

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

INTERPRETACIÓN GEOFÍSICA INTEGRADA DEL CAMPO SINCOR, BLOQUE JUNÍN DE LA FAJA PETROLÍFERA DEL ORINOCO, ESTADO ANZOÁTEGUI

**Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela por los Brs.
Contreras Díaz, David Alejandro
Rojas Urdaneta, Herman Luis
para optar al título de Ingeniero Geofísico**

Caracas, Diciembre de 2007

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

INTERPRETACIÓN GEOFÍSICA INTEGRADA DEL CAMPO SINCOR, BLOQUE JUNÍN DE LA FAJA PETROLÍFERA DEL ORINOCO, ESTADO ANZOÁTEGUI

Tutor académico: Nuris Orihuela

**Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela por los Brs.
Contreras Díaz, David Alejandro
Rojas Urdaneta, Herman Luis
para optar al título de Ingeniero Geofísico**

Caracas, Diciembre de 2007

Caracas, 4 de Diciembre de 2007

CONSTANCIA DE APROBACIÓN

Los abajo firmantes, miembros del jurado designado por el Consejo de Escuela de Ingeniería Geológica, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por los Bachilleres Contreras David y Rojas Herman, titulado:

“INTERPRETACIÓN GEOFÍSICA INTEGRADA DEL CAMPO SINCOR, BLOQUE JUNÍN DE LA FAJA PETROLÍFERA DEL ORINOCO, ESTADO ANZOÁTEGUI”

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero Geofísico, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por los autores, lo declaran APROBADO.

Prof. Inírida Rodríguez
Jurado

Prof. Michael Schmitz
Jurado

Prof. Nuris Orihuela
Tutor Académico

DEDICATORIA

A mi madre, ejemplo de sacrificio, coraje y amor.

A mi hermano del alma, Laura y mis sobrinitos

David

A mi familia y amigos

Herman

AGRADECIMIENTOS GENERALES

A Dios por darnos la oportunidad grandiosa de vivir, y de hacerlo en este país al que amamos y que siempre llevaremos en el corazón, a mi hermosa Venezuela.

A nuestra *alma mater*, la Ilustre Universidad Central de Venezuela que a lo largo de los años se consolidó como nuestro segundo hogar, y que con su huella indeleble nos ha llenado de sabiduría, gratificantes experiencias y por sobre todo de humildad.

A nuestra tutora Nuris Orihuela por ser en todo momento ejemplo de compromiso al trabajo, que incondicionalmente nos condujo con toda la profesionalidad sin importar cuan ocupada estuvo. Gracias por tan oportunas enseñanzas y recomendaciones, su aporte es invaluable para la realización de este proyecto.

Al Licenciado Miguel Expósito de Sincor, que desde antes de concebido este proyecto confió en su realización. De igual forma a Alejandro Martines, Francisco Araujo, Fredy Fernández de Intevep, por facilitarnos los tan necesarios datos de la zona.

Deseamos agradecer especialmente a los ingenieros y por sobre todo nuestros amigos María de los Ángeles González, Francisco Bolívar, Nadia Jaramillo, Daniel Naval y Gemma Torres, quienes nos orientaron en la utilización de las aplicaciones de la plataforma de trabajo. De igual forma, al Ingeniero Gerardo González por su valiosa ayuda brindada.

A los profesores de la Escuela de Geofísica: los ingenieros Yaraixa Pérez, Massimo Di Giulio, José Cavada, por sus enseñanzas a lo largo de nuestra carrera utilizadas en la realización de este proyecto.

AGRADECIMIENTOS DE DAVID

A mi madre, que con mención honorífica ha transitado en esta vida, con mucha garra, empeño, disposición de salir adelante ante la adversidad. Ma... gracias por todo el amor, cariño, sacrificio y dedicación que me has dado, eres el reflejo de quien quiero ser y me enseñaste a actuar con honradez y humildad. Gracias a tí soy quien soy, Te Adoro mucho. Este logro es para tí, una pequeña muestra de gratitud de David, tu número 2, quien no le entra en el corazón tanto orgullo por ser tu hijo.

A mi hermano querido Iván y a mi cuñadita Laura. Ambos han sido importantísimos para mí, han estado pendientes de mis logros y la consecución de esta tesis les llenará de mucha alegría. Gracias por tomarme como ejemplo para sus hijos, me enorgullece enormemente!! A mis sobrinos Iván Adolfo y Pablito por brindarme tantas alegrías, son los mejores. Los quiero a todos!

A María y a Helena Kleiny, y a mi hermano de toda la vida Jurek. Gracias por haberme acogido en su casa y adoptarme como uno más en su familia en esta época de transición en mi vida. El cariño hacia ustedes es recíproco, y muy grande. De igual forma a mis padres putativos de Maracaibo Ana y Francesco junto a mi hermano Paolo a quien extraño mucho!

A mi *thesis mate* el gran *Panda Boy* creador del nitrato de plátano y de versiones innovadoras de la escala gráfica. El Gran Herman Rojas, quien me incluyó en este proyecto y que hacia él siento gran admiración, por su profesionalidad, garra y empuje hacia lograr lo que se quiere. Gracias de verdad.

A mis compañeros tesistas Efra, Napo y Yaneth, gracias a ustedes la realización de la tesis que representa el momento cúspide en nuestra carrera universitaria, será siempre una experiencia inolvidable llena de reflexiones, análisis geológicos y geofísicos, de chistes y bromas, de clases de inglés y en fin de

momentos inolvidables. En el último punto, especial agradecimiento a nuestra *english teacher*, Pacífica quien me enseñó todo un nuevo mundo, una nueva forma de ver las cosas. Gracias guapa!

A mis compañeros de carrera con los que compartí excelentes momentos académicos y rumbísticos. A Francho, Gemma, el Gocho, mi Novia Maryu, Albita, Adri C. y Adri U., Neddy, Cali. Con mucho cariño a Daniel (Pinguí), Carelo y al Gochito. Todos amistades de gran valía que quisiera conservar, espero no se pierdan muchachos. A los excelentes profesores que tuve: Nuris, mi Yaraixa querida, Máximo y al profe Cavada.

A su vez a mis compañeros de la UCV con los cuales establecí un bonito lazo que espero no se desvanezca nunca. Gracias en especial a mis amigos del alma Alelu, Pequy y Chiro, así como a Tomás, Cesar, Cynthia, Ronald, Jimmy, Mate, Nancy, Eliana, Valentina, Roberto, Yankee, y todo aquel que me hizo sentir orgulloso de ser **ucevista**, pues el calor humano, diversidad y la excelencia de personas que encontré en ésta, mi *Alma Mater* serán difíciles de encontrar en otro lugar.

A mis viejos y leales amigos: Zacarias, mi árabe querido, a Gaby mi bella hermanita, al loco Paolo; y a la recién pero también excelente amiga Nicole directamente de Escandinavia. A toda mi familia en Colombia, primos y tíos.

En fin, a todos los que confiaron en mí y que de una u otra forma pusieron su granito de arena para que yo llegara hoy día a consagrarme como Ingeniero Geofísico, el primer logro de mi carrera, Gracias Totales...

David A. Contreras

AGRADECIMIENTOS DE HERMAN ROJAS

A MI FAMILIA, quienes con fuerza y dedicación han superado cualquier obstáculo.

A mis amigos de carrera y a mis verdaderos amigos, no me atrevo a escribirlos para no dejar a nadie por fuera de la clasificación. Sólo me queda agradecerles muchas cosas, ya que todos somos la suma de lo que hemos pasado.

Gracias a algunos profesores que desinteresadamente me han enseñado la geofísica y a crecer como ser humano, espero que sigan orientando con buen camino a otras personas.

Gracias a muchas personas que colaboraron para este proyecto, entre los cuales puedo nombrar: Gemma Torres, Francisco Bolívar, Gerardo Gonzáles, María Gonzáles, Daniel Naval, Antonio Ughi, Adriana Colmenares, Nelbett Marfisi, Yaraixa Pérez, Massimo Di Giulio, Jilson Castillo, Ricardo Alezones, Isaías Castillo, Nadia Jaramillo y a los Doctores Franck Audemard, Michael Schmitz y María Castillo.

Un especial agradecimiento a Jose Cavada, Nuris Orihuela, Miguel Exposito y Franklin Yoris; los Maestros de Maestros por orientar, ayudar y creer en un humilde servidor. Espero algún día tener la dicha de poderles devolver la ayuda brindada a todos los antes mencionados, cuentan con una mano amiga incondicionalmente.

*Caminante, son tus huellas
el camino, y nada más;
caminante, no hay camino,
se hace camino al andar
A. Machado*

Herman Rojas

Contreras D., David, Rojas U., Herman

INTERPRETACIÓN GEOFÍSICA INTEGRADA DEL CAMPO SINCOR, BLOQUE JUNÍN DE LA FAJA PETROLÍFERA DEL ORINOCO, ESTADO ANZOÁTEGUI

**Tutor Académico: Prof. Nuris Orihuela. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de
Ingeniería Escuela de Geología, Minas y Geofísica. 2007, XX p.**

Palabras Clave: Faja Petrolífera del Orinoco, Bloque Junín, Integración Geofísica,
Interfaz Intracortical, Modelo Estructural.

Resumen.

En este proyecto fue integrada información geofísica de diversa índole, tales como: gravimétrica, magnética, sísmica 2D y 3D y registros de pozo, correspondiente al campo Sincor de la Faja Petrolífera del Orinoco con el objetivo último de proponer un modelo geológico estructural para la zona. Se implementaron análisis geoestadísticos y espectrales de los datos gravimétricos y magnéticos para construir los mapas de anomalía de Bouguer e IMT del área, y así, poder estimar la profundidad de los cuerpos generadores de las anomalías. Los principales reflectores de la región se interpretaron en tiempo en las secciones 2D y en el cubo sísmico 3D, que a través del modelo de velocidades generado pudieron ser convertidos a profundidad. Los registros de pozo permitieron la calibración sísmica-pozo así como el control de densidades y profundidades de las formaciones presentes en el modelo geológico propuesto. La respuesta gravimétrica del modelo esta controlada en un 70% por la geometría de la corteza inferior y el contraste de densidades entre la cuenca y el basamento cristalino contribuye en un 20%. La interfaz intracortical controla 60% de la señal magnética observada y un 30% el contraste entre el basamento ígneo-metamórfico y la cobertura sedimentaria suprayacente. Fueron reconocidos sísmicamente los estilos estructurales extensionales y de inversión, así como el acúñamiento cretácico y cámbrico en dirección al Cratón de Guayana. Se recomienda realizar estudios de sísmica de reflexión profunda en el área para obtener mayor información acerca de la configuración del Escudo de Guayana.

ÍNDICE GENERAL

DEDICATORIA.....	ii
AGRADECIMIENTOS.....	iii
ÍNDICE GENERAL.....	viii
LISTA DE FIGURAS	xi
LISTA DE TABLAS.....	xiv
LISTA DE APÉNDICES	xv
CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN.....	1
1.2 Objetivos.....	3
1.2.1 Objetivo General	3
1.2.2 Objetivos Específicos.....	4
1.3 Ubicación del Área en Estudio	4
1.4 Antecedentes.....	5
CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO	8
2.1 Generalidades	9
2.2 Síntesis Tectónica Regional	11
2.2.1 Pre-Apertura (Paleozoico).....	11
2.2.2 Apertura y Deriva (Jurásico-Cretácico Temprano).....	12
2.2.3 Margen Pasivo (Cretácico-Paleoceno)	12
2.2.4 Colisión Oblicua (Mioceno – Plioceno y Cuaternario).....	12
2.3 Rasgos Estructurales a Nivel Regional.....	13
2.4 Geología Estructural del Campo Sincor.....	16
2.5 Estratigrafía del Campo Sincor	17
2.5.1 Formación Hato Viejo (Cámbrico).....	18
2.5.2 Formación Carrizal (Cámbrico Temprano).....	18
2.5.3 Grupo Temblador (Cretácico)	19
2.5.4 Formación Merecure (Terciario: Oligoceno – Mioceno Temprano).....	21
2.5.5 Formación Oficina (Terciario: Mioceno Temprano – Medio)	21
2.5.6 Formación Freites (Terciario: Mioceno Medio-Tardío).....	22
2.5.7 Formación Las Piedras (Terciario: Mioceno Tardío-Plioceno).....	23

2.5.8 Formación Mesa (Cuaternario: Pleistoceno).....	23
CAPÍTULO 3: MARCO TEÓRICO	25
3.1 Método Gravimétrico	26
3.1.1 Variaciones de la Gravedad con la Latitud.....	26
3.1.2 Variación de la Gravedad con la Altitud	27
3.1.3 Anomalías Gravimétricas	30
3.1.4 Separación Regional – Residual de Mapas de Anomalía de Bouguer	31
3.2 Método Magnético.....	33
3.2.1 Campo Magnético Terrestre.....	35
3.2.2 Aplicaciones de las Medidas Magnéticas.....	35
3.2.3 Separación Regional - Residual de Mapas Magnéticos	36
3.3 Método Sísmico.....	36
3.3.1 Interpretación Sísmica - Estructural	37
3.3.2 Calibración Sísmica – Pozo.....	37
3.3.3 Perfil sísmico vertical	39
3.3.4 Conversión Tiempo – Profundidad	41
3.4 Registros de Pozo	42
3.4.1 Registro Sónico	43
3.4.2 Registro de Densidad.....	43
3.4.3 Registro de Rayos Gamma	44
3.5 Análisis Geoestadístico	45
CAPÍTULO 4: MARCO METODOLÓGICO	48
4.1 Flujograma de Trabajo	49
4.2 Método Gravimétrico	51
4.2.1 Evaluación Geoestadística de los Datos Gravimétricos	53
4.2.2 Generación del Mapa de Isoanomalías de Bouguer	61
4.2.3 Separación Regional – Residual.....	62
4.2.4 Análisis Espectral de los Valores de Anomalía de Bouguer	63
4.3 Método Magnético.....	64
4.3.1 Validación Geoestadística de los Datos Magnéticos.....	66

4.3.2	Generación del Mapa de Isoanomalías de IMT.....	69
4.3.3	Análisis Espectral de los Valores de IMT	70
4.4	Método Sísmico.....	71
4.4.1	Análisis de frecuencias.....	74
4.4.2	Conversión Tiempo – Profundidad	75
4.5	Registros de Pozo	78
4.5.1	Calibración entre los Sismogramas Sintéticos y los Datos Sísmicos	79
4.5.2	Calibración entre los VSP y los Datos Sísmicos	84
4.6	Modelado Estructural	84
CAPÍTULO 5: RESULTADOS Y ANÁLISIS		86
5.1	Resultados y Análisis del Método Gravimétrico.....	87
5.1.1	Resultados del Análisis Espectral de los Datos Gravimétricos	92
5.2	Resultados y Análisis del Método Magnético	94
CAPÍTULO 6: INTERPRETACIÓN INTEGRADA DE RESULTADOS		105
6.1	Interpretación Integrada.....	106
6.2	Anomalía Observada Versus Anomalía Calculada	115
CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES		119
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS.....		122
APÉNDICES		132

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Ubicación del campo Sincor	5
Figura 2.1. Cuencas petrolíferas de Venezuela basada en la distribución de sus provincias sedimentarias	9
Figura 2.2. Principales estructuras de la Cuenca Oriental de Venezuela	10
Figura 2.3. Rasgos estructurales de la Faja Petrolífera del Orinoco	14
Figura 2.4. Mapa Estructural Regional del Tope del Basamento.....	15
Figura 2.5. Perfil estructural E-O de la Faja Petrolífera del Orinoco.....	15
Figura 2.6. Perfil estructural N-S de la Cuenca Oriental donde se muestra la ubicación del campo Sincor	17
Figura 2.7. Columna estratigráfica del subsuelo en el área de Sincor.....	20
Figura 2.8. Perfil estratigráfico N-S donde se muestra la relación de los sedimentos de la Formación Oficina con sedimentos cretácicos y pliocenos en el área de Sincor.....	24
Figura 3.1. Perfil topográfico de la superficie terrestre mostrando estación gravimétrica.....	28
Figura 3.2. Retícula de Hammer. Escala 1/62500	30
Figura 3.4. Adquisición de VSP.....	41
Figura 3.5. Esquema de adquisición de Tiros de Verificación Sísmica.	42
Figura 3.6. Esquema de herramienta de registro sísmico.....	43
Figura 3.7. Esquema de la herramienta de registro de densidad.	44
Figura 3.8. Ejemplo de histograma de frecuencia	46
Figura 3.9. Ejemplo de diagrama de caja	47
Figura 4.1. Flujograma de trabajo.	50
Figura 4.2. Mapa de ubicación de estaciones gravimétricas	52
Figura 4.3. Histograma de frecuencia del total de datos de anomalía de Bouguer.	54
Figura 4.4. Diagrama de caja para los datos de anomalía de Bouguer.....	55
Figura 4.5. Mapa de geología superficial con ubicación de las estaciones gravimétricas	56

Figura 4.6. Histograma de frecuencia para los datos de anomalía de Bouguer excluida la estación 84.	57
Figura 4.7. Diagrama de caja para los datos de anomalía de Bouguer excluida la estación 84.	58
Figura 4.8. Análisis de la distribución de los datos gravimétricos.	60
Figura 4.9. Anomalía de Bouguer para el Perfil A – A'.	61
Figura 4.10. Gráfico de bondad de ajuste para los datos de anomalía de Bouguer.	62
Figura 4.11. Análisis espectral para datos gravimétricos.	64
Figura 4.12. Diagrama de adquisición aeromagnética	65
Figura 4.13. Histograma de frecuencia del total de datos magnéticos.	66
Figura 4.14. Diagrama de caja para el total de datos magnéticos.	67
Figura 4.15. Prueba paramétrica P-P para el total de datos magnéticos.	68
Figura 4.16. Prueba paramétrica Q-Q para el total de datos magnéticos.	68
Figura 4.17. Intensidad Magnética Total para el Perfil A – A'.	69
Figura 4.18. Gráfico de Bondad de ajuste para datos de IMT.	70
Figura 4.19. Mapa de ubicación de los datos sísmicos empleados en el área en estudio y el perfil A-A'	72
Figura 4.20. Espectro de amplitud sísmica en sentido de las trazas del pozo P6.	75
Figura 4.21. Curvas T-Z para la elaboración del modelo de velocidades	77
Figura 4.22. Modelo de velocidades para el área en estudio.	77
Figura 4.23. Mapa de ubicación de los pozos empleados en el área en estudio.	78
Figura 4.24. Prueba de calibración sísmica del Pozo P6.	81
Figura 4.25. Pruebas de filtros Ricker en los sismogramas sintético y VSP del pozo P6.	82
Figura 4.26. Ejemplo de hoja de calibración del pozo P6.	83
Figura 5.1. Mapa de anomalía de Bouguer de la Cuenca Oriental de Venezuela	87
Figura 5.2. Mapa de anomalía de Bouguer del campo Sincor	88
Figura 5.3. Separación gravimétrica regional residual mediante la superficie polinómica de grado 1	90

Figura 5.4. Separación gravimétrica regional residual mediante la superficie polinómica de grado 2	91
Figura 5.5. Análisis espectral de los datos de anomalía de Bouguer.	92
Figura 5.6. Mapa del basamento magnético en la Cuenca Oriental de Venezuela	94
Figura 5.7. Mapa de IMT del campo Sincor	95
Figura 5.8. Análisis espectral de los datos de IMT.	96
Figura 5.9. Ejemplo de línea aleatoria interpretada en la sísmica 3D.	98
Figura 5.10. Mapa en profundidad correspondiente a la discordancia del Tope Precámbrico.....	100
Figura 5.11. Ejemplo de truncación erosional de las formaciones cretácicas en las líneas sísmicas 2D	101
Figura 5.12. Ejemplo de posible falla de atajo en las líneas sísmicas 2D	103
Figura 5.13. Mapa en profundidad correspondiente a la discordancia de Base del Terciario	104
Figura 6.1. Respuesta gravimétrica-magnética correspondiente al perfil A-A' modelado estructuralmente.....	107
Figura 6.2. Modelo geológico estructural regional propuesto para el perfil A-A'	110
Figura 6.3. Modelo geológico estructural propuesto para el perfil A-A' en el área de Sincor.....	111
Figura 6.4. Interpretación sísmica estructural del reflector profundo relacionado con la discontinuidad corteza superior – corteza inferior.....	116
Figura 6.5. Estimación del error inherente al modelo geológico propuesto A-A' mediante los pozos comprobatorios P24 y P25.....	118

LISTA DE TABLAS

Tabla 4.1. Medidas de tendencia central y dispersión para los valores de anomalía de Bouguer. Muestra correspondiente a 92 estaciones gravimétricas.....	54
Tabla 4.2. Medidas de tendencia central y dispersión para los valores de anomalía de Bouguer luego de la exclusión de estación 84. Muestra correspondiente a 91 estaciones gravimétricas.....	59
Tabla 4.3. Medidas de tendencia central y dispersión. Muestra correspondiente a 6473 valores de Intensidad Magnética Total.....	67
Tabla 4.4. Inventario de datos sísmicos.	71
Tabla 4.5. Cálculo de la resolución vertical de las formaciones cretácicas.	73
Tabla 4.6. Inventario de pozos con tiros de verificación sísmica.....	75
Tabla 4.7. Inventario de registros de pozo	79
Tabla 5.1. Valores de profundidad para las distintas fuentes de anomalía gravimétrica.....	93
Tabla 5.2. Valores de profundidad para las distintas fuentes de anomalía magnética	97
Tabla 6.1. Características de cada uno de los cuerpos del modelo geológico propuesto para el perfil A-A'.	114

LISTA DE APÉNDICES

Apéndice 1. Estaciones de gravedad utilizadas para la construcción del mapa de anomalía de Bouguer.....	133
---	-----

CAPÍTULO 1:

INTRODUCCIÓN

- *Introducción*
- *Objetivos*
- *Ubicación del Área en Estudio*
- *Antecedentes*

1.1 Introducción

Durante 90 años de exploración y producción petrolera en la Cuenca Oriental de Venezuela se han descubierto 35 grandes campos y 260 campos menores, con un total de 120.000 pozos perforados, que convierten a esta provincia en la más rica en hidrocarburos de Sudamérica después de la Cuenca del Lago de Maracaibo. De hecho, si se añadieran las reservas estimadas para la Faja Petrolífera del Orinoco – 1.182 miles de millones (MMM) de barriles–, la Cuenca Oriental de Venezuela sería la cuenca de mayores recursos petrolíferos de Sudamérica (Mommer, 2004).

Es por ello, que en los últimos años la Faja Petrolífera del Orinoco ha adquirido especial importancia para la exploración y producción nacional de los hidrocarburos, con vista a satisfacer el mercado interno y a la creciente demanda energética imperante en el mundo. La faja, desde el punto de vista geográfico, está situada en el extremo sur de la Cuenca Oriental de Venezuela, comprendida entre el norte del río Orinoco y el sur de los estados Anzoátegui, Monagas y Delta Amacuro. Su extensión es de aproximadamente 55.314 km² de los cuales están siendo explotados 11.593 km². Está dividida en cuatro bloques, que de este a oeste son: Carabobo, Ayacucho, Junín y Boyacá.

La faja consiste básicamente en crudo extrapesado (alrededor de 10° API), cuya producción viene de la Formación Oficina (Mioceno Temprano-Medio) que corresponde a ambientes fluvio-deltáicos (Ostos y Yoris, 1997). Debido a la gran extensión superficial de la zona y a los cuantiosos recursos allí contenidos Petróleos de Venezuela, Sociedad Anónima (PDVSA) desde la década pasada ha impulsado la existencia de alianzas estratégicas con empresas extranjeras, con miras a mejorar la exploración y producción de la Faja Petrolífera del Orinoco. Es así como en septiembre de 1993, nace la empresa Sincruos de Oriente (SINCOR), como alianza entre PDVSA, STATOIL (empresa noruega) y TOTAL (empresa francesa), fijando

como objetivo la producción de 200 mil barriles diarios (MBD) dentro del campo Sincor ubicado en el Bloque Junín.

En el campo Sincor sólo se han elaborado hasta la fecha modelos geológico-estructurales a partir de la interpretación de datos sísmicos 3D y registros de pozo, que han servido para obtener una primera visión de la configuración del subsuelo en el área en estudio. No obstante, por ser un área de sedimentos no consolidados donde los contrastes de impedancia acústica son bajos (González, 2007) y al no estar soportada por otros métodos geofísicos, la interpretación geológica del área puede considerarse de alta incertidumbre.

Por lo tanto, sería de gran interés la elaboración de un modelo geológico alternativo del campo Sincor, mediante la interpretación integrada de datos gravimétricos, magnéticos y registros de pozo, que en conjunto con los datos sísmicos permitan complementar y validar los modelados geológicos previos del campo, y así darle un nuevo enfoque a la configuración geológica de la zona en estudio, que en última instancia beneficiará la explotación del campo Sincor.

Adicionalmente, con la metodología utilizada en este proyecto se pretende simplificar el flujo de trabajo a usar en posteriores estudios de integración dentro de la Faja Petrolífera del Orinoco, una de las reservas de crudo pesado más grandes del mundo.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo General

- Proponer un modelo estructural del campo Sincor, a partir de la interpretación geofísica integrada de datos sísmicos, petrofísicos, gravimétricos y magnéticos.

1.2.2 Objetivos Específicos

- Generar mapas de Anomalía de Bouguer e Intensidad Magnética Total correspondientes al área en estudio.
- Elaborar un modelo de velocidades para la zona en estudio.
- Generar mapas en tiempo y en profundidad de cada uno de los marcadores geológicos de interés, mediante la interpretación sísmica estructural correspondiente.
- Restringir el modelo estructural en base a la información geológica-geofísica disponible.

1.3 Ubicación del Área en Estudio

El campo Sincor perteneciente al flanco sur de la Cuenca Oriental de Venezuela, está ubicado en el Estado Anzoátegui, específicamente en el Bloque Junín de la Faja Petrolífera del Orinoco.

En la Figura 1.1 se muestra la ubicación del área asignada a esta empresa, al sur de la población de San Diego de Cabrutica. La zona abarca una superficie de aproximadamente 500 km², entre las coordenadas N 900000 hasta N 940000 y desde E 270000 hasta E 300000 del huso 20.



Figura 1.1. Ubicación del campo Sincor. Tomado y modificado de Martin (2002).

1.4 Antecedentes

Las exploraciones en la Faja Petrolífera del Orinoco se iniciaron en 1920, pero los resultados fueron decepcionantes: el petróleo que se encontró era demasiado pesado para su explotación comercial de acuerdo con las condiciones tecnológicas y económicas de entonces. La misma historia se repitió en los años 30 cuando se perforaron unos 45 pozos. De hecho, en aquella época a la faja se le conocía por el nombre de Faja Bituminosa del Orinoco. Un tercer esfuerzo se realizó durante la campaña de 1956/1957, llegándose a producir unos 20.000 barriles diarios de crudo pesado, y es en esta oportunidad que la faja fue rebautizada como Faja Petrolífera del Orinoco (Mommer, 2004).

En efecto, las exploraciones arrojaron el resultado de que la faja contenía, predominantemente, petróleo extrapesado y no una materia bituminosa como se pensaba previamente. Finalmente, hacia fines de los años 60 y principios de los 70, el

Ministerio de Energía y Minas (MEM) condujo un programa exploratorio bastante intensivo, perforándose 116 pozos.

Después de la nacionalización el MEM en 1978 pasó la Faja Petrolífera del Orinoco a las órdenes de PDVSA, para que la recién creada compañía nacional condujera un estudio más detallado, para lo cual se le concedió un plazo de cinco años. Fue entonces cuando PDVSA dividió el área de la faja, de 55.314 km², en 4 grandes áreas que fueron asignadas a las diferentes filiales de ese entonces: Cerro Negro a Lagoven, Hamaca a Meneven, Zuata a Maraven, y Machete a Corpoven. Actualmente estas 4 áreas se conocen como: Carabobo, Ayacucho, Junín y Boyacá (figura 1.1) respectivamente y están divididos oportunamente en bloques. El esfuerzo realizado por PDVSA fue mayúsculo, en todos los órdenes, llegándose a perforar entre 1979 y 1983, unos 662 pozos exploratorios adicionales (Mommer, 2004).

En la década de 1990 PDVSA impulsó la creación de alianzas estratégicas entre la estatal petrolera e importantes trasnacionales, para asegurar una mejor exploración y producción de la faja. Es así como en 1993 se forman las empresas Petrozuata y Sincor para operar dentro del área de Junín, y en 1997 las empresas Ameriven y Cerro Negro. Entre las empresas extranjeras que están o han estado involucradas en el desarrollo de la faja se encuentran: ChevronTexaco (E.E.U.U.), ConocoPhillips (E.E.U.U.), Exxon-Mobil (E.E.U.U.), Total (Francia), Statoil (Noruega), ONGC (India), LUKOIL (Rusia), REPSOL YPF (España), Petropars (Irán), Petrobras (Brasil), CNPC (China), BP(Gran Bretaña), entre otras.

Cada una de las empresas antes citadas, trabajando junto con PDVSA, se ha encargado de llevar a cabo los planes de exploración y producción de distintos bloques dentro de la faja, con el fin último de cuantificar, certificar y explotar las reservas de hidrocarburo correspondientes.

Por otro lado, diversos autores de manera independiente han enfocado sus esfuerzos en pro de un mejor entendimiento de la configuración geológica de la faja. Tal es el caso de Dongo (2002), quien interpreta estratigráfica y estructuralmente el basamento Precámbrico de los campos Sincor y Petrozuata (al norte del campo Sincor), identificando estructuras tipo *graben* y *horst*, propias de un régimen extensivo. Determinó 2 tendencias de fallamiento: una NO-SE asociada al *rifting* del Jurásico y la otra NE-EO vinculada con la transcurrencia dextral entre las placas Sudamericana y la del Caribe. De la misma forma Martin en el 2002 realiza una interpretación de los principales horizontes sísmicos del campo Sincor. Sus conclusiones se presentan de manera detallada en el capítulo 2.

Castillo (2007) describió la evolución tectono-estratigráfica de las secuencias terciarias del Bloque Junín – Norte a partir de la interpretación sismoestratigráfica de información sísmica 2D; logrando identificar en la zona, el sistema de fallas de Hato Viejo. Plantea además, que los principales yacimientos de la zona corresponden a las arenas fluvio-deltáicas depositadas durante el Mioceno y el Oligoceno.

Por su parte González (2007), realizó una interpretación sismoestratigráfica de la sección inferior (intervalo fluvial) de la Formación Oficina, analizando en detalle 6 unidades estratigráficas; determinando facies de barra/relleno de canal para 5 de las unidades y facies de barra de meandro para una unidad.

CAPÍTULO 2:

MARCO GEOLÓGICO

- *Generalidades*
- *Síntesis Tectónica Regional*
- *Rasgos Estructurales a Nivel Regional*
- *Geología Estructural del Campo Sincor*
- *Estratigrafía del Campo Sincor*

2.1 Generalidades

La Cuenca Oriental de Venezuela es una depresión estructural que se encuentra ubicada en la zona noreste del país, entre los 8° y 11° de latitud norte y los 61° y 66° de longitud oeste. Está limitada al norte por el cinturón de fallamiento y plegamiento de la Serranía del interior Central y Oriental, al sur por el extremo norte del Cratón de Guayana, y al oeste por el Arco del Baúl (González de Juana *et al.*, 1980) (Figura 2.1).



Figura 2.1. Cuencas petrolíferas de Venezuela basada en la distribución de sus provincias sedimentarias. Tomado de Pérez *et al* (1980).

La Cuenca Oriental de Venezuela está subdividida en dos subcuencas, a saber: la Subcuenca de Guárico al oeste y la Subcuenca de Maturín al este, extendiéndose por los estados Guárico, Anzoátegui, Delta Amacuro, Monagas y el suroeste del Estado Sucre. Según Meneven (1985) la parte superficial de esta cuenca es una llanura de inundación amplia y fértil, mientras que el subsuelo de esta zona está conformado por secuencias sedimentarias de edad Mioceno como principal reservorio.

Uno de los rasgos más importantes de la Cuenca Oriental de Venezuela es su geometría asimétrica, caracterizado por un monoclinal en el flanco sur que presenta buzamiento suave hacia el norte. Por su parte, el flanco norte es fuertemente interrumpido por complejas estructuras y plegamientos (Figura 2.2). Así mismo, toda la cuenca presenta cierto buzamiento hacia el este, encontrándose su parte más profunda hacia el noreste (Méndez, 1985).

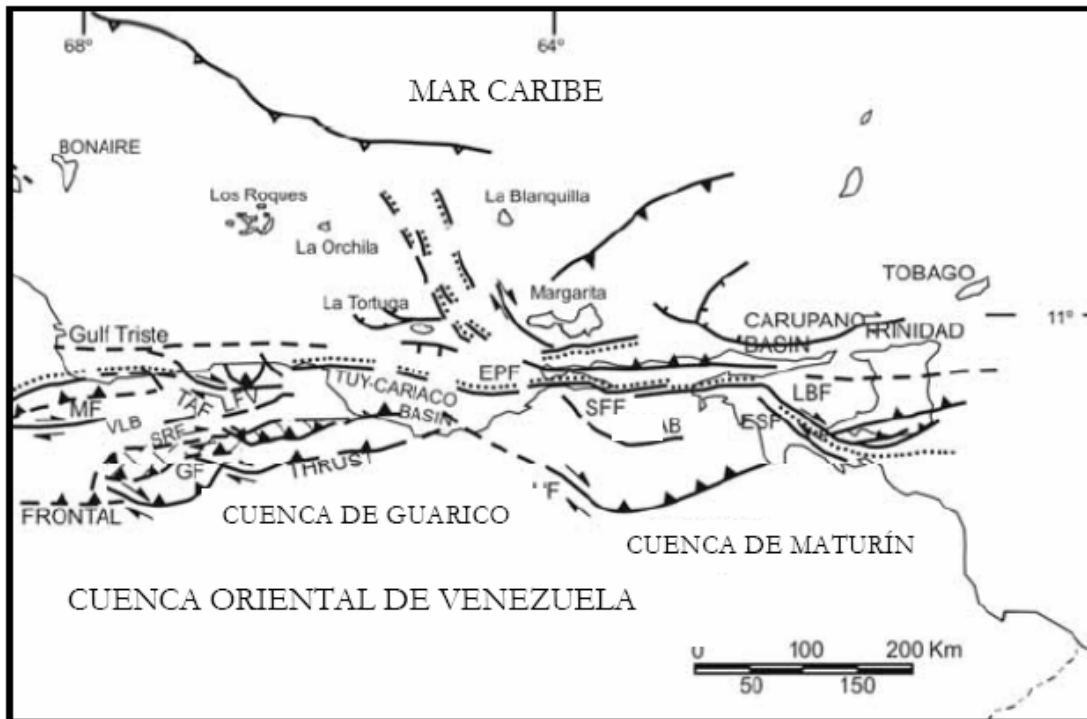


Figura 2.2. Principales estructuras de la Cuenca Oriental de Venezuela. UF: Falla de Urica, GF: Corrimiento de Guárico, EPF: Falla El Pilar y SPF: Falla San Francisco. Tomado de Yoris *et al.* (2004).

Económicamente, la Cuenca Oriental de Venezuela es la segunda provincia más rica en hidrocarburos de Sudamérica después de la Cuenca del Lago de Maracaibo. Más de 120.000 pozos han sido perforados y 35 grandes campos y 260 campos menores han sido descubiertos durante los 90 años de exploración y producción. El Furrial, Guara, Mata, Jusepín, Oficina y Quiriquire, entre otros, son los campos petroleros más conocidos por su producción. Ahora, si se añadieran las

reservas estimadas para la Faja Petrolífera del Orinoco, la Cuenca Oriental de Venezuela sería la cuenca de mayores recursos petrolíferos de Sudamérica (Mommer, 2004). De hecho, el petróleo *in situ* se ha estimado en 1.182 miles de millones (MMM) de barriles, de los cuales 267 MMM –es decir 22%– serían recuperables, cifra que para tener una idea de su magnitud, es equivalente a las reservas probadas de Arabia Saudita (Mommer, 2004).

La Faja Petrolífera del Orinoco desde el punto de vista geográfico, es una región situada en el extremo sur de la Cuenca Oriental de Venezuela, comprendida entre el norte del río Orinoco y el sur de los estados Anzoátegui, Monagas y Delta Amacuro. Tiene una extensión aproximadamente de 36.000 km² dividida en cuatro bloques, que de este a oeste son: Carabobo, Ayacucho, Junín y Boyacá. Representa el borde meridional de la Cuenca Oriental de Venezuela (Figura 1.1).

La Faja consiste básicamente en crudo extrapesado, es decir, de crudo de menos de 10° API (más pesado que el agua, dado que 10° API es la gravedad de la misma), cuya producción viene de la Formación Oficina (Mioceno Temprano-Medio) que corresponde a ambientes fluvio-deltáicos (Ostos y Yoris, 1997). La producción del campo Sincor dentro del Bloque Junín es de 200 mil barriles diarios (MBD).

2.2 Síntesis Tectónica Regional

La evolución geodinámica de la Cuenca Oriental de Venezuela puede dividirse en cuatro episodios tectónicos (Eva *et al.*, 1989) que se describen a continuación:

2.2.1 Pre-Apertura (Paleozoico)

En la etapa de Pre-Apertura, también conocida como *prerift*, se depositaron secuencias sedimentarias en ambientes neríticos y costeros como las formaciones

Hato Viejo y Carrizal en la Subcuenca de Guárico (Parnaud *et al.*, 1995). Por su parte Yoris *et al.* (2004) consideran que estas formaciones fueron depositadas en una etapa *synrift* típicas de Gondwana y Laurentia, por ende sólo es posible encontrarlas en depresiones como el *graben* de Espino.

2.2.2 Apertura y Deriva (Jurásico-Cretácico Temprano)

Esta etapa se caracteriza por la generación de estructuras tipo *graben* y *horst* propias de regímenes tectónicos extensionales, creación de corteza oceánica o Protocaribe al norte y una discordancia regional hacia el Cratón (Parnaud *et al.*, 1995). Yoris, *et al.* (2004) postulan que esta etapa de *rifting* es la responsable de grandes lineamientos estructurales, refiriéndose a los ya mencionados *graben* y *horst*, cuya influencia en la evolución posterior de las cuencas sedimentarias es importante. Estratigráficamente el *rifting* está representado por la Formación La Quinta, al oeste del Graben de Espino (Schlumberger, 1980), donde son especialmente notables también los basaltos (Talwani, 2002).

2.2.3 Margen Pasivo (Cretácico-Paleoceno)

Dentro de la evolución tectónica de la Cuenca Oriental de Venezuela adquiere especial importancia la gran transgresión marina diacrónica iniciada al final del Albiense (120Ma.), que cubrió Sudamérica (Yoris *et al.* 2004). La sedimentación se desarrolló con la ocurrencia de tres fases transgresivas que inundan el continente de norte a sur, ocurridas en el Turoniense, Paleoceno Temprano – Eoceno y Oligoceno respectivamente, siendo generados por cambios eustáticos del nivel del mar.

2.2.4 Colisión Oblicua (Mioceno – Plioceno y Cuaternario)

Esta es la etapa final del margen pasivo, durante el Oligoceno, que se desarrolla como consecuencia de la colisión de la Placa Caribe contra el borde septentrional de la Placa Sudamericana, lo que dio lugar al desarrollo de una cuenca antepaís (Parnaud *et al.*, 1995). Esta colisión migró progresivamente hacia el este desde el Oligoceno hasta el Mioceno Tardío, dividiendo la cuenca antepaís en tres zonas: una plataforma al sur, una al centro correspondiente al *foredeep* en la parte central y una zona de sobrecorrimento al norte, evidenciada ésta última por la formación de la Serranía del Interior Central y Oriental.

2.3 Rasgos Estructurales a Nivel Regional

Parnaud *et al.* (1995) reconocen para la zona dos provincias tectónicas: una alóctona y otra autóctona. La primera, se extiende desde la falla de El Pilar (la mayor falla de tendencia este-oeste, dextral, que representa la superficie límite entre las placas Sudamericana y Caribe) hasta el eje de la cuenca, considerando que el estilo estructural compresivo característico de esta provincia viene dado por:

- Estructuras al estilo “cola de pescado” detrás del frente de deformación, a lo largo del alto estructural de Pirital.
- Pliegues cilíndricos a nivel regional asociados con el frente de deformación N 60°-70° E, siendo principalmente anticlinales, como en el área de El Furrial. Dicha serie de pliegues principalmente es explicada por una secuencia *piggyback*.
- Fallas transcurrentes dextrales con dirección N 50°-60° O (fallas Urica, San Francisco y Los Bajos) que separan la Serranía del Interior en áreas de evolución estructural diacrónica (Figura 2.2).

Por su parte, la provincia autóctona se extiende desde el eje principal de la cuenca hasta el río Orinoco. Esta provincia está caracterizada por un régimen extensional, con presencia de un sistema de fallas normales de tendencia N 60°-70° E, y transcurrentes que son más jóvenes en la parte sur que en el norte. Hacia el norte son comunes las fallas gravitacionales que afectan las rocas sedimentarias del Mioceno-Plioceno. Dentro de esta provincia se encuentra la Faja Petrolífera del Orinoco (Parnaud *et al.*, 1995).

El sistema de fallas de Hato Viejo divide a la faja en dos provincias estructurales: una al oeste y otra al este (Figura 2.3). Según Talwani (2002), en los bloques Boyacá y Junín (al oeste del sistema de fallas) las secuencias sedimentarias del Terciario descansan inconformemente sobre las rocas cretácicas y paleozoicas, las cuales fueron depositadas en una depresión estructural profunda; mientras que al este del sistema de fallas las rocas del Terciario descansan sobre el basamento ígneo-metamórfico Precámbrico del Escudo de Guayana. La configuración regional del basamento ígneo metamórfico en el área se muestra en la Figura 2.4.



Figura 2.3. Rasgos estructurales de la Faja Petrolífera del Orinoco. Nótese como el sistema de fallas de Hato Viejo divide a la zona en dos provincias. Tomado de Castillo (2007).

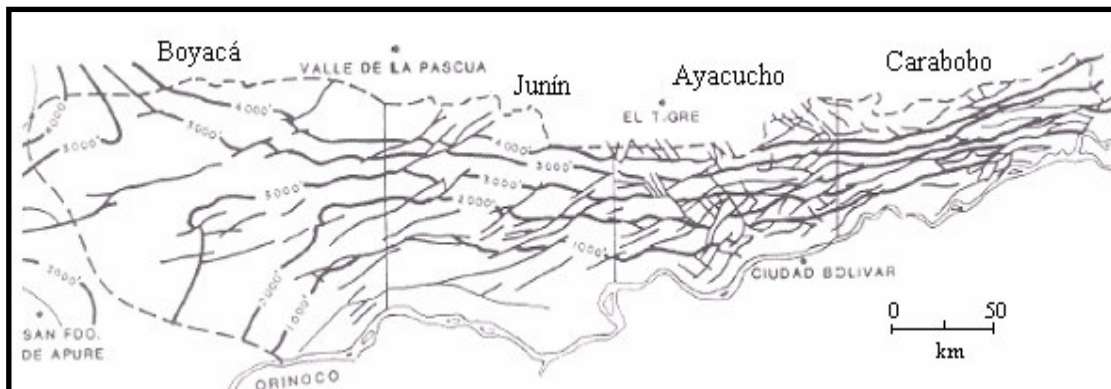


Figura 2.4. Mapa Estructural Regional del Tope del Basamento (En revisión). Tomado y modificado de Castillo (2007).

Talwani (2002) afirma que hacia el oeste, la Faja Petrolífera del Orinoco está limitada por el alto estructural de Machete, el cual se orienta en dirección NE-SO. En la provincia oriental las fallas extensionales tienen tres direcciones preferenciales: (1) Orientación este-oeste en los bloques Ayacucho y Carabobo, (2) N 60° - 70° E, siendo una tendencia paralela a la dirección predominante de las rocas más antiguas del Escudo de Guayana y (3) N 30° - 45° O, como orientación predominante de las tendencias topográficas Pre-Terciarias (Figura 2.5).

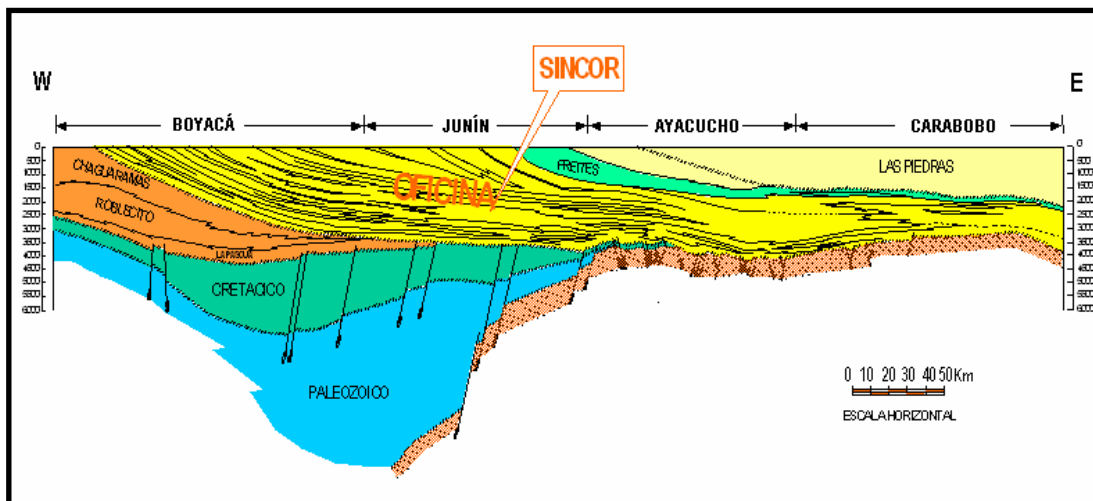


Figura 2.5. Perfil estructural E-O de la Faja Petrolífera del Orinoco, al sur de la Cuenca Oriental de Venezuela, en donde se muestra la ubicación del campo Sincor. Tomado y modificado de Sincor (2001).

Según Talwani (2002) en la provincia del oeste las direcciones preferenciales de fallamiento son E – O y NE – SO. El desplazamiento vertical de las fallas es cercano a los 60 m. En la Figura 2.6 se muestra como las trampas pueden ser acuñaientos estratigráficos o truncamientos estructurales. Las arenas están asociadas con meandros de ríos que fluyeron desde el norte hacia la plataforma de Guayana, sirviendo muchas veces como reservorios. Los sellos están relacionados con fallas que interceptan a las lutitas de Carapita.

2.4 Geología Estructural del Campo Sincor

El campo Sincor, está localizado en el alto periférico de la cuenca antepaís (Figura 2.5) y específicamente en la provincia estructural al oeste del sistema de fallas de Hato Viejo. Es posible resumir los resultados basados en la interpretación estructural de datos sísmicos 3D de la zona (Martin, 2002) como sigue a continuación:

- Las tendencias estructurales principales son N 20° O a NO-SE (tendencia precámbrica “El Baúl”) y E-O a N 60° E hacia el este (obedeciendo a la tendencia regional de la falla “El Pilar” y de todo el cinturón de corrimiento de la Serranía Oriental), dividiendo el campo en subdominios estructurales diferentes. Se determina entonces que las tendencias estructurales principales del campo Sincor son coherentes con la evolución tectónica de las estructuras desarrolladas a nivel regional.
- La última tendencia estructural y la evolución tectónica durante el Mioceno Temprano al Plioceno están relacionados a la reactivación de las tendencias heredadas formadas en un régimen rumbo deslizante durante la fase compresiva andina.

- Presencia de fallamiento normal, y pequeños pliegues, como estructuras distintivas de la expresión estructural del Mioceno Tardío-Plioceno.
- El control estructural sobre la sedimentación en la Formación Oficina dentro del área de Sincor es pequeño (máximo desplazamiento vertical de 25-30 m aproximadamente). El fallamiento y flexión afectaron mayormente a los depósitos del Mioceno Inferior.

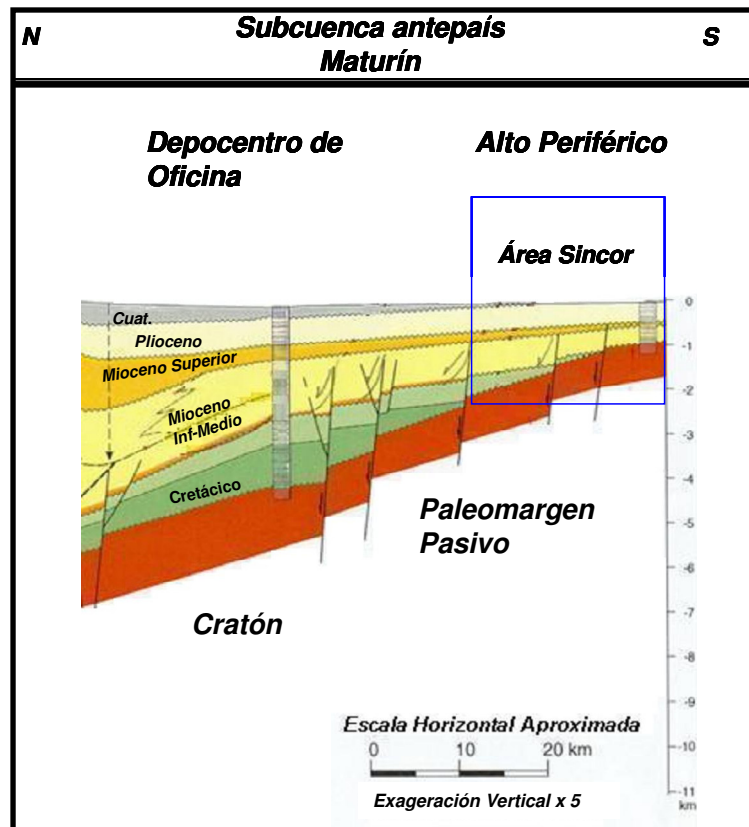


Figura 2.6. Perfil estructural N-S de la Cuenca Oriental donde se muestra la ubicación del campo Sincor. Tomado y modificado de González (2007).

2.5 Estratigrafía del Campo Sincor

La columna estratigráfica del área descansa sobre el basamento ígneo-metamórfico de edad Precámbrica. Méndez (1985) describe que las secuencias

suprayacentes se extienden hasta rocas de edad Pleistoceno, caracterizadas por la depositación de la Formación Mesa.

A continuación se describen las formaciones que conforman la columna estratigráfica de la zona en estudio (Figura 2.7), desde las que afloran en superficie (Mesa y Las Piedras), hasta la más importantes desde el punto de vista petrolero, como lo son las siguientes: Freites (reservorio), Oficina (productora y almacén de hidrocarburos al mismo tiempo), Tigre, Canoa, Merecure, Carrizal y Hato Viejo. Por su parte en la Figura 2.8, se presenta el modelo estratigráfico N-S del área.

2.5.1 Formación Hato Viejo (Cámbrico)

De acuerdo con Hedberg (1947), la Formación Hato Viejo esta constituida esencialmente de areniscas de grano fino a grueso, con granos redondeados y muy bien cementados. Según Petróleos de Venezuela y sus empresas filiales (PDVSA) e Instituto de tecnología Venezolana para el petróleo (INTEVEP) las características de la unidad indican que el ambiente de sedimentación es continental, y sus sedimentos son de relleno de cuenca (facies fluvial y/o piedemonte) correspondientes a una fase erosiva contemporánea o subsiguiente a un período de intensa actividad tectónica.

La formación infrayace a la Formación Carrizal del Paleozoico (Cámbrico Temprano) y suprayace discordantemente a las rocas precámbricas del Escudo de Guayana (Hedberg, 1942). Talwani (2002) indica que los datos de pozo muestran espesores para las arenas cámbricas de la Formación Hato Viejo de al menos 90 m, correspondientes a la fase paleozoica de *Prerift*.

2.5.2 Formación Carrizal (Cámbrico Temprano)

Según Hedberg (1947), la Formación Carrizal está constituida por espesas secuencias de arcilitas intensamente bioturbadas, con presencia de limolitas y

areniscas. Esta formación fue depositada en condiciones de ambientes marinos (nerítico), en aguas someras y condiciones de corriente típicas de llanuras de marea, lo cual se evidencia en las estructuras sedimentarias.

El tope de la Formación Carrizal es siempre erosional y está cubierta por el Grupo Temblador y la Formación Oficina. En la base suprayace a la Formación Hato Viejo y su espesor es de aproximadamente 640 m tanto para las lutitas como para las arenas (Talwani, 2002), también pertenecientes al estadio *prerift*.

2.5.3 Grupo Temblador (Cretácico)

De acuerdo con Yoris, *et al.* (2004) el Grupo Temblador esta constituido por las formaciones Canoa y Tigre y es la principal evidencia de la transgresión marina que se inicio en el este de Venezuela aproximadamente en el Cenomaniense. Este grupo está constituido principalmente por sedimentos no marinos que gradan hacia sedimentos marinos en el tope de las formaciones Canoa y Tigre.

Formación Canoa (Aptiense – Albiense)

La Formación Canoa esta definida como una intercalación de conglomerados de grano fino, areniscas, limolitas y arcilitas (Hedberg, 1947). Se sugiere una depositación en ambientes continentales por la presencia de conglomerados, posiblemente fluvial del tipo barra de meandro (PDVSA-INTEVEP, 2007)

Formación Tigre (Cenomaniense – Campaniense)

La Formación Tigre es una secuencia variable de areniscas y limolitas que se encuentran irregularmente estratificadas, son de grano fino, con areniscas gruesas, limolitas y lutitas carbonosas y fosfáticas. También se observan capas delgadas de calizas dolomíticas y dolomías (Hedberg, 1947). La fauna encontrada en esta unidad

indica un ambiente de plataforma que va desde plataforma exterior a talud (PDVSA-INTEVEP, 2007). La máxima transgresión marina ocurrida durante la fase de margen pasivo avanzó hacia el sur y durante el Turoniense caracterizó la deposición de esta Formación y consolidándose como el tope del Grupo Temblador.

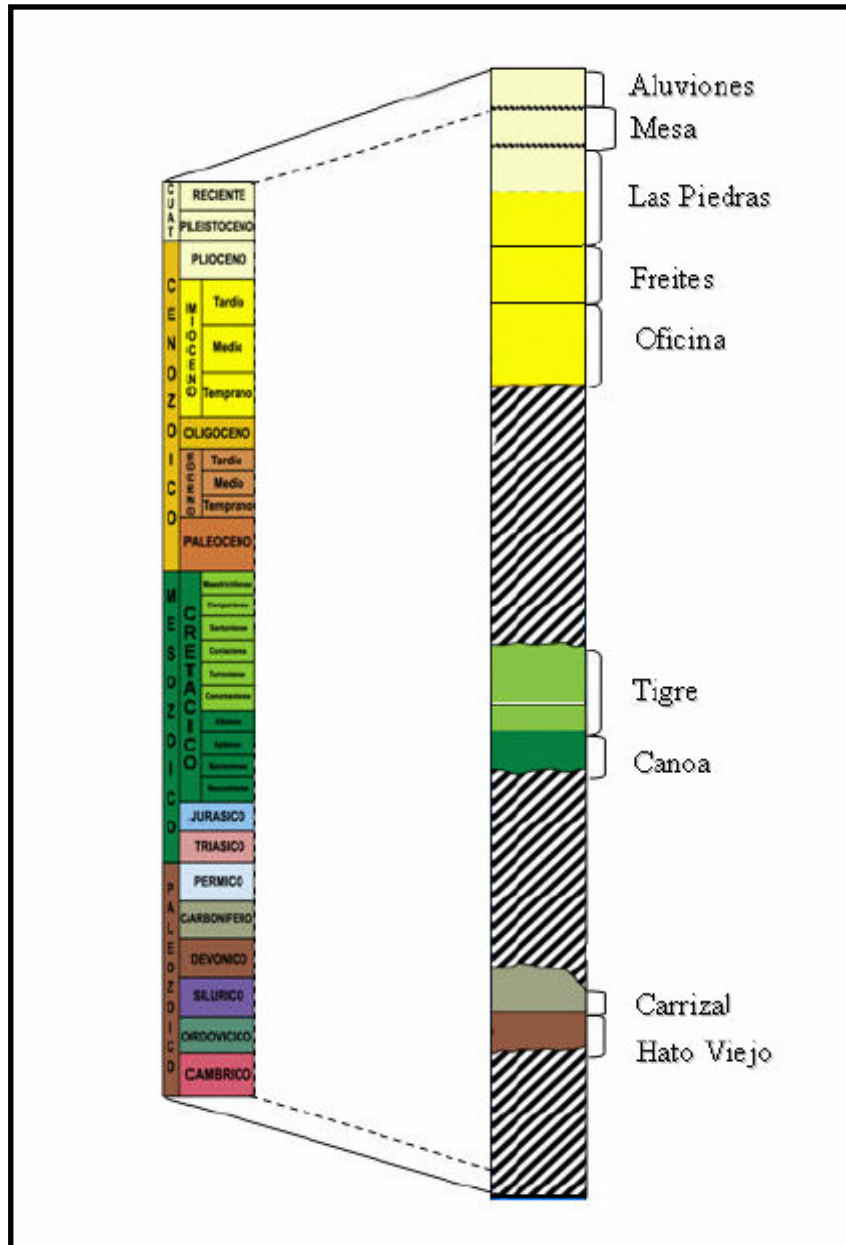


Figura 2.7. Columna estratigráfica del subsuelo en el área de Sincor. Tomado y modificado de Gómez y Ubieda (2007).

2.5.4 Formación Merecure (Terciario: Oligoceno – Mioceno Temprano)

Esta unidad se encuentra conformada por más del 50% de areniscas de granos finos a gruesos (incluso conglomeráticas). Las arenas están separadas por láminas o intervalos delgados de lutitas. El tope de la Formación Merecure constituye un reflector sísmico regional como consecuencia del contraste acústico causado por la diferencia litológica existente entre las arenas masivas de la Formación Merecure y la alternancia arenisca-lutita de la Formación Oficina, sin embargo, ambas formaciones son concordantes. Hacia la base, el contacto entre la Formación Merecure y el Grupo Temblador presenta una marcada discordancia basal, la cual no se puede observar, explica Reina (2002), debido a que la posición estructural de ambas unidades es subparalela. Tanto el tope como la base de la formación se hacen más jóvenes hacia el sur, por el avance del mar en esa dirección.

Las características litológicas indican que la sedimentación de esta unidad se desarrolla en un sistema fluvio-deltáico, sin embargo la presencia de canales indican que la Formación Merecure se encuentra en la zona más continental del delta y está dominado por corrientes fluviales entrelazadas (PDVSA-INTEVEP, 2007).

2.5.5 Formación Oficina (Terciario: Mioceno Temprano – Medio)

Hedberg (1947) describe una alternancia de lutitas que se encuentran intercaladas e interestratificadas con areniscas y limolitas de grano fino a grueso.

Según Funkhouser, Sass y Hedberg (1948), la Formación Oficina se encuentra concordante sobre la Formación Merecure, sin embargo, Hedberg aclara que la misma está discordante sobre unidades cretácicas. El contacto superior de Oficina está definido como concordante con la Formación Freites y la Formación Quiamare, pero es discordante con la Formación Las Piedras (PDVSA-INTEVEP, 2007).

En general, las condiciones de sedimentación de la Formación Oficina se hacen más marinas de oeste a este y de sur a norte (Hedberg, 1947), mostrando ciclos caracterizados por transgresiones marinas asociadas a períodos de caídas del nivel del mar y progradaciones de la plataforma (Campos, De Cabrera y Lander, 1985).

González de Juana *et al.* (1980) y Méndez (1985) aclaran que la presencia de arenas lenticulares y de relleno de canales de ríos puede estar indicando la presencia de un gran complejo fluvio-deltaico.

Meneven (1985) asegura que las arenas de esta formación son consideradas como las principales rocas reservorio de la Cuenca Oriental debido a su cuantiosa producción petrolífera.

2.5.6 Formación Freites (Terciario: Mioceno Medio-Tardío)

Según PDVSA-INTEVEP (2007), la Formación Freites se encuentra en todo el flanco sur de la subcuenca Maturín hasta las proximidades del Río Orinoco. Por su parte, Hedberg (1947) considera que la litología característica de esta formación está representada por lutitas con areniscas en el tope y la base, que permiten la subdivisión de la unidad en tres intervalos: un intervalo superior con capas delgadas de areniscas arcillosas, un intervalo predominantemente lutítico y un intervalo inferior de lutitas intercaladas con areniscas, de grano medio a grueso.

La Formación Freites suprayace concordantemente a la Formación Oficina en casi toda su extensión, excepto en el área de Anaco, donde se presenta una discordancia con la Formación Quiamare (González de Juana, *et al.* 1980).

En la mayor parte de la cuenca, la Formación Freites representa en general un ambiente marino somero en su proporción inferior, pasando a ambientes de aguas

algo más profundas en la parte media. La parte superior corresponde de nuevo a ambientes de aguas llanas (PDVSA-INTEVEP, 2007).

2.5.7 Formación Las Piedras (Terciario: Mioceno Tardío-Plioceno)

A nivel superficial la formación aflora en la porción septentrional de los estados Anzoátegui y Monagas. En el subsuelo al este hasta Pedernales, Delta Amacuro y Golfo de Paria. Hacia el sur, llega a las cercanías del río Orinoco en la Faja Petrolífera. Según González de Juana *et al.* (1980) está conformada principalmente por sedimentos finos mal consolidados, que incluyen areniscas y limolitas, más o menos carbonosas, lutitas arcillosas, arcillitas y lignitos. También se encuentran algunas calizas arenosas duras. Los espesores de la formación varían de unos cientos de metros hasta aproximadamente 1525 m (Hedberg *et al.*, 1947).

Parnaud *et al.*, (1985) establece que la formación fue depositada en ambientes deltáicos y marinos poco profundos, que desarrollaron el *foredeep* en el período Plioceno-Pleistoceno. El contacto es aparentemente concordante y transicional con la Formación Mesa (González de Juana *et al.*, 1980).

2.5.8 Formación Mesa (Cuaternario: Pleistoceno)

Hedberg y Pyre (1944) otorgaron este nombre a la formación debido a que cubre las extensas mesas fisiográficas características en la parte oriental de la cuenca oriental de Venezuela. Se extiende por los llanos centro-orientales y orientales, abarcando los estados Guárico, Anzoátegui y Monagas, encontrándose algunos afloramientos en los estados Sucre y Bolívar. Litológicamente consiste en arenas y gravas muy duras de grano grueso, cementadas con cemento ferruginoso y conglomerados ferruginosos (González de Juana, 1946).

González de Juana *et al.* (1980) establecen que, en líneas generales, el espesor de la Formación Mesa disminuye de norte a sur, como resultado del cambio en la sedimentación fluvio-deltáica. En cambio, de este a oeste el espesor aumenta, gracias a la migración del delta hacia el este, hasta llegar a su actual posición hoy día. El espesor máximo de 275 m se encuentra hacia la Mesa de Maturín, mientras que en el Estado Bolívar rara vez llega a los 20 m. La Formación Mesa suprayace en contacto concordante y transicional a la Formación Las Piedras.

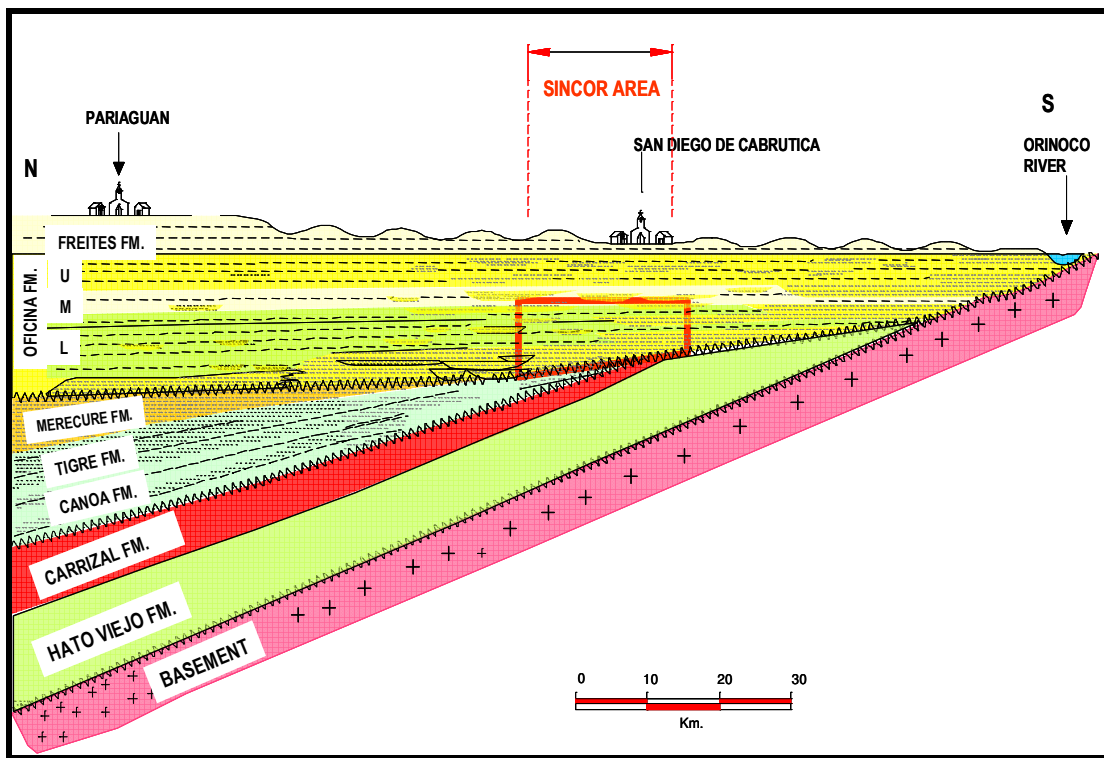


Figura 2.8. Perfil estratigráfico N-S donde se muestra la relación de los sedimentos de la Formación Oficina con sedimentos cretácicos y pliocenos en el área de Sincor. Tomado de Sincor (2001).

CAPÍTULO 3:

MARCO TEÓRICO

- *Método Gravimétrico*
- *Método Magnético*
- *Método Sísmico*
- *Registros de Pozo*
- *Análisis Geoestadístico*

3.1 Método Gravimétrico

El método gravimétrico se fundamenta en la medición de las variaciones laterales de la atracción gravitatoria en las rocas que constituyen el subsuelo y es de los métodos más utilizados para prospeccionar eventos profundos como el basamento cristalino de una secuencia sedimentaria.

Dobrin (1961) expone que las anomalías del campo gravitatorio se asocian a cambios en la distribución de las densidades de los materiales, relacionadas con alguna deformación estructural, o bien, a la presencia dentro de una misma formación geológica de rocas de distinta densidad. Dichas variaciones obtenidas del campo gravitatorio se miden en miliGales y su conversión entre unidades es la siguiente:

$$1 \text{ miliGal} = 1 \text{ mGal} = 10^{-3} \text{ Gales} = 0.001 \text{ Gal} = 0.001 \text{ cm/seg}^2$$

3.1.1 Variaciones de la Gravedad con la Latitud

A principios del siglo XVIII, Newton y Huygens de manera independiente explicaron como la gravedad varía de un punto a otro de la superficie terrestre, debido a la forma esférica del planeta. En efecto, como la Tierra está achatada en los polos, la distancia a su centro es máxima en el ecuador (por tanto el valor de la gravedad es mínimo) y mínima en los polos (valor de gravedad máximo). A esta variación se suma la del efecto de rotación de la Tierra, la fuerza centrífuga, que es máxima en el ecuador y nula en los polos y siempre opuesta a la fuerza de la gravedad (Moreles, 1997).

Como consecuencia de los efectos antes descritos, la aceleración de la gravedad varía aproximadamente de 978 cm/seg^2 en el ecuador a 983 cm/seg^2 en los polos. Por lo que se concluye que la aceleración de la gravedad está en función de la latitud. En este sentido, Cantos (1974) describe el esfuerzo de varios científicos que a

lo largo de los años fueron proponiendo una serie de fórmulas para el cálculo de la gravedad teórica o normal sobre la superficie terrestre, considerando la Tierra primeramente como un elipsoide de revolución y últimamente como un esferoide.

Entre las fórmulas internacionales de la gravedad se encuentra la correspondiente al elipsoide de referencia de 1967, la cual fue adoptada en la Asamblea de la IAG (*International Association of Geodesy*) la cual es presentada a continuación.

$$G_{teo}(\theta) = 9,78031846 * (1 + 0,00527889 \text{Sen}^2\theta + 0,00002346 \text{Sen}^4\theta) * 100.000; \text{ Ec. 3.1}$$

Donde $G_{teo}(\theta)$ es la gravedad teórica para la latitud θ (medidas en grados puros) y al nivel del mar. El factor 9,78031846 es el valor de la gravedad en el ecuador ($\theta = 0$).

3.1.2 Variación de la Gravedad con la Altitud

Como las observaciones se hacen sobre la superficie terrestre con una altura h sobre el nivel del mar, se deben estudiar las variaciones de la gravedad respecto a la altitud. Esto da lugar a tres correcciones: corrección de aire libre, corrección de Bouguer y la corrección topográfica. La aplicación de estas tres correcciones permite reducir la gravedad observada al nivel del mar.

Corrección de Aire Libre

La corrección de aire libre está relacionada con el gradiente de altura que experimentan las medidas de la gravedad, en donde, a mayor altura esté ubicada la estación, menor será la fuerza de gravedad con la que es atraída por el centro de masa de la Tierra. En la Figura 3.1 se muestra un perfil topográfico donde **A** representa una

estación gravimétrica a una altura **h** sobre el nivel medio del mar (NMM), y **M** una supuesta estación ubicada en el NMM, separada del centro de la Tierra por una distancia **R** (radio de la Tierra). Por ello la distancia de **A** al centro de la Tierra es **R+h**.

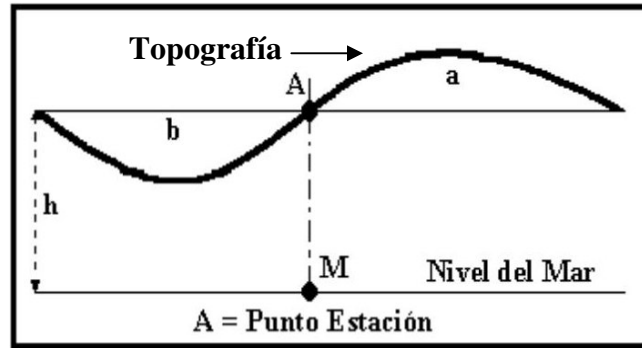


Figura 3.1. Perfil topográfico de la superficie terrestre mostrando estación gravimétrica. Tomado y modificado de Cantos (1974).

Luego de varios cálculos que asumen que la altura **h** de la estación **A** es mucho menor que el radio terrestre se obtiene la siguiente relación:

$$Cal = 0,3086h ; \quad Ec. 3.2$$

Donde:

Cal = Corrección de aire libre y

h = altura de la estación **A**

Corrección de Bouguer

Según Dobrin (1961) la corrección de Bouguer toma en cuenta la atracción que ejerce una laja o superficie horizontal imaginaria de material rocoso sobre la estación **A** (Figura 3.1). Dicha superficie al igual que **A** tiene una altura **h** constante sobre el NMM. El cálculo obligaría, al estimar el potencial gravitacional de una laja de **h** metros de espesor, a conocer la densidad del cuerpo rocoso

$$Cbou = 0,04191\rho * h ; \quad Ec. 3.3$$

Donde:

C_{bou} = Corrección de Bouguer

ρ = densidad del cuerpo rocoso y

h = altura sobre el NMM

Para el cálculo de la densidad del cuerpo rocoso es necesario acudir a los núcleos de roca y los registros de pozo de la zona en estudio (Gómez y Ubieda, 2007). Sin embargo la ecuación 3.3 cuantifica el efecto de atracción de la superficie imaginaria sobre la estación **A**, sin tomar en cuenta, que en la realidad existen montañas y valles que sobresalen de ese nivel de referencia. Este efecto se compensa por la corrección topográfica subsiguiente. También al respecto, Dobrin (1961) establece que la corrección de Bouguer, a nivel continental, debe sustraerse de la gravedad observada medida en **A** dado que se está eliminando el material situado entre el NMM y la altura de la estación.

Corrección Topográfica

La corrección topográfica toma en cuenta el efecto gravimétrico de la topografía (atracción) que rodea una estación (Cantos, 1974). Para el caso mostrado en la Figura 3.1 la corrección topográfica cuantificará los efectos de atracción del material rocoso **a** sobre la estación **A**, que no fueron contabilizados en la corrección de Bouguer, al suponer que la superficie terrestre imaginaria es horizontal. Dicha atracción sobre la masa del gravímetro es de sentido opuesto a la fuerza de gravedad; mientras que **b** al representar un valle actuará en sentido contrario, ya que allí no hay material rocoso actuante y por tanto su efecto habría que restarlo a la corrección de Bouguer. Dado que ésta última es negativa, la corrección topográfica total irá siempre sumada a la gravedad observada (Moncada, 2005).

Una serie de gráficos ideados por Hayford, Bowie y Hammer (Hammer, 1965) son utilizados para estimar el efecto gravitacional asociado a una secuencia teórica de

desniveles topográficos, y consisten en una serie de círculos concéntricos alrededor de la estación y divididos en sectores anulares, cada uno con una contribución conocida por unidad de elevación media (Figura 3.2). Cuanto mayor es la distancia a la estación, mayor es la zona de igual efecto topográfico. La corrección total se obtiene sumando las contribuciones de cada compartimiento hasta el límite de apreciación instrumental (Dobrin, 1961).

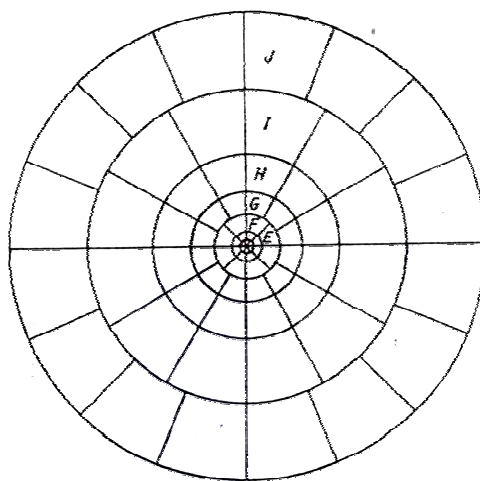


Fig. 3.2. Retícula de Hammer a escala 1/62500.
Tomado de Hammer (1965).

3.1.3 Anomalías Gravimétricas

En general, una Anomalía Gravitatoria será la diferencia entre el valor de la gravedad observada y el valor teórico de la gravedad en el esferoide para la latitud de cierta estación. Según las correcciones que se apliquen a los datos de gravedad observada en cada estación, se podrán calcular Anomalías de Aire Libre o de Bouguer. En la ecuación 3.4 se muestra el cálculo para la Anomalía de Aire Libre.

$$Aal = Gobs + Cal - Gteo ; \quad Ec. 3.4$$

Donde:

Aal = Anomalía de aire libre

$Gobs$ = Gravedad Observada

Cal = Corrección Aire Libre y

Gteo = Gravedad Teórica

Si se aplican las correcciones de aire libre, Bouguer y topográfica se consigue la anomalía de Bouguer (Dobrin, 1961), la cual es mostrada en la ecuación siguiente:

$$AB = Gobs \pm Cal \mp Cbou + Ctopo - Gteo \quad ; \quad Ec. 3.5$$

Donde:

AB = Anomalía de Bouguer

Gobs = Gravedad observada

Cal = Corrección de aire libre

Cbou = Corrección de Bouguer

Ctopo = Corrección Topográfica y

Gteo = Gravedad teórica

Parasnis (1970) recomienda que, para interpretar cualitativamente el subsuelo a partir de las anomalías gravimétricas, es necesario analizar variables como la intensidad, la agudeza, resolución y alargamiento de los contornos isoanómalos. Dichas variables se ven claramente afectadas por los siguientes factores que Rodríguez (1974) enumera a continuación: 1) contraste de densidades, 2) volumen o espacio ocupado por el conjunto de rocas anómalas, 3) profundidad y forma de los cuerpos causantes de las anomalías, y por último 4) aislamiento o separación de la anomalía de interés del marco regional.

3.1.4 Separación Regional – Residual de Mapas de Anomalía de Bouguer

Dado que los valores de gravedad en un punto cualquiera de la superficie terrestre dependen de factores como la latitud, la altura sobre el nivel del mar o una superficie de referencia, la topografía del terreno, el efecto de las mareas, la

distribución de densidades en el subsuelo y las posibles variaciones del valor medido por razones de deriva instrumental (Dobrin, 1961), es necesaria la separación y eliminación de estos efectos como primer paso luego de un levantamiento gravimétrico.

Al igual que en otros métodos de prospección geofísica, una de las mejores herramientas de interpretación son los mapas de isopropiedades. La gravimetría no es la excepción, en donde los mapas de Anomalía de Bouguer manifiestan el efecto combinado de dos fuentes: una regional y una de carácter local (Parasnis, 1970), teniéndose anomalías de cada tipo.

Una de las formas de separar los efectos regional-residual de las anomalías, es a través del ajuste por mínimos cuadrados, simulando superficies matemáticas correspondientes a la distribución de valores calculados de la anomalía de Bouguer. El valor de la anomalía residual viene expresado por la diferencia entre la superficie calculada y la observada. Es importante la aplicación de criterios geoestadísticos y geológicos del investigador, para seleccionar los valores correspondientes a la superficie polinómica más adecuada del área en estudio (Rodríguez, 1983).

Para el análisis de las superficies matemáticas es conveniente realizar un estudio de la bondad de ajuste de cada superficie polinómica utilizada, para calcular cual de ellas es la más conveniente dentro del estudio. La bondad de ajuste es calculada mediante la siguiente ecuación:

$$R_k^2 = \frac{SS_R \times 100}{SS_T} \quad ; \quad Ec. 3.6$$

Donde R_k es la bondad de ajuste en porcentaje. SS_R y SS_T se obtienen de las siguientes ecuaciones:

$$SS_T = \sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y}_{AB})^2 \quad Ec. 3.7 \quad \quad SS_R = \sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y}_R)^2 \quad Ec. 3.8$$

Donde:

i : corresponde a cada estación;

n = número total de estaciones.

$\hat{y}_i (SS_R)$ = Valor de la Anomalía Regional de grado k .

$\bar{y}_R$ = Media aritmética de la Anomalía Regional de grado k .

$\hat{y}_i (SS_T)$ = Valor de la Anomalía de Bouguer.

$\bar{y}_{AB}$ = Media aritmética de la Anomalía de Bouguer.

Las anomalías regionales representan la configuración estructural de la corteza terrestre, caracterizadas por una longitud de onda larga. En cambio, las anomalías residuales se deben a efectos de carácter local, es decir a eventos del subsuelo relativamente próximos a superficie. Los mapas regionales y residuales entonces proporcionarán información que permite interpretar la configuración estructural del basamento, así como de diversas estructuras más someras.

A partir de la interpretación cualitativa del mapa de anomalía de Bouguer se eligen los posibles perfiles a modelar, contemplando que éstos cumplan con los objetivos del estudio. De dichos perfiles se obtendrá la información de la gravedad observada, que permitirá realizar el modelado gravimétrico, ajustándose a valores de densidad de los cuerpos de roca propios de la zona (obtenidos por núcleos, registros de pozo, etc.) y a la profundidad y geometría de los mismos (mediante modelos geológicos previos, sísmica 2D y 3D, etc.).

3.2 Método Magnético

El método magnético, quizá la más antigua de las técnicas de exploración geofísica, inició su auge después de la llegada de los levantamientos aeromagnéticos en la Segunda Guerra Mundial. Con las mejoras en la instrumentación, filtrado de

datos y visualización, hoy día es posible cartografiar superficies magnetizadas completas a diferentes escalas, desde el basamento más intensamente magnético a escala regional, hasta contactos sedimentarios débilmente magnetizados a escala local (Nabighian *et al.*, 2005).

Antiguas civilizaciones, entre ellos griegos, chinos, árabes y escandinavos, ya usaban los principios que rigen los métodos magnéticos, desarrollándose los primeros estudios del magnetismo terrestre en el siglo XVI. En la actualidad el método magnético es la herramienta de exploración primaria en la búsqueda de minerales (hierro, molibdeno, diamantes y otras piedras preciosas) (Nabighian *et al.*, 2005).

En cuanto a la exploración petrolera, los métodos magnéticos han sido utilizados desde principios del siglo pasado, pero sólo para investigar zonas sumamente falladas y para cartografiar el basamento ígneo-metamórfico. Sin embargo, recientes avances indican que, bajo condiciones favorables (y especialmente en combinación con otros métodos geofísicos y geoquímicos), las técnicas magnéticas pueden jugar un rol más importante en la localización de hidrocarburos (Eventov, 1997).

Nabighian *et al.* (2005) exponen que los nuevos avances tecnológicos, antes descritos, han impulsado el uso del método magnético en ramas como la arqueología, geotecnia, entre otras, así como la aplicación en un rango más amplio en la prospección petrolera, para fines como la localización de fallas intrasedimentarias, definición de contactos litológicos poco perceptibles antes y cartografiar domos salinos en sedimentos débilmente magnetizados.

Por su lado, Eventov (1997) indica que el uso del método magnético para detectar directa o indirectamente localizaciones de hidrocarburo está basado en la detección de magnetita diagenética, causada por la filtración de hidrocarburo. La

presencia de cuerpos magnéticos sobre acumulaciones de gas o petróleo ha sido establecida para varias áreas productoras del mundo, en yacimientos someros.

3.2.1 Campo Magnético Terrestre

La componente del campo magnético de la Tierra (entre el 80% y 90%) es originada por la convección del hierro líquido en el núcleo externo del planeta (Campbell, 1997), el cual es monitoreado por una red mundial de observatorios magnéticos y varios satélites (Langel y Hinze, 1997). Una aproximación a este campo dipolar sería de unos 50.000 nanoTesla (nT).

El campo magnético terrestre cambia lentamente con el tiempo, constituyéndose este fenómeno como la fuente de estudio del Paleomagnetismo. Además existe una influencia fuerte de campos externos, que influyen sobre el campo terrestre, como es el caso de las tormentas solares (Nabighian *et al.*, 2005).

3.2.2 Aplicaciones de las Medidas Magnéticas

Existen diferentes formas de adquirir las mediciones magnéticas: desde tierra, aire, en los océanos, en el espacio y dentro de los mismos pozos petroleros; cubriendo un amplio rango de escalas y propósitos. Este tipo de levantamientos excepto el de los pozos, son realizados con la premisa de identificar las anomalías en el campo magnético producido por variaciones laterales en la magnetización de la corteza terrestre; las medidas correspondientes a los pozos se enfocan en las variaciones verticales de la magnetización en las vecindades del pozo en cuestión (Nabighian *et al.*, 2005).

De acuerdo con el Teorema de Poisson, el campo potencial de un cuerpo es proporcional a la componente gravitatoria en la dirección de magnetización. Esta relación fundamental entre las propiedades magnéticas y gravitacionales de un cuerpo ha ayudado a la interpretación de las anomalías magnéticas (Cook, 1948).

Cook en 1948 expone que decenas de fórmulas han sido desarrolladas con la intención de expresar la intensidad magnética sobre un cuerpo en función de la susceptibilidad magnética, forma, dimensiones, disposición del cuerpo, y la fuerza y dirección del campo magnético terrestre, todas variables que afectan la respuesta magnética de los cuerpos en el subsuelo.

3.2.3 Separación Regional - Residual de Mapas Magnéticos

La separación regional- residual es un paso crucial en la interpretación de los datos magnéticos en la detección de minerales a nivel somero, sin embargo para aplicaciones petroleras su importancia decrece, ya que el rango en profundidad de la exploración de hidrocarburos se extiende a lo largo de una columna sedimentaria (Nabighian *et al.*, 2005). En todo caso, la respuesta regional de las anomalías magnéticas se atribuye al basamento ígneo-metamórfico, mientras que las tendencias locales corresponden a cuerpos magnetizados, más próximos a superficie.

3.3 Método Sísmico

Los diversos métodos sísmicos de exploración geofísica son actualmente las herramientas más utilizadas en la búsqueda indirecta de los hidrocarburos. El fundamento de estos métodos radica en que para litologías distintas, las ondas corpóreas se propagan con velocidades diferentes.

El método de reflexión sísmica suministra información acerca de las diferentes propiedades elásticas de las rocas y su objetivo principal es obtener estimaciones de las posiciones de los estratos o estructuras del subsuelo al interpretar las ondas sísmicas que se reflejan en ellas. Estas respuestas se miden en términos de las propiedades físicas de amplitud y tiempo.

Por su parte Schlumberger (1980) define una sección sísmica como un plano vertical en el que aparecen representados los diferentes reflectores, que según González (2007), no son más que una serie de superficies de diferente impedancia acústica, simulando capas sedimentarias.

3.3.1 Interpretación Sísmica - Estructural

Según Sheriff *et al.* (1990) la interpretación sísmica se basa en dos aspectos fundamentales: la continuidad de los reflectores y la correlación. El primer aspecto radica en la posibilidad de reconocer un pulso sísmico en trazas sucesivas, creando alineaciones que dan la característica de continuidad a lo largo de las secciones sísmicas. Y el segundo permite hacer un reconocimiento de patrones como la longitud, amplitud o forma de las ondas. Con ello pueden fácilmente correlacionarse las propiedades de la traza sísmica con propiedades petrofísicas y geológicas.

3.3.2 Calibración Sísmica – Pozo

La unidad vertical en la que se presenta una sección sísmica, originalmente, es tiempo doble de viaje, no profundidad. Es por ello, que los horizontes y fallas de interés pueden ser interpretados en tiempo, posterior a una calibración entre los datos sísmicos y los registros de pozo. Este procedimiento se realiza mediante la construcción del sismograma sintético.

Trorey (1962) definen al sismograma sintético como la reconstrucción de una traza sísmica en la dirección del pozo. Para manejar matemáticamente su significado es necesario conocer la serie de reflectividad de las formaciones que son penetradas por el pozo, y una ondícula que puede ser teórica o extraída de la sísmica.

La serie de reflectividad o de coeficientes de reflexión representa los cambios de impedancia acústica entre formaciones litológicas cuya densidad y velocidad varían con la profundidad. Por ello su expresión viene dada por la siguiente ecuación:

$$CR_i = \frac{\rho_{i+1}V_{i+1} - \rho_iV_i}{\rho_{i+1}V_{i+1} + \rho_iV_i} = \frac{Z_{i+1} - Z_i}{Z_{i+1} + Z_i} ; \quad Ec. 3.9$$

Donde:

CR = coeficiente de reflexión

ρ = densidad de la formación

V = velocidad intervállica

Z = impedancia acústica y

La capa i suprayace sobre la capa $i+1$

Según esto, Schlumberger (1980) recomienda el empleo de los registros sónico y de densidad para determinar los coeficientes de reflexión (CR) correspondientes para cada profundidad dentro del pozo. Para realizar un sismograma sintético es preciso calibrar las velocidades intervállicas, medidas con el registro sónico, con las velocidades promedio estimadas con los tiros de verificación sísmica (TVS) o *check shots*.

De acuerdo con Schlumberger (1980) para representar el sismograma sintético es necesaria la convolución de un pulso teórico o extraído de la sísmica con la serie de reflectividad propia del pozo en cuestión (Figura 3.3).

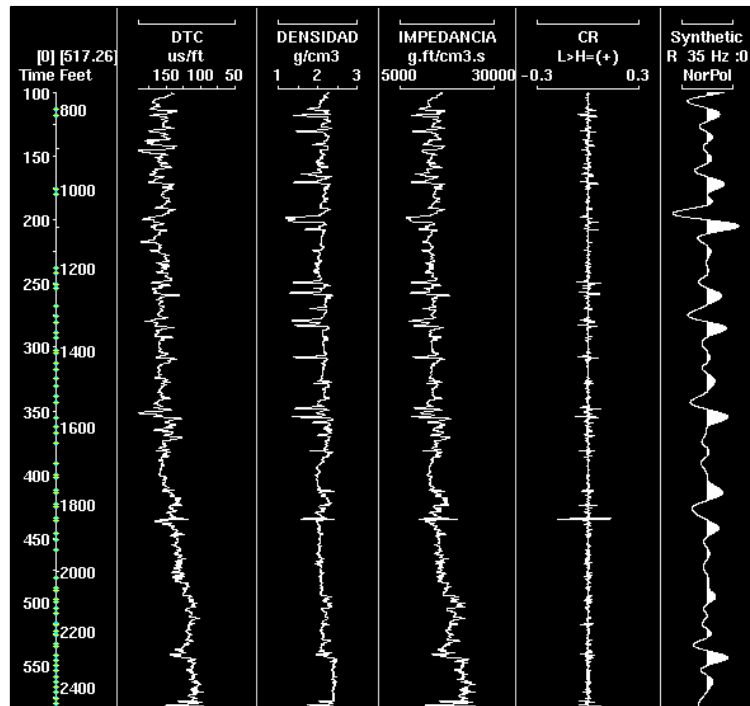


Figura 3.3. Modelo convolucional del sismograma sintético.

Las aplicaciones del sismograma sintético, según Trorey (1962), radican en los siguientes aspectos:

- Conversión exacta y continua de tiempo sísmico en profundidad.
- Identificación y correlación de eventos sísmicos tanto de múltiples como primarios.
- Correlación de la información sísmica con los registros de pozos.

3.3.3 Perfil sísmico vertical

Un perfil sísmico vertical, conocido por sus siglas en inglés VSP (*vertical seismic profile*), consiste en inducir una señal sísmica desde la superficie, que es grabada en tiempo por medio de sensores en un pozo espaciados a varios pies de profundidad. El VSP es una evolución de los TVS donde se analiza no sólo el arribo directo sino la onda emitida completamente. Esta técnica guarda información acerca de litología, estructuras y comportamiento de las ondas en el subsuelo.

El campo de ondas presente en un VSP puede dividirse en dos grandes grupos (figura 3.5): los eventos sísmicos que llegan al geófono desde la superficie (ondas "D") y los que lo hacen desde abajo del receptor, tales como las reflexiones (ondas "U").

Existen actualmente variantes que se podrían clasificar como tipos de VSP (Figura 3.4), las cuales son:

- ***Zero-offset VSP***: La fuente está ubicada en superficie a una distancia muy corta del pozo, mientras que los receptores quedan espaciados, al igual que en todos los VSP's, dentro del pozo.
- ***Offset VSP***: la fuente se encuentra en superficie a una distancia específica del pozo.
- ***Walk-away VSP***: la fuente se encuentra en superficie pero variando las distancias entre la fuente y el pozo.
- ***Azimuthal VSP***: consiste en variar radialmente la posición de la fuente con respecto al pozo.

También hay otros tipos de configuraciones en la adquisición, pero no son más que combinaciones entre los diferentes arreglos de VSP descritos anteriormente.

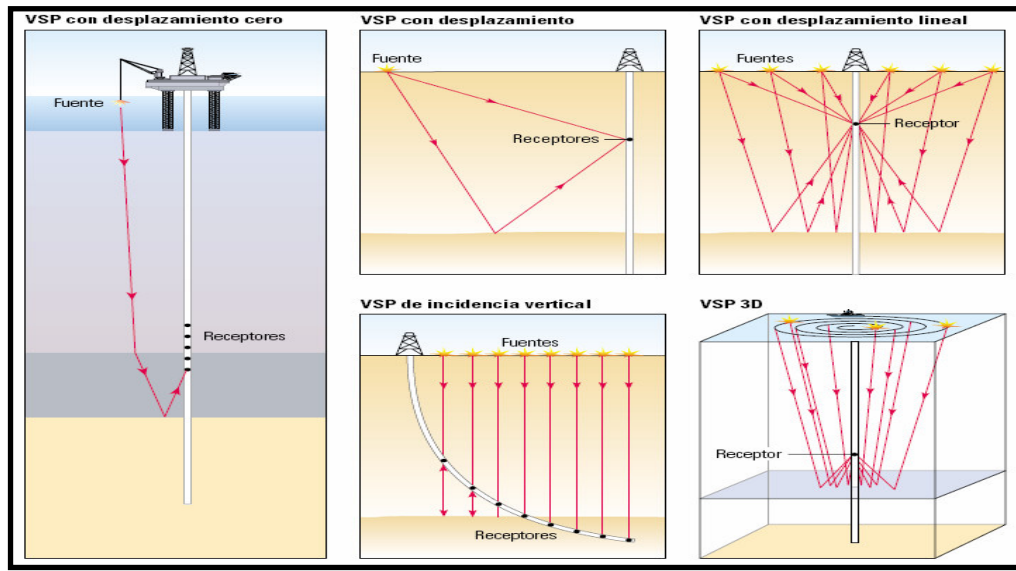


Figura 3.4. Adquisición de VSP, tomado de www.slb.com.

El registro final de VSP puede cumplir múltiples funciones, entre las cuales se puede destacar: la calibración de sísmica – pozo, la identificación de reflectores dentro y por debajo del pozo y la conversión tiempo – profundidad de alta precisión.

3.3.4 Conversión Tiempo – Profundidad

Puesto que los horizontes sísmicos, fallas y otros rasgos estructurales son interpretados comúnmente en tiempo, es necesaria la conversión tiempo – profundidad (T-Z) que permita manejar la información interpretada en magnitudes de metros, pies, etc., de mayor relevancia en la industria de hidrocarburos.

Dicha conversión puede realizarse mediante varios mecanismos, que permitan establecer una relación directa entre los valores de tiempo y sus correspondientes valores de profundidad. Para ello se pueden utilizar las velocidades provenientes del procesamiento sísmico, las calibraciones de los sismogramas sintéticos de la zona y los tiros de verificación sísmica.

Los tiros de verificación sísmica se basan en la generación de ondas sísmicas en la boca de un pozo, el cual posee una serie de receptores ubicados a distintas profundidades. Éstos registrarán los tiempos de viaje de las ondas (Figura 3.5), permitiendo así la estimación de las velocidades sísmicas medias (Dobrin, 1961).

Como resultado se obtiene una tabla de valores de tiempo-profundidad (curvas TZ), que una vez verticalizados permitirá establecer una relación entre estas dos variables (Schlumberger, 1980).

Finalmente, para obtener la conversión tiempo – profundidad, es necesaria la elaboración de un modelo de velocidades que caracterice a la zona en estudio. Éste será más preciso mientras mayor sea la cantidad de datos empleados (curvas TZ, velocidades RMS, sismogramas, etc.), siempre y cuando sea comprobada previamente la calidad de los mismos.

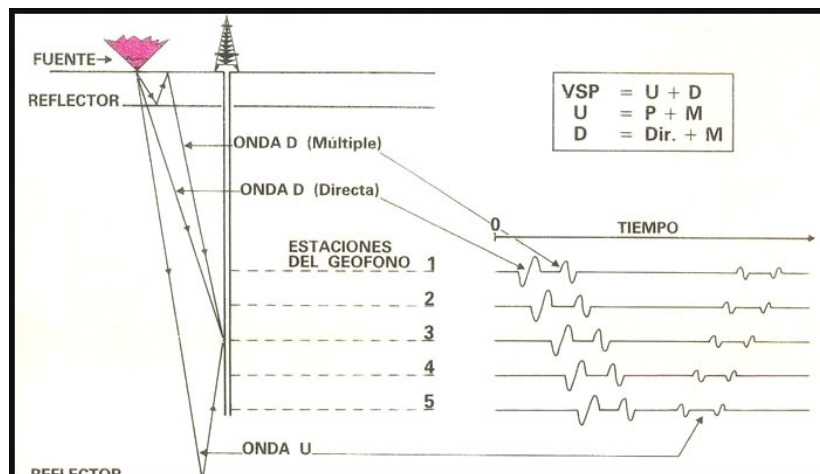


Figura 3.5. Esquema de adquisición de los registros de VSP. Tomado de <http://www.energia3.mecon.gov.ar>.

3.4 Registros de Pozo

Los registros de pozo son utilizados en las diferentes etapas de vida de los yacimientos, desde la exploración hasta la producción de los hidrocarburos. Existen

actualmente una amplia gama de registros petrofísicos que contribuyen a la interpretación del subsuelo y a la extracción del crudo, entre los cuales se pueden resaltar: registro sísmico, registro de densidad, registro Gamma Ray, entre otros.

3.4.1 Registro Sísmico

El registro sísmico mide el tiempo de tránsito y la atenuación de una onda acústica que se propaga a través de la formación (Schlumberger, 1980). La herramienta de adquisición contiene dos transmisores y cuatro receptores, tal como se muestra en la Figura 3.6. La adquisición del registro sísmico consiste en medir el tiempo de refracción de las ondas generadas en las distintas formaciones en profundidad.

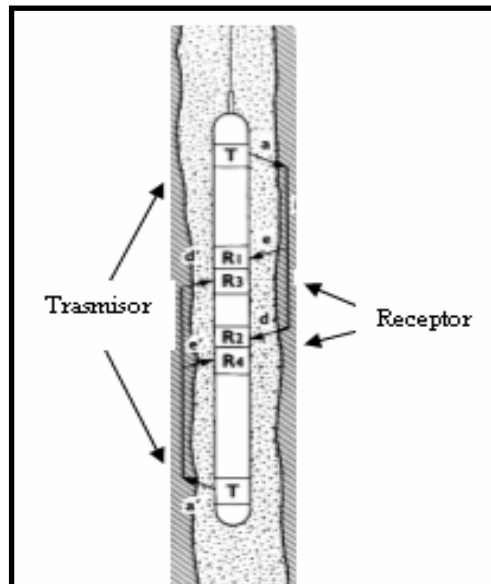


Figura 3.6. Esquema de herramienta de registro sísmico. Tomado y modificado de Casas (2006).

3.4.2 Registro de Densidad

Según Casas (2006) los registros de densidad se obtienen por medio de una sonda que se acopla a la pared del pozo. La herramienta de medición consta de una fuente emisora de rayos gamma colocada en la parte inferior de la sonda y dos detectores de rayos gamma colocados a distancias diferentes de la fuente, tal como se indica en la Figura 3.7.

Este tipo de registro tiene amplias aplicaciones, asociadas con la detección de: litologías complejas, minerales pesados, formaciones gasíferas, formaciones de baja porosidad, fracturas y mineralogía de arcillas (Schlumberger, 1980).

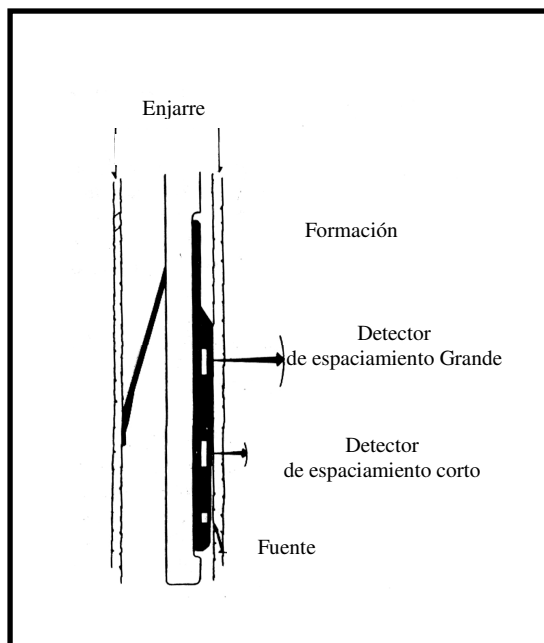


Figura 3.7. Esquema de la herramienta de registro de densidad. Tomado y modificado de Casas (2006).

3.4.3 Registro de Rayos Gamma

Esta herramienta define las concentraciones relativas de diferentes elementos en la formación, con el objeto de poder hacer una evaluación completa de la misma

en términos de saturación, porosidad, arcillosidad, entre otras. La determinación de las concentraciones relativas de los elementos se basa en el análisis de la energía de los rayos gamma, que son inducidos en la formación al bombardearla con neutrones de alta energía (Schlumberger, 1980).

3.5 Análisis Geoestadístico

La evaluación de reservas minerales útiles, fue la actividad fundamental que motivó a partir de la década de 1950, la aplicación de la teoría de funciones aleatorias al reconocimiento y estimación de fenómenos naturales. Así surge la Geoestadística, término concebido por George Matheron a partir de trabajos previos de H. Sichel, D.G. Krige, y B. Matern, que se desarrolla y consolida en los últimos 30 años como ciencia aplicada y que da respuesta a necesidades prácticas y concretas dentro de la caracterización de los yacimientos (Cuador, 2000).

La Geoestadística, según Cuador (2000), estudia las variables distribuidas espacialmente, partiendo de una muestra representativa del fenómeno en estudio, utilizando como elemento fundamental el análisis de la distribución espacial de la información disponible. Se pretende entonces, minimizar la varianza del error de estimación, obteniéndose el mejor estimador lineal insesgado, el *Kriging*, que es actualmente utilizado en la mayoría de las empresas mineras y petroleras alrededor del mundo. Las herramientas más comunes de la estadística descriptiva para la evaluación de datos geofísicos son: las medidas de tendencia central, medidas de dispersión, las distribuciones de frecuencia y las pruebas paramétricas y no-paramétricas.

- Medidas de dispersión: son conocidas como medidas de variación e indican el grado en que los valores numéricos de un conjunto de datos tienden a expandirse alrededor de un valor promedio (Spiegel y Stephens, 2002).

- Medidas de tendencia central: según Spiegel y Stephens (2002) estas medidas representan valores típicos o representativos de un conjunto de datos, que suelen situarse hacia el centro de su distribución de probabilidad ordenados por magnitud; entre los más utilizados están la moda, la mediana y la media aritmética.
- Histograma de frecuencia: es una representación gráfica de una variable en forma de barras, donde la superficie de cada barra es proporcional a la frecuencia de los valores representados (Figura 3.8). En el eje vertical se representan las frecuencias, y en el eje horizontal los valores de las variables, normalmente señalando las marcas de clase; permitiendo tener una idea gráfica de cómo se distribuyen los datos.

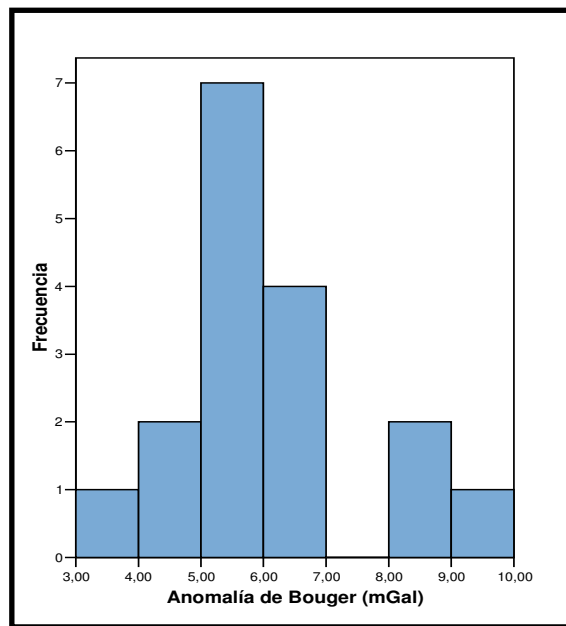


Figura 3.8. Ejemplo de histograma de frecuencia. Datos reales de Anomalía de Bouguer para este proyecto.

- Diagrama de caja: es una representación gráfica de la distribución de un total de datos (Figura 3.9), donde es posible reconocer los siguientes elementos: el mínimo (medida más pequeña), el cuartil menor o primer cuartil (corta por debajo del 25% de los datos), la mediana (dentro de la caja paralela al eje X),

el cuartil superior o tercer cuartil (que corta por encima del 75% de los datos) y el máximo u observación más grande en magnitud.

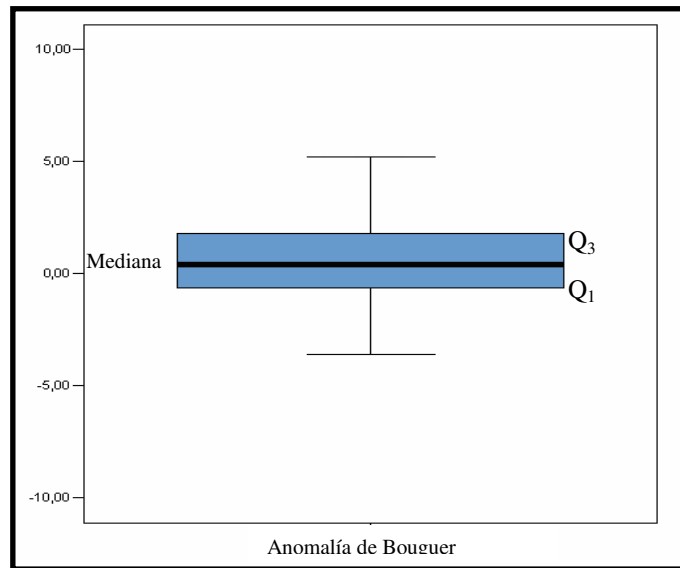


Figura 3.9. Ejemplo de diagrama de caja. Datos reales de Anomalía de Bouguer para este proyecto.

En líneas generales, González y Tabare (2007) describen que el diagrama de caja divide a los datos en cuatro áreas de igual frecuencia (Figura 3.9). Las líneas verticales que parten de la caja son conocidos como bigotes, en donde el inferior tiene un extremo en el primer cuartil Q_1 y el otro extremo en el valor dado por el primer cuartil menos 0.5 veces la distancia intercuartil, esto es $Q_1 - 1.5(Q_3 - Q_1)$.

El bigote superior tiene un extremo en el tercer cuartil Q_3 y el otro en el valor dado por el tercer cuartil más 1.5 veces la distancia intercuartil (Figura 3.9), es decir $Q_3 + 1.5(Q_3 - Q_1)$. Un valor se considera atípico si está a más de 1.5 veces la distancia intercuartil de alguno de los cuartiles Q_1 o Q_3 y aquellos a más de 3 veces la distancia intercuartil se les llama atípicos extremos (González y Tabare, 2007).

CAPÍTULO 4:

MARCO METODOLÓGICO

- *Flujograma de Trabajo*
- *Método Gravimétrico*
- *Método Magnético*
- *Método Sísmicos*
- *Registros de Pozo*
- *Modelado Estructural*

4.1 Flujograma de Trabajo

El desarrollo de este proyecto se inició con una primera etapa de recopilación bibliográfica en la literatura especializada acerca de los rasgos estratigráficos, tectónicos, estructurales, petrofísicos y sísmicos del área, tanto a nivel regional como local. Así mismo, se investigaron los trabajos previos realizados en la zona en estudio y los aspectos teóricos que soportan el proyecto.

Posteriormente fue necesaria la realización de un inventario, a manera de agrupar ordenadamente los datos gravimétricos, magnéticos, registros de pozo, así como la información sísmica 2D y 3D disponible de la zona en estudio. Ello permitió el manejo de los datos y la interacción entre ellos. En la figura 4.1 se muestra el flujograma de trabajo seguido en el proyecto.

En el caso de los datos gravimétricos y magnéticos se hizo especial énfasis en el análisis geoestadístico, para conocer la distribución de sus poblaciones, así como distinguir las mediciones anómalas que pudieron interferir con la calidad de los resultados a ser mostrados en el próximo capítulo.

A continuación se presenta la metodología utilizada para cada uno de los métodos geofísicos de prospección envueltos en la interpretación integrada del campo Sincor.

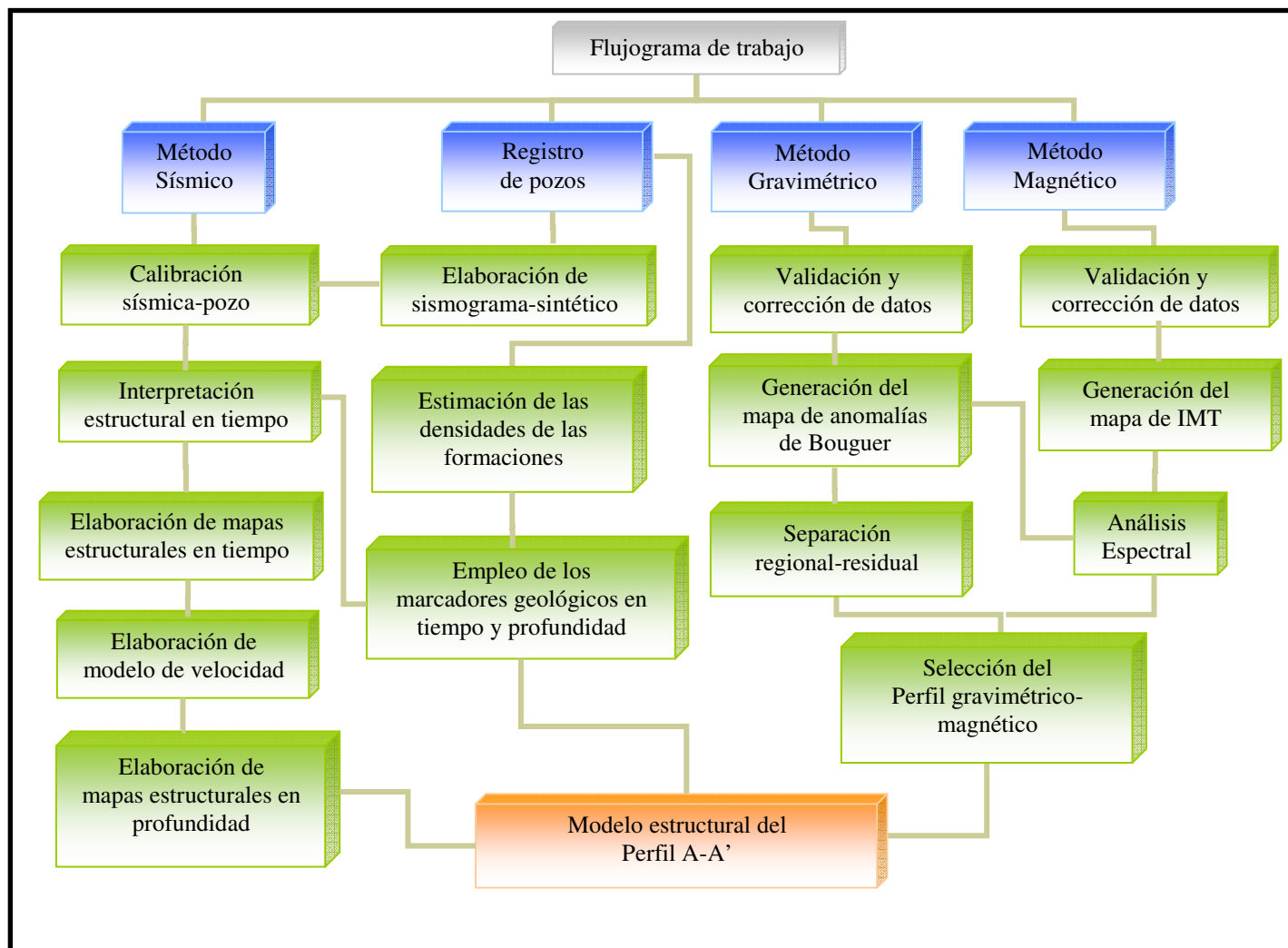


Figura 4.1. Flujograma de trabajo.

4.2 Método Gravimétrico

En este proyecto de investigación se integró información proveniente de datos gravimétricos obtenidos en diversos levantamientos, llevados a cabo durante la década de 1980, dentro del plan de PDVSA de explorar las cuencas petrolíferas de Venezuela, que a través de su filial Maraven evaluó el potencial del bloque Zuata (actual bloque Junín) de la Faja Petrolífera del Orinoco. Estos datos fueron sometidos a un control de calidad que permitió corregirlos y validarlos.

El número total de estaciones gravimétricas en el área es de 92, distribuidas de manera heterogénea en la zona (Figura 4.2), en su mayoría a lo largo de la carretera que conduce a la población de San Diego de Cabrutica (dirección NO - SE). La Gerencia Técnica de Exploración de INTEVEP (Filial de PDVSA) fue quien proporcionó la base de datos (Apéndice 1) con la ubicación (coordenadas geográficas), cota, los valores de gravedad observada, anomalía de aire libre y anomalía de Bouguer para cada estación (Figura 4.2).

Para validar los datos gravimétricos se procedió a cotejar los valores de cota de cada estación medidos durante las campañas de adquisición de 1980, con sus homólogos correspondientes a los levantamientos sísmicos y los mapas topográficos de la zona.

Empleando las ecuaciones 3.1, 3.2 y 3.3 se calcularon los valores de gravedad teórica, corrección de Bouguer y corrección de aire libre respectivamente, empleando el programa **Microsoft Excel®**. Éstos, en conjunto con los valores de gravedad observada y anomalía de Bouguer, se emplearon en la ecuación 3.5 para poder despejar los valores de corrección topográfica. Puesto que en ciertas estaciones estos valores fueron altos, por el orden de los 20 a 30 mGal se decidió recalcular la corrección topográfica de cada estación, empleando la Retícula de Hammer a escala 1:100.000 y 1:25.000 para contabilizar el efecto de la topografía sobre la anomalía de

Bouguer posteriormente calculada. Los mapas topográficos utilizados son los siguientes:

- Venezuela. Dirección de Cartografía Nacional. (1966) Zuata. Hoja 7141. Caracas. Escala 1:100.000. Mapa topográfico.
- Venezuela. Dirección de Cartografía Nacional. (1983) San Diego de Cabrutica. Hoja 7241. Caracas. Escala 1:100.000. Mapa topográfico.
- Venezuela. Dirección de Cartografía Nacional. (1970) Barrancas. Hoja 7140. Caracas. Escala 1:100.000. Mapa topográfico.
- Venezuela. Dirección de Cartografía Nacional. (1966) Uverito. Hoja 7240. Caracas. Escala 1:100.000. Mapa topográfico.

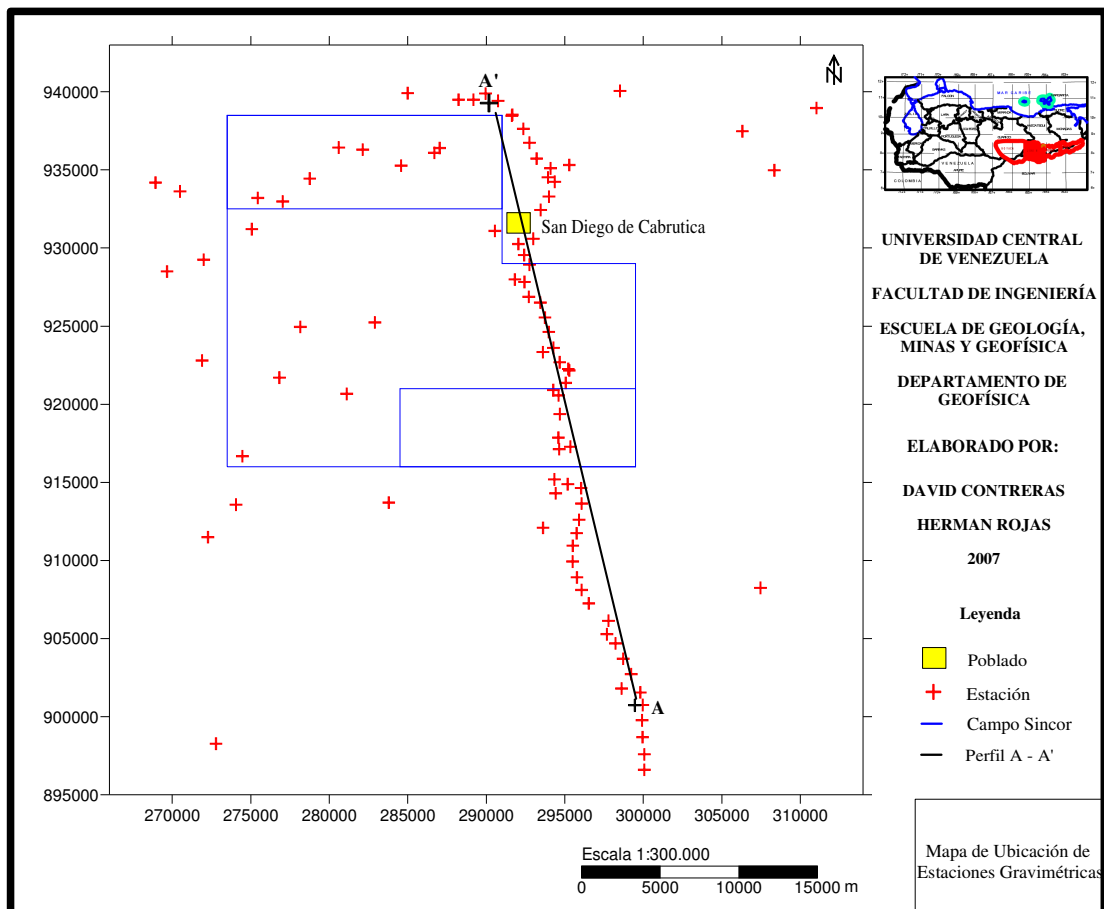


Figura 4.2. Mapa de ubicación de estaciones gravimétricas. Proyección: UTM, Huso 20; Datum Geodésico: La Canoa.

Por su parte los mapas 1:25.000 corresponden a las hojas 7140, 7141, 7240 y 7241 de la Dirección de Cartografía Nacional. Los valores de corrección topográfica fueron obtenidos mediante el uso de una hoja de cálculo de **Microsoft Excel**[®], generada por el Departamento de Geofísica de la UCV. Luego, se procedió a recalcular los valores de anomalía de Bouguer usando la ecuación 3.5 con una densidad de Bouguer de $2,1 \text{ g/cm}^3$; valor obtenido mediante un perfil de Nettleton en la zona elaborado por la compañía Suelopetrol (Colmenares, 2007).

Posteriormente, se cartografió un primer esbozo del mapa de anomalía de Bouguer en el área, mediante el uso del programa **Surfer**[®] Versión 8.0, observando algunos cierres en los contornos de anomalía de Bouguer no acordes con la tendencia general de los mismos, haciendo necesario evaluar geoestadísticamente dichos datos.

4.2.1 Evaluación Geoestadística de los Datos Gravimétricos

Para evaluar los datos gravimétricos se empleó el programa **SPSS**[®] Versión 12.0, en donde se efectuaron histogramas de frecuencia, diagramas de caja, pruebas paramétricas P-P y Q-Q, así como los cálculos de los valores de tendencia central y de dispersión.

El histograma de frecuencia correspondiente a una muestra de 92 datos de anomalía de Bouguer es mostrado en la figura 4.3, y se presenta con un comportamiento, que en líneas generales, podría categorizarse como unimodal. En cuanto a la distribución de los valores de anomalía de Bouguer, puede interpretarse que no presentan normalidad, ya que los valores de moda, mediana y media presentan magnitudes distantes entre sí.

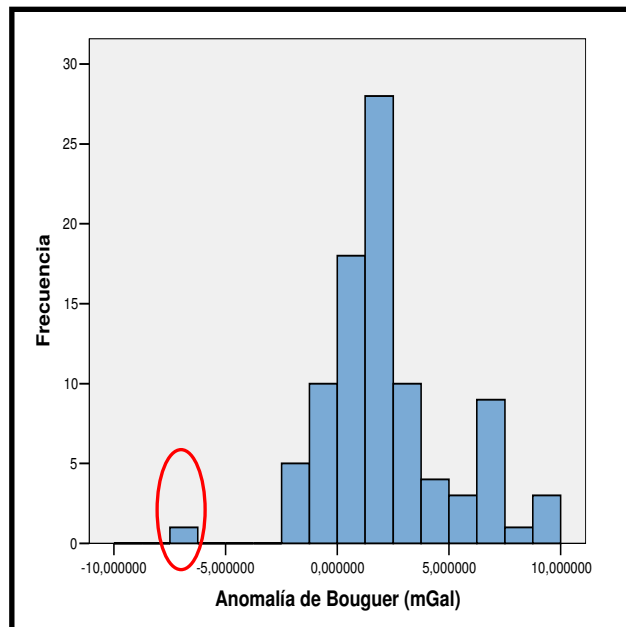


Figura 4.3. Histograma de frecuencia del total de datos de anomalía de Bouguer.

En la Figura 4.3 se presenta la distribución de la totalidad de datos de anomalía de Bouguer (92). Los datos constituyen una sola población, en donde se reconoce a un valor aislado del resto (enmarcado en rojo), correspondiente al valor mínimo de la muestra, que es mostrado al igual que las medidas de tendencia central y dispersión para el total de datos de anomalía de Bouguer en la tabla 4.1.

Tabla 4.1. Medidas de tendencia central y dispersión para los valores de anomalía de Bouguer. Muestra correspondiente a 92 estaciones gravimétricas.

Estadístico	mGal
Media	2,2374
Mediana	1,7418
Moda	2,0189
Desviación típica	0,2497
Varianza	8,273
Mínimo	-6,58
Máximo	9,99

El diagrama de caja para el total de datos gravimétricos es mostrado en la Figura 4.4, donde se aprecia que por arriba del tercer cuartil se encuentran varios

datos fuera de la mayor distribución, presentados con un círculo y su respectiva etiqueta de cada estación, significando que son mediciones atípicas.

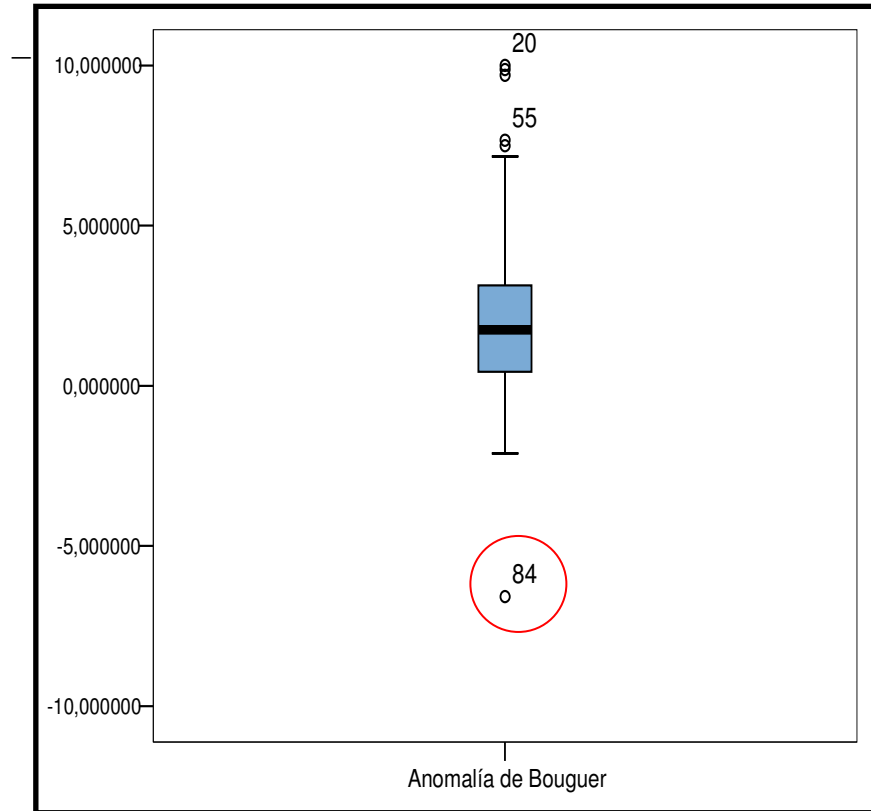


Figura 4.4. Diagrama de caja para los datos de anomalía de Bouguer. Encerrado en el círculo rojo queda reflejado lo excluido que está la estación 84 del resto de la población de datos.

La estación 84, resaltada en la Figura 4.4 en rojo, se presenta como el único dato atípico extremo negativo de toda la muestra que se encuentra totalmente relegado de la mayor distribución de datos. Por esta razón se procedió a realizarse un estudio de mayor detalle evaluando esta estación. Para este fin se solaparon las estaciones gravimétricas sobre los mapas geológico (Figura 4.5) y topográfico de la zona, con el objetivo de indagar el posible efecto de la geología superficial y el relieve de la zona en estudio sobre la estación 84. Los mapas mencionados son los siguientes.

- Venezuela. Dirección de Cartografía Nacional. (1983) San Diego de Cabrutica. Hoja 7241. Caracas. Escala 1:100.000. Mapa geológico.
- Venezuela. U.S Geological Survey, FUNVISIS y UCV. (2005) Venezuela. Hoja Norte. Escala 1:750.000. Mapa Geológico del Relieve de Venezuela.

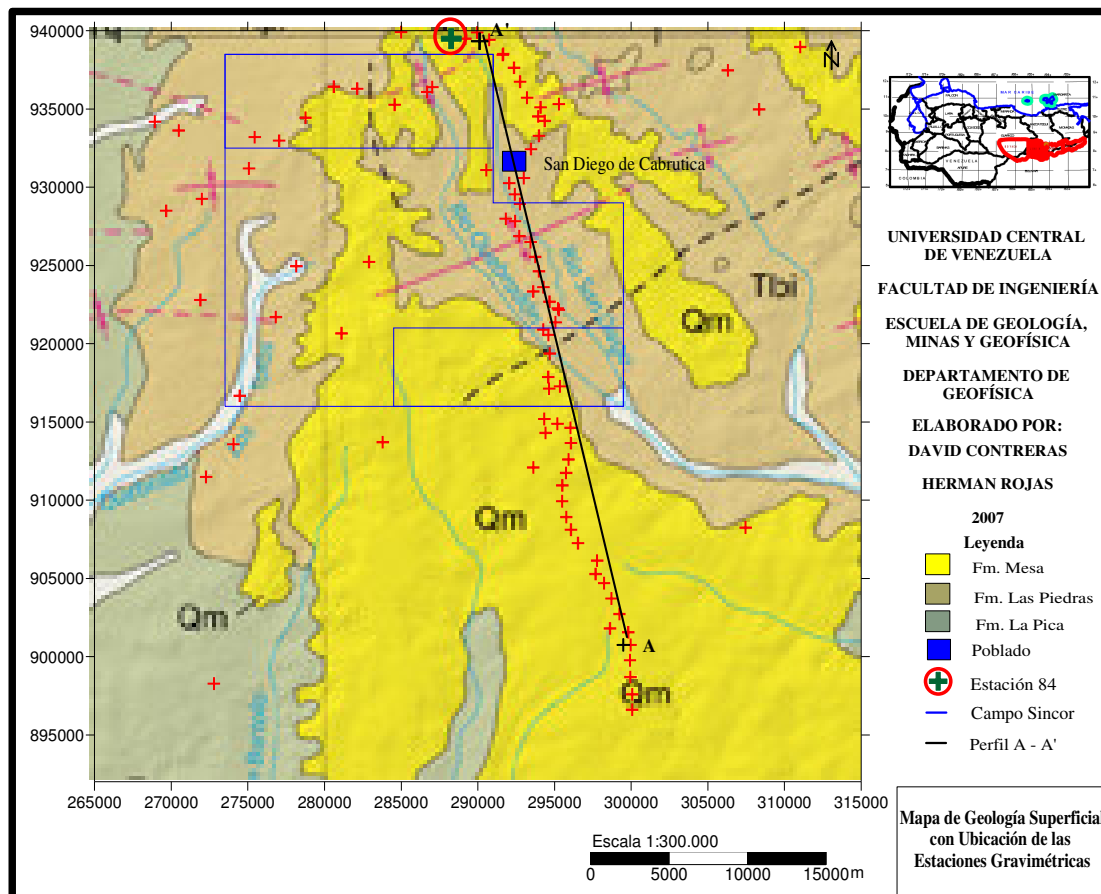


Figura 4.5. Mapa de geología superficial con ubicación de las estaciones gravimétricas. La estación 84 se representa con verde para diferenciarla del resto de estaciones mostradas en rojo. Proyección: UTM, Huso 20; Datum Geodésico: La Canoa.

La estación 84 fue adquirida en una zona donde aflora el Cuaternario reciente (Figura 4.5), representado por las arenas de la Formación Mesa. A nivel de geología de superficie, no hay ningún rasgo fisiográfico al que pudiera otorgársele la causa por la que el valor de la anomalía de Bouguer sea tan elevado en magnitud, cercano a los -6,58 mGal (Apéndice 1), respecto al resto de la muestra.

Mientras tanto, al comparar los valores reportados de cota durante la adquisición de esta estación con la cota asociada en el mapa topográfico, se presenta una diferencia de aproximadamente 40 m, razón por la cual, se imposibilita que la corrección topográfica sea efectiva.

Una vez excluida la estación 84 se procedió a graficar nuevamente el histograma de frecuencia (Figura 4.6) y el diagrama de caja (Figura 4.7) para la población de datos de anomalía de Bouguer. El comportamiento de normalidad en la distribución de los datos fue evaluado por medio de pruebas paramétricas P-P y Q-Q (Figura 4.8).

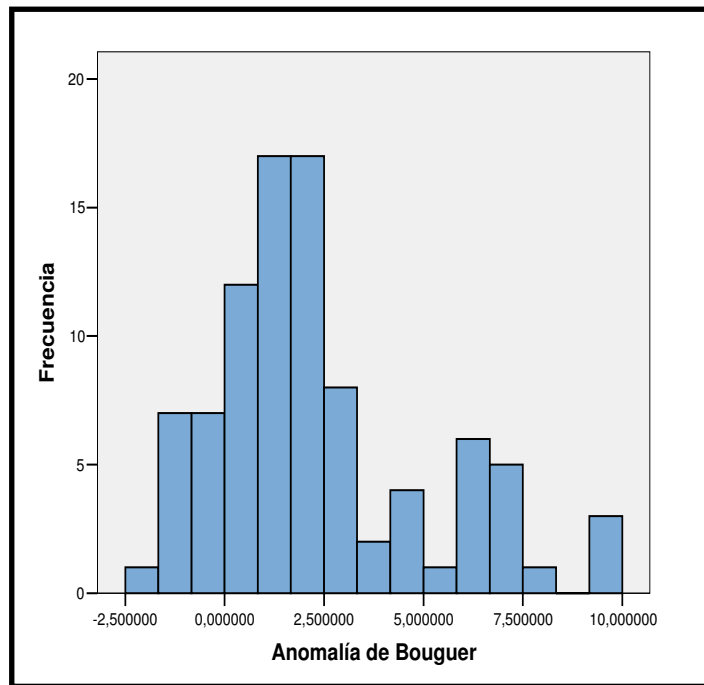


Figura 4.6. Histograma de frecuencia para los datos de anomalía de Bouguer excluida la estación 84.

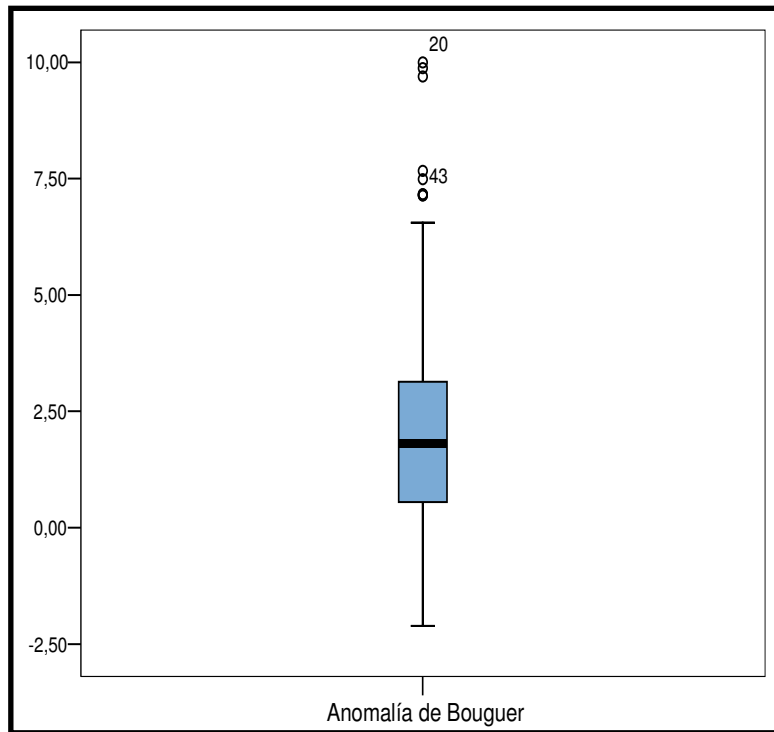


Figura 4.7. Diagrama de caja para los datos de anomalía de Bouguer excluida la estación 84.

En la Figura 4.6 se muestra el histograma correspondiente a los valores de anomalía de Bouguer luego de haber excluido la estación 84, donde se puede notar una mejor distribución de los datos, con tendencia a la normalidad. Respecto a la Figura 4.7 se debe decir que se presentan ciertos datos lejos de la mayor densidad de valores, que a pesar de ser atípicos, no hay justificación geológica para su exclusión.

A continuación se muestra la tabla 4.2 con la estadística descriptiva de los datos de anomalía de Bouguer, para un total de 91 estaciones, luego de haber sido excluida la estación 84, lo cual genera un nuevo mínimo para el total de datos.

Tabla 4.2. Medidas de tendencia central y dispersión para los valores de anomalía de Bouguer luego de la exclusión de estación 84. Muestra correspondiente a 91 estaciones gravimétricas.

Estadístico	mGal
Media	2,3343
Mediana	1,8097
Moda	2,1283
Desviación típica	2,82959
Varianza	7,491
Mínimo	-2,11
Máximo	9,99

Las pruebas paramétricas P-P y Q-Q permitieron hacer el análisis del comportamiento normal del total de datos de anomalía de Bouguer, antes de la exclusión de la estación 84 (Figuras 4.8a y 4.8b) y después de haber excluido la estación 84 (Figuras 4.8c y 4.8d). Hay que denotar que los datos siguen presentando distribución normal, al acoplarse con la recta de 45° en cada uno de los casos, donde la exclusión de la estación 84 permite ver gráficamente dicha distribución para una muestra menor.

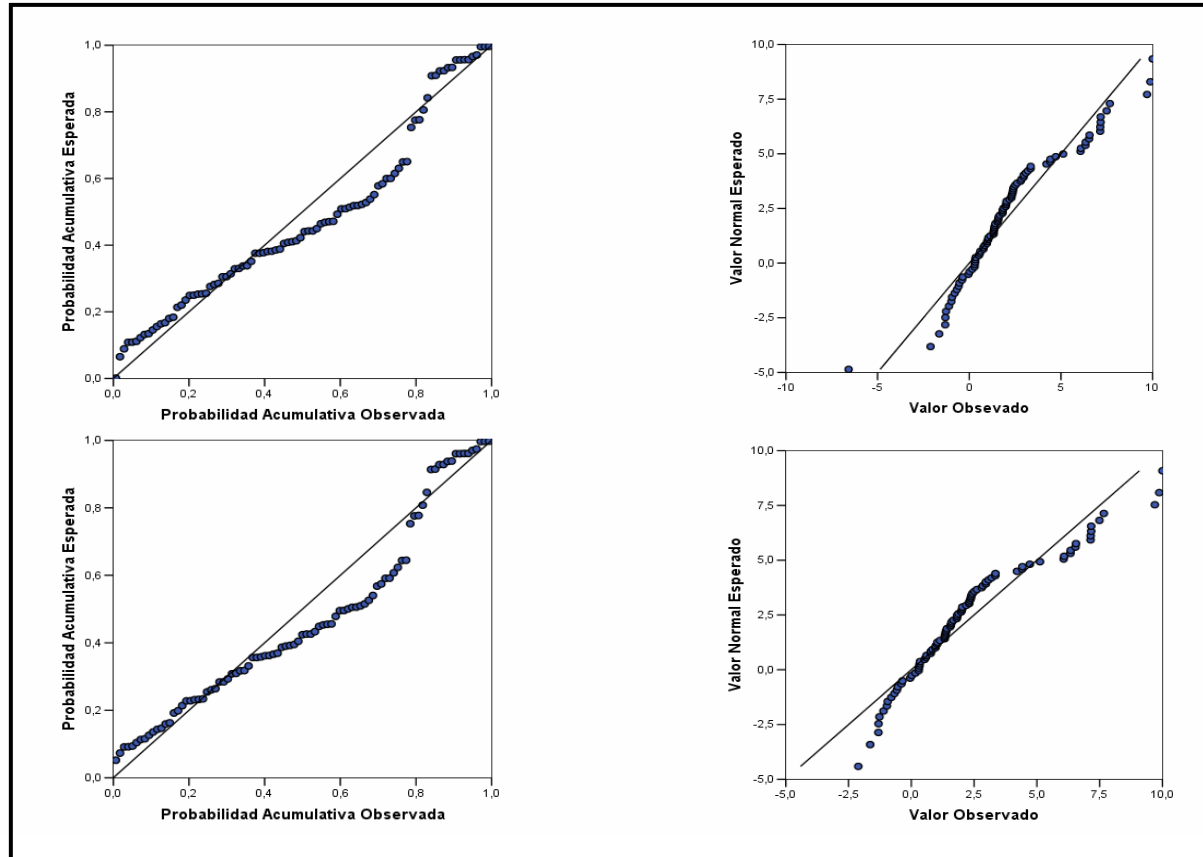


Figura 4.8. Análisis de la distribución de los datos gravimétricos. a) Prueba paramétrica P-P para el total de datos de anomalía de Bouguer. b) Prueba paramétrica Q-Q para el total de datos de anomalía de Bouguer. c) Prueba paramétrica P-P para los datos de anomalía de Bouguer sin estación 84. d) Prueba paramétrica Q-Q para los datos de anomalía de Bouguer sin la estación 84.

4.2.2 Generación del Mapa de Isoanomalías de Bouguer

Una vez concluido el análisis estadístico, se generó el mapa de anomalía de Bouguer definitivo, utilizando el programa **Surfer**® Versión 8.0, el cual se presenta (Figura 5.1) y es discutido en el siguiente capítulo. Así mismo, se realizó la elección del perfil gravimétrico basado en la distribución heterogénea de las estaciones (Figura 4.2).

Debido a que la mayoría de las estaciones gravimétricas fueron adquiridas siguiendo la orientación de la carretera que va a San Diego de Cabrutica, se decidió proponer para este proyecto un modelo estructural correspondiente al perfil A – A' (figuras 4.2 y 4.9), cuya orientación N10°O sigue la tendencia de esas estaciones. La longitud del perfil es de 40 km.

En la figura 4.9 se presenta la distribución de los valores de la anomalía de Bouguer correspondientes al perfil A – A' de la Figura 5.1

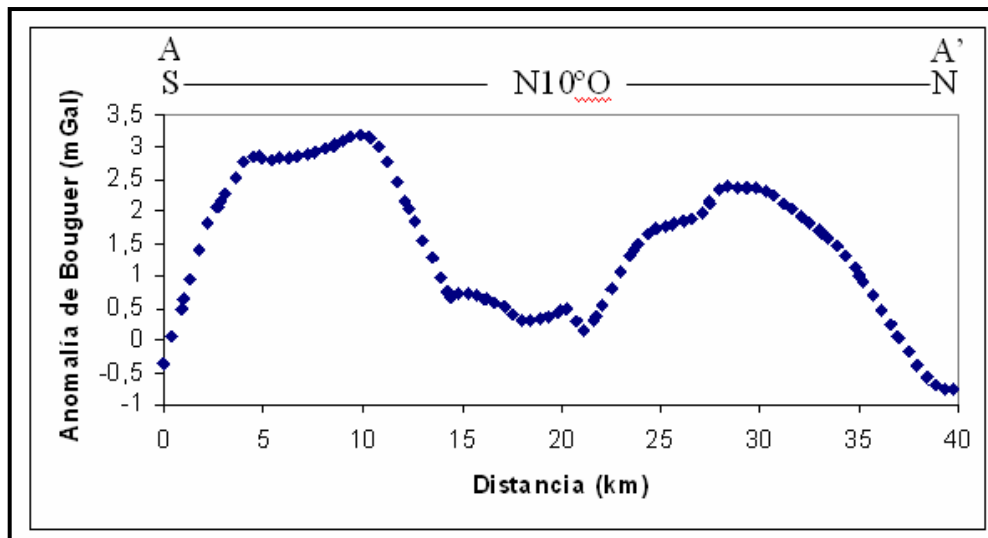


Figura 4.9. Anomalía de Bouguer para el Perfil A – A'.

4.2.3 Separación Regional – Residual

Se realizó la separación regional – residual de la respuesta gravimétrica, mediante el método de las superficies polinómicas. Para ello, se estudió el comportamiento de los polinomios desde grado 1 hasta grado 5, utilizando el programa **Surfer**® Versión 6.0 para realizar los cálculos correspondientes.

Una vez graficado cada uno de los pares de mapas regional – residual para los 5 polinomios en cuestión, se analizó cual de estas superficies polinómicas es la que mejor se ajusta a la tendencia regional de la zona en estudio. Luego se calculó la bondad de ajuste de cada una de las superficies, que es mostrada en la Figura 4.10.

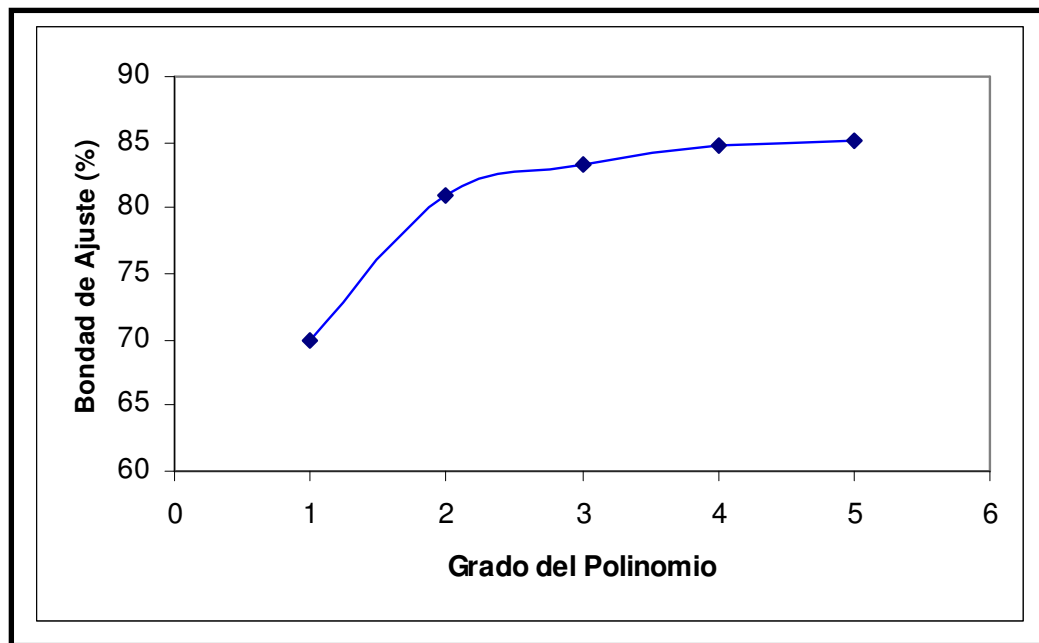


Figura 4.10. Gráfico de bondad de ajuste para los datos de anomalía de Bouguer.

A partir de la Figura 4.10, se interpretó que las superficies polinómicas que mejor se ajustan a la tendencia regional de los datos de anomalía de Bouguer son los de grado 1 y 2, con bondad de ajuste de 69,91% y 80,87% respectivamente. Se concluye esto, ya que son los polinomios que representan a nivel geológico el monoclinal que constituye la zona en estudio (Méndez, 1985), descartando el ajuste

de los polinomios de grados superiores, que a pesar de reflejar una aproximación matemática mayor que los de grado 1 y 2, no son acordes con el modelo geológico establecido hasta la fecha para la zona y la mejora en la representación matemática no justifica la pérdida de información geológica.

Se decidió mostrar a modo ilustrativo los pares de mapas regional – residual de ambos polinomios en el próximo capítulo, interpretándose solamente el de grado 2, dado que a nivel matemático y geológico presenta un mejor ajuste con los datos de anomalía de Bouguer.

4.2.4 Análisis Espectral de los Valores de Anomalía de Bouguer

Este método *per se* constituye la primera fase de procesamiento e interpretación cuantitativa, puesto que permite estimar la profundidad del cuerpo que origina una anomalía a partir de su respuesta gravimétrica o magnética (Moncada, 2005). El análisis cuantitativo continúa con el modelado estructural, a ser mostrado en el capítulo 6.

El análisis espectral consiste en transformar las anomalías desde su dominio espacial hacia un dominio de frecuencia por medio de una transformada de Fourier. Una función del campo potencial dada en el dominio espacial tiene una sola y única función en el dominio de las frecuencias, y viceversa, por ello la suma de dos anomalías en el dominio espacial es equivalente a la suma de sus transformadas (Moncada, 2005).

Moncada (2005) describe como la Transformada de Fourier del campo potencial debido a un cuerpo prismático tiene una amplitud de espectro cuyo punto máximo es una función de la profundidad del tope y la base del cuerpo, y la amplitud es determinada por su densidad o magnetización del cuerpo.

Mediante un mallado (*Grid*) lo suficientemente grande como para incluir varias fuentes, se puede determinar la profundidad estadística de los topes de las fuentes, calculando el logaritmo del espectro mediante la siguiente ecuación:

$$\log E(r) = 4\pi hr \quad ; \quad Ec \ 4.2$$

Donde:

$E(r)$ = Espectro de poder

h = profundidad estimada

Para estimar la profundidad de un conjunto de fuentes se determina la pendiente del logaritmo del espectro (S) para posteriormente dividirla entre 4π . En la Figura 4.11 se presenta un espectro de poder típico para un estudio gravimétrico.

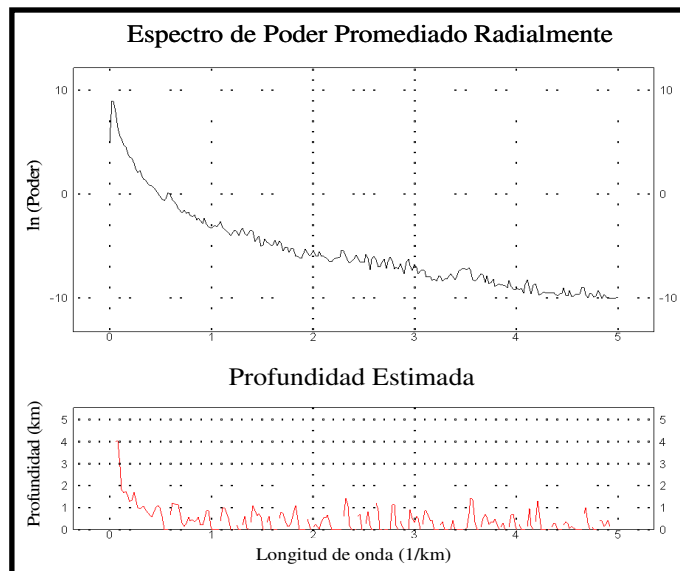


Figura 4.11. Análisis espectral para datos gravimétricos.

4.3 Método Magnético

Al igual que en el caso gravimétrico, los datos magnéticos proceden del esfuerzo llevado a cabo por PDVSA para explorar con métodos potenciales las cuencas de Venezuela. Para el antiguo bloque Zuata (actualmente bloque Junín)

Maraven organizó los levantamientos aeromagnéticos llevados a cabo entre 1980 y 1983, contabilizando un total de 6473 estaciones distribuidas de manera uniforme por toda la zona en estudio (Figura 4.12), adquiridas con una altura de vuelo de 500 m. Esta base de datos, proporcionada por la Gerencia Técnica de Exploración de INTEVEP, contiene las coordenadas, altura y el valor de Intensidad Magnética Total (IMT) para cada estación.

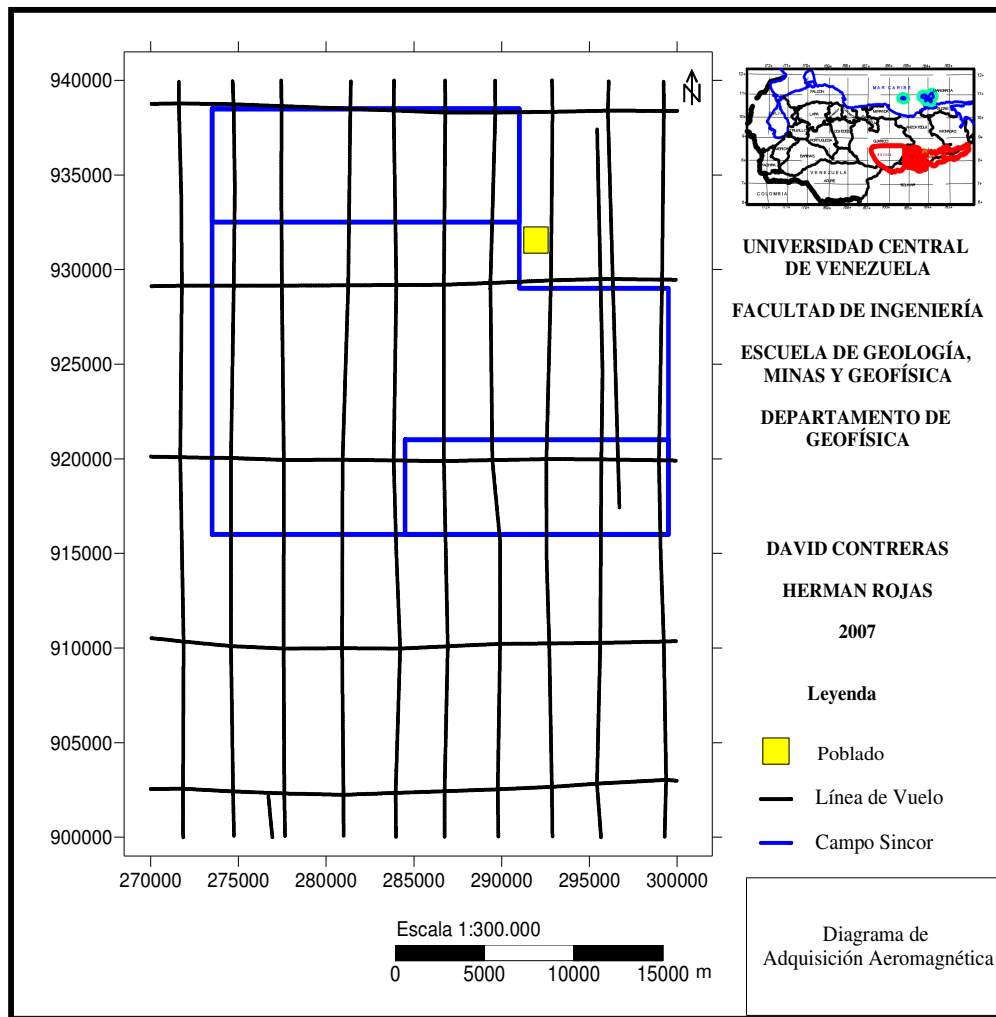


Figura 4.12. Diagrama de adquisición aeromagnética. Cada línea de vuelo representa varias estaciones magnéticas. La población de San Diego de Cabrutica se resalta en amarillo. Proyección: UTM, Huso 20; Datum Geodésico: La Canoa.

4.3.1 Validación Geoestadística de los Datos Magnéticos

A la totalidad de los datos magnéticos se le aplicó un control geoestadístico, gracias a los histogramas de frecuencia, diagramas de caja, pruebas paramétricas P-P y Q-Q, así como pruebas de medida de tendencia central y de dispersión, que fueron realizadas valiéndose del uso del programa **SPSS® Versión 12.0**.

En la Figura 4.13 se presenta el histograma de frecuencia de los datos de Intensidad Magnética Total (IMT) del área, donde se evidencia una sola población que presenta distribución parcialmente sesgada hacia los valores de mayor frecuencia.

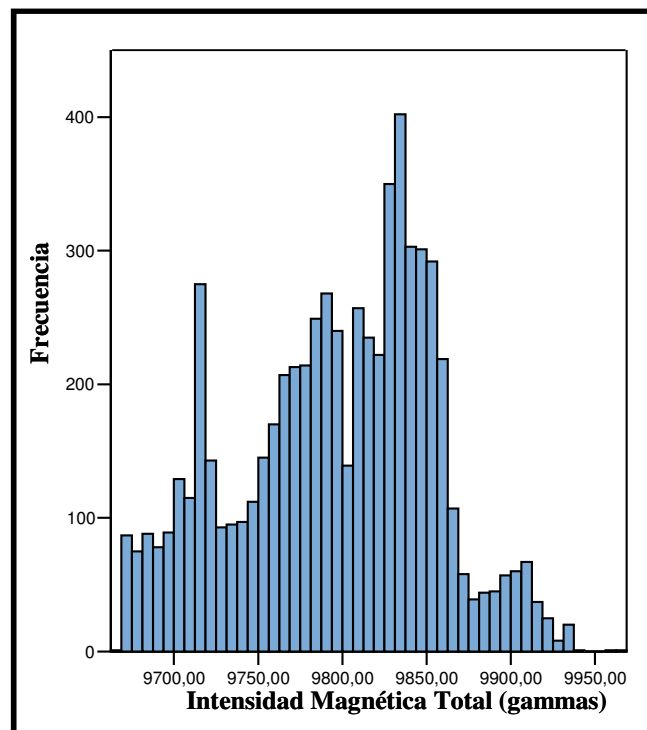


Figura 4.13. Histograma de frecuencia del total de datos magnéticos.

A continuación se presenta la tabla 4.3 donde son mostrados los valores de tendencia central y dispersión para el total de datos de IMT. Acorde con estos datos fue generado el diagrama de caja y bigotes mostrado en la Figura 4.15.

Tabla 4.3. Medidas de tendencia central y dispersión. Muestra correspondiente a 6473 valores de Intensidad Magnética Total.

Estadístico	gammas
Media	9795,9669
Mediana	9802,54
Moda	9842,53
Desviación típica	58,2691
Varianza	3395,288
Mínimo	9668,74
Máximo	9968,02

El diagrama de caja correspondiente al total de datos de IMT (Figura 4.14) comprueba la existencia de una sola población de datos, donde el único punto atípico es la estación 2474 con 9968,02 gammas, que corresponde al valor máximo de la muestra. Se decide entonces excluir a esta estación como dato inicial para la elaboración del mapa de IMT, que será presentado y analizado en el próximo capítulo. La mayor parte de la muestra está en el rango de 9755 y 9840 gammas.

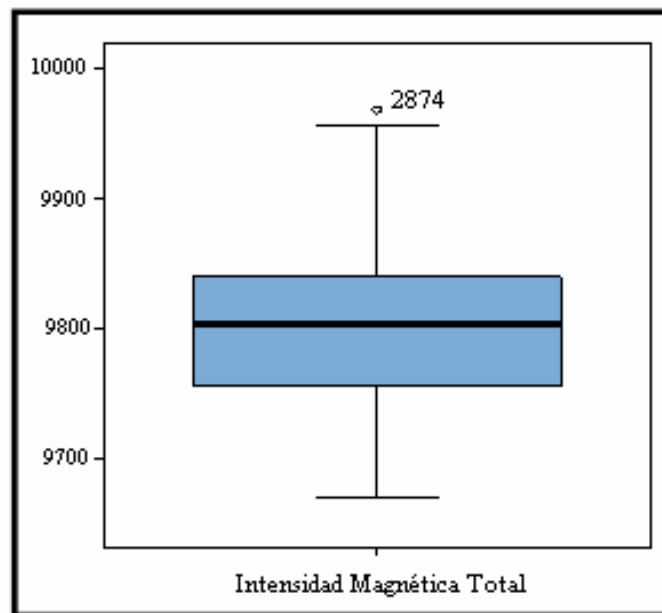


Figura 4.14. Diagrama de caja para el total de datos magnéticos.

La normalidad de los datos de IMT queda comprobada al apreciar se ajustan a la recta de 45° en el gráfico que representa la prueba paramétrica P-P, que es

mostrada en la Figura 4.15. Lo mismo sucede con la prueba paramétrica Q-Q (Figura 4.16).

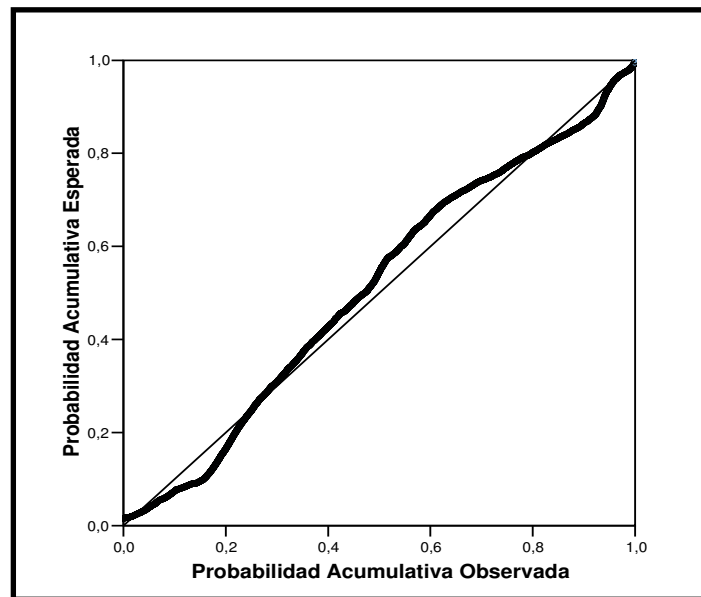


Figura 4.15. Prueba paramétrica P-P para el total de datos magnéticos.

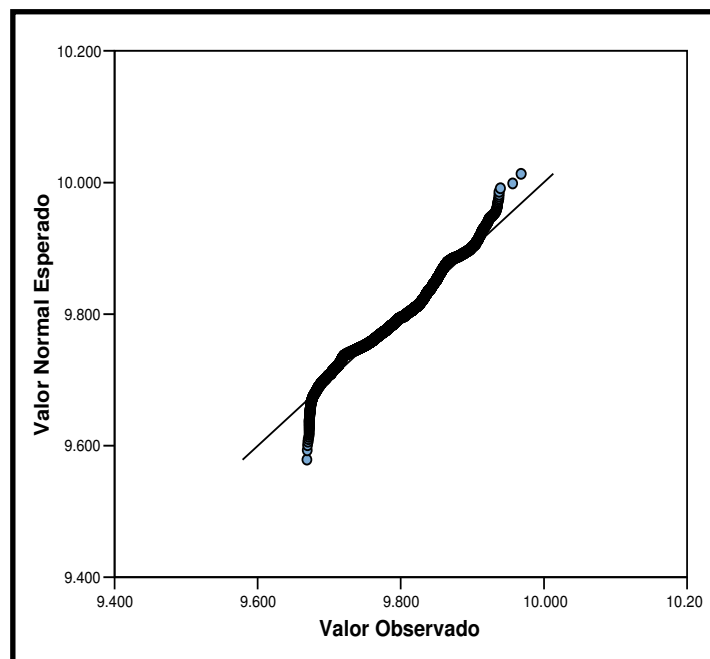


Figura 4.16. Prueba paramétrica Q-Q para el total de datos magnéticos.

4.3.2 Generación del Mapa de Isoanomalías de IMT

Finalizado el análisis estadístico de los datos magnéticos se procedió a elaborar el mapa de isoanomalías de IMT (Figura 5.5), que será presentado y discutido en el siguiente capítulo. Para este fin se implementó el programa **Surfer® Versión 8.0**. El perfil magnético a modelar es el mismo A-A' descrito para el método gravimétrico y se puede observar en la Figura 4.17, como en líneas generales los valores de IMT disminuyen hacia el norte, mostrando estabilidad para los 9825 gammas entre los kilómetros 15 y 25 del perfil.

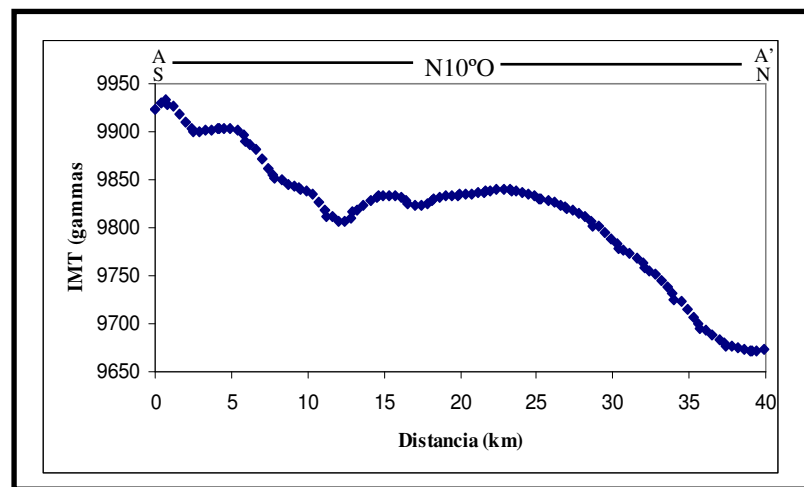


Figura 4.17. Intensidad Magnética Total para el Perfil A – A'.

Puesto que la respuesta magnética dentro del campo Sincor es producida presumiblemente en su totalidad por el basamento ígneo-metamórfico, se considera que la cobertura sedimentaria tiene un efecto magnético despreciable. Es por esta razón que no tiene sentido geológico-geofísico realizar la separación regional – residual de la señal magnética, dado que todo el efecto tiene carácter regional. Sin embargo, se realizó el cálculo de la bondad de ajuste de las superficies polinómicas (Figura 4.18), para corroborar la anterior afirmación.

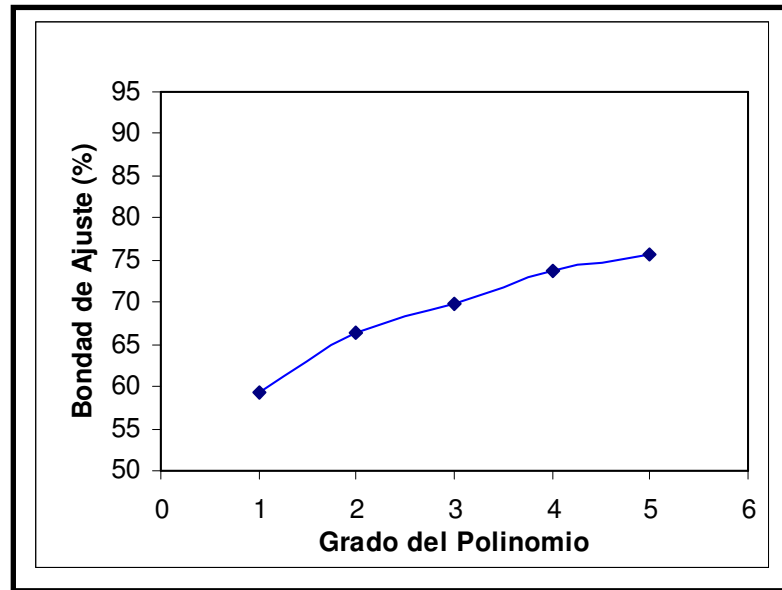


Figura 4.18. Gráfico de Bondad de ajuste para datos de IMT.

En la Figura 4.18 se evidencia efectivamente, que ninguna superficie polinómica logra modelar matemáticamente la respuesta magnética de la zona, ya que el ajuste de la respuesta de IMT aumenta con el grado del polinomio utilizado. Por esta razón no se realizó la separación regional – residual correspondiente a los datos aeromagnéticos.

4.3.3 Análisis Espectral de los Valores de IMT

El análisis espectral aplicado para los valores de IMT fueron realizados con la misma metodología llevada a cabo en el método gravimétrico, utilizando nuevamente el programa **Surfer**® Versión 8.0. En el capítulo siguiente se mostrarán las profundidades obtenidas para las distintas fuentes magnéticas.

4.4 Método Sísmico

La metodología del método sísmico se inició con la realización de un inventario de los datos sísmicos disponibles en el área, seleccionándose finalmente 9 líneas sísmicas 2D (Tabla 4.4) y un cubo sísmico 3D de 360 km², teniéndose en consideración su proximidad al perfil A-A' a modelar, tal como se muestra en la siguiente Figura 4.19.

Tabla 4.4. Inventario de datos sísmicos.

Datos Sísmicos	Orientación Aproximada
Línea sísmica L1	NO
Línea sísmica L2	NE
Línea sísmica L3	NE
Línea sísmica L4	NS
Línea sísmica L5	NS
Línea sísmica L6	NS
Línea sísmica L7	NS
Línea sísmica L8	EW
Línea sísmica L9	EW
Cubo Sísmico 3D	Campo Sincor

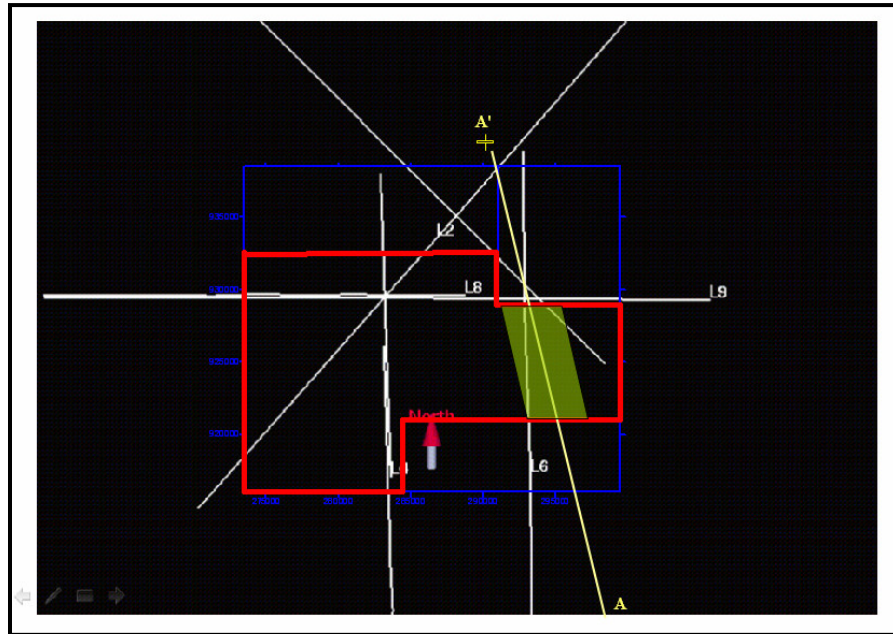


Figura 4.19. Mapa de ubicación de los datos sísmicos empleados en el área en estudio y el perfil A-A'. En rojo el cubo sísmico 3D, en blanco las líneas 2D y en verde el subvolumen interpretado. Proyección UTM, huso 20, datum geodésico La Canoa.

Una vez seleccionados los datos sísmicos se procedió a su carga en las herramientas **3DCanvas**® y **Gocad**® de la compañía Paradigm. Adicionalmente se trabajó con la plataforma **OpenWorks**® para la calibración sísmica – pozo y la extracción de los espectros de poder.

Realizada la calibración sísmica – pozo, se ubicaron en las secciones sísmicas los marcadores geológicos de los pozos verticales empleados y seguidamente se realizó el amarre entre las líneas sísmicas 2D y el cubo sísmico 3D, garantizando de esta manera la continuidad de los reflectores en toda el área en estudio.

Seguidamente, se seleccionó un subvolumen del cubo sísmico 3D, que cubre un segmento del perfil A-A' (Figura 4.20). Debido a la truncación erosional que presentan las formaciones cretácicas en el área, se calculó la resolución vertical de la sísmica para este intervalo, estimando así el espesor mínimo necesario para definir base y tope del Grupo Temblador. Se utilizaron las velocidades intervállicas del pozo

P21 y la frecuencia dominante de la sísmica en la ventana de interés. En la tabla 4.5 se muestra la resolución vertical calculada.

Tabla 4.5. Cálculo de la resolución vertical de las formaciones cretácicas.

Formación	Frecuencia Dominante (Hz)	Velocidad Interválica (m/s)	Resolución Sísmica (m)
Grupo Temblador	32	2777,7	21,7

La resolución vertical calculada permitió la interpretación de los reflectores correspondientes a las principales superficies geológicas resolubles sísmicamente. Ellas son Tope del Precámbrico, Discordancia Basal del Cretácico y Base del Terciario. Estas correlaciones de horizontes se llevaron a cabo en el programa **Gocad**® para la sísmica 3D y el programa **3DCanvas**® para las líneas sísmicas 2D.

La interpretación se fundamentó en el seguimiento de los reflectores sísmicos cuando era posible. En primer lugar, se interpretó cada 20 líneas y trazas, ajustando el horizonte a los marcadores geológicos de los pozos verticales interpretados para ese intervalo estratigráfico. En segunda instancia, se revisaron las interpretaciones en las cercanías de los planos de fallas, con la finalidad de mantener la coherencia en los saltos de falla, dependiendo de su naturaleza normal o inversa.

Una vez concluida la interpretación de los horizontes de interés en el cubo sísmico, se procedió a realizar la interpretación de los reflectores en las líneas 2D hasta culminar con la totalidad de los tendidos sísmicos, obteniendo como producto el cartografiado en tiempo de cada una de los horizontes de estudio. Gracias a la pérdida de la continuidad lateral en algunos reflectores interpretados, se pudieron reconocer las tendencias principales de fallas presentes en el área.

4.4.1 Análisis de frecuencias

El estudio de frecuencias consistió en elaborar espectros de poder en la sísmica en las proximidades de los pozos verticales seleccionados en el apartado de registro de pozo (Tabla 4.7), con el fin de estimar las distintas frecuencias dominantes en ella. Para hacer dichos espectros se tomó en cuenta una vecindad de 11 trazas centradas en las localizaciones de cada pozo, con una ventana de 200 a 700 ms (Figura 4.20). Para elaborar los espectros de amplitudes sísmica se empleó el programa **PostStack/PAL**[®] de la plataforma **OpenWorks**[®].

Posteriormente, se estimó la frecuencia máxima y mínima considerando una atenuación de -12 decibeles (dB), lo que implica una frecuencia dominante a ¼ de la amplitud máxima. La frecuencia dominante fue estimada por medio de la siguiente ecuación:

$$f_{dom} = \left(\frac{f_{max} + f_{min}}{2} \right), \text{ Ec. 5.1}$$

Donde:

f_{dom} = frecuencia dominante

f_{max} = frecuencia máxima y

f_{min} = frecuencia mínima

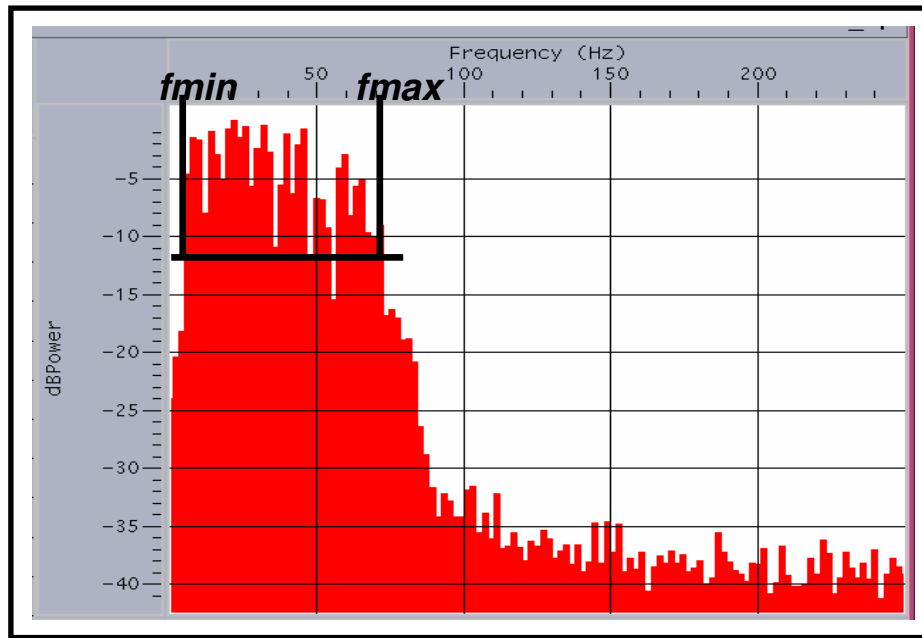


Figura 4.20. Espectro de amplitud sísmica en la cercanía del pozo P6.

4.4.2 Conversión Tiempo – Profundidad

La conversión a profundidad de los horizontes sísmicos interpretados en tiempo, se realizó mediante la construcción de un modelo de velocidades, generado a partir de los tiros de verificación sísmica en los 61 pozos mostrados en la Tabla 4.6.

Tabla 4.6. Inventario de pozos con tiros de verificación sísmica

Nombre de Pozo	Check Shot		Nombre de Pozo	Check Shot
P1	X		P46	X
P2	X		P47	X
P3	X		P48	X
P4	X		P49	X
P5	X		P50	X
P6	X		P51	X
P8	X		P52	X
P9	X		P53	X
P10	X		P54	X
P15	X		P55	X
P26	X		P56	X

Continuación Tabla 4.6

Nombre de Pozo	Check Shot		Nombre de Pozo	Check Shot
P27	X		P57	X
P28	X		P58	X
P29	X		P59	X
P30	X		P60	X
P31	X		P61	X
P32	X		P62	X
P33	X		P63	X
P34	X		P64	X
P35	X		P65	X
P36	X		P66	X
P37	X		P67	X
P38	X		P68	X
P39	X		P69	X
P40	X		P70	X
P41	X		P71	X
P42	X		P72	X
P43	X		P73	X
P44	X		P74	X
P45	X		P75	X

Se empleó el método DSI (*discrete smooth interpolation* o interpolación suave discreta) de la plataforma **Gocad**[®] para la elaboración del modelo de velocidades (Figuras 4.22), posterior al análisis detallado de las curvas T-Z para todos los pozos (Figura 4.21).

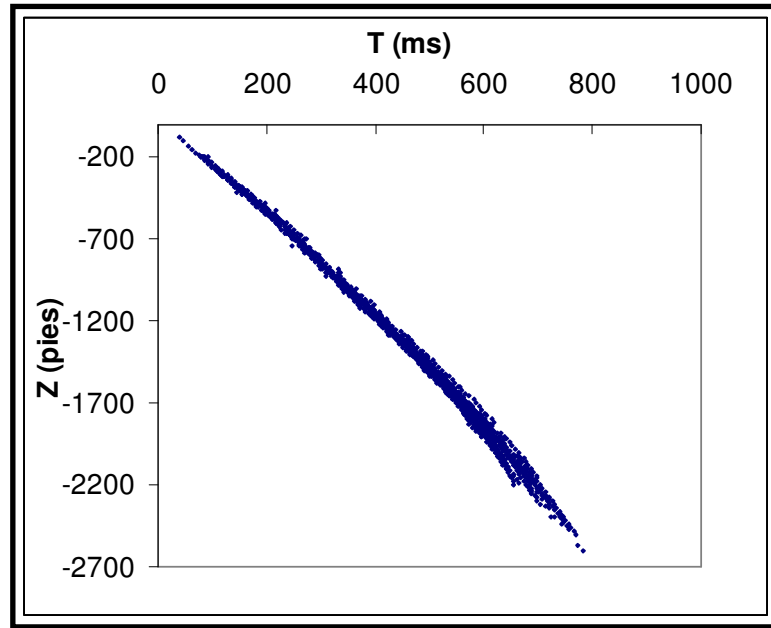


Figura 4.21. Curvas T-Z para la elaboración del modelo de velocidades. En azul los valores correspondientes a los tiros de verificación sísmica.

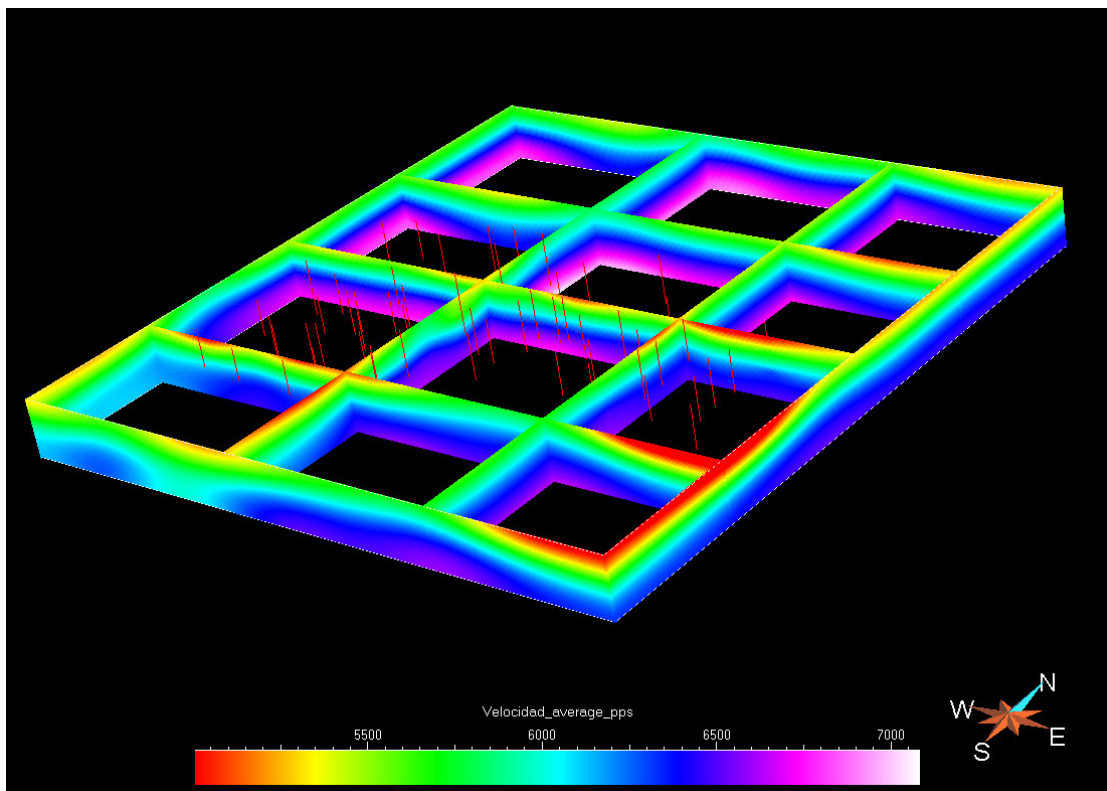


Figura 4.22. Modelo de velocidades para el área en estudio, con un voxel grande de tamaño de celdas: 165x175x61 pies y una resolución vertical de 61 pies.

4.5 Registros de Pozo

La metodología llevada a cabo se inició con la recopilación de los pozos verticales disponibles en el área, seleccionándose 12 pozos (Tabla 4.8), considerando su proximidad a las líneas sísmicas y al perfil A-A' propuesto, tal como se muestra en la Figura 4.23.

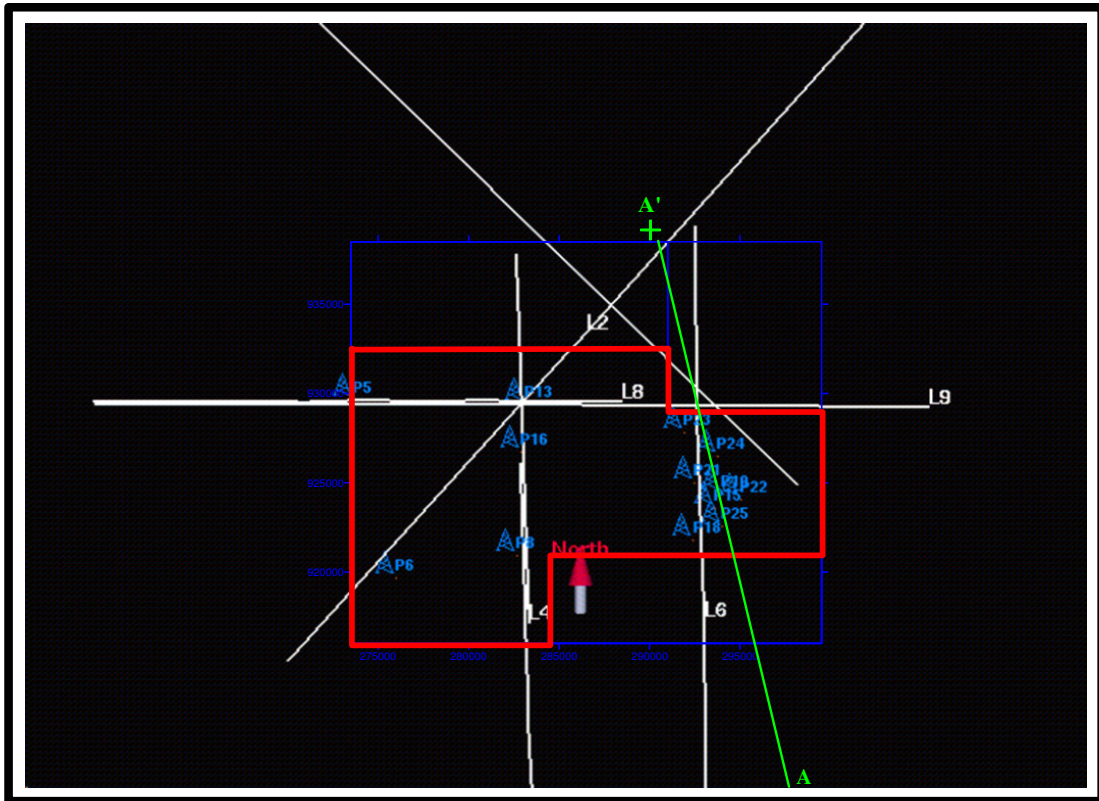


Figura 4.23. Mapa de ubicación de los pozos empleados en el área en estudio. Proyección UTM, huso 20, datum geodésico La Canoa.

Posterior a la selección de los pozos, se realizó un inventario para conocer que registros poseía cada uno (Tabla 4.7). Se verificó la disponibilidad de los siguientes registros: Densidad (RHOB), Sónico (DTC), Gamma Ray (GR), Tiros de Verificación Sísmica (*check shot*), Perfil Sísmico Vertical (VSP) y marcadores geológicos de interés. Aquellos pozos cercanos al perfil A-A' (Figura 4.24) sirvieron para tener un control de la profundidad en el modelo estructural correspondiente.

Tabla 4.7. Inventario de registros de pozos. Se destacan con una X los registros que se disponen para cada pozo. En amarillo se muestran los pozos empleados para la elaboración del modelo correspondiente al perfil A-A', mientras que en verde los pozos que fueron utilizados como control de calidad una vez finalizado el modelo.

Pozo	GR	DTC	RHOB	check shot	VSP
P5	X	X	X	X	
P6	X	X	X	X	X
P8	X	X	X	X	X
P13	X	X	X		
P15	X	X	X	X	
P16	X	X	X		
P18	X	X	X		X
P19	X	X	X		X
P21	X	X	X		X
P23	X	X	X		X
P24	X	X	X		X
P25	X	X	X		

Los registros RHOB en la Tabla 4.7, corresponden a los pozos cercanos al perfil A-A' utilizados para estimar las densidades correspondientes a cada formación, para su posterior inclusión dentro del modelo estructural propuesto (Figura 6.2). Esto se realizó mediante estudios geoestadísticos aplicados entre los marcadores geológicos indicados por las correlaciones de pozos. Por su parte los registros de Gamma Ray (GR) se utilizaron para el control y la validación de los marcadores geológicos de interés y en las calibraciones sísmica-pozo.

4.5.1 Calibración entre los Sismogramas Sintéticos y los Datos Sísmicos

El registro sísmico se empleó, luego de haberse corregido su deriva respecto a la curva T-Z, para calcular conjuntamente con el registro de densidad los contrastes de impedancia acústica, usados en la estimación de las series de reflectividad de cada pozo (Ecuación 3.9). Éstas últimas fueron convolucionadas con una ondícula extraída de la sísmica y a su vez con una teórica Ricker fase cero, centrada en las frecuencias dominantes estimadas a través del análisis frecuencial, obteniendo como resultado los

sismogramas sintéticos respectivos (Figura 4.24). Para esta labor se empleó el programa **Syntool**[®] de la plataforma **OpenWorks**[®].

La Tabla 4.7 muestra la totalidad de los pozos utilizados para la calibración sísmica – pozo (con excepción de los pozos P24 y P25 usados como control de calidad del modelo). Como requisito cada uno de ellos debía que tener los registros RHOB y DTC.

Para las calibraciones fueron empleadas las curvas T-Z derivadas de los pozos que contenían *check shots*. Para los pozos que solo tenían registros VSP, las curvas T-Z fueron extraídas del campo descendente de dichos registros; mientras que para los pozos que no contienen ninguno de estos dos registros se utilizó la curva T-Z del pozo más cercano. En la Figura 4.24 se muestra las pruebas de calibración de los sismogramas sintéticos con las diferentes ondículas.

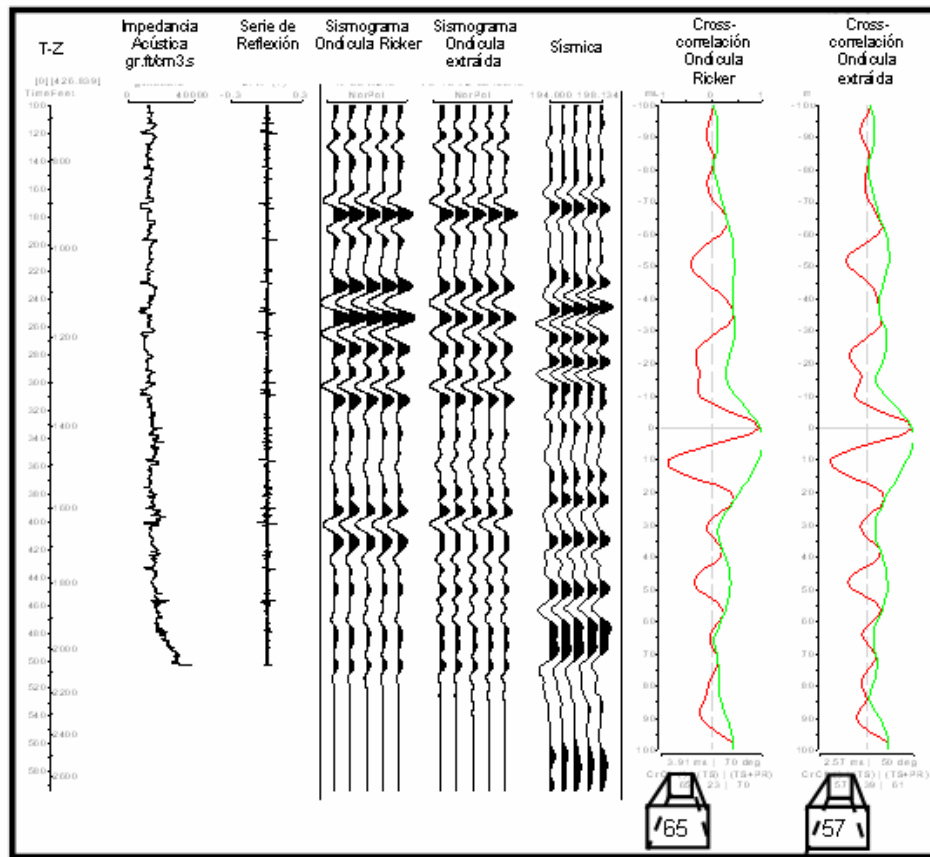


Figura 4.24. Prueba de calibración sísmica del Pozo P6. A la derecha se observa el sismograma sintético a partir de la convolución con la ondícula extraída de la sísmica con un coeficiente de correlación de 57%. A la izquierda el sismograma sintético a partir de la convolución con ondícula Ricker con un coeficiente de correlación de 65%.

En la figura 4.24 se aprecian las calibraciones de los sismogramas (para cada ondícula utilizada) con la sísmica, seleccionándose finalmente aquellos obtenidos mediante la convolución de la ondícula Ricker por presentar mejores coeficientes de correlación. Posteriormente se aplicaron a los sismogramas sintéticos elegidos los filtros Ricker y trapezoidal, ajustando su contenido frecuencial con las frecuencias de la sísmica en la zona de interés.

Los filtros Ricker fueron contruidos al centrar las ondículas fase cero en las frecuencias dominantes de la sísmica, mientras que para elaborar los filtros

trapezoidales se analizaron los espectros de poder en donde se definieron las frecuencias de paso y las frecuencias de corte para -12dB.

El filtro Ricker fue el elegido para realizar las calibraciones definitivas, dado que los coeficientes de correlación entre los sismogramas sintéticos y la sísmica presentaron mayor magnitud para una ventana seleccionada (figura 4.25).

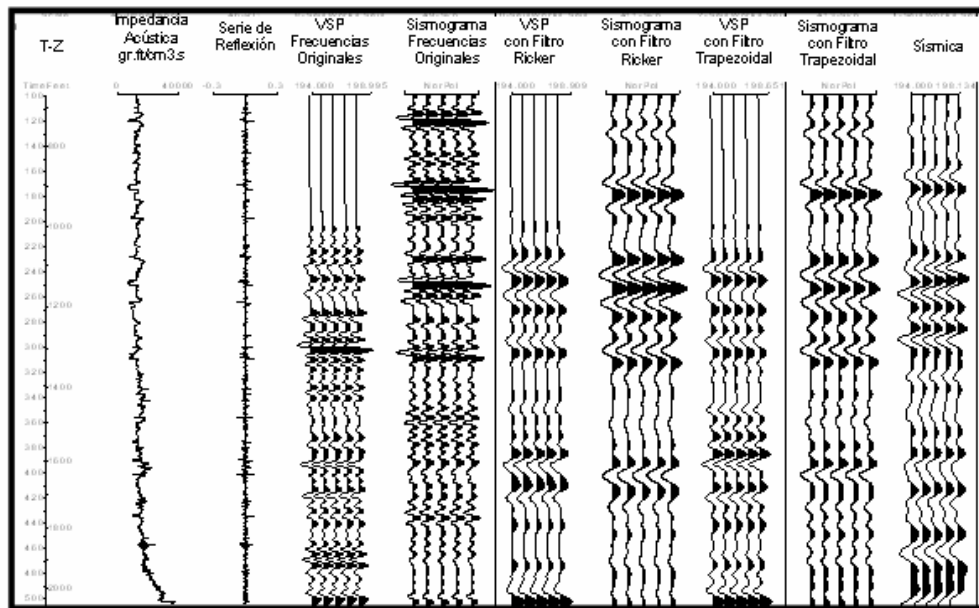


Figura 4.25. Pruebas de filtros Ricker en los sismogramas sintético y VSP del pozo P6.

Para realizar las calibraciones de los sismogramas sintéticos con la sísmica (Figura 4.26), se correlacionó desde el tope de la Formación Oficina hasta el último marcador en profundidad, considerando un rango de 10 trazas sísmicas alrededor del pozo. En general, se buscó que existiera una buena similitud entre los eventos de los sismogramas sintéticos y las reflexiones sísmicas, variando empíricamente el tiempo de reajuste (*time shift*) hasta conseguir los valores óptimos para la calibración.

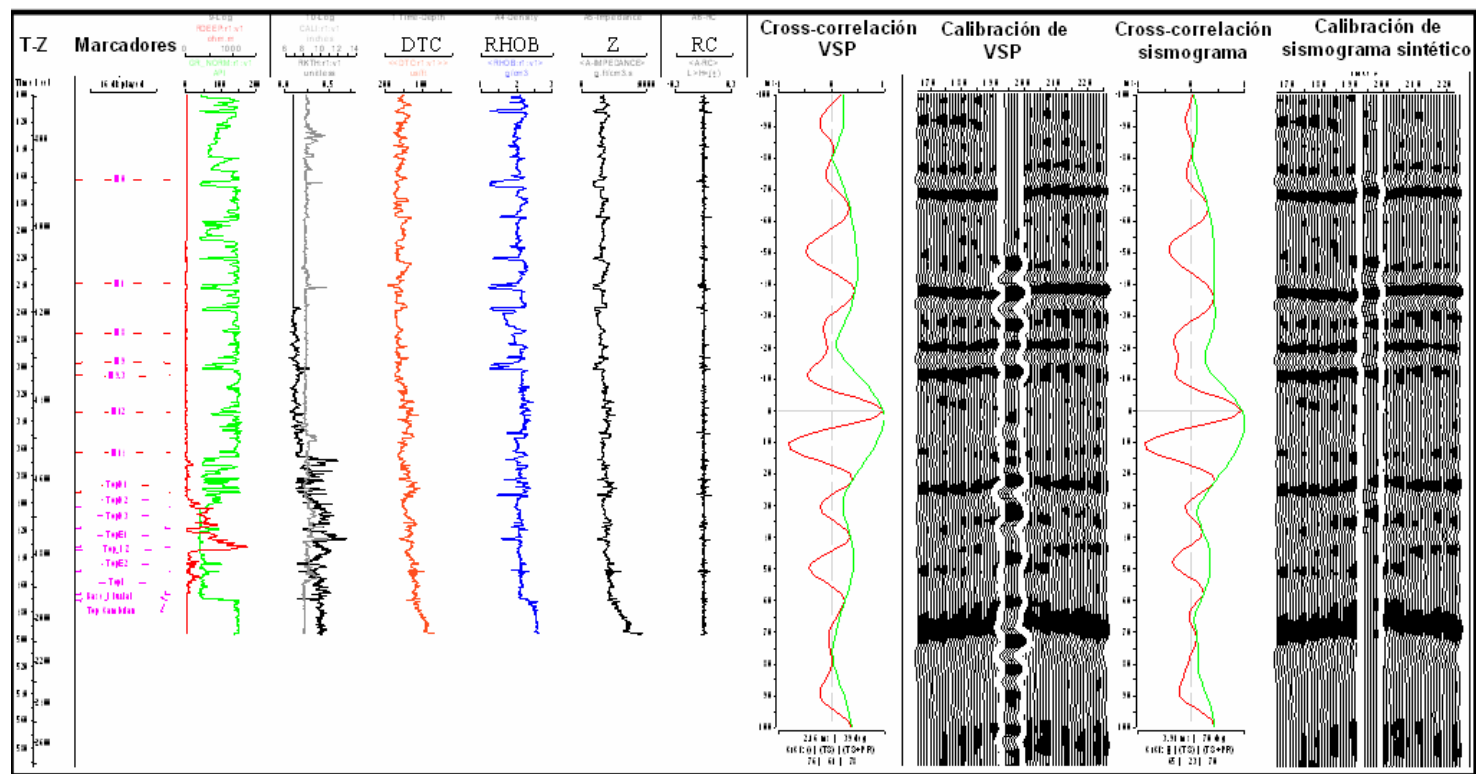


Figura 4.26. Ejemplo de hoja de calibración del pozo P6

4.5.2 Calibración entre los VSP y los Datos Sísmicos

Para cargar los datos de VSP en la plataforma **OpenWorks**[®], fue necesaria la conversión del formato SEGY a un formato ASCII, que permitió su carga como registros de pozo. Esta conversión no la efectúa **OpenWorks**[®] directamente, por lo que fue necesario programar un código en **Matlab**[®] para llevar a cabo la transformación de un formato al otro.

Las calibraciones de los registros VSP con la sísmica, se realizaron bajo la misma metodología empleada para la calibración de los sismogramas sintéticos, utilizando las mismas ventanas de correlación y contenido frecuencial (Figura 4.26). Nuevamente fue utilizado el programa **Syntool**[®] de la plataforma **OpenWorks**[®] para la consecución de esta tarea.

4.6 Modelado Estructural

A través de la construcción del modelo estructural de la zona en estudio, correspondiente al perfil A-A', se pretende estimar la profundidad y geometría de los diferentes estratos sedimentarios presentes en el subsuelo. Para ello se procedió en primer lugar a cargar en el programa **GM_SYS**[®] la curva de anomalía de Bouguer e IMT, introducidos como un archivo en formato ASCII.

Así mismo, fueron cargados los pozos cercanos al perfil A-A' (Tabla 4.7) para controlar la litología y profundidad de los estratos modelados. El estudio estadístico de los registros RHOB permitió incorporar los valores de densidad a cada una de las formaciones dentro del modelo. Por otro lado, los análisis espectrales de la respuesta gravimétrica y magnética también fueron utilizados para manejar la profundidad de las formaciones generadoras de las diferentes componentes identificadas (figuras 5.4 y 5.7).

La interpretación sísmica estructural permitió controlar las profundidades de la Formación Oficina, Grupo Temblador y el tope del Precámbrico para el perfil A-A', aportando también información acerca de las estructuras identificadas en la sísmica.

Finalmente el modelado estructural se realizó mediante la introducción de las profundidades, geometrías, densidades y susceptibilidades magnéticas de las formaciones en el subsuelo, así como la configuración estructural de las mismas, que en conjunto permitieron controlar el ajuste de las curvas de anomalía de Bouguer e IMT observadas con las anomalías calculadas. La precisión del modelo se evaluó al comparar las profundidades de los marcadores geológicos correspondientes a los pozos resaltados en verde en la Tabla 4.7, con las del modelo geológico propuesto (Figura 6.4).

CAPÍTULO 5:

RESULTADOS Y ANÁLISIS

- *Resultados y Análisis del Método Gravimétrico*
- *Resultados y Análisis del Método Magnético*
- *Resultados y Análisis del Método Sísmico*

5.1 Resultados y Análisis del Método Gravimétrico

A continuación se presenta el mapa de anomalías de Bouguer (Figura 5.2) cuyo análisis de tendencias fue realizado con el apoyo de los siguientes mapas: 1) Mapa Geológico Estructural de Venezuela de Bellizia (1984), el cual cuenta con contornos de anomalía de Bouguer simple y 2) Mapa de Anomalía de Bouguer de Venezuela de Graterol (1988) mostrado en la Figura 5.1.

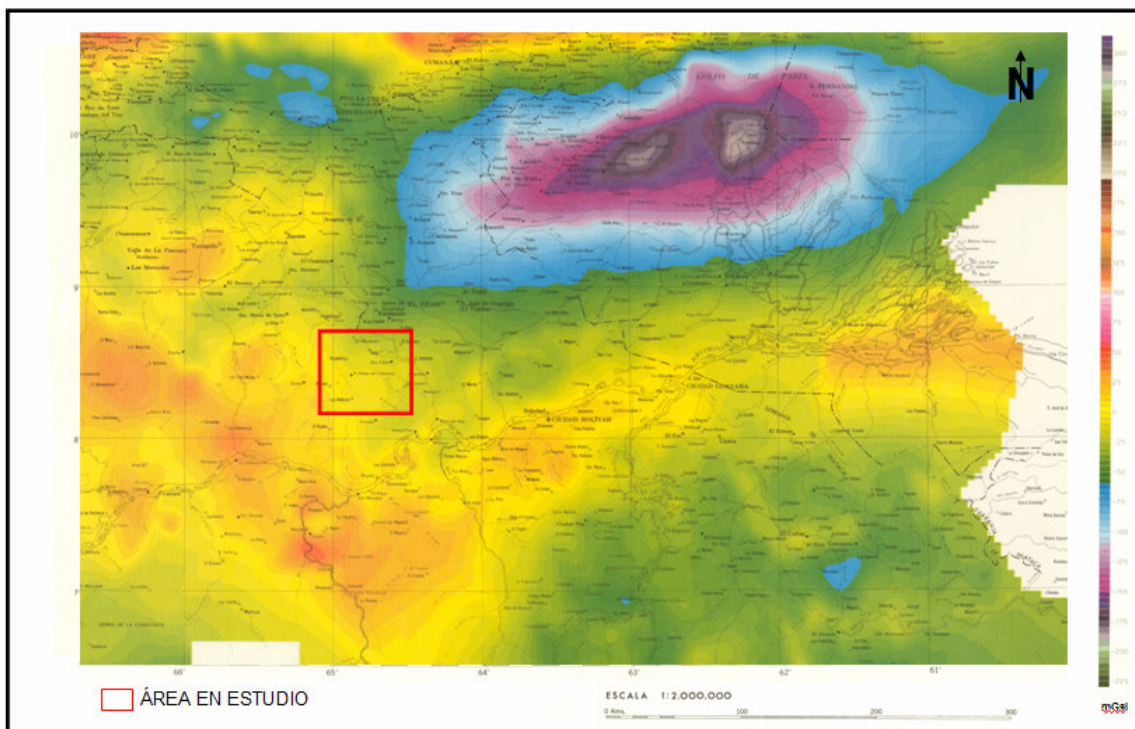


Figura 5.1. Mapa de anomalía de Bouguer de la Cuenca Oriental de Venezuela. Tomado de Graterol (1988).

Regionalmente los contornos isoanómalos del mapa de anomalía de Bouguer (Graterol, 1988) en la Cuenca Oriental de Venezuela presentan tendencia este-oeste, acordes con la migración del depocentro hacia el este (Figura 5.1), mientras que en la zona en estudio los contornos presentan una tendencia general en sentido norte – sur, dada la ubicación periférica del campo Sincor hacia el suroeste de la cuenca (Figura 5.2).

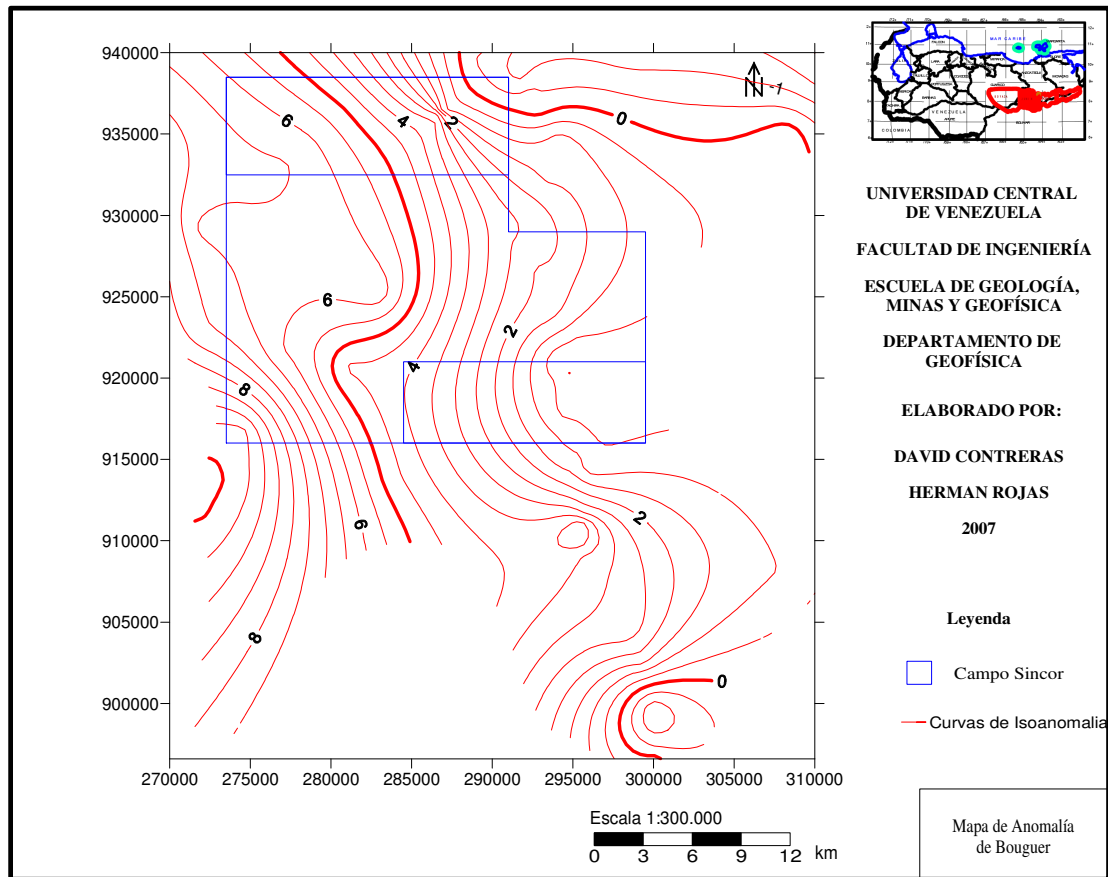


Figura 5.2. Mapa de anomalía de Bouguer del campo Sincor. Proyección: UTM, huso 20; datum geodésico: La Canoa.

El máximo de anomalía de Bouguer está localizado en la parte centro-occidental del área, alcanzando 10 mGal con un gradiente de 0,66 mGal/km y contornos isoanómalos en sentido N-S.

Al noreste del área, los valores de anomalía de Bouguer alcanzan -2 mGal con un gradiente de 0,23 mGal/km. Las curvas isoanómalas presentan una dirección preferencial en sentido E-O dada su ubicación proximal al depocentro de la cuenca.

La separación regional-residual de la anomalía de bouguer a partir del ajuste con superficies polinómicas indican una tendencia general de la componente regional de las anomalías en sentido N10°O (figuras 5.3a y 5.4a). En líneas generales, esto se

explica con la disminución de los valores de anomalía de Bouguer hacia el noreste, indicativo del aumento del espesor de sedimentos, coincidiendo con la profundización del basamento en dicha dirección, hacia el depocentro de la Cuenca Oriental de Venezuela.

La comparación de tendencias entre los polinomios de orden 1° y 2° permite establecer que el mejor ajuste de los contornos es dado por el de segundo grado, comprobado cuantitativamente con la gráfica de bondad de ajuste (Figura 4.10). Esta aproximación matemática representa el mejor ajuste al monoclinal fallado que caracteriza la morfología de la zona en estudio.

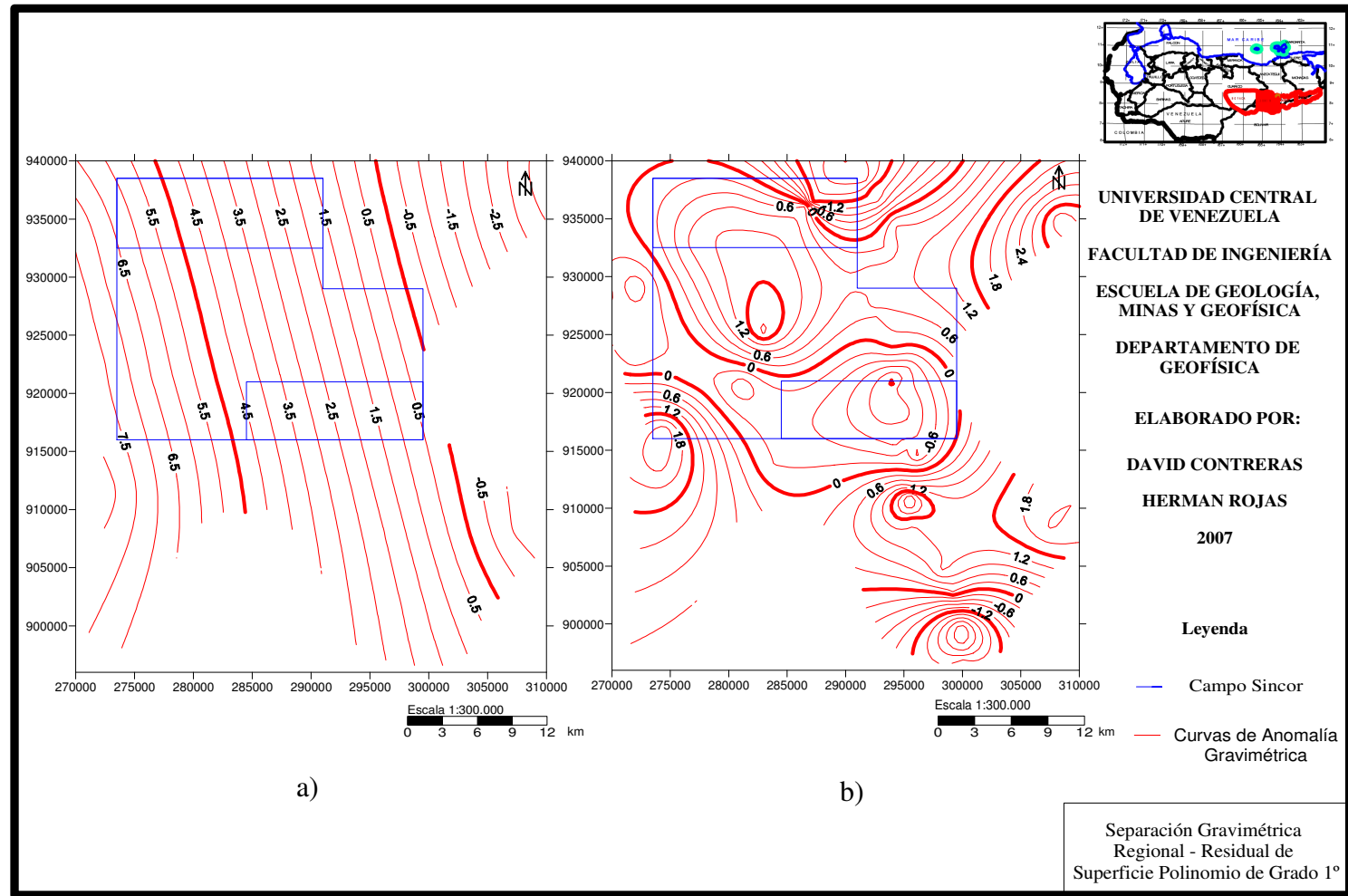


Figura 5.3. Separación gravimétrica regional residual mediante la superficie polinómica de grado 1. a) Mapa Regional de Anomalia de Bouguer. b) Mapa Residual de Anomalia de Bouguer. Proyección: UTM, huso 20; datum geodésico: La Canoa.

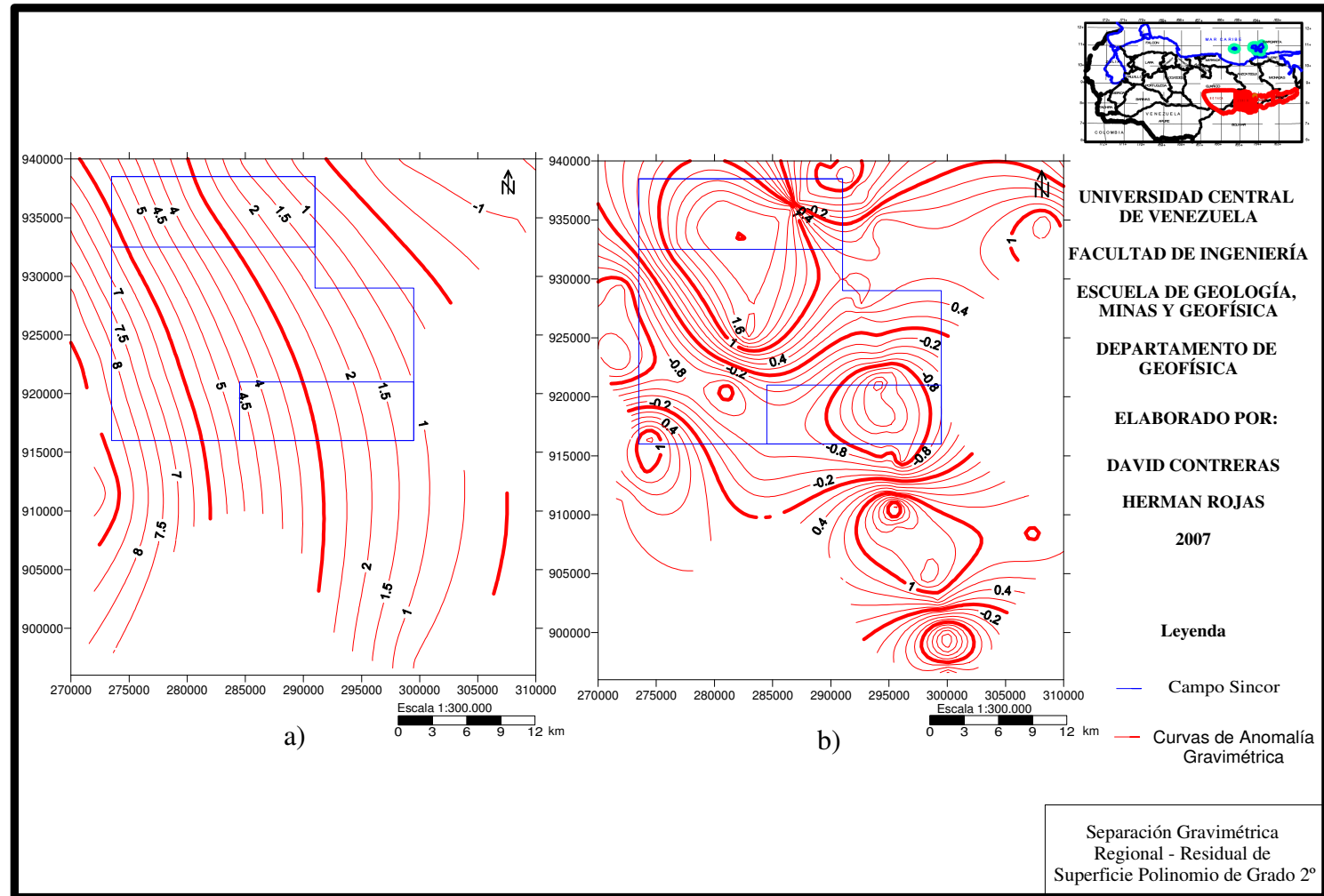


Figura 5.4. Separación gravimétrica regional residual mediante la superficie polinómica de grado 2. a) Mapa Regional de Anomalia de Bouguer. b) Mapa Residual de Anomalia de Bouguer. Proyección: UTM, huso 20; datum geodésico: La Canoa.

5.1.1 Resultados del Análisis Espectral de los Datos Gravimétricos

A continuación se muestra el espectro de energía, correspondiente a los valores de anomalía de Bouguer (Figura 5.5), donde se interpretaron las pendientes que caracterizan las componentes generadoras de la señal gravimétrica estudiada.

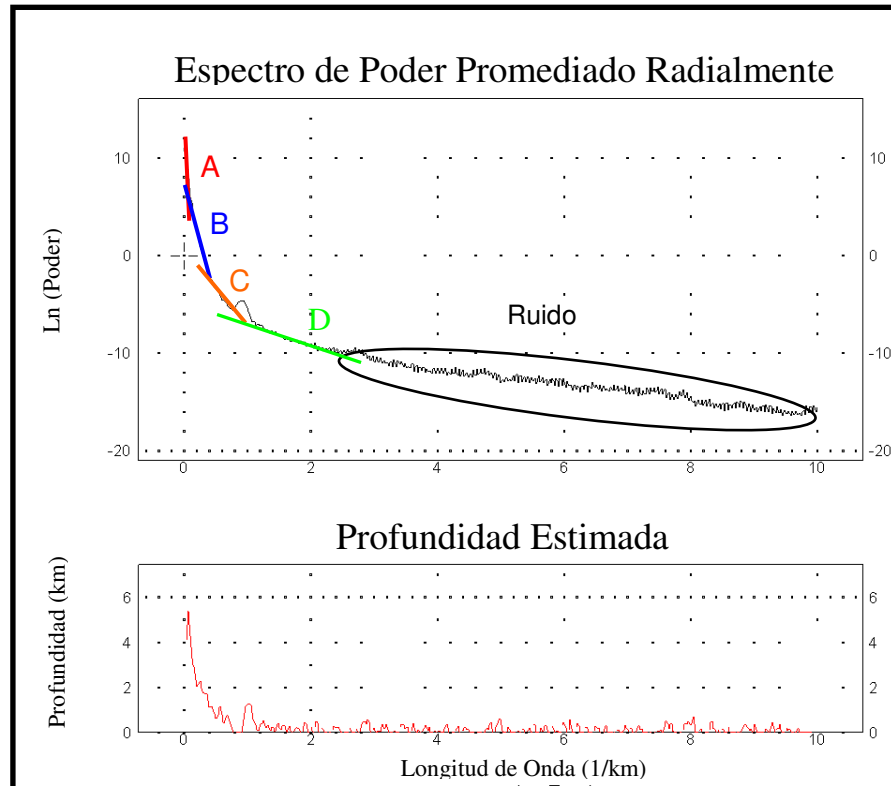


Figura 5.5. Análisis espectral de los datos de anomalía de Bouguer.

En la parte superior de la Figura 5.5 se muestra la señal gravimétrica en función del número de onda y la energía de la señal, donde es posible identificar ruido y cuatro componentes generadoras: A, B, C y D. Las profundidades correspondientes a cada una de estas componentes se muestran en la Tabla 5.1

Tabla 5.1. Valores de profundidad para las distintas fuentes de anomalía gravimétrica.

Componente	Profundidad (Km)	Profundidad (ft)
A	4.3	14036.4
B	2.0	6526.9
C	0.8	2699.8
D	0.5	1551.2

Se propone como causantes de las componentes **A** y **B** de las anomalías de Bouguer a los contrastes de densidad dentro del basamento ígneo-metamórfico perteneciente al Escudo de Guayana, probablemente asociados a la compleja evolución tectónica de las provincias Imataca (?) y/o Cuchivero (?). La componente **C** es atribuida al contraste de densidades entre el basamento ígneo-metamórfico y la cobertura sedimentaria que le suprayace, mientras que **D** es atribuida a la discordancia del Terciario, que pone en contacto la Formación Oficina con formaciones cretácicas al norte del campo Sincor y paleozoicas en el sur.

5.2 Resultados y Análisis del Método Magnético

El mapa de IMT (Figura 5.7) muestra como, a grandes rasgos, los contornos isoanómalos poseen una orientación NE-SO, acordes con la tendencia del basamento magnético de Bartok (2003) mostrado en la Figura 5.6; con un rango de variación de los datos de IMT de 9660 – 9880 gammas.

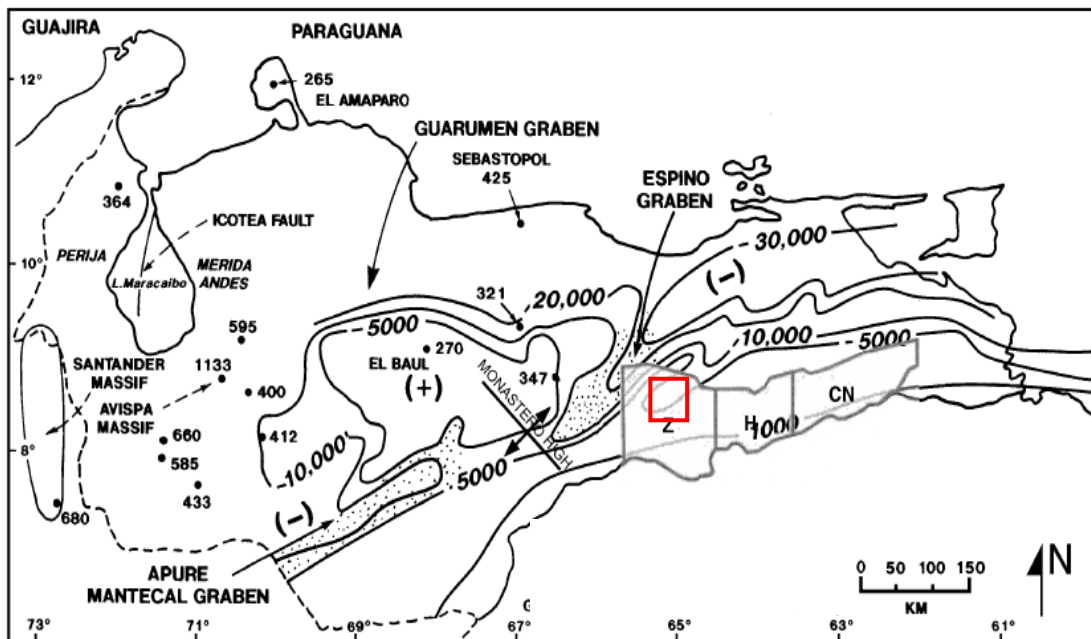


Figura 5.6. Mapa del basamento magnético en la Cuenca Oriental de Venezuela. En rojo se resalta la zona en estudio. Tomado de Bartok (2003).

Los mayores valores de IMT se presentan en la parte sureste y suroeste de la zona, con un gradiente de 10 gammas/km dentro del rango de 9800 a 9880 gammas. Por su parte, hacia el noreste se presentan los menores valores de IMT dentro del rango de 9610 a 9710 gammas, con un gradiente de 16 gammas/km. En síntesis, el comportamiento de las curvas isoanómalas es caracterizado por una disminución de los valores magnéticos hacia el noreste (Figura 5.7).

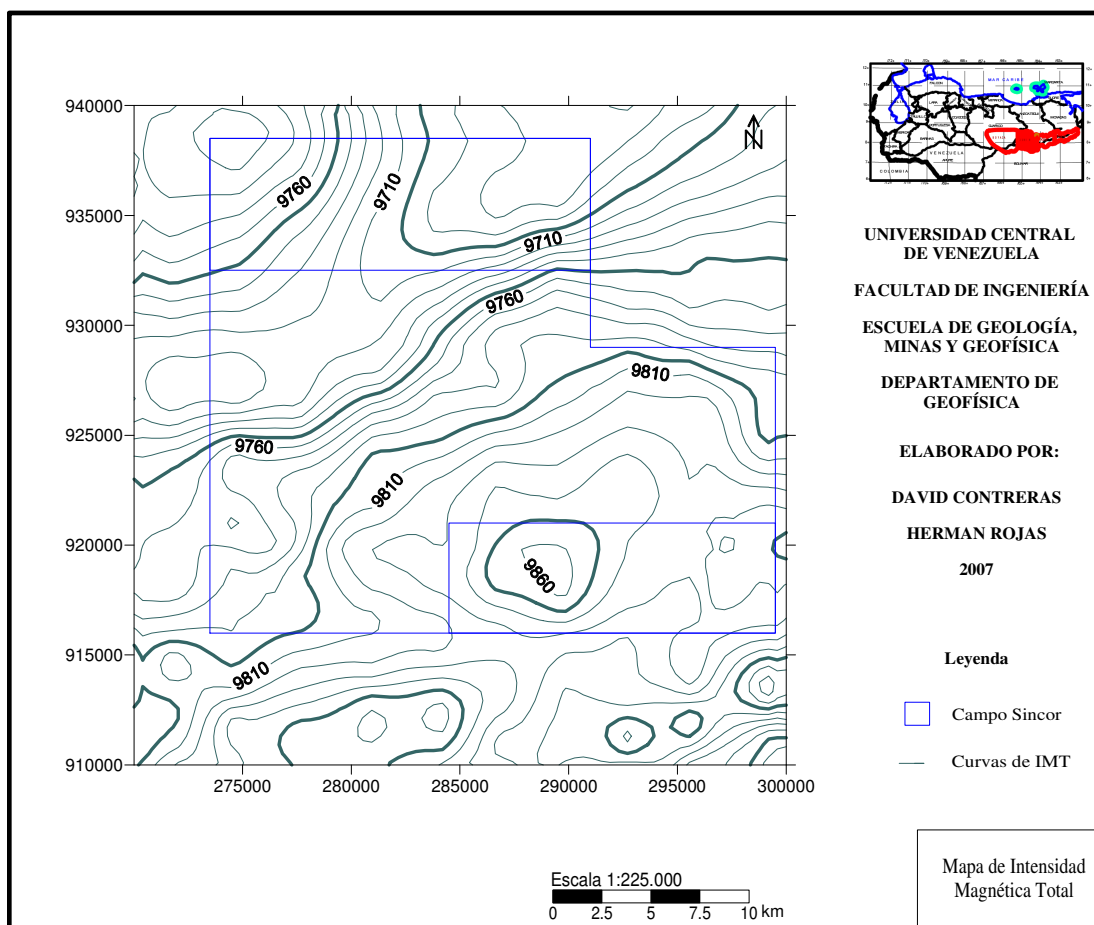


Figura 5.7. Mapa de IMT del campo Sincor. Proyección: UTM, huso 20; datum geodésico: La Canoa.

5.2.1 Resultados del Análisis Espectral de los Datos Magnéticos

En la Figura 5.8 se presenta el análisis espectral de los datos de IMT donde se muestran cada una de las componentes A, B y C de la señal magnética registrada, así como el ruido inherente a ella.

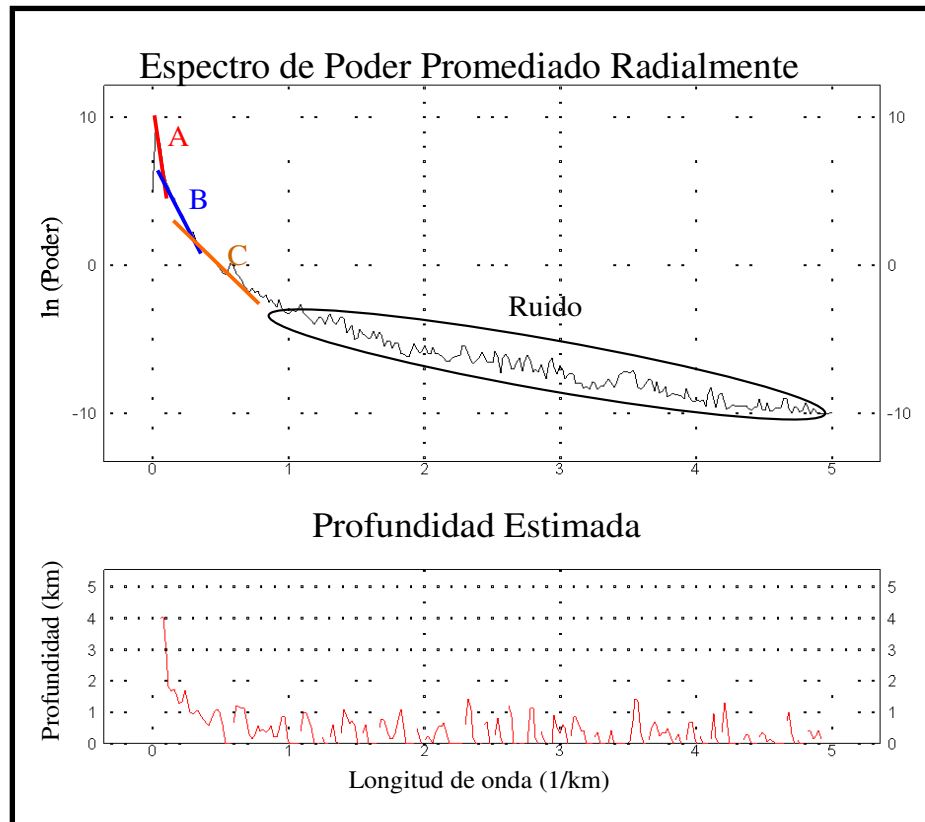


Figura 5.8. Análisis espectral de los datos de IMT.

En la parte superior de la figura 5.8 se muestra la señal magnética en función del número de onda y la energía correspondiente a las fuentes principales de la anomalía magnética, donde es posible identificar tres componentes: **A**, **B** y **C**, además del ruido. En la sección inferior de la figura se muestra la longitud de onda en función de las profundidades de cada fuente propuesta por el programa. Las profundidades correspondientes a cada una de estas componentes se muestran en la Tabla 5.2.

Tabla 5.2. Valores de profundidad para las distintas fuentes de anomalía magnética.

Componente	Profundidad (km)	Profundidad (ft)
A	4.9	15822.8
B	2.2	7064.0
C	0.8	2559.7

Se proponen como causantes de las componentes **A** y **B** (Tabla 5.2) de la señal a los contrastes magnéticos dentro del basamento ígneo-metamórfico, asociados presumiblemente a cambios mineralógicos en las provincias Imataca (?) y/o Cuchivero (?) del Escudo de Guayana. La componente **C** se asocia con el contraste de magnetización entre el basamento ígneo-metamórfico y la cobertura sedimentaria suprayacente.

5.3 Resultados y Análisis del Método Sísmico

La interpretación sísmica estructural realizada tuvo como objetivo correlacionar los reflectores asociados a las unidades formacionales más relevantes para este proyecto. Estos horizontes correspondientes al Tope del Precámbrico, Discordancia Basal del Cretácico y Base del Terciario fueron delineados en tiempo y convertidos a profundidad. De igual forma se interpretó una estructura profunda en dos de las secciones sísmicas 2D, ubicado en promedio a 4.5 segundos.

Adicionalmente se intentó cartografiar otros niveles estratigráficos contando con el apoyo de sismogramas sintéticos. Sin embargo, la irregularidad de las capas individuales depositadas en ambientes fluviales produce pérdida de continuidad lateral de las reflexiones, por lo que la correlación resulta ambigua y no aportaría valor agregado para este estudio.

Los datos sísmicos interpretados evidenciaron fallas normales de edades precámbricas que posiblemente se invirtieron propagándose hasta la Formación Oficina, reactivándose finalmente como falla normal debido al efecto de reacomodo provocado por la carga litostática presente hacia el norte de la cuenca. Estas afirmaciones concuerdan con el modelo establecido por Martin (2002).

En la Figura 5.9 se identificó la falla normal de mayor relevancia en la zona en estudio de sentido E-O, con buzamiento vertical a subvertical en dirección norte, presentado saltos entre 20-25m aproximadamente en la Formación Oficina y 100-120m en el Tope Precámbrico que afectan mayormente a los depósitos cretácicos y cámbricos.

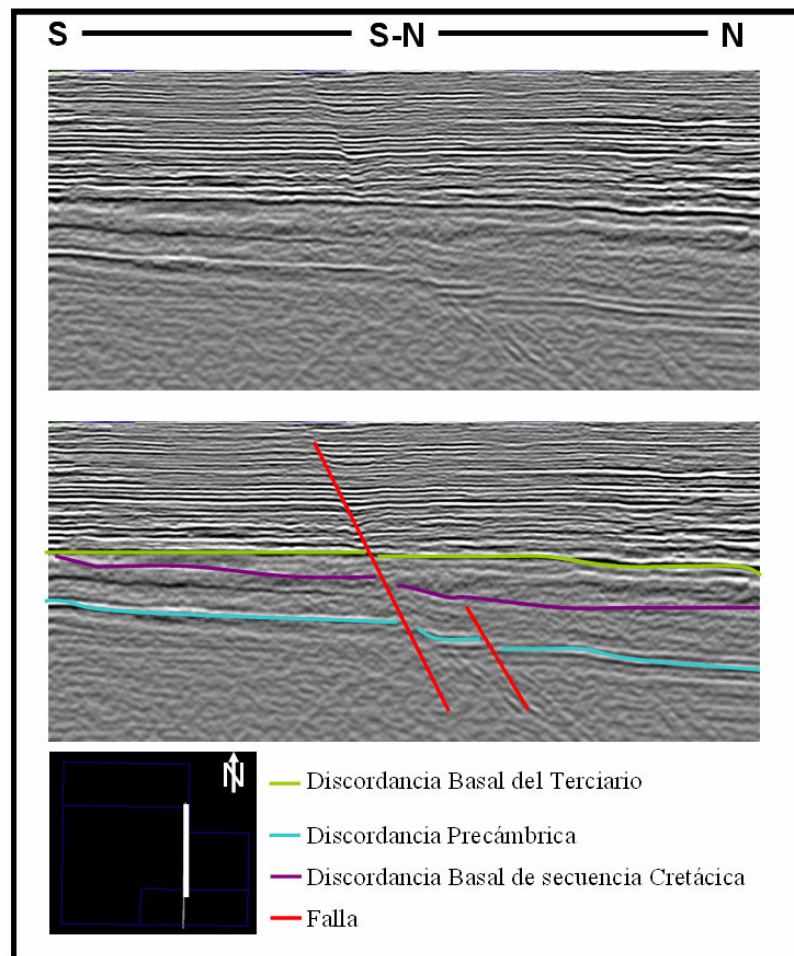


Figura 5.9. Ejemplo de línea aleatoria interpretada en la sísmica 3D.

Por otra parte, el Grupo Temblador (Cretácico) no es sísmicamente separable en unidades formacionales, debido a la disminución de la resolución vertical. La misma situación también ocurre para las formaciones Hato Viejo y Carrizal de edad cámbrica.

5.3.1 Tope del Precámbrico

Este horizonte corresponde a la reflexión más fuerte o marcador regional, debido a que constituye un horizonte sísmico de baja frecuencia, fuerte y continuo que se extiende en toda el área de estudio. El reflector presenta una profundización hasta 1 kilómetro aproximadamente en dirección norte, el cual es interrumpido en dirección E-O por el sistema de fallas de Hato Viejo, que es corroborada con los trabajos de Dongo (2002), Martin (2002) y Castillo, J (2007).

Se pudieron clasificar dos sistemas de falla principales con rumbos: E-O y N45°O. La edad relativa de las mismas en algunos casos no es fácil de precisar pues los pequeños saltos de falla no pueden precisarse para ciertas secciones sísmicas. En la Figura 5.10 se muestra el mapa en profundidad correspondiente a la superficie discordante del Tope del Precámbrico.

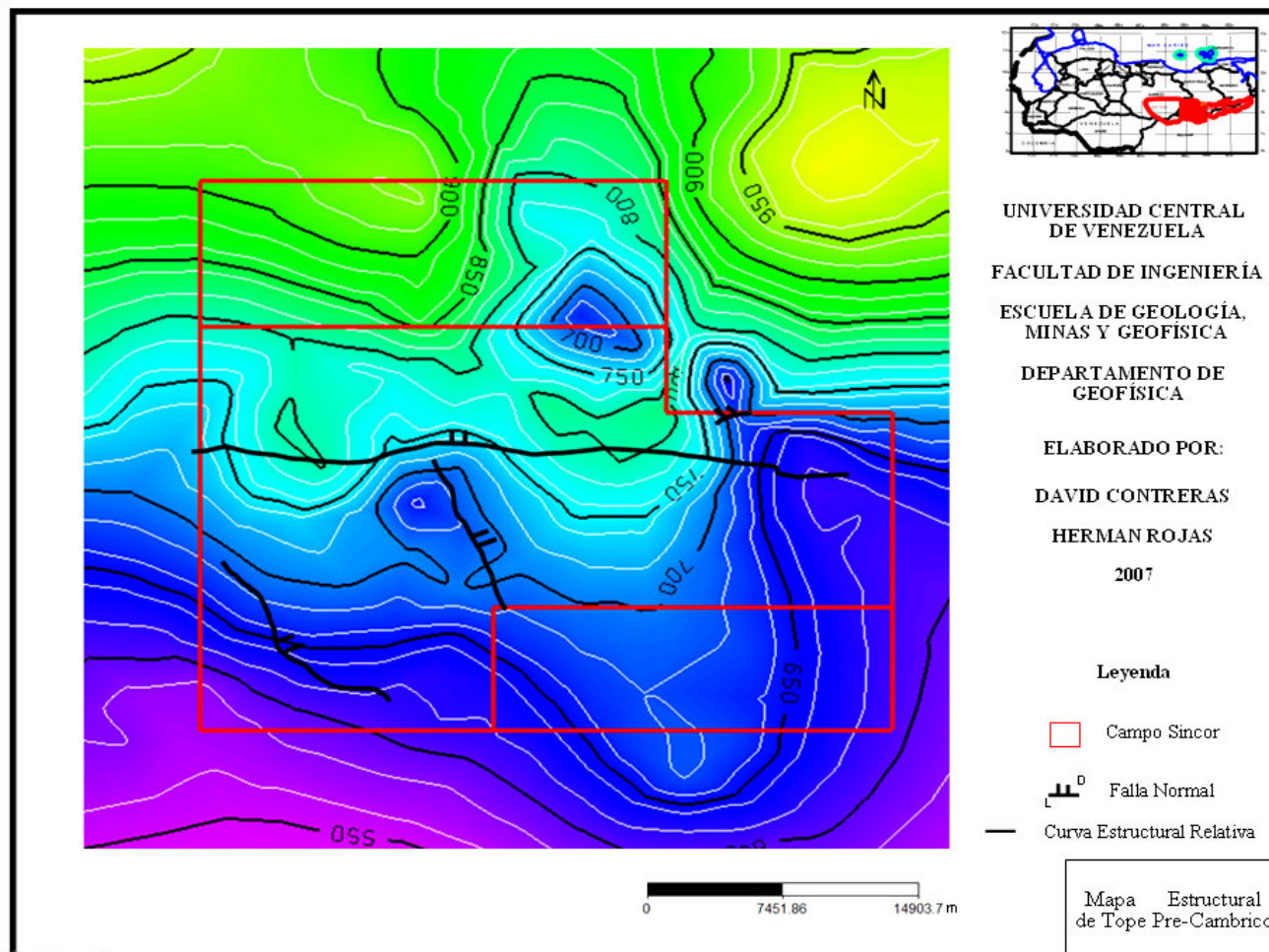


Figura 5.10. Mapa en profundidad correspondiente a la discordancia del Tope Precámbrico. Unidades en metros, proyección UTM, huso 20,; datum geodésico: La Canoa.

5.3.2 Discordancia Basal del Cretácico

Aparece bien definida y correlacionable debido al contraste de velocidad con rocas infrayacentes más densas presentando una discordancia cartografiable. La separación sísmica de unidades formacionales dentro del Cretácico no fue posible debido a la falta de resolución vertical o a la ausencia de contrastes de impedancia acústica entre las interfaces; en algunos casos es posible ver dos facies sísmicas de contacto irregular pero no cartografiables por disminución de la resolución horizontal.

La sección cretácica se trunca erosionalmente en dirección al Escudo de Guayana (Figura 5.10), por lo tanto, se aprovecharon esas terminaciones sísmicas (truncaciones erosionales) como guía complementaria para cartografiar dicho reflector en líneas N-S.

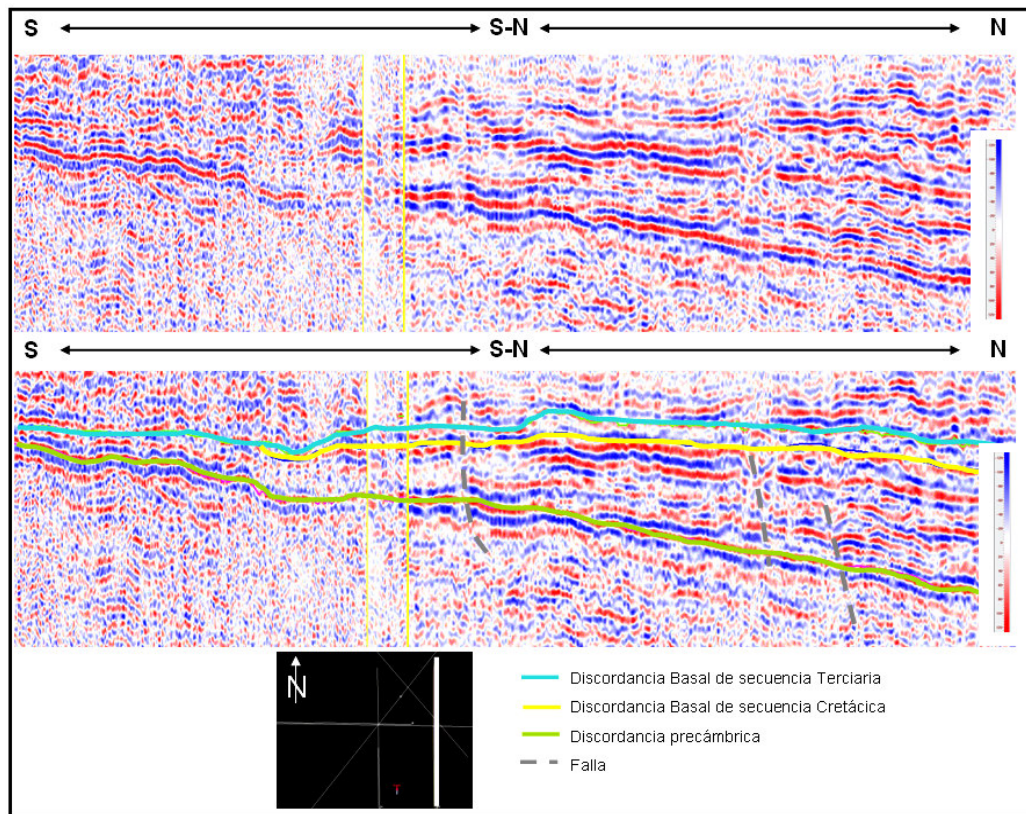


Figura 5.10. Ejemplo de truncación erosional de las formaciones cretácicas en las líneas sísmicas 2D.

5.3.3 Base del Terciario

La Base del Terciario es una superficie monoclinal irregular sobre la cual se depositaron sedimentos fluviales típicos (González, 2007), referidos estratigráficamente a la Formación Oficina del Mioceno Inferior. Las amplitudes del reflector no varían considerablemente de norte a sur, independientemente de las diferentes formaciones mesozoicas y paleozoicas que le infrayacen.

La base de la Formación Oficina presenta un buzamiento de 2° aproximadamente, interrumpido por un sistema de fallas de tendencia E-O (Figura 5.12). Además presenta un recubrimiento progresivo de capas sobre las rocas cretácicas (*onlapping*) y más antiguas en dirección al sur. Se pudieron identificar fallas asociadas posiblemente con estilos estructurales de inversión (Figura 5.11). El control estructural sobre la sedimentación en la Formación Oficina es pequeño, puesto que la configuración de los reflectores no evidencia eventos tectónicos importantes.

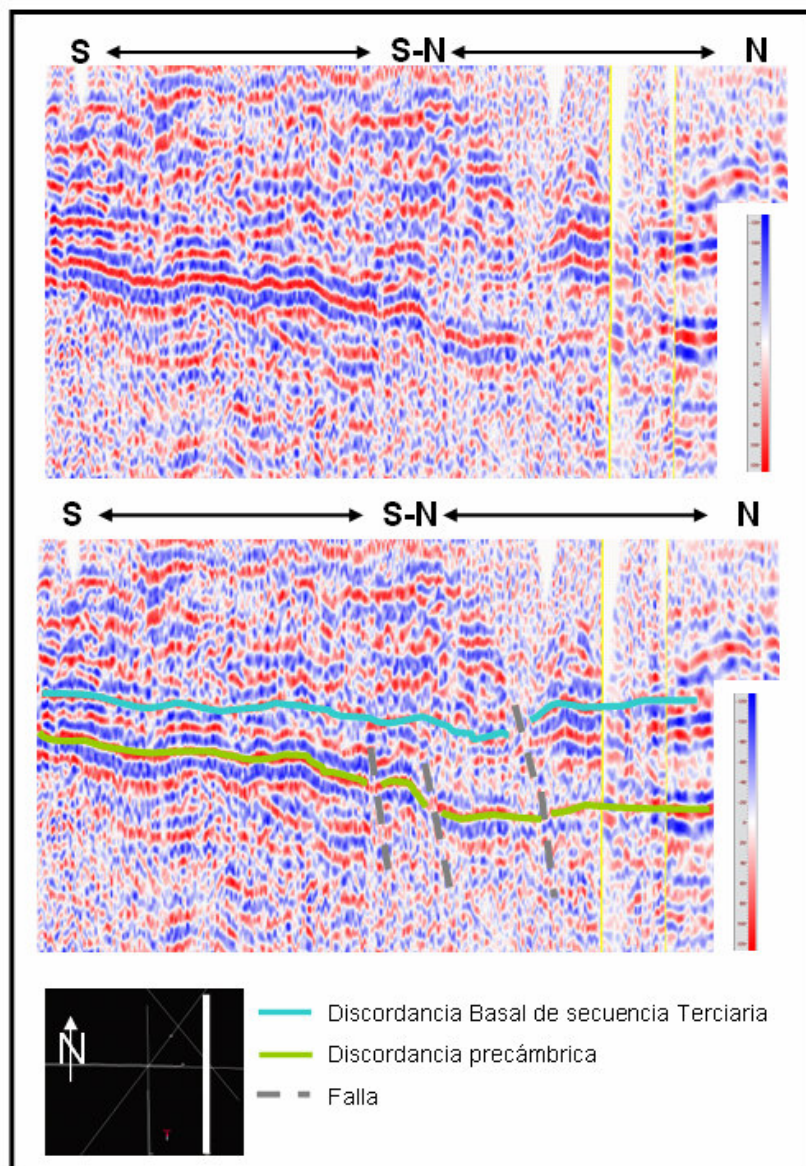


Figura 5.11. Ejemplo de fallas en las líneas sísmicas 2D.

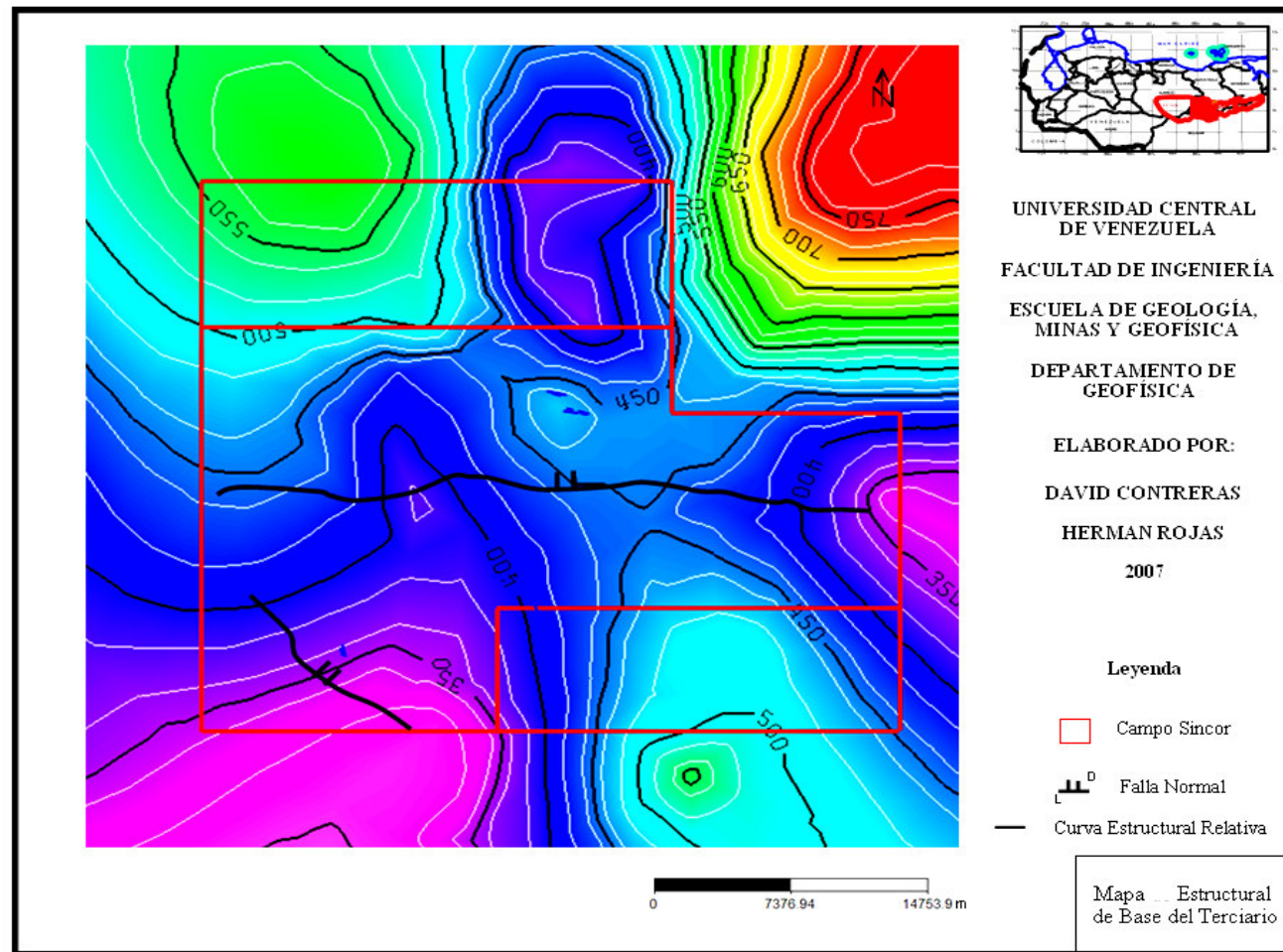


Figura 5.12. Mapa en profundidad correspondiente a la discordancia de Base del Terciario. Unidades en metros, proyección UTM, huso 20; datum geodésico: La Canoa.

CAPÍTULO 6:

INTERPRETACIÓN INTEGRADA DE RESULTADOS

- *Interpretación Integrada*
- *Anomalía Observada Versus Anomalía Calculada*

6.1 Interpretación Integrada

A continuación se procede a integrar los resultados de cada uno de los métodos geofísicos utilizados en este proyecto. El perfil A-A' gravimétrico-magnético modelado tiene una longitud de 40 km y una orientación N10°O con medidas gravimétricas comprendidas entre -2,11 y 10 mGal, mientras que, los valores de IMT están comprendidos entre 9668 y 9968 gammas (Figura 6.1). El modelo geológico estructural es mostrado en la Figura 6.2, sin embargo se hace especial énfasis en el modelado para el tramo del área de Sincor que abarca 12 km de extensión (Figura 6.3).

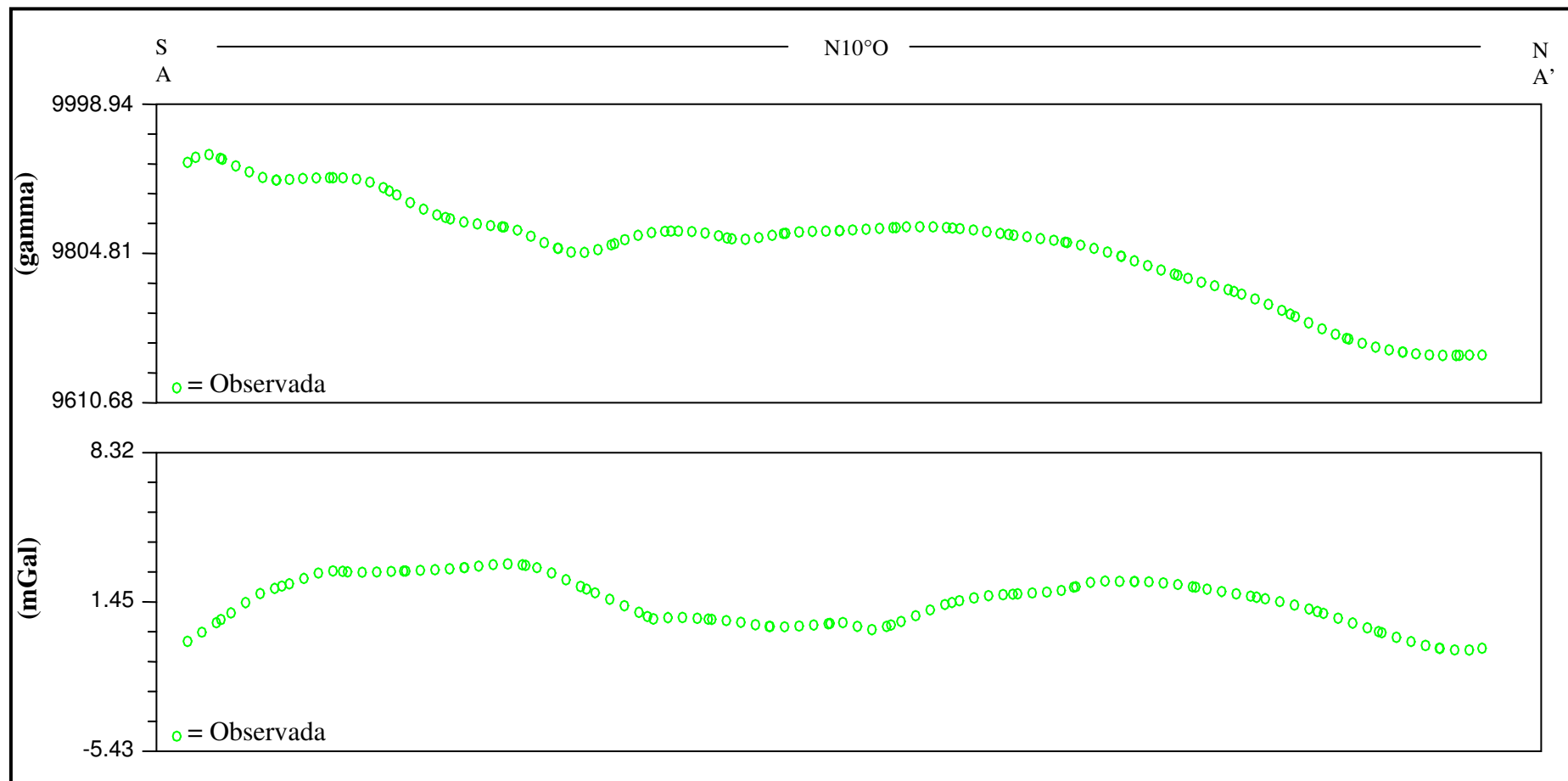


Figura 6.1. Respuesta gravimétrica-magnética correspondiente al perfil A-A' modelado estructuralmente.

Las densidades y espesores utilizados en el modelado del perfil A-A' fueron obtenidas a partir de registros de pozo, correspondientes a las formaciones terciarias, mesozoicas y paleozoicas. A fines de completar el modelo, se utilizaron las profundidades del basamento ígneo-metamórfico de acuerdo a la interpretación sísmica del área. Para la discontinuidad de Mohorovich, se emplearon las profundidades estimadas por Schmitz *et al.* (2005), mientras que la discontinuidad entre la corteza superior e inferior se modeló a partir de la interpretación sísmica de reflexión en líneas 2D. Para obtener las densidades de los cuerpos intracorticales y del manto se utilizó la relación densidad-Vp obtenida por Orihuela y Cuevas (1993), partiendo del modelo inversión de velocidades (Barton, 1986) propuesto por Schmitz *et al.* (2005).

El modelo geológico-estructural propuesto para el perfil A-A' está constituido por 13 cuerpos que no representan necesariamente formaciones geológicas sino cuerpos de distinta densidad (Figuras 6.2 y 6.3). Los parámetros y características geológicas de cada uno de los cuerpos se explican a continuación y se muestran en la Tabla 6.1.

El **cuerpo 1** está representado por el manto superior localizado a 35 km de profundidad. Su composición litológica se asume como ígnea ultramáfica (peridotitos, entre otros) con densidad de $3,3 \text{ g/cm}^3$. Por encima de él, yace el **cuerpo 2**, asociado a la corteza inferior con un espesor de 25 km y densidad de $2,98 \text{ g/cm}^3$.

Los **cuerpos 3, 4 y 5** representan la corteza superior, separados del **cuerpo 2** por una interfaz ubicada en promedio a unos 10 km de profundidad interpretada mediante las 2 líneas sísmicas de reflexión profunda disponible, con una densidad de $2,7 \text{ g/cm}^3$. La interfaz entre los cuerpos 3 y 4 está en promedio a 4,5 km de profundidad, acorde con la componente de fuente profunda estimada mediante el análisis espectral gravimétrico-magnético.

Los cuerpos 4 y 5 representan cuerpos ígneo-metamórficos asociados posiblemente con las provincias de Roraima (?) y/o Cuchivero (?) del Escudo de Guayana, separados por una interfaz a 2 km de profundidad. Este valor concuerda con la componente **B** estimada a través del análisis espectral de los valores de anomalía de Bouguer e IMT. Sus densidades son respectivamente $2,68 \text{ g/cm}^3$ y $2,65 \text{ g/cm}^3$ con espesores de 2 km y 1 km aproximadamente dentro del área de Sincor.

El tope del **cuerpo 5** representa el basamento donde descansa toda la cobertura sedimentaria en la zona en estudio, que se presume debe estar asociado con la provincia Cuchivero, según análisis de núcleo en el área (Grande, 2007).

La heterogeneidad en las densidades y magnetizaciones propuestas en el modelo geológico para los cuerpos de la corteza superior (cuerpos 3, 4 y 5) pueden ser explicados por la compleja conformación de toda corteza continental, en especial en el caso del Escudo de Guayana, donde incluso en superficie están en contacto cuerpos ígneo-metamórficos autóctonos y terrenos alóctonos (Bartok, 2003).

La interfaz asociada al contacto entre el basamento ígneo-metamórfico (**cuerpo 5**) y las formaciones sedimentarias suprayacentes determinan la componente de fuente somera (**C**) del análisis espectral gravimétrico-magnético, ubicado a 800 m de profundidad en promedio para toda el área de Sincor. El **cuerpo 6** que está constituido por areniscas cámbricas representantes de la Formación Hato Viejo, cuya densidad estimada por registros de pozo es de $2,6 \text{ g/cm}^3$.

También se asocia con edad cámbrica al **cuerpo 7**, representado por espesas secuencias de limolitas y areniscas (Hedberg, 1947) de la Formación Carrizal. Se evidencian los mismos rasgos estructurales que en el cuerpo infrayacente. La densidad característica de este cuerpo es de $2,505 \text{ g/cm}^3$. Los cuerpos 5 y 6 se truncan hacia el sur contra la base de la Formación Oficina, representada por los cuerpos 9 y 10.

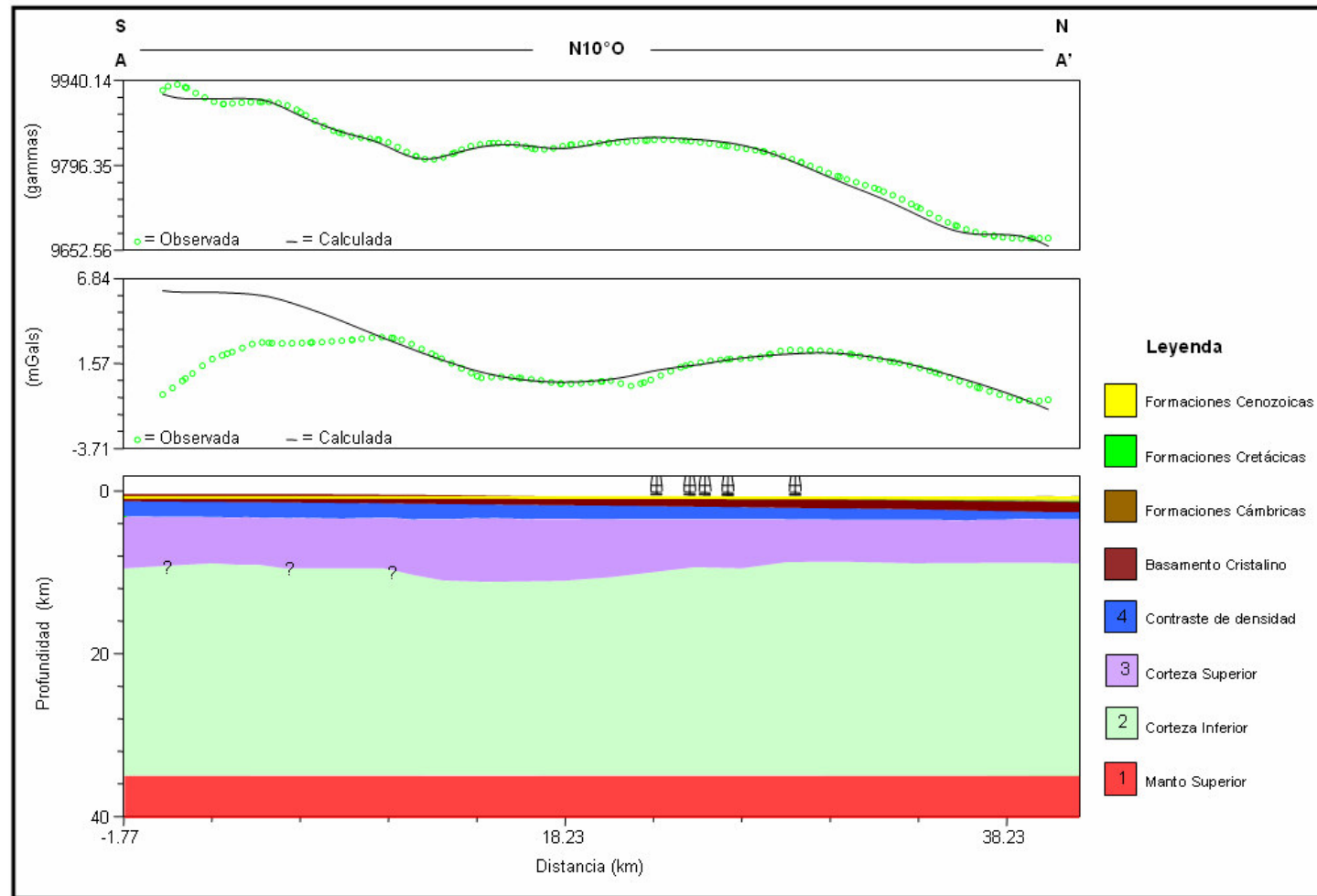


Figura 6.2. Modelo geológico estructural regional propuesto para el perfil A-A'. En la parte superior de la figura se muestra el ajuste magnético entre las curvas observada y calculada, mientras que en la parte central el ajuste gravimétrico.

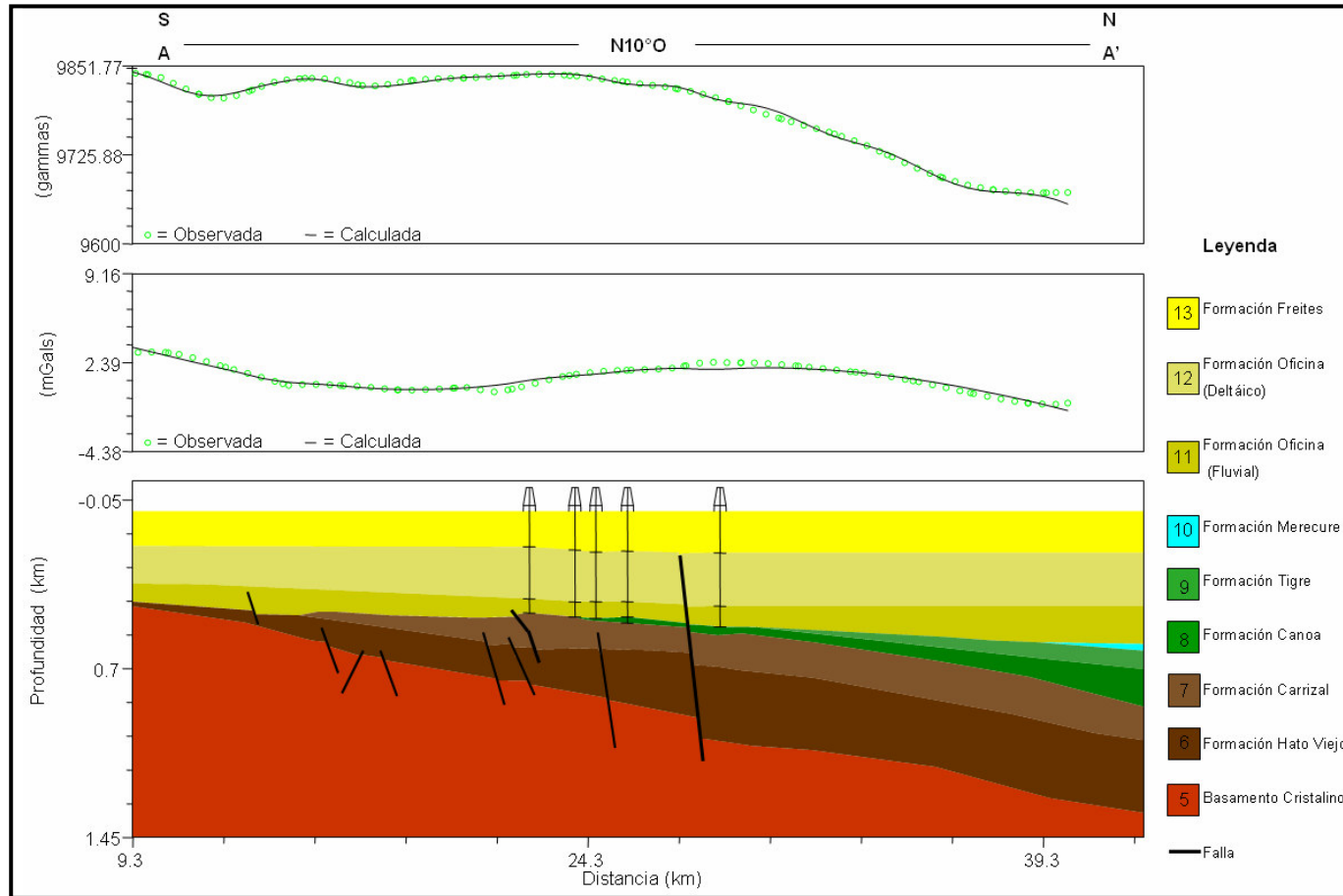


Figura 6.3. Modelo geológico estructural propuesto para el perfil A-A' a detalle los primeros 2 km de profundidad en el área de Sincor.

El **cuerpo 8** y el **cuerpo 9** están asociados al Grupo Temblador de edad cretácica, representados por las formaciones Canoa y Tigre respectivamente. El primero está definido por una intercalación de conglomerados, areniscas y limolitas; la segunda está constituida por areniscas y limolitas, con la presencia de algunas calizas. Para efectos del modelo se les asignó a ambos cuerpos una densidad de $2,32 \text{ g/cm}^3$. El principal rasgo de estos cuerpos es su truncación erosional hacia la base de la Formación Oficina.

El **cuerpo 10** está representado por el intervalo fluvial de la Formación Oficina, mientras que el **cuerpo 11** suprayacente, está caracterizado por el intervalo deltáico de dicha formación. Las densidades de estos cuerpos terciarios son respectivamente $2,14 \text{ g/cm}^3$ y $2,12 \text{ g/cm}^3$ con espesores de 230 m y 65 m. La falla normal E-O asociada al sistema de fallas de Hato Viejo corta a estos cuerpos, aunque su salto de 20 m es menor que en formaciones más profundas.

Fallas de atajo fueron identificadas en la sísmica dentro de la Formación Oficina y asociadas posiblemente con procesos de inversión que no pueden ser mostradas en el modelo de acuerdo a la resolución de cada método (Figura 5.11). A nivel estratigráfico los cuerpos 9 y 10 están representados por sistemas encadenados de ríos y secuencias deltáicas, que constituyen los principales entrapamientos de hidrocarburo de la zona, cuyo espesor y contrastes de densidad son poco resolubles a efectos del modelo geológico propuesto.

Hacia el norte del perfil A-A' se encuentra el **cuerpo 12** caracterizado también por litologías desarrolladas en un sistema fluvio-deltáico que se acuñan hacia la base del **cuerpo 10** (Formación Oficina) y definidas por la Formación Merecure. Su densidad aproximada es de $2,20 \text{ g/cm}^3$.

Finalmente el **cuerpo 13** se caracteriza por las intercalaciones de lutitas con arenisca del Mioceno Medio a Tardío, representadas por la Formación Freitas que

suprayace transicionalmente a las secuencias terciarias. No presenta rasgos estructurales importantes y su densidad es de $2,1 \text{ g/cm}^3$ con espesores promedio de hasta 100m desde el nivel medio del mar.

Tabla 6.1. Características de cada uno de los cuerpos del modelo geológico propuesto para el perfil A-A'.

Cuerpo	Densidad (g/cm³)	Susceptibilidad Magnética* (10⁻⁶)	Magnetización* (nT)	Características Litológicas Generales	Formaciones Geológicas Asociadas
1	3,30	15.600	0,56	Rocas ígneas ultramáficas: peridotitas	Manto
2	2,98	5.000	0,104	Rocas ígneas gabroides	Corteza Inferior
3	2,70	3.000	0,100	Cuerpo granítico	Corteza Superior
4	2,68	1.000	0,035	Riolitas, entre otros	Imataca? – Cuchivero?
5	2,65	500	0,017	Riolitas, entre otros	Imataca? – Cuchivero?
6	2,60	-	-	Areniscas cámbricas de grano fino a grueso	Fm. Hato Viejo
7	2,505	-	-	Secuencias de limolitas y areniscas	Fm. Carrizal
8	2,32	-	-	Secuencia de conglomerados, areniscas y limolitas	Fm. Canoa
9	2,32	-	-	Secuencia de areniscas y limolitas y algunas calizas	Fm. Tigre
10	2,14	-	-	Alternancia de areniscas con lutitas y limolitas	Intervalo Fluvial Fm. Oficina
11	2,12	-	-	Alternancia de lutitas con areniscas y limolitas	Intervalo Deltáico Fm. Oficina
12	2,20	-	-	Areniscas de grano fino a grueso con delgados intervalos de lutitas	Fm. Merecure
13	2,10	-	-	Intercalación de lutitas con areniscas del Mioceno Medio a Tardío	Fm. Freitas

* Valores calculados para una declinación de -9°, intensidad magnética total de 35.152 nT e inclinación de 36.206°.

6.2 Anomalía Observada Versus Anomalía Calculada

El modelo geológico estructural conformado por los 13 cuerpos antes descritos presenta un error de 1,61% entre las anomalías gravimétricas observada y calculada, mientras que en el caso magnético el error porcentual es de 5,37%. Dentro del campo Sincor, el error porcentual calculado para los modelos gravimétricos y magnéticos es 0,27% y 3,86% respectivamente.

La tendencia regional de las anomalías de bouguer al norte del perfil A-A' es controlada por la interfaz entre corteza superior (**cuerpo 3**) e inferior (**cuerpo 2**), cuyo contraste de densidad asociado, es el generador de la longitud de onda larga de la señal gravimétrica (Figura 6.2) a 10 km de profundidad. Este último valor es consistente con la interpretación sísmica de las estructuras profundas, asociada posiblemente con la discontinuidad entre la corteza superior y la corteza inferior (Figura 6.4). Hacia el sur del perfil, no se posee control sísmico de esta estructura, por ello en esa zona no se modeló dicha interfaz, aunque se presume que debiera ser la principal causante de las anomalías gravimétricas al sur, tal como ocurre en el campo Sincor.

La contribución gravimétrica que se le atribuye a la interfaz entre la corteza superior e inferior y la discontinuidad de Mohorovich es aproximadamente de un 70%, mientras que al contraste de la cuenca sedimentaria con el basamento cristalino se le atribuye una contribución de un 20%. La contribución restante de 10% es atribuida al resto de los cuerpos incluidos dentro del modelo geológico propuesto.

Para soportar el modelo geológico propuesto, es necesario destacar como a través del análisis espectral por separado de las medidas gravimétricas y magnéticas, se obtuvo profundidades de las posibles fuentes correlacionables directamente con las profundidades propuestas para los cuerpos que conforman la corteza superior en el modelo geológico. Se podría explicar la presencia de estos cuerpos, dentro de la

conformación del Cratón de Guayana, por medio de contrastes de densidad y/o cambios mineralógicos en la litología de dichos cuerpos.

La contribución magnética atribuida al contraste de la cuenca sedimentaria con el basamento cristalino es de 30%, mientras que se le atribuye un 60% de la contribución a la interfaz intracortical y a la discontinuidad de Mohorovich. La contribución restante de 10% es atribuida al contraste magnético asociado a los contrastes intra corteza superior producto posiblemente de cambios mineralógicos.

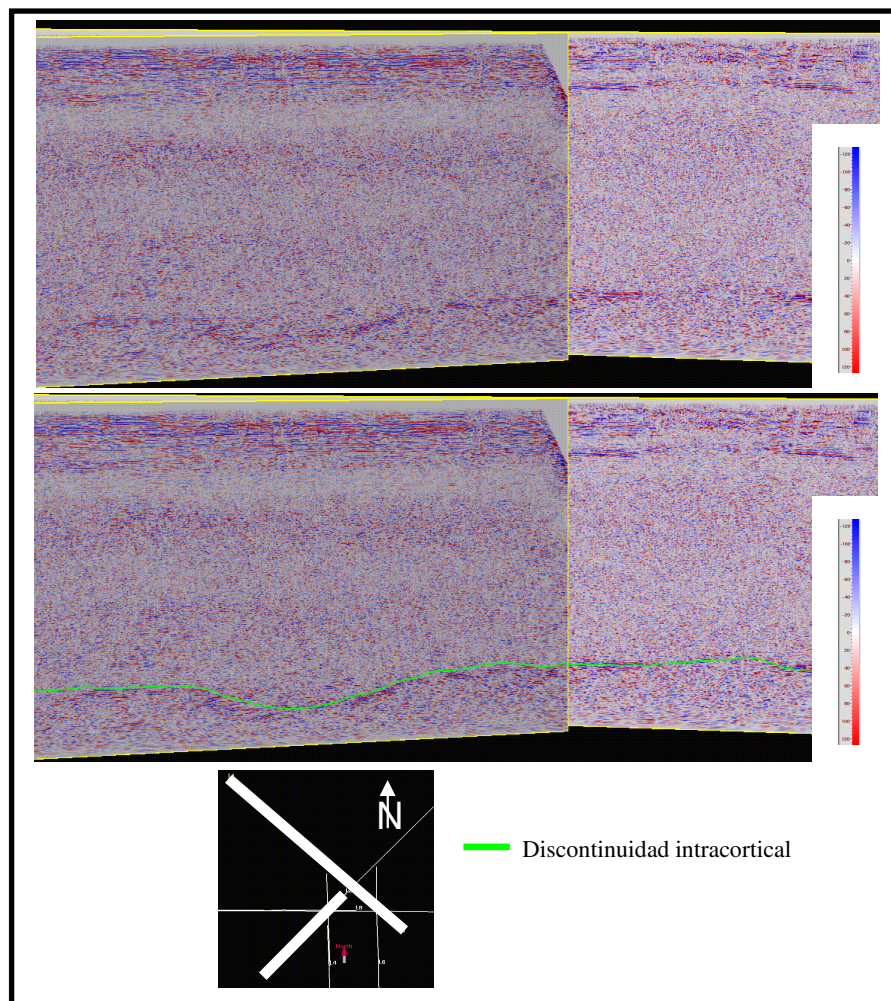


Figura 6.4. Interpretación sísmica estructural del reflector profundo relacionado con la discontinuidad entre la corteza superior y corteza inferior.

En la Figura 6.5 se muestran los pozos comprobatorios P24 y P25 dentro del modelo geológico propuesto, los cuales fueron utilizados para comparar las profundidades de las formaciones sedimentarias más someras con las indicadas en los marcadores. El error estimado para el pozo P24 es de ± 20 m, mientras que para el pozo P25 es de ± 5 m.

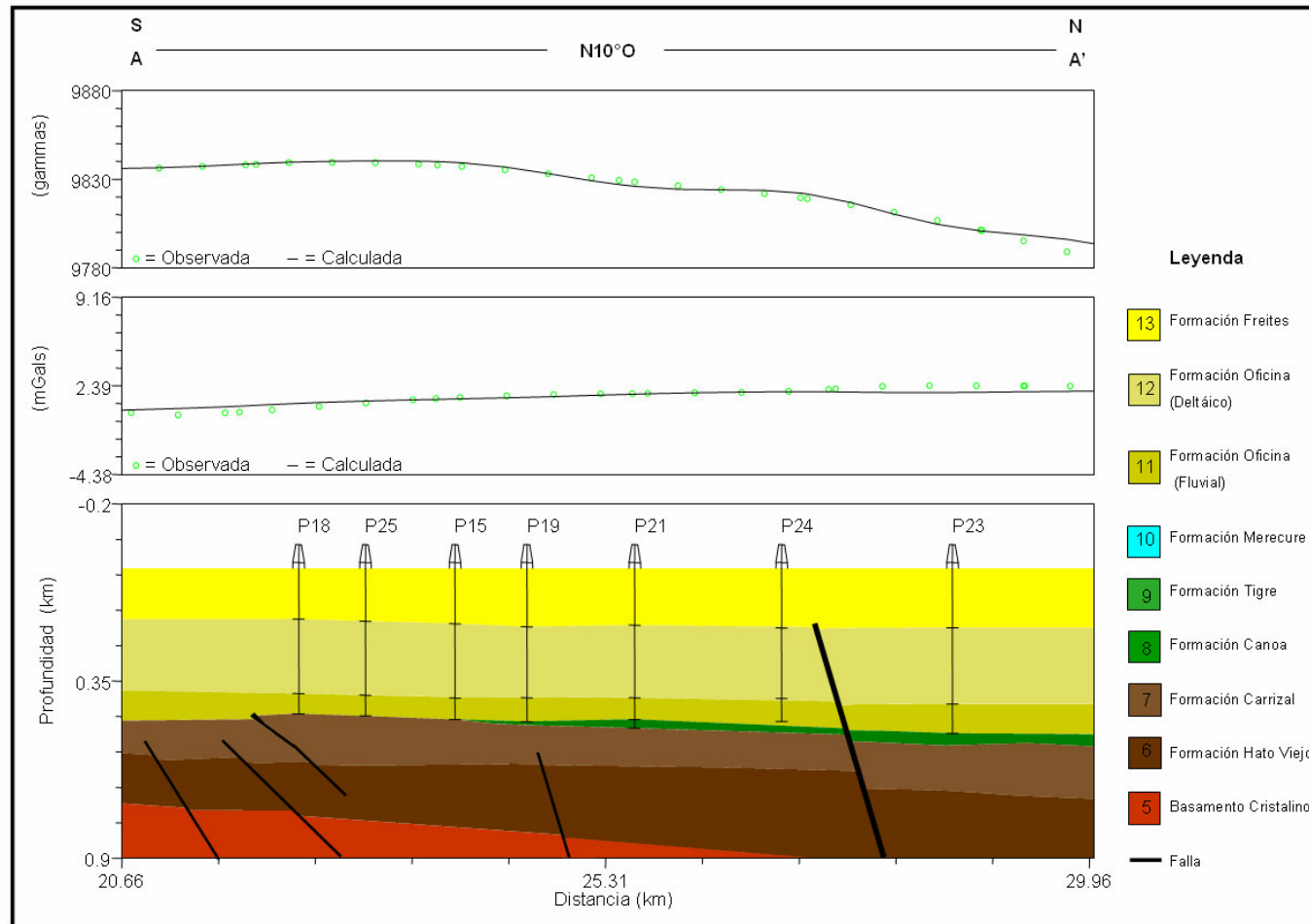


Figura 6.5. Estimación del error inherente al modelo geológico propuesto A-A' mediante los pozos comprobatorios P24 y P25.

CAPÍTULO 7:

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- *Conclusiones y Recomendaciones*

7.1 Conclusiones y Recomendaciones

La interpretación geofísica integrada de datos gravimétricos, magnéticos, sísmicos y registros de pozo del campo Sincor permitió establecer las siguientes conclusiones:

- A nivel regional, dentro del modelo estructural propuesto A-A' la discontinuidad entre la corteza superior e inferior y la discontinuidad de Mohorovich están a 11,5 km y 35 km de profundidad en promedio respectivamente. La interfaz entre la corteza superior e inferior y la discontinuidad de Mohorovich contribuyen con un 70% de la respuesta gravimétrica y con un 60% de la respuesta magnética.
- Se establece que para el área donde está ubicado el campo Sincor:
 1. Las secuencias terciarias y post-terciarias tienen un espesor de 450 m.
 2. La cobertura sedimentaria posee un espesor promedio de 800 m.
 3. Existencia de interfaces a 2 km y 4.5 km de profundidad dado posibles contrastes de densidad y de propiedades magnéticas de los terrenos precámbricos.
 4. Espesores promedio de 10.5 km y 25 km para la corteza superior e inferior respectivamente.
- La contribución de toda la cobertura sedimentaria sobre la señal gravimétrica alcanza un 20%, atribuido al contraste negativo de densidad con el basamento cristalino. Por su parte el contraste entre las propiedades magnéticas de este basamento con la secuencia sedimentaria suprayacente contribuye con 30% de la señal magnética.
- El modelo estructural propuesto para el campo Sincor muestra evidencias de un régimen extensivo, caracterizado por el sistema de fallas de Hato Viejo, que corta

al basamento hasta las secuencias terciarias. Fallas identificadas por medio de la interpretación sísmica indican episodios de estilos estructurales de inversión.

- La interpretación sísmica estructural también permitió reconocer las truncaciones erosionales de las formaciones Hato Viejo y Carrizal (secuencias paleozoicas) y el Grupo Temblador hacia la discordancia basal del Terciario (Base de Oficina), y el *onlapping* de la Formación Oficina, con el correspondiente adelgazamiento de sus espesores en dirección al Escudo de Guayana sobre formaciones preterciarias.
- Se recomienda realizar nuevas campañas de adquisición gravimétrica que permitan ampliar y distribuir de manera más uniforme la información en la zona. De esa forma pudieran proponerse nuevos perfiles a modelar y así obtener una configuración 3D del subsuelo a integrarse con las interpretaciones estructurales existentes.
- Finalmente se recomienda realizar estudios de sísmica de reflexión profunda en la zona dentro de un marco de interdisciplinariedad de las geociencias, a ser correlacionados con los resultados obtenidos en este proyecto acerca de las profundidades y geometría de los cuerpos ígneo-metamórficos que conforman el basamento cristalino de la faja Petrolífera del Orinoco, así como con la discontinuidad entre corteza superior e inferior propuesta en este proyecto.

BIBLIOGRAFÍA
Y REFERENCIAS CITADAS

- BARTON, P. J. (1986). *The relationship between seismic velocity and density in the continental crust –a useful constrain?* Geophys. J. R- Astron. Soc. **87**, p. 195-208.
- BARTOK, P. (2003). *The Peripheral Bulge of the Interior Range of the Eastern Venezuela Basin and its Impact on Oil Accumulations*. American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Memoir 79, p. 925-936.
- BELLIZIA, N. (1984). *Mapa Geológico Estructural de Venezuela*. Caracas. Escala 1:250.000.
- CAMPBELL, C. (1997). *Introduction to Geomagnetic Fields*. Cambridge University Press. En: NABIGHIAN, M.; V. GRAUCH; R. HANSEN; T. LAPER; Y. LI; J. PIERCE; J. PHILLIPS y M. RUDER (2005). *The Historical Development of the Magnetic Method in Exploration*. Geophysics, 70, pp 33ND–61ND. Recuperado en Mayo 18, 2007, de base de datos de la Society of Exploration Geophysicists (SEG): <http://www.segdl.aip.org/getpdf.htm>.
- CAMPOS, V.; S. DE CABRERA y R. LANDER (1985). *Estratigrafía del Noroeste de Anzoátegui*. VI Congreso Geológico de Venezuela, Caracas, 1: 156-200.
- CANTOS, F. (1974). *Tratado de Geofísica Aplicada*. Litoprint, España. 520 p.
- CASAS, V. (2006). *Apuntes de Cátedra: Petrofísica Aplicada*. Caracas. Inédito.
- CASTILLO, I. (2007). *Modelo Estructural – Estratigráfico del Campo San Cristóbal, Faja Petrolífera del Orinoco*. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela.

CASTILLO, J. (2007). *Análisis Secuencial Sismoestratigráfico de las Secuencias Terciarias desde el Bloque Junín – Norte hasta el Área Mayor de Socororo, Estado Anzoátegui*. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela.

COLMENARES, A. (2007). *Modelo Estructural de Subsuelo Generado a Partir de la Integración de Datos Geofísicos en un Área Ubicada en el Campo San Cristóbal, Bloque Junín de la Faja Petrolífera del Orinoco* Trabajo Especial de Grado, inedito. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela.

COOK, K. (1948). *Quantitative Interpretation of Vertical Magnetic Anomalies Over Veins*. Geophysics, 16, pp 667–686. Recuperado en Mayo 13, 2007, de base de datos de la Society of Exploration Geophysicists (SEG): <http://www.segdl.aip.org/getpdf.htm>.

CUADOR, J. (2000). *La Geoestadística, su Surgimiento y Evolución*. Recuperado en Septiembre 2, 2007 de: <http://www.ciget.pinar.cu/No.%202000-2/GEOESTADISTICA.htm>.

DIRECCIÓN DE CARTOGRAFÍA NACIONAL (1970). *Mapa Topográfico de Barrancas*. Hoja 7140. Caracas. Escala 1:100.000.

DIRECCIÓN DE CARTOGRAFÍA NACIONAL (1966). *Mapa Topográfico de San Diego de Cabrutica*. Hoja 7241. Caracas. Escala 1:100.000.

DIRECCIÓN DE CARTOGRAFÍA NACIONAL (1966). *Mapa Topográfico de Uverito*. Hoja 7240. Caracas. Escala 1:100.000.

DIRECCIÓN DE CARTOGRAFÍA NACIONAL (1966). *Mapa Topográfico de Zuata*. Hoja 7141. Caracas. Escala 1:100.000.

DOBRIN, M. (1961). *Introducción a la Prospección Geofísica*. Ciencia, Tecnología y Medio Ambiente. C, Barcelona. 438 p.

DONGO, C. (2001) *Interpretación Estructural y Estratigráfica 3D de la Sección Pre-oficina Área Sincor, Faja Petrolífera*. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Simón Bolívar.

ESQUEMA DE ADQUISICIÓN DE TIROS DE VERIFICACIÓN SÍSMICA (2007)
Recuperado en Abril 25, 2007, de <http://www.energia3.mecon.gov.ar>.

EVA, A.; K. BURKE; P. MANN y G. WADGE (1989). *Four-phase Tectonostratigraphic Development of the Southern Caribbean*. En: PARNAUD, F.; Y. GOU; J. PASCUAL; I. TRUSKOWSKI; O. GALLANGO; H. PASSALACQUA y F. ROURE (1995). *Petroleum Geology of the Central Part of the Eastern Venezuelan Basin*. American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Memoir 62: 741-756 p.

EVENTOV, L. (1997). *Applications of Magnetic Methods in Oil and Gas Exploration*. The Leading Edge, 16, pp 489–492. Recuperado en Mayo 25, 2007, de base de datos de la Society of Exploration Geophysicists (SEG): <http://www.segdl.aip.org/getpdf.htm>.

FIORILLO, G. (1985). *Exploration and Evaluation of the Orinoco Oil Belt*. Santa Maria: AAPG y UNITAR, pp. 1-33.

FUNKHOUSER, H.; L. SASS y H. HEDBERG (1948). *Santa Ana, San Joaquín, Guario and Santa Rosa Oil Fields (Anaco Fields), Central Anzoátegui*,

- Venezuela.** En: PDVSA-INTEVEP (2007). *Código Estratigráfico de las Cuencas Petroleras de Venezuela*. Caracas, Venezuela. Recuperado en Abril 20, 2007, de <http://www.pdvsa.com/lexico/lexicoh.htm>.
- GRATEROL, V. (1988). *Mapa de Anomalía de Bouguer de la Republica de Venezuela*. Dirección de Cartografía Nacional. Caracas. Escala 1:2.000.000.
- GÓMEZ, M. y A. UBIEDA (2006). *Interpretación Geofísica Integrada de dos Transectos Regionales en el Área Mayor de Socororo, Estado Anzoátegui*. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Caracas.
- GONZÁLEZ, A. y T. TABARE (2007). *Estudio Geofísico Integrado del Bloque C Ubicado en el Estado Monagas, Perteneciente al Proyecto La Florida-Amarilis 04G-3D a Partir de Datos Geoeléctricos y Sísmicos de Refracción Somera*. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Caracas.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C.; J. ITURRALDE DE AROZENA y X. PICARD (1980). *Geología de Venezuela y sus Cuencas Petrolíferas*. Ediciones Foninves, Caracas. 1031 p.
- GONZÁLEZ, M. (2007). *Interpretación Sismoestratigráfica Detallada de la Sección Inferior (Intervalo Fluvial) de la Formación Oficina en el Área de Sincor, Bloque Junín de la Faja Petrolífera del Orinoco*. Trabajo de Grado de Maestría. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Caracas.

- HACKLEY, P.; F. URBANI; A. KARLSEN y C. GARRITY (2005). *Geologic Shaded Relief Map of Venezuela*. United States Geological Survey, Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas y la Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela, 2 hojas, Mapa Escala 1.750.000.
- HAMMER, S. (1965). *Density determinations by underground gravity measurements-sequel*. Geophysics **30**, 1933. Recuperado en Diciembre 6, 2007, de <http://segdl.aip.org>.
- HEDBERG, H. y A. PYRE (1944). *Stratigraphy of Northeastern Anzoátegui*. En: PDVSA-INTEVEP (2007). *Código Estratigráfico de las Cuencas Petroleras de Venezuela*. Caracas, Venezuela. Recuperado en Abril 24, 2007, de <http://www.pdvsa.com/lexico/lexicoh.htm>.
- HEDBERG, H.; L. SASS y H. FUNKHOUSER (1947). *Oil fields of Greater Oficina Area, Central Anzoátegui, Venezuela*. En: PDVSA-INTEVEP (2007). *Código Estratigráfico de las Cuencas Petroleras de Venezuela*. Caracas, Venezuela. Recuperado en Abril 20, 2007, de <http://www.pdvsa.com/lexico/lexicoh.htm>.
- LANGEL, A. y J. HINZE (1998). *The magnetic field of the Earth's lithosphere: The satellite perspective*. Cambridge University Press. En: NABIGHIAN, M.; V. GRAUCH; R. HANSEN; T. LAPER; Y. LI; J. PIERCE; J. PHILLIPS y M. RUDER (2005). *The Historical Development of the Magnetic Method in Exploration*. Geophysics, 70, pp 33ND–61ND. Recuperado en Mayo 19, 2007, de base de datos de la Society of Exploration Geophysicists (SEG): <http://www.segdl.aip.org/getpdf.htm>.
- MARTIN, R. (2002). *Informe Interno de Sincor, Departamento de Geofísica*. Caracas, Venezuela.

- MENEVEN (1985). *Estudio Geológico Integrado de la Cuenca Oriental de Venezuela. Resumen*. S.A MENEVEN, Filial de Petróleos de Venezuela S.A. Gerencia General de Exploración, Caracas. 271p.
- MÉNDEZ, O. (1985). *Historia Geológica Graficada de la Cuenca Oriental de Venezuela*. VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas. 1000-1040 p.
- MOMMER, B. (2004). *La Valorización del Crudo Extrapesado de la Faja Petrolífera del Orinoco*. Revista Venezolana de Economía y Ciencias Sociales. Vol 10, nº 2. 33-50p.
- MONCADA, J. (2005). *Modelado Gravimétrico del Basamento del Municipio Libertador, Distrito Metropolitano de Caracas*. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Caracas.
- MORALES, V. (1997). *Interpretación Gravimétrica de Dos Perfiles Geológicos en el Sector Costa Oriental del Lago de Maracaibo – Serranía de Trujillo*. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Caracas.
- NABIGHIAN, M.; V. GRAUCH; R. HANSEN; T. LAPHER; Y. LI; J. PIERCE; J. PHILLIPS y M. RUDER (2005). *The Historical Development of the Magnetic Method in Exploration*. Geophysics, 70, pp 33ND–61ND. Recuperado en Mayo 5, 2007, de la base de datos de la Society of Exploration Geophysicists (SEG): <http://www.segdl.aip.org/getpdf.htm>

- ORIHUELA, N. y J. CUEVAS (1993). *Modelaje Sismogravimétricos de Perfiles Regionales del Caribe Central*. Revista de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela. V8, N1, 55-73.
- OSTOS, M. y F. YORIS (1997). *Capítulo 1, Geología Petrolera de Venezuela*. En: SCHLUMBERGER (1997). *Evaluación de Pozos*. Caracas. Venezuela.
- PARASNIS, D. (1970). *Principios de Geofísica Aplicada*. Ediciones Paraninfo, Madrid. 208 p.
- PARNAUD, F.; Y. GOU; J. PASCUAL; I. TRUSKOWSKI; O. GALLANGO; H. PASSALACQUA y F. ROURE (1995). *Petroleum Geology of the Central Part of the Eastern Venezuelan Basin*. American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Memoir 62: 741-756 p.
- PÉREZ, D.; G. KISER; B. MAXIMOWITSCH y G. YOUNG (1980). *Geología de Venezuela*. En: SCHLUMBERGER (1997). *Evaluación de Pozos*. Caracas. Venezuela.
- PDVSA-INTEVEP (2007). *Código Estratigráfico de las Cuencas Petroleras de Venezuela*. Caracas, Venezuela. Recuperado en Abril 20, 2007, de <http://www.pdvsa.com/lexico/lexicoh.htm>.
- REINA, J. (2002). *Interpretación Sísmica 3D Estructural y Estratigráfica del Proyecto Socororo al sur del Estado Anzoátegui*. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Caracas.
- RODRÍGUEZ, I. (1974). *Investigación Gravimétrica en la Región Noroccidental de Venezuela*. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Escuela de

Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Caracas.

RODRÍGUEZ, I. (1977). *Proyecto Investigación de la Faja Petrolífera del Orinoco por Métodos Geofísicos no Convencionales*. Instituto Tecnológico FONINVES. Caracas.

RODRÍGUEZ, I. (1983). *La Investigación Gravimétrica en la Exploración de Plutones Graníticos*. Trabajo de Ascenso. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Caracas.

SCHLUMBERGER (1997). *Evaluación de Pozos*. Caracas, Venezuela.

SCHLUMBERGER (1980). *Evaluación de Formaciones en Venezuela*. Caracas, Venezuela.

SCHMITZ, M.; A. MARTINS; C. IZARRA; M. JACOMÉ; J. SÁNCHEZ y V. ROCABADO (2005). *The Major Features of the Crustal Structure in North-Eastern Venezuela From Deep Wide-Angle Seismic Observations and Gravity Modeling*. *Tectonophysics*, 399: 109-124 p.

SCHMITZ, M.; J. AVILA; M. BEZADA; E. VIEIRA; M. YÁNEZ; A. LEVANDER; C. ZELT; M. JACOMÉ y M. MAGNANI (2006). *Crustal Thickness Variations in Venezuela From Deep Seismic Observations*. En imprenta.

SHERIFF, E.; L. GELDART y W. TELFORD (1990). *Applied Geophysics*. New York. 772 p.

SINCOR (2001). *Informe Interno de Sincor, Departamento de Geofísica*. Caracas, Venezuela.

SPIEGEL, M. y L. STEPHENS (2002). *Estadística*. Editorial Mc Graw Hill, México, 541 p. En: GÓMEZ, M. y A. UBIEDA (2006). *Interpretación Geofísica Integrada de dos Transectos Regionales en el Área Mayor de Socororo, Estado Anzoátegui*. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Caracas.

TALWANI, M. (2002). *The Orinoco Heavy Oil Belt in Venezuela (Or Heavy Oil to the Rescue?)*. The James A. Baker III Institute for Public Policy of RICE University. 34p.

TROREY, A. W. (1962). *Theoretical seismograms with frequency and depth dependent absorption*. Geophysics **27**, 766. Recuperado en Diciembre 6, 2007, de <http://segdl.aip.org>.

U.S Geological Survey, FUNVISIS y UCV (2005). *Mapa Geológico del Relieve de Venezuela*. Hoja Norte. Caracas. Escala 1:750.000.

YORIS, F.; M. OSTOS y H. AVÉ LALLEMANT (2004). *Overview of the Southeast Caribbean / South American Plate Boundary Zone*. Geological Society of America (GSA).

APÉNDICES

Apéndice 1. Estaciones de gravedad utilizadas para la construcción del mapa de anomalía de Bouguer. Proyección: UTM, huso 20; datum geodésico: La Canoa.

Estación	Latitud (UTM)	Longitud (UTM)	Anomalía de Bouguer
1	896608,0351	300062,0556	-1,09
2	897591,2089	300066,4504	-2,01
3	898274,6705	272786,5475	9,59
4	898697,8284	299948,9304	-2,57
5	899773,3137	299923,1347	-2,56
6	900756,352	299958,1643	-1,23
7	901555,8708	299808,6757	1,35
8	901807,0533	298615,7789	-0,4
9	902726,0172	299232,2502	0,52
10	903711,554	298716,2528	0,89
11	904696,963	298230,8956	1,4
12	905283,2417	297682,514	1,3
13	906143,1123	297778,2811	0,4
14	907254,9567	296528,2437	0,84
15	908117,3696	296073,0309	1,9
16	908250,6151	307461,0244	-0,92
17	908917,633	295770,6095	1,96
18	909932,8346	295499,81	2,86
19	910946,761	295504,5154	2,27
20	911490,9801	272272,5939	8,77
21	911744,475	295753,0994	1,53
22	912092,4519	293612,0365	1,28
23	912604,0649	295910,1371	0,31
24	913571,3683	274058,8845	8,39
25	913706,7276	283793,9504	3,31
26	913648,0044	296068,0285	-0,41
27	914300,9424	294418,2267	0,27
28	914631,3468	296041,9904	-0,56
29	914881,1416	295186,1393	0,06
30	915192,4057	294330,5828	0
31	916672,8981	274472,7982	8,93
32	917126,6614	294645,7302	-0,56
33	917276,9879	295350,3747	0,92
34	917864,3554	294587,9836	-0,85
35	919369,4624	294686,8774	-0,55
36	920568,1814	294600,7104	-0,42
37	920664,6197	281104,4299	3,01
38	920907,7486	294265,672	-1,17
39	921364,8764	295063,5154	-0,95
40	921700,3857	276824,8482	5,09
41	922162,7244	295281,4908	-0,8
42	922255,1882	295220,721	1,18

Continuación Apéndice 1

43	922801,447	271902,9851	5,26
44	922687,9398	294671,9186	-0,4
45	923338,2473	293603,9239	0,16
46	923611,5825	294278,4615	-0,18
47	924626,9732	293977,2639	0,28
48	924950,8214	278157,5	6,2
49	925234,0885	282902,3945	5,07
50	925549,9017	293736,8461	-0,08
51	926503,8517	293435,391	-0,34
52	926876,0703	292702,777	0,26
53	927829,8882	292431,9574	0,9
54	927986,4602	291820,7298	0,82
55	928498,3332	269668,3996	6,35
56	928934,5454	292743,247	0,52
57	929254,2225	271998,1646	5,04
58	929550,6776	292409,6298	0,82
59	930259,1398	292045,8715	1
60	930592,5579	292995,9889	0,74
61	931096,0012	290550,6613	0,85
62	931204,7956	275068,4671	4,45
63	932433,894	293463,7763	-0,07
64	932976,8528	277036,0134	4,69
65	933200,2341	275446,0768	5,12
66	933291,7156	293988,0115	-0,42
67	933625,9004	270491,3817	5,78
68	934187,3995	268933,8611	6,25
69	934242,4484	294359,7022	-1,39
70	934442,9442	278757,0448	3,84
71	934521,0327	293932,7208	-3,83
72	934976,5621	308344,0104	-1,28
73	935104,0845	294088,4895	-1,26
74	935273,7308	284574,4867	0,58
75	935313,4505	295282,6357	-0,59
76	935722,8679	293204,2576	-1,51
77	936092,7996	286689,6102	1,76
78	936300,1036	282132,0823	0,9
79	936430,8226	280603,0077	2,75
80	936398,3924	287027,6647	-1,09
81	936739,0361	292750,2741	-2,18
82	937474,3963	306305,6683	-2,28
83	937632,0137	292356,9024	-2,14
84	939495,8557	288236,1627	-9,16
85	939491,1616	289184,4716	-3,44
86	938465,1866	291626,752	-3,09
87	938526,4894	291657,6425	-2,78

Continuación Apéndice 1

88	938958,7588	311023,0338	-4,4
89	939422,0325	290744,2813	-3,27
90	939886,833	289951,1995	-4,87
91	939911,518	284995,5359	-0,5
92	940060,6016	298517,267	-2,8