

**TRABAJO ESPECIAL DE GRADO
UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERÍA
ESCUELA DE GEOLOGÍA MINAS GEOFÍSICA
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA**

**ESTUDIO GEOFÍSICO INTEGRADO DEL MACIZO ÍGNEO-
METAMÓRFICO DE EL BAÚL, REGIÓN CENTRAL DE
VENEZUELA**

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
por el Ing. Terepaima R. Tabare P.
para optar al título de
Magister Scientiarum en Geofísica

Caracas, Junio de 2013

**TRABAJO ESPECIAL DE GRADO
UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERÍA
ESCUELA DE GEOLOGÍA MINAS GEOFÍSICA
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA**

**ESTUDIO GEOFÍSICO INTEGRADO DEL MACIZO ÍGNEO-
METAMÓRFICO DE EL BAÚL, REGIÓN CENTRAL DE
VENEZUELA**

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Nuris Orihuela.

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
por el Ing. Terepaima R. Tabare P.
para optar al título de
Magister Scientiarum en Geofísica

Caracas, Junio de 2013



UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERÍA
COMISIÓN DE ESTUDIOS DE POSTGRADO



Comisión de
Estudios de
Postgrado

VEREDICTO

Quienes suscriben, miembros del jurado designado por el Consejo de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, para examinar el **Trabajo de Grado** presentado por el **ING. TEREPAIMA TABARE**, portador de la Cédula de Identidad No 15.710.971 bajo el título **“ESTUDIO GEOFÍSICO INTEGRADO DEL MACIZO ÍGNEO – METAMÓRFICO DE EL BAÚL, REGIÓN CENTRAL DE VENEZUELA”**, a fin de cumplir con el requisito legal para optar al grado académico de Magíster Scientiarum en Geofísica dejan constancia de lo siguiente:

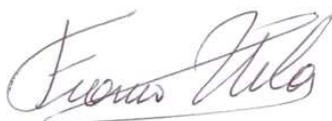
1.- Leído como fue dicho trabajo por cada uno de los miembros del jurado, se fijó el día 04 de Junio de 2013, a las 09:00 a.m., para que el autor lo defendiera en forma pública, lo que este hizo en el salón Zuloaga, mediante un resumen oral de su contenido, luego de lo cual respondió a las preguntas que le fueron formuladas por el jurado, todo ello conforme con lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado.

2.- Finalizada la defensa del trabajo, el jurado decidió aprobarlo, por considerar, sin hacerse solidario con la ideas expuestas por el autor, que se ajusta a lo dispuesto y exigido en el Reglamento de Estudios de Postgrado.

Para este veredicto, el Jurado, los profesores M.Sc. Nuris Orihuela, Dr. Franco Urbani y Dra. Creliá Padrón estimaron que la obra examinada representa en su conjunto un aporte importante. Esta investigación presenta un enfoque novedoso dentro del área de la Geofísica.

90
Creliá Padrón

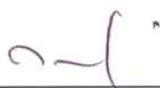
En fe de lo cual se levanta la presente ACTA, a los cuatro (04) días del mes de Junio del año 2013, conforme a lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado, actuó como Coordinador del Jurado la Profesora M.Sc. Nuris Orihuela.



Dr. Franco Urbani
C.I. 2.940.692
Facultad de Ingeniería UCV



Dra. Crelia Padrón
C.I. 11.344.310
Universidad Simón Bolívar



M.Sc. Nuris Orihuela
C.I. 4.289.428
Facultad de Ingeniería UCV
Tutora



AM/04/06/2013.

AGRADECIMIENTOS:

***A DIOS TODO PODEROSO
A LA UCV Y AL DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA, MINAS Y GEOFÍSICA
A LA AGENCIA BOLIVARIANA PARA ACTIVIDADES ESPACIALES
A LA PROFESORA NURIS OHIHUELA
Y A MI FAMILIA...***

Terepaima R. Tabare P.

ESTUDIO GEOFÍSICO INTEGRADO DEL MACIZO ÍGNEO-METAMÓRFICO DE EL BAÚL, REGIÓN CENTRAL DE VENEZUELA

Tutor Académico: Prof. Nuris Orihuela. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2013

Palabras clave: Gravedad, magnetismo, anomalía, satélite, El Baúl, corteza, Moho.

RESUMEN

Se presenta un estudio geofísico integrado, que utiliza datos de modelos combinados de gravedad EGM2008 (Pavlis et. al, 2008) y magnetismo EMAG2 (Maus et al, 2009); controlados con información sísmica y de pozos. Se involucran técnicas de análisis espectral para el tratamiento y filtrado de los datos, así como para la estimación de profundidades. Los resultados son apoyados en un análisis geotermal realizado para la región y en modelos sintéticos de gravedad y magnetismo.

El estudio caracteriza al macizo ígneo metamórfico de El Baúl, en la ventana geográfica comprendida entre 7.5° y 9.5° de latitud norte y -65.5° y -69° de longitud oeste. El mapa de anomalías de Bouguer generado, muestra una importante anomalía gravimétrica positiva, con dirección preferencial NE-SO, que coincide con la orientación de los contornos del mapa de anomalías magnéticas.

La técnica del Espectro Radial de Energía Promediado-EREP aplicada a los datos gravimétricos y magnéticos, localiza la discontinuidad de Moho bajo el macizo, a una profundidad de 35 km, reflejando un adelgazamiento cortical respecto a las regiones circundantes, con expresiones de anomalías NE-SO debidas a un alto de Moho, justificando los altos valores de gradiente y flujo reportados en el análisis termal. Igualmente, se estimó a 21 km la discontinuidad corteza inferior – superior debajo de El Baúl, delimitada adicionalmente a partir de la Deconvolución de Euler y Werner.

Se presentan dos modelos geológicos 2D de El Baúl, que expresan adelgazamiento cortical, con una remanencia de campos magnéticos en la corteza inferior, producto de alteraciones asociadas a elevados flujos de calor. Las principales interfases modeladas se apoyan en datos de control. Se propone un contacto abrupto entre los terrenos Precámbricos y Paleozoicos, marcado por la falla de Apure. Se presenta el modelado sintético de las anomalías magnéticas. Finalmente, se aportan resultados que benefician al conocimiento geocientífico vinculado a la comprensión integral del macizo El Baúl.

ÍNDICE

	Pg.
AGRADECIMIENTOS	iv
DEDICATORIA	iv
RESUMEN	v
ÍNDICE GENERAL	vi
LISTA DE TABLAS	x
LISTA DE FIGURAS	x
LISTA DE APÉNDICES	xix
CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	1
1.1 GENERALIDADES	1
1.2 OBJETIVOS	3
1.2.1 Objetivo general.....	3
1.2.2 Objetivos específicos.....	3
1.3 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	4
1.4 TRABAJOS PREVIOS	4
1.4.1 Trabajos de los años 1850-1900.....	5
1.4.2 Trabajos de los años 1900-1970.....	5
1.4.3 Trabajos de los años 1970-2000.....	9
1.4.4 Trabajos de los años 2002-2011.....	15
CAPÍTULO II: MARCO GEOLÓGICO	20
2.1 REGIÓN CARIBE	20
2.2 PLACA CARIBE	20
2.3 INTERACCIÓN CARIBE – SURAMÉRICA	22
2.4 PROVINCIAS TECTÓNICAS DEL CENTRO-NORTE DE VENEZUELA	24
2.4.1 Cordillera de La Costa.....	25
2.5 EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DEL NOROESTE DE VENEZUELA	27

2.5.1 Pre-apertura continental (pre-rift).....	27
2.5.2 Apertura continental (rift).....	28
2.5.3 Margen Pasivo.....	28
2.5.4 Cuenca Antepaís (Colisión oblicua).....	28
2.6 BASAMENTO DE VENEZUELA.....	29
2.7 MACIZO ÍGNEO METAMÓRFICO DE EL BAÚL.....	30
2.7.1 Geología de El Baúl.....	31
2.7.2 Relleno sedimentario de El Baúl.....	33
2.7.3 Evolución tectónica del Arco de El Baúl.....	35
2.7.4 Geología estructural (El Baúl).....	38
2.8 PRINCIPALES ESTRUCTURAS CERCANAS A LA ZONA A EL BAÚL.....	41
2.8.1 Cuenca oriental de Venezuela.....	42
2.8.2 Graben de Espino y Apure-Mantecal.....	43
2.8.3 El Escudo de Guayana.....	43
2.8.4 El cinturón de la Serranía del Interior.....	43
2.8.5 Cuenca Barinas Apure.....	44
CAPÍTULO III: MARCO TEÓRICO.....	45
3.1 GRAVEDAD.....	45
3.1.1 Campo gravitatorio terrestre.....	45
3.1.2 Campo geopotencial gravitatorio en armónicos esféricos.....	47
3.1.3 Modelos geopotenciales de campo de gravedad.....	50
3.1.4 Modelo gravitacional global EGM2008.....	52
3.1.5 Misiones satelitales en el estudio del campo de gravedad terrestre...	53
3.1.6 Prospección gravimétrica.....	57
3.1.7 Gravedad teórica.....	58
3.1.8 Reducción de los datos gravimétricos.....	59
3.1.9 Anomalías gravimétricas.....	62
3.2 MAGNETISMO.....	63
3.2.1 Campo magnético terrestre.....	63

3.2.2 Campo geomagnético en armónicos esféricos.....	65
3.2.3 Campo magnético de la litosfera.....	66
3.2.4 Datos de campo magnético de la litosfera EMAG2.....	67
3.2.5 Prospección magnética.....	68
3.2.6 Reducción de los datos magnéticos.....	69
3.2.7 Anomalías magnéticas.....	70
3.3 PROFUNDIDADES A PARTIR DEL ESPECTRO DE POTENCIA..	71
3.4 SEÑAL ANALÍTICA.....	72
3.5 DECONVOLUCIÓN DE EULER ESTÁNDAR.....	73
3.6 DECONVOLUCIÓN DE WERNER.....	75
3.7 CONSIDERACIONES TERMALES.....	76
3.7.1 Fuentes de calor de la tierra.....	76
3.7.2 Mecanismos de transporte de calor.....	76
3.7.3 La temperatura en la litosfera.....	77
3.7.4 Mecanismos de liberación de calor a través de la corteza.....	79
CAPÍTULO IV: METODOLOGÍA.....	81
4.1 RECOPIACIÓN Y TRATAMIENTO BÁSICO DE LOS DATOS... 81	81
4.1.1 Datos de gravedad.....	81
4.1.2 Datos magnéticos.....	82
4.1.3 Sísmica de refracción profunda.....	82
4.1.4 Datos de profundidades de pozos y sísmica 2D.....	83
4.1.5 Datos de pozo con información termal.....	83
4.2 ANÁLISIS ESPECTRAL DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS.....	85
4.2.1 Filtrado y tendencias Regionales-Residuales.....	85
4.2.2 Estimación de profundidades por método espectral.....	86
4.3 MÉTODOS DE INVERSIÓN Y DETECCIÓN DE CONTRASTES... 87	87
4.3.1 Señal analítica.....	87
4.3.2 Deconvolución de Euler estándar.....	87
4.3.3 Deconvolución Werner.....	89

4.4 MODELADO DIRECTO SOBRE PERFILES 2D.....	91
4.5 INTERPRETACIÓN INTEGRADA DE RESULTADOS.....	92
4.6 MODELADO DE ANOMALÍAS SINTÉTICAS.....	93
CAPÍTULO V: ANÁLISIS Y RESULTADOS.....	99
5.1 MAPAS DE GRAVEDAD.....	99
5.2 MAPAS DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS.....	105
5.3 TENDENCIAS REGIONALES – RESIDUALES.....	108
5.4 ESTIMACIÓN DE PROFUNDIDADES (MÉTODO ESPECTRAL)..	110
5.5 SEÑAL ANALÍTICA.....	114
5.6 DECONVOLUCIÓN DE EULER.....	115
5.7 DECONVOLUCIÓN WERNER.....	118
5.8 DATOS DE POZO CON INFORMACIÓN TERMAL.....	121
5.9 MODELADO DIRECTO SOBRE PERFILES 2D.....	125
5.9.1 Modelado del perfil 1.....	128
5.9.2 Modelado del perfil 2.....	129
5.10 MODELADO DE ANOMALÍAS MAGNETICAS SINTÉTICAS....	131
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	134
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS.....	137
APÉNDICES.....	152

LISTA DE TABLAS

	Pg.
Tabla 1. Comparación edades de El Baúl. Tomado y modificado de Viscarret et al. (2010).....	33
Tabla 02. Índices estructurales para modelos gravimétricos y magnéticos simples, usados para la estimación de profundidades por deconvolución de Euler. El número infinito de dimensiones describe la extensión del modelo geológico en el espacio, modificado de Müller (2009).....	74
Tabla 3. Parámetros requeridos para la deconvolución de Werner.....	90
Tabla 04. Valores de densidad y susceptibilidad utilizados en el modelado de los perfiles planteados.....	92
Tabla 05. Valores de profundidad obtenidos de la aplicación del Espectro Radial de energía promediado EREP, a datos gravimétricos y magnéticos en el Baúl y regiones y vecinas.....	113

LISTA DE FIGURAS

	Pg.
Figura 1. Ubicación de la zona de estudio. A la derecha, el área de estudio a partir de imágenes Modis Blue Marble (Tomado de NASA GSFC, Earth Observatory - Online. Consultado Julio 2010). Abajo a la izquierda, ubicación geológica regional del arco El Baúl (Tomado y modificado de Yoris <i>et al.</i> (1997).....	4
Figura 2. Mapa de El Baúl como zona de bisagra (kaye, 1956), tomado de Viscarret & Urbani (2008). Black (1956) culmina un nuevo estudio geológico de todo el macizo de El Baúl con una cartografía a escala 1:50.000 e introduce el nombre de Guacamayas para las rocas volcánicas.....	8
Figura 3. Perfil a lo largo de la carretera de El Baúl-Tinaco, donde se observa un horst, delimitado por la falla normal de Guarumen y otra falla normal buzando al sur (Miller y Martínez, 1972), tomado de Viscarret & Urbani (2008).....	10
Figura 4. Fragmento del mapa geológico-tectónico del basamento cristalino del norte de Venezuela que incluye el área del El Baúl (Smith, 1980).....	11

Figura 5. Mapa de basamento de Venezuela en donde se observa la expresión noreste-suroeste de la falla normal de Guarumen al norte del El Baúl (Feo-Codecido et al., 1984).....	12
Figura 6. Mapa de basamento de Venezuela que muestra los graben de Espino-Apure-Mantecal interrumpiendo al Arco de El Baúl y la falla de Guarumen al norte del macizo. Según Cabrera (1985), tomado de Viscarret & Urbani (2008).....	13
Figura 7. Fragmento de mapa geológico de Venezuela que incluye el área del macizo El Baúl. (Hackley et al 2005). CPeb: Asociación Granítica El Baúl; Carbonífero a Pérmico; CaOB: Asociación Metasedimentaria Barbasco; Cámbrico a Ordovícico; Jg: Asociación Volcánica Guacamayas; Jurásico; Qs: Aluvión; Pleistoceno a Holoceno.....	16
Figura 8. Ubicación de Cuencas y Accidentes Geográficos de la región Caribe. Modelo digital de terreno realizado a partir de datos SRTM30 versión 6 Plus de Becker (2009).....	20
Figura 9. Límites de la placa Caribe. (Blanco, 2010).....	21
Figura 10. Esquema de límites de placas para Venezuela. (Tomado y modificado de Audemard <i>et al.</i> , 2000).....	23
Figura 11. Mapa de fallas cuaternarias de Venezuela, zona nor-central. VE-16: Falla de San Sebastian, VE-08a, b, c, d y e: Sistema de fallas de La Victoria. VE-13a: Falla el Pilar costas afuera. VE-06e: Sistema de fallas de Boconó (Sección norte), Tomado y Modificado de Audemard <i>et al.</i> , (2000)....	24
Figura 12. Mapa geológico - tectónico esquemático del norte de Venezuela donde se muestra los principales cinturones de deformación (tomado y modificado de Mascle <i>et al.</i> , 1990).....	25
Figura 13. Mapa de basamento del norte de Venezuela, en donde se observan las principales estructuras entre ellas El Baúl, tomado de Shith (1980).....	30
Figura 14. Modelo digital de elevaciones ASTER GDEM con ubicación relativa del afloramiento de El Baúl (METI, NASA, 2009) y mapa geológico. (Tomado y modificado Hackley. <i>et al.</i> , 2006).....	32
Figura 15. Edades de El Baúl respecto a eventos orogénicos. Tomado y modificado de Viscarret et al. (2010).....	33

Figura 16. Columna estratigráfica de la zona de El Baúl y sus adyacencias. Tomado de Yoris <i>et al.</i> (1997).....	34
Figura 17. Marco geológico regional para la sedimentación en Venezuela durante el mioceno plioceno tomado de Yoris y Ostos (1997).....	35
Figura 18. Distribución de rocas paleozoicas en el norte de Venezuela. (Feo-Codecido <i>et al.</i> , 1984).....	36
Figura 19. Orientación tradicional del arco de El Baúl. (Tomado de Kiser & Bass, 1985).....	37
Figura 20. Mapa de distribución de terrenos autóctonos y alóctonos (Paleozoicos y precámbricos) en Venezuela, Yoris y Ostos (1997).....	39
Figura 21. Ubicación de El Baúl, mostrando en los flancos los límites con las cuencas Barinas-Apure, Oriental y al norte el límite con el graben de Guarumen, tomado de Kiser & Bass (1985).....	40
Figura 22. Sección oeste-este, desde la cuenca de Barinas a la sub-cuenca de Guárico. Tomado de Kiser & Bass (1985).....	41
Figura 23. Sección oeste-noreste, desde la cuenca Barinas-Apure a la sub-cuenca de Guárico. Tomado de Kiser & Bass (1985).....	41
Figura 24. Cuencas de Venezuela y lineamiento El Baúl. (Tomado de Yoris <i>et al.</i> , 1997).....	42
Figura 25. Sección transversal de 2 picos, con aproximaciones en armónicos esféricos de grados máximos (l_{max}) diferentes, (Tomado de Barthelmes, 2009).....	49
Figura 26. Tipos de armónicos esféricos. $+l$ violeta y $-l$ azul. (Tomado de Barthelmes, 2009).....	50
Figura 27. Distribución geográfica de anomalías de gravedad (mgal) derivada del modelo EIGEN-GL04C, con 360 de máximo grado y orden. Tomado de Förste <i>et al.</i> 2008.....	51
Figura 28. Distribución geográfica de las fuentes de datos del modelo geopotencial EGM2008, (Tomado de Pavlis <i>et al.</i> , 2008).....	53
Figura 29. Satélite CHAMP (Challenging Minisatellite Payload), monitoreado con laser desde tierra y desde el espacio con el sistema GPS. Cortesía de GFZ-Potsdam, Germany (Tomado de Lühr, 2010).....	55

Figura 30. Satélites gemelos GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment. Imagen cortesía de GFZ-Potsdam, Germany. (Tomado de Flechtner, 2010).....	56
Figura 31. Satélite GOCE, actualmente operativo. (Tomado de Atelier Guarniero, 2007).....	57
Figura 32. Representación del vector campo magnético y sus componentes (izquierda). Dipolo geomagnético terrestre y líneas de campo (derecha).....	64
Figura 33. Espectro de energía en función de número de onda (ciclos/unidades de tierra), con pendientes para estimación de profundidades en el espectro de energía.....	72
Figura 34. Liberación de calor en límites divergentes y creación de cuenca extensiva (modelo de extensión litosférica), Tomado de Pascual (2004).....	80
Figura 35. Modelo de velocidad a lo largo del perfil 67W, de los proyectos BOLIVAR y GEODINOS (Izquierda). Interpretación de las placas Caribe y suramericana, a lo largo del perfil 67W, basado en interpretación sísmica y modelo de velocidad. Tomado de Magnani <i>et al.</i> (2009).....	83
Figura 36. Interface interactiva de filtrado del módulo MAGMAP filtering....	85
Figura 37. Interface utilizada para el cálculo de la señal analítica con el software Oasis Montaj.....	87
Figura 38. Módulo Euler3D del software Oasis Montaj, utilizado para el cálculo de la D.E.E.....	88
Figura 39. Módulo Pdepth del software Oasis Montaj, utilizado para el cálculo de la D.W.....	89
Figura 40. Ejemplo de base de datos resultado de la deconvolución de Werner y Perfiles de: Profundidades calculadas “Z_Dikes” y “Z_Contacts” (Abajo). Perfil magnético y de derivada horizontal (Medio). Perfil de altura de vuelo y topografía (Arriba).....	91
Figura 41. Principios del Gamfield, tomado de Pignatelli <i>et al.</i> , (2011).....	94
Figura 42. Interface de construcción y dimensionamiento del grid fuente (derecha) y grid de observación o grid generado (izquierda), en el software GamField 1.0.....	96

Figura 43. Interface principal de construcción de modelos para el modelado simple en GamField 1.0 (izquierda). Asignación de magnetización, inclinación, declinación o densidad por capas (derecha).....	97
Figura 44. Visualización 3D del modelo de fuente (izquierda). Anomalía magnética sintética (centro). Gravedad sintética (derecha). Ejemplo tomado y modificado de Pignatelli <i>et al.</i> (2011).....	98
Figura 45. Mapa de anomalías de Bouguer de Venezuela, con datos del EGM2008, con la zona de El Baúl delimitada para este estudio.....	100
Figura 46. Mapa de anomalías de Bouguer del alto El Baúl, Venezuela central.....	101
Figura 47. Histograma y sumario estadístico del mapa de anomalías de Bouguer del alto El Baúl, Venezuela central.....	101
Figura 48. a) Cinturón de plegamiento del Paleozoico tardío que cruza el centro de Pangea. b) Cuencas de Venezuela y lineamiento El Baúl. Tomado y modificado de Yoris y Ostos (1997).....	102
Figura 49. Mapa generalizado de basamento de Venezuela (Tomado y modificado de Smith 1980), sobre el Mapa de anomalía de Bouguer de El Baúl	103
Figura 50. Ubicación de los grábenes de Espino y Apure sobre mapa de anomalía de Bouguer de El Baúl, Tomado y modificado de Yoris y Ostos (1997).....	104
Figura 51. Distribución de valles de extensión o grábenes jurasicos en Venezuela, tomado de Yoris y Ostos (1997).....	104
Figura 52. Mapa de anomalías magnéticas de Venezuela, con datos del modelo EMAG2, con la zona de Baúl delimitada para este estudio.....	105
Figura 53. Mapa de anomalías de Bouguer del alto El Baúl, Venezuela central	106
Figura 54. Histograma y sumario estadístico del mapa de anomalías magnéticas del alto El Baúl, Venezuela central.....	106
Figura 55. Ubicación de los grábenes de Espino y Apure sobre mapa de anomalía de Bouguer de El Baúl, Tomado y modificado de Yoris y Ostos (1997).....	107

Figura 56. Mapa generalizado de basamento de Venezuela (Tomado y modificado de Smith, 1980), sobre el Mapa de anomalía magnética de El Baúl.	108
Figura 57. Filtro Gaussiano regional datos de anomalía de Bouguer (izquierda). Mapa de anomalía de Bouguer regional (derecha).....	108
Figura 58. Filtro Gaussiano residual sobre datos de anomalía de Bouguer (izquierda). Mapa de anomalía de Bouguer regional (derecha).....	109
Figura 59. Filtro Gaussiano regional datos de anomalía magnética (izquierda). Mapa de anomalía de magnética regional (derecha).....	109
Figura 60. Filtro Gaussiano regional datos de anomalía magnética (izquierda). Mapa de anomalía de magnética regional (derecha).....	109
Figura 61. Gráfico de estimación de profundidades (abajo) a partir del Espectro Radial de Energía Promediado (arriba), aplicado a los datos de anomalía de Bouguer de El Baúl.....	111
Figura 62. Gráfico de estimación de profundidades (abajo) a partir del Espectro Radial de Energía Promediado (arriba), aplicado a los datos de anomalía magnética de El Baúl.....	112
Figura 63. Mapa de anomalía de Bouguer de Venezuela con ubicaciones de las regiones cercanas a El Baúl, donde se aplicó la técnica de espectro radial de energía promediado para la estimación de profundidades.....	112
Figura 64. Izquierda: Mapa de espesores corticales generado a partir de funciones receptoras. (Tomado de NIU <i>et al.</i> , 2007). Centro: Mapa de espesor cortical obtenido mediante sísmica de refracción (tomado de Schmitz <i>et al.</i> , 2008). Izquierda. Mapa de espesor cortical generado a partir de registros telesísmicos Quinteros <i>et al.</i> , (2008).....	114
Figura 65. Mapas de señal analítica generados para El Baúl. A partir de anomalía de Bouguer (izquierda). A partir de anomalía magnética (derecha)...	115
Figura 66. Representación 3D de las profundidades de Euler obtenidas a partir de datos de anomalía de Bouguer de El Baúl.....	116
Figura 67. Mapa de profundidades de Euler derivado de datos de anomalía de Bouguer de El Baúl.....	117
Figura 68. Perfil 1 de profundidades derivadas de la D.E.E sobre datos gravimétricos, junta con la línea sísmica de refracción profunda interpretada por Magnani <i>et al.</i> (2009).....	117

Figura 69. Perfil 2 de profundidades derivadas de la D.E.E sobre datos gravimétricos, atravesando los grábenes de Espino y Apure.....	117
Figura 70. Parámetros utilizados para la estimacion de profundidades utilizando la deconvolucion de Werner.....	118
Figura 71. Perfil 1 de profundidades a partir de la deconvolución de Werner sobre datos magneticos. Perfil de topografía y altura de la estación (arriba). Perfil de anomalía magnética “Calc_HGrad” y gradiente “G_AM_BAul_UTM” (Medio). Perfil de profundidades calculadas a partir de la anomalía magnética “Z_Dikes” y las calculadas a partir del gradiente de anomalía denominadas “Z_Contacts” (abajo).....	119
Figura 72. Perfil 2 de profundidades a partir de la deconvolución de Werner sobre datos magneticos. Perfil de topografía y altura de la estacion (arriba). Perfil de anomalía magnetica “Calc_HGrad” y gradiente “G_AM_BAul_UTM” (Medio). Perfil de profundidades calculadas a partir de la anomalía magnética “Z_Dikes” y las calculadas a partir del gradiente de anomalía denominadas “Z_Contacts” (abajo).....	119
Figura 73. Reporte estadístico de las profundidades obtenidas para el perfil 1, a partir de la deconvolución de Werner. Profundidades Z_Dikes (izquierda). Profundidades Z_Contacts (derecha).....	120
Figura 74. Reporte estadístico de las profundidades obtenidas para el perfil 2, a partir de la deconvolucion de Werner. Profundidades Z_Dikes (izquierda). Profundidades Z_Contacts (derecha).....	120
Figura 75. Comparación de los resultados de la deconvolución Werner (azul) y Euler (rojo) bajo el perfil 1.....	121
Figura 76. Comparación de los resultados de la deconvolución Werner (azul) y Euler (rojo) bajo el perfil 2.....	121
Figura 77. Mapa de gradiente geotérmico del bloque Ayacucho (Faja) y sus posiciones en mapas de anomalía de Bouguer y Magnética.....	122
Figura 78. Gradiente geotérmico regional, calculado a partir de la información termal de los pozos disponibles en la región cercana a El Baúl.....	123
Figura 79. Mapa de flujo térmico del bloque Ayacucho (Faja) y sus posiciones en mapas de anomalía de Bouguer y Magnética.....	124
Figura 80. Perfiles P1 y P2, sobre marco geológico sedimentario regional (Mioceno-Plioceno) de Venezuela. Tomado de Yoris y Ostos (1997).....	125

Figura 81. Mapa generalizado de Basamento y perfiles P1 y P2. Tomado y modificado de Smith (1980).....	126
Figura 82. Mapa de anomalía de Bouguer (izquierda) y mapa de anomalías magnéticas (derecha) con ubicación de los perfiles P1 y P2 a modelar.....	126
Figura 83. Mapa de basamento pre-cretáceo generado a partir de la base de datos recopilada por González (2009). Correspondiente a pozos que llegan a basamento pre-cretáceo.....	127
Figura 84. Perfiles del basamento pre-cretáceo. Arriba perfil P1. Abajo perfil P2.....	127
Figura 85. Modelo geológico generado correspondiente al Perfil 1 “P1”.....	129
Figura 86. Modelo geológico generado correspondiente al Perfil 2 “P2”.....	130
Figura 87. Modelo de magnetización para El Baúl, generado a partir del software GamField, basado en los perfiles 2D de GMSYS.....	131
Figura 88. Anomalía magnética sintética a 4 km de elevación (izquierda). Anomalía magnética sintética a 0 metros y 4 km de elevación. Generadas a partir del software GamField.....	132
Figura 89. Perfil 1 sobre mapa anomalía magnética (arriba). Perfil 1 sobre mapa anomalía magnética sintética (abajo).....	133
Figura 90. Perfil 2 sobre mapa anomalía magnética (arriba). Perfil 2 sobre mapa anomalía magnética sintética (abajo).....	133
Figura 91. Suceptibilidad magnética de los principales tipos de rocas.....	152
Figura 92. Valores típicos de flujo de calor asociado a diferentes tipos de cuencas sedimentarias, modificado de Allen y Allen, 1990.....	152
Figura 93. Flujo de calor para Venezuela. Modificado de Hamza y Muños (1996).....	153
Figura 94. Ubicación de los pozos con información termal utilizados por Hernández (2006) en la sub-cuenca de Guárico.....	153

Figura 95. Carta de PDVSA-CVP dirigida a la ABAE, autorizando el uso de los datos de pozo con información termal en sus investigaciones.....	154
Figura 96. Continuación analítica hacia arriba (izquierda) y continuación analítica hacia abajo (derecha), sobre mapa de anomalía de Bouguer de El Baúl.....	155
Figura 97. Continuación analítica hacia arriba (izquierda) y continuación analítica hacia abajo (derecha), sobre mapa de anomalía magnética de El Baúl..	155
Figura 98. Filtro Butterworth regional (izquierda) y filtro Butterworth residual (derecha), sobre mapa de anomalía de Bouguer de El Baúl.....	155
Figura 99. Filtro Butterworth regional (izquierda) y filtro Butterworth residual (derecha), sobre mapa de anomalía magnética de El Baúl.....	156
Figura 100. Filtro pasa banda regional (izquierda) y filtro pasa banda residual (derecha), sobre mapa de anomalía de Bouguer de El Baúl.....	156
Figura 101. Filtro pasa banda regional (izquierda) y filtro pasa banda residual (derecha), sobre mapa de anomalía magnética de El Baúl.....	156
Figura 102. Espectro Radial de Energía Promediado y correspondiente gráfico de estimación de profundidades, aplicado a los datos de anomalía de Bouguer (izquierda) y a los datos de anomalía magnética (derecha) de El Cratón de Guayana.....	157
Figura 103. Espectro Radial de Energía Promediado y correspondiente gráfico de estimación de profundidades, aplicado a los datos de anomalía de Bouguer (izquierda) y a los datos de anomalía magnética (derecha) de la Cordillera de la costa (Central).....	157
Figura 104. Espectro Radial de Energía Promediado y correspondiente gráfico de estimación de profundidades, aplicado a los datos de anomalía de Bouguer (izquierda) y a los datos de anomalía magnética (derecha) de El Cratón de la Cuenca Barinas-Apure.....	157
Figura 105. Espectro Radial de Energía Promediado y correspondiente gráfico de estimación de profundidades, aplicado a los datos de anomalía de Bouguer (izquierda) y a los datos de anomalía magnética (derecha) de la Cuenca Oriental.....	158

LISTA DE APÉNDICES

	Pg.
Apéndice A	
Tabla de susceptibilidad de las rocas.....	153
Apéndice B	
Aspectos relacionados al análisis del flujo de calor de El Baúl.....	153
Apéndice C	
Carta de PDVSA-CVP dirigida a la ABAE, autorizando el uso de los datos de pozo con información termal en sus investigaciones.....	155
Apéndice D	
Filtros aplicados los los datos de anomalía de Bouguer y magnéticas de El Baúl.	156
Apéndice E	
Espectro Radial de Energía Promediado, aplicado a los datos de anomalía gravimétrica y magnética para la estimación de profundidades en las regiones vecinas a El Baúl.....	158

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 GENERALIDADES

A lo largo del siglo XX nuestro país ha sido estudiado desde el punto de vista geológico y geofísico, gracias al auge del desarrollo petrolero venezolano. Estos estudios, se han orientado principalmente hacia la prospección de recursos naturales, colateralmente los datos obtenidos han nutrido importantes ramas de las ciencias de la tierra, que nos permiten conocer las principales características del subsuelo, con especial énfasis en las cuencas sedimentarias de nuestro país.

El Baúl, es considerado un alto estructural de basamento en la zona central de Venezuela, con dirección preferencial N85O según Kiser y Bass (1985) y N56O según Urbani (2004). Fue conocido gracias a diversos investigadores desde 1858 y especialmente en las últimas décadas debido a los estudios prospectivos realizados por la industria petrolera en Venezuela (Viscarret *et al.*, 2010). Es considerado una región pobre desde el punto de vista petrolero debido al poco espesor de sedimentos que allí se acumulan y por la historia termal asociada a la maduración de hidrocarburos. A partir de los estudios realizados, existen importantes investigaciones que proponen diversos modelos estructurales e hipótesis que persiguen explicar la presencia de este cuerpo ígneo-metamórfico, de importante expresión espacial en la región central de Venezuela.

El Baúl, se presenta a través de una importante expresión geométrica-espacial en profundidad, bien definida en mapas gravimétricos y magnéticos en la región central de Venezuela (Orihuela *et al.*, 2010; Tabare y Orihuela, 2011). Divide la cuenca Barinas-Apure de la cuenca Oriental de Venezuela (Bucher, 1952; Laforest, 1955; Bellizzia, 1961; Cabrera, 1985). Aunque es pobre desde el punto de vista sedimentario, El Baúl representa un obstáculo para las migraciones de hidrocarburos del área occidental de la Faja Petrolífera, concentrando las acumulaciones sobre la cresta y los flancos del arco (Kiser y Bass, 1985). Según Viscarret y Urbani (2009),

las investigaciones realizadas por parte de la industria petrolera, resaltan el papel estructural que ha jugado El Baúl y el escudo de Guayana, en la evolución de las principales cuencas sedimentarias de Venezuela; lo que se considera como factor principal responsable de las acumulaciones de crudos pesados, extra pesados y gas en la región. Adicionalmente, en las últimas décadas El Baúl ha sido explorado en búsqueda de potencial de uranio (Feo-Codecido, 1961; Escalona, 1977; Sifontes *et al.*, 1985; Rincón, 1984).

El macizo El Baúl, se presenta en superficie al sur del estado Cojedes, a través de un afloramiento ígneo metamórfico de aproximadamente 20 km de largo y 512 metros de alto (González de Juana *et al.*, 1980). Según los trabajos de datación en circonio de rocas volcánicas y plutónicas del macizo realizadas por Viscarret & Urbani en 2008, las edades de El Baúl varían de acuerdo a varios eventos plutónicos paleozoicos adjudicados al Cámbrico y Pérmico. Hasta ahora, la procedencia exacta y evolución de El Baúl todavía no ha sido bien definida, aunque existen algunas teorías al respecto, como las presentadas por Bellizzia (1961), Feo-Codecido *et al.* (1984), Kiser y Bass (1985), Audemard (1991) y Viscarret *et al.* (2009).

En este sentido, a pesar de las muchas investigaciones realizadas sobre El Baúl, persisten ciertas incógnitas que a la fecha parecen no tener respuestas, como por ejemplo la geometría en subsuelo, cronología, génesis, procedencia y asociación geológica de El Baúl con otras provincias ígneo-metamórficas regionales, como Los Andes y Cratón de Guayana. En vista de lo anterior, la presente investigación, pretende elaborar un modelo geológico, que ofrezcan argumentos para dar respuestas, sobre algunas de las interrogantes latentes respecto a El Baúl. Se aplicarán técnicas de modelado gravimétrico-magnético directo (perfiles 2D), con múltiples datos de control, junto a la aplicación de técnicas espectrales de estimación de profundidades e inversión de datos gravimétricos y magnéticos. A partir de datos de pozo con información térmica, se realiza un análisis geotermal de la región a partir de los mapas de gradiente y flujo térmico generados. Adicionalmente, se efectúa el modelado de anomalías sintéticas, para validación de datos y modelos propuestos.

Los datos gravimétricos y magnéticos objeto del presente trabajo, derivan de campañas satelitales en combinación con datos terrestres, que ofrecen una importante cobertura, y una buena consistencia de los datos. De igual manera, se integran datos de pozos y sísmica 2D con profundidades que alcanzan basamento pre-Cretáceo. Por otro lado, como control sísmico, se utilizarán los resultados provenientes de campañas de refracción sísmica profunda, enmarcados dentro de los proyectos BOLIVAR (**B**roadband **O**cean-**L**and **I**nvestigation of **V**enezuela and the **A**ntilles arc **R**egion) y GEODINOS (**G**eodinámica reciente del límite **N**orte de la placa **S**udamericana) en 2004, específicamente el perfil con modelo geológico y de velocidades interpretado 67W de Magnani *et al.* (2009).

Finalmente, la generación del modelo geológico-estructural planteado, representará un aporte al conocimiento científico relacionado a la configuración actual del macizo ígneo-metamórfico El Baúl, lo que contribuirá en gran medida a la comprensión integral de la evolución geológica y tectónica regional.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo General

Elaborar un modelo geológico-estructural del macizo ígneo-metamórfico El Baúl, en la región central de Venezuela, a partir de la interpretación integrada de datos gravimétricos y magnéticos de origen satelital, sísmica y de pozos.

1.2.2 Objetivos específicos

- a) Recopilar información bibliográfica, cartográfica y trabajos previos, vinculados con el macizo ígneo-metamórfico de El Baúl.
- b) Analizar la geología regional, local y la tectónica asociada con las estructuras de El Baúl.
- c) Realizar control de calidad de los datos de gravedad y magnetismo a utilizar.
- d) Aplicar correcciones y procesamientos necesarios para obtener los valores de anomalías gravimétricas y magnéticas a utilizar.

- e) Generar mapas de anomalías de Bouguer y anomalías magnéticas, así como sus tendencias regionales y residuales, para su posterior análisis e interpretación.
- f) Estimar profundidades de las fuentes de anomalía gravimétrica y magnética a partir de métodos de análisis espectral y otros.
- g) Proponer un modelo geológico-estructural de El Baúl, justificado dentro del marco tectónico de Venezuela, a partir de la integración de datos gravimétricos, magnéticos, de pozos y sísmica profunda.

1.3 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se limita al macizo ígneo metamórfico de El Baúl en Venezuela central, dentro de las coordenadas con latitudes comprendidas entre 7.5° y 9.5° y longitudes entre -65.5° y -69°; en un área aproximada de 110.900 km², como se muestra en la figura 1. El afloramiento de El Baúl se encuentra ubicado en las adyacencias de la población de El Baúl, al sur del estado Cojedes.

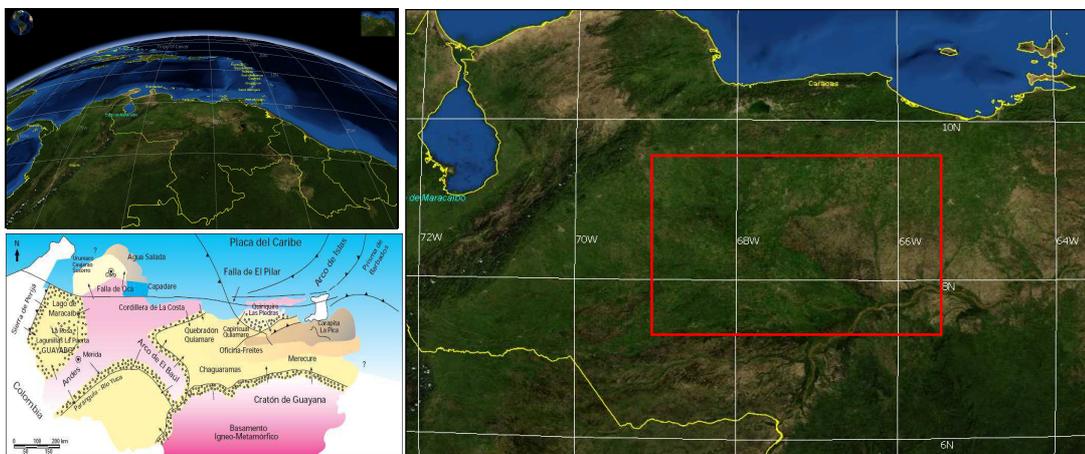


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio. A la derecha, el área de estudio a partir de imágenes Modis Blue Marble (Tomado de NASA GSFC, Earth Observatory. (Online). Consultado Julio 2010). Abajo a la izquierda, ubicación geológica regional del arco El Baúl (Tomado y modificado de Yoris y Ostos 1997).

1.4 TRABAJOS PREVIOS

A continuación se presentan algunos de los principales antecedentes relacionados a los estudios sobre el macizo de El Baúl, la mayoría de ellos recopilados por Viscarret

& Urbani (2008) en su trabajo denominado “*Retrospectiva de los estudios geológicos del macizo de El Baúl, estado Cojedes. Venezuela*”.

1.4.1 Trabajos de los años 1850-1900

La documentación bibliográfica de El Baúl, remonta a 1858, cuando Herman Karsten un naturalista alemán, publica un artículo sobre la geología de Venezuela, Colombia y Ecuador donde indica los afloramientos de rocas ígneo-metamórficas, incluyendo El Baúl (Karsten, 1858). En 1886, el mismo autor, hace referencia de las rocas presentes en la Galera de El Baúl, e incluye una sección transversal (Karsten, 1886).

Posteriormente en 1896, el geógrafo alemán Wilhelm Friedrich Sievers publica un mapa geológico del norte de Venezuela que incluye a El Baúl e identifica a las rocas cuaternarias de los llanos circundantes (Sievers, 1896).

1.4.2 Trabajos de los años 1900-1970

En 1928 Ralph Alexander Liddle, establece semejanzas entre las rocas de El Baúl con las formaciones Hato Viejo y Carrizal, reconoce la presencia de rocas ígneas y metasedimentarias, y además sugiere la posibilidad que esta área sea una extensión de las rocas de la región de Guayana (Liddle, 1928).

El geólogo Rolf Engleman, en 1935 introduce la idea de “Arco de El Baúl” al interpretar y relacionar al lineamiento de El Baúl con Paraguaná desde el Orinoco y considera a El Baúl, como una zona de bisagra, que limita la cuenca oriental de Venezuela en occidente (Engleman, 1935).

En 1937, el Servicio Técnico de Minería y Geología (STMG) del Ministerio de Fomento de Venezuela, publica un mapa geológico a escala 1:1.500.000 donde aparece el macizo de El Baúl como un área de rocas metamórficas, ígneas básicas y cuerpos graníticos (STMG, 1937).

Liddle (1946), basándose en información de pozos exploratorios en la Cuenca Oriental de Venezuela, considera a El Baúl como un levantamiento del basamento cristalino que sigue la línea El Baúl-Barquisimeto-Paraguaná. Aporta nueva

información tomada de pozos exploratorios en la cuenca Oriental donde se localizan rocas del basamento cristalino, e incluye una sección geológica donde representa al granito del macizo de El Baúl y menciona la relación con Paraguaná.

El profesor Walter Hermann Bucher en 1949, menciona que al norte y al sur de El Baúl afloran sedimentos que fueron metamorfizados por granitos, que emergen del aluvión y forman un grupo de colinas dispersas. Adicionalmente interpreta que el macizo forma parte del basamento que ha sido levantado para formar un arco que se extiende con rumbo noroeste desde el borde de Guayana hacia el eje de Paraguaná y que separa las dos grandes cuencas sedimentarias de Barinas-Apure al suroeste y Oriente al noreste. Considera que los ejes de las cuencas suben gradualmente cuando se aproximan a la bóveda del arco (Bucher, 1949).

Johnson (1950), realiza la fotogeología de la zona al norte de El Baúl, posteriormente integrada con otros datos y donde se ubican unos pequeños cuerpos dispersos de rocas ígneas (granitoides), en ambos flancos del macizo El Baúl.

Por otro lado, Bucher (1950), publica un mapa geológico a escala 1:1.000.000 del norte del Orinoco, donde para el área de El Baúl incluye sedimentos metamorfizados, granitos y rocas volcánicas. Dos años después, Bucher (1952) publica un libro sobre la tectónica de Venezuela, donde describe a las rocas metasedimentarias de El Baúl, ubicando al granito como dominante en un área hacia el noreste del macizo. Confirma, que el eje divisorio entre las cuencas Oriental y la de Barinas-Apure se eleva gradualmente hacia la superficie en el macizo de El Baúl. En 1953, Paul Leuzinger, cartografía e introduce los nombres de los granitos de Mogote, Mata Oscura y Piñero.

El geólogo Gustavo Feo-Codecido en 1954 agrupó a las rocas del macizo en cuaternario, rocas volcánicas (Mesozoico pre-Cretáceo), rocas metasedimentarias (Jurásico inferior-Triásico superior) y rocas del basamento (Precámbrico). Considera que el alto geomorfológico-estructural de El Baúl, forma parte de un ancho arco, que se extiende, con dirección noroeste, desde el Escudo de Guayana, a través de las

regiones de Barquisimeto y Paraguaná, coincidiendo hasta por lo menos la isla de Aruba, y que algunas rocas son comparables con la Formación Palmarito (Permo-Carbonífero) en los Andes de Mérida. Supone que El Baúl representa la fase final de actividad ígnea regional y sugiere que las rocas graníticas son intrusivas en la serie metasedimentaria (Feo-Codecido, 1954).

Emile Rod en 1955 publica su hallazgo de trilobites, definiendo a la Formación Mireles del Paleozoico, separándola del resto de las rocas metasedimentarias sin diferenciar, que a su vez las correlaciona con la Formación Carrizal. Posteriormente, Black en 1956 introduce el nombre de Guacamayas para las rocas volcánicas, e indica que las rocas de Mireles son de bajo grado metamórfico (Rod, 1955).

Laforest (1955) interpreta el alto de El Baúl como una proyección del Escudo de Guayana y lo describe como una zona de bisagra levantada, frontera de las mayores cuencas sedimentarias de Venezuela y también relaciona el levantamiento de El Baúl con el levantamiento de Paraguaná haciendo énfasis en la expresión geomorfológica del cuello de la península.

Martín Kamen Kaye en 1956 realiza interpretaciones regionales que apoyan a Engleman (1935) incluyendo el área de Barquisimeto - El Baúl, como una zona de bisagra alineada de arcos levantados, que sirve de frontera para la cuenca Oriental. Manifiesta que la línea de bisagra aporta como factor geomorfológico, el paralelismo del lineamiento con los ríos y caños del área, (ver figura 2) (Kaye, 1956).

En 1958, la empresa Hunting Technical and Exploration Services Limited (HTESL), realiza un reconocimiento aeromagnético del área de El Baúl-Apure, recabando información que permite interpretar la topografía del basamento.

La empresa Creole Petroleum Corporation en consorcio con otras seis empresas, en 1959, realiza una reinterpretación de los resultados aeromagnéticos realizados el año anterior por la HTESL (CPC, 1959).

región de El Baúl, a través de la cartografía de todo el macizo a escala 1:40.000, identificando diversas unidades reunidas en los siguientes grupos de rocas: graníticas (Granito Alcalino de El Baúl), volcánicas (Grupo Volcánico de Guacamayas) y metasedimentarias (Grupo El Barbasco). Algunas de las cuales podrían ser utilizadas como materiales de construcción y en la minería, (Bellizzia, 1961).

Foster Smith en 1962, compila un mapa geológico-tectónico del norte de Venezuela en donde representa por primera vez, las profundidades del basamento cristalino, visualizándose el arco de El Baúl. Además al norte de El Baúl, delimita el arco terminándolo con la falla (normal) de Guarumen, (Smith, 1980).

En 1963, geólogos de la empresa Creole Petroleum Corporation (CPC), en un mapa geológico a escala 1:100.000, integran la información previa de mapas y fotogeología, donde resaltan la ubicación de unos pequeños cuerpos dispersos de rocas ígneas en los alrededores de Hato Mercado y laguna de Jobero, al noreste y noroeste respectivamente del macizo de El Baúl, que corresponden a una extensión de los granitoides de este macizo, (CPC, 1963).

1.4.3 Trabajos de los años 1970-2000

Miller y Martínez (1972), comentan que las areniscas transgresivas de la Formación La Pascua, descansan sobre rocas del basamento en los flancos del arco de El Baúl. En un perfil a lo largo de la carretera de El Baúl a Tinaco, muestran una serie de resultados provenientes de perforaciones en el lado norte del arco, en donde se puede apreciar un horst delimitado por la falla normal de Guarumen y otra falla normal buzando al sur, lo que explicaría la presencia de los cuerpos de rocas ígneas (todavía no estudiados) al norte de el macizo, (ver figura 3).

En el mapa geológico de Venezuela a escala 1:500.000, compilado por Bellizzia *et al.* (1976), aparece la cartografía del macizo de El Baúl. Además el mapa incluye las curvas de profundidad de tope de basamento, por lo cual también se nota la forma del Arco de El Baúl.

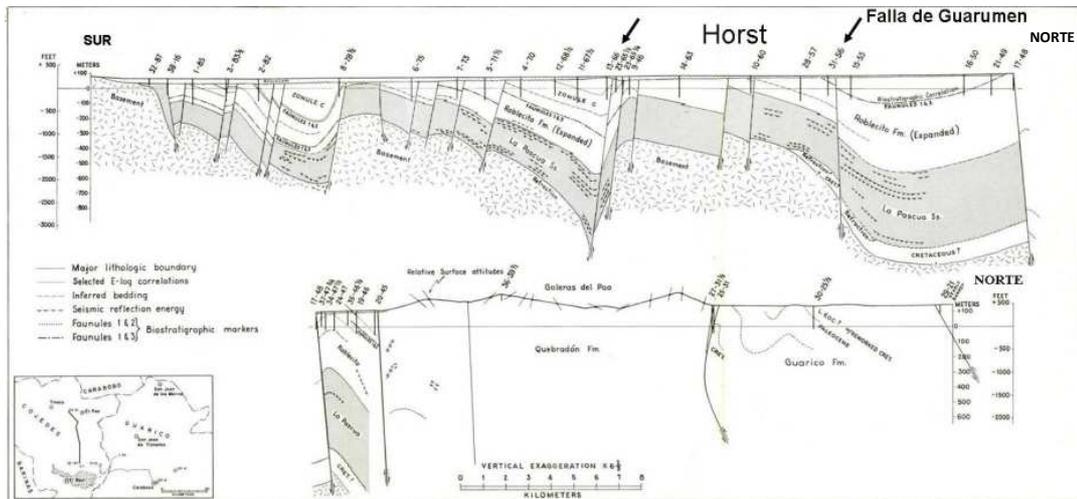


Figura 3. Perfil a lo largo de la carretera de El Baúl-Tinaco, donde se observa un horst, delimitado por la falla normal de Guarumen y otra falla normal buzando al sur (Miller y Martínez, 1972), tomado de Viscarret & Urbani (2008).

En un estudio de prospección de uranio, Escalona (1977), comenta que las características litológicas y texturales de la Formación La Pascua, acuñada en el área del macizo de El Baúl, es indicativo de ambientes favorables para la formación de depósitos de uranio y recomienda revisar y evaluar la geología de esta formación, tanto, a través de registros de pozos exploratorios, como en superficie.

Foster Smith, en 1980, integra la información del basamento de todas las cuencas sedimentarias de Venezuela, en especial para exploración de hidrocarburos paleozoicos en el sur de Guárico. Clasifica el basamento cristalino en tres provincias, a saber: cratón Precámbrico, basamento Paleozoico y basamento Mesozoico. Elabora un mapa de profundidades del basamento del norte de Venezuela a escala 1:2.000.000 en donde se exhiben las fallas mayores y contornos con intervalos de 5.000 pies, así como también la delimitación del arco del macizo y su abrupta terminación al norte de El Baúl con una falla normal, (ver figura 4). Además se observan un buen número de pozos exploratorios cercanos al macizo de El Baúl (Smith, 1980).

Smith (1980), el norte de El Baúl lo delimitan terminándolo con la falla normal de Guarumen, (ver figura 5).

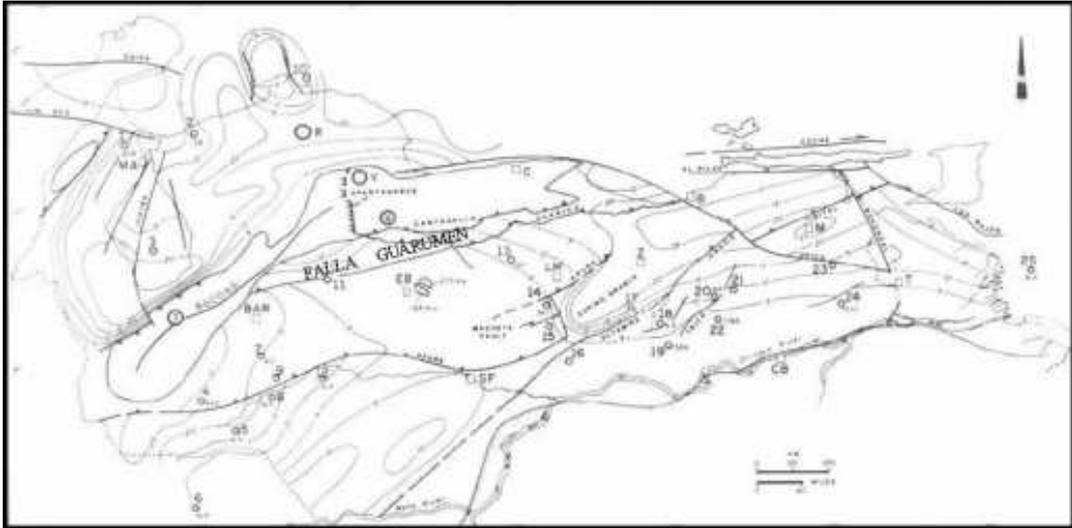


Figura 5. Mapa de basamento de Venezuela en donde se observa la expresión noreste-suroeste de la falla normal de Guarumen al norte del El Baúl (Feo-Codecido *et al.*, 1984).

En un resumen de actividades de exploración de uranio realizado por Sifontes, et al., en 1985, se manifiesta la región de El Baúl, representa una provincia geoquímica uranífera. Sin embargo, ningún tipo de roca, en especial las graníticas y las volcánicas forman por si solas una mena de dicho elemento y algunas acumulaciones podrían encontrarse en los sedimentos adyacentes.

En 1985 la geóloga Emira Cabrera, presentó un resumen de la configuración del basamento de Los Llanos venezolanos, ver figura 6. Se marca la interrupción del El Baúl por la depresión causada por los graben de Espino y Apure-Mantecal, ubicando al norte el graben de Guarumen. Se mantiene El Baúl como una barrera divisoria entre la cuenca de Guárico al este y la cuenca Barinas - Apure al oeste.

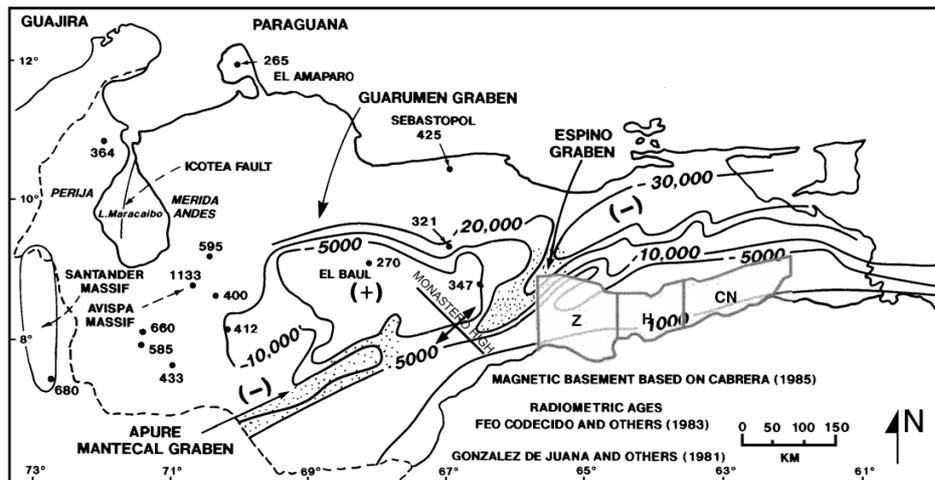


Figura 6. Mapa de basamento de Venezuela que muestra los graben de Espino-Apure-Mantecal interrumpiendo al Arco de El Baúl y la falla de Guarumen al norte del macizo. Según Cabrera (1985), tomado de Viscarret & Urbani (2008).

Kiser y Bass (1985), interpretan los resultados de un levantamiento aeromagnético de alta resolución, volado sobre Venezuela en 1981, permitiendo una interpretación más confiable de la configuración estructural del arco de El Baúl. Con la finalidad de abrir nuevas perspectivas en la búsqueda de crudos livianos-medianos en las cuencas adyacentes. Los autores Kiser y Bass (1985) ratifican a El Baúl, como la estructura que separa la cuenca Barinas-Apure de la cuenca Oriental de Venezuela, alineando dicha estructura con los pueblos de San Carlos, El Baúl y San Fernando de Apure (Kiser y Bass, 1985).

Según Kiser y Bass (1985), mencionan la elevación del arco durante el Aptiense-Albiense con un levantamiento pronunciado y profunda erosión, a principios del Terciario. Por otro lado, el acuñamiento de las formaciones Roblecito y La Pascua reflejan la presencia del arco, el cual se hunde de nuevo durante la transgresión Eoceno Tardío-Oligoceno (Kiser y Bass, 1985). Se considera que El Baúl empezó a levantarse de nuevo, durante el Mioceno Temprano (Kiser y Bass, 1985).

Bruno Blin en 1989, estudia la geodinámica de Serranía del Interior, incluyendo el flanco norte del macizo de El Baúl. Presenta una sección estructural del área de Los

Llanos y menciona el relieve estructural del arco de El Baúl y el acuñaamiento erosional del Cretácico en el flanco norte, en donde también se puede apreciar un horst delimitado al norte por la falla normal de Guarumen, lo que según el autor, explica la presencia de los pequeños cuerpos de rocas ígneas a 25 km al norte del macizo (Blin, 1989).

El geólogo Felipe Audemard en 1991, a partir del estudio de líneas sísmicas, sugiere que los sedimentos del Cretácico no cubrieron completamente el arco de El Baúl y que en el Oligoceno estaba completamente enterrado. Manifiesta que el origen podría ser explicado por la carga flexural de la porción oeste de la Cordillera de la Costa (Audemard, 1991).

El geólogo colombiano Guillermo Ujueta, en 1993 publica un trabajo sobre los arcos y lineamientos de dirección noroeste-sureste en las cuencas subandinas de Venezuela y Colombia. Determina la presencia de un grupo de fracturas con tendencias noroeste-sureste, que han sido reactivadas en diferentes épocas y referidas a los alineamientos. Menciona longitudes desde 400 km hasta 1.200 km. Opina que hay una directa conexión entre los lineamientos del cratón de Guayana y los altos estructurales con tendencia noroeste y sureste en las cuencas subandinas de Venezuela y Colombia (Ujueta, 1993).

En los años 1993, 1996 y 2000, Adolfo Portilla menciona los arcos Arauca, Mérida y El Baúl, como estructuras regionales exploradas a través de análisis de perfiles sísmicos de alta resolución. Menciona que El Baúl controla la sedimentación, desde el Oligoceno hasta el Pleistoceno, en las cuencas adyacentes y que existen secuencias sedimentarias continuas desde el Cretácico Tardío hasta el Pleistoceno, que se han depositado sobre el arco. Presenta el arco como una unidad tectónica-estratigráfica levantada en el Cretácico Tardío-Eoceno temprano hasta posiblemente finales del Eoceno, para luego ser sumergido durante el Oligoceno temprano-Mioceno y finalmente levantarse durante el Mioceno medio al Pleistoceno (Portilla, 1993, 1996, 2000).

1.4.4 Trabajos de los años 2002-2011

En el año 2002, Elcy Ceballos y Manuel Molina estudian la Formación Mireles y determinan un metamorfismo regional de bajo grado, correspondiente a la facies de la prehnita-pumpelita. Comentan que una parte del Cerro Tirado perteneciente al Grupo Volcánico de Guacamayas, corresponde a la Formación Mireles (Ceballos y Molina, 2002).

Urbani 2004, señala a El Baúl, como un lineamiento de unos 480 km de longitud con rumbo N56°O, que cruza Los Llanos venezolanos desde San Carlos, estado Cojedes, hasta el río Caura, estado Bolívar. Comenta que posiblemente se ha formado debido a la existencia en el subsuelo de una o más fallas inversas ciegas. Esta estructura podría ser el límite actual nororiental de un posible bloque estructural El Baúl, con un límite norte y noroeste en la falla de Guarumen (Urbani en 2004).

En la última década, Viscarret y Urbani (2005), han generado un sistema de información geográfica de los afloramientos de El Baúl, actualizando la nomenclatura de las unidades geológicas (Urbani, 2005) y realizando una datación en circón de rocas volcánicas y plutónicas del macizo (Viscarret & Urbani, 2008). En estos trabajos se evidencian la ocurrencia de al menos dos eventos plutónicos, uno Cámbrico (Granito de Mogote), otro Pérmico (Granitos Piñero y Mata Oscura) y un evento volcánico datado como el más reciente (Pérmico), y en la interpretación consideran que la geología de El Baúl es afín a la geología de los Andes de Mérida (Viscarret & Urbani, 2008).

Más recientemente Viscarret y Urbani 2008 plantean nuevas hipótesis sobre la evolución del macizo y presentan recomendaciones sobre la actualización de la nomenclatura según las normas de unidades litodémicas presentes en el trabajo (Urbani, 2005; Viscarret y Urbani 2008; Viscarret, 2009).

Hackley *et al.* (2005), generan un mapa geológico de Venezuela a escala 1:750,000, donde actualizan la nomenclatura a unidades litodémicas de El Baúl, según proposición de Urbani (2005), (ver figura 7).

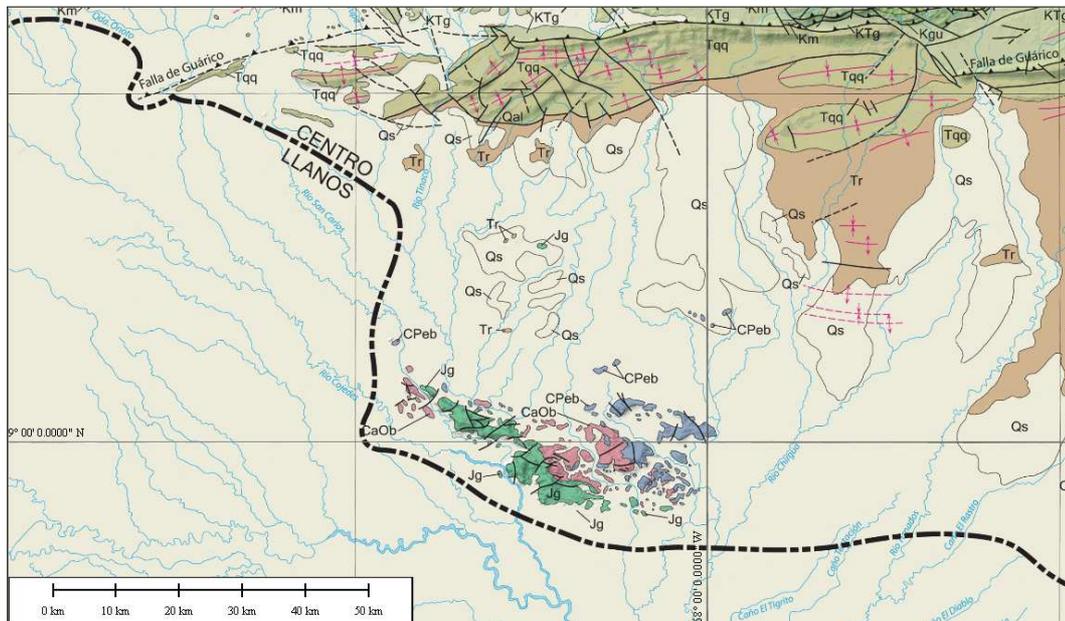


Figura 7. Fragmento de mapa geológico de Venezuela que incluye el área del macizo El Baúl. (Hackley et al 2005). CPeb: Asociación Granítica El Baúl; Carbonífero a Pérmico; CaOB: Asociación Metasedimentaria Barbasco; Cámbrico a Ordovícico; Jg: Asociación Volcánica Guacamayas; Jurásico; Qs: Aluvión; Pleistoceno a Holoceno.

Patxi Viscarret y Franco Urbani en 2008, realizan una retrospectiva de los estudios geológicos del macizo de El Baúl, en el estado Cojedes, en donde se mencionan las primeras referencias del área, realizadas por Karsten (1958) hasta el 2009.

Ídem en 2009, publican cinco nuevas edades U-Pb en circón obtenidas con el método SHRIMP-RG. Las nuevas edades son: Riolita de El Corcovado: $286,4 \pm 2,8$ Ma y Riolita de La Segoviera: $283,3 \pm 2,5$ Ma, es decir, Pérmico Temprano, ambas de la Super-Asociación Guacamayas. Para la Asociación Granítica El Baúl se obtuvieron edades para el Granito de Piñero ($289,0 \pm 2,9$ Ma) y el Granito de Mata Oscura ($294,1 \pm 3,1$ Ma), resultando ambas del Pérmico Temprano, mientras que el Granito de Mogote ($493,8 \pm 5,2$ Ma), resultó del Cámbrico Tardío. Estas nuevas edades

permiten interpretar que el macizo de El Baúl forma parte de un cinturón Paleozoico de rocas ígneas y metamórficas, con características más afines a la geología conocida de la Cordillera de los Andes de Mérida y la Costa, que al escudo de Guayana. Además no parece comportarse como un "Arco" que va desde el cratón de Guayana hasta la península de Paraguaná, como se interpretó previamente (Viscarret *et al.*, 2009).

Viscarret (2009) presenta resultados petrográficos, geoquímicos y geocronológicos, proponiendo un modelo evolutivo para el macizo de El Baúl. Se determinaron los grupos de rocas que comprenden las unidades de El Baúl. La Asociación Granítica El Baúl: Granito de Mogote, Granito de Mata Oscura 1, Granito de Mata Oscura 2, Granito de Piñero y Granito de Piñero alterado, además de los intrusivos tardíos. Las rocas volcánicas están integradas en la Super-Asociación Guacamayas, y comprende la Asociación Latítica El Peñón; y la Asociación Riolítica Teresén. Las rocas metasedimentarias comprenden la Filita de Mireles y la Asociación Metasedimentaria El Barbasco.

Finalmente Viscarret *et al.*, 2009 obtuvieron nuevas edades U-Pb en circón con el método SHRIMP-RG. Encontrándose que el Granito de Mogote, es sintectónico respecto a la orogénesis Tacónica. Los granitoides del Pérmico temprano están controlados por el evento Apalachiano junto con las volcánicas de Guacamayas, por lo que ambos pueden ser parte del mismo evento ígneo, emplazados a diferentes niveles corticales. El magmatismo responsable de la formación del Granito de Piñero, Granito de Mata Oscura, Sienita, Riolita de La Segoviera y Riolita de El Corcovado, se genera a finales de este evento tectónico (Viscarret *et al.*, 2009).

Las nuevas tendencias gravitacionales mencionadas por Orihuela *et al.* (2010), obtenidas a partir de datos satelitales, hacen énfasis en la importante expresión gravitacional de El Baúl en el centro de Venezuela, y describen una posible expresión gravitacional de El Baúl, bajo el subsuelo del estado Anzoátegui. Destacándose la expresión gravitacional del macizo entre las cuencas Barinas-Apure y Oriental, que se

evidencia por un significativo alto de gravedad que rompe la continuidad lateral entre las cuencas antes citadas, expresando escaso desarrollo sedimentario. Estos estudios de gravimetría satelital, afirman que el macizo El Baúl, es la cúspide expuesta de un alto estructural de basamento con forma domica, de manera que Viscarret *et al.* (2010) considera que más bien debe hablarse de “Alto de El Baúl”, en sustitución de “Arco” de El Baúl.

Orihuela *et al.* (2010), menciona la extensa franja de anomalías positivas asociadas al Alto de El Baúl, destacando una anomalía negativa de geometría circular rodeada de las anomalías positivas de mayor amplitud de Los Llanos venezolanos. El extremo oriental del alto de El Baúl presenta una hendidura representada por una franja de anomalía gravimétrica negativa de orientación NE-SW en la ubicación donde se identifica localizado el Graben de Espino (Orihuela *et al.*, 2010). De igual manera, se menciona la posible relación de las anomalías positivas de El Baúl con las de la Provincia de Imataca, con posible prolongación hasta el Delta y expansión dentro de las anomalías positivas características de la corteza oceánica del Océano Atlántico (Orihuela *et al.*, 2010).

Respecto a los resultados magnéticos, Orihuela *et al.* (2010) menciona que en las Cuenca Barinas-Apure y Oriental se observa una alineación de bajos de anomalías magnéticas en dirección N70°E, esta zona constituye una franja de anomalías magnéticas de gran relevancia que divide el territorio en sentido NE-SW que se extiende desde Los Andes Colombianos al sur, hasta el Delta del Orinoco, al este. La respuesta magnética del Alto del Baúl, se puede asociar a dos anomalías positivas, sub paralelas seccionadas por un bajo magnético de carácter regional alineadas con la franja de de bajos magnéticos mencionada (Orihuela *et al.*, 2010).

Según los últimos resultados a partir de estudios gravimétricos y magnéticos de origen satelital, la orientación preferencial de las anomalías de El Baúl es aproximadamente N45°E (Tabare y Orihuela, 2011). La orientación preferencial NO-SE, tradicionalmente atribuida a las estructuras de El Baúl es válida y relacionada a la

topografía del tope basamento, contrastando con la dirección de los contornos asociados a los mapas de anomalía gravimétrica y magnética, que en ambos casos corresponden a una orientación N45°E, con expresiones de anomalías gravimétricas y magnéticas claras, debidas a una antirraíz de basamento asociado a El Baúl. La orientación de El Baúl descrita, corresponde con la misma orientación de la orogénesis herciniana en el Paleozoico tardío (Tabare y Orihuela, 2011).

Según Tabare y Orihuela (2011), los valores de profundidad máxima de Moho bajo El Baúl de 35 km, lo que parece indicar una especie de alto de manto o adelgazamiento cortical en la región. Por otro lado la discontinuidad corteza inferior – superior propuesta para El Baúl en este trabajo es aproximadamente -19 km. Se propone un modelo cortical con una discontinuidad asociada a una posible diferenciación entre el basamento Paleozoico asociado a El Baúl al norte y los terrenos precámbricos del Cratón de Guayana al sur, marcados por la falla de Apure. El comportamiento de la anomalía magnética, incorpora componentes que reflejan posibles campos remanentes producto de flujos de calor en la corteza inferior, que pueden relacionarse con el adelgazamiento de corteza mencionado (Tabare y Orihuela, 2011).

CAPITULO II

MARCO GEOLÓGICO

2.1 REGIÓN CARIBE

La región Caribe se encuentra ubicada al norte de Sur América, y se encuentra estrechamente ligada a la presencia de la placa Caribe. Esta región, se vincula también con la evolución tectónica del norte de sur América.

Dentro de las principales provincias tectónicas de la región Caribe, deben mencionarse: La Cuenca de Venezuela, Cuenca de Colombia, Alto de Beata, Alto de Nicaragua, Cuenca de Granada, Alto de Aves, Fosa de Caimán, Arco de las Antillas Menores, Faja de deformación sur Caribeña, identificables en la figura 8.

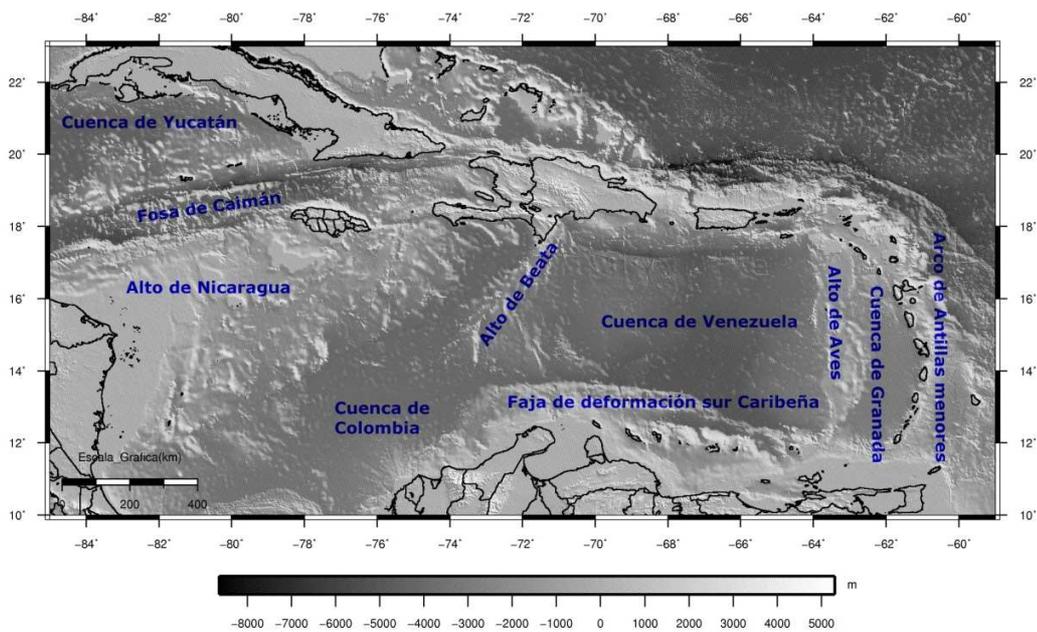


Figura 8. Ubicación de Cuencas y Accidentes Geográficos de la región Caribe. Modelo digital de terreno realizado a partir de datos SRTM30 versión 6 Plus de Becker (2009).

2.2 PLACA CARIBE

La Placa Caribe es considerada una placa litosférica con una superficie de 3,2 millones de km², limitada al norte y al este con la Placa Norteamericana, al sur y al

este con la Placa Suramericana, y al oeste con la Placa de Cocos y de Nazca a través de la zona de subducción de Centroamérica, (ver figura 9). En la actualidad, la placa Caribe se desplaza con un movimiento dextral respecto a Suramérica (Weber *et al.*, 2001).



Figura 9. Límites de la placa Caribe. (Blanco, 2010)

Tradicionalmente la evolución tectónica de la Placa del Caribe ha sido conceptualizada a partir de la separación de Pangea. De acuerdo a esto, existen dos posiciones respecto al origen y evolución de la Placa del Caribe, que datan su separación a fines del Cretácico o comienzos del Paleoceno. Debido a la complejidad de esta región muchos investigadores han realizado una gran cantidad de estudios para justificar la presencia de Caribe, en este sentido, algunos científicos, defiende que Caribe corresponde a un enorme “PLATEAU” originado en el punto caliente de Galápagos, a una distancia de aproximadamente 4.000 km de su posición actual (Kerr *et al.*, 1999; Kerr y Tarney, 2005).

Así mismo, un grupo de científicos presenta un modelo que justifica la evolución de Caribe, con un juego complejo de zonas de subducción que apoya la idea de que el Caribe se formó en alguna región del Pacífico y luego derivó a su actual posición entre las Américas, con la posible participación del punto caliente de Galápagos

(Pindell y Erikson, 1994; Ross y Scotese, 1988; Pindell y Barrett, 1990; Stephan *et al.*, 1990; Pindell y Kennan, 2001; Kerr y Tarney, 2005; Pindell *et al.*, 2006).

Adicionalmente, otro grupo de científicos considera que no hace falta un punto caliente para explicar el origen del Caribe, por lo que proponen la intervención de una dorsal oceánica en su génesis, asumiendo un modelo intra-América que supone la formación de la placa del Caribe entre las dos Américas, a una distancia aproximada de 1000 km de su posición actual (Frisch *et al.*, 1992; Meschede *et al.*, 1997; Meschede y Frisch, 1998).

Los modelos presentados en los dos párrafos anteriores, correspondientes a un “Origen Pacífico” de Caribe presentado por Pindell y Barrett (1990) y a un origen “intracortical Americano” propuesto por Meschede y Frisch (1998).

2.3 INTERACCIÓN CARIBE - SURAMÉRICA

El margen sur del Caribe y el continente Suramericano ha sido interpretado como el límite de interacción de placas Caribe - Suramérica (Molnar y Sykes, 1969). La complejidad del borde norte de Suramérica resulta de una convergencia oblicua entre ambas placas, (ver Figura 10) (Pérez y Aggarwal, 1981; Russo y Speed, 1992), en donde esfuerzos transpresionales han causado plegamientos, cabalgamientos y hundimientos corticales (Erllich y Barrett, 1990).

El movimiento relativo de la Placa Caribe con respecto a la Placa Sudamericana es de 12,7 mm/a en la dirección 86,48° y el de la Placa Sudamericana con respecto a la Placa Caribe es de 14,2 mm/a en la dirección 270,48°(Audemard *et al.*, 2000).

La interacción entre las placas del Caribe y Suramericana ha generado cuencas y fajas de corrimiento a lo largo del frente de deformación en toda la línea de costa de Venezuela; las primeras se originaron en el oeste de Venezuela y las más recientes se ubicaron hacia el este. Durante esta interacción, se han formado dos cuencas antepaís importantes, como son la Cuenca Barinas-Apure y la cuenca Oriental (Izarra *et al.*, 2005). En ese sentido, el margen Norte de Sur América hacia la zona central de

Venezuela está representado por un complejo número de cinturones de deformación orientados en dirección este oeste, producto de la zona de cizalla dextral de tendencia oeste-este. Representándose a través de cuatro sistemas de fallas principales de carácter regional.

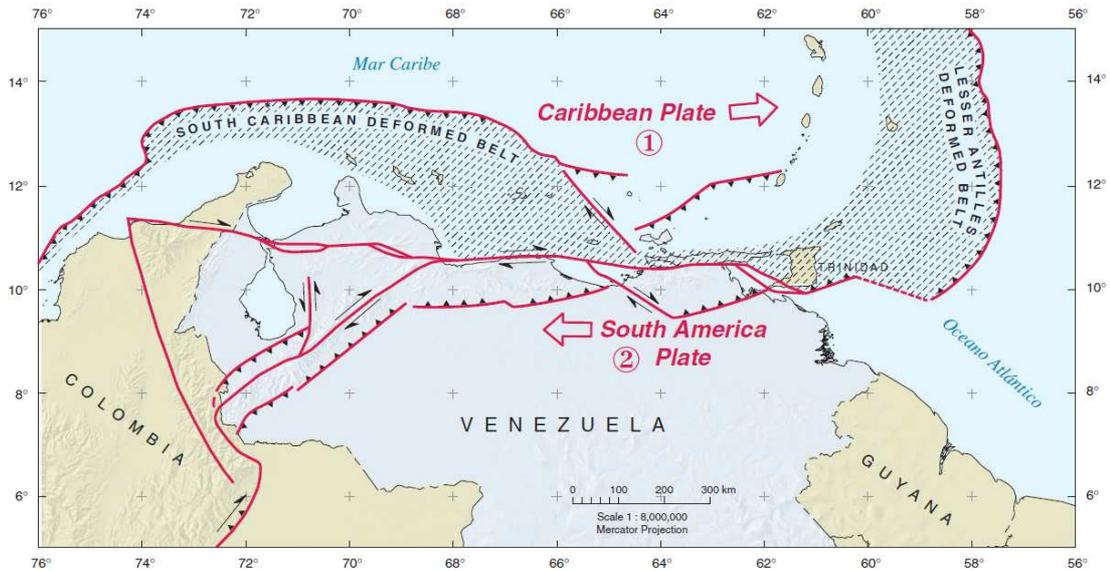


Figura 10. Esquema de límites de placas para Venezuela. (Tomado y modificado de Audemard *et al.*, 2000).

El principal sistema de fallas con una componente transcurrente predominante, es conocido como el sistema de fallas de San Sebastián - El Pilar, que se inicia en el extremo norte de la falla de Boconó (Schubert, 1984), en la costa del Caribe venezolano hasta la cuenca de Cariaco, en donde inicia el trazo de El Pilar. Más al sur de la falla de San Sebastián se encuentra la zona de fallas de La Victoria, que tiene una orientación aproximada suroeste-noreste y una longitud de aproximadamente 300 kilómetros (Bellizzia y Dengo, 1990), lo cual puede observar en el mapa de la figura 11).

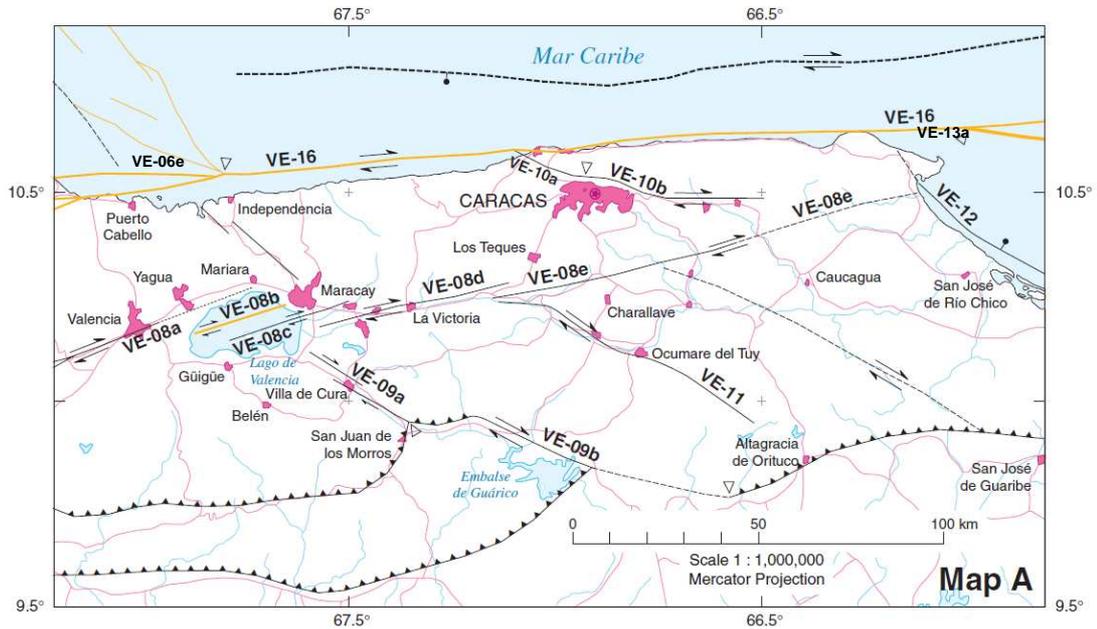


Figura 11. Mapa de fallas cuaternarias de Venezuela, zona nor-central. VE-16: Falla de San Sebastián, VE-08a, b, c, d y e: Sistema de fallas de La Victoria. VE-13a: Falla el Pilar costas afuera. VE-06e: Sistema de fallas de Boconó (Sección norte), (Tomado y Modificado de Audemard *et al.*, 2000).

2.4 PROVINCIAS TECTÓNICAS DEL CENTRO-NORTE DE VENEZUELA

Las principales provincias tectónicas de Venezuela, se encuentran representadas en gran parte por el Sistema Montañoso del Caribe en la región noroccidental de Sudamérica. Este sistema, forma una extensa cadena montañosa con tendencia este-oeste que se extienden desde Colombia hasta la Isla de Tobago y norte de Trinidad (Bellizzia y Dengo, 1990). Posee un tramo sumergido el cual forma una serie de islas al sur del Mar Caribe, las cuales son las Antillas de Sotavento.

El sistema montañoso del Caribe, se encuentra conformado por una serie de unidades tectónicas generadas por la superposición de varios cinturones orogénicos. De norte a sur, los cinturones orogénicos o napas de la región central de Venezuela son representados por el sistema montañoso Caribe, (ver figura 12) (Bellizzia y Dengo, 1990; Urbani, 2008).

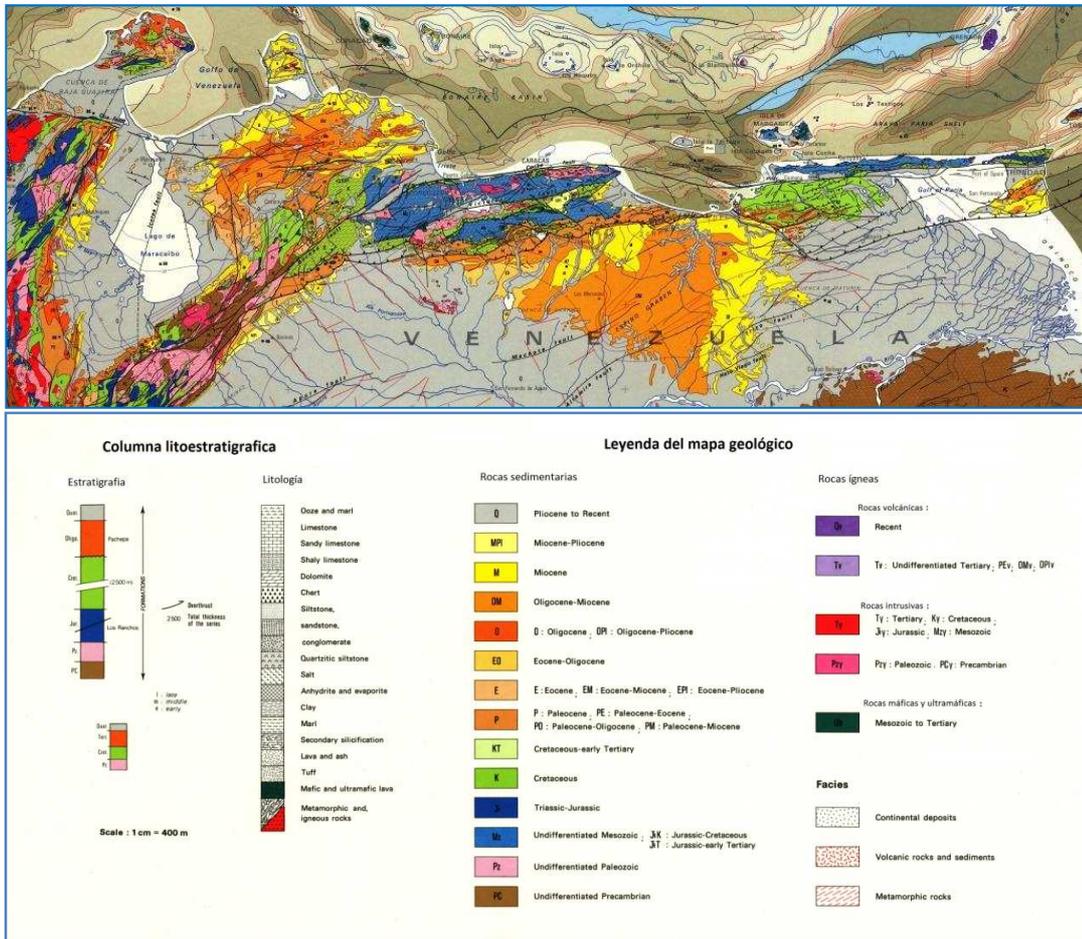


Figura 12. Mapa geológico - tectónico esquemático del norte de Venezuela donde se muestran los principales cinturones de deformación (tomado y modificado de Mascle *et al.*, 1990).

2.4.1 Cordillera de La Costa

La Cordillera de La Costa constituye aproximadamente las tres cuartas partes del sistema montañoso Caribe (Bellizia y Dengo, 1990). Se formó durante la colisión de la placa del Caribe con la parte norte-centro de Venezuela en el Eoceno Medio, y está limitada al norte con la Falla San Sebastián y al sur con la faja Caucaagua - El Tinaco (Schmitz *et al.*, 2008).

Según la última actualización de nomenclatura de las unidades tectónicas ígneo-metamórficas del norte de Venezuela realizada por Urbani 2008, la Cordillera de la Costa se subdivide en napas de la siguiente manera:

2.4.1.1 Napas de la Serranía del Litoral

- *Napa costera (Melange cretácico)*: Constituida en los estados Yaracuy, Carabobo, Aragua, Vargas, Distrito Capital y Miranda por las rocas de la Asociación Metamórfica La Costa (Cretácico).

Se encuentra conformada por la super-asociación La Costa, con el complejo Nirgua y complejo Tacagua como unidades mayoritarias. Las unidades minoritarias las conforman el mármol de Antimano, esquisto verde de Agua Viva, peridotita serpentinizada de La Bimba, metamórficas de El Guayabo y serpentinitas sin nombre formal (Urbani, 2008).

Napa Ávila (Paleozoico con una unidad proterozoica): Constituida por la super-asociación Ávila conformado por el complejo San Julián, unidades plutónicas graníticas (gneis, metagranitos y augengneis) y unidades plutónicas intermedias (metaígneas y metadioritas), (Urbani, 2008).

- *Napa Caracas (Paleozoico – Mesozoico)*: Conformada por la asociación metasedimentaria Caracas, asociación metamórficas Los Cristales, Gneis Sebastopol, y serpentinitas sin nombre formal (Urbani, 2008).

2.4.1.2 Serranía del Interior

- *Napa Caucahua - El Tinaco (Proterozoico – Mesozoico)*: Esta unidad está delimitada al norte por la falla de La Victoria y al sur por la falla de Santa Rosa. Se encuentra constituida por el complejo El Tinaco (Gneis de la aguadita y esquisto de Tinapu) y unidades no agrupadas en asociaciones, identificadas por su aparición de este a oeste en Urbani (2008).
- *Napa Villa de Cura (Jurásico – Cretácico)*: Es un bloque alóctono originado probablemente al norte de su actual ubicación como parte de un arco de islas emplazado durante el Cretácico tardío al Paleoceno (Bellizzia y Dengo, 1990, Smith *et al.*, 1999). Es una unidad volcánica con una extensión de 280 kilómetros de longitud por 25 de ancho (González, 1969). Se encuentra

limitada al sur por la falla de Cantagallo y por la falla de La Puerta (Konigsmark, 1965; Jarvis, 1964).

Se encuentra constituida por una napa septentrional con asociaciones Metavolcanosedimentarias, Metatobas, Metalavas y de Granofel. Y por otro lado por una napa meridional, representada por la asociación ígnea San Sebastián, Volcánicas de las Hermanas, Volcánicas de Tiramuto, Ultramáficas de Apa, Ultramáficas de Chacao, Gabro de Cantagallo, Diorita Piroxenica de Platillon y Diorita hornblendica, (Urbani, 2008).

- *Napa Loma de Hierro (Cretácico)*: Esta unidad se presenta en contacto con la napa de Caucagua - El Tinaco a lo largo del sistema de fallas de Santa Rosa (Gonzales, 1969), se encuentra en una estrecha zona de alrededor de 200 km de longitud, el rumbo de la unidad este-oeste hasta el centro del área de Carabobo oriental, donde vira al suroeste (Menéndez, 1966). En la base se presentan las Ofiolitas de Loma de Hierro (Ostos, 1990), posteriormente se presenta una secuencia que consiste de brechas volcánicas básicas, tobas y almohadillas de lavas, a continuación una delgada capa de lavas basálticas y finalmente una cobertura sedimentaria (Ostos, 1990).

La constituyen principalmente el complejo Ofiolítico de Loma de Hierro (Metalava, Metagabro y Metaultramáficas) y otras unidades (Filitas, Volcanosedimentarias y Serpentinitas), (Urbani, 2008).

2.5 EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DEL NOROESTE DE VENEZUELA

La evolución geodinámica del norte de Venezuela, ha sido explicada por numerosos autores, la mayoría de ellos coinciden en que al menos 4 fases se pueden distinguir en la geodinámica norte de Venezuela (Parnaud *et al.*, 1995).

2.5.1 Pre-apertura continental (pre-rift)

Generada durante el paleozoico. Constituida por una mega secuencia desarrollada antes de la extensión, que tuvo lugar durante el paleozoico. Los litotipos son rocas

sedimentarias, metas sedimentarias y meta ígneas de edades Precámbricas y Paleozoicas. Los terrenos precámbricos, forman parte en su mayoría del basamento al sur de la falla de Apure. (Feo-Codecido *et al.*, 1984; Ostos, 1990; Yoris y Ostos, 1997).

2.5.2 Apertura continental (rift)

La mega secuencia de rifting se desarrolló durante el jurásico y cretácico. Afectó el margen norte de Suramérica, cuando América del norte fue separada de Godwana. Es representada por la parte más antigua del jurásico, rocas volcánicas de Tinaco en las montañas de Perijá, y las volcánicas de Guacamayas en el levantamiento del El Baúl (Feo-Codecido *et al.*, 1984). Fue creada la corteza oceánica de protocaribe al norte.

En la región continental de Venezuela, la apertura del proto-Caribe, trajo como consecuencia el desarrollo de valles de extensión o grábenes con dirección noreste, que incluyen los grabenes de Los Andes, Perijá, Apure-Mantecal, Espino, y el ubicado en el Lago de Maracaibo (Yoris y Ostos, 1997).

2.5.3 Margen Pasivo

Esta megasecuencia se formó entre el Cretácico y Paleógeno en tres fases transgresivas de sedimentación, en el margen norte de Suramérica, caracterizado por una plataforma continental estable, limitada al sur por el Cratón de Guayana y un océano abierto hacia el norte. Permitió la acumulación de tres a cuatro kilómetros de rocas predominantes marino clásicas generadas por cambios eustáticos. Varias formaciones de la cuenca oriental de Venezuela indican las distintas fases transgresivas (Feo Codecido *et al.*, 1984).

2.5.4 Cuenca Antepaís (Colisión oblicua)

La secuencia de margen pasivo termina en el Oligoceno con la colisión oblicua de la placa Caribe y placa Suramérica, esta colisión se desarrolló de oeste a este desde el Oligoceno hasta el Mioceno generando el cinturón de sobrecorrimiento de la

Cordillera de la Costa, la cuenca antepaís de Guárico, en la zona central; el cinturón de sobrecorrimiento de la Serranía Interior y la cuenca antepaís, hacia el este de Venezuela (Parnaud *et al.*, 1995).

2.6 BASAMENTO DE VENEZUELA

Foster Smith, en 1980, integra la información del basamento de todas las cuencas sedimentarias de Venezuela y elabora un mapa de profundidades del basamento del norte de Venezuela que se muestra en la figura 13.

Feo-Codecido *et al.* (1984) a partir de los datos de basamento integrados por Foster Smith en 1980, clasifica el basamento de Venezuela como un complejo de rocas ígneas y metamórficas, a través de información de pozos y de geología de superficie, en tres unidades geográficas, un cratón Precámbrico al sur, un cinturón intermedio de edad Paleozoico, y un borde de rocas alóctonas de edad Mesozoico a Terciario, relacionado con el emplazamiento de la placa Caribe.

Yoris y Ostos (1997) describen los terrenos Precámbricos como parte del basamento de las cuencas sedimentarias al sur de la falla de Apure. Esto ocurre debido a los procesos tectónicos sufridos por el norte de la placa sudamericana a lo largo de su historia, clasificándose en terrenos autóctonos y alóctonos. Por otro lado Yoris y Ostos (1997) atribuyen la edad del basamento de la cuenca Oriental al Precámbrico, como una posible extensión de la Provincia de Imataca.

Los terrenos Paleozoicos en Venezuela pueden clasificarse según Yoris y Ostos (1997) en rocas alóctonas y autóctonas. Según Feo-Codecido *et al.*, (1984), los terrenos autóctonos se encuentra solamente infrayacente de las cuencas Barinas-Apure y Oriental, y al sur de la falla de Apure. Debido a la acreción del alóctono del Paleozoico superior contra el inferior, se identifican rocas graníticas, que se evidencian por las rocas presentes en la región de El Baúl de edad pérmico, y las de edad carbonífero en las cuencas Oriental, Maracaibo y Barinas-Apure (Yoris y Ostos, 1997).

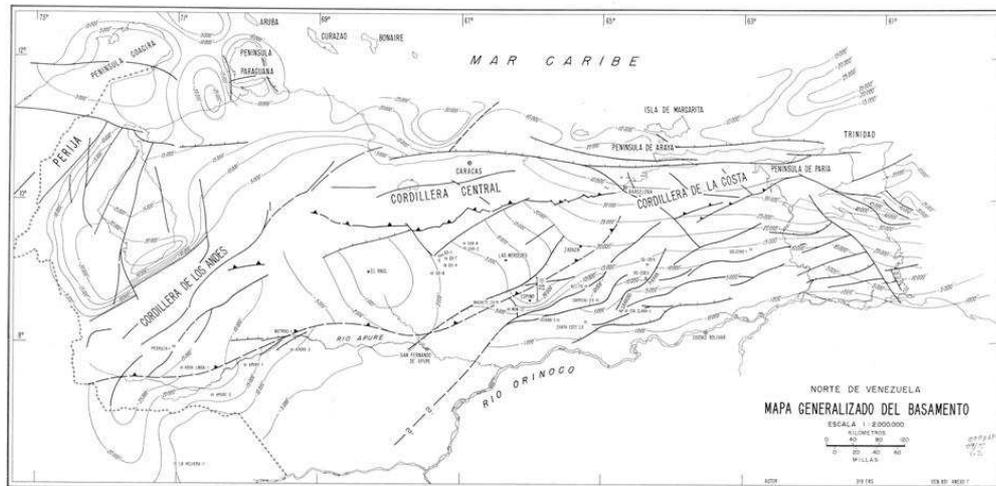


Figura 13. Mapa de basamento del norte de Venezuela, en donde se observan las principales estructuras entre ellas El Baúl, tomado de Shith (1980).

La Cuenca Oriental de Venezuela, se extiende hasta la subcuenca de Guárico, donde forma una secuencia prerift asociada al sistema Jurásico que conforma el graben de Espino. Los plegamientos antepaís paleozoicos al oeste de la subcuenca de Guárico y una zona metamórfica con presencia de basamento Precámbrico y metasedimentos paleozoicos forman el basamento de la subcuenca de Guárico; aflorando al oeste del levantamiento de El Baúl (Ysaccis, 1997).

2.7 MACIZO ÍGNEO METAMÓRFICO DE EL BAÚL

El Baúl o arco de El Baúl, es considerado un alto estructural de basamento en la zona central de Venezuela, presentando una orientación preferencial aproximada NO-SE alineada con el escudo de Guayana sobre el afloramiento de El Baúl en el estado Cojedes, según la mayoría de los autores (Engleman, 1935; Liddle, 1946; Bucher, 1949; Feo-Codecido, 1954; Kiser y Bass, 1985; Urbani, 2004). Los últimos trabajos de datación en circón de rocas volcánicas y plutónicas del macizo realizadas por Viscarret *et al*, en 2008, reflejan que las edades de El Baúl varían de acuerdo a varios eventos plutónicos paleozoicos adjudicados al Cámbrico y Pérmico.

El Baúl, se presenta a través de una importante expresión geométrica-espacial en profundidad, bien definida en mapas gravimétricos y magnéticos en la región central

de Venezuela (Orihuela *et al.*, 2010; Tabare y Orihuela, 2011). Divide la cuenca Barinas-Apure de la cuenca Oriental de Venezuela (Bucher, 1952; Laforest, 1955; Martin-Bellizzia, 1961; Cabrera, 1985). Aunque es pobre desde el punto de vista sedimentario, El Baúl representa un obstáculo para las migraciones de hidrocarburos del área occidental de la Faja Petrolífera, concentrando las acumulaciones sobre la cresta y los flancos del arco (Kiser y Bass, 1985). Según Viscarret y Urbani (2009), las investigaciones realizadas por parte de la industria petrolera, resaltan el papel estructural que ha jugado El Baúl y el escudo de Guayana, en la evolución de las principales cuencas sedimentarias de Venezuela. En las últimas décadas El Baúl ha sido explorado en búsqueda de potencial de uranio (Feo-Codecido, 1961; Escalona, 1977; Sifontes *et al.*, 1985; Rincón, 1984).

2.7.1 Geología de El Baúl

Los afloramientos que describen la geología típica de El Baúl, se encuentran ubicados al suroeste del estado Cojedes, a unos 120 km al SE de la población de Tinaco y unos 60 km al sur del Pao, en la región nor-central de Venezuela, al noroeste del escudo de Guayana. Se presenta como una zona montañosa con topografía irregular siguiendo una orientación noroeste – sureste en un área de 720 km² (Viscarret *et al.*, 2010).

Según los nuevos datos obtenidos en el trabajo de geocronología del macizo El Baúl realizado por Viscarret *et al.*, 2010, se confirma que el macizo El Baúl forma parte del cinturón paleozoico periférico al escudo de Guayana, con mayor afinidad litológica y geocronológica con las rocas de los Andes de Mérida, que con una prolongación del escudo de Guayana hasta la Península de Paraguaná (Viscarret *et al.*, 2010).

Las rocas de El Baúl están constituidas por sedimentos metamorfizados, rocas graníticas y coladas de lavas inter-estratificadas con tobas, aglomerados, brechas y conglomerados (Bellizzia, 1961), en contacto con formaciones sedimentarias cenozoicas circundantes, como lo son Chaguaramas y Roblecito al noreste y las formaciones Río Yuca, Parángula y Pagüey al sur oeste.

Según Urbani y Viscarret (2005) las unidades que conforman la geología del Macizo de El Baúl son: 1) **Asociación meta sedimentaria El Barbasco** conformada por la Filita de Mireles, Metapelita de Cerrajón, Metalimolita de Jobito, Cuarcita de Cañaote, y Metaconglomerado de Cayetano. 2) **Asociación Granítica El Baúl** conformado por Granito de Mata Oscura, Granito de Mogote y Granito de Piñero. 3) **Súper-Asociación Volcánica Guacamayas** conformada por Asociación Ríolita Teresén, Ríolita de El Corcovado, Ríolita de Tirado Ríolita de La Bandola, Asociación Latita El Peñón, Latita cuarcífera de El Oso y Ríolita latirítica de La Segoviera. Las asociaciones rocosas descritas, se ubican espacialmente en los afloramientos de El Baúl, como se muestra en la Figura 14.

Los últimos estudios geocronológicos realizados por Viscarret *et al.*, 2010, permiten colocar las unidades del macizo El Baúl en un nuevo marco de eventos orogénicos, lo cual se muestra en la Tabla 1 y Figura 15.

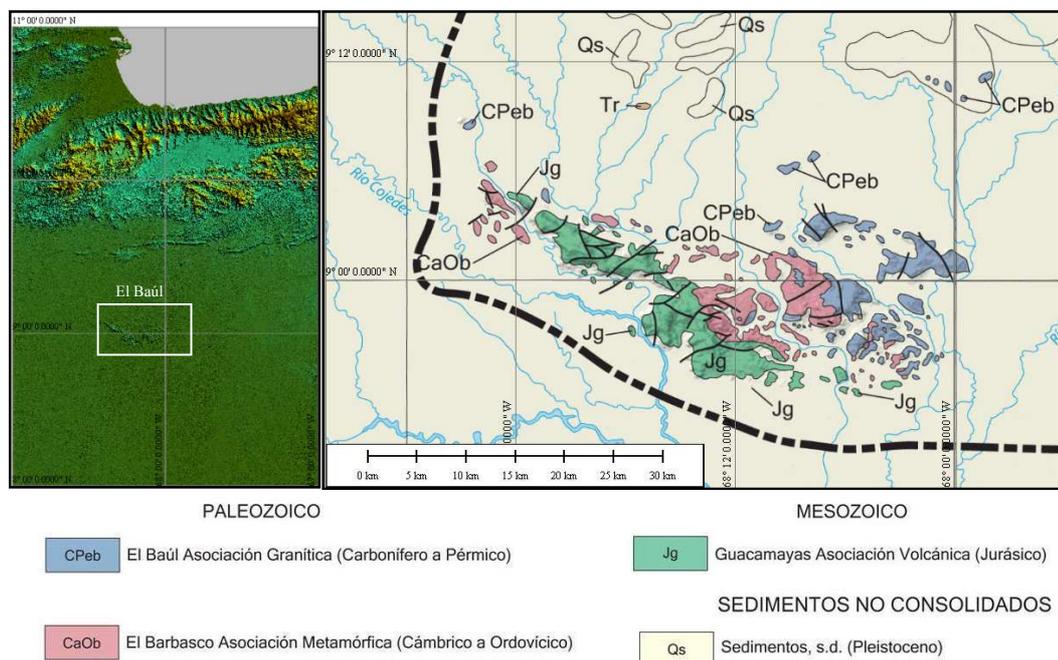


Figura 14. Modelo digital de elevaciones ASTER GDEM con ubicación relativa del afloramiento de El Baúl (METI NASA, 2009) y Mapa geológico. (Tomado y modificado de Hackley *et al.*, 2006).

Tabla 1. Comparación edades de El Baúl. Tomado y modificado de Viscarret *et al.* (2010).

Unidad Geológica.	Método	Autores	Edad (Ma), previa.	Edad (Ma), Viscarret et al., 2010.
Volcánicas: Riolita de la Segoviera Riolita de El Corcovado	K-Ar Interpretado	MacDonald y Opdike (1974) Martín (1961)	192±3.8 /195±3.9 (Jurásico Temprano) Triásico-Jurásico.	283±2.5 (Pérmico Temprano) 286.4±2.8 (Pérmico Temprano)
Graníticas: Granito de Piñero Granito de Mata Oscura Granito de Mogote	Interpretado Interpretado K/Ar / Rb/Sr	Anónimo (1997) Anónimo (1997) Feo-Codecido (1963)	Carbonífero-Pérmico Carbonífero-Pérmico 270±10 / 287±10 (Pérmico Temprano)	289±2.9 294.1±3.1 (Pérmico Temprano) 493.8±5.2 (Cámbrico Tardío)
Metasedimentarias: El Marbasco Cerrajon y Cañaote Filita de Mireles	Interpretado Interpretado Paleontología	Martin (1961)	Cámbrico Tardío al Ordovícico?	Post- Ordovícico a pre-Pérmico Temprano.

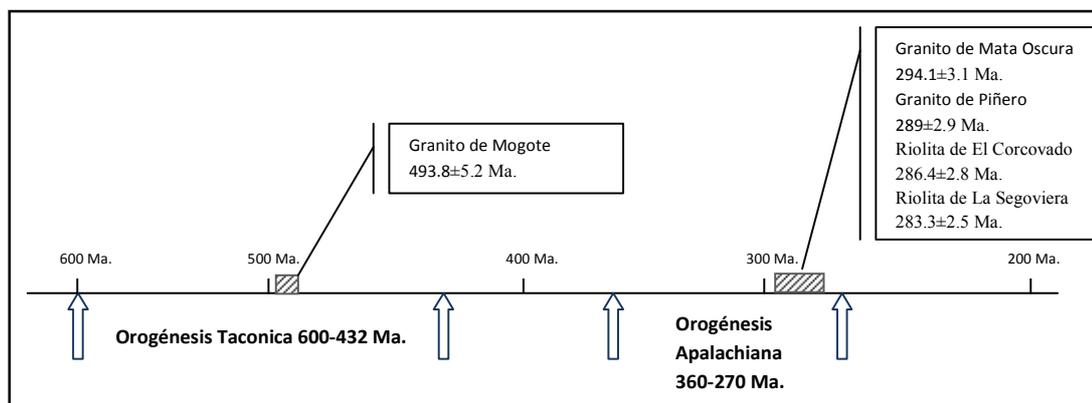


Figura 15. Edades de El Baúl respecto a eventos orogénicos. Tomado y modificado de Viscarret *et al.*, 2010.

2.7.2 Relleno sedimentario de El Baúl

Tradicionalmente es conocido que el alto de basamento asociado al El Baúl, es considerado una región pobre desde el punto de vista petrolero debido al poco espesor de sedimentos que se acumulan sobre su eje (Kiser y Bass, 1985).

Por otro lado, como ya se ha mencionado, las rocas de El Baúl están constituidas por rocas meta sedimentarias, rocas graníticas y coladas de lavas interestratificadas con

tobas, aglomerados y brechas que afloran en el estado Cojedes (Martin-Bellizzia, 1961). En este sentido, el relleno sedimentario es poco y se asocia a los alrededores y adyacencias del afloramiento, en contacto con formaciones sedimentarias Cenozoicas circundantes, como lo son Chaguaramas y Roblecito al noreste y las formaciones Río Yuca, Parángula y Pagüey, que se encuentran bien documentadas y pueden identificarse en la columna estratigráfica de la Figura 16 (Yoris y Ostos, 1997; Viscarret *et al.*, 2010).

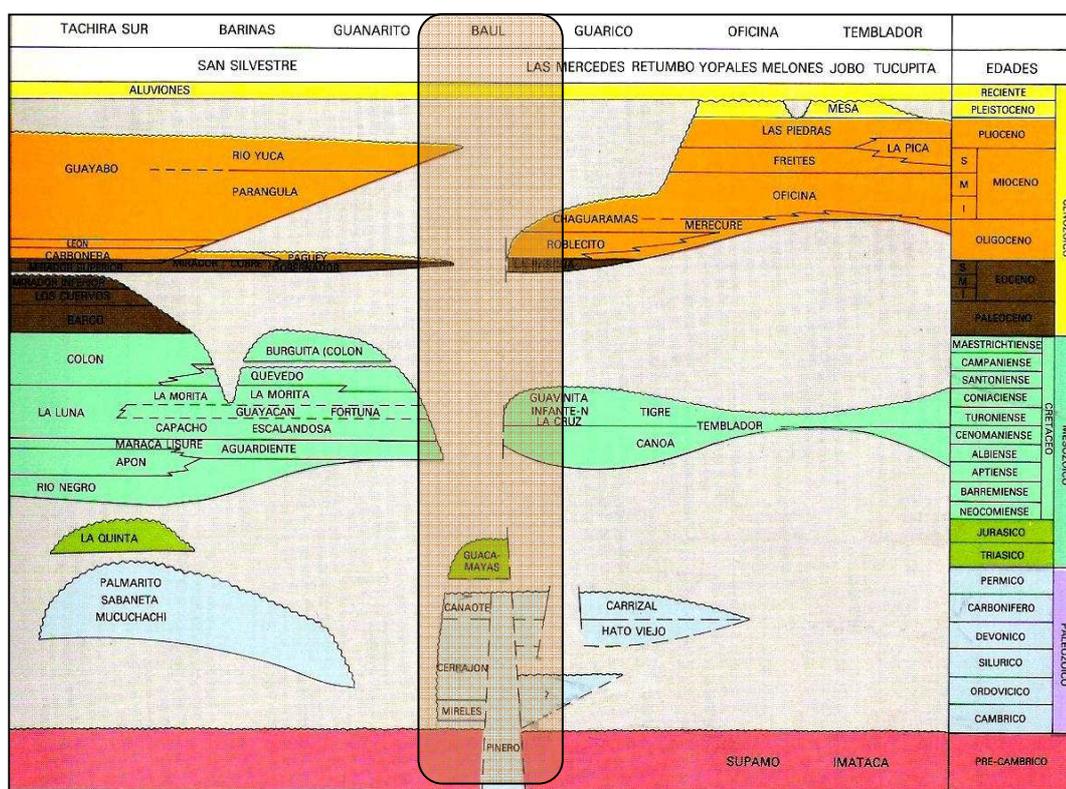


Figura 16. Columna estratigráfica de la zona de El Baúl y sus adyacencias. Tomado y modificado de Yoris y Ostos (1997).

La distribución espacial de la sedimentación para Venezuela en los terrenos adyacentes a El Baúl durante el Neógeno (mioceno-plioceno), puede observarse de manera clara en la Figura 17.

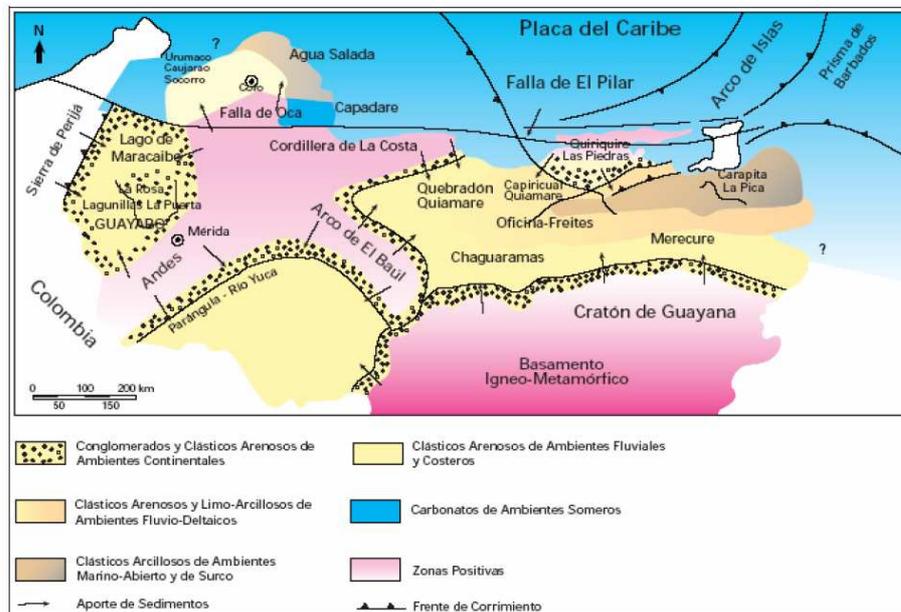


Figura 17. Marco geológico regional para la sedimentación en Venezuela durante el mioceno plioceno tomado de Yoris y Ostos (1997).

2.7.3 Evolución tectónica del Arco de El Baúl

Hasta ahora, la procedencia exacta y evolución de El Baúl todavía no ha sido bien definida, aunque existen algunas teorías al respecto, como las presentadas por autores como Feo-Codecido *et al.* (1984), Kiser y Bass (1985), Audemard, 1991 y Viscarret *et al.*, 2009.

Feo-Codecido *et al.* (1984), plantea en el norte de Venezuela, un cinturón Paleozoico de rocas ígneas y metamórficas (asociadas a El Baúl), que se extiende a través de los estados Barinas, Portuguesa, Cojedes y Guárico, ocupando de esta manera un área intermedia entre el escudo Precámbrico de Guayana y las rocas del Mesozoico a Terciario Temprano, del alóctono cercano a las costas venezolanas, (ver figura 18). Esto ha sido sugerido como producto de un episodio de tectónica de compresión. Según Feo-Codecido *et al.* (1984), el cinturón se formó en el extremo norte de Gondwana, producto de la colisión continental con Laurentia, durante el Paleozoico temprano, continuando con actividad magmática en el Paleozoico Tardío, en relación con la sutura Pangea. Este cinturón Paleozoico plegado del norte de América del Sur,

también está bien documentado en la Cordillera Central colombiana y bien expuesto en el flanco oriental del Macizo de Santander, e incluye rocas volcánicas y otras rocas metamórficas con determinaciones radiométricas Paleozoicas que van de 433 a 277 Ma de edad (Feo-Codecido *et al.* 1984).

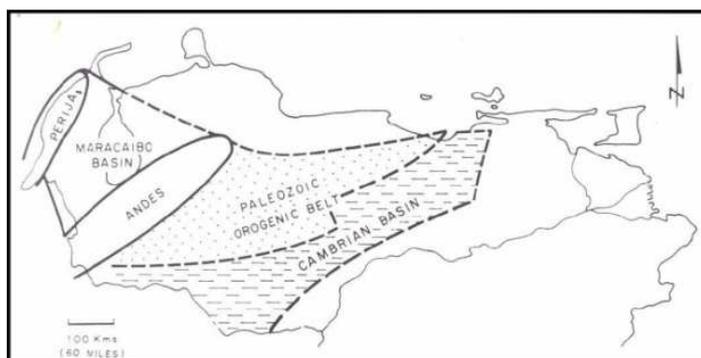


Figura 18. Distribución de rocas paleozoicas en el norte de Venezuela. (Feo-Codecido *et al.*, 1984).

Kiser y Bass (1985) proponen que durante el Triásico-Jurásico el área de El Baúl parece haber sido un centro de vulcanismo formando la asociación Volcánica Guacamayas, que sugiere un relieve estructural de orientación desconocida.

Los autores Kiser y Bass (1985), mencionan evidencias estructurales que muestran adelgazamiento, lo que indica la elevación del arco durante el Aptiense-Albiense. También se encuentran evidencias de levantamiento pronunciado y profunda erosión, a principios del Terciario. Durante el Eoceno Superior - Oligoceno ocurrió una transgresión marina que cubrió el área depositando las Formaciones La Pascua y Roblecito, y a principios del Mioceno se inicia la fase regresiva depositándose las areniscas y arcillas de la Formación Chaguaramas. Por otro lado manifiestan que el arco se hunde de nuevo durante la transgresión Eoceno Tardío-Oligoceno. La evolución del macizo de El Baúl, posterior al Mioceno Medio es especulativa por la falta de sedimentos de edad Mioceno Tardío. Se considera que El Baúl empezó a levantarse de nuevo, durante el Mioceno Temprano contemporáneamente con la fase regresiva de la Formación Chaguaramas y que por la tectónica regional, alcanzó la configuración actual junto con el levantamiento principal de Los Andes venezolanos, ver Figura 19.

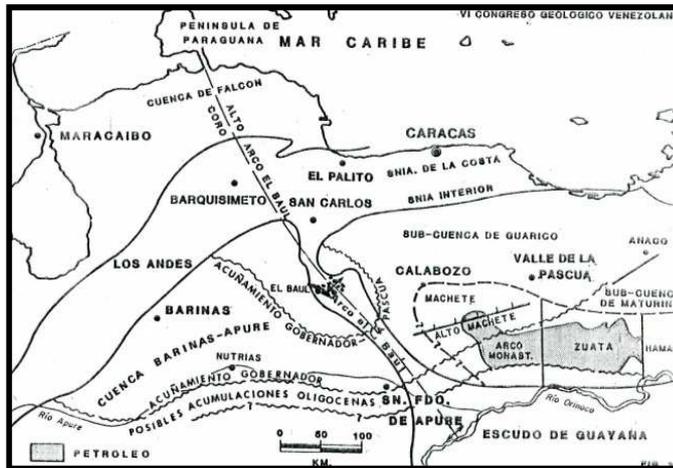


Figura 19. Orientación tradicional del arco de El Baúl. (Tomado de Kiser & Bass, 1985).

El geólogo Felipe Audemard en 1991, a partir del estudio de líneas sísmicas, sugiere que los sedimentos del Cretácico no cubrieron completamente el arco de El Baúl y que en el Oligoceno estaba completamente enterrado. Para el Mioceno Tardío, la sección Oligo-Miocena fue parcialmente erosionada. Manifiesta que el origen del Arco no es claro pero que podría ser explicado por la carga flexural de la porción oeste de la Cordillera de la Costa (Audemard, 1991).

Las nuevas edades radiométricas obtenidas por Viscarret *et al.* (2009), conducen a una interpretación del macizo de El Baúl como parte de un cinturón Paleozoico del basamento. De manera que, geocronológicamente, este macizo se puede correlacionar con los granitoides de los Andes de Mérida, el plutón de granodiorita de El Amparo, en Paraguaná y las rocas ígneas infrayacentes a las cuencas sedimentarias (Viscarret & Urbani, 2009).

Viscarret (2009) interpreta y sugiere que, el Granito de Mogote del Cámbrico Tardío representa un evento magmático-granítico temprano del cinturón Paleozoico. Probablemente, el Granito de Mogote intrusionó a las formaciones Hato Viejo y Carrizal, que suprayacen un basamento de edad precámbrico. Este basamento Cámbrico pericratónico, era parte del proto-margen noroeste del Gondwana, incluyendo el Macizo de Santander.

Viscarret (2009) también menciona, que las rocas del Pérmico Temprano (granitos de Piñero y Mata Oscura) fueron emplazadas en niveles corticales someros, en un período de relativa calma, al final de la orogénesis Apalachiana, junto con flujos riolíticos de lava correspondiente al evento volcánico de Guacamayas, por lo que ambos pueden ser parte del mismo evento ígneo, emplazados a distinta profundidad y ambientes someros.

Viscarret (2009) comenta que entre los ciclos ígneos del Cámbrico Tardío y orogénesis Apalachiana ocurrió la sedimentación de la Filita de Mireles, depositándose a comienzos del Ordovícico indicando el fin de una transgresión del Cámbrico Temprano (González de Juana *et al.* 1980) representando facies marinas plataformales, indicando la máxima profundización de la cuenca. Es posteriormente a esta y anterior al Pérmico cuando se depositan los sedimentos de la Asociación Metasedimentaria El Barbasco (Viscarret, 2009).

2.7.4 Geología estructural (El Baúl)

El Baúl se describe estructuralmente, emergiendo en Los Llanos de Cojedes, separando las cuencas sedimentarias del Oriente de Venezuela y la de Barinas-Apure (Martin-Bellizzia, 1961); en el afloran rocas ígneas y metamórficas rodeadas por los sedimentos superficiales de Los Llanos. El Baúl no solamente está representado por este alto estructural y afloramiento, sino que es una amplia cresta estructural mucho mayor, la cual comienza en los afloramientos de rocas cristalinas en los bordes del Escudo de Guayana (río Orinoco) y se dirige hacia el noroeste más allá de San Fernando de Apure hasta terminar a unos pocos kilómetros al noroeste de las colinas de El Baúl, donde está atravesado por fallas y pliegues asociados con la faja frontal deformada de Los Andes venezolanos (Miller y Martínez, 1965).

Kiser y Bass (1985) indican, una orientación N85O del basamento magnético del Arco de El Baúl. Por otro lado, William Bonini (1984) utiliza información aeromagnética de los años 1950 y 1980, proveniente de las compañías petroleras para reconocer las principales provincias magnéticas del oeste de Venezuela, comenta que

las fuertes anomalías magnéticas al oeste y sur del levantamiento de El Baúl, están asociadas mayormente a la roca volcánica.

Hasta ahora, el límite sur de El Baúl todavía no se encuentra claramente definido, aunque autores como Smith (1980) y Yoris y Ostos (1997) mencionan una posible diferenciación entre el basamento paleozoico asociado a El Baúl y los terrenos precámbricos del Cratón de Guayana, marcado por la falla de Apure, considerado como el contacto fallado entre el basamento del complejo del escudo de Guayana y el lineamiento tectónico paleozoico, (ver figura 20).

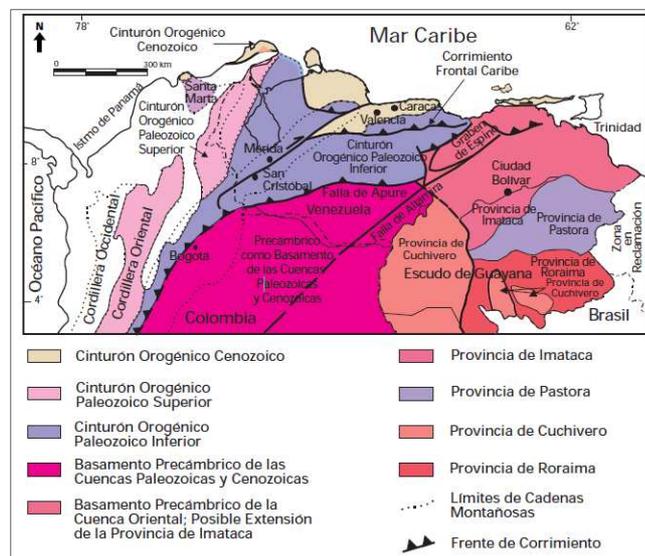


Figura 20. Mapa de distribución de terrenos autóctonos y alóctonos (Paleozoicos y Precámbricos) en Venezuela, Yoris y Ostos (1997).

Por otro lado, el límite norte de El Baúl, es considerado por Smith (1980), Feo-Codecido *et al.* (1984) y Kiser & Bass (1985), sobre el graben de Guarumen o falla normal de Guarumen (Figura 21). La estructura sísmica del subsuelo confirma la continuación del arco a través de Calabozo, uniéndose con el Escudo de Guayana a unos 40 km al este de Caicara del Orinoco. El Baúl presenta una interrupción en su zona central, marcada por la presencia de la depresión causada por los graben de Espino y Apure-Mantecal, Cabrera (1985).

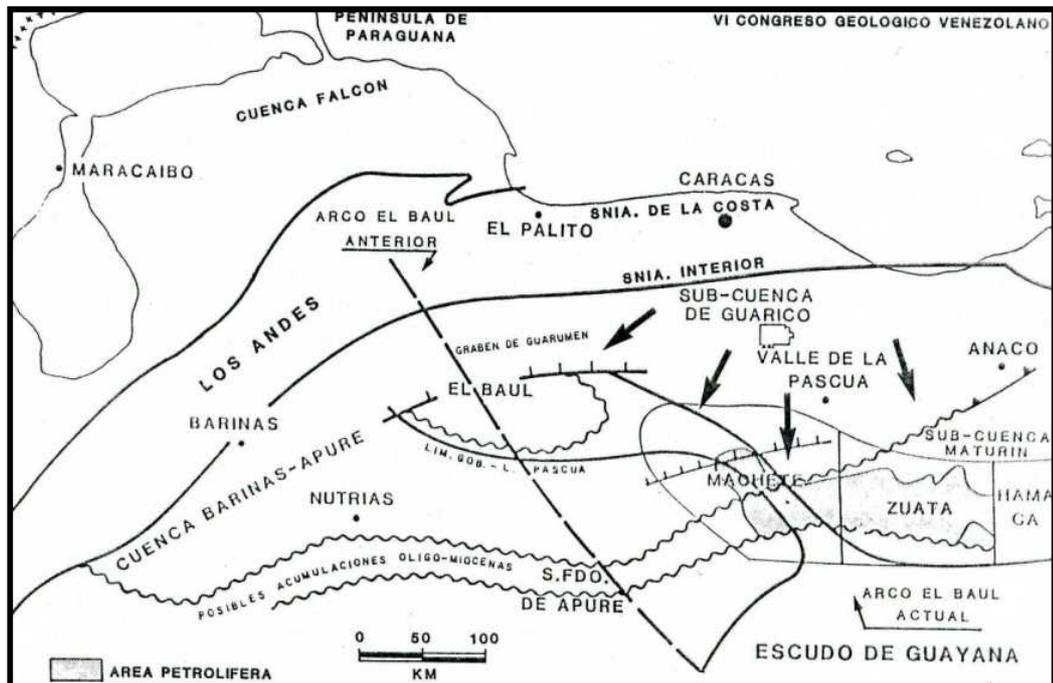


Figura 21. Ubicación de El Baúl, mostrando en los flancos los límites con las cuencas Barinas-Apure, Oriental y al norte el límite con el graben de Guarumen, tomado de Kiser & Bass (1985).

Según Kiser y Bass (1985), la estructura del basamento magnético indica una orientación tradicional de El Baúl, girando más al SE para conformar el alto de El Machete y el arco de Monasterio antes de unirse al escudo de Guayana. Indica que a partir de información sísmica se evidencia la presencia de estos altos estructurales asociados con acumulaciones de crudos pesados, considerando que existen condiciones propicias para importantes acumulaciones de hidrocarburos, tanto al norte como al noreste de los flancos.

Dos secciones estructurales derivadas de Kiser y Bass (1985), muestran el relieve estructural del arco de El Baúl, la pendiente de sus flancos en profundidad, el acañamiento erosional del Cretácico en ambos flancos y la posición de los pozos productores de crudo pesado con respecto al eje del arco, (ver figuras 22 y 23).

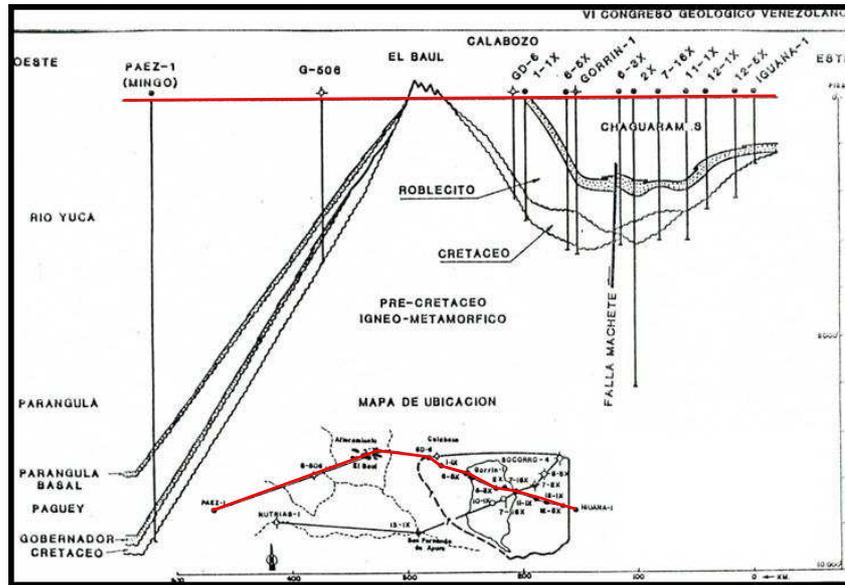


Figura 22. Sección oeste-este, desde la cuenca de Barinas a la sub-cuenca de Guárico. Tomado de Kiser & Bass (1985).

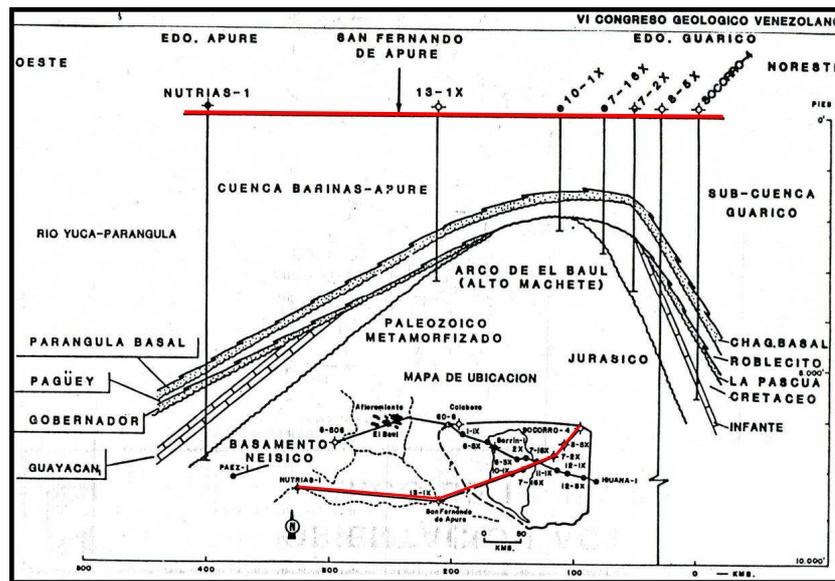


Figura 23. Sección oeste-noreste, desde la cuenca Barinas-Apure a la sub-cuenca de Guárico. Tomado de Kiser & Bass (1985).

2.8 PRINCIPALES ESTRUCTURAS CERCANAS A LA ZONA A EL BAÚL

El Baúl se encuentra dividiendo la cuenca Barinas-Apure, de la Cuenca Oriental de Venezuela, siendo estas las principales estructuras cercanas al macizo al oeste y este

respectivamente. Por otro lado en ambos laterales del Baúl se encuentran también los conocidos grábenes de Espino (al este) y Apure-Mantecal (al oeste). Al sur de El Baúl se encuentra la importante estructura constituida por el Escudo de Guayana y al norte la Serranía del Interior, como se muestra en la Figura 24.



Figura 24. Cuencas de Venezuela y lineamiento El Baúl. (Tomado de Yoris y Ostos, 1997)

2.8.1 Cuenca oriental de Venezuela.

Esta cuenca posee una extensión aproximada de 800 km en sentido oeste-este, una anchura de 200 km de norte a sur un área total aproximada de 16500 km abarcando los estados Guárico, Anzoátegui, Monagas, Delta Amacuro y una extensión menor en el estado Sucre. Está limitada estructuralmente por el Cratón de Guayana, hacia el sur la Serranía del Interior central y oriental hacia el norte y por el levantamiento de El Baúl hacia el oeste (González de Juana *et al.*, 1980). La cuenca oriental se subdivide en las sub-cuencas de Guárico y Maturín, entre las cuales se ubica el graben de espino.

Al oeste de la cuenca oriental de Venezuela, limitando directamente con el macizo El Baúl, se encuentra la **sub-cuenca de Guárico**. La subcuenta, está limitada al norte por el corrimiento frontal de la Serranía del Interior, al este por el corrimiento de Anaco y proyección de la falla de Altamira, al oeste por el arco El Baúl y al sur por el escudo de Guayana (Gonzales de Juana *et al.*, 1980). Con 5 km de sedimentos del Eocenos-Oligoceno al oeste y 7 km al este (Schmitz *et al.*, 2008).

2.8.2 Graben de Espino y Apure-Mantecal

El graben de Espino, es un elemento estructural de más de 300 km de largo por 50 km de ancho, se extiende en sentido suroeste-noreste bajo el margen pasivo cretácico-paleógeno y relleno antepaís de la cuenca oriental de Venezuela. Algunos autores como Feo-Codecido *et al.* (1984), consideran que el graben de Espino se prolonga hasta la cuenca Barinas-Apure, separado de esta por el arco del El Baúl.

Yoris y Ostos (1997) sugieren la continuación del graben de espino de edad Jurásico en las partes más profundas de la Serranía del Interior de Venezuela oriental, debido a la clara tendencia de los grábenes de Espino y Apure-Mantecal, pero hasta el momento no se ha podido comprobar esta hipótesis. Los grábenes de Espino y Apure-Mantecal se formaron durante la extensión asociada con la separación de Sudamérica y Norteamérica en el Jurásico. Los autores definen el arco El Baúl, como un alineamiento cortical N30°O que representa una reactivación de una zona de cizalla de edad Precámbrica que separa estos dos grábenes y que podría representar una zona de transferencia.

2.8.3 El Escudo de Guayana

Se extiende desde el sur del Río Orinoco hasta las fronteras de Guayana al este, Brasil al sur y llanos de Colombia al oeste. Aflora una corteza continental compuesta por rocas metasedimentarias y meta-ígneas a facies de anfíbolita y granulita que ha sido intrucionados por granitos. Las edades reportadas para estas rocas varían de 3600 a 800 Ma. (Schmitz *et al.*, 2008).

2.8.4 El cinturón de la Serranía del Interior

Corresponde al plegamiento antepaís de la Cadena Caribeña (González de Juana *et al.*, 1980). La Serranía del Interior, presenta una vergencia de pliegues que conforma la cadena montañosa de orientación N70E. Está limitada al norte por la falla dextral rumbo deslizante del Pilar, al sur por el frente de deformación, al este y oeste por las fallas rumbo deslizante de Los Bajos y San Francisco, respectivamente. Está

compuesto por rocas del terciario depositadas en un margen pasivo, Oligoceno-Presente en el límite interplaca Caribe-Suramérica (Schmitz *et al.*, 2008).

2.8.5 Cuenca Barinas Apure

La cuenca Barinas Apure, es una depresión estructural que se extiende desde la antefosa Andina noreste, hasta las planicies situadas entre los ríos Apure y Arauca, limita al noroeste con la Cordillera de los Andes; al sureste con el Escudo de Guayana; al este con el Arco de El Baúl y al suroeste con Los Llanos orientales de Colombia, que constituyen una prolongación de la cuenca, González de Juana *et al.* (1980). Posee poco espesor sedimentario, poco desarrollo de las formaciones Cretácicas y una erosión prácticamente total de la sedimentación Eocena, por lo que no se considera una de las cuencas más importantes de Venezuela, González de Juana *et al.* (1980).

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

3.1 GRAVEDAD

3.1.1 Campo gravitatorio terrestre

El campo de gravedad terrestre, se rige por la *Ley de Gravitación Universal de Newton*, dicha ley enuncia que la fuerza gravitacional entre dos partículas con masas M_1 y M_2 , en una posición dada, separadas por una distancia r , se atraen entre sí en una relación inversamente proporcional al cuadrado de la distancia, ver ecuación [1]. Siendo $G=6.673 \times 10^{-11} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}\text{s}^{-2}$, la constante de gravitación universal, teniendo el mismo valor para todas las particular, (Miller, 2010).

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad [1]$$

En física newtoniana, el campo gravitatorio es un campo vectorial conservativo cuyas líneas de campo son abiertas. Puede definirse como la fuerza por unidad de masa que experimentará una partícula puntual situada ante la presencia de una distribución de masa. Sus unidades son, por lo tanto, de aceleración. De esta manera, el campo gravitatorio que experimentamos a diario, se rige bajo estos mismos principios.

El potencial de gravedad de la tierra (W), definido como el trabajo por unidad de masa, que una fuerza debe realizar para transportar un cuerpo a velocidad constante, desde el infinito, hasta un punto considerado del campo gravitatorio, viene dado por la suma de efectos del potencial gravitacional terrestre (W_a) y del potencial centrífugo (Φ) causado por el movimiento de rotación de la tierra (Ec. 2), (Heisnaken et al., 1985; Torge, 2001; Barthelmes, 2009; Miller, 2010).

$$W = W_a + \Phi \quad [2]$$

Por lo tanto, de acuerdo a la ley de gravitación universal de Newton, el potencial gravitatorio (W_a) de un cuerpo con densidad ρ , viene dado por una fórmula integral

en coordenadas cartesianas (Ec. 3). Considerándose como el mayor aporte al potencial de gravedad de la tierra (W), (Hoffman-Wellehof and Moritz, 2005).

$$W_a(x, y, z) = G \iiint_v \frac{\rho(x', y', z')}{\sqrt{(x - x')^2 + (y - y')^2 + (z - z')^2}} dx' dy' dz' \quad [3]$$

Donde G es la constante de Gravitación Universal.

$dv=dx'dy'dz'$ - El diferencial de volumen.

Cuando el denominador tiende a infinito, el potencial (W_a) se comporta como el potencial de un punto, con la masa total del cuerpo ubicada en el centro de masa del cuerpo. Puede ser demostrado que (W_a) satisface la ecuación de Poisson (Ec. 4). Por otro lado, fuera del cuerpo la densidad ρ es cero y (W_a) satisface la ecuación de Laplace (Ec. 5), de allí que W es una función armónica en el espacio vacío (Barthelmes, 2009).

$$\nabla^2 W = -4\pi G\rho \quad [4]$$

$$\nabla^2 W = 0 \quad [5]$$

El potencial centrífugo (Φ), generado por la rotación de la tierra, que contribuye al potencial de gravedad de la tierra (W), puede describirse de acuerdo a la siguiente ecuación (Ec.6) (Barthelmes, 2009; Miller, 2010).

$$\Phi(x, y, z) = \frac{1}{2} \omega^2 d_z^2 \quad [6]$$

Donde ω es la velocidad angular de la Tierra y $d_z = \sqrt{x^2 + y^2}$ es la distancia al eje rotacional (z).

El vector de fuerza g que actúa por unidad de masa, es el vector gravedad, y se denomina gradiente del potencial de gravedad (Ec. 7) y su magnitud es llamada gravedad (Ec. 8) (Barthelmes, 2009).

$$\vec{g} = |\nabla W| \quad [7]$$

$$g = |\nabla W| \quad [8]$$

3.1.2 Campo geopotencial gravitatorio en armónicos esféricos

El potencial gravitacional (W_a) puede ser calculado por medio de una expansión en armónicos esféricos, como solución a la ecuación diferencial de segundo orden de Laplace, a través de una descomposición espectral del campo gravitacional donde sus coeficientes vienen representando la estructura global del campo gravitatorio terrestre y sus irregularidades (Torge, 2001).

Los armónicos esféricos son soluciones ortogonales de la ecuación de Laplace, representadas en un sistema de coordenadas esférico (Freeden, 1985; Hofmann-Wellenhof & Moritz 2005). Por esta razón, la parte estacionaria del potencial gravitacional terrestre (W_a), se expresa en una escala global convenientemente, mediante la suma de grado y orden de una expansión armónica esférica. Los coeficientes de armónicos esféricos (o de Stokes), representan en el dominio espectral la estructura global y las irregularidades del campo geopotencial de la Tierra. La ecuación que relaciona los dominios espacial y espectral del geopotencial viene dada por la ecuación [9], (Torge, 2001; Barthelmes, 2009; Miller, 2010):

$$W_a(r, \lambda, \varphi) = \frac{GM}{r} \sum_{l=0}^{lmax} \sum_{m=0}^l \left(\frac{R}{r}\right)^l P_{lm}(\sin \varphi) (C_{lm}^W \cos m\lambda + S_{lm}^W \sin m\lambda) \quad [9]$$

Siendo:

r, λ, φ – Coordenadas geocéntricas esféricas del punto (radio, latitud, longitud)

R – Radio de referencia

GM – El producto de la constante gravitacional por la masa de la Tierra

l, m - Grado, orden de los armónicos esféricos

P_{lm} - Polinomios de Legendre totalmente normalizados.

$C_{lm}^W S_{lm}^W$ - Coeficientes de Stokes totalmente normalizados

El Potencial centrífugo es agregado a través de la ecuación [10].

$$\Phi(r, \lambda, \varphi) = \frac{\omega^2 r^2 \sin^2 \varphi}{2} \quad [10]$$

Donde ω es la tasa de rotación de la Tierra.

3.1.2.1 Precisión y resolución del campo geopotencial gravitacional

El campo gravitatorio de la Tierra, presenta una precisión en función de la exactitud de los Coeficientes (C_{lm}^W , S_{lm}^W) y la resolución espacial en función del grado máximo de l_{max} , a partir de la ecuación [11] (Barthelmes, 2009). Mientras mayor sea el grado de desarrollo mayor será la resolución y detalle de cualquier parámetro del Campo Gravitatorio Terrestre.

$$\psi_{min}(l_{max}) \approx \frac{\pi R}{l_{max}} \quad [11]$$

Donde ψ_{min} , representa la resolución espacial uniforme sobre una esfera, en términos de media longitud de onda en distancia esférica.

Una mejor estimación de $\psi_{min}(l_{max})$ puede ser descrita mediante la ecuación [12]. Donde si se divide la superficie de la esfera en $4\pi R^2$, con muchas partes de áreas iguales A_{min} ; y considerando el número de coeficientes armónicos esféricos $(l_{max} + 1)^2$, el tamaño de cada parte estará dado por (Ec. 11), (Barthelmes, 2009).

$$A_{min}(l_{max}) = \frac{4\pi R^2}{(l_{max}+1)^2} \quad [12]$$

Así, el diámetro de la sección esférica, viene dado por la ecuación [13], que caracteriza el valor de la longitud de onda media.

$$\psi_{min}(l_{max}) = 4 \arcsen \left(\frac{1}{l_{max}+1} \right) \quad [13]$$

Por otro lado, como una aproximación del campo gravitatorio, la relación entre los grados armónicos esféricos y la media longitud de onda para las ondulaciones geoidales, puede ser expresada por la ecuación [14], Li y Götze (2001).

$$\lambda_{min} = \frac{2\pi R}{l_{max}} \approx \frac{40000}{l_{max}} \quad [14]$$

Donde R es el radio promedio de la tierra.

De manera que λ_{min} es la longitud de onda mínima que puede ser resuelta por la expansión en armónicos esféricos, para un determinado grado máximo del desarrollo.

En general para los armónicos esféricos, el campo gravitacional es separado en estructuras de longitud de onda $360^\circ/l_{\max}$, correspondiendo a una resolución espacial en latitud de $180^\circ/l_{\max}$, (Torge, 2001; Miller, 2010).

Un ejemplo de la dependencia de la resolución espacial de los armónicos esféricos respecto al grado máximo l_{\max} de desarrollo de la serie, es presentado por Barthelmes (2009) se presenta en la Figura 25. Donde se muestra un mallado de datos, con espaciamiento de $1^\circ \times 1^\circ$, a través de dos picos separados 6° cuyos valores son igual a la unidad y han sido convertidos a coeficientes de armónicos esféricos hasta alcanzar el grado $l_{\max} = 90$. La sección de la Figura 25 ejemplifica el comportamiento de los armónicos esféricos para diferentes grados máximos l_{\max} .

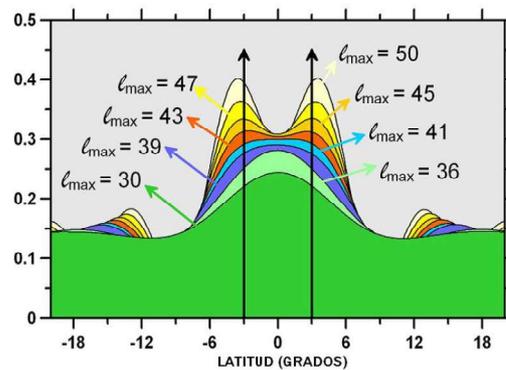


Figura 25. Sección transversal de 2 picos, con aproximaciones en armónicos esféricos de grados máximos (l_{\max}) diferentes, (Tomado de Barthelmes, 2009).

3.1.2.2 Representación del campo geopotencial gravitacional

Los armónicos esféricos se calculan utilizando coordenadas esféricas, donde la distancia del punto sobre la topografía y el centro de la Tierra está dada por $r_{\text{topo}} = r_{\text{topo}}(\lambda, \varphi)$. La visualización de estos armónicos son de vital importancia para la representación de los modelos de geopotencial.

Parte del comportamiento del potencial, es descrito mediante los polinomios de Legendre P_{lm} . En los cuales los puntos ceros de estas funciones dividen la superficie en regiones con signos alternados delimitados por meridianos y paralelos. En este sentido sobre la base de los valores de l y m se identifican tres tipos de armónicos.

- *Armónicos Zonales*: Poseen orden $m=0$, de manera que se tienen polinomios $P_l \cos \varphi$ que dividen la superficie en zonas de signos positivos y negativos. Estos armónicos poseen l paralelos reales en el intervalo $0 \leq \varphi \leq \pi$. dividiendo las esferas en zonas latitudinales. La superposición de estos polinomios de Legendre describen variaciones con la latitud, de manera que no dependen de la longitud (Torge, 2001; Miller, 2010).
- *Armónicos Tesaerales*: Los polinomios son de la forma $P_{lm} \cos \varphi$, para $0 \neq m$ tienen $(l-m)$ paralelos en el intervalo $0 \leq \lambda \leq 2\pi$. Por medio de la multiplicación por $\cos m\lambda$ o $\sin m\lambda$, los armónicos de superficie son dependientes de la longitud, con $2m$ meridianos en el intervalo $0 \leq \lambda \leq 2\pi$, (Torge, 2001; Miller, 2010).
- *Armónicos Sectoriales*: Para $m=l$ la esfera es dividida en sectores de signos alternantes, con $2m$ meridianos, desaparece la dependencia de la latitud (Torge, 2001; Miller, 2010). En la Figura 26 se presentan algunos ejemplos de tres tipos diferentes de armónicos esféricos.

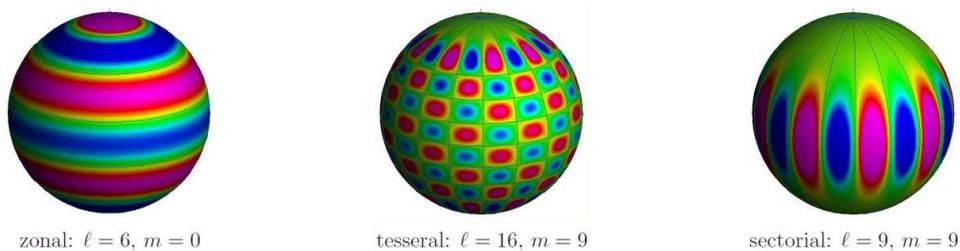


Figura 26. Tipos de armónicos esféricos. $+l$ violeta y $-l$ azul. (Tomado de Barthelmes, 2009).

En otras palabras, el grado l da el número total de líneas nodales y el orden m controla como las líneas nodales, se encuentran distribuidas sobre los meridianos nodales y paralelos nodales. Con el grado y orden más alto, el detalle que se puede representar es más fino, pero incrementar l y m solamente tiene sentido si la cobertura de datos es suficiente para restringir los coeficientes de los polinomios (Miller, 2010).

3.1.3 Modelos geopotenciales de campo de gravedad

Un modelo de campo de gravedad es la agrupación de información en un conjunto de parámetros que describen, matemáticamente, el campo de gravedad terrestre, a través

de series de armónicos esféricos. Con el objetivo primordial, de determinar el campo de gravedad de la tierra a la máxima resolución y precisión posible.

El modelado del campo gravitatorio es utilizado en problemas de índole global para la determinación de órbitas de satélite, navegación inercial, desarrollo de modelos geofísicos, geodinámicos y determinación del geoide, entre otros. Hoy en día, las técnicas sofisticadas de alcance o distanciamiento inter satélites junto con la gradiometría desde satélites, la altimetría y conjuntos de bases de datos gravimétricas en tierra, se utilizan para generar los modelos globales de gravedad.

Un ejemplo de modelo global de alta resolución es el EIGEN-GL04C, basado en el análisis de datos de las misiones satelitales CHAMP y GRACE, completado para 360 grado de armónicos esféricos con una resolución de media longitud de onda de 55 km sobre el ecuador, ver figura 27 (Förste et al, 2008).

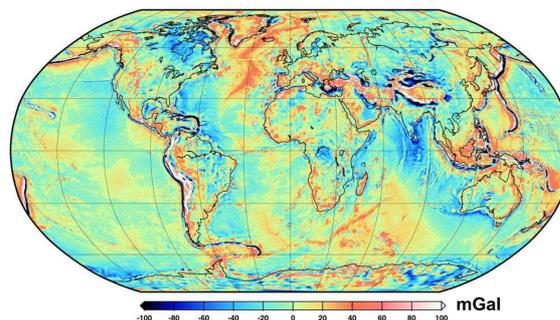


Figura 27. Distribución geográfica de anomalías de gravedad (mgal) derivada del modelo EIGEN-GL04C con 360 de máximo grado y orden. Tomado de Förste *et al.* (2008).

Los nuevos modelos de gravedad global, como el escogido para ser usado en este trabajo (EGM2008), describen el campo de gravedad para todo el planeta, a una resolución comparable a la de los modelos regionales y en algunos casos superada. Los modelos de gravedad de la tierra se pueden clasificar de la siguiente manera, según:

- *Modelos estáticos:* son generados utilizando únicamente información satelital mediante datos de gravedad adquiridos y acumulados en el tiempo, que ofrecen

información cada vez más precisa del campo estático de gravedad terrestre que es considerado invariable en el tiempo.

- *Modelos combinados*: A diferencia de los modelos estáticos, los modelos combinados utilizan información obtenida de distintas fuentes, como gravedad desde satélites, topografía, altimetría sobre los océanos (satelital y terrestre) distribuidas irregularmente y mucha información adicional de la atmósfera, los océanos y otras, para generar modelos del campo de gravedad estático terrestre de gran madurez y precisión.
- *Modelos de tiempo variable*: Representan el campo dinámico de gravedad terrestre, a través de estimaciones de gravedad variables en el tiempo (diarias, semanales o mensuales) asociadas a movimiento de masas.

3.1.4 Modelo gravitacional global EGM2008

Los datos de gravedad utilizados en este estudio son tomados del Modelo de Gravedad Terrestre EGM 2008 de Pavlis *et al.* (2008). El mismo es considerado como un modelo combinado de campo de gravedad mundial de alta resolución, que aporta estupendos resultados para las investigaciones geofísicas de tierra sólida.

El modelo gravitacional de la tierra EGM2008 fue publicado por la National Geospatial-Intelligence Agency (NGA) y es completado a nivel de series de armónicos esféricos de grado y orden 2160 (Modelo de grado alto), con algunos términos adicionales de grado y orden 2190, para un sistema de referencia elipsoidal, con la estimación de sus parámetros en un sistema libre de mareas (Pavlis *et al.*, 2008). La resolución espacial teórica del EGM2008 alcanza 5'x5' en promedio con una precisión en la determinación del geoide de hasta 15 cm (RMS) para todo el mundo (Kenyon *et al.*, 2007; Pavlis *et al.*, 2008).

El modelo EGM2008 se clasifica como un modelo combinado ya que utiliza 57 meses de datos de alta precisión de los satélites GRACE, con información contenida en base de datos globales de gravedad (marina, continental y aerotransportada) de

5'x5' y de topografía en alta resolución (Kenyon *et al.*, 2007). La base de datos de gravedad fue compilada con una última actualización hasta enero de 2008, y su distribución geográfica por áreas se muestra en la Figura 28, (Pavlis *et al.*, 2008).

Para la elaboración del EGM2008, se generó un Modelo Topográfico Digital global de 30"x30" denominado DTM2006.0, a partir de los datos de elevación disponible del Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) que cubren más del 80 por ciento de la masa de la tierra, DTM2002, GTOPO30, ICESat, TOPEX/Poseidon, JASON-1, ERS-1/2, Envisat. DTM2006.0 fue usado para las correcciones de terreno y para el modelado residual de terreno de toda la superficie de datos de gravedad (Kenyon *et al.*, 2007; Pavlis *et al.*, 2008).

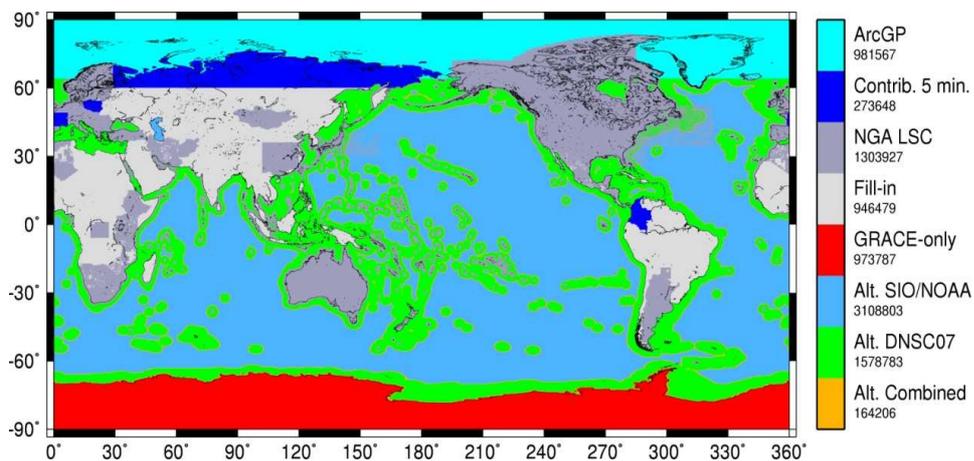


Figura 28. Distribución geográfica de las fuentes de datos del modelo geopotencial EGM2008, (Tomado de Pavlis *et al.*, 2008).

El modelo EGM2008 ofrece ciertas ventajas en los estudios de prospección gravimétrica, al unificar criterios instrumentales, con precisiones comparables a las obtenidas en adquisiciones gravimétricas tradicionales, proporcionando cobertura mundial a una resolución espacial ajustada a las exigencias de los estudios gravimétricos corticales.

3.1.5 Misiones satelitales en el estudio del campo de gravedad terrestre

El modelado del campo gravitatorio terrestre de escala global es llevado a cabo favorablemente mediante la medición precisa de la órbita de satélites artificiales,

(Torge, 2001). Debido a la atenuación de la gravedad con la altura, se ha requerido de satélites de órbita baja y de instrumentos de alta calidad para observar y medir con mayor detalle el campo de gravedad terrestre (Hofman and Moritz, 2005). En las últimas décadas, gracias a las nuevas técnicas de seguimiento entre satélites “low-low” y la gradiometría satelital, se hace posible obtener una representación cada vez más detallada y exacta del campo gravitacional terrestre (Torge, 2001).

Actualmente se cuenta con los datos proporcionados por las misiones satelitales CHAMP, GRACE y GOCE, que en los últimos años han aportado precisión y resolución a los modelos geopotenciales de gravedad terrestres.

3.1.5.1 Misión CHAMP

El satélite alemán CHALLENGING Minisatellite Payload (CHAMP) fue lanzado en fecha 15 de julio 2000 desde Plesetsk (Rusia), administrado por GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ) de Alemania. Su diseño posee una carga útil de alta precisión, conformada por los siguientes instrumentos: magnetómetro, acelerómetro, sensor estelar, receptor GPS, y retro reflector láser, (ver figura 29). La órbita polar de CHAMP, fue ubicada a una altura de 445 km., y fue diseñado para cumplir con una vida útil de 5 años (Reigber *et al.*, 2006; Lühr, 2010). CHAMP reingresó a la atmósfera terrestre el 20 de septiembre de 2010.

Tuvo como objetivo la investigación de la atmósfera, ionosfera y medición de los campos de gravedad y magnético de la Tierra, proporcionando datos sobre la composición, la estructura y la dinámica del planeta, de sus océanos y su atmósfera.

CHAMP utilizó la tecnología GPS para monitorear las perturbaciones orbitales, y utilizando un acelerómetro de alta precisión de tres ejes, midió las aceleraciones de la fuerza gravitacional terrestre. Un par de cámaras estelares se encargaron de determinar la posición. El efecto de las aceleraciones no-gravitacionales fueron medidas por el acelerómetro STAR, (Reigber *et al.*, 2006; Lühr, 2010; Ruiz, 2011).

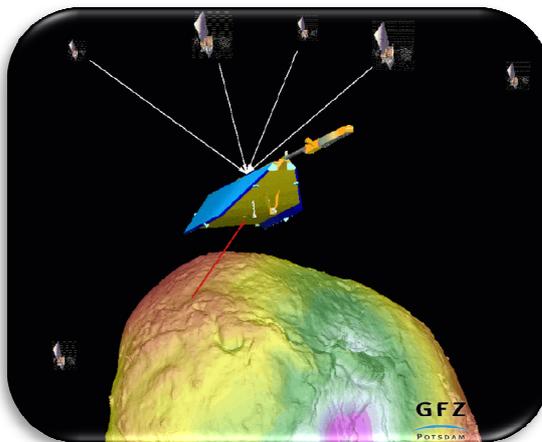


Figura 29. Satélite CHAMP (Challenging Minisatellite Payload), monitoreado con laser desde tierra y desde el espacio con el sistema GPS. Cortesía de GFZ-Potsdam, Germany (Tomado de Lühr, 2010).

3.1.5.2 Misión GRACE

La misión Gravity Recovery And Climate Experiment (GRACE), fue lanzada en fecha 17 de marzo de 2002 desde el cosmódromo de Plesetsk a bordo de un cohete Rockot, con una vida útil estimada para 5 años (UTCSR-GRACE, 2011).

Es una misión espacial conjunta entre la NASA y la Agencia Espacial de Alemania. Involucra al Centro de Investigación Espacial de la universidad de Texas (UTCSR), y el Centro de Investigación de la Tierra de Potsdam (GFZ) de Alemania entre otros (Flechtner, 2010; UTCSR-GRACE, 2011).

La misión consta de dos naves idénticas volando en formación a una distancia de unos 220 km entre ellas, en una órbita polar a 500 km de la superficie terrestre, ver (figura 30). El peso de cada minisatélite es de 487.2 Kg. Las variaciones en el campo gravitatorio terrestre, debidas a las diferentes distribuciones en la superficie terrestre, producen pequeñas variaciones en la distancia entre ambas naves, que son medidas y relacionadas a las perturbaciones de la gravedad terrestre de forma muy precisa (10 μ m), gracias a un avanzado uso del sistema GPS/GLONASS y a un sistema de transmisión de señales de microondas entre las naves a través del dispositivo K-Band Range (KBR), (Ward et al., 2002; Flechtner, 2010; UTCSR-GRACE, 2011).

El objetivo principal de GRACE es cartografiar con precisión el campo gravitatorio terrestre (componente constante y variable), además de estudiar la ionosfera y atmósfera mediante la observación de la señal GPS refractada (Flechtner, 2010).

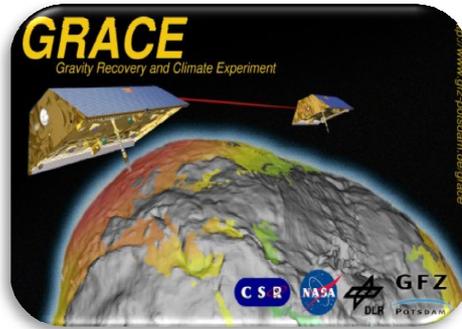


Figura 30. Satélites gemelos GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment. Imagen cortesía de GFZ-Potsdam, Germany. (Tomado de Flechtner, 2010).

3.1.5.3 Misión GOCE

Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer (GOCE), es un satélite que pertenece a la Agencia Espacial Europea (ESA), lanzado en fecha 17 de marzo de 2009 mediante un cohete ruso Rockot, vuela en una órbita extremadamente baja de 250 km de altitud y posee 5 metros de largo un peso de 1050 kg, (ver figura 31). Se espera que tenga una vida útil de 2 años. Su construcción estuvo a cargo de un consorcio de 45 empresas, como Thales Alenia Space y EADS Astrium Space (ESA-GOCE, 2010).

GOCE es capaz de obtener precisiones de 1 mGal para el campo gravitatorio terrestre y de 1 cm para las ondulaciones del geode, con una resolución espacial mejor a 100 km (ESA-GOCE, 2010).

El objetivo principal de GOCE, es la medición del campo gravitatorio terrestre a partir de gradiómetros con un ensamble de 6 acelerómetros triaxiales para medir los gradientes de gravedad, con la ayuda de 12 receptores GPS geodésicos y retro-reflectores laser para el cálculo preciso de su órbita (ESA-GOCE, 2010). Los resultados de GOCE ofrecerán datos útiles a los estudios de cambio climático oceanográficos, geodesia y geofísica de tierra sólida (ESA-GOCE, 2010).



Figura 31. Satélite GOCE, actualmente operativo. (Tomado de Guarniero, 2007)

3.1.6 Prospección gravimétrica

La señal de gravedad tiene un origen complejo, la aceleración gravitacional es influenciada por la topografía, las variaciones de densidad dentro de la Tierra, movimientos de masas, mareas y la rotación de la Tierra. En geofísica es necesario medir, caracterizar, e interpretar la señal de gravedad; siempre con respecto a una referencia específica en forma de una superficie equipotencial. Un ejemplo de una superficie equipotencial es el geoide.

Para determinar la variación de la gravedad terrestre y usarla para prospectar el interior de la tierra, se miden cambios de densidad en el subsuelo a través de las aceleraciones de masas. El gravímetro terrestre, marítimo y aerotransportado, es uno de los instrumentos que mide directamente pequeñas variaciones en la componente vertical de la gravedad, por otro lado existen gradiómetros satelitales y técnicas de inter distanciamiento satelital de última tecnología para efectuar tales mediciones a escala global. La unidad de la aceleración de gravedad es $1\text{cm}/\text{seg}^2=1*10^{-2}\text{m}/\text{seg}^2$ y se denomina Gal en honor a Galileo Galilei (Mironov, 1977). En la práctica se utiliza con mayor frecuencia una unidad menor, el miligal.

La gravedad es usada en los estudios de los procesos dinámicos dentro de la Tierra, y también es importante en la geofísica de exploración. Las mediciones de gravedad son rápidas y baratas, y las variaciones en la aceleración gravitacional, nos dan la información del estado dinámico de la Tierra y la distribución de masa y densidades

en profundidad. El estudio de la gravedad, requiere de algunas correcciones necesarias para separar la señal pura de la gravedad terrestre.

3.1.7 Gravedad teórica

En geofísica el nivel de referencia establecido para los valores de gravedad respecto a una superficie de referencia conocida se denomina campo normal de la gravedad (Parasnis, 1970; Dobrin, 1980). En el elipsoide de referencia, la aceleración de gravedad normal respecto a la latitud, viene dada por la ecuación Somigliana de 1929, ver ecuaciones [15], [16] y [17] (Heiskanen and Moritz, 1967; Li y Götze, 2001).

$$\gamma = \gamma_e \frac{1 + \kappa \sin^2 \phi}{\sqrt{1 - e^2 \sin^2 \phi}} \quad [15]$$

$$\kappa = \frac{b\gamma_p}{a\gamma_e} - 1 \quad [16] \quad ; \quad e = \sqrt{\frac{a^2 - b^2}{a^2}} \quad [17]$$

Donde a y b son los semiejes mayor y menor del elipsoide

$\gamma_e - \gamma_p$ – Es la gravedad teórica en el ecuador y en los polos respectivamente

ϕ - Latitud geodésica

e - Primera excentricidad

La ecuación Somigliana fue adoptada por la General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG) en Stockholm 1930 (Heiskanen and Moritz, 1967; Li y Götze, 2001).

A partir de aproximaciones lineales por series de Chevychev de la fórmula Somigliana, se han desarrollado múltiples fórmulas de gravedad normal para distintos elipsoides de referencia (Moritz, 1980). Las fórmulas normales de la gravedad describen la gravedad como función de la latitud geodésica y la altura respecto a un elipsoide particular (Heiskanen and Moritz, 1967; Li y Götze, 2001).

En la práctica es habitual usar fórmulas de gravedad normal derivadas de la Somigliana, como por ejemplo la fórmula internacional de gravedad de 1930

comúnmente conocida como Fórmula de Cassinis 1930, ver ecuación [18], (Cassinis, 1930; Heiskanen and Moritz, 1967; Li y Götze, 2001).

$$g_o = 978,049 (1 + 0.0052884 \sin^2 \beta - 0.0000059 \sin^2 2\beta) \quad [18]$$

Donde β = latitud geográfica.

Posteriormente a la fórmula internacional de la gravedad de 1930, se generó la de 1967 (GRS 1967) y la más reciente es la de 1980 referida a los parámetros del elipsoide Geodetic Reference System (GRS 1980), ver ecuación [19] (Moritz, 1980; Li y Götze, 2001).

$$g_o = 978,032,7 (1 + 0.0053024 \sin^2 \beta - 0.0000058 \sin^2 2\beta) \quad [19]$$

Este tipo de ecuación, calcula el valor de gravedad que habría de esperarse en algún punto de la tierra si esta fuera un elipsoide de rotación, en función de la latitud. Así, la ecuación genera la aceleración de referencia estándar con la que deben compararse las mediciones de gravedad (Parasnis, 1970; Dobrin, 1980).

3.1.8 Reducción de los datos gravimétricos

Según Dobrin (1980) el valor de la gravedad en un punto cualquiera depende de la latitud y altitud, los efectos de marea, de la topografía circundante y de la distribución de la densidad debajo de la superficie. En consecuencia, para aislar el efecto producido únicamente por el subsuelo es necesario corregir los restantes factores que hacen variar la gravedad. Estos efectos deben ser eliminados mediante correcciones con la finalidad de llevar las mediciones de gravedad a una superficie equipotencial determinada o datum y así poder obtener información del interior de la tierra.

3.1.8.1 Corrección de latitud

La fórmula internacional de gravedad toma en cuenta la variación de la gravedad normal con la latitud, otra manera de corregir la variación de la gravedad con la latitud consiste en referir los valores medidos en las estaciones de observación a la

estación de base de coordenadas geográficas conocidas. Se aplica la ecuación [20].

$$C_{lat} = 0.0081 \sin 2\beta \text{ (mgal)} \quad [20]$$

Donde β = latitud geográfica de la estación de base.

En el caso de una estación base más cercana al polo en comparación con la estación de observación, se resta el valor de corrección del valor observado, y en el caso de una estación de observación ubicada más cerca al ecuador en comparación con la estación base, se suma el valor de corrección al valor medido (Griem, 1999).

3.1.8.2 Corrección por mareas

El valor normal de la intensidad de la gravedad en cualquier punto varía durante el día por efecto de las mareas solares y lunares. Esta variación, puede llegar a tener una amplitud de hasta 0.3 miligales, por lo que en estudios de precisión es necesario que su efecto sea corregido (Dobrin, 1980). En la actualidad la corrección por mareas se calcula mediante el uso de programas de computadora especializados con datos históricos de marea e incluso existen gravímetros que realizan la corrección de automáticamente.

Las perturbaciones de la luna, el sol y los planetas puede ser directamente medidas por las aceleraciones que experimentan los satélites y sus orbitas, de manera que el efecto directo puede ser estimado con precisión a través de modelos y con la ayuda de datos históricos (EGG-C, 2009). Los cambios inducidos por las mareas pueden ser modelados como variaciones de los coeficientes del geopotencial, tomando en cuenta los efectos de deformación causados (EGG-C, 2009). En este sentido, la contribución de las mareas al geopotencial puede ser descrita matemáticamente y aplicada en correcciones específicas a los coeficientes de armónicos esféricos de los modelos geopotenciales (EGG-C, 2009). La contribución de las mareas asociadas a masas oceánicas y atmosféricas también es tomada en cuenta en los modelos de mareas (Flechtner, 2007).

Para los datos de gravedad derivados de modelos geopotenciales, existe la opción de obtener los valores de gravedad, para los distintos sistemas de mareas.

- *Sistema de marea cero*: El sistema de marea cero mantiene el efecto indirecto de la deformación permanente de la tierra eliminando los efectos permanentes de las mareas luni-solares por completo. Por lo tanto, para los sistemas de marea cero, los efectos permanentes de las mareas son removidos del campo de gravedad (EGG-C, 2009; Rio, 2011).
- *Sistema de marea media*: En un sistema de marea media, se mantienen presentes los efectos tanto de atracción como de deformación permanente causadas por las mareas. Se incluyen tanto las distorsiones directas como las indirectas causadas por las mareas. Los sistemas de marea media se generan respecto al elipsoide ideal de referencia. Los promedios altimétricos de la superficie oceánica son usualmente expresados en sistemas de este tipo (EGG-C, 2009; Rio, 2011).
- *Sistema libre de marea*: En un sistema libre de marea, se considera el planeta libre de mareas, con todos los efectos de las mareas directo e indirecto del Sol y la Luna eliminados. Este sistema es muy utilizado en el posicionamiento de precisión por los geodestas y agrimensores (EGG-C, 2009; Rio, 2011).

3.1.8.3 Corrección de Aire Libre

El gradiente y los valores de la gravedad, disminuyen con la altura en la medida en que el punto de medición se aleje del centro de la tierra (Dobrin, 1980). De esta manera, la intensidad de la gravedad varía en relación inversa al cuadrado de la distancia del centro de la tierra. El valor de esta corrección, en este sentido viene dada por la ecuación [21], donde se suma a la gravedad observada cuando la estación está por encima del nivel de referencia y se resta en el caso contrario (Nettleton, 1971)

$$C_{A.libre} = \pm 0.3086h \text{ (mgal/metro)} \quad [21]$$

3.1.8.4 Corrección de Bouguer

La corrección con la losa de Bouguer elimina el efecto de las masas de rocas ubicadas entre el nivel de referencia y la estación de observación. Según Parasnis (1971), el incremento esperado de la atracción gravitatoria debido a las rocas ubicadas entre el nivel de referencia y el nivel de la estación, a menudo se modela la roca con una losa horizontal de dimensiones infinitas y de densidad uniforme. La ecuación [22] es la empleada para cuantificar el efecto Bouguer, (Parasnis, 1971; Dobrin, 1980).

$$C_{Bouguer} = \pm 0.04191 \rho h \text{ (mgal)} \quad [22]$$

Donde:

ρ = Densidad de las masas de rocas ubicándose entre el nivel de referencia y el nivel de la estación de observación en g/cm³.

h = Diferencia de altura entre el nivel de referencia y el nivel de la estación de observación en m.

3.1.8.5 Corrección topográfica

Se encarga de corregir los errores introducidos por la corrección de Bouguer y los efectos de las masas por encima de la estación de medida. Se realiza estimando los efectos que tienen las masas por encima y por debajo de la estación para luego realizar su corrección.

La atracción de las masas altas se ejerce por encima de la estación y se oponen a la gravedad, por ese motivo se suma a la gravedad observada para neutralizar su efecto. Del mismo modo, la atracción del material que ocupa el valle inferior a la estación se debe restar de la corrección de Bouguer, pero puesto que este material no existe; se debe sumar la atracción para compensar lo que fue sustraído al hacer la corrección de Bouguer. Por lo tanto esta corrección se suma siempre, en montaña o en valle.

3.1.9 Anomalías gravimétricas

En teoría, el valor final corregido de la intensidad de gravedad debería atribuirse únicamente a variaciones de la densidad de las rocas que existen por debajo del plano

de referencia (Dobrin, 1980). La diferencia entre el valor de gravedad corregida y el valor teórico de la gravedad en el esferoide para la latitud y la longitud de la estación se denomina anomalía gravitatoria, ver ecuación [23] (Dobrin, 1980). Si sólo se ha aplicado la corrección de aire libre a los valores de gravedad observada, el resultado se denomina anomalías de aire libre. Si se han aplicado todas las correcciones antes referidas, la anomalía se designa anomalía de Bouguer.

$$AB = g_{\text{corregida}} - g_{\text{teórica}} \quad [23]$$

Según Nettleton (1971), un mapa de gravedad casi nunca es una anomalía simple y aislada, la mayoría de las veces es una combinación de anomalías, las cuales se deben a un origen de poca o intermedia profundidad, indicadoras de fuentes someras (anomalías residuales) y/o de anomalías extensas, con orígenes más profundos (anomalías regionales). Por esto, en la interpretación gravimétrica frecuentemente se comienza con algún procedimiento que separe las anomalías de interés.

3.2 MAGNETISMO

3.2.1 Campo magnético terrestre

En el interior de los planetas, la acumulación de materiales ferromagnéticos como hierro y su movimiento diferencial relativo respecto a otras capas del cuerpo inducen un campo magnético de cierta intensidad dependiente de las condiciones de formación del planeta.

La tierra genera un campo magnético que se puede comparar con el campo correspondiente a un dipolo situado en el centro de la tierra (ver figura 32). El dipolo está dirigido hacia el sur, de tal modo en polo norte magnético se encuentra en el hemisferio sur cerca del polo sur geográfico y el polo sur magnético en el hemisferio norte cerca del polo norte geográfico. El dipolo magnético está inclinado con respecto al eje de rotación 11° aproximadamente (Griem, 1999).

La intensidad del campo magnético terrestre es de carácter vectorial, de manera que puede representarse de acuerdo a sus componentes. La componente horizontal de la

intensidad del campo magnético es H , señalando al norte magnético y con una desviación angular " D ", con respecto al norte geográfico; conocida como declinación magnética. El ángulo formado por la intensidad del campo magnético y la horizontal, es la inclinación magnética y se representa con la letra " I " siendo 0° en el ecuador y 90° en los polos, de allí que la intensidad varía en función de la latitud. El vector campo magnético total está definido por su intensidad F la cual puede descomponerse en una componente vertical Z y una componente horizontal H , (ver figura 32), (Parasnis, 1971; Dobrin, 1980; Griem, 1999).

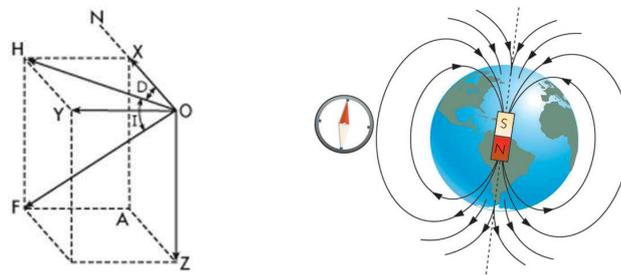


Figura 32. Representación del vector campo magnético y sus componentes (izquierda). Dipolo geomagnético terrestre y líneas de campo (derecha). Tomado y modificado de Griem (1999).

En general, el campo magnético de la Tierra, se encuentra conformado por:

- *Campo magnético interno:* Comúnmente atribuido al efecto de la rotación planetaria junto con el movimiento del hierro fundido en el núcleo del planeta. Combinado con el campo proveniente de las rocas magnetizadas debido al magnetismo remanente e inducido de los materiales de la litosfera (Dobrin, 1980; Griem, 1999; Maus, 2010).
- *Campo externo:* Producto de las corrientes magnetosféricas e ionosféricas generado por la interacción del planeta con el viento solar, produciendo variaciones importantes diarias del campo magnético total, en períodos de 24 horas (Dobrin, 1980; Griem, 1999; Maus, 2010). La amplitud del campo debido a fuentes externas es mucho más débil que el campo debido a fuentes internas y son a menudo sobre escalas de tiempo más cortas.

La expresión variación secular del campo geomagnético, se refiere a cambios lentos en el magnetismo generado por el núcleo externo de la Tierra, y que en la actualidad incluyen tanto una disminución de la intensidad del dipolo como un movimiento de su eje, resultando en un movimiento del polo norte magnético.

La dirección y amplitud del campo magnético terrestre varía con el tiempo debido a los procesos internos y externos. De manera que este debe ser determinado en intervalos de tiempo regulares. La variación del campo con el tiempo está documentada, y existe un registro histórico disponible (Miller, 2010).

3.2.2 Campo geomagnético en armónicos esféricos

Al igual que el campo gravitacional, el campo magnético es un campo potencial, de manera que es el gradiente de un potencial V , y por tanto las ecuaciones de Laplace y Poisson se pueden aplicar (Blakely, 1995; Miller, 2010). La herramienta más conveniente para la descripción y el análisis de estos campos, son los armónicos esféricos, los cuales son comúnmente usados para ilustrar importantes propiedades del campo geomagnético (Blakely, 1995; Maus, 2010; Miller, 2010).

Tanto el campo gravimétrico como el magnético terrestre, se encuentran dominados por una simple geometría. En este sentido, y debido a la inexistencia de mono polos magnéticos de acuerdo a las leyes de Maxwell; la geometría más simple para el campo magnético terrestre se reduce a un dipolo (Blakely, 1995; Miller, 2010). De esta manera, en geomagnetismo se considera que el campo está dominado por un dipolo axial ubicado en el centro de la tierra y alineado cerca del eje de rotación, existiendo dos polos, positivo y negativo (Miller, 2010).

La familiaridad con el campo gravitacional permite deducir las diferencias y las similitudes entre del campo magnético y el campo gravitacional. La equivalencia se basa en el hecho de que ambos, el potencial gravitacional y magnético, son soluciones de la ecuación de Laplace (Blakely, 1995). Las leyes de fuerzas por interacción de

cargas puntuales (en el vacío) establecidas experimentalmente en 1785 por Charles Coulomb son completamente análogas a la atracción gravitacional entre dos masas.

Se entiende que el campo geomagnético posee dos fuentes, externa e interna, las dos con una dependencia temporal. Los armónicos esféricos son una herramienta muy conveniente para explicar estas componentes. Consideremos la expresión general del potencial magnético como la superposición de polinomios de Legendre de la forma mostrada en la ecuación [24] (Miller, 2010).

$$V_m(r, \lambda, \varphi) = a \sum_{l=1}^{\infty} \sum_{m=0}^l \left\{ \begin{array}{l} \frac{a^{l+1}}{r} [g_{lm} \cos m\varphi + h_{lm} \sin m\varphi] \\ \frac{r^l}{a} [g'_{lm} \cos m\varphi + h'_{lm} \sin m\varphi] \end{array} \right\} P_{lm} \cos \lambda \quad [24]$$

Nótese que en contraste con el potencial gravitacional, el primer grado es $l=1$, dado que $l=0$ representaría un mono polo, el cual no es relevante en geomagnetismo.

3.2.3 Campo magnético de la litosfera

El campo magnético terrestre según lo comentado, es influenciado por distintas fuentes (campo interno y externo). Las principales contribuciones al campo geomagnético son: 1) El campo producido por el núcleo interno de la tierra. 2) Campo producido por el núcleo externo. 3) Campo magnético de la litosfera debido a la magnetización de las rocas en la corteza. 4) Campo inducido por movimientos en los océanos. 5) Campo ionosférico. 6) Campo magnetosférico (Maus, 2010).

El campo magnético de la litosfera, es considerado el de principal interés en los estudios geofísicos relacionados con la corteza terrestre. La magnetización de la litosfera se debe a minerales magnéticos, principalmente magnetita con diferente contenido de titanio. El titanio y la magnetita poseen temperaturas de Curie de 400°C-600°C, por encima de los que son esencialmente no magnéticos. La magnetización de litosfera se limita a una capa de unos 10 km - 50 km de espesor, en función del flujo de calores locales (Maus, 2010; Miller, 2010).

El campo magnético de la litosfera, corresponde sólo a las longitudes de onda menores a 2.500 km (Maus, 2010). Las longitudes de onda más largas se ven ensombrecidas por el mucho mayor campo magnético generado por el núcleo líquido externo de la tierra (Maus, 2010). De manera que el campo magnético de la litosfera esta en realidad conformado por las longitudes de onda más cortas del campo total.

La magnetización de la litosfera da lugar a un campo magnético que puede ser medido por satélites de órbita baja, como se demostró con las misiones POGO (1967-1971) y Magsat (1979-1980). En los últimos años datos de alta calidad a partir del satélite CHAMP se encuentran actualmente a la vanguardia de la nueva era en la cartografía de las anomalías magnéticas terrestres.

3.2.4 Datos de campo magnético de la litosfera EMAG2

Los datos magnéticos utilizados en el presente trabajo provienen del mallado de datos *Earth Magnetic Anomaly Grid EMAG2* desarrollado por Maus *et al.* (2009) y disponible en: <http://geomag.org/models/index.html>. EMAG2 alcanza una resolución de 2 arcmin, a una altitud de referencia de 4 km, sobre el geoide e incluye todas las correcciones pertinentes asociadas a variación secular y campo magnético externo. (Maus *et al.*, 2009).

Los datos de EMAG2 agrupan valores de campo magnético de la litosfera terrestre. Fue compilado a partir de datos satelitales, aéreos transportados y marinos utilizando colocación de mínimos cuadrados de mallados preexistentes. Los datos satelitales utilizados para su generación, provienen del modelo de campo magnético de la corteza MF6, el cual utiliza datos del satélite CHAMP y aporta las longitudes de ondas más largas para el modelo EMAG2, por encima de 330 km (Maus et al, 2009).

El satélite CHAMP como ya se ha mencionado, es una misión multidisciplinaria destinada a medir los campos de gravedad y magnético de nuestra planeta entre otras mediciones. Para las mediciones del campo magnético, el satélite CHAMP utilizó un magnetómetro de saturación de resolución 50 Hz =0,2 nT en todos los ejes, y un magnetómetro Overhauser para la medición únicamente del campo escalar, con una

resolución de 1 Hz=0,1 nT. El posicionamiento y georeferenciación de las medidas magnéticas, se apoyó en sistemas de navegación satelital y una brújula estelar avanzada (ASC) de resolución 15" (Reigber et al., 2006; Lühr, 2010)

3.2.5 Prospección magnética

La prospección magnética determina las variaciones del campo magnético terrestre, atribuibles a cambios de estructuras o de la susceptibilidad magnética de algunas rocas próximas a la superficie.

La susceptibilidad magnética es conocida como el grado de magnetización de un material en respuesta a un campo magnético, de acuerdo a la ecuación [25]. A pesar de ser adimensional, su valor se expresa en unidades electromagnéticas (uem) en el sistema cgs.

$$\vec{M} = X\vec{H} \quad [25]$$

Donde:

\vec{M} - Magnetización del material (la intensidad del momento magnético por unidad de volumen)

X - Suceptibilidad magnética

\vec{H} - Intensidad del campo magnético externo aplicado.

El método magnético de prospección tiene muchos puntos en común con el método gravimétrico, pues ambos buscan anomalías originadas por cambios laterales de las propiedades físicas de las rocas subyacentes (Dobrin, 1980).

Todos los cuerpos en presencia en un campo magnético adquieren cierta imantación, y ésta se pierde al separarlos de dicho campo; este fenómeno se conoce como campo inducido (Parasnis, 1971). La imantación inducida depende de la susceptibilidad magnética de una roca o mineral y del campo magnético de la Tierra.

Por otro lado, existen sustancias que pueden mostrar acción magnética sin estar sometidos a ningún campo, en cuyo caso se dice que poseen imantación permanente o remanente. De esta forma la imantación permanente de las rocas que no han sido perturbadas, refleja la dirección del campo terrestre en el momento de su formación.

Según Parasnis (1971) el campo producido por los cuerpos imantados modificará el campo original, y mientras mayor sea la susceptibilidad del cuerpo, mayor será la intensidad del campo adicional.

En la prospección magnética, generalmente se miden variaciones de la intensidad del campo magnético terrestre o de algunas componentes de ella. La unidad de medición de la intensidad de campo magnético en el sistema cegesimal de unidades, es el Oersted o Gauss, pero esta unidad es demasiado grande. Por esta razón, se utiliza el gamma (γ), que representa 10^{-5} oersteds. La unidad del sistema internacional de unidades para el campo magnético es el Weber/metros² llamada Tesla. En la prospección geofísica el nano Testa (nT) representa un gamma (γ), (Blakely, 1995).

Para la determinación del campo magnético se utilizan instrumentos especializados llamados magnetómetros, los cuales pueden realizar mediciones terrestres, marinas, aerotransportadas o en órbita, cuantificando la señal magnética (vectorial y/o escalar).

3.2.6 Reducción de los datos magnéticos

Existen dos tipos de variaciones, las primeras son suaves, regulares y de poca amplitud producto de la influencia del sol y la luna, lo que las hace predecible por lo tanto corregible, en lo que se conoce como corrección por variación diurna. Las segundas variaciones son irregulares, bruscas y violentas asociadas a tormentas magnéticas, que tienen correlación con la actividad de manchas solares y la rotación del sol (Parasnis, 1971).

La variación secular es usada para indicar cambios lentos en el tiempo, del campo geomagnético (declinación, inclinación e intensidad) a escalas de tiempo mayores de 1 año, debido al cambiante patrón del flujo en el núcleo (Miller, 2010). Esto significa

que hay alguna coincidencia con los efectos temporales del campo externo, pero en general, las variaciones del campo externo son mucho más rápidas y mucho más pequeñas en amplitud así que pueden diferenciarse (Miller, 2010).

Debe destacarse que también pueden existir variaciones en el campo magnético producto de ruidos asociados a agentes no naturales como vehículos, líneas eléctricas, etc., que afectan las medidas magnéticas. Actualmente los modelos de campo geomagnético y las compilaciones de datos globales como las de EMAG2, incluyen todas las correcciones ofreciendo la mejor estimación del campo geomagnético.

3.2.7 Anomalías magnéticas

Cualquier desviación de la intensidad o la inclinación magnética de un valor medio o normal de campo geomagnético, observada mediante el uso del magnetómetro, puede ser considerada una anomalía magnética. En tal sentido, podemos aislar estas anomalías conociendo el campo magnético medido y el teórico. Los mapas de anomalía magnética generados brindan información sobre la estructura del subsuelo y la composición de la corteza terrestre (Parasnis, 1971; Dobrin, 1980; Miller, 2010).

El campo magnético interno total B esta dado por las contribuciones del campo principal asociado al núcleo BE y al los cuerpo magnetizados presentes en la litosfera δB , según la ecuación [26] (Miller, 2010).

$$B = BE + \delta B \quad [26]$$

De esta manera, para poder obtener las anomalías magnéticas asociadas a las rocas de la litosfera, debemos sustraer los valores observados de campo magnético con sus correspondientes reducciones (campo externo y otras), a los valores del International Geomagnetic Reference Field (IGRF) análogo a B (Miller, 2010).

Otra manera de obtener las anomalías magnéticas asociadas a las rocas de la litosfera, es aislando del espectro las longitudes de onda características de esta zona (λ menores a 2500 km) (Maus, 2010). Esa parte del espectro se debe a las fuentes superficiales del campo interno asociado a las rocas magnetizadas de la litosfera.

3.3 PROFUNDIDADES A PARTIR DEL ESPECTRO DE POTENCIA

La estimación de profundidades en gravimetría y magnetometría, puede ser determinada a partir del análisis espectral de datos en dos dimensiones, basado en la transformación de los datos en dominio espacial al dominio de la frecuencia, permitiendo evaluar cómo se distribuye la energía en función de la frecuencia, e identificando los números de onda que componen los campos de potencial (Spector y Grant, 1970; Bhattacharya and Leu, 1975).

En 1966 Bhattacharya derivó una expresión para el espectro de potencia de la intensidad del campo magnético total en un bloque rectangular, lo que posteriormente fue generalizado por Spector y Grant (1970), asumiendo que las anomalías se deben a un conjunto de prismas verticales. Ellos demostraron que las contribuciones de la profundidad y geometría de una fuente magnética, afecta la forma del espectro de energía, siendo dominante el factor de profundidad (Spector y Grant, 1970).

El espectro de energía es función del número de onda y se calcula en todas las direcciones para un mismo número de onda, con una distribución de los datos lo suficientemente grande para incluir varias fuentes. De manera que, se puede utilizar el logaritmo del espectro de potencia de los datos para determinar la profundidad estadística de las fuentes, ver ecuación [27] (Geosoft Inc, 2007).

$$\log E(r) = 4\pi hr \quad [27]$$

Según Bhattacharya (1966), cuando se grafica en una escala lineal la frecuencia expresada en número de onda contra el logaritmo natural del espectro de potencia promediado radialmente, da como resultado segmentos lineales que corresponden a la profundidad media de los contrastes de susceptibilidad o densidad. Esto debido a que la variación del logaritmo de energía contra el número de ondas puede ser representada por una función lineal. La profundidad media a la fuente es proporcional entonces, a la pendiente de la línea que mejor ajusta a la curva. Una típica respuesta del espectro de energía muestra tres partes; una componente de fuente profunda, una de fuente intermedia y una de fuente somera o ruido, (ver figura 33).

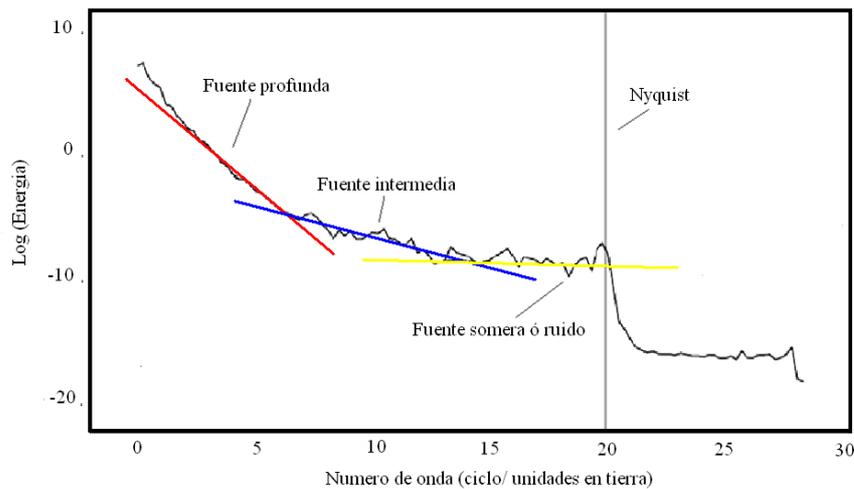


Figura 33. Espectro de energía en función de número de onda (ciclos/unidades de tierra), con pendientes para estimación de profundidades en el espectro de energía. Tomado y modificado de Geosoft Inc (2007).

Una vez obtenidos los gráficos del espectro de energía, la profundidad a la que se encuentran las fuentes, se obtiene calculando la pendiente de la recta tangente y seguidamente sustituyéndola en la ecuación [28] (Geosoft Inc, 2007).

$$h = \frac{-m}{4\pi} \quad [28]$$

Donde h es la profundidad de la fuente y m la pendiente del logaritmo del espectro.

3.4 SEÑAL ANALÍTICA

La señal analítica corresponde a la envolvente de energía de las anomalías y no depende de la dirección de magnetización o densidad de las fuentes. La amplitud de la “Señal Analítica” tendrá relación directa con la intensidad de la magnetización o densidad, y presentará valores máximos sobre los bordes de las fuentes, de esta manera se deben evaluar las derivadas direccionales para enfatizar sus efectos (Nabighian 1972, 1974, Roest *et al.* 1992).

La expresión matemática de la amplitud de la señal analítica generalizada por Nabighian (1984) y Roest *et al.* (1992) es la siguiente (Ec. 29):

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial}{\partial x} F(x, y)\right)^2 + \left(\frac{\partial}{\partial y} F(x, y)\right)^2 + \left(\frac{\partial}{\partial z} F(x, y)\right)^2} \quad [29]$$

Donde:

$A(x,y)$ es la señal analítica.

$F(x,y)$ es el campo potencial.

$\frac{\partial}{\partial x}F(x,y)$, $\frac{\partial}{\partial y}F(x,y)$ y $\frac{\partial}{\partial z}F(x,y)$ corresponden a los gradientes (derivadas) en las direcciones x , y , z respectivamente.

3.5 DECONVOLUCIÓN DE EULER ESTÁNDAR

Es un método reconocido y establecido de estimación de profundidades (Reid *et al.*, 1990; Farrelly, 1997). La ecuación de homogeneidad del método Euler relaciona el campo magnético o gravimétrico y las componentes de su gradiente con la localización de la fuente, localizando límites de cuerpos y estimación de sus profundidades, ver ecuación [30], (Thompson, 1982; Reid *et al.*, 1990). El grado de homogeneidad es expresado por el índice estructural (SI), en lo que se denomina Deconvolución de Euler Estándar (DEE). El SI es una medida de la tasa de atenuación del campo con la distancia a la fuente y brinda un medio de discriminar entre geometrías de fuentes (Reid *et al.*, 1990).

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = -SI(x, y, z) \quad [30]$$

Las incógnitas planteadas por la ecuación de homogenizad son entonces x_0 , y_0 , z_0 (ubicación del punto de medición) y SI (índice estructural) (Thompson, 1982). Asumiendo un valor para el SI, se plantea un sistema sobredimensionado, y contando con valores de T , $\frac{\partial T}{\partial x}$, $\frac{\partial T}{\partial y}$ y $\frac{\partial T}{\partial z}$ observados o calculados, se encuentra una solución aproximada del la ecuación 29, utilizando ventanas de tamaño variable sobre valores grillados (Thompson, 1982; Introcaso *et al.*, 2008).

La calidad de los resultados depende de la posición de las ventanas sobre las zonas de máximos. El método pierde eficiencia a medida que las ventanas se alejan de los máximos. Usualmente se trabaja explorando los resultados obtenidos con diferentes

índices (Introcaso *et al.*, 2008). El método es particularmente exitoso para detectar contactos con diferencias de susceptibilidad o densidad, estructuras asimiladas a diques, esferas, cilindros horizontales, pipas verticales, etc.

La Deconvolución de Euler Ampliada emplea la transformación de Hilbert para formular ecuaciones, que se resuelven para alguna posición, errores y SI, asumiendo un fondo magnético constante. Se distingue de la DEE, porque no requiere que el SI sea establecido por el usuario (Silva & Barbosa, 2003; Stavrev & Reid, 2007).

Si bien la Deconvolución de Euler fue concebida para datos magnéticos, esta puede ser aplicada a los datos de gravedad, siempre y cuando se conozca el SI a emplear (Reid *et al.*, 2003). Para cuerpos simples, el SI de la gravedad es siempre uno menor que el del SI magnético (Stavrev, 1997; Reid *et al.*, 2003). La tabla 02, muestra la relación entre el SI para modelos geológicos simples (GETECH, 2007; Müller, 2009).

Tabla 02. Índices estructurales para modelos gravimétricos y magnéticos simples, usados para la estimación de profundidades por deconvolución de Euler. El número infinito de dimensiones describe la extensión del modelo geológico en el espacio, Modificado de Müller (2009).

Modelo geológico	Número dimensiones infinitas	SI Magnético	SI Gravimétrico
Esfera	0	3	2
Cilindro vertical	1(Z)	2	1
Cilindro horizontal	1 (X-Y)	2	1
Dique	2 (Z y X-Y)	1	0
Capa	2 (X y Y)	1	0
Contacto	3 (X, Y, Z)	0 – 0.5	NA

Un factor importante en el cálculo de la deconvolución de Euler, es el tamaño de la Ventana que pasa sobre la grilla para resolver las ecuaciones y determinar la resolución de sus profundidades estimadas. La elección del tamaño de la ventana está determinada por la resolución de sus datos y por la extensión espacial de las anomalías de interés. El tamaño de la celda de grilla es otro factor que limita la profundidad de las soluciones, de manera que las soluciones a profundidades menores a dos veces el tamaño de celda no serán confiables (GETECH, 2007; Müller, 2009).

3.6 DECONVOLUCIÓN DE WERNER

La deconvolución de Werner es una técnica muy útil para la interpretación preliminar de datos de campo potencial de cuerpos aislados (Werner, 1953). Se basa en el supuesto de que la fuente es un dique vertical delgado, pero se puede aplicar a otro tipo de geometrías, como cuerpos compuestos por diques delgados (Prakash, 2004).

Es una técnica interactiva de inversión en dos dimensiones, basada en perfiles utilizados para analizar la profundidad y la posición horizontal de los cuerpos como fuente, y los parámetros relacionados de buzamiento y la densidad o susceptibilidad, considerando la interferencia de las anomalías adyacentes (GETECH, 2007).

Werner (1953) presentó una ecuación semiempírica generalizada para un dique bidimensional en Y . En ella el valor magnético observado $T(x)$ depende de cuatro incógnitas: A y B son cantidades que dependen del tamaño, susceptibilidad y geometría del cuerpo buscado, X_o es la abscisa del punto donde se calcula el magnetismo y Z la profundidad del cuerpo buscado (Dobrin, 1976). Asimismo, Hartman *et al.* (1971), Ku y Sharp (1983) hacen un excelente análisis y proponen generalizaciones (Introcaso *et al.*, 2008). En general, la expresión semi-empírica dada por Werner (1953) para un dique viene dada por la ecuación [31].

$$T(x) = \frac{A(x - x_o) + B_z}{(x - x_o)^2 + z^2} \quad [31]$$

A través de la ecuación 31, Werner desarrolló, un proceso llamado deconvolución, que lleva su nombre, dado que las incógnitas son cuatro (A , B , x_o , z) y debe disponerse de por lo menos cuatro valores T para armar un sistema y hallar sus valores (Introcaso *et al.*, 2008). La utilidad del método se expandió por el hecho de que el gradiente horizontal del campo total causado por el borde de un cuerpo grueso o alguna interfaz es equivalente a la totalidad del campo de un delgado dique (Prakash, 2004). Esta técnica es muy apreciada, ya que no requiere de modelo iniciales para su interpretación (Ku y Sharp, 1983; Jain, 1976; Hartman *et al.*, 1971).

3.7 CONSIDERACIONES TERMALES

3.7.1 Fuentes de calor de la tierra

Una de las fuentes iniciales del calor de la Tierra, ocurrió durante su formación, cuando al irse compactando y recibiendo choques con otros cuerpos aumentaba de tamaño, lo que hacía que aumentara también su temperatura (Prol-Ledesma, 1996).

Una vez que el planeta estuvo formado, sucedió la diferenciación gravitacional y que fue simplemente el hundimiento de los elementos más pesados y el transporte a la superficie de los más ligeros. Esta redistribución de los elementos se llevó a cabo con una gran liberación de energía por fricción, lo que provocó un aumento en la temperatura y la fusión de la mayor parte del material que formaba la Tierra (Prol-Ledesma, 1996).

La corteza terrestre fue enfriándose hasta solidificarse, sin embargo las capas interiores no se enfriaron tan rápidamente, debido a que la corteza es muy mala conductora del calor y actúa como un aislante para las capas interiores. La corteza es generadora de calor adicional, debido a la presencia de gran cantidad de elementos radiactivos en ella (mayor en continental que en oceánica), junto con el manto superior en menor medida (Musset and Khan, 2000; Turcotte and Schubert, 2002).

El calor radiactivo es la principal fuente de calor interno para la tierra, sin embargo, fuentes de calor local y sumideros aumentan el calor, al igual que el calentamiento por cizalla, fricción y reacciones químicas endotérmicas y exotérmicas (Fowler, 1990). Por otro lado, existen las mareas terrestres, el choque de meteoritos y la atracción gravitacional luni-solar, que generan el 10% del total del calor de la Tierra. La energía solar que recibe la Tierra también ofrece su aporte (Miller, 2010).

3.7.2 Mecanismos de transporte de calor

EL transporte de calor en el interior de la Tierra se lleva a cabo por medio de tres mecanismos conducción, convección y radiación; sin embargo. En la corteza y en la litosfera los procesos termales dominantes son la producción de calor radiogénico y el transporte de calor conductivo hacia la superficie (Turcotte and Schubert, 2002).

La **conducción** es la forma como se transporta el calor de un cuerpo más caliente a uno más frío con el cual se encuentra en contacto. La eficiencia de ésta depende de una propiedad de los materiales que se llama conductividad térmica y que nos dice cuál será la diferencia de temperatura provocada por un flujo de calor. A mayor conductividad menor será la diferencia de temperatura a través del material (Prol-Ledesma, 1996; Miller, 2010).

La **convección** es un proceso complejo que se da en fluidos. Al ser calentada la parte inferior de un fluido, éste se expandirá y se volverá menos denso que la parte superior más fría, por lo tanto tenderá a subir, repitiéndose de esta forma el proceso y dando origen a lo que se llama celdas de convección (Miller, 2010).

La **radiación** es una forma de transporte de calor que es importante a temperaturas altas. Todos los cuerpos que tienen temperatura por arriba del cero absoluto emiten radiación, pero la intensidad emitida es proporcional a la temperatura del material (Miller, 2010).

La corteza se comporta como un sólido y tiene temperaturas relativamente bajas, siendo la radiación la principal forma de transporte. El manto se comporta como un fluido y la convección es mucho más eficiente, siendo este el principal medio de transporte de calor, aún cuando las temperaturas relativamente altas hacen posible que la energía también se transporte por medio de la radiación (Prol-Ledesma, 1996)

La continua creación y destrucción de montañas producto de la tectónica de placas, volcanes y plumas mantelares, también libera grandes cantidades de calor. No obstante, la principal forma de transporte de calor en la corteza es la conducción, sin excluir algunas áreas en donde la principal forma de transmisión es por convección, aprovechando zonas de debilidad en la corteza (Prol-Ledesma, 1996).

3.7.3 La temperatura en la litosfera.

Al penetrar en la corteza de la Tierra se observa un cambio en la temperatura, en general con aumento; a esa variación de la temperatura con la profundidad se le llama

gradiente geotérmico. En la mayoría de las zonas del planeta en las que no se tienen anomalías térmicas, el gradiente geotérmico mantiene un promedio de 25 a 35 °C/km y se determina midiendo la temperatura en pozos.

La conductividad térmica es una propiedad física inherente de la materia, que indica la capacidad con la cual el calor es transmitido a través de un cuerpo. La conductividad de las rocas varía generalmente en un rango que va desde 1,1 W/m°K a 3,2 W/m°K y se obtiene generalmente a partir de mediciones en el laboratorio, en las muestras de rocas (Sigismondi y Ramos, 2008; Miller, 2010).

El flujo de calor se puede definir como la transferencia de calor desde el interior de la Tierra hacia la superficie, y es un agente que controla procesos geológicos a escala cortical (Sigismondi y Ramos, 2008). Si bien el calor se mueve mayormente vía convección, la conducción es el mecanismo dominante cuando el transporte de calor se estudia dentro de la corteza terrestre. La recopilación global de más de veinte mil datos de flujo de calor por conducción sugiere un valor promedio del orden de 87 mW/m² (Sigismondi y Ramos, 2008). El flujo de calor en la superficie de la Tierra, se calcula como el producto del gradiente geotérmico por la conductividad térmica de las rocas (Miller, 2010).

En áreas específicas existe una relación lineal entre el flujo de calor superficial y la generación o producción de calor radioactivo (Turcotte and Schubert, 2002). La producción de calor debido a elementos radioactivos decrece exponencialmente con la profundidad, de acuerdo con la ecuación [32].

$$H(z) = H_0 e^{-z/D} \quad [32]$$

Donde H_0 es la producción de calor radiogénico promedio por unidad de masa (W/kg) en la superficie ($Z=0$) y D es una escala de longitud para la disminución de H con la profundidad (Turcotte and Schubert, 2002).

3.7.4 Mecanismos de liberación de calor a través de la corteza

El transporte de calor en el interior de la Tierra determina los fenómenos geológicos que se observan en la superficie, basados en la tectónica de placas. Afirmando, que el motor generador de todos los acontecimientos geológicos se deben a la convección del material del manto (Prol-Ledesma, 1996).

De los tres tipos de frontera entre placas, son las zonas de límites divergentes y convergentes son las que más importancia tienen en la liberación de calor del interior a la superficie de la Tierra. Es en estas zonas, además de los puntos calientes, en donde se van a localizar la mayoría de las manifestaciones superficiales del calor.

3.7.4.1 Liberación de calor en límites convergentes

En las zonas de límites convergentes de placas, una de ellas se hunde en el manto, donde se calienta y se funde para completar el ciclo de las celdas de convección. El desplazamiento de la placa subducente, provoca sismos y genera movimiento en el manto, que por fricción y diferenciales de presión y densidad, resulta en ascenso de material, como una intrusión magmática que generará actividad volcánica.

3.7.4.2 Liberación de calor en límites divergentes

Los límites de bordes divergentes de placas en regímenes extensivos, representan uno de los principales mecanismos de generación de calor a través, de la corteza, generando cuencas características (Mackenzie, 1978; Sawyer *et al.*, 1987).

La primera consecuencia de una extensión sería el adelgazamiento de la litosfera, con ascenso pasivo de la astenosfera caliente, acompañado de fallamiento y compensación isostática, generando así una subsidencia inicial, lo que ocasiona un incremento del gradiente geotérmico, (ver figura 34). Así mismo, se produciría una perturbación térmica que luego decaería gradualmente con el tiempo, acompañada subsidencia termal (Márquez, 2003). El decaimiento del gradiente genera subsidencia, que es amplificada por el peso de los sedimentos, resultando en una cuenca simétrica (Mckenzie, 1978).

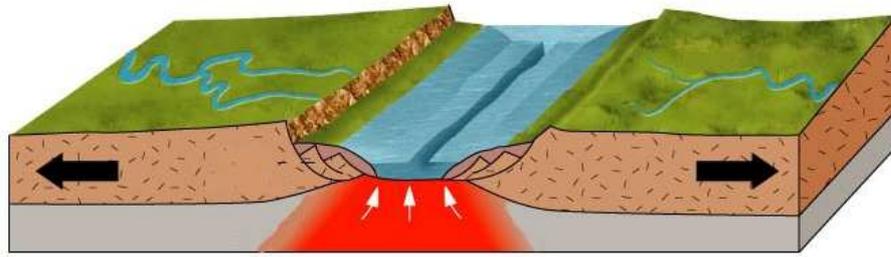


Figura 34. Liberación de calor en límites divergentes y creación de cuenca extensiva (modelo de extensión litosférica), Tomado de Trillo (2004).

3.7.4.3 Liberación de calor en puntos calientes

Existen además algunas áreas restringidas que presentan un adelgazamiento de la corteza por el ascenso de material del manto, que sin embargo no llega a constituir una celda de convección. A estas áreas se les denomina "puntos calientes" (hot spots). Al irse desplazando la litosfera por encima de un punto caliente, éste va dejando su huella en forma de una cadena montañosa compuesta por volcanes extintos.

CAPÍTULO IV

METODOLOGÍA

4.1 RECOPIACIÓN Y TRATAMIENTO BÁSICO DE LOS DATOS

4.1.1 Datos de gravedad

Los datos de gravedad utilizados en este estudio derivan del modelo de campo de gravedad EGM2008 de Pavlis *et al.* (2008), con cobertura mundial y una resolución espacial ajustada a las exigencias geofísicas regionales, descrito en el capítulo III del presente trabajo.

Los datos de gravedad EGM2008 utilizados, fueron evaluados geo-estadísticamente en relación a datos terrestres por Garzón (2010), donde la autora determinó un alto coeficiente de correlación respecto a datos en tierra y más de 90% de certidumbre para el dato de gravedad del modelo a la resolución de 0.03° en zonas vecinas a El Baúl. Por otro lado, Garzón (2010) demostró que los datos EGM2008 al ofrecer una distribución homogénea, permiten una mejor representación de los rasgos geológicos en los mapas de Anomalía de Bouguer, en comparación con datos terrestres.

Los datos de anomalía de Bouguer derivados del dato del modelo combinado EGM2008, fueron obtenidos de la página web de la Agencia Bolivariana para Actividades Espaciales – ABAE en 2010 disponible en: http://www.abae.gob.ve/paginas/propiedades_fisicas_t.html. Los datos de anomalía de Bouguer generados por García (2009), a nivel medio del mar de toda Venezuela, poseen una resolución espacial de 3.67 km, referenciada bajo el elipsoide WGS84, utilizando una densidad de Bouguer de 2.67 gr/cm³ y una corrección topográfica apoyada con el modelo de elevaciones GTOPO30. Debe destacarse, que esta base de datos de anomalía de Bouguer, posee todas las correcciones presentadas en el Capítulo III, para los datos de gravedad.

De esta manera, se obtuvo la base de datos completa de anomalía de Bouguer para Venezuela y la zona de estudio de dimensiones 3.5°x2°, considerando una apertura de

la ventana geográfica de alrededor de 1°, para evitar problemas de borde, y finalmente trabajar con las longitudes comprendidas entre -64°W y -70°W y latitudes entre 6°10'N y 10°10'N.

Con los datos mencionados, se generó el mapa de anomalías de Bouguer de Venezuela y de la zona de estudio donde la anomalía de El Baúl es representativa, aplicando el método de interpolación por mínima curvatura. Para esto, se empleó la licencia Oasis Montaj de Geosoft Inc. perteneciente a la Universidad Central de Venezuela UCV. Adicionalmente, se realizó un análisis estadístico de los datos de anomalía de Bouguer para la ventana de estudio asociada a El Baúl.

4.1.2 Datos magnéticos

Los datos magnéticos utilizados, derivan del mallado de datos de anomalía magnética de la litosfera EMAG2 desarrollado por Maus *et al.* (2009), descrito en el Capítulo III del presente trabajo.

A partir de los datos descargados de EMAG2, y utilizando el software Oasis Montaj con el método de interpolación mínima curvatura, se generó el mapa de anomalías magnéticas de Venezuela y se delimitó la zona de estudio. Posteriormente se realizó un análisis estadístico de los datos de anomalía magnética para la ventana geográfica de estudio, considerando la misma usada en los datos de gravedad.

4.1.3 Sísmica de refracción profunda

Se tomó como referencia la línea de refracción sísmica profunda 67W derivada de los proyectos BOLIVAR (**B**roadband **O**cean-**L**and **I**nteraction of **V**enezuela and the **A**ntilles arc **R**egion) y GEODINOS (**G**eodinámica reciente del límite **N**orte de la placa Sudamericana), presentada en el trabajo de Magnani *et al.* (2009), para trazar unos de los perfiles a modelar en este trabajo. La alineación mencionada, responde a la finalidad de poseer un control sísmico adecuado a grandes profundidades al norte de El Baúl. Para lograr esto, se georeferenciaron las imágenes que contienen el modelo de velocidades y estructural generados por Magnani *et al.* (2009) (ver Figura

35), con la incorporación posterior en el módulo de modelado directo de perfiles del software Oasis Montaj, denominado GM-SYS (Geosoft Inc, 2007).

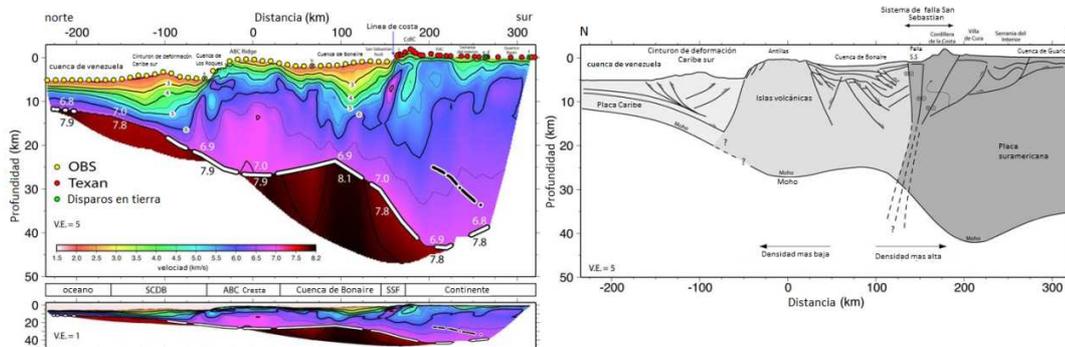


Figura 35. Modelo de velocidad a lo largo del perfil 67W, de los proyectos BOLIVAR y GEODINOS (Izquierda). Interpretación de las placas Caribe y suramericana, a lo largo del perfil 67W, basado en interpretación sísmica y modelo de velocidad. Tomado de Magnani *et al.* (2009).

4.1.4 Datos de profundidades de pozos y sísmica 2D

Para el presente trabajo, se tomaron y digitalizaron las ubicaciones, profundidades, descripciones de pozos y de sísmica 2D que tocan basamento pre-Cretáceo, sobre la cuenca Barinas-Apure, El Baúl y la sub-cuenca de Guárico, de acuerdo a la base de datos de profundidades disponible en González (2009). De esta forma, se logró compilar una base de datos en Oasis Montaj, para luego generar un mapa de basamento general de la zona, útil en el control de los perfiles a modelar.

Los datos de profundidad de basamento utilizados, provienen de distintas fuentes y autores como: Graterol (2008), Feo-Codecido *et al.* (1984), Fernández (2004) y Chacin (2009); como lo muestra González (2009) en su importante recopilación de datos.

4.1.5 Datos de pozo con información termal.

El presente trabajo, contó con datos de 31 pozos con información termal, ubicados en la zona suroeste de El Baúl, específicamente en bloque Boyacá de la faja petrolífera del Orinoco. Los pozos muestran valores temperatura en profundidad, lo cual fue utilizado para calcular el gradiente y el flujo geotérmico, asumiendo transmisión de calor por conducción a partir de valores disponibles de conductividad térmica teórica.

Debido a la falta de información con respecto a la producción de calor del espesor sedimentario (por desintegración radiactiva de isótopos), su influencia sobre el flujo total en superficie no ha sido considerada. Por otro lado, se asume que las condiciones dentro de la columna sedimentaria son isotrópicas y estables, y el flujo de calor de superficie está determinado especialmente por el proveniente de la corteza y del manto superior.

Para este estudio, se asumió un valor constante de conductividad térmica para las rocas, que generalmente según Sigismondi y Ramos (2008), se encuentra entre 1,9 W/m[°]K y 2,1 W/m[°]K. Para este caso, se utilizó 2 W/m[°]K para las rocas del bloque Boyacá. Siendo consistente con los valores de conductividad utilizados por Hernández (2006) para la subcuenca de Guarico, 1.24-1.8 W/m[°]K para lutitas y 2.5 W/m[°]K para arenas, a unos 100 km, al noreste de nuestros pozos (ver ubicación en la Figura 94 del Apéndice B).

Finalmente, se recurrió al método del producto para obtener el mapa de flujo de calor, usándose como entradas el gradiente geotérmico y las conductividades.

Los resultados termales fueron representados a través, de mapas de contorno, generados a partir de interpolación por Kriging. De esta manera, se obtuvieron representaciones del comportamiento termal de la zona, en términos de distribución del gradiente y flujo térmico teóricos. El comportamiento termal del área, ofrece un importante aporte a la interpretación integrada de los datos, como posible factor de afectación o derivado de la estructura asociada a El Baúl.

Los datos fueron suministrados por Petróleos de Venezuela S.A - PDVSA a través de la Corporación Venezolana de Petróleo, encargada del proyecto Orinoco Magna Reserva, ver carta de aval de los datos en Apéndice C.

4.2 ANÁLISIS ESPECTRAL DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS

4.2.1 Filtrado y tendencias Regionales-Residuales

Con la finalidad de identificar tendencia en los datos de gravedad y magnetismo de la zona de El Baúl se aplicaron diversos métodos de filtrado y separación de tendencias, utilizando técnicas de análisis espectral disponibles en el software Oasis Montaj en su módulo denominado MAGMAP filtering, dedicado al procesamiento en el dominio de la frecuencia de datos de potenciales (Geosoft Inc, 2007).

El módulo MAGMAP, prepara los grids de datos en dominio espacial, para luego convertirlos al dominio de la frecuencia; realizándolo a través de la aplicación de la transformada rápida de Fourier (Geosoft Inc, 2007). Con una interface de filtrado interactiva, se pueden utilizar los diversos filtros en número de onda disponibles y las técnicas de separación de tendencias, para así finalmente generar el grid de datos deseado, (ver Figura 36). La descripción detallada de los filtros disponibles y las técnicas de análisis espectral del software, se encuentran disponibles en la sección MAGMAP de Geosoft Inc (2007).

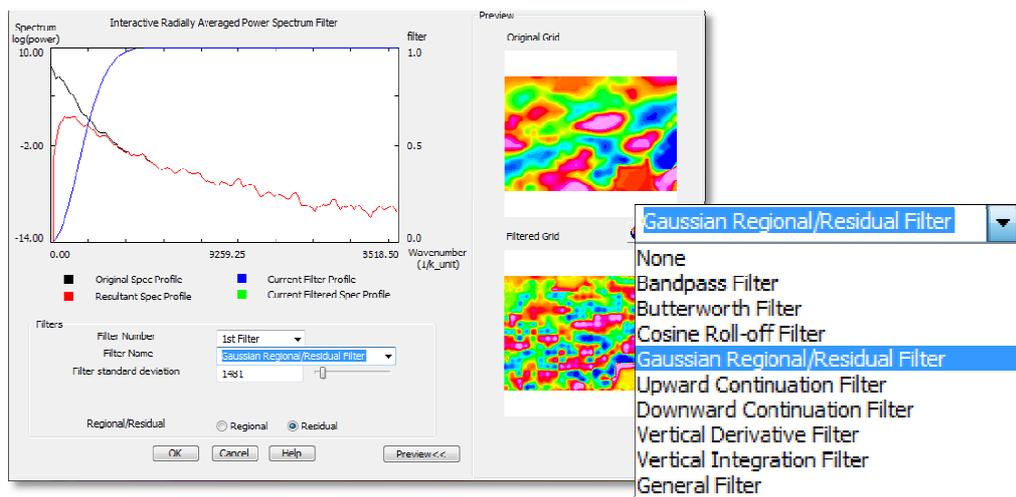


Figura 36. Interface interactiva de filtrado del módulo MAGMAP filtering.

Con la finalidad de identificar la técnica óptima para la separación de tendencias, fueron aplicados los siguientes filtros a los datos de anomalía gravimétrica y magnética:

- ✓ Continuación analítica de campo hacia arriba
- ✓ Continuación analítica de campo hacia abajo
- ✓ Filtro gaussiano (regional/residual)
- ✓ Filtro pasa banda (regional/residual)
- ✓ Butterworth (regional/residual)

4.2.2 Estimación de profundidades por método espectral

En esta sección, se realizó el análisis espectral de los datos de Baúl, utilizando el software Oasis Montaj, para generar el espectro radial de energía, utilizando el método de “average radial” promediado del módulo MAGMAP filtering, y de esta manera estimar la disposición en profundidad de las fuentes que generan las anomalías.

Según Battacharya (1966), cuando se grafica en una escala lineal la frecuencia contra el logaritmo de la energía, la variación del logaritmo de la energía contra el número de ondas, puede ser representada por una función lineal; por lo que la pendiente de una línea tangente es proporcional a la profundidad de los cuerpos. En este sentido, a través del método de “average radial” promediado del Oasis, que utiliza el espectro de energía, se produce un gráfico que muestra la disposición en profundidad de las fuentes estimadas que generan las anomalías.

El método fue aplicado a los datos de anomalía gravimétrica y magnética de El Baúl, que según sus dimensiones ($3.5^{\circ} \times 2^{\circ}$) pueden recibir efectos de fuentes de hasta 55 km de profundidad (1/4 de la extensión en superficie). La misma metodología se aplicó sobre las provincias tectónicas cercanas del Cratón de Guayana, Cuenca Barinas-Apure y Cuenca Oriental, para obtener una perspectiva en el contexto regional.

4.3 MÉTODOS DE INVERSIÓN Y DETECCIÓN DE CONTRASTES

4.3.1 Señal analítica

A efectos de analizar los principales lineamientos tectónicos de la región de estudio, se aplicó la técnica de señal analítica, permitiendo resaltar las anomalías de los campos potenciales producidas por discontinuidades geológicas de mediana a corta longitud de onda.

Para el cálculo, se utilizó el software Oasis Montaj, a través del módulo MAPMAP que genera las derivadas direccionales y produce la señal analítica a través de un grid de datos con dimensiones similares al grid de entrada (ver Figura 37).

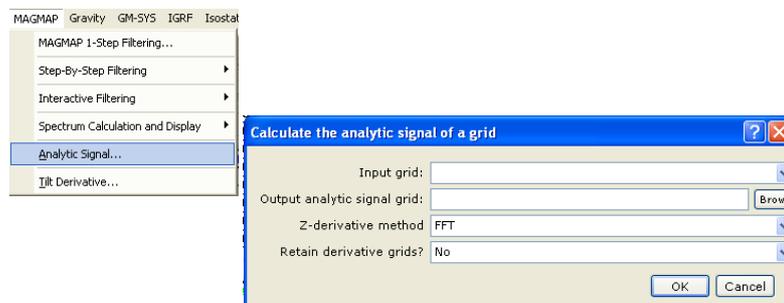


Figura 37. Interface utilizada para el cálculo de la señal analítica con el software Oasis Montaj.

4.3.2 Deconvolución de Euler Estándar

Con la intención de obtener estimaciones de profundidad de la superficie de máximo contraste de densidad o magnetización, fue aplicada la Deconvolución de Euler Estándar (D.E.E). Esta técnica de inversión emplea los datos de gravedad y/o magnetismo, el gradiente, el Índice Estructural (I.E) y la Ventana de Euler (V.E) especificado, como insumos principales para determinar la geometría de los cuerpos geológicos en profundidad.

Las distintas estructuras geológicas asociadas a geometrías características, presentan respuestas diferentes; así, la geometría representativa en el área de estudio, se vincula al índice estructural. En tal sentido la herramienta de Euler se aplica para el índice seleccionado, obteniendo un conjunto de soluciones que reflejan la profundidad de máximo contraste, revelada por el set de datos de trabajo.

La ventana de Euler determina el área usada para calcular las soluciones de Euler. La D.E.E, trabaja mejor en ventanas de Euler que incluyen la anomalía entera que está siendo analizada, sin incluir efectos de múltiples anomalías, lo cual es tenido en cuenta a la hora de aplicar esta técnica.

La D.E.E es aplicada sobre los datos de anomalía de Bouguer de El Baúl, utilizando el software Oasis Montaj en su módulo Euler3D para la estimación tridimensional, forma y posición espacial de las fuentes en profundidad. Con el software, se calcula en primer lugar las derivadas direccionales y luego con el módulo Euler 3D se obtienen la D.E.E en forma de una base de datos. La metodología se aplicó para diversos Índices Estructurales (I.E: 0.5, 1, 1.5 y 2) combinando con distintas Ventanas de Euler (V.E: 10, 15 y 20). Se aceptaron soluciones con un error estimado mas pequeño que la tolerancia de máxima profundidad usada de 15% (ver Figura 38).

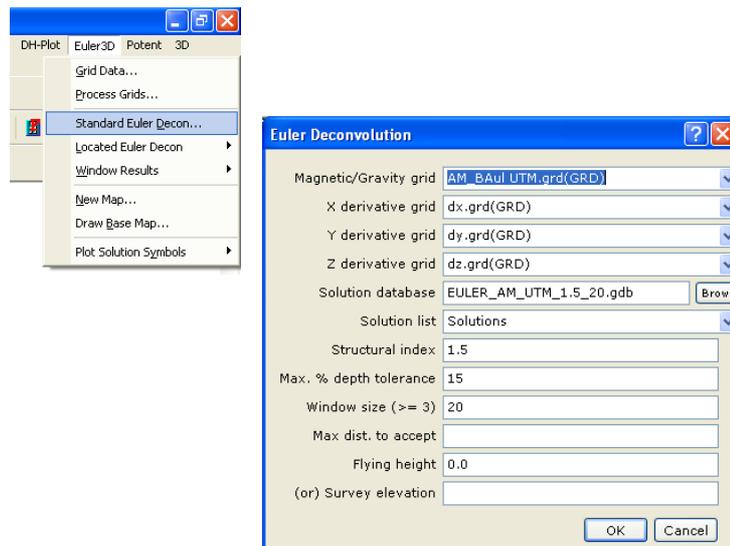


Figura 38. Módulo Euler3D del software Oasis Montaj, utilizado para el cálculo de la D.E.E.

Los resultados obtenidos, son usados para discriminar entre las distintas geometrías de fuentes, logrando identificar el I.E y V.E que mejor representan el grado de homogeneidad de los resultados, y la atenuación del campo con la distancia-fuente, apoyándose con los datos de control. Los resultados en forma de base de datos, son luego presentados en mapas de profundidades y en forma de perfiles para su análisis.

4.3.3 Deconvolución Werner

Otro de los métodos de estimación de profundidades aplicado al set de datos, fue la Deconvolución de Werner (D.W) sobre perfiles. El método fue aplicado sobre los perfiles de interés de nuestros datos de anomalía magnética, utilizando el software Oasis Montaj en su módulo Pdepth, considerando y ajustando todos los parámetros de entrada de acuerdo a la información previa disponible (ver Figura 39). Los resultados son generados en una base de datos que presenta las profundidades estimadas, que luego pueden ser presentadas en forma de perfiles.

Como datos de entrada, se toman valores de altura de la estación, anomalía magnética y topografía sobre un perfil. Adicionalmente, se puede usar como entrada, la derivada horizontal calculada previamente o usar el algoritmo del Pdepth para generarla a partir del perfil de campo magnético (ver Figura 39). Varios parámetros son requeridos para controlar las soluciones de Werner a modelar, los cuales son descritos en la tabla 3, los cuales deberán variarse hasta encontrar el criterio con mejor resultado.

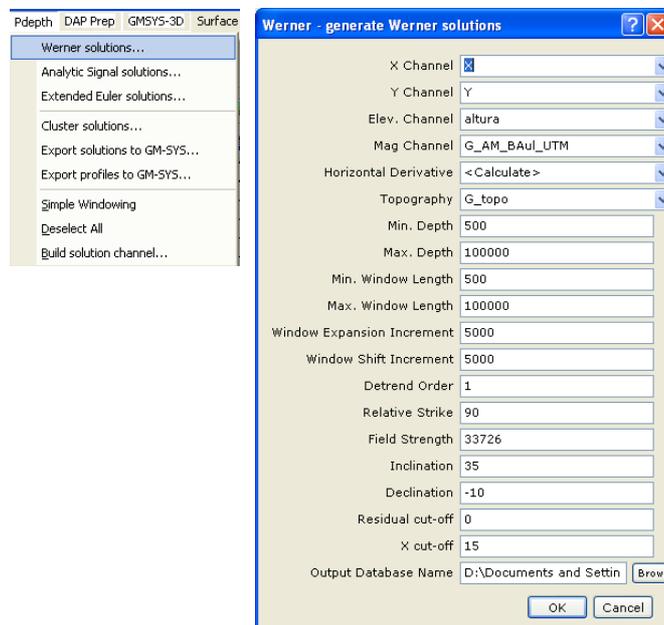


Figura 39. Módulo Pdepth del software Oasis Montaj, utilizado para el cálculo de la D.W.

Tabla 3. Parámetros requeridos para la deconvolución de Werner.

PARAMETRO	DESCRIPCIÓN
Min. Window Length Max. Window Length	Longitud máxima y mínima para el operador de Werner. No se encontraran soluciones válidas a profundidades fuera de esta ventana.
Window Expansion Increment	Determina el número y tamaño de pasos entre el mínimo y máximo. Valores de pequeños generan más cálculos y soluciones de Werner.
Window Shift Increment	Establece la distancia que se mueve el operador de Werner a lo largo del perfil en la ejecución de cálculos. Valores de pequeños generan más cálculos y soluciones de Werner.
Detrend Order	Orden polinomial de tendencia.
Relative Strike	Rumbo del perfil estudiado.
Field Strength, Declination y Inclination	Valores de IGRF para la zona del perfil estudiado en el año de adquisición de los datos.
Residual cut-off	Establece un umbral de amplitud para las anomalías (en nT) y le permite eliminar soluciones causados por el ruido en el perfil de entrada. Los valores más altos eliminan más soluciones.
X cut-off	Establece un umbral de distancia horizontal, para soluciones con respecto al centro del operador de Werner. Cuando “X cut-off” se reduce, más soluciones se eliminan.

Los resultados de la D.W es generada en una base de datos con multiples canales dentro del software Oasis, los cuales pueden ser representados en forma de perfiles, (Figura 40).

Las soluciones de Werner calculadas a partir de los datos de campo magnético, son designadas por el software como “Dike” y las soluciones calculadas a partir del gradiente horizontal, son designadas como “Contact” en la base de datos. La columna dentro de la base de datos que contiene ambas soluciones, es designada como “Z_Both” (referenciadas a la altura de la estación) y “Depth_SI” (referenciadas a nivel medio del mar).

Adicionalmente a las soluciones de Werner calculadas en la base de datos, se muestran los valores remuestreados de Topografía, magnetismo y derivada horizontal, los cuales tambien pueden ser representados en forma de perfiles junto con las soluciones, tal como se muestra en la Figura 40.

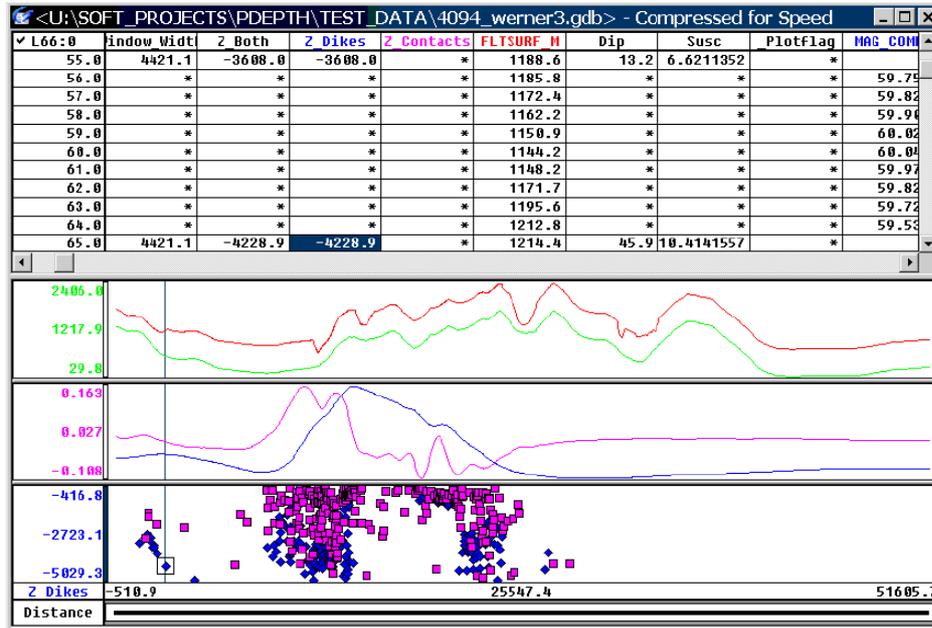


Figura 40. Ejemplo de base de datos resultado de la deconvolución de Werner y Perfiles de: Profundidades calculadas “Z_Dikes” y “Z_Contacts” (abajo). Perfil magnético y de derivada horizontal (medio). Perfil de altura de vuelo y topografía (arriba).

4.4 MODELADO DIRECTO SOBRE PERFILES 2D

Se plantearon 2 perfiles gravimétrico-magnéticos para generar a partir de estos, modelos geológicos consistentes con la configuración interna del macizo El Baúl. Para la generación de los modelos, se utilizó el módulo GM-SYS del software Oasis Montaj. Se utilizó como apoyo, la información geológica, estructural, sísmica y de pozos disponibles, junto con los resultados de las estimaciones de profundidades, filtros y análisis de tendencias obtenidas del procesamiento de los datos gravimétricos y magnéticos del área.

El primer transecto denominado Perfil 1 (P1), se direccionó con una orientación N67°O, con una longitud de 448 km, alineado con la línea 67°W de Magnani *et al.* (2009), cortando la Serranía del Interior, falla de la Victoria, Corrimiento Frontal de Guárico, pasando por la zona de El Baúl, falla de Apure y terminando en el Cratón de Guayana. El segundo transecto denominado Perfil 2 (P2), fue orientado con dirección aproximada N45°E, con una longitud de 714 km, sobre los grábenes de Espino y

Apure-Mantecal, pasando por la sub-cuenca de Guárico, El Baúl y Cuenca Barinas Apure.

Fue utilizado el módulo IGRF del software Oasis Montaj, obteniéndose una magnitud de 33.660 nT, inclinación de 35° y declinación de -10,81° para el año 2004, dentro del intervalo temporal de captura de datos del satélite CHAMP, aportando datos al EMAG2.

Los valores utilizados para la elaboración de los modelos, derivan del cálculo de densidades a partir de velocidades sísmicas de Di Croce (1995) y los valores de susceptibilidad se basan tablas teóricas de susceptibilidades (ver Apéndice A). Los datos de densidad y susceptibilidad usados en los modelos se resumen en la tabla 04.

Tabla 04. Valores de densidad y susceptibilidad utilizados en el modelado de los perfiles planteados.

	Densidad (gr/cc)	Susceptibilidad (cgs)
Sedimento	2.4	0
Corteza Paleozoica superior	2.7	0.002
Corteza Paleozoica inferior	2.9	0.005-0.007
Corteza precámbrica (Cratón) sup.	2.7	0.002
Corteza precámbrica (Cratón) inf.	2.9	0.003-0.009
Manto superior	3.4	0.012

El modelado de los perfiles se apoyó en los resultados de la interpretación de los mapas de gravedad y magnetismo de El Baúl, su correspondiente separación de tendencias y su situación geológica, estructural y termal. Por otro lado, se apoyó el modelado con los datos de profundidades obtenidas por los métodos de análisis espectral, inversión y de detección de contrastes. De igual manera, se utilizó el mapa de profundidad de basamento generado a partir de datos de pozo junto con los resultados del perfil de refracción profunda 67W de Magnani *et al.* (2009), para reforzar el modelado.

4.5 INTERPRETACIÓN INTEGRADA DE RESULTADOS

En esta fase, se analizaron e interpretaron exhaustivamente los resultados (mapas, perfiles y bases de datos), considerando las variables pertinentes para la generación de las hipótesis geológicas planteadas, avaladas con modelos geológicos soportados

con estudios previos. En ese sentido se fijaron las profundidades, límites y contactos de las interfaces corticales principales así como la ubicación tectónica de las principales provincias analizadas.

Los mapas de anomalía de Bouguer y anomalía magnética generados, fueron interpretados de manera conjunta, con la visión espacial y de tendencias que ofrecen los mapas de separación regional-residual, señal analítica e información termal disponible para este estudio.

Los resultados obtenidos del “Análisis Espectral de los Datos Gravimétricos y Magnéticos”, de los “Métodos de Inversión y Detección de Contrastes”, junto con los valores de profundidades de pozo y otros, fueron utilizados en la fase de modelado directo sobre perfiles 2D, a fines de enriquecer y respaldar los modelos. Para de esta manera, producir un modelo geológico consistente del macizo ígneo-metamórfico de El Baúl.

4.6 MODELADO DE ANOMALÍAS SINTÉTICAS

El modelado de anomalías sintéticas se realizó con la finalidad de reproducir las anomalías magnéticas obtenidas en resultados previos y para corroborar la validez de nuestros datos y de los modelos presentados para El Baúl.

La generación de anomalías sintéticas se realizó con el software GamField desarrollado por el Instituto Nacional de Geofísica y Vulcanología de Italia con sede en Roma. El cual puede ser libremente descargado desde el portal web del INGV: <ftp://ftp.ingv.it/pub/alessandro.pignatelli/Pignatelli> (Pignatelli *et al.*, 2011).

El software es desarrollado en MATLAB, y utiliza una distribución de geometrías en forma de bloques discretizados en forma de prismas rectangulares sobre un sistema cartesiano. A partir de esta geometría el software realiza el cómputo del efecto gravimétrico y magnético sintético de la fuente, asociada a la distribución de prismas, (ver Figura 41) (Pignatelli *et al.*, 2011).

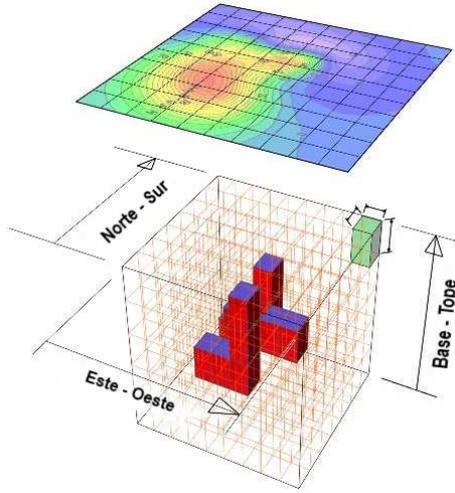


Figura 41. Principios del Gamfield, tomado y modificado de Pignatelli *et al.* (2011).

Gamfield utiliza la ecuación [33], para calcular el efecto magnético generalizado B_m de la distribución de prismas con volumen v y una magnetización uniforme \mathbf{J}_s con intensidad J_s , inclinación I_s y declinación D_s (Blakely, 1995).

$$B_m(r) = -J_s \iiint \nabla_0 \left[\mathbf{u}_s \cdot \nabla_s \left(\frac{1}{r} \right) \right] dv \quad [33]$$

Donde:

r es el vector conector de la fuente con las coordenadas del punto de observación, (X_s, Y_s, Z_s) y (X_o, Y_o, Z_o) respectivamente.

∇_0 y ∇_s son las respectivas gradientes del punto fuentes y punto de observación

\mathbf{u}_s es el vector unitario de magnetización tal que $\mathbf{J}_s = J_s \mathbf{u}_s$.

La integral de volumen evaluada por el operador gradiente en las direcciones X, Y y Z genera el vector de componentes B_{mx} , B_{my} y B_{mz} de B_m . Adicionalmente, para obtener la anomalía de campo magnético total escalar TB_m . En este estudio, se toma el producto punto $\mathbf{u}_o \cdot B_m(r) = TB_m$. Donde \mathbf{u}_o es el vector unitario de el campo principal de la tierra \mathbf{F}_o sobre el punto de observación con una inclinación I_o y declinación D_o , tal que $\mathbf{F}_o = F_o \mathbf{u}_o$. De esta manera, Gamfield sólo simula las contribuciones del campo magnético de la litosfera.

Para el cálculo del efecto de gravedad B_g , el GamField emplea una forma simplificada de la integral de volumen anterior, para permitir el cálculo del efecto de los prismas como una componente vertical de este campo de gravedad a través de la ecuación [34], (Pignatelli *et al.*, 2011):

$$B_g = -G \iiint \frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{1}{r} \right) \frac{\partial r}{\partial z} \sigma dv \quad [34]$$

Donde:

σ es la densidad uniforme del prisma.

G es la constante de gravitación universal.

GamField usa la detallada expresión de Sharma 1986 programada en MATLAB para calcular el efecto magnético y gravimétrico de prismas. También calcula numéricamente la primera derivada vertical de esos efectos con la ecuación [35] (Pignatelli *et al.*, 2011):

$$B'_i(P) = \left(\frac{B(P+h_i) - B(P)}{h_i} \right)_i \quad [35]$$

Donde:

P es el punto en el espacio donde la derivada es computada.

h_i es el paso de incremento a través de la dirección requerida i (parámetro de entrada variable de acuerdo a la escala de estudio).

B es el campo magnético o gravimétrico calculado con la formula Sharma 1986.

Gamfield incluye tres diferentes interfaces gráficas:

- *Interface principal*: ofrece la configuración inicial, definición, construcción y dimensionamiento del área de estudio, como un marco de referencia para iniciar el modelado. Esta interface debe ser rellenada con datos en metros, donde las dimensiones del grid fuente y del grid observación deben conservar cierta coherencia para el correcto funcionamiento del programa, (ver Figura 42). Para nuestro caso, se introdujeron las dimensiones de nuestra área de estudio en su

ventana ampliada para evitar problemas de borde. En esta interface también se encuentran los módulos de acceso a archivos, cálculo, topografía, vistas y ayuda.



Figura 42. Interface de construcción y dimensionamiento del grid fuente (derecha) y grid de observación o grid generado (izquierda), en el software GamField 1.0.

Posterior a suministrar los datos de configuración de la interface principal se deben confirmar los parámetros para verificar su correspondencia y así poder cargar los modelos. El procedimiento de carga de los modelos se puede realizar de dos formas: a través del módulo de topografía, llamado en el software **modelo topográfico**, que requiere como entrada un archivo en formato de texto predeterminado con las interfaces, espesores y profundidades especificadas; ó a través de la interface interactiva de construcción de modelos, llamada en el software de **modelo simple**, utilizada para el presente trabajo.

- *Interface de construcción de modelos (Modelo Simple):* Es una interface interactiva de construcción, edición y visualización de la distribución de la fuente a través de un bloque constituido por prismas en un sistema cartesiano y donde se pueden asignar valores de magnetización, inclinación, declinación o densidad a los prismas, (ver Figura 43). Esta metodología fue la aplicada para el presente estudio, construyéndose un modelo a partir de los valores teóricos disponibles, para así simular las anomalías de El Baúl. Para simular la anomalía magnética, se construyó un modelo de magnetizaciones con valores calculados a partir de la

ecuación [25], donde se empleo el modulo IGRF de Software Oasis para obtener el la intensidad del campo magnético y se utilizaron los valores teóricos de susceptibilidad magnética disponibles.

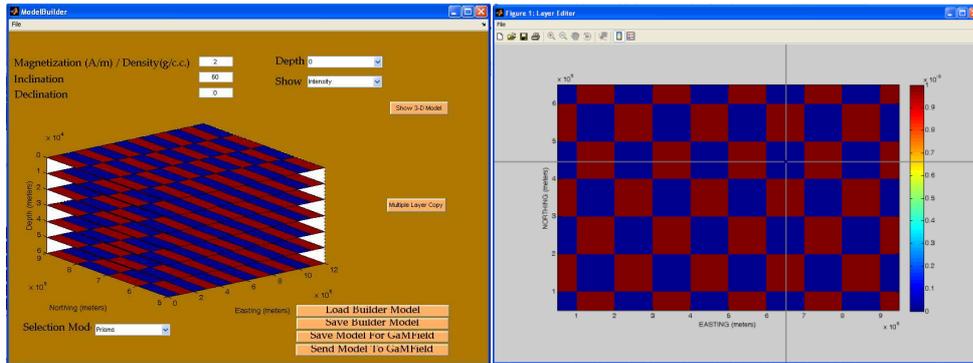


Figura 43. Interface principal de construcción de modelos para el modelado simple en GamField 1.0 (izquierda). Asignación de magnetización, inclinación, declinación o densidad por capas (derecha).

La configuración de capas y dimensiones depende de los datos ingresados en el módulo principal. El modelo generado puede visualizarse en 3D, guardado para futuras ediciones y enviado a la interface principal del GamField para la generación del efecto sintético, llamado para este caso modelo simple.

Los insumos que avalan el modelado simple realizado con GamField para el presente trabajo, derivan de los datos de apoyo (pozos y símica), resultados obtenidos en estudios previos, y de la interpretación integrada de resultados de este estudio.

- *Cálculo y visualización:* Para el cálculo y visualización en modelo simple, se accede desde la interface principal del Gamfield a través del módulo de cálculo, desde donde se puede estimar el efecto gravimétrico o magnético sintético del modelo generado en la interface de construcción de modelos previamente enviado al Gamfield.

El modelo de densidades o de magnetizaciones a cargar puede ser visualizado en 3D antes de generar los efectos sintéticos atribuidos a la fuente. Donde luego el

programa utiliza el modelo construido para computar una anomalía sintética en forma de base de datos, que se visualiza en la interface gráfica, (ver Figura 44).

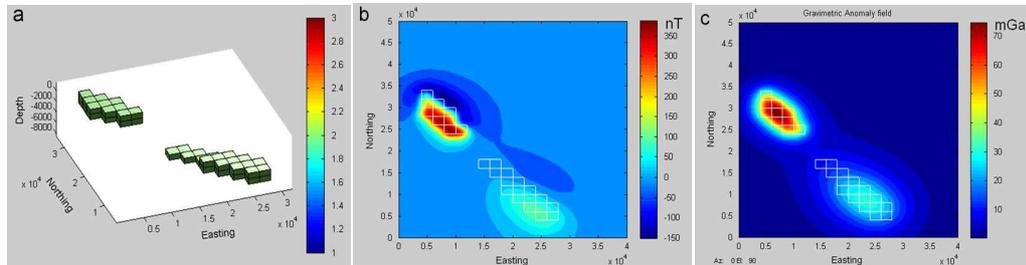


Figura 44. Visualización 3D de un modelo de fuente magnética (izquierda). Anomalía magnética sintética (centro). Anomalía magnética sintética (derecha). Ejemplo tomado y modificado de Pignatelli *et al.* (2011).

Los resultados obtenidos a partir del modelo 3D, ofrecen una representación de la gravedad observada o anomalía magnética (según sea el caso), que puede luego ser comparadas con EGM2008 y EMAG2 respectivamente sobre la zona de estudio. Finalmente, también podemos evaluar los resultados del modelo 3D y el modelo de densidades o de magnetizaciones utilizado, en relación a los resultados del modelado directo sobre perfiles 2D con el software GM-SYS.

Para el presente trabajo, no se realizó el modelado de las anomalías sintéticas de gravedad, debido a que el programa solo estima el efecto aislado de un cuerpo, sin tomar en cuenta las contribuciones de masa a mayores profundidades, que en el caso real estarían representadas por el manto y núcleo terrestre. Debido a esto, el rango de magnitudes para efecto de comparación con nuestros mapas no es el adecuado. En el caso de las anomalías magnéticas sintéticas, se considera que a mayores profundidades de la interface de Curie no existe magnetización, por lo cual es más viable la comparación con nuestros mapas de anomalía magnética.

CAPÍTULO V

ANÁLISIS DE RESULTADOS

5.1 MAPAS DE GRAVEDAD

Sobre el mapa de anomalía de Bouguer generado para Venezuela, se identificó la importante anomalía asociada a El Baúl en el centro del país. La anomalía se muestra con una orientación preferencial aparente NE-SO y se encuentra limitada al sur por un contraste marcado con fuertes anomalías negativas asociadas al Cratón de Guayana; al oeste, el límite se encuentra acotado por anomalías negativas asociadas a Los Andes y a la cuenca Barinas-Apure; al norte, limita con la Serranía del Interior y corrimiento frontal; y al este, por anomalías negativas correspondientes a la Sub Cuenca de Maturín (Figura 45).

La anomalía de El Baúl se presenta tal como se enseña en la bibliografía tradicional, separando la Cuenca Oriental de Venezuela de la Cuenca Barinas Apure e interrumpiendo la continuidad entre el graben de Espino y el graben Apure-Mantecal.

La anomalía gravimétrica positiva de El Baúl, se posiciona como la más importante en términos de magnitud y extensión sobre la región continental del territorio Venezolano, lo que corresponde con las tendencias gravitacionales mencionadas por Orihuela *et al.* (2009), que invitan a la revisión de las caracterizaciones geológicas aceptadas sobre el Alto de El Baúl, teniendo posible expresión gravitacional, bajo el subsuelo del estado Anzoátegui.

Por otro lado es evidente, que la anomalía gravimétrica asociada a El Baúl, expresa un elevado contraste lateral de densidad en profundidad, caracterizado por el predominio de anomalías positivas de hasta 37,82 mgal. Esta tendencia, aparenta extenderse en el subsuelo hacia la cuenca Barinas-Apure, con la misma orientación preferencial NE-SO, (ver Figura 45). De manera que los máximos gradientes se presentan en el flanco noreste, y mínimos gradientes hacia el flanco suroeste de la anomalía de El Baúl.

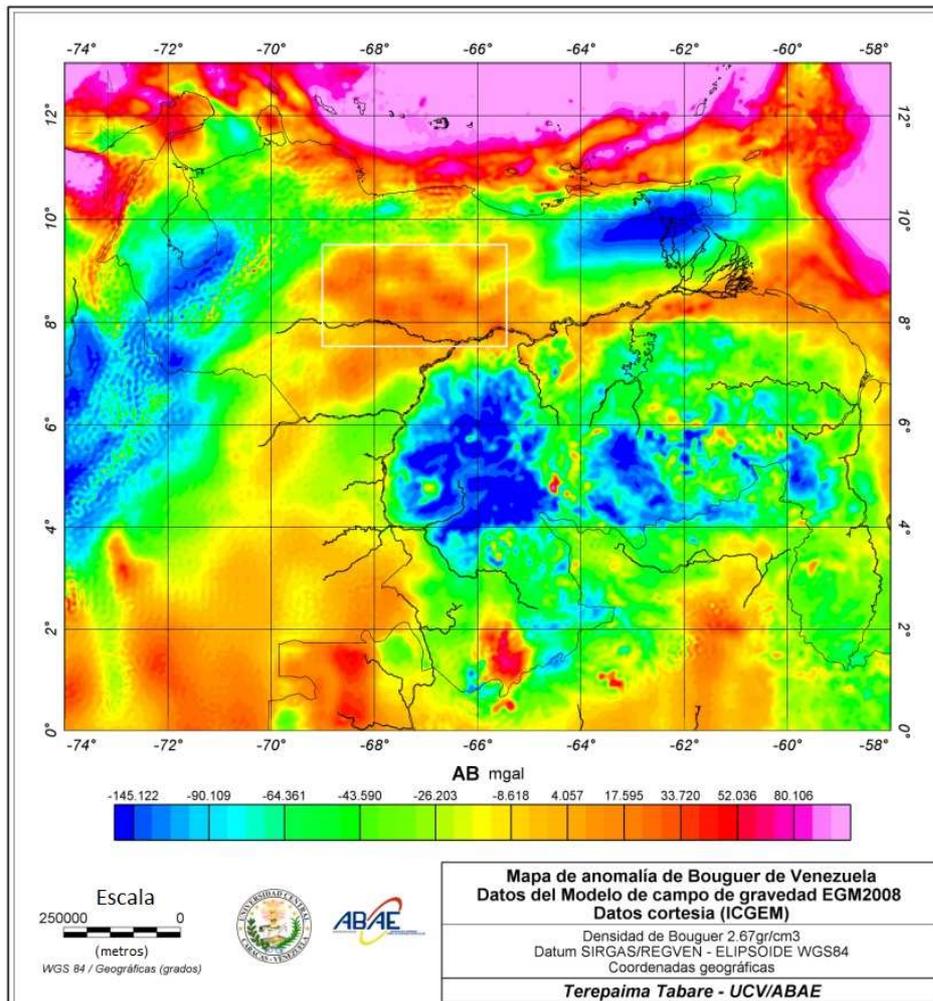


Figura 45. Mapa de anomalías de Bouguer de Venezuela, con datos del EGM2008, con la zona de El Baúl delimitada para este estudio.

La ventana de estudio ampliada utilizada para este trabajo, se presenta en la Figura 46; donde se observa el comportamiento de la anomalía asociada a El Baúl, con máximos de 36 mgal, mínimos de -204 mgal, que se pueden apreciar cuantitativamente en el sumario estadístico de la Figura 47.

En la región centro norte de la anomalía asociada al Macizo, se aprecia una interesante anomalía circular negativa de unos -12 mgal perfectamente delimitada por las anomalías positivas, lo que pudiera asociarse con una anomalía de impacto, basándose en la morfología circular de los contornos.

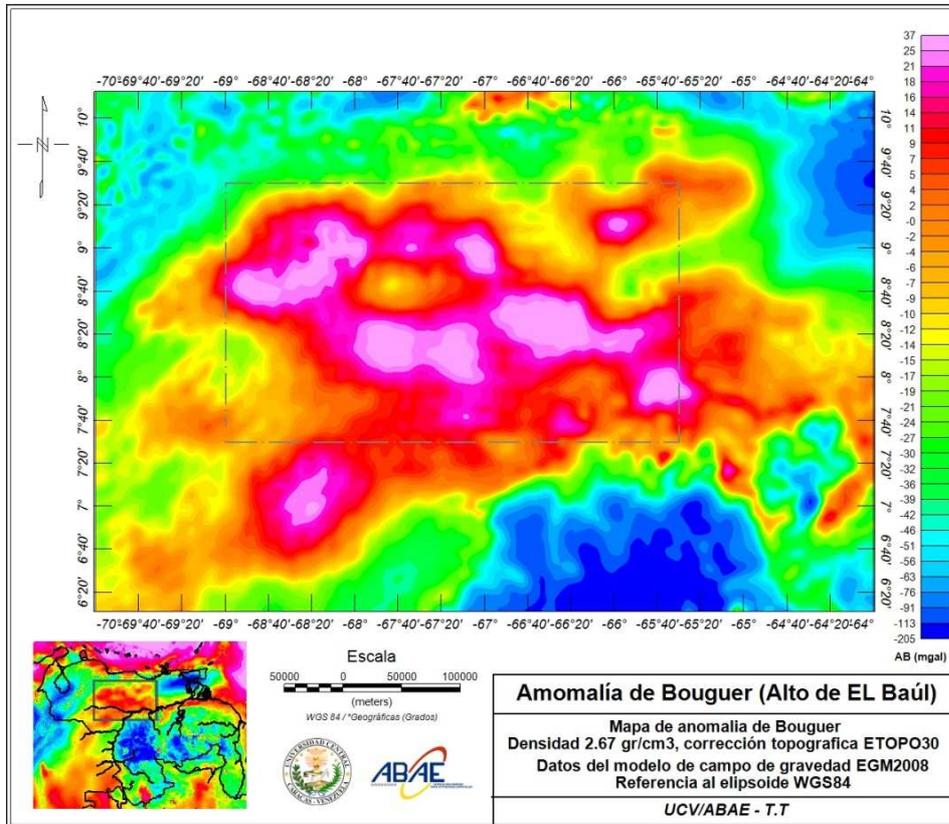


Figura 46. Mapa de anomalías de Bouguer del alto El Baúl, Venezuela central.

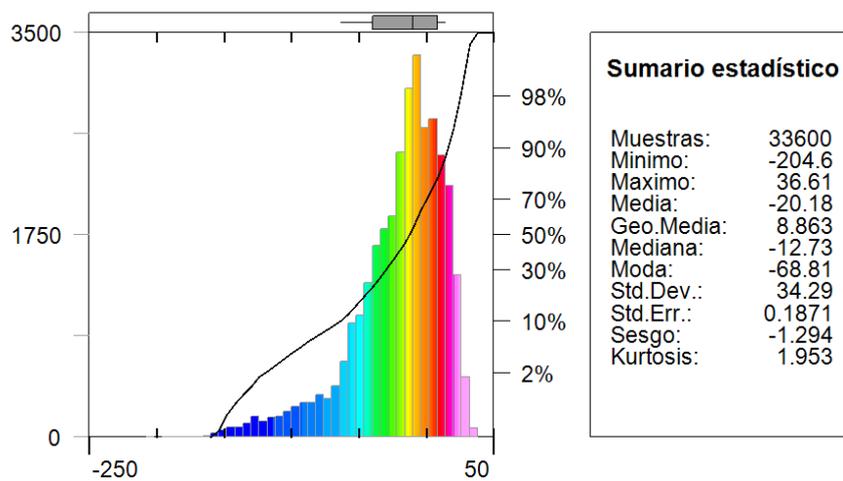


Figura 47. Histograma y sumario estadístico del mapa de anomalías de Bouguer del alto El Baúl, Venezuela central.

De acuerdo a las tendencias presentadas en la Figuras 45 y 46, la orientación preferencial NE-SO de las anomalías gravimétricas de El Baúl, coinciden con la orientación de la orogénesis herciniana en el Paleozoico tardío y junto con el emplazamiento de la Cordillera de la Costa en el oligoceno, por lo que dicha orientación pudiera asociarse a estos eventos (Figura 48a).

Por otro lado, el origen de la orientación tradicional NO-SE mencionada en la bibliografía y, evidente en los mapas de basamento de El Baúl, puede ser atribuido al relieve y morfología del tope del macizo, no a la estructura integral de raíz profunda, asociada a las expresiones gravimétricas de El Baúl, (ver Figura 48b y 49).

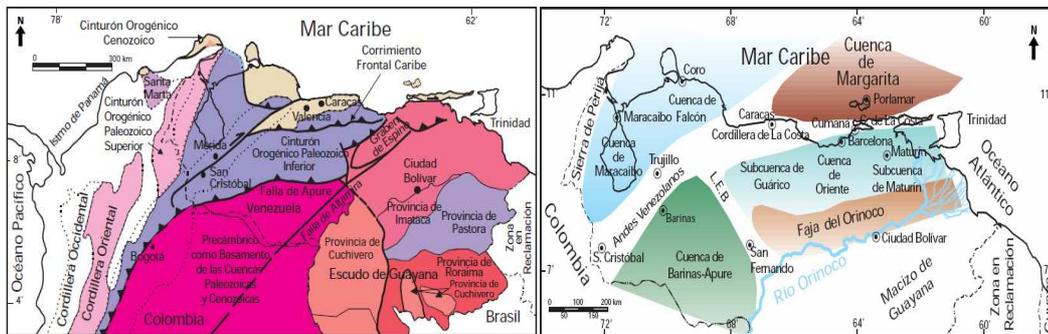


Figura 48. a) Cinturón de plegamiento del paleozoico tardío que cruza el centro de Pangea. b) Cuencas de Venezuela y lineamiento El Baúl. Tomado y modificado de Yoris y Ostos (1997).

Las expresiones estructurales presentes en el mapa generalizado de basamento de Smith (1980) (ver Figura 49), muestran cierta relación con los contornos de anomalía de Bouguer, lo que se evidencia con la presencia del sistema de corrimiento de la cordillera central y la falla de Guarumen, que delimitan el norte de El Baúl.

La anomalía de El graben de Espino, se presenta bien delimitada por los rasgos estructurales del mapa de basamento. Por otro lado, el graben de Apure-Mantecal bien marcado en el mapa de anomalía de Bouguer, no se delimita de manera clara en el mapa de basamento (ver Figura 49).

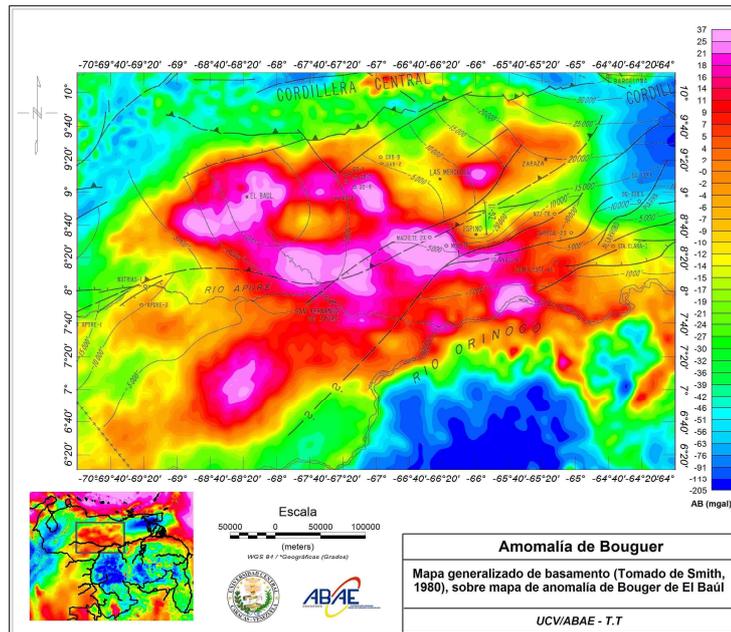


Figura 49. Mapa generalizado de basamento de Venezuela, tomado y modificado de Smith (1980), sobre el Mapa de anomalía de Bouguer de El Baúl.

La estructura conocida como graben de Espino, muestra una reducción de las anomalías hasta hacerse negativas en su eje, con la misma orientación preferencial de El Baúl y del orden de -25 a 0 mgal, (ver Figura 50).

La expresión gravimétrica del graben de Apure-Mantecal al sur-oeste del mapa (Figura 50), coincide con la orientación y posición tradicional dada para el graben por Yoris y Ostos (1997) (Figura 51). El graben, presenta un rango de valores de -15 a 0 mgal, con una orientación de contornos un poco más inclinada hacia el norte respecto a la del graben de Espino.

Por otro lado, al sur del graben de Apure-Mantecal, se observan contornos que se pueden asociar a un importante depocentro (Figura 50), el cual muestra una anomalía negativa, en el orden de -40 a -15 mgal, con una orientación casi paralela al graben de Apure-Mantecal y separado del mismo, a través de una anomalía positiva. El régimen tectónico del mencionado depocentro es todavía especulativo, debido a que no se asocia directamente al régimen extensivo del graben de Apure-Mantecal, por estar adosado a las estructuras del cratón.

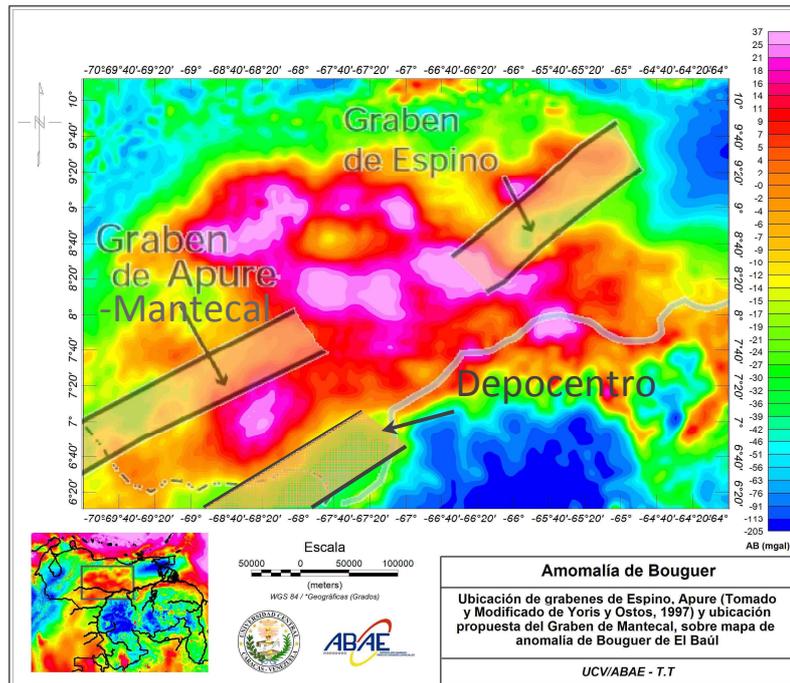


Figura 50. Ubicación de los grábenes de Espino y Apure sobre mapa de anomalía de Bouguer de El Baúl, Tomado y modificado de Yoris y Ostos (1997).

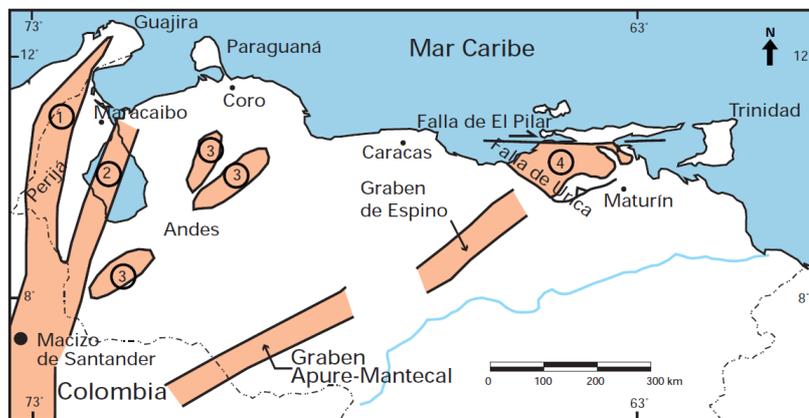


Figura 51. Distribución de valles de extensión o grábenes jurasicos en Venezuela, tomado de Yoris y Ostos (1997).

Las expresiones gravimétricas de él graben de Apure-Mantecal y Espino que se encuentran bien alineadas, presentan una marcada ruptura, representada por las importantes anomalías positivas de El Baúl, interrumpiendo la continuidad de dichos grabenes en el centro de Venezuela y marcando la importante separación entre las sub-cuenca de Guárico y la cuenca Barinas-Apure.

5.2 MAPAS DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS

En el mapa de anomalías magnéticas de Venezuela generado, se destaca la zona de estudio en el centro del mapa. Así mismo, se aprecia la evidente orientación preferencial de los contornos magnéticos NE-SO, atravesando Venezuela, a través, de la influencia de una lineación de anomalías negativas, pasando sobre la zona de El Baúl, (ver Figura 52).

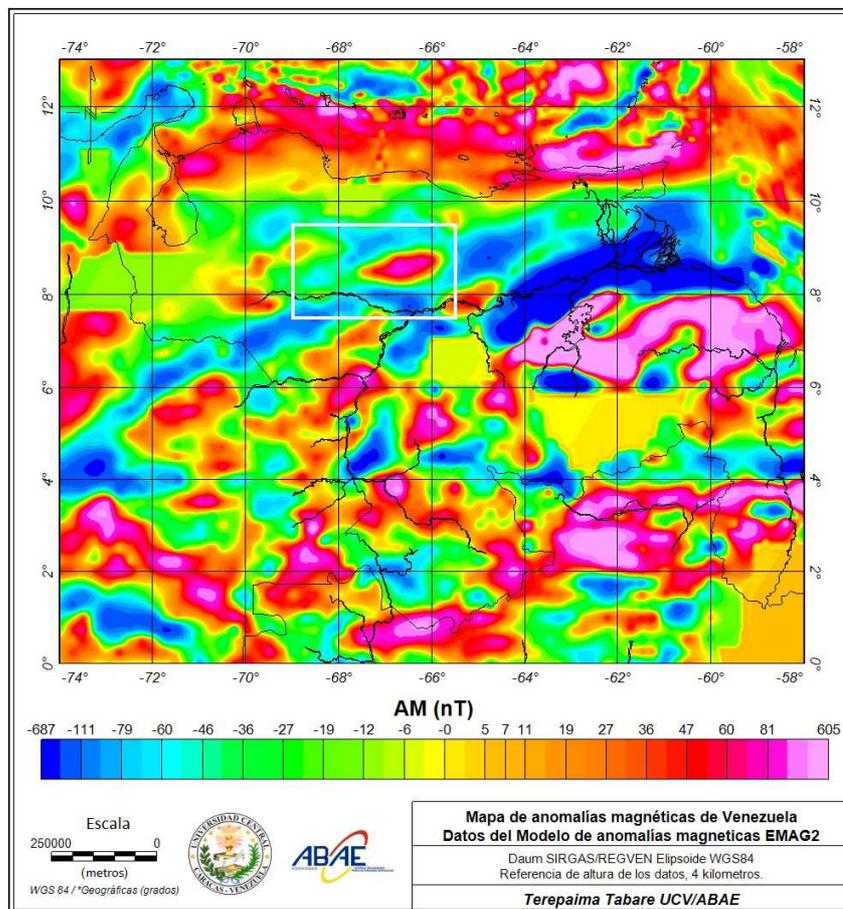


Figura 52. Mapa de anomalías magnéticas de Venezuela, con datos del modelo EMAG2, con la zona de Baúl delimitada para este estudio.

En general los contornos magnéticos del macizo El Baúl, muestran una orientación preferencial NE-SO, coincidiendo con la orientación de las anomalías de Bouguer. En el centro, se presenta una imponente anomalía magnética positiva elongada, que llega a 93 nT, rodeada de anomalías negativas en el rango de -100 a 0 nT (ver Figura

53). Los valores de anomalías magnéticas de El Baúl, se distribuyen entre mínimos de -407 nT y máximos de 323 nT, el mismo se puede apreciar cuantitativamente en el sumario estadístico de la Figura 54.

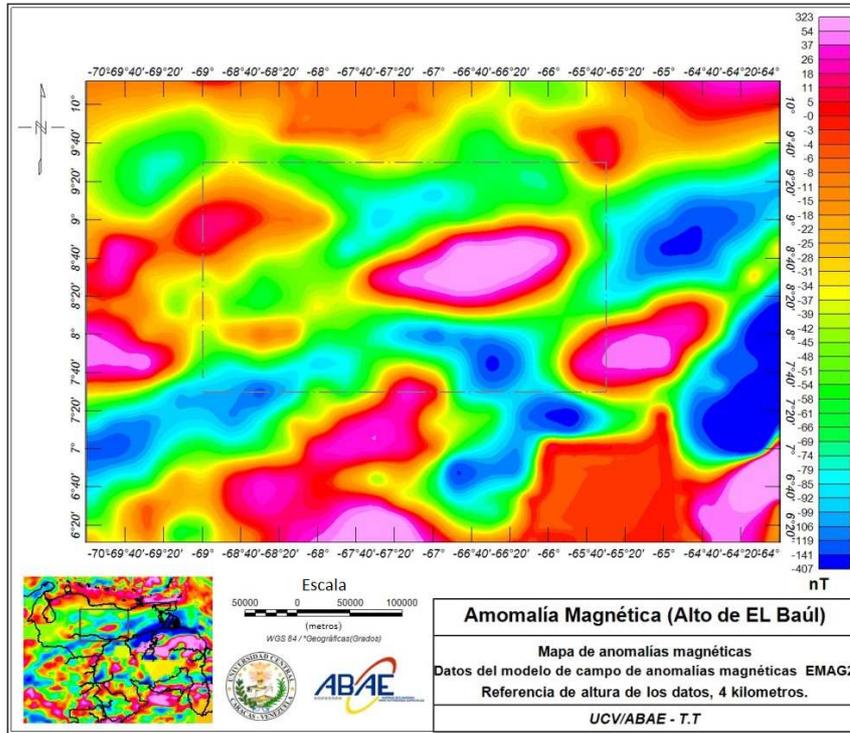


Figura 53. Mapa de anomalías de Bouguer del alto El Baúl, Venezuela central.

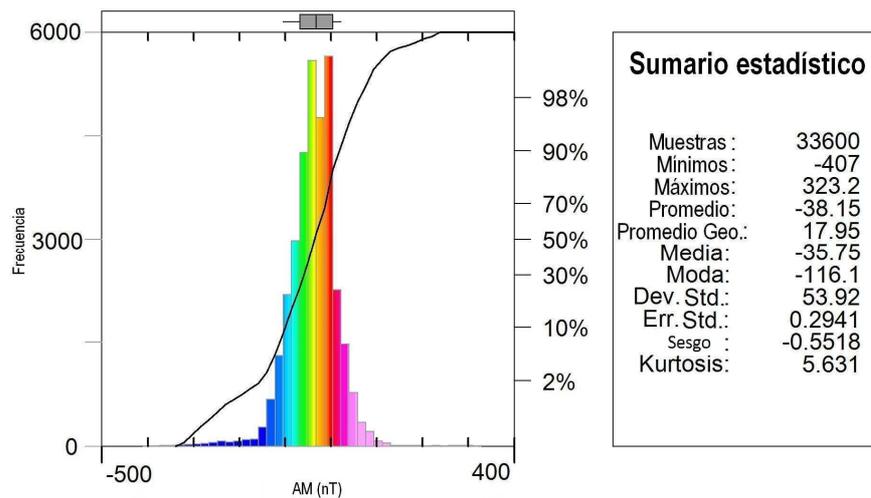


Figura 54. Histograma y sumario estadístico del mapa de anomalías magnéticas del alto El Baúl, Venezuela central.

La importante orientación NE-SO de la anomalía magnética negativa (-51 a -140 nT) característica de El Baúl, coincide perfectamente con la ubicación formal del graben de Apure-Mantecal propuesta por Yoris y Ostos (1997), (ver Figura 55). Mientras que el graben de espino, se encuentra representado por anomalías negativas (-51 a -140 nT), con orientación parecida a la formal, pero desplazada al este unos 100 km.

El depocentro propuesto al sur del graben de Apure-Mantecal con la misma orientación NE-SO, se encuentra representado por anomalías magnéticas de amplitudes positivas (-10 a 25 nT).

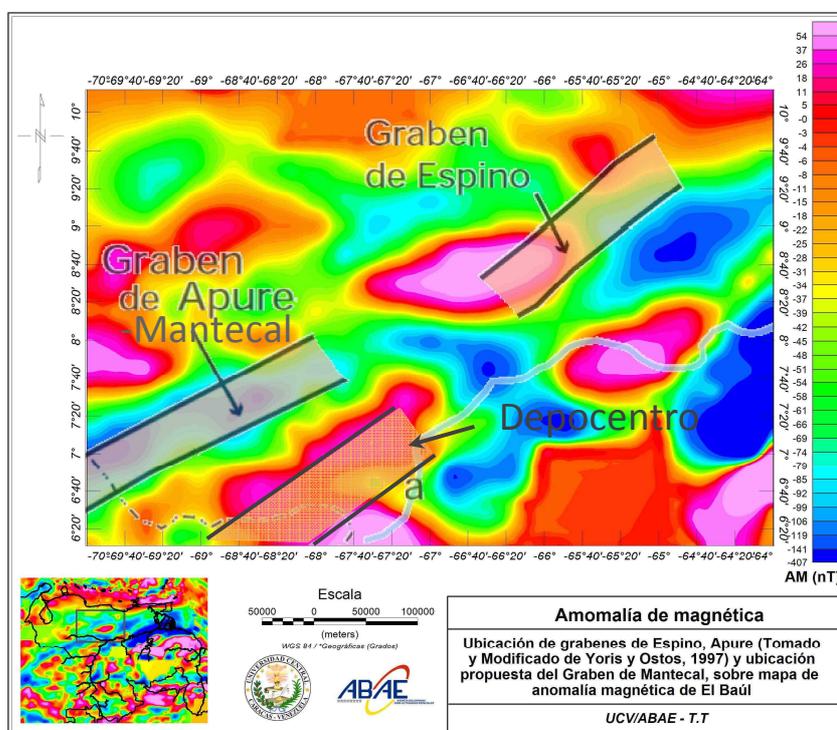


Figura 55. Ubicación de los grabenes de Espino y Apure sobre mapa de anomalía de Bouguer de El Baúl, Tomado y modificado de Yoris y Ostos (1997).

El mapa generalizado de basamento de Smith (1980), no muestra mayor delineación de los límites de la anomalía magnética de El Baúl. Por otro lado, mantiene relación con la orientación preferencial NE-SO de las anomalías magnéticas, con evidencia visible sobre la falla de Apure y Altamira, (ver Figura 56).

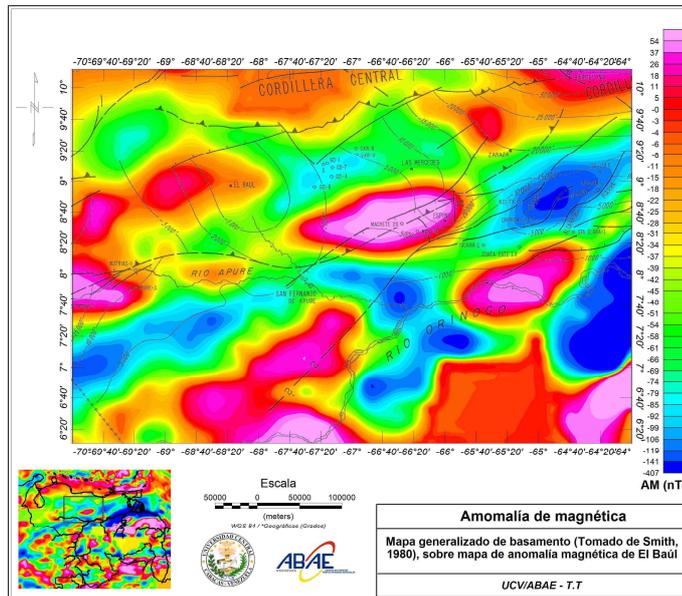


Figura 56. Mapa generalizado de basamento de Venezuela (Tomado y modificado de Smith, 1980), sobre el Mapa de anomalía magnética de El Baúl.

5.3 TENDENCIAS REGIONALES - RESIDUALES

Luego de aplicar los diversos métodos de filtrado y separación de tendencias, a los mapas de anomalías de Bouguer y Magnéticas de El Baúl (ver Apéndice D), se presenta el filtro gaussiano de separación regional-residual como la mejor alternativa para discriminar las longitudes de onda de cada tendencia, y cuyos resultados se presentan a continuación en las Figuras 57, 58, 59 y 60.

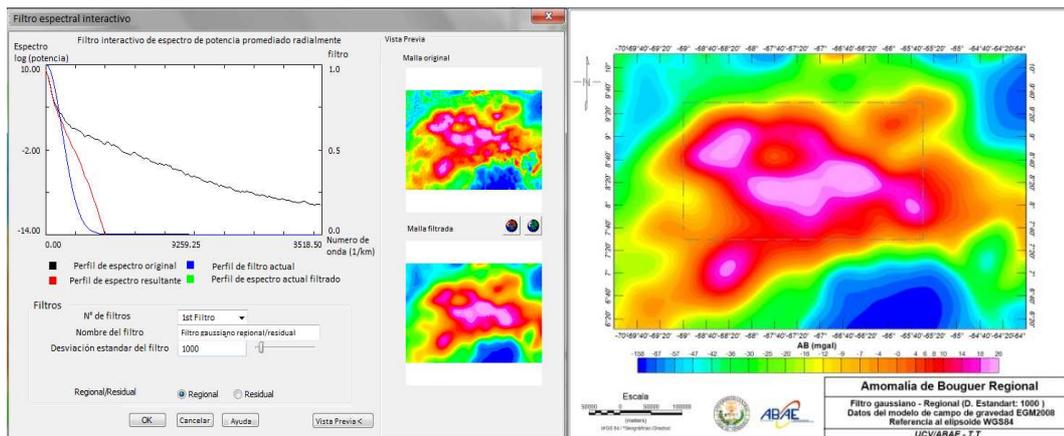


Figura 57. Filtro gaussiano regional datos de anomalía de Bouguer (izquierda). Mapa de anomalía de Bouguer regional (derecha).

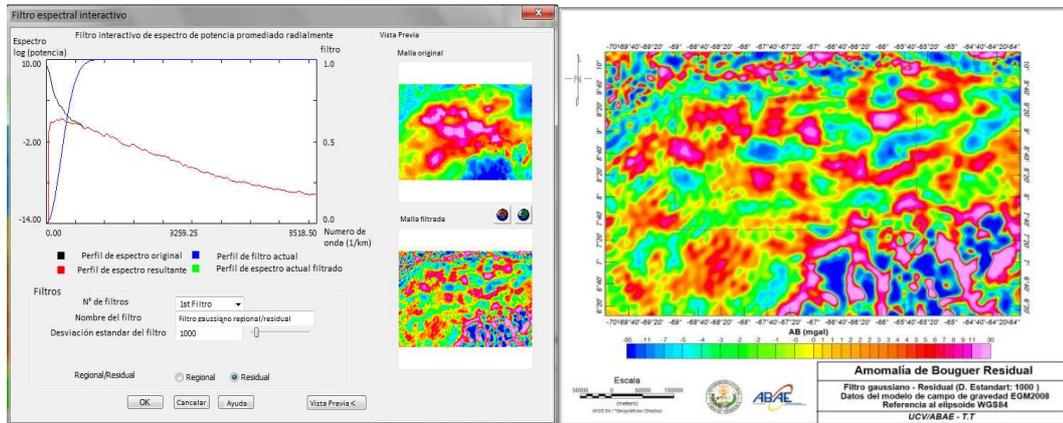


Figura 58. Filtro gaussiano residual sobre datos de anomalía de Bouguer (izquierda). Mapa de anomalía de Bouguer regional (derecha).

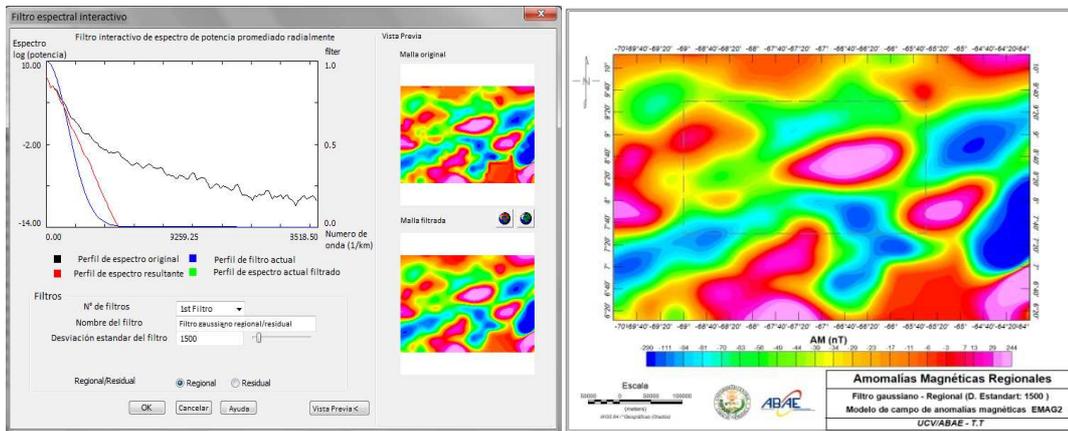


Figura 59. Filtro gaussiano regional datos de anomalía magnética (izquierda). Mapa de anomalía de magnética regional (derecha).

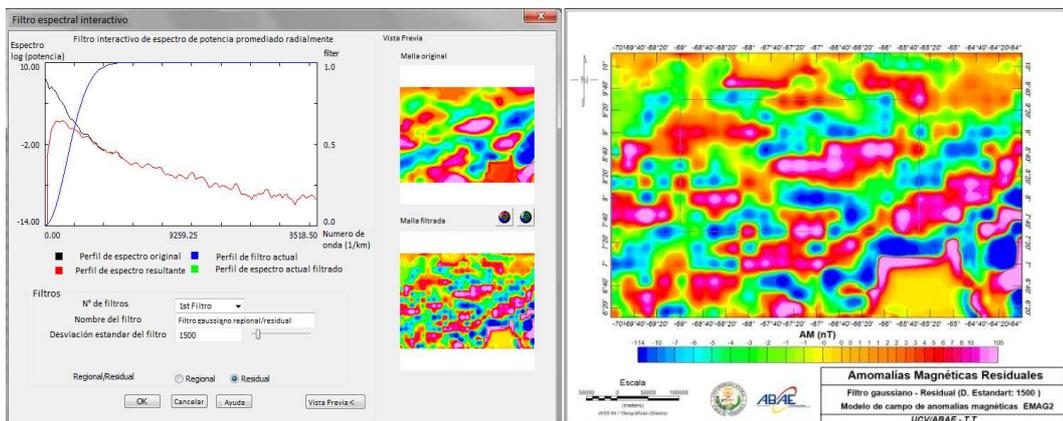


Figura 60. Filtro gaussiano regional datos de anomalía magnética (izquierda). Mapa de anomalía de magnética regional (derecha).

El filtro gaussiano ofrece un mejor suavizado de los contornos, por las características de este tipo de filtro, además ofrece la ventaja de ubicar y controlar el límite que separa las longitudes de onda de cada tendencia.

Los resultados de los mapas de regionales obtenidos, reportaron resultados muy similares a los mapas originales a nivel de contornos, lo que confirma el fuerte contenido de longitudes de onda largas poco afectadas por las altas frecuencias en el mapa original, considerándose entonces útil para modelar estructuras profundas con importancia regional, lo que responde a las características de resolución de los datos satelitales utilizados en esta investigación, lo que se evidencia con mayor contundencia en el mapa de anomalías magnéticas, debido a que este se encuentra referido sobre los 4 km de altura de acuerdo a las especificaciones modelo EMAG2.

En todos los casos se conserva la orientación preferencial de los contornos NE-SO mencionada anteriormente. La anomalía circular del mapa de Bouguer se mantiene en el mapa regional, lo que confirma la presencia de esta estructura a grandes profundidades.

5.4 ESTIMACIÓN DE PROFUNDIDADES (MÉTODO ESPECTRAL)

Utilizando el método del Espectro Radial de Energía Promediado EREP sobre la ventana de estudio delimitada para El Baúl, se determinó la máxima profundidad de contraste, a -35 km, lo que coincide al aplicarse la metodología sobre los datos gravimétricos y magnéticos. La magnitud de ésta profundidad, es atribuida a la discontinuidad corteza-manto o discontinuidad de Mohorovich (Moho).

La segunda discontinuidad obtenida con el método EREP, alcanza profundidades de -22 km con los datos gravimétricos y -20 km con los datos magnéticos. Estos valores de profundidad pueden atribuirse a la discontinuidad entre corteza inferior y superior, lo que en promedio podemos estimar a unos -21 km de profundidad máxima. Esta discontinuidad también conocida como Conrad, plantea la presencia de un tope de rocas tipo granulita o meta volcánica en fase granulítica, de composición y

características similares a las encontradas en la provincia de Imataca (S. Grande, entrevista personal, Diciembre 05, 2011).

Los resultados de la estimación de profundidades de El Baúl utilizando el método espectral con datos gravimétricos y magnéticos se presentan en las Figuras 61 y 62, respectivamente.

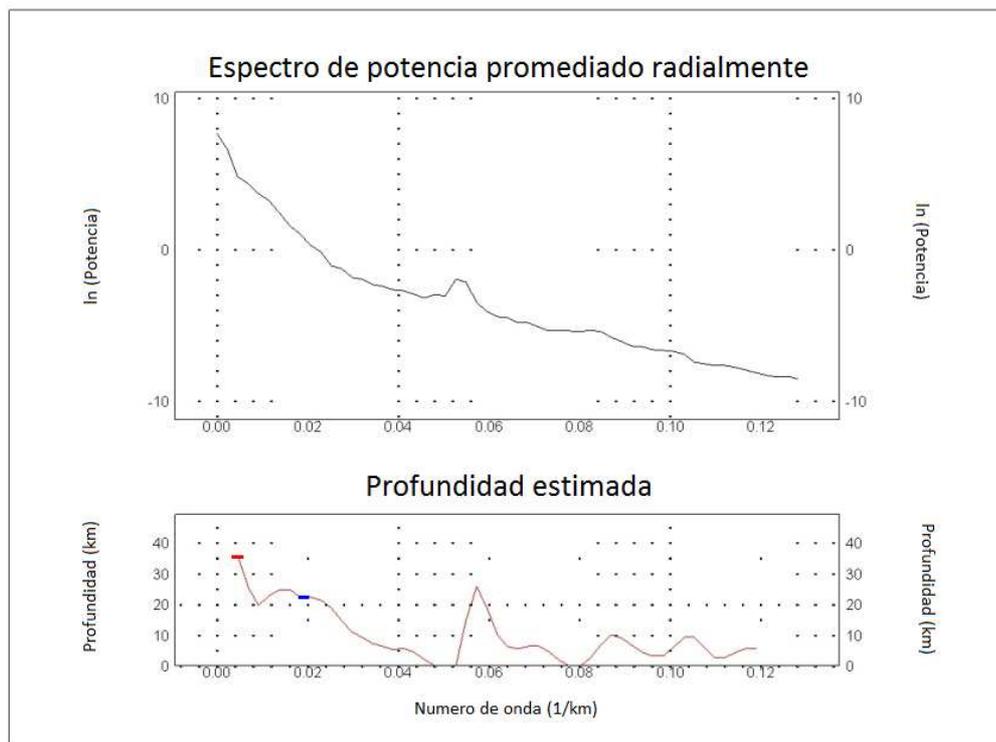


Figura 61. Gráfico de estimación de profundidades (abajo) a partir del Espectro Radial de Energía Promediado (arriba), aplicado a los datos de anomalía de Bouguer de El Baúl.

La misma metodología fue aplicada a las principales estructuras que circundan a El Baúl, conformadas por la Cordillera de la costa-Corrimiento Central, Cuenca oriental, Cuenca Barinas-Apure y Cratón de Guayana (ver Figura 63). Los espectros y gráficos de estimación de profundidades de cada una de estas regiones se presentan en el Apéndice E.

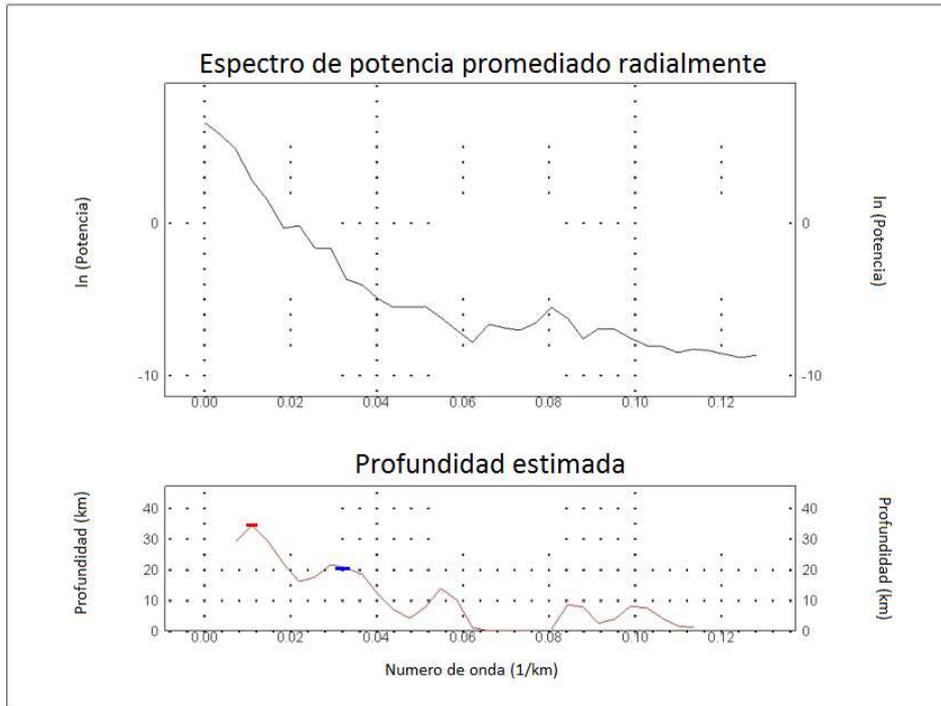


Figura 62. Gráfico de estimación de profundidades (abajo) a partir del Espectro Radial de Energía Promediado (arriba), aplicado a los datos de anomalía magnética de El Baúl.

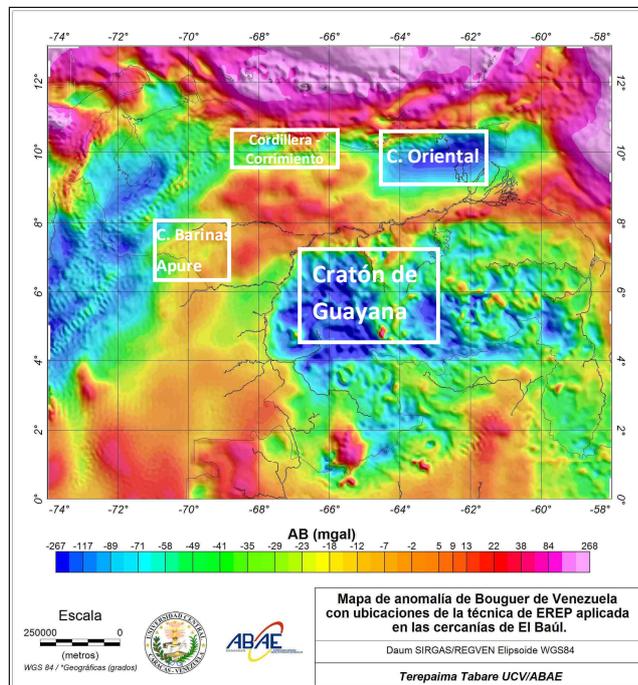


Figura 63. Mapa de anomalía de Bouguer de Venezuela con ubicaciones de las regiones cercanas a El Baúl, donde se aplicó la técnica de EREP para la estimación de profundidades.

Los resultados de la aplicación del método de EREP en datos gravimétricos y magnéticos sobre El Baúl y regiones vecinas, se presentan sintetizados en la tabla 5. Donde se observa que los valores de profundidad máxima asociados a Moho, parecen indicar que El Baúl (-35 km) se encuentra en una especie de alto de Moho o adelgazamiento cortical, con diferencia de algunos kilómetros respecto a las regiones vecinas, de acuerdo a la tabla 5.

Tabla 05. Valores de profundidad obtenidos de la aplicación del Espectro Radial de energía promediado EREP, a datos gravimétricos y magnéticos en el Baúl y regiones y vecinas.

	EREP sobre datos gravimétricos		EREP sobre datos magnéticos	
	Interface Intermedia (km)	Interface Profunda (km)	Interface Intermedia (km)	Interface Profunda (km)
El Baúl	22	35	20	35
Cuenca Barinas-Apure	17	41	20	40
Cuenca oriental	21	39	17	35
Cratón de Guayana	20	41	20	42
Cordillera de la Costa y Corrimiento Central	20	34	21	34

Las profundidades obtenidas asociadas a Moho, pueden compararse con los mapas de espesores corticales obtenidos por: Niu *et al.* (2007) a partir de funciones receptora, Schmitz *et al.* (2008) obtenido mediante sísmica de refracción profunda y Quinteros *et al.* (2008) a partir de registros telesísmicos, (Figura 64). Al comparar, se evidencia cierta correspondencia en relación a los rangos de magnitud en los mencionados autores para la zona, rondando valores entre -35 y -40 km de profundidad, aunque la mayor semejanza en cuanto a la distribución y geometría de profundidades respecto al presente trabajo, se asocian al mapa de Quinteros *et al.* (2008), donde los autores presentan una disminución de espesores sobre la región de El Baúl (-35 km) en relación a las provincias cercanas de Cratón (-45), Cuenca Oriental (-50) y Barinas Apure (-40km), reportando un adelgazamiento cortical en la zona, similar al encontrado en esta investigación.

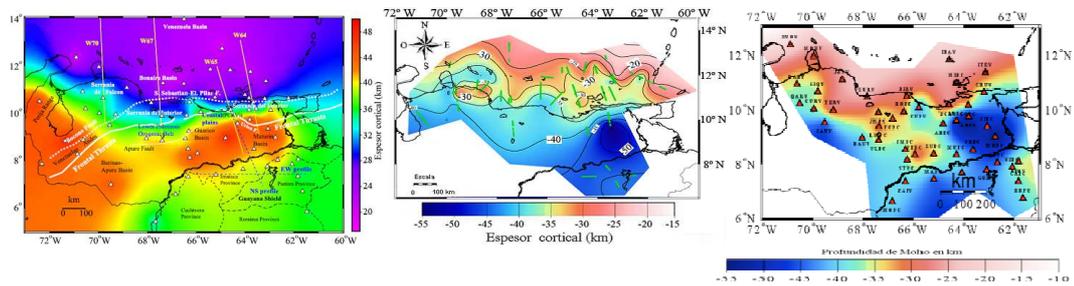


Figura 64. Izquierda: Mapa de espesores corticales generado a partir de funciones receptoras. (Tomado de NIU *et al.*, 2007). Centro: Mapa de espesor cortical obtenido mediante sísmica de refracción (tomado de Schmitz *et al.* 2008). Derecha: Mapa de espesor cortical generado a partir de registros telesísmicos Quinteros *et al.* (2008).

5.5 SEÑAL ANALÍTICA

El mapa de señal analítica sobre los datos de anomalía de Bouguer muestra el fuerte control que tienen sobre los contornos, las estructuras asociadas a él Cratón de Guayana y Cordillera de la Costa. Se conserva la orientación preferencial de los contornos NE-SO. El graben de Espino se presenta con una señal analítica de alta amplitud mientras que el gráben de Apure-Mantecal se presentan con bajos valores de amplitud. Por otro lado, se presenta una nueva orientación en forma de media luna con valores de amplitud bajos, evidentes en el mapa lo que muestra una aparente zona de sutura o contacto bien marcado con valores de densidad bajos (ver Figura 65).

El mapa de señal analítica generado con los datos de anomalía magnética, refleja una estructura con orientación NO-SE que coincide con la anterior orientación mencionada para El Baúl en la bibliografía, marcada por una señal de baja amplitud o intensidad de magnetización baja orientada NO-SE, lo cual es asociado en este trabajo a la estructura de tope de basamento. Este lineamiento, atraviesa la estructura de El Baúl en la zona central del mapa, donde muestra valores de intensidad altos. Se observa también el control de los contornos ejercido por el Cratón de Guayana, Cordillera de la Costa y Corrimiento Frontal sobre la orientación preferencial de los contornos de El Baúl, que se mantiene en NE-SO (ver Figura 65). Se evidencia el mayor contenido de señales de onda larga en el mapa de señal analítica magnético.

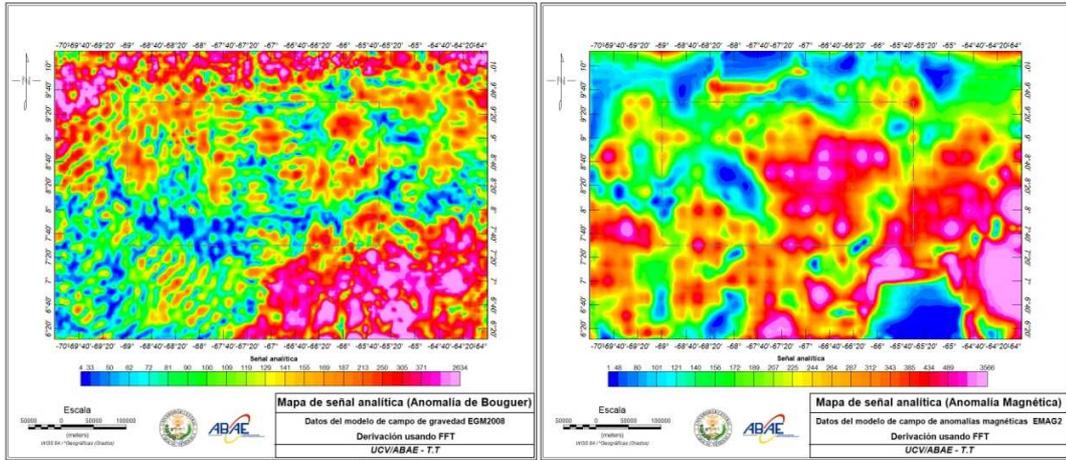


Figura 65. Mapas de señal analítica generados para El Baúl. A partir de anomalía de Bouguer (izquierda). A partir de anomalía magnética (derecha).

5.6 DECONVOLUCIÓN DE EULER

Durante la aplicación de la deconvolución de Euler estándar sobre los datos gravimétricos, se logró discriminar entre distintas geometrías de fuentes, identificando al índice estructural 01 (I.E=01), como la mejor representación del grado de homogeneidad de las mismas, así como de la atenuación del campo con la distancia-fuente. Se tomó como criterio de selección el modelo de velocidades reportado por la línea sísmica profunda de Magnani *et al.* (2009). Por otro lado, fue tomada una Ventana de Euler de 15 (V.E=15) para ajustar la resolución de las profundidades estimadas, a partir de los datos gravimétricos.

Los resultados de la D.E.E sobre los datos gravimétricos, aportan un amplio rango de profundidades entre 4.5 y 45 km (ver Figuras 66 y 67). El comportamiento tridimensional de los resultados, muestra un surco o distribución de mayores profundidades con una orientación N45°E que coincide con la orientación preferencial de contornos de los mapas de anomalía gravimétrica residual de la zona (ver Figura 58), el cual se evidencia al enfocar la interpretación en el centro de El Baúl en la ventana de interés. Este comportamiento es bastante evidente y congruente con el mapa de anomalías magnéticas de la región. Los rangos de profundidad de

fuentes revelan el origen intracortical de los resultados obtenidos por D.E.E para la V.E e I.E escogido.

Para el perfil 1 planteado, los resultados muestran un rango de profundidades de entre 4.5 y 19 km, con mayores valores hacia el centro del perfil. Las profundidades se distribuyen y agrupan a lo largo del perfil como una posible respuesta asociada al contraste de densidades entre corteza inferior-superior, el cual según los resultados del método espectral, se estima a 19 km (ver Figura 68).

El perfil 2 que atraviesa los grábenes de Espino y Apure, muestran profundidades entre 5,2 y 20 km, donde se observa un comportamiento espacial atribuido igualmente al contraste de densidades entre corteza inferior-superior, con un claro gradiente oeste-este con aumento de profundidades al este. Esto coloca el límite corteza inferior-superior menos profundo bajo el graben de Apure, y más profundo hacia el graben de Espino, en donde existe mayor desarrollo sedimentario (ver Figura 69).

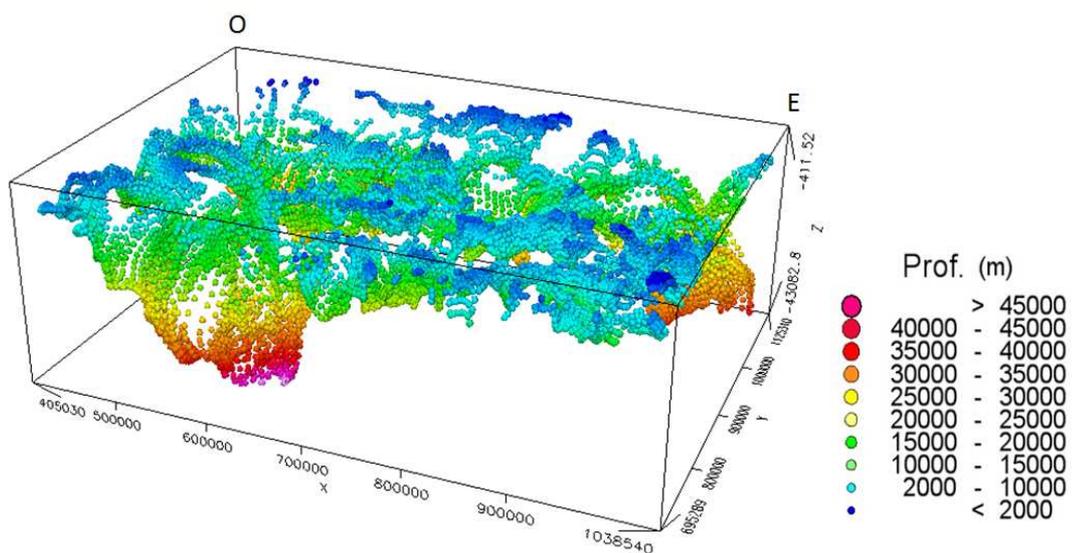


Figura 66. Representación 3D de las profundidades de Euler en la ventana de estudio, obtenidas a partir de datos de anomalía de Bouguer de El Baúl.

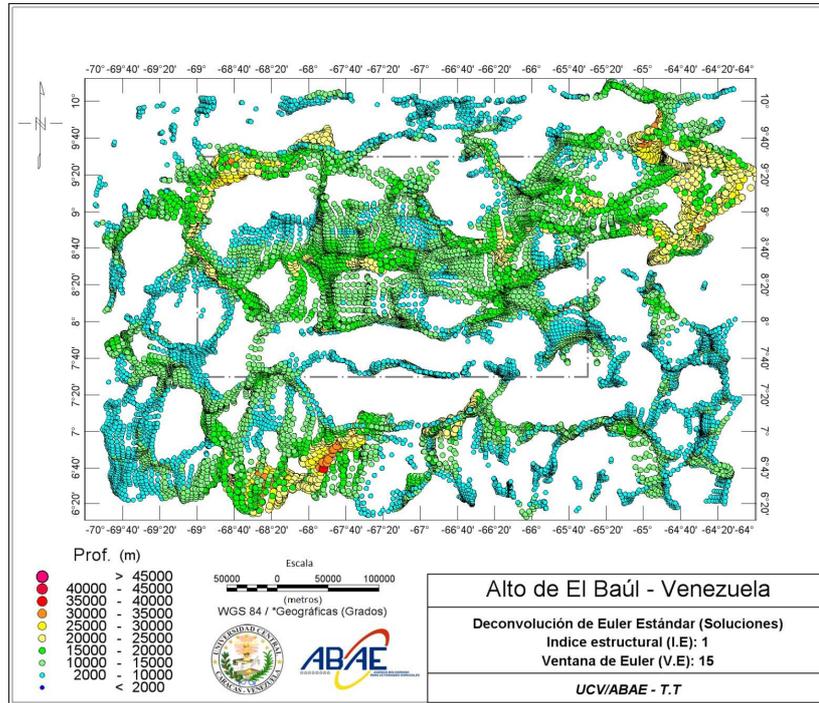


Figura 67. Mapa de profundidades de Euler derivado de datos de anomalía de Bouguer de El Baúl.

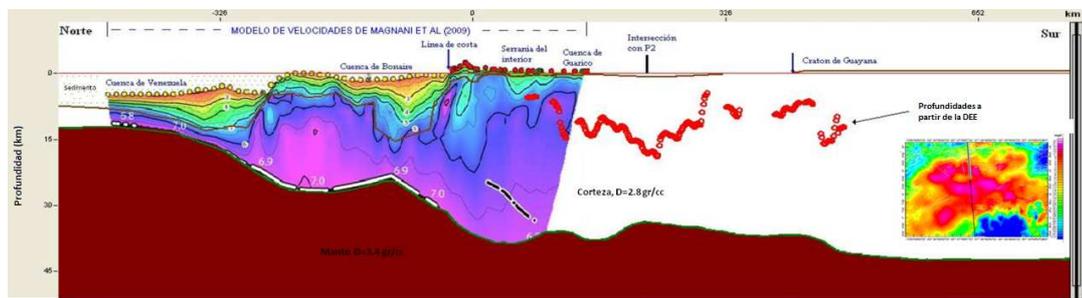


Figura 68. Perfil 1 de profundidades derivadas de la D.E.E sobre datos gravimétricos, junta con la línea sísmica de refracción profunda interpretada por Magnani *et al.* (2009).

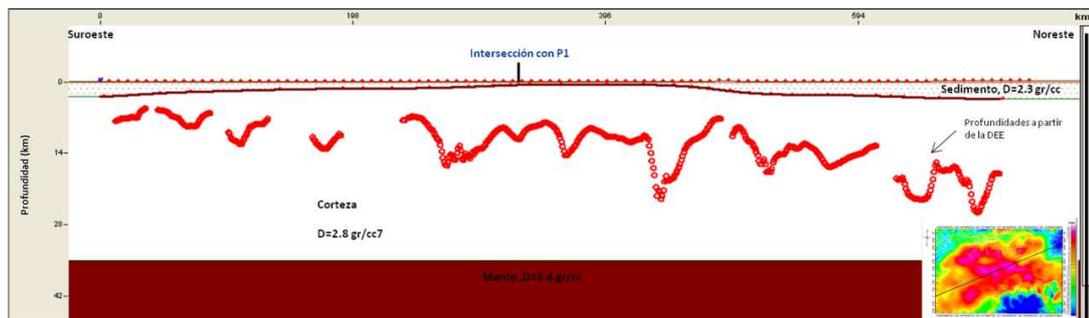


Figura 69. Perfil 2 de profundidades derivadas de la D.E.E sobre datos gravimétricos, atravesando los grábenes de Espino y Apure.

Los resultados de la D.E.E en los datos magnéticos para distintos I.E y V.E, reportaron un rango de valores mucho más variables y amplio, con profundidades desde 2.5 hasta 100 km en algunos casos. La distribución y magnitud de los valores se presenta sin correspondencia con la línea de refracción sísmica profunda interpretada, la cual es usada como referencia en este caso.

5.7 DECONVOLUCIÓN WERNER

Los resultados derivados de la aplicación de la deconvolución de Werner sobre los datos magnéticos, se generaron en base a los parámetros de la Figura 70. Los resultados fueron almacenados en una base de datos, que es representada en forma de perfiles para su análisis.

Canal X	X
Canal Y	Y
Canal de elevación	altura
Canal magnético	G_AM_BAul_UTM
Derivada horizontal	<Calculate>
Topografía	G_topo
Profundidad mínima	1
Profundidad máxima	60000
Min. Longitud de ventana	500
Max. Longitud de ventana	60000
Window Expansion Increment	10000
Ventana de incremento	10000
Orden de detrend	1
Rumbo relativo	90.0
Campo de fuerza	33726
Inclinación	35
Declinación	-10
Cut-off residual	0.0
X cut-off	15
Nombre de salida	.werner_resultados2.gdb

Figura 70. Parámetros utilizados para la estimación de profundidades con la deconvolución de Werner.

Los perfiles de soluciones de Werner generados coinciden con los dos perfiles trabajados anteriormente con la deconvolución de Euler, (ver Figura 71 y 72). En los perfiles generados se muestra la altura de la estación, la topografía, los valores de

anomalía magnética, el gradiente de anomalía calculado, las profundidades calculadas a partir de la anomalía magnética denominadas “Dikes” y las calculadas a partir del gradiente de anomalía denominadas “Contact”.

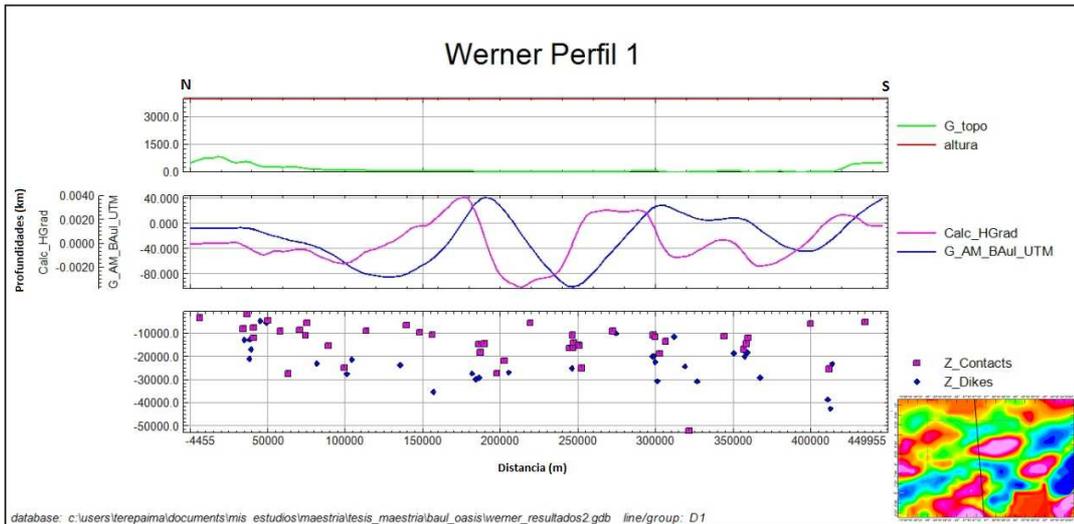


Figura 71. Perfil 1 de profundidades a partir de la deconvolución de Werner sobre datos magnéticos. Perfil de topografía y altura de la estación (arriba). Perfil de Anomalía magnética “Calc_HGrad” y gradiente “G_AM_BAul_UTM” (Medio). Perfil de profundidades calculadas a partir de la anomalía magnética “Z_Dikes” y a partir del gradiente de anomalía denominadas “Z_Contacts” (Abajo).

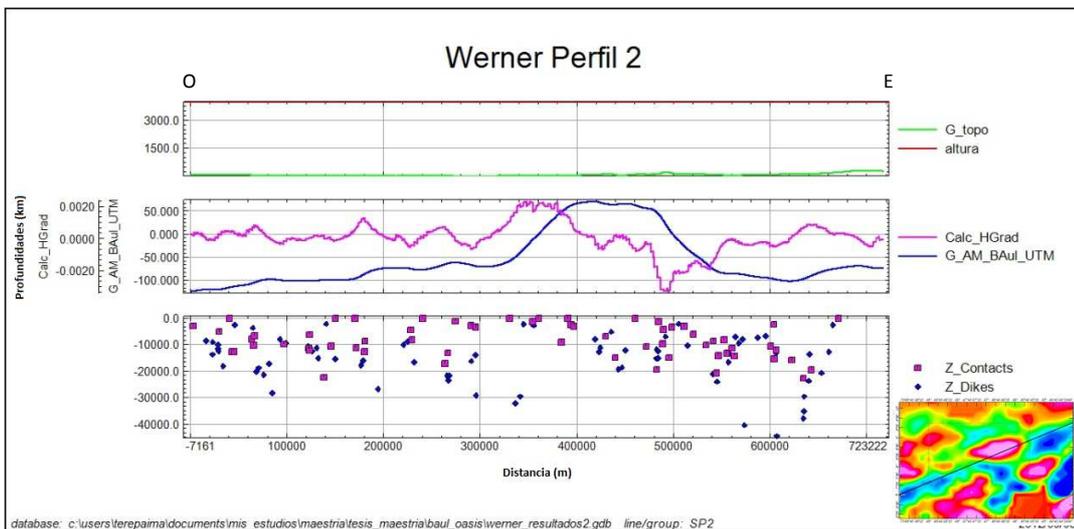


Figura 72. Perfil 2 de profundidades a partir de la deconvolución de Werner sobre datos magnéticos. Perfil de topografía y altura de la estación (arriba). Perfil de Anomalía magnética “Calc_HGrad” y gradiente “G_AM_BAul_UTM” (Medio). Perfil de profundidades calculadas a partir de la anomalía magnética “Z_Dikes” y a partir del gradiente de anomalía denominadas “Z_Contacts” (Abajo).

La distribución de profundidades a lo largo del perfil 1 y 2, muestra que los valores asociados a las profundidades Z_{Dikes} son más profundos que las $Z_{Contacts}$. De esta manera, el tope de los valores $Z_{Contacts}$ parecen corresponder a los contrastes de magnetización en la interface de basamento sin presentar una tendencia muy clara en valores más profundos. Las profundidades Z_{Dikes} aparentan distribuirse en un rango de profundidades cercano a la interface corteza inferior-superior, hasta valores que pueden atribuirse a Moho, lo que refleja el carácter intercortical de las profundidades calculadas por Werner, como respuesta al alto contenido de longitudes de onda media y larga en los datos magnéticos.

Las profundidades Z_{Dikes} y $Z_{Contacts}$ obtenidas para el perfil 1, presentan el comportamiento estadístico mostrado en la Figura 73 y para el perfil 2 la distribución estadística de las profundidades se muestra en la Figura 74.

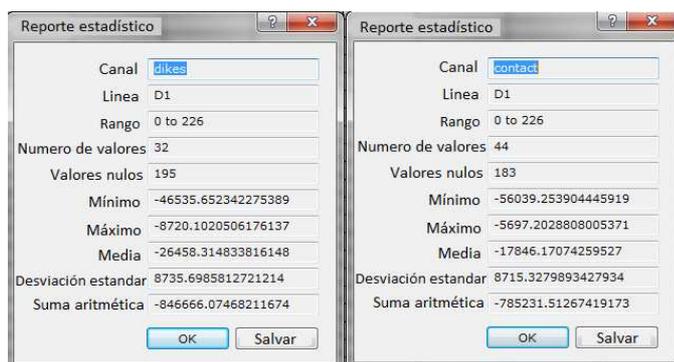


Figura 73. Reporte estadístico de las profundidades obtenidas para el perfil 1, a partir de la deconvolución de Werner. Profundidades Z_{Dikes} (izquierda). Profundidades $Z_{Contacts}$ (derecha).

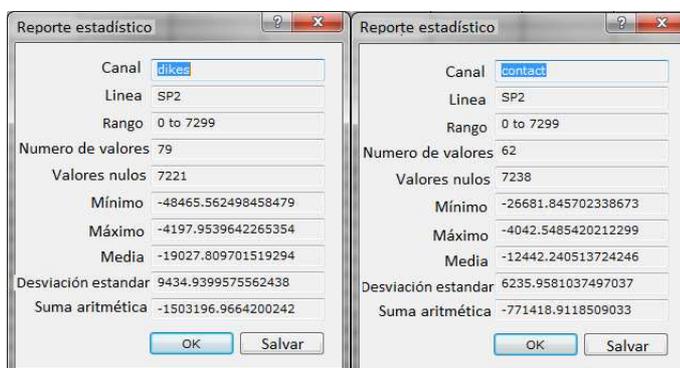


Figura 74. Reporte estadístico de las profundidades obtenidas para el perfil 2, a partir de la deconvolución de Werner. Profundidades Z_{Dikes} (izquierda). Profundidades $Z_{Contacts}$ (derecha).

Al comparar los resultados de la deconvolución de Werner (Z_{Dikes}), con los resultados obtenidos por Euler, se observa que la tendencia del tope de la distribución de profundidades Werner (Z_{Dikes}), corresponden con la tendencia de Euler. Lo cual, tal como se ha mencionado, se atribuye a la discontinuidad corteza superior-corteza inferior, como se observa al comparar ambos resultados en los perfiles 1 y 2 (ver Figuras 75 y 76). Por otro lado, en los valores más profundos se observan diferencias debido a la naturaleza de la deconvolución de Werner, más susceptible a cuerpos con inclinación y buzamientos.

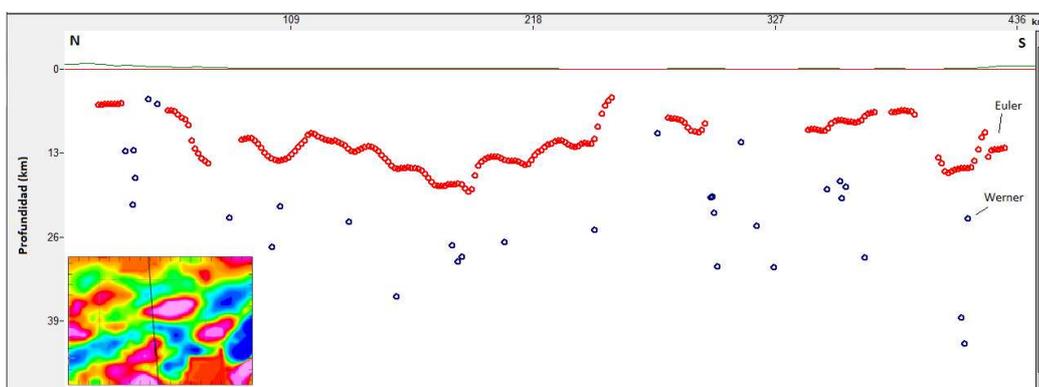


Figura 75. Comparación entre la deconvolución Werner (azul) y Euler (rojo) bajo el perfil 1.

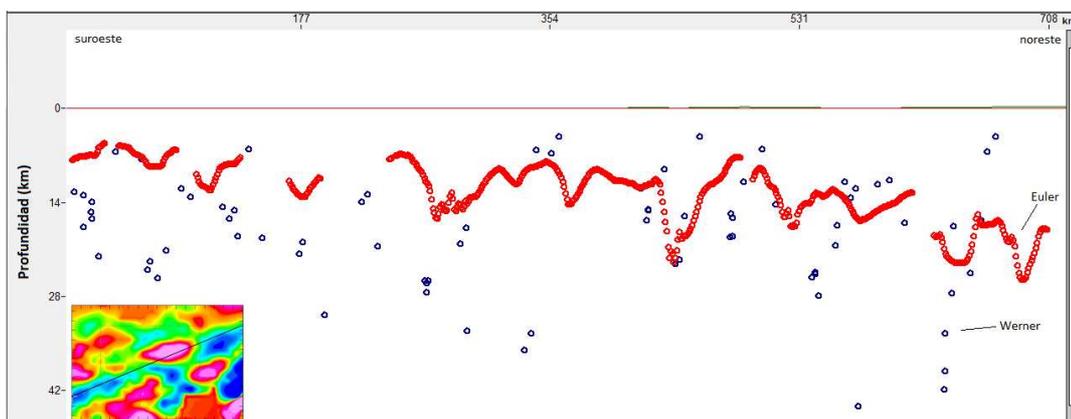


Figura 76. Comparación entre la deconvolución Werner (azul) y Euler (rojo) bajo el perfil 2.

5.8 DATOS DE POZO CON INFORMACIÓN TERMAL

En la Figura 77, se presenta el mapa de gradiente geotérmico calculado a partir de los datos de pozos del bloque Boyacá (Faja Petrolífera del Orinoco), junto con la

Por otro lado, a partir de los datos de pozos disponibles, se realizó el cálculo de gradiente geotérmico regional, alcanzando $27^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (Figura 78). Se aprecia que las profundidades de los pozos disponibles registran datos hasta 1 km. Considerando la falta de datos a mayores profundidades, podemos extrapolar asumiendo esta tendencia.

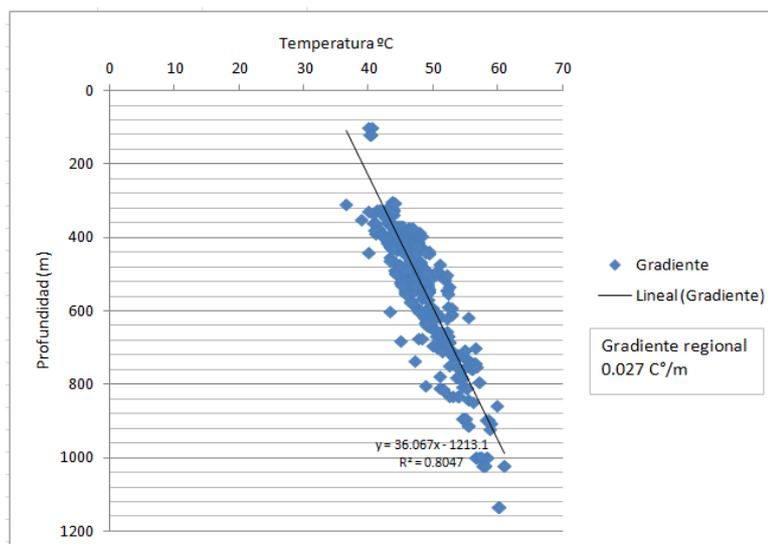


Figura 78. Gradiente geotérmico regional, calculado a partir de la información termal de los pozos disponibles en la región cercana a El Baúl.

El mapa de flujo térmico del bloque Boyacá-Faja, en el sureste de El Baúl, generado a partir de los datos de gradiente y conductividad térmica constante ($2 \text{ W}/\text{m}^{\circ}\text{K}$), se presenta en la Figura 79. Este mapa, representa un elemento fundamental para el entendimiento del origen, evolución y configuración geológica del área.

Los resultados del mapa de flujo térmico, muestran la misma tendencia del mapa de gradiente, con mayores valores hacia el suroeste, en la región central de El Baúl. Alcanzándose valores máximos de $159.4 \text{ mW}/\text{m}^2$, mínimos de $20.9 \text{ mW}/\text{m}^2$ y $78.8 \text{ mW}/\text{m}^2$ en promedio. Los valores obtenidos, se consideran altos en comparación con el Mapa de Flujo Térmico de Venezuela (ver Figura 93 del Apéndice B), que muestra un rango de $20\text{-}30 \text{ mW}/\text{m}^2$ para nuestra zona de estudio y con los resultados presentados por Fernandez (2004) para la sub-cuenca de Guárico ($60\text{-}100 \text{ mW}/\text{m}^2$).

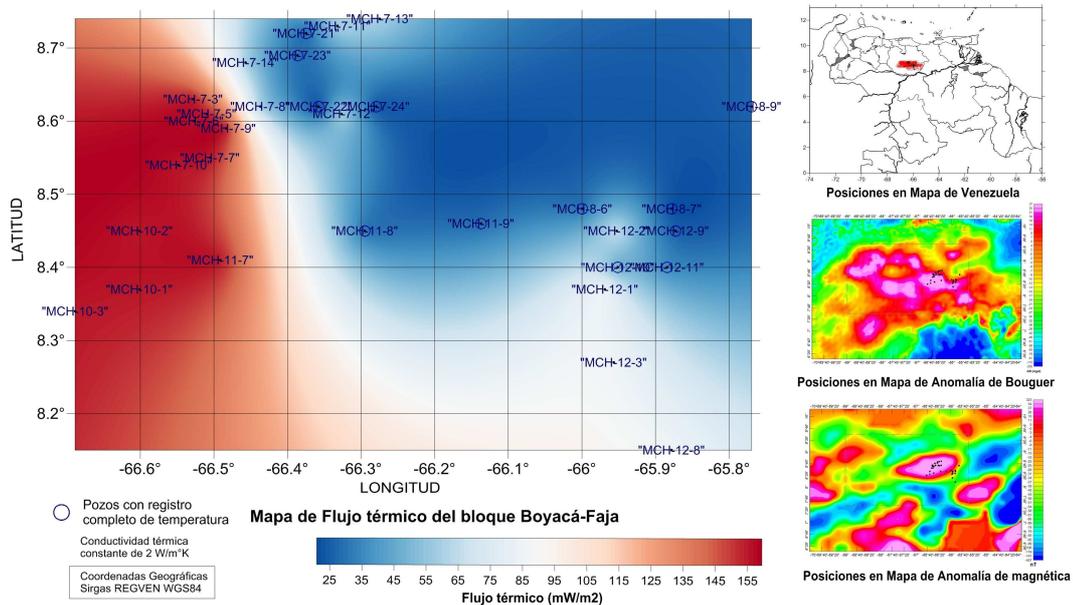


Figura 79. Mapa de flujo térmico del bloque Ayacucho (Faja) y sus posiciones en mapas de anomalía de Bouguer y Magnética.

Los valores de flujo térmico obtenidos corresponden a valores característicos de cuencas extensionales, de acuerdo a la Figura 92 del Apéndice B. Lo cual, de acuerdo a la cercanía geográfica de los pozos estudiados, podría asociarse a la estructura extensiva de Graben de Espino.

Los altos valores de flujo térmico obtenidos para el área de El Baúl, se asocian a una elevación o alto de Moho; planteándose la presencia de un adelgazamiento cortical hacia la zona de dominio de El Baúl, al igual que lo propone Fernández (2006), en sus estudios termales sobre la subcuenca de Guárico. Los altos valores de temperatura en la zona de El Baúl, se pueden asociar también a la presencia de un posible fenómeno de refracción térmica, que acumularía el calor en las zonas donde el espesor sedimentario es más delgado (Sigismondi y Ramos, 2008), lo que posiblemente esté retardando el enfriamiento térmico de la región, junto con la subsidencia termal de la zona.

5.9 MODELADO DIRECTO SOBRE PERFILES 2D

El modelado directo sobre perfiles 2D a partir de los datos gravimétricos y magnéticos, se realizó en base a 2 transectos cuyas características y orientaciones fueron presentada en el Capítulo IV, y son mostrados sobre un mapa geológico y sobre un mapa estructural en las la Figuras 80 y 81 respectivamente.

El primer transecto denominado Perfil 1 (P1), posee una orientación N67°O, con una longitud de 448 km, alineado con la línea 67°W de Magnani *et al.* (2009). El segundo transecto denominado Perfil 2 (P2), fue orientado con dirección aproximada N45°E, y una longitud de 714 km, alineado sobre los grábenes de Espino y Apure.

Los transectos P1 y P2, se presentan en los mapas de anomalías gravimétricas y magnéticas de la Figura 82, de acuerdo a los párrafos anteriores.

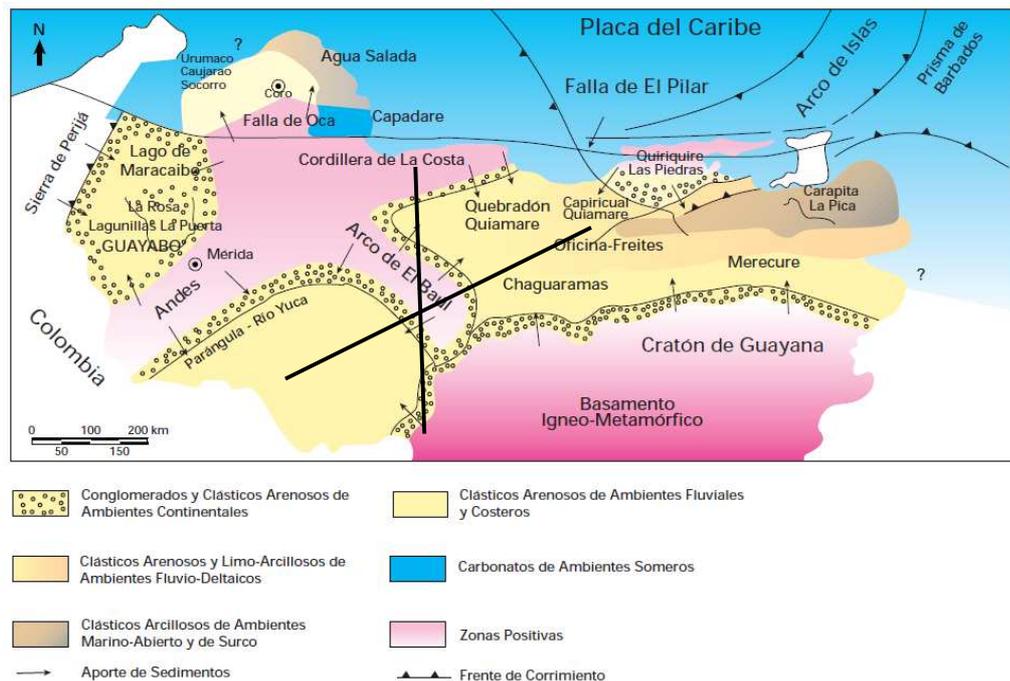


Figura 80. Perfiles P1 y P2, sobre marco geológico sedimentario regional (Mioceno-Plioceno) de Venezuela. Tomado de Yoris y Ostos (1997).

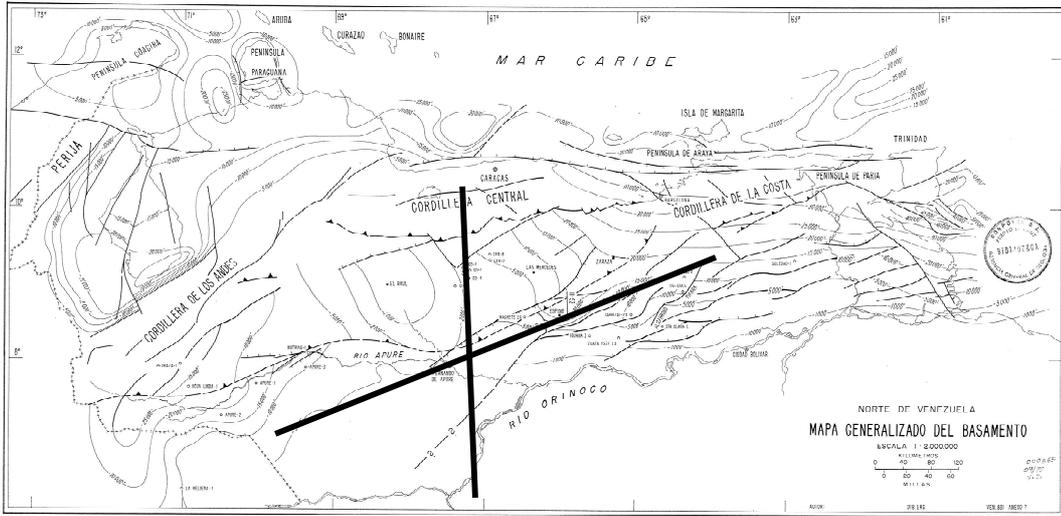


Figura 81. Mapa generalizado de Basamento y perfiles P1 y P2. Tomado y modificado de Smith (1980).

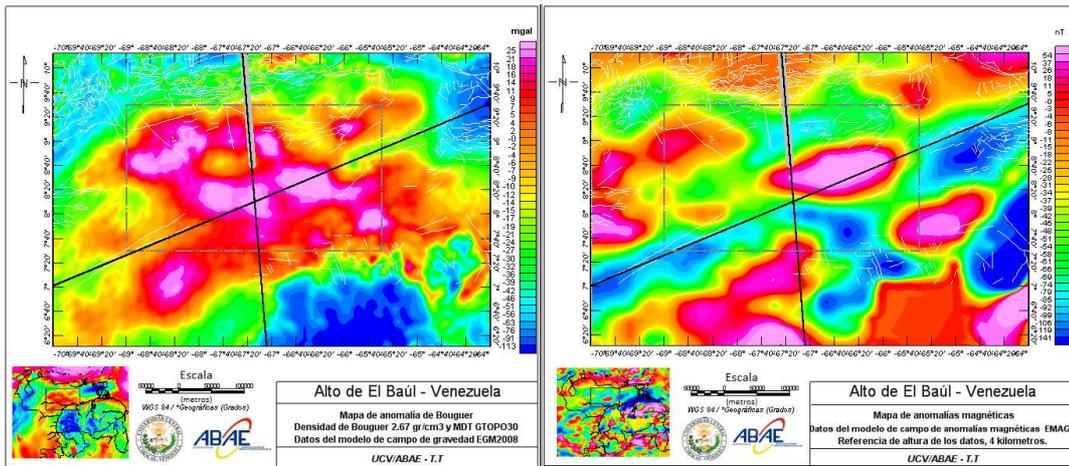


Figura 82. Mapa de anomalía de Bouguer (izquierda) y mapa de anomalías magnéticas (Derecha) con ubicación de los perfiles P1 y P2 a modelar.

En la Figura 83, se presenta el mapa de profundidades de pozos y de sísmica 2D que tocan basamento pre-cretáceo, sobre la cuenca Barinas-Apure, El Baúl y la subcuenca de Guárico. El mapa fue elaborado a partir de la base de datos de profundidades en González (2009), y a partir de éste, fueron extraídos 2 perfiles de profundidades con las orientaciones P1 y P2, los cuales se presentan en la Figura 84.

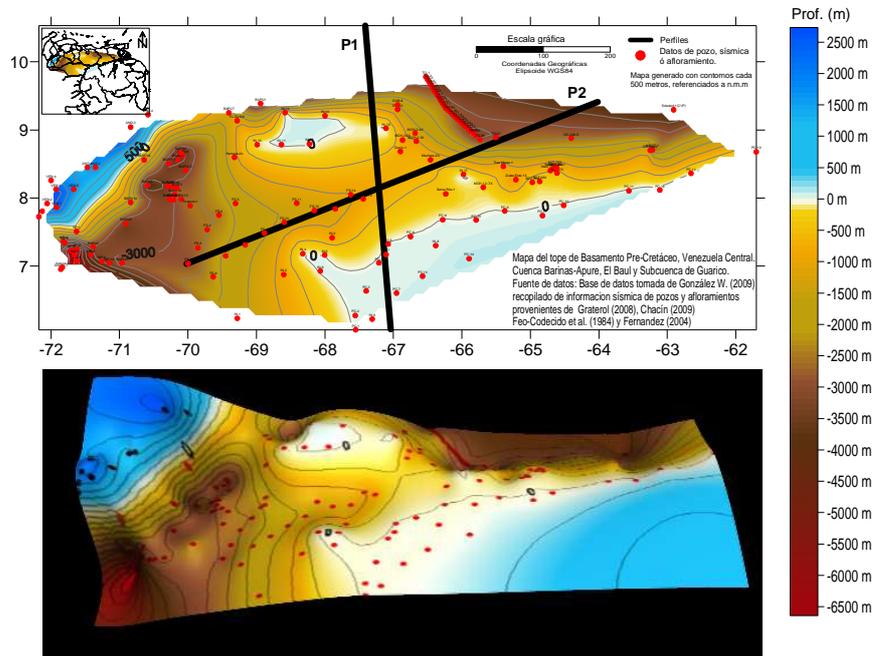


Figura 83. Mapa de basamento pre-cretáceo generado a partir de la base de datos recopilada por González (2009). Correspondiente a pozos que llegan a basamento pre-cretáceo.

Como ya se mencionó, a partir del mapa de profundidades de basamento de la zona se tomaron los perfiles asociados a P1 y P2 sobre esta interface, lo que representa un importante mecanismo de control para la realización de los modelos gravimétrico-magnético. Los perfiles de basamento extraídos se presentan en la Figura 84. Las interfaces de control de basamento asociadas a los perfiles P1 y P2, fueron digitalizadas e importadas en los modelos 2D de gravedad y magnetismo.

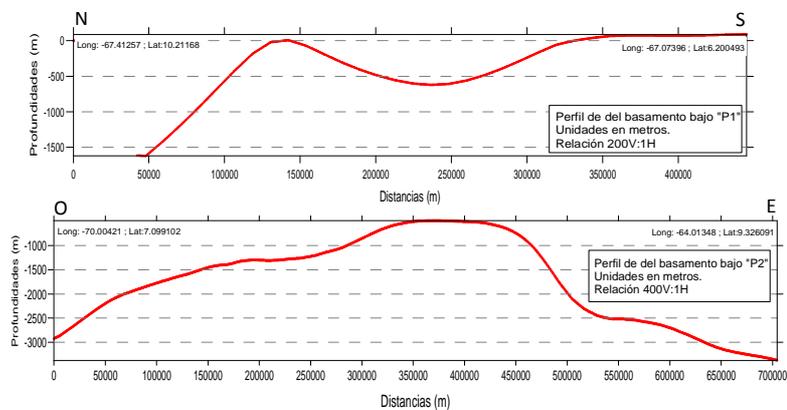


Figura 84. Perfiles del basamento pre-cretáceo. Arriba perfil P1. Abajo perfil P2.

5.9.1 Modelado del perfil 1

El perfil 1 de datos gravimétricos modelado (Figura 85), muestra una anomalía con crecimiento sostenido, donde un primer alto ubicado al norte del perfil, es asociado al afloramiento de El Baúl y el incremento generalizado de magnitudes hacia el centro del transecto, es asociado a el levantamiento de la discontinuidad de Moho.

Al sur del perfil 1, se presenta el modelado de una discontinuidad asociada a una posible diferenciación entre el basamento paleozoico y los terrenos precámbricos del Cratón de Guayana, marcados por la falla de Apure, mencionado por Smith (1980) como el contacto fallado entre el basamento del complejo Escudo de Guayana y el alineamiento tectónico paleozoico. En este sentido, se propone un modelo de diferenciación de corteza Paleozoica-Precámbrica marcado con la falla de Apure con un ángulo de 47.5° de buzamiento norte, típica de los regimenes compresivos del norte de Venezuela, donde se suturaron las rocas del basamento precámbrico y paleozoicas durante el Jurasico (Yoris y Ostos, 1997).

El comportamiento de la anomalía magnética en el perfil 1, presenta un comportamiento alternante hacia el centro del mismo. Este comportamiento, asociado al alto contenido de longitudes de onda, refleja que la profundidad de la fuente generadora es intracortical. El ajuste de los modelos, se logró al atribuirle remanencia de campos magnéticos a las rocas de la corteza inferior de El Baúl, como posible resultado del calentamiento sufrido durante eventos de calentamiento posteriores a su génesis paleozoica; durante la fase de apertura o rift Jurásico.

Las conjeturas presentadas sobre el comportamiento de la anomalía magnética asociada a campos remanentes, solo podrían verificarse analizando en laboratorio muestras de materiales corticales, aislando los campos magnéticos remanentes en las muestras, producto de alteraciones termales por encima de su temperatura de Curie.

La remanencia de campos magnéticos planteada debida a calentamiento, puede apoyarse en los altos valores de flujo térmico encontrados en el análisis termal del

presente trabajo, y en las investigaciones de Fernández (2004) y Hernández (2006), que reportan anomalías termales considerables en la sub cuenca de Guárico muy cercana a El Baúl.

Tomando en cuenta lo expuesto, se logró ajustar el modelo gravimétrico - magnético a factores de error 3.6 y 8.4 respectivamente (escala 0 - ∞), observable en la Figura 85, junto con los valores de densidades y susceptibilidades asignados para el mismo, tomando en cuenta elementos teóricos y geológicos del area de estudio.

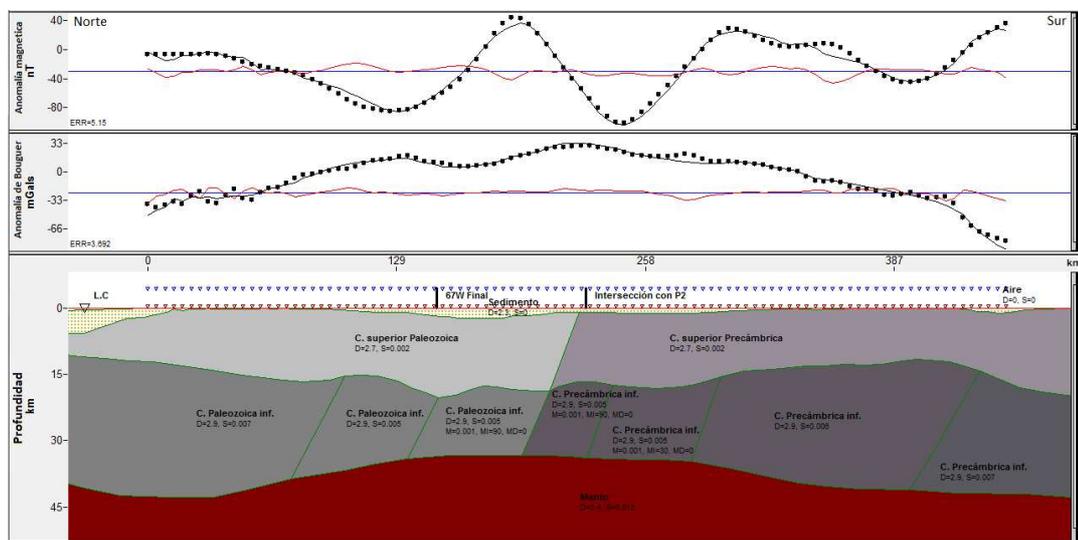


Figura 85. Modelo geológico generado correspondiente al Perfil 1 “P1”.

5.9.2 Modelado del perfil 2

El perfil 2 de datos gravimétricos modelado (Figura 86), muestra una anomalía negativa que se mantiene estable durante la mitad del perfil, creciendo hasta hacerse positiva hacia la mitad del transecto, lo que se adjudica a la presencia de rocas paleozoicas y a el levantamiento de Moho. Luego, la anomalía decrece hasta hacerse negativa otra vez en las cercanías del Graben de Espino al noreste del perfil, donde según el modelo, el espesor de sedimentos es mayor y las profundidades de Moho aumentan (Figura 86). A la zona de máxima amplitud de anomalía positiva, se le atribuyen espesores máximos de corteza paleozoica inferior. Por otro lado, a los extremos del perfil 2 se presenta un leve aumento de las profundidades de Moho

hacia la Cuenca Barinas-Apure y un poco menos hacia la cuenca Oriental, colocando a El Baúl sobre un relativo adelgazamiento cortical, recordando que este transecto se sitúa sobre profundidades de Moho bajas asociadas a la fase rifting Jurásico.

En general, el comportamiento de la anomalía magnética se muestra en franco ascenso, lo que se puede justificar con un hundimiento de la interface corteza inferior - superior hacia el noreste. Así mismo, se muestra un crecimiento abrupto de la anomalía luego de la mitad del perfil 2 hacia el este (tipo campana), que puede justificarse con variaciones en los campos remanentes de las rocas de la corteza inferior, causada por calentamiento bajo El Baúl y los grábenes de Espino y Apure-Mantecal, siendo esta una posible franja receptora de los flujos de calor de la apertura Jurásica, que no se muestran en El Baúl en forma de graben a causa del espesor importante de esta estructura cortical en la zona.

Finalmente se logró ajustar el modelo gravimétrico - magnético a factores de error 3.8 y 12.7 respectivamente (escala 0 - ∞), observable en la Figura 86, junto con los valores de densidades y susceptibilidades asignados para el mismo tomando en cuenta elementos teóricos.

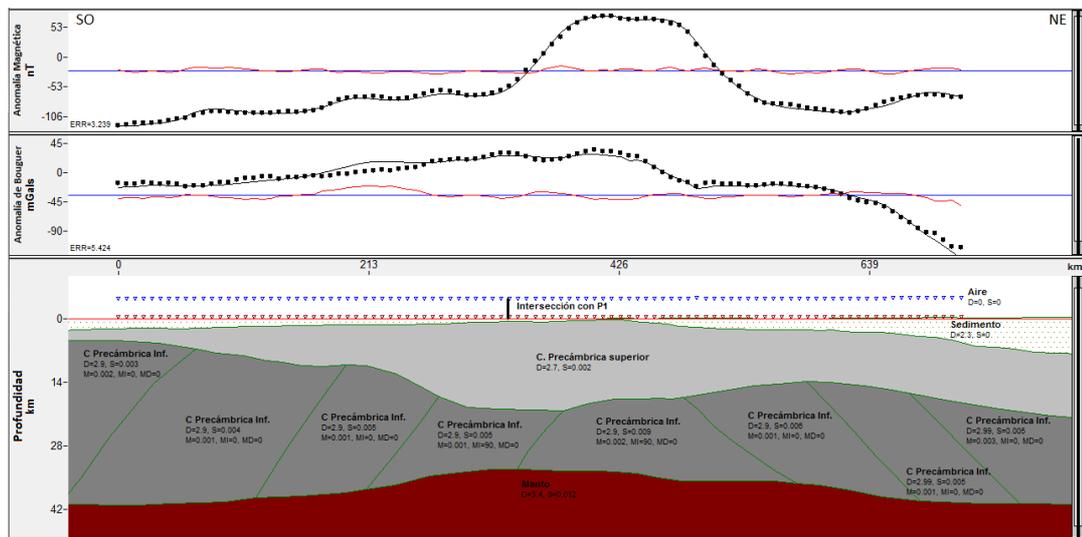


Figura 86. Modelo geológico generado correspondiente al Perfil 2 “P2”.

5.10 MODELADO DE ANOMALÍAS SINTÉTICAS MAGNETICAS

A partir del software GaMField, se generaron los modelos de magnetización, inclinación y declinación en la zona de El Baúl, sobre un sistema de coordenadas planas (metros) con origen en las coordenadas geográficas -70° de longitud oeste y 7° de latitud norte. El modelo de magnetización, se basa en la geometría de los modelos 2D derivados de GMSYS. Los valores de Intensidad Magnética Total, Inclinación y Declinación se obtuvieron del módulo IGRF del software Oasis Montaj y junto con los valores de susceptibilidad teóricos se calculó la magnetización.

Así, se obtuvieron magnetizaciones para sedimento, corteza superior, corteza inferior y manto superior, proponiendo una alineación NE-SO a nivel de corteza inferior asociada a valores de magnetización bajos, con tendencias de aumento de magnetización al sureste, atribuyendo el dominio de los contornos a efectos intracorticales. El modelo de magnetización se presenta en la Figura 87 que junto con los valores de inclinación y declinación, son utilizados para el cálculo de la anomalía magnética sintética.

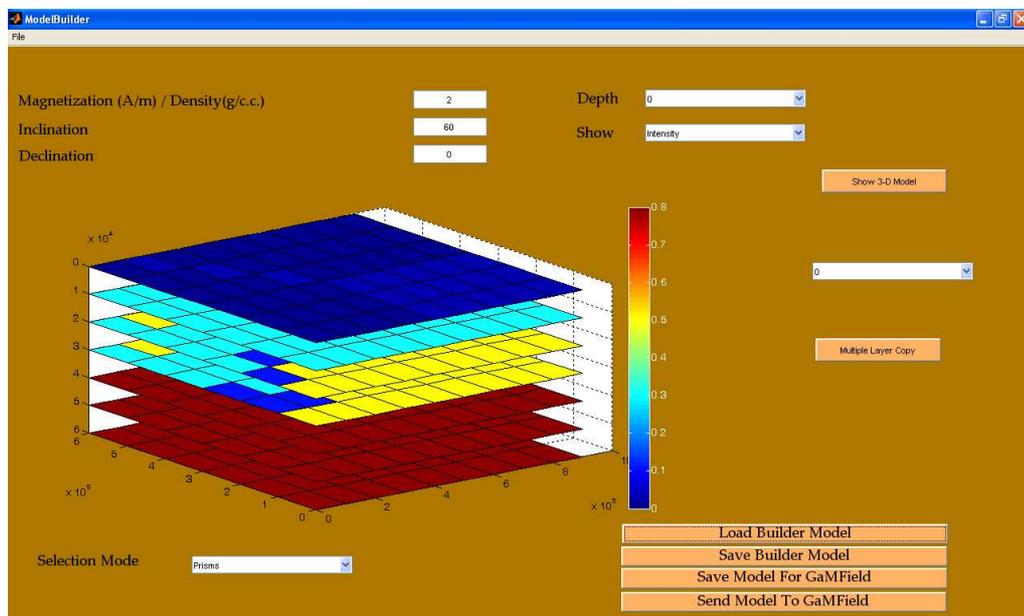


Figura 87. Modelo de magnetización para El Baúl, generado a partir del software GaMField, basado en los perfiles 2D de GMSYS.

La anomalía magnética sintética generada a partir de los modelos, se presenta en la Figura 88. Ésta, muestra una tendencia regional, que ofrece una estupenda correlación con los contornos de nuestro mapa de anomalía magnética, con una orientación preferencial de los contornos NE-SO.

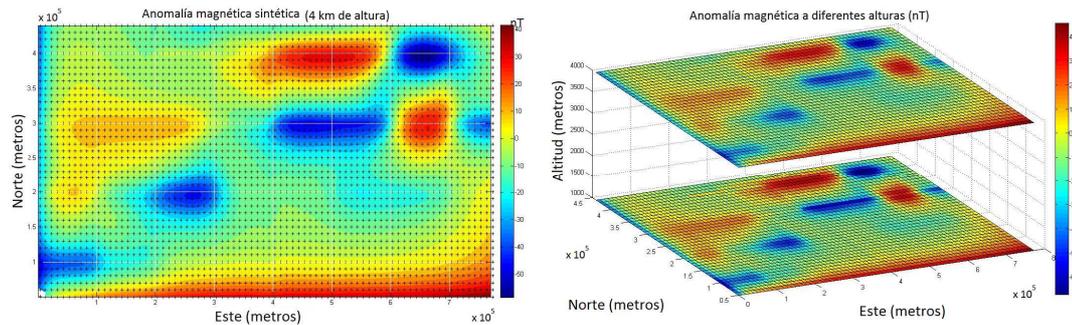


Figura 88. Anomalía magnética sintética a 4 km de elevación (Izquierda). Anomalía magnética sintética a 0 metros y 4 km de elevación. Generadas a partir del software GaMField.

La anomalía sintética generada, representa el campo magnético generado sólo por las rocas de la corteza, teóricamente por encima de la interface de Curie, correspondiendo de manera análoga con el mapa de anomalía magnética EMAG2. Al encontrarse homologados sobre un similar nivel de referencia, los rangos de magnitudes son bastantes similares.

La estructura representada por la anomalía magnética sintética, corresponde en términos de geometrías y contornos a grandes rasgos, con el mapa de anomalía real de El Baúl. Lo que ratifica y comprueban alternativamente, los modelos 2D generados con GMSYS. La comparación de perfiles P1 y P2 del mapa de anomalía real y del mapa de anomalía sintética, se presenta en las Figuras 89 y 90. Donde se observa que las tendencias a escala gruesa coinciden. Por lo cual, se comprueba que la geometría de fuente propuesta para El Baúl, es capaz de ofrecer respuestas magnéticas coherentes con el modelo EMAG2 utilizado en la presente investigación.

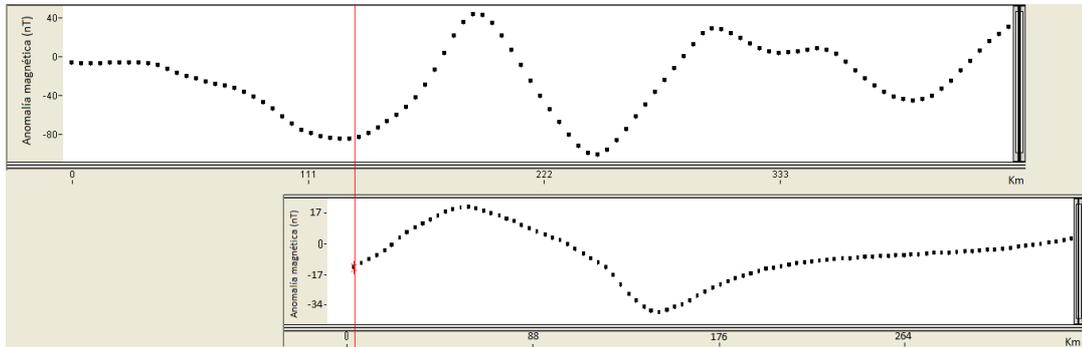


Figura 89. Perfil 1 sobre mapa anomalía magnética (Arriba). Perfil 1 sobre mapa anomalía magnética sintética (Abajo).

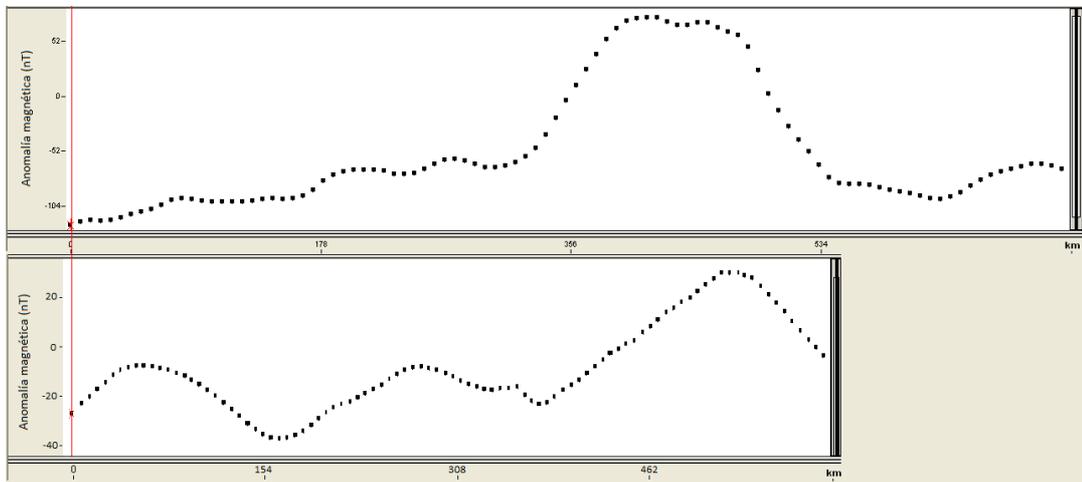


Figura 90. Perfil 2 sobre mapa anomalía magnética (Arriba). Perfil 2 sobre mapa anomalía magnética sintética (Abajo).

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- La orientación preferencial NO-SE, comúnmente atribuida a las estructuras de El Baúl sólo es válida respecto a la orientación de la topografía de basamento, y contrasta con la dirección de los contornos asociados a los mapas gravimétrico y magnético, que en ambos corresponden a una orientación NE-SO, con expresiones de anomalías gravimétricas y magnéticas de El Baúl, debidas a una interface corteza-manto poco profunda o alto de Moho.
- La orientación preferencial NE-SO de las anomalías de El Baúl, corresponde con la misma orientación de la orogénesis herciniana en el paleozoico tardío, y del emplazamiento de la Cordillera de la Costa en el oligoceno, por lo que dicha orientación puede asociarse a estos eventos.
- Las anomalías gravimétricas y magnéticas, presentan expresiones claras de la prolongación estructural de El Baúl, hacia la sub-cuenca de Guárico y Barinas Apure. Posicionado las anomalías positivas gravimétricas y magnéticas de El Baúl como las más importantes de Venezuela en términos de magnitud y extensión.
- La interesante anomalía circular negativa de unos -12 mgal perfectamente delimitada por anomalías positivas en la región centro norte del macizo El Baúl, puede asociarse a una anomalía de impacto, basándose en la morfología circular de los contornos.
- Los valores de profundidad máxima de Moho de El Baúl (-35Km) obtenidos a partir del a partir del Espectro Radial de Energía Promediado EREP, señalan una especie de alto de manto o adelgazamiento cortical en la región, similar al propuesto a partir del análisis termal de esta investigación. Así mismo, los resultados obtenidos, corresponden con Quinteros *et al.* 2007, que coloca a El Baúl sobre un adelgazamiento cortical en relación con sus adyacencias. Por otro lado, de acuerdo al método del EREP, la discontinuidad corteza inferior – superior propuesta para El Baúl, se ubica a 21 km de profundidad en promedio, lo cual corresponde con los resultados de la deconvolución de Euler y Werner.

- Los mapas de gradiente y flujo geotérmico generados, presentan un aumento de valores hacia el suroeste (centro de El Baúl), con temperaturas consideradas altas respecto a algunas referencias teóricas. Estos resultados concuerdan con las aseveraciones hechas por Hernández (2006), que reportan un aumento del gradiente geotérmico en la zona de Guárico, como posible respuesta a una interface corteza-manto poco profunda en la zona, con extensión hacia el centro del país.
- En los modelos 2D generados, se propone un modelo cortical más delgado en el centro de El Baúl, con una discontinuidad asociada a una posible diferenciación entre el basamento paleozoico asociado a El Baúl (al norte) y los terrenos precámbricos del Cratón de Guayana (al sur), marcada por la falla de Apure. Lo cual es mencionado por Smith (1980), como el contacto fallado entre el basamento del complejo Escudo de Guayana y el alineamiento tectónico paleozoico. Por otro lado, el ajuste de los modelos, se logró al atribuirle remanencia de campos magnéticos a las rocas de la corteza inferior.
- El comportamiento de la anomalía magnética en los modelos 2D, incorpora componentes que reflejan campos magnéticos remanentes, como posible producto de flujos de calor en la corteza inferior. Estos flujos, pueden relacionarse con el adelgazamiento de corteza sugerido para El Baúl en el presente trabajo. Lo cual, podría verificarse analizando en laboratorio, muestras de material cortical obtenidas a partir de pozos profundos. La remanencia de campos, puede apoyarse en las investigaciones de Fernández (2004) y Hernández (2006), que reportan anomalías termales considerables en la sub cuenca de Guárico cercana a El Baúl.
- El mapa de anomalías de Bouguer, marca con la presencia de las rocas de El Baúl, la separación de los grábenes de Espino y Apure-Mantecal, manteniendo la relación evidente entre ambas estructuras extensivas. Por lo que se infiere, que El Baúl también fue afectado en cierto grado por el calentamiento producido durante la etapa de rifting del Jurásico, efecto que no se vio representado en

superficie, posiblemente por el mayor espesor de las rocas paleozoicas asociadas a El Baúl.

- A partir del modelado directo de Anomalías Sintéticas utilizando el software Gamfield, se logró construir un modelo de magnetización capaz de originar anomalías magnéticas sintéticas para El Baúl. Las anomalías sintéticas generadas, presentan correlación con los contornos de los mapas de anomalía de magnética, con una orientación preferencial de los contornos NE-SO, atribuyendo el dominio de los contornos a efectos intracorticales y posicionando a El Baúl sobre adelgazamiento de corteza. En términos de geometrías y contornos podemos decir que la anomalía sintética generada, ratifica y comprueba alternativamente, los modelos 2D generados.

Como recomendaciones finales de esta investigación se proponen:

1. Recopilar datos de pozos sobre la zona de El Baúl, con información litológica y registros geotérmicos, para establecer relaciones adicionales a los planteamientos realizados.
2. Realizar estudios de magnetización remanente en muestras disponibles de rocas paleozoicas asociadas a El Baúl, ya sean de afloramiento o de pozos.
3. Promover la ejecución de campañas de sísmica continental y perforaciones profundas en el centro de Venezuela, para reducir incertidumbres relacionadas a El Baúl.
4. Realizar trabajos investigativos a fondo que ofrezcan respuestas a la génesis y evolución de El Baúl, como por ejemplo la datación radiométrica de núcleos *in situ*.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen y Allen (1990). Basin analysis principles and applications. Blackwell Science, 451 p.
- Audemard F. (1991). Tectonics of western Venezuela. Thesis submitted for the degree Doctor of Philosophy. Inédito. Rice University. Houston, Texas.
- Audemard F., Machette M., Cox J., Dart, R. & Haller K, (2000). Mapa de Fallas Cuaternarias de Venezuela. Programa Internacional de la Litósfera, Grupo de Trabajo II-2. U.S. Cooperación entre US Geological Survey (USGS), Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), Instituto Tecnológico Venezolano del Petróleo S.A. (INTEVEP) y Petróleos de Venezuela S.A. (PDVSA).
- Barthelmes F. (2009). Definition of functionals of the Geopotential and Their Calculation from Spherical Harmonic Models. Scientific Technical Report 155 STR09/02. GFZ German Research Centre for Geosciences. Alemania. 36 pp.
- Becker J., Sandwell D., Smith W., Braud J., Binder B., Depner J., Fabre D., Factor J., Ingalls S., Kim S-H., Ladner R., Marks K., Nelson S., Pharaoh A., Trimmer R., Von Rosenberg J., Wallace G. and Weatherall P. (2009). 'Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30_PLUS', *Marine Geodesy*, 32:4, 355 — 371.
- Bellizzia A., and Dengo G. (1990). The Caribbean mountain system, northern South America. En: Dengo, G. and Case, J.E. (eds.), *The geology of North America*, Vol. H, The Caribbean Region. Geol Soc. Am., Boulder, Colorado, 167-175.
- Bellizzia A., Pimentel, N., & Bajo., R. (1976). Mapa geológico-estructural de Venezuela. Ministerio de Minas e Hidrocarburos, División de Exploraciones Geológicas / FONINVES. Caracas.
- Bellizzia M. C. (1961). Geología del macizo de El Baúl, estado Cojedes. Memoria III Congreso Geológico Venezolano. Boletín de Geología. Publicación Especial 3. (4), 1463-1530.
- Bhattacharya B. (1966). Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body. *Geophysics*, Vol. 35, N°2, p. 293-302.
- Bhattacharya B. and Leu L. (1975). Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to two-dimensional structures: *Geophysics*, 40, (pp. 993-1013).

- Black J. (1956). Mapa F-6, geología de superficie. Creole Petroleum Corporation. Informe 4200 11-6.
- Blakely R. (1995). *Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications*. (441 pp.) Cambridge, New York, Port Chester, Melbourne, Sydney: Cambridge University Press.
- Blanco V. (2010). Portal Ceibal. Plan Ceibal Creative Commons. Disponible en: <http://www.ceibal.edu.uy/UserFiles/P0001/ODEA/ORIGINAL/0100205Haiti.elp/bordes.html>. [Consultado en: Agosto, 2011].
- Blin B., (1989). *Le front de la Chaîne Caraïbe Vénézuélienne entre la Serranía de Portuguesa et la région de Tiznados*. Thèse de doctorat. Trabajo no publicado. L'Université de Bretagne Occidentale (UBO). Brest. France.
- Bonini W., (1984). Magnetic provinces in western Venezuela. *Geological Society of America. Memoir*, 162: 161-173.
- Bucher W. (1949). Tectónica de Venezuela. *Boletín Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo*, 1(1), 155-176.
- Bucher W. (1950). Mapa geológico-tectónico de los Estados Unidos de Venezuela. Ministerio de Fomento / Servicio Técnico de Minería y Geología. Caracas.
- Bucher W. (1952). Geologic structure and origin history of Venezuela. *Geological Society of America. Memoir*, 49.
- Burke K., Fox P. y Sengör A. (1978). Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. *JGR*. v. 83, 3949-3954.
- Burrough P. A. (1986). *Principles of Geographical Information Systems for Land Resources Assessment*. Monographs on soils and resources survey. N° 12. Oxford University, New York, U.S.A.
- Cabrera E. (1985). El Paleozoico en Los Llanos venezolanos. Reunión de expertos de la Asociación Regional de Empresas de Petróleo y gas natural en Latinoamérica y el Caribe.
- Cassinis G. (1930). Sur l'adoption d'une formule internationale pour la pesanteur normale. *Bulletin Géologique* 26, 40±49.
- Ceballos E. & Molina M. (2002). Estudio geológico de la Formación Mireles, Grupo El Barbasco, área El Baúl, estado Cojedes. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo. Trabajo no publicado. Universidad de Los Andes, Facultad de Ingeniería, Escuela de Ingeniería Geológica. Mérida.

- Clark, D. and Emerson D. (1991). Notes on rock magnetisation characteristics in applied geophysical studies. *Exploration Geophysics* vol. 22, pp. 547-555.
- CPC (Creole Petroleum Corporation) (1963). Mapa E-6. Geología de superficie Caracas. [Escala 1:100.000]. Trabajo no publicado.
- CPC (Creole Petroleum Corporation) [Consortio con Mene Grande Oil Company. Venezuela Atlantic Refining Company. Pan Venezuelan Oil Company. Richmond Exploration Company. Socony Mobil Oil Company of Venezuela. Venezuelan Sun Oil Company] (1959). Geological interpretation of the El Baúl-Apure magnetometer survey. Informe EPL-00617. Trabajo no publicado.
- Di Croce J. (1995). Eastern Venezuela Basin: Sequence stratigraphy and structural evolution. Rice University. PHD Tesis. Texas. 365 pp.
- Dobrin M. (1980). Introducción a la Prospección Geofísica. Barcelona, España: Ediciones Omega.
- Engleman R. (1935). Geology of Venezuelan Andes. *AAPG Bull*, 19(6), 769-792.
- Erlich R. y Barrett S. (1990). Cenozoic plate tectonic history of the northern Venezuela – Trinidad area. *Tectonics*, 9 (1): 161 – 184.
- ESA-GOCE (2010). ESA's gravity mission GOCE. Disponible en: http://www.esa.int/esaLP/ESA4HK1VMOC_LPgoce_0.html [Consultado en: Septiembre 16, de 2010].
- Escalona N. (1977). Formaciones propicias para la exploración de uranio en la región de Los Llanos y en la Región Oriental de Venezuela. Memoria V Congreso Geológico Venezolano, 3: 1023-1038. Caracas.
- Fernández D. (2004). Análisis de la cuenca oriental de Venezuela a partir de información de pozos, Tesis de grado. Universidad Simón Bolívar. Caracas, Venezuela.
- Feo-Codecido G. (1954). Notas petrológicas sobre formaciones que afloran en la región de El Baúl, estado Cojedes. *Boletín de Geología*, 3(8), 109-121.
- Feo-Codecido G. (1959). Observaciones radiométricas preliminares en la región del El Baúl, Estado Cojedes. Informe EPC-1411.18. Trabajo no publicado. Compañía Shell de Venezuela. Caracas.
- Feo-Codecido G. (1961). Observaciones radiométricas preliminares en la región de El Baúl, estado Cojedes. Memoria III Congreso Geológico Venezolano. *Boletín de Geología. Publicación Especial* 3, 4, 1681-1697.

- Feo-Codecido G., Foster D. S., Aboud N., De Di Giacomo E. (1984). Basement and Paleozoic Rocks of the Venezuelan Llanos Basin. Geological Society of America (Memoir 162).
- Feo-Codecido G., Smith F., Aboud N., y Di Giacomo E. (1984). Basement and Paleozoic rocks of the Venezuelan llanos basins. Geological Society of America Memoir 162, 175-187.
- Flechtner F. (2007). GRACE 327-743 (GR-GFZ-STD-001). Gravity Recovery and Climate Experiment GFZ Level-2 Processing Standards Document For Level-2 Product Release 0004. Rev. 1.0, February 19, 2007. GeoForschungszentrum Potsdam/Department 1: Geodesy and Remote Sensing
- Flechtner F. (2010). The GRACE Mission. Helmholtz Centre Potsdam. GFZ Potsdam. Disponible en: http://op.gfz-potsdam.de/grace/index_GRACE.html. Consultado en: October 1, 2011. Actualizado en Agosto 12, 2010.
- Förste C., Schmidt R., Stubenvoll R., Flechtner F., Meyer U., König R., Neumayer H., Biancale R., Lemoine J., Bruinsma S., Loyer S., Barthelmes F., and Esselborn S. (2008). The GFZ/GRGS satellite and combined gravity field models EIGENGL04S1 and EIGEN GL04C, Journal of Geodesy DOI 10.1007/s00190-007-0183-8 Journal of Geodesy, Volume 82, Number 6, pp. 331-346.
- Fowler C. (1990). The Solid Earth. Cambridge University, pag. 133-147.
- Frisch W., Meschede M. and Sick M. (1992). Origin of the Central American ophiolites: evidence from paleomagnetic results. GSA Bulletin 10(104) 1301–1314.
- Garzón Y. (2010). Validación de datos gravimétricos satelitales a partir de un análisis geostatístico comparativo con datos gravimétricos de adquisición terrestre. Tesis de maestría, Universidad Central de Venezuela: 116p.
- GEOSOFT Inc. (2007). Montaj Montaj MAGMAP Filtering: 2D Frequency Domain Processing of Potential Field Data Extension for Oasis montaj 6.4, Geosoft Incorporated, 85 Richmond St. W., Toronto, Ontario, M5H 2C9, Canada.
- GETECH Group plc. (2007). Advanced Processing and Interpretation of Gravity and Magnetic Data. Online. GETECH Kitson House Elmete Hall Leeds LS8 2LJ UK.
- Griem W. & Griem-Klee S. (online). 1999, actualizado 2007, consultado Marzo 2010. Apuntes Geología General. - GeoVirtual (Copiapó, Chile): <http://www.geovirtual2.cl>

- Gonzales L. (1969). Geología de la Cordillera de la Costa zona centro – occidental. IV Congreso Geológico Venezolano, Caracas-1969, vol. 5. Sociedad Venezolana de Geólogos, 1589- 1618.
- González de Juana C., Iturralde J., Picard, Y. (1980). Geología de Venezuela y de sus Cuencas petrolíferas, Ediciones Foninves, Caracas.
- González W. (2009). Interpretación del basamento pre cretácico en las cuencas Barinas-Apure y Oriental de Venezuela. Tesis de maestría, Universidad Simón Bolívar: 178p.
- Guarniero A. (2007). Satélite GOCE. Madame Curiestraat 21, 2171 TW Sassenheim. Disponible en: http://www.guarniero.nl/large_models/gallery/GOCE/GOCE-Main.jpg.
- Hackley C., Urbani F., Karlsen A. W., y Garrity C. P. (2005). Geologic Shaded Relief Map of Venezuela [Documento en línea]. Disponible en: <http://pubs.usgs.gov/of/2006/1109/> [Consultado en: Enero 11, 2008].
- Hackley P., Urbani F., Karlsen A., and Garrity C. (2006). Mapa geológico de Venezuela. U.S Geological Survey, Reston Virginia, FUNVISIS y UCV.
- Hamza V. & Muñoz M. (1996). Heat flow map of South America, Geothermics, 6, 599-646.
- Hartman R., Tesky D. and Friedberg J. (1971). A system for rapid digital aeromagnetic interpretation. Geophysics, v.36, 891-918.
- Heiskanen W. and Moritz H. (1967). Physical geodesy: W. H. Freeman and Co.
- Heiskanen W. A. and Vening Meinesz (1958). The Earth and its Gravity Field, Mc Graw-Hill Book Company Inc.
- Hernández M. (2006). Modelado numérico termal 1D de la Cuenca oriental de Venezuela, Tesis de pre grado, Universidad Simón Bolívar: 142p.
- Hofmann-Wellehof B. & Moritz H. (2005). Physical Geodesy - B. Springer.
- Holcombe T., Ladd J., Westbrook G., Edgar N., y Bowland C. (1990). Caribbean Margin Geology, Ridges and Basins of the Plate Interior. En: Dengo, G., Case, E., The Caribbean region. Boulder, Colorado, Geological Society of America, vol H, (pp.231-260).
- HTESC (Hunting Technical and Exploration Services Limited) (1958). Aeromagnetic interpretation El Baúl-Apure area, Venezuela: for Venezuelan Atlantic Refining Company, Creole Petroleum Corporation, Socony Mobil Oil

Company of Venezuela, Richmond Exploration Company. Informe PLC 000855,58. Trabajo no publicado. Hunting Technical and Exploration Services Limited. Caracas.

- Introcaso A., Ghidella M., Ruiz F., Crovetto C., Introcaso B., y Paterlini C. M. (2008). Métodos gravi-magnetométricos modernos para analizar las características estructurales de la plataforma continental Argentina *Geoacta* 33, 1-20, 2008 ISSN 1852-7744 ©2008 Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas.
- Izarra C., Jácome M., Schmitz M y Mora P. (2005). Analyzing gravity anomalies over the Caribbean and northern Venezuela tectonic plate boundary. 6th International Symposium on Andean Geodynamics. ISAG 2005, Extended Abstracts: (pp. 394-396), Barcelona.
- Jain S. (1976). An automatic method of direct interpretation of magnetic models. (p. 531) *Geophysics*, v. 41.
- Jarvis H. (1964). Geology of the Rio Pao – Rio Tiznados area, Cojedes and Guarico, Venezuela. Tesis doctoral mimeografiada. Rice University, Houston, Texas.
- Johnson G. D. (1950). Photogeological report, Cojedes. Creole Petroleum Corporation. Trabajo no publicado. Caracas.
- Karsten H. (1858). Überdie geognostischen Verhältnisse des westlichen Columbien, der heutigen Republiken Neu-Granada und Equador. 32nd versammlung Deutscher Naturfoscher und Ärzte zu wien im September 1856 (pp. 80-117). Amtlicher Bericht Viena.
- Karsten H. (1886). Géologie de l'ancienne Colombie bolivarienne, Venezuela. Nouvelle-Grénade et Ecuador. Berlín. Traducción al español de p. 7-22 en "Idea general de la geología de Venezuela" con notas de A. Ernst, *Revista Técnica del Ministerio de Obras Públicas*. Caracas, 2(13):51-56, 2(14):110-112, 2(15):156-159, 2(17):270-272, 2(18):324-328, 1912.
- Kaye K. (1956). Slides and hinge lines in central Venezuela. *AAPG Bull*, 40(5), 1024-1028.
- Kenyon S., Factor J., Pavlis N. and Holmes S. (2007). Towards the Next Earth Gravitational Model. Society of Exploration Geophysicists 77th Annual Meeting 2007, San Antonio, Texas, USA, September 23-28, 2007.
- Kerr A. C., Iturralde M. A., Saunders A. D., Babbs T. L., y Tarney J., (1999). A new plate tectonic model of the Caribbean: Implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks, *Geological Society of America Bulletin*, 111(11): 1581-1599.

- Kerr A. y Tarney J. (2005). Tectonic evolution of the Caribbean and 161 northwestern South America: The case for accretion of two Late Cretaceous oceanic plateaus. *Geology* 4(33) (pp. 269-272).
- Kiser G. & Bass I. (1985). La reorientación del arco de El Baúl y su importancia económica. *Memoria IV Congreso Geológico Venezolano*. 6, 5122-5135.
- Konigsmark T. A. (1965). Geología del área Guárico Septentrional, Lago de Valencia, Venezuela. *Bol. Geol. Caracas*, 6 (11) 209-285.
- Ku Chao C. and Sharp J. (1983). Werner deconvolution for automated magnetic interpretation and its refinement using Marquardt's inverse modeling. *Geophysics*, v. 48, (pp. 754-774).
- Laforest R. (1955). Mapa geológico de la República de Venezuela. Caracas: Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Dirección de Geología.
- Leuzinger P. (1953). Geological report on the El Baúl area, District of Girardot, state of Cojedes. Informe 000821,53. Trabajo no publicado. Appendix by G. Feo C. Mene Grande Oil Co. C.A. Caracas.
- Liddle R. A. (1928). *The geology of Venezuela and Trinidad*. Fort Worth: J. P. Mac Gowan. USA.
- Liddle R. A. (1946). *The geology of Venezuela and Trinidad* (2da edición). Ithaca: Paleon. Res. Inst. USA.
- Lühr H. (2010). The CHAMP Mission. GFZ German Research Centre for Geosciences. The CHAMP Mission. Disponible en: <http://www-app2.gfz-potsdam.de/pb1/op/champ> [Consultado en: October 1, 2009].
- Magnani M., Colin A. Zelt, Levander A., and Schmitz M. (2009). Crustal structure of the South American–Caribbean plate boundary at 67°W from controlled source seismic data. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 114, B02312, doi:10.1029/2008JB005817, 2009.
- Marquez E. (2003). Evolucion Tectono-termal desde el Paleozoico hasta el Reciente en un sector de la sub-cuenca de Guarico, estados Guarico y anzoategui, Venezuela. Universidad Central de venezuela (Tesis doctoral). Caracas, Venezuela.
- Masclé A., Letouzey B., Biju-Duval, Becue and Rossi T. (1990). *Geological Map of the Caribbean*, Institut Français de Pétrole, 9250 Reuil-Malmaison, France.

- Maus S. (2010). Portal CIRES and at NOAA/NGDC. Magnetic field overview. Disponible en: http://geomag.org/info/mag_field_overview.html. University of Colorado [Consultado en: Septiembre, 2011].
- Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H., Bournas N., Brozena J., Childers V., Dostaler F., Fairhead J., Finn C., Von Frese R., Gaina C., Golynsky S., Kucks R., Lühr H., Milligan P., Mogren S., Müller R., Olesen O., Pilkington M., Saltus R., Schreckenberger B., Thébaud E., Caratori F. (2009). EMAG2: A 2 arc-minute resolution earth magnetic anomaly grid compiled from satellite, airborne and marine measurements (Estados Unidos). *Geochem. Geophys. Geosyst.* American Geophysical Union. Doi: 10.1029.
- Mckenzie D. (1978). *Some Remarks on the Development of Sedimentary Basins.* Department of Geodesy and Geophysics, Madingley Rise, Madingley Road, Cambridge (England). Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam - Printed in The Netherlands *Earth and Planetary Science Letters*, 40 (1978) 25-32 25.
- Meschede M. (1998). The impossible Galapagos connection: geometric constrains for a near- American origin of the Caribbean Plate. *Geol. Rundsch*, v. 87, (p. 200-205).
- Meschede M. Frisch W.; Herrmann U. R.; y Ratschbacher L. (1997). Stress transmission across an active plate boundary: an example from southern Mexico. *Tectonophysics* No. 266. (pp. 81–100).
- Meschede M. y Frisch W. (1998). A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean Plate. *Tectonophysics*, v. 296, (p. 269-291).
- METI NASA (2009). ASTER Global Digital Elevation Model. Modelo digital de terreno. Disponible en: <http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp/> . Consulta mayo 2010.
- Miller J. & Martínez A. (1972). Sucesión estratigráfica La Pascua-Roblecito que bordea el Arco de El Baúl. Memoria IV Congreso Geológico Venezolano. *Boletín de Geología. Publicación Especial* 5. (3),1735-1757.
- Miller M. (2010). *Geofísica de la Tierra Sólida* 513314. Universidad de Concepción Facultad de Física y Matemáticas Departamento de Geofísica. Versión 3.0.UdeC.
- Mironov V. (1977). *Curso de prospección gravimétrica.* Ed. Reverte. Capítulos 14 y 15, Buenos Aires.

- Molnar P. y Sykes L. (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from focal mechanisms and seismicity. Geological Society of America Bulletin, vol. 80. (pp. 1639-1684).
- Moritz H. (1980). Geodetic Reference System 1980: Bulletin Geodesique, 54, 395D405.
- Müller M. (2009). Magnetic Anomaly Interpretation of the North German Basin: Results from Depth Estimation and 2D-Modeling. . Bachelor of Science Thesis. Department of Earth & Space Sciences, Jacobs University Bremen, Bremen, Germany.
- Mussett A. and Khan M. (2000). Looking into the Earth: An Introduction to Geological Geophysics, Cambridge University Press.
- Nabighian M. (1972). The analytic signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross-sections: its properties and use for automated anomaly interpretation. Geophysics 37: 507-517.
- Nabighian M. (1984). Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transform: Fundamental relations. Geophysics 49: 780-786.
- NASA Goddard Space Flight Center, Earth Observatory (2005). Online, consultado Julio 2010. Blue Marble: Next Generation (1-km/pixel resolution).- World Wind 1.4.
- Nettleton L. (1971). Elementary Gravity and Magnetism for Geologists and Seismologists. Tulsa, USA: Editorial Society of Exploration Geophysicists.
- Niu F., Bravo T., Pavlis G., Vernon F., Rendón H., Bezada M. & Levander A. (2007). Receiver function study of the crustal structure of the southeastern Caribbean plate boundary and Venezuela. J. Geophys. Res. 112-B11308.
- Orihuela N., García A., Tabare T. (2010). Maps of absolute gravity, gravity anomaly and total magnetic field anomaly of Venezuela from satellite data Geosur 2010. Mar de Plata - Argentina del 20 al 23 de noviembre de 2010. En: Tassone, A., Lodolo, E., Menichetti, M., Rapalini, A. (Eds.). Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata. v. 51. Universidad de Trieste. Italia. Disponible en: <http://www2.ogs.trieste.it/bgta/>
- Orihuela N., García A., Tabare T. (2009). Mapa de gravedad absoluta de Venezuela derivado de datos satelitales. UCV-ABAE. Revista de la facultad de ingeniería UCV 2009.

- Ostos M. (1990). Evolución Tectónica del margen Sur-Central del Caribe basado en datos geoquímicos. GEOS N° 30 (Caracas, Escuela de Geología y Minas, Universidad Central de Venezuela). (pp. 1-294).
- Parasnis D. (1971). Principios de Geofísica Aplicada. Madrid, España: Editorial Paraninfo.
- Parnaud F., Gou Y., Capello J., Truskowski Passalacqua H., y Roure P. (1995). Petroleum geology of the central part of the Eastern Venezuela Basin. En: Tankard A., Suárez R., y Welsink H., Petroleum basins of South America: American Association Petroleum of Geologists. Memoria 62. (pp. 741-756).
- Pavlis N., Factor J. and Holmes S. (2006). Terrain-Related Gravimetric Quantities Computed for the Next EGM. 1st International Symposium of the International Gravity Field Service 2006, Istanbul, Turkey, August 28 – September 1, 2006.
- Pérez O. y Aggarwal (1981). Present-day tectonics of the southeastern Caribbean and bortheastern Venezuela. Journal of Geophysical Resaearch, 86 (B11): 10791-10804.
- Pignatelli A., Nicolosi I., Carluccio R., Chiappini M., von Frese R. (2011). Graphical interactive generation of gravity and magnetic fields. Computers and Geosciences, 37 (2011) 567-572.
- Pindell J. and Barrett, S. (1990). Geological evolution of the Caribbean region; a plate tectonic perspective. GSA Decade N. Amer. Geol Vol H (The Caribbean Region), (pp. 405-432).
- Pindell J. y Erikson J. (1994). Sub-surface Jurassic shelf ?, NE Venezuela and Trinidad: Petroleum Exploration. En: V Simposio Bolivariano de las Exploración de las Cuencas Subandinas. Sociedad Venezolana de Geología. (pp. 244 – 262)
- Pindell J. y Kennan L. (2001). Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. En Petroleum system of deep-water basins: Global and Gulf of Mexico experience, Proceedings, Gulf Coast Section, SEPM, 21st Annual Research Conference, 2-5 Diciembre, Houston, Texas, Society for Sedimentary Geology (SEPM) (pp. 193-220)
- Pindell J., Kennan L., Stanek K., Maresch, W., Draper G. (2006). Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved. GeologicaActa, 4(1-2) 303-341.
- Portilla A. (1993). Tectonic events and structural configuration of the Barinas to Apure basin (Abstract). AAPG Bull, 77(2), 341.

- Portilla A. (2000). The Arauca, Mérida and El Baúl Arches in the Barinas-Apure basin, western Venezuela: New evidences related to their existence and importance in hydrocarbon exploration (Abstract). AAPG Bull, 84(13), 117.
- Portilla A., (1996). El Baúl Arch; has it divided the Oriental and Barinas-Apure basins? (Abstract). AAPG Bull, 80(8): 1325.
- Prakash R. (2004). Determination of Magnetic Basement using Werner Deconvolution. Research Scholar, Fractals in Geophysics Group. National Geophysical Research Institute, Uppal Road, Hyderabad. 5th Conference & Exposition on Petroleum Geophysics, Hyderabad, India PP 953-956
- Prol-Ledesma R. (1996). El calor de la Tierra. Quinta reimpresión (La Ciencia para Todos). Fondo de Cultura Económica. Carretera Picacho-Ajusco 227, 14200 México, D.F. Disponible en: <http://bibliotecadigital.ilce.edu.mx/sites/ciencia/volumen2/ciencia3/058/htm/tierra.htm>
- Quinteros C. (2007). Estudio del espesor de la corteza y caracterización de sus posibles discontinuidades en la región noroccidental de Venezuela, a partir del análisis de funciones receptoras. Tesis de pre Grado, Universidad Central de Venezuela: 195 p.
- Reid A., Allsop L., Granser H., Millet A. & Somerton I. (1990). Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution: Geophysics, 55, 80-91.
- Reid A., Fitzgerald D. & McInerney P. (2003). Euler deconvolution of gravity data. Geophysics/U of Leeds and Intrepid Geophysics. Accepted for presentation at SEG Annual meeting, Dallas.
- Reigber C., Lühr H., Grundwaldt L., Förste CH., König R., Massmann H. y Falck C. (2006). CHAMP Mission 5 years in orbit. GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ) Dept. 1 Geodesy and Remote Sensing. Potsdam, Alemania. En: FLURY, J., RUMMEL, R., REIGBER, CH.
- Rincón L. (1984). Determinación de la concentración de uranio en la masa granítica de El Baúl, estado Cojedes. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Licenciado en Química, opción geoquímica. Trabajo no publicado. Instituto de Geoquímica. UCV. Caracas.
- Rio M. (2011). GOCE User Toolbox (GUT) TUTORIAL. GUT Implementation and Supporting Scientific Studies Reference: ESA/XGCE-DTEX-EOPS-SW-07-0001 Versión: 6.1 Date: 24 June 2011 Page: 2 of 80.

- Rod E. (1955). Trilobites in metamorphic rocks of El Baúl, Venezuela. AAPG Bull, 39(9), 1865-1869.
- Roest W., Verhoef J. and Pilkington M. (1992). Magnetic interpretation using 3D analytic signal. Geophysics 57: 116-125.
- Ross M., y Scotese C. (1988). Hierarchical tectonic analysis of the Gulf of Mexico and Caribbean region. En: Tectonophysics, v. 155, (pp. 139-160).
- Ruiz F. (2011). El Geoide Sistemas de Altura. Instituto Geofísico Sismológico "Ing. F. Volponi". Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales Universidad Nacional de San Juan. ELEMENTOS DE GEOFÍSICA-Ingeniería en Agrimensura, 29pg.
- Russo R., y Speed R. (1992). Oblique collision and tectonic wedging of the South American continent and Caribbean terranes. Geology, 20: 447-450.
- Sawyer D., Hsui A. y Toksonz M. (1987). Extension, Subsidence and Thermal Evolution of the Angeles Basin a two Dimensional Model. Tectonophysics. Amsterdam 133. p:15-32.
- Schmitz M., Ávila J., Bezada M., Viera E., Yáñez M., Zelt C., Jácome M., Magnani M., y El Bolívar Seismic Work Group, (2008). Crustal thickness variation in Venezuela from deep seismic information. Tectonophysics
- Schubert C. (1984). Basin formation along the Boconó-Morón-El Pilar fault system, Venezuela. Journal Geophysical Research, 89, 5711-5718.
- Sievers W. (1896). Karten zur phisikalischen Geographie von Venezuela. Petermans Mitt. 42: 125-129, 149-155, 197-201.
- Sifontes R., Yáñez C., Angulo N., Torres J., Zerpa L., López Eyzaguirre C., & Pasquali Zanín J., (1985). Informe final del proyecto de prospección geoquímica de uranio según el contrato No. 444/82 suscrito entre CADAFE (Compañía Anónima de Administración y Fomento Eléctrico) y la Universidad Central de Venezuela. Caracas: Instituto de Geoquímica. UCV.
- Sigismondi M. y Ramos V. (2008). El flujo de calor en la Cuenca Neuquina Parte 1. Petrobras Energía S.A., Neuquén - Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. En Petrotecnia, febrero 2009.
- Silva, J. & V. Barbosa (2003). Euler deconvolution: Theoretical basis for automatically selecting good solutions: Geophysics, 68, 1962-1968.
- Smith F. (1962). Mapa geológico-tectónico del norte de Venezuela. Caracas: Primer Congreso Venezolano de Petróleo.

- Smith C., Sisson V., Avé Lallemant H. & Copeland P. (1999). Two contrasting pressure-temperature-time paths in the Villa de Cura blueschists belt, Venezuela: Possible evidence for Late Cretaceous initiation of subduction in the Caribbean. *GSA Bulletin*, v. 111 (6), 831-848.
- Smith F. (1980). El basamento y las rocas paleozoicas en la parte Norte de Venezuela. Corpoven S.A. Reimpreso en: *Geos*, UCV, Caracas, 40(2009): p. 109-110 + 73 p. en CD, 2010. Caracas.
- Spector A. and Grant F. (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35: 293-302.
- Stavrev P. & Reid A. (2007). Degrees of homogeneity of potential fields and structural indices of Euler deconvolution: *Geophysics*, 72, no.1, L1-L12.
- Stavrev P. Y. (1997). Euler deconvolution using differential similarity transformations of gravity or magnetic anomalies, *Geophysical Prospecting*, v 45, 207-246.
- Stephan J., Mercier D. E., Lepinay B., Calais E., Tardy M., Beck C., Carfantan J., Olivet J., Vila J., Bouysse P., Mauffret A., Bourgois J., Thery J., Tournon J., Blanchet R., Dercourt J. (1990). Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present. *Bull. Soc. Géol. Francia*. 8 (6): 915–919.
- STMG (Servicio Técnico de Minería y Geología) del Ministerio de Fomento (1937). Mapa geológico preliminar de la parte norte de Venezuela. *Bol. Geol. Min.* 1(2-4). Memoria I Congreso Geológico Venezolano. Caracas.
- Tabare T. y Orihuela N. (2011). Estudio geofísico integrado a partir de datos gravimétricos y magnéticos de origen satelital, sobre el macizo ígneo – metamórfico de El Baúl, región central de Venezuela. La Habana, Cuba. IV Congreso Cubano de Ciencias de la Tierra 2011, Memorias en CD-Rom.
- The European GOCE Gravity Consortium EGG-C (2009). GOCE High Level Processing Facility GOCE Standards Doc. No.: GO-TN-HPF-GS-0111 Issue: 3 Rev. 1.
- Thompson D. (1982). EULDPH – A new technique for making computer assisted depth estimates from magnetic data: *Geophysics*, 47, 31-37.
- Torge W. (2001). *Geodesy*. New York, W. de Gruyter. En papel: 528 T5, también en formato digital.
- Trillo P. (2004). Ciencias de la Tierra. IES El Escorial (El Escorial, Comunidad de Madrid España). Disponible en: <http://platea.pntic.mec.es/~jpascual/>.

- Turcotte D. and Schubert G. (2002). *Geodynamics*. Cambridge University Press, pp 456.
- Ujueta G. (1993). Arcos y lineamientos de dirección noroeste-sureste en las cuencas subandinas de Venezuela y Colombia. *Geología Colombiana*, 18, 95-106.
- University of Texas Center for Space Research-UTCSR and Gravity Recovery and Climate Experiment-GRACE (2011). *Gravity Recovery and Climate Experiment* Universidad de Texas. Disponible en: <http://www.csr.utexas.edu/grace/> [Consultado en: Agosto 3, 2009].
- Urbani F. (2004). El lineamiento Cuaternario de Calabozo, Venezuela. *Geos* 37: 72 + 12 p. en CD. Universidad Central de Venezuela. Caracas.
- Urbani F. (2005). Nomenclatura y síntesis de las unidades ígneo-metamórficas de la Cordillera de la Costa. *Geos* 38: 41 + 23 p. en CD. Universidad Central de Venezuela. Caracas.
- Urbani F. (2008). Revisión de la nomenclatura de las unidades de rocas ígneas y metamórficas del norte de Venezuela. *Bol. Acad. C. Fis., Mat y Nat. Vol. LXVIII Nos. 3 Julio-septiembre, 2008*:27-43.
- Viscarret P. & Urbani F. (2008). Retrospectiva de los estudios geológicos del macizo de El Baúl, estado Cojedes. Venezuela. *Aula y Ambiente, UPEL, Caracas*. 7(13 y 14): 115-161.
- Viscarret P. (2009). *Geología del macizo de El Baúl, estado Cojedes, con énfasis en la petrología de las rocas graníticas*. Trabajo de grado para optar al título de Doctor en Ciencias de la Ingeniería. Trabajo no publicado. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Caracas.
- Viscarret P., Urbani F., & Wright J. (2010) Una nueva geocronología del Macizo El Baúl, estado Cojedes. Venezuela. *Boletín de la academia nacional de ingeniería y el hábitat*, no. 21 en prensa. Caracas.
- Viscarret P., Wright J., & Urbani F. (2009). New U-Pb zircon ages of El Baúl Massif, Cojedes State, Venezuela. *Revista. Técnica. LUZ: Zulia*. 32(3):210:221.
- Viscarret P.; & Urbani F. (2005). Algunos aspectos de la geología de la región de El Baúl, estado Cojedes. I Jornadas venezolanas de geología de rocas ígneas y metamórficas. *Geos*. 38: 49-51. Universidad Central de Venezuela. Caracas.

- Ward A., Baguio M., Bandeen B., Griner C., King M., Srinivasan M. *et al.*, (2002) Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE). Greenbelt, Md.: NASA, Goddard Space Flight Center. Online resource "NP-2002-2-427-GSFC."
- Werner S. (1953). Interpretation of magnetic anomalies at sheet like bodies: Sveriges Geol. Undersok., Ser. C, Arsbok. 43 (1949), no. 6.
- Xiong Liu and Hans-Jürgen Götze, (2001). Tutorial Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics. GEOPHYSICS, VOL. 66, NO; P. 1660-1668, 4 FIGS., 3 TABLES.
- Yoris F. y Ostos M. (1997). Geología de Venezuela: Geología general y Cuencas Petrolíferas. En: Singer, J., ed., WEC 1997. Evaluación de pozos: Schlumberger-Sureco C.A. 1ra ed., Jolley Printing, Texas.
- Ysaccis R. (1997). Tertiary evolution of the northeastern Venezuela offshore, Rice University, Houston.

APÉNDICE

Apéndice A

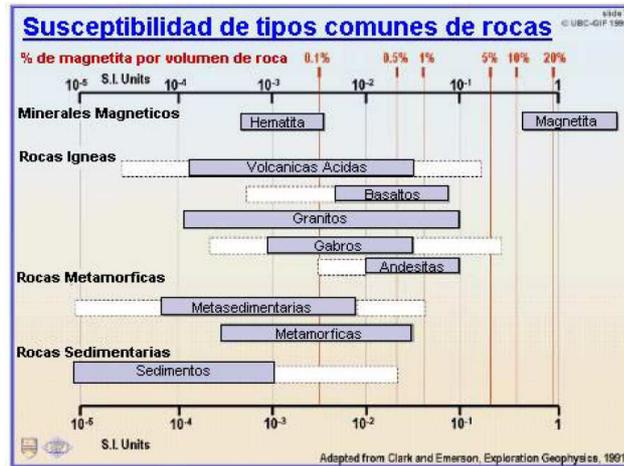


Figura 91. Suceptibilidad magnética de los principales tipos de rocas. Tomado de Clark and Emerson (1991).

Apéndice B

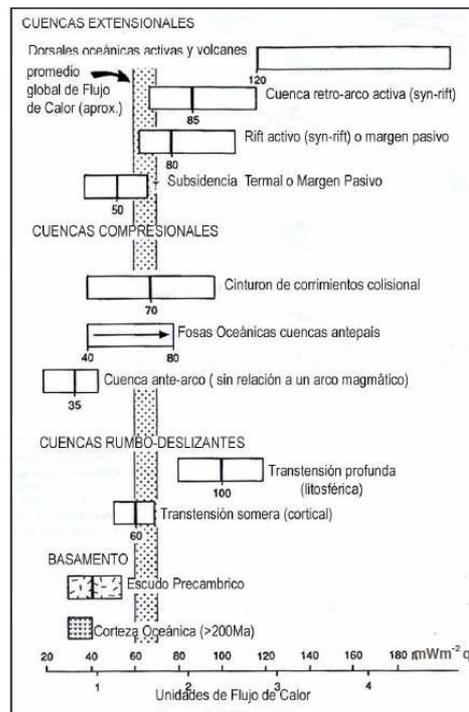


Figura 92. Valores típicos de flujo de calor asociado a diferentes tipos de cuencas sedimentarias, modificado de Allen y Allen (1990).

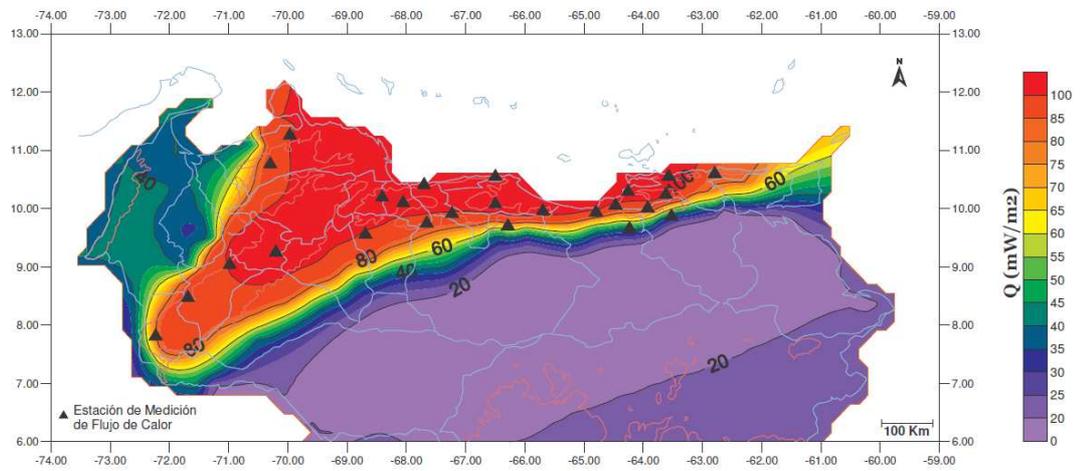


Figura 93. Flujo de calor para Venezuela. Modificado de Hamza y Muños (1996).

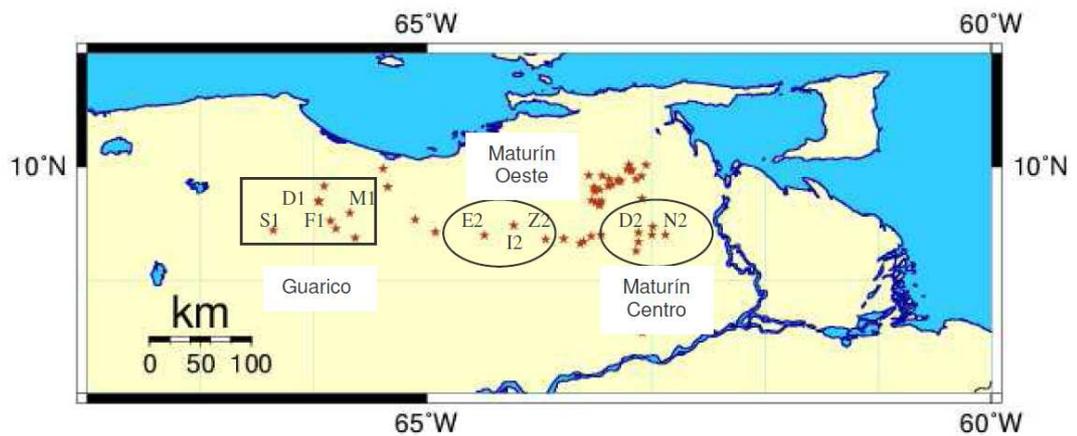


Figura 94. Ubicación de los pozos con información termal utilizados por Hernández (2006) en la sub-cuenca de Guárico. Tomado de Hernández (2006).

Apéndice C



Caracas, 25 de enero de 2012

Ciudadano
Dr. Francisco Varela
Director ejecutivo.
Agencia Bolivariana para Actividades espaciales "ABAE"
Presente.-

Estimado Dr. Varela:

Me es grato saludarle

Respecto a su solicitud planteada en el oficio ABAE-DE-131/10, y celebrando el uso del dato con criterio científico, me permito ofrecer a la ABAE, los datos de pozos con información termal disponible en la zona más cercana al El Baúl. En ese sentido ponemos a disposición los datos de pozo con información termal de la Faja petrolífera del Orinoco, específicamente en su bloque Boyacá, para ser usados en su importante investigación; agradeciendo las citas generadas en futuras publicaciones.

Por otro lado, cualquier otra solicitud de información concreta requerida, que pueda apoyar sus investigaciones será bien atendida y se realizara todo el esfuerzo para brindar el apoyo.

Sin más a que hacer referencia, me despido.

Atentamente,

Ing. José Humberto Sánchez
Gerente de Integración regional del POMR - CVP.
Petróleos de Venezuela S.A "PDVSA"

"Patria, Socialismo o Muerte"

PDVSA CVP, FILIAL DE PETRÓLEOS DE VENEZUELA, S.A.
Corre Embarcador Sabana Grande, Sabana Grande-Caracas-Venezuela
Apartado Postal 1060. Telef. (0212) 7086593. Fax: (0212) 7085940

Figura 95. Carta de PDVSA-CVP dirigida a la ABAE, autorizando el uso de los datos de pozo con información termal en sus investigaciones.

Apéndice D

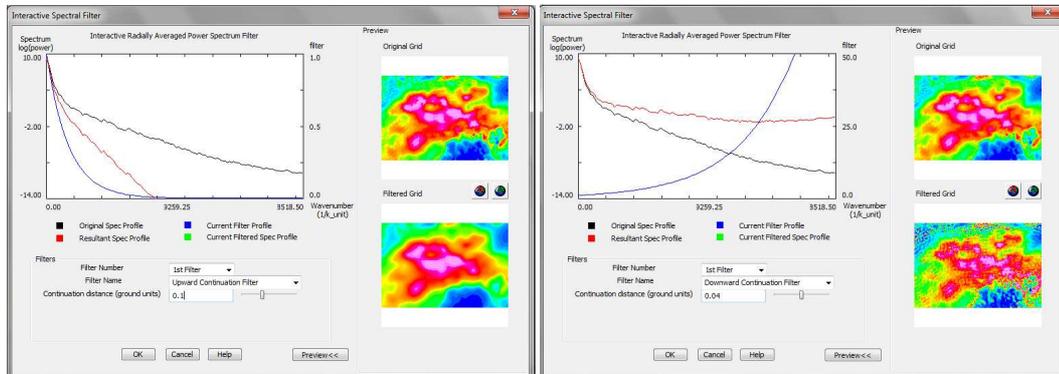


Figura 96. Continuación analítica hacia arriba (izquierda) y continuación analítica hacia abajo (derecha), sobre mapa de anomalía de Bouguer de El Baúl.

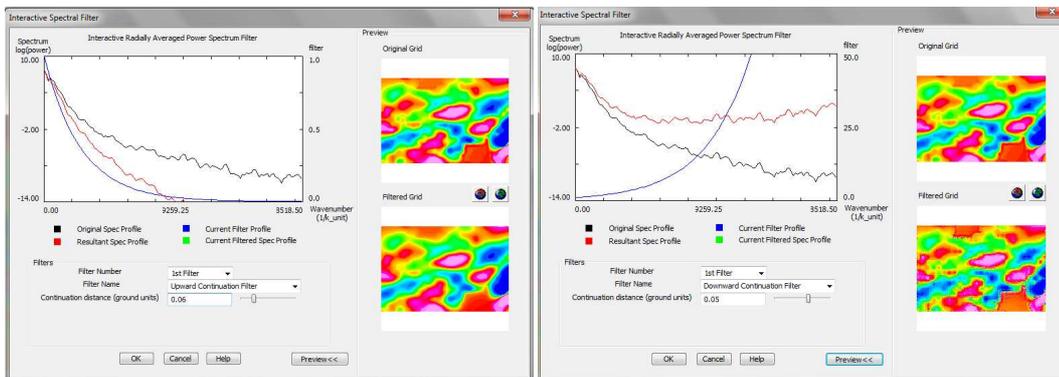


Figura 97. Continuación analítica hacia arriba (izquierda) y continuación analítica hacia abajo (derecha), sobre mapa de anomalía magnética de El Baúl.

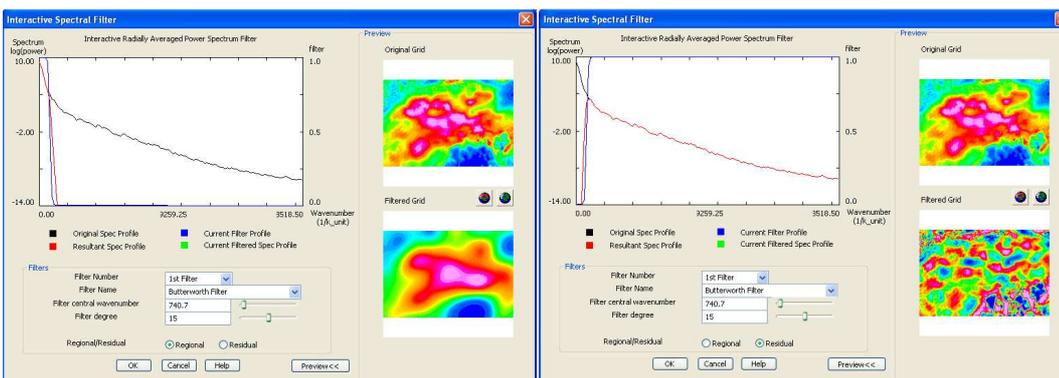


Figura 98. Filtro Butterworth regional (izquierda) y filtro Butterworth residual (derecha), sobre mapa de anomalía de Bouguer de El Baúl.

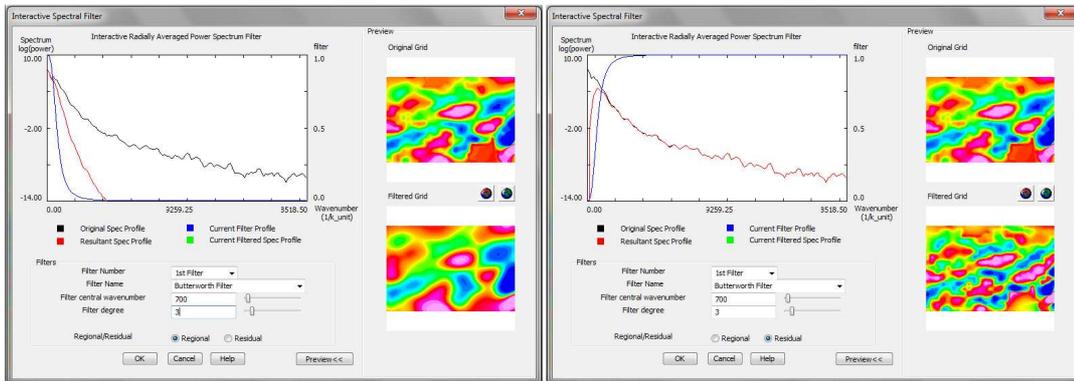


Figura 99. Filtro Butterworth regional (izquierda) y filtro Butterworth residual (derecha), sobre mapa de anomalía magnética de El Baúl.

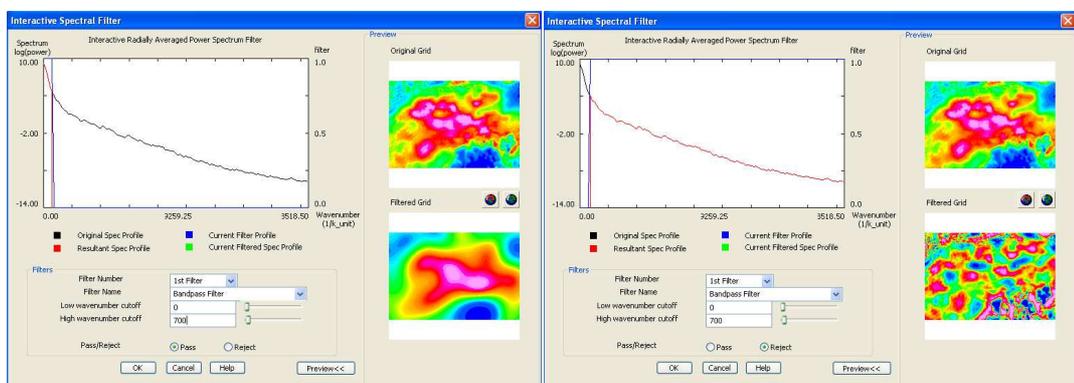


Figura 100. Filtro pasa banda regional (izquierda) y filtro pasa banda residual (derecha), sobre mapa de anomalía de Bouguer de El Baúl.

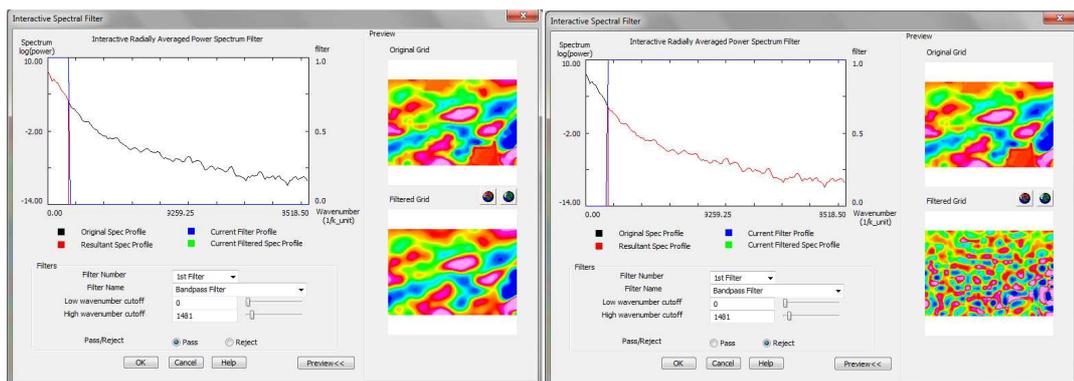


Figura 101. Filtro pasa banda regional (izquierda) y filtro pasa banda residual (derecha), sobre mapa de anomalía magnética de El Baúl.

Apéndice E

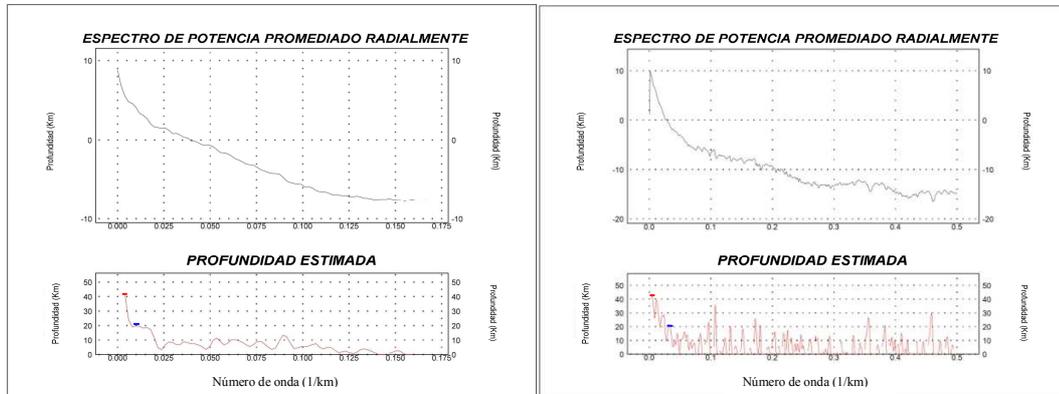


Figura 102. Espectro Radial de Energía Promediado y correspondiente gráfico de estimación de profundidades, aplicado a los datos de anomalía de Bouguer (izquierda) y a los datos de anomalía magnética (derecha) de El Cratón de Guayana.

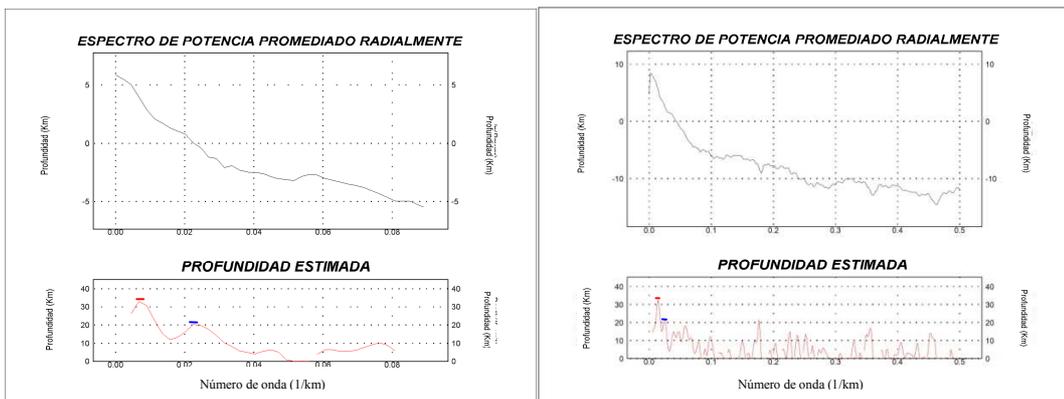


Figura 103. Espectro Radial de Energía Promediado y correspondiente gráfico de estimación de profundidades, aplicado a los datos de anomalía de Bouguer (izquierda) y a los datos de anomalía magnética (derecha) de la Cordillera de la costa (Central).

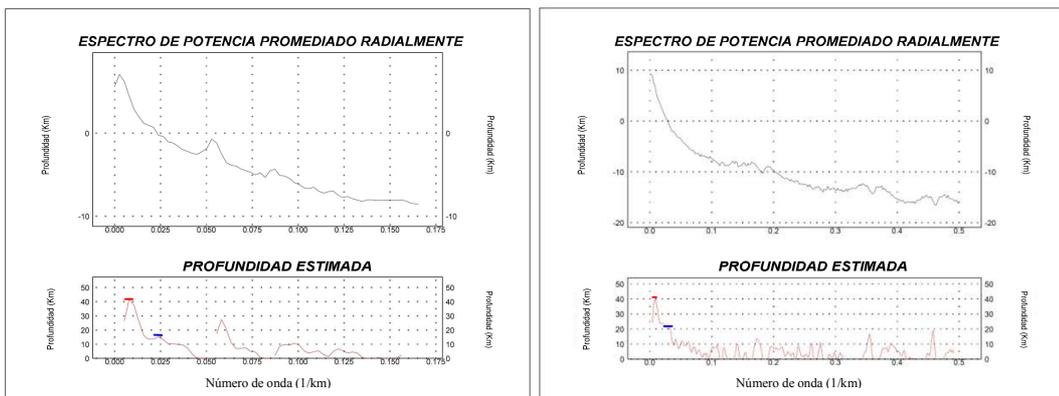


Figura 104. Espectro Radial de Energía Promediado y correspondiente gráfico de estimación de profundidades, aplicado a los datos de anomalía de Bouguer (izquierda) y a los datos de anomalía magnética (derecha) de El Cratón de la Cuenca Barinas-Apure.

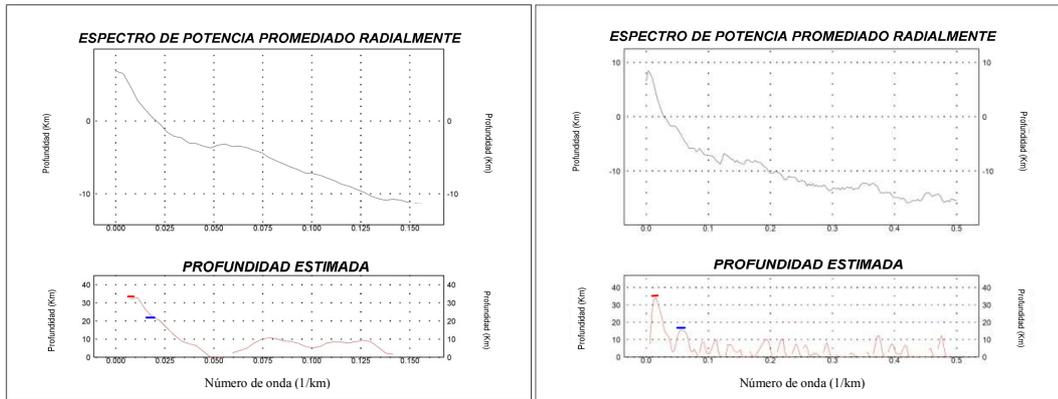


Figura 105. Espectro Radial de Energía Promediado y correspondiente gráfico de estimación de profundidades, aplicado a los datos de anomalía de Bouguer (izquierda) y a los datos de anomalía magnética (derecha) de la Cuenca Oriental.