

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

MODELAJE GRAVIMÉTRICO DEL BASAMENTO DE LA CUENCA DE LOS PALOS GRANDES.

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Ronny Meza.
TUTOR INDUSTRIAL: Prof. Nuris Orihuela.

**Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
para optar al Título de
Ingeniero Geofísico
Por el Br. Javier Sánchez Rojas.**

Caracas, junio de 2001.

©SÁNCHEZ R. JAVIER R., 2001
Hecho el Depósito de Ley.
Deposito Legal Ift 4872001551104

Dedicatoria.

(A² D)²

Agradecimientos.

Quiero expresar mis más sinceros agradecimientos:

A la Universidad Central de Venezuela por haberme brindado la oportunidad de realizar mis estudios.

A mi tutor académico el Profesor Ronny Meza por su asesoría durante la realización de este trabajo.

A mi tutor industrial la Profesora Nuris Orihuela, por su invaluable ayuda.

A Ricardo Ambrosio, cuya ayuda hizo posible la realización de este trabajo.

Al Departamento de Geofísica de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Universidad Central de Venezuela, representado por la Prof. Inírida Rodríguez

Un especial agradecimiento a las personas que colaboraron durante la realización de este trabajo, representadas por:

Ing. Víctor Rocabado

Marcos Romero

Franklin Tapias

Una nota especial para las personas que con su trabajo y colaboración hicieron este trabajo más fácil o más difícil como:

Eduardo (el Flaco de la Biblioteca).

A mi hermana Alice Sánchez y a toda mi familia.

A Arihanna Carvajal.



Los empleados con sus paros.

Los revoltosos que tomaron el Rectorado.



Sánchez R. Javier R.

MODELAJE GRAVIMÉTRICO DEL BASAMENTO DE LA CUENCA DE LOS PALOS GRANDES.

Tutor Académico: Prof. Ronny Meza. Tutor Industrial: Prof. Nuris Orihuela. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica.

Palabras clave: (Gravimetría, Análisis Espectral, Modelo, Los Palos Grandes)

Resumen.

En este trabajo se presentan los resultados de un estudio gravimétrico realizado en la cuenca de Los Palos Grandes.

La adquisición de los datos se realizó con el gravímetro LaCoste & Romberg modelo G-452. Se realizó la medición de 205 estaciones ordinarias, los datos de gravedad fueron procesados y referidos a 850 metros sobre el nivel medio del mar, se obtuvo como resultado la anomalía de Bouguer, a partir del cual se generó un mapa de isoanomalías gravimétricas.

Las curvas de isoanomalías de Bouguer poseen una tendencia general Este Oeste, el máximo valor se encuentran al Norte de la región de estudio, con un valor de -115.10 miligales y un gradiente de 5 mgal/m disminuyendo progresivamente en dirección Norte Sur donde se encuentra un gradiente de 1.6 mgal/m y un valor mínimo de -125.54 miligales. Se observan dos importantes cierres en la zona, vinculados a la presencia de fallas con dirección Norte-Sur y $N45^\circ O$ descritas por Singer (1977), en la zona Noreste con orientación Norte-Sur y una extensión aproximada de 1 Km^2 y en la zona Noroeste caracterizada por un alto gradiente gravimétrico.

A través de un análisis geoestadístico de los datos de anomalía de Bouguer realizado con el software GRIDSTATPRO, se determinó que el variograma teórico con menor error de ajuste (13.59) es el variograma de Gauss, que es usado

generalmente para representar superficies suaves. La roseta de distribución espacial y a la elipse de anisotropía muestran que la zona de mayor continuidad espacial tiene un azimut de 82° .

Se efectuó un análisis espectral de los datos, el cual mostró valores de profundidad de origen de la anomalía que varían entre 205 metros y 262 metros. El mapa obtenido como producto del análisis espectral mostró que la tendencia general de las curva de profundidad de basamento es Norte-Sur.

Se construyeron 10 modelos gravimétricos, 5 en perfiles de orientación Norte-Sur y 5 orientados Este-Oeste. Los modelos generados son coherente con la geología de la región, datos geofísicos existentes y especialmente con el análisis espectral de los datos.

A partir de los perfiles modelados se construyó el mapa de profundidad de basamento de la cuenca de Los Palos Grandes. En el mapa del basamento rocoso se observa que la profundidad varía entre 0 y -340 , destacándose la presencia de dos accidentes en el basamento rocoso: un mínimo absoluto superior a -340 metros en las coordenadas Norte 1162000 y Este 736700 y otro de 200 metros en la zona Noreste de la región de estudio. La presencia de estos accidentes es causada por movimientos de bloques diferenciales de naturaleza isoestática, activados por flexuras y fallas.

Índice General.

PORTADA.	i
DEDICATORIA.	ii
AGRADECIMIENTOS.	iii
RESUMEN.	iv
ÍNDICE GENERAL.	vi
ÍNDICE DE FIGURAS.	viii
ÍNDICE DE TABLAS.	x
CAPÍTULO I.- INTRODUCCIÓN	1
1.1.- INTRODUCCIÓN.	2
1.2.- UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO.	2
1.3.- OBJETIVOS	4
1.3.1.- OBJETIVO GENERAL.	4
1.3.2.- OBJETIVOS ESPECÍFICOS.	4
CAPÍTULO II.- GEOLOGÍA.	5
2.1.- CONSIDERACIONES GEOLÓGICAS DE LA REGIÓN DE CARACAS.	6
2.2.- RASGOS ESTRATIGRÁFICOS DE LA REGIÓN DE CARACAS.	10
2.3.- TRABAJOS PREVIOS EN LOS PALOS GRANDES.	
Condiciones del suelo en la zona de Altamira- Los Palos Grandes.	12
CAPÍTULO III.- ADQUISICIÓN DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS.	17
3.1.- CALIBRACIÓN DE GRAVÍMETRO.	18
3.1.1.- CALIBRACIÓN DEL GRAVÍMETRO LACOSTE & ROMBERG.	18
3.1.2.- CALIBRACIÓN VERTICAL.	20
3.2.- ESTACIONES BASES Y ESTACIONES ORDINARIAS.	23
CAPÍTULO IV. PROCESAMIENTO DE DATOS.	25
4.1.- CÁLCULO DE LA GRAVEDAD OBSERVADA.	27
4.1.1.- CORRECCIÓN POR MAREAS Y DERIVA INSTRUMENTAL.	28
4.2.- CÁLCULO DE LA ANOMALÍA DE BOUGUER.	30
4.2.2.- CORRECCIÓN DE AIRE LIBRE.	30
	vi

4.2.3.- CORRECCIÓN DE BOUGUER.	34
4.2.4.- CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA.	34
4.2.- EVALUACIÓN ESTADÍSTICA DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS	38
4.3.- TRANSFORMACIÓN DE LAS ANOMALÍAS PRINCIPIOS GENERALES.	44
4.3.1.-SEPARACIÓN DE LAS COMPONENTES REGIONAL Y RESIDUAL DE LA ANOMALÍAS DE BOUGUER.	46
4.3.2.- ANÁLISIS ESPECTRAL DE LAS ANOMALÍAS.	49
4.3.3.- MODELAJE LA ANOMALÍA DE BOUGUER	52
CAPÍTULO V.- ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS.	63
5.1.- MAPA DE ISOCORRECCIÓN TOPOGRÁFICA	64
5.2.- ANÁLISIS ESTADÍSTICOS DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS.	64
5.3.- MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER.	66
5.4.- MAPA DE ANOMALÍAS REGIONAL Y RESIDUAL.	66
5.5.- GRÁFICAS DE DESCOMPOSICIÓN ESPECTRAL.	69
5.6.- MODELO TRIDIMENSIONAL DEL BASAMENTO DE LA CUENCA.	71
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.	74
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS.	77
APÉNDICES.	80

Índice de Figuras.

Fig.	Nº.	Pag.
1.1	Localización de la zona de estudio.	3
2.1	Perfil Norte-Sur de la zona de Los Palos Grandes- La Floresta.	13
2.2	Mapa de espesor de sedimentos de Caracas.	13
2.3	Modelo magnetométrico según Aloisi (1996).	15
2.4	Ubicación del perfil I-01 y I-09 y espesores sedimentarios en Los Palos Grandes (Rocabado, 1999).	16
2.5	Relación entre la profundidad o el espesor de sedimentos y el período fundamental del suelo(Rocabado, 1999).	16
3.1	Gráfico de altura vs. gravedad observada.	21
3.2	Gráfico de diferencia de gravedad vs. corrección por altura.	21
3.3	Mapa de ubicación de las estaciones gravimétricas.	24
4.1	Gráfico de deriva diurna del día 01-11-2000.	29
4.2	Gráfico de deriva mensual, del 01-11-2000 al 01-12-2001 .	29
4.3	Corrección de aire libre.	31
4.4	Mapa topográfico de la zona de estudio, construido con las alturas que se usaron para realizar la corrección de aire libre y la corrección Bouguer de los datos.	31
4.5	Mapa topográfico 3D usado para realizar la corrección topográfica.	36
4.6	Mapa topográfico usado para realizar la corrección topográfica.	36
4.7	Mapa de isocorrección topográfica.	37
4.8	Histograma de frecuencias de anomalía de Bouguer.	39
4.9	Gráfico de anomalía de Bouguer, Normal Q-Q.	39
4.10	Gráfico Detrended Normal Q-Q de anomalía de Bouguer.	40
4.11	Gráfico Boxplot.	40
4.12	Curva de ajuste del variograma Gaussiano.	42
4.13	Roseta de distribución espacial.	42

4.14	Elipse de anisotropía.	42
4.15	Mapa de anomalías de Bouguer.	43
4.16	Mapa 3D de anomalías de Bouguer.	43
4.17	Mapa de componente regional, ajustado con un polinomio de 3 ^{er} grado.	47
4.18	Mapa de componente residual, calculado con un polinomio de 3 ^{er} grado.	48
4.19	Distancia espectral del archivo principal.	49
4.20	Mapa de ubicación de los perfiles gravimétricos y de los puntos estudiados con el análisis espectral.	54
4.21	Mapa geológico de la región de estudio.	56
4.22	Perfil NS-1, dirección Norte-Sur y longitud constante Este 735022.	57
4.23	Perfil NS-2, dirección Norte-Sur y longitud constante Este 735397.	57
4.24	Perfil NS-3, dirección Norte-Sur y longitud constante Este 735772.	58
4.25	Perfil NS-4, dirección Norte-Sur y longitud constante Este 736147.	58
4.26	Perfil NS-5, dirección Norte-Sur y longitud constante Este 736522.	59
4.27	Perfil EW-1, dirección Este-Oeste y latitud Norte 1161190.6.	59
4.28	Perfil EW-2, dirección Este-Oeste y latitud Norte 1161615.1.	60
4.29	Perfil EW-3, dirección Este-Oeste y latitud Norte 1162464.1.	60
4.30	Perfil EW-4, dirección Este-Oeste y latitud Norte 1162039.6.	61
4.31	Perfil EW-5, dirección Este-Oeste y latitud Norte 116288.6	61
5.1	Mapa de isoanomalías de Bouguer.	67
5.2	Mapa de profundidad de origen de las anomalías gravimétricas obtenido con el análisis espectral.	70
5.3	Mapa de isoprofundidad de basamento, vista 2D.	72
5.4	Mapa de isoprofundidad de basamento, vista 3D.	73

Índice de Tablas.

Tabla N°.		Pág.
1.1	Coordenadas de ubicación de la zona de estudio.	4
2.1	Resumen de las perforaciones realizadas en Los Palos Grandes.	14
3.1	Valores Corregidos de la gravedad, Edificio de Arquitectura, U.C.V.	21
3.2	Datos de la estación base.	34
4.1	Comparación entre la corrección topográfica calculada mediante la retícula de Hammer y con el programa TERRAIN.	35
4.2	Sumario de procesamiento.	38
4.3	Tabla de estadística descriptiva.	38
4.4	Prueba de Normalidad.	39
4.5	Ajuste de los modelos de variogramas.	41
4.6	Profundidad de origen de las anomalías gravimétrica.	51
4.7	Características de los perfiles.	53
4.8	Densidades en los modelos propuestos.	55

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

1.1.- Introducción.

Caracas tiene una sismicidad de moderada a alta y está expuesta a sufrir daños considerables en caso de un terremoto. Las pérdidas de vida y económicas pueden ser de tal magnitud que afecten seriamente la economía del país. Cualquier medida que se tome para mitigar los riesgos generará una reducción importante de las pérdidas y del impacto.

Las condiciones locales juegan un papel importante en el potencial destructor de las ondas sísmicas. Las condiciones del sitio en este contexto, incluyen el perfil de los suelos, sus propiedades, la geología local y el relieve topográfico. Con la información geotécnica existente, de estudios previos, se determinan las zonas o lugares donde es necesario realizar nuevos estudios, para obtener nuevos datos y completar la base de datos.

En este contexto la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS) adelanta diferentes proyectos de microzonificación sísmica, los cuales han tenido un acelerado auge, especialmente después de los resultados exitosos en ciudades con un alto riesgo sísmico.

El presente trabajo: Modelaje Gravimétrico del Basamento de la Cuenca de Los Palos Grandes, está enmarcado en el Proyecto de Microzonificación Sísmica de la Ciudad de Caracas, respaldado por la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas y tiene como objetivo principal cuantificar la profundidad del basamento en la Cuenca de Los Palos Grandes.

1.2.- Ubicación de la zona de estudio.

La región estudiada se encuentra en Caracas, en el flanco sur del Macizo montañoso del Ávila. La figura N° 1.1 muestra la ubicación de la zona de estudio, dentro de la región de Caracas. Los vértices que limitan la región de estudio se presentan en la tabla N°.1.1.

Figura 1.1 Localización de la zona de estudio.

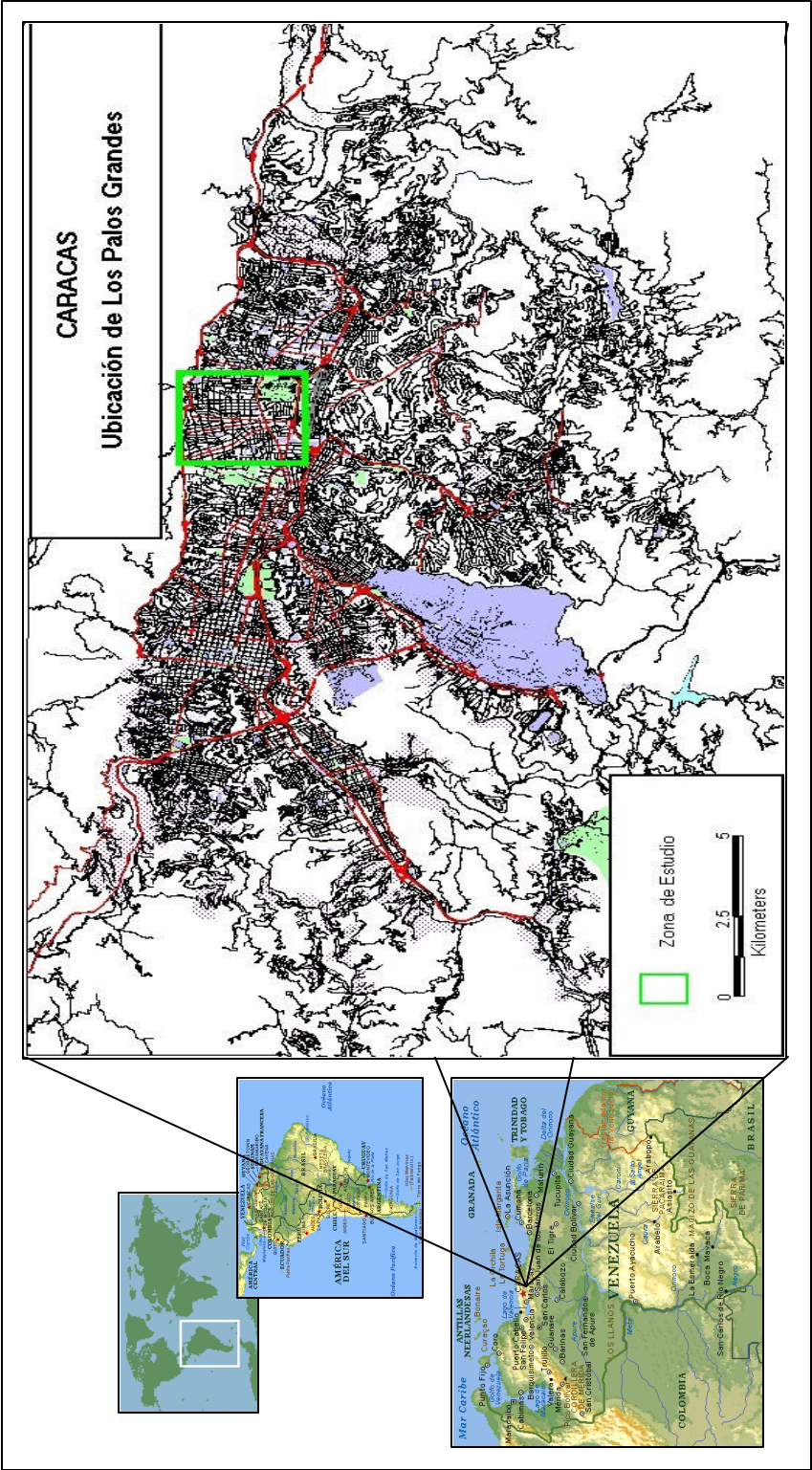


Tabla N°. 1.1 Coordenadas de ubicación de la zona de estudio.

Vértice	Norte	Este
A	734600	1163260
B	736850	1160660
C	734600	1163260
D	736850	1160660

1.3.- Objetivos.

1.3.1.- Objetivo General.

El objetivo principal de este estudio es cuantificar la profundidad del basamento en la Cuenca de Los Palos Grandes a partir del modelaje gravimétrico de 10 perfiles de orientación variable, trazados sobre mapas de anomalía de Bouguer.

1.3.2.- Objetivos Específicos.

1. Levantar una malla de estaciones gravimétricas con espaciamiento promedio de 150 m. en un área de 6 km²
2. Procesar los datos de gravedad observada para obtener la Anomalía de Bouguer.
3. Realizar el estudio geoestadístico de los datos, usando software especializado.
4. Realizar la separación regional-residual y el análisis espectral de los datos de anomalía de Bouguer.
5. Modelar los perfiles seleccionados sobre la base del análisis espectral con apoyo en la información disponible de la geología del subsuelo, construir un modelo tridimensional de la cuenca de Los Palos Grandes.

CAPÍTULO II.- GEOLOGÍA.

2.1.- CONSIDERACIONES GEOLÓGICAS DE LA REGIÓN DE CARACAS.

El Sistema Orogénico Central corresponde al denominado Surco de Guárico, una larga depresión que comienza a finales del Mesozoico, y se rellena durante el Paleoceno y el Eoceno inferior y medio, de una gruesa secuencia de sedimentos turbidíticos y fluxo-turbidíticos, con elementos gruesos derivados del macizo del norte y grandes masas de rocas alóctonas, principalmente de edad Cretácica.

Hacia el norte se encuentran las mayores elevaciones del Sistema orogénico Central el cual presenta una conspicua hendidura axial que define al norte, las elevaciones de la Cordillera de la Costa enmarcada geológicamente por la falla de La Victoria y su extensiones al Este y al Oeste y la falla de San Sebastián. La Sierra del Ávila es un gran horst en proceso de levantamiento entre este sistema de fallas.

La región de Caracas, situada en las cuencas de los ríos Guaire y Valle, limitada al norte por las estribaciones de la Sierra del Ávila, que confina su extensión. Se extiende sobre la planicie aluvial del valle, al Oeste de las gargantas de El Encantado y ocupa las colinas y elevaciones menores de la vertiente meridional del valle; muestra numerosas fallas a las que se añaden las demás manifestaciones tectónicas presentes en toda la cordillera; plegamientos cerrados y exprimidos, isoclinismo, fenómenos de transposición, declives con buzamiento alto, etc. Estas características forman un patrón muy complejo. Sumado a la descripción estratigráfica, representada por el Complejo de Sebastopol y el Grupo Caracas.

Las fallas del valle de Caracas pueden dividirse en tres tipos: fallas oblicuas de rumbo N 50-80° E, fallas longitudinales de rumbo Este-Oeste (sistema de fallas del Ávila) y fallas transversales de rumbo N 60° O (Dengo, 1951). Por sus características y orientación se presume que las tres han tenido orígenes diferentes y se han formado en diversas etapas orogénicas.

Las fallas oblicuas son las más antiguas, probablemente son aquellas (tanto de gravedad como corrimientos) que siguen el rumbo de los ejes de las estructuras principales, y tienen su origen en los esfuerzos de compresión que plegaron los sedimentos del Grupo Caracas a comienzos de la Orogénesis Andina. Estos esfuerzos, que en teoría deben ser perpendiculares a las estructuras que originan, debieron actuar en dirección aproximadamente N 10-40° O. Dado que son fallas de rumbo, no es fácil localizarlas en el campo, y su expresión topográfica es bastante pobre.

Los corrimientos por lo general se producen hacia el sur, de manera que el plano siempre buza hacia el norte; esto indica un sentido preferente Noroeste-Sureste en la compresión. Las fallas normales son de ángulo alto y buzan tanto al norte como al sur.

El Sistema de fallas del Ávila está constituido por las fallas de mayor longitud en la zona limitan el macizo montañoso del Ávila; se extienden en ambos flancos al pie de sus faldas desde las inmediaciones del río Mamo, donde pierden su expresión topográfica, hasta el Cabo Codera. El rumbo general de estas fallas es Este-Oeste y paralelo a la costa. En el flanco norte el sistema muestra, en términos generales, una configuración escalonada y la zona de fallas a veces alcanza anchuras de casi cien metros. El ángulo de buzamiento por lo general es de unos 40°-60° N, aunque en ocasiones llega a los 80°. En el flanco Sur del Ávila el aspecto de las fallas es distinto: el ángulo de buzamiento es prácticamente vertical; en consecuencia, el plano de falla buza unas veces al sur y otras al norte. En este último caso la falla se torna inversa, como ocurre al norte de Caracas en la Avenida Cota Mil, donde el augengneis está corrido sobre los sedimentos del valle. El origen de estas fallas deberá buscarse seguramente en el empuje vertical producido por el magma granítico que afectó a la Cordillera de La Costa en toda su extensión a fines del Cretáceo Superior y durante el paroxismo de la Orogénesis Andina en el Eoceno.

Las fallas transversales son una serie de fallas diagonales de rumbo aproximadamente N 60° O que muestran un extraordinario paralelismo entre sí.

Originalmente fueron fracturas de tensión engendradas por esfuerzos cortantes, que luego sufrieron desplazamiento lateral de hasta cuatro kilómetros. Como son fracturas abiertas, la erosión ha abierto profundos cursos de agua por el plano de falla que han borrado todo vestigio del mismo, de manera que poco puede decirse en concreto sobre el tipo de falla, el ángulo de buzamiento del plano y su movimiento verdadero.

Dos de estas fallas sirven de límite y seguramente son responsables del afloramiento del basamento de Sebastopol, por lo cual se deduce que deben tener una componente vertical fuerte. Por sus características y su probable origen podría tratarse de un sistema de fallas en *échelon*, cuyo rumbo formaría un ángulo de 45° con la dirección del esfuerzo cortante regional, que en este caso sería Este-Oeste.

Los aluviones del valle de Caracas constituyen un verdadero complejo aluvial desarrollado en el marco de un sistema morfogenético particular, de naturaleza catastrófica, correspondientes al encadenamiento, en un tiempo geológicamente corto, de varios episodios de morfogénesis aluvial que constan de dos fases mayores de acumulación: la primera, muy violenta, conduce al abandono de los abanicos de escombros piemontinos y a la desorganización correlativa del sistema de drenaje del Valle de Caracas (obturación del río Guaire y de la Quebrada Tocóme, difluencias de las Quebradas Chacaíto y Tocóme hacia el Parque del Este); la segunda, mas continua, resulta de la combinación de los efectos de represamiento aluvial originados detrás de los obstáculos creados, con acciones de lavado torrencial y con los productos de coladas de barro (Singer, 1977).

En sus partes apicales y proximales, estos abanicos aluviales constituyen verdaderas sabanas de escombros caracterizadas por una micro-topografía irregular de montículos y lóbulos dispuestos en forma de haz divergente hacia el valle. Ellos corresponden a formas de explayamiento de materiales de granulometría muy grosera, con bloques de hasta varios metros cúbicos, arrastrados solamente por flujos de consistencia viscosa. El modelado caótico se debe a amontonamientos erráticos, en la masa del flujo, de bloques acumulados alrededor de los obstáculos creados por los

bloques más grandes. Túmulos parecidos caracterizan la superficie de ciertos depósitos diamícticos. Otra característica típica es la diseminación de los bloques en toda la extensión de los abanicos sin muestra de abandono selectivo. Hacia los ápices de los explayamientos, sin embargo, ellos construyen diques marginales prominentes que acompañan cauces abandonados en forma de batea de un tamaño sin relación con el de las quebradas que los están entallando actualmente.

Igualmente característico es el espesor relativamente delgado, pero irregular en el detalle, de los materiales abandonados por estos flujos de escombros. Ellos alcanzan excepcionalmente más de 8 metros. Hacia las extremidades distales, en dirección de la Plaza Altamira, los espesores son del orden de 2 a 5 metros, con valores más altos hacia Los Palos Grandes.

La facies más común de los depósitos está constituida por materiales heterométricos groseros, muy mal estructurados. Las gravas son angulosas a subangulosas, mezcladas a veces con rodados torrenciales retomados a partir del lecho de las quebradas. Los clastos se disponen sin orden en una matriz de arenas gruesas terrosas, mal lavada, que provienen de la remoción de gneis descompuesto arrancado del faldeo vecino de la Cordillera. Lateralmente, sin embargo, se notan esbozos de estratificación bajo la forma de bancos irregulares de grava de hasta dos metros de espesor y bloques desordenados, alternando con horizontes más finos de arenas y gravas grisáceas mejor lavadas.

En las unidades distales, la microtopografía anterior se suaviza, se tienen grandes sectores lisos, más sinuosos y describen difluencias apenas marcadas en el tope del manto aluvial (Country Club, Chacao, Santa Eduvigis). Estas difluencias se reúnen aguas abajo los depósitos del Guaire. Los bloques se observan con menos frecuencia en superficie y no alcanzan a formar concentraciones caóticas. Aparecen aislados y embebidos en una masa compacta de limos arenosos amarillentos acumulada por coladas de barro líquidas. Estas facies distales pasan progresivamente a los aluviones contemporáneos del represamiento y de las descargas consecutivas del Guaire.

2.2.- RASGOS ESTRATIGRÁFICOS DE LA REGIÓN DE CARACAS.

Aguerrevere y Zuloaga (1937) definen la Serie Caracas, que posteriormente (1938) modificaron a Grupo, para designar a la secuencia de rocas metasedimentarias de grado bajo, bien expuestas en la región de Caracas, que reposa sobre un antiguo complejo ígneo, representada por rocas del Complejo Sebastopol, de edad paleozoica. Dengo (1951) en su estudio de la región de Caracas describe las rocas de este Grupo y señala estar constituido por las formaciones Las Brisas, Antímáno, Las Mercedes y Tacagua. Smith (1952) lo estudia en la región de Los Teques - Cúa. Seiders (1965) añade a la Formación Chuspita como la unidad más joven del Grupo. Las "formaciones" Tacagua y Antímáno previamente incluidas en este Grupo, son redefinidas como fases por Navarro *et al.* (1988) incluyéndolas en el Complejo La Costa. Parte de las rocas previamente consideradas como Formación Las Brisas que afloran al norte del macizo de El Ávila hoy se incluyen en el Esquisto de San Julián del Complejo Ávila. Con estos cambios sugeridos, el Grupo hoy día queda constituido por las formaciones Las Brisas, Las Mercedes y Chuspita, ocupando la franja septentrional de la serranía costera de la Cordillera de la Costa, inmediatamente al sur de las franjas que ocupan los complejos la Costa y Ávila.

El Grupo Caracas de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior, es típicamente de plataforma, lenta y progresivamente más profunda. Al final de la misma se introducen eventos volcánicos, depositadas en ambientes de surco.

La Formación Tacagua, de edad Jurásico-Cretácico, designa calizas grises, esquistos sericítico-epidótico y calcáreos y una secuencia de esquisto calcáreo-grafitoso, expuestos en el valle de la quebrada de Tacagua, Distrito Federal. Navarro *et al.* (1988) redefinen esta unidad como Fase Tacagua del Complejo La Costa.

A la Formación Las Mercedes, Mesozoico (Jurásico - Cretácico), Aguerrevere y Zuloaga (*op. cit.*), la definen como esquistos principalmente calcáreos, con zonas grafitosas y localmente zonas micáceas. Según Wehrmann (1972) y la revisión de González de Juana *et al.* (1980, p. 317) la litología predominante consiste en esquisto cuarzo - muscovítico - calcítico - grafitoso con intercalaciones de mármol grafitoso en forma de lentes, que alcanza gruesos espesores. La mineralogía promedio consiste en cuarzo (40%) en cristales dispuestos en bandas con la mica, muscovita (20%) en bandas lepidoblásticas a veces con clivaje crenulado, calcita (23%) en cristales con maclas polisintéticas, grafito (5%), y cantidades menores de clorita, óxidos de hierro, epidoto y ocasionalmente plagioclasa sódica.

Con el término Formación ANTIMANO (Cretácico), Dengo (1951) y Aguerrevere (1955, p. 5) designan a las rocas anfibólicas asociadas a mármol en la zona de Antímáno. Fue redefinida por Navarro *et al.* (1988) como Fase Antímáno.

Dengo (1951) describe esta formación como un mármol masivo de grano medio, color gris claro, con cristales de piritita, alternando con capas de esquistos cuarzo micáceos, y asociadas con cuerpos concordantes de rocas anfibólicas, algunas con estructuras de "boudinage".

Según Wehrmann (1972) la Formación Las Brisas, Mesozoico (Jurásico Tardío), está constituida en un 90% de esquistos cuarzo-feldespático-moscovíticos; el 10% restante lo constituyen, en orden de abundancia, esquistos cuarzo-feldespáticos, epidóticos o cloríticos, calizas, cuarcitas y metaconglomerados. Smith (1952.), divide la formación en dos miembros: miembro inferior, constituido por gneises y esquistos microclínicos conglomeráticos y miembro superior, formado casi enteramente por esquistos sericíticos.

La Formación Peña de Mora, (Pre-Mesozoico). Aguerrevere y Zuloaga (1937) introducen el nombre de "Augen-gneiss de Peña de Mora", posteriormente Dengo

(1951) la eleva al rango formacional. Urbani y Ostos (1989) en su redefinición de las rocas del macizo de El Ávila recomiendan utilizar el nombre original de Augengneis de Peña de Mora, denominando a las rocas adyacentes como Esquisto de San Julián, y ambas unidades como integrantes del Complejo Ávila. Según Wehrmann (1972), estos gneises poseen en promedio la siguiente mineralogía: cuarzo (35%), plagioclasa (albita - oligoclasa) (25%), microclino (20%), muscovita (8%), epidoto (5%) y cantidades menores de biotita, clorita, granate, zircón, opacos y apatito.

El Complejo basal de Sebastopol es una unidad ígneo-metamórfica sobre la cual descansa el Grupo Caracas, que constituye junto al Complejo de El Tinaco la unidad más antigua del macizo central de la Cordillera de la Costa. La litología tipo se asemeja más a un granito. Wehrmann (1972) lo describe como muy meteorizado, de color blanquecino característico producido por la transformación de los feldespatos y cuarzo.

2.3.- CONSIDERACIONES GEOFÍSICAS DE LA REGIÓN DE CARACAS.

Condiciones del suelo en la zona de Altamira- Los Palos Grandes:

Con motivo del estudio del sismo de Caracas de 1967 realizado por la Comisión Presidencial, se realizaron perforaciones y estudios de refracción que condujeron a los siguientes resultados: El tope del basamento se encuentra a profundidades que aumentan de Sur a Norte, con profundidades de ± 100 metros al sur incrementando hacia el Norte, encontrándose un espesor máximo de 300 metros en la 5ª calle Transversal de Los Palos Grandes. Las figuras N° 2.1 y 2.2 muestran un perfil Norte-Sur de la zona de Los Palos Grandes- La Floresta y el mapa de espesor de sedimento de la región de Los Palos Grandes. La tabla N°. 2.1 muestra un resumen de las perforaciones realizadas, hasta una profundidad máxima de 70 metros.

Figura N°. 2.1 Perfil Norte-Sur de la zona de Los Palos Grandes-La Floresta.
(tomado de FUNVISIS, 1978)

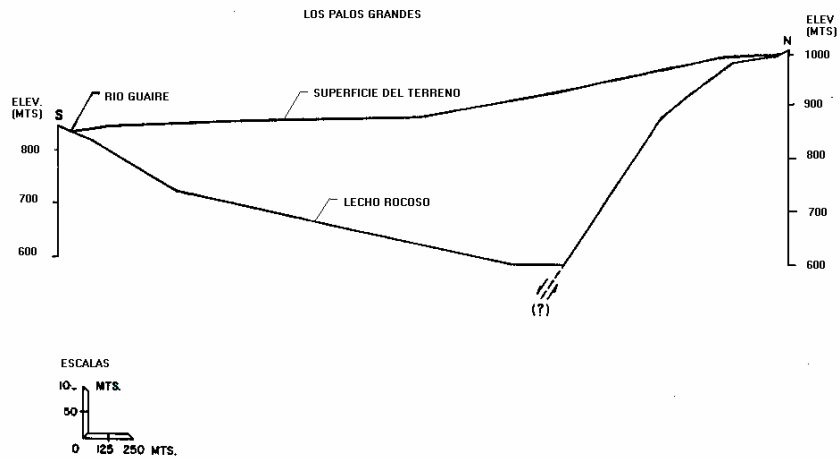


Figura N°.2.2 Mapa de espesor de sedimentos de Los Palos Grandes
(FUNVISIS, 1978)

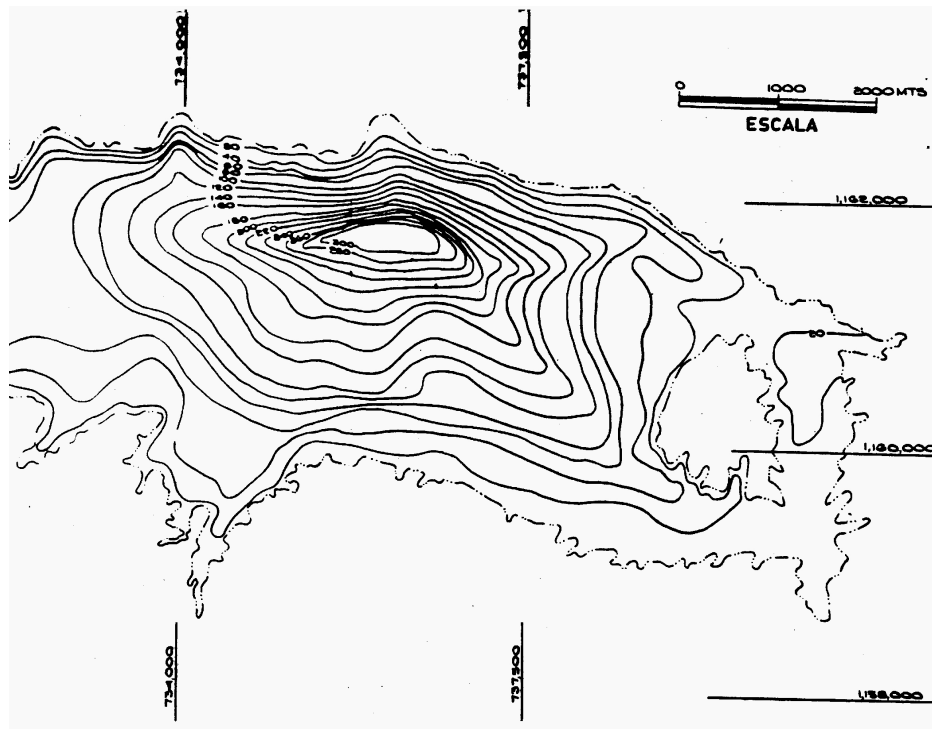
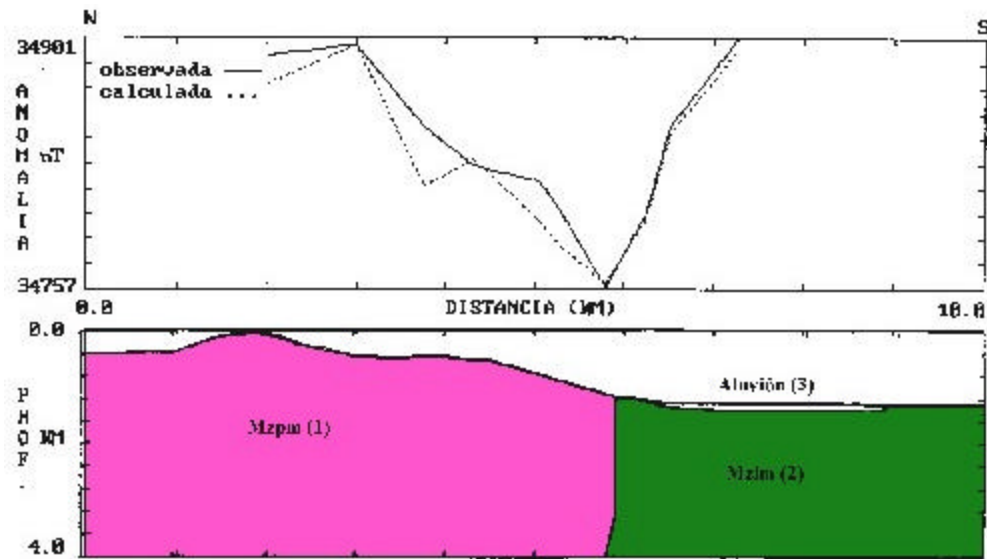


Tabla N°. 2.1 Resumen de las perforaciones realizadas en Los Palos Grandes (FUNVISIS, 1978).

Simbolos	Descripción de los materiales	Vel. Ondas Sísmicas		Módulo de Corte "G" Dinas/cm ²
0-	Arena fina a media, limosa, poco densa y arcilla arenosa fina poco consist. N=10-25	< 400m/seg		0.65x10 ⁹ 1.06x10 ⁹
10	Arena gruesa a fina, limo-arcillosa; frecuentes peñones blandos de gneiss y esquistos, densidad mediana y alta N=30->80	500-900 m/seg.	< 430 m/seg	3.72x10 ⁷
20	Arcilla arenosa, muy arenosa, fina y media; zonas viceversas; frecuentes guijarros y peñones blandos de gneiss y esquistos generalmente cohesiva a dura. N=30-45			
30	Arcilla limosa arenosa, finas; zonas con arenas arcillosas muy densas y peñones duros a blandos de gneiss. N=30-<80	1500-1850 m/seg.	430 m/seg.	3.72x10 ⁹
40				
50				
60	Hasta aquí, profundidad explorada con tomas de muestras.	2000-2200 m/seg.	430 m/seg.	4.6x10 ⁹
70	Depósito sedimentario denso y muy duro.			
150	Suelos residuales densos o roca descompuesta a meteorizada, fracturada; eventualmente suelos sedimentarios muy densos cementados.	+ 2400 m/seg.		
300	Roca meteorizada dura a fresca y sana	+ 4000 m/seg		

Figura N°. 2.3 Modelo magnetométrico según Aloisi (1996).



La figura N°.2.3 ilustra un corte geológico producto del modelaje magnetométrico (Aloisi, 1996), a lo largo de un perfil en dirección Norte-Sur a una longitud constante de 66°49'12,7" Oeste, su extensión es de 9,5 Km. El modelo está representado por 3 cuerpos. El cuerpo # 1 representa al Complejo Ávila con susceptibilidad igual a $20,0 \cdot 10^{-6}$ y el cuerpo # 2 representa la Formación Las Mercedes con susceptibilidad igual a $12,9 \cdot 10^{-6}$ y se encuentra en contacto de corrimiento alcanzando una profundidad aproximada de 12 km en el intervalo modelado. Dicho contacto está buzando hacia el norte en consistencia con la tectónica aceptada para la evolución de la región. El cuerpo # 3 representa sedimentos aluvionales y tiene un espesor máximo de 120 m..

Por otra parte, en investigaciones recientes se encontró una estrecha relación entre los período fundamental y el espesor de sedimentos, a través de la relación espectral H/V o Método de Nakamura (Rocabado, 1999). La figura N°. 2.4. muestra un perfil donde se observa una clara relación entre la profundidad o el espesor de sedimentos y el período fundamental del suelo, en donde se tienen asociados los períodos fundamentales más elevados en las zonas que presentan los mayores

espesores sedimentarios, como son Los Palos Grandes. El mapa de distribución de períodos se muestra en la figura N°. 2.5.

Figura N°. 2.4 Relación entre la profundidad o el espesor de sedimentos y el período fundamental del suelo (Tomado de Rocabado, 1999).

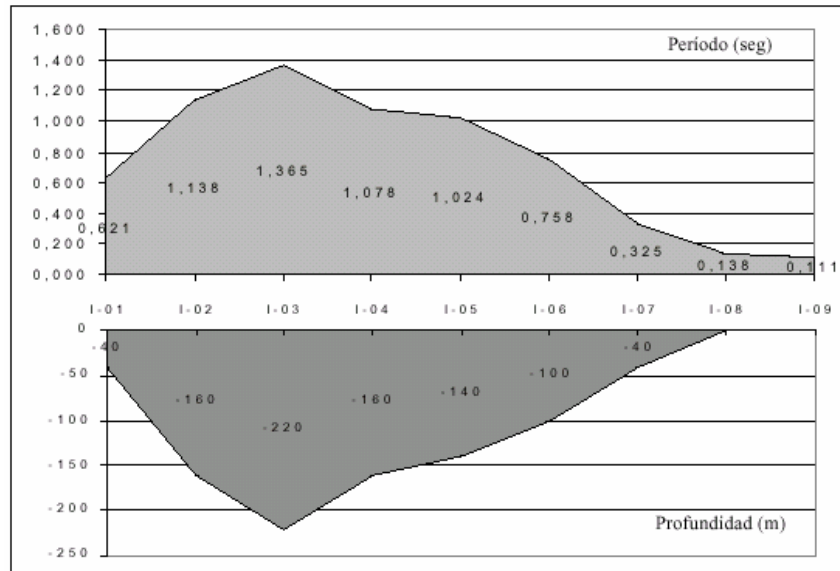
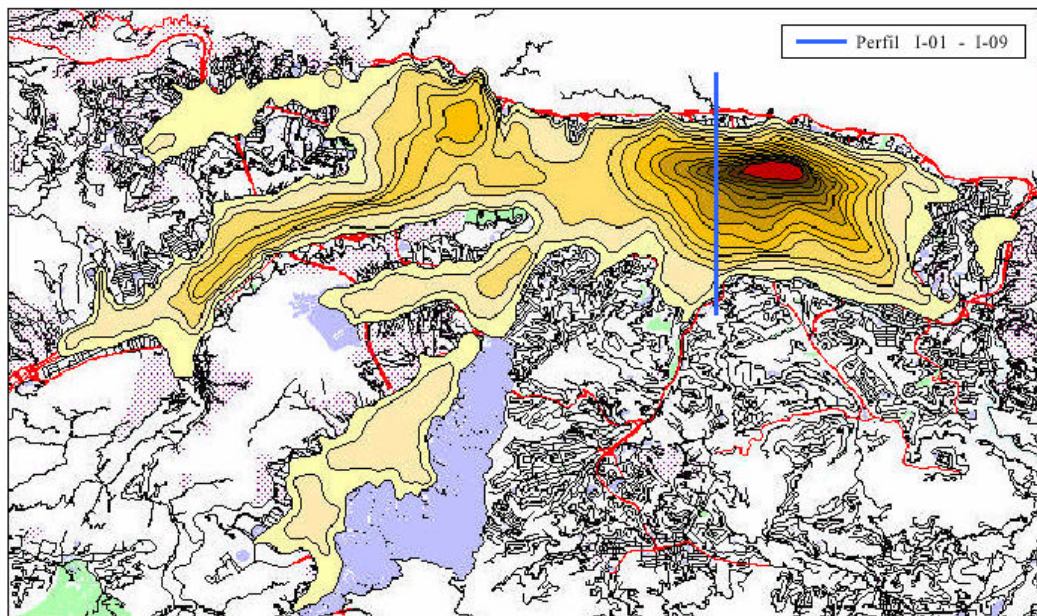


Figura N°.2.5 Ubicación del perfil I-01 y I-09 y espesores sedimentarios en Los Palos Grandes (Tomado de Rocabado, 1999).



CAPÍTULO III.- ADQUISICIÓN DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS.

3.1.- CALIBRACIÓN DE GRAVÍMETRO.

La calibración del gravímetro fue realizada al inicio de la adquisición de los datos; su principal objetivo fue verificar el correcto funcionamiento del instrumento, así como la precisión de las lecturas tomadas con el mismo.

El instrumento utilizado en la adquisición de los datos fue el gravímetro LaCoste & Romberg modelo G-452. Estos equipos se construyen de tal manera que cualquier cambio en la gravedad cambia su posición de equilibrio, desencadenando la actuación de otras fuerzas que aumentan el desplazamiento que causaría solamente el cambio de gravedad. El apéndice B muestra la especificaciones del gravímetro LaCoste & Romberg modelo G-452.

Existen diversos métodos para realizar la calibración del gravímetro:

1. Calibración de los niveles longitudinal y transversal, calibración de la sensibilidad y de la línea de lectura del instrumento
2. Calibración horizontal.
3. Calibración vertical.

Los pasos necesarios para la realización de la calibración del gravímetro LaCoste & Romberg se describen a continuación.

3.1.1.- CALIBRACIÓN DE LOS NIVELES, SENSIBILIDAD Y LÍNEA DE LECTURA DEL GRAVÍMETRO LACOSTE & ROMBERG.

Los datos leídos con el gravímetro deben convertirse en miligales por lo cual es necesario determinar o corroborar la equivalencia de la escala o constante del gravímetro.

La calibración se realizó verificando: Los niveles transversal y longitudinal, la sensibilidad de desplazamiento y la localización de la línea de lectura correcta.

La localización de la línea de lectura correcta se realizó colocando los niveles en posición centrada y comprobando que entre 9 y 11 divisiones del ocular corresponde 100 unidades del contador. Si la sensibilidad de desplazamiento es inferior, esto disminuye levemente la precisión de la lectura. Teóricamente, si la sensibilidad de desplazamiento es alta, las lecturas son más precisas, pero la toma de lectura es más lenta.

El ajuste de ambos niveles longitudinal y transversal puede hacerse externamente, para ello existen dos cavidades en la lámina del tope del instrumento, cerca del extremo de cada nivel. Estas cavidades se encuentran protegidas por pequeñas láminas atornilladas a tope; al mover éstas se tiene acceso a los tornillos Allen utilizados para la calibración instrumental.

La calibración del nivel longitudinal se realizó inclinando el nivel longitudinal una división; la línea de lectura en la pieza ocular debe moverse la misma cantidad para cada lado. Durante todo este proceso el nivel transversal debe permanecer centrado.

La ubicación correcta del nivel transversal es aquella que minimiza el efecto debido a la inclinación. Esto puede ser revisado moviendo el nivel transversal una división, primero en una dirección y luego en la otra. Si la posición del nivel transversal es la correcta el hilo de medida debe moverse hacia las escalas superiores aproximadamente la misma cantidad en cada caso. Durante todo este proceso el nivel longitudinal se mantiene centrado.

Una vez establecida la posición correcta de los niveles, se utilizó una llave Allen para restituir la burbuja a la posición central según las guías establecidas para tal fin sobre dichos niveles. Este ajuste generalmente no requiere movimientos mayores de un cuarto de vuelta del citado tornillo.

3.1.2.- CALIBRACIÓN VERTICAL.

La calibración vertical se realizó tomando mediciones precisas de la gravedad a diferentes alturas, éstas se tomaron en el edificio de Arquitectura de la Universidad Central de Venezuela. La calibración vertical fue realizada al inicio de la adquisición de los datos.

Las lecturas medidas fueron convertidas a gravedad observada (véase cálculo de la gravedad observada, capítulo IV). Se verificó el valor del gradiente vertical de la gravedad representando gráficamente la altura de cada estación versus el correspondiente valor de gravedad determinado. Adicionalmente se representó la diferencia de gravedad versus la corrección por altura de cada estación, lo que permitió verificar la constante de calibración del gravímetro.

La tabla 3.1 muestra los valores obtenidos de gravedad corregida. La figura N°. 3.1 ilustra el gráfico de altura de la estación versus el correspondiente valor de gravedad determinado, la ecuación de ajuste y los valores del coeficiente de correlación. La figura N°. 3.2 muestra el gráfico de diferencia de gravedad versus la corrección por altura de cada estación, ecuación de ajuste y los valores del coeficiente de correlación.

El coeficiente de correlación (R^2) obtenido para la recta de ajuste de altura versus gravedad es igual a 1, mostrando buena correlación de los datos; el gradiente de la gravedad obtenido fue 0,2968 miligales/m con un error de 0.021 miligales/m con respecto al valor estimado igual 0.3086 miligales/m. Igualmente el coeficiente de correlación obtenido para la recta de ajuste de la diferencia de gravedad vs. Corrección por altura es igual a 1, el valor de la constante de calibración del gravímetro obtenido es 1.0397 con un error de 0.012 con respecto al valor original suministrado por el fabricante igual a 1.05071.

Tabla N°. 3.1 Valores corregidos de la gravedad, calibración vertical.

Estación	Lectura	Tiempo (hh:mm:ss)	Altura (m)	Tiempo Promedio (hh:mm:ss)	Lectura en miligales (mg)	Corrección por Marea (mg)	Lectura Corregida Marea (mg)	Deriva (mg)	Lectura corregida por Deriva (mg)
PB	1725.72	14:05	0	14:06	1811.90	-0.024	1811.88	0.00	1811.88
	1725.72	14:07							
	1725.71	14:08							
P1	1724.57	14:15	4.09	14:17	1810.70	-0.024	1810.68	-0.01	1810.67
	1724.58	14:17							
	1724.57	14:18							
P2	1723.43	14:24	8.13	14:27	1809.51	-0.023	1809.48	-0.02	1809.47
	1723.45	14:27							
	1723.43	14:28							
P3	1722.30	14:36	12.14	14:38	1808.32	-0.021	1808.30	-0.02	1808.27
	1722.31	14:38							
	1722.31	14:40							
P4	1721.18	14:45	16.16	14:48	1807.14	-0.020	1807.12	-0.03	1807.09
	1721.19	14:49							
	1721.18	14:51							
P5	1720.09	14:55	20.17	14:57	1805.99	-0.019	1805.97	-0.04	1805.93
	1720.09	14:57							
	1720.10	14:59							
P6	1718.93	15:05	24.18	15:07	1804.77	-0.018	1804.75	-0.05	1804.71
	1718.94	15:07							
	1718.92	15:08							
P7	1717.78	15:13	28.19	15:14	1803.56	-0.015	1803.55	-0.05	1803.49
	1717.78	15:14							
	1717.78	15:16							
P8	1716.65	15:21	32.23	15:21	1802.37	-0.001	1802.37	-0.06	1802.31
	1716.65	15:21							
	1716.65	15:22							
P1	1724.62	15:32	4.09	15:33	1810.75	-0.001	1810.75	-0.07	1810.68
	1724.62	15:33							
	1724.62	15:34							
PB	1725.76	15:38	0	15:40	1811.95	-0.001	1811.95	-0.07	1811.88
	1725.76	15:40							
	1725.77	15:41							

Figura N°.3.1 Gráfico de altura vs. gravedad observada.

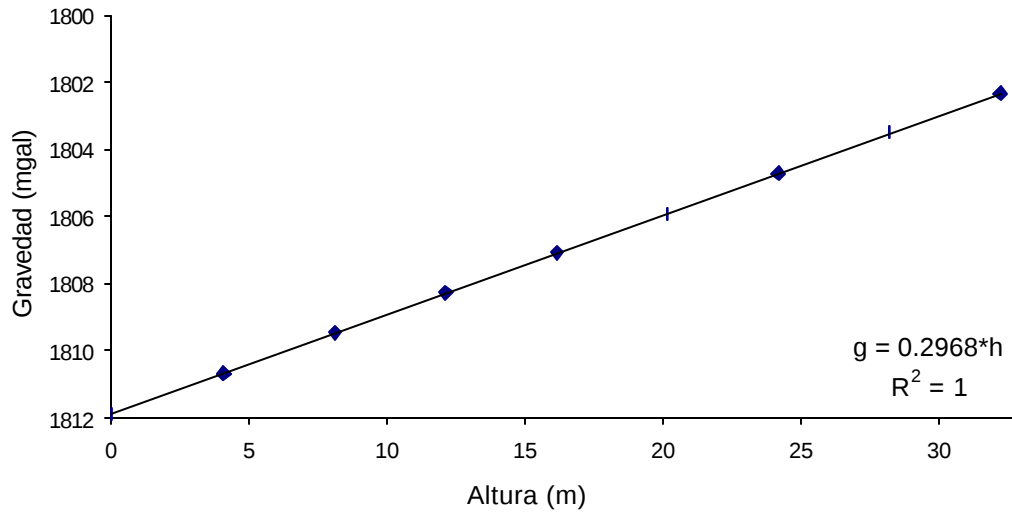
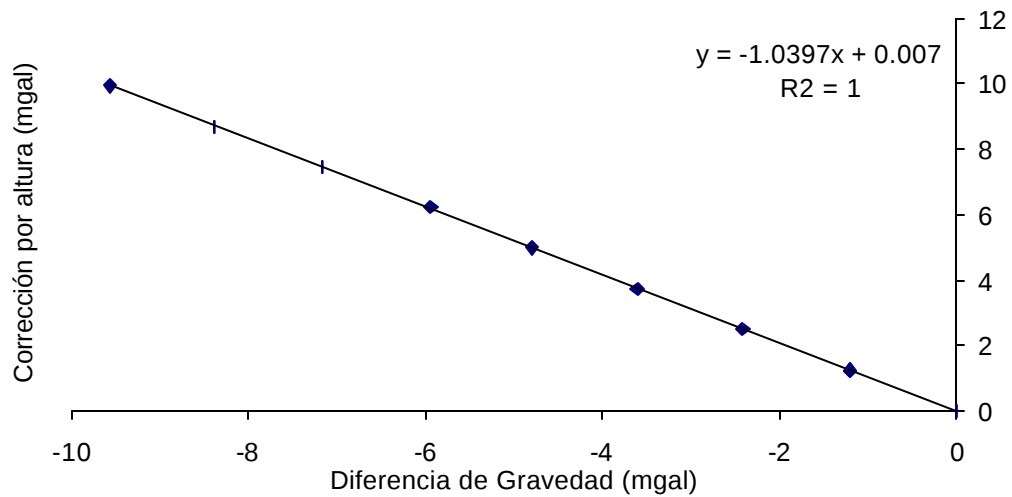


Figura N°.3.2 Gráfico de diferencia de gravedad vs. Corrección por altura.



3.2.- ESTACIÓN BASE Y ESTACIONES ORDINARIAS

Durante el levantamiento se utilizó la estación base (BM) Los Palos Grandes identificada como NC-45, suministrada por servicios de Cartografía Nacional. Los datos de la estación base se presentan en la tabla número 3.2. Esta estación fue usada como estación base por estar ubicada dentro del área de estudio; los datos completos del BM se incluyen en el apéndice A.

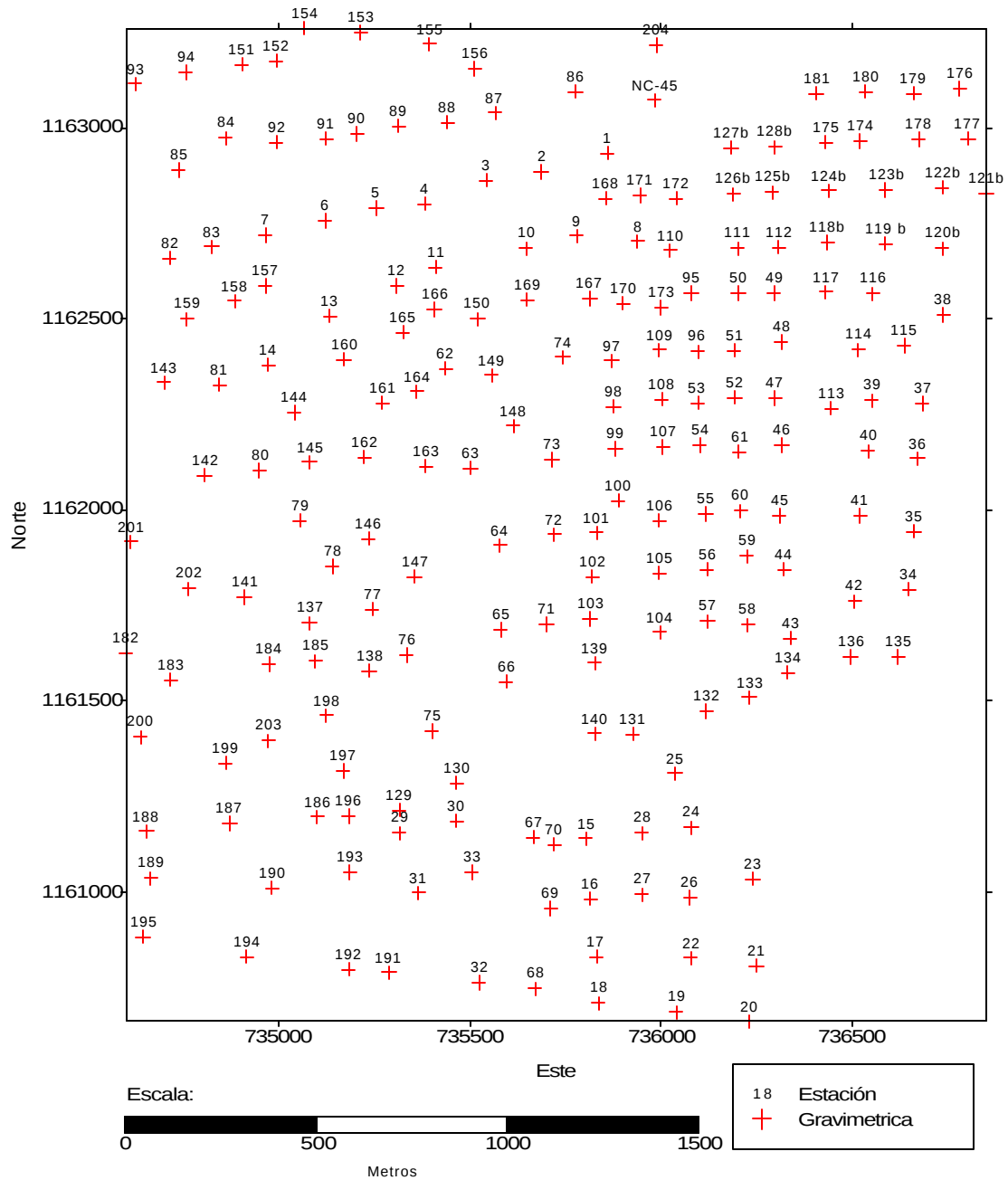
Tabla N°. 3.2 Datos de las estación base.

BM	Gravedad absoluta (mgales)	Altura (metros)
Los Palos Grandes.	978048.43	981.537

Se realizaron en el valle de la ciudad de Caracas un total de 205 puntos de medición; estaciones ordinarias, con un espaciamiento promedio entre 100 y 200 metros. La figura N°. 3.3 presenta el mapa de ubicación de las estaciones medidas dentro del área de estudio. Cabe destacar la no presencia de estaciones dentro del Parque del Este.

La medición en las estaciones se realizó en circuitos de 10 estaciones aproximadamente, con un tiempo máximo de duración de 2 horas, siguiendo las consideraciones expuestas en el análisis de la deriva instrumental (véase Capítulo IV).

Figura N°. 3.3 Mapa de ubicación de las estaciones gravimétricas.



CAPÍTULO IV. PROCESAMIENTO DE DATOS.

Procesamiento de los datos

En este capítulo se presenta todo el procesamiento al cual fueron sometidos los datos con la finalidad de obtener el valor de la anomalía de Bouguer y la transformación de las anomalías.

Este procesamiento fue necesario porque el valor de la gravedad leído está influenciado por factores ajenos a la geología de la zona de estudio, la cual es el objetivo de toda prospección. Dichos factores, entre los cuales se encuentran la topografía circundante a la estación, su altura con respecto al nivel por debajo del cual se quiera prospectar, la densidad de las rocas ubicadas sobre el nivel a prospectar, su situación geográfica, etc., ejercen una influencia sobre las mediciones la cual es necesaria eliminar.

Para entender de una manera más sencilla los principios aplicados a la exploración por gravedad, se requiere entender los conceptos básicos relativos a la fuerza y aceleración gravitacional.

La teoría de la prospección por gravedad se basa en la expresión gravitacional de la Ley de Newton la cual establece que la fuerza entre dos masas puntuales m_1 y m_2 es:

$$F = \frac{G * m_1 * m_2}{r^2}$$

Donde r es la distancia entre las dos masas y G la constante de Gravitación Universal

La aceleración de una masa m_1 debida a la atracción de una masa m_2 separadas una distancia r se obtiene dividiendo la fuerza de atracción F por la masa m_2 :

$$a = \frac{F}{m_2} = G * \frac{m_1}{r^2}$$

En el sistema CGS las unidades de aceleración son centímetros por segundos cuadrados (cm/s^2). Entre físicos esta unidad es denominada Gal. Puesto que la aceleración gravitacional en la superficie terrestre es de unos 980 cm/s^2 o 980 Gales y como las anomalías de unas diezmillonésimas de este valor tienen a veces importancia científica o económica, la unidad práctica utilizada en Geofísica para la aceleración de gravedad es el miligal o milésima de Gal.

Tomando en cuenta lo antes mencionado, para la prospección gravimétrica el método consiste, a grandes rasgos, en comparar las medidas obtenidas de la gravedad en una región objeto de estudio, con un patrón de referencia, el cual supone una Tierra con la forma de un esferoide perfectamente uniforme ajustado lo más posible al nivel del mar. Estos datos son corregidos por todos los efectos que puedan hacer variar la gravedad, quedando como único causante de la variación de la gravedad las variaciones laterales de las densidades de los materiales del subsuelo. Es por esta razón que el método permite localizar las estructuras del subsuelo que ocasionen contrastes de densidades como anticlinales, fallas, domos, mineralizaciones, entre otros.

4.1.- CÁLCULO DE LA GRAVEDAD OBSERVADA.

Para realizar este trabajo se efectuó la medición de 205 estaciones ubicadas en Los Palos Grandes, (Figura N°. 3.5). El cálculo de la gravedad observada se realizó mediante las tablas suministradas para el gravímetro LaCoster & Romberg modelo G-452.

El apéndice C presenta las fórmulas usadas para calcular los valores de gravedad observada de las estaciones medidas.

4.1.1.- CORRECCIÓN POR MAREAS Y DERIVA INSTRUMENTAL.

El efecto lunisolar, causado por la atracción gravitatoria del Sol y la Luna, fue corregido mediante el software MAREAS.EXE v. 1.0, disponible en el Departamento de Geofísica de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Universidad Central de Venezuela.

La deriva instrumental, diferencia entre lecturas realizadas en una misma estación en un cierto intervalo de tiempo, causada por variaciones del sistema mecánico del instrumento de medida, fue corregida mediante un estricto control de la deriva diurna y mensual del gravímetro, para realizar este control se estableció una estación identificada como IMME, ubicada en la Universidad Central de Venezuela.

El control de la deriva diurna se realizó el día 01 de noviembre del 2000. Se tomaron medidas entre las 7:00 a.m. y las 7:00 p.m. a intervalos aproximado de 15 minutos, tomando tres lecturas consecutivas en cada medición, estos valores fueron transformados a miligales y corregidos por mareas. La figura N° 4.1 muestra la curva de deriva instrumental diaria del gravímetro.

En la curva de deriva diurna se observa que los lapsos de tiempo en los cuales la variación de las lecturas puede considerarse lineal son los siguientes: 7:40 a.m. a 9:15 a.m., 9:30 a.m. a 11:30 a.m., 12:00 m. a 3:00 p.m. y 3:00 p.m. a 7:00 p.m. Con base en estos resultado, la corrección por deriva instrumental se realizó por simple interpolación lineal.

La deriva mensual se realizó entre los días 01 de noviembre de 2000 y 02 de diciembre de 2000. La figura N°. 4.2 muestra la grafica de deriva mensual realizada durante la adquisición de los datos; se observa que la deriva total fue 0.515 miligales por mes, inferior a la deriva por mes considerada por fabricante igual a 1 miligal por mes.

Figura N°. 4.1 Gráfico de deriva diurna del día 01-11-2000.

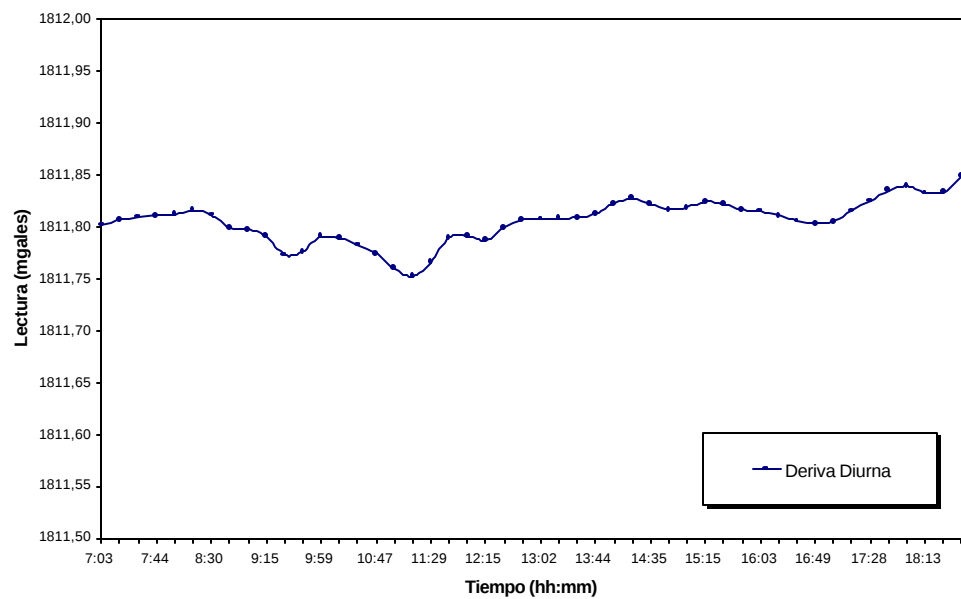
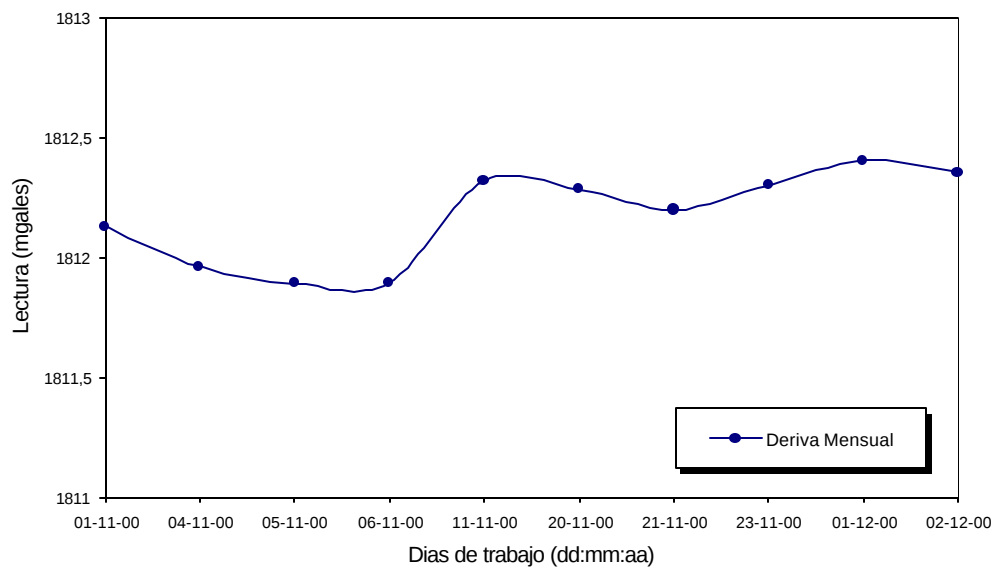


Figura N°. 4.2 Gráfico de deriva mensual, del 01-11-2000 al 01-12-2001 .



4.2.- CÁLCULO DE LA ANOMALÍA DE BOUGUER.

A continuación se presenta la secuencia de los cálculos para obtener la anomalía de Bouguer, la cual considera la diferencia entre la gravedad observada o absoluta (Gobs) y la gravedad teórica (Gteo) en cada una de las estaciones.

Anomalía de Bouguer (A_B) = Gobs + Cal - C B + C T – Gteo mgales.

Donde:

Gobs es la gravedad observada.

Cal es la corrección de aire libre o Faye.

C B es la corrección de Bouguer.

C T es la corrección topográfica.

Gteo es la gravedad teórica propuesta en el Congreso Mundial de Geodesia del año 1967.

$G_{teo} = 978031.846 * (1 + 0.005278895 \text{ Sen}(\phi) + 0.000023462 \text{ Sen}^2(\phi))$.mgales.

Donde:

ϕ es la latitud de la estación.

El cálculo de anomalía de Bouguer se realizó a partir de una densidad de 2.4 gr/cm^3 , ya que se consideró a dicho valor de densidad el más representativo de las rocas que se encuentran en la zona de estudio.

4.2.2.- CORRECCIÓN DE AIRE LIBRE.

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

La Ley de Newton que establece que la gravedad sobre la superficie de la Tierra es:

$$g = \frac{G * M}{R^2}$$

Donde:

R radio de la Tierra.

M masa de la Tierra

G es la constante de gravitación universal.

La fuerza de la gravedad g_h en el punto A, a la altura h sobre el nivel del mar (del geode), tal como se ilustra en la figura 4.3 es:

$$g_h = \frac{G * M}{(R + h)^2} = \frac{G * M}{R^2} * \frac{1}{1 + \left(\frac{h}{R}\right)^2}$$

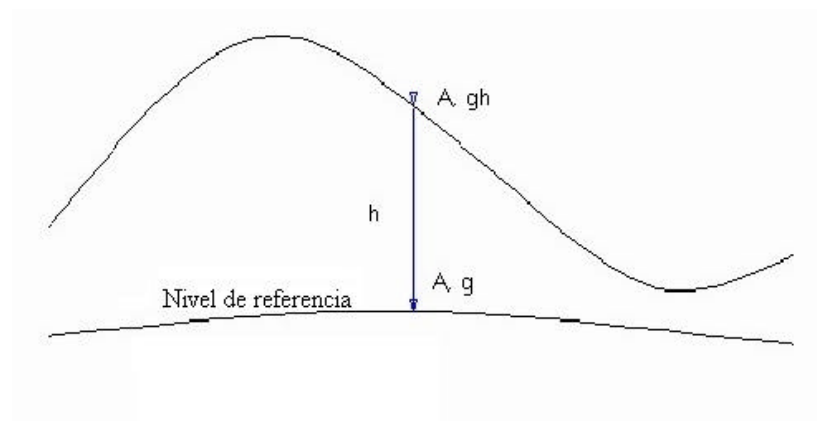
Donde:

h es la altura de la estación con respecto al nivel de referencia.

Despreciando los términos de segundo orden porque h es muy pequeña respecto al valor de R , se tiene:

$$g_h = g \left(1 - \frac{2 * h}{R} \right)$$

Figura N°. 4.3 Corrección de aire libre.



Esta ecuación decrece linealmente con la altura. El gradiente vertical de la gravedad y valor de la corrección esta dado por la ecuación:

$$Cal = \frac{2 * g * h}{R}$$

Sustituyendo:

$$g = 980000 \text{ miligales,}$$

$$R=6371000 \text{ m}$$

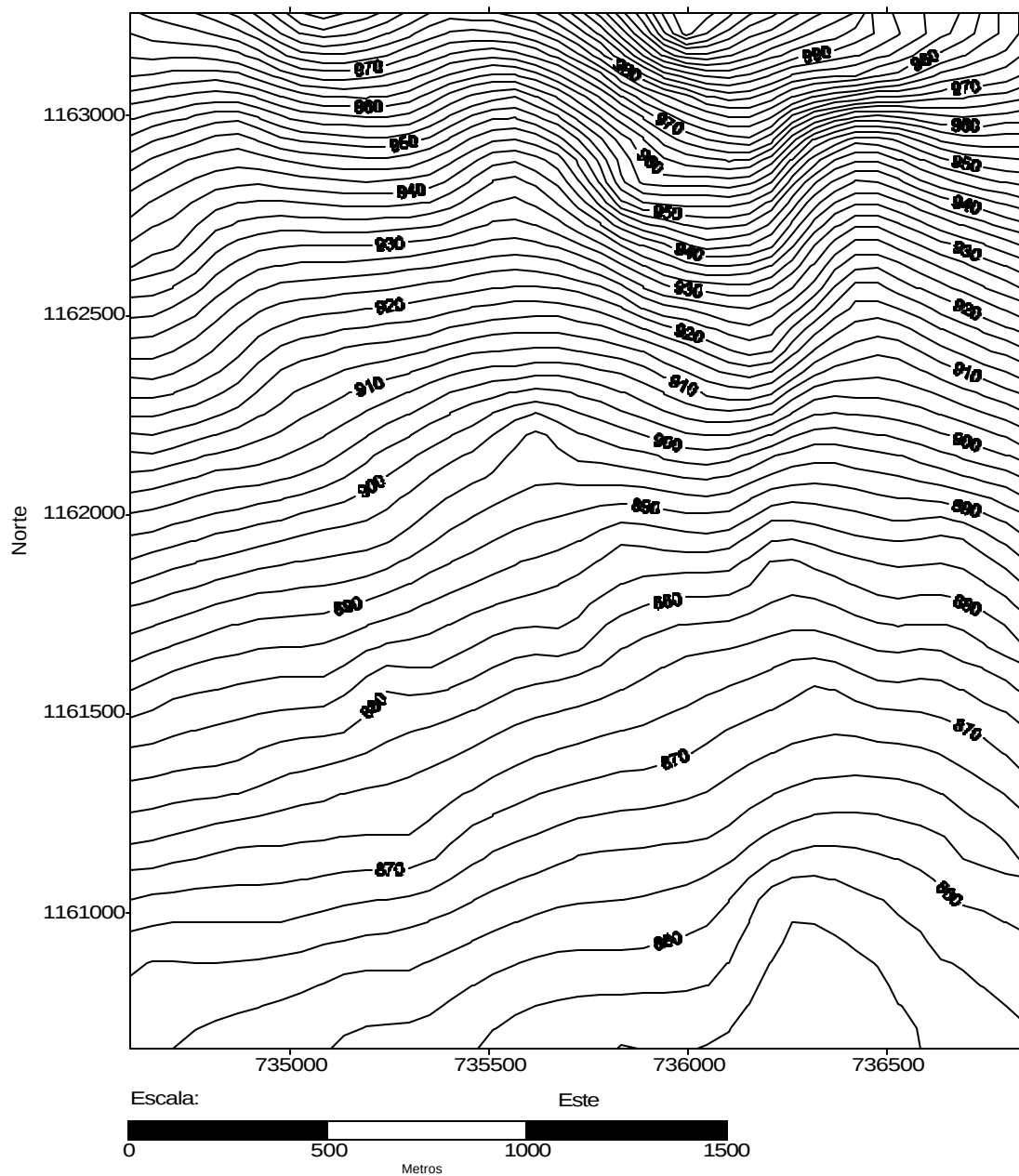
Se obtiene:

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

El nivel de referencia en este trabajo es el 850 metros sobre el medio de mar. Debido a que la gravedad disminuye a medida que el instrumento se aleja del centro de la Tierra, a razón de 0.3086 mgales/m, a todas las estaciones con cota positiva se les sumó este factor de corrección.

La figura N°. 4.4 muestra el mapa topográfico de la zona de estudio, construido con las alturas que se utilizaron para realizar la corrección de aire libre y la corrección de Bouguer de los datos.

Figura N°. 4.4 Mapa topográfico de la zona de estudio, construido con las alturas que se utilizaron para realizar la corrección de aire libre y la corrección Bouguer de los datos.



4.2.3.- CORRECCIÓN DE BOUGUER

Considera la influencia de las masas situadas entre el nivel del mar (del geoide) y el punto de observación. Esta corrección se calcula suponiendo que la acción de las masas citadas equivale a la de una capa horizontal que se extienda en todas direcciones hasta el infinito, y de espesor igual a la altura del punto de observación sobre el nivel del mar. La magnitud de la corrección viene dada por:

$$C_B = 0.04193 \cdot h \cdot \rho_B$$

Donde:

h es la diferencia de cota entre la estación y el nivel de referencia.

ρ_B es la densidad predominante de las rocas ubicadas entre la estación y el nivel de referencia expresada en gr/cm^3 .

En el caso de la corrección de Bouguer, si la estación se encuentra por encima del nivel de referencia se le resta este factor, ya que esto elimina el efecto atractivo que tiene dicha lámina sobre la estación; por el contrario, si la estación está por debajo del nivel de referencia el factor de corrección se debe sumar para contrarrestar el déficit del efecto atractivo que tiene la estación por la carencia de dicha lámina sobre la misma.

4.2.4.- CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA.

Se aplica cuando en la zona hay grandes y marcadas irregularidades en el terreno. Esta corrección reduce el valor observado de la fuerza de la gravedad en caso de hallarse el punto de observación en territorio llano; esta corrección es siempre positiva.

Para el cálculo de esta corrección no se posee una ecuación matemática, su magnitud depende de los desniveles topográficos (h) y de la densidad de la roca del entorno (ρ_B). Existen tablas especializadas para dicho cálculo como por ejemplo las

publicadas por Hammer en 1939 y modificadas por Boble en 1962.

En este caso el cálculo de los efectos topográficos se realizó en dos etapas, la primera etapa se realizó durante las mediciones de campo, tomando los desniveles de la topografía, con las cuales se calculó la corrección topográfica cercana usando las tablas de Hammer. La segunda etapa se realizó usando el programa comercial **TERRAIN** del paquete GEOSOFT Inc. V 4.00.03. el cual fue alimentado con datos topográficos tomados de los mapas topográficos de Caracas a escala 1 : 1000 de Cartografía Nacional, los cuales se presentan en las figuras N°. 4.5 y N°. 4.6.

El cálculo de los efectos de la topografía con el programa TERRAIN consideraron una ventana de estudio entre: $X_{min.} = 688000$, $X_{máx.} = 772000$, $Y_{min.} = 1124000$ y $Y_{max.} = 120000$ (coordenadas UTM), la cual incluye las principales fuentes que pueden ocasionar una corrección topográfica significativa en las zonas de estudio. La figura N°. 4.7 muestra el mapa de isocorrección topográfica obtenido con el programa TERRAIN.

Con el fin de comprobar la eficiencia del programa TERRAIN se calculó manualmente usando la retícula de Hammer (Boble, 1962), la corrección topográfica de 6 estaciones distribuidas en la zona de estudio, los resultados se muestran en la tabla N°. 4.1

Tabla N°. 4.1 Comparación entre la corrección topográfica calculada mediante la retícula de Hammer (Boble, 1962) y con el programa TERRAIN.

Estación	Corrección TERRAIN (mgales)	Corrección Hammer (mgales)
20	3.575	3.674
86	9.297	9.274
101	5.497	5.646
204	9.360	9.274
201	5.300	5.340
177	9.7708	9.582

Figura N°. 4.5 Mapa topográfico 3D usado para calcular la corrección topográfica.

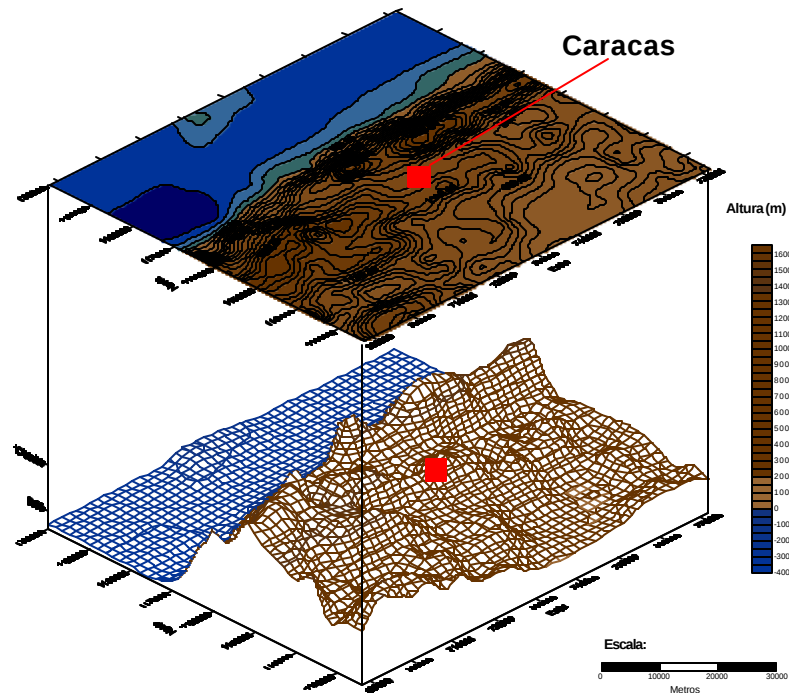


Figura N°. 4.6 Mapa topográfico usado para realizar la corrección topográfica.

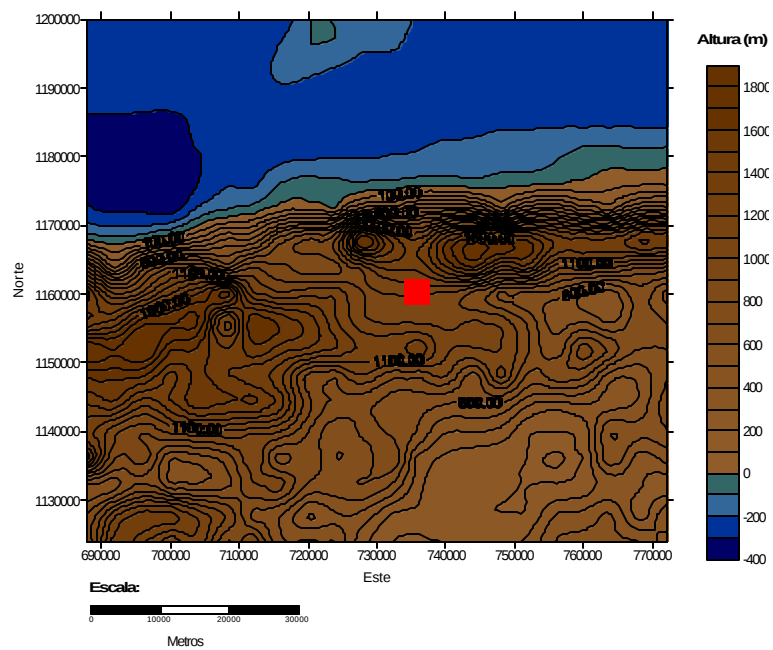
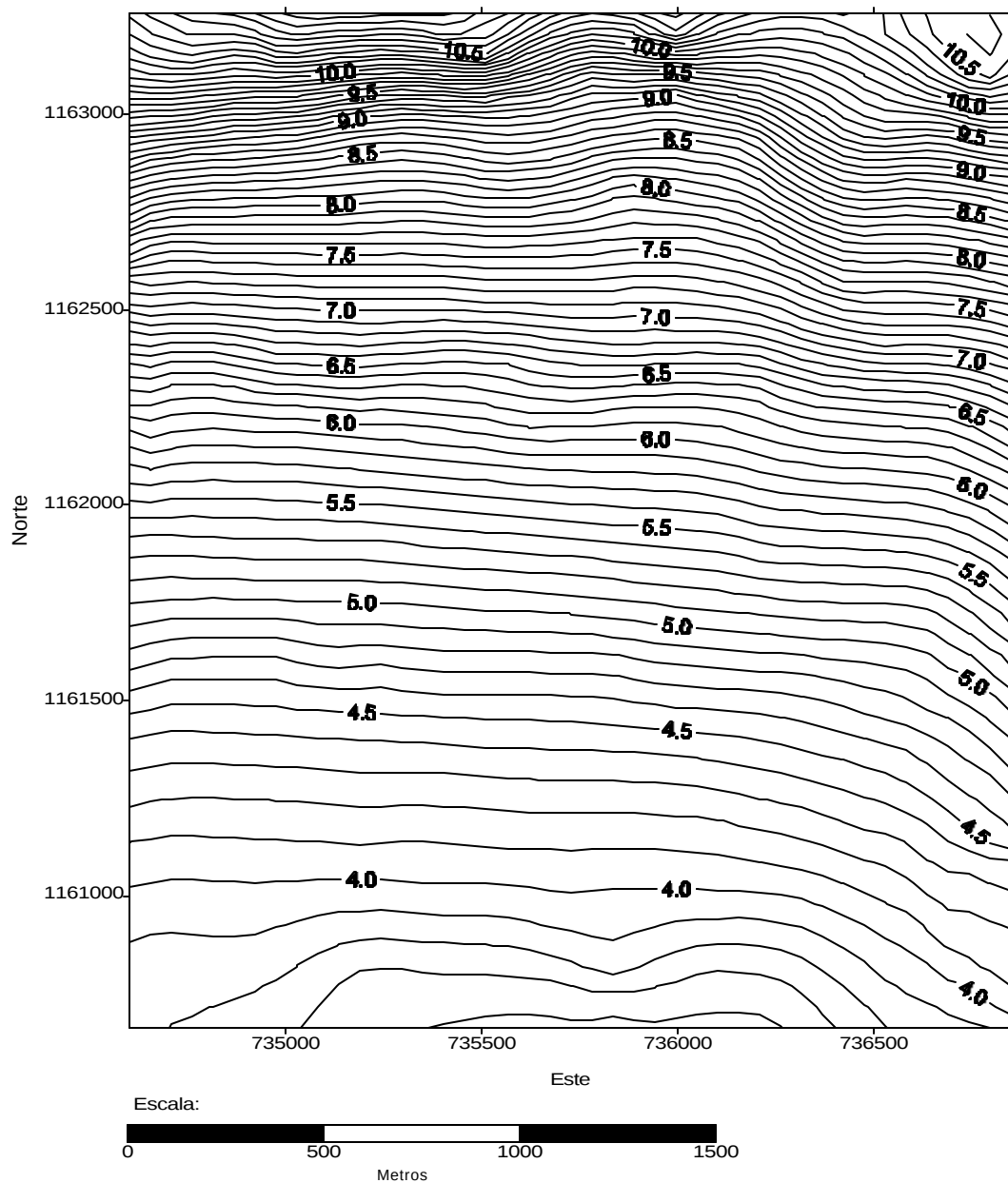


Figura N°. 4.7 Mapa de isocorrección topográfica de área de estudio (miligales)



4.2.- EVALUACIÓN ESTADÍSTICA DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS.

Debido a la necesidad de cuantificar la calidad de los datos gravimétricos, se realizó un análisis de los mismos, aplicando estadística clásica con ayuda del software SPSS v.10.0 desarrollado por SPSS Inc. (1999). Se calcularon las medidas de tendencia central, las medidas de dispersión y los principales estadígrafos para establecer la normalidad de los datos.

A continuación se presentan los resultados obtenidos:

Tabla N°. 4.2 Sumario de procesamiento.

	Casos					
	Válidos		Perdidos		Total	
	N	Porcentaje	N	Porcentaje	N	Porcentaje
AB	205	100.00%	0	0.00%	205	100.00%

Tabla N°. 4.3 Tabla de Descriptiva

AB			Estadístico	Error Est.
	Media		-122.19	0.1527
	95% Confidencia Intervalo para la Media	Inferior	-122.49	
		Superior	-121.89	
	5% Trimmed Mean		-122.27	
	Mediana		-122.42	
	Varianza		4.781	
	Desviación Estándar.		2.186	
	Mínimo		-125.56	
	Máximo		-115.07	
	Rango		10.49	
	Rango Interquartil.		3.38	
	Skewness		.491	.170
	Kurtosis		-482	.338

Tabla N°. 4.4 Prueba de Normalidad.

	Kolmogorov-Smirnov		
	Estadístico	df	Sig.
AB	0.096	205	0

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

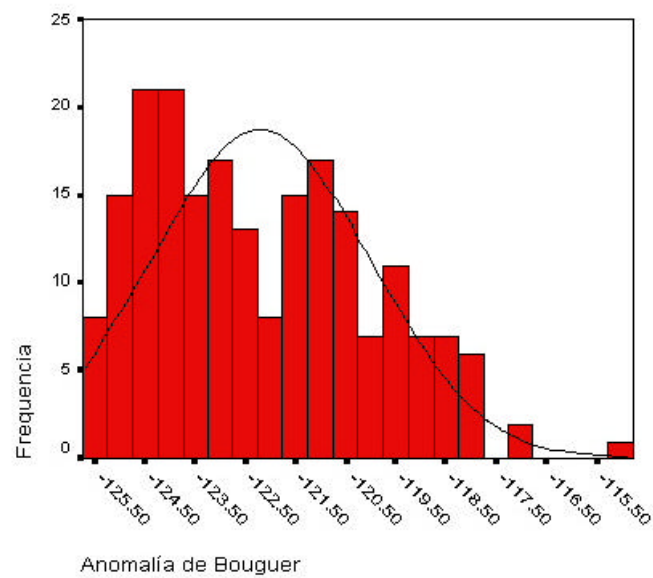


Figura N°. 4.9 Gráfico de Anomalía de Bouguer, Normal Q-Q.

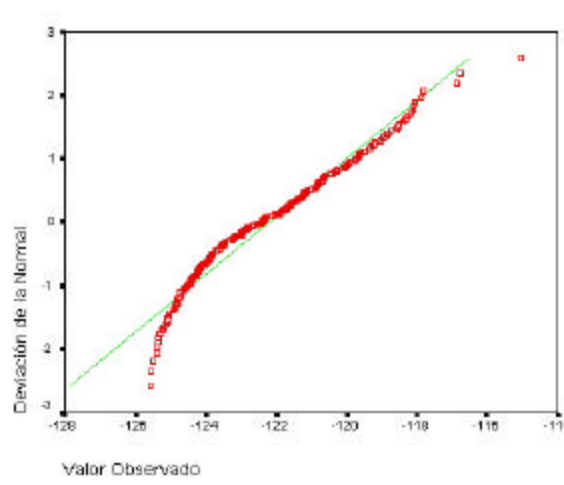


Figura N°. 4.10 Gráfico detrended Normal Q-Q de anomalía de Bouguer.

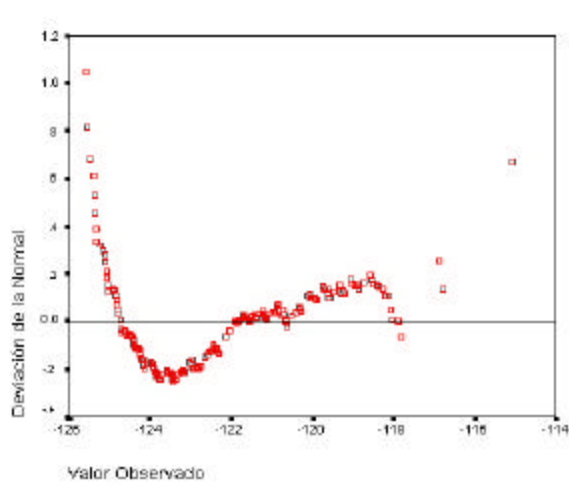
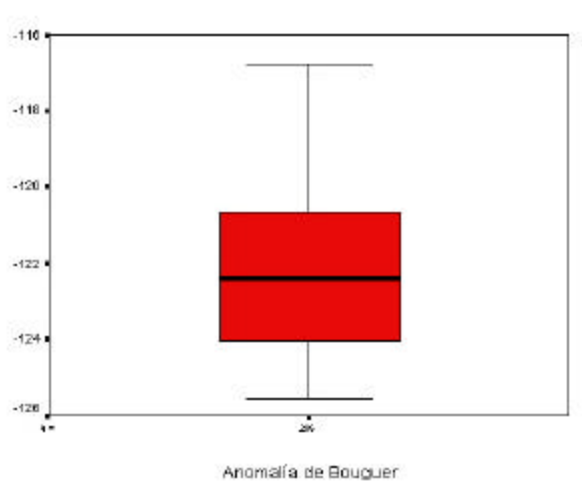


Figura N°. 4.11 Gráfico Boxplot de anomalía de Bouguer.



Con el fin de reconocer la inherente variabilidad espacial de los datos, se realizó un estudio geoestadístico de los mismos. La geoestadística es una colección de métodos estadísticos que describen la autocorrelación espacial entre datos de la muestra mediante varios tipos de modelos espaciales. El desarrollo geoestadístico se realizó con el sistema GRIDSTATPRO versión 99.01s (GRIDSTATPRO Inc., 1999)

este programa de descripción geoestadística permite la construcción de variogramas, elipse de anisotropía, mapas, etc.

La tabla N°. 4.5 muestra los resultados del ajuste de los datos con los variogramas: Fractales, Esférico, Gaussiano, Semigaussiano, Exponencial, Logarítmico, etc. En la Figura N°. 4.12 se muestra la curva de ajuste del variograma Gaussiano el cual presentó el menor error de ajuste de los datos. Posteriormente se efectuó la construcción de la roseta de distribución espacial, con la cual se pudo determinar la dirección de mayor continuidad espacial, como se ilustra en la Figura N° 4.13. La elipse de anisotropía se presenta en la figura N° 4.14, donde el eje mayor representa la zona de mayor continuidad espacial de los datos y el eje menor la dirección de anisotropía espacial.

Una vez establecido el modelo teórico de distribución espacial de los datos se efectuó la construcción del mapa de anomalías de Bouguer, a través de *Kriging*. *Kriging* es un método de interpolación que asigna un valor estimado a una localización determinada o a un bloque. Esta estimación es una combinación cargada de los valores de la muestra alrededor del punto que se estimará. *Kriging* es un método de mínima variación, lo que indica que reduce al mínimo la variación de los errores de la valoración. Las figuras N°. 4.15 y 4.16 muestran los mapas de anomalía de Bouguer obtenidos con el programa GRIDSTATPRO (GRIDSTATPRO Inc., 1999).

Tabla N°. 4.5 Ajuste de los modelos de variograma.

VARG	CL	CL2	AZIM	CLZ	NUGGET	SILL	ERROR	Zone
0.4	2.605E6	913923.	90.000	1.000	0.000	7.57E-4	171.934	All
0.2	4.34E10	1.52E10	90.000	1.000	0.000	0.96E-3	203.133	All
Cyc	34434.0	12054.0	90.000	1.000	0.000	7.76E-4	76.3905	All
Hal	17075.2	5981.96	88.750	1.000	0.000	8.41E-4	31.9777	All
Gau	16882.4	5910.56	82.500	1.000	0.000	.001239	13.5962	All
Exp	82891.9	29063.5	90.000	1.000	0.000	.001001	81.9329	All
Sph	41917.0	14673.0	90.000	1.000	0.000	0.99E-3	76.0583	All
XY Division Size= 84.4314 Logsc1,ndir 0 4								

Figura N°. 4.12 Curva de ajuste del variograma Gaussiano.

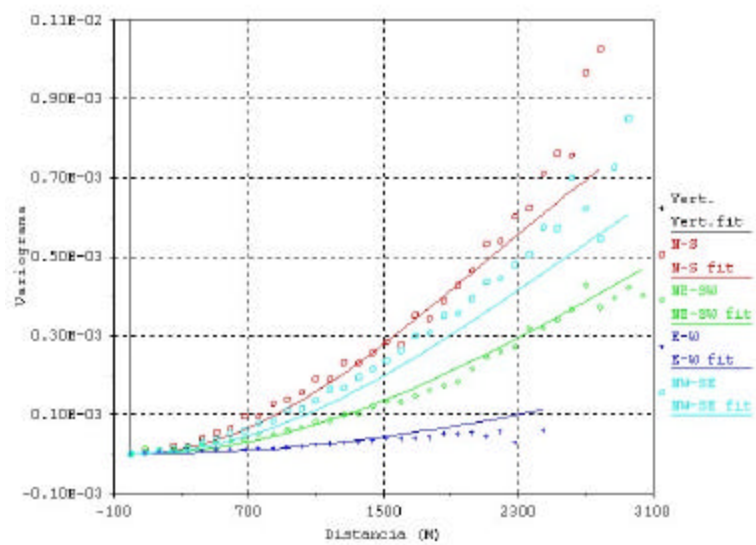


Figura N°. 4.13 Roseta de distribución espacial.

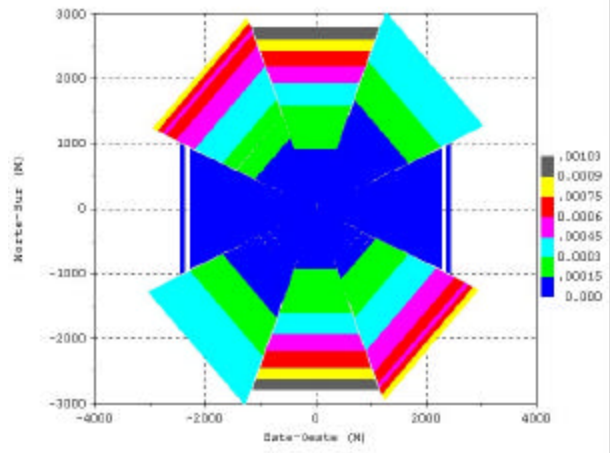


Figura N°. 4.14 Elipse de anisotropía.

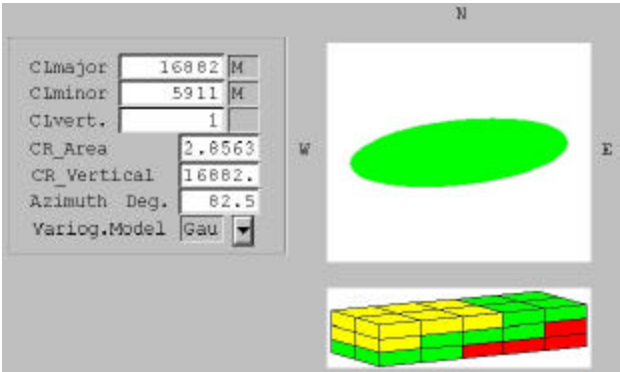


Figura N°. 4.15 Mapa de anomalías de Bouguer.

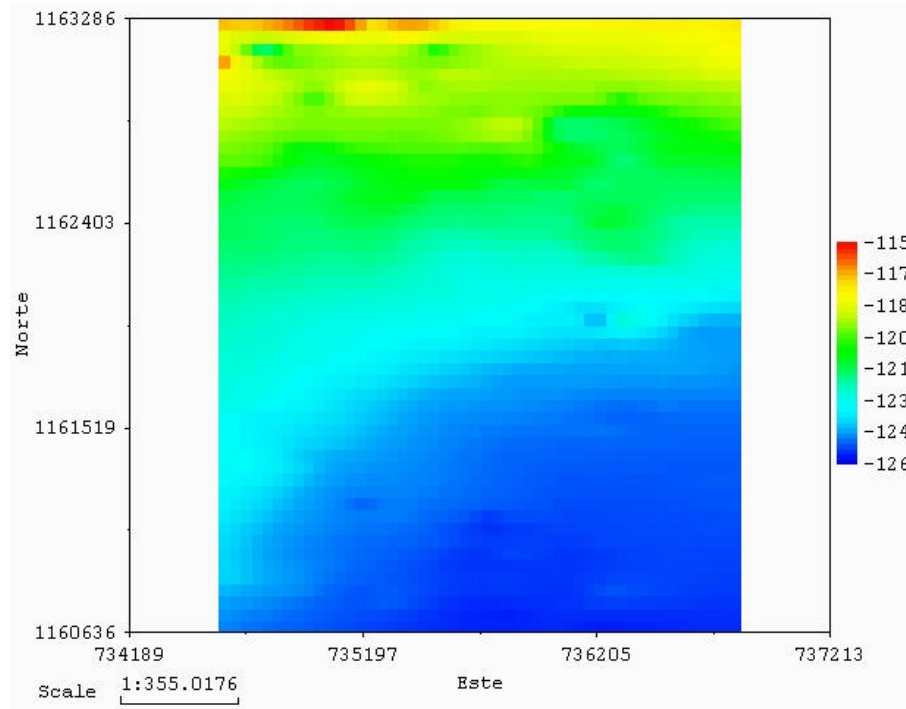
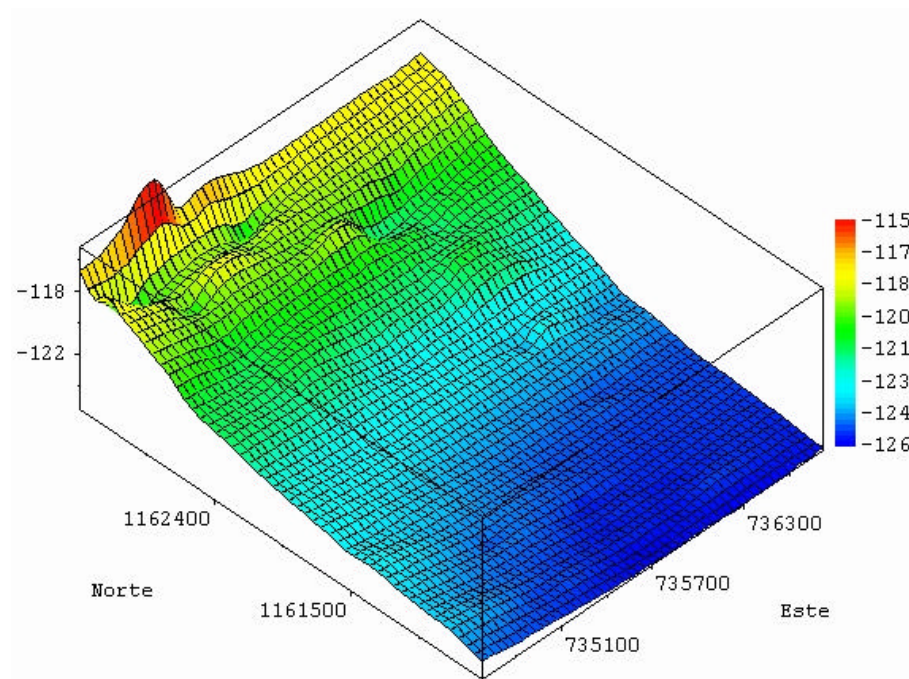


Figura N°. 4.16 Mapa 3D de anomalías de Bouguer.



4.1.- TRANSFORMACIÓN DE LAS ANOMALÍAS

Principios generales:

Las anomalías de la gravedad obtenidas del levantamiento gravimétrico reflejan muchos factores geológicos, cada uno de los cuales aporta lo suyo en el campo observado. Por ello, en el campo gravitatorio, la estructura geológica se manifiesta en forma de complejas anomalías superpuestas. Al resolver problemas geológicos concretos, de este campo total hay que destacar las anomalías que respondan a los distintos cuerpos de interés. Para ello, las anomalías iniciales de la gravedad se transforman de manera que se subrayen, intensifiquen, unas peculiaridades del campo gravitatorio y se excluyan o mitiguen otras. El objetivo fundamental de la transformación de las anomalías de la gravedad consiste en una división más completa del campo inicial observado en componentes en que cada una de ellas corresponda a fuentes de diferente naturaleza geológica, que yacen a distintas profundidades. La transformación de las anomalías es una parte integrante de la primera etapa de la interpretación geológica y que a veces determina en grado considerable el resultado final. La transformación va dirigida a descomponer el campo gravitatorio, lo cual conduce, en el caso límite, a revelar el campo de cada cuerpo.

El problema más simple de la transformación es cuando las distintas componentes del campo son independientes entre sí y se diferencian por el carácter de su revelación en el campo general. Sin embargo, este caso en la práctica se observa muy rara vez, ya que las anomalías reales de la gravedad resultan parcialmente dependientes entre sí a consecuencia de la interdependencia de las estructuras geológicas, de la densidad de la red y de la precisión del levantamiento. Por eso, en el caso general no se consigue separar por completo los efectos anómalos de distintas fuentes. Para asegurar la separación más completa de las anomalías es necesario valerse de toda la información geológica que se disponga. Esto permite imponer condiciones restrictivas complementarias a las anomalías que se separan, y elegir la

metódica más razonable de las transformaciones.

Siempre hay que tener presente que con ninguno de los métodos de transformación pueden separarse del campo total observado particularidades nuevas cualesquiera que no contenga el campo inicial. En otras palabras, la transformación no conduce a la obtención de una nueva información, sino que sólo subraya unas particularidades del campo inicial, aminorando y excluyendo otras. Desde el punto de vista de la teoría de la información, una transformación cualquiera de los datos iniciales acarrea una pérdida parcial de la información que contienen.

Hasta ahora se han elaborado numerosos métodos de transformaciones de las anomalías de la gravedad. Sin embargo, todos se basan en determinada correspondencia del orden de las estructuras geológicas y de las anomalías que les corresponden: cuanto más grande sea el objeto gravitatorio y cuanto mayor sea la profundidad a que yace, tanto más extensas en superficie y pequeñas en gradiente serán las anomalías que aquél origine, y, viceversa, cuanto menor sean las dimensiones del cuerpo y la profundidad a que yace, menor será su extensión en superficie y más marcado su gradiente.

Las extensas anomalías, según la superficie, con pequeño gradiente generalmente se denominan regionales, y las anomalías de pequeñas dimensiones, locales. Es natural que el concepto de anomalías regionales y locales sea relativo y lo determine la escala del levantamiento. Puede suceder que para una escala del levantamiento la anomalía sea local, y para otra, regional. La existencia de una simple correlación entre el orden de las anomalías y el orden de las estructuras geológicas que las originan, permite en los casos simples, sin recurrir a complicados cálculos, separar las anomalías regionales y locales mediante un simple método gráfico basándose en las ideas más generales de la estructura geológica del territorio investigado.

Este método se utiliza cuando las isolíneas del campo gravitatorio se extienden preferentemente en una dirección cualquiera y se sitúan aproximadamente a distancias iguales una de otra, es decir, cuando el campo regional puede equipararse

a un plano inclinado o una superficie de carácter relativamente simple. Este método también puede utilizarse cuando el campo regional lo describe una superficie de orden superior al primero.

Existen numerosos métodos analíticos de separación de las anomalías de la gravedad basados en la semejanza de las estructuras geológicas y de las anomalías, los cuales son incluidos en diferentes software comerciales. Para realizar la separación, en este trabajo, se utilizó software comercial SURFER 6.0.

4.1.1.-SEPARACIÓN DE LAS COMPONENTES REGIONAL-Y RESIDUAL DE LA ANOMALÍA DE BOUGUER.

El cálculo de la componente regional de la anomalía se realizó usando el método de regresión polinómica. Este permite definir un modelo de tendencia a gran escala de los datos. La ecuación polinómica seleccionada es:

$$g(x, y) = 796817 - 0.7 * y - 4.0 * 10^{-7} * y^2 + 4.0 * 10^{-13} * y^3 + 0.6 * x - 6.8 * 10^{-7} * x * y + 2.1 * 10^{-13} * x * y^2 - 8.2 * 10^{-7} * x^2 + 3.2 * 10^{-13} * x^2 * y + 3.2 * 10^{-13} * x^3$$

La figura N°. 4.17 muestra el mapa de componente regional obtenido por regresión polinómica con el programa SURFER 6.0 desarrollado por Golden Software (1996).

La componente residual de la anomalía se determinó como la diferencia del valor total medido de la gravedad y la componente regional calculada con el método de regresión polinómica, mediante la ecuación:

$$g_{res} = g_{dat} - g_{reg}$$

Donde: g es el valor residual
 g_{dat} es el valor de gravedad de los datos
 g_{reg} es el valor de la componente regional

La figura N°. 4.18 muestra el mapa de componente residual obtenido.

Figura N°. 4.17 Mapa de componente regional, ajustado con un polinomio de 3^{er} grado.

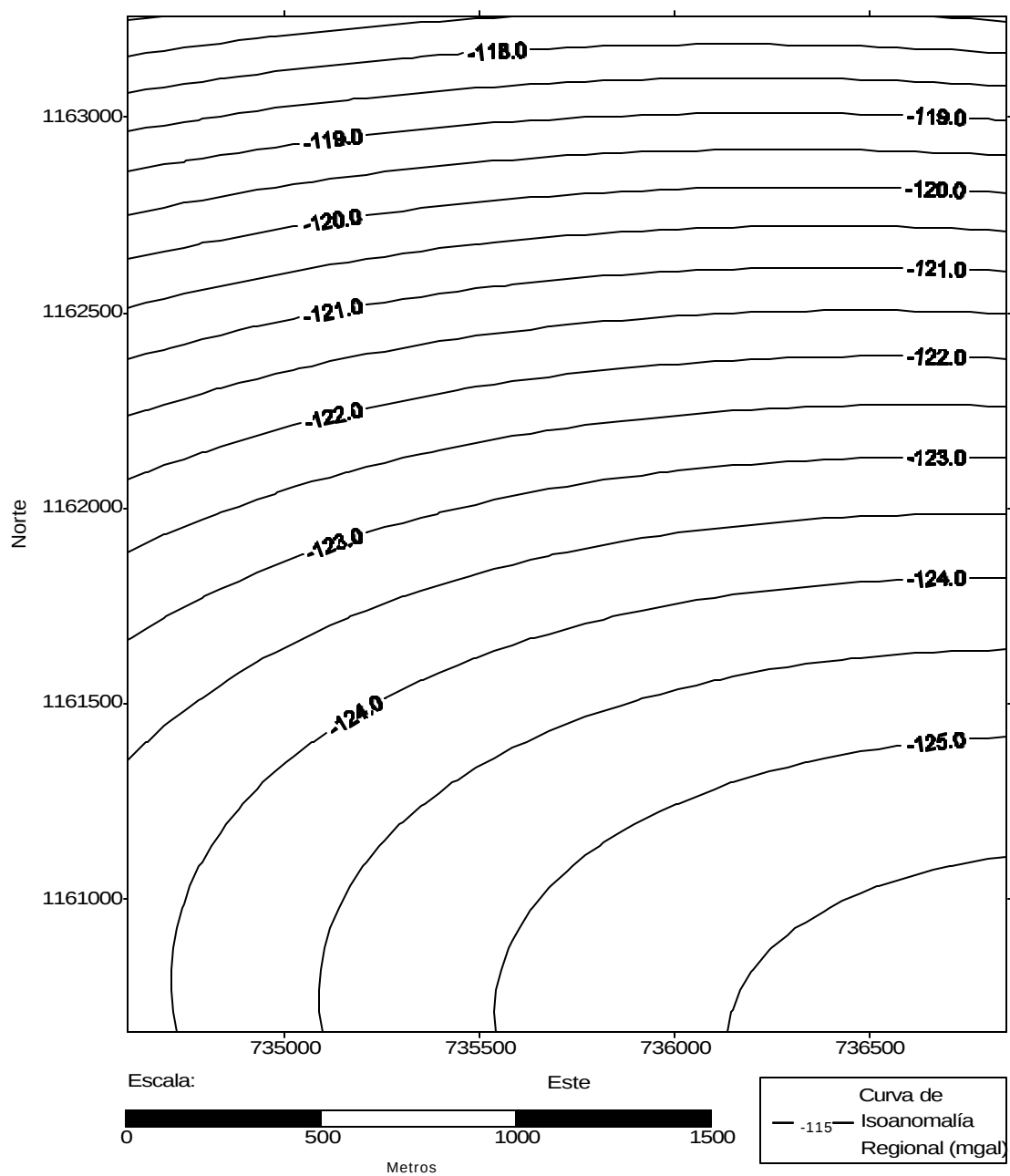
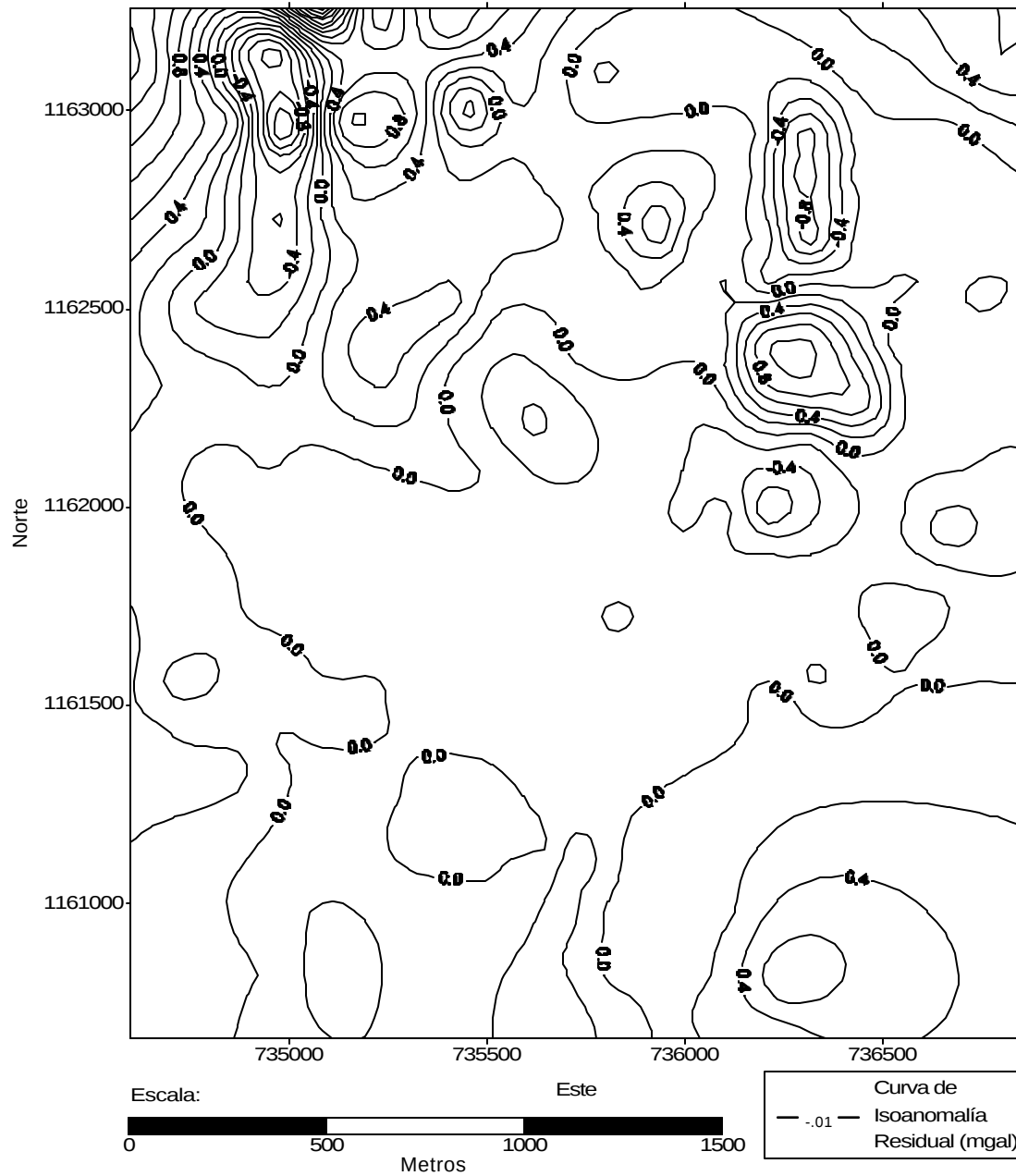


Figura N°. 4.18 Mapa de componente residual, calculado con un polinomio de 3^{er} grado.



4.4.- ANÁLISIS ESPECTRAL DE LAS ANOMALÍAS.

El método de análisis espectral de las anomalías 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 de espacio, al dominio de la frecuencia para entonces analizar su contenido de frecuencias, tomando en consideración las relaciones entre la amplitud y la fase en la estimación de la profundidad del origen de las anomalías.

Siguiendo lo expuesto por Battacharya (1966), cuando se gráfica en una escala lineal la frecuencia versus el logaritmo de la energía, se distinguen intervalos de frecuencia donde la variación logaritmo 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 k denota el número de onda y $S(k)$ la energía, entonces, la profundidad d al tope del origen de la anomalía puede ser estimado con la relación $S(k) = f(k)$, empleando la fórmula:

$$\ln(S(k)) = -2 * k * d$$

Esta situación puede ser usada en datos en 2 dimensiones. Dimitriadis (1987) desarrolló un sencillo método para realizar el análisis espectral de una matriz de datos. En el apéndice C se ilustra en detalle el método de análisis usado por Dimitriadis. La figura N°. 4.19 muestra la gráfica del logaritmo de la energía versus la frecuencia del total de los datos. La profundidad de origen de la anomalía gravimétrica obtenida con el método de Dimitriadis se presenta en la tabla N°. 4.6

Figura N°. 4.19 Distancia espectral del archivo principal.

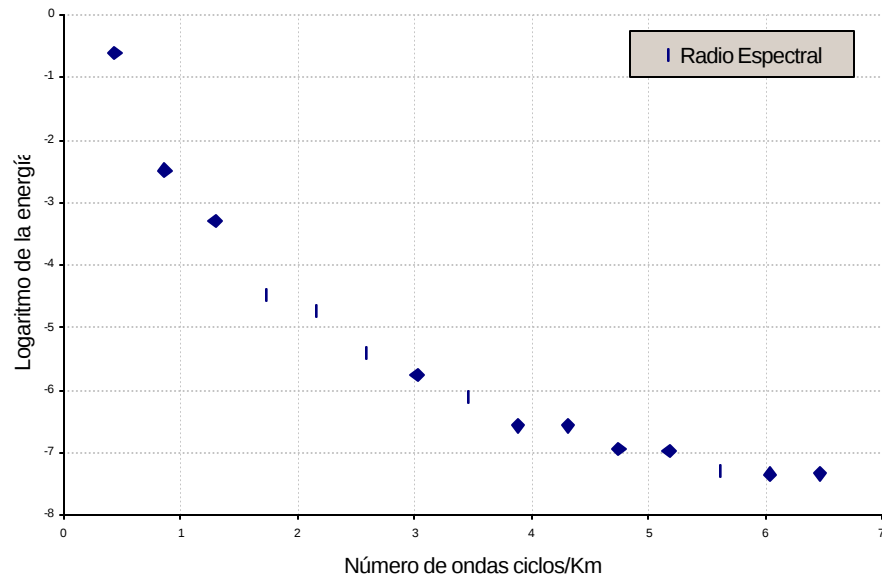


Tabla N°. 4.6 Profundidad de origen de la anomalía gravimétrica.

Longitud	Latitud	Pendiente	Error Std.	Profundidad (m)	Error Std. (m)
735180.64	1161598.88	-1.475	0.167	234.8	26.5
735180.64	1161815.55	-1.458	0.172	232.0	27.4
735180.64	1162032.22	-1.496	0.273	238.1	43.4
735180.64	1162248.88	-1.539	0.212	245.0	33.7
735180.64	1162465.55	-1.498	0.291	238.4	46.3
735180.64	1162682.22	-1.473	0.264	234.4	1.0
735398.38	1161598.88	-1.489	0.181	236.9	28.8
735398.38	1161815.55	-1.508	0.257	240.0	40.9
735398.38	1162032.22	-1.494	0.248	237.7	39.5
735398.38	1162248.88	-1.469	0.280	233.9	44.5
735398.38	1162465.55	-1.437	0.317	228.8	50.4
735398.38	1162682.22	-1.435	0.191	228.5	30.4
735616.12	1161598.88	-1.518	0.147	241.7	23.4
735616.12	1161815.55	-1.534	0.213	244.2	33.9
735616.12	1162032.22	-1.529	0.162	243.4	25.8
735616.12	1162248.88	-1.584	0.102	252.0	16.3
735616.12	1162465.55	-1.599	0.085	254.5	13.5
735616.12	1162682.22	-1.653	0.076	263.1	12.0
735833.87	1161598.88	-1.521	0.204	242.0	32.4
735833.87	1161815.55	-1.551	0.276	246.8	44.0
735833.87	1162032.22	-1.583	0.287	252.0	45.6
735833.87	1162248.88	-1.584	0.395	252.2	62.9
735833.87	1162465.55	-1.545	0.443	245.8	70.4
735833.87	1162682.22	-1.594	0.428	253.8	68.1
736051.61	1161598.88	-1.496	0.100	238.2	15.9
736051.61	1161815.55	-1.564	0.212	248.9	33.7
736051.61	1162032.22	-1.553	0.256	247.2	40.8
736051.61	1162248.88	-1.617	0.204	257.4	32.4
736051.61	1162465.55	-1.620	0.191	257.9	30.5
736051.61	1162682.22	-1.578	0.108	251.2	17.2
736269.35	1161598.88	-1.454	0.108	231.3	17.2
736269.35	1161815.55	-1.451	0.292	230.9	46.4
736269.35	1162032.22	-1.431	0.165	227.7	26.3
736269.35	1162248.88	-1.314	0.146	209.2	23.3
736269.35	1162465.55	-1.285	0.179	204.5	28.5
736269.35	1162682.22	-1.296	0.152	206.2	24.1

4. 3.3.- MODELAJE DE LA ANOMALÍA DE BOUGUER.

La interpretación cuantitativa producto de este trabajo tiene por objeto establecer en profundidad la geometría de la cuenca de Los Palos Grandes a partir de los datos cartografiados en superficie, registros de pozos y el análisis espectral de los datos. Esta interpretación se basó en la estimación de la respuesta gravimétrica a partir de un modelo propuesto, aplicando técnicas de inversión en la optimización de los resultados. En este trabajo fueron seleccionados diez perfiles, cinco con orientación Norte-Sur y cinco orientados Este-Oeste. Las características de los perfiles se indican en la tabla N° 4.7. Los perfiles fueron modelados con el software GM-SYS del paquete GEOSOFT Inc. V. 3.70.09G (1994).

La selección de dicha orientación se basó en la disposición de los principales accidentes tectónicos que afloran en el área, vinculados al Sistema Montañoso del Caribe. La figura N°. 4.20 ilustra la ubicación de los perfiles gravimétricos seleccionados.

Las formaciones que afloran en los diferentes cortes fueron controlado en superficie con base en la geología existente, la cual se expone claramente en el mapa geológico de Singer (1977) (Figura N°. 4. 21). Las densidades de las formaciones se presentan en la tabla N° 4.8.

Los diferentes cuerpos en los modelos fueron controlados haciendo uso del mapa de curvas de espesores del Valle de Caracas cartografiado por FUNVISIS (1978), (Figura N°. 4.21) así como del mapa de profundidad generado con el análisis espectral de los datos de anomalías de Bouguer (Figura N°. 4.20).

Los modelos gravimétricos propuestos (Figuras N° 4.22 a la N° 4.31) muestran las curvas de anomalía de Bouguer observada y calculada producto del modelaje gravimétrico realizado.

En el modelo NS-1 (Figura N° 4.22) la Formación Las Mercedes y la Formación Peña de Mora se encuentran en contacto de corrimiento; a través de la Falla Tacagua-Ávila, con buzamiento 80° Norte. El contacto entre las formaciones

Peña de Mora y Las Brisas es de falla, con orientación N 45° O, perteneciente a las fallas transversales

Tabla N° 4.7 Características de los perfiles.

Perfil	Orientación	Constante en dirección	Extensión (Km.)	Figura N°.
NS-1	Norte-Sur	735022	2.6	4.23
NS-2	Norte-Sur	735397	2.6	4.24
NS-3	Norte-Sur	735772	2.6	4.25
NS-4	Norte-Sur	736147	2.6	4.26
NS-5	Norte-Sur	736522	2.6	4.27
EW-1	Este-Oeste	1161190.6	2.3	4.28
EW-2	Este-Oeste	1161615.1	2.3	4.29
EW-3	Este-Oeste	1162039.6	2.3	4.30
EW-4	Este-Oeste	1162464.1	2.3	4.31
EW-5	Este-Oeste	1162888.6	2.3	4.32

del Ávila, cuya orientación forma un ángulo de 45° con la dirección de esfuerzo regional Este Oeste (Urbani y Ostos, 1989).

Las densidades de sedimentos usadas consideran una densidad promedio de 2.0 gr/cm³ con valores altos y bajos de 2.4 y 1.6 gr/cm³ respectivamente, basado en lo expuesto por Aisiks y Redel (1975).

Aisiks y Redel basados en el análisis estadístico de 188 núcleos en los estudios preliminares del Metro de Caracas registran: pesos unitarios promedio en seco de 1.8 gr/cm³, con valores altos y bajos de 2.0 y 1.6 gr/cm³ respectivamente correspondiente a los depósitos aluviales de fuerza elevada y peso unitario en seco promedio de 1.5 gr/cm³ con valores bajos y altos de 1.3 y 1.6 gr/cm³ respectivamente correspondiente a los depósitos aluvionales de poca fuerza. Este grupo consiste de arcillas blandas a medianas muy plásticas con porcentajes bajos a despreciables de contenido granular, normal o ligeramente sobreconsolidada, pertenecientes a suelos escasos que forman estratos discontinuos en las regiones bajas de la parte central del valle (Sabana Grande y Chacaíto).

La asignación de las densidades de los suelos se realizó estableciendo variaciones marcadas por la geometría y ubicación de los sedimentos dentro del valle

Figura N°. 4.20 Mapa de ubicación de los perfiles gravimétricos y ubicación de los puntos estudiados con el análisis espectral.

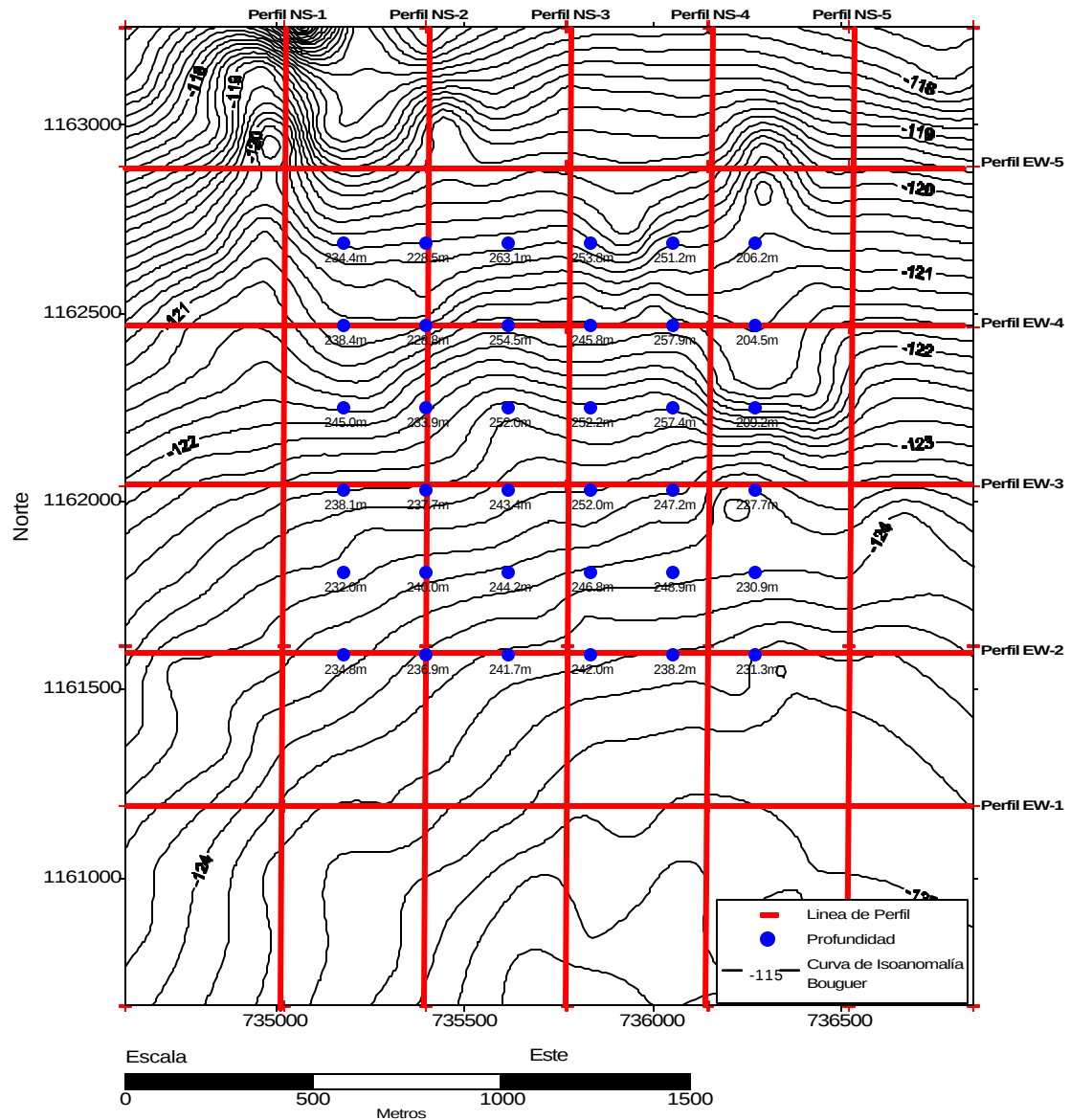


Tabla N° 4.8 Densidades en los modelos propuestos.

Formación	Densidad (gr/cm³)	Promedio de densidad (gr/cm³)
Peña de Mora (Mzpm)	2.70	2.7
Las Mercedes (Mzlm)	2.60	2.6
Las Brisas (Mzlb)	2.67	2.67
Aluvión (Qal)	1.8-2.6	2.2

de Caracas; representadas por abanicos aluviales, caracterizados por sabanas de escombros en sus partes apicales y proximales, y facies distales de bloques aislados embebidos en una masa compacta de limos arenosos acumulada por coladas de barro líquidas, que pasan progresivamente a los aluviones contemporáneos del Guaire (Singer, 1977).

De igual forma, en los modelos NS-2 a NS-5 (Figuras N° 4.23 a la 4.2.6) las formaciones Las Mercedes y Peña de Mora se encuentran en contacto por la falla Tacagua-Ávila con buzamiento 80° Norte. La densidad de sedimentos varía entre 2.4 y 1.6 gr/cm³. La profundidad máxima alcanzada por los sedimentos es de 175 metros.

Los perfiles: NS-3, NS-4 y NS-5 (figuras N°4.24, 4.25 y 4.26) contienen 3 cuerpos representados por las formaciones Las Mercedes y Peña de Mora y el suelo del Valle de Caracas. En estos perfiles la Formación Las Mercedes y la Formación Peña de Mora se encuentran en contacto por la Falla Tacagua-Ávila, con buzamiento 80° Norte.

Para las densidades de los sedimentos en el valle de Caracas se consideró una densidad promedio de 2.0 gr/cm³, con valores altos y bajos de 2.4 y 1.6 gr/cm³ respectivamente. El espesor máximo alcanzado por los sedimentos aumenta en dirección Este hasta 340 metros en el perfil NS-5.

Los perfiles con orientación Este-Oeste (Figura N° 4.27 a la 4.31) contienen 2 cuerpos representados por la Formación Las Mercedes (Mzlm) y el suelo del Valle de

Figura N°. 4.21 Mapa geológico de la región de estudio (Singer, 1977).

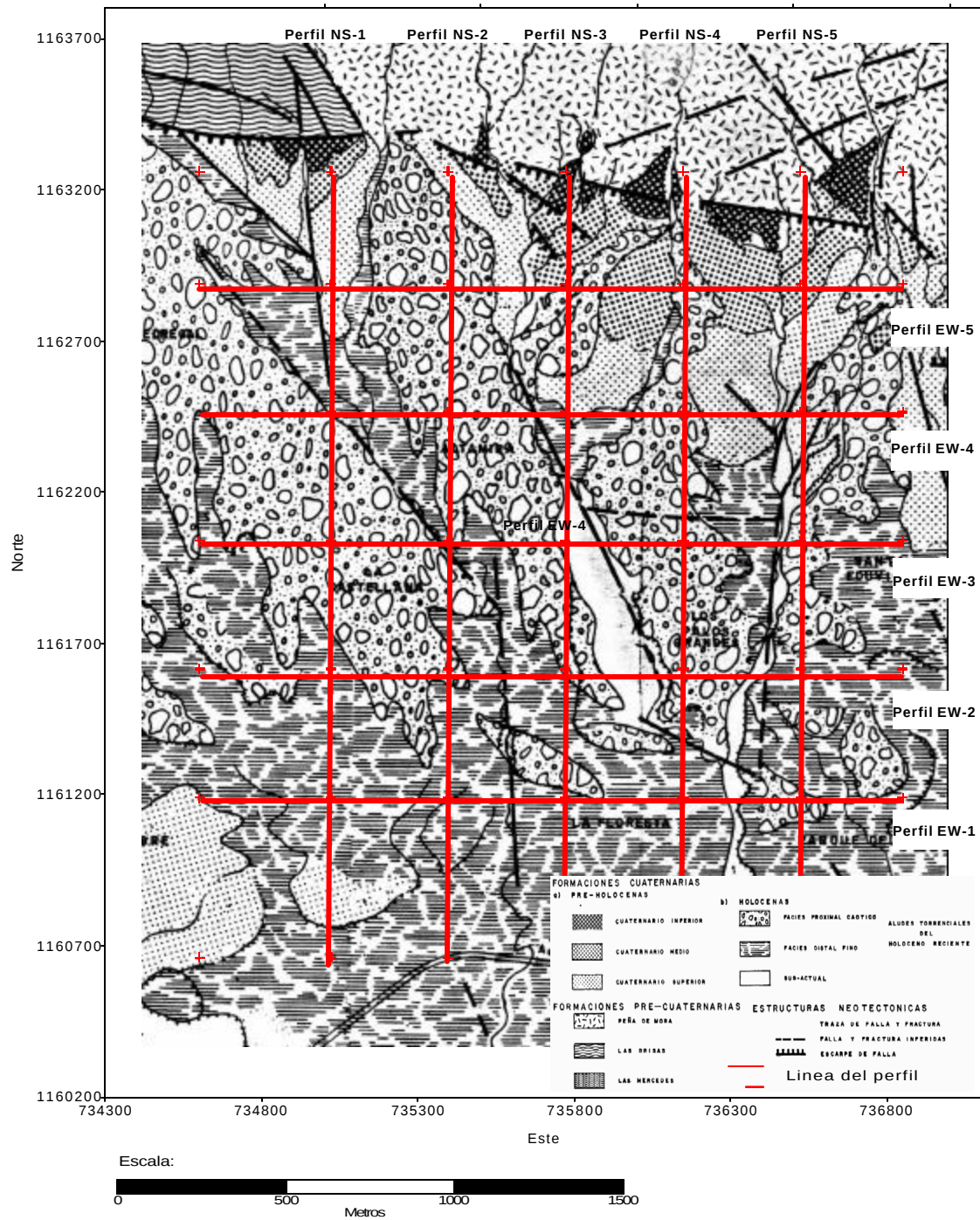


Figura N°. 4.22 Perfil NS-1, dirección Norte-Sur y longitud constante Este 735022.

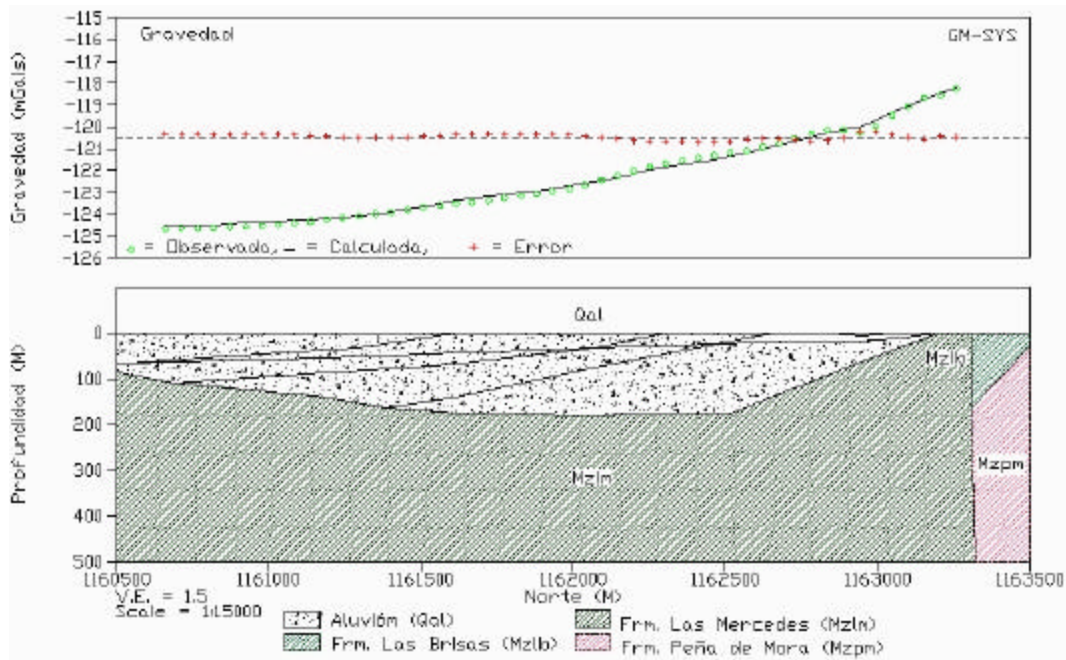


Figura N°. 4.23 Perfil NS-2, dirección Norte-Sur y longitud constante Este 735397.

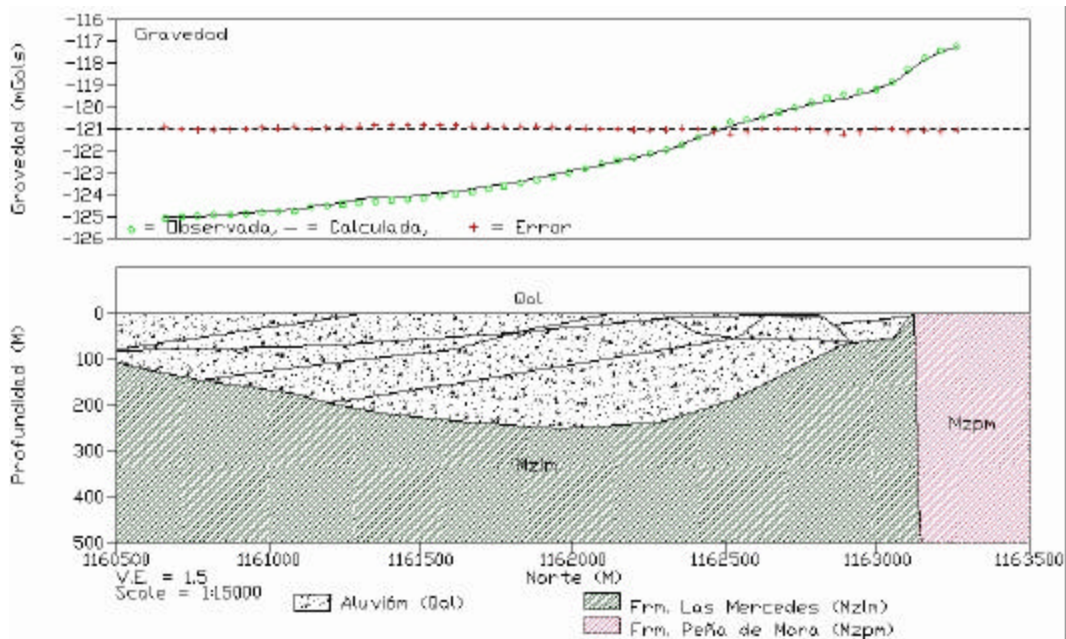


Figura N°. 4.24 Perfil NS-3, dirección Norte-Sur y longitud constante Este 735772.

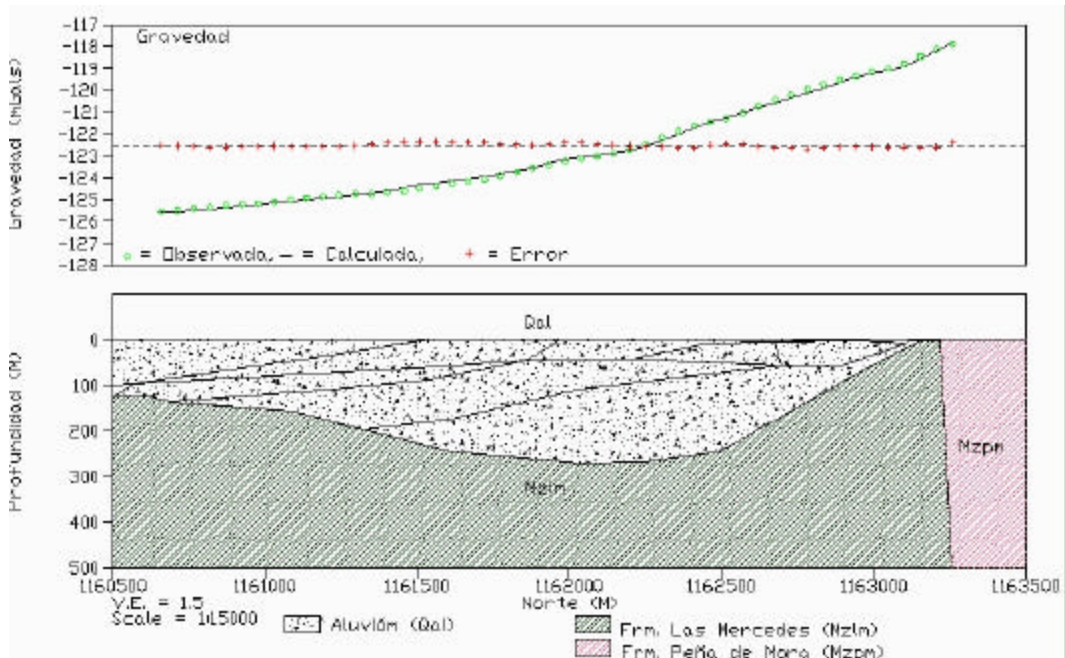


Figura N°. 4.25 Perfil NS-4, dirección Norte-Sur y longitud constante Este 736147.

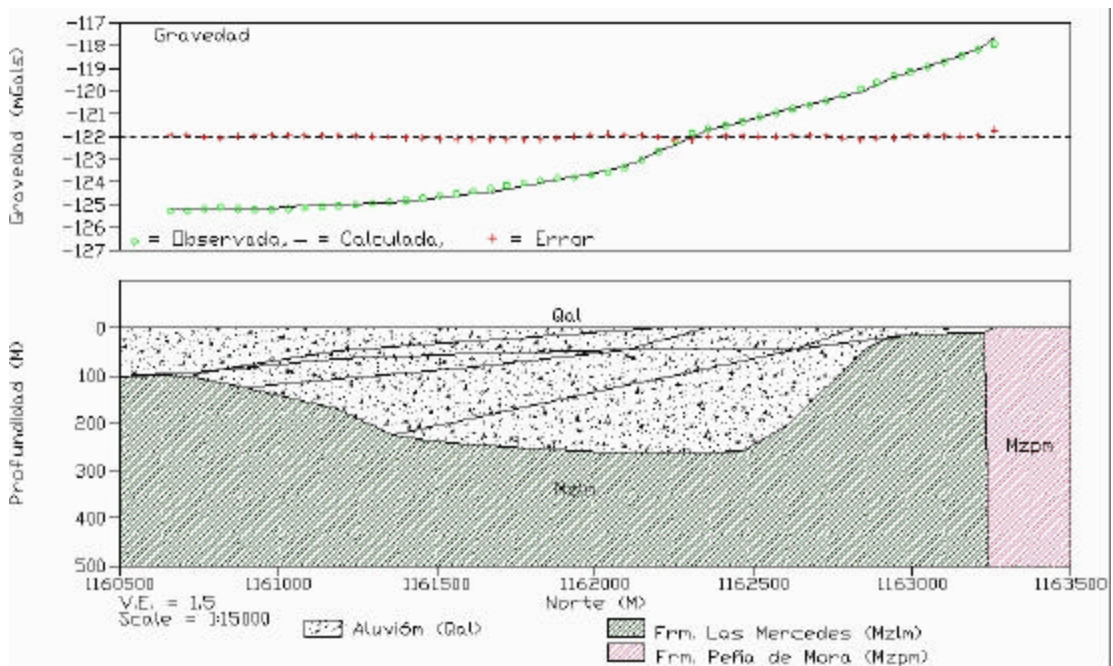


Figura N°. 4.26 Perfil NS-5, dirección Norte-Sur y longitud constante Este 736522.

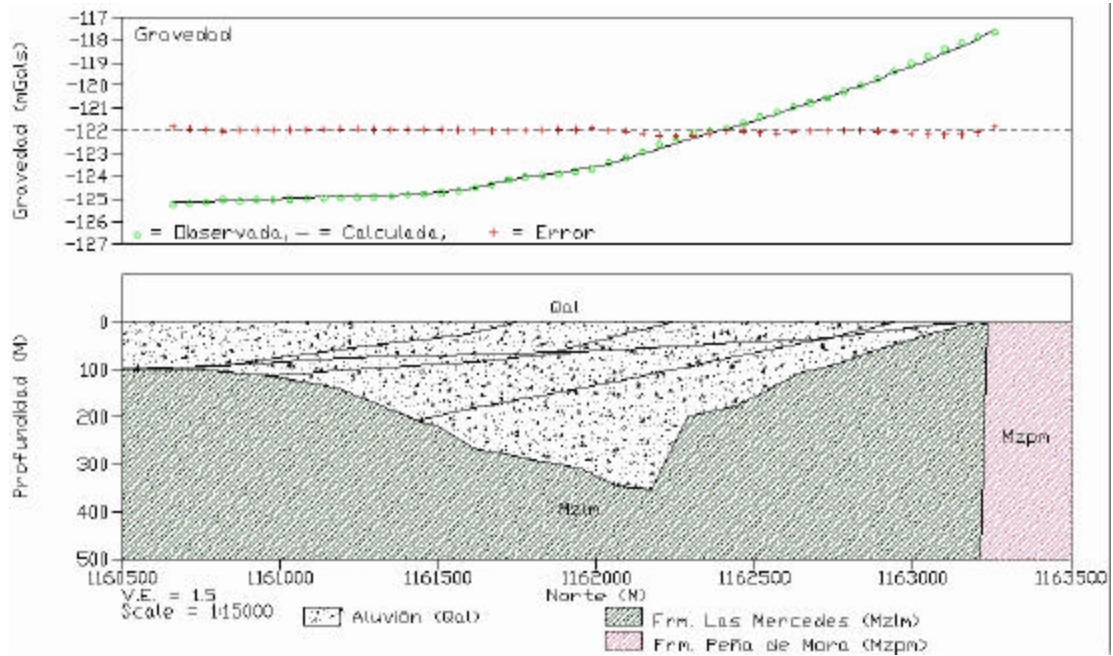


Figura N°. 4.27 Perfil EW-1, dirección Este-Oeste y latitud Norte 1161190.6.

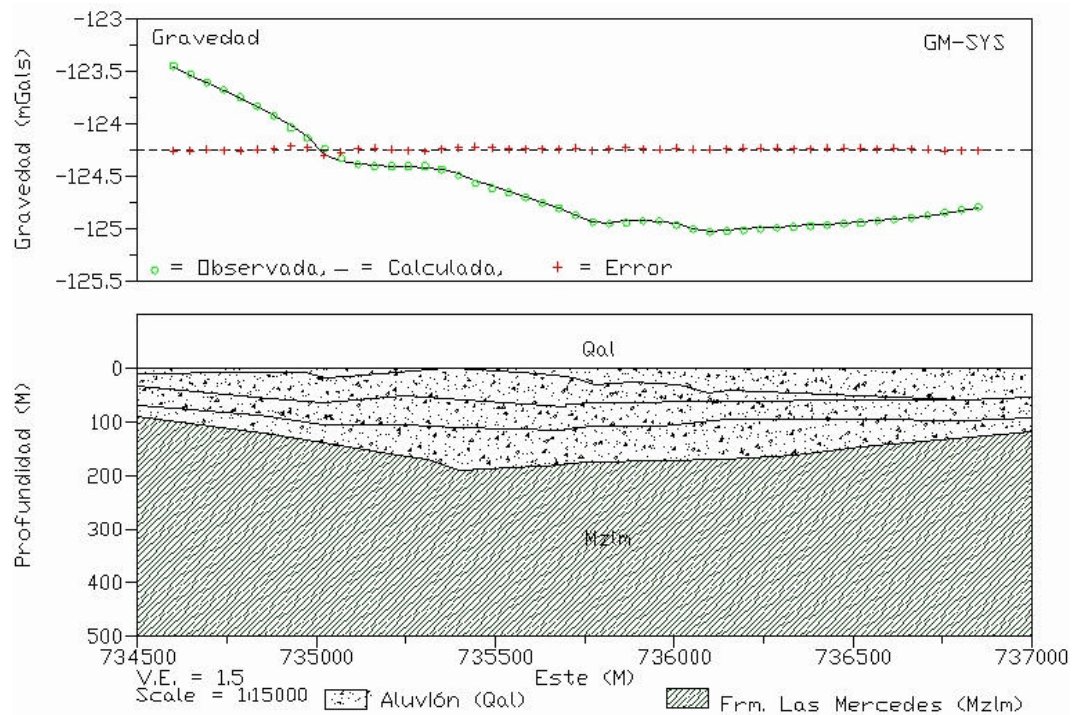


Figura N°. 4.28 Perfil EW-2, dirección Este-Oeste y latitud Norte 1161615.1.

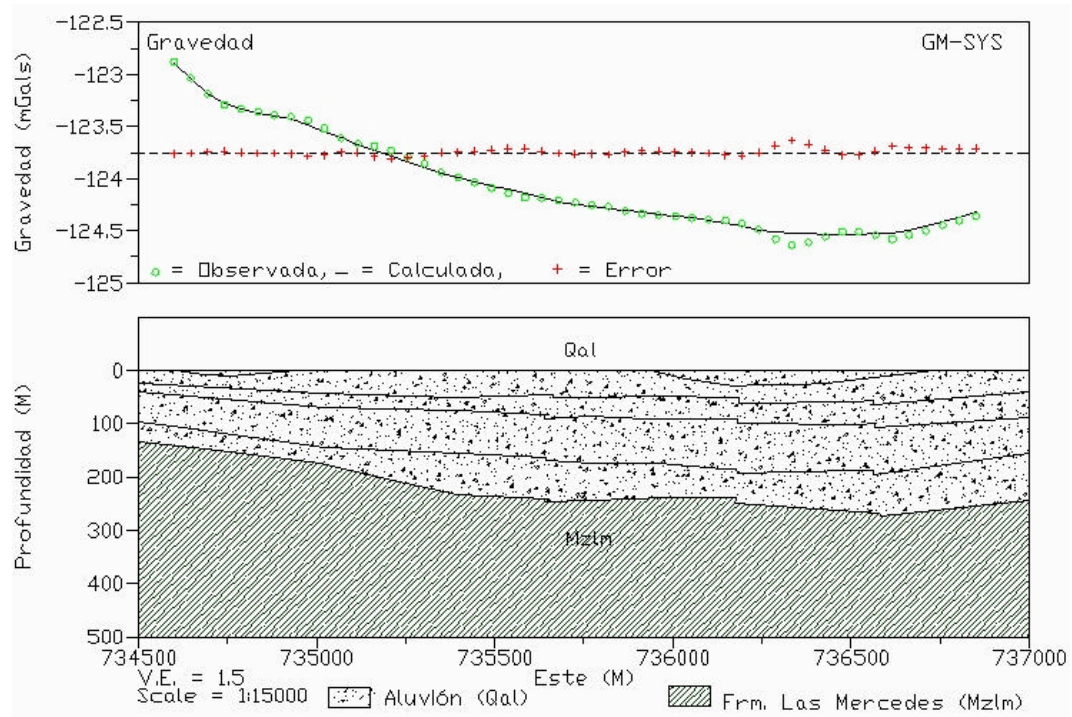


Figura N°. 4.29 Perfil EW-3, direcci6n Este-Oeste y latitud Norte 1162039.6.

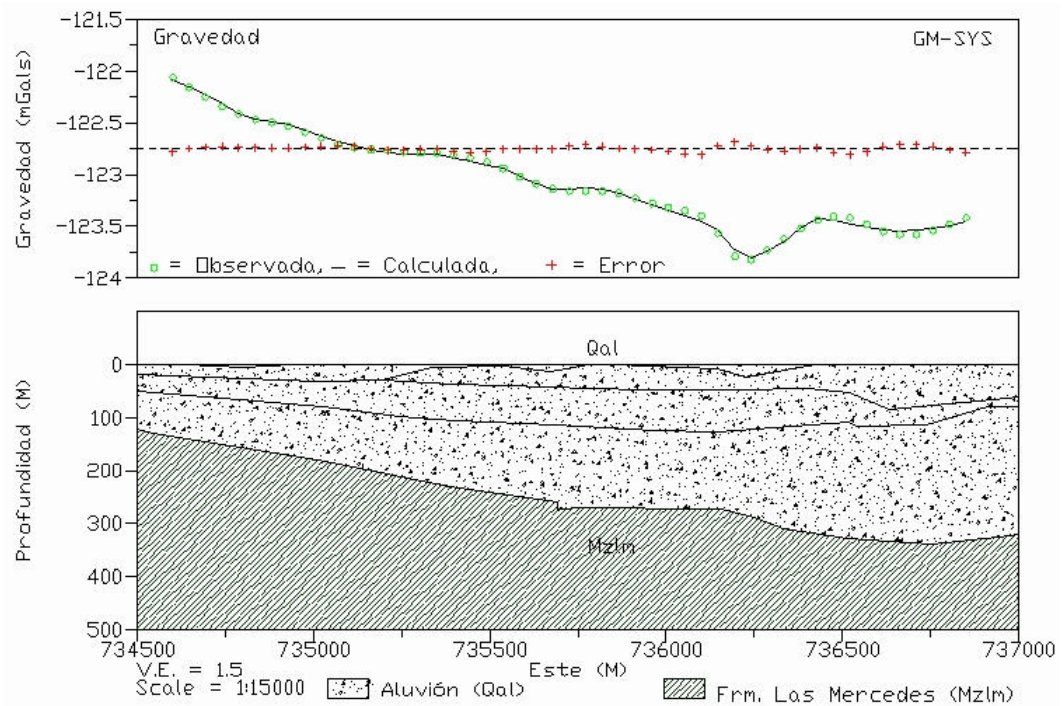


Figura N°. 4.30 Perfil EW-4, dirección Este-Oeste y latitud Norte 1162464.1.

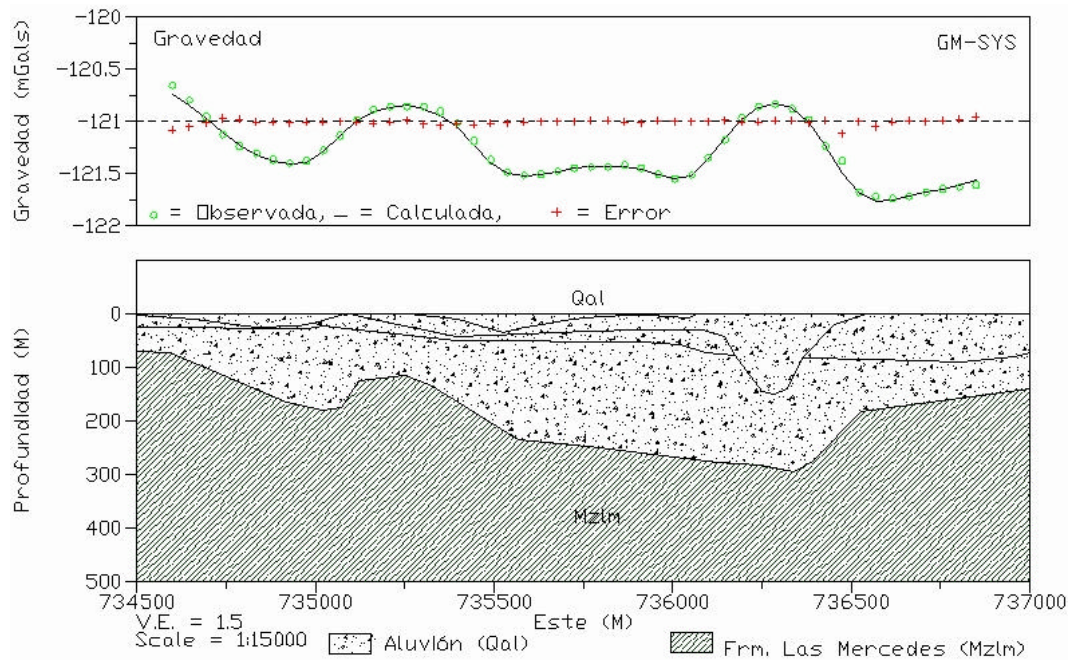
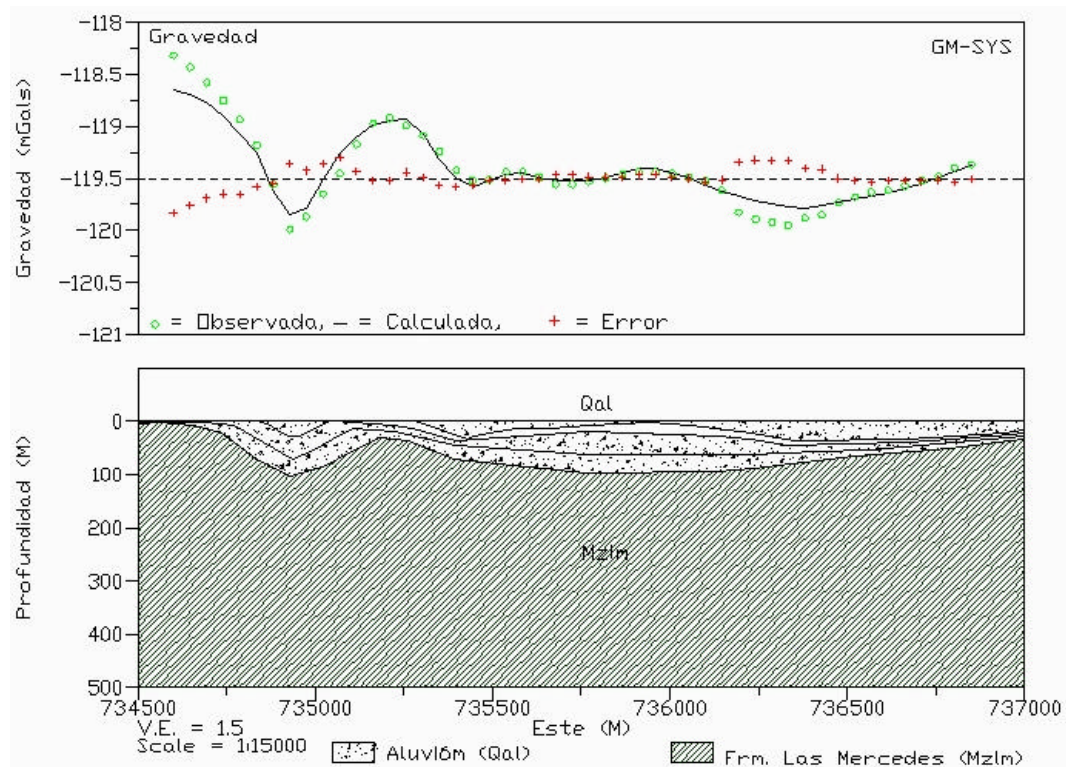


Figura N°. 4.31 Perfil EW-5, dirección Este-Oeste y latitud Norte 116288.6.



Caracas (Qal). Las densidades de los sedimentos mantuvo la disposición considerada en los perfiles con dirección Norte-Sur. La densidad promedio es de 2.0 gr/cm^3 con valores altos y bajos de 2.4 y 1.6 gr/cm^3 respectivamente. En los modelos se observa que al aumentar la profundidad aumenta la densidad desde 2.2 hasta 2.4 gr/cm^3 .

Los máximos espesores de sedimentos están asociados a la presencia de las quebradas Los Pajaritos y Los Palos Grandes cuyos cauces están determinados por fallas normales Norte Sur y $N 45^\circ W$ (Singer, 1977). En el perfil EW-1 (Figura N° 4.27) el espesor de sedimentos máximo es de 190 metros, en la coordenada Este 735400. En el perfil EW-2 (Figura N° 4.28) el espesor máximo de sedimentos es de 175 metros, en la coordenada Este 736622. En el Perfil EW-3 (Figura N° 4.29) se observa el máximo espesor alcanzado por los sedimentos igual a 340 metros en las coordenadas Este 736770. En el perfil EW-4 (Figura N° 4.30) el espesor máximo de sedimentos es de 175 metros, en la coordenada Este 734920 y de 290 metros, en la coordenada Este 736350. En el perfil EW-5 (Figura N° 4.31) el espesor máximo alcanzado por los sedimentos es de 100 metros, en las coordenadas Este 734920 y Este 735965.

CAPÍTULO V.- ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS.

En este capítulo se presenta el análisis cualitativo y cuantitativo de los resultados obtenidos durante la ejecución de este trabajo, con la finalidad de conocer las fuentes causantes de las anomalías de Bouguer reportadas en el mismo y de todos los mapas, gráficos y tablas derivados de éste.

5.1.- MAPA DE ISOCORRECCIÓN TOPOGRÁFICA

En este mapa (Figura N°. 4.7) se observa claramente que las curvas de isocorrección topográfica poseen una tendencia Este-Oeste, causada principalmente por la presencia de la Sierra del Ávila. Los máximos valores de corrección topográfica se encuentran al Norte de la región de estudio, con un valor de 11.08 miligales y un gradiente aproximado de 5 mgal/Km. disminuyendo progresivamente de Norte a Sur donde se encuentra un gradiente aproximado de 1 mgal/Km. y un valor mínimo de 3.57 miligales.

Comparando los valores obtenidos con el programa TERRAIN y los calculados con la retícula de Hammer (Op. Cit) (Tabla N°. 4.1), se pueden comprobar la eficiencia del calculo de la corrección topográfica realizada por el software; estos valores poseen una variación que se encuentra en las décimas de miligales.

5.2.- ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS.

El número de datos estudiados es de 205, correspondiente a igual número de estaciones. Se obtuvo un valor máximo de -115.07 miligales y un valor mínimo -125.56 miligales, con un valor de la mediana igual a -122.27 miligales con una desviación estándar de 2.19 miligales y una varianza de 4.81 miligales.

El histograma de distribución de frecuencia muestra una distribución de los datos sesgada a la izquierda. El sesgamiento de los datos no indica que la distribución de los datos sea poco confiable, debido a que la desviación estándar de los datos y la varianza son mínimos, lo cual indica que la distribución se ajusta a una distribución normal dentro de los límites de la ventana muestral. Esto se puede

corroborar en la prueba de normalidad cuyos resultados son cercanos al de significancia. Ya que se encuentran en un rango pequeño respecto a los límites del histograma de frecuencia

La prueba de Normal Q-Q muestra una tendencia lineal entre el valor observado y el valor calculado de los datos. La prueba Detrended Normal Q-Q posee una desviación máxima de 1,40, centrada entre -0,3 y 0,3. El máximo valor de desviación registrado es causado por el grado de complejidad estructural de la zona, la cual se origina porque en la serie univariada se encuentran diferentes poblaciones, debido a diferentes grados de compactación en diversos eventos de evolución tectónica. Pero las poblaciones involucradas siguen una distribución normal, lo cual se puede verificar en la prueba de normalidad y en la baja varianza de los datos. La prueba de normalidad de Kolmogorov-Smirnov muestra un estadístico y un valor de significancia bajos. (0.096 y 0.0) lo cual indica la presencia de múltiples poblaciones de datos. En los resultados observados en el gráfico Boxplot, la prueba Normal Q-Q y la prueba Detrended Normal Q-Q, se establece un comportamiento normal de los datos de anomalía de Bouguer

El ajuste del variograma teórico realizado con el software GRIDSTATPRO (GRIDSTATPRO Inc., 1999), muestra que el variograma que posee el mejor ajuste de los datos y el menor error (13.59) es el variograma de Gauss, que es usado generalmente para representar superficies suaves, lo cual indica un proceso de deposición siguiendo un patrón predefinido por la geometría del basamento. La roseta de distribución espacial, muestra que la zona de mayor continuidad espacial tiene un azimut de 82° , observándose variación mínima en las direcciones Este-Oeste y Oeste Este (Figura N°. 4.13). Esta dirección está estrechamente asociada con la dirección en que se depositaron los sedimentos. Se observa gráficamente el excelente grado de ajuste de la curva del variograma Gaussiano. Por otro lado la elipse de anisotropía muestra este mismo comportamiento.

5.3.- MAPA DE ANOMALÍA DE BOUGUER

En el mapa (Figura N°. 5.1) se observa que las curvas de isoanomalía de Bouguer poseen una tendencia general Este Oeste. El máximo valor se encuentra al Norte de la región de estudio, con un valor de -115.10 miligales y un gradiente de 5 mgal/Km. disminuyendo progresivamente en dirección Norte Sur donde se encuentra un gradiente de 1.6 mgal/Km. y un valor mínimo de -125.54 miligales.

En la parte Sur-Oeste se observa que las curvas de isoanomalía de Bouguer tienen una tendencia con orientación aproximada de $N 45^{\circ} E$, con un gradiente muy suave (1.5 mgal/Km.).

Al norte la orientación de las curvas isoanómalas es predominantemente Este-Oeste, registrándose un marcado aumento del gradiente de la gravedad (5 mgal/Km.). como consecuencia de la presencia del sistema de fallas Tacagua-Ávila con un rumbo general Este-Oeste y el ángulo de buzamiento prácticamente vertical; que aflora en la Avenida Cota Mil, donde el augengneis está corrido sobre los sedimentos del valle (Singer, 1977).

La zona Noroeste se caracteriza por un alto gradiente y un cierre isoanómalo vinculado a la presencia de fallas con dirección Norte-Sur y dirección $N 45^{\circ} O$ (Singer, 1977).

En la zona Noreste se observa la presencia de un cierre isoanómalo alineado con las Quebradas Los Pajaritos y Los Palos Grandes cuyos cauces están determinados por fallas normales Norte Sur y $N 45^{\circ} W$ (Singer, 1977).

5.4.- MAPAS DE ANOMALÍAS REGIONAL Y RESIDUAL.

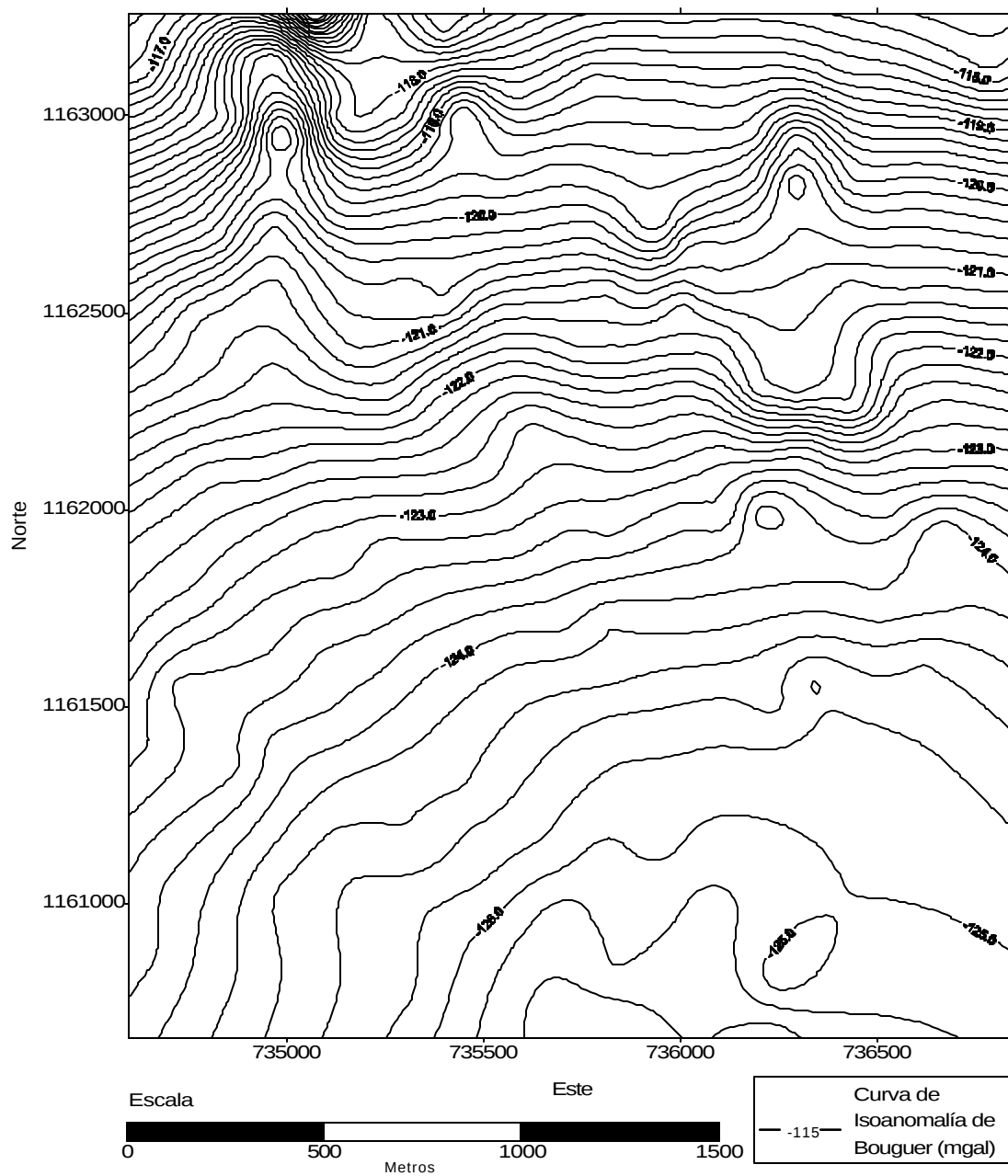
El mapa de anomalía regional (figura N°. 4.17) construido con regresión polinómica a partir de un polinomio de tercer orden, muestra una tendencia general Este-Oeste, con un valor mínimo en la región Sur de -125.5 miligales y un valor máximo al Norte igual a -116.5 miligales. En la parte Suroeste del mapa se observa

un cambio en la dirección de la curvas isoanómalas en dirección N 45° E.

En la región Sur del mapa se observa un gradiente de 1.1 mgal/Km., el gradiente aumenta progresivamente en dirección Sur Norte. Al norte el gradiente es igual a 5 mgal/Km. Esta variación del gradiente gravimétrico está asociada a la presencia del sistema de fallas Tacagua-Ávila con rumbo Este-Oeste y ángulo de buzamiento 80° N. la cual pone en contacto la Formación Peña de Mora, la Formación Las Mercedes y los sedimentos del valle de Caracas.

El mapa de anomalía residual (figura N° 4.18) muestra dos zona anómalas principales, indicadas anteriormente en el mapa de anomalía de Bouguer. En la zona Sureste se observa un cierre cuya presencia es causada, principalmente, por la ausencia de estaciones en el Parque del Este.

Figura N°. 5.1 Mapa de isoanomalías de Bouguer.



En la región Noreste se observa una alineación de cierres, máximos y mínimos relativos, con dirección Norte-Sur y una extensión aproximada de 1 Km². El origen de esta alineación de máximos y mínimos relativos está vinculado a la presencia de las Quebradas Los Pajaritos y Los Palos Grandes cuyos cauces están determinado por fallas normales Norte Sur y N 45° W (Singer, 1977).

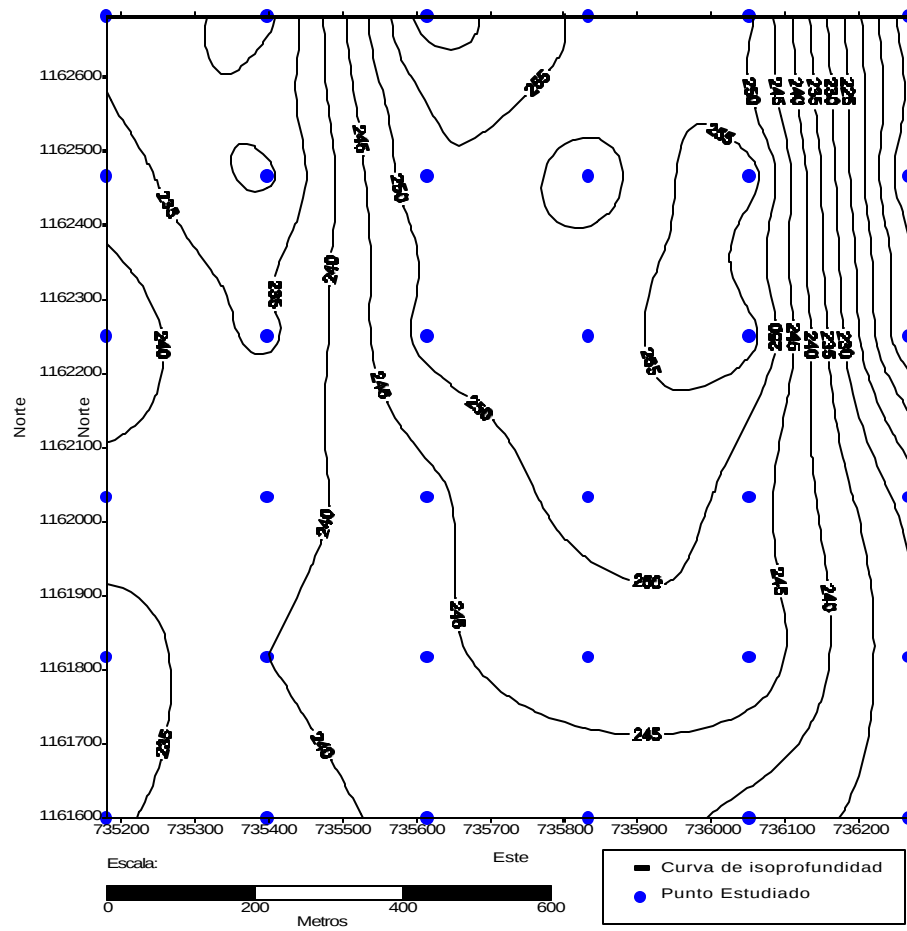
La zona Noroeste se caracteriza por un mínimo relativo igual a -1.2 miligales, con rumbo Norte-Sur y una extensión máxima de 1 kilómetro, este mínimo está vinculado a la presencia de fallas con dirección norte sur y dirección N 45° O interpretadas por Singer (1977) a partir de fotografías aéreas. En estas fallas la erosión ha abierto profundos cursos de agua que han borrado todo vestigio sobre el tipo de falla, el ángulo de buzamiento del plano de falla y su movimiento verdadero.

5.5.- GRÁFICAS DE DESCOMPOSICIÓN ESPECTRAL.

En la gráfica de descomposición espectral (Figura N°. 4.19) se observa que existen dos rectas principales de ajuste entre la frecuencia y la energía correspondientes a dos fuentes principales de la anomalía gravimétrica, se escogieron los punto 1 y 3 señalados en la tabla N°. 4.5 para la realización de la estimación de la profundidad de origen de la anomalía gravimétrica.

La figura N°. 5.2 muestra el mapa de profundidad de origen de la anomalía gravimétrica, allí el mapa se observa una profundidad máxima igual a 262 metros entre las coordenadas Norte 1162290, Este 735960 y una profundidad mínima de 205 metros en el extremo Noreste de la zona de estudio. La tendencia general de las curva de profundidad de basamento es Norte-Sur. Se observan dos importantes cierres, que dividen la región en dos zonas: una zona al Este con una profundidad máxima de 235 metros y una región al Oeste, de mayor extensión geográfica, con una profundidad máxima de 262 metros. Esta separación se atribuye a la presencia de fallas con dirección norte sur y dirección N 45° O, pertenecientes al sistema de fallas Tacagua-Ávila, por cuyos rumbos el drenaje ha abierto profundos surcos.

Figura N°.5.2 Mapa de profundidad de origen de la anomalía gravimétrica obtenido con el análisis espectral.



5.6.- MODELO TRIDIMENSIONAL DEL BASAMENTO DE LA CUENCA.

En el mapa (Figura N°. 5.3) se observa que las curvas de isoprofundidad de basamento varían entre 0 y -340 metros. La mínima profundidad se registra en el límite Norte de la zona de estudio, sobre la cota mil, donde se encuentra aflorando el basamento rocoso, la máxima profundidad se observa sobre las coordenadas Norte 1162000 y Este 736700.

Se observan dos accidentes principales en el basamento rocoso: Un mínimo absoluto superior a -340 metros en las coordenadas Norte 1162000 y Este 736700 y un mínimo relativo en la zona Noreste de la región de estudio. La presencia de estos accidentes es causada por movimientos de bloques diferenciales de naturaleza isoestática, activados por flexuras y fallas, destacando el prominente bloque de la Silla de Caracas que corresponde a un horst transversal, controlado por accidentes con dirección Noroeste-Sureste, que alcanza unos 300 a 400 metros por encima del bloque contiguo del Ávila, donde la fosa de Los Palos Grandes aparece como una respuesta homotética negativa, subsidente, del bloque levantado de la silla (Singer, 1977). En el detalle, la diferenciación de los dos accidentes en el basamento, es causada por movimientos Norte-Noroeste y Sur-Sureste y accidentes Norte-Sur y Noreste-Suroeste, Singer (*op. cit.*). Sumado a esto la meteorización ha influenciado las zonas de fallas (accidentes) a lo largo de las laderas del Ávila cortando profundos valles en V (Urbani y Ostos, 1989).

En la zona Sur se observan profundidades de basamento menores de 100 metros. Hacia el Sur se determina la disminución gradual del espesor de sedimentos, determinando un contacto con la Formación las Mercedes en forma de cuña interrumpida por algunos afloramientos rocosos (Urbani y Ostos, 1989).

Las figura N° 5.3 y 5.4 muestran la vista en 2 y 3 dimensiones del modelo de basamento obtenido a través del modelaje de los perfiles seleccionados.

Figura N°. 5.3 Mapa de isopropundidad de basamento, vista 2D.

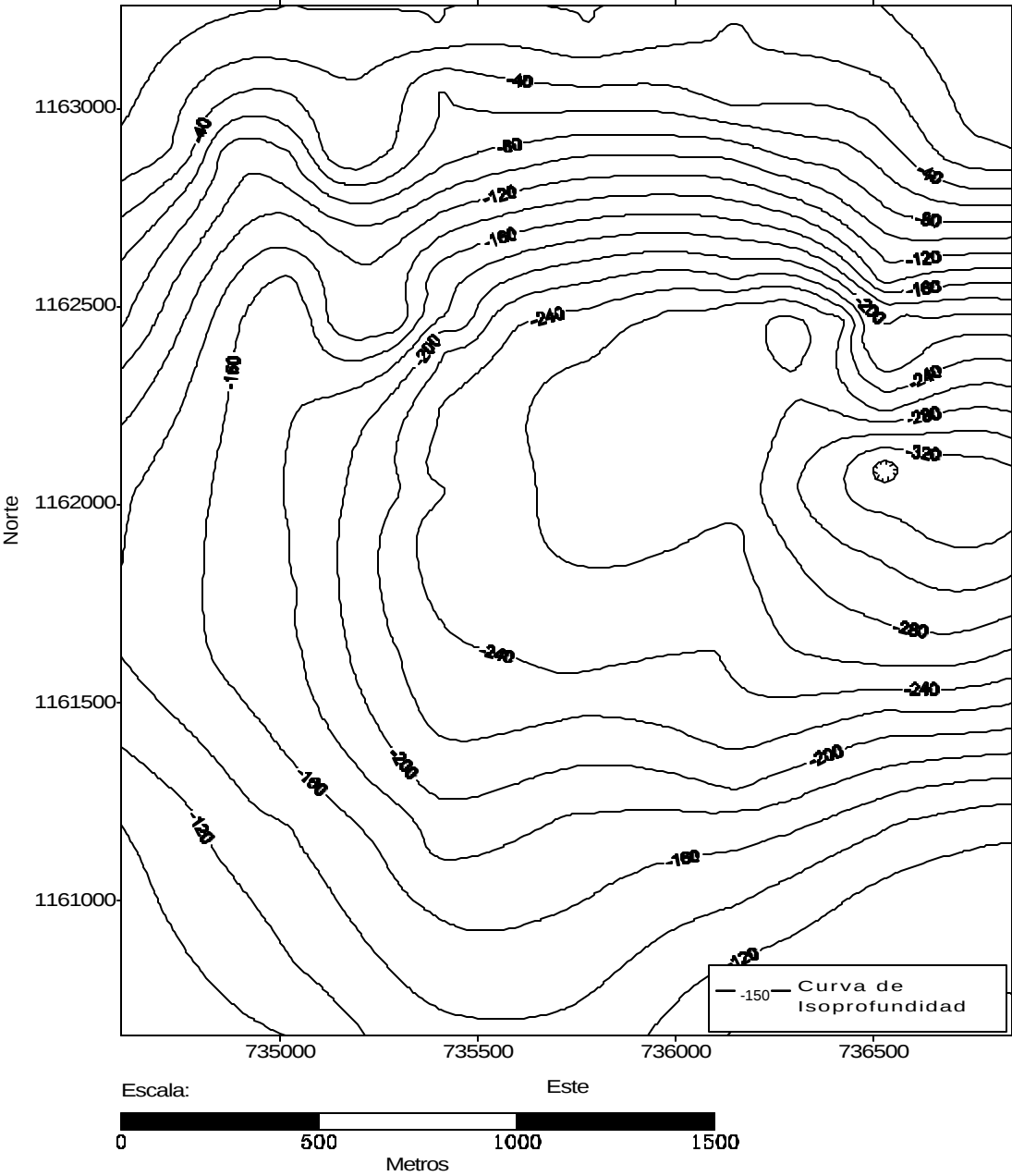
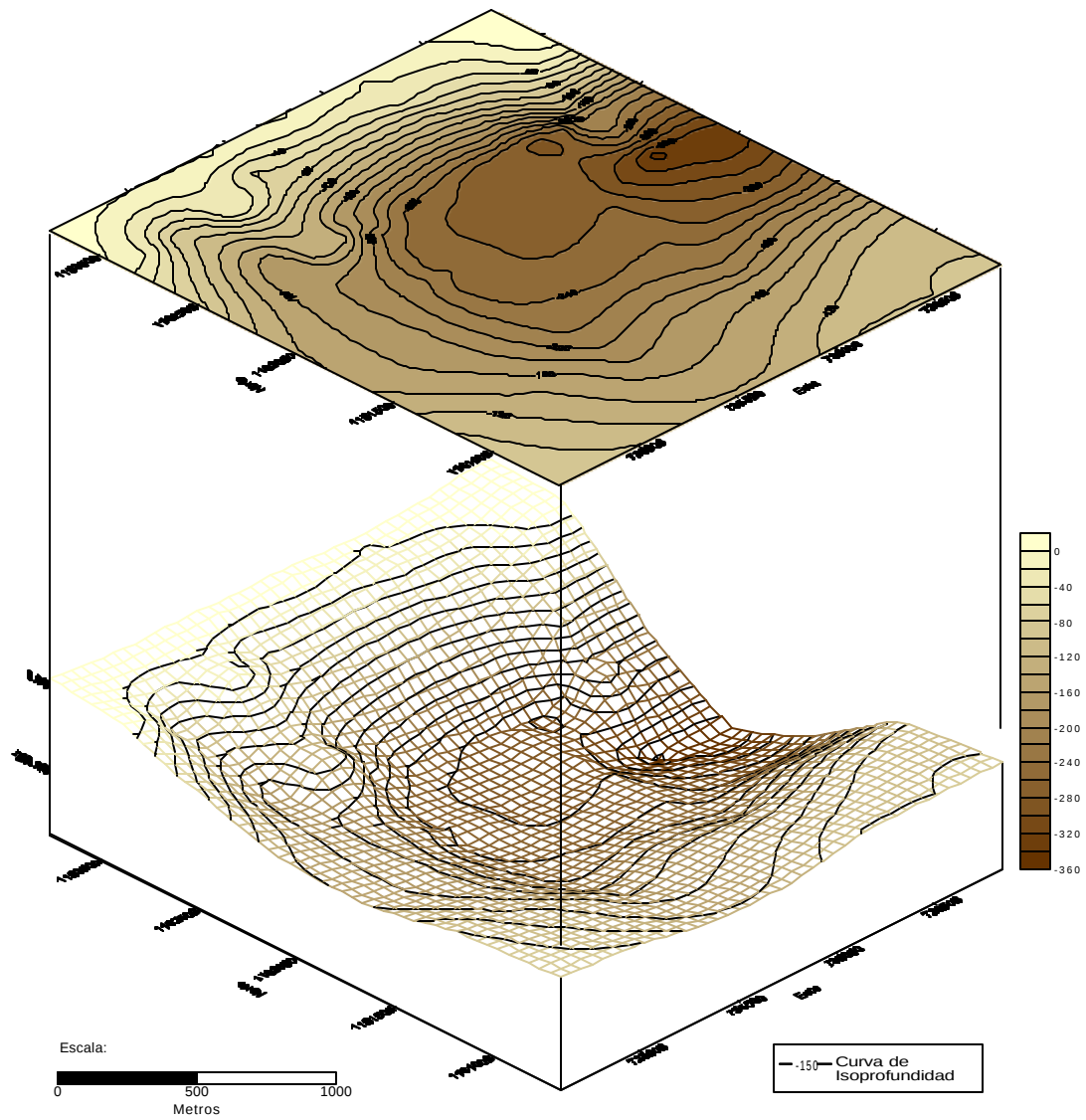


Figura N°. 5.3 Mapa de isopropfundidad de basamento, vista 3D.



CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

Las conclusiones y recomendaciones producto de la realización de este trabajo, se sintetizan en lo siguiente:

La región de estudio presenta curvas de isoanomalía de Bouguer (Figura N°. 5.1) que varían entre -115.10 miligales, en la región Norte y -125.54 miligales, en la región Sur. Las curvas de isoanomalía de Bouguer poseen una tendencia general Este-Oeste. Esta tendencia sólo se ve afectada en la región Sur-Oeste donde la curvas tienen un rumbo aproximado de $N 45^{\circ} E$. El gradiente general de la zona de estudio es 3.2 mgal/Km .

A través de un análisis geoestadístico de los datos de anomalía de Bouguer realizado, se determinó que el variograma teórico con menor error de ajuste es el variograma de Gauss, que es usado generalmente para representar superficies suaves, lo cual indica un proceso de depositación siguiendo un patrón predefinido por la geometría del basamento. Así mismo, las pruebas de normalidad y los principales estadísticos establecen un comportamiento normal de los datos de anomalía de Bouguer, con una dirección principal de anisotropía en dirección Norte- Sur, Sur-Norte.

El mapa de profundidad de origen de la anomalía gravimétrica demuestra que en la zona estudiada (Figura N°. 5.2), existe una profundidad máxima igual a 262 metros entre las coordenadas Norte 1162290, Este 735960 y una profundidad mínima de 205 metros en el extremo Noreste de la zona de estudio. La tendencia general de las curva de profundidad de basamento es Norte-Sur. En el mapa se observan dos importantes cierres que dividen la región en dos zonas: Una zona al Oeste con una profundidad máxima de 235 metros y una región al Oeste, de mayor extensión geográfica, con una profundidad máxima de 262 metros. Esta separación se atribuye a la presencia de fallas con dirección norte sur y dirección $N 45^{\circ} O$, pertenecientes al

sistema de fallas Tacagua-Ávila, por cuyos rumbos el drenaje ha abierto profundos surcos.

Las curvas de isopropundidad de basamento (Figura N°. 5.3) varían entre 0 y - 340 metros. La mínima profundidad se registra en el límite Norte de la zona de estudio, sobre la cota mil, donde se encuentra aflorando el basamento rocoso, la máxima profundidad se observa sobre las coordenadas Norte 1162000 y Este 736700. En la zona Sur existe una disminución gradual del espesor de sedimentos hasta -100 metros, en conformidad con lo expuesto por Urbani y Ostos (1989).

Con el fin de mejorar los resultados obtenidos se recomienda la ampliación de la zona de estudio y la utilización de núcleos de rocas en la estimación de las densidades de las formaciones geológicas presentes.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS.

AGUERREVERE, S. E. y G. Zuloaga (1937). Observaciones Geológicas en la Parte Central de la Cordillera de la Costa, Venezuela. Bol. Geol. y Min., Caracas, 1(2-4): 3-22.

AGUERREVERE, P. I. y G. Zuloaga (1938). Nomenclatura de las Formaciones de la Parte Central de la Cordillera de la Costa. Bol. Geol. y Min., Caracas, 2(2-4): 281-284.

AGUERREVERE, S. E. (1955). Aspectos Geológicos de la Autopista Caracas - La Guaira. Revista del Colegio de Ingenieros, Caracas, (229): 4-8.

AIKIS, E. y C. Redel, (1975). Consideraciones Geológicas y Sísmicas sobre el Metro de Caracas. Venezuela. IV Congreso Geológico Venezolano, Caracas. V: 2913-12945.

ALOISI, C. (1996). Estudio Magnético del Macizo Montañoso de El Ávila. Trabajo Especial de grado. Departamento de Geofísica. U.C.V. Caracas. 75 p. Inédito.

BATH, M. (1974). Spectral Analysis in Geophysics, Dev. Solid Earth Geophys., Ed. Elsevier, New York, 7: 552.

BHASKARA D., M. PRAKASH Y R. BABU (1993). Gravity Interpretation Using Fourier Transforms and Simple Geometrical Model with Exponential Density Contrast. Geophysics, 58 (8):1074-1083.

BHATTACHARYA, B. K. (1966). Continuous Spectrum Analyse of Total Magnetic Field due to a Rectangular Body. Marine Geophysical Research, 31:97-121.

BOBLE, J. (1962). Terrain Correction Table for Gravity, Geophysics, 27:715.

CANTOS, F. (1969). Tratado de Geofísica Aplicada. Instituto Geológico de España. Madrid, España, 505 p.

DENGO, G (1951). Geología de la Región de Caracas. Boletín de Geología, (Venezuela). 1(1): 39-116.

DOBRIN, M. (1961). Introducción a la Prospección Geofísica. Ediciones Omega, Barcelona, España, 485 p.

DMITRIADIS, K. G.-A., Tselentis y K. Thanassoulas, (1987). A Basic Program for 2-D Spectral Analysis of Gravity Data and Source-Depth estimation (NW Greece). Computers & Geosciences, 13 (5): 549- 560.

FUNVISIS (1978). Segunda Fase del Estudio del Sismo ocurrido en Caracas el 29 de julio de 1967. Ministerio de Obras Públicas, Comisión Presidencial para el Estudio del Sismo, FUNVISIS, Caracas, Venezuela. A: 517.

- GONZÁLEZ DE JUANA, C., J. M. Iturralde y X. Picard** (1980). Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas. Edic. Foninvés, Caracas, 2 Vols., 1031 p.
- GEOSOFT** (1994). Gravity Processing System. Manual de GEOSOFT. 26 p.
- GEOSOFT** (1994). Installation and Getting Started. Manual de GEOSOFT. 26 p.
- GEOSOFT Inc.** (1994).GM-SYS V. 3.70.09G. Gravity and magnetics System [Programa].
- GRIDSTATPRO Inc.** (1999). GRIDSTATPRO v. 99.01s, Geostatistical Modeling [Programa].
- SCHER, W., J. Manrique y M. Mancilla.** (1999). Léxico Estratigráfico Electrónico [Documento en línea], Disponible: www.pdv.com/lexico. [Consulta: 2001, Enero 15].
- NAVARRO, E., M. Ostos y F. Yoris** (1988). Revisión y Redefinición de Unidades Litoestratigráficas y Síntesis de un Modelo Tectónico para la Evolución de la Parte Norte-Central de Venezuela durante el Jurásico Medio-Paleógeno. Acta Científica Venezolana, 39: 427-436.
- ROCABADO, V.,** (1999). Periodos Fundamentales del Suelo de la Ciudad de Caracas a partir de Mediciones de Ruido Ambiental. Trabajo Especial de grado, Departamento de Geofísica. U.C.V. Caracas. 87 p. Inédito.
- SEIDERS, V. M.** (1965). Geología de Miranda Central, Venezuela. Bol. Geol., Caracas, 6(12): 289-416
- SINGER, A.,** (1977). Tectónica Reciente, Morfogénesis Sísmica y Riesgo Geológico en el Graben de Caracas, Venezuela. V Congreso Geológico Venezolano, Caracas,4: 1861-1902.
- SMITH, R. J.**(1952). Geología de la Región de Los Teques-Cúa. Bol. Geol. (Venezuela), 2(6): 333-406.
- SPSS Inc.** (1999). SPSS v.10.0. [Programa].
- URBANI, F. y M. Ostos** (1989). El Complejo Ávila, Cordillera de la Costa, Venezuela. GEOS, UCV, Caracas, (29): 205-217.
- WEHRMANN, M.,** (1972). Geología de la Región Guatire-Colonia Tovar. Bol. Geol., Caracas, Public. Esp. 5, 4: 2093-2119
- YULE, D., M. Shharp y D. Butler,** (1998). Microgravity Investigations of Condicons. Geophysics. 63 (1): 95-103.

APÉNDICES.

Apéndice A.

Ubicación del BM principal Los palos Grades (NC-45).

REPUBLICA DE VENEZUELA MINISTERIO DE OBRAS PUBLICAS DIRECCION DE CARTOGRAFIA NACIONAL DIVISION DE GEODESIA		NIVELACION GEODESICA DE 1 ^{er} ORDEN 5	
ESTADO (S) <u>MIRANDA</u>		FICHA <u>14</u>	
TRAYECTO <u>zona metropolitana de caracas</u>			
TRAMO <u>Circuito E.M. (Estado Miranda, parte N)</u>			
ESTAMPADO DEL D. M. <u>NC-45 (1953)</u>		ELEVACION <u>981,537 mts.</u>	
DATUM		COMISION N° <u>2</u> <u>J. V. Clavero</u>	FECHA <u>Noviem 1967</u>

UBICACION: Transversal Nueva, Urb. Altamira, en la acera, al pie del muro de la casa de la quinta Dionisia, al NW. del cruce de ejes de la Transversal 9 con la Transversal 8. Al costado N. de la via y a 7.70m. del eje. RELACIONES: Desde el cruce de ejes, está a 28.00 m. con azimut de 350°. Desde el centro de la entrada a la quinta Sta. Rita, está a 16.60m. con azimut de 355°. CARACTERISTICAS: Placa de bronce de 7cm. diametro con boton, empotrada a nivel de la acera.	CROQUIS
--	-----------------------

Apéndice B.

Especificaciones de gravímetro LaCoste & Romberg modelo G-452.



LaCoste & Romberg LLC
The first name in gravity since 1939

Model "G" Gravity Meter



Especificaciones de gravímetro modelo G- 452

- **Rango:** 7000 milligal
- **Apreciación:** 0.01 milligal
- **Repetibilidad:** 0.01 milligal
- **Deriva mensual:** 1.0 milligal por mes o menos
- **Longitud:** 7-3/4 inches (19.7 cm)
- **Ancho:** 7 inches (17.8 cm)
- **Alto:** 9-7/8 inches (25.1 cm)
- **Peso:** 7 pounds (3.2 kg)
- **Peso del cargador de la batería:** 5 pounds (2.3 kg)
- **Peso del gravímetro, batería y maletín:** 22 pounds (10.0 kg)

Apéndice B.

Fórmulas usadas para la transformación de las lecturas a gravedad observada y anomalía de Bouguer:

$$\text{Valor}_{\text{mgales}} = (\text{LecturaPromedio} - 1700) * 1.05071 + 1784.88$$

Donde:

$\text{Valor}_{\text{mgales}}$ es la lectura en miligales.

LecturaPromedio es el promedio de las lecturas tomadas con el gravímetro.

Posteriormente se realizó la correcciones por mareas, deriva instrumental y se hizo el amarre a la estación base. El amarre se realizó calculando la diferencia de gravedad de las estaciones ordinarias con la base en cada circuito, más la gravedad absoluta de la estación base (NC-45). Con la fórmula:

$$\text{Gobs} = (\text{Valor}_{\text{mgales}} - \text{Valor}_{(\text{Base})}) + \text{CM} + \text{CD} + \text{Gabs}_{(\text{Base})}.$$

Donde:

Gobs es la Gravedad observada de la estación.

$\text{Valor}_{\text{mgales}}$ es la lectura en miligales de la estación.

$\text{Valor}_{(\text{Base})}$ es la lectura en miligales de la estación base.

CM es la corrección por mareas.

CD es la corrección por deriva instrumental.

$\text{Gabs}_{(\text{Base})}$ es la gravedad absoluta de la estación base.

Apéndice C.

Método de análisis espectral de los datos, Dimitriadis (1987).

Dado un campo de gravedades en un bloque de dimensiones N*N igualmente espaciado (Gridded) es transformado del dominio del espacio al dominio de la frecuencia usando transformada rápida de Fourier discreta (DFFT)

La transformada de Fourier resultante se establece en un par real XR y amplitudes Xi imaginarias para cada valor dado (x, y) esto puede ser expresado por la suma:

$$g(x, y) = \sum_k \sum_m X_r^k \cos[(2p / Dx \cdot N)(kx + my)] + X_j^k \sin[(2p / Dx \cdot N)(kx + my)]$$

donde DX es el intervalo de espaciamento.

Esta ecuación puede ser escrita de la siguiente forma:

$$g(x, y) = \sum_k \sum_m C_m^k \cos[(2p / Dx \cdot N)(kx + my) - P_m^k]$$

Donde p es el ángulo de fase apropiado y

$$C_m^k = \left[(X_R^k)^2 + (X_I^k)^2 \right]^{1/2}.$$

Es evidente que cada C es la amplitud del campo parcial de ondas con longitud de onda $Dx \cdot N / (k^2 + m^2)$ y frecuencia $f = (k^2 + m^2)$ en orden a calcular.

Con el fin de calcular la distancia espectral, se calcula la energía en 2 dimensiones:

$$P(i, j) = [XR(i, j)^2 + XI(i, j)^2]$$

Donde X_R is la parte real y X_I la parte imaginaria del par de datos en el punto I, J .

La distancia espectral es calculada por la superposición de homocéntricos anillos con centro en el punto 1,1. los radios de los anillos están dados por:

0.0-0.5: (número de onda = 0.0 ciclos/grid intervalo

0.5-1.5:(número de onda = $1.0/(N \cdot DX)$ ciclos/grid intervalo

1.5-2.5 :(número de onda = $2.0/(N \cdot DX)$ ciclos/grid intervalo

Los elementos de la matriz con $0.5 < (I^2 + J^2)^{1/2} \leq 1.5$ son promediados y posteriormente el algoritmo es aplicado, los valores resultantes forman la distancia o radio espectral de la anomalía . Por esta técnica el problema se transforma de 2 dimensiones a una dimensión.