

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

MODELAJE GRAVIMÉTRICO DEL BASAMENTO DE LOS CONOS ALUVIALES DE LA GUAIRA, MACUTO Y CARABALLEDA, ESTADO VARGAS.

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Ronny Meza/ Inírida Rodríguez

TUTOR INDUSTRIAL: Prof. Nuris Orihuela

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de
Venezuela para optar al Título
De Ingeniero Geofísico
Por el Br. Ambrosio Soto, Ricardo Alfredo

Caracas, Diciembre 2001

**A mis padres, por su infinito
apoyo y paciencia**

Agradecimientos

Quiero expresar mis más sinceros agradecimientos:

A la Universidad Central de Venezuela, por todo.

A mi tutor académico, el Profesor Ronny Meza por su amistad y apoyo.

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

A Javier Sánchez, por su invaluable colaboración en todas las etapas de este trabajo.

A la Profesora Inírida Rodríguez, por su apoyo y orientación para la culminación de este trabajo.

Muy especialmente quiero agradecer a la gente que colaboró de alguna manera con este trabajo única y exclusivamente por buena fe, amor al arte o amor a mí:

Belén, Feeank, Gustavo, Luis, Víctor y Pablo, por colaborar activamente en la adquisición.

Profesores Franco Urbani y José Cavada por la orientación.

La gente de FUNVISIS y la UCV que se sienta aludida.

Sr. Oscar Sánchez de Serviteodolitos.

Mi Familia (incluido Alex), Belencita, Carlita y Alberto, el Chino, Mocci y Gadejo_on_line, a todos por estar allí durante todo el tiempo de elaboración de este trabajo, ofreciendo un apoyo muy necesario.

Ambrosio S. Ricardo A.

**MODELAJE GRAVIMÉTRICO DEL BASAMENTO DE LOS CONOS
ALUVIALES DE LA GUAIRA, MACUTO Y CARABALLEDA.
ESTADO VARGAS.**

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, La Guaira, Macuto, Caraballeda, Estado Vargas)

Resumen.

En este trabajo se presentan los resultados de un estudio gravimétrico realizado en los conos aluviales de La Guaira, Macuto y Caraballeda. La adquisición de los datos se realizó con el gravímetro LaCoste & Romberg modelo G-452. Se realizó la medición de 348 estaciones ordinarias, los datos de gravedad fueron procesados y referidos al nivel medio del mar y se obtuvo como resultado la anomalía de Bouguer, a partir de la cual se generó un mapa de isoanomalías gravimétricas.

Las curvas de isoanomalías de Bouguer poseen una tendencia general Este Oeste, con valores extremos de 60.3 y 80.4 miligales para toda la zona estudiada. El gradiente presenta poca variación en toda el área, estableciéndose un valor promedio de aproximadamente 9.8 mgal/Km en la dirección norte- sur, disminuyendo hacia el norte.

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 es el variograma semigaussiano, que es usado generalmente para representar superficies suaves. Las rosetas de distribución espacial y a las elipses de anisotropía muestran que la zona de mayor continuidad espacial tiene un azimut de 90°.

Se efectuó un análisis espectral de los datos, el cual mostró valores de profundidades de origen de la anomalía de 27 metros en promedio para el cono de La Guaira, 34 y 76 metros en el cono de Macuto, en el área oeste de Macuto y Punta el Cojo respectivamente, y 143 metros para el cono de Caraballeda. Estas profundidades son aproximadas en el centro del área de cada zona estudiada.

Se construyeron 10 modelos gravimétricos, 7 en perfiles de orientación Norte- Sur, (2 en el cono de La Guaira, 2 en el cono de Macuto y 3 en el cono de Caraballeda) y 3 orientados Este-Oeste (uno en cada cono). Los modelos generados son coherentes con la geología de la región, con otros 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 los respectivos conos aluviales. En el mapa del basamento rocoso se observa que la profundidad varía entre 0 y 180 metros en el cono de La Guaira, 0 y 290 metros en el cono de Macuto y 0 y 450 metros en el cono de Caraballeda tomando como profundidades máximas las observadas cerca de la línea de costa. El basamento presenta un marcado buzamiento hacia el norte con una pendiente predominante entre los 17° y 21°.

ÍNDICE

	Pág.
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN	12
1.1.- INTRODUCCIÓN	13
1.2.- UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	13
1.3.- OBJETIVOS	15
1.3.1.- <i>Objetivo General</i>	15
1.3.2.- <i>Objetivos Específicos</i>	15
CAPÍTULO 2. GEOLOGÍA	16
2.1.- RELIEVE	17
2.2.- GEOMORFOLOGÍA.....	17
2.3.- GEOLOGÍA REGIONAL	18
2.3.1.- <i>Asociación Metamórfica La Costa</i>	18
2.3.2.- <i>Asociación Metamórfica Ávila</i>	22
2.4.- GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	26
2.5.- CONDICIONES DEL SUELO EN LA ZONA DE CARABALLADA.	28
CAPÍTULO 3. ADQUISICIÓN DE DATOS GRAVIMÉTRICOS	31
3.1.- CALIBRACIÓN DEL GRAVÍMETRO.....	32
3.1.1.- <i>Calibración de los niveles, sensibilidad y línea de lectura del instrumento</i>	32
3.1.2.- <i>Calibración vertical</i>	33
3.2.- ESTACIÓN BASE	35
3.3.- ESTACIONES ORDINARIAS	35
CAPÍTULO 4. PROCESAMIENTO DE DATOS	37
4.1.- CONCEPTOS BÁSICOS.....	38
4.2.- CÁLCULO DE LA GRAVEDAD OBSERVADA	39
4.2.- CÁLCULO DE LA ANOMALÍA DE BOUGUER	41
4.3.2.- <i>Corrección de Bouguer</i>	43
4.3.3.- <i>Corrección topográfica</i>	44
4.4.- EVALUACIÓN ESTADÍSTICA DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS.....	48
4.5.- ANÁLISIS GEOESTADÍSTICO DE LOS DATOS.....	56
4.6.- EFECTOS REGIONALES Y RESIDUALES.....	66
4.6.1.- <i>Separación de las componentes regional y residual</i>	67
4.7.- ANÁLISIS ESPECTRAL DE ANOMALÍAS	71

4.8.- MODELAJE DE LAS ANOMALÍAS DE BOUGUER	74
CAPÍTULO 5.- ANÁLISIS DE RESULTADOS	85
5.1.- MAPAS DE ANOMALÍAS DE BOUGUER	86
5.2.- DESCOMPOSICIÓN DE EFECTOS REGIONALES Y RESIDUALES	91
5.3.- ANÁLISIS ESPECTRAL.....	91
5.4.- MODELO DEL BASAMENTO DE LOS CONOS ALUVIALES DE LA GUAIRA, MACUTO Y CARABALLEDA	92
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	96
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS.....	98
APÉNDICES.....	102

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
FIG. Nº 1.1.- UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO	14
FIG. Nº 2.3.- CONDICIONES DEL SUELO A LO LARGO DE LA COSTA DE CARABALLEDA POR MEDICIÓN DE VELOCIDADES EN SITIO	29
FIG. Nº 2.4.- CONDICIONES DEL SUELO A LO LARGO DE LA COSTA DE CARABALLEDA POR INTERPRETACIÓN DE LAS PERFORACIONES	29
FIG. Nº 2.5.- PERFIL COMPUESTO A TRAVÉS DE CARABALLEDA, SECCIÓN N-S	30
FIG. Nº 3.1.- GRÁFICO DE ALTURA CONTRA GRAVEDAD OBSERVADA	34
FIG. Nº 3.2.- GRÁFICO DE DIFERENCIAS DE GRAVEDAD CONTRA CORRECCIÓN POR ALTURA	34
FIG. Nº 3.3.-UBICACIÓN DE ESTACIONES ORDINARIAS EN EL CONO DE LA GUAIRA.....	35
FIG. Nº 3.4.-UBICACIÓN DE LAS ESTACIONES ORDINARIAS EN EL CONO DE MACUTO	36
FIG. Nº 3.5.- UBICACIÓN DE ESTACIONES ORDINARIAS EN EL CONO DE CARABALLEDA	36
FIG. Nº 4.1.- ESQUEMA DEL CÁLCULO DE LA GRAVEDAD OBSERVADA	39
FIG. Nº 4.2.- GRÁFICO DE LA DERIVA DIURNA DEL 16/04/01	40
FIG. Nº 4.3.- GRÁFICO DE LA DERIVA MENSUAL ENTRE EL 31/07/01 Y EL 30/08/01	40
FIG. Nº 4.4.- ALTURA DE LAS ESTACIONES EN EL CONO DE LA GUAIRA	42
FIG. Nº 4.5.- ALTURA DE LAS ESTACIONES EN EL CONO DE MACUTO	43
FIG. Nº 4.6.- ALTURA DE LAS ESTACIONES EN EL CONO DE CARABALLEDA	43
FIG. Nº 4.7.- TOPOGRAFÍA DIGITALIZADA DE LA ZONA DE ESTUDIO	45
FIG. Nº 4.8.- MODELO 3D DE LA TOPOGRAFÍA DIGITALIZADA.....	46
FIG. Nº 4.9.- ISOCORRECCIÓN TOPOGRÁFICA DEL CONO DE LA GUAIRA	47
FIG. Nº 4.10.- ISOCORRECCIÓN TOPOGRÁFICA DEL CONO DE MACUTO	48
FIG. Nº 4.11.- ISOCORRECCIÓN TOPOGRÁFICA DEL CONO DE CARABALLEDA.....	48
FIG. Nº 4.12.- HISTOGRAMA DE FRECUENCIAS DE ANOMALÍAS DE BOUGUER EN EL CONO DE LA GUAIRA	50
FIG. Nº 4.13.- GRÁFICOS DE ANOMALÍAS DE BOUGUER, NORMAL Q-Q Y NORMAL Q-Q SIN TENDENCIAS.	50
CONO DE LA GUAIRA	50
FIG. Nº 4.14.- GRÁFICO BOXPLOT DE ANOMALÍAS DE BOUGUER DEL CONO DE LA GUAIRA	50
FIG. Nº 4.15.- HISTOGRAMA DE FRECUENCIAS DE ANOMALÍAS DE BOUGUER EN EL CONO DE MACUTO.....	52
FIG. Nº 4.16.- GRAFICOS DE ANOMALÍAS DE BOUGUER, NORMAL Q-Q Y NORMAL Q-Q SIN TENDENCIAS.	52
CONO DE MACUTO	52
FIG. Nº 4.17.- GRÁFICO BOXPLOT DE ANOMALÍAS DE BOUGUER DEL CONO DE MACUTO	52
FIG. Nº 4.18.- HISTOGRAMA DE FRECUENCIAS DE ANOMALÍAS DE BOUGUER EN EL CONO DE CARABALLEDA	54
FIG. Nº 4.19.- GRÁFICOS DE ANOMALÍAS DE BOUGUER, NORMAL Q-Q Y NORMAL Q-Q SIN TENDENCIAS.	54
CONO DE CARABALLEDA.....	54
FIG. Nº 4.20.- GRÁFICO BOXPLOT DE ANOMALÍAS DE BOUGUER DEL CONO DE CARABALLEDA.....	54
FIG. Nº 4.21.- CURVA DE AJUSTE DEL VARIOGRAMA SEMIGAUSIANO. CONO DE LA GUAIRA	57
FIG. Nº 4.22.- ROSETA DE DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS DATOS DEL CONO DE LA GUAIRA	58
FIG. Nº 4.23.- ELIPSE DE ANISOTROPÍA DE LOS DATOS DEL CONO DE LA GUAIRA	58
FIG. Nº 4.24.- MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER DEL CONO DE LA GUAIRA	59

FIG. Nº 4.25.- MAPA 3D DE ANOMALÍAS DE BOUGUER DEL CONO DE LA GUAIRA	59
FIG. Nº 4.26.- CURVA DE AJUSTE DEL VARIOGRAMA SEMIGAUSIANO. CONO DE MACUTO	60
FIG. Nº 4.27.- ROSETA DE DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS DATOS DEL CONO DE MACUTO	61
FIG. Nº 4.28.- ELIPSE DE ANISOTROPÍA DE LOS DATOS DEL CONO DE MACUTO	61
FIG. Nº 4.29.- MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER DEL CONO DE MACUTO	62
FIG. Nº 4.30.- MAPA 3D DE ANOMALÍAS DE BOUGUER DEL CONO DE MACUTO	62
FIG. Nº 4.31.- CURVA DE AJUSTE DEL VARIOGRAMA SEMIGAUSIANO. CONO DE LA GUAIRA	63
FIG. Nº 4.32.- ROSETA DE DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS DATOS DEL CONO DE CARABALLEDA .	64
FIG. Nº 4.33.- ELIPSE DE ANISOTROPÍA DE LOS DATOS DEL CONO DE CARABALLEDA.....	64
FIG. Nº 4.34.- MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER DEL CONO DE CARABALLEDA.....	65
FIG. Nº 4.35.- MAPA 3D DE ANOMALÍAS DE BOUGUER DEL CONO DE CARABALLEDA.....	65
FIG. Nº 4.36.- MAPA DE COMPONENTE REGIONAL AJUSTADA CON UN POLINOMIO DE 1ER GRADO. CONO DE LA GUAIRA	68
FIG. Nº 4.37.- MAPA DE COMPONENTE RESIDUAL CALCULADA A PARTIR DE UN POLINOMIO DE 1ER GRADO. CONO DE LA GUAIRA	69
FIG. Nº 4.38.- MAPA DE COMPONENTE REGIONAL AJUSTADA CON UN POLINOMIO DE 1ER GRADO. CONO DE MACUTO	69
FIG. Nº 4.39.- MAPA DE COMPONENTE RESIDUAL CALCULADA A PARTIR DE UN POLINOMIO DE 1ER GRADO. CONO DE MACUTO	70
FIG. Nº 4.40.- MAPA DE COMPONENTE REGIONAL AJUSTADA CON UN POLINOMIO DE 1ER GRADO. CONO DE CARABALLEDA.....	70
FIG. Nº 4.41.- MAPA DE COMPONENTE RESIDUAL CALCULADA A PARTIR DE UN POLINOMIO DE 1ER GRADO. CONO DE CARABALLEDA	71
FIG. Nº 4.42.- GRÁFICO DE LOGARITMO DE LA ENERGÍA CONTRA FRECUENCIA. CONO DE LA GUAIRA (OESTE).....	72
FIG. Nº 4.43.- GRÁFICO DE LOGARITMO DE LA ENERGÍA CONTRA FRECUENCIA. CONO DE LA GUAIRA (ESTE), PUNTA DE MULATOS	72
FIG. Nº 4.44.- GRÁFICO DE LOGARITMO DE LA ENERGÍA CONTRA FRECUENCIA. CONO DE MACUTO (OESTE).....	73
FIG. Nº 4.45.- GRÁFICO DE LOGARITMO DE LA ENERGÍA CONTRA FRECUENCIA. CONO DE MACUTO (ESTE), PUNTA EL COJO	73
FIG. Nº 4.46.- GRÁFICAS DE LOGARITMO DE LA ENERGÍA CONTRA FRECUENCIA. CONO DE CARABALLEDA	74
FIG. Nº 4.47.- UBICACIÓN DE PERFILES EN EL CONO DE LA GUAIRA	75
FIG. Nº 4.48.- UBICACIÓN DE PERFILES EN EL CONO DE MACUTO	76
FIG. Nº 4.49.- UBICACIÓN DE PERFILES EN EL CONO DE CARABALLEDA	76
FIG. Nº 4.50.- PERFIL LA GUAIRA OESTE.....	79
FIG. Nº 4.51.- PERFIL LA GUAIRA ESTE	80
FIG. Nº 4.52.- PERFIL LA GUAIRA E-W.....	80
FIG. Nº 4.53.- PERFIL MACUTO OESTE.....	81
FIG. Nº 4.54.- PERFIL MACUTO ESTE	81
FIG. Nº 4.55.- PERFIL MACUTO E-W.....	82
FIG. Nº 4.56.- PERFIL CARABALLEDA OESTE	82
FIG. Nº 4.57.- PERFIL CARABALLEDA CENTRO	83
FIG. Nº 4.58.- PERFIL CARABALLEDA ESTE	83
FIG. Nº 4.59.- PERFIL CARABALLEDA E-W.....	84
FIG. Nº 5.1.- MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER DEL CONO DE LA GUAIRA	86
FIG. Nº 5.2.- MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER DEL CONO DE MACUTO	87
FIG. Nº 5.3.- MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER DEL CONO DE CARABALLEDA.....	87

FIG. N° 5.4.- MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER DE TODA LA ZONA ESTUDIADA	88
FIG. N° 5.5.- GRADIENTES DE ANOMALÍA DE BOUGUER DEL CONO DE LA GUAIRA	89
FIG. N° 5.6.- GRADIENTES DE ANOMALÍA DE BOUGUER EN EL CONO DE MACUTO.....	90
FIG. N° 5.7.- GRADIENTES DE ANOMALÍA DE BOUGUER EN EL CONO DE CARABALLEDA	90
FIG. N° 5.8- MAPA DE PROFUNDIDADES DE BASAMENTO DEL CONO DE LA GUAIRA	93
FIG. N° 5.9- MODELO 3D DEL BASAMENTO DEL CONO DE LA GUAIRA.....	93
FIG. N° 5.10- MAPA DE PROFUNDIDADES DE BASAMENTO DEL CONO DE MACUTO	94
FIG. N° 5.11- MODELO 3D DEL BASAMENTO DEL CONO DE MACUTO.....	94
FIG. N° 5.12- MAPA DE PROFUNDIDADES DE BASAMENTO DEL CONO DE CARABALLEDA	95
FIG. N° 5.13- MODELO 3D DEL BASAMENTO DEL CONO DE CARABALLEDA.....	95

ÍNDICE DE TABLAS

	Pág.
TABLA Nº 1.1.- COORDENADAS DE LA ZONA DE ESTUDIO	13
TABLA Nº 2.1.- RESUMEN DE LA GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA CORDILLERA DE LA COSTA	27
TABLA Nº 3.1.- DATOS DE LA ESTACIÓN BASE	35
TABLA Nº 4.1.- LÍMITES DE LA ZONA TOMADA PARA LA CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA	45
TABLA Nº 4.2.- COMPARACIÓN DE CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA CALCULADA MEDIANTE EL USO DE LA RETÍCULA DE HAMMER Y MEDIANTE EL PROGRAMA TERRAIN	46
TABLA Nº 4.3.- RESUMEN DE PROCESAMIENTO DE CASOS DE LOS DATOS DEL CONO DE LA GUAIRA	49
TABLA Nº 4.4.- TABLA DESCRIPTIVA DE DATOS DEL CONO DE LA GUAIRA	49
TABLA Nº 4.5.- PRUEBA DE NORMALIDAD DE DATOS DEL CONO DE LA GUAIRA	49
TABLA Nº 4.6.- RESUMEN DE PROCESAMIENTO DE CASOS DE LOS DATOS DEL CONO DE MACUTO..	51
TABLA Nº 4.7.- TABLA DESCRIPTIVA DE DATOS DEL CONO DE MACUTO	51
TABLA Nº 4.8.- PRUEBA DE NORMALIDAD DE DATOS DEL CONO DE MACUTO	51
TABLA Nº 4.9.- RESUMEN DE PROCESAMIENTO DE CASOS DE LOS DATOS DEL CONO DE CARABALLEDA	53
TABLA Nº 4.10.- TABLA DESCRIPTIVA DE DATOS DEL CONO DE CARABALLEDA	53
TABLA Nº 4.11.- PRUEBA DE NORMALIDAD DE DATOS DEL CONO DE CARABALLEDA	53
TABLA Nº 4.12.- RESUMEN DE PARÁMETROS ESTADÍSTICOS DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS DE LOS CONOS ESTUDIADOS	55
TABLA Nº 4.13.- AJUSTE DE LOS MODELOS DE VARIOGRAMA. CONO DE LA GUAIRA	57
TABLA Nº 4.14.- AJUSTE DE LOS MODELOS DE VARIOGRAMA. CONO DE MACUTO	60
TABLA Nº 4.15.- AJUSTE DE LOS MODELOS DE VARIOGRAMA. CONO DE CARABALLEDA	63
TABLA Nº 4.16.- PROFUNDIDADES ESTIMADAS A PARTIR DEL ANÁLISIS ESPECTRAL	74
TABLA Nº 4.17.- CARACTERÍSTICAS DE LOS PERFILES N-S	77
TABLA Nº 4.18.- CARACTERÍSTICAS DE LOS PERFILES TRANSVERSALES	77
TABLA Nº 4.19.- DENSIDADES DE LOS CUERPOS MODELADOS	78

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1.- Introducción

Luego de la tragedia ocurrida en el Estado Vargas en diciembre de 1999 a causa de las lluvias torrenciales, es necesario planificar la reconstrucción de las edificaciones, estructuras y desarrollos urbanos. Considerando la condición de riesgo sísmico de la zona, es necesario planificar la reconstrucción con miras a minimizar las pérdidas en caso de un terremoto.

Las condiciones locales, tales como las características de los suelos, la geología local y el relieve topográfico son de gran importancia al momento de considerar el potencial destructor de las ondas sísmicas. En este contexto la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS) realiza diversos proyectos en el Valle de Caracas y el Litoral Central. Estos proyectos incluyen diferentes estudios y métodos complementarios en las áreas de geología, geofísica y geotecnia.

El presente trabajo: Modelaje Gravimétrico del Basamento de los Conos Aluviales de La Guaira, Macuto y Caraballeda, respaldado por la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, está enmarcado en este conjunto de proyectos y tiene como objetivo la caracterización del basamento rocoso de la Cordillera de la Costa a partir de su respuesta gravimétrica y la construcción de un modelo del mismo que tome en cuenta su forma y ubicación en profundidad.

1.2.- Ubicación de la zona de estudio

La zona de estudio se encuentra ubicada en el estado Vargas, al norte del macizo montañoso del Ávila. Ésta se divide en tres áreas menores, correspondientes a cada cono aluvial. La tabla N° 1.1, muestra las coordenadas de los límites de la zona.

Vértices	La Guaira		Macuto		Caraballeda	
	Norte	Este	Norte	Este	Norte	Este
A	1173080	726255	1174224	729323	1175080	733337
B	1173080	728364	1174224	732345	1175080	738002
C	1172615	728364	1172721	732345	1173103	738002
D	1172615	726255	1172721	729323	1173103	733337

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

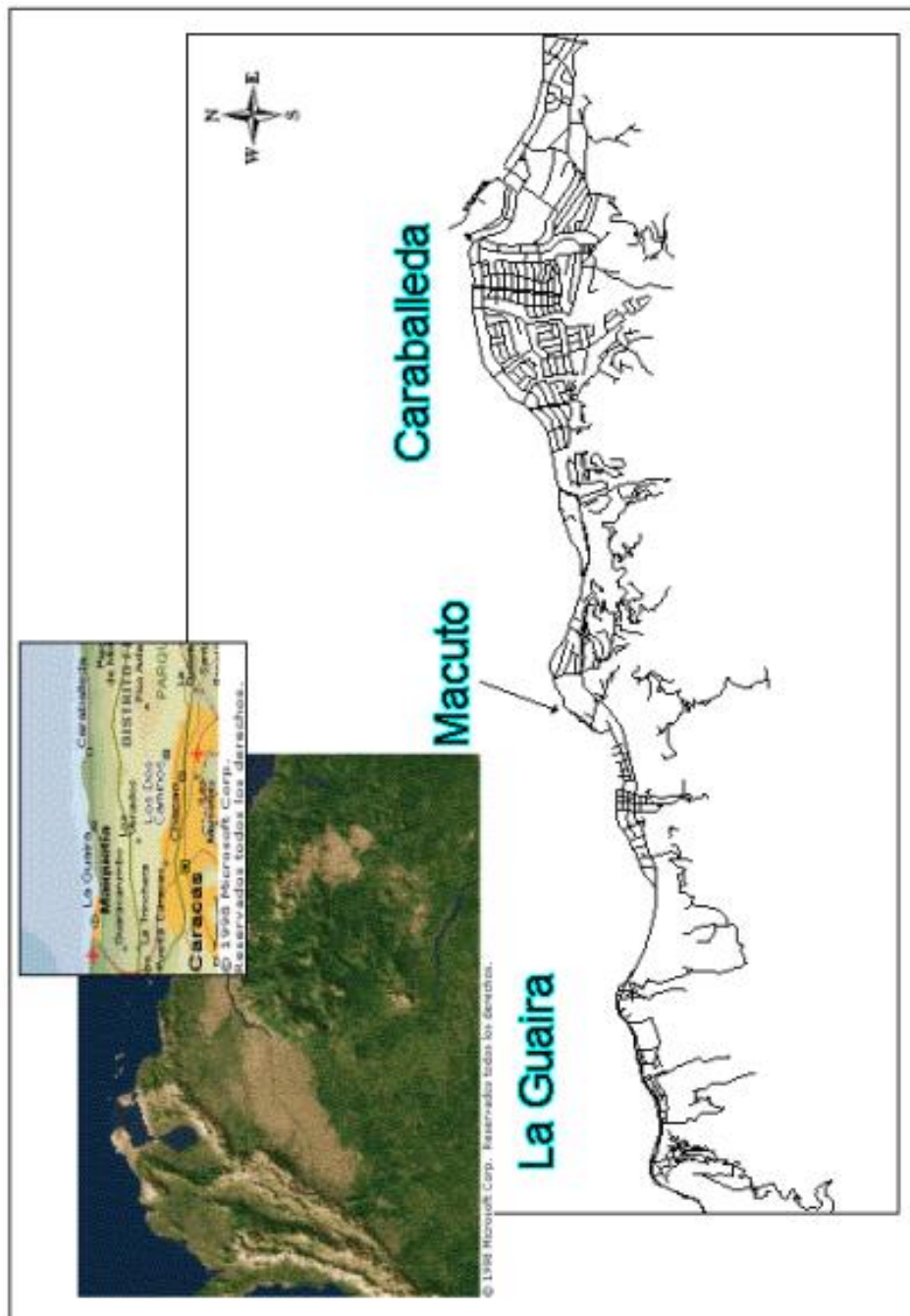


Fig. N° 1.1.- Ubicación de la Zona de Estudio

1.3.- Objetivos

1.3.1- Objetivo General

Se tiene como objetivo principal la obtención de un modelo del basamento rocoso de la Cordillera de la Costa, ubicado bajo los conos aluviales de La Guaira, Macuto y Caraballeda, Estado Vargas. Esto implica forma y ubicación del basamento en profundidad. Este modelo se obtendrá a partir del modelaje gravimétrico de 10 perfiles de orientación variable trazados sobre mapas de anomalías de Bouguer.

1.3.2.- Objetivos Específicos

- Levantar un mallado de estaciones gravimétricas en cada cono con un espaciamiento promedio de 100 metros, cubriendo de manera uniforme la superficie en cada caso.
- Procesar los datos de gravedad observada para obtener los valores correspondientes de Anomalías de Bouguer.
- Realizar el análisis estadístico y geoestadístico de los datos.
- Separar los efectos regionales y residuales de los datos de anomalía de Bouguer.
- Realizar el análisis espectral correspondiente.
- Modelar los perfiles seleccionados en cada cono a partir del análisis espectral y la información disponible sobre la geología y trabajos geofísicos previos.
- Construir un modelo independiente del basamento de cada uno de los conos aluviales.

CAPÍTULO 2. GEOLOGÍA

2.1.- Relieve

El abrupto relieve del Ávila en la costa nor-central de Venezuela posee un desnivel desde 0 hasta 2.765 m (altura del Pico Naiguatá), en una distancia horizontal cercana a los 8 km. La línea de cresta de la Cordillera de la Costa, posee una dirección principal E-W, pero a lo largo de su desarrollo presenta una serie de “eses”, producto del patrón de fallamiento NW-SE.

El relieve está compuesto por una sucesión de picos redondeados con alturas similares entre los 2.400 y 2.765 m (Pico Oriental, Topo Galindo, Pico Naiguatá, Topo Macanillal y Topo Tacamahaco). Hacia el norte, entre los 1.600 a 2.400 m s.n.m., los ríos son encajonados y las pendientes son cercanas a los 40° producto del sistema de fallas NW-SE.

A partir de los 1.600 m hasta llegar a los 300 m s.n.m., el relieve presenta una pendiente de menor ángulo, sin embargo en varias zonas se observan desniveles de hasta 60 m de altura que son representación de escarpes de falla. Luego de los 300 m s.n.m. hasta la costa, la topografía posee formas más redondeadas con pendientes suaves que culminan en zonas de planicies aluvionales y conos de deyección de los ríos principales, existiendo además, zonas de buzamientos altos que representan la terminación de las estribaciones del macizo en la franja costera (Melo y Cano, 2001).

2.2.- Geomorfología

Este tema sólo intenta relacionar los procesos geomorfológicos a los cuales fue y es sometida la zona de estudio, encontrándose procesos tanto endógenos como exógenos.

El proceso endógeno relevante en la zona de trabajo, es la orogénesis de la Cordillera de la Costa, generador de muchos eventos geomorfológicos existentes en el área, el mismo es el causante del levantamiento de la cordillera, formando una serie de fallamientos, que resultan en una estructura de horst y graben propuesta por SINGER (1977). Estos planos de falla que delimitan a los bloques de la estructura horst y graben están representados en la zona de estudio por escarpes de falla como los de la Falla de San Sebastián; en la carretera de la costa cercano al río Uria y las zona de ensilladuras alineadas E-W identificadas en la traza de la Falla de Macuto, las cuales son geoformas que han ayudado en la cartografía de la estructura mencionada.

Los procesos dinamo-exógenos que actúan en la zona son diversos y están relacionados entre si, siendo el proceso de degradación del paisaje, que involucra la meteorización y erosión de la roca, uno de los procesos más acentuados. El tipo de meteorización a que están siendo sometidas las rocas expuestas en la zona de estudio es físico y químico, la meteorización física actúa por medio del patrón de diaclasamiento presente en la roca y la acción de cuña de las raíces de los árboles. La meteorización química es por alteración de las masas rocosas. Todo este material saprolitizado es erosionado por la acción de escorrentía, traducándose en erosión fluvial.

Esta erosión fluvial da origen a otro proceso geomorfológico presente en la zona, de tipo agradacional, causante de la formación de las terrazas y conos fluvio-torrenciales, teniendo su morfogénesis cuando una corriente irregular, con grandes fluctuaciones del caudal y con abundante carga de sedimentos emerge de un territorio elevado hacia un sector más bajo y abierto, involucrando un cambio de pendiente que promueve la diseminación de sus aguas y con ello la pérdida de poder de transporte y la depositación diferencial de su carga. Esto da origen a todos los conos fluvio-torrenciales presentes a lo largo de la costa del litoral central. La diferencia básica entre las terrazas y los abanicos, es que las primeras se encuentran en topografías más elevadas, bien sea por zonas de depositación en los valles intramontanos o por colgamiento de las misma, debido a los procesos orogénicos existentes. En conclusión se puede decir que los procesos geomorfológicos se encuentran integrados, y la activación de un proceso morfológico, trae consigo la aceleración de los demás presentes en la zona (Melo y Cano, 2001).

2.3.- Geología Regional

2.3.1.- Asociación Metamórfica La Costa

Esta asociación metamórfica se encuentra descrita en la revisión realizada por URBANI (2000) en la cual se indica que está compuesta por el Esquisto de Tacagua, el Mármol de Antímano y la Anfíbolita de Nirgua. En los siguientes párrafos se presenta un resumen de los litodemos descritos por URBANI (*op. cit.*) que están presentes en la zona de estudio.

Esquisto de Tacagua

La referencia original es DENGÓ (1951: 63-64), quien designa con el nombre de Formación Tacagua a una secuencia alternante de esquisto calcáreo grafitoso y esquisto epidótico, expuestos en el valle de la quebrada de Tacagua, Distrito Capital, considerándola como parte de su Grupo Caracas. SMITH (1952) indica que algunas rocas de su Formación Paracotos son similares a los de la Formación Tacagua. FEO-CODECIDO (1962) y WEHRMANN (1972) la incluye en sus mapas de la región central de la Cordillera de la Costa. Los cuerpos que Dengo cartografía como Tacagua son sólo aquellos donde hay un claro predominio de rocas verdes epidóticas, mientras que Wehrmann por su cartografía, tácitamente redefine a Tacagua incluyendo a una amplia zona donde aflora mayoritariamente esquisto grafitoso, con mayor o menor cantidad de intercalaciones de las rocas verdes epidóticas.

NAVARRO *et al.* (1988) redefinen esta unidad como Fase Tacagua del Complejo La Costa, separándolo por consiguiente del Grupo Caracas. Siguiendo los criterios de estos autores, URBANI & OSTOS (1989) resumen la cartografía geológica de la Cordillera de la Costa desde Puerto Cruz, estado Vargas, hasta Cabo Codera, estado Miranda, mostrando la franja de afloramientos de esta unidad.

La localidad tipo se encuentra en la quebrada Tacagua, al norte de su intersección con la quebrada Topo.

DENGÓ (1951) menciona un espesor -que debe considerarse como aparente- de 150 a 200 m en la localidad tipo.

DENGÓ (1951) menciona que en la localidad tipo se encuentra en contacto transicional con el infrayacente Esquisto de Las Mercedes, mientras que URBANI & OSTOS (1989) y OSTOS (1990) indican contactos tectónicos con unidades tales como: Complejo de San Julián y Augengneis de Peña de Mora de la Asociación Metamórfica Ávila, así como el Mármol de Antímano y la Anfibolita de Nirgua y cuerpos de serpentinita de la misma Asociación Metamórfica la Costa.

En base a los modelos tectónicos de TALUKDAR & LOUREIRO (1982) y NAVARRO *et al.* (1988), y la escasa información paleontológica (URBANI *et al.* 1989) disponible, es probable que

esta unidad sea del Cretácico Tardío, pero a falta de más información se considera como Jurásico - Cretácico, sin diferenciar.

En base a los modelos evolutivos de TALUKDAR & LOUREIRO (1982) y NAVARRO *et al.* (1988), así como las características petrográficas y faunales de la muestra estudiada por URBANI *et al.* (1989), estos autores sugieren una sedimentación en un surco, formado dentro del prisma de acreción en un tiempo contemporáneo a la colisión. MÉNDEZ & NAVARRO (1987) analizan los componentes mayoritarios y algunos trazas de diversas muestras de las rocas verdes (metavolcánicas) de esta unidad, que interpretados utilizando diversos diagramas de variación, sugieren su origen en un magmatismo de afinidad subalcalina de tendencia toleítica, probablemente formadas en un ambiente tectónico de dorsales y fondos oceánicos.

Mármol de Antímamo

La referencia original es DENGÓ (1951: 63-64), quien describe formalmente la Formación Antímamo con localidad tipo en la zona de Antímamo, Distrito Capital (totalmente cubiertos por el urbanismo de Caracas, con afloramientos aún visibles en las canteras de la quebrada Mamera), pero algunos de los cuerpos de esta unidad según dicha descripción de Dengó, habían sido identificados previamente como pertenecientes a la Fase Zenda de la Formación Las Brisas (DENGÓ, 1947), o como parte de la Formación Las Mercedes (AGUERREVERE & ZULOAGA. 1937 y SMITH. 1952), WEHRMANN (1972) y GONZÁLEZ (1972) extienden esta unidad hacia los estados Miranda, Aragua y Carabobo. GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) son los primeros en interpretar que esta unidad probablemente “representa un horizonte tectónico y no una unidad litoestratigráfica”. OSTOS *et al.* (1987), NAVARRO *et al.* (1988) la redefinen como Fase Antímamo, formando parte de su unidad litodémica de corrimiento que denominan como Complejo la Costa, que reúne adicionalmente a sus fases Tacagua y Nirgua. URBANI & OSTOS (1989) y URBANI *et al.* (1989) utilizan este nombre en los mapas geológicos de la zona de Puerto Cruz a Macuto, estado Vargas, y El Palito - Morón - Valencia, estado Carabobo.

DENGÓ (1951) describe esta unidad como un mármol masivo de grano medio, color gris claro, con cristales de piritita, alternando con capas de esquisto cuarzo micáceo, y asociadas con cuerpos concordantes de rocas anfibólicas, algunas con estructuras de “boudinage”. El mármol

está formado de un 85-95% de calcita, con cantidades menores de cuarzo, muscovita (2,5%), grafito (2,5%) y pirita (2%).

OSTOS (1990) describe algunas de las rocas de esta unidad aflorantes en la sección Chichiriviche - Colonia Tovar, siendo anfíbolita granatífera y esquisto albitico clorítico. La anfíbolita tiene porfiroblastos de granate, mientras que el esquisto los tiene de albita con sombras de presión simétricas y bien desarrolladas. Las asociaciones mineralógicas metamórficas indican un primer evento de alta relación P/T en la facies de la eclogita, siendo impreso por un segundo evento metamórfico de P/T intermedia en la facies de los esquistos verdes.

Considerando a la foliación como plano de referencia, el espesor aparente de esta unidad es de 40 m en la localidad tipo, según DENG (1951), disminuyendo hacia el este y oeste. Al sur de San Pedro, SMITH (1952) indicó un espesor aparente máximo de 300 m.

Ante la ausencia de fósiles y por su presunta posición “estratigráfica” ha sido propuesta de edad Mesozoico medio a superior. Según los modelos de evolución de la Cordillera de la Costa de OSTOS *et al.* (1987) y NAVARRO *et al.* (1988) se sugiere sea del Cretácico.

GONZÁLEZ (1972) y WEHRMANN (1972) correlacionan esta unidad con la Anfíbolita de Nirgua, mientras que OSTOS *et al.* (1987), NAVARRO *et al.* (1988) y OSTOS (1990) la correlacionan con sus fases Tacagua y Nirgua, integradas en su unidad litodémica que denominan Complejo la Costa.

MARESH (1974), TALUKDAR & LOUREIRO (1982) y BECK (1985, 1986) postulan que las rocas anfibólicas de esta unidad se derivaron de basaltos relacionados con un evento de “rifting” Mesozoico entre norte y Sur América. OSTOS (1990) por sus estudios geoquímicos interpreta que las anfíbolitas corresponden a basaltos metamorizados, formados en un ambiente de cordillera centro oceánica.

SMITH (1952) menciona que estos mármoles son de bajo contenido de magnesio, a diferencia de los de Zenda. Esta observación está ampliamente corroborada por URBANI *et al.* (1997).

2.3.2. Asociación Metamórfica Ávila

Esta Asociación se encuentra descrita en el revisión realizada por URBANI (2000) donde indica que esta compuesta por el Complejo San Julián, Augengneis de Peña de Mora y el Metagranito de Naiguatá, entre otros, y estos son los que afloran en la zona de estudio.

Complejo San Julián

La referencia original es URBANI & OSTOS (1989).

LAMARE (1928) es el primero en presentar información petrográfica de rocas de esta unidad, colectadas como cantos rodados en el río Tócome, Los Chorros. A partir de un trabajo detallado en el macizo de El Ávila por OSTOS (1981), este autor pudo cartografiar al augengneis como una unidad separada a los demás tipos de rocas, que autores anteriores habían adicionalmente incluido dentro de Peña de Mora. Lo mismo ocurrió con los trabajos de la zona de La Sabana - Cabo Codera, Mamo - Puerto Cruz, Puerto Cabello - Valencia (recopilados en URBANI *et al*, 1989a, 1989b) donde igualmente se pudo cartografiar separadamente las zonas de augengneis de los demás tipos de rocas. Por consiguiente URBANI & OSTOS (1989), proponen volver al nombre original propuesto por AGUERREVERE & ZULOAGA (1937) de Augengneis de Peña de Mora para referirse únicamente a los cuerpos dispersos de augengneis y gneis de grano grueso, mientras que proponen el nombre de Esquisto de San Julián para incluir las litologías esquistosas y gnéisicas que los circundan, ambas unidades agrupadas bajo el Complejo Ávila. Presentan mapas geológicos desde Puerto Cruz, estado Vargas, hasta Cabo Codera, Miranda, donde se muestra la extensión y continuidad de esta unidad.

La localidad tipo se encuentra en Quebrada de San Julián, que nace en la Silla de Caracas y desemboca en el mar Caribe en Caraballeda, estado Vargas.

Las rocas preponderantes son el esquisto y gneis cuarzo plagioclásico micáceo, frecuentemente se nota una rápida gradación desde una textura esquistosa haciéndose la granulometría más gruesa hasta que pasa a rocas de carácter gnéisico (URBANI & OSTOS *op. cit.*). Las litologías minoritarias (menos del 5%) son mármol, cuarcita y diversos tipos de rocas metaígneas mayoritariamente máficas (como anfibolita, gabro, diorita, tonalita y granodiorita). Estas rocas cuando aparecen en zonas de dimensiones cartografiables a escala 1:10.000 se han

denominado como Metaígneas de Tócome. El esquisto es de color gris a gris oscuro con tonalidades verde, meteoriza a tonos pardos, usualmente se presenta muy bien foliado. A escala centimétrica o plurimétrica pueden encontrarse niveles alternos de esquisto y/o gneis con proporciones variables de los minerales esenciales y accesorios, adquiriendo características diferentes en cuanto a color y desarrollo de foliación. El gneis siempre tiene colores más claros que los esquistos, ya que su textura se debe fundamentalmente a la mayor proporción de feldespatos y menor de filosilicatos.

Desde la localidad tipo el noroeste de Caracas, se ha extendido hacia el oeste hasta la zona de El Cambur en el estado Carabobo, y hacia el este hasta Cabo Codera en el estado Miranda. Por formar parte de la Asociación Metamórfica Ávila que constituye el núcleo de la Cordillera de la Costa, siempre aflora en zonas de topografía muy abrupta y con grandes pendientes.

En muchos casos los contactos son de fallas de ángulo alto con unidades adyacentes. El contacto con el Augengneis de Peña de Mora, cuando es visible se muestra abrupto y en concordancia estructural, pero en otras ocasiones son gradacionales con intercalaciones de ambos tipos de litologías. Los contactos con las rocas de la Asociación Metamórfica la Costa al norte (Nirgua, Antímano y Tacagua) son interpretados predominantemente de fallas de corrimiento y de ángulo alto (URBANI & OSTOS, 1989).

Augengneis de Peña de Mora

La referencia original es de AGUERREVERE & ZULOAGA (1937), quienes introducen el nombre de “Augen-gneiss de Peña de Mora”. Posteriormente DENG (1951) eleva la unidad a rango formacional. URBANI & OSTOS (1989) basándose en un soporte de cartografía geológica más detallada de extensos tramos de la Cordillera de la Costa, a escala 1:10. 000 y 1:25. 000, restringen este nombre sólo a los cuerpos de augengneis y gneises graníticos y aquellas zonas que si bien tienen otros tipos de rocas intercaladas con los augengneises, éstos sean los predominantes.

La localidad tipo es el sitio de Peña de Mora, en la rama ascendente de la antigua carretera de Caracas a La Guaira. URBANI & OSTOS (1989) proponen una sección de referencia en el curso bajo del río Chichiriviche, estado Vargas.

AGUERREVERE & ZULOAGA (1937) describieron augengneis que interpretan como formados por inyección “lit - par - lit” de un magma granítico en una roca laminar. WEHRMANN (1972) lo define como un complejo ígneo - metamórfico equivalente lateral, por lo menos en parte, de la “Formación Las Brisas” que prácticamente forma el núcleo de la Cordillera de la Costa, incluyendo augengneis grueso y bandeado, gneis de grano fino a medio, también cuarcita de poco espesor, esquisto cuarzo muscovítico y ocasionalmente anfibolita, mármol, así mismo dentro de esa secuencia identifica cuerpos dispersos de rocas metaígneas ultramáficas, máficas y félsicas. Encuentra que el augengneis es de color claro ligeramente verdoso y meteorización marrón claro; los “augen” son mayoritariamente de feldespato potásico, llegando a alcanzar hasta 3 cm de largo y están rodeados por minerales micáceos y cuarzo.

Estudios estructurales de OSTOS (1987) en las localidades de Peña de Mora y Chichiriviche, revelan el carácter milonítico de gran parte de la unidad debido a deformación en el régimen plástico. Estas texturas miloníticas se encuentran típicamente desarrolladas hacia las zonas de cizalla, ocurriendo un cambio textural del gneis grueso con poco desarrollo de bandeamiento en las zonas alejadas a las zonas de cizalla, a augengneis y gneis fino (milonitas) al acercarse y entrar en dichas zonas. Los planos de cizalla son indicativos de un transporte tectónico desde el noroeste hacia el sureste, el cual coincide con la dirección de las lineaciones mineralógicas. OSTOS (1990) indica que hay zonas esquistosas formadas por cizallamiento del augengneis, siendo los augen reliquias de textura ígnea.

Estas rocas son cuerpos graníticos metamorfizados que han sufrido diferentes grados de deformación. Aún cuando se carece de información concluyente al respecto, se estima que algunos de estos cuerpos gnéisicos, pueden ser intrusivos dentro de las rocas esquistosas adyacentes, pero debido al gran contraste mecánico ante la deformación, de ambos tipos de rocas (granito vs. metasedimentos pelíticos), quizás en la mayoría de los casos, las rocas graníticas han sido emplazadas tectónicamente dentro del esquisto adyacente. En algunos lugares (quebrada San Julián, río Caruao, etc.) se observan estructuras migmatíticas sugiriendo que estas rocas pueden haber alcanzado condiciones anatécticas y las relaciones iniciales fueron borradas.

En muchos casos los contactos son de fallas de ángulo alto con unidades adyacentes. El contacto con el Complejo de San Julián, cuando es visible se muestra abrupto y en concordancia estructural, en otras ocasiones transicionales, e inclusive gradacionales con intercalaciones de litologías.

OSTOS *et al.* (1989) presentan una isócrona Rb-Sr de roca total que corresponde a una edad de 1.560 ± 83 Ma, incluyendo dos muestras de la localidad tipo y una del río Chichiriviche. KOVACH *et al.* (1979) presenta otra isócrona obtenida con tres cantos rodados de gneis (Complejo San Julián?) de la quebrada San Julián dando una edad de 220 ± 20 Ma. Estos escasos y divergentes datos geocronológicos, impide mayor precisión en la asignación de una edad a esta unidad, por tal motivo se ha sugerido una edad de Paleozoico - Precámbrico a la Asociación Metamórfica Ávila, pero así mismo tiene implicaciones que permiten sugerir una historia geológica bastante más compleja, probablemente el protolito Precámbrico haya sufrido al menos un período de removilización en la orogénesis de fines del Paleozoico, relacionada con la formación de Pangea (URBANI & OSTOS 1989).

Metagranito de Naiguatá

La referencia original es de URBANI *et al.* (1997).

AGUERREVERE & ZULOAGA (1937) presenta en su mapa a un cuerpo de granito ubicado en la Fila Maestra en las cabeceras del río Naiguatá. DENG (1951) menciona este tipo de roca, que encuentra como cantos rodados en las quebradas que drenan del pico Naiguatá. WEHRMANN (1972) en su mapa geológico delimita un cuerpo de metagranito en las cabeceras del río Naiguatá, basándose para ello en el hallazgo de cantos rodados de esta roca en el río y la expresión fotogeológica del cuerpo. Mas recientemente GARCÍA *et al.* (1995), SABINO & URBANI (1995) y ARANGUREN (1996) cartografían y estudian petrográficamente estas rocas. El nombre fue introducido en el trabajo de recopilación geológica del flanco sur del macizo de El Ávila de URBANI *et al.* (1997).

La localidad tipo se encuentra en la Fila Maestra de la Cordillera de la Costa en las cercanías del pico Naiguatá, estados Miranda y Vargas. WEHRMANN (1972) señala una mineralogía de cuarzo (36,5%), feldespatos (37), biotita (11,5), muscovita (7,5), epidoto (5), clorita (2,5) y trazas de apatito, turmalina, zircón, hematita, magnetita y granate, igualmente

indica que cantos rodados de metagranito se ubican en diversas quebradas y ríos, deduciendo que puede haber una amplia variedad de este tipo de rocas, desde granodiorita hasta monzonita.

Es un cuerpo alargado en dirección este - oeste a lo largo de la Fila Maestra de la Cordillera de la Costa, desde Puertas de Hércules hasta un poco antes del Pico Naiguatá (SABINO & URBANI 1995). ARANGUREN (1996) y BAENA (1998) cartografían otro cuerpo un poco más al este del pico Naiguatá, en la zona de los topes Gárate, Macanillal y Tacamahaca. WEHRMANN (1972) basándose en interpretación fotogeológica extiende este último cuerpo hasta unos 2 km al norte de la Fila Maestra, e igualmente delimita otro cuerpo mayor al norte de Guatire.

La cobertura de vegetación y meteorización impiden observarlos los contactos y por lo tanto se desconoce su naturaleza.

2.4.- Geología Estructural

Los aspectos más relevantes de la geología estructural de la Cordillera de La Costa han sido resumidos por Melo y Cano (2001) en la siguiente tabla:

Autor	Localidad	Foliación	Plegamiento	Fallamiento
DENGO (1951)	Macizo del Ávila, túnel Boquerón, autopista Caracas-La Guaira	- La foliación presente es paralela a la estratificación	- Los pliegues son simétricos con ejes axiales de dirección N60°-70°E	-Fallas inversas buzando S. -Fallas N60°W, buzando S y N -Fallas E-W
WEHRMANN (1972)	Región Guatire-Colonia Tovar	- El paralelismo entre la foliación y la estratificación se conserva sólo en rocas calcáreas, cuarcitas y conglomerados	- La zona se caracteriza por el anticlinorio del Ávila con rumbo E-W	-Fallas normales con rumbo N50°-80°E. -Fallas normales con rumbo E-W. -Fallas transversales con rumbo aproximado N60°W.
AZPIRITXAGA (1979)	Flanco norte del macizo del Ávila, Maiquetía-Caraballeda	-La foliación es predominantemente E-W con buzamiento entre 40°-50° N.		-Fallas longitudinales de rumbo E-W. -Fallas oblicuas de rumbo N70°W. -Fallas transversales N-S

FANTI <i>et al.</i> (1980)	Desde Puerto Cruz hasta los Caracas, y desde la costa Litoral hasta Ocumare del Tuy			-Fallas de orientación E-W dextrales -Fallas N-S dextrales y sinestrales -Fallas NW-SE dextrales
OSTOS (1981)	Extremo oeste del macizo del Ávila entre autopista caracas-La Guaira y el estribo Galindo	La foliación tiene rumbo E-W	Dos períodos de plegamiento	-Fallas longitudinales con rumbo aproximado E-W. -Fallas transversales con orientación N40°-70°W, más jóvenes que las anteriores. - Fallas transversales N-S
RÍOS (1989)	Segmento Macuto Naiguatá y Los Ocumitos-Turgua	Las Foliaciones estudiadas poseen orientación N40°-60°W, N-S, E-W, N70°-80°W, N30°-40°E y N60°-70°E		-Fallas inversas de rumbo E-W. -Fallas N-S - Fallas N50°-60°W
GARCÍA (1994)	Cuenca de la quebrada Tócome	Foliación con rumbo predominantemente N65°W y buzamiento 70°S		-Fallas de orientación E-W. -Fallas N50°W.
SABINO (1995)	Flanco sur del Pico Naiguatá	La foliación tiene rumbo promedio N72°W y buzamiento 49°S	La foliación plegada por dos ejes, uno E-W forma un anticlinorio y otro local formando un domo	-Fallas E-W con buzamiento 50°-60°S. -Fallas NW-SE. - Fallas NE-SW.
ARANGUREN (1996)	Cuanca de la quebrada El Encantado	Foliación E-W, con buzamientos al sur	Menciona pliegues con planos axiales	-Fallas E-W con buzamiento 60°S (sistema de fallas del Ávila -Falla E-W.
UZCÁTEGUI (1997)	Flanco sur de la Silla de Caracas	Foliación con rumbos N65°E y N70°W, y buzamiento entre 40° y 60° al sur		-Fallas con rumbo N60°E. -Fallas con dirección NW-SE.
BAENA (1998)	Cuenca del río Tacamahaca	La foliación promedio es N65°E y buzamiento entre 50° y 60° al sur		-Fallas E-W. -Fallas con orientación N50°W. -Fallas con dirección N45°W

Tabla Nº 2.1.- Resumen de la geología estructural de la Cordillera de la Costa
(tomado de MELO Y CANO, 2001)

2.5.- Condiciones del suelo en la zona de Caraballeda.

La zona de Caraballeda está formada por un cono de deyección aluvial, de unos 3.5 Km. de longitud en la dirección Este-Oeste, paralela a la costa y cerca de 1.5 Km. (en su parte más ancha) en la dirección Norte-Sur, contados a partir del pie de la falda norte del Ávila hasta la línea de costa.

Este cono se interna en el mar más o menos 1 ó 2 Km. según se estima a partir de las pendientes del fondo del mar.

Los suelos que forman este depósito aparentemente son en gran parte suelos granulares gruesos, que van desde arenas y gravas, hasta peñones de dimensiones considerables; estos sedimentos son provenientes de la falda norte de la serranía del Ávila, como producto de la meteorización y arrastre de materiales de origen gneissico y esquistoso (FUNVISIS, 1978).

Gran parte de la franja costera de la Urbanización Caribe, precisamente en el sitio de mayor concentración de edificios, contienen un área de sedimentación marina, formada por capas alternas de arenas finas densas y arcillas o limos plásticos, generalmente orgánicos y blandos; se trata de sedimentos recientes depositados sobre los aluviones provenientes del Ávila. Originalmente existió en esta zona una laguna de agua dulce, la que posteriormente fue dragada y comunicada con el mar abierto; es probable que esta laguna se haya originado en un fenómeno de subsidencia local que dio como resultado una depresión en tierra firme hacia donde concurrieron las aguas superficiales. El basamento sigue aproximadamente la misma pendiente fuerte de la falda del Ávila. De los datos de la investigación sísmica realizada en la zona luego del sismo de 1967, se deduce que hacia la línea de costa, en el área de los edificios Macuto Sheraton y Mansión Charaima, la profundidad del basamento es de unos 350 a 400 m. En general, el perfil del suelo varía mucho de un sitio a otro, especialmente cerca de la costa. Las figuras 2.3 a 2.5 reflejan las condiciones del suelo de Caraballeda determinadas a partir de los resultados obtenidos con sísmica y perforaciones de pozos en la zona tomados del Estudio del sismo ocurrido en Caracas el 29 de julio de 1967 elaborado por FUNVISIS (1978).

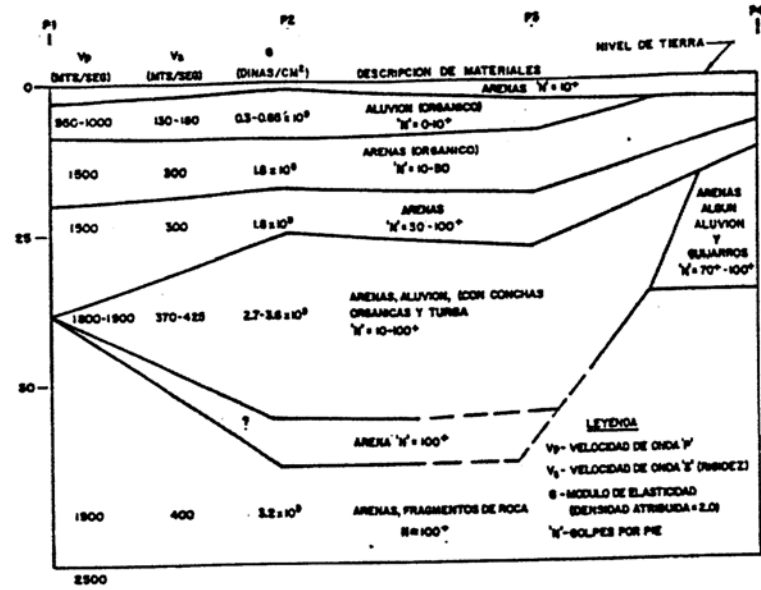


Fig. N° 2.3.- Condiciones del suelo a lo largo de la costa de Caraballeda por medición de velocidades en sitio (tomado de FUNVISIS , 1978)

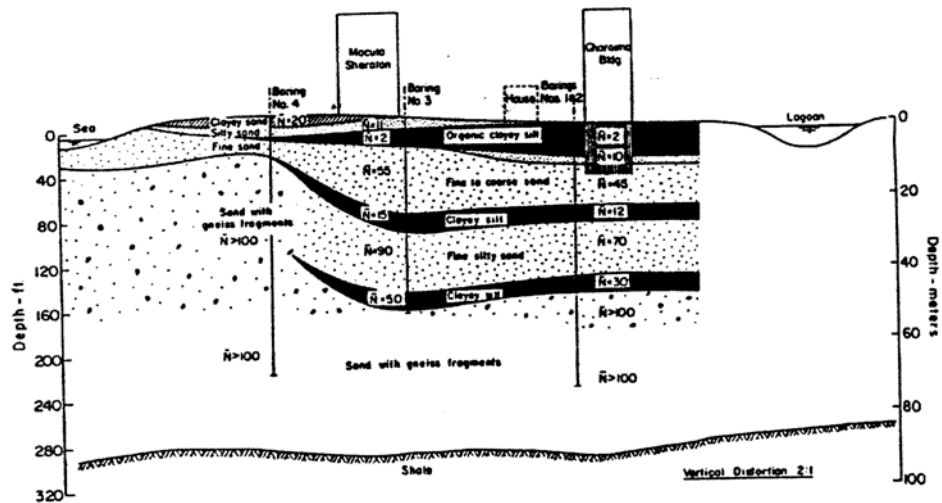
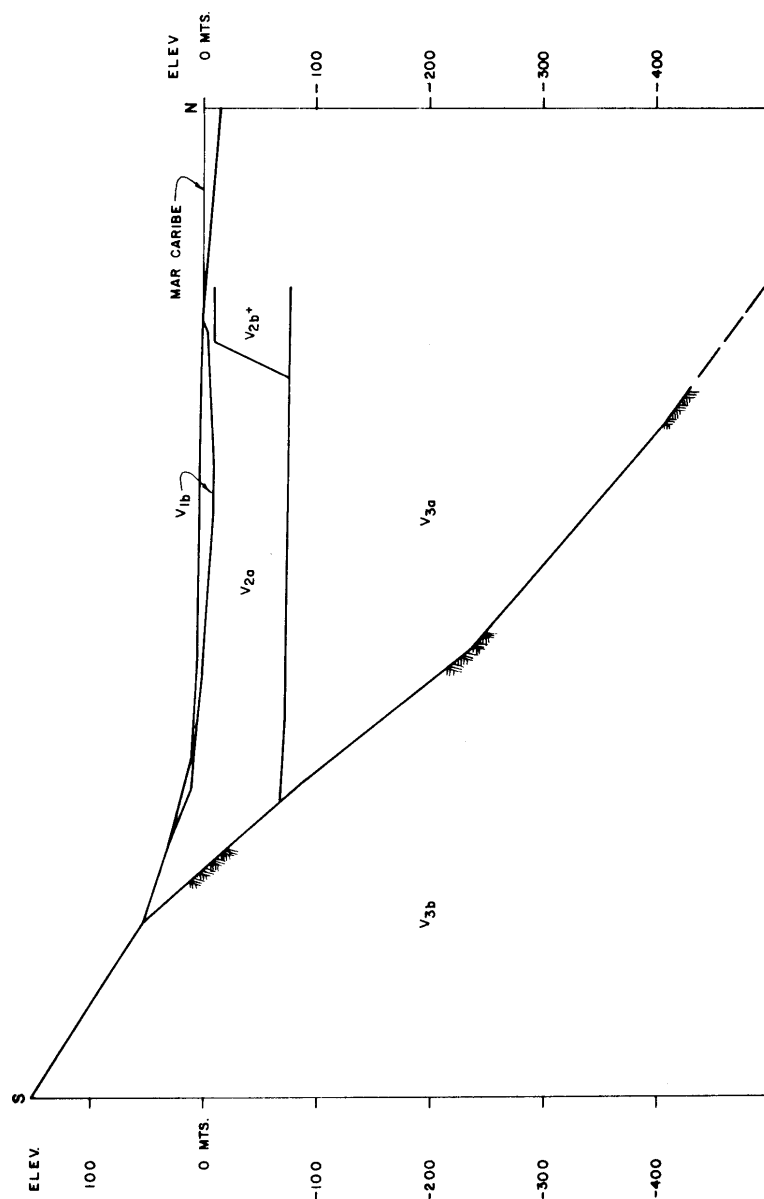


Fig. N° 2.4.- Condiciones del suelo a lo largo de la costa de Caraballeda por interpretación de las perforaciones (tomado de FUNVISIS , 1978)



PERFIL COMPUESTO: SECCION N-S
A TRAVES DE CARABALLEDA. LITORAL CENTRAL

Escala:		LEYENDA	
100	MTS	SÍMBOLO VELOCIDAD (MTS/S)	IDENTIFICACION
50		V _{1a}	400 - 500± SUELOS, PROBABLEMENTE SUELOS...
0		V _{1b}	900± SUELOS...
		V _{2a}	1500± SUELOS, SATURADOS...
		V _{2b}	1700 - 1850± SUELOS, RELENO COMPACTO DEL VALLE, ADEMAS ESTRATOS DE ROCA BLANDA O METEORIZADA...
		V _{3a}	2400± ESTRATOS DE ROCA SEDIMENTARIA O SUELOS CEMENTADOS...
		V _{3b}	4000± ROCA, GNEIS O ESQUISTOS MUY SOLIDOS...

INVESTIGACIONES SISMICAS DEL SUBSUELO EN EL VALLE DE CARACAS Y EN EL LITORAL CENTRAL
Realizados por: WESTON GEOPHYSICAL ENGINEERS INT. INC.
Para: REPUBLICA DE VENEZUELA
MINISTERIO DE OBRAS PUBLICAS
Bajo la planificación y supervisión de la:
COMISION PRESIDENCIAL PARA EL ESTUDIO DEL SISMO

Fig. N° 2.5.- Perfil compuesto a través de Caraballeda, sección N-S
(tomado de FUNVISIS, 1978)

CAPÍTULO 3. ADQUISICIÓN DE DATOS GRAVIMÉTRICOS

3.1.- Calibración del gravímetro

Antes de comenzar la adquisición de los datos gravimétricos en la zona de estudio se llevaron a cabo algunos procedimientos para garantizar el correcto funcionamiento del instrumento utilizado (Gravímetro LaCoste & Romberg modelo G-452) y asegurar la calidad de los datos obtenidos en campo.

La calibración del gravímetro fue uno de los pasos previos a la adquisición de datos, el objetivo principal de esta tarea fue verificar el correcto funcionamiento del instrumento y la precisión de las lecturas observadas.

Se aplicaron los siguientes métodos para la calibración del gravímetro:

- 1- Calibración de los niveles longitudinal y transversal del instrumento, y calibración de la sensibilidad y la línea de lectura.
- 2- Calibración Vertical

A continuación se describen los procedimientos llevados a cabo para la calibración del gravímetro LaCoste & Romberg modelo G-452 utilizado para la adquisición de los datos.

3.1.1.- Calibración de los niveles, sensibilidad y línea de lectura del instrumento.

La calibración de los niveles longitudinal y transversal se hace de manera ordenada, comenzando por la verificación del nivel longitudinal, el cual afecta principalmente la sensibilidad del instrumento. Una vez nivelado el gravímetro y centrada la línea de lectura se verifica que un movimiento de 100 unidades del contador en una dirección determinada corresponda a un desplazamiento de 10 unidades de la línea de lectura sobre la escala en la misma dirección, de no cumplirse esta condición debe variarse la posición del nivel longitudinal del gravímetro (utilizando los tornillos de nivelación) y verificar nuevamente el comportamiento de la línea, manteniendo el nivel transversal siempre centrado. La dirección en que debe desplazarse el nivel depende de la sensibilidad observada: si el desplazamiento de la línea de lectura para un movimiento de 100 unidades del contador es menor a 10 unidades de la escala, la burbuja del nivel debe desplazarse hacia la izquierda, en caso contrario hacia la derecha. Los

desplazamientos de los niveles serán siempre de pocos milímetros. Una vez obtenida una sensibilidad aceptable (un desplazamiento de 9 a 11 unidades en la escala del ocular para un movimiento de 100 unidades en el contador), se obligará la burbuja del nivel longitudinal ubicarse en el centro del mismo girando el tornillo Allen ubicado al lado del nivel. Luego de calibrar el nivel longitudinal se procede a calibrar el nivel transversal: con este fin se debe mover la burbuja del nivel transversal (utilizando los tornillos de nivelación del gravímetro) en una y otra dirección procurando que el desplazamiento sea igual en ambas direcciones, y observando que para cada desplazamiento de la burbuja la línea del ocular se ubique a una distancia igual del centro pero en sentido opuesto (de manera simétrica), si el instrumento no se comporta en la forma señalada se debe forzar la burbuja hacia la dirección que haya producido el mayor desplazamiento de la línea del ocular utilizando el tornillo Allen correspondiente, y repetir la prueba. Para esta prueba se debe mantener el nivel longitudinal centrado y todas las pruebas parten con la línea del ocular centrada. Los desplazamientos de la burbuja deben ser del orden de pocos milímetros. Una vez finalizada esta verificación se debe revisar nuevamente el comportamiento del nivel longitudinal y hacer ajustes de ser necesario. De este modo se garantiza que el instrumento responda de manera simétrica a los desplazamientos del contador y con una sensibilidad adecuada.

3.1.2.- Calibración vertical

La calibración vertical se llevó a cabo tomando mediciones de gravedad a diferentes alturas manteniendo un eje vertical, éstas se tomaron en los distintos niveles del edificio de la Facultad de Arquitectura de la Universidad Central Venezuela, en la escalera de emergencias. La diferencia de altura entre cada piso fue controlada con una cinta métrica.

Las medidas fueron convertidas a miligales y corregidas por los efectos de la deriva y las mareas terrestres y luego se verificó el valor del gradiente vertical de la gravedad mediante una representación gráfica de la gravedad observada en cada estación contra la variación en la altura.

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 0,2964 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 las

recta de ajuste de la diferencia de gravedad contra corrección por altura es igual a 1, el valor de la constante de calibración del gravímetro obtenido es 0.9675 con un error de 0.08 con respecto al valor original suministrado por el fabricante igual a 1.05071.

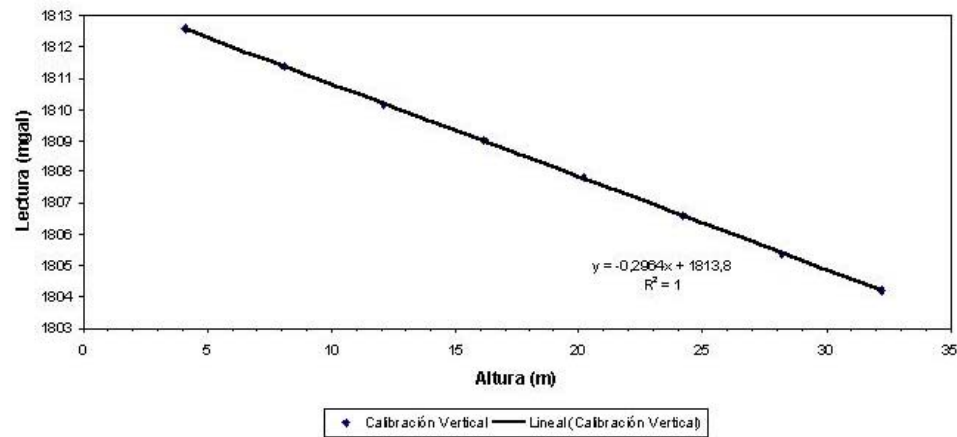


Fig. N° 3.1.- Gráfico de altura contra gravedad observada

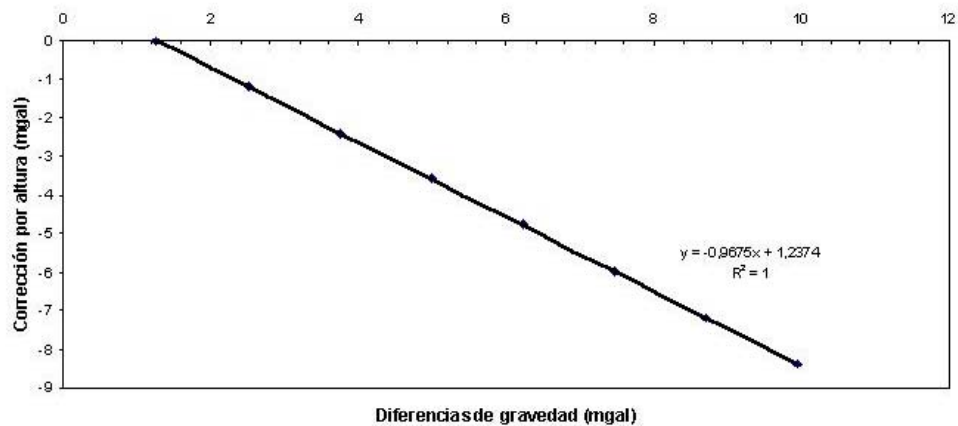


Fig. N° 3.2.- Gráfico de diferencias de gravedad contra corrección por altura

3.2.- Estación Base

Se tomó como estación base para este levantamiento el BM ubicado en Punta de Mulatos, La Guaira. Los datos de esta estación fueron tomados del Trabajo Especial de Grado, presentado ante la Universidad Central de Venezuela por Ruiz (1989). A continuación se muestran los datos de la estación base.

BM	Gravedad Absoluta (mgal)	Altura (m)	Latitud	Longitud
Punta de Mulatos	978266.667	8.5	10° 36' 32"	66° 54' 50"

Tabla N° 3.1.- Datos de la estación base

3.3.- Estaciones Ordinarias

El levantamiento de estaciones se llevó a cabo mediante la realización de circuitos de aproximadamente 2 horas de tiempo, el número de estaciones por circuito es variable. Se levantaron 169 estaciones en el cono de Caraballeda, 122 estaciones en el cono de Macuto y 57 estaciones en el cono de La Guaira, para un total de 348 estaciones. A continuación se muestra la ubicación de dicha estaciones en mapas independientes para cada cono.

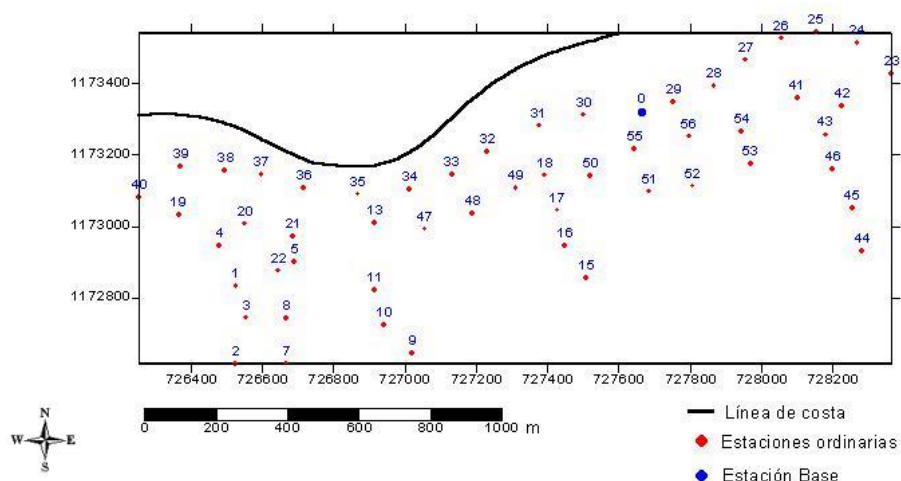


Fig. N° 3.3.-Ubicación de estaciones ordinarias en el cono de La Guaira

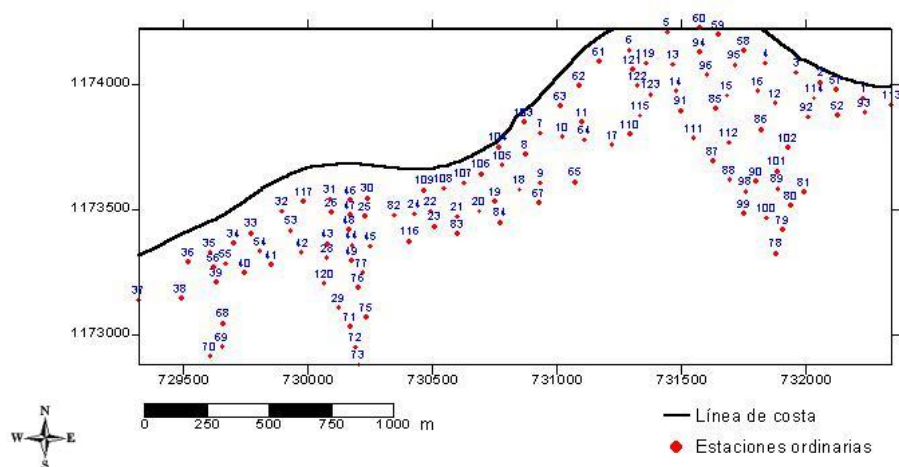


Fig. N° 3.4.-Ubicación de las estaciones ordinarias en el cono de Macuto

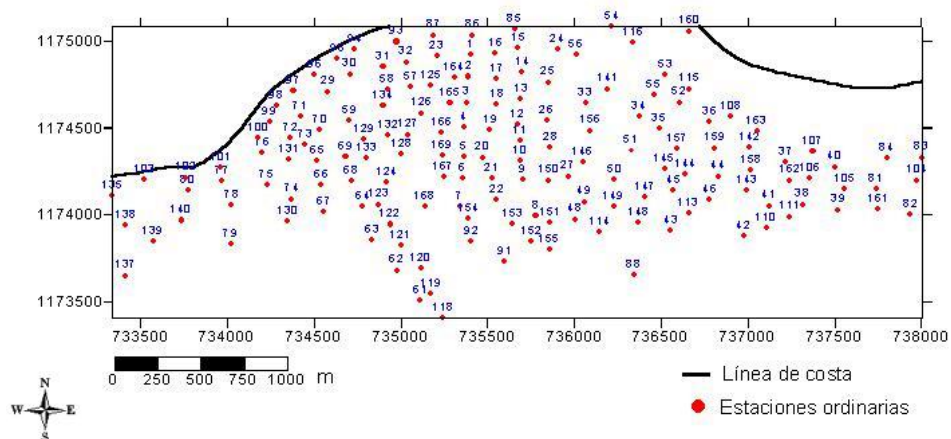


Fig. N° 3.5.- Ubicación de estaciones ordinarias en el cono de Caraballeda

CAPÍTULO 4. PROCESAMIENTO DE DATOS

4.1.- Conceptos básicos

El principal objetivo del procesamiento de los datos gravimétricos es el de eliminar el efecto producido por factores que no están relacionados con la geología de la zona estudiada, como la altura de las estaciones gravimétricas con respecto al nivel por debajo del cual se quiere prospeccionar, la densidad del material presente entre la estación y el nivel a prospeccionar, la topografía circundante, la ubicación geográfica y los efectos de las mareas terrestres, dado que éstos no proveen información útil al momento de construir un modelo del subsuelo. En este capítulo se reseñan dichos factores y la metodología utilizada para remover de los datos el efecto correspondiente a cada uno.

Para la mejor comprensión de estos factores se hará una breve reseña de los conceptos básicos relacionados con la fuerza y aceleración de gravedad.

La fuerza atracción entre dos masas puntuales m_1 y m_2 está dada por la expresión de la Ley de Newton:

$$F = \frac{G * m_1 * m_2}{r_2^2}$$

Donde G es la constante de gravitación universal y r es la distancia que separa ambos cuerpos.

La aceleración de la masa m_1 debida a la masa m_2 se obtiene dividiendo la fuerza de atracción por la masa m_2

$$a = \frac{F}{m_2} = \frac{G * m_1}{r_2^2}$$

Las unidades de aceleración en el sistema CGS son de centímetros sobre segundos al cuadrado (cm/sg^2), esta unidad es también llamada Gal y en la prospección gravimétrica se utiliza la milésima de Gal (miligal) como unidad práctica, dado que variaciones de este orden en

los valores de gravedad pueden ser significativas en estudios científicos teóricos o aplicados. La aceleración gravitacional en la superficie terrestre es de unos 980 Gales.

Para la prospección gravimétrica el método consiste, a grandes rasgos, en comparar las medidas obtenidas de la gravedad en una región estudiada, con un patrón de referencia que 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.

4.2.- Cálculo de la Gravedad Observada

El cálculo de la gravedad observada consiste en llevar las lecturas observadas por el gravímetro a miligales y relacionar las variaciones observadas con respecto a la estación base al valor de gravedad absoluta de la misma.

A continuación se muestra un esquema de los pasos llevados a cabo para el cálculo de la gravedad observada:

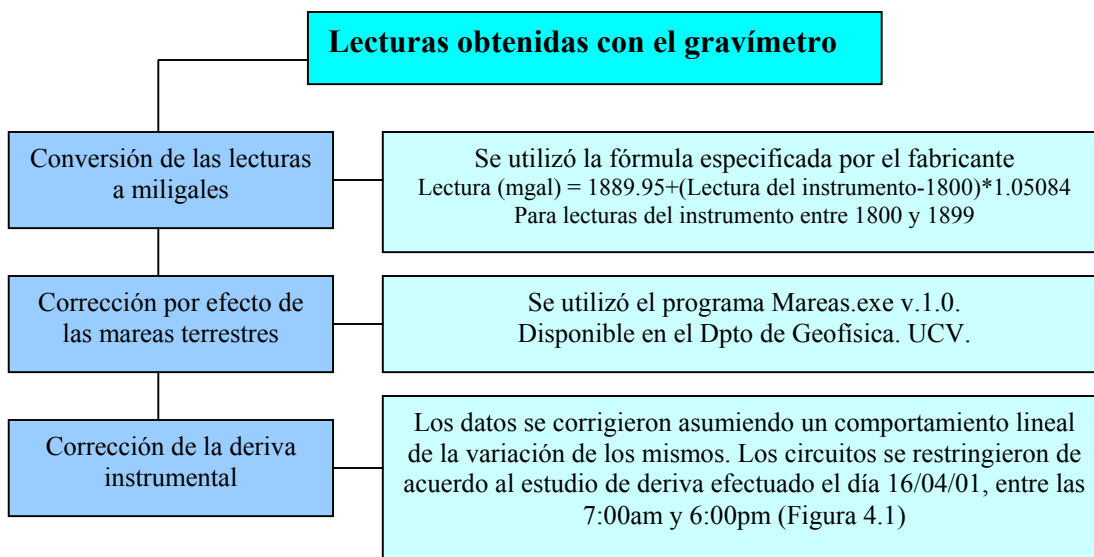


Fig. Nº 4.1.- Esquema del cálculo de la gravedad observada

Los valores corregidos son amarrados posteriormente al valor de gravedad absoluta de la estación base

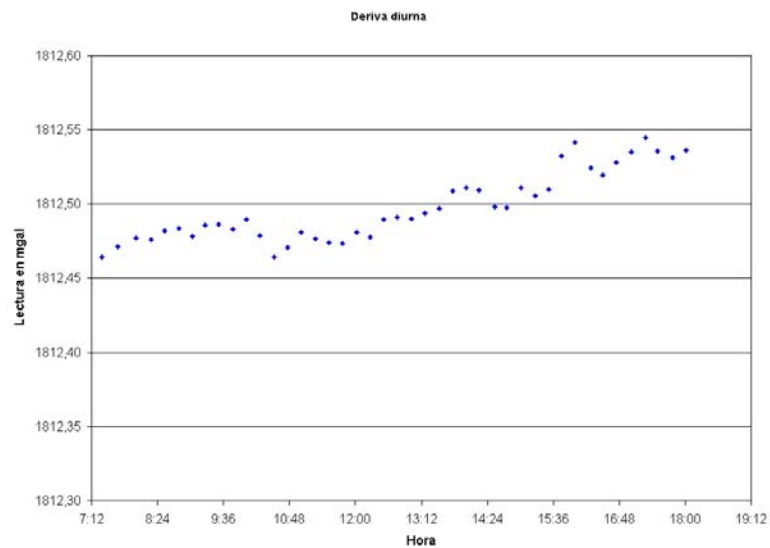


Fig. N° 4.2- Gráfico de la deriva diaria del 16/04/01

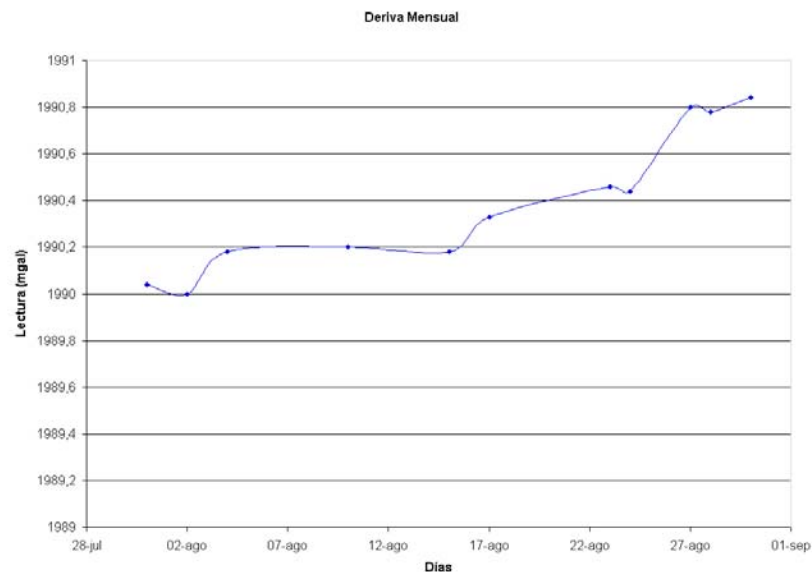


Fig. N° 4.3.- Gráfico de la deriva mensual entre el 31/07/01 y el 30/08/01

La figura 4.3 muestra la deriva mensual del instrumento, esta curva se construyó con lecturas tomadas a lo largo de un mes en una misma estación, entre el 31 de julio y el 30 de agosto del 2001. Según el fabricante, el gravímetro Lacoste & Romberg puede sufrir una deriva mensual de hasta 1 mgal. En la gráfica se observa un incremento abrupto de los valores de

gravedad entre los días 24 y 27 de agosto, esta variación se debe a un salto de tara sufrido por el instrumento, por lo tanto no debe ser considerado como deriva, luego de este evento el gravímetro fue calibrado nuevamente (véase la sección 3.1.1). La deriva total a lo largo del mes es de aproximadamente 0.4 mgal encontrándose dentro de los límites normales estipulados por el fabricante.

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 (AB) = 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.

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

Donde:

ϕ es la latitud de la estación.

El cálculo de anomalía de Bouguer se realizó a partir de una densidad de 2.5 gr/cm³, ya que se consideró a dicho valor de densidad el más representativo de las rocas que se encuentran en la zona de estudio.

4.2.1.- 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 gravedad sobre la superficie terrestre disminuye de forma lineal con la altura, esta variación es de 0.3086 miligales/m. Por lo tanto la corrección de aire libre sobre una estación vendrá dada por la siguiente fórmula:

$$Cal = \pm 0.3086 \cdot h \text{ mgal}$$

Esta corrección tendrá signo positivo si la estación se encuentra por encima del nivel de referencia tomado para compensar la disminución de la gravedad debida al mayor distanciamiento del centro de la Tierra y tendrá signo negativo en caso contrario. El nivel de referencia tomado para el estudio de los conos aluviales de La Guaira, Macuto y Caraballeda fue el nivel del mar.

A continuación se muestran los mapas topográfico de la zona estudiada, construidos a partir de las cotas de las estaciones levantadas, éstas se utilizaron para la corrección de aire libre y corrección de Bouguer. Las cotas fueron tomadas de mapas topográficos de MINFRA escala 1:2000 con líneas de cota cada metro.

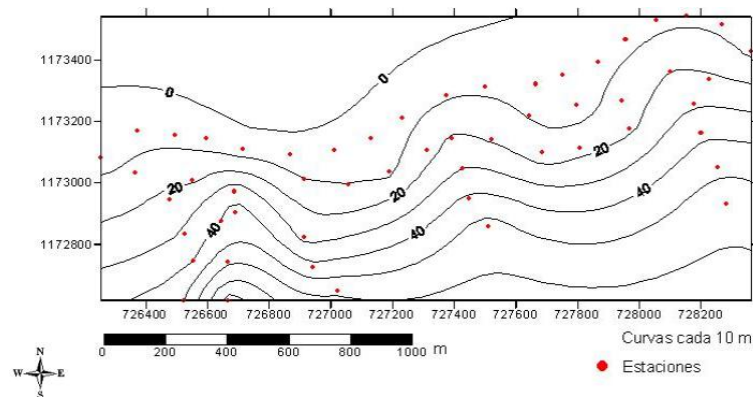


Fig. N° 4.4.- Altura de las estaciones en el cono de La Guaira

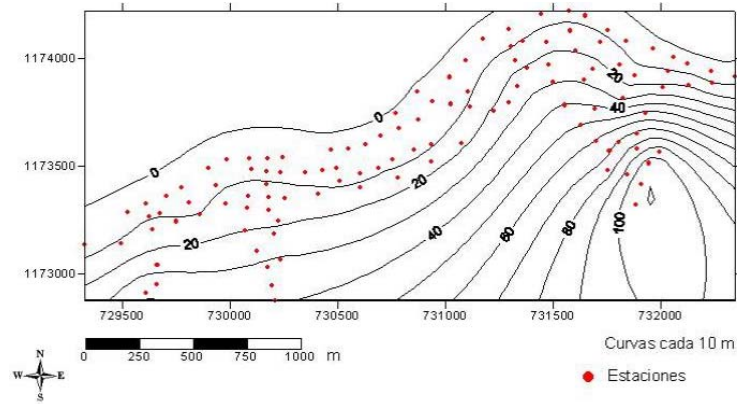


Fig. N° 4.5.- Altura de las estaciones en el cono de Macuto

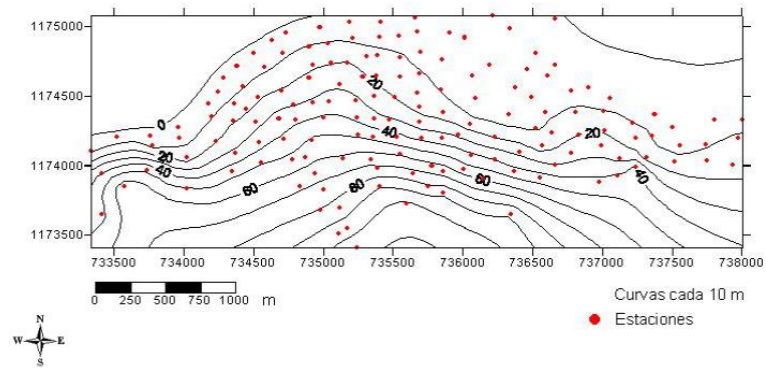


Fig. N° 4.6.- Altura de las estaciones en el cono de Caraballeda

4.3.2.- Corrección de Bouguer

La corrección de Bouguer consiste en eliminar el efecto de la atracción ejercida sobre el punto de observación por el material ubicado entre éste y el nivel de referencia. 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:

$$C_b = \pm 0.04191 \cdot h \cdot \rho_b$$

Donde:

h = es la diferencia de altura entre el punto de observación y el nivel de referencia.

ρ_b = es la densidad más representativa de las rocas subyacentes a punto de observación dada en gr/cm^3 .

Si la estación se encuentra por encima del nivel de referencia, esta corrección tendrá signo negativo, para remover el efecto de atracción ejercido sobre la estación por el material ubicado entre ésta y el nivel de referencia, en caso contrario tendrá signo positivo para contrarrestar el déficit atractivo de la lámina faltante de material. De este modo se observa que el signo de esta corrección es opuesto al de la corrección de aire libre.

4.3.3.- Corrección topográfica

Se aplica en zonas con relieves topográficos importantes en los alrededores de la zona de estudio. Corrige la atracción ejercida sobre el punto de observación por el material ubicado en las adyacencias o la ausencia de esta atracción debida a relieves negativos. En ambos caso la corrección tiene signo positivo.

Para el cálculo de esta corrección no se posee una ecuación matemática, su magnitud depende de los desniveles topográficos y de la densidad de la roca del entorno. 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 a 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 programa fue alimentado con datos de la topografía en una ventana ubicada entre los siguientes límites:

Vértices	La Guaira		Macuto		Caraballeda	
	Norte	Este	Norte	Este	Norte	Este
A	1200000	700000	1200000	704000	1200000	708000
B	1200000	752000	1200000	756000	1200000	760000
C	1152000	752000	1152000	756000	1152000	760000
D	1152000	700000	1152000	704000	1152000	708000

Tabla N° 4.1- Límites de la zona tomada para la corrección topográfica

La topografía fue digitalizada para ser introducida al programa a partir de mapas topográficos escala 1:2000 del Ministerio de Infraestructura (MINFRA) y mapas topográficos escala 1:25000 y 1:100000 de Cartografía Nacional.

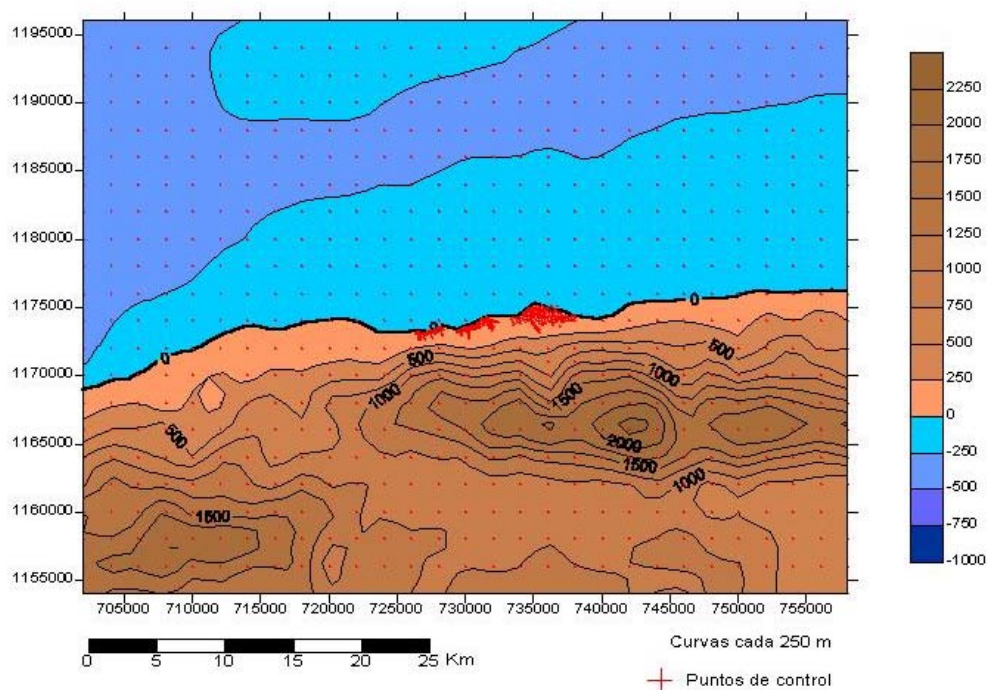


Fig. N° 4.7.- Topografía digitalizada de la zona de estudio

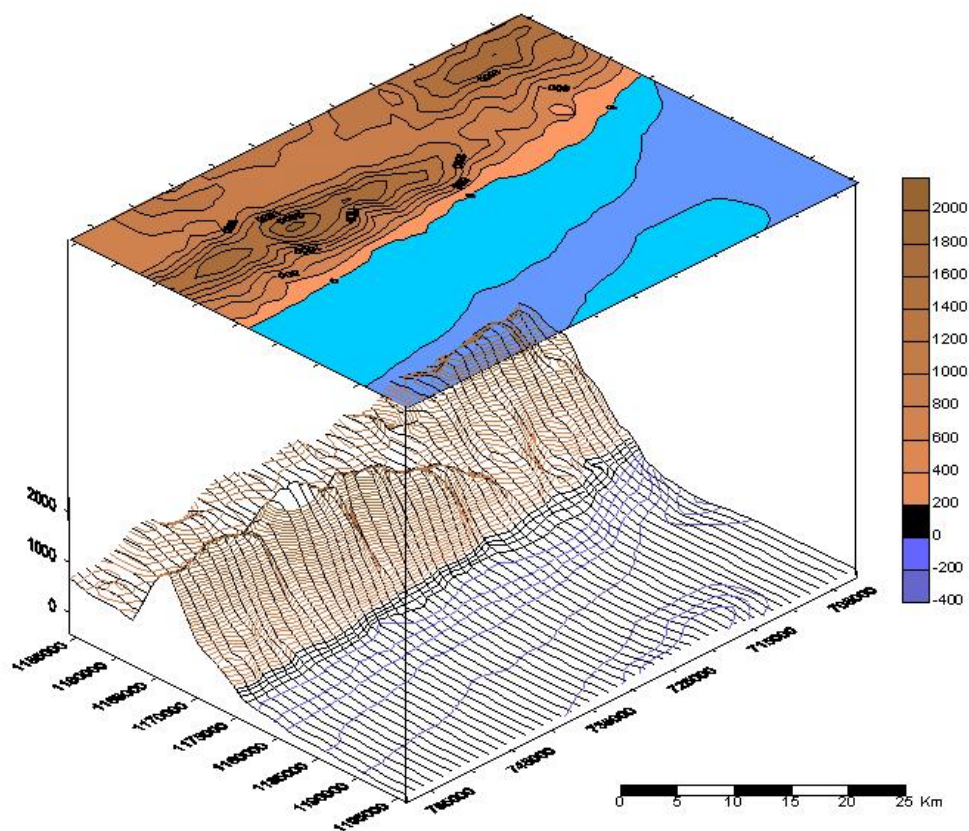


Fig. N° 4.8.- Modelo 3D de la topografía digitalizada

Para comprobar la eficiencia del programa se tomó una estación en cada uno de los conos aluviales y fue corregida manualmente utilizando las tablas de Hammer, a continuación se muestra la comparación de los resultados obtenidos con ambos métodos.

Estación	Corrección	
	Hammer (mgales)	Terrain (mgales)
LG41	8.673	8.717
M96	8.448	8.603
C18	7.356	7.349

Tabla N° 4.2.- Comparación de corrección topográfica calculada mediante el uso de la retícula de Hammer y mediante el programa TERRAIN

En los mapas presentados a continuación (Figuras 4.9 a 4.11) 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 sur de la zona de estudio en los tres conos. Se observa un valor máximo de toda la zona de 16.56 miligales en el cono de Macuto y un valor mínimo de 6.43 miligales en el cono de Caraballeda hacia la línea de costa. El cono de Macuto presenta el mayor gradiente, con un valor aproximado de 9 mgal/Km, contra 8 mgal/Km en Caraballeda y 6.5 mgal/Km en el cono de La Guaira, siendo este último el menor de los tres.

Comparando los valores obtenidos con el programa TERRAIN y los calculados con la retícula de Hammer (Op. Cit) (tabla N°. 4.2), se puede garantizar la eficiencia del cálculo de la corrección topográfica realizado por el software; la variación de estos valores se encuentra en las décimas de miligales.

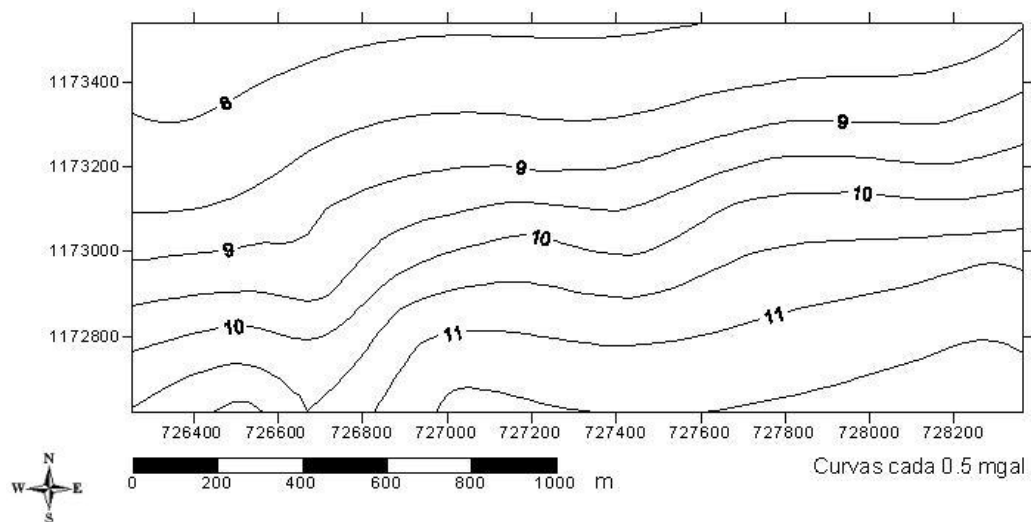


Fig. N° 4.9.- Isocorrección topográfica del cono de La Guaira

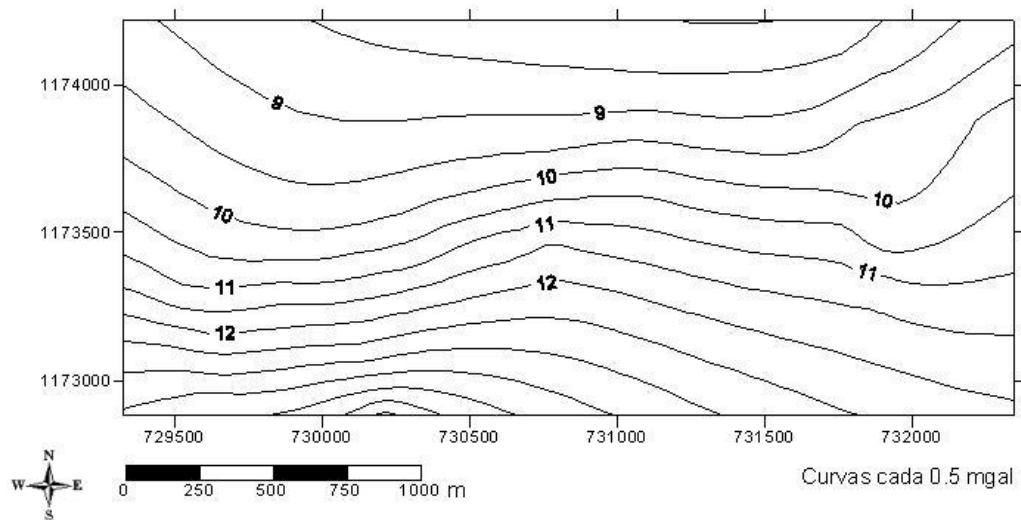


Fig. N° 4.10.- Isocorrección topográfica del cono de Macuto

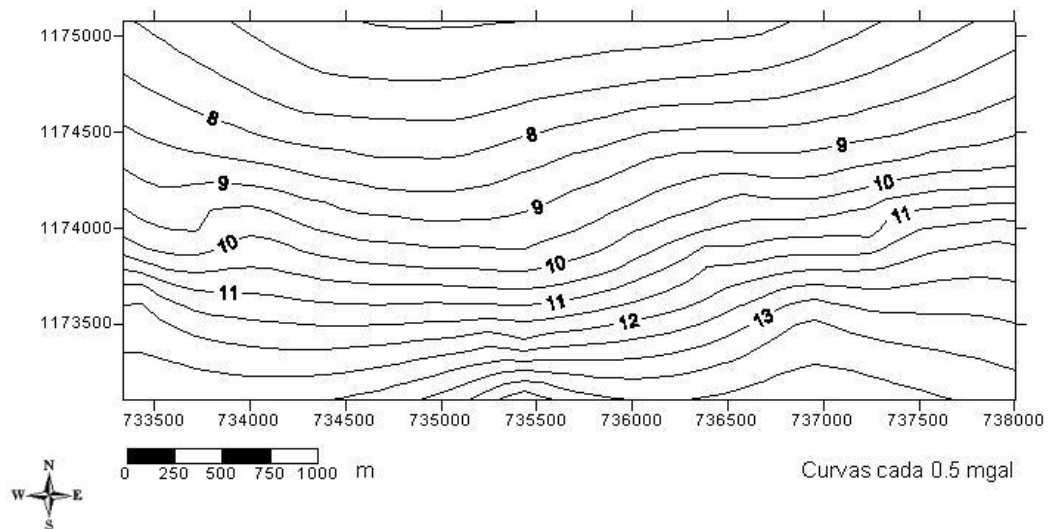


Fig. N° 4.11.- Isocorrección topográfica del cono de Caraballeda

4.4.- Evaluación Estadística de los Datos Gravimétricos.

Con la finalidad de cuantificar la calidad de los datos gravimétricos, se realizó un análisis estadístico, aplicando estadística clásica con ayuda del software SPSS v.10.0 desarrollado por

SPSS Inc. (1999). Se obtuvieron las medidas de tendencia central y de dispersión y los principales estadígrafos para establecer la normalidad de los datos.

Los resultados obtenidos se muestran a continuación:

	Casos					
	Válidos		Perdidos		Total	
	N	Porcentaje	N	Porcentaje	N	Porcentaje
ABLG	57	100,0%	0	,0%	57	100,0%

Tabla N° 4.3.- Resumen de procesamiento de casos de los datos del cono de La Guaira

			Estadístico	Error típ.
ABLG	Media		72,0540	,2134
	Intervalo de confianza para la media al 95%	Límite inferior	71,6265	
		Límite superior	72,4815	
	Media recortada al 5%		72,0417	
	Mediana		72,0900	
	Varianza		2,596	
	Desv. típ.		1,6111	
	Mínimo		68,67	
	Máximo		76,69	
	Rango		8,02	
	Amplitud intercuartil		2,1200	
	Asimetría		,129	,316
	Curtosis		,299	,623

Tabla N° 4.4.- Tabla descriptiva de datos del cono de La Guaira

	Kolmogorov-Smirnov		
	Estadístico	gl	Sig.
ABLG	,061	57	,200

Tabla N° 4.5.- Prueba de normalidad de datos del cono de La Guaira

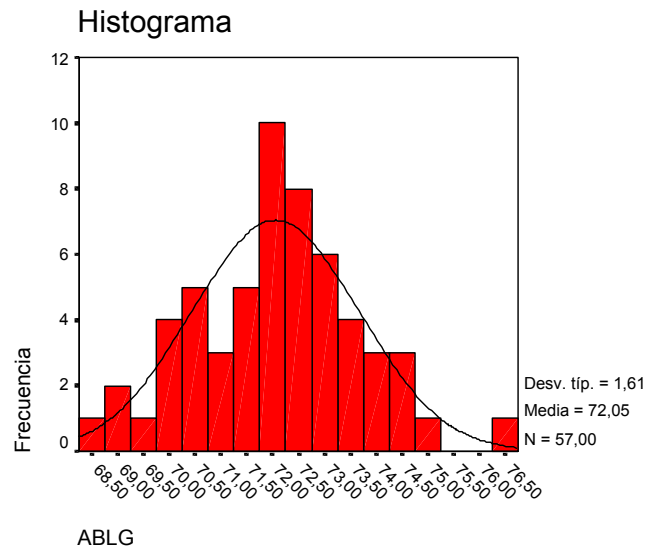


Fig. N° 4.12.- Histograma de frecuencias de Anomalías de Bouguer en el cono de La Guaira

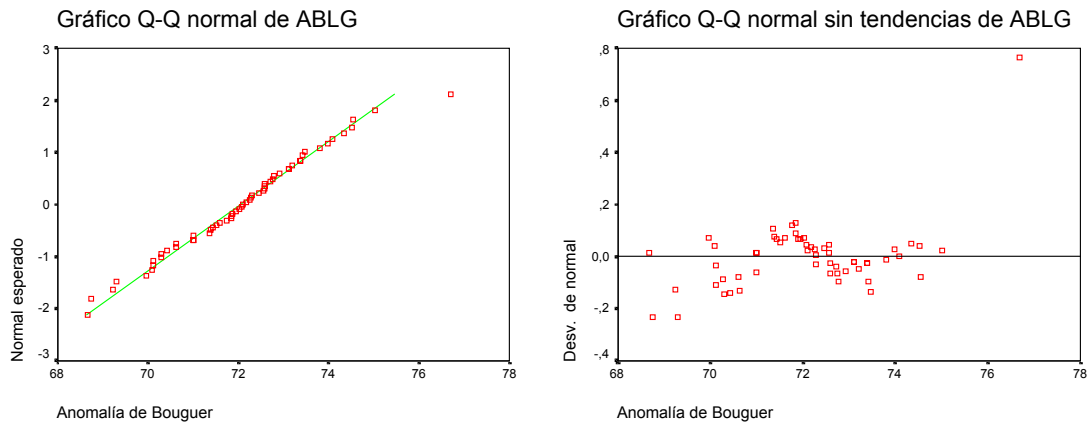


Fig. N° 4.13.- Gráficos de Anomalías de Bouguer, normal Q-Q y normal Q-Q sin tendencias.
Cono de La Guaira

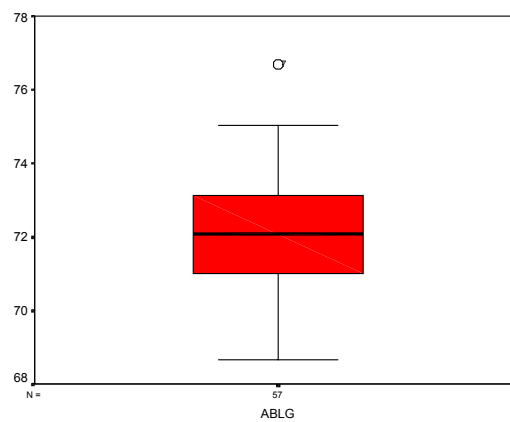


Fig. N° 4.14.- Gráfico boxplot de Anomalías de Bouguer del cono de La Guaira

	Casos					
	Válidos		Perdidos		Total	
	N	Porcentaje	N	Porcentaje	N	Porcentaje
ABMAC	120	100,0%	0	,0%	120	100,0%

Tabla N° 4.6.- Resumen de procesamiento de casos de los datos del cono de Macuto

			Estadístico	Error típ.
ABMAC	Media		69,9602	,2805
	Intervalo de confianza para la media al 95%	Límite inferior	69,4047	
		Límite superior	70,5156	
	Media recortada al 5%		69,9898	
	Mediana		70,2700	
	Varianza		9,443	
	Desv. típ.		3,0729	
	Mínimo		63,31	
	Máximo		76,28	
	Rango		12,97	
	Amplitud intercuartil		4,4475	
	Asimetría		-,205	,221
	Curtosis		-,576	,438

Tabla N° 4.7.- Tabla descriptiva de datos del cono de Macuto

	Kolmogorov-Smirnov		
	Estadístico	gl	Sig.
ABMAC	,067	120	,200

Tabla N° 4.8.- Prueba de normalidad de datos del cono de Macuto

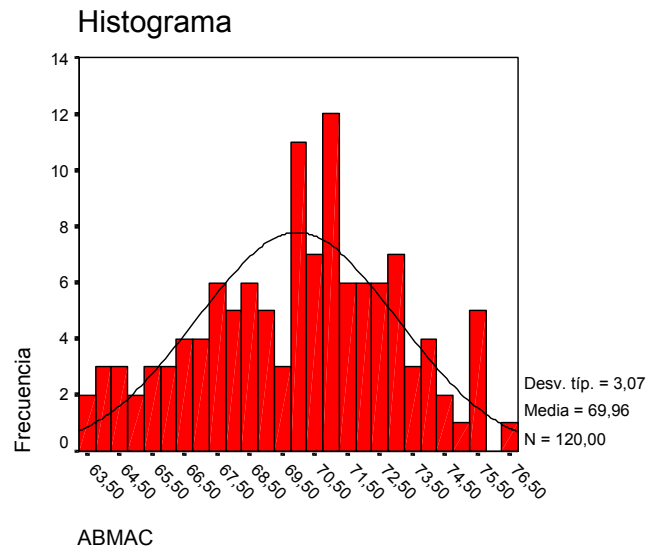


Fig. N° 4.15.- Histograma de frecuencias de Anomalías de Bouguer en el cono de Macuto

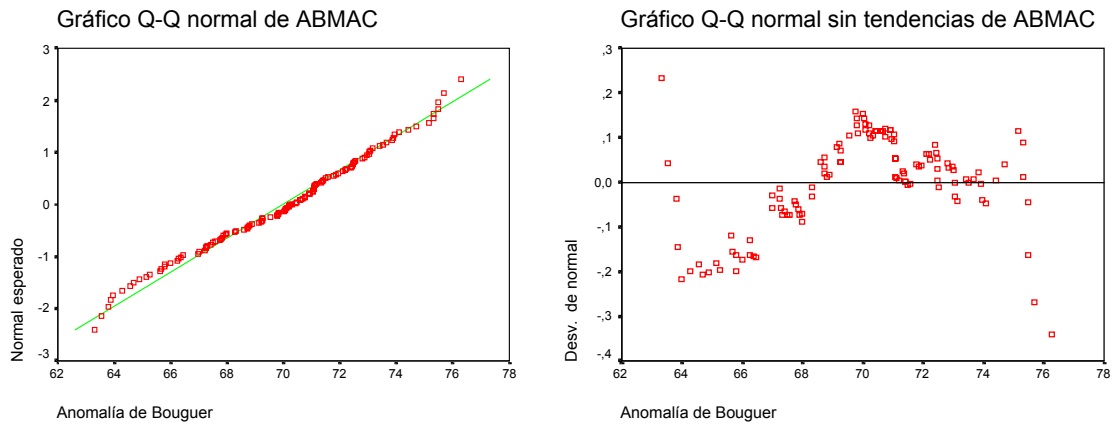


Fig. N° 4.16.- Graficos de Anomalías de Bouguer, normal Q-Q y normal Q-Q sin tendencias. Cono de Macuto

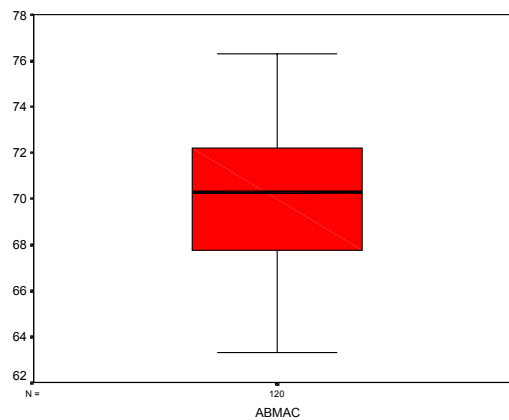


Fig. N° 4.17.- Gráfico boxplot de Anomalías de Bouguer del cono de Macuto

	Casos					
	Válidos		Perdidos		Total	
	N	Porcentaje	N	Porcentaje	N	Porcentaje
ABCAR	167	100,0%	0	,0%	167	100,0%

Tabla N° 4.9.- Resumen de procesamiento de casos de los datos del cono de Caraballeda

			Estadístico	Error típ.
ABCAR	Media		67,7354	,3147
	Intervalo de confianza para la media al 95%	Límite inferior	67,1142	
		Límite superior	68,3567	
	Media recortada al 5%		67,6376	
	Mediana		68,1800	
	Varianza		16,535	
	Desv. típ.		4,0663	
	Mínimo		60,34	
	Máximo		83,36	
	Rango		23,02	
	Amplitud intercuartil		6,3600	
	Asimetría		,275	,188
	Curtosis		,051	,374

Tabla N° 4.10.- Tabla descriptiva de datos del cono de Caraballeda

	Kolmogorov-Smirnov		
	Estadístico	gl	Sig.
ABCAR	,066	167	,071

Tabla N° 4.11.- Prueba de normalidad de datos del cono de Caraballeda

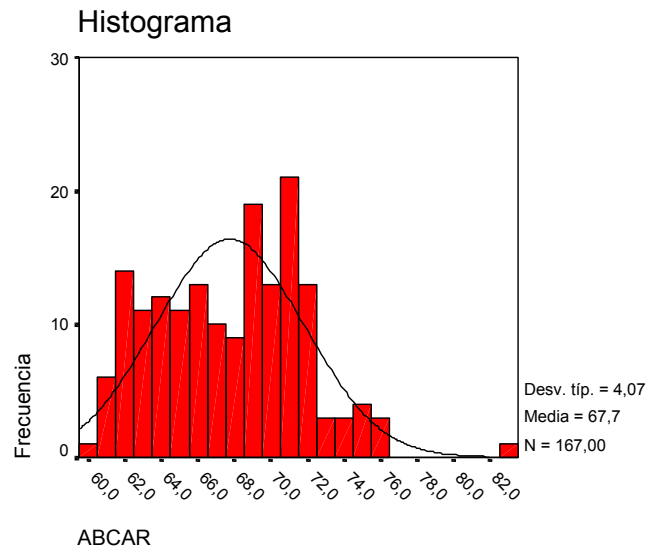


Fig. N° 4.18.- Histograma de frecuencias de Anomalías de Bouguer en el cono de Caraballeda

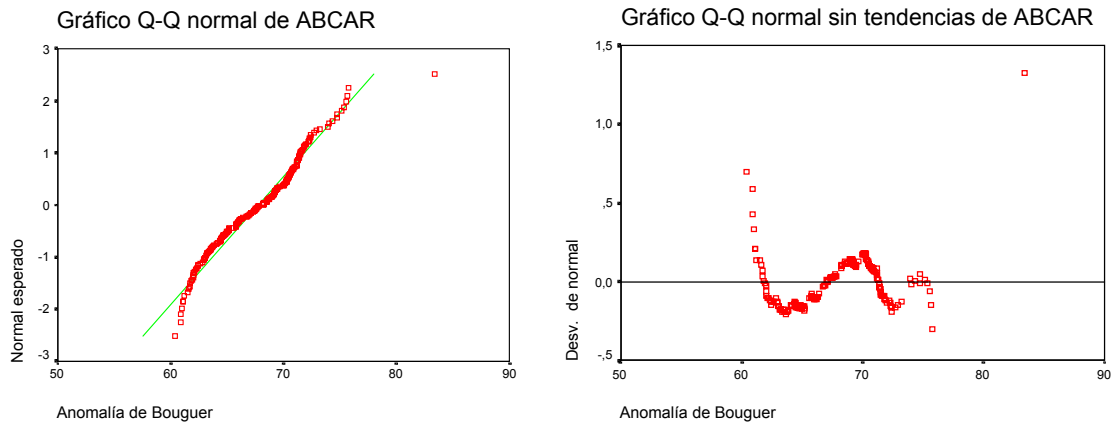


Fig. N° 4.19.- Gráficos de Anomalías de Bouguer, normal Q-Q y normal Q-Q sin tendencias. Cono de Caraballeda

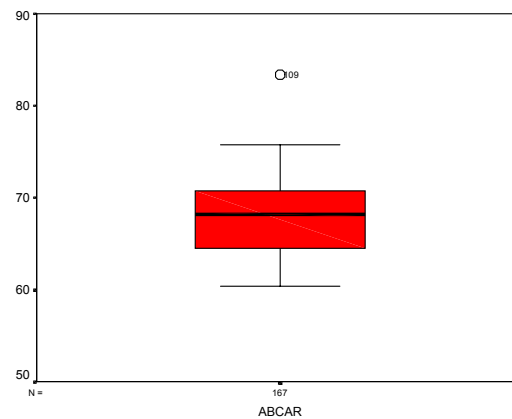


Fig. N° 4.20.- Gráfico boxplot de Anomalías de Bouguer del cono de Caraballeda

El número total de datos considerados es de 344 estaciones: 57 en el cono de La Guaira, 120 en el cono de Macuto y 167 en el cono de Caraballeda. A continuación, la tabla N° 5.1 muestra un resumen de los principales parámetros estadísticos de los tres conos.

Cono	Máximo	Mínimo	Media	Mediana	Varianza	Desviación Típica
La Guaira	76.69	68.67	72.05	72.09	2.59	1.61
Macuto	76.28	63.31	69.96	70.27	9.44	3.07
Caraballeda	83.36	60.34	67.74	68.18	16.54	4.06

Tabla N° 4.12- Resumen de parámetros estadísticos de los datos gravimétricos de los conos estudiados
(valores en mgal)

Se puede observar en esta tabla la influencia del área superficial, el cono de Caraballeda posee la mayor variabilidad de los datos, esto se refleja tanto en la diferencia entre sus valores extremos como en los mayores valores en las medidas de dispersión. Se pueden observar de igual manera los valores de las medidas de tendencia central, el cono de La Guaira muestra los máximos valores mientras que el cono de Caraballeda presenta los mínimos.

Los conos de Macuto y La Guaira muestran una clara tendencia al comportamiento normal reflejado tanto en el ajuste del histograma de frecuencia como en la prueba de normalidad aplicada, donde se observa un valor muy bajo del estadístico y un alto valor de significancia, mientras en el cono de Caraballeda se observa un menor ajuste. No obstante, los valores de desviación típica y varianza se encuentran dentro de valores bajos en relación a los límites del histograma de frecuencias, además en la prueba de normalidad (test de Kolmogorov-Smirnov) el valor del estadístico es bajo al igual que el de significancia; este comportamiento sugiere la presencia de múltiples poblaciones de datos.

Los gráficos Normal Q-Q y Normal Q-Q sin tendencias también muestran una tendencia clara al comportamiento normal en el cono de La Guaira, donde se observa un buen ajuste en la gráfica Normal Q-Q, y una desviación máxima de la normalidad de 0.2 en la gráfica Normal Q-Q sin tendencias. En el cono de Macuto se observa también un buen ajuste, aunque con una mayor desviación en los extremos. La mayor desviación se observa en el cono de Caraballeda, también se observa una mayor desviación en los extremos.

En los gráficos box plot, para los tres casos, se puede observar un comportamiento bastante simétrico de los datos con respecto a la mediana y que la mayor parte de los datos adquiridos se encuentran cercanos a la tendencia central. En general, el comportamiento de los parámetros estadísticos analizados para los tres conos permite establecer que los datos gravimétricos adquiridos tienden a la normalidad y son confiables.

4.5.- Análisis Geoestadístico de los Datos

A fin de conocer la variación espacial de los datos se aplicó un análisis geoestadístico el cual consiste en una aplicación de varios métodos estadísticos que permiten describir la autocorrelación espacial de los datos de la muestra mediante una variedad de modelos espaciales. Este estudio se llevó a cabo utilizando el programa GRIDSTAT v.99.01 (GRIDSTATPRO Inc., 1999), el cual proporciona variogramas, elipses de anisotropía, mapas, modelos tridimensionales, entre otros productos derivados de la muestra.

Inicialmente se presenta una tabla con los resultados de los distintos ajustes de datos con los variogramas: fractales, cíclico, semigaussiano, gaussiano, exponencial y esférico. Para los tres conjuntos de datos, correspondientes a cada uno de los conos aluviales estudiados se observó el menor error de ajuste en los modelos semigaussianos, por consiguiente es ésta la curva de ajuste mostrada. Luego se muestran la roseta de distribución y la elipse de anisotropía, en base a las cuales se puede determinar la continuidad espacial de los datos. En la elipse de anisotropía el eje mayor corresponde a la dirección de mayor continuidad de los datos y el eje menor a la mayor variación de los mismos.

Una vez establecido el modelo teórico de distribución espacial de los datos se aplicó el método de Kriging para la construcción del mapa de anomalías de Bouguer, este método asigna un valor estimado a una localización determinada, dicha estimación corresponde a una combinación ponderada de los valores de la muestra alrededor del punto a ser estimado. Este método reduce al mínimo la variación de los errores de valoración.

Los mapas de anomalías de Bouguer y modelos tridimensionales mostrados en esta sección fueron construidos con el programa GRIDSTAT.

VARG	CL	CL2	ASIM	CLS	NUGGET	SILL	ERROR	Some
0.4	453441.	159134.	90.000	1.000	0.000	16.7505	56.1618	All
0.2	3.713E8	1.303E8	90.000	1.000	0.000	16.4403	67.9328	All
Cyc	16395.4	5743.37	90.000	1.000	0.000	17.7204	31.0854	All
Hal	8811.14	3084.09	90.000	1.000	0.000	18.3676	23.0639	All
Gau	7297.62	2555.88	90.000	1.000	0.000	18.6530	24.9070	All
Exp	30362.0	10636.9	90.000	1.000	0.000	18.0264	32.9857	All
Sph	15605.3	5473.46	90.000	1.000	0.000	17.6096	31.1073	All
XY Division Size= 92.6056 Logsc1,ndir 0 4								
XY Division Size= 92.6056 Logsc1,ndir 0 4								
XY Division Size= 92.6056 Logsc1,ndir 0 4								
XY Division Size= 92.6056 Logsc1,ndir 0 4								
***** end of file *****								

Tabla N° 4.13.- Ajuste de los modelos de Variograma. Cono de La Guaira

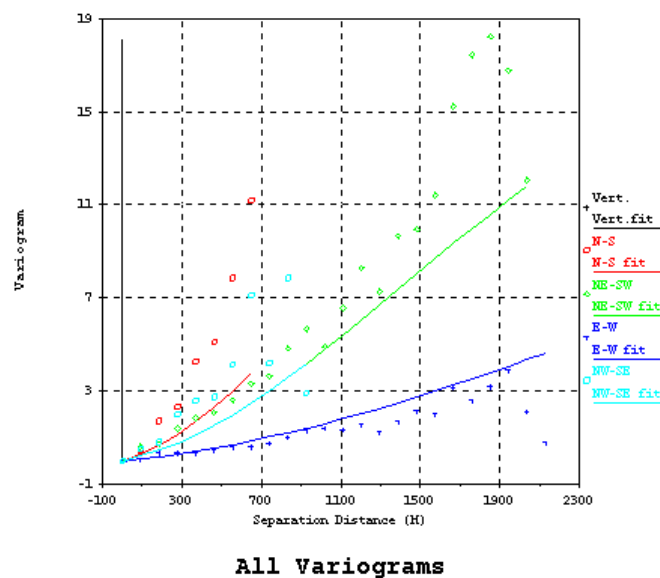


Fig. N° 4.21.- Curva de ajuste del variograma semigaussiano. Cono de La Guaira

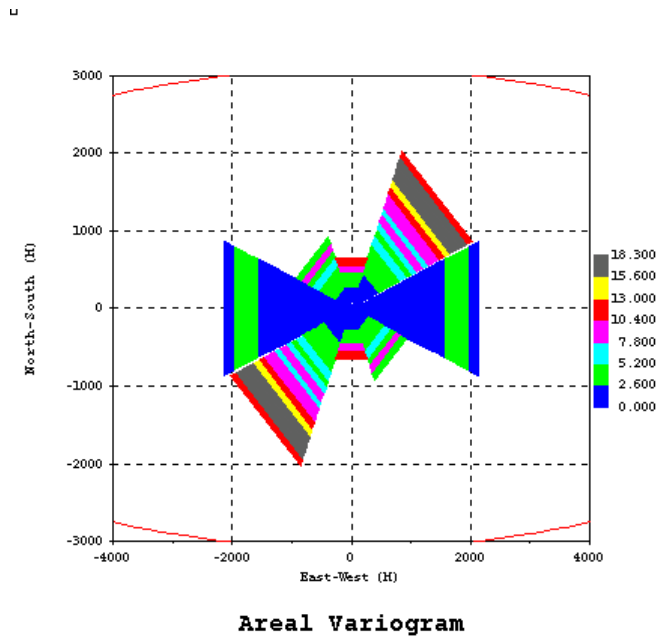


Fig. N° 4.22.- Roseta de distribución espacial de los datos del cono de La Guaira

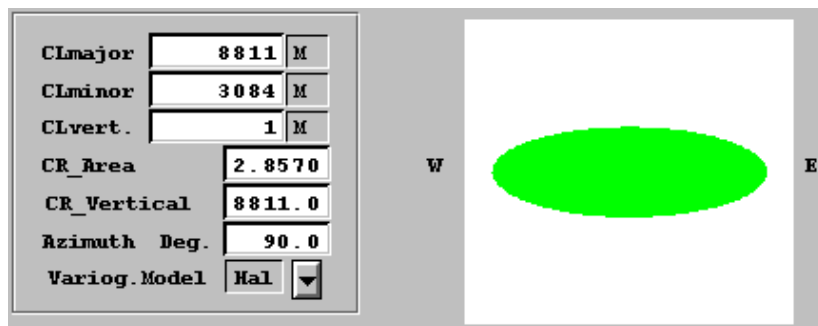


Fig. N° 4.23.- Elipse de anisotropía de los datos del cono de La Guaira

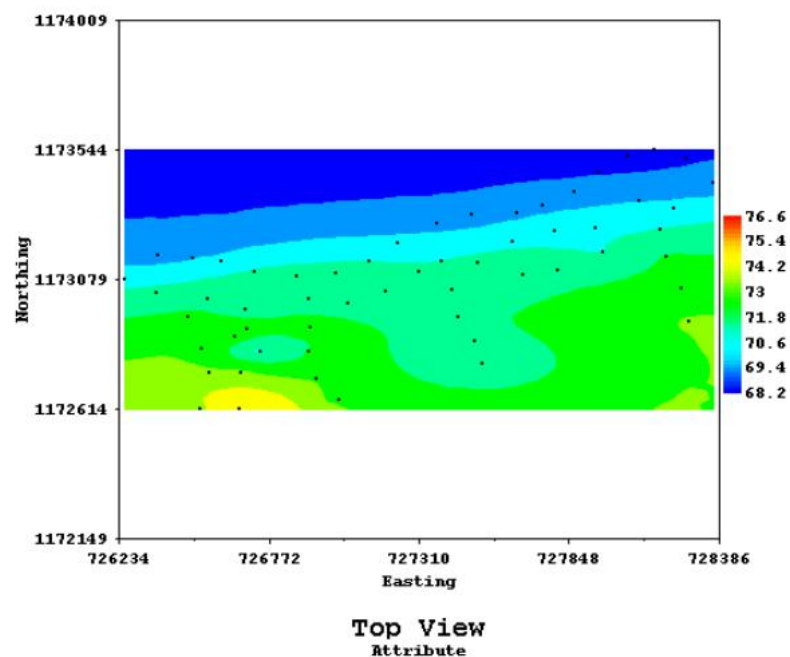


Fig. N° 4.24.- Mapa de Anomalías de Bouguer del cono de La Guaira

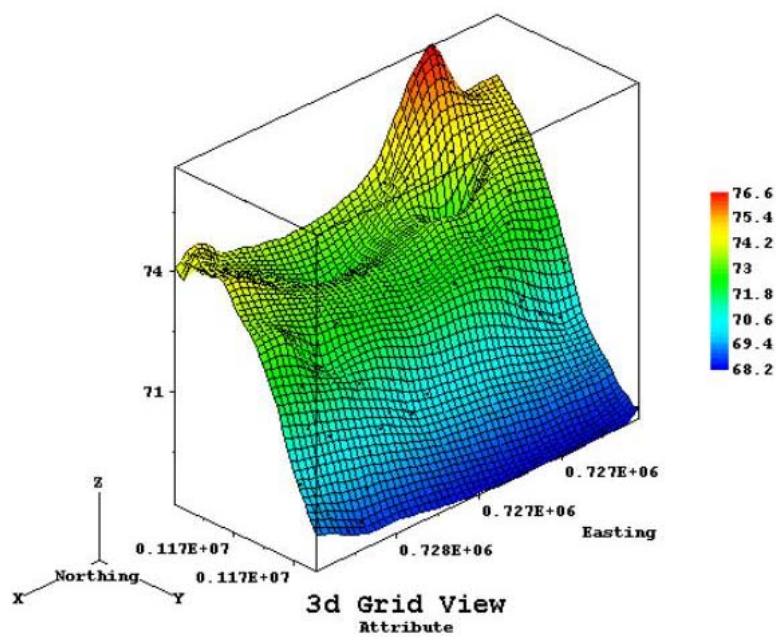


Fig. N° 4.25.- Mapa 3D de Anomalías de Bouguer del cono de La Guaira

```

Limit min,max,maxcpt,wells: 0 0 0 300
VARG CL CL2 ASIH CLS NUGGET SILL ERROR Some
0.4 273006. 95774.1 90.000 1.000 0.000 43.5364 76.8384 All
0.2 1.021E8 3.573E7 90.000 1.000 0.000 42.8650 94.4721 All
Cyc 15985.0 5596.53 90.000 1.000 0.000 45.0756 41.1535 All
Hal 9841.88 3445.46 90.000 1.000 0.000 48.8747 30.6125 All
Gau 8484.77 2978.56 90.000 1.000 0.000 49.6638 32.0835 All
Exp 34102.4 11940.7 90.000 1.000 0.000 53.5994 43.9068 All
Sph 15306.8 5363.32 90.000 1.000 0.000 45.2156 41.1292 All
XY Division Size= 97.2943 Logsel,ndir 0 4
***** end of file *****

```

Tabla N° 4.14.- Ajuste de los modelos de Variograma. Cono de Macuto

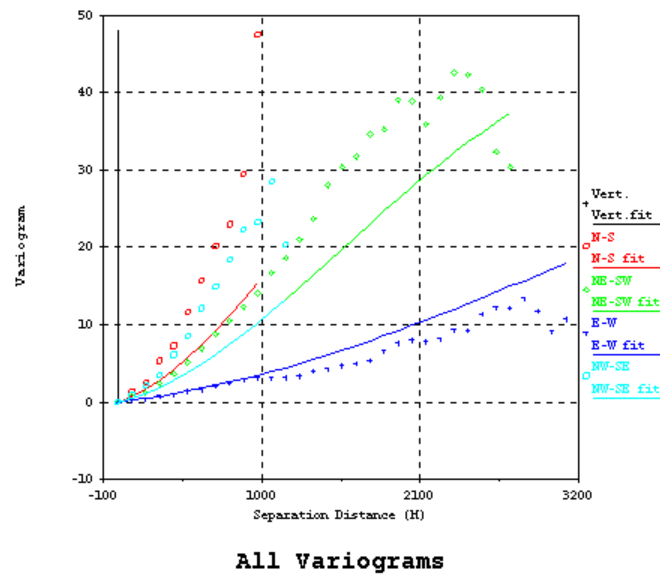


Fig. N° 4.26.- Curva de ajuste del variograma semigaussiano. Cono de Macuto

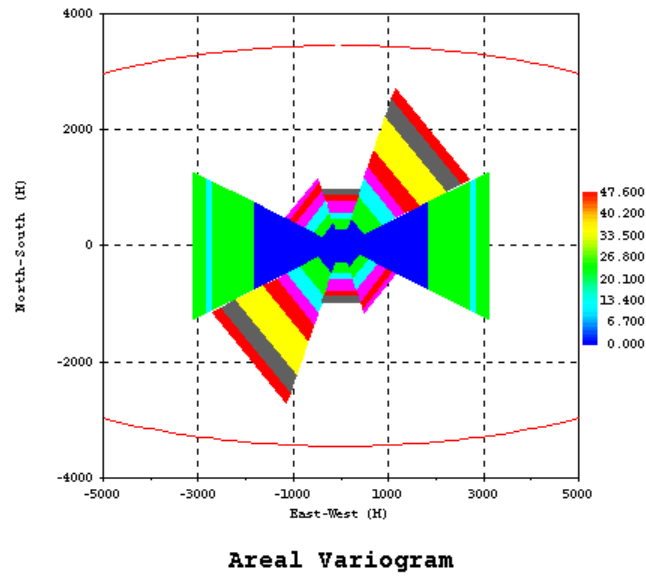


Fig. N° 4.27.- Roseta de distribución espacial de los datos del cono de Macuto

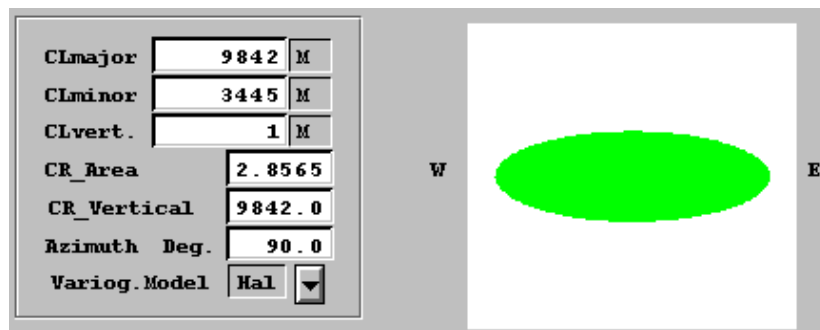


Fig. N° 4.28.- Elipse de anisotropía de los datos del cono de Macuto

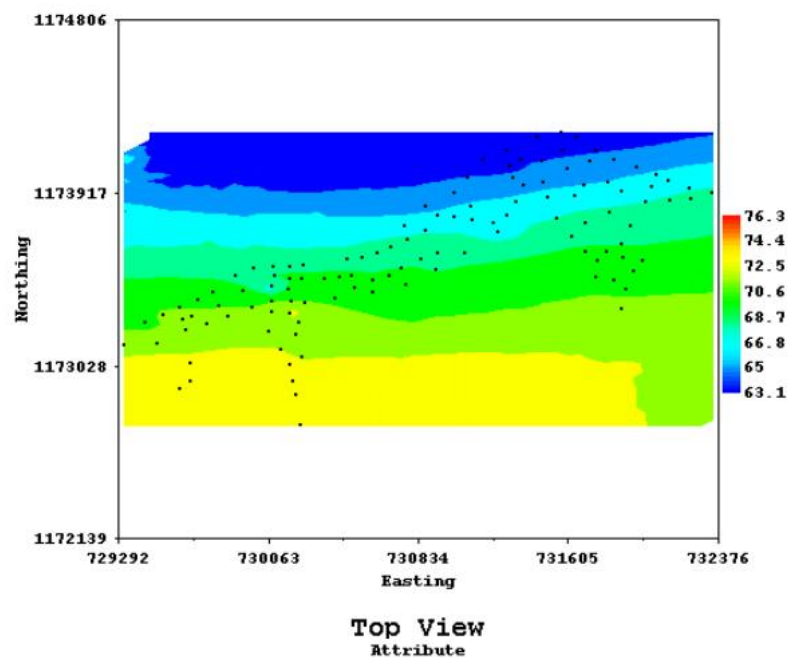


Fig. N° 4.29.- Mapa de Anomalías de Bouguer del cono de Macuto

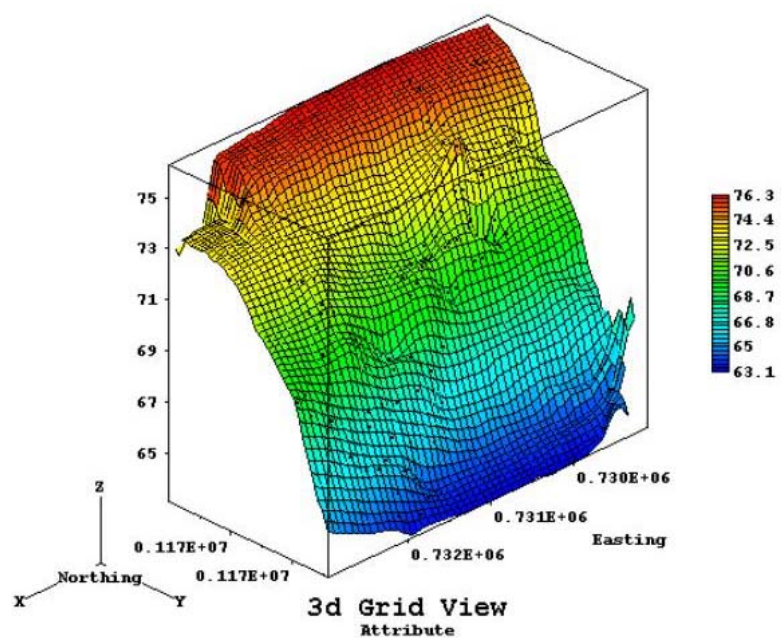


Fig. N° 4.30.- Mapa 3D de Anomalías de Bouguer del cono de Macuto

VARG	CL	CL2	ASIH	CLS	MUGGET	SILL	ERROR	Sone
0.4	3.034E6	1.065E6	90.000	1.000	0.000	.007714	122.182	All
0.2	8.249E9	2.896E9	90.000	1.000	0.000	.007514	148.867	All
Cyc	55045.3	19305.2	90.000	1.000	0.000	.008188	74.1724	All
Hal	25521.4	8958.53	90.000	1.000	0.000	.008266	66.9029	All
Gau	19142.8	6718.96	90.000	1.000	0.000	.008109	74.2413	All
Exp	101058.	35417.4	90.000	1.000	0.000	.008160	75.4165	All
Sph	52360.2	18363.5	90.000	1.000	0.000	.008157	74.1651	All

XY Division Size= 117.507 Logsel,ndir 0 4
 ***** end of file *****

Tabla N° 4.15.- Ajuste de los modelos de Variograma. Cono de Caraballeda

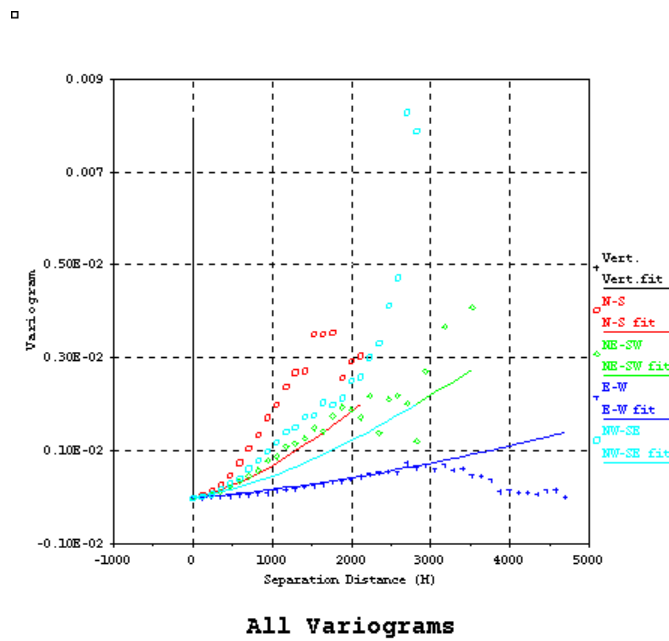


Fig. N° 4.31.- Curva de ajuste del variograma semigaussiano. Cono de La Guaira

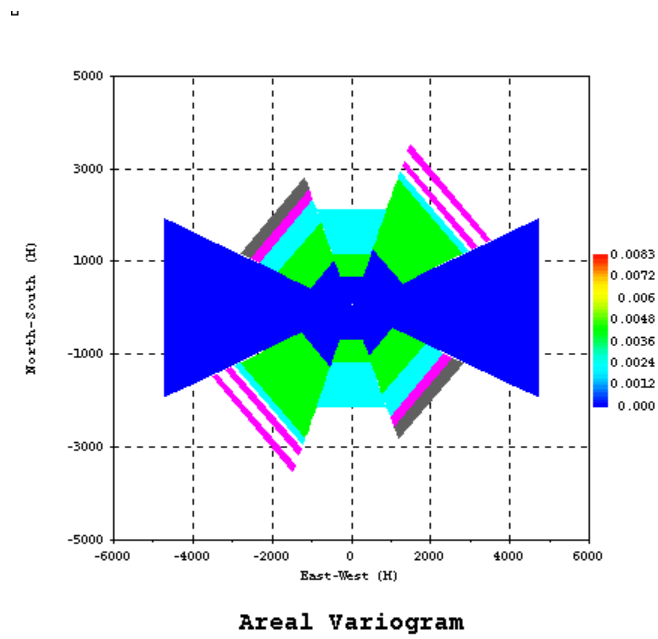


Fig. N° 4.32.- Roseta de distribución espacial de los datos del cono de Caraballeda

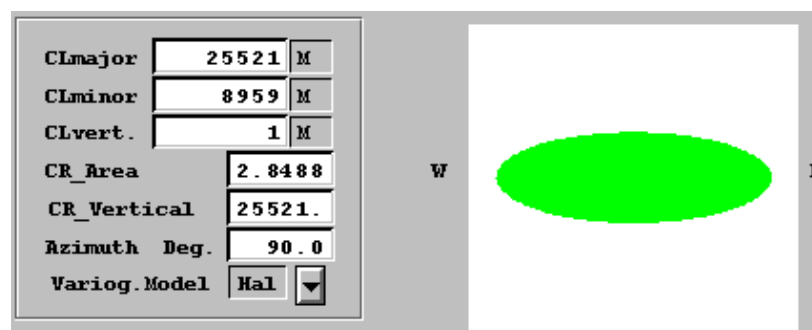


Fig. N° 4.33.- Elipse de anisotropía de los datos del cono de Caraballeda

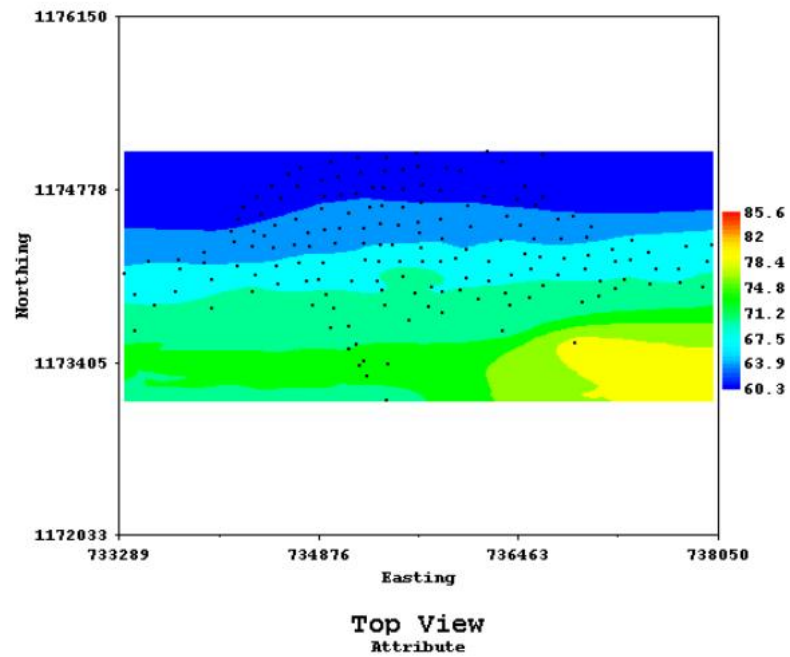


Fig. N° 4.34.- Mapa de Anomalías de Bouguer del cono de Caraballeda

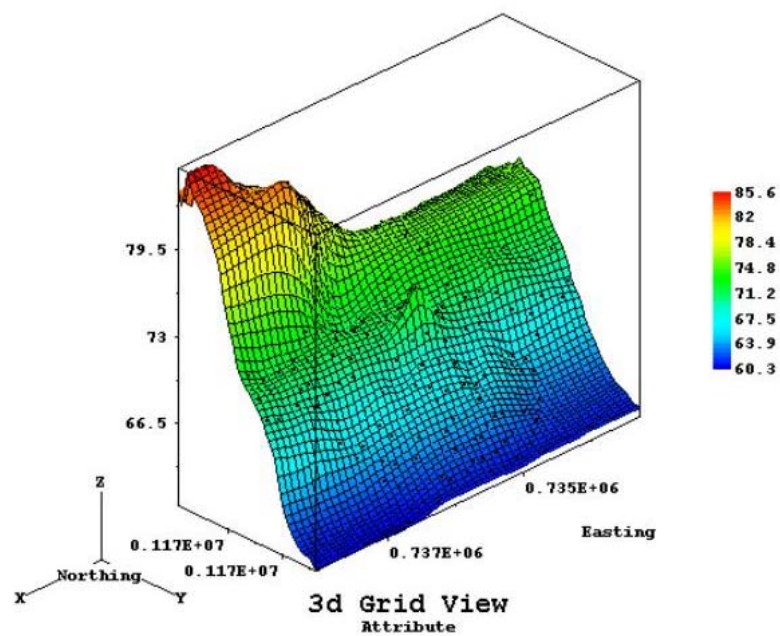


Fig. N° 4.35.- Mapa 3D de Anomalías de Bouguer del cono de Caraballeda

Los variogramas teóricos realizados con el programa GRIDSTATPRO (GRIDSTATPRO Inc., 1999) (figuras 4.21, 4.26 y 4.31), muestran en los tres conos un máximo ajuste y error mínimo para las distribuciones semigaussianas (tablas 4.12 a 4.14), este comportamiento refleja una variación suave de los datos; el mejor ajuste se observa en la dirección este-oeste.

Se puede observar una marcada anisotropía de los datos tanto en las rosetas de distribución espacial (figuras 4.22, 4.27 y 4.32) como en las elipses de anisotropía (figuras 4.23, 4.28 y 4.33), en los tres casos la dirección de mayor continuidad de los datos posee un azimut de 90°, siendo paralelo a la Sierra de Ávila y debe su comportamiento al fuerte buzamiento del basamento hacia el norte.

4.6.- Efectos Regionales y Residuales

Dado que los mapas de anomalías de Bouguer muestran las variaciones laterales de la aceleración de gravedad, solamente producirán anomalías los cambios laterales de densidad. Cambios estrictamente verticales de densidad producirían el mismo efecto en todas partes y por lo tanto no se observarían anomalías en los mapas.

El campo gravitatorio es la superposición de las anomalías resultantes de las variaciones de la densidad a varias profundidades. Algunas masas anómalas pueden encontrarse a la misma profundidad que la zona de interés mientras que otras pueden hallarse a profundidades mayores o menores. A medida que la fuente de la anomalía se encuentra más profunda la anomalía se vuelve más extensa y de menor amplitud. La suavidad (o aparente longitud de onda) de las anomalías mantiene generalmente cierta relación directa con la profundidad a la que se encuentran las variaciones laterales de la densidad.

El rango de profundidades que se debe enfatizar depende de los objetivos de la interpretación. Anomalías someras son de interés, por ejemplo, en la exploración minera. Aunque éstas pueden ser observadas como ruido indeseable en otros casos como la prospección petrolera. Al igual que en cualquier otro método geofísico, el factor más útil al momento de llevar a cabo la interpretación es el conocimiento de la geología local.

La extensión horizontal y suavidad de una anomalía es usualmente una medida de la profundidad de las masas anómalas; esta propiedad puede ser utilizada para separar parcialmente los efectos masas anómalas que se encuentran en la zona de interés de las ubicadas a mayor o menor profundidad.

Los efectos de masas profundas son llamados regionales mientras que el campo gravitatorio obtenido luego de remover los efectos regionales es llamado residual.

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 el software comercial SURFER 6.04. desarrollado por Golden Software (Golden Software Inc., 1997)

4.6.1.- Separación de las componentes regional y residual.

La componente regional de la anomalía de Bouguer se obtuvo mediante regresión polinómica. De esta manera se obtuvo un modelo de la tendencia de los datos a gran escala. Tanto la regresión polinómica como los mapas de efectos regionales y residuales se obtuvieron de la aplicación del programa SURFER 6.04.

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 ecuación de la superficie de ajuste seleccionada para el cono de La Guaira es:

$$z(x,y) = 9053.61 + -0.00812242y + 0.000751448x$$

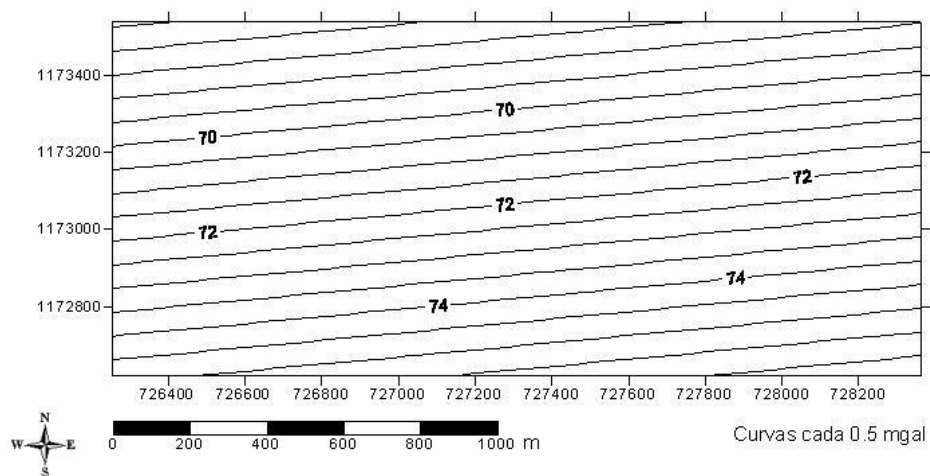


Fig. N° 4.36.- Mapa de componente regional ajustada con un polinomio de 1er grado. Cono de La Guaira

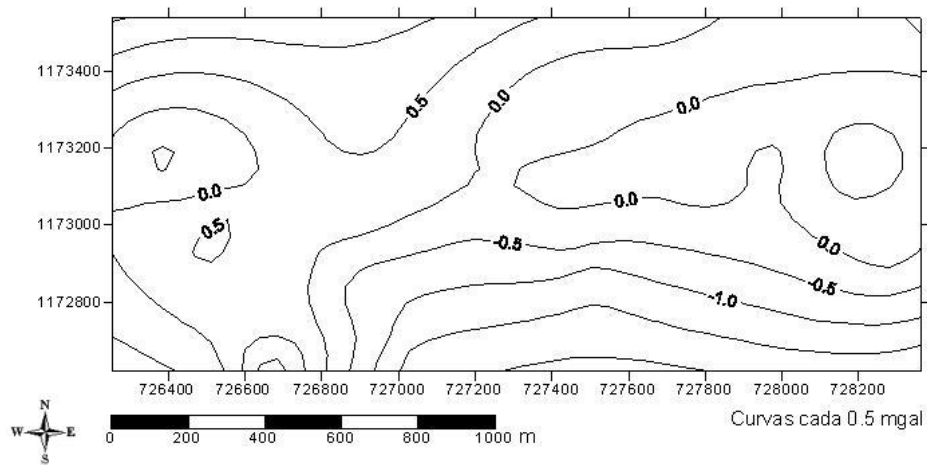


Fig. N° 4.37.- Mapa de componente residual calculada a partir de un polinomio de 1er grado. Cono de La Guaira

La ecuación de la superficie de ajuste seleccionada para el cono de Macuto es:

$$z(x,y) = 12430.6 + -0.0112372y + 0.00113222x$$

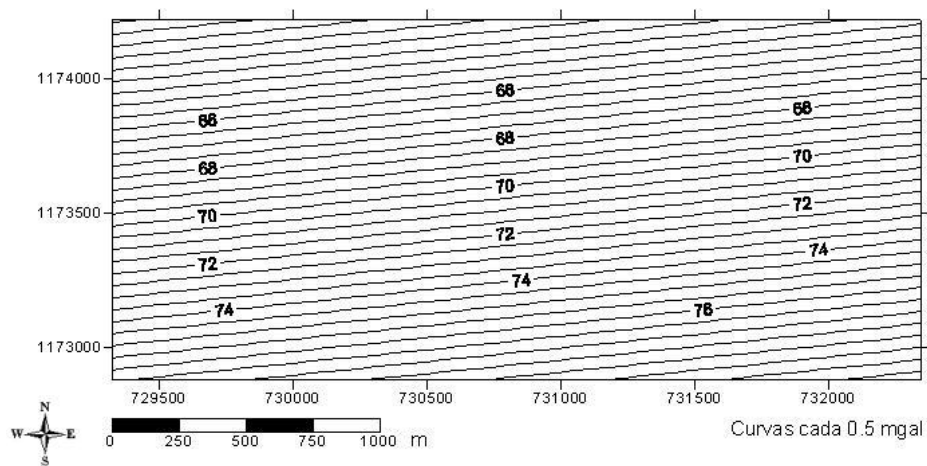


Fig. N° 4.38.- Mapa de componente regional ajustada con un polinomio de 1er grado. Cono de Macuto

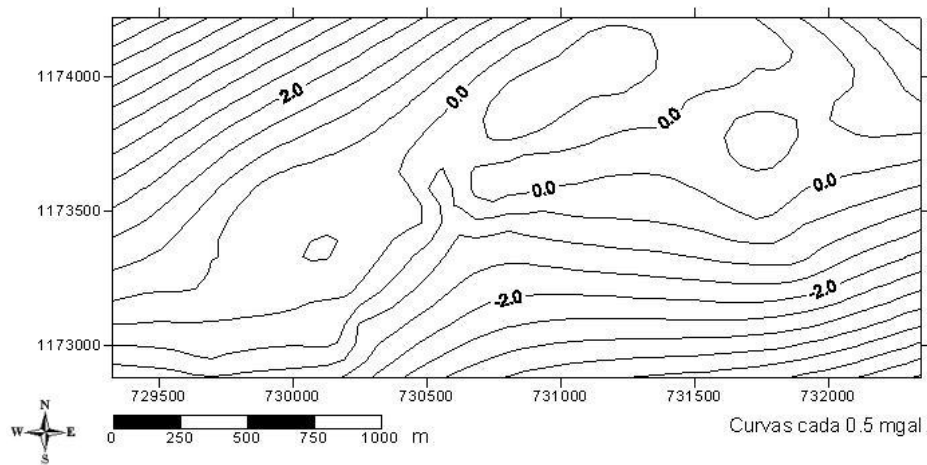


Fig. N° 4.39.- Mapa de componente residual calculada a partir de un polinomio de 1er grado. Cono de Macuto

La ecuación de la superficie de ajuste seleccionada para el cono de Caraballeda es:

$$z(x,y) = 11447.2 + -0.0100035y + 0.000499362x$$

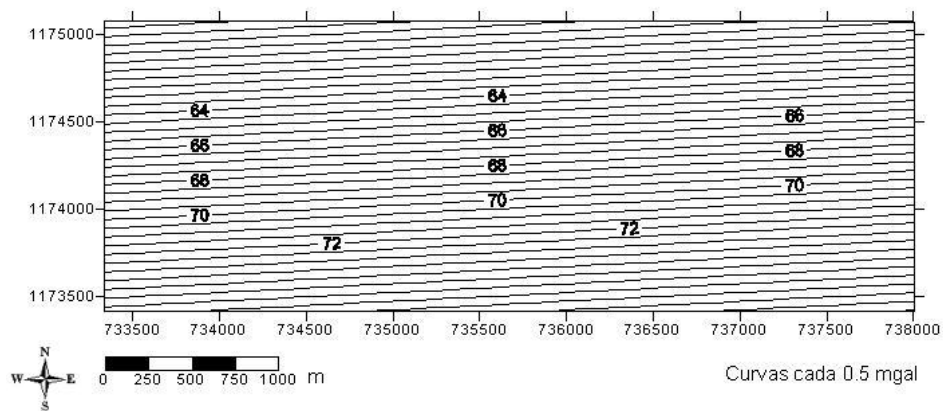


Fig. N° 4.40.- Mapa de componente regional ajustada con un polinomio de 1er grado. Cono de Caraballeda

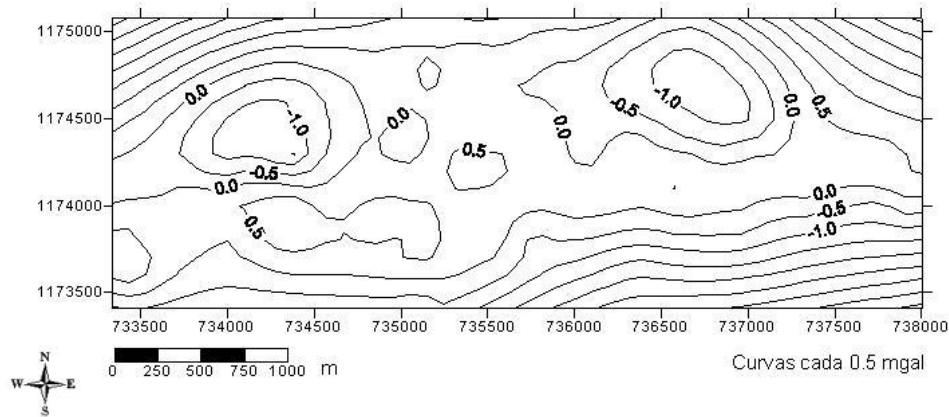


Fig. N° 4.41.- Mapa de componente residual calculada a partir de un polinomio de 1er grado. Cono de Caraballeda

4.7.- Análisis Espectral de 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. Las figuras 4.41 a

4.46 muestran las gráficas del logaritmo de la energía versus la frecuencia del total de los datos para cada uno de los conos estudiados. La profundidad de origen de la anomalía gravimétrica obtenida con el método de Dimitriadis (*op. cit.*) en cada cono se presenta en la tabla N° 4.15. Para este análisis se separó en el cono de La Guaira la zona de Punta de Mulatos y en el cono de Macuto la zona de Punta El Cojo para poder obtener una distribución superficial uniforme de los datos en áreas menores.

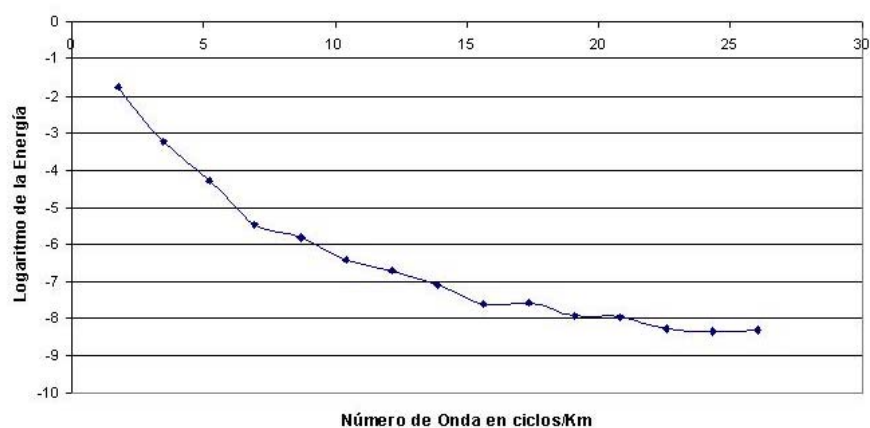


Fig. N° 4.42.- Gráfico de logaritmo de la energía contra frecuencia. Cono de La Guaira (oeste)

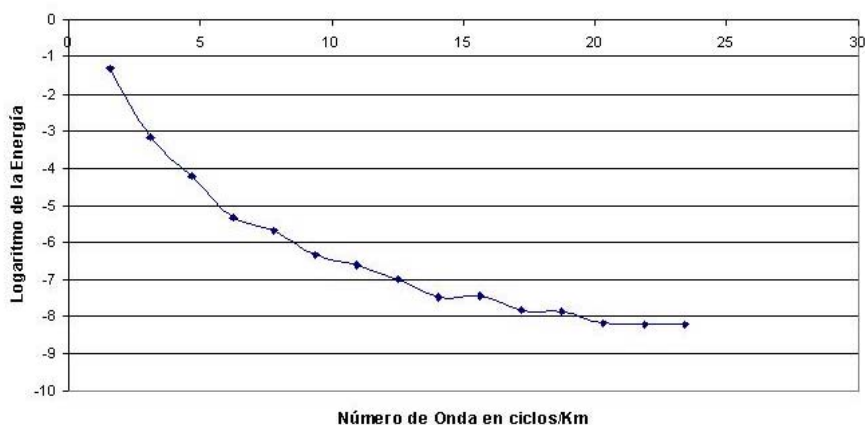


Fig. N° 4.43.- Gráfico de logaritmo de la energía contra frecuencia. Cono de La Guaira (este), Punta de Mulatos

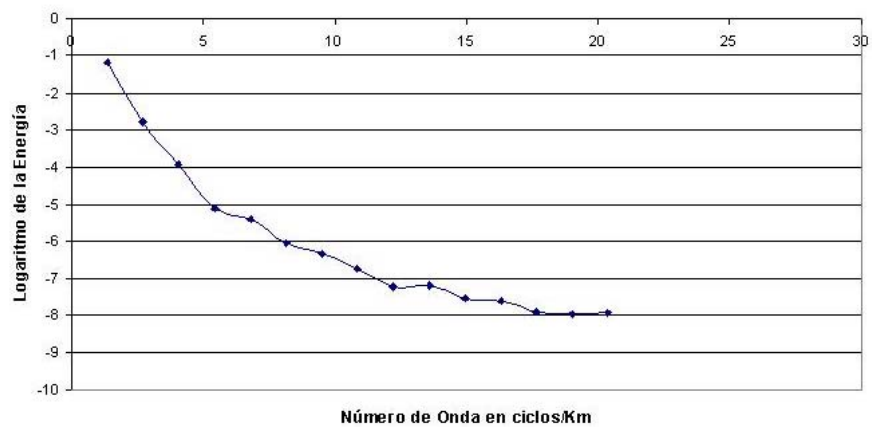


Fig. N° 4.44.- Gráfico de logaritmo de la energía contra frecuencia. Cono de Macuto (oeste)

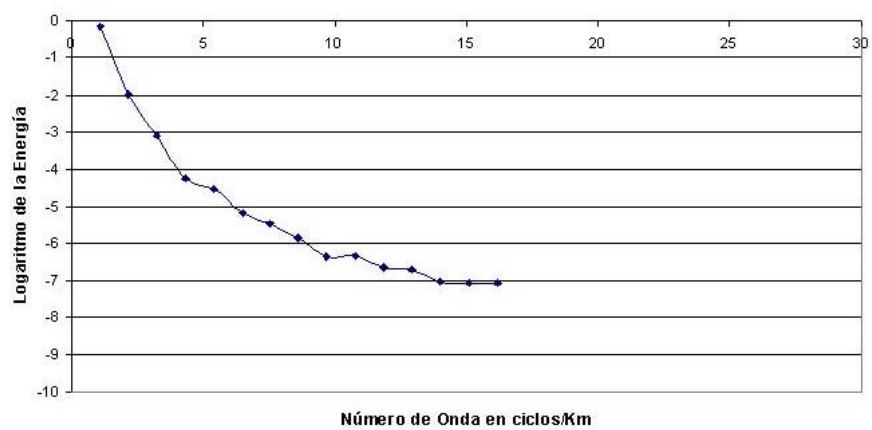


Fig. N° 4.45.- Gráfico de logaritmo de la energía contra frecuencia. Cono de Macuto (este), Punta El Cojo

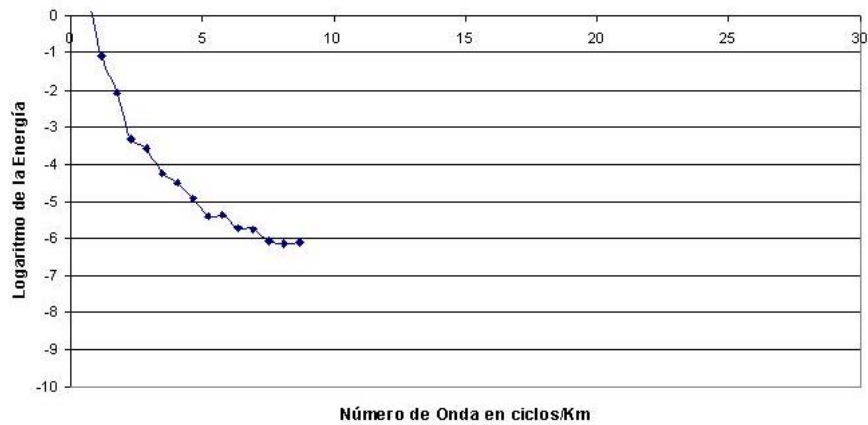


Fig. N° 4.46.- Gráficas de logaritmo de la energía contra frecuencia. Cono de Caraballeda

Ubicación	Fig. N°	Latitud	Longitud	Profundidad (m)	Error std (m)
La Guaira (oeste)	Fig. N° 4.42	1172923	726500	25.8	5.4
La guaira (este) Pta. De Mulatos	Fig. N° 4.43	1173233	728250	28.6	6.2
Macuto (oeste)	Fig. N° 4.44	1173224	730100	34	7.2
Macuto (este) Pta. El Cojo	Fig. N° 4.45	1173760	731500	76.5	2.5
Caraballeda	Fig. N° 4.46	1174250	734500	143.1	4.8

Tabla N° 4.16.- Profundidades estimadas a partir del análisis espectral

4.8.- Modelaje de las Anomalías de Bouguer

La interpretación cuantitativa producto de este trabajo tiene por objeto establecer en profundidad la geometría del basamento de los conos aluviales de La Guaira, Macuto y Caraballeda a partir de los datos cartografiados en superficie, registros de pozos, perfiles sísmicos 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 de longitud variable distribuidos de la siguiente forma:

- 3 perfiles en el cono de La Guaira: dos con orientación norte- sur y uno con orientación N 80°E, los puntos comunes de ,estos perfiles tienen coordenadas (726500; 1173000) y (728250; 1173300). Fig. N° 4.47.
- 3 perfiles en el cono de Macuto: dos con orientación norte- sur y uno con orientación N 77°E, los puntos comunes de ,estos perfiles tienen coordenadas (730150; 1173525) y (731500; 1173850). Fig. N° 4.48.
- 4 perfiles en el cono de Caraballeda: tres con orientación norte- sur y uno con orientación este- oeste. Fig. N° 4.49.

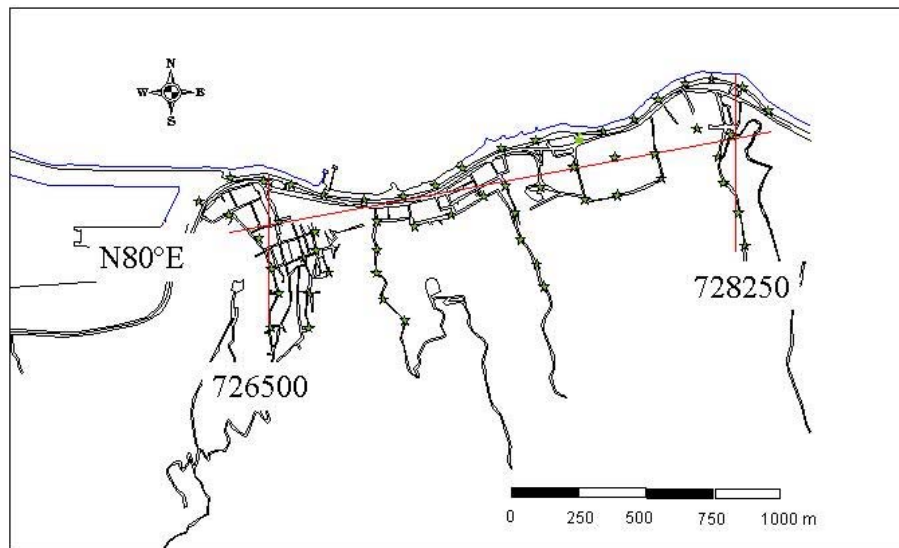


Fig. N° 4.47.- Ubicación de perfiles en el cono de La Guaira

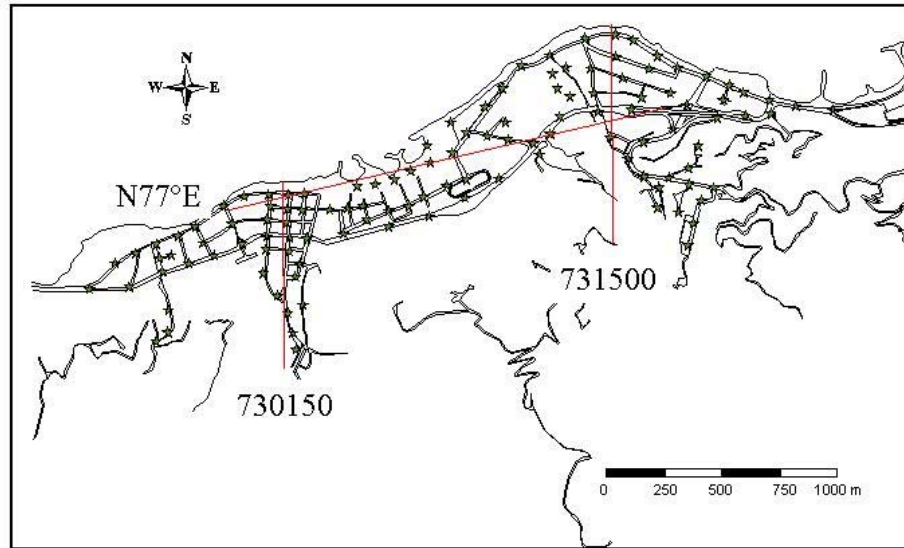


Fig. N° 4.48.- Ubicación de perfiles en el cono de Macuto

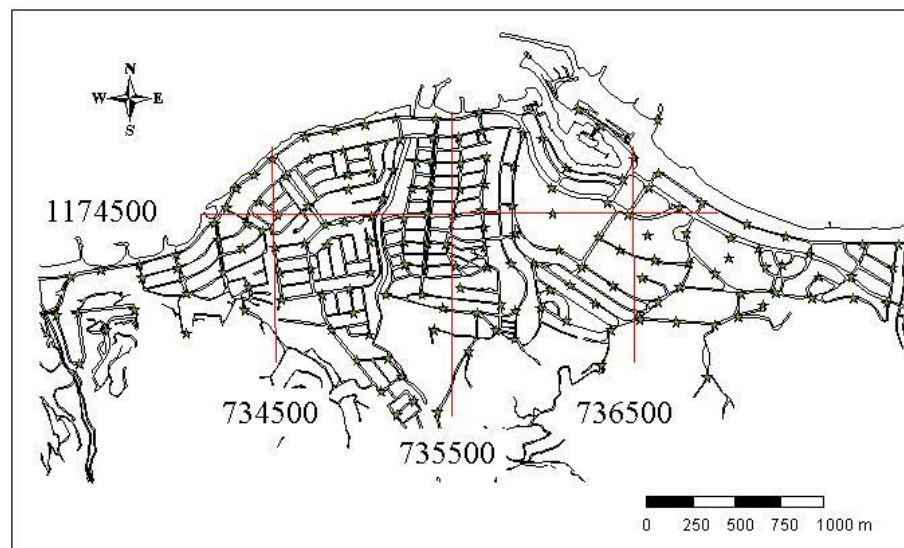


Fig. N° 4.49.- Ubicación de perfiles en el cono de Caraballeda

Las características de los perfiles se indican en las tablas 4.16 y 4.17. Los perfiles fueron modelados con el software GM-SYS del paquete GEOSOFT Inc. V. 3.70.09G (1994).

Perfil	Orientación	Constante de dirección	Longitud (Km)	Figura
La Guaira Oeste	N-S	726500	0.590	4.50
La Guaira Este	N-S	728250	0.630	4.51
Macuto Oeste	N-S	730150	0.720	4.53
Macuto Este	N-S	731500	0.890	4.54
Caraballeda Oeste	N-S	734500	1.200	4.56
Caraballeda Centro	N-S	735500	1.700	4.57
Caraballeda Este	N-S	736500	1.200	4.58

Tabla N° 4.17.- Características de los perfiles N-S

Perfil	Orientación	Coordenadas de Intersección			Longitud (Km)	Figura
La Guaira E-W	N 80°E	726500; 1173000	-----	728250; 1173300	2.0	4.52
Macuto E-W	N 77°E	730150; 1173525	-----	731500; 1173850	1.9	4.55
Caraballeda E-W	E-W	734500; 1174500	735500; 1174500	736500; 1174500	2.6	4.59

Tabla N° 4.18.- Características de los perfiles transversales

La selección de la orientación de los perfiles se basó en la tendencia general de las curvas de isoanomalías de Bouguer, siendo esta aproximadamente este-oeste en todos los casos. El modelaje de los perfiles transversales tiene como objetivo principal la correlación lateral entre los perfiles principales.

Las formaciones que afloran en los diferentes cortes fueron controladas en superficie con base en la geología existente, la cual se expone en los mapas geológicos de La Guaira y Caraballeda elaborados por Barboza y Rodríguez (2001) y Melo y Cano (2001) respectivamente. Las densidades de los cuerpos modelados se presentan en la tabla N° 4.18.

Cuerpo Modelado	Densidad (gr/cm ³)	Promedio (gr/cm ³)
Asociación Metamórfica de La Costa	2.69	2.69
Aluvión (Qal)	1.90-2.25	2.065

Tabla N° 4.19.- Densidades de los cuerpos modelados

Los modelos gravimétricos propuestos Figuras 4.50 a 4.60, muestran las curvas de anomalía de Bouguer observada y calculada producto del modelaje gravimétrico realizado.

La densidad del basamento, constituido por las rocas de la Asociación Metamórfica de La Costa fue estimada en base a la descripción litológica de las formaciones que la conforman (ver sección 2.3.2).

Para controlar la forma de los modelos se utilizaron los resultados del análisis espectral y la cartografía geológica, así como los resultados de perfiles sísmicos y perforaciones de pozos en el cono de Caraballeda obtenidos por FUNVISIS (1978) en el marco del Estudio del Sismo ocurrido en Caracas el 29 de julio de 1967 y el trabajo realizado por Romero y Cragno (2001) que contempla perfiles de sísmica de refracción en los conos de Macuto y Caraballeda.

Todos los perfiles modelados muestran como característica principal el tope del basamento rocoso, en el cual se observa siempre un marcado buzamiento hacia el norte. En los conos de Macuto y Caraballeda se observa también una división de los sedimentos. Esta característica se encuentra reflejada en el estudio de FUNVISIS (1978) antes mencionado y se ve confirmado por los resultados de Romero y Cragno (2001). En el cono de La Guaira no hay trabajos previos que permitan ubicar ese evento en profundidad, por este motivo no se incluyó en los perfiles, pero con seguridad existe, dado que los tres conos deben tener procesos de sedimentación similares.

En el modelaje del cono de Caraballeda se asignó a las capas sedimentarias una densidad de 1.95 gr/cm³ al cuerpo más somero y de 2.25 gr/cm³ al más profundo, mientras que en el cono de Macuto se asignó a las capas sedimentarias una densidad de 1.90 gr/cm³ al cuerpo más somero

y de 2.2 gr/cm³ al más profundo. En el cono de La Guaira se asignó a los sedimentos una densidad promedio de 2.05 gr/cm³.

La estimación de las densidades de los sedimentos utilizadas en los modelos se llevó a cabo utilizando la fórmula expuesta por Dobrin (1976) a través de estudios de la relación entre la velocidad de propagación de ondas P y la densidad de sedimentos saturados realizados por Nafe *et al.* (1957) y Gardner *et al.* (1974). A continuación se muestra la fórmula utilizada:

$$\rho = 0.23 * (V_p)^{0.25}$$

Donde:

ρ es la densidad en gr/cm³

V_p es la velocidad de propagación de ondas P en pies/sg

Las velocidades utilizadas en la estimación fueron de 1800 m/sg en la capa sedimentaria más somera y de 2500 m/s en la más profunda. Los valores de densidad obtenidos fueron posteriormente ajustados a las necesidades del modelo manteniéndose siempre dentro de valores normales para cuerpos de arena y aluvión.

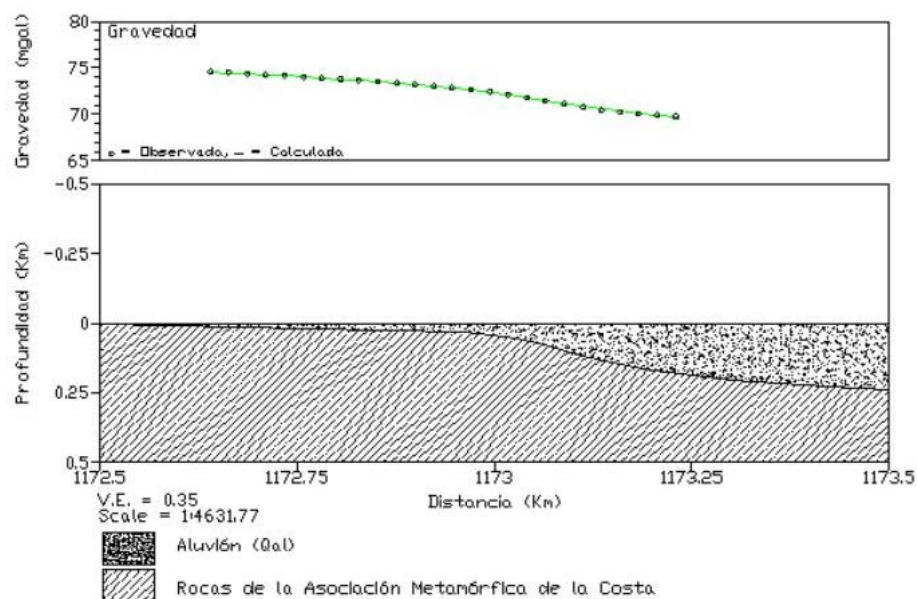


Fig. N° 4.50.- Perfil La Guaira Oeste

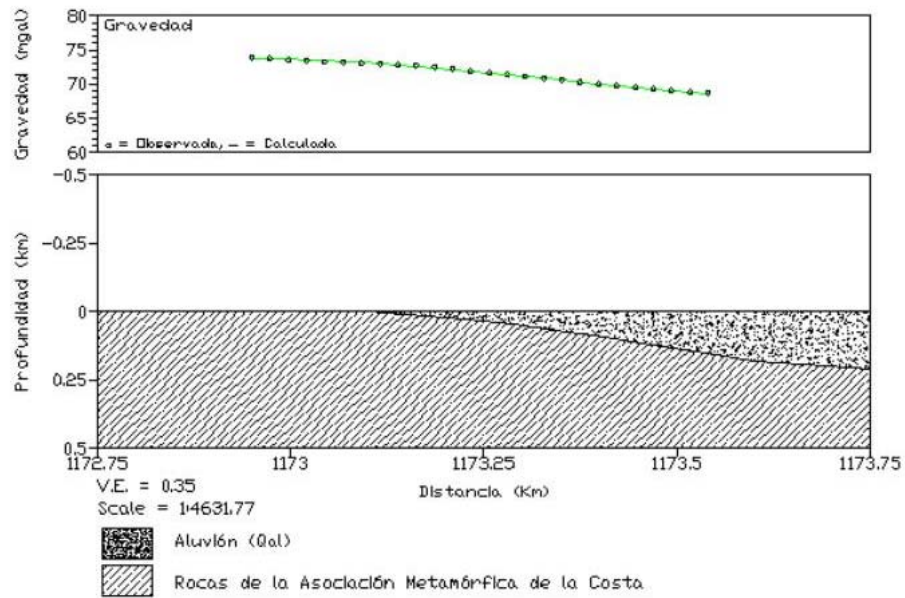


Fig. N° 4.51.- Perfil La Guaira Este

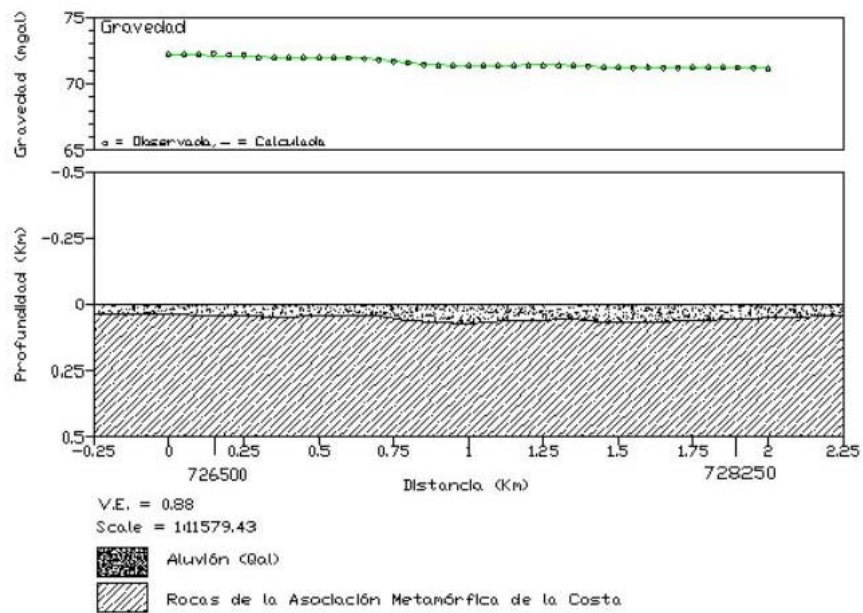


Fig. N° 4.52.- Perfil La Guaira E-W

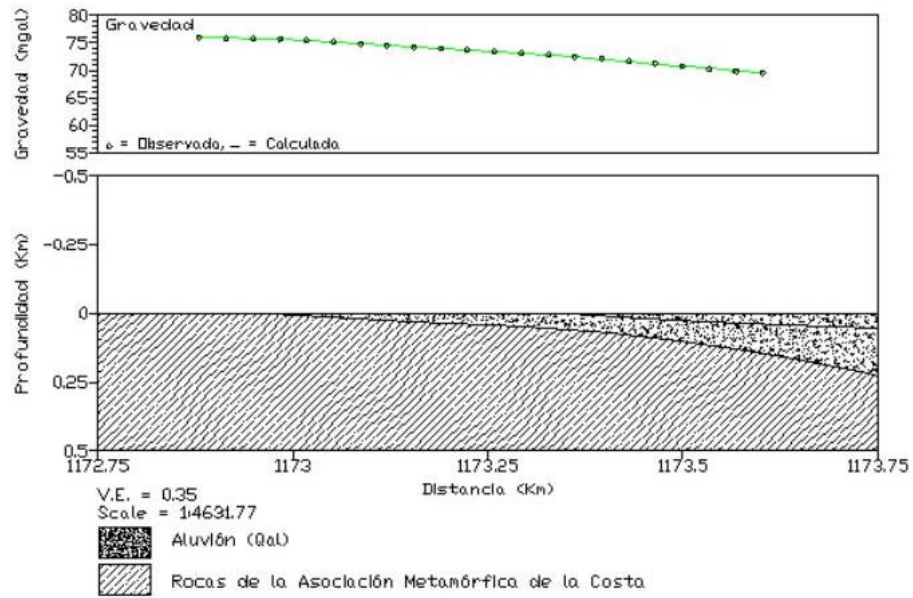


Fig. N° 4.53.- Perfil Macuto Oeste

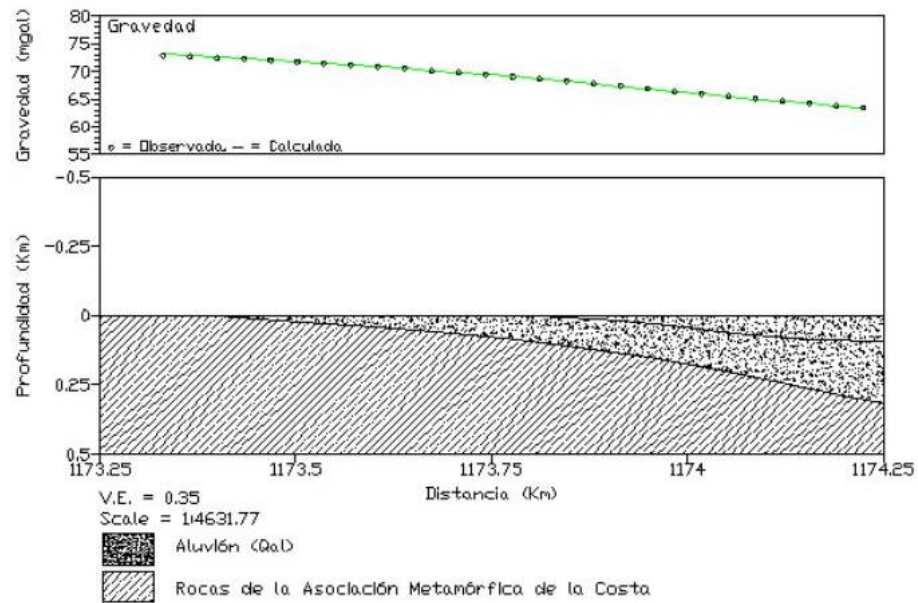


Fig. N° 4.54.- Perfil Macuto Este

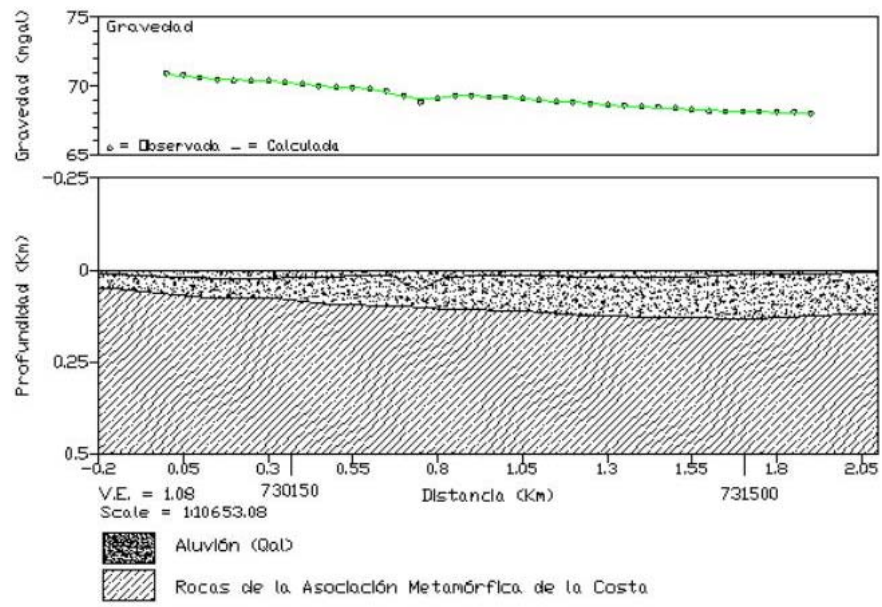


Fig. N° 4.55.- Perfil Macuto E-W

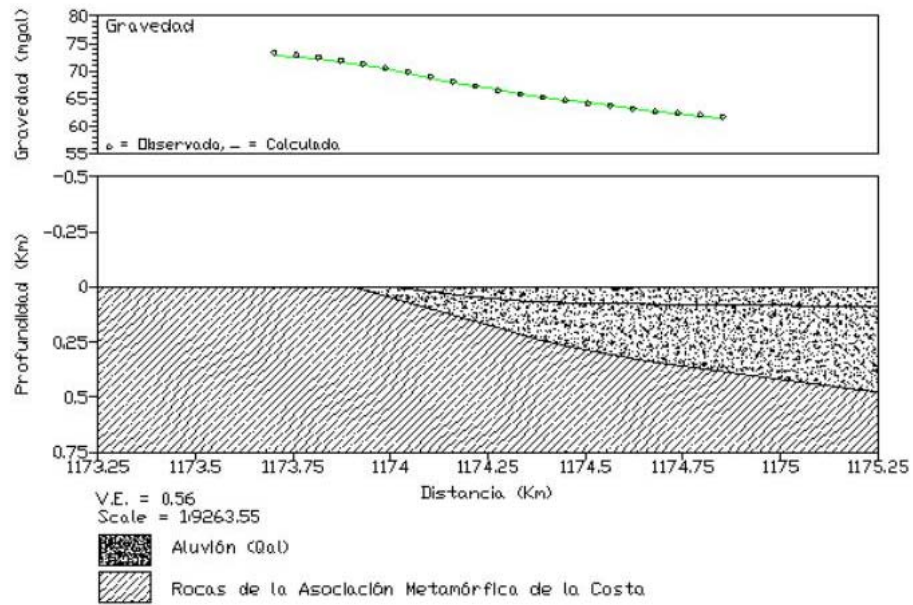


Fig. N° 4.56.- Perfil Caraballeda Oeste

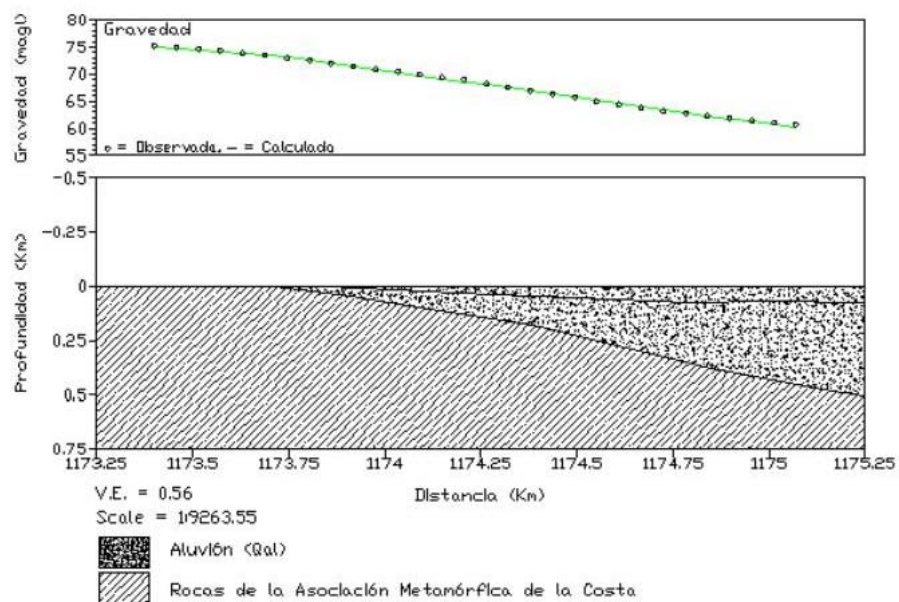


Fig. N° 4.57.- Perfil Caraballeda Centro

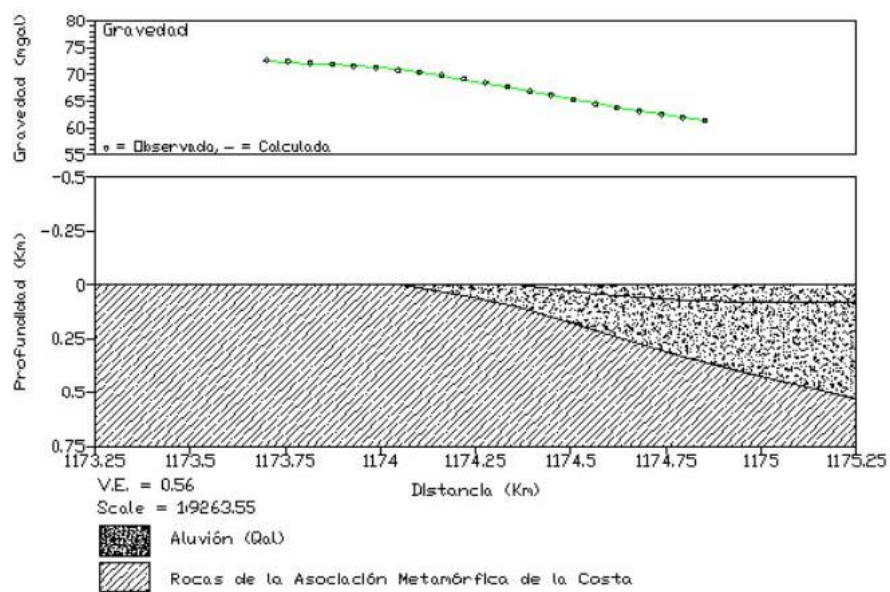


Fig. N° 4.58.- Perfil Caraballeda Este

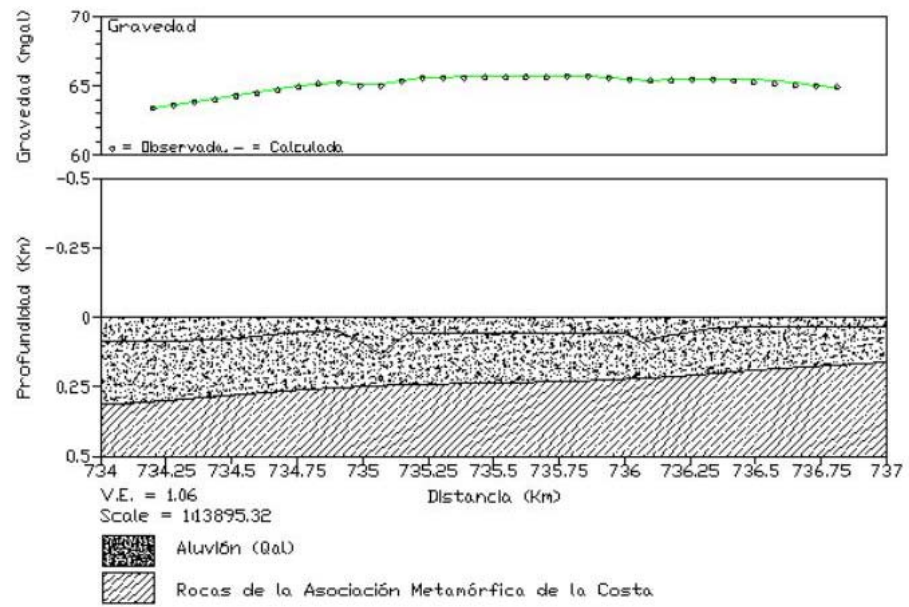


Fig. N° 4.59.- Perfil Caraballeda E-W

CAPÍTULO 5.- ANÁLISIS DE RESULTADOS

En este capítulo se presenta el análisis cualitativo y cuantitativo de los resultados obtenidos mediante la realización de este trabajo, con la finalidad de conocer las causas del comportamiento de las anomalías de Bouguer observadas en el mismo y de todos los mapas, gráficos y tablas obtenidos.

5.1.- Mapas de Anomalías de Bouguer

En los mapas de anomalías de Bouguer (figuras 5.1 a 5.3) se observa que las curvas muestran una tendencia general en la dirección este- oeste, todas con valores máximos hacia el sur y mínimos hacia el norte. La figura 5.4 muestra la tendencia general de las curvas a lo largo de toda la zona de estudio; en esta gráfica se puede observar la continuidad lateral de las curvas y reducida variación de gradiente en los distintos conos.

En los mapas mostrados fueron eliminadas las áreas donde no se levantaron estaciones gravimétricas, los límites corresponden aproximadamente a la línea de costa por el norte y a la falda del Ávila por el sur.

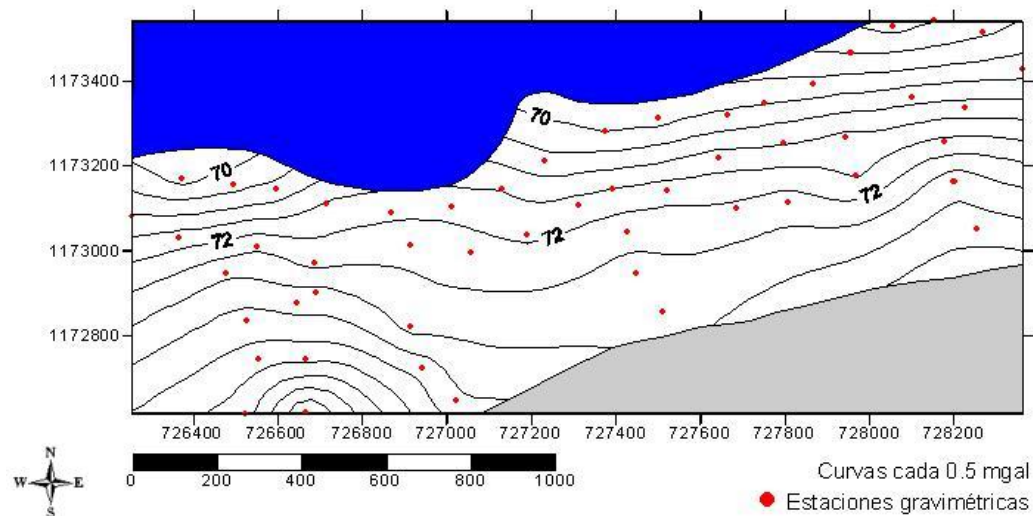


Fig. N° 5.1.- Mapa de Anomalías de Bouguer del cono de La Guaira

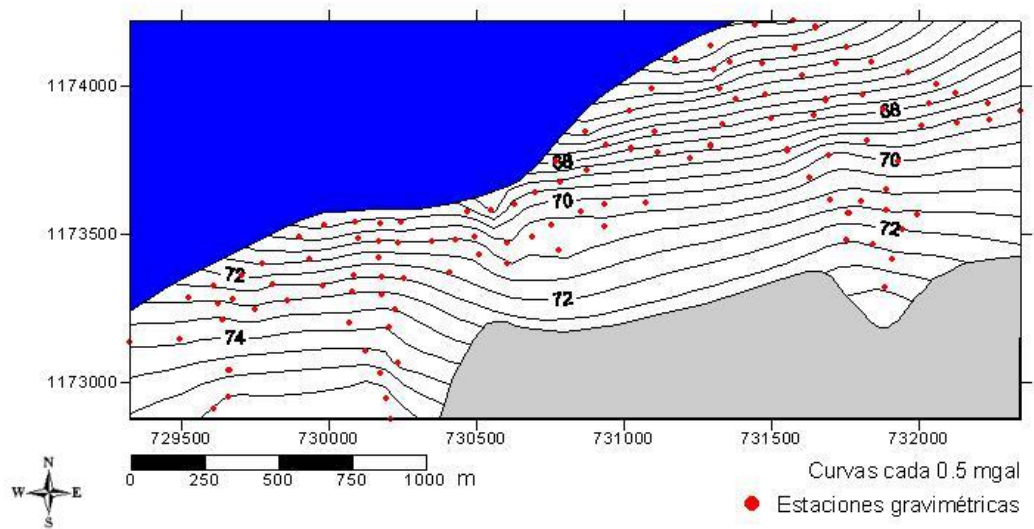


Fig. N° 5.2.- Mapa de Anomalías de Bouguer del cono de Macuto

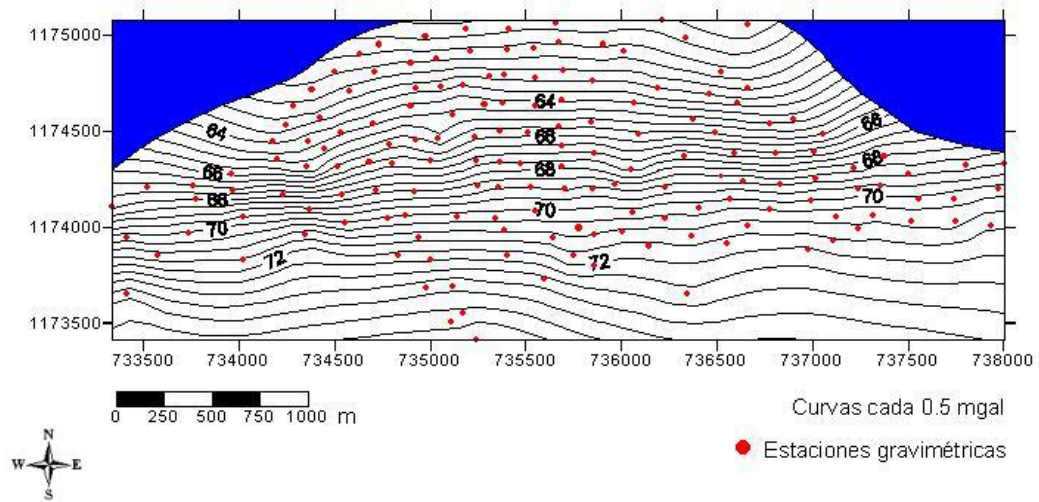


Fig. N° 5.3.- Mapa de Anomalías de Bouguer del cono de Caraballeda

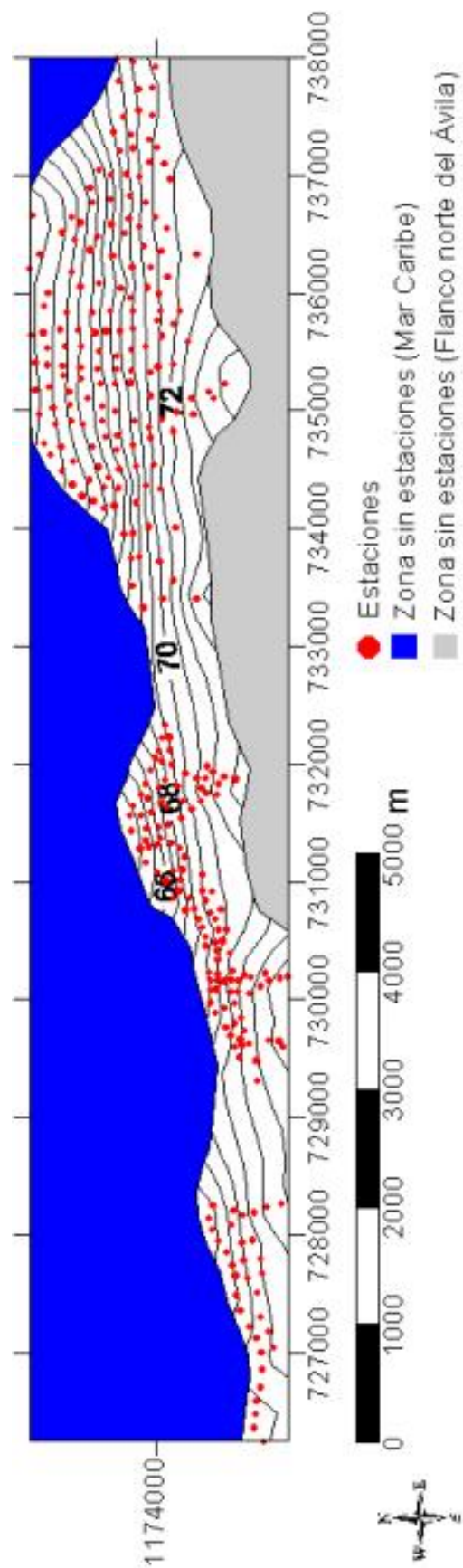


Fig. N° 5.4.- Mapa de Anomalías de Bouguer de toda la zona estudiada

Como se puede observar en las gráficas mostradas a continuación (figuras 5.5 a 5.7), el gradiente presenta poca variación a lo largo de toda la zona, mostrando valores mínimos en el perfil ubicado hacia el oeste del cono de La Guaira (8.6 mgal/Km) y valores máximos hacia el este del cono de Macuto y el oeste del cono de Caraballeda con un gradiente de 10.9 mgal/Km. Por otro lado se observa que cada perfil (individualmente) presenta poca variación en su gradiente y que su comportamiento es bastante continuo, lo cual sugiere una influencia predominantemente regional.

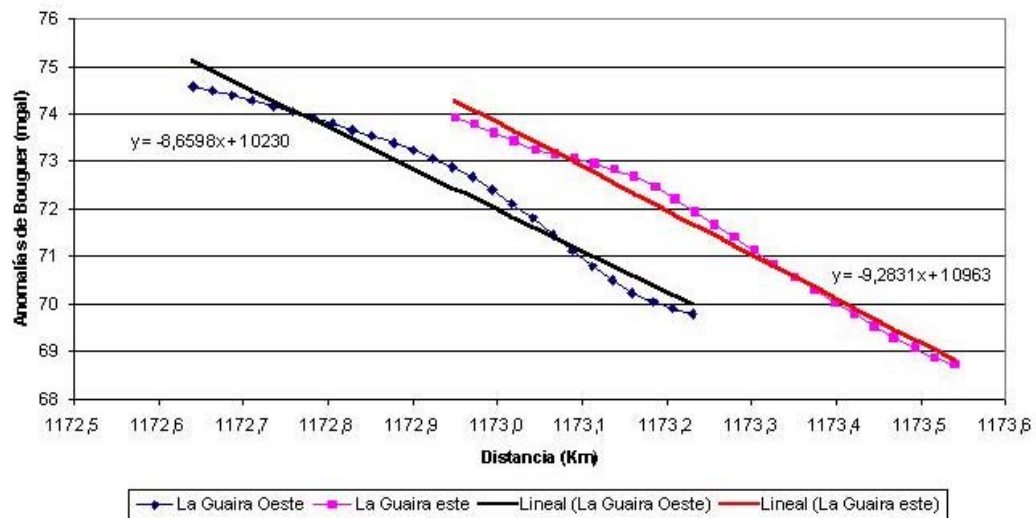


Fig. N° 5.5.- Gradientes de Anomalía de Bouguer del cono de La Guaira

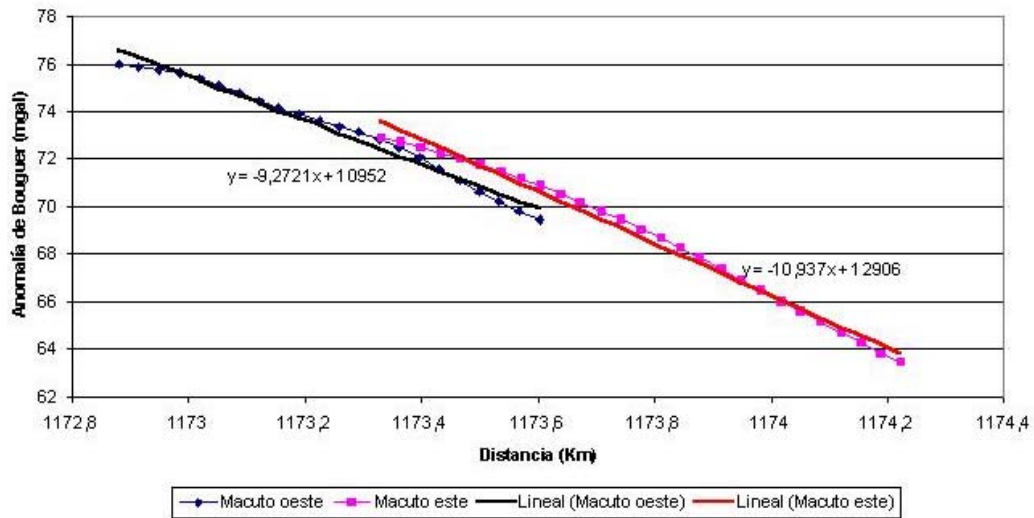


Fig. N° 5.6.- Gradientes de Anomalia de Bouguer en el cono de Macuto

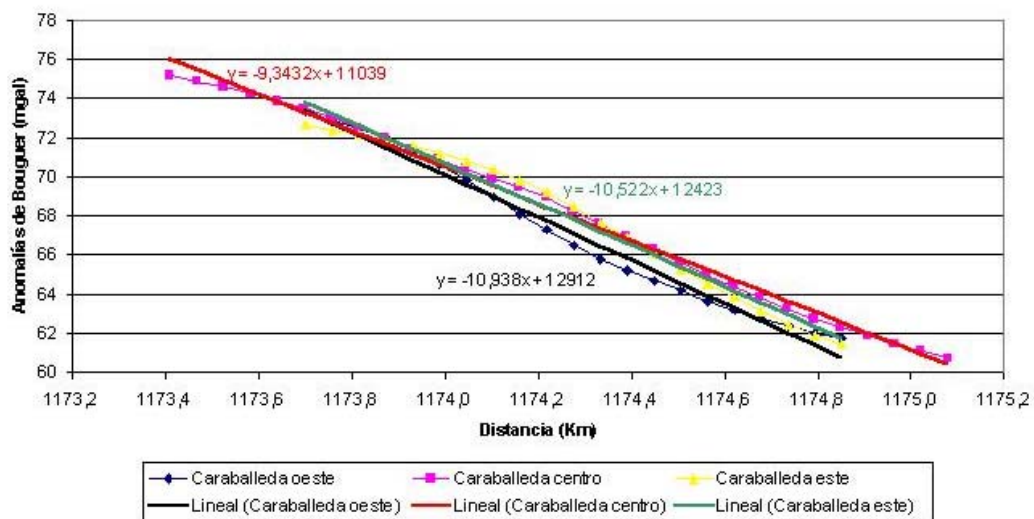


Fig. N° 5.7.- Gradientes de Anomalia de Bouguer en el cono de Caraballeda

La cartografía geológica de la zona presenta el paso de la Falla de San Sebastián en dirección este-oeste a lo largo de toda la zona de estudio, oculta por la cubierta sedimentaria. El comportamiento suave y prácticamente sin cambios de gradiente en los distintos conos permite afirmar que esta falla de encontrarse en la zona estudiada no presenta componente normal.

5.2.- Descomposición de efectos Regionales y Residuales

Todos los mapas de anomalías regionales fueron construidos con regresiones polinómicas de 1er orden, selección basada en la variación uniforme de los datos en los distintos conos. Los resultados muestran un buen ajuste y continuidad lateral entre los distintos conos. En todos los mapas se observa una clara tendencia este-oeste y se observan valores extremos 76 y 68 miligales en el cono de La Guaira, 79 y 65 miligales en el cono de Macuto y 77 y 60 miligales en el cono de Caraballeda.

Los efectos residuales observados se deben principalmente, en los extremos de los mapas a la distorsión sufrida por los datos en las áreas donde no se levantaron estaciones gravimétricas. En el cono de Macuto se observa un mínimo con tendencia norte-sur y de poca extensión en la dirección este oeste. Este evento puede ser causado por la presencia de un surco en el tope del cuerpo sedimentario inferior interpretado en los perfiles, dado que la extensión lateral de la anomalía es muy pequeña como para ser atribuida al basamento, por lo tanto aparenta ser causada por la presencia de un cauce abandonado.

La componente residual en el cono de Caraballeda muestra dos cierres hacia la línea de costa uno hacia este y el otro hacia el oeste del cono. Estos efectos dada su amplia expresión superficial deben estar vinculados al basamento, representando dos desniveles negativos en el tope de la roca.

5.3.- Análisis Espectral

En la gráfica de descomposición espectral (Figura N°. 4.42 a 4.46) se observa que existen dos rectas principales de ajuste entre la frecuencia y la energía correspondientes a dos fuentes principales de la anomalía gravimétrica. En todos los casos se escogieron las rectas de menor pendiente para la realización de la estimación de la profundidad de origen de la anomalía gravimétrica.

La tabla N° 4.15 muestra las profundidades de origen de anomalías estimadas para cada cono a partir del análisis espectral. Éstas deben ser consideradas como las profundidades más probables hacia el centro del área considerada; los errores máximos observados en el cono de La

Guaira y el oeste del cono de Macuto se deben a la poca extensión superficial del área considerada.

5.4.- Modelo del Basamento de los Conos Aluviales de La Guaira, Macuto y Caraballeda

En las figuras 5.8, 5.10 y 5.12 se observa la profundidad del basamento en los conos de La Guaira, Macuto y Caraballeda respectivamente. Las mayores profundidades se observan en el cono de Caraballeda, donde alcanza valores máximos cercanos a los 450 metros hacia la línea de costa, mientras en el cono de La Guaira se observan profundidades máximas cercanas a los 180 metros. El cono de Macuto presenta profundidades cercanas a 200 metros en el lado oeste y a 290 metros hacia el este en Punta el Cojo.

El buzamiento del basamento en los distintos conos se encuentra cercano a los 19° hacia el norte en todos los casos. Se observan variaciones de esta pendiente en algunos de los perfiles interpretados, como el perfil Caraballeda este que presenta un ángulo mayor, alcanzando los 23° y un buzamiento mínimo en el perfil Macuto oeste con un ángulo aproximado de 14°.

La forma del basamento exhibida en los modelos tridimensionales (figuras 5.9, 5.11 y 5.13) presenta ciertas irregularidades, éstas se comportan de manera acorde con la topografía que se observa en la cara norte del Ávila. Es importante observar que los modelos de La Guaira y Macuto fueron generados solamente a partir de la interpretación de perfiles ubicados en los ejes de las Quebradas Osorio y Cariaco (de este a oeste) en La Guaira, y Quebrada Los Perros y El Cojo en Macuto. Estos perfiles fueron relacionados posteriormente a través de la interpretación de un perfil este-oeste en cada cono. Por otra parte, los perfiles no tienen la misma longitud ni los datos gravimétricos cubren las mismas coordenadas de norte a sur. Por estas razones deben ser considerados como modelos simples que se aproximan al comportamiento general del basamento rocoso.

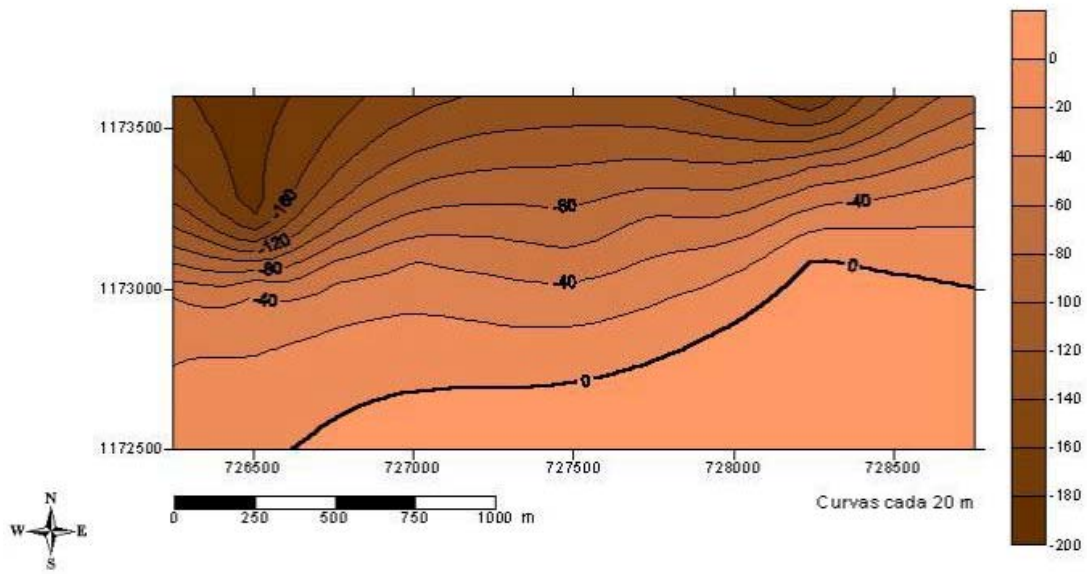


Fig. N° 5.8- Mapa de Profundidades de basamento del cono de La Guaira

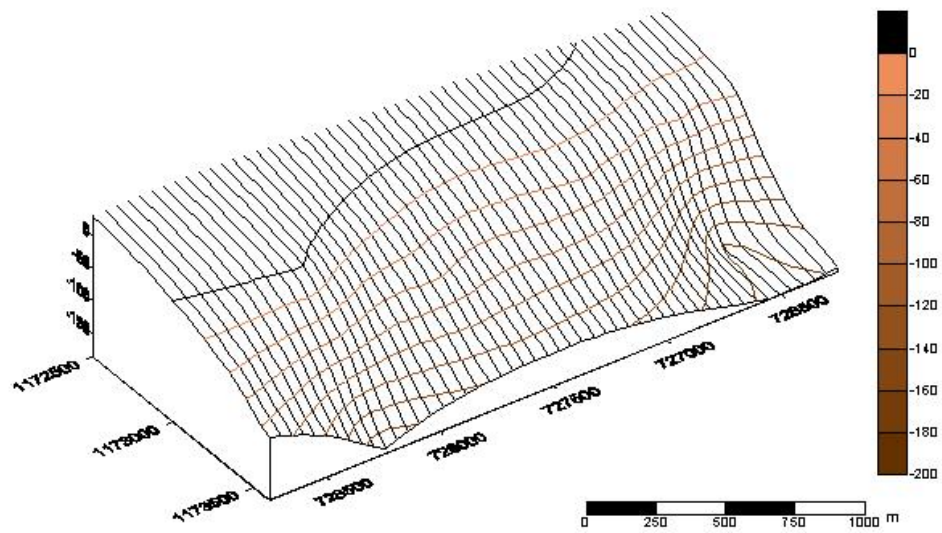


Fig. N° 5.9- Modelo 3D del basamento del cono de La Guaira

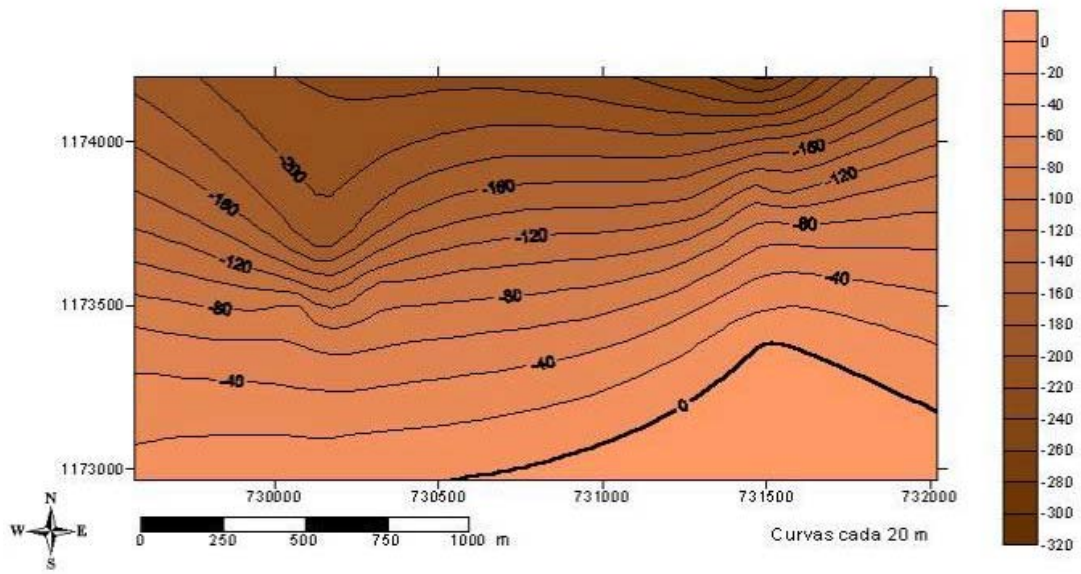


Fig. N° 5.10- Mapa de Profundidades de basamento del cono de Macuto

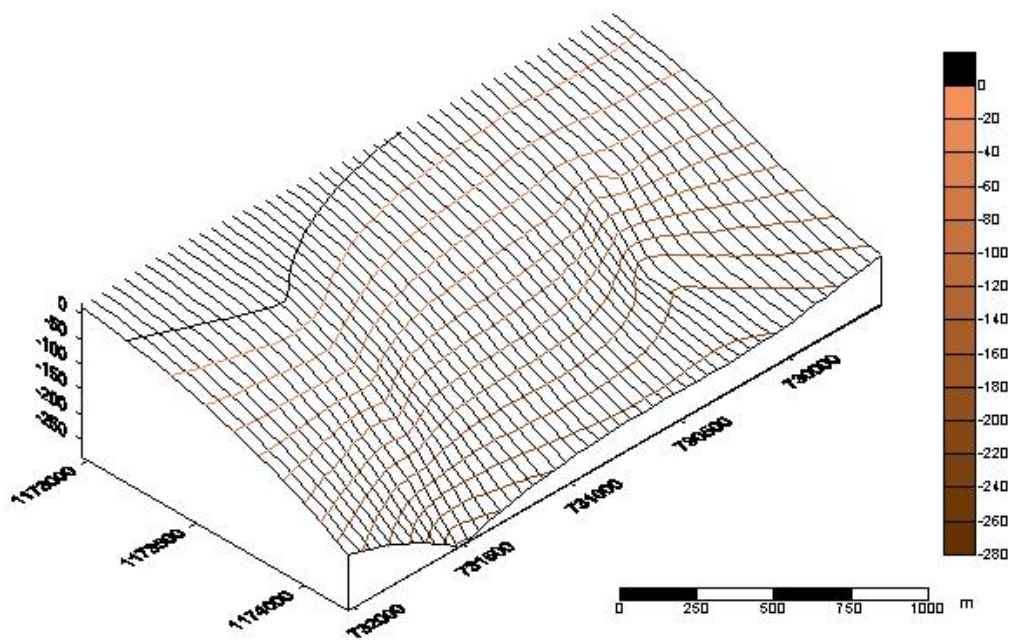


Fig. N° 5.11- Modelo 3D del basamento del cono de Macuto

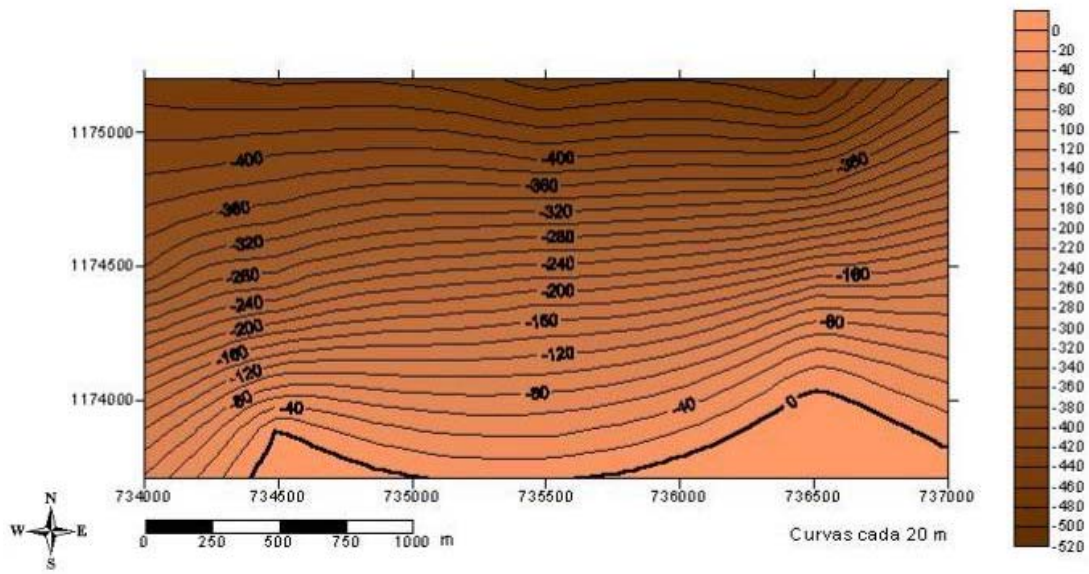


Fig. N° 5.12- Mapa de Profundidades de basamento del cono de Caraballeda

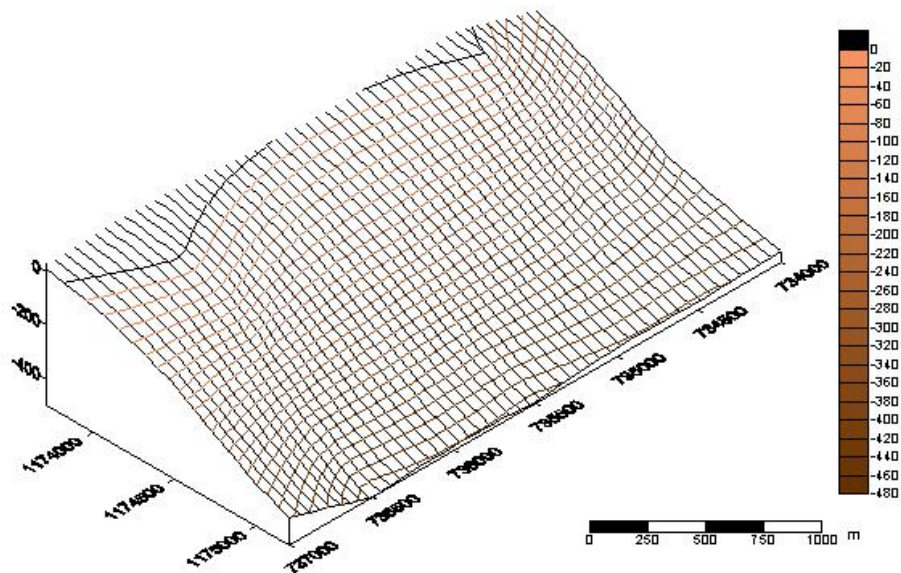


Fig. N° 5.13- Modelo 3D del basamento del cono de Caraballeda

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El análisis estadístico garantiza el comportamiento normal de los datos de los conos aluviales estudiados, aunque se observa un mejor ajuste en los conos de La Guaira y Macuto. El análisis geoestadístico revela una clara continuidad de los datos en la dirección este-oeste y una variabilidad máxima en la dirección perpendicular a la sierra del Ávila, mostrando un alto grado de anisotropía.

El comportamiento de las anomalías de Bouguer observado en la zona de estudio presenta una clara tendencia este-oeste, y un gradiente aproximado, representativo de toda la zona, de 9.8 mgal/Km.. Los valores de anomalías de Bouguer disminuyen hacia el norte, presentando valores mínimos hacia la línea de costa, lo cual refleja un marcado buzamiento del basamento rocoso en la misma dirección. La magnitud del gradiente y su mínima variación a lo largo de los perfiles interpretados demuestra una influencia predominantemente regional, debida al basamento, en el comportamiento de las anomalías de Bouguer. Este mismo comportamiento permite asegurar que la falla de San Sebastián, mostrada como cubierta por los sedimentos en la cartografía geológica con rumbo este oeste, atravesando toda la zona estudiada, no presenta componente normal, o no se encuentra estrictamente en la zona de estudio.

El basamento rocoso de los conos aluviales de La Guaira, Macuto y Caraballeda presenta un fuerte buzamiento hacia el norte, con un ángulo aproximado representativo de toda el área entre los 17° y los 21°. Alcanza profundidades máximas cercanas a los 450 metros hacia la línea de costa al este del cono de Caraballeda. En los conos de La Guaira y Macuto se alcanzan profundidades máximas hacia la línea costa, de 180 metros en el cono de La Guaira y de 290 metros en el cono de Macuto específicamente en Punta El Cojo.

La forma del basamento rocoso modelado es irregular y guarda relación con la topografía de la zona; también se observa la continuación en profundidad de los efectos erosivos del drenaje, principalmente en las cercanías a la falda del Ávila.

Los resultados del método de estimación de profundidades de origen de anomalía mediante el análisis espectral reducen de manera notable su calidad al trabajar con datos distribuidos de manera irregular o con poca extensión superficial.

Con la finalidad de optimizar los resultados de este estudio, se recomienda la revisión y mejora del programa de análisis espectral utilizado, tal que permita una mayor flexibilidad de la estructura de los datos de entrada y que se ajuste mejor a geometrías irregulares de la superficie estudiada como las observadas en este trabajo.

En cuanto al modelado se recomienda la utilización de núcleos para la determinación de densidades y la puesta en marcha de trabajos complementarios con métodos geofísicos que permitan obtener información adicional sobre el basamento con el fin de tener un mejor control de los modelos.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS

- AGUERREVERE S. E. & 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.
- ARANGUREN A. 1996. *Reconocimiento geológico de la Quebrada El Encantado, Parque Nacional El Ávila*. Trabajo especial de grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Inédito. 103 p.
- BAENA J. 1998. *Reconocimiento geológico de la cuenca del río Tacamahaca, Parque Nacional El Ávila*. Trabajo especial de grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Inédito. 95 p.
- BARBOZA, L & RODRÍGUEZ, S. 2001. *Integración de la geología del estado Vargas y del flanco sur del Macizo del Ávila al norte de Caracas*. Trabajo especial de grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Inédito. 316 p.
- BHATTACHAYA, B. K. 1966. *Continuos Spectrum Analyse of Total Magnetic Field due to a Rectangular Body*. Marine Geophysical Research, 31:97-121.
- CRAGNO, A. & ROMERO, M. 2001. *Evaluación geofísica integral de los conos aluviales de Macuto, Caraballeda y Tanaguarena*. Trabajo especial de grado, Departamento de Geofísica, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Inédito. 316 p.
- DENGO G. 1947. *Informe geológico sobre el proyecto de autopista Caracas - La Guaira*. Rev. Fomento, Caracas, 9-10(69): 133-154.
- DENGO G. 1951. Geología de la región de Caracas. *Bol. Geol.* Caracas, 1(1): 39-115 p.

- DIMITRIADIS, 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.
- DOBRIN, M. 1976. *Introduction to geophysical prospecting*. McGraw Hill, New York, 485 p.
- FEO-CODECIDO G. 1962. Contribución a la geología de Venezuela nor-central. *Bol. Inf., Asoc. Venezolana Geol., Min. y Petrol.*, 5(5): 119-142.
- 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.
- GARDNER, G.H. F., L. W, GARDNER, & A. R. GREGORY. 1974. *Formation velocity and density: the diagnostic basis for stratigraphic traps*. Geophysics, 39: 770-780.
- 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].
- GOLDEN SOFTWARE Inc. 1997. *SURFER (WIN 32) v. 6.04*, Surface Mapping System [Programa].
- GONZÁLEZ DE JUANA C., J. ITURRALDE DE & X. PICARD. 1980. *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Caracas, Ed. Foninves, 2 tomos. 1021p.
- GONZÁLEZ L. 1972. Geología de la Cordillera de la Costa, zona centro occidental. *Mem. IV Cong. Geol. Venezolano, Bol. Geol. Publ. Esp.* III:1589-1618.

- MÉNDEZ J. 1987. *Caracterización geoquímica de las rocas metavolcánicas de la Formación Tacagua*. Trabajo especial de grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Inédito.. 72 p.
- 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.
- OSTOS M. 1990. Evolución tectónica del margen sur-central del Caribe basado en datos geoquímicos. *Geos*, Caracas, (30): 1-294.
- _____. 1981. *Geología de una zona ubicada entre la autopista Caracas-La Guaira y el estribo Galindo, Parque Nacional El Ávila, D.F.* UCV. Escuela de Geología, Trabajo de ascenso. Inédito. 279 p.
- _____. 1987. Transporte tectónico de la Formación Peña de Mora, parte central de la Cordillera de la Costa. *Mem. Iras. Jornadas de Investigación. Ingeniería*, UCV, Caracas, p. 102-105.
- RUIZ F. 1989. *Modelaje gravimétrico de un perfil comprendido entre los poblados de Altigracia de Orituco, estado Guárico y Caraballeda, Distrito Federal*. Trabajo especial de grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Inédito.. 149 p.
- SABINO I. & F. URBANI. 1995. Geología del flanco sur del pico Naiguatá, Parque nacional El Ávila, estado Miranda, Venezuela. *Bol. Geol.*, Caracas, Public. Esp. 10, p. 287-296.
- SINGER A. 1977. Síntesis regional de la evolución geomorfológica de la Cordillera de la Costa. *V Congreso Geol. Venez.* Guía de excursión N° 1, Caracas, 8 p.
- SMITH R. J. 1952. *Geología de la región Los Teques-Cúa*. Bol. De Geol. Caracas, 2(6): 33-406.
- SPSS Inc. 1999. *SPSS v.10.0. [Programa]*.

- TALUKDAR S. & D. LOUREIRO. 1982. Geología de una zona ubicada en el segmento norcentral de la Cordillera de la Costa, Venezuela: metamorfismo y deformación. Evolución del margen septentrional de Suramérica en el marco de la tectónica de placas. *Geos*, Caracas, (27): 15-76.
- URBANI F. 1982. Comentarios sobre algunas edades de las rocas de la parte central de la Cordillera de la Costa. *Geos*, UCV, Caracas, (27): 77 - 85.
- _____, O. CONTRERAS, L. GARCIA DE LOS SALMONES, I. SABINO, A. ARANGUREN & R. UZCÁTEGUI. 1997. Reconocimiento geológico del flanco sur del macizo de El Ávila, Cordillera de La Costa, Distrito Federal y Estado Miranda, Venezuela. *Mem. VIII Congr. Geol. Venezolano*, Margarita, 2:463-468.
- _____. 2000. Revisión de las unidades de rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera de la Costa, Venezuela. *Geos*, UCV, Caracas (33): 1-170.
- _____, J. A. RODRÍGUEZ & V. VIVAS. 2000. Geología de estado Vargas: 1.- Nomenclatura actualizada de las unidades ígneo metamórficas de la parte central de la Cordillera de la Costa. *Jornadas de investigación Facultad de Ingeniería*, UCV, Caracas. 621-622.
- WEHRMANN, M. 1972. Geología de la región Guatire-Colonia Tovar. *Bol. Geol.*, Public. Esp. 5 (4): 2093-2121.

APÉNDICES

Apéndice A

Especificaciones del gravímetro La Coste & Romberg Modelo G-452



LaCoste & Romberg LLC
The first name in gravity since 1939

Gravity Meters



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

Apéndice B

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:

$$g(x, y) = \sum_K \sum_m X_m^k \cos[(2\pi / Dx * N)(kx + my)] + X_j^k \sin[(2\pi / Dx * N)(kx + my)]$$

donde Dx es el intervalo de espaciamiento.

Esta ecuación puede ser escrita de la siguiente forma:

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

Donde p es el ángulo de fase apropiado y

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

Es evidente que cada C es la amplitud del campo parcial de ondas con longitud de onda Dx * N/ (k² + m²) y frecuencia f = (k² + m²) en orden a calcular.

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

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

Donde XR is la parte real y XI 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*DX) ciclos/grid intervalo

1.5-2.5 :(número de onda = 2.0/(N*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.