE FOURIER UTILIZADOS EN EL ANÁLISIS ESPECTRAL	97
C	NOCIONES DE ESTADÍSTICA CLÁSICA Y GEOESTADÍSTICA	101
D	LISTA DE DATOS GRAVIMÉTRICOS	106

ANEXO

MAPA DE INTENSIDAD MAGNÉTICA TOTAL
CON CRITERIO GEOESTADÍSTICO A
ESCALA 1:100000.

LISTA DE FIGURAS.

Fig. N°		Pag.
1.1	Ubicación geográfica de la zona en estudio	3
1.2	Flujograma de la metodología de trabajo.	7
1.3	Modelo geológico del Escudo de Guayana, paralelo al río Orinoco. Tomado de CHALBAUD (2000).	10
1.4	Modelo geológico en dirección N-W a S-E de la zona sureste de Colombia. Tomado de CASE EL AL. (1990).	11
2.1	Unidades litológicas al oeste del río Caura. Tomada de GONZÁLEZ DE JUANA <i>ET AL.</i> (1980).	16
2.2	Distribución geográfica de la Provincia de Roraima. Tomada de GONZÁLEZ DE JUANA <i>ET AL.</i> (1980).	17
2.3	Provincias geológicas del Escudo de Guayana. Tomada de GONZÁLEZ DE JUANA <i>ET AL.</i> (1980).	18
2.4	Mapa geológico de la zona en estudio. Tomado de MENDOZA <i>ET AL.</i> (1977).	22
2.5	Mapa geológico de la zona en estudio. Según M.E.M. (1976).	23
3.1	Vector campo magnético respecto a los puntos cardinales.	26
4.1	Histograma de frecuencia de los datos aeromagnéticos digitalizados.	41
4.2	Diagrama de caja de los datos aeromagnéticos digitalizados.	43
4.3	Gráfico Normal Q-Q de los datos aeromagnéticos digitalizados.	44
4.4	Superficie de variación en las propiedades magnéticas del área en estudio.	46

4.5	Variograma experimental continuo adaptado al variograma discreto de los datos aeromagnéticos en dirección N 45 E.	46
4.6	Variograma experimental continuo adaptado al variograma discreto de los datos aeromagnéticos en dirección N 45 W.	47
4.7	Mapa aeromagnético de intensidad magnética total con criterio geoestadístico.	50
4.8	Histograma de frecuencia de anomalía de Bouguer.	53
4.9	Diagrama de caja de anomalía de Bouguer.	53
4.10	Gráfico normal Q-Q de la anomalía de Bouguer.	55
4.11	Superficie que representa la variación de las propiedades gravimétricas de anomalía de Bouguer en la zona de estudio.	56
4.12	Variograma experimental continuo adaptado al variograma discreto de anomalía de Bouguer en dirección N 35 E.	57
4.13	Variograma experimental continuo adaptado al variograma discreto de anomalía de Bouguer en dirección N 55 W.	57
4.14	Mapa gravimétrico de anomalía de Bouguer con criterio geoestadístico de la superficie ocupada por las estaciones gravimétricas.	61
4.15	Mapa gravimétrico de anomalía de Bouguer con criterio geoestadístico con indicación de las estaciones gravimétricas y dirección de perfiles.	62
5.1	Mapa aeromagnético de intensidad magnética total con criterio geoestadístico e integrado con datos geológicos.	64
5.2	Es la Fig. N° 5.1, con indicación de la ubicación de muestras de roca y perfiles seleccionados.	66
5.3	Análisis espectral de todos los datos aeromagnéticos del área en estudio.	70
5.4	Análisis espectral de los datos aeromagnéticos del perfil A1-A2.	70

5.5	Análisis espectral de los datos aeromagnéticos del perfil B1-B2.	71
5.6	Análisis espectral de los datos aeromagnéticos del perfil C1-C2.	71
5.7	Bondad de ajuste aplicado hasta el polinomio de grado ocho.	73
5.8	Mapa aeromagnético de anomalía regional calculado por medio de regresión polinómica de grado tres.	75
5.9	Mapa aeromagnético de anomalía residual calculado por medio de regresión polinómica de grado tres.	76
6.1	Leyenda de los modelos geológicos propuestos.	81
6.2	Modelo geológico definido en el perfil A1-A2.	82
6.3	Modelo geológico definido en el perfil B1-B2.	83
6.4	Modelo geológico definido en el perfil C1-C2.	84
6.5	Modelo geológico que incluye la estructura profunda, definida en el perfil A1-A2.	85
6.6	Propiedades gravimétricas y magnéticas de las unidades litológicas propuestas en el modelado de los perfiles A1-A2, B1-B2 y C1-C2.	86
A-1	Ubicación de los parámetros necesarios para la conversión de coordenadas relativas a coordenadas absolutas.	95
A-2	Ejemplo de Histograma de frecuencia.	100

LISTA DE TABLAS.

Tabla N°		Pag.
4.1	Resultados parciales del proceso de digitalización.	38
4.2	Ubicación geográfica, susceptibilidad magnética y composición mineral en las muestras de roca.	40
4.3	Estadísticos calculados con los datos digitalizados.	43
4.4	Parámetros que caracterizan los variogramas experimentales continuos definidos en direcciones N45E y N45W sobre la base de datos aeromagnéticos.	48
4.5	Estadísticos calculados con los datos de anomalía de Bouguer.	54
4.6	Parámetros que caracterizan los variogramas experimentales continuos de anomalía de Bouguer definidos en direcciones 55 y 145 grados.	58
5.1	Ubicación y extensión de los perfiles estudiados.	68
5.2	Profundidades estimadas por medio del análisis espectral.	72
6.1	Profundidades y velocidades de ondas sísmicas en el Escudo de Guayana, definido de Ciudad Piar a Caicara, según CHALBAUD (2000).	79
6.2	Características gravimétricas y magnéticas entre los perfiles observados y calculados.	87
6.3	Propiedades gravimétricas y magnéticas de las unidades litológicas propuestas en el modelado de los perfiles A1-A2, B1-B2 y C1-C2.	87

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN.

1.1- NOCIONES GENERALES.

La geofísica comprende la aplicación de los principios físicos en el estudio de la Tierra. El conocimiento de la gravedad y del magnetismo absoluto no presenta interés inmediato en geofísica aplicada, el interés principal radica en las medidas relativas o gradientes; la anomalía de Bouguer, por ejemplo, es una medida relativa de la gravedad.

La magnetometría es un método de exploración geofísica basado en el estudio de los registros del campo magnético natural de la Tierra, con el fin de estimar las profundidades y órdenes de magnitudes de los contrastes de susceptibilidad magnética entre los cuerpos rocosos del subsuelo. La gravimetría es un método utilizado por la geofísica para estudiar los registros del campo gravitatorio de la Tierra, las medidas relativas de la gravedad proporcionan información acerca de los contrastes de densidades en el interior de la Tierra. Los datos magnéticos y gravimétricos pueden ser integrados con datos geológicos para generar modelos estructurales del subsuelo, con el objeto de reflejar acumulaciones minerales probables que estén relacionadas con el contraste de susceptibilidad magnética o de densidad respecto a la roca recipiente u otras estructuras geológicas de importancia.

El Escudo de Guayana está constituido por rocas ígneas y metamórficas muy antiguas, que han sido el resultado de numerosos procesos tectónicos, termales e intrusivos en su proceso de formación, por lo que ha sido considerado complejo químico y geológico, de elevado potencial minero.

Por otro lado, un grupo de datos de componente total de campo magnético puede utilizarse para generar un mapa, pero, en algunos casos generarlo produce pérdida o ganancia de datos que no existen. La geoestadística ha mejorado la manera de representar la información; en esta ocasión, se aplica en la etapa de procesamiento de los datos aeromagnéticos y gravimétricos de una zona

específica, para generar el mapa de componente total del campo magnético y el mapa de anomalía de Bouguer con criterio geoestadístico del área de estudio.

1.2 -OBJETIVOS Y ALCANCES DEL TRABAJO.

Objetivos generales:

1. Elaborar una metodología de trabajo para el procesamiento e interpretación de datos aeromagnéticos y gravimétricos.
2. Construir el mapa aeromagnético de componente total del campo magnético y el gravimétrico de anomalía de Bouguer, con la aplicación de la geoestadística como herramienta.
3. Definir los modelos geológicos estructurales de mayor interés geofísico y minero por medio de datos geológicos, análisis espectral y datos de susceptibilidad magnética de muestras de roca, además, del modelado magnético y gravimétrico.

Para cumplir con los tres puntos anteriores se establecen los siguientes objetivos específicos:

1. Generar una base de datos aeromagnéticos en formato digital, con datos extraídos de los mapas adquiridos en campañas previas.
2. Aplicar el análisis estadístico de los datos.
3. Aplicar el análisis geoestadístico de los datos.
4. Construir perfiles de datos aeromagnéticos.
5. Realizar el análisis espectral de los datos aeromagnéticos de los perfiles seleccionados.
6. Modelar los perfiles por medio de datos gravimétricos y aeromagnéticos.

1.3 - UBICACIÓN Y EXTENSIÓN DE LA ZONA EN ESTUDIO

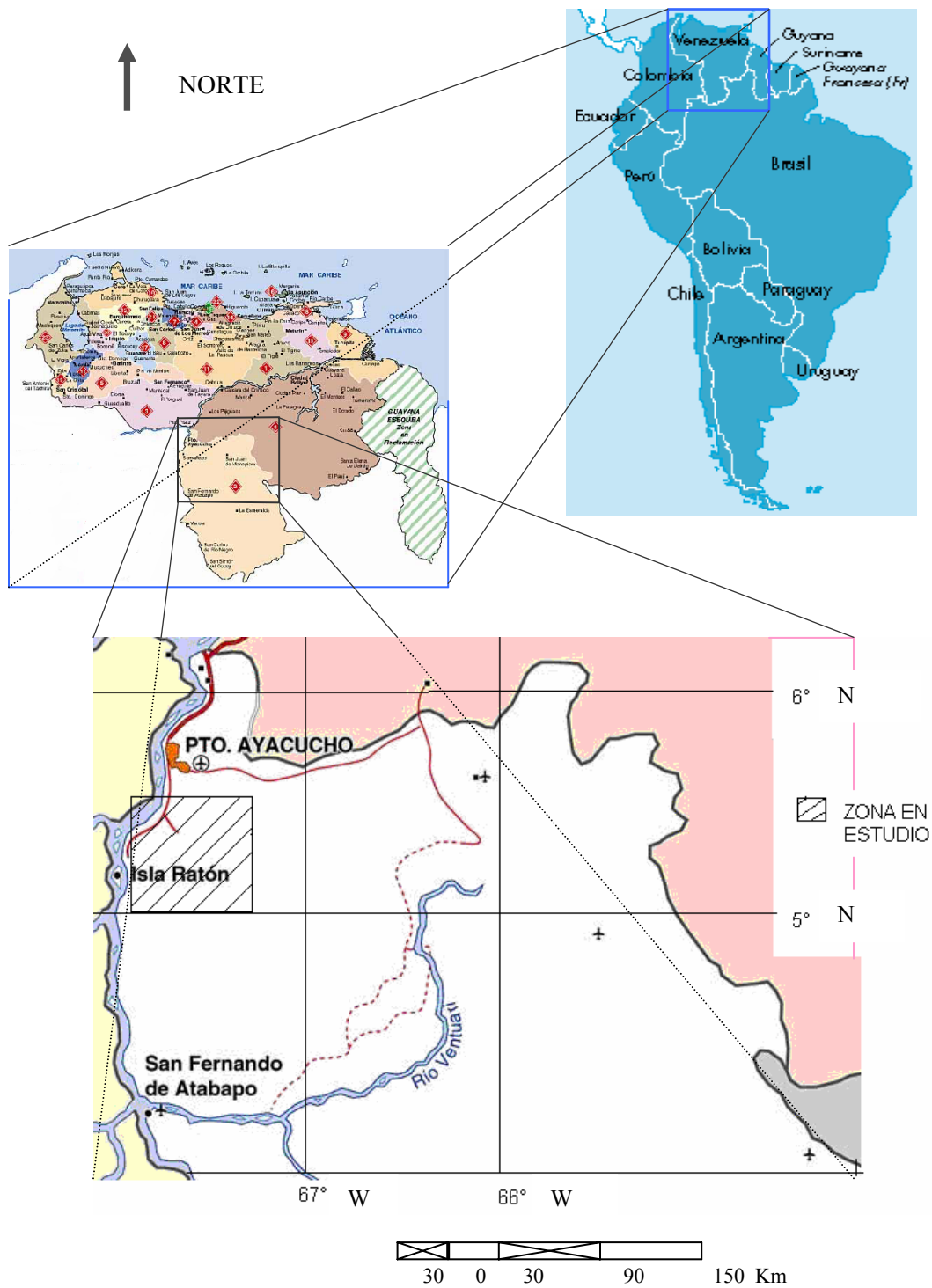


Fig. N° 1.1. Ubicación geográfica de la zona en estudio.

La zona de interés está ubicada en el Escudo de Guayana, específicamente en la región sur de la República Bolivariana de Venezuela, al noroeste del Estado Amazonas, 25 kilómetros en dirección sur de Puerto Ayacucho. Cubre un área de forma cuadrada con aproximadamente 3050 Km², limitada por las coordenadas geográficas siguientes: entre los paralelos 5 grados 30 minutos y 5 grados 0 minutos de latitud norte, entre los meridianos 67 grados 15 minutos y 67 grados 45 minutos de longitud oeste.

1.4 - METODOLOGÍA DE TRABAJO.

Los datos esenciales tomados como base para el desarrollo del estudio aeromagnético son cuatro mapas que representan la componente total de campo magnético a escala 1:50000. Tres de esos mapas contienen datos con altura de vuelo de 150 metros; el cuarto mapa incluye datos adquiridos con dos alturas de vuelo a saber: 150 y 300 metros. Para unificar la información fue necesario usar algoritmos de procesamiento de datos para continuación analítica de campo, con el fin de transformar el valor magnético registrado al volar a 300 metros de altura a datos simulados en 150 metros de altura.

La magnitud del vector componente total del campo magnético y la magnitud del campo gravimétrico varía con la posición geográfica a consecuencia de cambios en las propiedades magnéticas y gravimétricas en el subsuelo; estas variaciones son la base del modelo de anisotropía espacial aplicado para la mejor representación de los datos. Al tomar en cuenta el modelo de anisotropía espacial y las diversas técnicas geoestadísticas se puede generar el mapa de componente total de campo magnético con criterio geoestadístico.

En los mapas generados por el método geoestadístico se reconocen las zonas con mayor posibilidad de ubicar mineralizaciones relacionadas con el gradiente magnético, por ello se construyen perfiles ubicados sobre coordenadas de interés que posteriormente son tomados en cuenta para el modelado del subsuelo. El proceso de modelado magnético y gravimétrico refleja datos de geología, datos de profundidades obtenidos del análisis espectral, susceptibilidades magnéticas y densidades estimadas de los cuerpos de roca.

La metodología aplicada en esta investigación (Fig. N° 1.2) incluye las siguientes etapas:

- 1- Revisión bibliográfica.
- 2- Generación de la base de datos por medio del proceso de digitalización.
 - 2.1- Selección de mapas aeromagnéticos con información de interés geofísico y minero.
 - 2.2- Digitalización de los mapas aeromagnéticos.
- 3- Aplicación de algoritmos de continuación de campo.
- 4- Cálculo de anomalía de Bouguer.
- 5- Análisis de la base de datos magnéticos y de anomalía de Bouguer por medio de la estadística clásica.
 - 5.1- Análisis de la tendencia central de grupo.
 - 5.2- Análisis de distribución, conglomerados y componentes principales de los datos.
- 6- Estudio de los datos magnéticos y de anomalía de Bouguer por medio de la geoestadística.
 - 6.1- Conocimiento de la varianza espacial de los datos.
 - 6.2- Determinación de los parámetros del variograma experimental continuo.
- 7- Determinación de la susceptibilidad magnética de muestras provenientes de la zona en estudio.
 - 7.1- Corte de las muestras.
 - 7.2- Aplicación de ensayos magnéticos a través del puente de susceptibilidad magnética.
- 8- Investigación sobre las condiciones geológicas de la zona en estudio.
- 9- Generación del mapa de componente total de campo magnético y del mapa de anomalía de Bouguer con criterio geoestadístico.
- 10- Construcción de perfiles en el mapa de componente total de campo magnético con criterio geoestadístico, sobre las zonas con mayor posibilidad de ubicar mineralizaciones.
- 11- Análisis espectral de los perfiles.

12- Modelado magnético y gravimétrico de los perfiles contruidos en el punto número nueve, tomando en cuenta los datos magnéticos, datos gravimétricos, análisis espectral de los perfiles, datos de geología y la magnitud de la susceptibilidad magnética de muestras de roca.

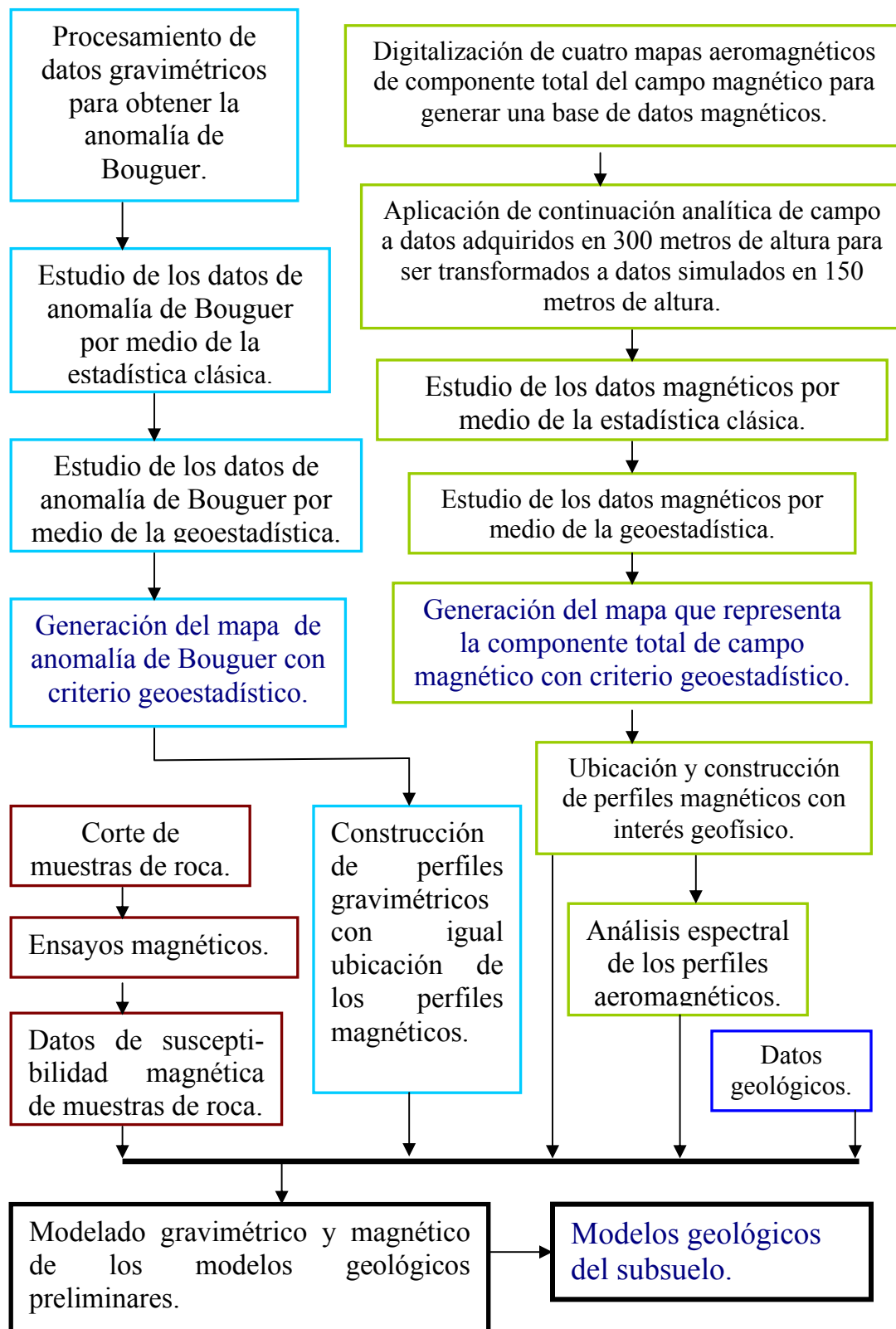


Fig. N° 1.2. Flujograma de la metodología de trabajo.

1.5 - TRABAJOS PREVIOS:

DE MENA *ET AL.* (1994) localizaron el tope del basamento magnético usando interpretación aeromagnética aplicada a datos de un área ubicada en el Distrito Páez del Estado Apure. Para desarrollar el estudio, los autores mencionados partieron de datos de las profundidades del basamento cristalino registrados en 16 pozos, datos sísmicos dispersos y datos aeromagnéticos. Mediante análisis espectral se estimó la profundidad del basamento magnético; al ser comparado este dato con la profundidad del basamento cristalino registrado en los pozos se encontró que en 12 pozos coinciden muy bien. En los restantes cuatro pozos no coinciden las profundidades, lo cual posiblemente se deba a que el basamento magnético no es el mismo que el basamento litológico reportado por los cuatro pozos.

Otro estudio de importancia fue elaborado por CASTILLO *ET AL.* (1988) quienes estudiaron el paleomagnetismo de rocas de la Provincia de Roraima y del Complejo de Supamo en la zona de La Escalera ubicada en el Estado Bolívar y coinciden en que las rocas del Escudo de Guayana han estado sometidas a varios eventos tectonotermales a escala regional y local.

Son nueve los lugares en los que se recolectaron muestras de roca para el referido estudio paleomagnético y están constituidas por areniscas de la Provincia de Roraima, gneises, granitos de Supamo y diabasas precámbricas intrusivas. Los resultados obtenidos no son concluyentes por la complejidad geológica, la relevancia de factores locales y la escasez de datos, sin embargo, es posible establecer de forma preliminar la importancia de varios parámetros importantes en la interpretación como el rango en la declinación del campo paleomagnético.

Los resultados en intensidades del magnetismo remanente natural y susceptibilidades magnéticas mostraron gran dispersión. Los resultados paleomagnéticos son expresados con nomenclaturas propias de los autores para expresar los lugares de los que provienen las muestras de roca. En síntesis se aprecia:

Supa 1: dirección sur-sureste e inclinación intermedia positiva.

Supa 2: dirección estable nor-noreste con inclinación baja.

Supa 3: tres de estas muestras presentaron direcciones oeste-noroeste con inclinación alta negativa estable. Las restantes describieron círculo de remagnetización.

Diro 14: presentaron dirección este-sureste de inclinación baja generalmente negativa. El resto mostró una intersección diametralmente opuesta.

Diro 13: similares a las del sitio diro 14, con la diferencia de presentar inclinación menor.

Diro 16: los resultados son dispersos e inestables, pero con tendencia a describir intersección este-noreste e inclinación baja.

Brec: estas presentaron gran dispersión. Sin embargo, es posible observar varios círculos de remagnetización que divergen de una dirección noreste con inclinación alta negativa.

Diro 15: dos direcciones no bimodales.

Aro: dirección noreste de inclinación baja positiva.

CHALBAUD (2000) hizo estimaciones del espesor cortical del Escudo de Guayana mediante dos modelos bidimensionales de la corteza. El primero en dirección E-O paralelo al río Orinoco, se extiende 600 Km desde El Callao hasta Caicara; el segundo presenta dirección N-S, cubre la región sur de la Cuenca Oriental de Venezuela y el sur del poblado de Ciudad Piar.

A los fines de la interpretación a realizar en esta investigación, es conveniente precisar que el modelo bidimensional E-W (Fig. N° 1.3) se caracteriza por presentar dos capas que constituye la corteza superior, tres capas dentro de la corteza inferior y parte del manto superior. Cabe destacar que el extremo oeste del primer modelo bidimensional dista aproximadamente 350 Km de la zona estudiada en el presente proyecto.

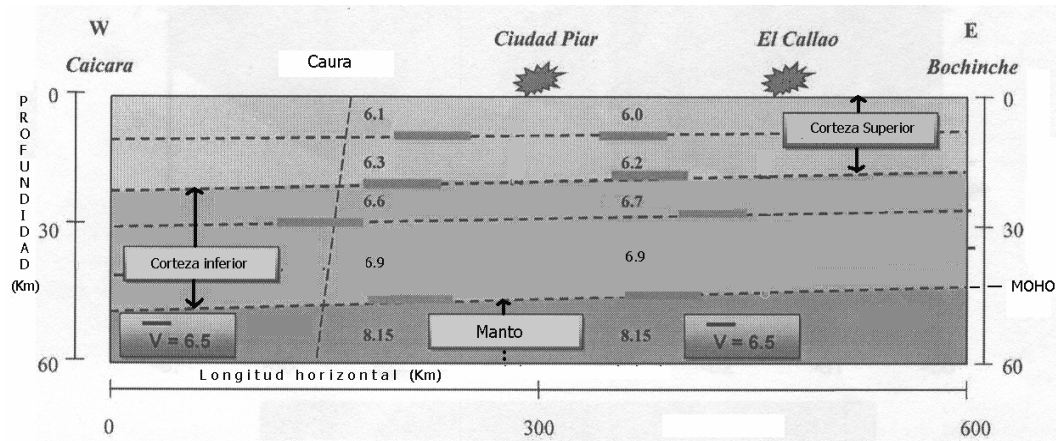


Fig. N° 1.3. Modelo geológico del Escudo de Guayana, paralelo al río Orinoco. Tomado de CHALBAUD (2000).

CASE ET AL. (1990) elaboraron modelos geológicos de estructuras profundas de la zona norte de América del Sur y El Caribe basados en datos gravimétricos, magnéticos, sísmicos, radimétricos y geológicos. La Fig. 1.4 presenta el modelo geológico de estructuras profundas indicando la posición de la discontinuidad de Mohorovic (moho), cabe destacar que el extremo S-E está ubicado en el Escudo de Guayana.

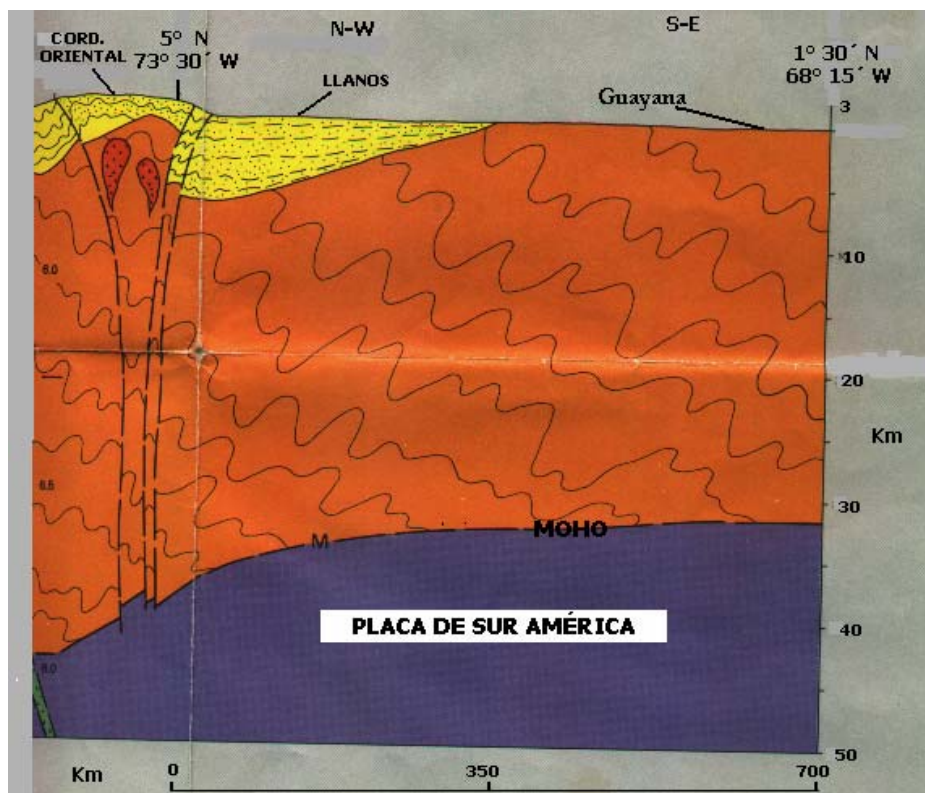


Fig. N° 1.4. Modelo geológico en dirección N-W a S-E de la zona sureste de Colombia. Tomado de CASE ET AL. (1990).

CAPÍTULO 2: GEOLOGÍA DEL ÁREA.

2.1 - RESEÑA DE LA EVOLUCIÓN GEOLÓGICA REGIONAL.

Las rocas pertenecientes al período Precámbrico se encuentran principalmente en dos grandes bloques, uno situado en Sudamérica y el otro en el continente Africano; se cree que en el pasado geológico conformaban una sola masa de roca. En Sudamérica las rocas pertenecientes al sistema Precámbrico se encuentran primordialmente concentradas en los escudos Brasileño y de Guayana, separados entre sí por la Cuenca del Amazonas, expresión de una geofractura profunda que se proyecta a más de 700 Km en la corteza.

El Escudo de Guayana tiene forma oval y la región septentrional se encuentra en Venezuela al sur del curso del río Orinoco, mientras que su parte meridional se adentra en Colombia, Brasil, Surinam y Guayana Francesa. En la parte venezolana comprende rocas arqueozoicas y proterozoicas de muy diversas litologías, alteradas en mayor o menor escala durante una serie de episodios geotectónicos mayores.

2.2 - GEOLOGÍA REGIONAL.

Según GONZALEZ DE JUANA *ET AL.* (1980), con base en las características petrológicas y tectónicas, el Escudo de Guayana ha sido dividido en cuatro provincias conocidas como: Imataca, Pastora, Cuchivero y Roraima. Estas provincias se diferencian en sus direcciones estructurales, estilos de deformación tectónica, asociaciones litológicas y metalogénicas y edades.

Petrológicamente la Provincia de Imataca pertenece al denominado cinturón granulítico, Pastora corresponde a los cinturones verdes y Cuchivero se caracteriza por grandes extensiones de granitos y granitos post-tectónicos. La Provincia de Roraima es una cobertura discordante sobre rocas pertenecientes a las Provincias de Pastora o Cuchivero.

2.2.1.- PROVINCIA DE IMATACA.

Esta situada en el extremo norte de la Guayana venezolana. En general, se considera que la provincia está representada por un conjunto de metasedimentos, gneises máficos y félsicos graníticos intercalados de cuarcita ferruginosa plegados en forma compleja e intrusiones de granitos posteriores; además presenta algunos episodios máficos. Otras rocas comunes son granulitas máficas y anfíbolitas.

Las rocas más antiguas corresponden a las rocas originales, éstas han sido plegadas, afectadas por procesos metamórficos, inyectadas por material granítico y parcialmente asimiladas, migmatizadas durante un evento tectotermal hace 2800 millones de años (m.a.) y posteriormente se produjeron intrusiones graníticas en la Orogénesis Transamazónica hace 2100 m.a.

2.2.2.- PROVINCIA DE PASTORA.

Esta provincia se ubica al sur de la Provincia de Imatata, separada de ésta en su parte oriental por la falla de Guri y en la parte occidental por la falla Santa Bárbara; al sur está limitada por la Provincia de Roraima. En general, se considera que la provincia está formada por una secuencia supracortical de rocas verdes ubicada preferentemente en zonas sinclínicas entre domos graníticos; el basamento más probable en el momento de su formación era un basamento oceánico de composición máfica. Dentro de esta provincia se encuentran diques de gabro o diabasas, intrusivos a varios niveles.

La Provincia de Pastora posee diversas clasificaciones en supergrupo, grupo, formaciones, complejos y granitos jóvenes.

El Supergrupo Pastora está constituido por las formaciones El Callao, Cicapra y Yuruarí. La Formación El Callao y Cicapra integran el Grupo Carichapo y están formadas por una serie de rocas anfibólicas esporádicamente graníticas, en algunas zonas constituida por lavas espiliticas almohadilladas (El Callao) y en otras zonas por tobas, graubacas, limolitas, esquistos anfibólicos y epidóticos (Cicapra).

La Formación Yuruarí incluye esencialmente rocas sedimentarias de grano grueso con estratificación laminada de metareniscas impuras feldespáticas o volcánicas.

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

En la Provincia de Pastora existen granitos jóvenes, que de acuerdo con su composición son denominados granito porfídico de Guasimo, granito alaskítico de Las Queseras y el granito biotítico de Yagrumal. De manera general estas unidades jóvenes están compuestas de rocas graníticas potásicas sin foliación a moderadamente foliadas.

2.2.3.- PROVINCIA DE CUCHIVERO.

Ocupa la parte occidental del escudo venezolano y se extiende al sureste de Guayana, Surinam y Guayana Francesa. Litológicamente, la provincia está compuesta de grandes extensiones de rocas plutónicas de emplazamiento epizonal y epimesozonal, rocas metavolcánicas y metasedimentarias en menor volumen; también incluyen intrusivas plutónicas más jóvenes, vetas de pegmatitas y diques de aplita. Dentro de las rocas plutónicas predominan los granitos alcalinos, granitos y cuarzomonzonitas con granodioritas y tonalitas menos frecuentes y escasas dioritas. En las volcánicas dominan los tipos ácidos por medio de extensos depósitos de flujos de cenizas y proporciones menores de tobas y lavas.

La Provincia Estructural de Cuchivero presenta características de haberse desarrollado sobre una corteza continental preexistente con sedimentación clástica de fuente cratónica, volcanismo ácido, deformación y metamorfismo regional a facies de esquistos verdes y fases de intrusiones graníticas, lo que implica gran complejidad estructural y química.

En la Provincia de Cuchivero existen dos ambientes tectónicos diferentes en su formación; la parte occidental representa un margen continental próximo a una zona de subcorrimento, y en la parte sur oriental ubicada en Guayana, Surinam y Guayana Francesa un margen continental pasivo

Grupo Cuchivero: es un conjunto de rocas predominantemente ígneas, intrusivas y extrusivas. Este grupo está constituido por la Formación Caicara, el Granito de Guaniamito y el Granito de Santa Rosalía.

Formación Caicara: es una secuencia de rocas extensivas ácidas de composición riolítica expuestas en la región noroccidental del Estado Bolívar

Granito de Guaniamito: la litología predominante consiste en rocas ácidas intrusivas de composición granítica, rica en componentes félsicos, generalmente bandeadas o gnéisicas, de grano medio a grueso, holocristalinas, faneríticas, hipautomórficas, granulares y porfídicas.

Granito de Santa Rosalía: un conjunto de rocas graníticas expuestas extensamente al este y oeste del río Cuchivero. Su composición mineralógica y química es extremadamente uniforme, presenta cambios en granularidad, masiva a débilmente foliada y porfídica. El granito de Santa Rosalía se presenta en contacto intrusivo o de falla con las rocas volcánicas de la Formación Caicara. Hacia la zona oeste presenta contacto de falla con el Granito Rapakivi del Parguaza.

Granito de San Pedro: este granito representa una facie transicional de grano fino del Granito de Santa Rosalía. Por lo general se presenta al borde de la masa granítica, a veces toma el aspecto de un conjunto transicional desde el granito de grano grueso de Santa Rosalía y rocas volcánicas. También pueden presentarse intrusivos en algunas formaciones como la Formación Caicara.

Metabasitas: son rocas metamórficas de carácter máfico, que afloran en la región del alto Supamo. Las áreas de afloramiento de las metabasitas son pequeñas y no se ha podido observar la relación entre los diferentes tipos de ellas.

Grupo Suapure: son rocas ígneas ácidas que afloran desde Los Pijiguaos hasta el río Ventuari; dentro de este grupo se incluyen dos tipos de granitos: uno denominado Granito de Pijiguao y otro llamado Granito Rapakivi del Parguaza.

Granito de Pijiguao: roca leutocrática de tinte rosado, masiva, de grano fino, equigranular, de aspecto moteado. Se compone de 30% de cuarzo, 40% de microclino, 20% de albita y pocas cantidades de epidoto, titanita y clorita.

Granito de Parguaza: llamado Granito Rapakivi de Parguaza. Con buen desarrollo de biotita y cristales de feldespatos alcalinos con textura rapakivi, de grano muy grueso, inequigranular, constituida por 20% de cuarzo, 40% de feldespato potásico, 25% de oligoclasa, 7% de biotita, 8% de hornblenda y cantidades menores de clinopiroxeno, fluorita, apatito y opacos.

En la Figura N° 2.1 se indican las formaciones y principales grupos litológicos dispuestos en forma de unidades litológicas en orden cronológico, definidas en tres zonas diferentes de la región oeste del río Caura; estas columnas son las más completas y aceptadas hasta el presente.

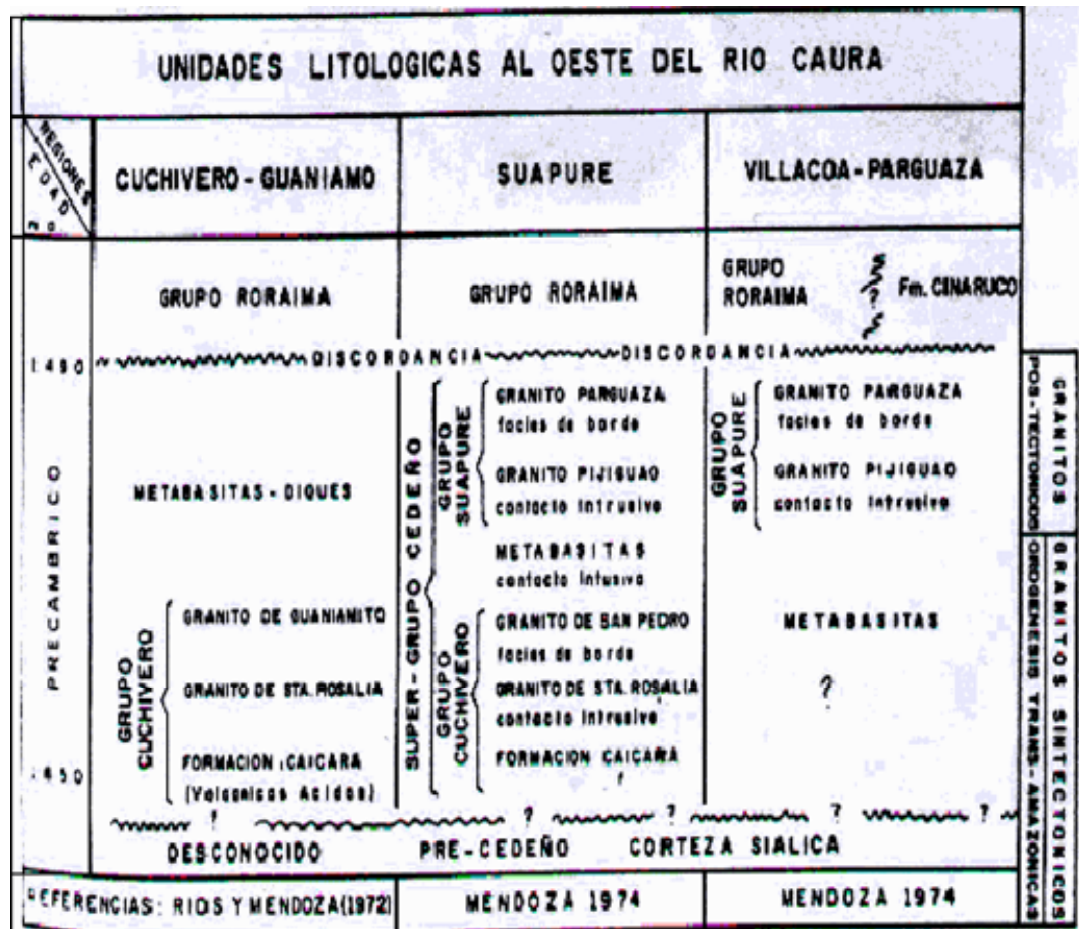


Fig. N° 2.1. Unidades litológicas al oeste del río Caura. Tomada de GONZÁLEZ DE JUANA *ET AL.* (1980).

2.2.4.- PROVINCIA DE RORAIMA.

La Provincia de Roraima está constituida básicamente por el Grupo Roraima y por las diabasas intrusivas del Grupo Roraima, cuya distribución se ilustra en la Fig. N° 2.2.

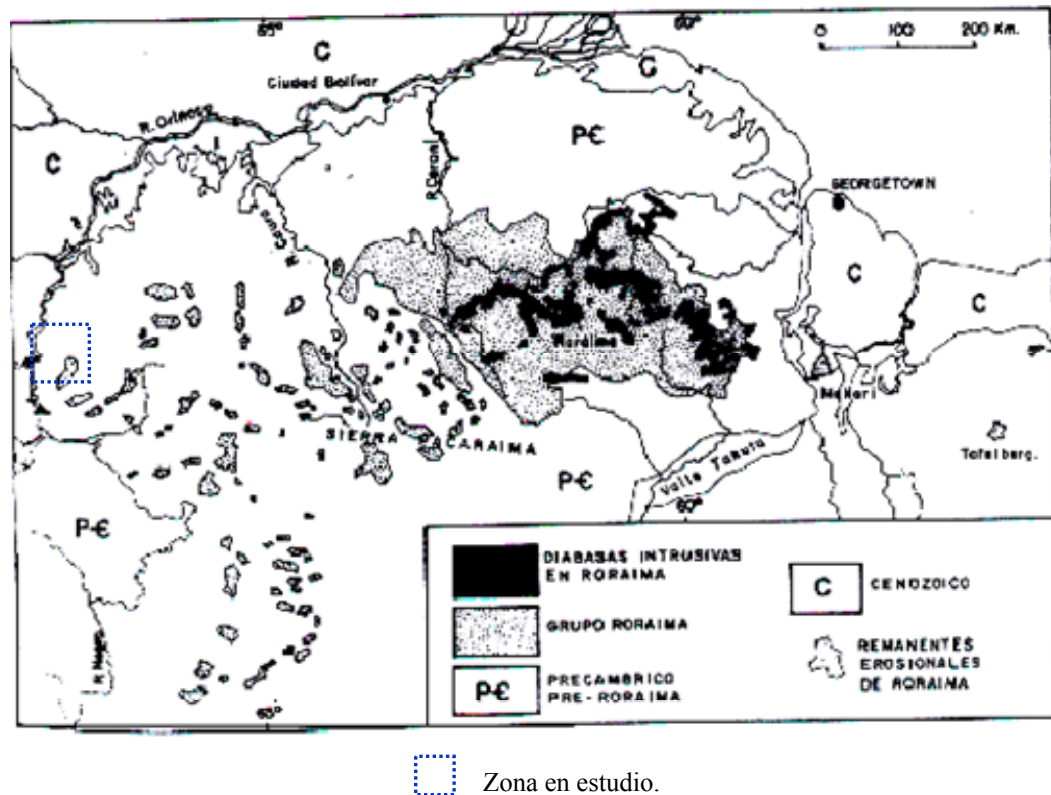


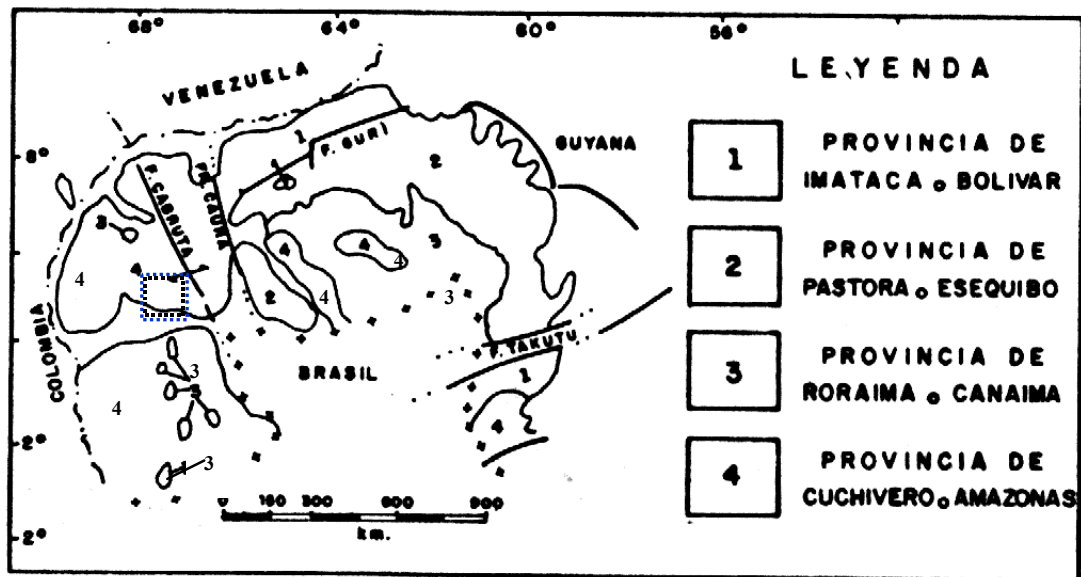
Fig. N° 2.2. Distribución geográfica de la Provincia de Roraima. Tomada de GONZÁLEZ DE JUANA *ET AL.* (1980).

Grupo Roraima: La litología consiste básicamente de conglomerados, areniscas, cuarcitas y rocas arcillosas de origen fluvial que corresponden a ambientes continentales a deltáicos. Se considera que los datos de transporte de sedimentos indican una dirección de corrientes desde el sur y el este. En el Estado Bolívar y Amazonas se han encontrado ciertas evidencias mineralógicas y texturales de efectos metamórficos con fuerte recrystalización del cuarzo y desarrollo de muscovita por metamorfismo de carga y de contacto producido por intrusiones de diabasas, gabros y ocasionalmente granitos. La Provincia de Roraima aflora en numerosas zonas, principalmente en el Estado Bolívar y remanentes erosiónales en el Estado Amazonas, aparentemente discordante sobre la Provincia de Cuchivero, específicamente sobre el granito de Santa Rosalía y el granito de Parguaza.

Diabasas Intrusivas del Grupo Roraima: dentro de la secuencia de Roraima se encuentran diversos sills de diabasas que intrusionan la unidad a diferentes niveles. Las diabasas intrusivas han sido divididas en cinco grupos de acuerdo a su mineralogía, éstas son: normal clinopiroxénica, ortopiroxénica, olivinífera, pegmatítica y granofiros. Las características generales son compactas, duras, de estructura densa y de color gris oscuro a verdoso.

Las Fig. N° 2.2 y 2.3 representan las provincias geológicas del Escudo de Guayana y se indica la zona en estudio; se observa que las provincias geológicas allí predominantes son Cuchivero y Roraima, con disposición espacial que ubica la litología de la Provincia de Roraima sobre la Provincia de Cuchivero y en contacto discordante.

Por otro lado, según TÉCNICA RORAIMA (1973) la mayoría de las rocas en el área de investigación son del Precámbrico y las rocas más jóvenes son intrusiones ácidas y básicas. El “Complejo Basamento Arqueozoico” está cubierto por capas de Cuchivero y con presencia de materiales de Roraima.



 Zona en estudio.

Fig. N° 2.3. Provincias geológicas del Escudo de Guayana. Tomada de GONZÁLEZ DE JUANA *ET AL.* (1980).

2.3 - GEOLOGÍA LOCAL.

MENDOZA *ET AL.* (1977) se atribuye el primer estudio geológico en el área a objeto de investigación, en el cual sugieren que la zona sur de Puerto Ayacucho contiene rocas del Precámbrico sin diferenciar y del Cuaternario. Los tipos de rocas más representativas de la zona en estudio y con la nomenclatura usada por dichos autores en orden de importancia son las siguientes: PgP, PgR, Q, PgrS (y) PgfP.

PgP. Granito del Parguaza, son rocas de colores claros, masivas, de grano muy grueso, rapakivi; constituidas por minerales de biotita, hornblenda, cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, con algo de piroxeno. Cabe destacar que el tipo rocoso PgP ocupa aproximadamente el 70 % de la superficie en estudio.

PgR. Discordancia “Grupo Roraima”, incluye ortocuarcitas de granularidad y colores variables; con estratificación cruzada, limolitas, lutitas rojizas y grises, conglomerados y otros. La secuencia se presenta de subhorizontal a plegada y foliada, con pliegues de arrastre.

Q. Rocas del Cuaternario, depósitos aluvionales y coluvionales.

PgfP. Granitos de grano fino asociados a granitos de Parguaza y a rocas del Grupo Cuchivero, son rocas de colores rojizos, de grano fino a medio, pobres en minerales máficos, ricas en minerales félsicos como cuarzo y feldespato potásico. Se encuentra asociado a granito del Parguaza. Son comunes en las zonas de contacto entre las volcánicas tipo Formación Caicara y granitos de Santa Rosalía.

PgrS. Representado principalmente por las granodioritas del Sipapo. Éstas son rocas de colores grises oscuros, semimasivas, de grano fino a medio, porfídicas, con fenocristales rapakivis, ricas en cuarzo, biotita, hornblenda, feldespato potásico y plagioclasas.

Las formaciones antes mencionadas así como los contactos estructurales del área en estudio se ilustran en la Fig. N° 2.4, en la que destacan la presencia de tres lineamientos estructurales, dos ubicados en el noreste con dirección norte sur paralelos entre sí, y un lineamiento situado hacia el suroeste con dirección noroeste. Los lineamientos estructurales observados en la superficie terrestre posiblemente

sean fallas inactivas. Por último, se observa un símbolo en forma de anillo ubicado en el centro de la figura, esto indica la presencia de estructuras anulares graníticas.

Fuente adicional de información geológica relevante en esta investigación la constituye el estudio realizado por el M.E.M. (1972), cuyos resultados se observan en la Fig. N° 2.5, que muestra la posición geográfica de fallas, lineamientos y contactos litológicos entre formaciones. Los símbolos utilizados para indicar y caracterizar los tipos de formaciones son los siguientes:

PCY α_5 . Granitos parguazenses y granitos jóvenes.

Qr. Rocas del cuaternario, conglomerados, areniscas y aluvión.

PCSr. Precámbrico superior, Grupo Roraima.

2.4 - CONDICIONES GENERALES EN LA PETROGÉNESIS DE ROCAS ÍGNEAS.

No es factible conocer con precisión las rocas ubicadas a profundidad sin contar con datos de pozo, pero, a través de los procesos de petrogénesis de rocas ígneas es posible estimar las posibles rocas y los volúmenes ocupados por éstas, con el fin de establecer los posibles valores de susceptibilidades magnéticas y densidades que las caracterizan.

Las zonas en las que se forman rocas ígneas son en la corteza oceánica o en la corteza continental, en cualquier caso, es necesario que existan tanto esfuerzos tectónicos divergentes o de extensión, o por el contrario, esfuerzos convergentes o de compresión. Estudiaremos únicamente el caso de la corteza continental.

En las asociaciones continentales pueden existir interacciones convergentes entre corteza oceánica y corteza continental o entre dos bloques continentales, generalmente se forman los batolitos graníticos, los tipos de roca más comunes son:

- ◆ Granitos peralcalinos y rocas alcalinas, complejos anulares.
- ◆ Carbonatitas y rocas alcalino-máfico-ultramáficos.
- ◆ Basanitas, nefelinitas y melilitas.
- ◆ Volcánicas máficas ultrapotásicas.
- ◆ Diques de lamprofiros.

Al presentarse esfuerzos divergentes en la corteza continental se producen estructuras como los valles rift continentales, aulocógenos y zonas de fractura; los tipos de roca asociadas a estos eventos geológicos son:

- ♦ Kimberlitas.
- ♦ Complejos gabroides estratiformes.
- ♦ Diques y mantos de diabasa
- ♦ Inundaciones y mesetas de basalto.
- ♦ Diques de lamprofiros.

Petrogénesis de la roca ígnea.

La petrognénesis de una roca ígnea comprende tres etapas sucesivas:

- ♦ Generación del magma.
- ♦ Diferenciación del magma.
- ♦ Asimilación del material cortical.

La primera requiere de una roca fuente que pueda estar localizada en la base de la corteza continental o en diversas profundidades del manto superior; ésta podrá sufrir fusión parcial o total para generar magma.

Durante la segunda etapa el magma migra a profundidades menores según las condiciones tectónicas, presión y temperatura, atravesando zonas de estabilidad de diversos minerales, si el magma permanece estacionario en un cierto nivel ocurrirá fraccionamiento gravitacional y los cristales formados se acumularan en el fondo de la cámara magmática, el líquido residual cambiará de composición.

En la última etapa, durante el ascenso, el magma intrusivo o líquido residual originado a mayor profundidad interactúa con las rocas y fluidos corticales, cambiando aún más su composición.

Según BLAT (1996) las principales series ígneas son la sub-alcalina y la alcalina.

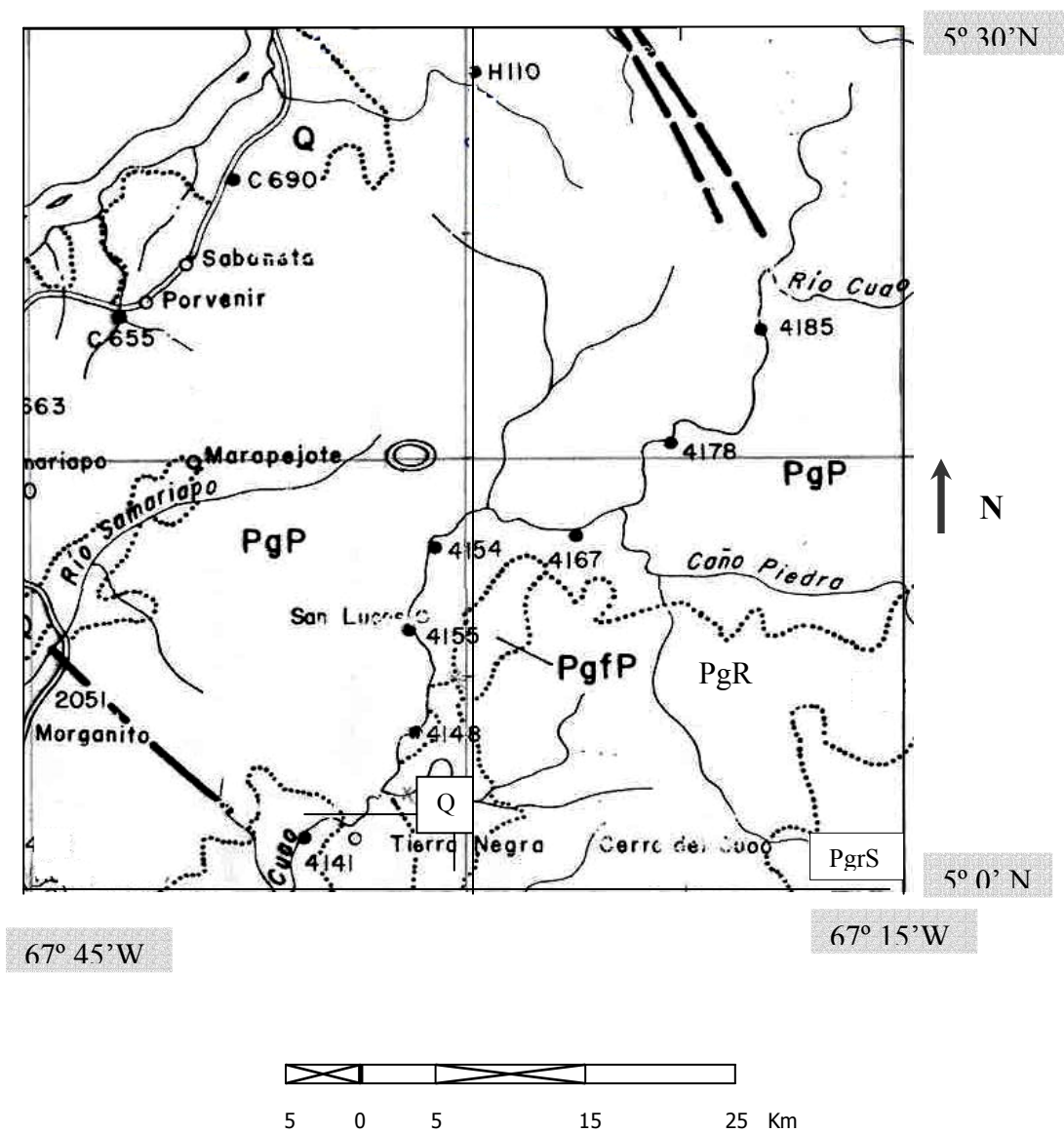


Fig. N° 2.4. Mapa geológico de la zona en estudio. Tomado de MENDOZA *ET AL.* (1977). Descripción litológica en sección 2.3.

Serie sub-alkalina.

La variedad de rocas sub-alkalinas depende del nivel de (PO_2), principalmente se distinguen la serie tholeítica y la serie calco-alkalina. La asociación volcánica más común es basalto-andesita-dacita-riolita o la asociación típica de batolitos intrusivos con gabro-diorita-granodiorita-granito.

En la formación de la serie tholeítica precipita olivino magnésiano y la ausencia de Fe^{3+} impide la cristalización de magnetita. Por ende las rocas características son los basaltos y andesitas basálticas, con escasas dacitas y riolitas. Esta serie tiene asociaciones plutónicas que comprenden cúmulos máficos y ultramáficos que se asientan en el fondo de las cámaras magmáticas basálticas diferenciando máficos a félsicos como Fe-gabro, Fe-dioritas y granófiros.

En la petrogénesis de las rocas de la serie calco-alkalina se produce con aumento continuo de (SiO_2)y alcalis, junto a una disminución de Fe y Mg, esto se debe a la cristalización continua de magnetita junto con la precipitación de olivino y piroxenos magnésianos que se asientan en el fondo de las cámaras magmáticas. La asociación volcánica calco-alkalina contiene grandes volúmenes de rocas muy silíceas como los batolitos graníticos, o dacitas y riolitas (tobas).

Serie alkalina.

En condiciones particulares, en el manto superior y a profundidades superiores a 100 Km se generan magmas ricos en alcalis, cuyo fraccionamiento y diferenciación genera rocas subsaturadas de sílice u otros con feldespatoides como nefelina o leucita. Estas rocas pueden contener alta composición de sodio, potasio o ambos, como por ejemplo basalto alcalino, traquita, traquibasalto, latita.

CAPÍTULO 3: MARCO TEÓRICO

3.1 - MÉTODO MAGNÉTICO.

3.1.1- MAGNETISMO DE LA TIERRA, DE LAS ROCAS Y SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA.

Magnetismo de la Tierra.

La Tierra se comporta como un imán muy grande. Como todo imán, presenta líneas de fuerzas magnéticas que salen del polo norte magnético y entran al polo sur magnético, como consecuencia todo punto en la corteza y sobre la superficie está afectado por un campo magnético. En Geofísica se utiliza como unidad de campo magnético el Gamma, que corresponde a 10^{-5} Oersteds, o 10^{-9} Teslas.

La ubicación de los paralelos, los meridianos y los polos geográficos no coincide con la de los paralelos, los meridianos y los polos magnéticos. En diferentes puntos de la superficie terrestre, una aguja imantada que pueda girar en un pivote, adquiere una posición determinada por la dirección del campo magnético total en dicho punto, caracterizado por tomar la dirección de una línea de fuerza magnética. La dirección del campo magnético total en diferentes puntos es aproximadamente igual tomando en cuenta áreas no muy extensas en la superficie terrestre.

Se designa en el espacio el vector campo magnético terrestre **T**, con sus proyecciones vectoriales siguientes: **Z** en sentido vertical, **Y** en dirección norte sur, **B** es su proyección en dirección este oeste, y finalmente, **H** en el plano horizontal (Fig. N° 3.1), se cumplen las siguientes relaciones: $T^2 = H^2 + Z^2$; $H^2 = Y^2 + X^2$. Así mismo llamaremos I a su inclinación con respecto al plano horizontal y D a su declinación o ángulo que forma la dirección de la componente h con el meridiano geográfico del lugar, se tienen las siguientes relaciones:

$$I = \cos^{-1}(|H|/|T|) ; \quad D = \cos^{-1}(|Y|/|H|).$$

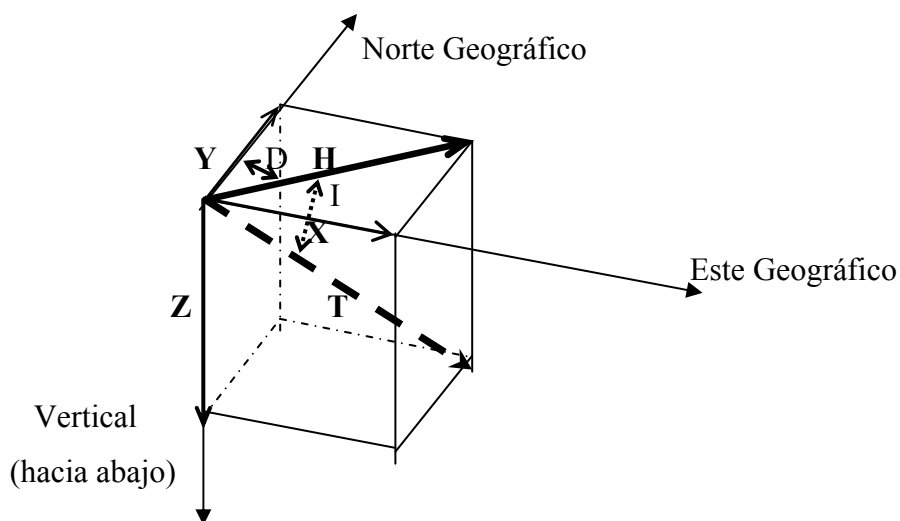


Fig. N° 3.1. Vector campo magnético respecto a los puntos cardinales.

Si se hacen mediciones periódicas del campo magnético en un punto de la superficie terrestre, resulta que éste varía con el tiempo; el cambio que constituye la variación diurna debe ser corregido a fin de garantizar la calidad en la adquisición de los datos magnéticos.

Magnetismo en las rocas: magnetismo inducido y remanente.

La característica magnética de las rocas puede originarse de dos principales maneras: magnetización permanente y magnetización inducida. Las rocas pueden presentar los dos tipos de magnetización antes mencionados, pudiendo la remanente ser de tipo térmico, detrítico, viscoso entre otros. La magnetización permanente se refiere a la parte de la magnetización fija en la roca y se origina de acuerdo a su historia geológica; esta magnetización no es afectada por el movimiento de la roca desde un punto a otro ni ante la exposición de diferentes campos magnéticos externos. La magnetización inducida se refiere a la parte de la magnetización que es creada por la exposición del material a un campo magnético externo; si el campo externo varía en intensidad y dirección, la magnetización inducida también cambia en intensidad y dirección.

Susceptibilidad magnética.

La susceptibilidad magnética es una medida de la habilidad de un material para adquirir magnetización inducida cuando está expuesto a un campo magnético externo. Para la mayoría de las rocas y otros materiales de la Tierra, la magnetización permanente puede ser despreciada en comparación con la magnetización inducida.

Diferentes comportamientos magnéticos de las rocas.

Al someter una roca a un campo magnético $\mathbf{m}$, ésta se magnetiza y adquiere una intensidad de imantación $\mathbf{M}$ proporcional al campo exterior aplicado. Se tiene por tanto $\mathbf{M} = K * \mathbf{m}$ donde la constante de proporcionalidad K recibe el nombre de susceptibilidad magnética. Si $K < 0$ entonces el magnetismo inducido $\mathbf{M}$ se opone en dirección al campo magnético externo $\mathbf{m}$, cuando $K > 0$ el campo magnético inducido y el campo magnético externo son iguales en sentido.

Para analizar el fenómeno magnético en las rocas, hay que considerar que éstas están formadas por cargas eléctricas positivas y negativas en movimiento. Tanto los protones en su movimiento de spin nuclear, como los electrones en sus movimientos orbitales y de spin, pueden considerarse como minúsculos imanes.

Al someter la roca a un campo magnético externo se presentan tres fenómenos magnéticos:

1. Diamagnetismo. Consiste en una variación del radio y la velocidad de giro de las cargas de los átomos, con lo que varía el momento magnético de éstos, de forma que esta variación se opone al campo magnético exterior, por ello tenemos una susceptibilidad magnética menor que cero ($K < 0$). Las rocas que presentan diamagnetismo se llaman diamagnéticas y deben contener minerales de sal común, bismuto, anhidrita, etc.

2. Paramagnetismo. Se presenta en rocas en las que el momento magnético del átomo no es nulo, dada una simetría insuficiente en la disposición de sus orbitales. Pero los momentos magnéticos de los átomos están en todas las direcciones, con lo que estas sustancias aparecen como no magnéticas. Pero en

presencia de un campo exterior, se ordenan de forma que refuerzan la acción de éste y presentan una susceptibilidad aproximada a cero pero ligeramente mayor a cero ($K > 0$).

3. Ferromagnetismo. Se presenta sólo en el estado sólido en el que las fuerzas interatómicas son lo suficientemente grandes como para producir un paralelismo de los momentos atómicos y se ordenan al someterlos a un campo exterior, en un fenómeno similar al paramagnetismo. El valor de susceptibilidad de estos materiales es mucho más alto que los paramagnéticos, las rocas deben contener sustancias de hierro, acero, cobalto, níquel, magnetita, ilmenita, etc.

Importancia de la susceptibilidad magnética de las rocas.

La susceptibilidad magnética de las rocas es una medida de la habilidad para adquirir magnetización inducida cuando está en presencia de un campo magnético externo. Si se toma en cuenta que la roca de interés posee mucho volumen, alta susceptibilidad magnética y está afectada por el campo magnético primario de la Tierra, entonces la roca puede generar un campo magnético inducido, es decir, se asemeja a un imán de gran tamaño. El material magnético causa distorsión en el campo magnético primario de la Tierra, dando origen a diferentes magnitudes y dirección del vector campo magnético total en diferentes puntos de la superficie de la Tierra, y con ello a las anomalías magnéticas reflejadas en los registros aeromagnéticos de una o varias líneas de vuelo. La susceptibilidad magnética de las rocas es la propiedad física básica en la prospección magnética, de allí que al conocer los valores de susceptibilidad magnética de las rocas y la geología de superficie se pueden generar modelos del subsuelo que permiten simular los efectos magnéticos registrados en superficie y compararlos con los registros reales.

Medición de susceptibilidad magnética de las rocas.

La medición de la susceptibilidad magnética de las rocas puede hacerse en laboratorio con un medidor de susceptibilidades que, en esencia consiste en un puente de inductancia. El aparato se ajusta a cero antes de efectuar la medición; cuando se pone la muestra pulverizada o con forma geométrica específica de la roca

cuya susceptibilidad se quiere medir, se induce una inductancia a consecuencia del campo magnético inducido de la roca cuyo valor se puede medir; dicha medida es válida cuando el galvanómetro indica las condiciones primarias de equilibrio en el momento de retirar la muestra de roca del instrumento.

Las rocas sedimentarias tienen usualmente susceptibilidades bajas, las ígneas y metamórficas tienen susceptibilidades mucho mayores. Es decir, que la susceptibilidad de las rocas ígneas y metamórficas es generalmente unas 100 veces mayor que la de las rocas sedimentarias.

3.1.2- VENTAJAS Y DESVENTAJAS DE LOS DATOS AEROMAGNÉTICOS.

La adquisición de datos magnéticos puede desarrollarse sobre diferentes medios de transporte. Si los datos son adquiridos por medio aéreo se pueden distinguir algunas ventajas y desventajas respecto a los datos adquiridos por medio de transporte terrestre; éstas son:

- ◆ Mayor rapidez para ejecutar los trabajos de adquisición de datos.
- ◆ Menores costos en el proceso de adquisición de los datos.
- ◆ Eliminación o atenuación de interferencias magnéticas superficiales tales como las emitidas por líneas eléctricas, redes de tuberías de metal, zonas industriales entre otros.
- ◆ Posibilidad de obtener datos en zonas ocupadas por pantanos, selvas y otros terrenos.
- ◆ Menor exactitud en ubicar las coordenadas exactas de las zonas con interés magnético. Es necesario entonces aplicar trabajos de campo por medio de métodos geofísicos a mayor detalle o perforaciones mineras, con el fin de comprobar la ubicación de la anomalía magnética con posible asociación a un probable yacimiento mineral.
- ◆ Reducción del poder resolutivo en anomalías locales a medida que se aumenta la altura de vuelo.

En la exploración minera, el vuelo se hace próximo al suelo y con altura constante sobre la superficie a menos que la naturaleza del terreno no lo permita. La mayoría de los datos aeromagnéticos base en el desarrollo de este proyecto fueron adquiridos a 150 metros sobre el suelo, el resto de los datos se tomaron a 300 metros de altura a consecuencia de las formas del relieve topográfico. El poder resolutivo y el área cubierta por la información de los datos tomados a 150 metros de altura son mayores que en los datos a 300 metros de altura.

3.1.3 - IDENTIFICACIÓN DE ANOMALIAS MAGNÉTICAS E INTERPRETACIÓN.

El receptor magnético mide la sumatoria de todos los efectos magnéticos que afectan al punto sometido a la adquisición de datos. Suponiendo que las variaciones temporales del campo magnético han sido corregidas de los datos adquiridos, entonces, la sumatoria vectorial de los magnetismos que afectan al registro aeromagnético puede estar constituida por múltiples fuentes magnéticas situadas en diferentes profundidades; por ello, en algunos casos los efectos magnéticos residuales y regionales deben ser identificados, discriminados y separados del registro magnético, de ésta manera es posible conocer la contribución de diversas estructuras magnéticas y la posibilidad de ubicar depósitos minerales vinculados a efectos magnéticos residuales.

Modelos geológicos simplificados.

Al momento de modelar un perfil aeromagnético que ha sido corregido por efectos externos de la Tierra, la magnetización remanente es generalmente despreciada, sólo se toma en cuenta la magnetización inducida por medio de la susceptibilidad magnética y el campo inductor. El modelo geológico se obtiene con la configuración de los cuerpos rocosos en superficie determinado por los datos de geología de superficie y la configuración con detenimiento de los cuerpos rocosos. A cada cuerpo rocoso se le asigna un valor de susceptibilidad magnética de acuerdo a tablas teóricas que indican las magnitudes correspondientes para los tipos de rocas

predominantes y probables en la zona estudio, a demás, el comportamiento descrito por la curva aeromagnética en el proceso de modelado.

Muchos modelos geológicos son simplificados para aproximar y facilitar el proceso de interpretación, por lo general se supone que en cada cuerpo rocoso la magnetización es uniforme y los cuerpos magnéticos son modelados como formas prismáticas elementales como son cilindros, cubos, esferas y otros, pero en realidad el campo magnético es producido por la combinación de infinitas fuentes con magnetización variable respecto a la posición espacial donde no tiene interpretación única.

Cuando se fija un modelo geológico por medio del parámetro físico susceptibilidad magnética, pero se varia la inclinación y orientación del campo magnético terrestre, es posible obtener varios comportamientos en la amplitud de la curva magnética, en este caso permanece invariante el número de ondas de la señal debido a que la profundidad de la fuente magnética es constante.

Dipolos y monopolos.

Los dipolos se caracterizan porque las líneas de campo se originan y cierran en el mismo cuerpo magnético y la intensidad del campo magnético es proporcional al tamaño de las líneas de flujo. El monopolio tiene líneas de campo dispuestas de manera radial alrededor del polo positivo o negativo, la intensidad del campo magnético varía con la distancia respecto al monopolio.

Amplitud de la anomalía.

La amplitud de la anomalía puede ser función de la inclinación del campo magnético, de la configuración de cuerpos magnéticos y magnetismo remanente; además, la amplitud de la anomalía es directamente proporcional al contraste de susceptibilidad magnética e inversamente proporcional a la profundidad del cuerpo magnético.

La expresión básica para estimar la amplitud máxima de la anomalía es:

$$T=(I * V)/ r^n$$

Donde: T es la anomalía en gauss, r es la profundidad de la fuente, el valor de n es adimensional y representa la tasa de decaimiento con la profundidad, $n=2$ si la fuente es un monopolo, $n=3$ si es un dipolo; I es la intensidad de magnetización, el volumen del cuerpo magnético de interés es V , $I * V$ está en unidades cgs.

Característica de profundidad en la anomalía.

El número de onda y el gradiente de la anomalía son medidas que pueden ser usadas para inferir la profundidad de cuerpos magnéticos, aunque también pueden ser originados por el gradiente regional e inclinación del campo magnético.

Al momento de modelar, la relación entre el gradiente y la fuente magnética permite reconocer las posibles configuraciones y tipo de fuentes magnéticas, como por ejemplo de dipolos, monopolos, combinaciones de esos polos, esferas, diques y otros.

3.2- MÉTODO GRAVIMÉTRICO.

El método gravimétrico de prospección geofísica se basa en la medida en superficie, de las pequeñas variaciones de la componente vertical del campo gravimétrico terrestre. Estas variaciones son debidas a distribuciones irregulares de masas con diferentes densidades en el subsuelo.

La gravedad es un vector aceleración. En el sistema cegesimal (c.g.s.) la aceleración tiene unidad de cm/s^2 , esta unidad se llama gal. Un gal es igual a 10^3 miligal.

3.2.1- ANOMALÍA DE BOUGUER.

Cuando se tiene registro de la gravedad en diferentes posiciones geográficas es muy posible que las estaciones gravimétricas posean diferentes alturas respecto al nivel del mar. Para usar los datos gravimétricos con fines prospectivos es necesario que éstos sean estandarizados a las mismas condiciones, libre de efectos de latitud, altitud y topografía.

1.- Corrección por latitud:

La Tierra es achatada en los polos, de allí que la distancia del punto de la superficie a su centro sea mayor en el ecuador que en los polos, a demás, se le suma el efecto de rotación de la Tierra que es máximo y opuesto a la gravedad en el ecuador y cero en los polos. En consecuencia, desde el ecuador a los polos la gravedad varía 5000 miligales aproximadamente, siendo la gravedad función de la latitud del esferoide achatado tomado como modelo teórico de la Tierra. La fórmula internacional para corregir a la gravedad por latitud y al nivel del mar es la expresión siguiente:

$$G_t = 978031,846 (1 + (0,005278895 \text{ Sen}^2 \theta) + (0,00023462 \text{ Sen}^4 \theta))$$

θ es la latitud de cada estación gravimétrica.

2.- Corrección por altitud.

Generalmente las observaciones se hacen en diversas cotas. Es importante eliminar el efecto de altitud para que cada estación de observación se refiera a una cota constante, por ejemplo la cota cero o nivel medio del mar (n.m.m.); para ello, es indispensable corregir los datos por medio de dos correcciones: corrección de aire libre y corrección de Bouguer.

La corrección de aire libre es la debida a la altura entre el punto de medición respecto al nivel del mar, por lo que implica que se va a simular la estación más cerca respecto al centro de la Tierra. La corrección tiene un valor numérico de acuerdo a la siguiente ecuación:

$C_{al} = 0,3086 h$ si $h > 0$ entonces $C_{al} > 0$, esto se debe a que el "datum" está más cerca del centro de la Tierra y la gravedad de las estaciones al encontrarse simulada en el "datum" debe aumentar de magnitud.

La corrección de Bouguer tiene lugar al calcular el efecto gravimétrico de una franja horizontal infinita del subsuelo que tiene como ancho la cota respecto al nivel del mar registrada en cada estación; la magnitud de la corrección de Bouguer se obtiene con la ecuación matemática siguiente:

$C_b = -2 \pi G \delta h$; G es la constante de gravitación universal, δ es la densidad de Bouguer entre el punto de medición y el nivel del mar, h es la distancia

entre la cota de la estación y el nivel del mar, h es positiva si la estación se encuentra sobre el nivel del mar y negativa si se encuentra bajo el nivel del mar.

3.- Corrección topográfica.

Según HAMMER (1939) cuando se reducen los valores observados de la gravedad al nivel del mar se debe tener en cuenta el efecto gravimétrico de los valles circundantes y las masas con mayor cota que el punto de medición.

Cuando los registros gravimétricos de las estaciones son corregidos por los efectos antes descritos se tienen los valores simulados de la gravedad a la cota del n.m.m.

La Anomalía de Bouguer es un modelo matemático que permite comparar valores simulados de la gravedad a la cota del nivel del mar respecto al geoide achatado que representa a la Tierra teórica. El geoide achatado teórico es un modelo que representa al planeta Tierra, con la densidad media de la Tierra y su superficie coincide con el nivel medio del mar. Al calcular la Anomalía de Bouguer se puede conocer el modo de variar el campo gravitatorio, y con ello, las densidades del subsuelo, a demás, se adquiere una noción general de las zonas con densidades menores y mayores a la densidad media de la Tierra. La fórmula usada en el cálculo de la Anomalía de Bouguer ($A B$) para estaciones de muestreo situadas sobre el n.m.m. se observa a continuación:

$$A B = G \text{ obs} + C \text{ marea} + C \text{ deriva} + C \text{ al} - C \text{ b} + C \text{ t} - G \text{ t}$$

Donde:

$G \text{ obs}$ = gravedad observada, $C \text{ marea}$ = corrección por marea, $C \text{ deriva}$ = corrección por deriva, $C \text{ al}$ = corrección de aire libre, $C \text{ b}$ = corrección de Bouguer, $C \text{ t}$ = corrección topográfica, y por último la gravedad teórica ($G \text{ t}$) producida por la aceleración del esferoide achatado teórico y tiene un valor numérico que depende de la latitud (θ) de la estación medida en grados señalada por la fórmula siguiente:

$$G \text{ t} = 978031,846 (1 + (0,005278895 \text{ Sen}^2 \theta) + (0,00023462 \text{ Sen}^4 \theta))$$

Cálculo de la densidad media del terreno o densidad de Bouguer.

En la corrección de Bouguer se utiliza la densidad media entre las estaciones de medición y el "datum" de referencia. El problema es calcular la densidad media. Un método para determinar la densidad se basa en encontrar muestras en superficie de la litología más representativa y calcular la media de las densidades; este procedimiento pudiera ser inexacto porque las densidades de las rocas superficiales están alteradas por los agentes atmosféricos.

Otro método se basa en determinar la densidad de los testigos de los sondeos que existan en la zona, pero es posible que la densidad de la muestra no corresponda exactamente con la densidad de la roca en profundidad, o los sondeos no existen en la zona de estudio.

El método indirecto más usado para medir la densidad media es el empleado por Nettleton, pero es indispensable contar con los registros de estaciones gravimétricas muy próximas a lo largo de un monte o valle; a veces no se cumple con esta condición.

3.2.2 - OBJETIVOS DE LA PROSPECCIÓN GRAVIMÉTRICA.

El estudio gravimétrico puede poseer diferentes objetivos, y de acuerdo a éstos, la ubicación y distancias entre las estaciones pueden ser muy variadas. Si el objetivo es de carácter minero, el muestreo debe ser organizado con estaciones separadas a distancia de pocos metros.

CAPÍTULO 4: ESTADÍSTICA Y GEOESTADÍSTICA.

4.1 - PROGRAMAS UTILIZADOS EN EL ESTUDIO ESTADÍSTICO Y GEOESTADÍSTICO.

Se aplicó el programa SPSS desarrollado por *Real Stats and Real Easy Inc* versión 7.5 (1996) a los datos aeromagnéticos digitalizados y a los datos de anomalía de Bouguer con el fin de calcular las tendencias centrales y dispersión de las muestras. El programa SPSS es un paquete estadístico formado por un conjunto de programas específicos capaces de leer datos, manipularlos y presentar resultados para el análisis estadístico y tendencias de grupo.

Los modelos geoestadísticos propuestos son los resultados calculados por el programa VARIOWIN versión 2.2 (*Geo-EAS*, 1998) sobre la base de datos aeromagnéticos digitalizados y anomalía de Bouguer. Los modelos geoestadísticos magnéticos se aplicaron a 1500 datos seleccionados aleatoriamente de los datos aeromagnéticos digitalizados, mientras, los modelos geoestadísticos gravimétricos se lograron sobre la base de 24 datos gravimétricos ubicados dentro de la zona de estudio y 82 datos gravimétricos en zonas circundantes. Los resultados geoestadísticos son fundamentales para conocer los parámetros que caracterizan a los variogramas experimentales, y con ello, la anisotropía espacial de los datos aeromagnéticos y gravimétricos.

Los mapas de contorno aeromagnéticos y gravimétricos con criterio geoestadístico, fueron generados por medio del programa Surfer 32 versión 6.02 desarrollado por *Golden Software Inc* (1996) con la técnica de interpolación Kriging. Para generar un mapa con criterio geoestadístico, la técnica Kriging usa dos grupos de datos, estos son: las variables regionalizadas y los resultados geoestadísticos. Cada variable regionalizada es un punto en el espacio que contiene datos de latitud, longitud y magnitud geofísica. La magnitud usada depende de cual mapa se desee generar, en este caso puede ser la magnitud gravimétrica o magnética. Los resultados geoestadísticos de importancia aplicados en el uso de la técnica de Kriging se clasifican en dos grupos, el primer grupo de resultados son las

magnitudes y direcciones de las anisotropías, a demás, del eje mayor y menor de la elipse de anisotropía espacial; el segundo grupo de resultados corresponde a los parámetros que caracterizan a los dos variogramas experimentales continuos en las direcciones de máxima y mínima anisotropía como son: el tipo de modelo usado, el “nugget”, el rango y el “sill”.

4.2 - MÉTODO MAGNÉTICO.

4.2.1 - DATOS AEROMAGNÉTICOS.

Los datos aeromagnéticos tomados como base para el desarrollo del presente estudio fueron aportados por INGEOMIN a través de cuatro mapas de componente total del campo magnético que representan la zona en estudio. Éstos pertenecen a la clasificación de la zona oeste del Estado Amazonas y poseen los códigos 4b, 4c, 5b y 5c. Dichos mapas fueron elaborados e interpretados por *Hunting Geology and Geophysics limited* (1973) empresa inglesa, sobre la base de datos magnéticos adquiridos por vía aérea entre el mes de febrero y mayo del año 1973.

4.2.2- PARÁMETROS DE ADQUISICIÓN DE LOS DATOS AEROMAGNÉTICOS.

El avión fue la vía de transporte que permitió la adquisición de los datos magnéticos por medio de líneas de vuelo y líneas de control.

Las líneas de vuelo se hicieron en dos etapas a consecuencia de accidentes topográficos y problemas climatológicos: La primera de éstas se voló en líneas de un kilómetro de separación y a 150 metros de altura respecto al suelo; en la segunda con líneas de cuatro kilómetros entre sí y con altura de 300 metros respecto al suelo. Todas estas líneas de vuelo fueron con rumbo de N 30° W. Las líneas de control ostentan rumbo de N 60° E y la distancia entre ellas es de 20 kilómetros.

Simultáneamente al proceso de adquisición de datos aeromagnéticos se registró el campo magnético en una estación fija a tierra con el objeto de conocer la influencia de efectos magnéticas temporales.

4.2.3- DIGITALIZACIÓN DE MAPAS AEROMAGNÉTICOS Y GEOLÓGICOS.

Para representar los mapas aeromagnéticos en una base de datos de 33226 muestras se utilizó el programa AUTOCAD2000. Cada muestra es una variable regionalizada que presenta coordenadas relativas (x,y) y la componente total de campo magnético es la dimensión z. Las coordenadas relativas x,y fueron transformadas a coordenadas geográficas de longitud y latitud respectivamente usando la fórmula $X=\{k*(x-A)\}/(A-A)+K1$ (y) $Y=\{c*(y-B)\}/(B-B)+C1$ (la demostración se encuentra en el Apéndice A). La Tabla N° 4.1 muestra parte del resultado final del proceso de digitalización.

Latitud(grados)	Longitud(grados)	Campo Magnético(gamma)
5.457818379	67.50253774	4220
5.4559487	67.5015377	3530
5.454381912	67.5004077	3990
5.296405058	67.50081473	3550
5.296945713	67.5019087	3560
5.296864516	67.50263177	3570
5.296048035	67.5036992	4580
5.294458698	67.5043428	3590
5.292512339	67.5046163	3600
5.290620046	67.5046163	4720
5.287718584	67.50532738	4130

Tabla N° 4.1. Resultados parciales del proceso de digitalización.

También se digitalizaron dos mapas geológicos de la zona en estudio, con lo cual se tiene como resultado la base de datos constituida por las coordenadas de latitud y longitud de los contactos litológicos y fallas.

La manera de aplicar la técnica de muestreo en la etapa de digitalización permite obtener la base de datos mínima y altamente representativa de la población magnética espacialmente distribuida en los mapas aeromagnéticos base. La técnica

de muestreo aplicada fue diseñada tomando en cuenta el máximo intervalo de muestreo y evitando el efecto de aliasing espacial; para ello fue necesario reconocer y estudiar el segmento de la isogamma que posee mayor frecuencia y menor amplitud de los mapas aeromagnéticos base. En el proceso de digitalización se usó una longitud menor al máximo intervalo de muestreo.

4.2.4- DATOS DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA EN SIETE MUESTRAS DE ROCA.

Se contó con 7 muestras de rocas proporcionadas por el geoquímico Víctor García de la Unidad de Geoquímica de INGEOMIN, las cuales fueron tomadas en afloramientos representativos cercanos al río Cuao, ubicado dentro de la zona sometida a estudio aeromagnético. Las muestras fueron sometidas a estudio mineralógico visual por medio de microscopio y a estudio magnético mediante un puente de susceptibilidad magnética con el fin de conocer el valor de la susceptibilidad magnética de las rocas. El estudio magnético se desarrolló en las instalaciones de la Facultad de Ciencias de la U.C.V. Los valores de susceptibilidad magnética, coordenadas geográficas y composición mineral se presentan en la Tabla N° 4.2.

4.2.5- RESULTADOS ESTADÍSTICOS DE DATOS AEROMAGNÉTICOS DIGITALIZADOS.

Se puede visualizar el histograma de frecuencia, diagrama de caja y gráfico normal en las Fig. N° 4.1, 4.2 y 4.3 respectivamente. Éstos se calcularon con los datos aeromagnéticos digitalizados, además, los estadísticos que caracterizan a los datos se presentan en la Tabla N° 4.3.

4.2.6 - ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS ESTADÍSTICOS AEROMAGNÉTICOS.

La Fig. N° 4.1 presenta el histograma de frecuencia de los datos aeromagnéticos digitalizados. Describe una curva normal sesgada a la derecha. Observando el histograma desde otro punto de vista, es posible relacionarlo con un

gráfico ligeramente bimodal con presencia de dos máximos, uno muy agudo respecto al segundo muy suave, ese comportamiento podría ser producto de sumar una población normal predominante con una población normal débil.

Código de las rocas.	Composición mineral.	Latitud (grados)	Longitud (grados)	Susceptibilidad (cgs)
R-2	Granito con biotita, cuarzo, rutilo, feldespato y mica, de color rosado con tonalidad oscura.	5.05	67.5605	$647 \cdot 10^{-6}$
R-3	Granito con biotita, cuarzo, rutilo, feldespato y mica, de color rosado con tonalidad oscura.	5.054	67.5455	$709 \cdot 10^{-6}$
R-4	Granito más pesado y oscuro que las demás rocas, con minerales igual que las rocas R-7, R-10 y R-9.	5.0608	67.5282	$476 \cdot 10^{-6}$
R-6	Granito con minerales igual que las rocas R-7, R-10 y R-9 pero con más cuarzo, de colores claros.	5.0823	67.5467	$998 \cdot 10^{-6}$
R-7	Granito con biotita, cuarzo, rutilo, feldespato y mica, de color rosado con tonalidad oscura.	5.0953	67.5216	$436 \cdot 10^{-6}$
R-9	Granito con minerales igual que las rocas R-7, R-10 y R-9 pero con más cuarzo, de colores claros.	5.0978	67.581	$715 \cdot 10^{-6}$
R-10	Granito con minerales igual que las rocas R-7, R-10 y R-9 pero con más cuarzo, de colores claro.	5.0962	67.518	$336 \cdot 10^{-6}$

Tabla N° 4.2. Ubicación geográfica, susceptibilidad magnética y composición mineral en las muestras de roca.

El comportamiento normal marcadamente sesgado a la derecha que se manifiesta en el histograma antes mencionado y en el diagrama de caja de la Fig. N° 4.2 indican que el mayor porcentaje de los datos digitalizados está acumulado preferentemente hacia las altas magnitudes del campo magnético, mientras que un

porcentaje medio se presenta hacia las menores magnitudes y un bajo porcentaje se refleja en las mayores magnitudes del campo magnético. Como consecuencia de la distribución de los datos, es posible que en el comportamiento geológico de la zona en estudio predominen formaciones o facies litológicas con algún contenido de minerales magnéticos respecto a formaciones litológicas con menor contenido de dichos minerales, y en menor proporción, zonas puntuales con el mayor contenido de minerales magnéticos; en este sentido es probable que la distribución de minerales magnéticos haya sido afectada por intrusiones de granitos o por el contacto entre formaciones con propiedades magnéticas diferentes relacionadas al origen geológico de la zona en estudio.

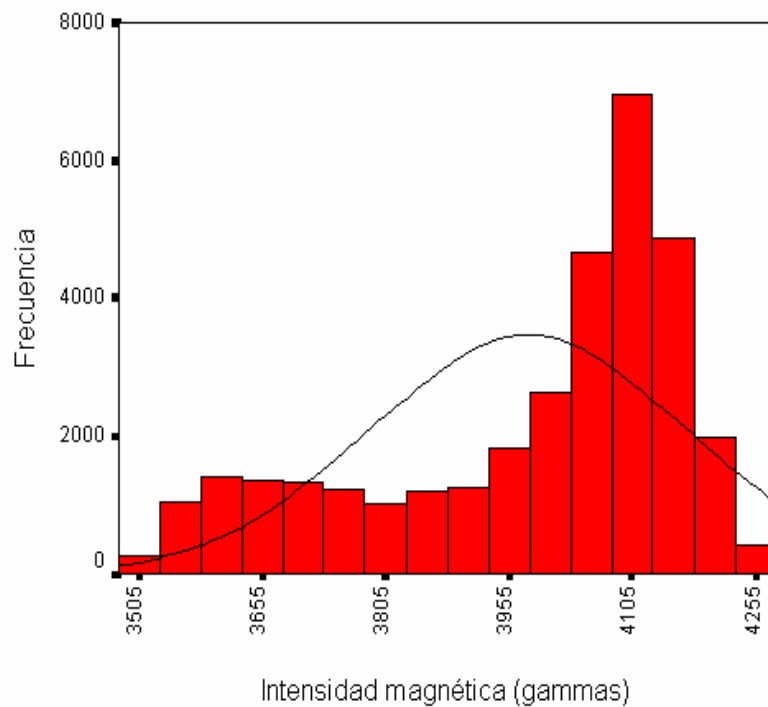


Fig. N° 4.1. Histograma de frecuencia de los datos aeromagnéticos digitalizados.

Las frecuencias más significativas de los datos digitalizados se agrupan cerca de las mayores magnitudes del campo magnético total reflejado en el área de

estudio. En el histograma se observa diferente manera de variar la frecuencia respecto al registro de mayor frecuencia, por ejemplo, en dirección de las mayores magnitudes del campo magnético total se observa que la frecuencia disminuye muy rápidamente respecto a la mayor frecuencia. Al mismo tiempo, hacia las menores magnitudes del campo magnético total la frecuencia se comporta de manera diversa, disminuye rápidamente, disminuye lentamente o se mantiene casi constante en ciertos intervalos respecto al registro de mayor frecuencia. Dicho comportamiento relativo entre los valores de frecuencia en dirección de las mayores y menores magnitudes de los datos permite predecir el comportamiento general de las anomalías magnéticas, de acuerdo a la relación entre las frecuencias se puede mencionar que las anomalías magnéticas máximas deben ser menos prolongadas y menos predominantes que las anomalías magnéticas mínimas.

El diagrama de caja representado en la Fig. N° 4.2 muestra gráficamente la ubicación de la mediana, amplitud intercuartil, rango máximos y mínimos valores de la muestra magnética. La mediana está situada más cerca del máximo valor magnético estudiado, además, la amplitud intercuartil abarca 34% del rango y se concentra más cerca del máximo valor magnético estudiado. Las características antes descritas de la mediana y la amplitud intercuartil son naturales en el comportamiento normal sesgado hacia los máximos valores de las muestras magnéticas

Los estadísticos presentados en la Tabla N° 4.3 caracterizan numéricamente a la tendencia central y la dispersión de las muestras aeromagnéticas digitalizadas, y con ello, se estiman los parámetros de la población aeromagnética. El número de muestras analizadas es 33226. El coeficiente de asimetría es de -0,917; su módulo cercano a uno indica que los datos presentan poca simetría. La media es igual a 3978.24 gammas, el rango es 766 gammas y la desviación estándar es 190.3 gammas, la desviación estándar es 25 % del rango. La curtosis presenta un valor de -0,382, dicho valor es bajo respecto a uno, por consiguiente, el máximo del histograma presentado en la figura número 9 es agudo.

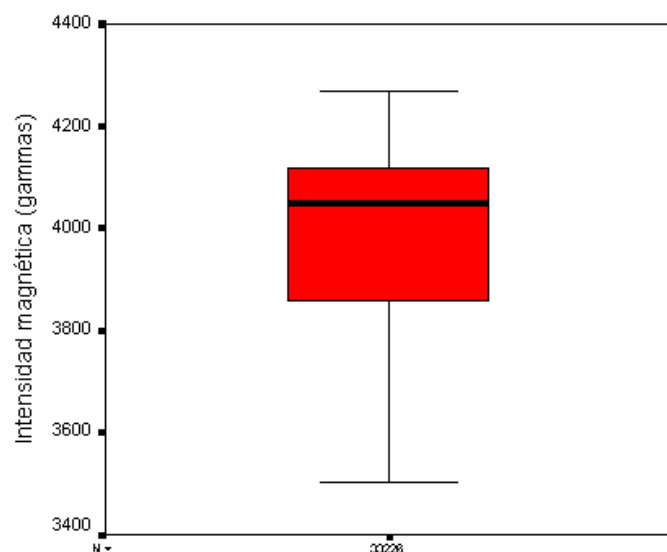


Fig. N° 4.2. Diagrama de caja de los datos aeromagnéticos digitalizados.

ESTADÍSTICOS:	
Número de muestras	33226
Valor mínimo	3510
Valor máximo	4270
Rango	766
Media	3978,24
Varianza	36216,37
Desviación estándar	190.3
Mediana	4050
Amplitud intercuartil	260
Asimetría	-0.917
Curtosis	-0,382

Tabla N° 4.3. Estadísticos calculados con los datos digitalizados.

La mediana se ubica en 4050 gammas y la media en 3978,24; la diferencia es 71,76 gammas. Al comparar la diferencia frente al rango se obtiene 9,4 %, por lo que se sugiere que los datos están sesgados.

El gráfico normal Q-Q presentado en la Fig. N° 4.3 señala que en general, el comportamiento normal de los datos digitalizados se adapta al comportamiento normal teórico, por el contrario, específicamente en el extremo superior derecho no se adaptan; posiblemente se debe a que la mayor cantidad de datos aeromagnéticos digitalizados se concentran en los máximos valores de isogamma, mientras que la curva normal teórica no debe concentrar datos en el máximo del espacio muestral.

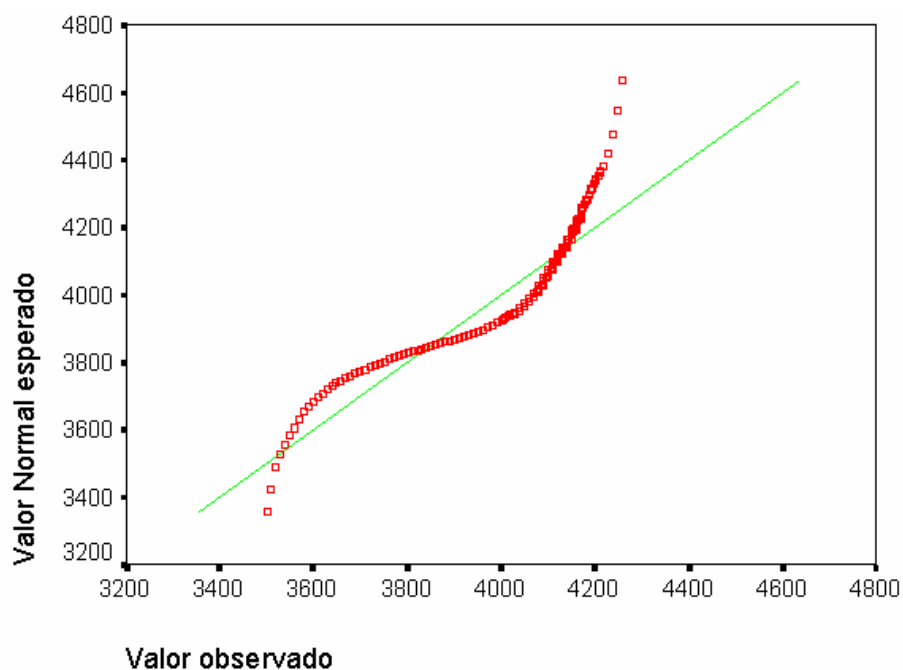


Fig. N° 4.3. Gráfico normal Q-Q de los datos aeromagnéticos digitalizados.

4.2.7- RESULTADOS GEOESTADÍSTICOS DE LOS DATOS AEROMAGNÉTICOS DIGITALIZADOS.

Los resultados de aplicar la técnica geoestadística son los siguientes: la superficie de variación de las propiedades magnéticas del área en estudio, dos variogramas experimentales continuos adaptados a los variogramas discretos y los parámetros que caracterizan a los variogramas experimentales continuos.

4.2.8 - ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS GEOESTADÍSTICOS.

En la Fig. N° 4.4 existen zonas en forma de banda con dirección N 45 E. En esta dirección se obtiene poca variación en la escala de colores, por consiguiente, poca variación de la función $\gamma(h)$, estimada entre 0 y 18000. La dirección N 45 W es perpendicular a N 45 E, y presenta mayor la variación en la escala de colores, por ello, se presenta la variación de la función $\gamma(h)$ entre 0 y 95000. Al comparar la máxima variación de la función $\gamma(h)$ en la N 45 W respecto a la máxima variación en la dirección N 45 E se obtiene que la función $\gamma(h)$ es aproximadamente 528 % mayor en la dirección N 45 W, esto indica que la variación de las propiedades magnéticas es aproximadamente 5,28 veces en la dirección N 45 W frente a 1 vez en la dirección N 45 E.

En la Fig. N° 4.5 se puede notar que el variograma experimental continuo se adapta muy bien al variograma discreto en la dirección N 45 E; como consecuencia, los parámetros que caracterizan a dicho variograma son muy precisos respecto al comportamiento real. En la Fig. N° 4.6 se observa el variograma experimental continuo frente al variograma discreto en la dirección N 45 W, se ajustan bien pero con cierta diferencia, por ello, los parámetros que caracterizan a dicho variograma continuo son aproximados al comportamiento real.

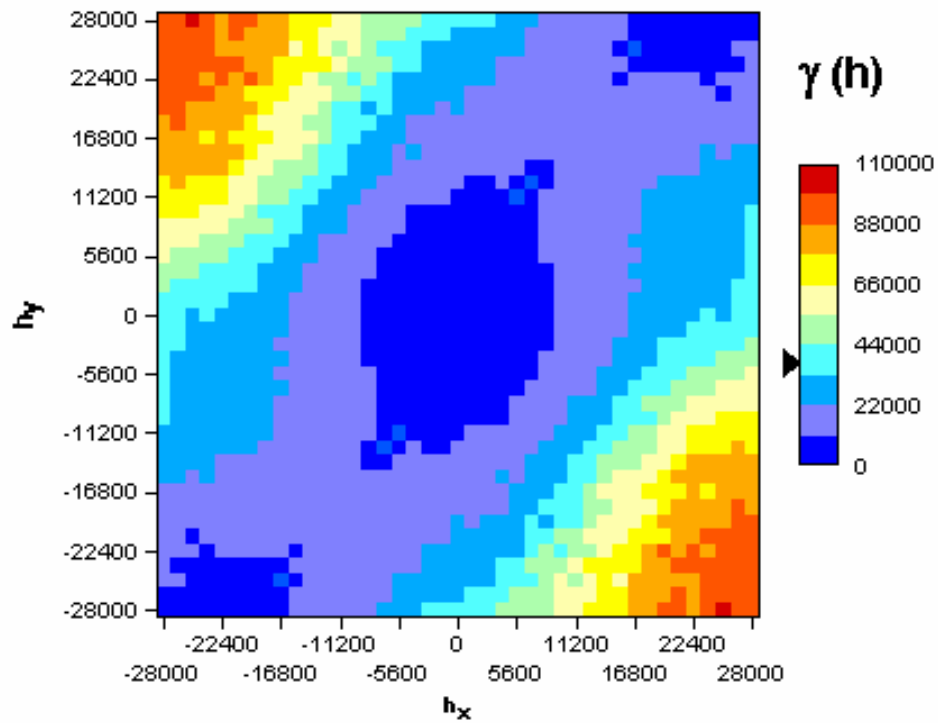


Fig N° 4.4. Superficie de variación en las propiedades magnéticas del área en estudio.

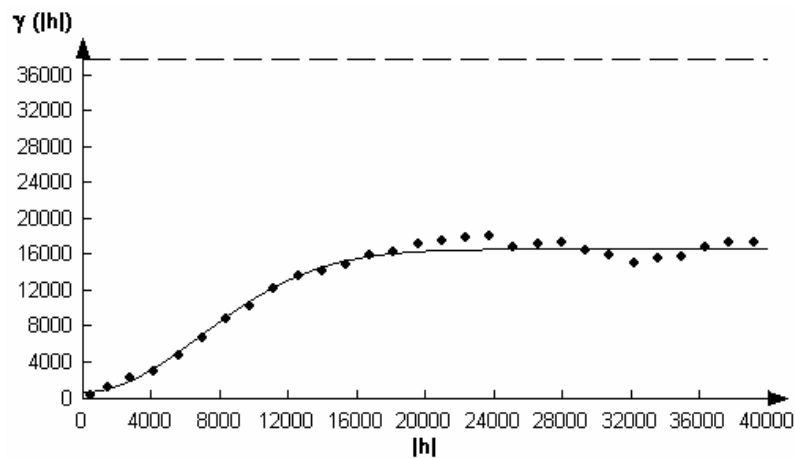


Fig. N° 4.5 Variograma experimental continuo adaptado al variograma discreto de los datos aeromagnéticos en dirección N 45 E.

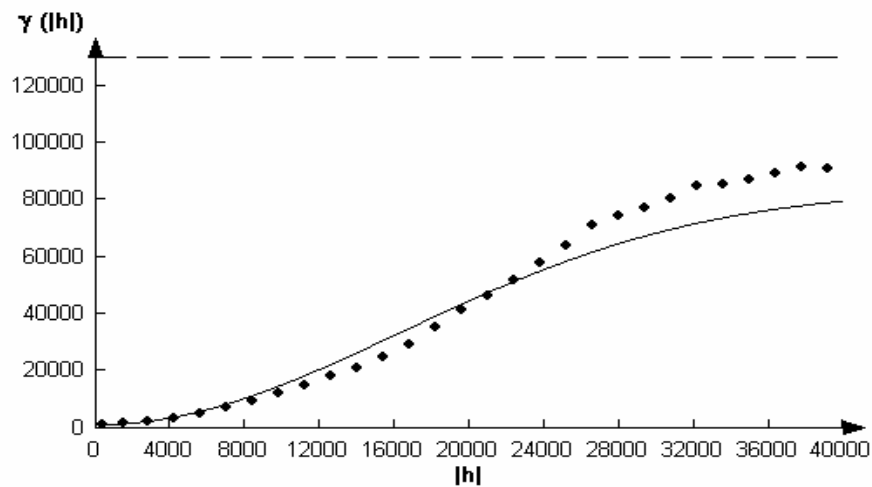


Fig N° 4.6. Variograma experimental continuo adaptado al variograma discreto de los datos aeromagnéticos en dirección N 45 W.

En la Tabla N° 4.4 se transcriben los valores que caracterizan a los modelos de variogramas experimentales continuos y la elipse de anisotropía. Los modelos de variogramas experimentales continuos en la dirección N 45 E y N 45 W son de tipo Gaussiano, esto indica que existe buena distribución de las muestras digitalizadas en la zona estudiada.

En la dirección N 45 W el “nugget” representa 1,26 % de la función $\gamma(h)$ y en la dirección N 45 E representa 4,2 % de la función $\gamma(h)$. Estos porcentajes frente al 100 % de la función $\gamma(h)$ indican que en general existe mucha precisión en la correlación espacial entre las variables regionalizadas aeromagnéticas, mientras tanto, el “nugget” es 3,33 veces mayor en la dirección N 45 W respecto a la dirección N 45 E, esto indica que en la dirección 135 grados existe mayor imprecisión en la correlación espacial de la variable regionalizada.

DIRECCIÓN (grados)	MODELO DE VARIOGRAMA EXPERI- MENTAL CONTINUO	“NUGGET”	RANGO	“SILL”	ANISO- TROPÍA	ELIPSE DE ANISOTROPIA ESPACIAL (metros)
N 45 E	Gaussiano	760	17200	15960	1,45	14500
N 45 W	Gaussiano	1200	38800	74400	0,69	10000

Tabla N° 4.4. Parámetros que caracterizan los variogramas experimentales continuos definidos en direcciones N 45 E y N 45 W sobre la base de datos aeromagnéticos.

La elipse de anisotropía espacial está definida por su eje mayor con magnitud de 14500 metros en la dirección N 45 E, y su eje menor presenta una magnitud de 10000 metros en dirección N 45 W, la dirección del eje mayor corresponde a la dirección de mayor continuidad de las propiedades magnéticas y es aproximadamente 1,45 veces más grande respecto a la magnitud del eje menor.

4.2.9 - MAPA DE INTENSIDAD DEL CAMPO MAGNÉTICO TOTAL CON CRITERIO GEOESTADÍSTICO.

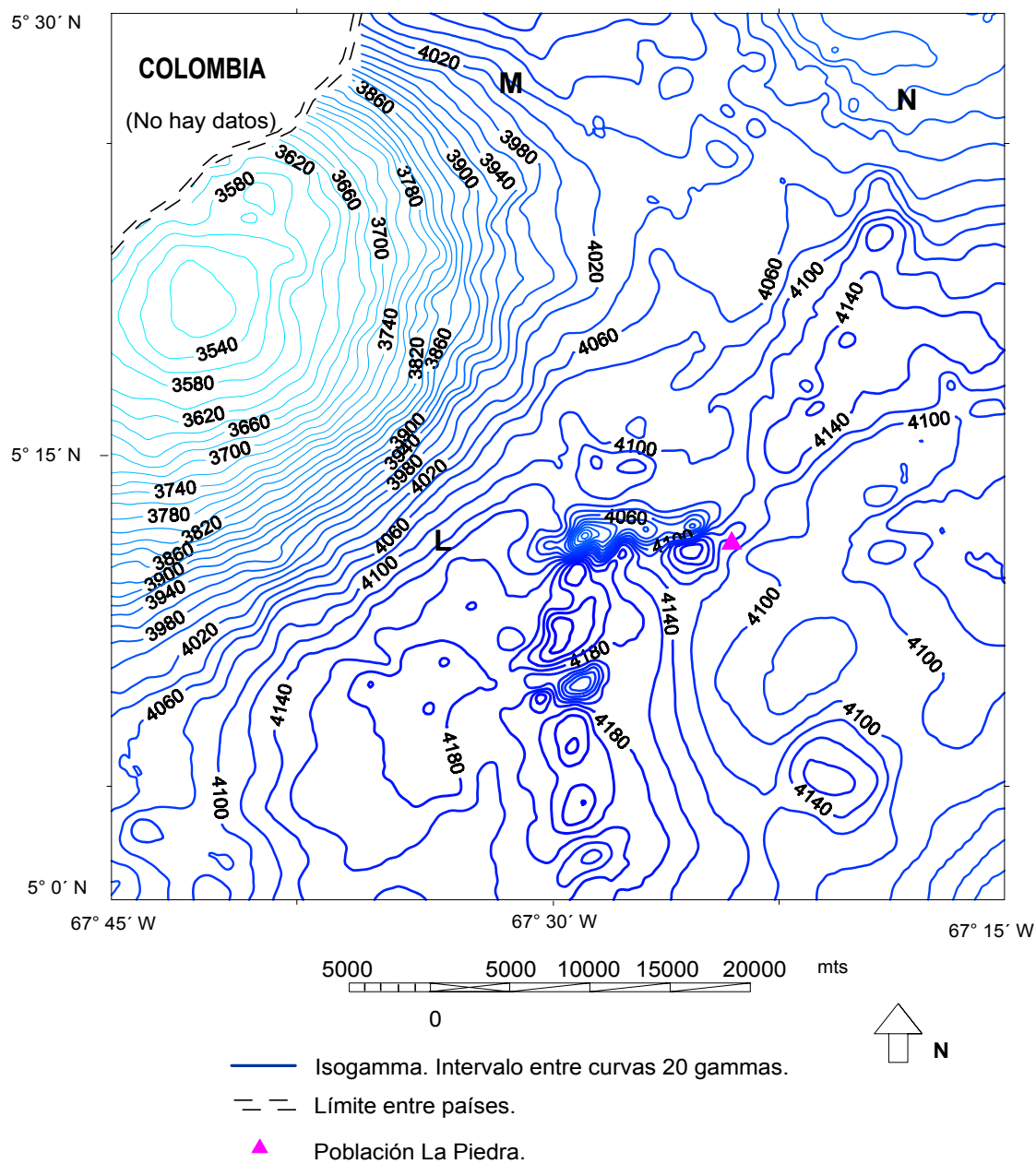
El mapa aeromagnético de componente total del campo magnético con criterio geoestadístico que representa la zona en estudio se puede apreciar en la Fig. N° 4.7; dicho mapa fue generado por medio del programa Surfer 32 versión 6.02 con la técnica de interpolación Kriging.

El mapa aeromagnético de componente total del campo magnético con criterio geoestadístico se puede encontrar en el anexo a escala 1:100000.

4.2.10 - ANÁLISIS DEL MAPA AEROMAGNÉTICO CON CRITERIO GEOESTADÍSTICO.

El mapa de la Fig. N° 4.7 fue generado por la técnica geoestadística. Las curvas de contorno presentan la principal cualidad de describir las características anisotrópicas de la variable regionalizada magnética. Se puede observar que los contornos de isogammas presentan diversas direcciones pero con marcada tendencia en seguir la dirección N 45 E, por ejemplo, si se seleccionan en la Fig. N° 4.7 las isogammas que están en la zona central identificadas con letra L, se percibe su comportamiento, dichas curvas fluctúan con respecto a la N 45 E, y en algunos intervalos son rectas con dicha dirección. Por el contrario, existen zonas en las que las isogammas se comportan con patrón general en dirección N 40 W, por ejemplo, en las zonas norte y noreste identificadas con las letras M y N.

Se estima que en la zona de estudio el magnetismo presenta valores máximos de 4242 gammas y mínimos de 3506 gammas. El gradiente máximo se presenta en la zona central con aproximadamente 77 gammas/km. Se presentan varios máximos y mínimos locales, pero destacan dos máximos y un mínimo local; los máximos son los siguientes: uno ubicado en el centro con registro de 4240 y otros de 4200 gammas; el mínimo controla aproximadamente el 26 % del mapa aeromagnético con criterio geoestadístico ubicado en el sector noroeste con registro mínimo de 3506 gammas; en este sector el gradiente máximo es de 26 gammas/km.



Nº 4.7. Mapa aeromagnético de intensidad magnética total con criterio geoestadístico.

4.3 - MÉTODO GRAVIMÉTRICO.

4.3.1 - DATOS GRAVIMÉTRICOS.

Los datos gravimétricos utilizados provienen del Banco de Datos Gravimétricos de la Universidad Simón Bolívar. En el presente estudio se tomaron en consideración 24 estaciones gravimétricas dentro de la zona en estudio y 81 estaciones gravimétricas en zonas circundantes, para un total de 106 estaciones. Cada estación contiene información de las coordenadas geográficas, gravedad observada, cota y corrección topográfica. (Estos datos se incluyen en el Apéndice D).

En cada estación se calculó la anomalía de Bouguer (A B) a través de la ecuación siguiente:

$$A B = G \text{ obs} + C \text{ marea} + C \text{ deriva} + C \text{ al} - C \text{ b} + C \text{ t} - G \text{ t}$$

Las correcciones por marea (C marea) y por deriva (C deriva) fueron incluidas en la gravedad observada (G obs). La corrección de aire libre (C al) se obtiene de esta ecuación: $C \text{ al} = 0,3086 h$ donde h es la altura de la estación. La corrección de Bouguer (C b) se calcula de la siguiente manera: $C \text{ b} = - 0,04191 \delta h$ donde h es la altura de la estación y la densidad de Bouguer (δ) seleccionada es $2,6 \text{ g/cm}^3$. La gravedad teórica (G t) es:

$$G \text{ t} = 978031,846 (1 + (0,005278895 \text{ Sen}^2 \theta) + (0,00023462 \text{ Sen}^4 \theta))$$

θ corresponde a la latitud de cada estación gravimétrica.

4.3.2 - PARÁMETROS DE ADQUISICIÓN DE DATOS GRAVIMÉTRICOS.

La ubicación de las estaciones gravimétricas, fijadas principalmente en las vertientes de los ríos, responde a condiciones propias del área de adquisición, como por ejemplo la abundante vegetación. La manera de adquirir los datos trae como consecuencia la existencia de mala distribución de las estaciones gravimétricas presentes en el área de estudio. La distancia horizontal entre dos estaciones puede oscilar entre 2000 metros y 50 kilómetros.

4.3.3- RESULTADOS ESTADÍSTICOS DE ANOMALÍA DE BOUGUER.

Seguidamente se pueden visualizar el histograma de frecuencia, diagrama de caja y gráfico normal en las Fig. N° 4.8, 4.9 y 4.10 respectivamente. Estos fueron calculados con datos de anomalía de Bouguer, además, los estadísticos que caracterizan a la muestra gravimétrica se presentan en la Tabla N° 4.5.

4.3.4 - ANÁLISIS DE RESULTADOS ESTADÍSTICOS DE LA ANOMALÍA DE BOUGUER.

La Fig. N° 4.8 representa el histograma de frecuencia con la curva normal que mejor se ajusta. Fue construido sobre la base de 106 datos de anomalía de Bouguer y describe marcado comportamiento normal a pesar del limitado número de datos. La anomalía de Bouguer que presenta mayor frecuencia se observa en el centro del gráfico muy cerca del máximo descrito por la curva normal teórica ajustada a los datos, mientras que las frecuencias disminuyen hacia los valores máximos y mínimos de anomalía de Bouguer. El comportamiento normal de los datos y la manera uniforme de disminuir la frecuencia respecto a los datos de mayor frecuencia puede adaptarse a una zona con características gravimétricas muy uniforme, propiciando el comportamiento de anomalías suavizadas.

El histograma y la curva normal presentan simetría respecto a la magnitud aproximada a cero de anomalía de Bouguer, por esto, deben existir zonas en las que predominan densidades mayores y zonas donde existen densidades menores respecto a la densidad media de la Tierra. La relación entre la anomalía de Bouguer y la densidad media de la Tierra permite conocer las posibles distribuciones de densidades en el subsuelo y el orden de magnitud en el que podría presentarse.

El diagrama de caja representado en la Fig. N° 4.9 muestra gráficamente la mediana situada muy cerca del punto medio entre el mínimo y el máximo valor de anomalía estudiada, a demás, la amplitud intercuartil está ubicada en el centro del diagrama, ligeramente más cerca del valor mínimo y ocupa el 39,6 % del rango; esto indica que la mitad de los datos se distribuyen en la zona central. Las características antes descritas de la mediana y la amplitud intercuartil son naturales en el comportamiento normal de una muestra.

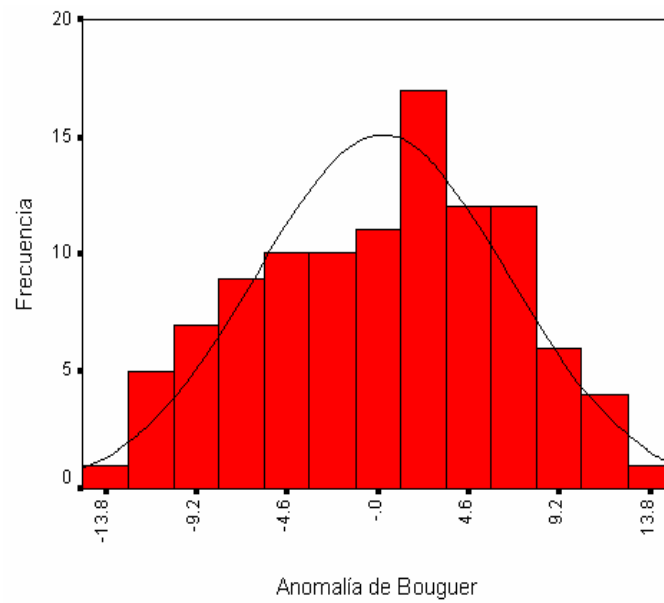


Fig. N° 4.8. Histograma de frecuencia de anomalía de Bouguer.

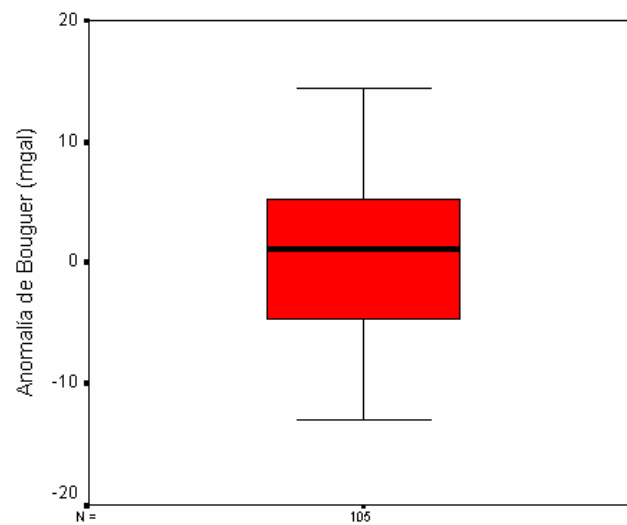


Fig. N° 4.9. Diagrama de caja de anomalía de Bouguer.

Los estadísticos presentados en la Tabla N° 4.5 se determinaron con 106 muestras de anomalía de Bouguer para estimar los parámetros de la población. El coeficiente de asimetría es de -0,155, su módulo cercano a cero indica que los datos presentan alta simetría. La media es igual a 0,156 miligales, el rango es 27,35 miligales y la desviación estándar es 6,48 miligales, la desviación estándar es 24 % del rango. La magnitud de la curtosis es cercana a uno, por esto, el máximo del histograma presentado en la Fig. N° 4.8 es escasamente agudo.

La mediana se ubica en 1,143 miligal y la media en 0,156 miligal; la diferencia es 0,987 miligal. Al comparar la diferencia frente al rango se obtiene 3,6 %, este valor indica que se encuentran muy cercanos y se sugiere que los datos presentan comportamiento similar al normal teórico.

El gráfico normal Q-Q presentado en la Fig. N° 4.10 muestra que en general el comportamiento normal de los datos gravimétricos se acerca al comportamiento normal teórico esperado.

ESTADÍSTICOS:	
Número de muestras	106
Valor mínimo	-13
Valor máximo	14,35
Rango	27,35
Media	0,156
Varianza	41,995
Desviación estándar	6,48
Mediana	1,143
Amplitud intercuartil	10,82
Asimetría	-0,155
Curtosis	-0,814

Tabla N° 4.5. Estadísticos calculados con los datos de anomalía de Bouguer.

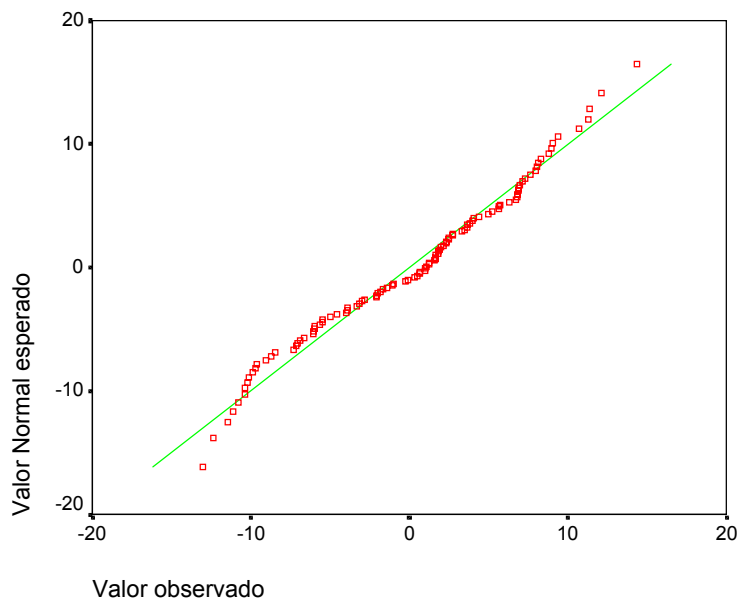


Fig. N° 4.10. Gráfico normal Q-Q de anomalía de Bouguer.

4.3.5 - RESULTADOS GEOESTADÍSTICOS DE ANOMALÍA DE BOUGUER.

Los productos resultantes de aplicar la técnica geoestadística son: la superficie de variación de las propiedades gravimétricas y dos variogramas experimentales continuos adaptados a los variogramas discretos mostrados en las Fig. 4.11, 4.12 y 4.13, así como los parámetros que caracterizan a los variogramas experimentales continuos que se presentan en la Tabla N° 4.6.

4.3.6- ANÁLISIS DE RESULTADOS GEOESTADÍSTICOS DE ANOMALÍA DE BOUGUER.

La Fig. N° 4.11 presenta las tendencias y direcciones de variación de las propiedades gravimétricas pero de manera difusa, esto se debe a los pocos datos utilizados. Observando detalladamente dicha figura, existen zonas en forma de bandas de colores con N 55 W respecto a la horizontal positiva. En la dirección de las bandas presenta poca variación en la escala de colores, con ello, poca variación

de la función $\gamma(h)$ calculada entre 0 y 35. La dirección N 35 E es perpendicular a N 55 W, en la dirección N 35 E se presentan todas las variaciones de la escala de colores, simultáneamente se observan altas variaciones de la función $\gamma(h)$ estimada entre 0 y 110. Al comparar la máxima variación de la función $\gamma(h)$ en la dirección N 35 E respecto a la máxima variación en la dirección N 55 W se obtiene que la función $\gamma(h)$ es aproximadamente 314% mayor en la dirección 55 grados, esto indica que la variación de las propiedades gravimétricas es aproximadamente 3,14 veces en la dirección N 35 E frente a 1 vez en la dirección N 55 W.

En la Fig. N° 4.12 se puede notar el ajuste del variograma experimental continuo al variograma discreto en dirección N 35 E. En la Fig. N° 4.13 se observa el variograma experimental continuo adaptándose al variograma discreto en la dirección N 55 W, se ajustan bien al principio pero con algunas diferencias, mientras que en el extremo final se pierde el ajuste; por ello, los parámetros que caracterizan al variograma continuo son aproximados al variograma discreto.

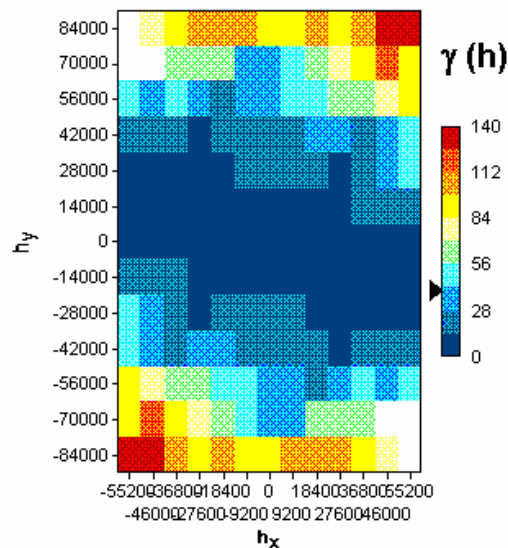


Fig. N° 4.11. Superficie que representa la variación de las propiedades gravimétricas de anomalía de Bouguer en la zona de estudio.

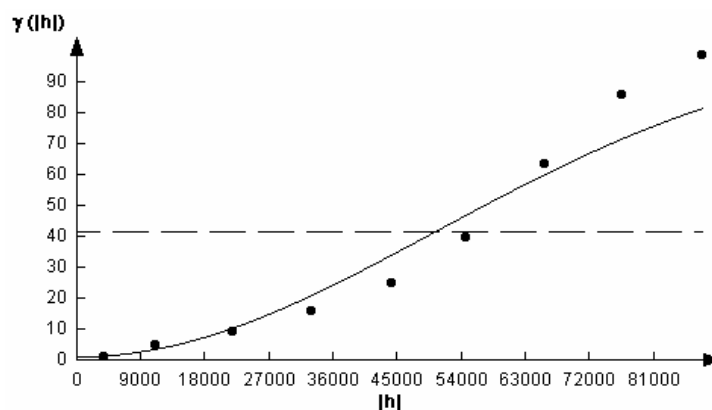


Fig. N° 4.12. Variograma experimental continuo adaptado al variograma discreto de anomalía de Bouguer en dirección N 35 E.

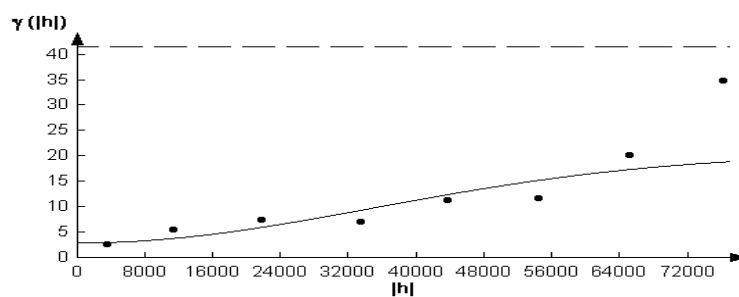


Fig. N° 4.13. Variograma experimental continuo adaptado al variograma discreto de anomalía de Bouguer en dirección N 55 W.

En la Tabla N° 4.6 se transcriben los parámetros que caracterizan a los modelos de variogramas experimentales continuos y la anisotropía espacial; estos parámetros son los siguientes: tipo de modelo utilizado, el “nugget”, el rango, el “sill”, la anisotropía espacial y las dimensiones de la elipse de anisotropía espacial. Los modelos de variogramas experimentales continuos aplicados en la dirección N 35 E y N 55 W son de tipo Gaussiano.

En la dirección N 55 W el “nugget” representa 8,4 % de la función $\gamma(h)$ y en la dirección de 45 grados representa 1,1 % de la función $\gamma(h)$, esto indica que en dirección N 55 W se presenta menor correlación espacial entre las variables regionalizadas respecto a la dirección N 35 E con mejor correlación espacial entre las variables regionalizadas; se puede observar en la Fig. N° 4.14 que la posición espacial de las estaciones gravimétricas tienen buena distribución espacial en dirección N 35 W y más distantes en dirección N55 W.

El “nugget” es 2,45 veces mayor en la dirección N 55 W que en la dirección N 35 E; esto indica que en dicha dirección existe mayor imprecisión en la correlación espacial de la variable regionalizada, por lo general la imprecisión en la correlación es consecuencia de la falta de muestras o deficiente distribución espacial de las muestras en el área estudiada.

La elipse de anisotropía espacial está definida por su eje mayor con magnitud de 48000 metros en la dirección N 55 W, y su eje menor presenta una magnitud de 36000 metros en dirección N 35 E, la dirección del eje mayor corresponde a la dirección de máxima continuidad de las propiedades magnética y su magnitud es aproximadamente 1,33 veces más grande que la magnitud del eje menor.

DIRECCIÓN (grados)	MODELO DE VARIOGRAMA EXPERIMENTAL CONTINUO	“NU- GGET”	RANGO	“SILL”	Aniso- tropía	ELIPSE DE ANISOTROPIA ESPACIAL (metros)
N 35 E	Gaussiano	1,2	75674	103,2	3,7	36000
N 55 W	Gaussiano	2,94	70840	17,64	4,9	48000

Tabla N° 4.6. Parámetros que caracterizan los variogramas experimentales continuos de anomalía de Bouguer definidos en direcciones 55 y 145 grados.

4.3.7 - MAPAS DE ANOMALÍA DE BOUGUER CON CRITERIO GEOESTADÍSTICO.

El mapa gravimétrico de anomalía de Bouguer con criterio geoestadístico de la superficie ocupada por las estaciones gravimétricas se presenta en la Fig. N° 4.14 y el mapa gravimétrico de anomalía de Bouguer con criterio geoestadístico de la zona en estudio se puede apreciar en la Fig. N° 4.15; los cuales fueron generados por medio del programa Surfer 32 versión 6.02 con la técnica de interpolación Kriging.

4.3.8 - ANÁLISIS DE LOS MAPAS DE ANOMALÍA DE BOUGUER CON CRITERIO GEOESTADÍSTICO.

La Fig. N° 4.15 cubre la zona en estudio y es un detalle de la Fig. N° 4.14. Ésta se construyó para presentar el mapa de anomalía de Bouguer lo más completo posible; fue elaborado sobre la base de 24 estaciones gravimétricas dentro de la zona en estudio y 82 estaciones gravimétricas en zonas cercanas. Este mapa muestra una tendencia regional de dirección E-W a N-W mientras que en el área de estudio (Fig. N° 4.15) se observa que las isoanomalías gravimétricas presentan una orientación predominante N45E. Cabe destacar que el estudio geoestadístico de los datos magnéticos señala igual dirección en la que se mantienen las propiedades magnéticas.

Por otro lado, se observan pocas estaciones gravimétricas y se encuentran desigualmente distribuidas en la zona de estudio, por consiguiente el mapa de anomalía de Bouguer con criterio geoestadístico presenta ciertas limitaciones en la definición de los contornos.

En los registros de anomalía de Bouguer obtenidos en la zona de estudio se aprecian que el máximo y mínimo absoluto son 4,5 y -11 miligales respectivamente. Las magnitudes negativas dominan mayor área y alta proporción del rango de valores; por consiguiente, es posible que en el subsuelo predominen las rocas con densidades menores a la densidad media del área. Observando la relación de la variación gravimétrica con la distancia horizontal, se reconoce el gradiente máximo ubicado en la zona noreste es aproximadamente 1,1 miligal/km. Se presenta un

máximo y dos mínimos locales, además importantes tendencias en aumentar o disminuir la magnitud del campo gravimétrico; el máximo se ubica en el centro de la zona de interés con 2,5 miligales, mientras que los mínimos están en el sur con -4 miligales y en el oeste con -2,5 miligales. Las tendencias gravimétricas más importantes son las siguientes: existen incrementos en el S-W hasta 4,5 mgales y en el S-E hasta 4 mgales, en tanto, decrece al N-E hasta -11 miligales. En la línea de los perfiles el gradiente gravimétrico máximo es 0,42 miligal/km.

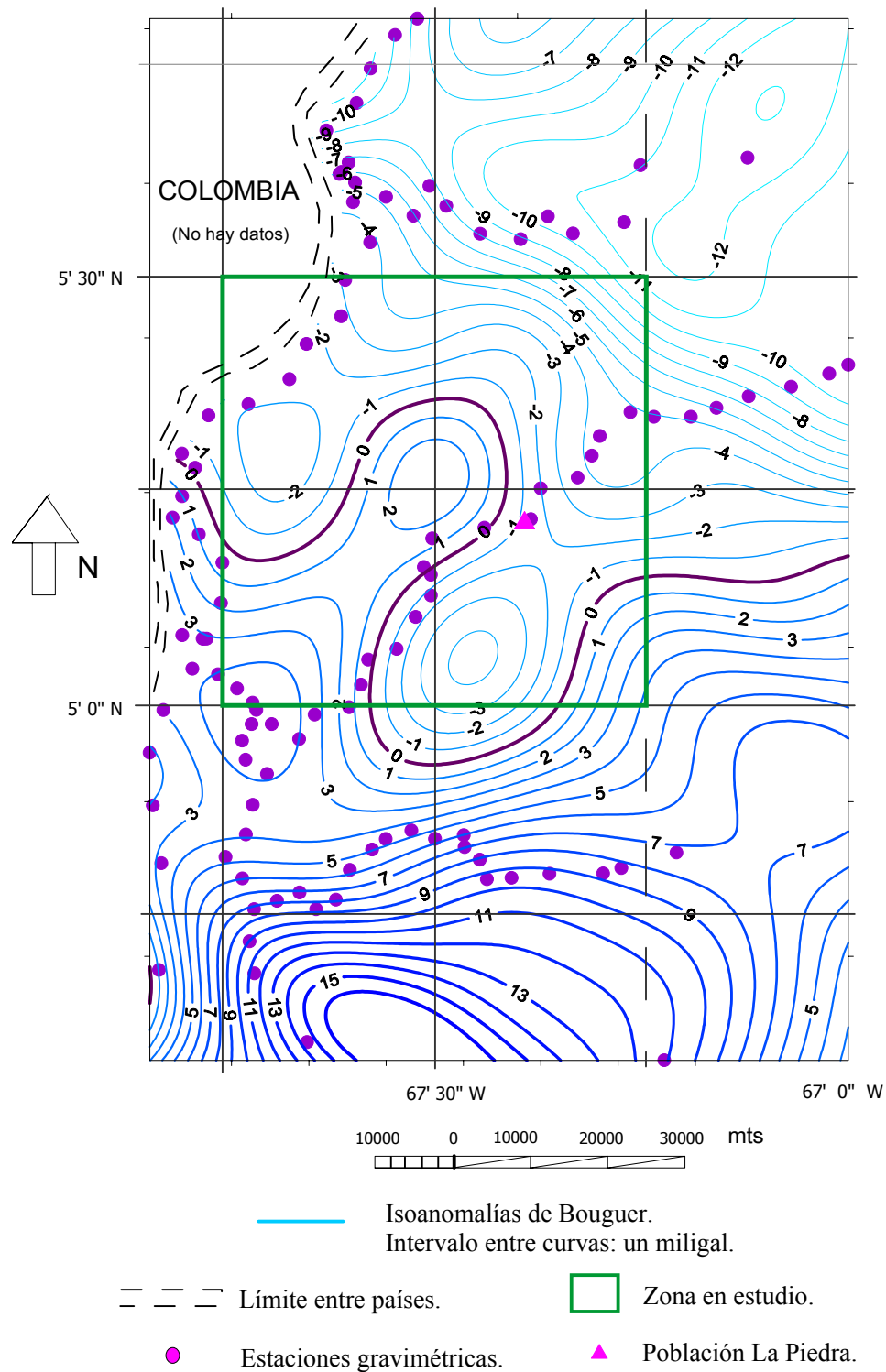


Fig N° 4.14. Mapa gravimétrico de anomalía de Bouguer con criterio geoestadístico de la superficie ocupada por todas las estaciones gravimétricas utilizadas.

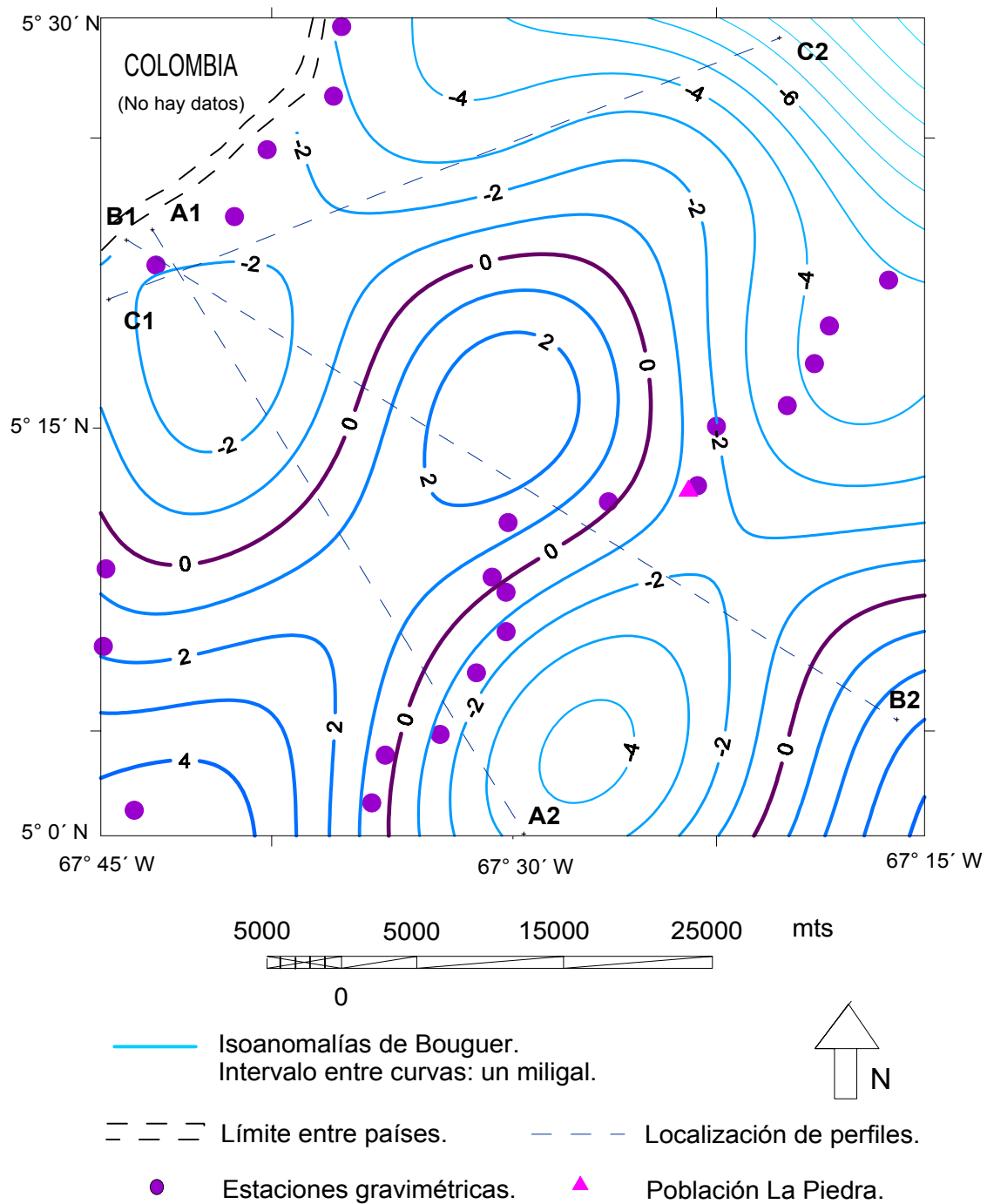


Fig. N° 4.15. Mapa gravimétrico de anomalía de Bouguer con criterio geoestadístico, con indicación de estaciones gravimétricas y dirección de perfiles en el área de estudio.

CAPÍTULO 5: ANÁLISIS DE DATOS Y MAPAS MAGNÉTICOS Y GRAVIMÉTRICOS.

5.1. - ANÁLISIS DE LOS DATOS.

El presente estudio se fundamenta principalmente en el tratamiento de datos aeromagnéticos que provienen de una zona bien definida; los datos gravimétricos fueron utilizados para complementar el estudio magnético, y de este modo lograr mayor precisión para contribuir a los fines geofísicos y geológicos propuestos. Los datos magnéticos del área presentan mayor resolución que los datos gravimétricos, por esto, las herramientas de análisis y toma de decisiones geofísicas se aplicaron sobre la base del comportamiento de los datos magnéticos para obtener el modelo geológico preliminar. Posteriormente se consideró el comportamiento de los datos gravimétricos para ajustar el modelo geológico a los cambios laterales de densidades, de esta manera se obtiene el modelo geológico final.

5.2 - MAPA DE INTENSIDAD MAGNÉTICA TOTAL (IMT) CON CRITERIO GEOESTADÍSTICO INTEGRADO CON DATOS GEOLÓGICOS.

La Fig. N° 5.1 es el mapa de intensidad del campo magnético total con criterio geoestadístico indicando la ubicación espacial de estructuras geológicas observadas en superficie. Dichos datos se presentan de manera conjunta para establecer correlación entre el comportamiento de las curvas magnéticas vinculadas a estructuras geológicas superficiales tales como cambios litológicos y las fallas entre otras. Dichas relaciones pueden servir de guía en la etapa de modelado.

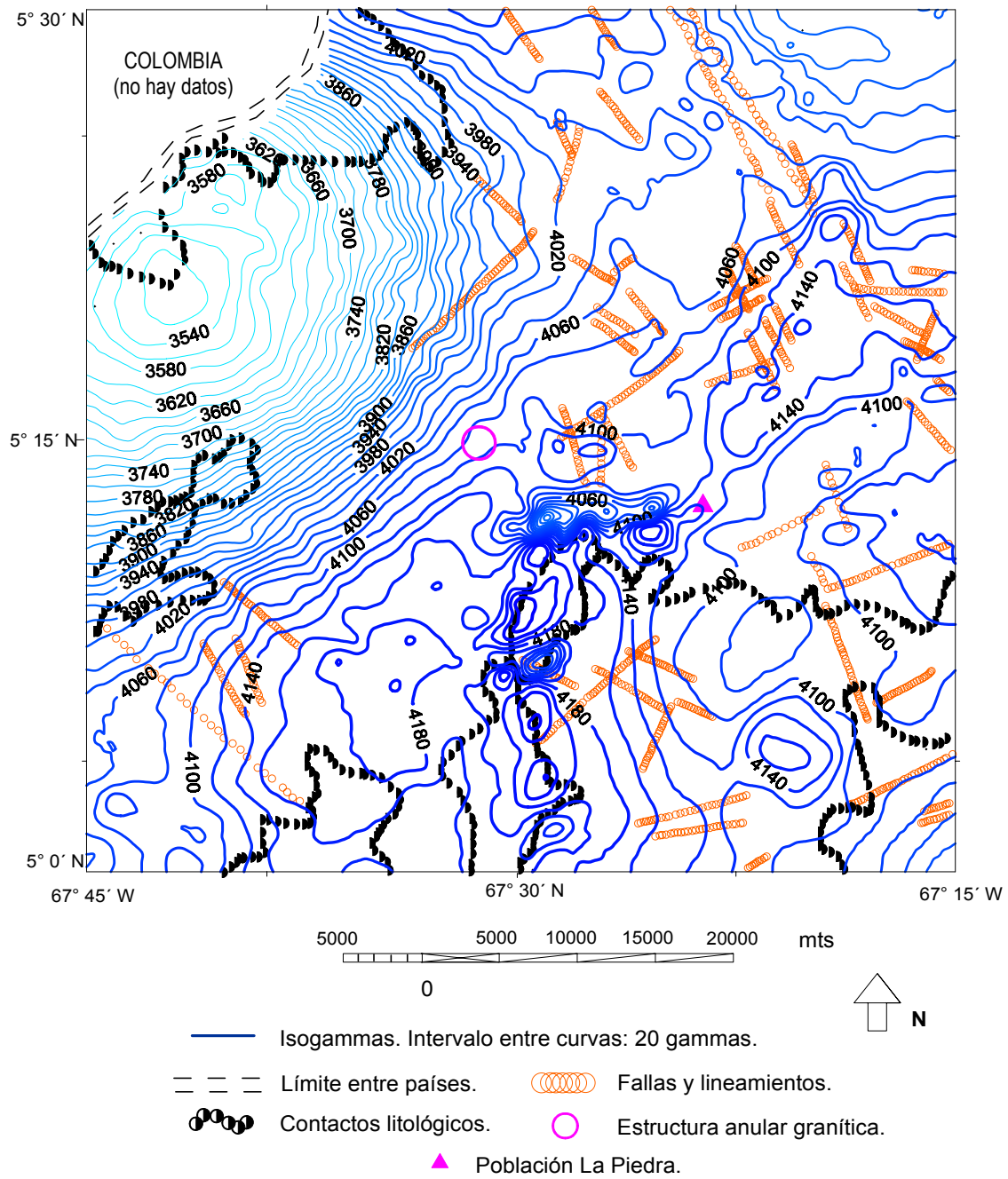


Fig. N° 5.1. Mapa de intensidad magnética total con criterio geoestadístico e integrado con datos geológicos.

La Fig. N° 5.1 muestra contactos litológicos orientados principalmente en dirección N 45° E, éste al igual que la dirección preferencial de las isogammas. En el estudio geoestadístico, la dirección N 45° E presenta mayor continuidad de las propiedades magnéticas, por el contrario, en dirección 135 grados o N 45° W existe menor continuidad en las propiedades magnéticas, además, en esta dirección los cambios litológicos son más frecuentes; posiblemente existe relación marcada entre la dimensiones de cuerpos litológicos y las propiedades magnéticas.

Por otro lado, la mayoría de las fallas se orientan en dirección N 40° W y en menor proporción en N 45° E. Cabe destacar que las isogammas ubicadas en la zona extrema noreste presentan comportamiento totalmente diferente a la tendencia magnética general. La zona interior en la que se ubica este grupo de curvas, a pesar de estar limitadas por algunas fallas y lineamientos de rumbo N 40° W, no presenta estructuras de deformación ni contactos litológicos entre formaciones; por eso, posiblemente las fallas y lineamientos influyen directamente en el cambio de comportamiento magnético indicando marcado el cambio de las propiedades magnéticas dentro de una misma formación.

5.3 - SELECCIÓN DE PERFILES SOBRE EL MAPA MAGNÉTICO CON CRITERIO GEOESTADÍSTICO.

En la Fig. N° 5.2 se muestra la localización de los tres perfiles objeto de investigación, identificados de la siguiente manera: A1-A2, B1-B2 y C1-C2. Se construyeron con el fin de aplicarles análisis espectral y contribuir con el proceso de modelado.

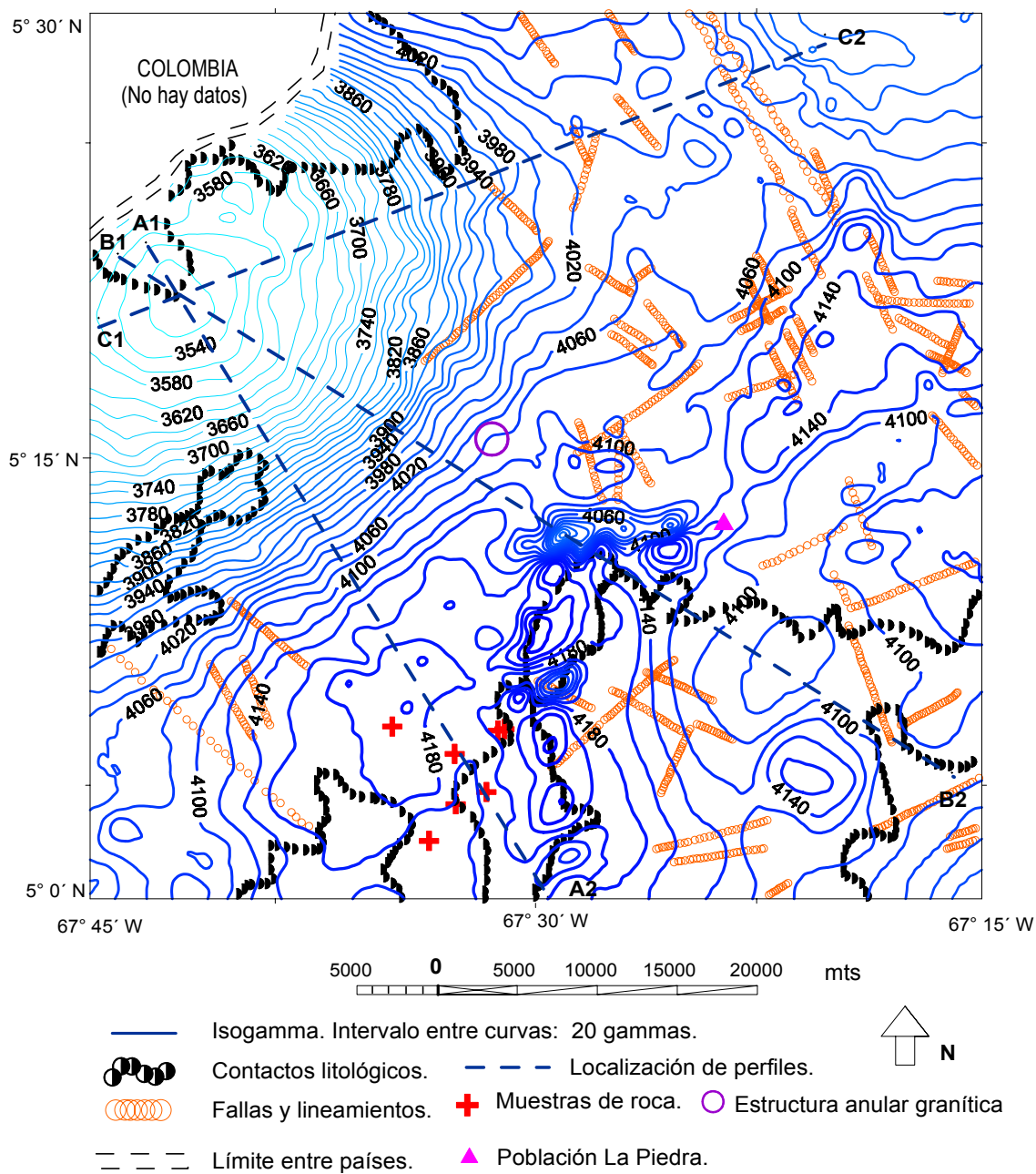


Fig. N° 5.2. Es la fig. N° 5.1, con indicación de la ubicación de muestras de roca y perfiles seleccionados.

Los perfiles fueron seleccionados atendiendo criterios preestablecidos para obtener resultados óptimos. El primer criterio para la selección se diseñó al tomar en cuenta que el mapa de componente total de campo magnético con base en la geoestadística presenta isogammas con tendencia a seguir un comportamiento circular y concéntrico alrededor del valor mínimo absoluto en la región noroeste, por ello, los perfiles siguen sentidos radiales con centro en dicho valor mínimo. Cada uno de los perfiles fue fijado para tomar en cuenta diferentes intereses geofísicos; por ejemplo, el extremo sur del perfil A1-A2 coincide con la posición de las muestras de roca encontradas en la zona de estudio de las que se conocen la susceptibilidad magnética. El perfil B1-B2 presenta la dirección de la menor continuidad de las propiedades magnéticas obtenida por medio de la geoestadística; además, atraviesa el máximo registro magnético de la zona en estudio y a diversas litologías. Se fijó el perfil C1-C2 para cubrir la dirección suroeste-noreste; el modelo geológico definido en el perfil C1-C2 contribuye, junto con los modelos geológicos definidos en los otros perfiles, a mostrar una perspectiva tridimensional de las unidades litológicas del subsuelo.

En la Tabla N° 5.1 se transcribe la extensión y ubicación de los extremos de cada perfil ordenados en latitud y longitud, se expresan tanto en coordenadas geográficas como en coordenadas UTM respecto al huso geográfico 69; las extensiones están expresadas en metros.

Perfil A1-A2. Extensión: 47832,02 mts.				
	Lat Geo. (gra)	Long. Geo. (gra)	Lat UTM (mts)	Long UTM (mts)
A1	5° 22' 14,64"	67° 43' 8,04"	593800	641950
A2	5° 0' 6,19"	67° 29' 37,49"	553052	667000
Perfil B1-B2. Extensión: 61207,08 mts.				
	Lat Geo. (gra)	Long. Geo. (gra)	Lat UTM (mts)	Long UTM (mts)
B1	5° 21' 51,97"	67° 44' 4,93"	593100	640200
B2	5° 4' 15,58"	67° 15' 59,62"	560775	692175
Perfil C1-C2. Extensión: 48570,41 mts.				
	Lat Geo. (gra)	Long. Geo. (gra)	Lat UTM (mts)	Long UTM (mts)
C1	5° 19' 41,81"	67° 44' 44,18"	589100	639000
C2	5° 29' 12,9"	67° 20' 12,9"	606750	684250

Tabla N° 5.1. Ubicación y extensión de los perfiles estudiados.

5.4 - ANÁLISIS ESPECTRAL DE LOS PERFILES.

Las amplitudes de las anomalías y los gradientes de los datos aeromagnéticos son consecuencia directa del contraste en la susceptibilidad magnética de las rocas, pero la frecuencia espacial en una fluctuación de los datos se relaciona directamente con la profundidad de los contrastes de susceptibilidad magnética de la litología. Una señal que depende de la posición puede estar compuesta de innumerables señales que se suman, por ello se hace difícil identificar una señal específica que posiblemente sea generada por algún cambio importante de susceptibilidad magnética. El análisis espectral permite visualizar y calcular en el dominio de la frecuencia la potencia del espectro aportada por toda una gama de frecuencias. El método de análisis espectral ha sido usado en muchos trabajos para la interpretación de anomalías gravimétricas y magnéticas. Este método permite la transformación de las anomalías, originalmente en el dominio del espacio, al dominio de la frecuencia

para entonces analizar su comportamiento. El análisis espectral se logra aplicar en el momento de transformar los datos aeromagnéticos a datos del espectro de potencia que depende de la frecuencia espacial. El espectro de potencia depende de los valores calculados por medio de la Transformada de Fourier discreta aplicada en los datos digitalizados, según se desprende de la demostración en el Anexo B.

Siguiendo lo expuesto por BHATTACHARYA (1966), cuando se grafica en una escala lineal la frecuencia contra el logaritmo de la energía, se distinguen intervalos de frecuencias donde la variación logarítmica de la energía con la frecuencia puede ser representado por una función lineal, con amplitudes decreciendo cuando se incrementa la frecuencia. La pendiente de la función lineal es proporcional a la profundidad del tope del cuerpo que origina la anomalía, por lo tanto si m es la pendiente de la recta, entonces, la profundidad h del cuerpo magnético puede ser estimada por medio de la fórmula:

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

Los resultados del análisis espectral aplicado a todos los datos aeromagnéticos digitalizados, así como a los perfiles A1-A2, B1-B2 y C1-C2 se pueden observar en las figuras 25, 26, 27 y 28 respectivamente. Las gráficas de análisis espectral son funciones con trayectoria no uniforme, por esto es necesario inscribir rectas que mejor se adapten a dichas funciones.

A todas las gráficas de análisis espectral se logró adaptar tres rectas predominantes y por consiguiente, tres profundidades de fuentes magnéticas. Las profundidades estimadas por la técnica de análisis espectral se observan en el Tabla N° 5.2.

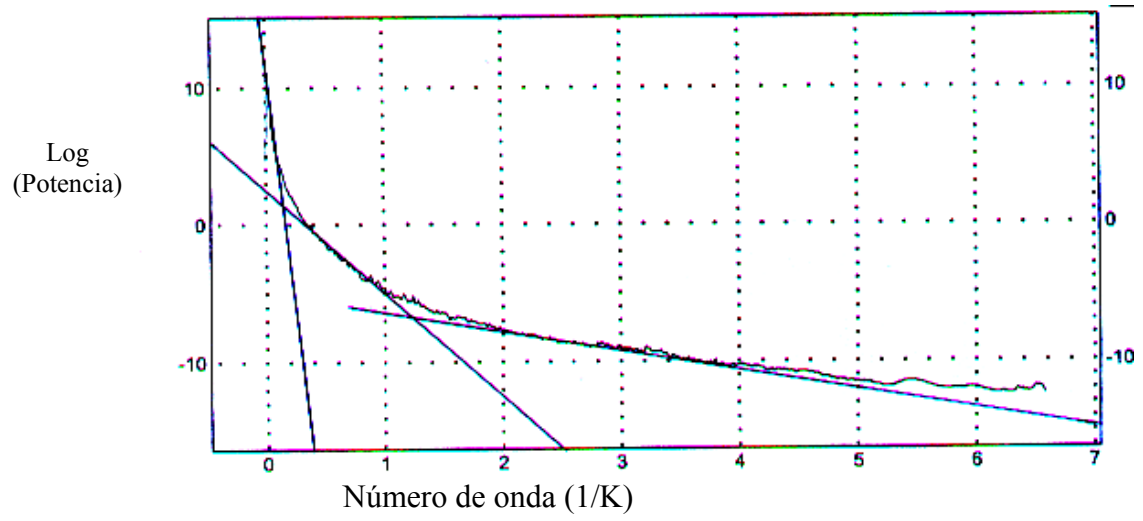


Fig. N° 5.3. Análisis espectral de todos los datos aeromagnéticos del área en estudio.

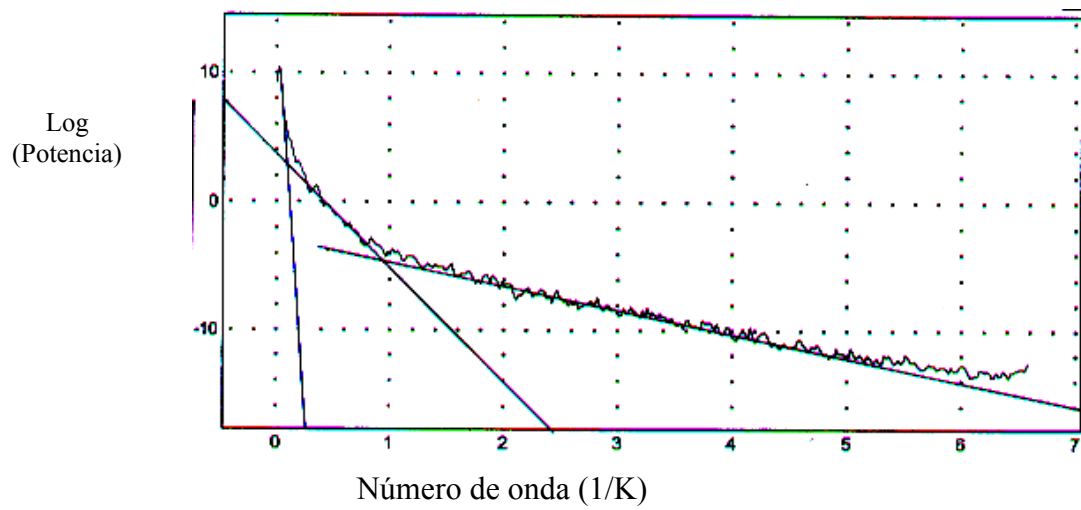


Fig. N° 5.4. Análisis espectral de los datos aeromagnéticos del perfil A1-A2.

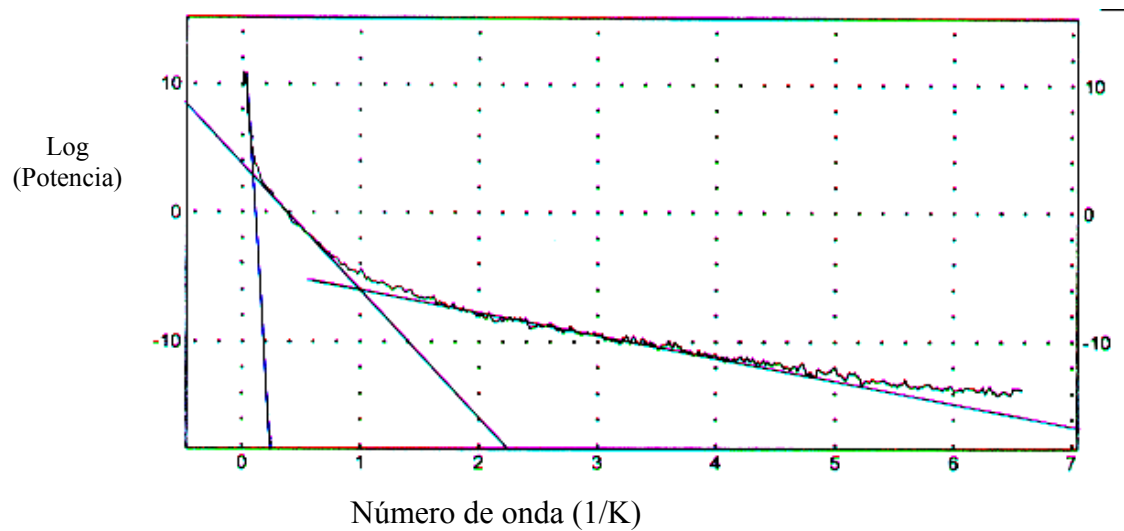


Fig. N° 5.5. Análisis espectral de los datos aeromagnéticos del perfil B1-B2.

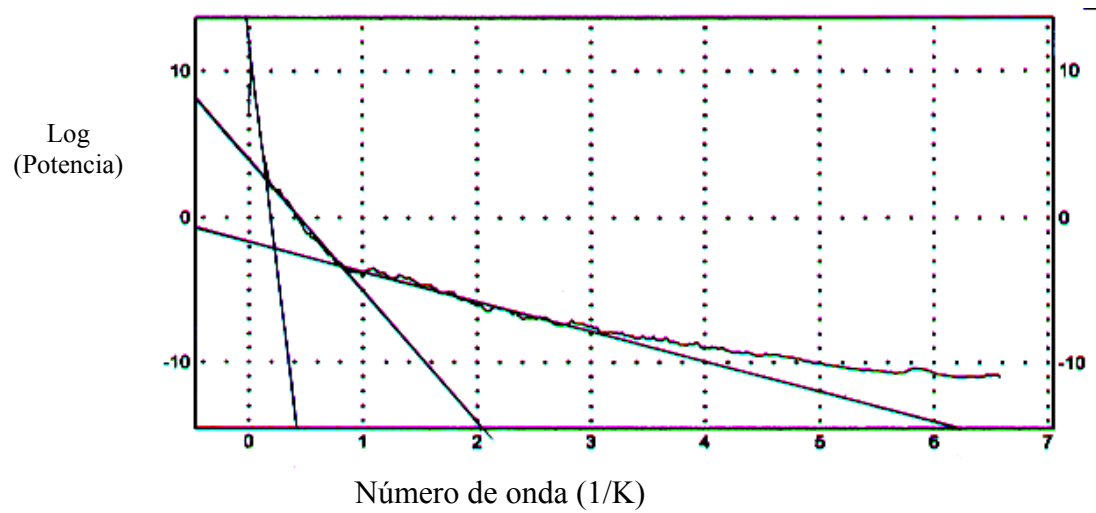


Fig. N° 5.6. Análisis espectral de los datos aeromagnéticos del perfil C1-C2.

ANÁLISIS ESPECTRAL	h1 (Km)	h2 (Km)	h3 (Km)
Todos los datos	0,122	0,653	6,926
Perfil A1-A2	0,154	0,722	7,321
Perfil B1-B2	0,159	0,779	7,003
Perfil C1-C2	0,163	0,716	4,575

Tabla N° 5.2. Profundidades estimadas por medio del análisis espectral, referidas a la cota de adquisición de los datos magnéticos.

5.5- BONDAD DE AJUSTE APLICADO A LOS DATOS AEROMAGNÉTICOS DIGITALIZADOS.

El mapa de componente total del campo magnético que representa la zona en estudio puede simularse por medio de una superficie polinómica de grado n con el fin de reproducir dicho mapa. El mapa obtenido por medio de algún polinomio no es igual al mapa original y la diferencia entre estos dos origina el mapa residual. El mejor mapa residual se obtiene en el momento de descubrir el grado n del polinomio óptimo para representar las características magnéticas regionales, y éstas se determinan por el método de ajuste polinómico y el criterio estadístico de la bondad de ajuste.

Según DAVIS (1973) el método de ajuste con polinomios más apropiado se basa en aplicar las herramientas de la estadística para calcular y comparar la varianza de la superficie polinómica determinada con la varianza de los datos

aeromagnéticos, algunas veces se utiliza la desviación estándar en lugar de la varianza. El balance se expresa en porcentaje, el proceso de cálculo y comparación de resultados se renueva cada vez que se varíe el grado del polinomio. En la Fig. N° 5.7 se observa en la función del porcentaje de ajuste de los datos aeromagnéticos de acuerdo al grado del polinomio utilizado. De acuerdo al comportamiento estadístico de la función de ajuste es posible seleccionar el grado número tres como el más ideal para generar la superficie de anomalía regional.

5.6 - MAPAS AEROMAGNÉTICO DE ANOMALÍA REGIONAL Y RESIDUAL.

En las Fig. N° 5.8 y 5.9 se expresan los perfiles A1-A2, B1-B2 y C1-C2 sobre los mapas de anomalía regional y residual calculados por el polinomio de grado tres. De esta manera se determinan las relaciones espaciales entre las anomalías y los perfiles con el objeto de contribuir al proceso de modelado.

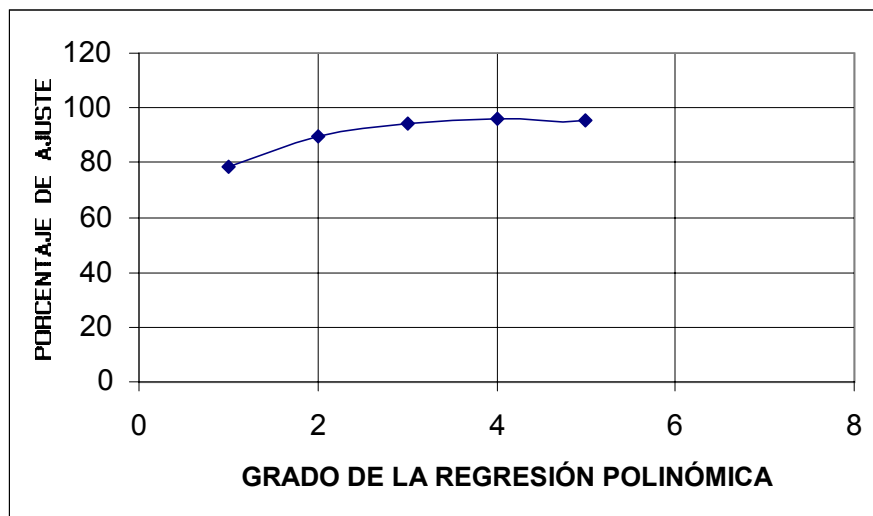


Fig. N° 5.7. Bondad de ajuste aplicado hasta el polinomio de grado cinco.

Las isogammas del mapa de anomalía regional (Fig. N° 5.8) presentan orientación en dirección N 45° E, esta dirección coincide con la máxima continuidad de las propiedades magnéticas registrada por medio del método geoestadístico. Se observa la presencia de un máximo bien definido en la zona sureste y tendencias a disminuir el campo magnético en dirección noroeste y sureste, en dicha dirección se determinó la máxima variación de las propiedades magnéticas.

El orden de magnitud de las isogammas en el mapa de anomalías residuales (Fig. N° 5.9) varía entre 160 y -180 gammas. Cabe destacar que la magnitud mínima absoluta se presenta en la zona central asociada a importantes máximos locales. Existen variaciones significativas de las curvas magnéticas por unidad de distancia relacionadas a máximos y mínimos locales, por ejemplo, alrededor de las zonas indicadas con las letras A,B, D y E entre otras, al igual que la tendencia presentada en la zona C. En las zonas A y B se distinguen mínimos magnéticos de -120 gammas, que describen un comportamiento radial y cubren un área aproximada de 400 Km², mientras que, el gradiente medio de la primera zona es 13 gammas/Km y en la segunda zona es 10 gammas/Km. La zona C describe una tendencia a disminuir hasta -160 gammas y un gradiente máximo de 16 gammas/Km. En las zonas D y E existen los mayores gradientes magnéticos que alcanzan aproximadamente 90 y 62 gammas/Km respectivamente; además, se presentan mínimos magnéticos de importancia asociados a máximos magnéticos. El comparar las magnitudes de los gradientes magnéticos más notorios se identifica que la zona D presenta el valor máximo, seguido por las zonas E, C, A y B. Los gradientes de las zonas D y E son mayores a 3,8 veces las magnitudes presentadas en las demás zonas; esto indica que en dichas zonas pueden existir contrastes de susceptibilidad magnéticas muy cerca de la superficie, a diferencia de las zonas C, A y B que pueden ser producto de contrastes de susceptibilidad a profundidad, con profundidades mayores en la zona B.

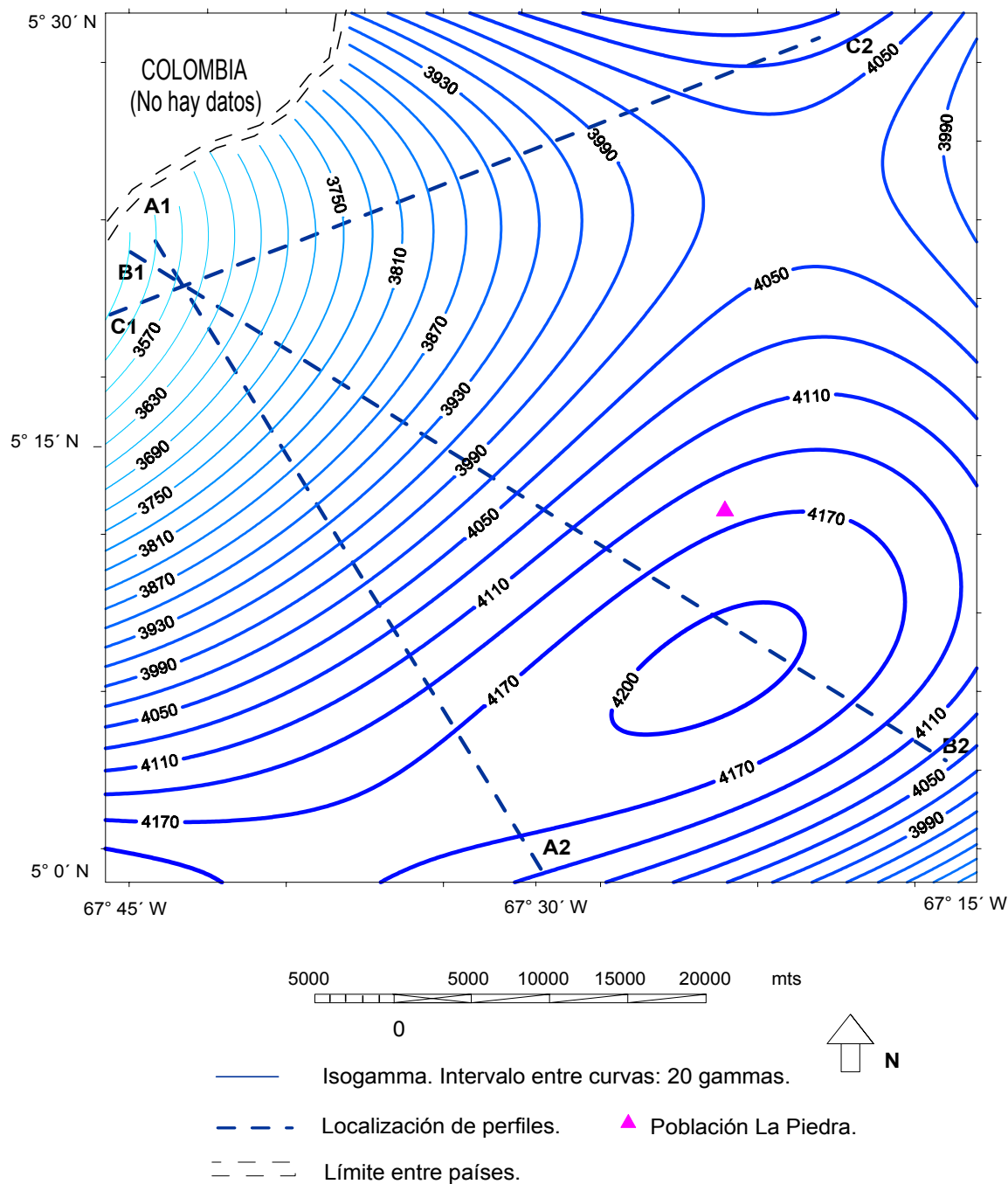
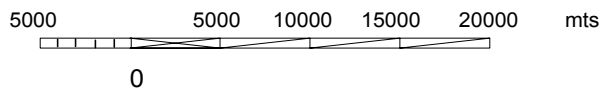
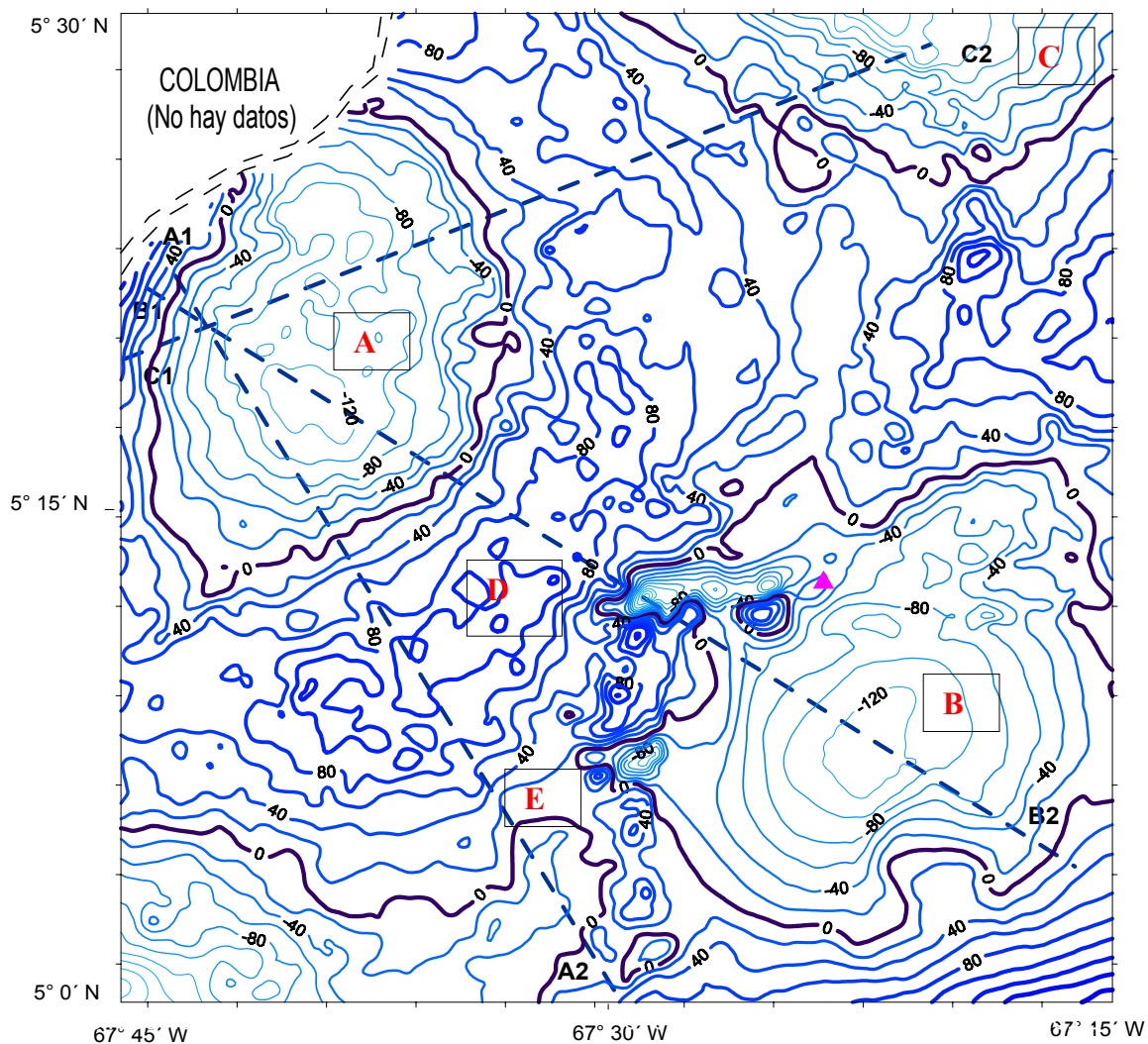


Fig. N° 5.8. Mapa aeromagnético de anomalía regional calculado por medio de regresión polinómica de grado tres.



- Isogamma. Intervalo entre curvas: 20 gammas.
- - - Localización de perfiles.
- - - Límite entre países.
- ▲ Población La Piedra.



CAPÍTULO 6: MODELOS GEOLÓGICOS

6.1 - FUNDAMENTOS GEOLÓGICOS Y GEOFÍSICOS DE LOS MODELOS PROPUESTOS.

En general, el subsuelo está constituido por numerosos tipos de estructuras geológicas y diversos materiales distribuidos de manera compleja, pero siguiendo patrones lógicos de acuerdo al origen geológico regional y local; por consiguiente, las representaciones del subsuelo son construidas con la aplicación de criterios geológicos y geofísicos, aproximaciones y promedios de diversos parámetros para disminuir la complejidad de las estructuras reales, como por ejemplo, los espesores promedios de un estrato o el estilo de deformación de una falla.

En esta ocasión se presentan tres modelos geológicos finales del subsuelo correspondientes a tres perfiles ubicados dentro de la zona en estudio. Éstos son producto de la aplicación del criterio geológico y procedimientos geofísicos, así como diversas aproximaciones necesarias para simplificar estructuras geológicas altamente complejas.

Cada uno de los modelos satisface datos geológicos y geofísicos diversos. Los datos geológicos utilizados son: geología regional, geología local de superficie e información de la petrogénesis ígnea, la última necesaria para conocer las posibles estructuras geológicas internas del subsuelo. Los datos geofísicos son los siguientes: velocidades de ondas sísmicas y profundidades de interfases obtenidas por sísmica de refracción, profundidades estimadas por medio del análisis espectral aplicado a datos aeromagnéticos, tablas de densidad, susceptibilidad magnética y velocidad de ondas sísmicas que caracterizan diversas litologías, así como la información gravimétrica y magnética en la dirección de los perfiles. Los datos geológicos y geofísicos mencionados fueron analizados y correlacionados con el objeto de generar un modelo geológico preliminar para cada perfil, el cual se expresa en función de los valores de densidad y susceptibilidad magnética que corresponden a rocas geológicamente probables. Los modelos geológicos preliminares fueron el punto de partida en el proceso de modelado gravimétrico y magnético del subsuelo a

través del programa *GM-SYS* versión 3.70.09G del paquete *Geosoft Inc* (1994). El modelado finalizó al determinar los modelos geológicos finales.

6.2 - CORRELACIÓN ENTRE DATOS Y GENERALIDADES DE LOS MODELOS GEOLÓGICOS.

En los perfiles A1A2, B1B2 y C1C2 se definieron los modelos geológicos, éstos se ubican espacialmente de manera concéntrica respecto a la mayor anomalía magnética negativa que ocupa 26% de la zona en estudio y se interceptan en la posición de registro mínimo (Fig. N° 5.1). La anomalía negativa puede ser originada por algún cuerpo con propiedades paramagnéticas respecto a las rocas circundantes, el cual se refleja en los modelos geológicos finales.

Geológicamente, el 80% de la superficie del área en estudio está ocupada por el Granito de Parguaza, por consiguiente, en la superficie de cada uno de los modelos geológicos predominan los parámetros físicos que caracterizan a esta litología como son la densidad de 2.61 g/cm^3 y susceptibilidad magnética entre $600 \cdot 10^{-6} \text{ emu}$ en la superficie y $1000 \cdot 10^{-6} \text{ emu}$ en la zona basal. El valor de $600 \cdot 10^{-6} \text{ emu}$ se precisó con la media de siete datos de susceptibilidad magnética que corresponden a igual número de muestras de roca provenientes de la zona en estudio, según se puede observar en la Tabla N° 4.2.

Por medio del análisis espectral se establecieron en todos los perfiles tres profundidades predominantes (Tabla N° 5.2) en las que se ubican los principales cambios de susceptibilidad magnética. Éstas se miden desde el punto de adquisición de datos aéreo a 350 metros (mts) sobre el n.m.m. y a 150 mts de la superficie topográfica. La primera profundidad obtenida en todos los análisis (h1) es aproximadamente 150 mts respecto a la posición de vuelo, se atribuye al cambio de susceptibilidad magnética de las rocas superficiales. Las profundidades del segundo (h2) y tercer (h3) cambio de susceptibilidad magnética se ubican aproximadamente en 760 mts y 7,1 Km de profundidad, aun cuando varían de acuerdo al perfil estudiado.

Según MENDOZA (1974) no se han precisado columnas estratigráficas completas de la Provincia de Cuchivero, pero al oeste del río Caura, en la región de Suapure, se puede ubicar una columna estratigráfica que se aprecia en la Fig. N° 2.1.

La zona en estudio está ubicada aproximadamente 100 Km al suroeste de la región de Suapure, por esto, al correlacionar la columna estratigráfica anteriormente descrita con las profundidades definidas por análisis espectral, es posible que el intervalo entre la primera profundidad (h1) y la segunda profundidad (h2) esté constituido por los granitos pos-tectónicos de Parguaza observados en la mayor parte de la zona en estudio y el granito de Pijiguao en la zona basal. En contacto concordante, entre la segunda profundidad (h2) y la tercera profundidad (h3) pueden ubicarse con unidades constituidas por granitos sintectónicos; en el tope metabasitas, luego granito de San Pedro, granito de Santa Rosalía y seguido en contacto intrusivo por la Formación Caicara. La Provincia de Imataca puede constituir el basamento de la Provincia de Cuchivero, por esto, es posible que la litología ubicada desde la tercera profundidad (h3) hasta una profundidad no determinada por el análisis espectral se identifique con rocas de la Provincia de Imataca.

Según un estudio de sismica profunda realizado por CHALBAUD (2000) con datos de sismica de refracción proveniente del perfil 100 definido desde Ciudad Piar hasta la región del poblado de Caicara (la última dista aproximadamente 250 Km de la zona en estudio), se determinó la profundidad y velocidad media de cinco capas que se listan en la Tabla N° 6.1.

Capa N°	Velocidad media (p) (Km/s)	Intervalo de profundidad (Km)
1	6,1	0 a 9 (corteza superior.)
2	6,3	9 a 23 (corteza superior)
3	6,6	23 a 35 (corteza inferior)
4	6,9	35 a 49 (corteza inferior)
5	8,15	49 a ¿? (manto superior)

Tabla N° 6.1. Profundidades y velocidades de ondas sísmicas en el Escudo de guayana, definido de Ciudad Piar a Caicara, según CHALBAUD (2000).

En la región de Guayana predominan formaciones topográficas de bajas altitudes, por esto, de acuerdo al criterio geológico e isostático es posible suponer que la interface entre la corteza y el manto debe estar ubicada aproximadamente a 35 km de profundidad y no a 49 km como lo indica la base de la capa 4 definida por CHALBAUD (2000). Es posible que la capa 4 sea la zona de transición entre el manto y la corteza, caracterizada por la presencia de cristales jóvenes de diversa constitución en una matriz magmática predominante.

Según el modelo geológico de la Fig. 1.4 elaborado por CASE ET AL. (1990) se puede observar que en Guayana la interface entre la corteza y el manto está ubicada a 32 km de profundidad.

Al correlacionar los datos sísmicos antes mencionados y las profundidades definidas por medio del análisis espectral es posible que la capa N° 1 con la base ubicada en 9 Km corresponda a la profundidad tres (h3) de aproximadamente 7,1 Km definida por el análisis espectral. De acuerdo a datos sísmicos, la interfase entre la capa N° 1 y 2 se ubica a 9 Km de profundidad caracterizada por el cambio de velocidad de 6,1 Km/s a 6,3 Km/s, lo que corresponde a un cambio rápido en las propiedades elásticas y de densidad; geológicamente es posible que corresponda a la base de la Provincia de Cuchivero y el tope de la Provincia de Imataca.

Por último, las estructuras internas profundas de los modelos geológicos propuestos se definieron a través de los datos sísmicos de la Tabla N° 6.1, datos de profundidad de la interface corteza-manto que se indica en la Fig. 1.4, información de densidad del manto superior y tablas teóricas de velocidades, densidades y susceptibilidades magnéticas de las rocas geológicamente más probables.

6.3 - MODELOS GEOLÓGICOS FINALES.

Después de someter los tres perfiles al proceso de modelado gravimétrico y magnético e iterar hasta alcanzar las magnitudes de error establecidas se determinaron los modelos geológicos definitivos. Éstos producen curvas de anomalía gravimétrica con errores menores a 0,3 miligales y curvas de anomalía magnética con errores menores a 8,5 gammas respecto a las curvas de anomalía gravimétrica y magnética observada.

Se proponen tres modelos geológicos del subsuelo con profundidad máxima de 16,5 Km, definidos en los perfiles A1-A2, B1-B2 y C1-C2 correspondientes a las Fig. 6.2, 6.3 Y 6.4 respectivamente. Así mismo, se propone en la Fig. 6.5 el modelo geológico del perfil A1-A2 con profundidad máxima de 60 Km. La leyenda correspondiente a los modelos geológicos se observa en la Fig. N° 6.1.

Las unidades litológicas se identifican con un número específico, las de menor número tienden a ubicarse a bajas profundidades respecto a las de mayor número.

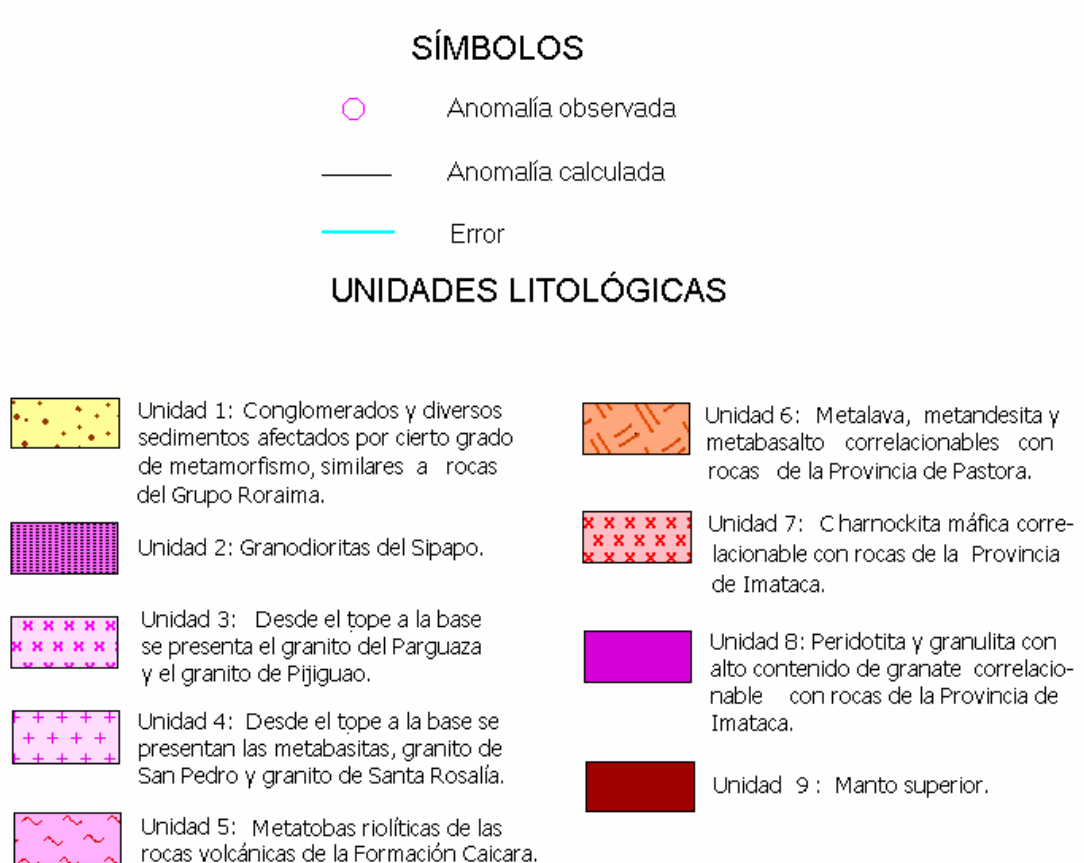


Fig. N° 6.1. Leyenda de los modelos geológicos propuestos.

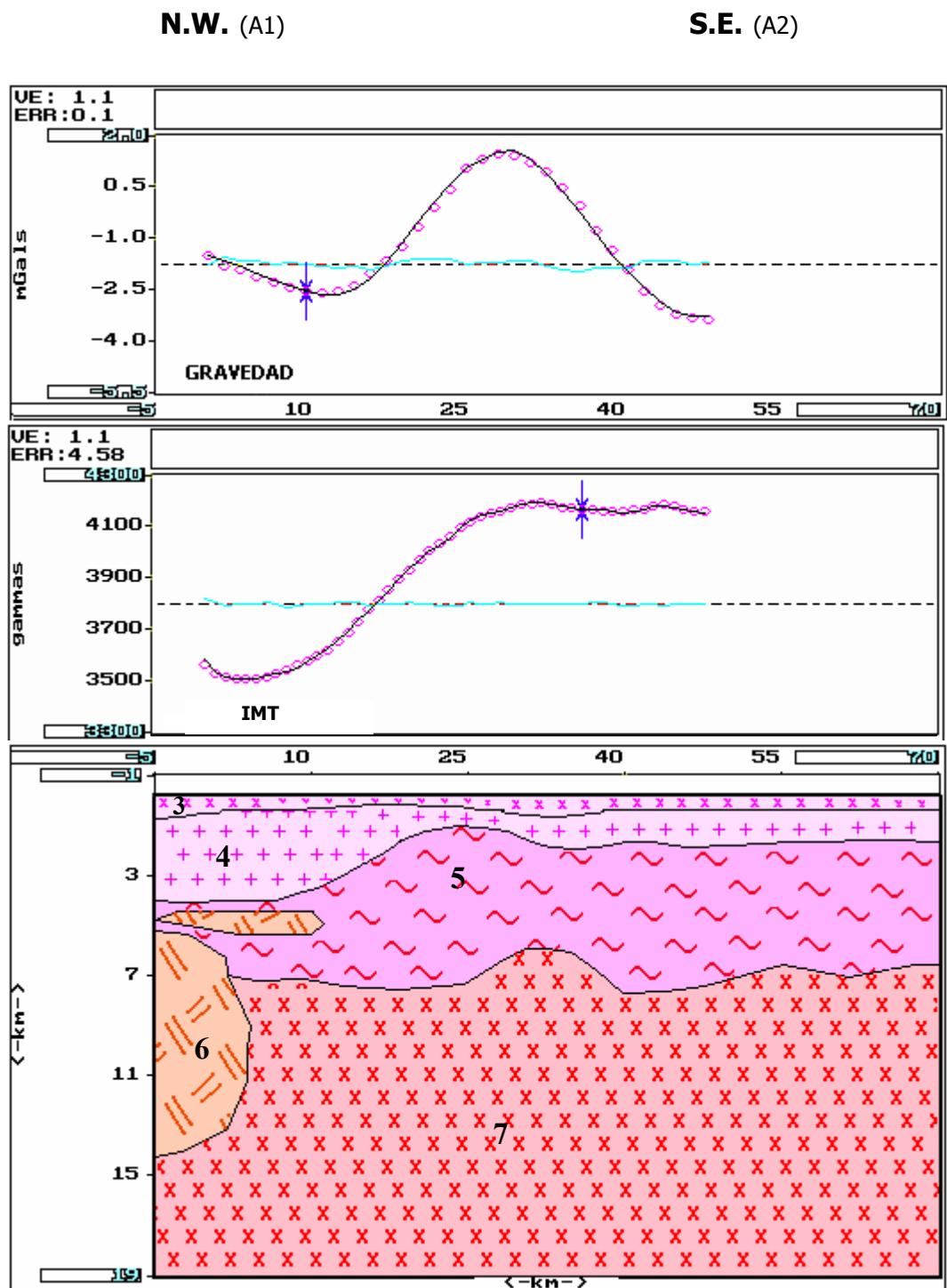


Fig. N° 6.2. Modelo geológico definido en el perfil A1-A2.

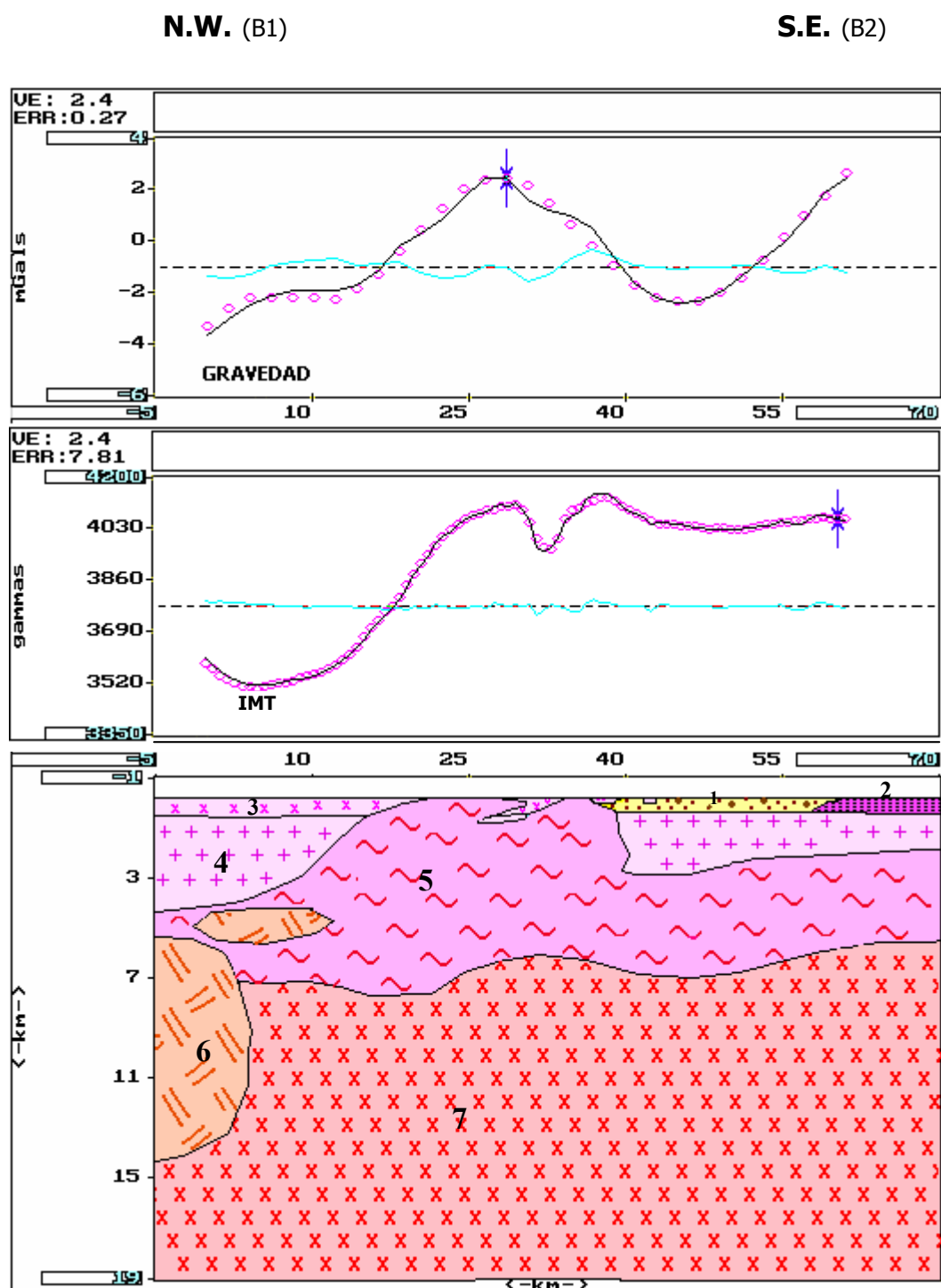


Fig. N° 6.3. Modelo geológico definido en el perfil B1-B2.

S.W. (C1)

N.E. (C2)

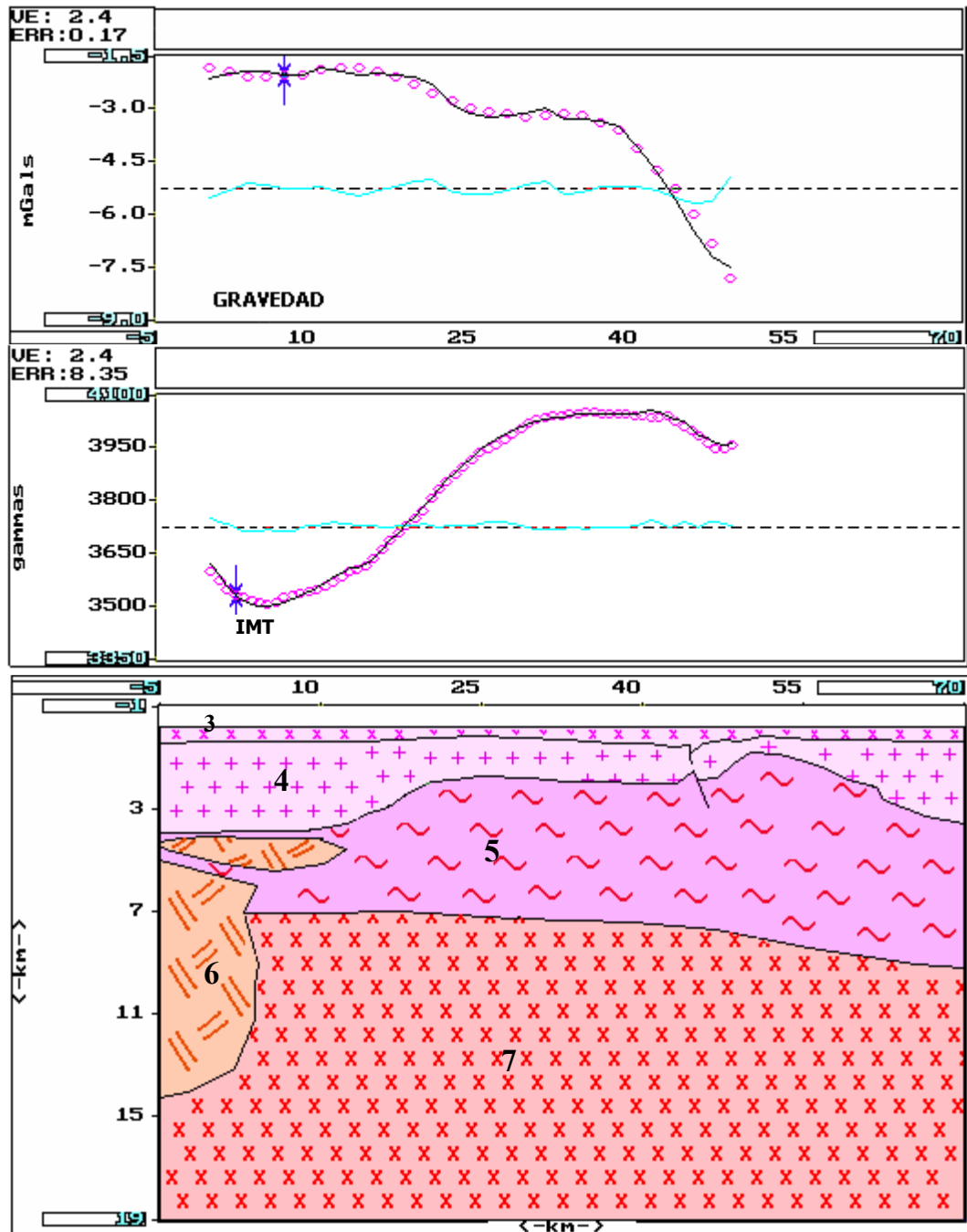


Fig. N° 6.4. Modelo geológico definido en el perfil C1-C2.

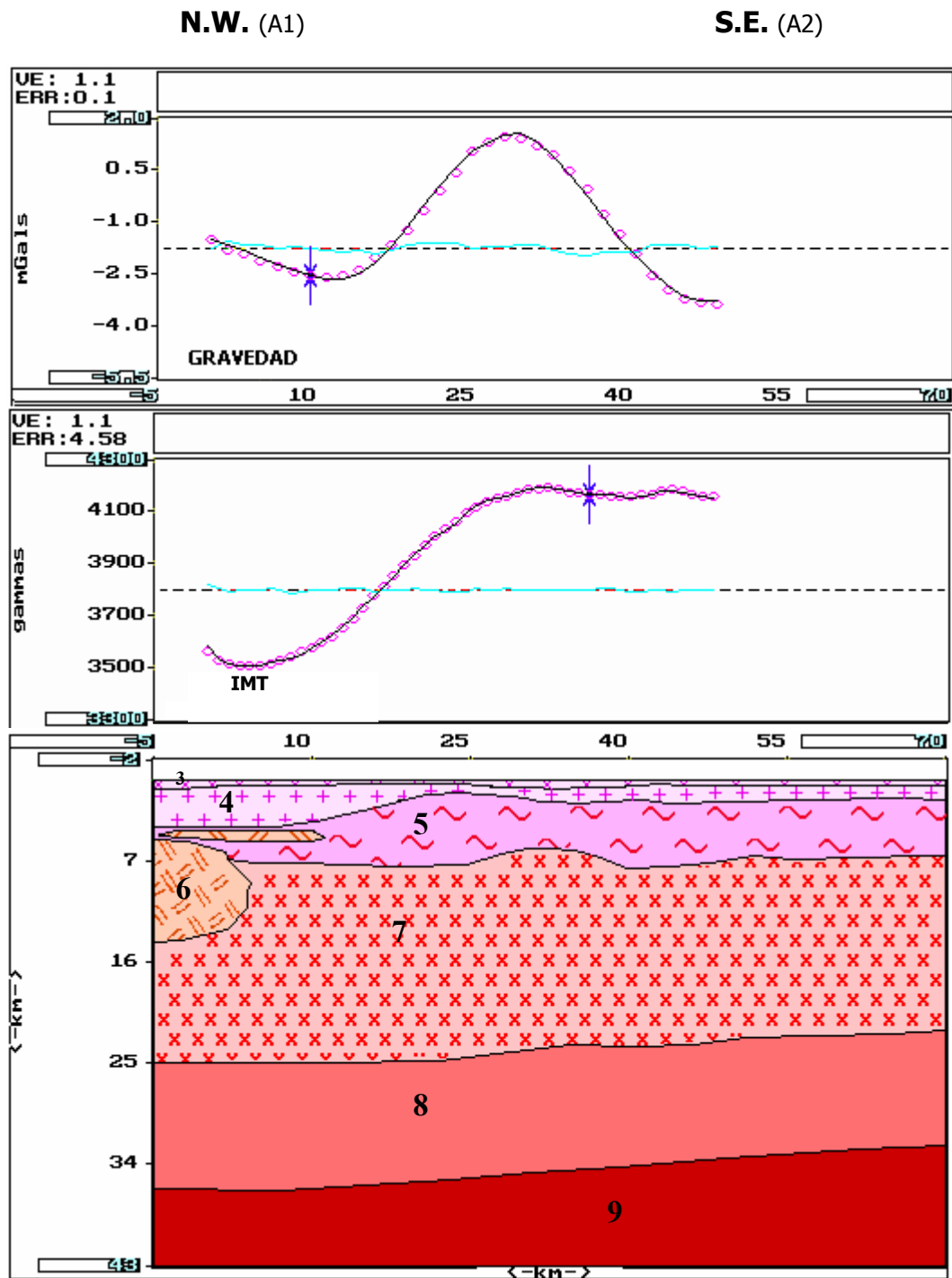


Fig. N° 6.5. Modelo geológico que incluye la sección profunda en el perfil A1-A2.

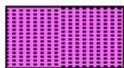
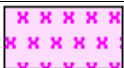
Símbolo	Unidad N°	Espesor medio (mts)	Densidad (g/cm ³)	Susc. Mag. (k*10 ⁻⁶) emu
	1	510	2,6	3000
	2	480	2,65	1500
	3	580	2,61	600-1000
	4	1800	2,63-2,65	5000-7000
	5	3200	A.- 2,72-2,75 B.- 2,68-2,71 (sólo en el "horst" del modelo geológico B1-B2)	A.- 8000-12000 B.- 6000-9000 (sólo en el "horst" del modelo geológico B1-B2)
	6	6500	2,85-2,90	100-400
	7	13000	2,96	20000
	8	10500	3,16	25000
	9	No determinado	3,31	36000

Tabla N° 6.3. Propiedades gravimétricas y magnéticas de las unidades litológicas propuestas en el modelado de los perfiles A1-A2, B1-B2 y C1-C2.

En la tabla N° 6.2 se indican algunas características gravimétricas y magnéticas de los modelos geológicos propuestos como son: registro máximo observado (max. obs.), registro mínimo observado (min. Obs.), diferencia o rango entre el registro máximo y mínimo observado (rango obs.), error absoluto (error) y error relativo a la diferencia o rango expresado en porcentaje (error %).

MODELO GEOLÓGICO DEFINIDO EN EL PERFÍL A1-A2									
GRAVIMÉTRICO (mgal)					MAGNÉTICO (gamma)				
max, obs	mín. obs.	rango obs	error	error (%)	max, obs	mín. obs.	rango obs	error	error (%)
1,5	-3,36	4,86	0,1	2,08	4193,4	3506,5	686,9	4,58	0,67
MODELO GEOLÓGICO DEFINIDO EN EL PERFÍL B1-B2									
GRAVIMÉTRICO (mgal)					MAGNÉTICO (gamma)				
max, obs	mín. obs.	rango obs	error	error (%)	max, obs	mín. obs.	rango obs	error	error (%)
2,65	-3,26	5,91	0,27	4,57	4136,3	3506,5	629,8	7,81	1,24
MODELO GEOLÓGICO DEFINIDO EN EL PERFÍL C1-C2									
GRAVIMÉTRICO (mgal)					MAGNÉTICO (gamma)				
max, obs	mín. obs.	rango obs	error	error (%)	max, obs	mín. obs.	rango obs	error	error (%)
-1,83	-7,87	6,04	0,17	2,81	4051,8	3506,5	545,3	8,35	1,53

Tabla N° 6.2. Características gravimétricas y magnéticas entre los perfiles observados y calculados.

6.4 - ANÁLISIS DE RESULTADOS DE LOS MODELOS GEOLÓGICOS.

En general, las unidades litológicas presentadas en los modelos geológicos (Fig. 6.2, 6.3, 6.4 y 6.5) se distribuyen de forma tabular en sentido horizontal con espesores variables y en contacto concordante con otras unidades; por el contrario, la unidad N° 6 se presenta con forma aproximadamente circular a elíptica, la unidad N° 1 en contacto discordante suprayacente la unidad N° 4 y la unidad N° 5 en contacto intrusivo subyacente a la unidad N°4. En todos los modelos geológicos se

presenta la unidad N° 6 compuesta de dos cuerpos aparentemente de origen intrusivo, ubicados en los extremos A1, B1 y C1 de los modelos geológicos. La relación conjunta entre los tres modelos geológicos permite tener idea del comportamiento espacial de las unidades litológicas

Las unidades litológicas propuestas se caracterizan por las propiedades físicas de densidad y susceptibilidad magnética que se listan en la Tabla N° 6.3, los cuales tienden a aumentar simultáneamente con la profundidad de las unidades litológicas. El rango de densidad se presenta entre $2,6 \text{ g/cm}^3$ y $3,31 \text{ g/cm}^3$ en tanto, la susceptibilidad magnética entre $100 \cdot 10^{-6} \text{ emu}$ y $36000 \cdot 10^{-6} \text{ emu}$. Una unidad litológica puede constituirse de varias facies, por esto, en algunos casos se presentan rangos de densidad y susceptibilidad magnética.

En cada uno de los perfiles geológicos, los errores entre las anomalías gravimétricas y magnéticas calculadas y observadas son menores a 0,3 miligales y 8,5 gammas respectivamente. En todos los casos los errores relativos gravimétricos son mayores a los errores relativos magnéticos, es posible que se deba a ciertas limitaciones de las curvas gravimétricas observadas a consecuencia de su elaboración basada en pocos datos gravimétricos desigualmente distribuidos en la zona en estudio, por el contrario, las curvas magnéticas observadas son el resultado de numerosos datos cercanos entre sí y con buena distribución espacial.

Analizando los valores de densidad y susceptibilidad magnética presentados en la Tabla N° 6.3, con los datos geológicos regionales y locales se pueden reconocer los tipos de rocas más probables que deberían existir en la realidad geológica de la zona estudiada.

Las unidades litológicas presentan diversos comportamientos a través de los tres modelos geológicos. La unidad N° 3 es tabular con espesor prácticamente constante. La unidad N° 4 presenta su máximo espesor hacia la zona de intersección entre los perfiles ubicados en la zona noroeste. La unidad N° 5 se presenta subyacente a la unidad N° 4, su menor espesor se ubica en el hacia el noroeste y el máximo espesor hacia el nordeste. La unidad N° 6 posee forma tridimensional aproximadamente elipsoidal y presenta propiedades paramagnéticas. Las unidades litológicas N° 7, 8 y 9 presentan espesor constante.

Los cuerpos litológicos profundos presentados en la Fig. N° 6.5 se disponen en sentido horizontal, con ligero buzamiento al noroeste.

Cabe destacar que el perfil B1-B2 está ubicado espacialmente sobre los principales contrastes litológicos; además, se caracteriza por presentar la curva gravimétrica y la curva aeromagnética más compleja respecto al resto de los perfiles estudiados, esto conllevó al modelo geológico más complejo de la zona en estudio (Fig. N° 6.3).

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Como resultado del estudio gravimétrico y magnético realizado en la zona noroeste del Estado Amazonas se concluye lo siguiente:

1. La base de datos de intensidad magnética total generada con el proceso de digitalización sirvió como base principal para el desarrollo del procesamiento magnético.

2. La dirección predominante de las isogammas en el mapa aeromagnético de anomalía regional coincide con la dirección de menor variación de las propiedades magnéticas determinado por el método geoestadístico, además, la dirección de mayor continuidad de las propiedades magnéticas y gravimétricas coinciden con la dirección de las estructuras geológicas observadas en superficie.

3. El método geoestadístico permitió generar mapas aeromagnéticos suavizados con gradiente más uniformes de acuerdo a respuestas geológicas comunes; esto conlleva a eliminar efectos de ruido y conservar frecuencias espaciales propias de cuerpos anómalos.

4. El análisis espectral permitió estimar la profundidad de 7,1 Km que corresponde a la interfase entre las Provincias de Cuchivero e Imataca, así como también la profundidad de 760 mts de interfase entre los granitos postectónicos y los granitos sintectónicos que integran la Provincia de Cuchivero.

5. El uso de modelos geológicos con estructuras litológicas horizontales de forma tabular en el modelado magnético y gravimétrico produjo ajustes consistentes entre las curvas de anomalía calculadas y observadas; con errores menores de 9 gammas y 0,3 miligal.

6. Los errores porcentuales de ajuste entre curvas observadas y calculadas son mayores en el dominio gravimétrico que en el dominio magnético a consecuencia de la limitada cantidad de datos gravimétricos respecto a los datos magnéticos.

7. El proceso de modelado gravimétrico y magnético permitió reconocer dos estructuras geológicas importantes; entre las cuales se presenta un cuerpo con forma elipsoidal y propiedad paramagnética que controla una importante anomalía magnética negativa; la otra, constituida por estructuras en forma de “horst”.

Recomendaciones.

Los mapas aeromagnéticos utilizados en la digitalización pueden presentar numerosos máximos y mínimos locales. Cada máximo local culmina con una isogamma que generalmente es de característica cerrada y los valores de la superficie magnética dentro de dicha isogamma son de mayor magnitud; de manera semejante se pueden encontrar los mínimos locales. Si se quiere generar una base de datos que mejor represente el mapa aeromagnético es importante que se digitalice una pequeña área dentro de la mayor o menor isogamma, de esta manera se asegura la existencia de datos en los máximos y mínimos magnéticos, de lo contrario, en la base de datos aparecerán menos realzados los máximos y mínimos magnéticos respecto a los mapas originales, produciendo pérdida en los datos.

Se recomienda lo siguiente:

1. Adquirir datos geológicos de superficie, gravimétricos y magnéticos a detalle en el perfil B1-B2 para definir con mayor exactitud la estructura tipo “horst!” porque podría contener minerales ferromagnéticos y asociados de importancia minera.

2. Recolectar y determinar la susceptibilidad magnética de muestras de roca bien distribuidas en el área de estudio para correlacionarlas con los datos aeromagnéticos residuales; de esta manera es posible elaborar el pseudomapa de susceptibilidad magnética indispensable para establecer la ubicación y estimar volúmenes de yacimientos minerales, así como el grado de confiabilidad en la evaluación.

3. En estudios similares, es importante digitalizar todos los mapas aeromagnéticos, gravimétricos y geológicos con el objeto de representarlos conjuntamente, para establecer posibles vínculos entre los gradientes de los campos potenciales terrestres y las estructuras geológicas superficiales.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS

- AUTODESK Inc** (2000) "AUTOCAD2000". Para arquitectura y aplicaciones en mapas. {Programa}.
- BATH, M.** (1974). "Spectral Analysis in Geophysics". Ediciones Elsevier. Amsterdam. 364 p.
- BHATTACHARYA, B. K.** (1966). "Continuous spectrum of the Total Magnetic Field anomaly due to a rectangular prismatic body". Geophysics, 31 (1) : 97-121.
- BLATT, H.** (1996) "Petrology". Ed. W.H. Freeman and company, segunda edición. New York. 529 p.
- CANTOS, F.** (1974) "Tratado de Geofísica Aplicada". Litoprint. Madrid, 520p.
- CASE, J. y W. McDONALD** (1990) "Crustal structure of the caribbean region". GSA. V h.
- CASTILLO, J., A. PERARNAU y G. GARDI** (1988). "Paleomagnetismo de rocas de la Provincia de Roraima y del Complejo Supamo en la zona de La Escalera, Estado Bolívar". Memoria del IV Congreso Venezolano de Geofísica. Impresos Minipres. Caracas. 631 p.
- CHALBAUD D.** (2000). "Determinación del espesor cortical del Escudo de Guayana a partir de análisis de información de sísmica de refracción". Tesis de Grado, Departamento de Geofísica U.S.B. Caracas 98 p. Inédito.
- DANA, E. y A. SALISBURY** (1984) "Manual de Mineralogía de Dana". Ed. Reverté, tercera edición. Madrid, 526p.
- DAVIS, J.** (1973) "Statistics and Data Analysis in Geology". Ed. Library of congress cataloging in publication. New York. 549 p.
- DE MENA, H. PASSALACQUA y S. RANDAZZO** (1994) "Interpretación Aeromagnética en un área ubicada en el Distrito Páez, Estado Apure". Memoria del VII Congreso Venezolano de Geofísica. Impresos Minipres. Caracas. 542 p.

- FRAILE, A.** (1965) "Provincias Fisiográficas de Venezuela". Eneves. Caracas, 435p.
- GARLAND, G** (1971) "Introduction to Geophysics, Mantle, Core and Crust". W.B. Saunders Company. Toronto. 410 p.
- _____ (1977) "The Earth's Shape and Gravity". Biddles ltd guildford. Great Britain. 72 p.
- Geo-EAS Inc** (1998) "VARIOWIN". V. 2.2 {Programa}
- GEOSOFT Inc** (1994) "GM-SYS". V. 3.70.09 G. Gravity and magnetics system {Programa}
- GOLDEN SOFTWARE Inc** (1996) "Surfer 32". V. 6.02 {Programa}.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C., J. ITURRALDE y X. PICARD** (1980) "Geología de Venezuela y sus Cuencas Petrolíferas". Tomo I. Ediciones Foninves. Caracas, 680p.
- HAMMER, S.**(1939) "Terrain corrections for gravimeter stations". Geophysics 4(3): 184-194.
- MENDOZA, V.** (1974) "Geología del área del Río Suapure" IX Conferencia Geológica Interguayanas, Ciudad Guayana. Boletín Geológico, Caracas. Publicación Especial N° 6. 423 p.
- _____ (1997) "Evolución tectónica del Escudo de Guayana" II Congreso Latinoamericano de Geología, Caracas. Boletín Geológico, Caracas. Publicación Especial V, 3: 2237-2250.
- MENDOZA V., L. MORENO, S. GHOSH, F. BARRIOS, D. RIVAS, J. MARTÍNEZ, P. LIRA y G. SARDI** (1977) Mapa geológico e informe de estudio en campo de la parte norte del Territorio Federal Amazonas. Mapa escala 1:500000. 32 p.
- MINISTERIO DE ENERGÍA Y MINAS** (1972) " Mapa geológico de Venezuela". Ed. 1-DG. Escala 1:500000.
- _____ (1997) "Léxico Estratigráfico de Venezuela". Publicación Especial No 12. Tercera edición. M.J. editores. Caracas. 846 pp.
- PARASNIS, D.C.** (1971) "Geofísica Minera". Paraninfo. Madrid, 376 p.

- REAL STATS AND REAL EASY Inc** (1996) “SPSS”. V 7.5 {Programa}.
- SPECTOR, S. GRANT** (1992) “Statistical Models for Interpreting Aeromagnetic Data”. www.investigation_geophysics/magneticmodel/stat.htm.
- TÉCNICA RORAIMA** (1973) “Interpretación e Informe de Operaciones, Zona Oeste”. Volumen N° 1. Caracas, 56 p.
-
- _____ (1973) “Mapas de componente total del campo magnético”. Cartas: 4B, 4C, 5B y 5C de la zona oeste del Estado Amazonas. Escala 1:50000.

APÉNDICES.

A – TRANSFORMACIÓN DE COORDENADAS RELATIVAS A COORDENADAS ABSOLUTAS.

Sean las coordenadas relativas (x,y) del mapa presentado como una figura en AUTOCAD2000. Se quiere conocer las coordenadas geográficas (X,Y) por medio de relaciones de proporción en base a datos relativos a la figura y datos de coordenadas geográficas del mapa.

(A,B)

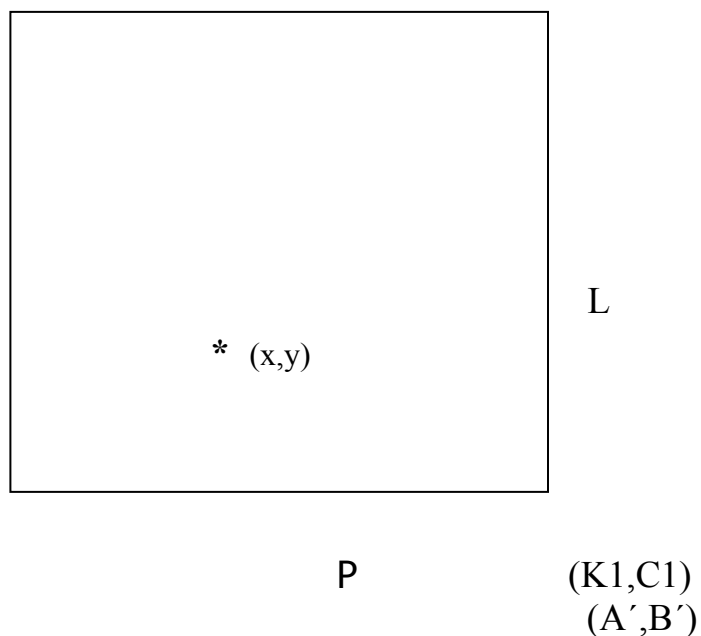


Fig. N° A-1. Ubicación de los parámetros necesarios para la conversión de coordenadas relativas a coordenadas absolutas.

En la Fig. N° A-1 se aprecian los parámetros necesarios para la conversión de coordenadas relativas a coordenadas absolutas. (A,B) es la coordenada relativa en los ejes horizontal y vertical del vértice superior izquierdo del dibujo, (A',B') es la coordenada relativa en los ejes horizontal y vertical del vértice inferior derecho del dibujo, la coordenada geográfica de longitud y latitud del vértice inferior derecho es $(K1,C1)$, k es el intervalo P medido en grados y c toma en cuenta el intervalo L medido en grados.

Tomando en cuenta un punto de coordenada relativa (x,y) y los valores de la Fig. A-1, en el eje horizontal se cumple la relación de proporcionalidad siguiente:

$$(A-A')/k = (x-A')/(X-K1)$$

Despejando X , que representa la coordenada geográfica de longitud en grados, queda $X = k*(x-A')/(A-A') + K1$.

De igual manera se obtiene el valor de Y que representa la coordenada geográfica de latitud $Y = c*(y-B')/(B-B') + C1$.

B - COEFICIENTES Y TRANSFORMADA DE FOURIER UTILIZADOS EN EL ANÁLISIS ESPECTRAL.

La ecuación generalizada de Fourier es la siguiente:

$$f(x) = \sum_{n=1}^N A_n f_n(x) \quad (1)$$

Cuando se toma a $f_n(x)$ como base ortonormal de senos y cosenos, la ecuación 1 se convierte en:

$$f(x) = (a_0/2) + \sum_{n=1}^N \{ a_n \cos(nx) + b_n \sin(nx) \} \quad (2)$$

A la ecuación (2) la multiplicamos por $\cos(nx)$ e integramos entre $-\pi$ y π queda:

$$\begin{aligned} \int_{-\pi}^{\pi} f(x) \cos(nx) dx &= \int_{-\pi}^{\pi} (a_0/2) \cos(nx) dx + \sum_{n=1}^N \left\{ a_n \int_{-\pi}^{\pi} \cos(nx) \cos(nx) dx \right. \\ &\quad \left. + b_n \int_{-\pi}^{\pi} \sin(nx) \cos(nx) dx \right\} \end{aligned} \quad (3)$$

$$\text{La integral } \int_{-\pi}^{\pi} (a_0/2) \cos(nx) dx = (a_0/2n) [\sin(nx)] \Big|_{-\pi}^{\pi} = 0 \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \text{La segunda integral: } \sum_{n=1}^N \int_{-\pi}^{\pi} \cos(nx) \cos(nx) dx &= \sum_{n=1}^N \int_{-\pi}^{\pi} (1/2)(1 + \cos 2nx) dx = \\ &= \sum_{n=1}^N \left[\frac{x}{2} + \frac{\sin 2nx}{4n} \right]_{-\pi}^{\pi} = \sum_{n=1}^N \pi = N\pi \end{aligned}$$

$$\sum_{n=1}^N a_n \left[\frac{1}{2} \left(\frac{\pi}{- \pi} + (1/2n) \frac{\pi}{- \pi} \right) \right] = \sum_{n=1}^N a_n 2\pi \quad (5)$$

$$\text{La tercera integral: } \sum_{n=1}^N b_n \int_{- \pi}^{\pi} \sin(nx) \cos(nx) dx = \sum_{n=1}^N b_n \int_{- \pi}^{\pi} (1/2n) \sin^2(nx) dx \quad (6)$$

como: $\sin(n\pi) = \sin(-n\pi) = 0$ entonces la integral (6) es cero.

De los resultados 4, 5 y 6 dentro de la ecuación 3 resulta:

$$\int_{- \pi}^{\pi} f(x) \cos(n x) dx = \sum_{n=1}^N a_n 2\pi \quad (7) \text{ si sustituimos } \pi \text{ por } \lambda.$$

$$\int_{- \lambda}^{\lambda} f(x) \cos(n x) dx = \sum_{i=1}^N a_i 2 \lambda \quad \text{si se tienen valores discretos, queda:}$$

$$\sum_{i=1}^M f(x_i) \cos(n x_i) \Delta x_i = \sum_{n=1}^N a_n 2 \lambda \quad (7)$$

A la ecuación (2) la multiplicamos por $\sin(n x)$ e integramos entre $-\pi$ y π queda:

$$\int_{- \pi}^{\pi} f(x) \sin(n x) dx = \int_{- \pi}^{\pi} (a_0/2) \sin(n x) dx + \sum_{n=1}^N \left\{ a_n \int_{- \pi}^{\pi} \cos(n x) \sin(n x) dx + b_n \int_{- \pi}^{\pi} \sin(n x) \sin(n x) dx \right\} \quad (8)$$

Si resolvemos todas las integrales resulta lo siguiente:

$$\int_{-\pi}^{\pi} f(x) \sin(nx) dx = \sum_{n=1}^N b_n 2\pi \quad \text{al sustituir } \pi \text{ por } \lambda.$$

$$\int_{-\lambda}^{\lambda} f(x) \sin(nx) dx = \sum_{i=1}^N b_i 2\lambda \quad \text{si se tienen valores discretos, queda:}$$

$$\sum_{i=1}^M f(x_i) \sin(nx_i) \Delta x_i = \sum_{n=1}^N b_n 2\lambda \quad (9)$$

Los coeficientes a_n (y) b_n son los coeficientes de Fourier.

Por otro lado, se sabe que la Transformada de Fourier de una función es la siguiente:

$$F(k) = [1/\sqrt{(2\lambda)}] \int_{-\infty}^{\infty} f(x) e^{-kx} dx$$

La ecuación que representa la función magnética respecto a la posición es:

$$g(x,y) = \sum_K \sum_M C_m^k \cos\{(2\pi/DxN)(Kx+my) - P_m^k\}$$

Dónde P es el ángulo de fase apropiado y $C_m^k = [(x_R^k)^2 + (x_I^k)^2]^{1/2}$

Con el fin de calcular la distancia espectral, por medio de la energía en dos dimensiones: $E(i,j) = [XR(i,j)^2 + XI(i,j)^2]$ dónde XR es la parte real y XI la parte imaginaria.

C - NOCIONES DE ESTADÍSTICA CLÁSICA Y GEOESTADÍSTICA.

La estadística clásica.

El campo de la estadística tiene que ver con la recopilación, presentación y uso de datos para tomar decisiones y resolver problemas. A menudo es necesario emitir alguna conclusión a partir de la información contenida en los datos, si los datos son representativos de la población en la que se tiene interés, entonces se puede aplicar la conclusión a toda la población o conjunto.

Distribución de frecuencia e histograma.

La distribución de frecuencias ofrece un resumen más compacto de los datos que el diagrama de tallo y hoja. Para construir una distribución de frecuencia primero se divide el rango de los datos en intervalos, los cuales se conocen como intervalos de clase, si es posible, las clases deben tener el mismo ancho.

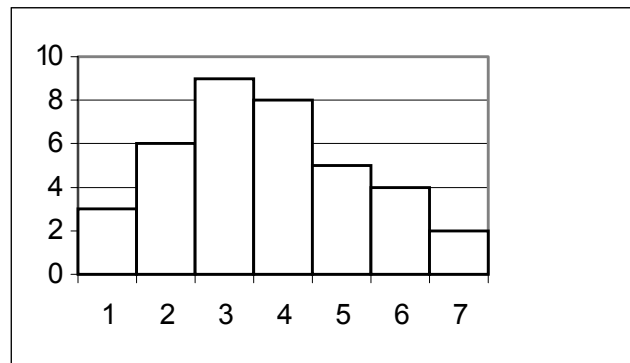


Fig. N° A-2. Ejemplo de histograma de frecuencia.

Medidas de localización o tendencia central.

Media.

La medida más común de localización de un grupo de datos es el promedio aritmético ordinario o media muestral.

Las observaciones de tamaño n son:

$X_1, X_2, \dots, X_n$ entonces $\text{Media} = \bar{X} = (X_1 + X_2 + \dots + X_n)/n$

Moda.

La moda es la observación que se presenta con mayor frecuencia en la muestra.

Mediana.

Es el punto dónde la muestra se divide en dos partes iguales.

Varianza muestral.

Si $X_1, X_2, \dots, X_n$ es una muestra de n observaciones, la varianza es:

$$S^2 = \left[\sum (X_i - \bar{X})^2 / (n-1) \right] \text{ la sumatoria se realiza de } i=1 \text{ hasta } n.$$

Desviación estándar.

Es la raíz cuadrada positiva de la varianza.

Coeficiente de variación. Se define por $C_v = S / \bar{X}$

Diagrama de caja.

El diagrama de caja es una presentación visual que describe al mismo tiempo varias características importantes de un conjunto de datos tales como el centro, la dispersión, la desviación de la simetría y la identificación de comportamientos que se alejan de manera poco usual del resto de los datos. En el diagrama también se presenta la distancia intercuartil, los valores mínimos y máximos de los datos sobre

un rectángulo alineado horizontal. Los diagramas de caja son muy útiles al hacer comparaciones gráficas entre conjuntos de datos.

Sesgo.

La distribución de probabilidad de un estimador debe estar centrada alrededor del parámetro poblacional que se pretende estimar, si el parámetro poblacional es igual al valor del estimador, entonces el sesgo es cero, pero esto sucede cuando el número de muestras tiende a infinito.

Variograma.

Es una representación producto del análisis de la continuidad de las propiedades que se estudian con respecto a la distancia de las variables regionalizadas. El variograma estimado es importante para conocer el modelo que mejor se adapta a los datos al igual que los valores de nugget, sill y rango que caractericen al variograma estimado.

Propiedades del variograma.

- 1.- $\gamma(h) = 0$ si $h = 0$ y $\gamma(-h) = \gamma(h)$ para cualquier h .
- 2.- Todo variograma es una función definida positiva condicional.
- 3.- En el caso de funciones aleatorias estacionarias, el variograma y la covarianza son equivalentes. (Existen variogramas que no tienen covarianza equivalente).
- 4.- Si a partir de una distancia d , $Z(x)$ y $Z(x + h)$ no están correlacionadas entonces $C(h) = 0$, para todo h tal que $h \geq d$.

El variograma se estabiliza a partir de dicha distancia tomando el valor constante $C(0)$.

La distancia se llama rango o alcance del variograma.

El valor constante que toma se llama meseta o sill (Corresponde a la varianza de la función aleatoria Z).

Si dos (2) valores de una misma propiedad se encuentra separados a una distancia mayor al rango del variograma, entonces no hay correlación entre ambos.

Se cumple que $\lim_{h \rightarrow \infty} \gamma(h)/h^2 = 0$ (Para distancias grandes un variograma no puede crecer más rápido que la función cuadrática), si el variograma crece más rápido que la función cuadrática la variable tiene que ser tratada como una función no estacionaria.

Efecto “nugget” (Discontinuidad en el origen).

Aunque $\gamma(0)=0$, puede ocurrir que el variograma presente discontinuidad en el origen. Es decir, para valores de la distancia h sumamente pequeños, $\gamma(h)$ no se aproxima a $\gamma(0)$.

Esto puede indicar:

- La variable es extremadamente irregular a distancias cortas.
- Errores de medida.
- Presencia de estructuras de tamaño inferior a la distancia a la cual se tomaron las muestras.

El variograma experimental.

En un estudio geoestadístico es necesario determinar el modelo de variograma que será usado para la estimación o simulación de la variable en estudio. Debe ser obtenido de la propia información que aportan los datos o variable en estudio.

“Kriging”.

Método para producir mapas de contorno con criterio geoestadístico. El algoritmo toma en cuenta valores característicos del variograma estimado continuo y del modelo de anisotropía espacial obtenidos del estudio geoestadístico de los datos digitalizados para generar las curvas de contorno.

Muestreo.

El muestreo es una técnica estadística de gran importancia. El diseño para la aplicación del muestreo puede variar dependiendo de los objetivos que se requiera y

de la posibilidad económica que se tenga, como resultado se puede obtener una muestra representativa de la población.

La geoestadística.

La geoestadística es el uso de diversos métodos estadísticos aplicados a datos de las ciencias que estudian a la Tierra. El objetivo que persigue la geoestadística es describir la autocorrelación espacial de datos de la muestra y utilizar la autocorrelación en varios tipos de modelos espaciales, para definir el que mejor se adapte.

La autocorrelación espacial se puede analizar usando correlogramas, funciones de covarianza y variogramas.

Los modelos espaciales usados son variados, pero los más usados son los modelos exponenciales, esféricos y gaussianos.

Correlograma.

Es una función que muestra la correlación entre puntos de la muestra que se encuentran separados por una distancia h . Si se toma la distancia h sin importar la dirección de cada punto respecto a los diferentes puntos de la muestra, entonces se llama correlograma omnidireccional. Si h es un vector porque depende de la dirección tomada para la correlación se usa el correlograma direccional, y el modelo espacial se llama anisotrópico.

D. – LISTA DE DATOS GRAVIMÉTRICOS UTILIZADOS.

d ó f	Longitud(gra)	Latitud(gra)	G obs (mgal)	Cota (mts)	A boug. (mgal)
d	67.7125	5.0000	978058.0940	87.2300	4.4309
d	67.7306	5.0167	978058.2810	84.6700	3.8454
d	67.5861	5.0208	978054.9690	85.5100	0.6356
d	67.5778	5.0500	978056.1020	85.0200	1.2109
d	67.5444	5.0625	978053.3280	83.6100	-2.0425
d	67.5222	5.1000	978051.7890	90.2000	-2.8625
d	67.7492	5.1167	978056.0470	93.7800	1.8436
d	67.5042	5.1250	978052.2030	93.9800	-2.0941
d	67.5042	5.1492	978054.7970	101.8100	1.6744
d	67.5125	5.1583	978054.2730	102.1700	1.0744
d	67.7475	5.1639	978056.0780	93.0900	0.9769
d	67.5028	5.1917	978051.9690	115.9300	0.9773
d	67.4417	5.2042	978050.2730	119.5000	-0.2094
d	67.3875	5.2139	978048.8440	121.5000	-1.3976
d	67.3758	5.2500	978049.7500	121.9200	-0.9992
d	67.3328	5.2625	978046.3830	125.4300	-3.8711
d	67.3161	5.2881	978045.6330	127.7900	-4.5719
d	67.3069	5.3111	978045.4530	125.9700	-5.4977
d	67.2708	5.3389	978044.0000	142.9700	-4.0198
d	67.7167	5.3492	978057.0230	83.0400	-3.1330
d	67.6689	5.3786	978058.1560	85.4900	-2.0051
d	67.6489	5.4194	978060.1090	88.9500	-0.0513
d	67.6083	5.4519	978062.1330	66.8300	-2.9960
d	67.6033	5.4944	978060.8130	67.2100	-4.9680
f	67.3042	4.7994	978050.5700	132.6500	9.0522
f	67.5994	4.8042	978053.5470	106.2400	6.6858
f	67.2831	4.8056	978050.1800	134.7800	8.9955
f	67.8194	4.8125	978054.9530	78.7300	2.4743
f	67.4481	4.8158	978053.7970	114.0600	8.3212
f	67.7444	4.8194	978054.1480	88.3600	3.4870
f	67.2186	4.8236	978046.9770	141.3800	6.8378
f	67.4656	4.8306	978054.0470	112.3400	8.0054
f	67.5575	4.8403	978051.4300	102.6100	3.2986
f	67.5003	4.8403	978052.3980	109.4500	5.6321
f	67.4667	4.8444	978051.5390	114.3200	5.6822
f	67.7208	4.8458	978055.2970	85.2700	3.6196
f	67.5278	4.8500	978051.9920	104.5800	4.1063
f	67.8292	4.8800	978054.9060	80.9500	1.8458
f	67.7125	4.8806	978055.6560	86.3800	3.6713
f	67.6958	4.9167	978053.7970	88.4900	1.6795
f	67.7208	4.9333	978057.0000	91.6200	5.2502
f	67.8328	4.9417	978056.7190	78.2200	2.1652
f	67.7250	4.9556	978058.5940	94.6900	7.1130
f	67.6583	4.9575	978055.1560	86.3400	1.9779
f	67.7139	4.9750	978058.3980	96.2600	6.9281
f	67.6903	4.9750	978057.8520	92.9800	5.7273
f	67.6403	4.9861	978056.0390	88.1500	2.7767
f	67.7083	4.9917	978058.3440	94.6200	6.2866
f	67.8167	4.9917	978057.8910	77.9000	2.4956
f	67.6000	4.9944	978055.3200	86.4200	1.5821
f	67.7528	5.0333	978058.7580	84.1200	3.9503
f	67.7828	5.0400	978057.6090	82.2300	2.3189

d= estación dentro de la zona en estudio.

f= estación en la cercanía de la zona en estudio

d ó f	Longitud(gra)	Latitud(gra)	G obs (mgal)	Cota (mts)	A boug. (mgal)
f	67.7661	5.0750	978054.7030	96.1600	1.6396
f	67.7694	5.0750	978058.0000	81.1600	1.9420
f	67.7944	5.0792	978056.9220	111.6600	6.8867
f	67.7750	5.1972	978056.7270	90.2500	0.5183
f	67.8056	5.2167	978060.6410	81.1900	2.3067
f	67.5444	5.7808	978046.4243	98.6900	-10.3693
f	67.7944	5.2417	978058.7970	87.0600	1.2253
f	67.7792	5.2750	978058.7970	87.0600	0.6767
f	67.7944	5.2917	978060.0310	73.4800	-1.0760
f	67.2436	5.3333	978044.8830	141.5400	-3.3295
f	67.2006	5.3333	978044.0470	133.9800	-5.6748
f	67.7633	5.3361	978059.1560	77.9300	-1.8018
f	67.1706	5.3436	978041.3590	141.4100	-7.0512
f	67.1328	5.3569	978042.1170	140.9300	-6.6123
f	67.0833	5.3681	978039.0080	141.8300	-9.7281
f	67.0389	5.3833	978038.8280	141.8500	-10.1611
f	67.0167	5.3933	978037.8590	141.0100	-11.4664
f	67.5742	5.5383	978060.4770	89.1300	-1.6854
f	67.3986	5.5417	978058.6800	63.1500	-8.7267
f	67.4458	5.5481	978054.0230	82.3200	-9.6675
f	67.3375	5.5481	978053.8440	75.9500	-11.1182
f	67.2778	5.5611	978053.4300	72.7900	-12.3899
f	67.3667	5.5681	978056.4060	75.2000	-9.0537
f	67.5236	5.5694	978057.9530	78.5400	-6.8641
f	67.4853	5.5806	978055.9770	87.9000	-7.1653
f	67.5942	5.5853	978062.7030	70.8500	-3.9255
f	67.5556	5.5917	978059.4530	76.8900	-6.0814
f	67.5050	5.6042	978061.0470	63.7400	-7.3315
f	67.5917	5.6083	978063.6800	60.2300	-5.4723
f	67.6100	5.6183	978060.7970	73.1800	-5.9456
f	67.6075	5.6208	978060.7970	73.1800	-5.9896
f	67.2583	5.6278	978050.2730	105.5600	-10.1715
f	67.5992	5.6319	978060.9530	72.8800	-6.0890
f	67.1333	5.6361	978050.2970	91.9900	-13.0033
f	67.6250	5.6694	978059.2030	65.8400	-9.9072
f	67.5897	5.7014	978060.7730	58.2800	-10.4145
f	67.5731	5.7417	978061.0230	58.6400	-10.8133
f	67.5736	4.8278	978052.0940	106.8900	5.0063
f	67.5186	5.8000	978062.6691	71.9400	-8.4754
f	67.7708	5.0750	978074.5755	70.8100	2.7473
f	67.2333	4.5806	978047.7030	142.2100	11.3103
f	67.6500	4.6028	978053.9920	127.5400	14.3509
f	67.7111	4.6833	978052.8520	124.0200	11.3362
f	67.8222	4.6875	978050.9530	78.7900	0.3464
f	67.7167	4.7208	978054.3130	123.5800	12.1569
f	67.7111	4.7583	978054.3280	105.8300	8.0715
f	67.6389	4.7583	978054.3440	103.5000	7.6223
f	67.6847	4.7681	978054.5470	112.1200	9.4011
f	67.6158	4.7694	978053.2810	106.3700	6.9664
f	67.6583	4.7778	978054.3910	103.0100	7.2810
f	67.4397	4.7931	978055.0230	118.0800	10.6925
f	67.4111	4.7944	978052.7420	119.9500	8.7640
f	67.7250	4.7944	978055.9530	94.1400	6.8224
f	67.3667	4.7992	978051.8200	121.8800	8.1563

d= estación dentro de la zona en estudio.

f= estación en la cercanía de la zona en estudio

ANEXO
MAPA DE COMPONENTE TOTAL DEL CAMPO MAGNÉTICO
CON CRITERIO GEOESTADÍSTICO