

TRABAJO DE INCORPORACIÓN ACADÉMICA
MIEMBRO NACIONAL CORRESPONDIENTE
POR EL ESTADO ANZOÁTEGUI
ACUERDO DE LA JUNTA DIRECTIVA
ACADEMIA NACIONAL DE INGENIERÍA Y EL HÁBITAT



**“INTERPRETACIÓN INTEGRADA DE ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS
Y MAGNÉTICAS, A PARTIR DE DATOS SATELITALES, EN EL
ESCUDO DE GUAYANA: ESTADOS BOLÍVAR Y AMAZONAS”**

INÍRIDA RODRÍGUEZ MILLÁN
ING. GEOFÍSICO, MSc, PhD

Caracas, septiembre 2024

RESUMEN

En este trabajo se presentan los resultados de la investigación realizada con el objetivo de caracterizar, mediante la integración de datos gravimétricos y magnéticos satelitales y en términos geológicos, el Escudo de Guayana como parte del cratón homónimo en territorio venezolano, estados Bolívar y Amazonas.

Es oportuno mencionar que este documento tiene como antecedentes los resultados de quince Trabajos Especiales de Grado, realizados en diversas áreas de los estados Bolívar y Amazonas, partiendo de estudios basados en la recuperación y análisis de datos aeromagnéticos en los estados Amazonas y Bolívar y, posteriormente, trabajos sobre procesamiento e interpretación de datos gravimétrico-magnéticos satelitales en el estado Amazonas.

El estudio integrado gravimétrico - magnético del Escudo de Guayana parte de la elaboración de los mapas de relieve, Anomalías de Aire Libre -AAL, Anomalías de Bouguer -AB y Anomalías Magnéticas -AM, cuyos datos fuente fueron tomados de las bases de datos satelitales ETOPO1, EIGEN 6C4 y EMAG2 v3, posteriormente cartografiados mediante la herramienta GMT (Generic Mapping Tools). El análisis comparativo entre las AAL y el relieve demuestran la correlación positiva entre esas dos variables y por lo tanto el cumplimiento de los preceptos que establece la isostasia regional en la región de Guayana. En particular es notable la asociación entre la topografía de los tepuyes y los máximos de AAL. Con relación al análisis de los datos magnéticos, se analizaron los mapas de los elementos característicos del campo geomagnético (declinación, inclinación, campo geomagnético de referencia internacional -IGRF e Intensidad Magnética Total -IMT) demostrándose su comportamiento normal acorde con la ubicación geográfica del área de estudio.

Los mapas de Anomalías de Bouguer y de Anomalías Magnéticas, por su parte, constituyeron el punto de partida para la interpretación gravimétrica y magnética en términos geológicos, en particular para la caracterización de las provincias geológicas de Imataca, Pastora, Cuchivero y Roraima y los dominios tectónicos de Amazonas, que conforman el Escudo de Guayana, en el extremo norte del Cratón Amazónico del Precámbrico de Sur América. Para la discriminación entre anomalías regionales y residuales se aplicó el procedimiento de continuación analítica del campo hacia arriba -CAHA y se seleccionó la CAHA 80km que según el criterio de Zeng et al. (2010) es la más apropiada para la separación regional-residual, ya que no experimenta mayores variaciones, aunque se incremente esa altura. Tanto el mapa de AB y con mayor propiedad el de AB regional (CAHA 80km) ilustran el efecto regional del Escudo, con la forma oblonga de los contornos que perfilan la morfología del Escudo. Esta tendencia regional está, asimismo, muy bien expresada a gran escala por los contornos regionales de CAHA 35km y 50km de los datos de anomalía magnética.

El producto final y más importante de esta investigación es el mapa de profundidad de la discontinuidad de Moho en el Escudo de Guayana (Figura N° 35), sobre el cual hay que destacar que es el primero en su estilo para el área de la Guayana venezolana y ha sido generado por inversión de datos gravimétricos satelitales. Allí se puede apreciar la profundización de Moho de oeste a este en un rango de 41 a 44.5 km, siendo la máxima profundidad a esa interfase la alcanzada entre 59°- 63° O de longitud y 4°- 6°N de latitud. Los contornos de la AB asociados al Moho evidencian la respuesta gravimétrica de una estructura oblonga con orientación preferencial muy cercana a la E-O y suaves gradientes en sus flancos principalmente al sur y al oeste. Hacia el noreste se advierte un incremento en el gradiente y se mantiene la orientación E-O sobre terrenos de la provincia de Imataca. Los contornos de Moho, en la región centrosur del Edo. Amazonas, se orientan en dirección NO, mostrando su alineación con la serie de graben que caracteriza esa región del Escudo; y los regionales, tanto gravimétricos como magnéticos evidencian el contacto entre los dominios Casiquiare y Ventuari. El regional gravimétrico refleja el buzamiento de la discontinuidad del Mohorovicic hacia el NE, siendo ésta la mayor componente de dicho regional.

“INTERPRETACIÓN INTEGRADA DE ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS Y
MAGNÉTICAS, A PARTIR DE DATOS SATELITALES, EN EL ESCUDO DE GUAYANA:
Estados BOLÍVAR Y AMAZONAS”

	Pag.
Contenido	
RESUMEN	2
ÍNDICE	3
Lista de Figuras	5
CAPÍTULO I	
1.1. Introducción	6
1.2. Objetivos del trabajo.	6
1.3. El Escudo de Guayana	6
1.3.1. Provincia de Imataca	8
1.3.2. Provincia de Pastora	9
1.3.3. Provincia de Cuchivero	11
1.3.4. Provincia de Roraima	12
1.3.5. Dominios del Amazonas	15
1.4. Cuerpos graníticos del Escudo de Guayana	19
1.5. Cinturones de Rocas Verdes –CRV del Escudo de Guayana	19
1.6. Evolución tectónica del Escudo de Guayana	20
1.7. Minerales en el Escudo de Guayana	23
CAPÍTULO II	
2.1. Gravimetría y magnetometría. Generalidades.	26
2.2. Gravimetría y magnetometría satelital.	28
2.3. Anomalías gravimétricas y magnetométricas.	30
2.4. Gravimetría y magnetometría para la caracterización geológico-estructural de escudos y cratones.	32
2.5. Estudios gravimétricos y magnetométricos en sectores del área de estudio.	33
2.5.1. Reconocimiento geológico de campo.	40
2.6. Estudios gravimétrico-magnéticos en el Estado Amazonas.	41
2.6.1. Aplicación de la Deconvolución de Euler, caso Amazonas.	43

2.7. Restricciones para el modelado gravimétrico – magnético.	46
CAPÍTULO III	
3.1. Anomalías gravimétricas en el Escudo de Guayana: estados Bolívar y Amazonas	49
3.1.1. Fuente de los datos gravimétricos	49
3.2. Procesamiento de los datos gravimétricos	49
3.2.1. Anomalía de Bouguer Completa	49
3.3. Mapas Topográfico y de Anomalías Gravimétricas del Escudo de Guayana.	51
3.3.1. Mapa de Anomalías de Aire Libre	52
3.3.2. Mapa de Anomalías de Bouguer Completa	54
3.4. Mapas Regionales y Residuales de Anomalías de Bouguer Completa.	56
3.4.1. Mapa de 2das Derivadas Verticales de Gravedad.	57
3.4.2. Mapa de Continuación Analítica de Anomalía de Bouguer CAHA 80km.	59
CAPÍTULO IV	
4.1. Anomalías magnetométricas en el Escudo de Guayana venezolano.	62
4.1.1. Fuente de los datos magnetométricos.	62
4.1.2. Mapas de Isógonas e Isóclinas.	62
4.1.3. Mapa de Campo Geomagnético de Referencia Internacional –IGRF.	64
4.1.4. Mapa de Intensidad Magnética Total –IMT.	65
4.2. Mapas de Anomalías Magnéticas del Escudo de Guayana.	66
4.2.1. Mapa de Anomalía Magnética Total.	66
4.2.2. Mapas Regionales y Residuales de Anomalía Magnética Total.	68
4.2.3. Mapa de Reducción al Ecuador –RTE.	71
CAPÍTULO V	
5.1. Teledetección para la cartografía de cursos de agua, pendientes y zonas de vegetación contrastantes.	73
5.2. Modelado de MOHO a partir de la inversión de datos gravimétricos	74
5.2.1. Mapa de Moho del Escudo de Guayana	77
SUMARIO Y CONCLUSIONES	80
BIBLIOGRAFÍA y REFERENCIAS	83
ANEXOS	92

Lista de Figuras

Figura	Pag.
1. Provincias Litotectónicas del Escudo de Guayana, Venezuela. (Tomado de Mendoza et al., 1977)	8
2. Mapa Geológico en alto relieve del Escudo de Guayana (Tomado y modificado de Hackley et al., 2005).	16
3. Provincias petrotectónicas del Estado Amazonas (Tomado de Mendoza, 2000)	18
4. Mapa de localización de ocurrencias de minerales en Guayana.	25
5. Componentes del campo magnético bajo un sistema cartesiano de coordenadas XYZ.	27
6. Mapa de ubicación de los TEG, Dpto. de Geofísica, EGMYG, UCV, realizados en el Escudo de Guayana, como antecedentes de este estudio integrado.	33
7. Mapa geológico estructural del área de estudio, Proyecto UCV-INGEOMIN.	37
8. Mapa de IMT integrado del área de estudio, Proyecto UCV-INGEOMIN	38
9. Modelos 2D en sección O-E Proyecto UCV-Ingeomin y leyenda geológica.	39
10. Mapa de Reconocimiento geológico en un sector del área de estudio. (2003)	41
11. Mapa de profundidades de fuente anómala a partir de la deconvolución de Euler. (Profundidad de 1-10 km, Base de datos de Kusnir, 2015)	44
12. Mapa de profundidades de fuente anómala a partir de la deconvolución de Euler. (Profundidad de 0-1 km, Base de datos de Kusnir, 2015)	45
13. Mapa de localización de líneas sísmicas. Schmitz et al., 2000	46
14. Mapa de profundidades a Moho a partir de la integración de datos sísmicos. Schmitz et al., 2021	47
15. Mapa de relieve topográfico del área de estudio, modelo ETOPO1	52
16. Mapa de Anomalías de Aire Libre	53
17. Rasgos tectónicos y valles de rift de la plataforma amazónica (En Soares, 1985).	55
18. Mapa de Anomalías de Bouguer Total, para $\rho_B = 2.67 \text{ g/cm}^3$	56
19. Mapa de Segunda Derivada Vertical de Gravedad	58
20. Mapa de Continuación Analítica CAHA-80 km del Escudo de Guayana.	60
21. Mapa Residual de la Continuación Analítica CAHA-80.	61
22. Mapa de Isógonas del Escudo de Guayana	63
23. Mapa de Isoclinas del Escudo de Guayana	64
24. Mapa del IGRF del Escudo de Guayana	65
25. Mapa del IMT del Escudo de Guayana	66
26. Mapa de Anomalías Magnéticas del escudo de Guayana. Base de datos del modelo EMAG2 v3 (Maus et al., 2009)	68
27. Mapa de CAHA 35 km de Anomalías Magnéticas	70
28. Mapa de CAHA 50 km de Anomalías Magnéticas	71
29. Mapa de RTE de Anomalías Magnéticas del Escudo de Guayana.	72
30. Muestra de las capas temáticas del área de estudio, Reyes (2024)	73
31. Mapa de pendientes del Tepuy de Guaiquinima, Edo. Bolívar.	74
32. Distribución estadística de los datos de Anomalía de Bouguer Completa.	75
33. Espectro de potencia de la Anomalía de Bouguer Total	76
34. Aplicación de filtro pasabanda para la banda entre 72 km y 250 km	76
35. Mapa de contornos de Profundidad de Moho en el Escudo de Guayana	78
36. Mapa de Anomalía Gravimétrica de Moho en el Escudo de Guayana.	79

CAPÍTULO I

1.1. Introducción

El estudio de las anomalías gravimétricas y magnetométricas se ha consolidado, durante el último siglo, como un instrumento esencial para la investigación de la estructura del subsuelo, ampliamente extendido gracias al desarrollo de gravímetros y magnetómetros de muy alta precisión, junto a datos de ubicación y topografía adquiridos mediante sistemas de posicionamiento satelital (Global Positioning System -GPS), y más recientemente por el uso de plataformas tecnológicas que se han instalado para facilitar la adquisición y un muestreo sistemático de datos de los campos gravitacional y geomagnético, altura y coordenadas de latitud y longitud, en formatos y estándares de uso universal. Sumado a esto, el mejoramiento de los métodos y técnicas para el procesamiento e interpretación de los datos, con la incorporación de códigos computacionales interactivos y con facilidades gráficas, ha contribuido a posicionar notablemente a la dupla conformada por los métodos gravimétrico-magnéticos, con el adecuado sustento en datos geológicos, como una poderosa herramienta para la interpretación integrada del subsuelo con diferentes fines, a saber: exploración petrolera, minera, y muy especialmente para el modelado geológico, estructural y tectónico en zonas de escudos y cratones.

La actual cobertura de datos se ha multiplicado gracias al accionar de nuevas misiones satelitales, impulsando mejoras en la “calidad del dato” que es ahora más preciso, confiable y accesible. Si a esto se añade un adecuado procesamiento de datos diseñado para resaltar las anomalías de interés geológico en un área particular de un mapa, es indudable que se traducirá en mejoras en la interpretación y el modelado del subsuelo, ya que las anomalías gravimétricas y magnéticas, adecuadamente calibradas con buen conocimiento geológico son clave para el conocimiento de la Tierra y sus recursos.

1.2. Objetivos del trabajo.

General: Caracterizar mediante la integración de datos gravimétricos y magnéticos satelitales y en términos geológicos el Escudo de Guayana.

Específicos:

1. Procesar los datos de gravedad y campo geomagnético disponibles para el estudio mediante técnicas avanzadas de inversión y estimación de profundidad/geometría de las fuentes.
2. Interpretar los resultados obtenidos mediante su correlación con la geología de la región e integración con otras fuentes de datos disponibles.
3. Producir un mapa de la Discontinuidad de Mohorovicic –MOHO del Escudo de Guayana, a partir de datos de Anomalías de Bouguer.

1.3. El Escudo de Guayana

A los efectos de incorporar en este trabajo los aspectos geológico-estructurales y tectónicos más significativos y relevantes del área objeto de estudio “el Escudo de Guayana (guayano-amazónico venezolano), en los estados Bolívar y Amazonas”, el lector es referido a la extensa bibliografía y referencias publicadas por González de Juana et al. (1980), Case et al. (1984), Sidder y Mendoza (1991), y particularmente por el geólogo Vicente Mendoza, autor de numerosas publicaciones sobre la geología y tectónica de esta región, en especial a su trabajo “Evolución geotectónica y recursos minerales del Escudo de Guayana en Venezuela”, de cuya síntesis se presentan en esta sección los elementos esenciales para la interpretación gravimétrico-magnética objeto de este trabajo. Mendoza (2000, 2012, 2019).

Los mapas geológicos y tectónicos que han constituido sustento fundamental para la autora en la investigación de esta área han sido compilados o editados por Sidder y Mendoza (1991), Wynn, et al., 1993), Mendoza (2012), González de Juana et al. (1980), Pimentel de B. (1984), así como Hackley et al. (2006). Otros mapas geofísicos como Bonini et al. (1978) y los compilados que proveen una visión general del Escudo de Guayana venezolana y cercanas áreas circundantes; aquellos de Herrero y Navarro (1989) contienen una cobertura gravimétrica y magnética superpuesta sobre la información geológica detallada del área.

Como antecedentes de la cartografía geológica en el área de estudio, cabe destacar el mapa geológico del Escudo de Guayana venezolana, producido digitalmente sobre la base de los mapas geológicos a escala 1:500.000 compilados por el U.S. Geological Survey y la Corporación Venezolana de Guayana, Técnica Minera, C.A., entre 1990 y 1992, utilizando datos geológicos (Sidder and Martínez, 1990; Sidder and Mendoza, 1991), geofísicos (Graterol, 1988; Herrero and Navarro, 1989) entre una extensa compilación de publicaciones disponibles a la fecha. Los mapas resultantes, a escala 1:1.000.000, transformados en archivos ARC-INFO, constituyeron valiosas referencias para la interpretación de la región de Guayana.

El escudo de Guayana, expresión del Cratón Amazónico del Precámbrico de Sur América, que ocupa la región norte de Brasil, los territorios de la Guayana Francesa, Suriname, Guyana y Venezuela, se extiende entre latitudes 1° N – 9°N y longitudes 59°O -70°O, y estuvo unido a la región occidental de África hasta la ruptura de la Pangea, de la cual formó parte integral hasta unos 200 Ma atrás.

Más al sur, la Cuenca del Amazonas, proyectada en el subsuelo como una amplia geofractura que se extiende hasta más de 700 km de profundidad en la corteza (Berrocal et al., 1996), marca la divisoria entre el escudo de Guayana y el escudo Brasileiro (Brasil y Alto Paraguay), conformando ambos el original Escudo Precámbrico de Sudamérica, junto a algunos remanentes precámbricos en Colombia y Bolivia.

El área cratónica venezolana está constituida principalmente por rocas ígneas y metasedimentarias, con batolitos graníticos de composición homogénea, así como esquistos verdes ampliamente distribuidos (Case et al., 1984). Desde cotas cercanas al nivel del mar, la superficie ondulada del Escudo de Guayana se eleva lentamente hacia el Sur en vastas mesetas o tepuyes que alcanzan alturas topográficas de 1.200 - 1.800 m sobre el nivel de las sabanas que las rodean, tales como el Auyantepui y Roraima, siendo el Monte Roraima el punto más alto del *plateau* (2.810m).

Sobre el Escudo de Guayana se han reconocido cinco eventos tecto-termales y tectónicos; a saber: Guriense (3400 – 3000 m.a), Aroensis (2750 - 2650 m.a.) reactivado (2500 – 2310 m.a.), Transamazónico (2000 - 1800 m.a.), Parguazensis (1600 - 1500 m.a.) y Orinoquense (1300 – 850 m.a.) según describen Martín (1974) y González de Juana et al. (1980). Sin embargo, el Escudo de Guayana, cuyas rocas pueden ser tan antiguas como 3.7 by, ha sido bastante estable en términos de tectónica compresional durante la mayor parte del Phanerozoico. El cratón, como parte de la placa Suramericana, se ha movido relativamente hacia el oeste desde África a partir de la apertura del océano Atlántico en el Mesozoico y ha emprendido substancial levantamiento vertical durante el Cretáceo y el Cenozoico.

En el Escudo de Guayana se han reportado al menos seis niveles de altoplanación, que de más a menos elevados son los siguientes: Nivel Auyantepuy (2.000 - 2.900 m.s.n.m.), posiblemente su nivel más alto sea el techo del Duida – Marahuaca con 3.300 – 3.400 m.s.n.m.); Nivel Kamarata-Pacaraima (1.200 - 900 m.s.n.m.); Nivel Imataca-Nuria-Cerro Bolívar-Los Pijiguaos (600 - 800 m.s.n.m.); Nivel Caroní-Aro-El Pao (450 - 200 m.s.n.m.); Nivel Mesa-Güiria-Llanos (80 a 150 m.s.n.m.); Nivel Delta del Orinoco de 0 a 50 m.s.n.m. (Mendoza, 2012).

El Escudo de Guayana en territorio venezolano está localizado al sur del río Orinoco y conformado por las provincias geológicas de Imataca, Pastora, Cuchivero y Roraima (González de Juana et al., 1980), las cuales se han definido en función de sus direcciones estructurales,

estados de deformación tectónica, asociaciones litológicas y metalogénicas, y edades. En la Figura N° 1 se ilustran las provincias litotectónicas que se describen a continuación.

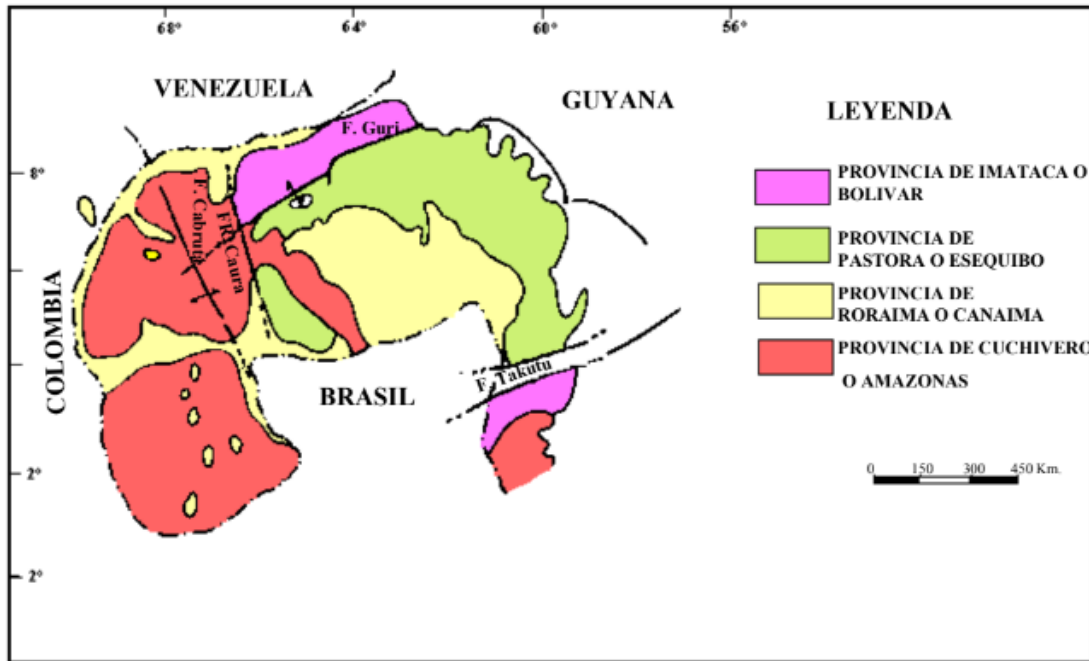


Figura 1. Provincias Litotectónicas del Escudo de Guayana, Venezuela. (Tomado de Mendoza et al., 1977)

1.3.1. Provincia de Imataca.

La provincia de Imataca ocupa la región extrema norte del Escudo de Guayana, donde aflora en una faja angosta de unos 550 Km. de longitud que se extiende en dirección SOS-ENE (NE-SO) desde el río Caura al oeste hasta el Delta Amacuro al este y, en dirección N-S con una anchura variable entre 50 y 130 Km desde el río Orinoco al norte hasta la falla de Gurí, al sur. (Menéndez, 1968; Mendoza, 1973, 1977). La falla de Gurí constituye el rasgo tectónico más relevante del Escudo de Guayana, la cual se comporta como falla inversa de ángulo alto, con superposición de rocas de Imataca sobre Pastora, en la parte continental, y como una falla de transformación en su extensión oceánica hacia el Atlántico (Mendoza, 2012). A lo largo de esta gran falla se formaron principalmente pseudotaquilas (de origen tectónico) y diabasas producto del roce entre los bloques de la precitada megafalla (Comunicación personal con Grande, 2015).

Mendoza (2000, 2005) señala que, desde el punto de vista litológico, la Provincia de Imataca está formada por rocas de alto grado metamórfico, incluidos gneises graníticos, granulitas félsicas (60% - 75%), anfibolitas, granulitas máficas y ultramáficas (15% - 20%). Se presentan, asimismo, cantidades menores de formaciones bandeadas de hierro (*banded iron formations* –BIF) constituidas principalmente por asociaciones cuarzo-magnetita, que se localizan en pliegues isoclinales y se presentan en bandas y lentes ricos en cuarzos (con espesores de pocos centímetros a 10 m, variables localmente entre 10 y 200 m) alternados con bandas ricas en óxidos de hierro. Hacia la zona del cerro Bolívar se localizan, igualmente, anfibolitas intercaladas a granulitas félsicas y gneises graníticos de unos 15 m de espesor, mientras que las granulitas félsicas varían desde varios a cientos de metros de espesor.

La provincia de Imataca contiene, adicionalmente, remanentes de cinturones de rocas verdes trondhgemíticas, tonalíticos y granodioríticos (CRV – TTG) y gneises tipo Complejo Granítico Supamo, de 2,24 Ga, superpuestos en forma de *klippen* o napas erosionadas, así como mármol dolomítico, charnockitas, anortositas, granitos intrusivos más jóvenes y remanentes erosionales menos metamorfizados y más jóvenes. Según Espejo (1972), hacia la porción occidental del complejo, se desarrollan domos equidimensionales, muchos de ellos orientados en dirección norte-sur.

Las rocas de alto grado metamórfico han sido interpretadas por Mendoza (2012) como evolucionados primitivos de CRV y complejos graníticos potásicos y sódicos, varias veces tectonizados y metamorfizados hasta alcanzar las facies anfibolita y granulita, en la colisión de microcontinentes, siendo luego parcialmente metamorfizados de forma retrógrada. La secuencia está intrusionada por 15 cuerpos graníticos básicos; entre ellos, La Esperanza y Real Corona).

En términos estructurales, la Provincia de Imataca registra más de seis dominios tectónicos, separados entre sí por grandes fallas tipo corrimientos. Internamente el plegamiento es isoclinal con replegamiento más abierto. En la parte norte, los pliegues tienen rumbo NO mientras que en la parte sur la tendencia dominante de los pliegues es N60-70E que es la que predomina regionalmente, es decir, aproximadamente paralelas a la falla de Gurí.

La Provincia de Imataca exhibe un contacto superior discordante con rocas de la provincia de Pastora y su contacto inferior se desconoce aun cuando se especula que haya formado parte del basamento de la secuencia supracortical de los cinturones de rocas verdes (Kalliskoski, 1965).

No se han encontrado rocas similares a las del Complejo Imataca al oeste del río Caura, lo que ha llevado a concluir que dicho cauce, también denominado “sutura Caura” (Mendoza, 2012), además de constituir el límite occidental de esta provincia y la zona de contacto con las provincias de Pastora y Cuchivero, podría marcar el límite del borde continental próximo a una zona de subducción o constituir parte de una corteza sílica parcialmente asimilada y parcialmente afectada por las intrusiones de la Asociación Cuchivero y del granito rapakivi del Parguaza. Según Mendoza (2012), no parece existir alguna razón para que Imataca no se extienda al norte del río Orinoco.

En el Complejo de Imataca la mayoría de las rocas guardan registros radiométricos de los eventos metamórficos regionales y de la actividad ígnea que los han afectado. En concordancia con las determinaciones de edad del protolito de Imataca (Montgomery et al., 1977), mediante análisis radiométricos por los métodos Rb/Sr y U/Pb en roca total, González de Juana et al. (1980) destacan que Imataca comprende las rocas más antiguas que a la fecha han sido datadas en el Escudo de Guayana (3.600-3.500 m.a.). Además, se han encontrado protolitos metasedimentarios de rocas gnéissicas que tienen edades entre 3.700-3.400 m.a., lo que ha permitido la determinación de las edades de diferentes eventos regionales (Mendoza, 1972, 1991).

Otras determinaciones de edades radiométricas en rocas del complejo arrojan valores del orden de los 3.000 a 2.700 m.a. en los gneises y 2.000 m.a. en los granitos intrusivos (Espejo, 1972). Por su parte, geólogos brasileños (Cordani et al., 2000; Tassinari et al., 2000), con base en cientos de determinaciones de edades radiométricas, incluyen a las provincias Imataca y Pastora en una sola provincia geocronológica denominada Maroni-Itacaiúnas; ésta representa un variado número de asociaciones litológicas fuertemente tectonizadas durante la orogénesis Transamazónica, en la cual se incluyeron cinturones de rocas verdes de esa edad y granulitas (de edad Arqueozoico).

1.3.2. Provincia de Pastora

La Provincia de Pastora, ubicada al sur de la Provincia de Imataca, con la cual se encuentra en contacto a través de las fallas de Gurí (E) y Santa Bárbara (O), se extiende hacia el sur hasta su contacto con la Provincia de Roraima en las cercanías del Parque Nacional Canaima y, en sentido

oeste-este, desde el río Caura hacia el este, hasta los límites con la región del Esequibo, Guyana, Surinam y la Guayana Francesa (Menéndez, 1968; Mendoza, 2000, 2012).

La Provincia de Pastora incluye como litología predominante rocas volcánicas ácidas, intermedias y básicas con sedimentos asociados, que han sufrido metamorfismo regional de bajo grado, en las facies de los esquistos verdes y de la anfibolita. Esta provincia está formada por una secuencia supracortical de rocas verdes ubicadas preferentemente en zonas sinclinoides entre domos graníticos (Mendoza 1973,1977).

Según Mendoza (2012), la Provincia Pastora -también denominada provincia del Oro- está conformada por antiguos CRV delgados, tectonizados, tipo “Carichapo”, con tendencias estructurales próximas a N-S (N10E a N20O), formados en/o cerca de un arco de islas en una zona de convergencia, así como por CRV más jóvenes, anchos, menos tectonizados y menos metamorfizados, tipo “Botanamo”, con orientaciones preferenciales de dirección E-O (N70-80E), formados en la cuenca ante-arco. Adicionalmente, incluye complejos graníticos TTG (tonalita, trondhjemitita, granito: granitos sódicos) como el Complejo Granítico de Supamo, el cual ha sido descrito por Mendoza et al. (1975) y por Moreno et al. (1977) como un conjunto de rocas graníticas intrusivas incluidas tonalitas, trondhjemitas, granodioritas cuarzo-monzonitas, gneises y migmatitas, de edad alrededor de 2817 ± 57 m.a – 2595 ± 50 m.a. Estas rocas constituyen cuerpos dómicos, tales como los domos de Santa Justa y El Foco. (Menéndez 1972; Benaím 1972; Espejo 1974).

Los CRV más antiguos de Pastora son posiblemente correlacionables con el CRV del Birrimiano de África Occidental. Todas estas unidades litodémicas colidieron entre sí antes y/o durante el cierre del océano Pastora contra Imataca, y luego fueron intrusionadas por rocas tipo TTG del Complejo granítico de Supamo, pre-mineralización aurífera, y por granitos potásicos o cuarzo-monzonitas. Todas las unidades del CRV de Guasipati - El Callao, según Mendoza (2012), son realmente alóctonas y algunas de ellas están formadas por microterrenos o por varias asociaciones.

Según Menéndez (1972), el CRV que principalmente constituye a la Provincia de Pastora es el de Guasipati - El Callao, conformado por la Superasociación Pastora y la Asociación Carichapo, donde esta última se encuentra formada por la Metalava basáltica-comatítica de Florinda, el Terreno Cicapra y la Metalava basáltica tholeítica de El Callao. Los nombres litoestratigráficos de las unidades anteriormente mencionadas, designados por Menéndez (1972), fueron sustituidos por los litodemos sugeridos por Mendoza (2012).

El espesor estratigráfico del cinturón de rocas verdes de Pastora es de cerca de 8-10km, con volcánicas máficas a félsicas metamorfizadas y metasedimentarias. La facies metamórfica varía de sub-esquisto verde en el centro del cinturón de anfibolita, producida por metamorfismo termal cerca del contacto con el granito de Supamo.

Las formaciones constituyentes del Súper Grupo Pastora se integran en el Grupo Carichapo y el Grupo Botanamo. El Grupo Carichapo está conformado a su vez por las formaciones El Callao, Cicapra y Yuruari, consistentes las dos primeras en metalavas y metatobas basálticas, toleíticas y comatíticas, con una menor proporción de rocas volcánicas ultramáficas de afinidad química comatítica y de metajaspes; más anfibolitas, cornubianitas hornbléndicas y metacuarcitas mangano ferríferas en las zonas de mayor metamorfismo (Menéndez, 1972). La Formación Yuruari, por su parte, contiene en su litología lavas, brechas y tobas, además de areniscas y limolitas feldespáticas de estratificación delgada (Menéndez, 1994), todo ello en una secuencia de plegamiento isoclinal, esquistosidad paralela a la estratificación y metamorfismo regional de intensidad variable dentro de la facies del esquisto verde.

El Grupo Botanamo, conformado por las formaciones Caballape y Los Caribes, constituye el CRV más joven dentro de la Provincia Geológica de Pastora. La Formación Los Caribes está compuesta por metaconglomerados polimícticos, ricos en fragmentos volcánicos ácidos e intermedios, escasos fragmentos de granito rosado muy fino, así como filitas cuarzo sericíticas, metareniscas

de grano fino y metalimolitas, compuestas esencialmente por cuarzo y hematita que le da el color rojo a la unidad. Benaím (1972). La Formación Caballape comprende rocas epiclásticas, limolitas laminadas, grauvacas, conglomerados, piroclásticas, tobas y brechas, todas levemente metamorizadas. Estas rocas se intercalan con metagrauvacas volcánicas de grano medio a conglomerados, de color verde oliva a gris verdoso oscuro, y ocasionales capas de metaftanita negra (Mendoza, 2000).

En la Provincia de Pastora se distingue la presencia de estructuras mayores, de gran extensión, entre las que destacan: arqueamientos dómicos granítico-gnéisico-migmatíticos (Menéndez, 1972), cinturones de rocas verdes (CRV) asociados con flexuras muy complejas, en forma de sinclinorios, acomodados entre los arqueamientos y/o domos graníticos-gnéisicos que los rodean (Condie, 1981; Menéndez, 1973) y Gibbs, 1979) y fallas de distintos tipos y edades, con patrones de lineamientos NW en la unidad basal del Grupo Carichapo y NE en la unidad más joven o Grupo Botanamo.

Con relación a los posibles basamentos que se pueden presentar en esta provincia, Mendoza (1973,1977) considera que fue un basamento oceánico de composición máfica, con extremos continentales actualmente aflorantes: Complejos de Imataca al norte y Kanukú en Guyana, y granitos sódicos de los Complejos de Supamo y Bártica en Venezuela y Guayana, respectivamente. Mediante la aplicación de diferentes métodos de datación, entre ellos el de U-Pb, Menéndez (1994) ha establecido una edad entre 2050 y 2300 Ma para la unidad.

La provincia de Pastora contiene variados depósitos de hierro y yacimientos menores de caolín, manganeso y bauxita; se caracteriza, asimismo, por la presencia de importantes recursos auríferos y de metales base como Cu, Pb, Zn y Mn. Los depósitos de oro se formaron al final de la orogénesis Transamazónica cuando gran parte del proceso de traslado tectónico y cierre oceánico había ocurrido y aún continuaron algo más tarde de tal cierre. El cierre oceánico se inició hacia los 2.100 Ma, concluyó hacia los 2.000 Ma y con ello la aloctonía y la formación final de los depósitos de oro. En esta provincia se encuentran las Formaciones El Callao y Las Cristinas, ambas contentivas de grandes depósitos auríferos, con edad de mineralización aurífera de unos 2.060 Ma. (Mendoza, 2012).

1.3.3. Provincia de Cuchivero

La Provincia de Cuchivero se ubica en la región sur-central y occidental del Escudo de Guayana venezolana, ocupa gran parte del estado Bolívar desde donde se extiende hacia el sur-sureste del estado Amazonas, formando parte de las rocas del Proterozoico no-diferenciado (Sidder y Mendoza, 1995; Mendoza, 2012). Está conformada esencialmente por rocas plutónicas en las que predominan los granitos calco-alcalinos, así como rocas meta-volcánicas félsicas y meta-sedimentarias, que en gran proporción se distribuyen ocupando sinformes entre grandes masas graníticas y siguiendo un patrón estructural N-NE; además, presenta sills, diques de diabasas y vetas pegmatíticas. Es la más extensa y menos conocida de las provincias del Escudo, se proyecta en Brasil formando parte de la Provincia Ventuari Parima-Tapajós (Cordani et al., 2005) constituida por rocas volcánicas félsicas y graníticas (*sensu lato*), de edad entre 2000 y 1800 Ma (Cordani y Texeira, 2007), y se extiende al sureste de Guyana, Suriname y la Guayana Francesa.

Las rocas que constituyen a la Superasociación de Cuchivero fueron formadas en un ambiente post-colisión, asociado a procesos de metamorfismo de bajo grado, regional, con intrusiones comagmáticas graníticas, emplazadas en un periodo ulterior, unos 10-20 Ma después de las Volcánicas de Caicara (lavas y tobas riolíticas levemente metamorizadas de 1.760 Ma). En cuanto a la edad de esta provincia se han realizado diferentes dataciones por los métodos de K/Ar Olmeta (1968), Rb/Sr Hurley et al. (1968) y Moreno et al. (1977) que lo sitúan entre 1100 y 1800 Ma, durante los eventos Orinoquense y Transamazónico.

Conforme al concepto litodémico de Mendoza (2012) se ha definido la Superasociación Cedeño, conformada por la Asociación Cuchivero, que incluye a las Volcánicas de Caicara, los Granitos

de Santa Rosalía y San Pedro, y las Metabasitas de Guaniamito, desarrolladas en un arco magmático del tipo Andes; y por la Asociación Suapure constituida por el Granito Rapakivi del Parguaza y sus facies, más los cuerpos graníticos de Pijiguaos, Guaniamito y Marieta, entre otros. Una de las diferencias fundamentales entre los granitos post-colisionales, tipo “Cuchivero”, y los granitos rapakivi, tipo “Parguaza”, es que los primeros son de tendencia calco-alcalina, poco diferenciados, mientras que los segundos son de tendencia tholeítica muy bien diferenciados. En concordancia con Mendoza (2005), es importante destacar lo significativo que ha sido el proceso de acreción de nueva corteza continental al Cratón Amazónico gracias a los grandes volúmenes que representan los rapakivis y otras intrusiones, a la ya añadida por los arcos magmáticos tipo Cuchivero, en el Mesoproterozoico.

Como elementos característicos de la Provincia de Cuchivero, es relevante señalar también la presencia de la carbonatita intrusiva de cerro Impacto, de lamprofiros y de las kimberlitas eclogíticas diamantíferas de Guaniamo.

Según refiere Mendoza (2012), Schulze y colaboradores (2005) han postulado que infrayacente a los granitos tipo Guaniamo y de las facies equivalentes del Granito rapakivi del Parguaza, es decir, debajo de zonas en las cuales afloran rocas de la provincia de Cuchivero, se encuentra un basamento tipo “Imataca” /manto neoarqueozoico, obductado, que a su vez yace sobre litósfera oceánica arqueana subductada. Con relación al contacto superior, discordantemente, sobre el Supergrupo Cedeño yacen rocas metasedimentarias de muy bajo grado del Supergrupo Roraima.

La zona de contacto o sutura entre las provincias de Imataca, Pastora y Cuchivero se localiza hacia el actual río Caura y marca una gran discordancia en tiempo (3,41 Ga de Imataca y 2,2 Ga de Pastora versus 1,80 Ga de Cuchivero), composición y metamorfismo: granulitas y anfibolitas de Imataca, y esquistos verdes y anfibolitas de Pastora, vs. rocas volcanoplutónicas félsicas calcoalcalinas, sin metamorfismo o con muy bajo grado metamórfico de la Asociación Cuchivero; así como de tendencias estructurales (ENE de Imataca, NO de Pastora y NE de Botanamo versus NNO de Cuchivero) que se denomina Frente Tectónico o Sutura Caura. (Mendoza, 2005, 2012).

Sobre Pastora+Cuchivero+Parguaza se depositaron, en diferentes cuencas y tiempos (1,77 Ga-1,45 Ga) sedimentos fluvio-continentales, marinos someros hacia su tope (Grupo Roraima), en áreas cratónicas, atectónicas, que fueron intrusionadas por diabasas y rocas gabroides-tonalíticas (Asociación Avanavero), (Mendoza, 2000).

Hace unos 210-200 M.a. se inició la separación de África de Sur América, dando origen al Atlántico, con la última reactivación de la falla de Gurí, actuando como una falla transcurrente en zona continental y como falla de transformación en áreas oceánicas. A través de la falla de Gurí y de las fallas paralelas y subparalelas a ella (fallas Guasipati, Laguna, etc.) en el Escudo de Guayana se emplazaron rocas toleíticas máficas y hasta ultramáficas. El Escudo de Guayana permaneció estable desde entonces con levantamientos isostáticos, dejando algunos graben con depósitos de sedimentos terciarios como los de Kanukú en Guyana.

La provincia de Cuchivero contiene el gran batolito de Granito rapakivi de Parguaza (Mendoza, 1972), donde se desarrolló el yacimiento de bauxita de Los Pijiguaos. Su potencial aurífero es bajo excepto en el extremo sur donde posiblemente contenga un cinturón de rocas verdes (USGS y CVG TECMIN C.A, 1973). En la región de Guaniamo se encuentran yacimientos aluvionales de diamante en producción y se han ubicado cuerpos de kimberlita asociados (Nixon et al., 1989). Contiene, asimismo, un buen potencial de mineralización de Ti, Nb-Ta, Zr y Sn en aluviones y suelos residuales.

1.3.4. Provincia de Roraima

El Grupo Roraima ocupa la zona central del estado Bolívar, extendiéndose en dirección N-S desde los límites del Parque Nacional Canaima hasta el sur del estado Bolívar, cercanías de la población de Santa Elena de Uairén, región sur-oriental extrema del Escudo de Guayana, y en dirección

oeste – este desde las cercanías del río Paragua, en el estado Amazonas, hasta la zona limítrofe con Guyana y Surinam. Adicionalmente, se encuentran remanentes erosionales de esta provincia en la parte SO del estado Bolívar (Jaua Sarisariñama), en la serranía de La Neblina (sur del Edo. Amazonas), en los tepuyes Duida-Marahuaca (zona central Edo. Amazonas) y en los cerros Autana y Yaví (Amazonas occidental). El afloramiento de este grupo ocurre en forma de tepuyes (mesetas aisladas, muy comunes en esta provincia), siendo entre éstos los más conocidos: Autana, Cuao, Parú, Morrocoy, Duida-Marahuaca, Yapacana, Cuquenán, Roraima, los cerros de La Neblina, Avispa y Aracamuni en el extremo sur del país; al respecto cabe mencionar que estas estructuras son producto de inversión topográfica, remanentes de sinclinales colgados que poseían ejes con declives en ambas direcciones (cuencas sinclinales), por lo que las zonas bajas, ubicadas alrededor de dichos tepuyes, constituyen anticlinales erosionados (combas).

Para Mendoza (2012), el Grupo Roraima está conformado por areniscas arcóscicas, cuarcitas, conglomerados, lutitas y tobas vítreas, no metamorfizadas, de edad Proterozoico Inferior, intrusionadas por extensos cuerpos tabulares de diabasas y rocas gabronórficas cuarcíferas a máficas, olivínicas, atribuidas a la Asociación Avanavero. Los sedimentos presentes en el Grupo Roraima mantienen una disposición casi horizontal y en su constitución predominan cuarzo arenitas con menores proporciones de areniscas feldespáticas, lutitas y tobas volcánicas silicificadas. Los diques de sills o diabasa constituyen la “Provincia Magmática de Roraima” y presentan afinidad de tipo tholeítico que se caracteriza por bajo contenido de hierro, álcalis, ausencia o escasez de olivino y alto porcentaje de sílice (Bellizia, 1957, 1975).

La Provincia de Roraima comprende las últimas rocas depositadas sobre el Cratón Guayanés, tras la Orogénesis Transamazónica (tiempo en el que el Escudo presentaba una mayor estabilidad de la corteza). El ambiente de depositación de estas rocas representó un período de relativa tranquilidad (Sidder y Mendoza, 1995). Sin embargo, durante el proceso de estabilización del Escudo ocurrieron procesos pasivos de fallamiento y deslizamiento de la corteza continental, que se asocia con las intrusiones de la Asociación Cuchivero, las cuales se extendieron por varios cientos de millones de años.

La depositación de los sedimentos de Roraima ocurrió durante un periodo de millones de años posterior a la estabilización del cratón (Rogers et al., 1995). Esta sedimentación no es la única responsable de la subsidencia en la región; entre los factores contribuyentes existen desde procesos geotectónicos y de levantamiento del cratón, hasta el crecimiento de la corteza por procesos pasivos millones de años después. Según Gibbs y Barron (1993), la corteza continental al oeste del Edo. Bolívar es más densa, como se observa en las Provincias Imataca y Pastora, por haber sufrido un proceso termal más reciente que los procesos termales debilitados en la corteza arqueana occidental; se puede entender, asimismo, que las variaciones de densidad que existen entre la corteza arqueana y la proterozoica hayan sido producto de la subducción de antigua corteza oceánica.

Las rocas sedimentarias del Grupo Roraima son de origen continental y transicional, producto de la depositación en ambientes mayormente fluviales, deltaicos a localmente marino-costeros, lacustrinos, en canales de ríos de baja sinuosidad y llanuras aluviales, distributarios deltaicos encima de lagos interdeltáicos, lagunas costaneras a bahías interdeltáicas, playas sin barras y llanuras intramareales (Mendoza, 2012). El ambiente de sedimentación para la secuencia de Roraima es el de una cuenca tectónica en constante hundimiento (Ascanio et al., 1985); este fenómeno permitió el alojamiento de grandes espesores de sedimentos, de los cuales quedan como residuo los tepuyes. Gansser (1974) afirma que los sedimentos considerados en general como Grupo Roraima no son contemporáneos en todas partes, y que se van haciendo progresivamente más jóvenes hacia el oeste, con *hiatus* intermedios prominentes, pero irreconocibles.

La Provincia de Roraima carece de un marcado tectonismo y se caracteriza por la presencia de sinclinales suaves muy abiertos, de muy bajo buzamiento, con algún fallamiento. En un amplio contexto se observan dos tipos de metamorfismo, según señala Urbani (1977): efectos de carácter regional indicados por fuerte recristalización del cuarzo y desarrollo de muscovita, que son atribuidos a metamorfismo de carga y de contacto producido por intrusiones de diabasas, gabros

y ocasionalmente granitos. También se señala la evidencia textural de metamorfismo de grado muy bajo, caracterizado por fuerte anisotropía de los granos de cuarzo en las areniscas y foliación incipiente en las lutitas. El metamorfismo de carga de bajo grado que afectó a las rocas del Grupo Roraima sugiere que un espesor relativamente grande ha sido removido. Los únicos depósitos sedimentarios geológicamente jóvenes, son de aluviones depositados en los valles que separan los macizos montañosos. También se señala la evidencia textural de metamorfismo de grado muy bajo, caracterizado por fuerte anisotropía de los granos de cuarzo en las areniscas y foliación incipiente en las lutitas.

Según Gibbs y Barron (1993), en la provincia de Roraima se han descrito cuatro formaciones, cada una depositada sucesivamente en tiempo y encima de la anterior, denominadas de más antigua a más joven: Uairén (conglomerados, areniscas y algunas lutitas), Kukenán (lutitas), Uaimapué (secuencia de conglomerado/arcosa roja, intercalaciones de jaspe, ftanitas volcánicas y tobas vítreas) y Matauí (cuarzo arenitas). Referente a la Formación Matauí, Mendoza (2012) afirma que ésta aparece siempre discordante sobre rocas cristalinas, de edades variables que no sobrepasan los 1.500 – 1.400 Ma, por lo que se infiere que esta formación presenta una edad inferior a 1.400 Ma lo que representa un gran *hiatus* de sedimentación en el tiempo. Por otro lado, Sidder y Mendoza (1991) señalan que este Grupo tiene edades de por lo menos 1.650 Ma y posiblemente tan antiguas como 1.900 Ma, representando a las rocas que mayormente constituyen actualmente a los tepuyes del Cratón Guayanés. En el estado Amazonas no han sido reconocidas las formaciones arriba señaladas y la unidad tampoco ha sido subdividida formalmente.

En el Escudo de Guayana no se conocen formaciones más jóvenes, descansando directamente sobre el Grupo Roraima. Según Mendoza (2012), en el estado Amazonas sólo se depositó la parte superior de Roraima, la más joven de 1.560 Ma – 1.450 Ma, tal como se ha observado en el tepuy del río Cuao, donde areniscas sin ningún metamorfismo o recristalización descansan, discordantemente, sobre el granito rapakivi del Parguaza. En este Estado sólo se observa presencia de la Formación Matauí.

El Grupo Roraima suprayace discordantemente sobre diversos basamentos; hacia el Sur del Estado Bolívar, Roraima suprayace en contacto angular discordante a un basamento ígneo – metamórfico erosionado, constituido por rocas volcánicas de la Provincia Geológica de Cuchivero. Hacia el norte yace discordantemente sobre rocas graníticas del Complejo Supamo y rocas volcánicas de la Formación Caballape, ambas de la Provincia Geológica de Pastora. En el estado Amazonas, suprayace al basamento representado por el granito del Parguaza, la granodiorita de Sipapo, granitos de Santa Rosalía, ignimbritas de las volcánicas de Caicara y gneises graníticos, entre otros.

La edad del Grupo Roraima ha sido determinada en forma relativa, por métodos radimétricos en rocas ígneas intrusivas (diabasas) y tobas asociadas. Tales edades, dentro del Grupo Roraima en Venezuela oriental, Brasil, Guyana y Surinam, varían entre 1.700 - 1.800 Ma haciéndose más jóvenes de este a oeste (inverso al comportamiento del espesor sedimentario en el Grupo).

El grupo Roraima - formación - incluye hasta 3.700 m de espesor en areniscas rosadas y rojas, con tufas jasperoides, conglomerados, siltstones y lutitas. Diversos estudios, entre ellos Snelling et al. (1969) y Gansser (1974), han reseñado edades entre 1.350 y 1.700 Ma, donde los sedimentos se hacen más jóvenes en sentido oeste-este. Las tufas jasperoides tienen edades radimétricas de 1.730 a 1.650 Ma. y las intrusiones doleríticas 1.600 a 1.800 Ma. Las diabasas han arrojado edades Rb-Sr de 1.675 ± 100 Ma en Guayana y de 1.599 ± 18 Ma en Surinam (McCandless, 1965). Los sills intrusivos en Roraima han sido datados por el método de U/Pb en circón/ badeleyita, en 1.797 ± 7 Ma de modo que la roca caja de Roraima en la SE de Bolívar, NE de Brasil y Guyana tiene al menos 1.800 Ma. La fuente de sedimentos parece haber sido el Escudo del Sahara.

En la provincia de Roraima se reconocen varios tipos de depósitos minerales y algunos potenciales depósitos epitermales auríferos localizados en la cuenca del río Parguaza, cercano al tepuy Yapacana en el estado Amazonas, así como vetas de cuarzo aurífero intrusivas en sedimentos de Roraima, en particular hacia su base. La mineralización aurífera es local y de tipo

secundario. Destacan, también, conglomerados que son fuentes de diamante y oro aluvial al este del Escudo (Mendoza, 2012). Es igualmente concebible la formación de depósitos de uranio en el contacto entre la provincia de Roraima y el basamento. Por otra parte, la meteorización de las intrusiones básicas en el Grupo Roraima ha originado la formación de extensos mantos de lateritas bauxíticas, especialmente en Venezuela y parte de Guyana.

Dataciones de U/Pb en circones indican episodios magmáticos anorogénicos más jóvenes de 1343 ± 8 Ma en un granito rapakivi que aflora cerca de Matraca, río Inírida (Bonilla et al., 2012). Asociados a estas rocas se pueden distinguir, como producto secundario, depósitos aluviales, coluviales y eluviales con minerales pesados portadores de Ta, Nb, W, Ti, REE y Au, y adicionalmente en afloramientos de rocas cristalinas, minerales no metálicos como turmalina y cuarzo variedad cristal de roca.

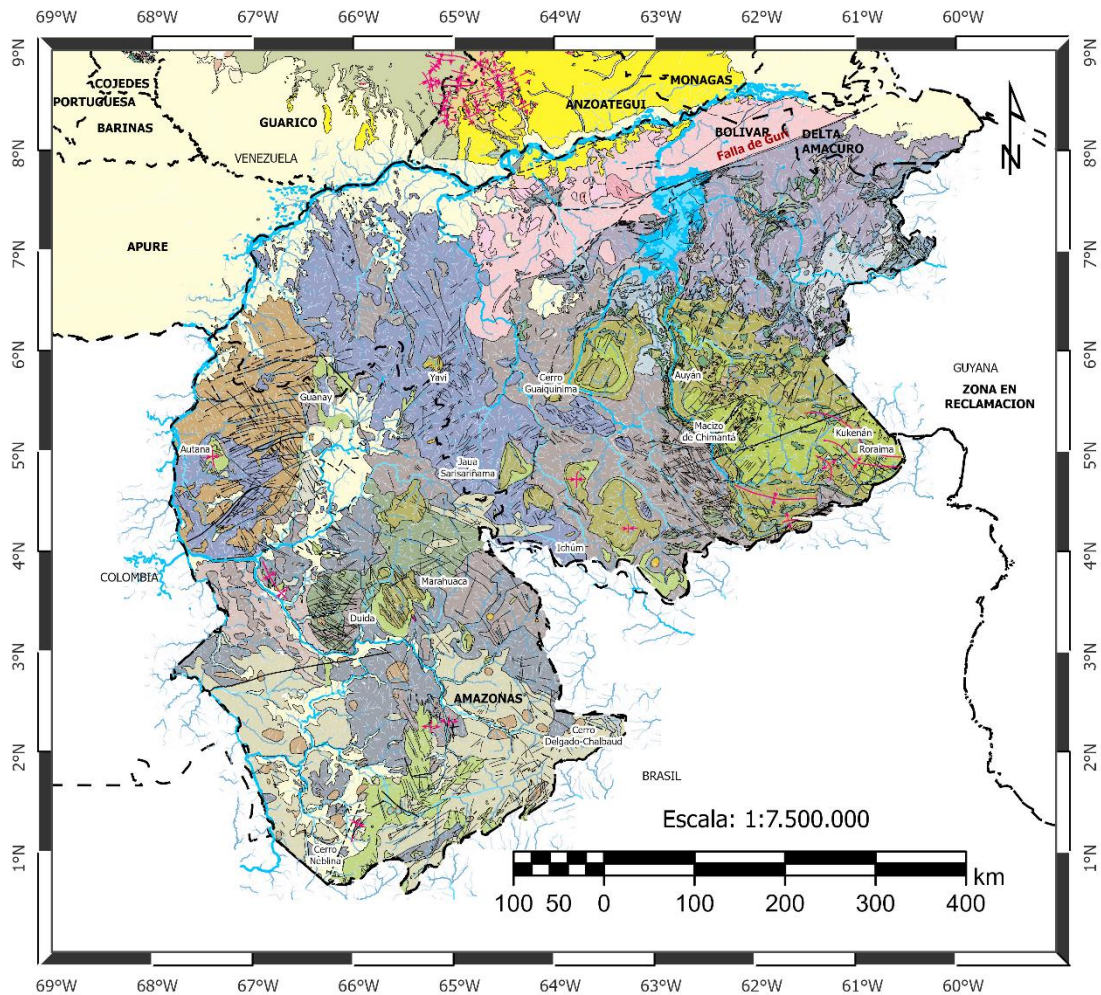
En la Figura N° 2 se presenta el Mapa Geológico en alto relieve del Escudo de Guayana (Tomado y modificado de Hackley et al., 2005).

1.3.5. Provincias/Dominios del Estado Amazonas.

Bajo la denominación “Rocas proterozoicas sin dividir o sin diferenciar” dada por CVG Tecmin CA-USGS (Sidder y Mendoza, 1995), se agrupa al conjunto de rocas que cubren el territorio del Edo. Amazonas, incluidos remanentes de CRV, metasedimentos pelíticos y samíticos asociados con metamorfismo en la facies de la anfibolita, granitos (TTG) y potásicos intrusivos, que parecieran ser equivalentes a los CRV del tipo Pastora-Botanamo, pero más tectonizados por efectos de fallamiento y cizallamiento intenso, predominantemente en dirección NE. Las provincias de Imataca, Pastora y Cuchivero, que forman parte del basamento, no están claramente identificadas en la región del Edo. Amazonas, sino bajo la precitada “zona sin diferenciar”. Sólo en la región más septentrional del Edo. Amazonas, al norte de San Fernando de Atabapo, se reconoce la presencia de la Provincia de Cuchivero. La Provincia de Roraima, por su parte, está presente en las mesetas o tepuyes.

Barrios et al. (1985), sobre la base de dataciones por métodos isotópicos U-Pb, Rb-Sr y K-Ar, de más de 300 muestras de rocas colectadas en el Estado Amazonas, han propuesto la definición de dos dominios petrotectónicos producto de dos eventos geotermales de diferentes edades en esa región. Un dominio llamado Ventuari (DV) (Sub-provincias Ayacucho y Manapiare), conformado por rocas granítico-gnéisicas de carácter regional que datan de la orogénesis Transamazónica (2.200 - 1.800 Ma), con relieve accidentado, asociaciones vulcano-plutónicas, coberturas sedimentarias tabulares (algunos tepuyes pueden alcanzar alturas entre 2000-3000 m.s.n.m.), macizos alcalinos y cuerpos básicos intrusivos; y otro dominio denominado Casiquiare (DC), constituido por un basamento regional producto del evento Río Negro – Juruena (1.750 - 1.500 Ma.) con relieve plano altamente erosionado (rara vez alcanzan los 500 m.s.n.m.), rocas metamorfizadas con foliación de débil a intensa, escasos afloramientos de granitoides, algunos afectados por migmatización, sin reportes de macizos alcalinos, intrusiones y cobertura.

La subprovincia de Ayacucho comprende rocas graníticas, cuarzo en abundancia, con biotita, epidoto y magnetita; ocasionalmente se presenta interestratificada con metavolcánicas. La subprovincia de Manapiare está conformada por intrusiones de rocas tipo Volcánicas de Caicara, y de granitos biotíticos, como los de Kakurí y Parú, tipo Granito de Santa Rosalía de la Asociación Cuchivero. Esta misma se encuentra sobre un basamento bien expuesto en el río Alto Ventuari, en las cercanías del Cerro Impacto y otras localizaciones, de gneises y migmatitas tonalítico-trondhjemíticas-granodioríticas (TTG), similares a las del Complejo granítico de Supamo.



Leyenda

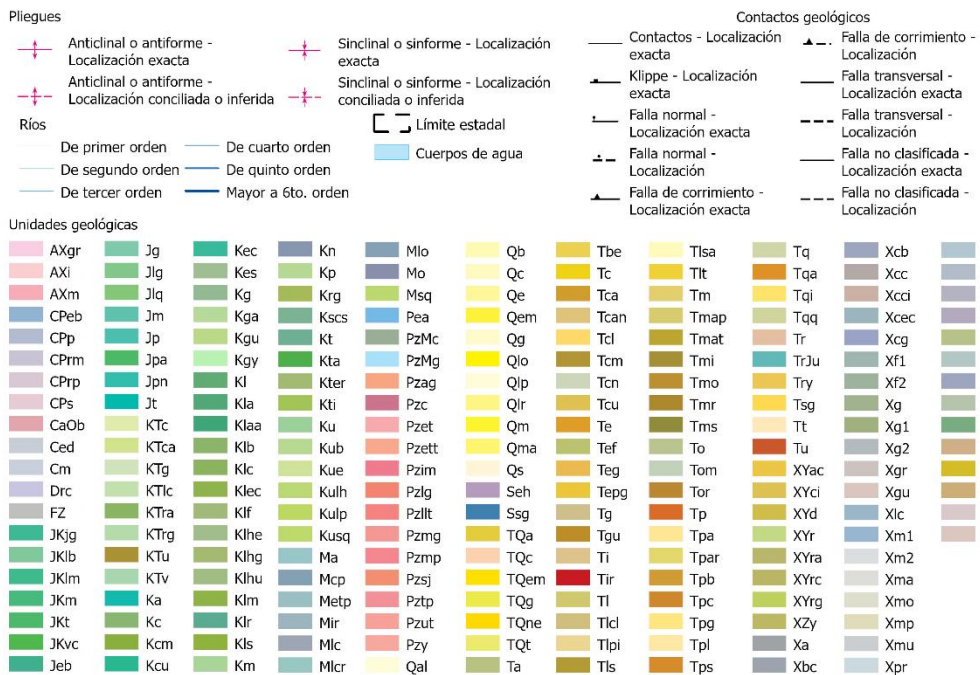


Figura No. 2. Mapa geológico en alto relieve del Escudo de Guayana (Tomado y modificado de Hackley et al., 2005).

Como elemento representativo del DV se puede mencionar al Complejo Alcalino de La Churuata que, según Soares (1985), es una estructura anular emplazada aproximadamente hace 1.300 Ma (determinada por los métodos de Rb-Sr y K-Ar) en la base del flanco este del cerro Duida. Se relaciona con el inicio del evento tectónico Orinoquense y la distensión del valle rift Suapure-Mavaca, propuesto por Martins (1972). Está constituido en su mayoría por sienitas saturadas, cuarcíferas, nefelínicas y granitos alcalinos, lo que resulta significativo en cuanto a su origen, dada la relación entre las sienitas alcalinas con las fracturas profundas (en Soares, op. cit.). El emplazamiento se dio según fracturas en anillo (*ring-dikes*). El fracturamiento cortical causado por esfuerzos de tensión habría condicionado el hundimiento de un bloque separado a nivel del Grupo Roraima con la consecuente formación de una caldera subterránea y ascensión del magma. La repetición del proceso y la sucesiva intrusión de magmas diferenciados según las fracturas, generarían La Churuata.

Mendoza et al. (1977) citan dos dominios adicionales, pocos estudiados, los dominios del Alto Orinoco y de Siapa. En el dominio tectónico del Alto Orinoco ocurren asociaciones similares a los CRV del Paleozoico y Mesoproterozoico Temprano, y hacia el extremo S-SE de la subprovincia de Manapiare abundan granitos rapakivis, tipo Parguaza, entre los que destacan el Granito de Parima y el Granito de Surucucú. Y al sur del Dominio Casiquiare, hacia el extremo meridional del Edo. Amazonas, según Barrios et al. (1985), se encuentra el Dominio de Siapa (DS) conformado por granitoides afectados por metamorfismo regional, con una edad de formación de 1.693 ± 33 Ma, contemporánea con la del dominio Casiquiare y el evento Río Negro – Juruena. González de Juana et al. (1980) indican que el DS se compone de rocas metasedimentarias y metavolcanopiroclásticas ácidas, muy cizalladas, posiblemente equivalentes al Grupo Vila Nova de Brasil. La secuencia está cubierta por rocas del Grupo Roraima, falladas y algo deformadas con aparente metamorfismo de bajo grado. El dominio Siapa presenta bajo relieve excepto en las filas y crestas altas, consistentes de meta-sedimentos y rocas del Grupo Roraima.

Según Mendoza (2012), el pico o máximo del metamorfismo y magmatismo sintectónico de estas rocas ocurrió entre 1.880 - 1.780 Ma y se correlaciona con la orogénesis Transamazónica, posterior al cierre de Pastora contra Imataca y la pre-sedimentación de la base del Grupo Roraima, e incluyó intrusiones ligeramente postectónicas como las de la Asociación Cuchivero en la parte norte y SE del Escudo, con rocas afectadas por muy poco o ningún metamorfismo, a gneises graníticos tonalíticos y dioríticos, más antiguos que Cuchivero. De lo anterior se deduce que el Cratón Amazónico del continente Suramericano tenía un margen oriental pasivo, con el inicio de la sedimentación de la parte basal del Grupo Roraima, afectado por intrusiones anorogénicas máficas (Asociación Avanavero), mientras que al otro extremo del Cratón Amazónico, el borde oeste era un margen activo y la zona de subducción estuvo migrando hacia el oeste, quizá hasta comienzos del Neoproterozoico (1,0 Ga), es decir el mismo modelo de la cordillera andina actual.

Barrios et al. (1985) han señalado que el curso del río Orinoco marca la zona limítrofe entre los dominios Ventuari y Casiquiare (DV y DC), perfilando a su vez la zona de sutura entre las provincias conformadas por los cinturones móviles Maroní - Itacaiúnas y Río Negro - Juruena, ambas fajas móviles derivadas de material sub-cortical. La Provincia Río Negro - Juruena ocupa la parte occidental del Cratón Amazónico, en los territorios de Venezuela, Colombia y Brasil, y ha sido definida como Provincia Geocronológica Río Negro-Juruena (1.8-1.55 Ga, según Tassinari y Macambira, 1999) o Río Negro (1.82-1.52 Ga, según Santos et al., 2000). Está compuesta casi totalmente por gneis granítico y granitoides con todas las composiciones granodioríticas y tonalíticas, relacionadas a unidades discordantes aflorantes en Venezuela como la Formación Roraima.

La zona donde el río Orinoco cambia de curso de NO (Santa Bárbara-Alto Orinoco) a N-S (Atabapo-Puerto Ayacucho) y que tiene dirección E-O (Atabapo-Santa Bárbara), representa un frente tectónico o zona de sutura donde se enfrentan las rocas anorogénicas como el Granito rapakivi del Parguaza, al norte de Atabapo (1.450 - 1.560 Ma) vs. migmatitas granítico-tonalíticas, tipo Complejo granítico Supamo inmediatamente al sur de Atabapo y gneises y migmatitas de Macabana, próximos a Santa Bárbara (1.859 ± 30 Ma). Esta zona marca también el contacto entre

los dominios Ventuari y Casiquiare (Barrios et al., 1985) y entre las provincias Maroní-Itacaiúnas y Río Negro-Juruena (Gaudette y Olszewski, 1985, en Mendoza, 2012).

Así pues, es conveniente reagrupar las rocas aflorantes en el Estado Amazonas en cinco provincias o dominios petrotectónicas que Mendoza y otros (1.977) denominaron de la siguiente forma: Ayacucho, Manapiare, Alto Orinoco, Siapa y Casiquiare. Las subprovincias Ayacucho y Manapiare equivalen al Dominio Ventuari y las del Alto Orinoco, Siapa y Casiquiare equivalen al Dominio Casiquiare, redimensionado, y se extienden a los cinturones móviles de Maroní-Itacaiunas y Río Negro Juruena en Brasil (Priem y otros, 1982; Barrios y otros, 1.985). En la Figura No. 3. se ilustran las Provincias Petrotectónicas del Estado Amazonas, tomado de Mendoza (2000).

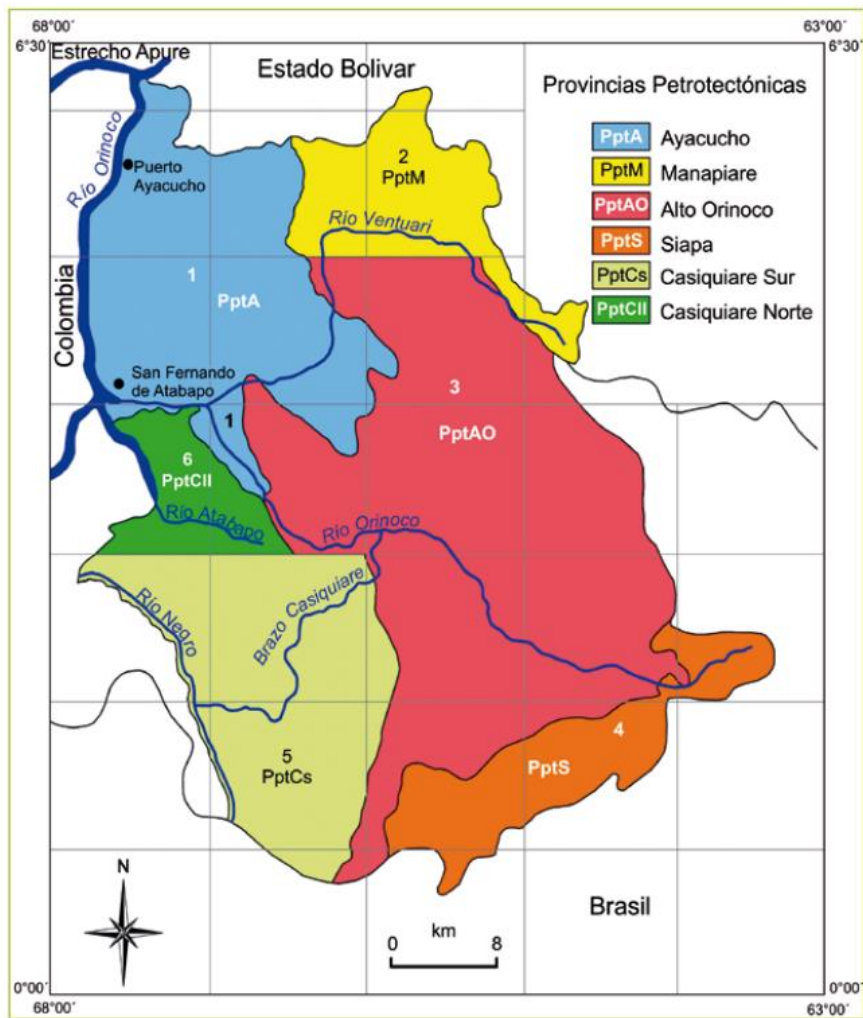


Figura No. 3. Provincias petrotectónicas del Estado Amazonas (Tomado de Mendoza, 2000)

1.4. Cuerpos Graníticos en el Escudo de Guayana

Según González de Juana et al. (1980), en la Guayana venezolana se distinguen, a grandes rasgos, de acuerdo a su composición química, petrografía y estudios radiométricos, cuatro conjuntos de rocas graníticas considerados como las más representativos de la Guayana venezolana, a saber:

a) Gneises graníticos del Complejo Imataca (3600 Ma – 2700 Ma): Dentro de este conjunto granítico se describen rocas gnéicas, foliadas a masivas, leucocráticas a mesocráticas, metamorizadas, asociadas a rocas granulíticas y anfibolíticas, y se distinguen gneises graníticos, gneises félsicos y charnokitas, pertenecientes a la Provincia de Imataca. De acuerdo a sus relaciones isotópicas es posible que representen rocas derivadas de procesos de fusión parcial de la parte superior del manto.

b) Granitos Sódicos del Complejo Supamo (3000 Ma – 2200 Ma): Comprende rocas masivas a foliadas, que forman cuerpos dómicos ensanchados contra apretados sinformes de “rocas verdes”. Las rocas graníticas de este conjunto están metamorizadas al nivel de las facies de los esquistos verdes y anfibolita epidótica.

c) Granitos del Grupo Cuchivero (alrededor de 1900 Ma): Son rocas masivas a foliadas, con altos contenidos de SiO₂, metamorizadas a las facies de los esquistos verdes, parte inferior; en conjunto, corresponde al Grupo Cuchivero y a los granitos jóvenes.

d) Granitos post-tectónicos del Parguaza (1600 Ma – 1500 Ma): Incluye rocas masivas, post-tectónicas, localmente recrystalizadas, pero aparentemente no metamorizadas. Destaca su alto contenido de xenolitos de muy variada composición. En este grupo están comprendidos, entre otros, los granitos rapakivi de Parguaza.

Las rocas graníticas del Complejo de Imataca presentan afinidades químicas con los granitos del Parguaza, ambos tipos con tendencia tholeítica de fraccionamiento. La relación de K₂O/ Na₂O aparentemente se mantuvo constante desde aproximadamente los 3600 Ma hasta los 1500 Ma, lo cual lleva a concluir que quizás no hubo un engrosamiento mayor en la corteza terrestre durante ese lapso. Los granitos del Complejo de Supamo presentan relaciones bajas K₂O/ Na₂O, hecho que sugiere su formación en una corteza relativamente delgada. Las relaciones Rb – Sr en estos “granitos sódicos” sugieren que de acuerdo al modelo de Condie (1973), debieron emplazarse o formarse en una corteza terrestre cuyo espesor no debió exceder los 20 km. Parece existir una buena tendencia al aumento del índice petrogenético K₂O/ Na₂O con el tiempo, desde las rocas graníticas de Supamo a las del Cuchivero y Parguaza.

1.5. Cinturones de Rocas Verdes –CRV del Escudo de Guayana.

Bajo la denominación de Cinturón de Rocas Verdes (CRV) se describe a estructuras sinformes de grandes dimensiones, constituidas por secuencias supracorticales volcánico-sedimentarias envueltas por cuerpos graníticos sódicos, que cubren extensas áreas en los escudos del Precámbrico (Menéndez, 1995). En general, los CRV son mayormente de origen volcánico, parcialmente sedimentarios y representan remanentes de coberturas superficiales. La mayoría son de edad Arqueozoico, sin embargo, se conoce la existencia de un número menor de CRV de edad Proterozoico, como algunos de los que afloran en el Escudo de Guayana.

Según describe Anhaeusser (1986), un típico CRV del Arqueozoico se constituye a partir de una unidad de rocas volcánicas máfico – ultramáficas, continúa con una unidad de volcánicas máfico – félsicas, seguida de una unidad sedimentaria de rocas volcánicas calcoalcalinas, grauvacas y lutitas, para terminar en una unidad sedimentaria arenácea de cuarcitas, subgrauvacas y conglomerados. Los cinturones del Proterozoico Temprano mantienen la misma secuencia, excepto por el pobre desarrollo de lavas ultramáficas en la unidad máfico – ultramáfica inicial. Como señala Menéndez (1995), en la Guayana Venezolana se han identificado varios CRV y sus remanentes en la Provincia de Imataca (La Esperanza, Remanente del Torno y Remanente de Río Claro) y en la Provincia de Pastora (Guasipati, La Introducción, El Caroní y El Dorado).

1.6. Evolución tectónica del Escudo de Guayana.

Tabla N° 1. Secuencia de eventos litotectónicos del Escudo de Guayana. Modificado de Sidder y Mendoza, 1995. Tomado y modificado de Mendoza, 2012.

TIEMPO GEOLÓGICO	EVENTOS MUNDIALES	EVENTOS TECTO-TERMALES
FANEROZOICO	Planación	Cenozoico: Levantamiento / Erosión / Planación 150 - 30 Ma. Carbonatitas y kimberlitas intrusivas en Escudo Sudamericano y SW África, Dique Laguna, magmas tholeiíticos.
	Nuevo Océano	210 - 150 Ma. Apertura del Océano Atlántico
		500 - 265 Ma. Supercontinente de Gondwana y Laurentia (=Pangea). 650 Ma. Orogénesis Brasiliana - Pan Africana 850 - 750 Ma. Rifting del supercontinente Rodinia: Lamproiros-Kimberlitas Guaniamo
	"Collage"	1200 - 1000 Ma. Colisión del norte de Amazonia con Báltica, y del oeste de Amazonia con Laurentia. Pseudotaquillas de la falla de Guri. Colisión continental que genera la formación del Supercontinente Rodinia. 1200 - 1100 Ma. Colisión Río Negro-Juruena; Jari-Falsino (Brasil)-Mitu-Garzón-(Colombia)-NW de Guayana 1200 - 1100 Ma. Pseudotaquillas Falla Guri
	Granitos rapakivis	1550 - 1350 Ma. Parguazensis: Rifting continental. Emplazamientos granitos rapakivis
	Magmatismo intraplaca	1800 Ma. Asociación Avanero = Diabasas /Gabros tholeiíticos
		1750 - 1450 Ma. Facies molasa post-tectónica Roraima 1800 - 1750 Ma. Sutura del Caura. "Collage Tectónico" 1860 - 1800 Ma. Facies molasoides del Pre-Roraima (Los Caribes, etc.) 1860 - 1730 Ma. Final de la Orogénesis Transamazónica. Rocas graníticas sin diferenciar de Amazonas 1860 - 1790 Ma. Final del magmatismo: Arco magmático de Cuchivero/Final del evento Orocaima 1930 - 1790 Ma. Rocas graníticas volcano-plutónicas y calco- alcalinas de Cuchivero 1980 - 1930 Ma. Comienzo de magmatismo en el arco Cuchivero y a su vez iniciación del evento Orocaima < 2000 Ma. Rocas graníticas intrusivas ricas en K2O 2230 - 2050 Ma. Basamento reactivado o intrusivas graníticas sódicas del complejo de Supamo 2100 - 2000 Ma. Cinturones de rocas verdes más jóvenes, C-A., tipo Botanaimo 2200 - 2000 Ma. Arco magmático, borde continental activo, Las Cristinas 2300 - 2200 Ma. Cinturones de rocas verdes más viejos, Th., tipo Pastora. Inicio de la Orogénesis Transamazónica 2400 - 2225 Ma. Rocas graníticas sódicas del Complejo de Supamo intrusivas en el Complejo Imataca en disrupción
	"Collage"	2600 - 2500 Ma. Choque y aglutinación de micro-continentes. Supercontinente Guayanensis.
	Granulitas	2700 - 2600 Ma. Migmatización y granulitización de Imataca 2960 - 2850 Ma. Orogénesis Pre-Transamazónica o Araensis
	Antiguas	3350 - 3000 Ma. Formación de primitivos cinturones de rocas verdes (CRV) y complejos Tonalíticos de la Pre-Imataca 3700 - 3400 Ma. Formación del protolito del Complejo Imataca e inicia de la Orogénesis Guriense Supercontinente Ur 4500 - 4000 Ma. Ocurre el bombardeo de Meteoritos sobre la Tierra por lo que inicia la fusión del manto/núcleo y la formación y evolución de rocas komatíticas y relacionadas
HADEICO	4550 ± 20 Ma. Primitivo Planeta Tierra	

La zona de contacto o sutura de Imataca+Pastora con Cuchivero se localiza hacia la posición del río Caura actual y marca una gran discordancia en tiempo (3.41 Ga y 2.2 Ga de Imataca y Pastora vs. 1.8 Ga de Cuchivero), así como un notable contraste en composición y metamorfismo (granulita, anfibolita y esquisto verde de Imataca y Pastora vs. rocas sin metamorfismo o con muy bajo grado metamórfico de la Asociación Cuchivero) y en las tendencias estructurales (NE de Imataca, NO de Pastora y NE de Botanamo vs. NO de Cuchivero) que se ha denominado Frente Tectónico o Sutura Caura. Esta sutura formó parte del “*collage*” que dio origen al supercontinente Atlántica – Caura, al cierre de la Orogénesis Transamazónica particularizada al evento Uatuma, hacia 1.78 – 1.8 Ga.

Según González de Juana et al. (1.980), los principales eventos tectónicos que marcan la evolución del Escudo de Guayana, de más antiguo a más joven, se reflejan en las provincias de Guayana en: Guriense, por el método Rb/Sr en roca, edades entre 3000 – 3600 Ma, las edades más antiguas detectadas en el Escudo de Guayana, corresponden a la edad del protolito de Imataca. Complejo Granítico de Supamo, al sur de la falla de Gurí, rocas graníticas sódicas, así como las franjas migmatíticas y gnéicas estrechamente asociadas a las primeras. Este evento quedó impreso en las rocas del Complejo Imataca, por determinaciones Rb/Sr en roca total que han dado una edad de 2800 Ma.

Evento Pre-Transamazónico: La edad K/Ar de 2100 Ma, registrada en biotita en las trondhjemitas de Gurí indica un evento termal producido por rocas que cristalizaron próximas a ellas, como son los granitos potásicos o granitos jóvenes (Granito de San Pedro y el Granito de la Encrucijada).

Evento Transamazónico: Este evento ha sido registrado en la Provincia de Cuchivero o Amazonas. La edad de formación de las rocas de esta provincia se basa en determinaciones Rb/Sr en isócronas de roca total de 1875 Ma para el Granito de Santa Rosalía, 1875 Ma para el Granito de San Pedro y 1740 Ma Rb/Sr en isócronas de roca total para el Granito de La Paragua.

Evento Parguazense: Este evento está representado por rocas del Grupo Suapure, o sea el Granito del Parguaza y el de Los Pijiguaos. Determinaciones Rb/Sr en isócronas de roca total y U/Pb dan una edad entre 1400 – 1600 Ma.

En concordancia con la secuencia de eventos litotectónicos del Escudo de Guayana, presentada por Sidder y Mendoza (1995) y Mendoza (2012), se describen a continuación los aspectos esenciales de las fases determinantes en la evolución tectónica del Escudo de Guayana venezolano, el cual ha sido partícipe durante su historia geológica de cuatro ciclos tecto-termales de significación mundial, comenzando por la Orogénesis Guriense (3.600 – 2.700 Ma.), que junto a la Orogénesis Pre Transamazónica, Guayanense o Aroensis (2.600 – 2.100 Ma.) representa el inicio de la formación de CRV primitivos sin eclogitas ni esquistos azules, seguida por la Orogénesis Transamazónica (2.000 – 1.700 Ma., la Orogénesis Nickeriana/Orinoquense (1.200–800 Ma.), más un evento local llamado Brasiliano o Panafricano (600 – 500 Ma.)

Es a partir del Arqueozoico (3.800 – 2.500 Ma) cuando, producto de las convecciones de calor del manto, en períodos de grandes inestabilidades, cambios y evolución en la interfase manto-corteza, con predominio de plumas mantelares, cuando se da paso a la tectónica de placas con zonas de subducción de poca pendiente. Éstas son las responsables de los grandes levantamientos verticales de CRV y granitos en el Paleo y Mesoarqueozoico, que originan el espesamiento cortical. Este crecimiento de la corteza se ubica normalmente en regiones de convergencia tectónica y en zonas de rift o disrupciones continentales, lo cual a su vez produce deformación a escala regional, seguida de magmatismo granítico, relacionada con las granulitas del Complejo de Imataca.

El Complejo de Imataca, en el Escudo Guayanés, se formó durante la Orogénesis Guriense, un período signado por levantamiento, fallamiento (fallas de Gurí y Kanukú) con intrusión de los primitivos CRV por rocas gabroide-dioríticas en asociación TTG. Posterior a la Orogénesis Guriense, la Orogénesis Pre Transamazónica se caracteriza por la anfibolitización, granulitización

y migmatización de microcontinentes que durante y luego de su aglutinación por colisiones múltiples, se adicionaron unos a otros, hasta constituir el espeso cratón Imataca-Kanukú, etc., hacia 2.7-2.5 Ga, para formar parte del 1er gran supercontinente denominado Guayanensis (Mason et al., 1995).

A consecuencia de los efectos de las plumas mantelares, el supercontinente Guayanensis entró en disrupción (2.400 – 2.300 Ma), dando paso al emplazamiento del manto superior a la corteza Imataca, del momento. Según Sidder y Mendoza (1995), se desarrolló un importante ciclo de metamorfismo, deformación y actividad magmática (con creación y cierre de los océanos Pastora, Barama-Mazzaruni), asociado a la Orogénesis Transamazónica, la cual ocurrió durante los primeros años del Proterozoico (hace 2.150-1.960 Ma, posiblemente hasta 1.730 Ma). Al final de este evento orogénico de extensión regional, rocas volcánicas, subvolcánicas y plutónicas de la Asociación Cuchivero y edad Proterozoico Temprano a Medio (1.930 a 1.790 Ma), cubrieron una amplia zona del norte y centro del Escudo de Guayana (Zinck y Huber, 2011).

La Orogénesis Transamazónica, iniciada en el Paleo-Proterozoico, constituye una etapa de diversos cambios tectónicos desde el desarrollo de océanos, la formación de rocas graníticas (Asociación Cuchivero) interpretadas por Sidder y Mendoza (1995) como granitos post-colisión o post cierre del océano, la formación y/o reactivación de rocas graníticas TTG de Supamo, la finalización del magmatismo, etc. Durante esta orogénesis ocurrió la formación del gran supercontinente Atlántica/Columbia, con rocas de las provincias de Imataca y Pastora (en Mendoza, 2012), el cual colisionó con el arco magmático de Cuchivero (de borde continental) creando así la zona de sutura del río Caura. Entre 1.600 Ma – 1.500 Ma. ocurrió el *rifting* del Supercontinente Columbia, lo que permitió el ascenso de material basáltico del manto superior que por mezcla o contaminación con material de la corteza más inferior y subsiguiente gran diferenciación, produjo la cristalización a niveles epizonales de granitos anorogénicos tipos rapakivis de Parguaza de significación mundial.

Durante el período final de la acreción del Cratón Amazónico, se produjo un largo, persistente e irregular proceso de sedimentación que cubrió en forma discordante los granitos rapakivi del Parguaza, en ambientes fluviales y marinos poco profundos, y duración alrededor de unos 400 - 700 Ma (entre 1.900 y 1.500 Ma). Esta extensa cubierta de areniscas, cuarcitas y otras rocas sedimentarias silíceas, constituye la actual Provincia de Roraima (Ghosh, 1985; Sidder y Mendoza, 1995; Mendoza, 2000).

El último ciclo de los cuatro eventos tectónicos del Escudo de Guayana, conocido a nivel mundial como Orogénesis Nickeriana y en los terrenos suramericanos como Orinoquense es de edad similar a la Grenvilliana. Esta Orogénesis Nickeriana fue un periodo de reajustes isostáticos con extensa reactividad tectonomagmática; se caracterizó por el aglutinamiento de bloques, milonitización y reactivación de fallas como la de Gurí, así como el desarrollo de metamorfismo retrógrado de Imataca, y representa la fase final de colisiones múltiples y aglutinamientos (Amazonia-Laurentia y Amazonia Báltica) que cerró el ciclo con la formación del supercontinente Rodinia (1.000 Ma). La separación de éste por acción de plumas mantelares ocurrió poco después, así como la reactivación de fallas y emplazamiento de kimberlitas eclogíticas de Quebrada Grande, Guaniamo.

El quinto evento de significación mundial, denominado Brasiliano o Panafricano, se inició después de la disrupción del supercontinente Rodinia (830 – 700 Ma). Según Mendoza (2012), no existen evidencias de este quinto evento en el Cratón de Guayana venezolano, sin embargo, sí se ha determinado su presencia al SE de Brasil y Alto Paraguay (Cratón de San Francisco) y en África Occidental. Posterior al evento Brasiliano, se conformó el supercontinente Gondwana (540 Ma), que tras su colisión con Laurentia hacia 275 Ma pasaron a constituir el supercontinente Pangea. La partición de este último (200 Ma), junto al emplazamiento de diques de diabasa tholeiíticos, determinó la formación del actual Océano Atlántico y del Cratón Amazónico de Suramérica, con el Escudo Guayanés al norte y el Escudo de Guaporé al sur, coincidiendo con la última reactivación de la Falla de Gurí, que actuó como falla transcurrente en zona continental y como falla de transformación en áreas oceánicas.

Desde su consolidación el Escudo de Guayana ha permanecido estable, con levantamientos isostáticos y extenso desarrollo de cuencas sedimentarias en sus bordes NO a NE (Apure-Barinas, Guárico y región Oriental de Venezuela hasta el delta del río Orinoco) que acumulan importantes espesores de sedimentos con significativas reservas de hidrocarburos. (Mendoza, 2012).

De lo anterior se desprende que los supercontinentes formados en este proceso han sido: Atlántica a 2.2-1.9 Ga, al final de la orogénesis Transamazónica, el Rodinia, al final y post Orogénesis de Grenville, a 1.0 –0.9 Ga y Gondwana, después de la orogénesis Brasiliano-Pan Africano, que en África comenzó hacia 1.0 –0.95 y en Brasil hacia 0.75-0.6 Ga. Así, por ejemplo, el grado de convergencia en intensidad y tiempo del Brasiliano-Pan Africano, se define como un período de “collage” tectónico de acreción continental con colisión y aglutinamiento de bloques continentales, que va desde los 850 Ga a los 0.49 Ga para formar la parte occidental del Supercontinente Gondwana. (Mendoza, 2000).

Levantamientos Mesozoico-Cenozoico. Como consecuencia de ajustes isostáticos epirogénicos, a partir de la disrupción de la Pangea, con la separación de África de Sur América y la formación y desarrollo del Océano Atlántico, aun en progreso, se produjo un levantamiento general del Escudo de Guayana, en especial el Complejo de Imataca, lo más antiguo comenzó a emerger y a inclinarse hacia el Sur. Levantamiento e inclinación original pudo añadirse durante la Orogénesis del Cenozoico Medio, de fines del Cretácico, cuando se produce una retirada general de los mares en Venezuela, alcanzando su máximo en el Eoceno Superior durante el cual no se registra sedimentación en toda Venezuela, excepto en algunos surcos remanentes. Este levantamiento último ocasionó una más acelerada erosión del Escudo y subsecuente depositación en cuencas localizadas al Norte del Río Orinoco (Olmoro y otros, 1.986) y la formación de graben por reactivación de antiguas fallas al NW del Caura. (Mendoza, 2000)

La evolución tectónica de las provincias estructurales revela que la parte norte de Suramérica no se originó por acrecentamiento continental, sino por agregación lateral de material siálico, proveniente en gran parte de una corteza primitiva granodiorítica y en menor proporción de otros materiales (corteza oceánica, sedimentación eugeoclinal, etc), que hundidos y refundidos con material del manto a una profundidad no mayor al tope de la zona de baja velocidad sísmica en la parte superior del manto (50-60km) se emplazaron a niveles corticales con efectos boyantes. Es así, que la evolución tectónica del Escudo de Guayana no puede explicarse por la “cratonización de los continentes” o el “acrecentamiento continental” como se ha aplicado en África y Canadá, sino por el contrario la parte norte de Sur América creció por agregación lateral de material mayormente siálico. (Mendoza , 2000)

Es decir, que durante ese intervalo 1.86-1.77 Ga, el continente suramericano o Cratón Amazónico tenía un borde este pasivo, con intrusiones anorogénicas, ácidas y máficas (Asociación Avanavero) con inicio de la sedimentación de la parte basal del Grupo Roraima, mientras que al otro extremo del Cratón Amazónico, el borde oeste era más activo y la zona de subducción estuvo emigrando hacia el oeste hasta quizás el comienzo del Neoproterozoico (1.0 Ga). Mendoza (2000).

1.7. Minerales en el Escudo de Guayana.

En esta sección se hace una sucinta referencia a la presencia de recursos minerales en el Escudo de Guayana, dada su importancia para el desarrollo nacional.

Mendoza (1985) ha señalado que los mayores yacimientos y reservas de oro en el mundo se encuentran localizados en o referidos a los CRV del Arqueano y Proterozoico Temprano. En ese contexto, los principales depósitos de oro de interés comercial en Venezuela, ocurren en los conglomerados pre-Roraima (Los Caribes, pre-Uarién) y en Cinaruco, Carmelitas, La Esmeralda y Siapa-La Neblina. De igual manera se encuentran ejemplos a nivel mundial de vetas de cuarzo aurífero en CRV, tales como la provincia de Pastora en Venezuela con depósitos tipo “Abititi”, que son del tipo vulcanogénico. A esto se añaden extensos horizontes de conglomerados pre-

Roraima como los de Guapuchi, Carmelitas Moriche en el río Ventuari, los de Cinaruco y los de La Neblina-Baria posiblemente ricos en oro y metales radioactivos, y los conglomerados cuarcíferos de Roraima, tales como los de Yapacana, donde la minería ilegal esporádica ha extraído oro. Los distritos auríferos más importantes de la Provincia Pastora son El Callao, Lo Increíble-Tomi, Las Cristinas, Uroy-El Foco, El Dorado-Camorra, Bochínche-Introducción, Marwani y El Manteco. Al Oeste del Caroní también existe mineralización aurífera en los CRV y algo en los CRV de La Esperanza-El Torno sobre Imataca, pero son mucho menos importantes que los localizados al Este del Caroní.

Según Dardenne (2005, en Mendoza, 2012), los principales recursos minerales en el Cratón Amazónico particularizado para Venezuela, están representados en el Paleoarqueano por depósitos de hierro de El Pao, tipo “Algoma” en el Complejo Imataca, Venezuela, y por el Paleoproterozoico (2,5 Ga – 1,8 Ga), dividido en la época del manganeso (2,2 Ga) con el manganeso del Cerro San Cristóbal del CRV Botanamo de Venezuela y la época del oro del Transamazónico (2,1 Ga – 2,0 Ga) con los depósitos de oro de El Callao, Botanamo, La Camorra-El Dorado, Km 88, y Las Brisas-Las Cristinas.

En opinión de Bellizzia (1980), al norte del estado Amazonas hay evidencias de pequeñas mineralizaciones de niobio y terbio de edad precámbrica (1900 a 1500 Ma) en rocas ígneas concordantes, así como grandes depósitos de placeres de estaño del Terciario y del Cuaternario, y evaporitas de entre 1500 y 600 Ma con presencia de Uranio hacia el borde sureste de la región. Mientras que los granitos tipo San Carlos de Rio Negro pueden considerarse como fuentes probables de columbita-tantalita e ilmenita; las rocas graníticas del Complejo Casiquiare y las asociaciones al Granito Santa Rosalía ubicadas al sur del río Yatúa y al este del río Baría destacan una clara correlación de acuerdo a los resultados radimétricos realizados por Herrero (1985).

Según Sidder y Mendoza (1995), en concentrados de batea en el Alto Paragua cerca del límite de Venezuela con Brasil se ha observado la presencia de casiterita. Así mismo, se ha reportado interés para Nb, Th y Ce a lo largo de unos 3 Kms por 1 Km de ancho, también con valores importantes de Ba, P, Zn, Pb y cantidades menores de Mo, Bi, Sn, Ag, Au y Be en la carbonatita de Cerro Impacto, particularmente en Cerro Norte. Pérez y otros (1985) reportan contenidos de Sn y fragmentos de columbita-tantalita en aluviones, eluviones y pegmatitas intrusivas en zonas de falla y cizalla del granito rapakivi del Parguaza, entre Los Pijiguaos y Puerto Ayacucho.

En cuanto a los diamantes en Guayana, Reid (1972) refiere su presencia en conglomerados basales de Roraima y Grande (2005) destaca que en la región de Guaniamo, Edo. Bolívar, aflora un conjunto de mantos y diques de kimberlita, cuya meteorización ha producido ricos placeres aluviales diamantíferos, explotados desde 1950 con métodos artesanales; esas kimberlitas de Guaniamo son las únicas halladas hasta ahora en Venezuela.

Los principales recursos minerales explotados en la Provincia de Cuchivero, según Mendoza (2000), son las minas de bauxita de Los Pijiguaos y los diamantes de Quebrada Grande en Guaniamo, además del potencial en zirconio, niobio, fósforo de la Carbonatita de Cerro Impacto, y de otros complejos alcalinos como La Churuata; más casiterita y columbita-tantalita aluvionales de Agua Mena, derivadas de pegmatitas y rocas sieníticas asociadas al Granito Rapakivi de Parguaza.

Para Venezuela y su desarrollo nacional es de gran importancia la presencia de una gran franja, en la parte norcentral del Estado Bolívar, que contiene altas concentraciones de elementos minerales útiles en la industria tales como hierro, bauxita, oro, entre otros, sin dejar de considerar el gran potencial hidroeléctrico de la región y la mayor cercanía a la región centro norte del país donde se encuentra la mayor concentración poblacional.

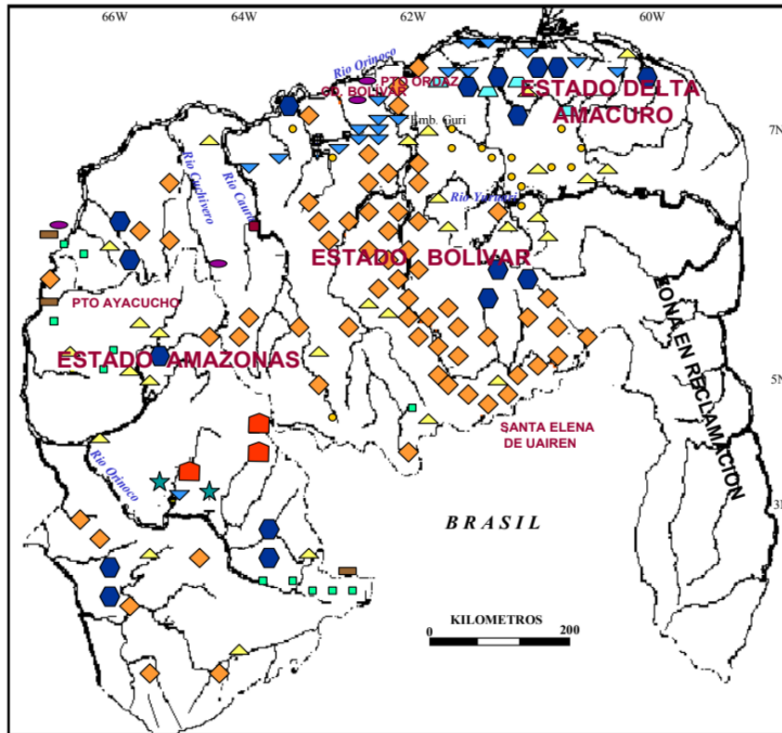


Figura N° 4. Mapa de Localización de Ocurrencias de Minerales en Guayana

En síntesis, el Escudo de Guayana es de vital importancia para el desarrollo de Venezuela, como fuente de recursos minerales especialmente los críticos o estratégicos, de allí la necesidad de contar con políticas institucionales orientadas a la exploración detallada del territorio, la cuantificación de reservas y la concreción posterior de planes de explotación que permitan proyectar al país con miras a una mayor relevancia internacional.

CAPÍTULO II

2.1. Anomalías gravimétricas y magnetométricas. Generalidades.

En su más amplio contexto, los métodos gravimétricos y magnetométricos de exploración geofísica tienen como objetivo fundamental la localización de anomalías de los campos potenciales, gravitacional y magnético, respectivamente, y el establecimiento de la relación que existe entre ellas y la estructura del subsuelo, dadas las variaciones laterales de las propiedades físicas que los sustentan, a saber: densidad y magnetización. Cuando las rocas del subsuelo son relativamente densas, pesadas y poseen alta magnetización, con relación al medio que las rodea, se producen anomalías gravimétricas y magnéticas positivas (“máximos”); caso contrario, cuando son ligeras y de baja magnetización, se obtienen anomalías negativas (“mínimos”). Obviamente que existe un conjunto adicional de parámetros que inducen variaciones adicionales en las mediciones gravimétricas y magnéticas, cuyos efectos requieren ser corregidos para caracterizar así anomalías específicas que permitan la adecuada interpretación de situaciones geo-estructurales y tectónicas particulares según la naturaleza del subsuelo objeto de interpretación. (Kearey, 2002).

La gravimetría y la magnetometría son, además, métodos que comparten facilidades en cuanto a los mecanismos de adquisición (accesibles por tierra, aire, mar y vía satelital), procesamiento e interpretación de datos, lo cual se traduce en ventajas adicionales en las diferentes etapas del trabajo, en los costos y en la producción de resultados integrados.

La unidad común de medición en la exploración gravimétrica es el miligal, siendo ésta la unidad de aceleración debida a la gravedad ($1\text{Gal} = 1\text{ cm/s}^2$) y el valor promedio en la superficie terrestre es del orden de 980.000 mGal. En comparación, las anomalías gravimétricas en la exploración minera y petrolera en sí, exceden unos pocos cientos de miligales. En tanto, para el campo geomagnético, la unidad de medición usualmente utilizada es el gamma o nanoTesla, $1\gamma = 1\text{nT} = 10^{-5}\text{ Gauss}$. En el sistema CGS la intensidad de magnetización (M) es el EMU (electromagnetic unit). En el SI la unidad es el Amperio/metro y la relación es $1\text{ EMU} = 1\text{ A/m}$. (Telford et al., 1.976).

Además del efecto gravimétrico causado por la heterogeneidad de la densidad de las unidades geológicas en el subsuelo, el valor de la gravedad medido en un punto cualquiera de la superficie terrestre depende también de la latitud y altitud del punto de medición, de los efectos de marea y de la topografía de los terrenos circundantes (Dobrin, 1961; Parasnis, 1970).

En cuanto al campo geomagnético, la clásica representación de sus componentes vectoriales, en un sistema de coordenadas cartesianas (x,y,z) (Figura N° 5), ilustra los elementos que lo constituyen y permiten su definición en un punto específico, en los siguientes términos: la magnitud del campo geomagnético (F), la componente horizontal (H), la componente vertical (Z), la declinación (D) i.e. el ángulo entre el meridiano magnético y el geográfico, y la inclinación (I), el ángulo de buzamiento del vector F con respecto a la horizontal, que puede tener valores de entre -90 y 90 grados en los polos magnéticos y cero en el Ecuador magnético. El plano vertical que pasa por F y H es el meridiano magnético local. (Nettleton, 1.976).

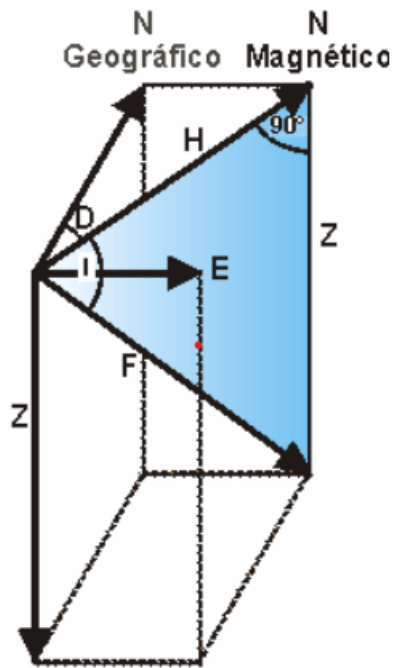


Figura. N° 5. Componentes del campo magnético bajo un sistema cartesiano de coordenadas XYZ.

Los elementos magnéticos antes identificados se relacionan entre sí mediante las siguientes expresiones:

$$H = F \cos I$$

$$Z = F \sin I = H \operatorname{tg} I$$

$$X = H \cos D$$

$$X^2 + Y^2 = H^2$$

$$Y = H \sin D$$

$$X^2 + Y^2 + Z^2 = H^2 + Z^2 = F^2$$

La susceptibilidad magnética es la capacidad de un cuerpo para adquirir imantación al estar sometido a un campo magnético y se representa por la letra k . Ésta es la propiedad física que sustenta el método magnético y depende esencialmente de la cantidad de materiales ferromagnéticos presentes en las rocas del subsuelo, Parasnis (1970). Al respecto, es oportuno señalar que, según su comportamiento al ser colocados en presencia de un campo magnético externo, los materiales se clasifican en:

- Ferromagnéticos: poseen susceptibilidades positivas y relativamente altas, sus átomos se orientan hacia la misma dirección, aun en ausencia de un campo exterior. Están asociados a elementos metálicos como hierro, níquel, entre otros. El ferromagnetismo desaparece por encima de la denominada temperatura o punto de Curie.
- Paramagnéticos: tienen susceptibilidades magnéticas positivas de baja magnitud. En los materiales paramagnéticos la susceptibilidad magnética es inversamente proporcional a la temperatura absoluta según la Ley de Curie. Normalmente sus átomos están distribuidos al azar,

pero en presencia de un campo externo tienden a alinearse en la dirección del campo inductor. Entre los minerales paramagnéticos se incluyen: olivino, piroxeno, anfíbol, granate y biotita.

- **Diamagnéticos:** se caracterizan por poseer susceptibilidades magnéticas negativas, lo que significa, que la imantación inducida en ellos se orienta en sentido opuesto a la del campo externo aplicado. Materiales diamagnéticos son, entre otros, las sales, anhidrita, cuarzo, feldespato y grafito.

La susceptibilidad magnética de las rocas sedimentarias está en el orden de 0 a 50×10^{-6} unidades CGS mientras que las ígneas y metamórficas están en el orden de 0.01 a 0.005 unidades CGS, de lo que se desprende que la susceptibilidad magnética de las rocas ígneas y metamórficas es unas 100 veces mayor que la de las sedimentarias. De acuerdo a la litología de las rocas, como expresan Telford et al. (1990), se establece que:

- Las rocas ígneas son más magnéticas que las sedimentarias.
- Las rocas ígneas se caracterizan por un aumento en la magnetización que va desde rocas félsicas a máficas y sobre todo a las ultramáficas.
- Las rocas extrusivas son menos magnéticas que las plutónicas.

La intensidad magnética terrestre cambia su dirección de una forma lenta e irregular, por lo que además de las fuentes que generan las anomalías magnéticas, asociadas a la diversidad en la susceptibilidad magnética y la magnetización de las entidades geológicas que conforman el subsuelo, existen otras variaciones temporales que pueden clasificarse en diurnas solares-lunares, seculares y tormentas magnéticas, y que requieren ser corregidas. Las de mayor importancia en la prospección e investigación geofísica son oscilaciones, menores pero rápidas, con periodicidad de unas 24 horas y amplitud de 25 gammas por término medio, que constituyen la Variación Diurna. Las de más largo alcance son cambios que progresan lentamente durante décadas o siglos, se expresan como desviaciones en la declinación, en la inclinación y en los distintos componentes de la intensidad del campo geomagnético, conforman la Variación Secular. Las de mayor impacto son bruscas distorsiones del campo geomagnético que por analogía meteorológica se denominan “tormentas magnéticas”. Éstas producen cambios característicos en los elementos magnéticos que dependen principalmente de la latitud y tienen notoria importancia práctica pues obligan a suspender las operaciones de adquisición de datos magnéticos ya que no hay forma de corregir los datos magnéticos por los efectos no previsible de las tormentas.

En el contexto de las anomalías magnéticas de muy largo alcance, es importante mencionar las inversiones de la polaridad del campo geomagnético que, por evidencia fundamentada en estudios de magnetización remanente, han ocurrido unas 170 veces durante los pasados 100 millones de años. Estas inversiones dejan un registro en las rocas que permiten a los especialistas en estudios paleomagnéticos evaluar la deriva de continentes en el pasado y el bandeamiento de los fondos oceánicos como resultado de la tectónica de placas. (Telford et al., 1990).

2.2. Gravimetría y Magnetometría Satelital

La gravimetría y la magnetometría satelitales constituyen una herramienta de uso reciente, podría inclusive decirse que es la herramienta de adquisición de datos potenciales del siglo XXI, que ha fortalecido notablemente el estudio global de los campos gravitacional y geomagnético, facilitando el libre acceso a datos esenciales para el desarrollo de modelos gravimétricos y magnetométricos, amén de los topográficos, requeridos por proyectos de investigación en los diversos campos de aplicación de la Geofísica, incluidos estudios de la corteza profunda, hasta la definición de la interfase corteza-manto, como estudios más someros para la definición de cuencas sedimentarias y domos salinos de interés para la prospección de hidrocarburos, entre otros.

Además de su alta calidad y resolución, los datos potenciales y geoidales medidos desde satélite tienen ventajas adicionales sobre los métodos tradicionales de medición; entre otras, cabe destacar

la homogeneidad en la captura de datos medidos por sensor, una amplia cobertura, fácil acceso desde distintas aplicaciones y disponibilidad sin costos.

Los satélites más importantes para las mediciones del campo gravitacional de la Tierra, han sido:

a) El satélite CHAMP (*Challenging Minisatellite Payload*), el primero en ser lanzado al espacio, año 2000, para la observación de datos potenciales terrestres destinados al estudio del interior de la Tierra, los océanos y la atmósfera (Reigber et al., 1999).

b) Los satélites gemelos GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*) que realizaron mediciones detalladas del campo gravitatorio terrestre (2002-2007) y revolucionaron las investigaciones sobre las reservas de agua sobre la tierra, el hielo y los océanos. Pavlis et al., 2012). Las contribuciones de GRACE sirvieron de base para la generación del modelo EGM2008 (*Earth Gravitational Model 2008*), de mayor precisión y, subsecuentemente, modelos mucho más precisos como el WGM2012 (*World Gravity Model 2012*) y GGMplus (*Global Gravity Model plus*).

c) El satélite GOCE7 (*Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer*), activo 2009-2013, tuvo como misión determinar la altura del geode con una precisión de 1-2 cm y anomalías del campo de la gravedad con una precisión de 1 mGal.

El EGM2008 (Pavlis et al., 2012) se constituyó a partir de la integración de información proveniente del satélite GRACE, gravedad terrestre, gravedad derivada de altimetría y aerogravimetría, en una malla equiangular de 5 minutos arco, y fue publicado por la Agencia Nacional de Inteligencia Geoespacial (National Geospatial Intelligence Agency, NGA) en 2008, utilizando como sistema de proyección el WGS84 (*World Gravity System 84*). Con relación al WGM2012 (*World Gravity Model 2012*), es un modelo derivado del EGM2008 y del DTU10 (modelo gravimétrico oceánico) combinados con el modelo topográfico ETOPO1 *Global Relief*, que desarrolla mapas de anomalías de gravedad de la Tierra (Aire Libre, Bouguer e isostática), calculados a escala global sobre la geometría esférica, en un mallado de alta resolución (1x1 minuto). (Balmino et al., 2011). Este modelo cubre la mayoría de las masas superficiales de la Tierra como las masas continentales, los océanos, los mares interiores, lagos, los casquetes polares y las plataformas de hielo. La densidad de masa usada en el modelado gravimétrico a partir de la topografía del modelo topográfico ETOPO1 fue de 2,67 g/cm³ para las masas continentales, 1,027 g/cm³ para los océanos, 1,00 g/cm³ para los mares interiores y lagos y 0,917 g/cm³ para las masas de hielo (Bonvalot et al., 2011; Hirt et al., 2013).

El EMAG2 es un modelo combinado a partir de mediciones compiladas de satélites a 4km por encima del geode, más adquisiciones aero y marino transportadas. La secuencia seguida para la obtención del modelo EMAG2 incluye la combinación de las retículas a 4 km de altitud por encima del geode por el método de mínimos cuadrados, realizada con retículas preexistentes en áreas continentales, y la resolución fue de 1 arc min o 2 arc seg a una altura de 4 km por encima del geode. (Maus et al., 2009)

La consolidación de estos proyectos ha sido posible gracias al esfuerzo conjugado por la Oficina Gravimétrica Internacional (*Bureau Gravimetrique International*, BGI) en el marco de la colaboración con organizaciones internacionales como la Comisión del Mapa Geológico del Mundo (*Commission for the Geological Map of the World*, CGMW), la UNESCO, la Asociación Internacional de Geodesia (*International Association of Geodesy*, IAG), la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica (*International Union of Geodesy and Geophysics*, IUGG), la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (*International Union of Geological Sciences*, IUGS) junto con una serie de instituciones científicas en el ámbito internacional.

Con referencia al *datum* para la determinación de elevaciones a ser utilizadas en la evaluación de los datos potenciales, vale hacer ciertas precisiones que son esenciales para el procesamiento e interpretación de los datos gravimétricos y magnéticos. Según los nuevos estándares (Hinze et al., 2005), el *datum* o nivel de referencia internacional a utilizar es el elipsoide terrestre, i.e. el modelo matemático que mejor se aproxima al geode (superficie equipotencial correspondiente al nivel

medio del mar convencionalmente utilizado como *datum*). La heterogeneidad en la densidad de los materiales por debajo del geoide genera variaciones en la atracción gravitacional que se traducen en ondulaciones del geoide y por consiguiente diferencias de altura cuyos efectos deben ser igualmente corregidos (Lowrie, 2007).

Las anomalías de la gravedad y del campo geomagnético, debidamente cartografiadas en mapas y perfiles, en formatos 2D y 3D, una vez aplicadas las correcciones de los antes referidos efectos, han demostrado ser herramientas poderosas para la definición e interpretación del subsuelo, con fines de exploración aplicables a la definición de prospectos de interés petrolero, de yacimientos mineros, caracterización del subsuelo somero y profundo en cratones, intrusiones, domos salinos, entre otras; más aún cuando se dispone de datos geológico-geofísicos (ej. perforaciones, sísmica) para imponer los adecuados controles y restricciones al modelado integrado del subsuelo.

2.3. Anomalías Gravimétricas y Magnetométricas.

Las dos anomalías gravimétricas de uso más frecuente en Geofísica son la Anomalía de Aire Libre (AAL) y la Anomalía de Bouguer (AB). Ambas parten del concepto fundamental de que una anomalía gravimétrica es la diferencia entre el valor de la gravedad observada (en un punto determinado, previamente corregida por las variaciones temporales deriva y mareas) y el valor de la gravedad teórica para la latitud específica del punto de medición, que de conformidad con los planteamientos de Hinze et al. (2005) y las recomendaciones de la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica (IUGG) debería ser un modelo elipsoidal de referencia único y universal, el del Sistema de Referencia Geodésico (GRS80) que es muy similar al WGS84 y al correspondiente Marco Terrestre de Referencia Internacional (*International Terrestrial Reference Frame -ITRF*).

Lo ocurrido hasta ahora es que las anomalías calculadas usando el geoide y el elipsoide como *datum* han coexistido; no obstante, la recomendación general es la utilización GRS80 como *datum* vertical único para favorecer la integración de datos a escala mundial.

La anomalía de Aire Libre toma en cuenta la variación vertical de la gravedad entre el *datum* de referencia (el elipsoide terrestre) y la altura de la estación gravimétrica considerada ésta como si estuviese en el aire, de allí su nombre “Aire Libre”, como si no existiese masa ni efecto gravimétrico a ella asociado (Keller et al., 2006) y se determina mediante la expresión genérica:

$$AAL = G_o \pm CAL - G_t$$

Donde G_o es la gravedad observada corregida por efectos de marea y deriva instrumental, CAL es la corrección de altura que debe ser aplicada para compensar la variación de la gravedad con referencia al *datum* elipsoidal y G_t es la gravedad teórica.

En contraste con la AAL, la Anomalía gravimétrica de Bouguer (o anomalía gravimétrica de Bouguer elipsoidal donde el *datum* es el elipsoide) toma en consideración el efecto de la masa situada entre la estación gravimétrica y el nivel de referencia que es el elipsoide; ésta es la denominada lámina de Bouguer, ahora acotada a la concha esférica, cuyo espesor es la altura de la estación y σ la densidad de la masa de rocas en ella contenida. Puede calcularse directamente a partir de la AAL a la cual deben incorporarse la corrección de Bouguer (CB).

$$AB = AAL \mp CB$$

Visto que por lo general la superficie de la Tierra es topográficamente irregular y que pueden existir variaciones topográficas en los alrededores de la estación gravimétrica, es necesario aplicar una corrección adicional para compensar el efecto que éstas tienen en la medida gravimétrica; ésta es la Corrección Topográfica que se calcula siguiendo el esquema de Hammer (1939) y la anomalía de Bouguer a la cual se ha aplicado la corrección topográfica (CT) se denomina Anomalía de Bouguer Completa (AB_C)

$$AB_C = AB + CT$$

Los cambios incorporados en los procedimientos revisados (Keller et al., 2006; Hinze et al., 2006; Li et al., 2006), para minimizar errores en el cálculo de las anomalías gravimétricas han considerado, además, efectos por la masa atmosférica, correcciones topográficas, por curvatura de la Tierra, efectos asociados a gradientes verticales de 2do orden, lo que sin duda alguna influye en la *precisión* de las anomalías gravimétricas especialmente en sus componentes de gran longitud de onda. Es necesario, asimismo, hacer el señalamiento sobre la utilización de la fórmula de Somigliana (1930) para el cálculo de la gravedad teórica sobre la superficie elipsoidal en lugar de la Fórmula Internacional de la Gravedad usada convencionalmente antes de la revisión de los estándares.

Según Hinze et al. (2006), los errores resultantes de la utilización del geoide o el elipsoide como *datum* vertical son muy pequeños (usualmente menores a los 10 mGal) y, por ende, despreciables para la mayoría de los propósitos geofísicos, ya que afectan esencialmente la anomalía gravimétrica en sus grandes longitudes de onda, es decir en las componentes regionales del campo gravitacional; pero por consistencia en los procedimientos y para eliminar errores en el futuro, los modelos digitales de elevación deberían ser convertidos a modelos digitales estructurados para realizar los procedimientos de corrección topográfica.

Las bases de datos revisadas, por otra parte, han contribuido a mejorar la precisión, particularmente en las anomalías gravimétricas de gran longitud de onda, como resultado de incorporar todas las correcciones nuevas y usar el mismo *datum* vertical para todas las regiones. El uso del elipsoide es consistente, asimismo, con las alturas inherentemente obtenidas por GPS, lo cual está siendo cada vez más importante en la determinación de la altura de las estaciones gravimétricas.

A este respecto, y en particular sobre datos validados estadísticamente por Rosales (2021) en el Municipio Cedeño, Edo. Bolívar, es pertinente destacar las similitudes encontradas entre los datos gravimétricos satelitales del modelo EIGEN-6C4 y datos terrestres, en términos numéricos y estadísticos; en general, existe una dependencia lineal positiva y un alto coeficiente de correlación entre ellos. Se delimitó, asimismo, que en un 80% de los casos los datos satelitales cumplen con los límites de incertidumbre permitidos, y que parte de las diferencias entre los datos terrestres y los satelitales se debe a las variaciones geomorfológicas que ocurren en la zona de estudio y a los errores provenientes de las cotas del DEM SRTM-GL1 elipsoidal. Estos resultados, aunados a las correspondencias numéricas y espaciales observadas, permitieron validar los datos gravimétricos satelitales como equivalentes a los terrestres siempre y cuando sean utilizados en estudios regionales y de reconocimiento.

En el proceso de interpretación gravimétrica, el punto de partida es el análisis de la AAL, la anomalía gravimétrica relacionada solo con la elevación de las estaciones de medición sin considerar las masas de la Tierra involucradas, y su comparación con los mapas de relieve topográfico.

La anomalía de aire libre, como una medida de la variación de la masa de la Tierra, constituye una aproximación de 1er orden para determinar el estado hidrostático de la Tierra, entendido éste como el grado o nivel de compensación de las variaciones corticales de masa (incluyendo los efectos de topografía y batimetría de océanos y lagos) por cambios más profundos en masa, lo que se traduce en que en algún nivel de profundidad dentro de la Tierra hay equilibrio isostático. De allí que, en un sentido regional, las AAL pueden ser usadas para evaluar el estado de equilibrio isostático de la Tierra (Keller et al., 2005). La anomalía de Bouguer elipsoidal, a diferencia de la AAL elipsoidal, muestra poca relación con el relieve topográfico y viene a ser la anomalía gravimétrica de uso más extendido en la interpretación geológico-estructural del subsuelo.

El campo geomagnético no es constante y varía, tanto en intensidad como en dirección, en respuesta a las múltiples variaciones que existen en la susceptibilidad magnética y en la magnetización de los materiales que conforman la estructura del subsuelo, esta última debida en parte a la inducción del campo terrestre y en parte a su imanación permanente o remanente. La intensidad magnética inducida depende mayormente de la susceptibilidad magnética y del campo

imanador, mientras que la magnetización permanente es función de la historia geológica de la roca. (Dobrin, 1988; Dobrin y Savit, 1988).

Las anomalías magnéticas (AM), por su parte, se determinan a partir de la comparación entre la intensidad magnética total (IMT) observada y el valor del campo geomagnético de referencia internacional (International Geomagnetic Reference Field -IGRF), componente de longitud de onda larga generada mediante un modelo matemático que permite determinar el campo magnético total en cualquier punto sobre la Tierra; representando lo que en gravimetría es la gravedad teórica o normal (Ruiz e Introcaso, 2004). El modelo contiene coeficientes armónicos esféricos, derivados de observaciones y datos satelitales, y es revisado cada cinco años.

$$AM = IMT - IGRF$$

Las anomalías de Bouguer y las anomalías magnéticas requieren a menudo ser sometidas a procesos de filtraje ya que contienen efectos asociados a una amplia variedad de fuentes. En este contexto, las anomalías potenciales pueden ser visualizadas en el dominio de la frecuencia como la suma de efectos característicos de las estructuras ubicadas a gran profundidad (gran longitud de onda y baja frecuencia) que constituyen las anomalías regionales, más el de las estructuras cercanas a la superficie (menor longitud de onda y alta frecuencia) que son las anomalías residuales.

En la actualidad existe un conjunto importante de técnicas que ayudan a resaltar las anomalías, tales como primeras derivadas en diferentes direcciones, particularmente en la dirección del rumbo y buzamiento de las principales estructuras que permiten resaltar orientaciones preferenciales; segundas derivadas verticales para destacar máximos y mínimos, esenciales para la interpretación de anomalías magnéticas principalmente por su condición de bipolaridad magnética; señal analítica, para el análisis de gradientes; continuación analítica de los campos gravimétrico y magnético, para la identificación de anomalías regionales y sus correspondientes anomalías residuales; y reducción al polo (RTP) y reducción al ecuador (RTE) para el caso específico de la interpretación de las anomalías magnéticas.

El punto de cierre del proceso de procesamiento e interpretación de datos potenciales se logra con el modelado de las anomalías gravimétricas y magnéticas, regionales y residuales, mediante la aplicación de técnicas que permiten la visualización del subsuelo en formatos 2D y 2.5D sobre perfiles seleccionados acorde al rumbo u orientación preferencial de los contornos isoanómalos, o aproximaciones 3D que pueden ser plasmadas en mapas que ilustren la topografía de niveles de interés geológico en el subsuelo, por ejemplo el tope del basamento y la discontinuidad de Moho o interfase corteza-manto, entre otros.

2.4. Gravimetría y magnetometría para la caracterización geológico-estructural de escudos y cratones.

La potencialidad de los métodos gravimétricos y magnéticos para la caracterización geológico-estructural de los escudos y cratones es consecuencia de la naturaleza de los notorios contrastes existentes entre las propiedades físicas, densidad y magnetización, que presentan las diversas unidades geológicas que los conforman. Así, los cratones constituyen las raíces de los continentes, es decir la parte más antigua de los mismos, que no han sufrido deformación importante desde el Precámbrico y pueden estar conformados por escudos, donde afloran directamente rocas del Precámbrico o están cubiertas por rocas sedimentarias más recientes y de escaso espesor. Desde el punto de vista geofísico las variaciones de la densidad y la magnetización, propiedades físicas que sustentan los métodos de prospección gravimétrica y magnética respectivamente, son las responsables de las anomalías de gravedad y magnetismo observadas en esas regiones.

A título ilustrativo, cabe destacar que los cuerpos graníticos se asocian usualmente con anomalías gravimétricas negativas, a causa de que su densidad es relativamente menor a la de las rocas que los rodean (Bott, 1953; 1956) y esos contrastes de densidad ocurren en los primeros kilómetros

de la corteza. La baja densidad de las rocas graníticas es consecuencia de su composición, que incluye principalmente minerales poco densos como cuarzo y feldespato. Mediciones experimentales atribuyen un límite inferior de 2.58 g/cm^3 para la densidad del granito, aunque determinaciones de densidad en rocas graníticas del Complejo El Baúl, Edo. Cojedes, arrojan valores aún menores, alrededor de 2.52 g/cm^3 (Arráiz et al., 2008). Adicionalmente, es posible considerar variaciones laterales de la densidad en los complejos graníticos, lo cual debe ser respaldado con el adecuado muestreo y la medición de densidades para justificar las anomalías observadas. La densidad de la roca caja normalmente no excede 2.80 g/cm^3 , por lo que los contrastes de densidad solo excepcionalmente excederían 0.2 g/cm^3 (Bott y Smithson, 1967).

2.5. Estudios geofísicos previos en sectores del área de estudio.

En el caso particular de este estudio integrado gravimétrico-magnético del escudo de Guayana venezolana, es producto del trabajo continuo en una línea de investigación en la que a la fecha la autora ha dirigido y supervisado como tutora académica quince (15) Trabajos Especiales de Grado (TEG) de estudiantes de Ingeniería Geofísica, en diversas zonas de los estados Bolívar y Amazonas, partiendo de estudios basados en la recuperación y análisis de datos aeromagnéticos en el estado Amazonas por acuerdo UCV-INGEOMIN, 2 TEG, Ángel Erasmo (2002) y Roger Sierra (2001), seguido de estudios gravimétricos y aeromagnéticos con fines de exploración minera en el estado Bolívar (acuerdo UCV-INGEOMIN, 8 TEG, Natalia Adrián, Rafael Azuaje, Nanvir Escorihuela, Leonardo Morgado, Liz Lozano, Maylin Pérez, Emgelberth Vargas y Alexander Díaz en 2004) y, finalmente, trabajos sobre procesamiento e interpretación de datos gravimétrico-magnéticos satelitales en el estado Amazonas (5 TEG: Luis Rangel, Wendel Joseph, Erick Kuznir, Luis Castro y Alaila Ladera, 2014-2015). En la Figura N° 6 se ilustra la localización de las áreas estudiadas en los referidos trabajos.

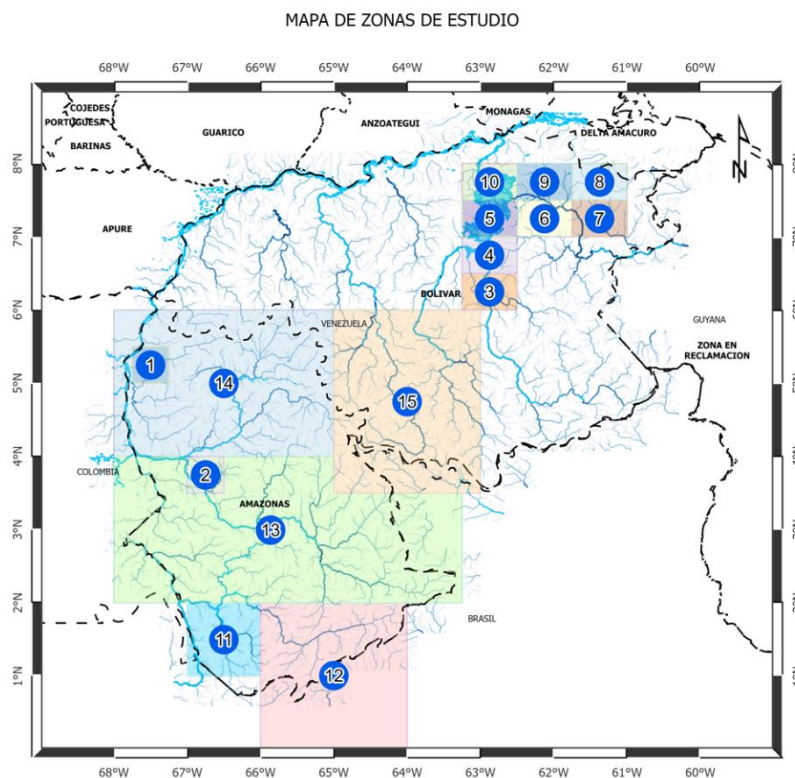




Figura N° 6. Mapa de ubicación de los Trabajos Especiales de Grado, Dpto. de Geofísica, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, UCV, realizados en el Escudo de Guayana, como antecedentes de este estudio integrado.

A continuación, se presenta una sucinta relación de las metodologías y resultados alcanzados en el desarrollo de los antes referidos TEG, que han servido como antecedentes a esta investigación.

Durante los años 1959-1961 las empresas internacionales Air Service Corporation of Pennsylvania y Hunting Geology and Geophysics Ltd realizaron, respectivamente, la adquisición, de datos magnéticos aerotransportados, a lo largo de líneas de vuelo con orientación N 22° W (o N20W) (o N30W y líneas de control N60E), espaciadas entre sí a 500 metros, altura de vuelo de 152 m.s.n.t., amarrados a tierra en estación fija; seguido del procesamiento e interpretación de esos datos aeromagnéticos, a partir de los cuales se generaron mapas de Intensidad Magnética Total a escala 1:50.000 en 1973, siendo el intervalo entre contornos igual a 20 gammas. Estos mapas, patrimonio del Instituto de Geología y Minería (INGEOMIN), se encontraban en formato analógico, situación que motivó la solicitud por parte de esa Institución al Departamento de Geofísica de la UCV para contribuir a su preservación.

A los fines antes mencionados, en el marco de un acuerdo de cooperación interinstitucional UCV-INGEOMIN, se diseñó la estrategia para la preservación de tan valiosa información, la cual consistió en la digitalización de los mapas de datos aeromagnéticos en formato analógico, la generación de una base de datos en formato digital, la validación estadística convencional y el análisis geoestadístico de los datos, la generación de nuevos mapas de IMT con criterio geoestadístico, el reprocesamiento de los datos aplicando herramientas para la separación de efectos regionales y residuales, la determinación de profundidades de fuentes mediante análisis espectral y la interpretación bidimensional de los mismos mediante modelos 2D con apoyo en la integración de información magnética, gravimétrica, sísmica y geológica de superficie. En esta etapa del proyecto participaron 10 estudiantes, quienes de esta manera desarrollaron sus Trabajos Especiales de Grado para optar al Título de Ingenieros Geofísicos.

Para la elaboración de los mapas gravimétricos se usó la base de datos de la Red Gravimétrica Nacional. A los datos gravimétricos (Anomalías de Bouguer -AB), al igual que a los datos aeromagnéticos (Intensidad Magnética Total -IMT), se les aplicó el análisis estadístico para la determinación de medidas de tendencia central y de dispersión mediante algoritmos y software disponibles a la fecha (SPSS v.12.0 (SPSS Inc. 2003), se demostraron las condiciones de normalidad a través de los respectivos histogramas de frecuencia de AB e IMT, se realizó el análisis geoestadístico para conocer la distribución espacial y las direcciones de tendencia de las variables en estudio (GRIDSTRAPRO Inc., 1999) y se cartografiaron los datos para obtener los mapas de anomalías de Bouguer e IMT mediante SURFER e interpolación a través de la técnica Kriging.

Los mapas generados fueron correlacionados con información geológica de superficie de las respectivas áreas de estudio, para las correspondientes asociaciones geológico-geofísicas, se aplicaron métodos de separación regional-residual para la identificación de anomalías de fuente profunda y somera respectivamente y se realizó la propuesta de perfiles para la interpretación bidimensional del subsuelo.

Otros antecedentes incluyen el estudio de Graterol et al. (1988) para correlacionar la gravimetría regional y la ocurrencia aurífera en la Provincia Pastora, utilizando los datos de la Red Gravimétrica Nacional correspondiente al área. Con este trabajo se obtuvo un Mapa de Anomalía de Bouguer de la región y la separación regional-residual; con el residual mediante los cambios laterales de densidad se identificaron patrones estructurales y fallas.

En el ámbito de lo nacional a lo local, cabe destacar el trabajo de Orihuela et al. (2011), con base en el mapa de anomalías magnéticas de Venezuela, elaborado a partir de los datos satelitales de la misión CHAMP mediante el uso del modelo EMAG2 con 2 arco minuto, reducido a 4 km por encima del geoide, han señalado que el Escudo Guayanés exhibe principalmente anomalías negativas en el rango de 0 a -120 mGal, aunque se observa la presencia de pequeñas y dispersas anomalías positivas. Identificaron, asimismo, la existencia de anomalías positivas en la franja nororiental del Escudo y hacia el frente deltano sur, que a su vez se prolongan al este para alcanzar la característica anomalía positiva de la plataforma marina del Océano Atlántico. Estas anomalías positivas destacan en el Cratón de Guayana por no ser la respuesta característica del mismo. En el mapa que se obtuvo de este trabajo se tiene que entre los 4° y 6° de latitud norte y los 61° y 64° de longitud oeste, no se dispone de datos magnéticos, pero en el resto del área al sur del río Orinoco sí y consiste principalmente de anomalías positivas sobre el Cratón de Guayana, mientras que a lo largo del curso del citado río se distinguió un corredor magnético de dirección N59°E cuyos valores magnéticos varían entre -371 y -56 nT, extendiéndose desde el oeste del río Caura hasta el Delta del Orinoco, costa afuera.

Tabla N° 2. Trabajos en Especiales de Grado: Gravimetría y Magnetometría en el Escudo de Guayana

Z	Autor	AB Orient	AB Max-Min	AEsp Prof (km)	Asoc	AM Orient	AM Max-Min	AEsp Prof (km)	Asoc	Obs
1	Sierra 2002 Amazonas N	N45O	Min O del área	7.0 0.7	IMA-CU	E-O	Min en 26% del área	7.1 0.7 0.15	IMA-CU Alt-v	Moho* 32 km 49 km
2	Erasmó 2002 Amazonas Central	N-S		4.9 0.5	Cu-Ro	E-O	Max Circular Suapure	5.0 0.5	Cu-Ro	Moho* 33 km 35 km
3	Lozano 2004 Canaima	NE	CRV Caroní	3.6 0.4	Pastora Ro	E-O N40W	Max en NW Min Sur	8.9 5.0	IMA-Pa Base Roraima	Moho* 37 km Depoc Roraima al Sur 7km
4	Pérez 2004 Guarento	N40E	Min al N -64mGal Max SE -20mGal	4.3 2.5	Su Granito	E-O	Max N Min S	7.9 3.5	IMA-SU SU-Pastora	Moho* 35km Depoc Roraima al SW
5	Adrian 2004 El Manteco	NE		4.5 1.5	IMA-SU SU-CRV	N55E	Max NW 24000 nT Min SE 4500 nT	5.9 2.3 1.4	IMA-SU SU-CRV Caro-Paragua IMA	CRV Caroní
6	Escorihuela 2004 El Callao	N30E	Min -30mGal Max -16mGal			N45O	Max 6750nT Min SO 6300nT	10.0 4.0 1.3	IMA-Pa CRV CRV	Moho* 37km CRV Guasipati
7	Vargas 2004 Tumeremo	NE	Min SO -65mGal Max NW	15.9 9.1 3.1	IMA IMA-SU	N45E		15.1 10.5 1.8		CRV El Callao

			-24mGal							
8	Díaz 2004 Tumeremo	N70E	Min E -20mGal Max W +30mGal	4.8 1.1	IMA-SU	N70E	Max S Min N	6.8 0.6	IMA-Su	Moho* 42km
9	Azuaje 2004 Cupapuy	N80E	Min -48mGal Max -8mGal			N75E		5.7 2.5 1.0	IMA Supamo	Moho* 37km
10	Morgado 2004	NE	Max SE -10mGal Min SW	6.8 2.7 1.0	Cu-Ro	N45E	Min NW 5700nT Max 8000nT	7.0 2.5 1.5	Cu-Ro	Moho* 42 km a 44km
11	Joseph 2013 Amazonas SE	N-S al W NE al E	Max NW +60mGal	21.4 5.0	Conrad Cu/Ro	E-W a SWNE	Min S 28.300nT Max N 29.100nT	24.9 10.0	Conrad Cu/Ro	Moho* 42km
12	Rangel 2014 Amazonas SW	N60W	Min SE -80mGal Max NW +30mGal	7.8 4.3 1.9	Cu/Ro	E-W	Min NW -90nT Max SE 100nT	17.5 12.0 4.5	Conrad CortSup Cu/Ro	Moho* 42km Conrad* 17.5
13	Kusnir 2015 Amazonas Central	N45O a E-W	Min -10mGal Max 70 mGal	43.2	Moho	NO	Max cent + 70mGal Min Sur -100nT	43.2 20.1 6.0	Moho Conrad Basam	41.5 (W) a 44.0(E)*
14	Castro 2015 Amazonas NW	N15E	Min -50 -150 Max -32 a 45mGal	30.6 12.7 2.3	Moho Conrad	N70E	Min S -140nT Max N 102nT	38.8 13.8 1.3	Moho Conrad Base Ro	Moho* 39km
15	Ladera 2015 Amazonas NE	N10E	Min NW -70mGal Max +20mGal	36.0 16.0 6.0	Moho Conrad	N20W	Min SE -217nT Max N 100nT	30.6 14.0 4.0	Moho Conrad	Moho* 38km

Hallazgos específicos obtenidos en los estudios UCV-INGEOMIN con indicación de la orientación preferencial de los contornos de AB e IMT, los valores máximos y mínimos de anomalías gravimétricas y magnéticas, así como las profundidades de fuentes anómalas determinadas a partir del análisis espectral se sintetizan en la Tabla N° 2. Como contribución del proyecto conjunto se elaboró la base de datos de IMT y AB integrada de toda la zona estudiada, a partir de la cual se consolidaron los mapas geológico (Figura N° 7), de Intensidad Magnética Total (Figura N° 8) y de Anomalías de Bouguer del área nororiental del Escudo de Guayana de las zonas correspondientes a la unificación de los datos de los Trabajos Especiales de Grado de Rafael Azuaje, Natalia Adrián, Nanvir Escorihuela, Emgelberth Vargas, Maxlin Pérez, Liz Lozano, Alexander Díaz y Leonardo Morgado.

Producto de la identificación de unidades litológicas y estructurales, en el mapa geológico integrado de la Figura N° 7, y de la correlación con sus expresiones gravimétricas y magnéticas, cabe destacar entre otras un Cinturón de Rocas Verdes asociado a la Provincia de Pastora, soterrado bajo la Provincia de Roraima, valores máximos extremos asociados a la Provincia de Imataca al NW y a la presencia de ultrabásicas en otras regiones, mínimos extremos asociados al depocentro de Roraima (5-7 km de profundidad), y propuestas de zonas mineras prospectivas relacionadas con los Cinturones de Rocas Verdes de Guasipati, Caroní, tanto en afloramiento como a nivel del subsuelo.

Solo se dispuso de datos radimétricos en la zona estudiada por Morgado (2004), la cual fue usada para correlación de naturaleza cualitativa con resultados aeromagnéticos. En algunos casos se utilizó para puntualizar posibles concentraciones de mineral de uranio y se logró delimitar varias áreas de interés en algunos de los mapas que resultaron de esa investigación.

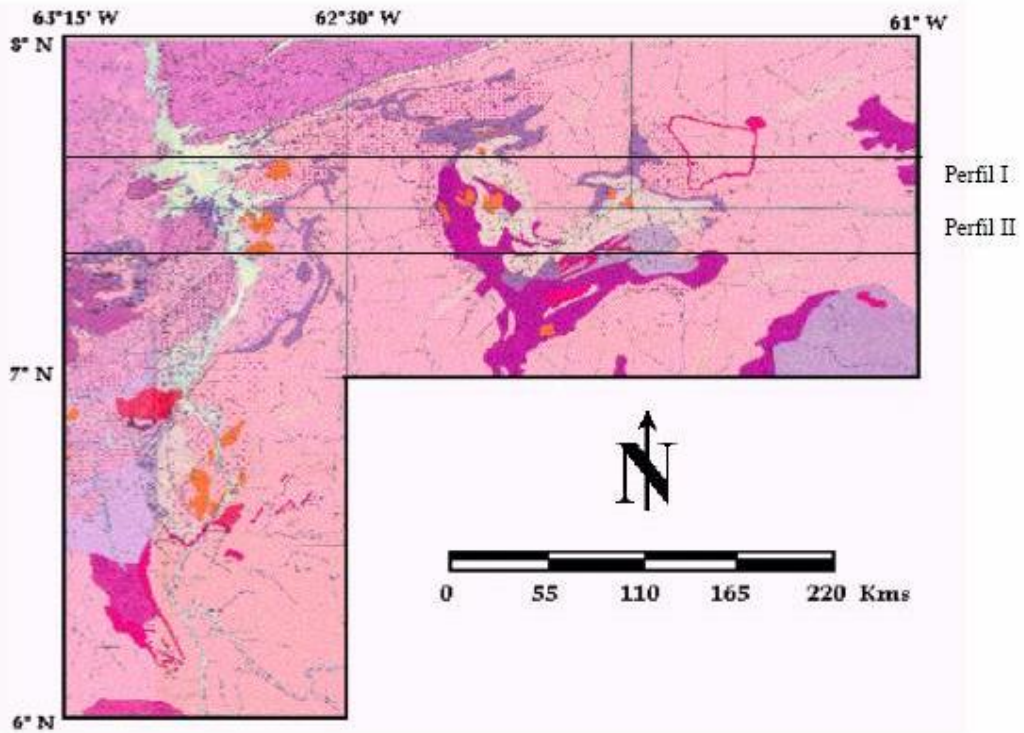


Figura N° 7. Mapa geológico estructural del área de estudio, Proyecto UCV-INGEOMIN (2003-2004). Tomado de Vargas (2004), Escorihuela (2004) y Adrián (2004), con indicación de perfiles gravimétrico-magnéticos I y II, interpretados.

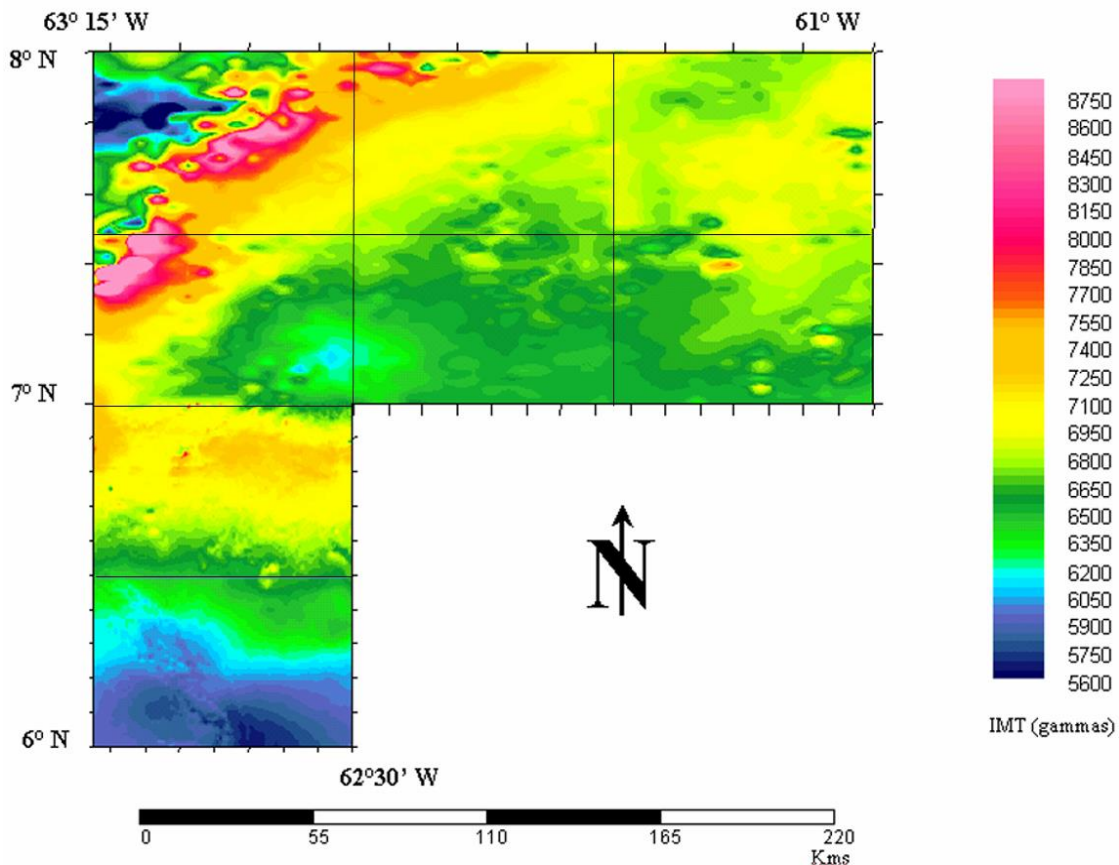


Figura N° 8. Mapa de Intensidad Magnética Total integrado del área de estudio, Proyecto UCV-INGEOMIN (2003-2004). Tomado de Vargas (2004), Escorihuela (2004) y Adrián (2004).

En cuanto a la interpretación y modelado bidimensional del subsuelo, se presentan en la Figura N° 9 los modelos correspondientes a los perfiles E-W (I) y E-W (II), ubicados entre las longitudes 63° 15' O y 61° O, en las latitudes 7° 20' N y 7° 40' N respectivamente. Estos perfiles se realizaron como un trabajo conjunto entre Vargas (2004), Escorihuela (2004) y Adrián (2004), abarcan todo el cinturón verde de Guasipati y están controlados por el modelo sísmico de velocidades de Chalbaud (2001). Se ha modelado el tope de Imataca a una profundidad aproximada de 10 km; y la Provincia de Pastora conformada por el Complejo Supamo cuyo tope alcanza una profundidad de 6 km. El área está limitada por dos fallas normales. Los máximos valores de IMT y de AB están fuertemente controlados por la presencia de rocas pertenecientes a la Provincia de Imataca, en particular la presencia de cuarcitas ferruginosas. Del análisis espectral de los perfiles E – O (250 Km. de extensión), se determinó que la anomalía de la fuente más profunda, atribuible a la interfase corteza-manto, corresponde a una profundidad variable entre 35 -37 km; seguida de la interfase corteza superior-corteza inferior (20,6 Km); el contacto litológico entre la Provincia de Imataca y el Complejo Supamo (5-8 Km), además de intrusiones graníticas del Complejo Supamo en contacto con la Provincia de Pastora (3-4 km). Importante destacar la presencia de una falla en la dirección N 45° E, cuya traza se interpreta claramente en el mapa de Intensidad Magnética Total, la cual se encuentra ubicada entre las coordenadas (680000,820000) y (720000,840000) y que no se encuentra identificada en el mapa geológico.

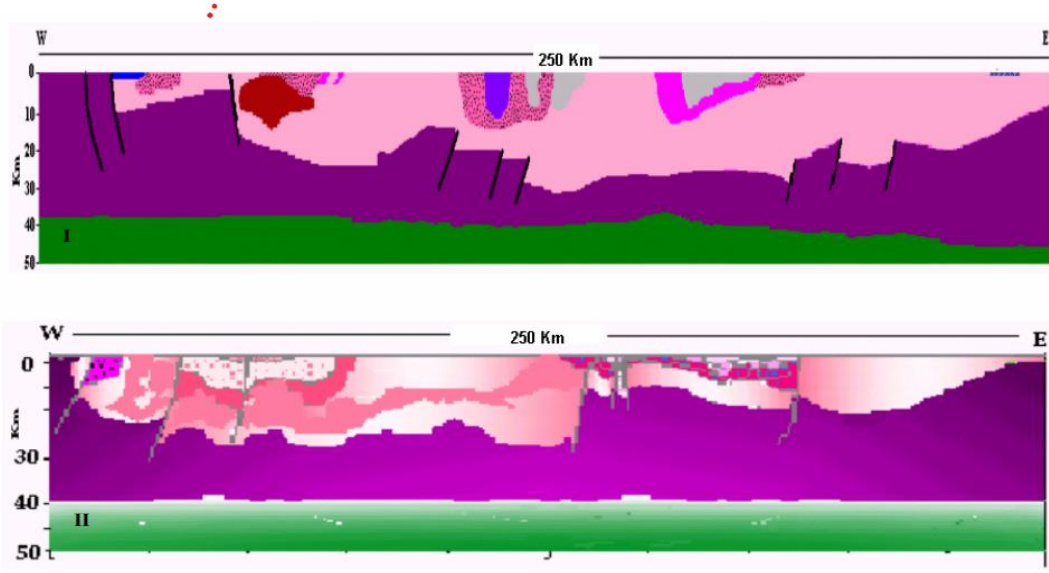


Figura N° 9. Perfiles E-W(I) y E-W (II), de 250 km de longitud, con unidades geológicas y datos de densidad y susceptibilidad magnética según descripción de la leyenda.(Vargas, Escorihuela, Adrián, 2004)















LEYENDA	UNIDAD GEOLÓGICA	DENSIDAD gr/cm	SUSCEPTIBILIDAD
	Fm. Carapo	2,66	0,001
	Fm. Manamundo	2,64	0,001
	Fm. Cachimbo	2,64	0,0001
	Fm Aza	2,64 – 2,57	0,0001
	Grupo Caroní	2,63	0,00002
	Fm. Carichapo	2,66	0,00002
	Fm. El Caruto	2,65	0,00002
	Fm. El Callao	2,80	0,004
	Fm. Yuruari	2,60	0,0003
	Complejo Supamo	2,7	0,002
	Complejo Supamo Removilizado	2,6	0,003
	Complejo Imataca	2,74	0,025 – 0,056
	Rocas Ultramaficas	3	0,056
	Manto Superior	3,2	0,036

Figura N° 9. Modelos 2D en sección O-E Proyecto UCV-Ingeomin y leyenda geológica.

2.5.1 Reconocimiento Geológico de Campo

Como parte de la investigación en la región noreste del Edo. Bolívar se realizó un reconocimiento geológico de la zona de estudio, incluida la toma de muestras de rocas de diferentes afloramientos, con el fin de realizar un estudio mineralógico y calcular del valor de densidad y susceptibilidad magnética de muestras colectadas en campo, valores que fueron utilizados en la construcción de los modelos geológicos. Durante este reconocimiento geológico se logró identificar y reconocer en afloramientos la litología presente en el área, se observó el contacto entre las provincias de Imataca y Pastora en la falla de Gurí (N80°E) y de la Provincia Pastora se estudió con más detalle el Grupo Supamo, donde es notoria la presencia de rocas que han sido meteorizadas, granitizadas y fuertemente plegadas.

El reconocimiento geológico se realizó en un período de 3 días, el primer día (23/10/2003) se estudió la Vía Guasipati – El Callao – Tumeremo, el segundo día (24/10/2003) la vía de Ciudad Piar (Ferrominera) a la represa del Gurí y, para culminar el reconocimiento, el tercer día (25/10/2003) se recorrió la vía Upata - El Manteco –El Callao; este recorrido puede ser apreciado en la Figura N° 10.

Es importante destacar, asimismo, como valioso aporte, la determinación de valores de susceptibilidad magnética y densidad de muestras de rocas recolectadas en el Estado Bolívar, que han permitido tener mejor control de esas propiedades en el modelado de perfiles. (Anexo A:

Tabla de litología, densidad y susceptibilidad magnética, con identificación y descripción petrográfica de muestras de rocas colectadas en visita de reconocimiento en campo).

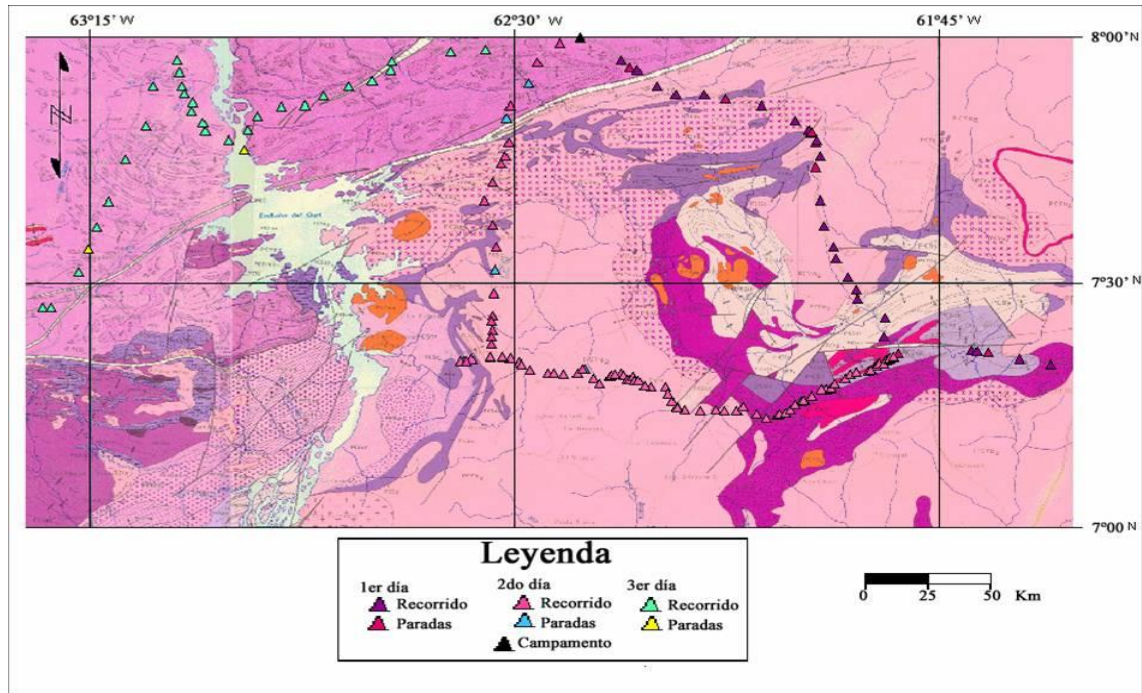


Figura N° 10. Reconocimiento geológico en un sector del área de estudio, Proyecto UCV-INGEOMIN (2003) con indicación de puntos de recolección de muestras de rocas, para identificación de litologías y medición de densidad y susceptibilidad magnética.

2.6. Estudios gravimétrico-magnéticos en el Estado Amazonas.

La última etapa de estudios previos a este trabajo se concretó con la realización de 5 TEG (Rangel, 2015; Joseph, 2015; Kusnir, 2015; Castro, 2015 y Ladera, 2015) cuya localización se indica en la Figura N° 6 y cuyo objetivo general se orientó hacia la interpretación de la estructura del subsuelo del Escudo de Guayana en la región ocupada por el Estado Amazonas, con base en la integración de datos gravimétricos y magnéticos satelitales. Siguiendo el mismo esquema de trabajo, se organizaron las respectivas bases de datos gravimétricos y magnéticos, y se realizaron las correcciones correspondientes para obtener las anomalías gravimétricas y magnéticas, las cuales fueron validadas a través de los respectivos análisis estadístico y geoestadístico; seguidamente, se cartografiaron con base en el sistema WGS84 y se interpretaron los diferentes mapas gravimétricos y magnéticos, con relación a las estructuras geológicas de la zona en estudio. Se determinaron las anomalías regionales y residuales por el método de Continuación Analítica del campo Hacia Arriba (CAHA); así como las profundidades de las fuentes anómalas mediante los métodos del análisis espectral, la deconvolución de Euler y el filtrado por frecuencia, para concluir con la propuesta de modelos 2D del subsuelo a través de perfiles gravimétrico-magnéticos.

Un aspecto a destacar en estos TEG es la utilización de bases de datos de diversas fuentes, actividad que permitió el entrenamiento en la carga y validación de datos, el manejo de las mismas, la identificación de sus fortalezas y debilidades, la comparación y discusión crítica de los resultados del procesamiento acorde con los datos adquiridos, y la selección de las más adecuadas en función de su mejor resolución espacial.

Las bases de datos satelitales utilizadas, generadas con datos provenientes de las misiones GOCE, GRACE, CHAMP, fueron:

- Agencia Bolivariana para las Actividades Espaciales (ABAE): datos gravimétricos y magnéticos provenientes del TEG de García (2009) como parte de un proyecto de investigación del Dpto. de Geofísica de la EGMMyG de la Universidad Central de Venezuela, disponible en la página web de la ABAE (www.abae.gob.ve). Estos datos pertenecen al modelo gravimétrico EGM2008 y al modelo magnético EMAG2, con una resolución de 2 minutos arco
- Universidad de California en San Diego (UCSD): datos de topografía y gravedad, específicamente de anomalía de aire libre, a disposición del público geocientífico en su página web (http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi). Se basa también en el modelo EGM2008, integrado con datos topográficos del doble de resolución espacial, lo cual genera un modelo gravimétrico con resolución final de 1 minuto arco.
- Universidad de Curtin (UC) en Perth, Australia: modelo del campo gravitatorio terrestre (Global Gravity Model -GGMplus), de acceso libre en la web (<http://ddfe.curtin.edu.au/gravitymodels/GGMplus/>), el modelo de datos de gravedad con mayor detalle a la fecha actual. No incorpora los datos de elevación de terreno, por lo que requirió ajuste al modelo de elevación SRTM DEM de mayor resolución, mediante procedimientos matemáticos de interpolación, realizados por el programa Generic Mapping Tool (GMT) de acceso libre en la web. Integra los datos de gravedad con los datos topográficos obtenidos por las misiones espaciales SRTM, que definen un modelo gravimétrico final con resolución espacial de 18 arco segundos entre estaciones.

Earth Magnetic Anomaly Grid (EMAG2): modelo de anomalía gravimétrica y magnética, generado a partir de datos satelitales de la misión espacial CHAMP (**Challenging Minisatellite Payload**) más datos aero y marino transportados, con resolución de 2 minutos arco, referenciados todos a 4 km por encima del geoide (Maus, 2009).

El procesamiento de los datos requirió la elaboración de códigos computacionales diseñados para la aplicación de correcciones de aire libre, Bouguer y Topográfica, siendo $2,67 \text{ g/cm}^3$ la densidad utilizada. Para la corrección topográfica se utilizaron dos modelos digitales de elevación, expandiendo el área en 0.25° para el modelo local y 0.5° en todas direcciones para el modelo regional; la corrección topográfica se efectuó mediante el *software* Oasis Montaj el cual basa sus cálculos en las contribuciones de las zonas cercanas, intermedias y lejanas, descritas por los algoritmos de Nagy (1966) y Kane (1962) a través del módulo Gravity and Terrain Corrections de Geosoft (2007). Seleccionado el mapa de anomalía gravimétrica del modelo GGMplus, se aplicó un filtro gaussiano que permitió la reducción de las altas frecuencias (asociado a lo que se le conoce como efecto Nuggets), sin afectar al resultado original de la anomalía de Bouguer.

Las diferentes bases de datos utilizadas en el estudio gravimétrico, con sus respectivas resoluciones, permitieron que dicho estudio fuese mucho más completo y sus resultados fuesen más confiables y conclusivos. La verificación de la coherencia y consistencia de las anomalías obtenidas, fue sólo posible gracias a haberlas realizado a partir de tres bases de datos diferentes, pudiendo entonces compararlas. Fue en dicha comparación que se verificó en qué zonas específicamente los datos de ABAE no se correspondían con la realidad geológica, viendo así una relación entre grandes cambios topográficos y los errores de dicha base de datos. En cambio, la base de datos del modelo GGMplus, muestra consistencia en todo el análisis realizado en este estudio, recomendándose su uso, siempre y cuando se tome en cuenta su elevada resolución espacial y por ende las consecuencias que esto genera en el análisis de profundidad. (Kusnir, 2015; Castro, 2015, Ladera, 2015). No obstante, vale destacar que los modelos gravimétricos de bajas resoluciones, como los de ABAE y UCSD, no fueron descartados una vez obtenidos los datos de mayor resolución del modelo GGMplus, sino que fueron integrados en un análisis global, extrayendo de cada modelo sus fortalezas y los resultados de mayor confiabilidad

Análisis Espectral: Este estudio permite el análisis de los datos, definir el nivel de ruido y el diseño de todos los filtros calibrados sobre los elementos geológicos, que son las fuentes de la

señal. A partir de los espectros de potencia de los datos gravimétricos y magnetométricos satelitales, verificadas las condiciones de normalidad estadística, se estimaron las profundidades de fuentes anómalas en el subsuelo: Moho (O-E entre 41 y 44 km de profundidad), el límite corteza superior/corteza inferior (entre 16-21 km de profundidad), y una tercera interfase con un amplio rango de profundidades según la región del Escudo. Las profundidades evaluadas por el método del análisis espectral reflejan valores similares entre las diferentes bases de datos gravimétricas usadas, y éstas a su vez se corresponden con lo planteado en los modelos generados.

Entre los aportes generales cabe destacar la elaboración de mapas geológico-estructurales de las zonas de trabajo de Rangel (2004), Joseph (2004), Kuznir (2015), Ladera (2015) y Castro (2015) basados en la integración de datos compilados de Venezuela (Mapa Geológico de Venezuela de Hackley, Urbani, Karlsen y Garrity, 2006), Colombia (Mapa Geológico de Colombia-MGC (2007); (Tapias et al., 2007)) y de Brasil (Mapa Geológico de Amazonas del Servicio Geológico de Brasil (CPRM, 2006; Ferreira et al. (2006); Alves et al. (2015),)), en los cuales se puede observar una alta correlación entre las estructuras y formaciones geológicas de los tres países.

2.6.1. Aplicación de la deconvolución de Euler: caso Estado Amazonas

La determinación de profundidades de fuentes anómalas se realiza básicamente a partir de dos métodos, el análisis espectral y la deconvolución de Euler.

El espectro de potencia es una herramienta matemática que permite estimar las profundidades de fuentes de las anomalías de una región. Siguiendo lo expuesto por Bhattacharyya (1966), al graficar a una escala lineal la frecuencia en función del logaritmo de la energía, se distinguen intervalos de frecuencia donde la variación logarítmica de la energía con la frecuencia puede ser representada por una función lineal, con amplitudes decreciendo a medida que incrementa la frecuencia. Por lo tanto, la pendiente de esa línea recta será proporcional a la profundidad al tope de la fuente que produce la anomalía. La pendiente de la recta se obtiene a través de $m = \arctg(\varphi)$ donde φ es el ángulo que forma la recta con el eje X. La profundidad (z) a la que se encuentra la fuente anómala se encuentra calculando la pendiente de la recta tangente y seguidamente se sustituye en la ecuación $z = m/4\pi$.

Por otra parte, Ragan y Hinze (1976) señalan que cuando se llevan a cabo estudios de campos potenciales con el fin de conocer profundidades regionales, es necesario contar con un tamaño del mapa de trabajo que sea al menos seis veces mayor a la profundidad de las fuentes anómalas. Siguiendo este criterio, en virtud de la extensión del área ocupada por el Escudo de Guayana, cuyas dimensiones aproximadas son 11°x9°, se establece que excede con creces los requerimientos para alcanzar el objetivo más profundo en este estudio, que es la profundidad a la interfase corteza-manto o Moho (36 a 38 km de profundidad aproximada para la discontinuidad de Moho en el Cratón de Guayana, según Niu et al. (2007) y Schmitz et al. (2005), además de diversas determinaciones en la región de Guayana por los autores relacionados con este estudio.

Deconvolución de Euler: Permite la definición de la posición y profundidad de las fuentes gravimétricas y magnéticas mediante la aplicación de la Ecuación de Homogeneidad de Euler.

$$(x - x_0) \frac{\partial f}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial f}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial f}{\partial z} = -N(f - B)$$

Dónde: X, Y y Z: coordenadas de ubicación de la fuente. Xo, Yo y Zo: posición del cuerpo estudiado. F: campo potencial N: índice estructural B: valor regional del campo total, y Y es un método que se aplica con mejores logros cuando se hace sectorizado.

El método de la deconvolución de Euler se utiliza como estimador de profundidades de estructuras sobre un área determinada, y requiere como parámetros de cálculo, los datos gravimétricos y magnéticos, más un índice estructural que debe seleccionarse acorde con el tipo de estructuras cuya profundidad se requiere determinar. Es un buscador de frontera que se basa en la ecuación de homogeneidad de Euler (Thompson, 1982; Reid, et al. 1990) donde la homogeneidad es expresada según el índice estructural (SI) la cual es una medida del cambio de atenuación del campo con la distancia de la fuente (Lince, et al. 2008).

A objeto de exhibir las fortalezas de la deconvolución de Euler, las Figuras N° 11 y 12 ilustran el contacto entre los dominios Casiquiare y Ventuari, en el Edo. Amazonas, diferenciando claramente zonas dominadas por diferentes rangos de profundidad, entre 0-5 km y 5-10 km, separadas por una alineación N45W, menos al sureste del mismo, en el cual las alineaciones más notorias tienen una dirección preferencial E-W, característica del dominio de Siapa.

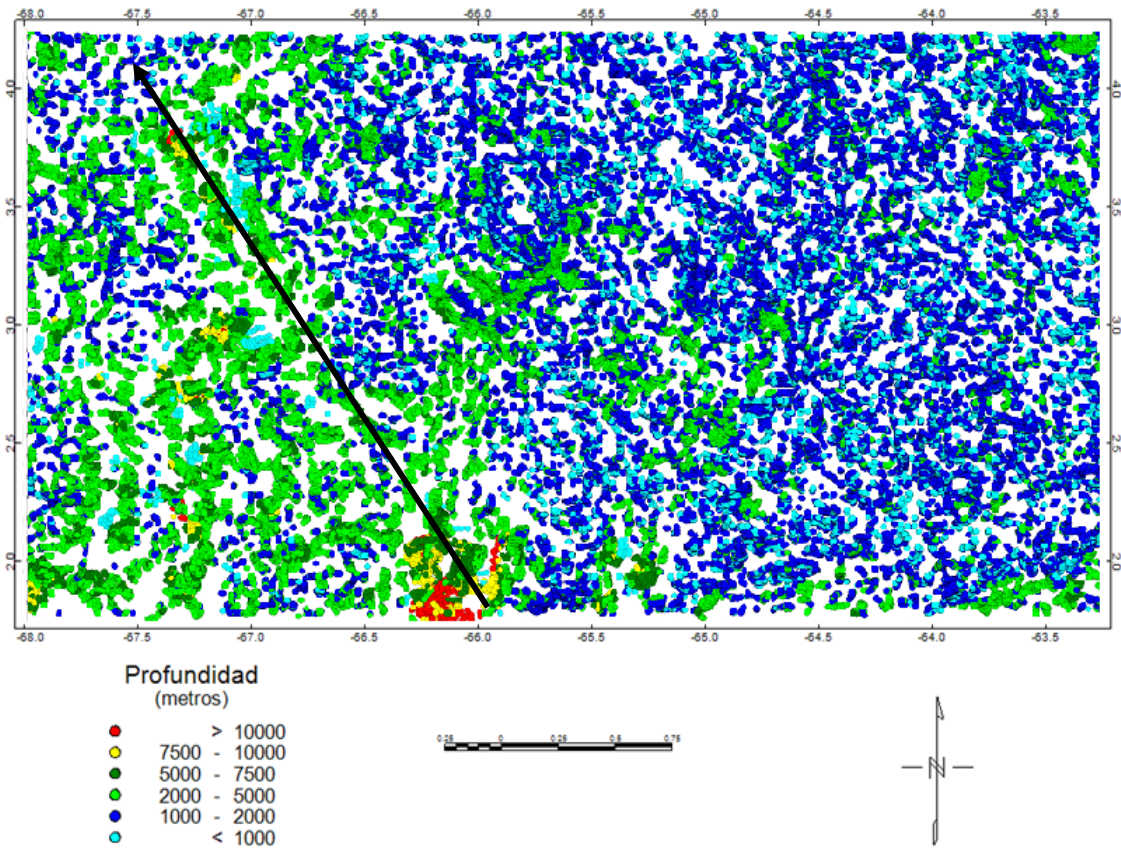


Figura N° 11. Mapa de profundidades de fuente anómala a partir de la deconvolución de Euler, base de datos de Kusnir (2015), profundidad de 1-10 km.

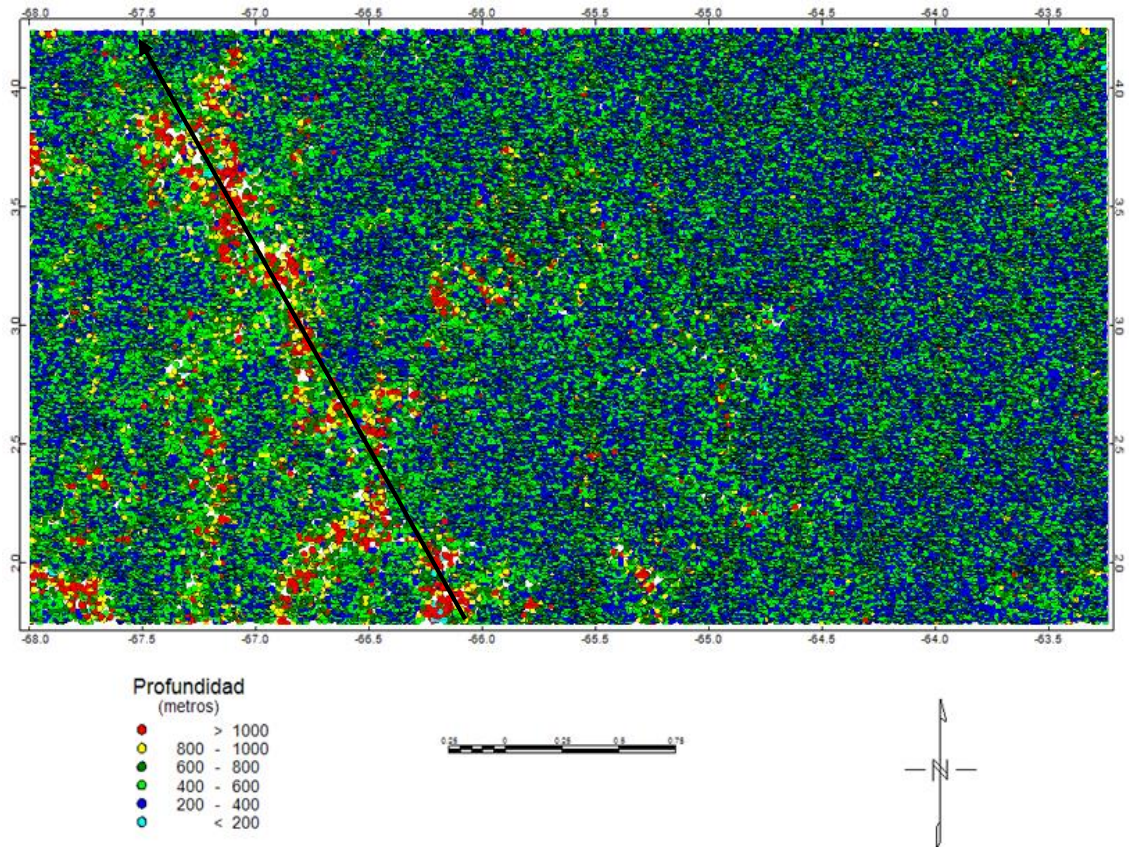


Figura N° 12. Mapa de profundidades de fuente anómala a partir de la deconvolución de Euler, base de datos de Kusnir (2015) y profundidad entre 0-1 km.

De allí que se haya tomado como ilustración el aplicado en la zona de estudio del Trabajo Especial de Grado de Kusnir (2015), con óptimos resultados para la discriminación y definición de posibles límites entre dominios petrotectónicos en profundidad, en particular entre los dominios Ventuari (E) y Casiquiare (W), corroborando planteamientos geológicos, como la tendencia de estructuras tipo rifts y fallas asociadas. El dominio Casiquiare en todos estos mapas muestra contactos más profundos que el de Ventuari.

En las Figuras 11 y 12 se muestra el mapa de la deconvolución de Euler de la anomalía de Bouguer calculada a partir de la base de datos de GGMplus muestreada a 18 segundos arco. Lo más notorio de este mapa es la alineación N45W que delimita los dominios de Casiquiare y de Ventuari, así como todas las características apreciadas anteriormente en los mapas de deconvolución de Euler a partir de las bases de datos a menores resoluciones (ABAE y UCSD).

2.7. Restricciones para el modelado gravimétrico- magnético integrado.

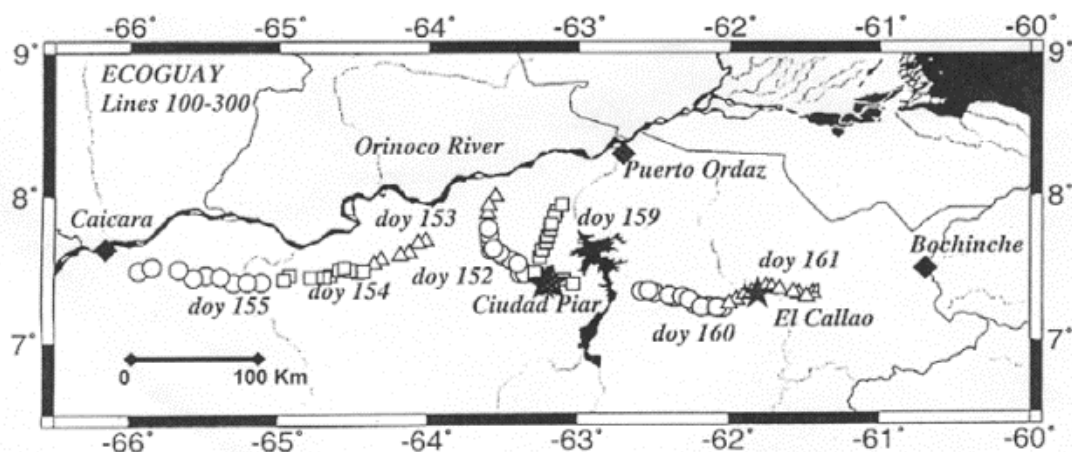


Figura N° 13. Mapa de localización de líneas sísmicas, limitada por las localidades de Caicara al oeste y Bochhinche al este, con centro de disparo en Ciudad Piar. Línea 300 (este de Ciudad Piar) y Línea 900 (este de El Callao) Schmitz et al., 2000

Con el propósito de imponer restricciones adicionales para la interpretación y modelado del subsuelo de la región del EG se cuenta, asimismo, con datos de profundidades estimadas por Chalboud (2000 o 2001) a partir de estudios de refracción sísmica en la región norte del edo. Bolívar, que condujeron a la interpretación de un modelo cortical (Figura N° 13) del escudo de Guayana en el que la corteza superior se presenta conformada por dos capas, la primera con un espesor entre 8-10 Km, con una variación lateral de la velocidad desde 6.1 Km/s (oeste) hasta 6.0 Km/s (este); la segunda capa profundiza hasta 20-21 Km. y presenta una velocidad variable entre 6.3-6.2 Km/s en dirección O-E. La corteza inferior incluye, igualmente, dos capas, la superior profundiza hasta unos 30-32 Km. con una variación de la velocidad en dirección O-E de 6.6-6.7 Km/s, mientras la capa inferior exhibe una variación de la velocidad de 6.95-6.9 Km/s en la misma dirección, profundizando la Discontinuidad de Mohorovicic, desde unos 43 km al este hasta unos 46 km al oeste.

Schmitz et al. (2.000) modelaron la estructura cortical de una zona al noreste del estado Bolívar, a partir de datos sísmicos de refracción profunda y gravimetría. Las líneas sísmicas con direcciones E-O, se ubicaron en formaciones del Precámbrico del Escudo de Guayana cubriendo una extensión de 600 km. Los resultados condujeron a interpretar la existencia de una corteza superior con velocidades entre 6 y 6,5 km/s, hasta una profundidad de 20 km; por debajo de ésta la corteza inferior con velocidades entre 6,4 y 6,7 km/s. De lo anterior se desprende que la discontinuidad de Moho presenta una suave inclinación de 41 a 46 km de profundidad hacia el oeste con una velocidad en el manto superior de 8,1 km/s y una velocidad promedio de la corteza de 6,5 km/s. Con relación a las respuestas gravimétricas, la anomalía de Bouguer varía desde 30 mGal en el oeste del estudio hasta -20 mGal en el este, a lo largo del perfil principal E-O, sugiriendo una profundización de Moho en dirección O-E, en contradicción con los resultados de la sísmica que muestran uniformidad lateral de la corteza con una ligera inclinación hacia el oeste. Schmitz et al. (2000) atribuyen ese desajuste a variaciones laterales de densidad entre el Arqueano y la corteza Proterozoica, así como restos de corteza oceánica subducida debajo de la parte occidental del Escudo de Guayana o diferencias de densidad entre la astenósfera Arcaico y Proterozoico.

Posteriormente, Niu et al. (2007) en un estudio sísmico utilizando ondas primarias P y S de fuentes receptoras, estimaron profundidades corticales para distintas regiones del país, entre ellas al Escudo Guayanés, cuyo espesor cortical fue establecido en 37 km.

Más recientemente, el análisis de los resultados de estudios sísmicos de gran ángulo realizados en Venezuela ha permitido la elaboración de un mapa que unifica la información de profundidad a Moho de varios proyectos previos con los resultados derivados del proyecto Giame. Para ello se contó con información detallada de la región Caribe sur, del Sistema Montañoso del Caribe en Venezuela, así como de los Andes venezolanos y cuencas adyacentes, mientras que la cobertura de datos de la región occidental del país y en el Escudo de Guayana es escasa. Estimados grosos de la profundidad a Moho arrojan valores de 25 km (cuenca de Venezuela), 35km (costa norte de Venezuela), 40-45 km (cuencas Barinas-Apure- Guárico y Escudo de Guayana). Se proyectan valores en exceso de 50 km para la Cuenca Oriental de Venezuela (COV) y la región sur de los Andes venezolanos. Schmitz et al.,2021).

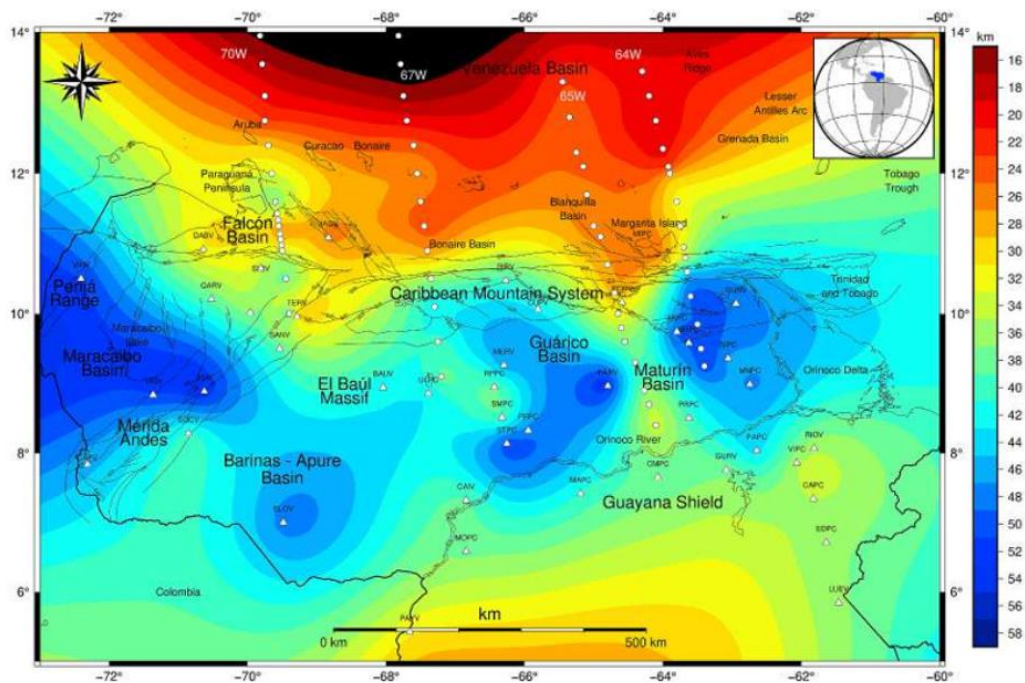


Figura N° 14. Mapa de profundidades a Moho a partir de la integración de datos de sísmica de gran ángulo (líneas de puntos blancos) e información de funciones receptoras (localización de estaciones sísmológicas indicada con triángulos blancos). Los datos sísmicos provienen de los proyectos BOLIVAR y GEODINOS (modificado de Bezada et al., 2007). Valores de profundidad dados en km. (Schmitz et al., 2021)

CAPÍTULO III

3.1. Anomalías gravimétricas en el escudo de Guayana: estados Bolívar y Amazonas.

Estudios previos recientes han abordado la interpretación de datos gravimétricos y magnéticos en forma sectorizada por provincias geológicas del área ocupada por el Escudo de Guayana, particularmente es oportuno citar el de Linares (2021) por la minuciosa caracterización que ha realizado mediante la aplicación de herramientas de resaltado de anomalías gravimétricas y magnéticas residuales mediante derivadas direccionales, estudios de gradientes anómalos, entre otros.

En contraste, el abordaje asumido en esta investigación es de carácter más regional, con el propósito primario de contribuir a dilucidar la morfología de la interfase corteza-manto, requerida para la producción del mapa de Moho basado en mapas de AAL y AB total, 2das derivadas verticales que por ser independientes de la orientación espacial no requieren consideración con relación a rumbo de las estructuras presentes en las región, más la CAHA de AB a diferentes alturas y sus correspondientes residuales. En el caso de los datos magnéticos se presentan los mapas de los elementos característicos del campo magnético (Declinación, Inclinación, Intensidad Magnética Total (IMT) e IGRF) más los mapas de anomalías magnéticas, CAHA y RTE. El producto final, el mapa de Moho del escudo de Guayana en Venezuela, y su correspondiente anomalía de Bouguer asociada, serán finalmente contrastados con las anomalías gravimétricas y magnéticas regionales para su validación.

3.1.1. Fuente de los datos gravimétricos

Los mapas de anomalías gravimétricas fueron elaborados a partir de los datos de gravedad observada del modelo combinado Eigen 6C4, debidamente procesados mediante códigos computacionales de aplicación de las ecuaciones de Hinze et al. (2005) y LaFehr et al. (1991) hasta obtener las correspondientes anomalías de aire libre y Bouguer completa.

3.2. Procesamiento de los datos gravimétricos

3.2.1. Anomalía de Bouguer Completa

Para todas las estaciones gravimétricas adquiridas, llevadas a un mismo nivel de referencia elipsoidal, se aplicó la siguiente secuencia de correcciones a objeto de conformar la base de datos de Anomalías de Bouguer Completa (*ABtotal*) para una densidad de Bouguer $\rho = 2.67 \text{ g/cm}^3$

Ecuación para el cálculo de la Anomalía de Bouguer total:

$$ABtotal = g_{obs} \pm \delta_{gh} \mp C_B - BB + C_t + \delta_{g_{atm}} - g_T$$

Ec. 1

Donde: g_{obs} = gravedad observada
 δ_{gh} = corrección de Aire Libre de 2do orden
 C_B = corrección de Bouguer
 BB = corrección de Bullard
 C_t = corrección topográfica
 $\delta_{g_{atm}}$ = corrección por variaciones atmosféricas
 g_T = gravedad teórica

Para la corrección de aire-libre de 2do orden, se utilizó la siguiente expresión :

$$\delta_{gh} = -(0.3087691 - 0.0004398 \text{sen}^2 \varphi)h + 7.2125 \times 10^{-8} h^2$$

Ec. 2

Siendo φ = latitud de la estación en radianes
 h = elevación en metros (desde el nivel del mar)

Corrección de Bouguer:

$$C_B = 2\pi\rho\gamma h \quad \text{Ec. 3}$$

Corrección de Bullard o corrección de Bouguer de 2do orden:

$$BB = 2\pi\gamma\rho(\mu h - \lambda R) \quad \text{Ec.4}$$

Donde:

BB: corrección de Bullard o Bouguer B.

 γ : Constante de Gravitación Universal ρ : densidad (en g/cm³) h : elevación de la estación en metros (desde el nivel del mar)R: radio de la Tierra (6371km) + h

Determinación de las constantes adimensionales:

$$\mu = \left(\frac{1}{3}\eta^2 - \eta\right) \quad \text{Ec. 5}$$

$$\eta = \frac{h}{R}$$

$$\lambda = \frac{1}{3} \left\{ (d + f\delta + \delta^2)[(f - \delta)^2 + k]^{1/2} + p + m \log_e \frac{n}{f - \delta + [(f - \delta)^2 + k]^{1/2}} \right\} \quad \text{Ec. 6}$$

Siendo:

$$d = 3\cos^2\alpha - 2 \quad \text{Ec. 7}$$

$$f = \cos\alpha$$

Ec. 8

$$k = \sin^2\alpha \quad \text{Ec. 9}$$

$$P = -6\cos^2\alpha \sin\alpha/2 + 4\sin^3(\alpha/2) \quad \text{Ec. 10}$$

$$m = -3\sin^2\alpha \cos\alpha$$

$$n = 2[\sin(\alpha/2) - \sin^2(\alpha/2)] \quad \text{Ec. 11}$$

Corrección atmosférica:

$$\delta_{g_{atm}} = 0.874 - 9.9 \times 10^{-5}h + 3.56 \times 10^{-9}h^2$$

Ec. 12

Cálculo de la gravedad teórica, mediante la fórmula de Somigliana (1930):

$$g_T = \frac{g_e(1 + k\text{sen}^2\varphi)}{(1 - e^2\text{sen}^2\varphi)^{1/2}}$$

Ec. 13

Donde:

- g_e = gravedad normal en el ecuador (978032.67715mGal)
- k = constante ($k=0.001931851353$)
- e = excentricidad de la Tierra ($e^2=0.0066943800229$)

La anomalía de Bouguer completa así calculada, según los nuevos estándares (LaFehr et al., 1991; Hinze et al., 2005), además de la corrección de Bouguer tradicional, correspondiente a una lámina de extensión infinita ($C_B = 2\pi\rho \gamma h$, también llamada corrección de Bullard A), incorpora la corrección de Bullard B (reduce la lámina infinita a una casquete esférico de radio superficial 166.7 km), la corrección atmosférica y la corrección topográfica (corrección Bullard C).

3.3. Mapas topográfico y de anomalías gravimétricas del área de estudio.

Los mapas de anomalías gravimétricas fueron generados mediante el *software Generic Mapping Tools –GMT* (Wessel y Smith, 1991). El dato topográfico, al tener menor resolución, fue interpolado según las posiciones gravimétricas mediante el empleo de la herramienta GMT, haciendo uso del comando *surface* el cual toma datos de tipo (x,y,z) espaciados aleatoriamente y produce un archivo binario de valores de z(x,y) de acuerdo a la solución de la Ec. 4.1, la cual describe el método de interpolación de tipo “*adjustable tensión continuous curvature splines*”

$$(1 - T) \cdot L(L(z)) + T \cdot L(z) = 0$$

Ec. 14

Donde L indica el operador Laplaciano y T es un factor de tensión cuyos valores se encuentran entre 0 y 1 (utilizado para los datos de anomalías); para el dato topográfico el valor sugerido es 0.35 (Wessel y Smith, 1991).

En la Figura N° 15 se presenta el mapa de relieve topográfico del área de estudio construido a partir de la base de datos ETOPO1, el cual evidencia la contrastante topografía del escudo de Guayana, caracterizada por una amplia región de topografía media, 200 - 400 m.s.n.m., con valores extremos máximos estrechamente asociados a los tepuyes y mínimos asociados a las depresiones y cauces de ríos, reflejando la accidentada topografía de la extensa región que ocupa el escudo de Guayana.

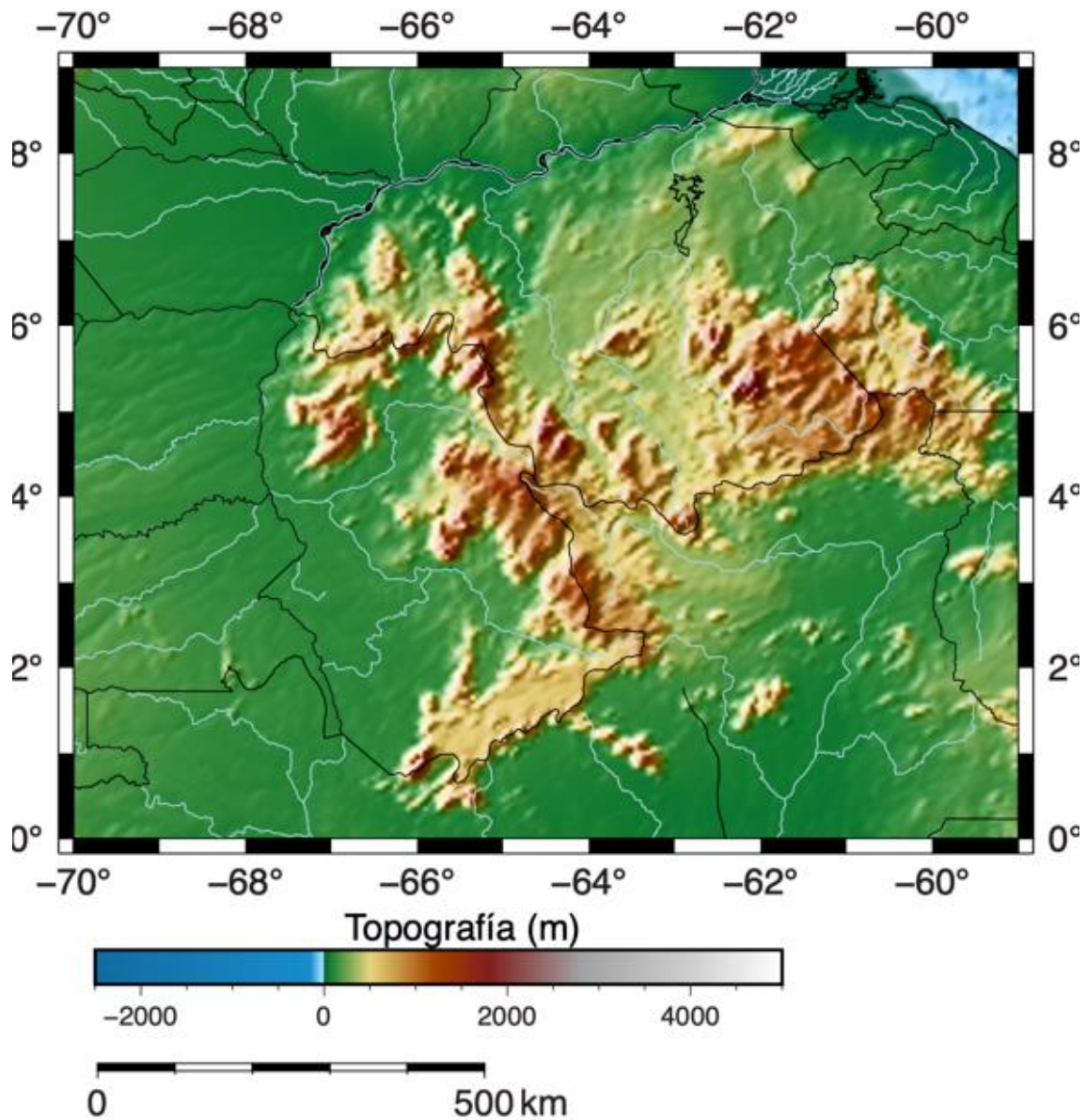


Figura N° 15. Mapa de relieve topográfico del área de estudio, modelo ETOPO1

3.3.1. Mapa de Anomalías de Aire Libre.

A continuación se compara la fisonomía del relieve terrestre de la región, con la anomalía de aire libre (Figura MM), en la cual por definición han sido compensados los efectos asociados a la correspondiente elevación de los puntos de muestreo, o sea en las estaciones gravimétricas de la base de datos del modelo de elevación ETOPO1, y las condiciones de equilibrio isostático establecen como requisito la similitud entre el comportamiento de ambas variables.

Desde el punto de vista cualitativo es notoria la correlación entre las AAL (Figura N° 16) y la topografía (Figura N° 15), con dominio general de AAL entre -40 y 40 mGals en la mayor parte del área comprendida por el Escudo de Guayana y regiones aledañas.

Las AAL perfilan con impresionante precisión las zonas de elevada topografía, particularmente las características formas de relieve asociadas a los tepuyes, coincidiendo inclusive en su orientación y magnitud acorde con la máxima elevación. Los tepuyes aparecen reflejados con su

respectivos máximos (+50 a +100 mGal) y contrastando con ellos, entre tepuyes, se pueden identificar algunos mínimos locales de -20 a -60 mGal. Por citar algunos, tenemos el tepuy o cerro Duida – Marahuaca (2.900 m, AAL > 70 mGal); la Serranía La Neblina (3.000 m, AAL > 80 mGal); Cerro Guaiquinima (1.659 m, AAL > 70mGal). El más destacado y preponderante mínimo (-60 mGal), con franca orientación NO, notorio por su extensión areal, ocurre en la región central del estado Amazonas; es el de menor magnitud de la región y acompaña el curso del río Orinoco-Ventuari, en la región del rif Suapure-Mavaca.

En la región centronorte a noreste del escudo, los contornos de AAL delimitan el área de afloramiento de la Provincia de Imataca, caracterizada por una orientación preferencial noreste y máximos gravimétricos en el orden de 50 mGal. Más al norte, en el extremo septentrional del mapa, cercano al delta del Orinoco comienza a insinuarse el mínimo que bastante más al norte, fuera del área de estudio, cercano a la región de Pedernales (Lat 10° N), alcanza el valor de -200mGal en el depocentro de la Cuenca Oriental de Venezuela.

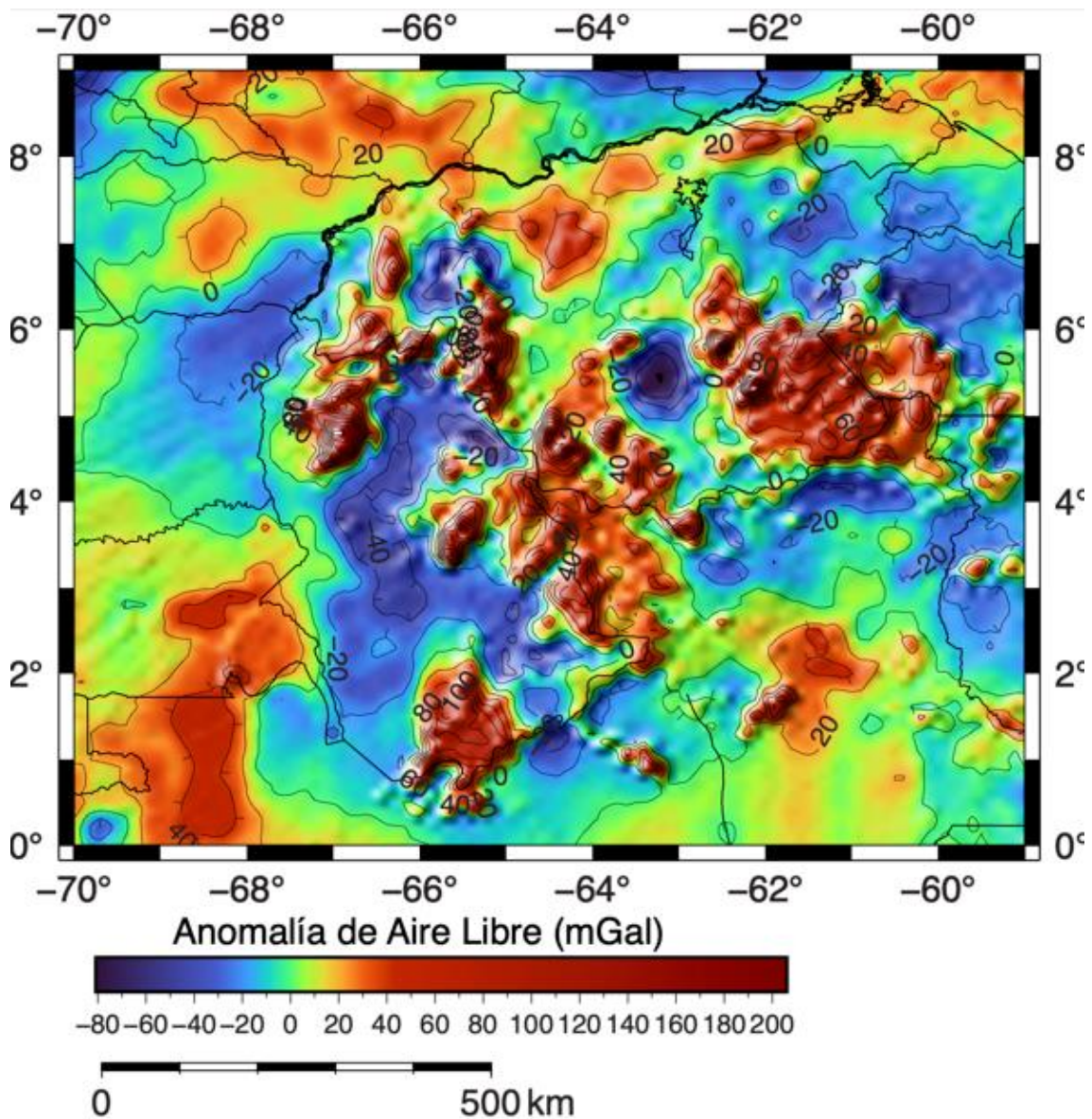


Figura N° 16. Mapa de Anomalías de Aire Libre

Hacia el noroeste, teniendo como límite occidental el río Caura, se distingue un máximo en exceso de +40 mGal, que partiendo del escudo en dirección NO, pasa el curso del río Orinoco, y cambia su orientación a $\approx N60W$ siguiendo la morfología y prolongación del complejo ígneo-metamórfico de El Baúl entre las cuencas de Guárico y Barinas-Apure, marcando así su expresión gravimétrica en la AAL. Al oeste del río Caura, acompañando a la elevada topografía de orientación N-S, se distingue un conjunto de cierres positivos de AAL con magnitudes en exceso de 30mGals.

En la región del estado Amazonas, el bajo relieve topográfico del dominio de Casiquiare al sur, y su baja respuesta gravimétrica, del orden de -10 mGal, contrasta con el alto relieve del dominio Ventuari y su alta respuesta gravimétrica, en un orden superior a los 60 mGal, al norte.

En general, la región alrededor del escudo, con una topo muy poco accidentada, en el rango 200-400m, se caracteriza por la presencia de anomalías de AAL entre -20 y +40 mGal, excepto en la región limítrofe de los estados Bolívar y Apure, y en la zona fronteriza colombo-venezolana, donde ocurre un mínimo de -20 mGal orientado en dirección paralela al curso de río Orinoco ($\approx N40E$).

La evidente correlación positiva y dependencia de AAL vs Topografía son aspectos que sustentan la existencia de condiciones isostáticas en la región.

3.3.2. Mapa de Anomalías de Bouguer Completa

El mapa de Anomalías de Bouguer (AB) (Figura N° 18) exhibe, a grandes rasgos, una clara expresión gravimétrica regional del cratón de Guayana, en forma de óvalo con orientación NE de su eje mayor, que de noreste a suroeste, en sección transversal, prácticamente duplica sus dimensiones. Sobre el escudo, el patrón de las AB cubre un rango de 35 a -120 mGal, predominantemente negativas, con abundantes mínimos alineados con ejes de dirección NW en el Edo. Amazonas y localmente E-O al sur del Edo. Bolívar.

Bordeando el escudo, se despliegan anomalías de Bouguer positivas en un rango de +30 a +120 mGal, estando la anomalía de fondo sobre el mismo en el orden de +30 a +40 mGal. Se aprecian gradientes más suaves al sur (0.3 – 0.5 mGal/km) que al norte (1.0 -1.2 mGal/km). Sobre el Escudo de Guayana, particularmente en la provincia de Imataca al norte, resaltan anomalías de Bouguer positivas que llegan a exceder los 80 mGal, y se asocian con rocas de alta densidad distinguibles en numerosos afloramientos. El límite sur de esta provincia lo constituye la falla de Gurí, posible zona de sutura entre dos bloques continentales, que marca el contacto con rocas de la Provincia de Pastora. En el extremo NW de Imataca, los contornos de AB se proyectan siguiendo la orientación del complejo ígneo-metamórfico de El Baúl y describiendo el basamento de las cuencas de Barinas y Apure.

Hacia los bordes norte, sur y oeste del cratón, la región se distingue por la presencia dominante de anomalías de Bouguer positivas, con valores máximos locales de 40 mGal, sugiriendo entre otras posibilidades la disminución de la profundidad a la discontinuidad de Mohorovicic, un incremento en la densidad de las rocas corticales o la presencia de rocas de alto grado de metamorfismo (ej. granulitas, micaesquistos) como ha sido reportado por Tadjou et al. (2009) en sus estudios sobre el cratón del Congo. En la región SE, partiendo del máximo de AB con orientación preferencial N30E, se aprecia un ramal de esa anomalía que toma el rumbo del graben de Kanukú en Guyana central.

Mención especial ha de hacerse a la identificación de un conjunto de anomalías de Bouguer asociadas a los tepuyes que exhiben valores mínimos de AB del orden de -30 a -80 mGal sobre un piso de -30 a -40 mGal. Hacia la frontera Venezuela-Brasil, en la región del tepuy Roraima las AB alcanzan magnitudes de -60 a -90mGal. Usualmente se presentan anomalías positivas en AAL asociadas a los tepuyes (120 mGals) y AB negativas (-100 mGal); excepción hecha de la región de tepuyes al NW de Amazonas con valores de AAL (120 mGal) y AB (80 mGal), ambas

positivas de alta magnitud, hacia la serranía del Autana, evidenciando posibles fuentes de alta densidad en el subsuelo. Situación similar pero de sentido contrario ocurre al sur del embalse de Gurí, región entre tepuyes, donde se distingue un mínimo de AAL (-40 mGal) y AB (-80 mGal) asociado a rocas graníticas intrusivas.

En el área que actualmente ocupa el estado Amazonas venezolano, región occidental de escudo de Guayana, se distinguen dos alineaciones de mínimos absolutos de AB, que se extienden por más de 400 km en dirección N45W y alcanzan valores mínimos extremos de -160 mGals; esta anomalía es muy significativa, ya que constituye la indudable expresión gravimétrica de dos de los rifts que han sido identificados en la región por Martín (1972, mencionado por Soares, 1985; Figura N° 17 en este estudio), a saber: el rift Ventuari-Labajouri (1) al este y el rift Suapure-Mavaca (2) al centro. Se distingue, asimismo, el límite entre los diferentes dominios (Casiquiare, Ventuari y Siapa) cuya naturaleza pareciera ser principalmente de tipo estructural, no composicional. Es decir que, aunque estos tres dominios están constituidos en su mayor parte por cuerpos graníticos de composiciones litológicas parecidas, presentan diferentes espesores y profundidades en sus contactos.

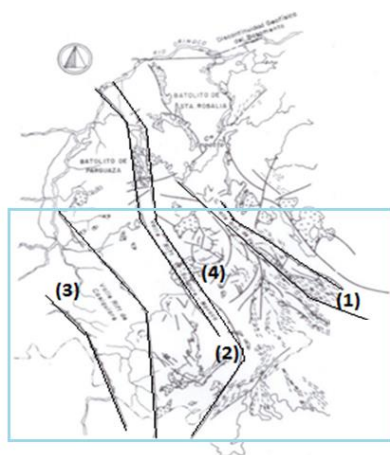


Figura 17. Rasgos tectónicos y valles de rift de la plataforma amazónica (Fuente: Martins, 1972, en Soares, 1985). (1) Rift Ventuari-Labajouri. (2) Rift Suapure-Mavaca. (3) Valle rift del Casiquiare. (4) Tepuy Duida-Marahuaca.

Conversaciones con Grande (2015) han permitido inferir que los tres rifts intracontinentales identificados en la zona son evidencia de un proceso de apertura continental, que posiblemente se inició en el oeste del cratón amazónico, con el más antiguo, el denominado rift Casiquiare (3), que presenta una mayor erosión respecto al siguiente rift Suapure-Mavaca (2) y termina con el Ventuari-Labajouri (1) sin llegar a lograr la separación total de la corteza continental, pero que posiblemente puede haber dado lugar a una corteza adelgazada.

La prolífica presencia de rocas graníticas en el escudo de Guayana, ya sea en afloramientos como soterrados bajo la cubierta sedimentaria de Roraima o intrusivos en otras unidades que conforman las provincias de Guayana y los dominios del Amazonas, tiene su expresión gravimétrica negativa en muchos espacios, tales como Parguaza, cuyo valor de anomalía es negativo, pero de mediana intensidad; y Atabapo, en la confluencia de los ríos Orinoco y Ventuari, con AB -60 mGal.

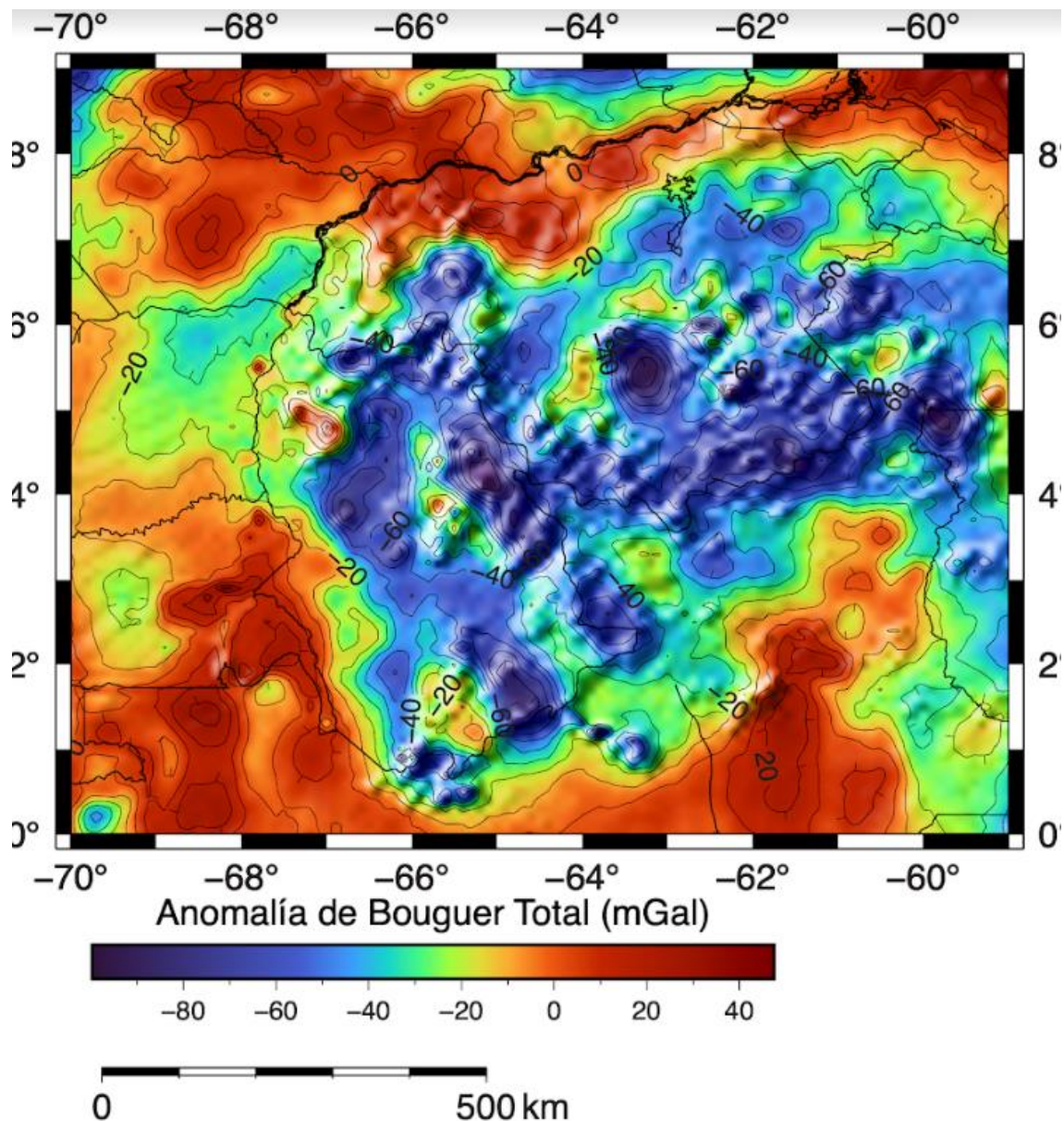


Figura N° 18. Mapa de Anomalías de Bouguer Total, para la densidad $\rho_B = 2.67 \text{ g/cm}^3$

3.4. Anomalías Gravimétricas Regionales - Residuales

Las estructuras de grandes dimensiones, usualmente a gran profundidad en el subsuelo, producen anomalías de Bouguer que se caracterizan por ser ondas amplias y suaves, llamadas de tendencia regional por su efecto o simplemente anomalía regional. Sobre éstas se encuentran usualmente superpuestos los efectos de fuentes anómalas locales, de extensión limitada y menor longitud de onda, a las que se denomina anomalías residuales o locales. (Nettleton, 1976; Lowrie, 2007; entre otros).

Para cartografiar las anomalías regionales o residuales, en el transcurrir del tiempo, se ha descrito un conjunto de métodos matemáticos que permiten la generación de superficies tendencias regionales; una vez analizadas éstas, mediante la aplicación de criterios matemáticos y

estadísticos, se puede seleccionar la más adecuada y representativa de las fuentes profundas, que una vez sustraídas del campo observado permiten identificar las anomalías de efecto someros, residuales o locales. En el desarrollo de este trabajo, pasamos por la aplicación de diferentes métodos para determinar tendencias regionales, desde los iniciales por tendencias polinómicas (utilizados en la 1ra fase), e incorporado paulatinamente métodos de más reciente aplicación como la continuación analítica del campo hacia arriba o hacia abajo y el filtrado por diferentes frecuencias para la determinación de las anomalías regionales, hasta métodos que buscan resaltar anomalías de fuente superficial, y de hecho vienen a constituir mapas de anomalías residuales.

Como la gravedad es un campo potencial, es continuo, lo que hace posible determinar matemáticamente cómo sería el campo si se hubiera medido a diferentes niveles o alturas. La continuación analítica hacia arriba (CAHA) de una anomalía de Bouguer o magnética elimina los efectos de fuentes superficiales y mejora el campo regional. La continuación hacia abajo es de uso más limitado por cuanto, aunque tiende a eliminar el efecto regional, también puede producir efectos atribuibles a fuentes pequeñas o superficiales de dudosa interpretación geológica. En cuanto a los procedimientos para filtrado por frecuencias, las altas frecuencias son las responsables de la respuesta más somera y local, mientras que las bajas frecuencias son responsables de las respuestas a las fuentes más profundas y regionales; este proceso parte del estudio del espectro de frecuencias de la anomalía gravimétrica o magnética objeto de estudio y de la selección del rango de frecuencias a utilizar; uno de los más utilizados, el filtrado pasa bajo, garantiza la eliminación de las altas frecuencias si se utiliza el filtro y rango de frecuencias adecuado para tal fin (pasa bajo). En estudios corticales o de gran escala, las estructuras pequeñas o locales son de menor interés que las causantes de las anomalías regionales; de allí que la aplicación de un filtro pasa bajo sea muy apropiada (Lowrie, 2007). Conocer de antemano qué frecuencia de corte utilizar, es obviamente esencial para generar los mapas de anomalías regionales. El filtrado pasa alto, puede también ser utilizado de esta forma para generar inmediatamente la superficie de tendencia residual.

Entre los procedimientos para el resaltado de anomalías residuales, se encuentran los métodos basados en el cálculo de derivadas del campo, en un amplio rango, desde las direccionales (X, Y) para destacar anomalías en una orientación particular, usualmente la del rumbo y la del buzamiento de estructuras geológicas de interés, utilizadas en las diferentes fases de este proyecto de investigación, hasta las derivadas verticales.

En esta etapa de integración e interpretación regional del Escudo de Guayana, vista la gran heterogeneidad geológico estructural, que se traduce en variaciones de densidad y propiedades magnéticas de las múltiples fuentes, con la consecuente notoria diversidad de orientación y buzamiento de las mismas, no he considerado procedente la elaboración de mapas de derivadas direccionales, que pueden ser visualizados en trabajos como el de Linares (2021), restringiendo el estudio de anomalías gravimétricas a la aplicación de la Continuación Analítica del campo hacia arriba -CAHA, su correspondiente residual y a la interpretación de las 2das derivadas verticales, que son muy útiles para discriminar contactos litológico –estructurales.

3.4.1. Mapa de 2das derivadas verticales

Los mapas de 2das derivadas verticales de la gravedad son usualmente analizados para la interpretación cualitativa y semi-cuantitativa, mediante la cual es posible delinear los bordes de fuentes anómalas que de otra manera no serían visibles en los datos originales (Sumintadireja, P. et al., 2018). De allí su utilidad en la interpretación en términos geológicos, por cuanto permiten la identificación de patrones de alineaciones u orientaciones de estructuras, fallas o contactos estructurales. Aunque, por lo general, los mapas de 2das derivadas pueden resultar muy “ruidosos” si se les compara con los datos originales, también tienen ventajas potenciales en la identificación de la polaridad de las anomalías, por lo que su aplicación en la visualización de cuplas magnéticas asociadas a la inclinación del campo geomagnético es de gran importancia. Visto que el objetivo de la aplicación de las 2das derivadas verticales es la remoción de los efectos

de tendencia regional y el resaltado de las anomalías más débiles, el punto de partida para la interpretación es la identificación de máximos, mínimos y principalmente el contorno “cero” que es clave para delimitar las fuentes anómalas de interés.

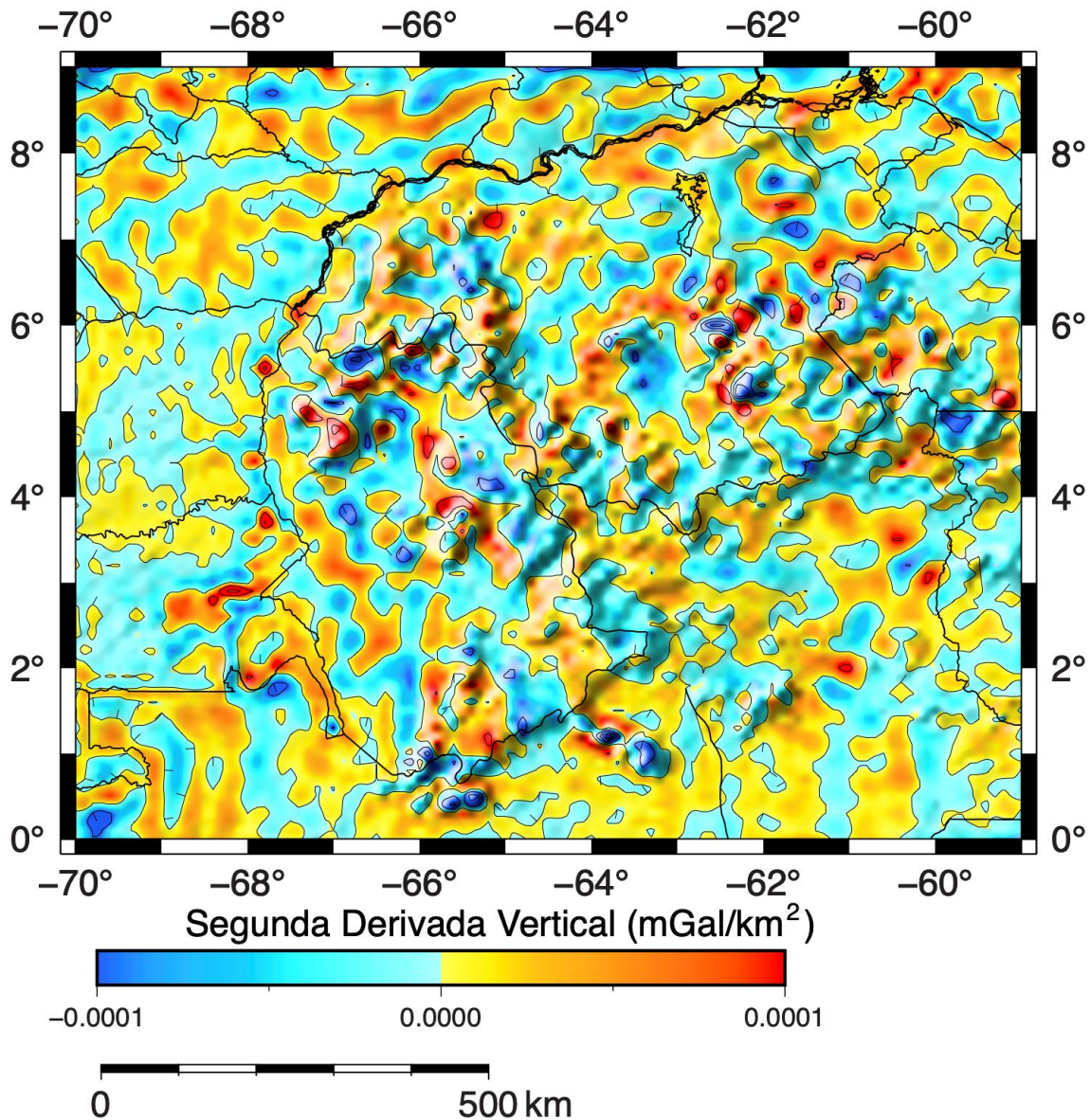


Figura N° 19. Mapa de Segunda Derivada Vertical de Gravedad

La utilidad del mapa de 2da derivada vertical de gravedad (Figura N° 19) se centra en primer lugar en la potencialidad del método para iluminar zonas de altos y bajos gradientes verticales (máximos y mínimos) que destacan las anomalías gravimétricas asociadas a la presencia de rocas de contrastante densidad con el medio circundante como es el caso de rocas ígneas metamórficas o graníticas respectivamente. Pese a la complejidad geológica estructural del área, bajo este criterio se precisa la ubicación de las fuentes anómalas antes mencionadas, destacando las cadenas de mínimos asociados a los cuerpos graníticos, así como la continuidad de las estructuras tipo graben en el territorio del Amazonas y las anomalías asociadas a los tepuyes. El seguimiento de los contornos de 2da derivada vertical igual a cero es igualmente resolutivo para hacer seguimiento a la orientación de los rift del Amazonas. Aunque no se distingue alineación alguna

que pudiera asociarse a la falla de Gurí, la más significativa del Escudo, sí se distingue la presencia de fuertes gradientes de gravedad relacionados con los máximos gravimétricos que caracterizan a la Provincia de Imataca. Es también apreciable la continuidad del graben de Takutú, marcada por la orientación N60E, que se extiende desde Guyana, aproximadamente en la latitud 3.5 °N, hacia territorio brasileño al sureste del Escudo de Guayana.

3.4.2. Mapa de Continuación Analítica del Campo -CAHA de 80 km

La Continuación Analítica del Campo hacia arriba -CAHA es usada para la interpretación de anomalías gravimétricas y magnéticas, como un filtro para remover anomalías producidas por fuentes superficiales.

En la Figura N° 20 se ilustra el mapa de CAHA 80 km seleccionado como el más representativo de la estructura regional del Escudo de Guayana tras un procedimiento evaluativo, comparando los mapas regionales de CAHA a distintas alturas (desde 10 hasta 100 km), mediante el método de Zhen (2010); se seleccionó la CAHA-80 como aquella a partir de la cual no se advierten cambios significativos en el mapa regional aunque se incremente la altura de cálculo.

El rango de valores de anomalía de Bouguer continuada 80 km hacia arriba cubre desde máximos del orden de -5 mGal hasta valores mínimos de -45 mGal. La orientación preferencial de los contornos es noreste (\approx N70E). Los contornos reflejan la morfología de la estructura profunda del Escudo de Guayana, caracterizada por una estructura oblonga cuyo mínimo de -45 mGal se ubica en las coordenadas 5°N/62°O, y los valores de anomalía incrementan gradualmente hasta alcanzar un máximo de -5 mGal en las zonas de borde del área de estudio. En cuanto a los gradientes en el mapa de CAHA 80, se advierten suaves gradientes desde el sur (0.1 mGal/km), desde el oeste (0.15 mGal/km) y desde el norte (0.11 mGal/km) hacia el mínimo de la anomalía.

La anomalía así calculada refleja la estructura profunda del subsuelo y servirá de base para la predicción del mapa de la discontinuidad de Moho en la zona de estudio. Los resultados pueden ser correlacionados con los obtenidos en estudios sísmicos realizados por Schmitz et al. (2021), aunque como se observa en la Figura N° 14 prácticamente no existen datos duros que soporten los contornos de Moho en latitudes menores a 8°N y den mayor fiabilidad al mapa de Moho en la región del Escudo.

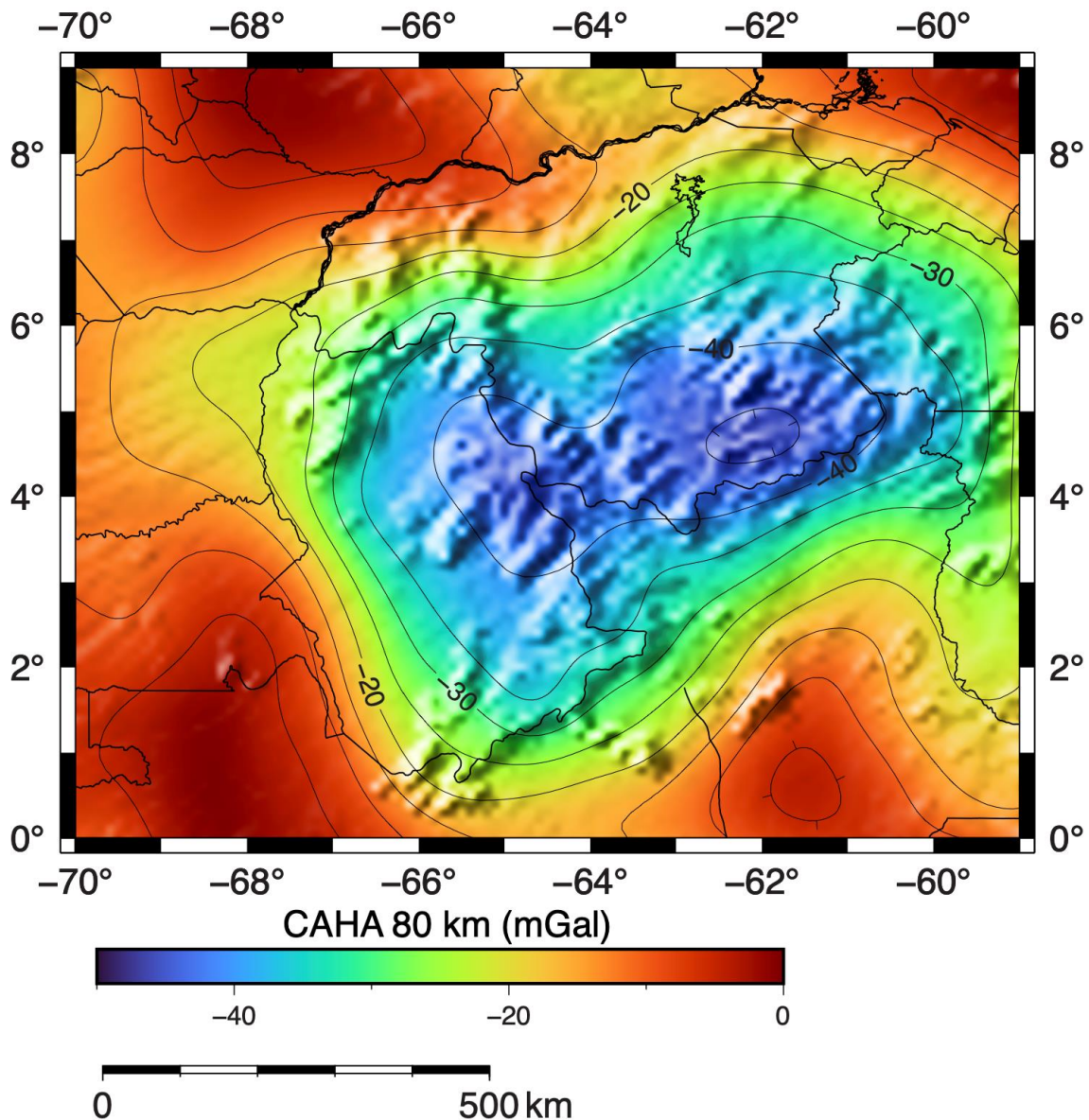


Figura N° 20. Mapa de Continuación Analítica CAHA-80 km del Escudo de Guayana.

El mapa de anomalías residuales, resultado de la diferencia entre el mapa de AB y la CAHA 80, representa las contribuciones de alta frecuencia en el área de estudio y como puede observarse, acentúa las contribuciones de las estructuras más superficiales, descritas en el mapa de AB (Figura N° 18) entre las cuales destacan: la anomalías máximas en la Provincia de Imataca, los mínimos asociados a la presencia de cuerpos graníticos diversos, los mínimos relacionados con los graben de orientación NO que marcan el contacto entre los dominios Casiquiare y Ventuari en el Edo. Amazonas. Es notoria la alta correlación positiva entre el mapa de AB y el residual de la CAHA80, lo que corrobora el peso que tienen las anomalías de alta frecuencia en el Mapa de AB y la importancia del método CAHA para su aislamiento y categorización.

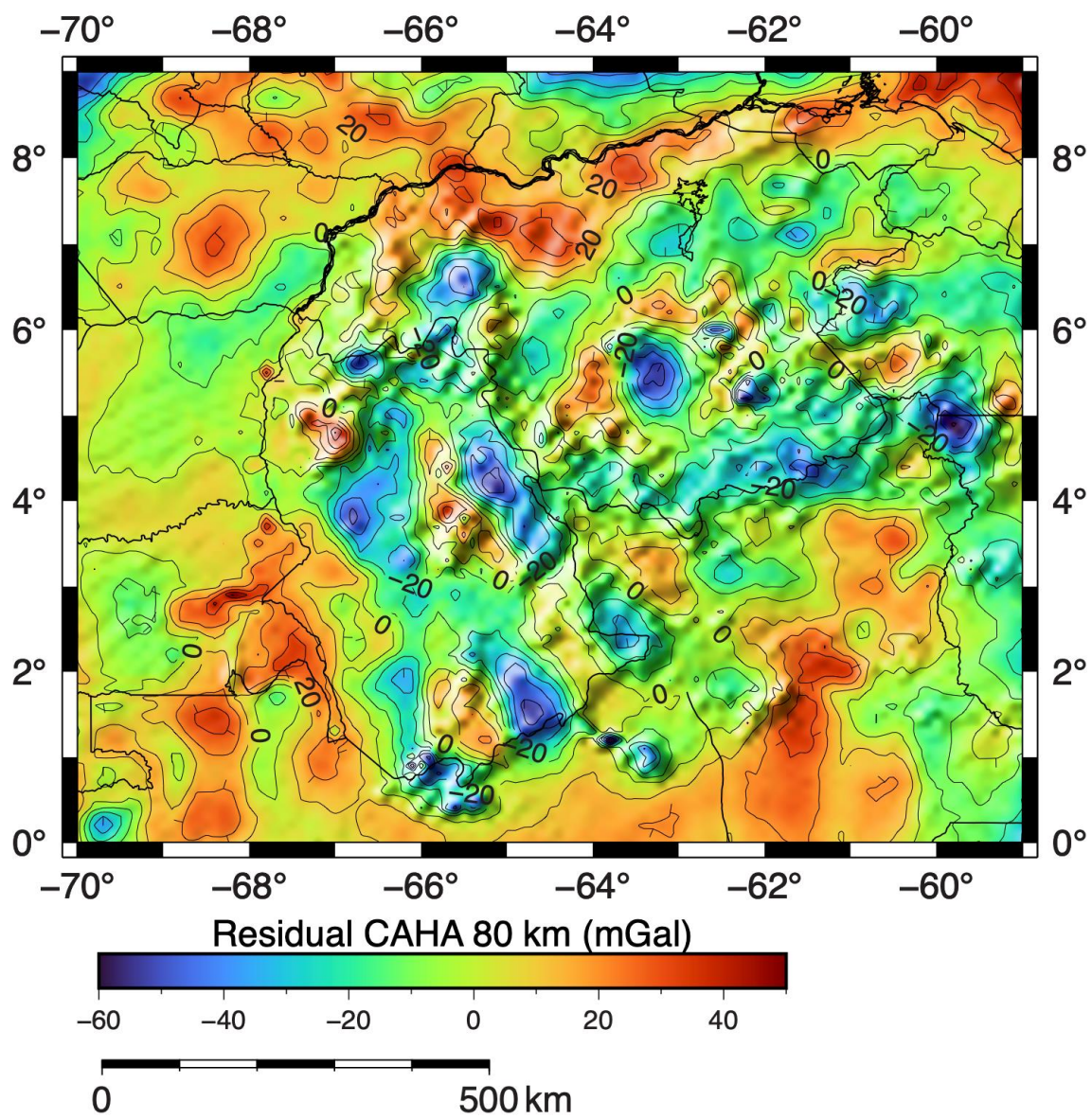


Figura N° 21. Mapa Residual de la Continuación Analítica CAHA-80

CAPÍTULO IV

4.1. Anomalías magnetométricas en el escudo de Guayana: estados Bolívar y Amazonas.

Una vez que los datos magnéticos han sido procesados y debidamente cartografiados, corresponde el análisis de los mismos en términos del comportamiento de los elementos constitutivos del campo geomagnético local y de las características geológicas y propiedades magnéticas de las unidades que conforman el subsuelo del área. Dada la importancia de limitar la ambigüedad inherente en la interpretación, es esencial contar con información geológica confiable de las fuentes anómalas, partiendo de la identificación de las rocas ígneas y metamórficas presentes en el subsuelo, dado que son las que mayor contribución aportan a las anomalías magnéticas en función de su magnetización. Como datos de referencia, los valores de susceptibilidad magnética que usualmente se atribuyen al basamento están en el orden de 1.500×10^{-6} unidades c.g.s. El rango de valores para las rocas ígneas comunes, comprende valores entre 2.000×10^{-6} , para las rocas graníticas o pórfidos con alto contenido en cuarzo y cercano a los 1.500×10^{-6} para las dioritas y diabasas (Nettleton, 1971). Datos específicos de susceptibilidad magnética en muestras de rocas de la Guayana venezolana se listan en Anexo A de este trabajo. Es igualmente importante identificar la interfase magnética de Curie, o nivel de profundidad del subsuelo a la cual un material deja de ser ferromagnético.

Se requiere, entonces, identificar en los mapas las orientaciones preferenciales de los contornos isoanómalos, que proveen información sobre el rumbo de las estructuras, gradientes de anomalías que se relacionan con la profundidad a la fuente anómala, siendo mayores mientras más somera sea la fuente, y la presencia de máximos, mínimos o cuplas máximo-mínimo relacionadas con la Inclinación del campo magnético.

4.1.1. Fuente de los datos magnetométricos.

Describir el contexto para la interpretación magnetométrica pasa por la elaboración de un conjunto de mapas que definen las características de los elementos del campo geomagnético en la zona objeto de estudio. En principio, cabe señalar que la fuente de datos magnetométricos utilizada proviene del modelo combinado EMAG2 v3 (Earth Magnetic Anomaly Grid 2, versión 3), con resolución espacial de 2 minutos de arco y altura de muestreo 4km por encima del geoide. A la fecha, el EMAG2 v3 es el modelo matemático más recomendable para representar el campo geomagnético en estudios corticales, a partir del cual se han elaborado los mapas de Declinación, Inclinación, Intensidad Magnética Total (IMT) e IGRF que se ilustran en las Figuras N° 23 a 26 respectivamente.

Al igual que con los datos gravimétricos, todos los mapas magnéticos fueron elaborados mediante el *software Generic Mapping Tools –GMT* (Wessel y Smith, 1991).

La interpretación magnética comienza con el estudio del campo observado, que es usualmente el mapa de IMT; a efectos prácticos el registro de datos magnéticos puede ser considerado el mismo que se tendría si los sedimentos no estuvieran presentes.

4.1.2. Mapas de Isógonas e Isóclinas.

Como se ilustra en la Figuras N° 22 y 23 que representan los contornos de isógonas e isóclinas del área de estudio; los contornos de declinación magnética, con orientación N10°O, varían de este a oeste, con mínimos de -14 grados en el este y máximos de -11 grados en el oeste (promedio de -12,5 grados), mientras la inclinación magnética (I), con orientación N70°E exhibe variaciones de Sur a Norte, entre los 18 y 34 grados (promedio de 23 grados).

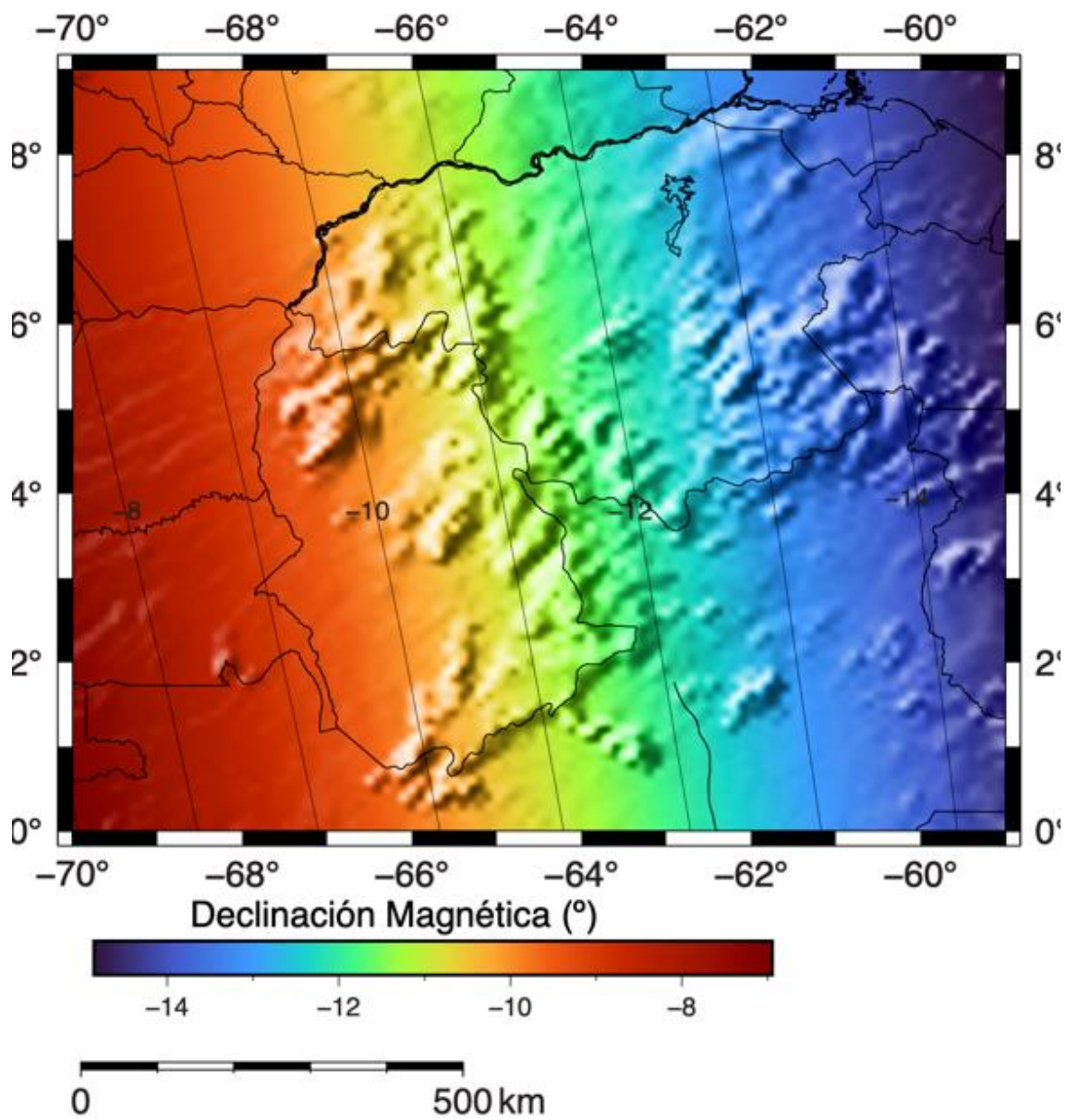


Figura N° 22. Mapa de Isógonas del Escudo de Guayana

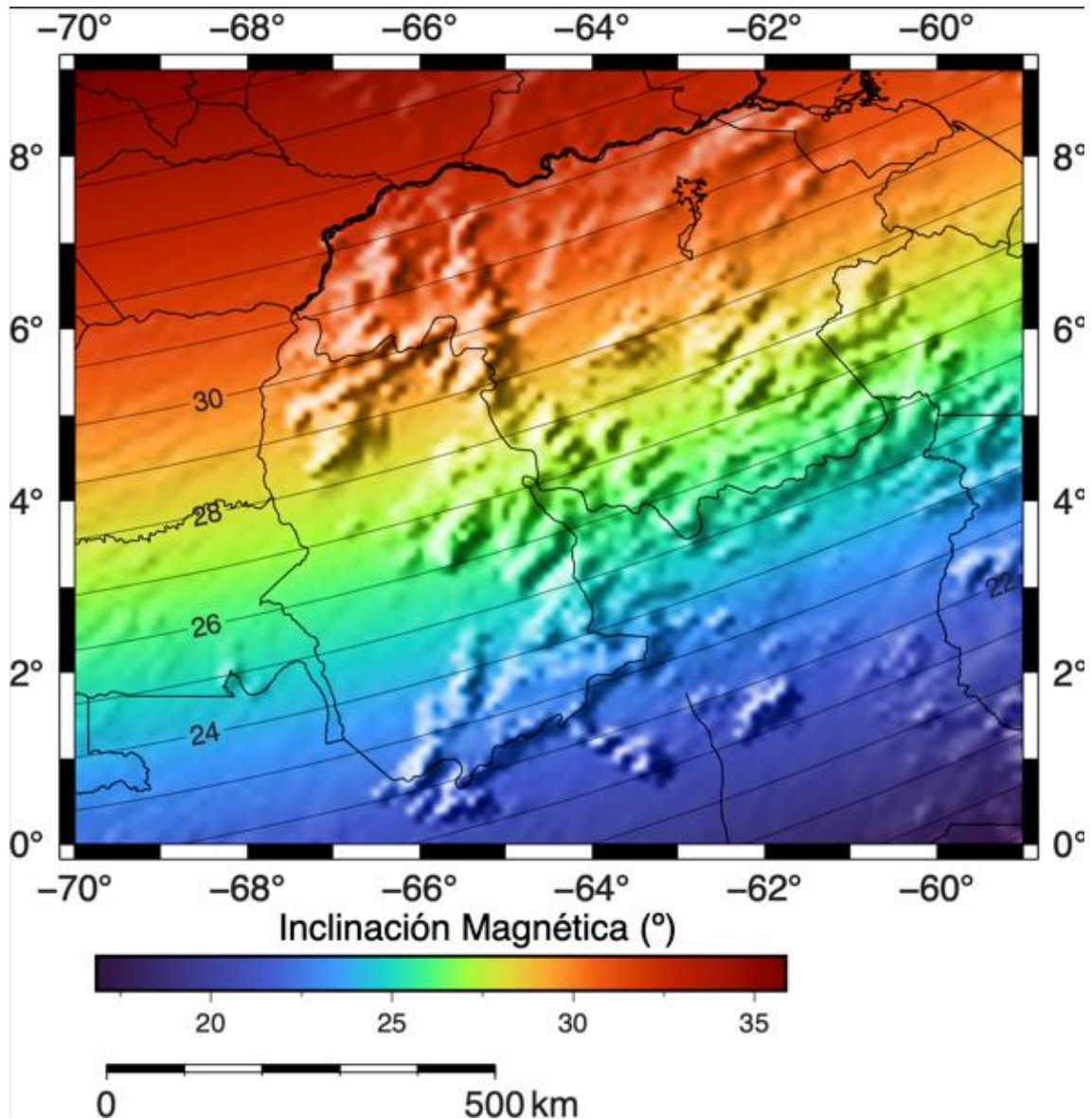


Figura N° 23. Mapa de Isóclinas del Escudo de Guayana.

4.1.3. El IGRF: Campo Geomagnético de Referencia Internacional.

El Campo Geomagnético de Referencia Internacional (International Geomagnetic Reference Field - IGRF) (Figura N° 24) es un modelo matemático que se utiliza para calcular a gran escala, el campo magnético teórico de la Tierra sobre la superficie del planeta; tiene un rango que varía entre los 25000 y 65000 nanoteslas (nT) (NOAA, 2014). Debido a que los cambios seculares no son predecibles, la referencia internacional debe ser actualizada cada 5 años sobre la base de mediciones en observatorios fijos. En la región del Escudo de Guayana, el IGRF tiene un comportamiento lineal con orientación preferencial de los contornos N70°E, valores máximos hacia el noroeste en el orden de 30500 y mínimos en el orden de 28500 hacia el sureste, lo cual concuerda con las tendencias globales presentes en el área bajo estudio.

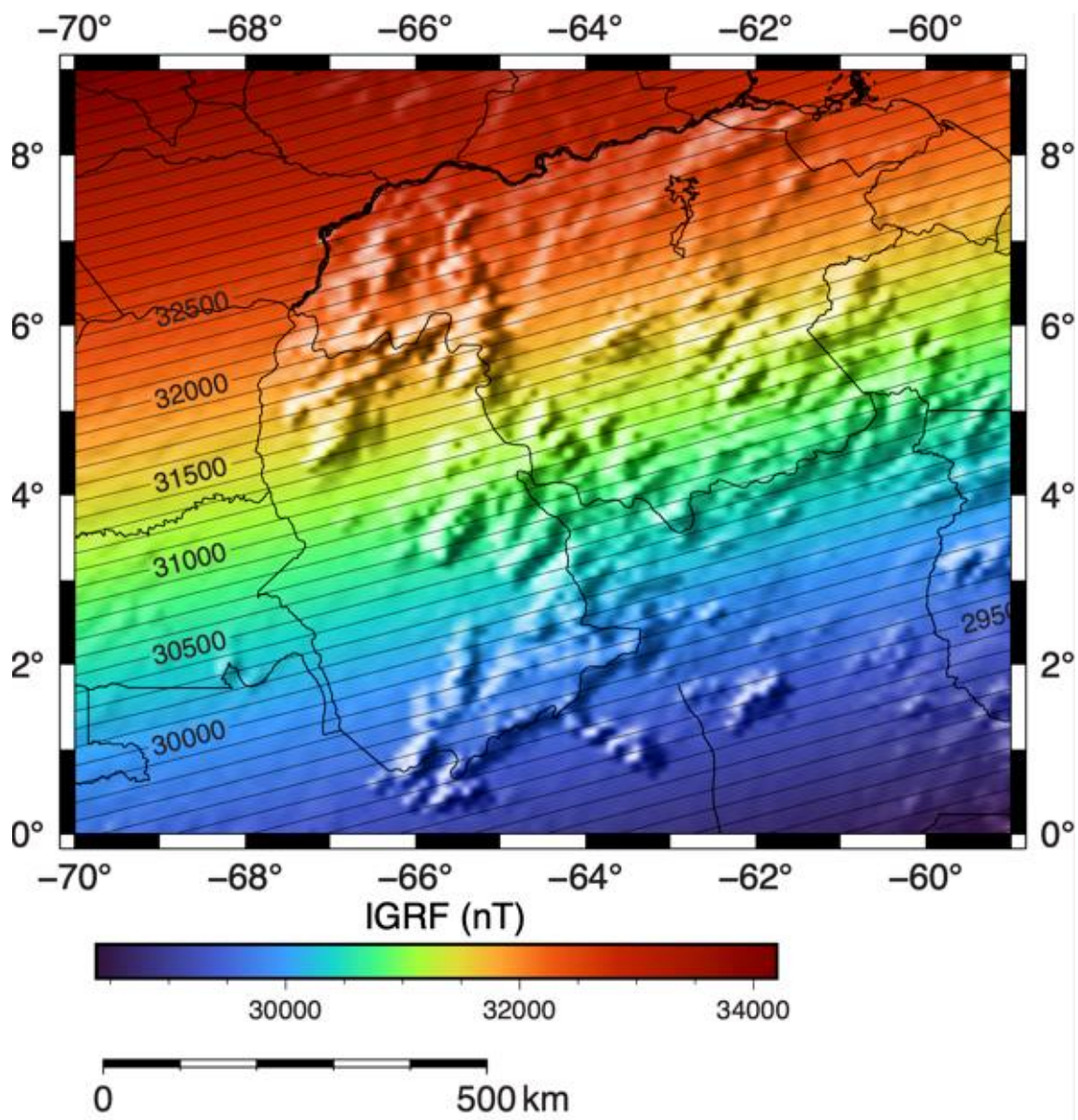


Figura N° 24. Mapa del IGRF del Escudo de Guayana

4.1.4. Intensidad Magnética Total (IMT)

El Mapa de Intensidad Magnética Total (IMT) (Figura N° 25) refleja los contrastes de susceptibilidad magnética del subsuelo hasta la isoterma de Curie, ie: la profundidad, a nivel cortical y manto superior, en la cual se alcanza la temperatura de Curie y con ello la imposibilidad de las rocas para adquirir magnetización inducida. Sobre esta componente se solapan las restantes fuentes de anomalía magnética: interfase corteza-manto y contrastes corticales.

En el área de estudio la IMT se refleja en contornos de orientación N70E y cubre un rango de valores desde 33500 nT en el extremo noroeste del área, hasta 28500 nT en el sureste.

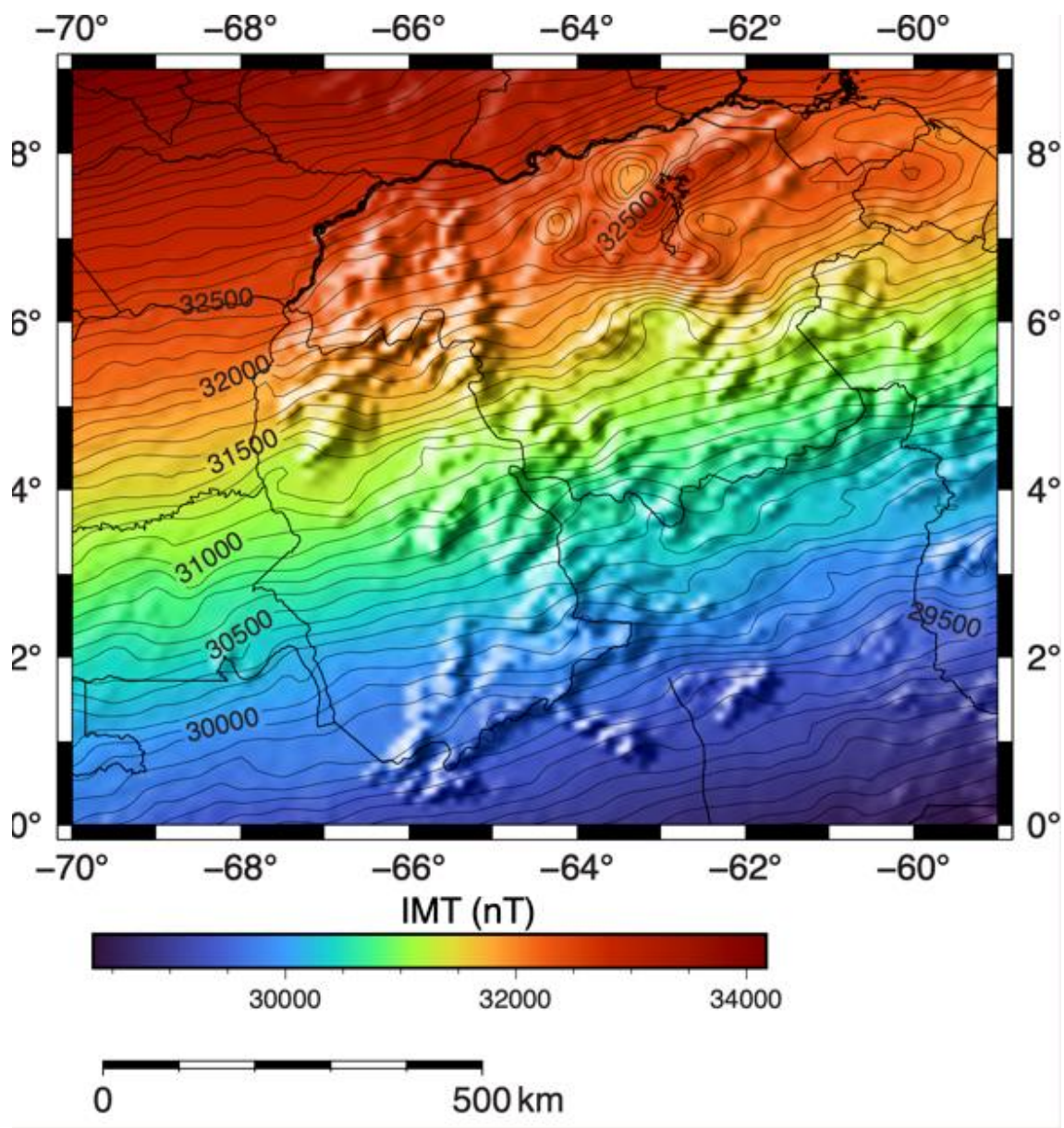


Figura N° 25. Mapa de Intensidad Magnética Total. IMT del Escudo de Guayana.

4.2. Mapas de Anomalías Magnéticas.

A partir de los datos magnéticos de la base de datos EMAG2 v3 se calculó la Anomalía Magnética mediante la expresión:

$$AM = IMT (\text{valor medido}) - IGRG (\text{campo magnético teórico}).$$

4.2.1. Mapas de Anomalía Magnética Total.

En la Figura N° 26 se presenta el Mapa de Anomalías Magnéticas del área ocupada por el Escudo de Guayana, objeto de investigación de este estudio, el cual posee valores de AM en un rango de -400nT a $+160\text{ nT}$, con un vacío de información en el sector demarcado entre coordenadas de $4^\circ - 6^\circ$ de latitud Norte, y $62^\circ 30' \text{O}$ a 64°O de longitud oeste, por ausencia de

datos del campo geomagnético (Orihuela et al., 2011). En la interpretación cualitativa de los mapas isoanómalos, se busca describir la disposición de las curvas de anomalía, identificando sus ejes negativos y positivos, de modo que puedan ser explicadas las discontinuidades magnéticas; posterior a ello, corresponde precisar las características específicas (frecuencia, anchura, forma, intensidad y orientación) de las anomalías, ya que, al igual que en el caso gravimétrico, suelen ser indicativas de la disposición, profundidad y extensión de la fuente.

Entre los aspectos más importantes a resaltar del análisis del mapa de AM destaca el dominio de valores de anomalía entre -100 y +100 nT, con predominio de anomalías esencialmente positivas, con orientación NE a E-O y mínimos muy aislados que localmente llegan a tener valores anómalos de -110 nT. Ése es el marco sobre el que resalta por su continuidad \approx N60E, su extensión espacial por más de 500km y la característica expresión de cupla magnética (-400 nT a +200 nT), la más conspicua anomalía de intensidad magnética del escudo de Guayana y de Venezuela. Esta anomalía se extiende desde la sutura Caura al oeste, hasta el delta del Orinoco al este, con su polo negativo en terrenos de la Provincia de Imataca y el polo positivo en la Provincia de Pastora. La línea de inflexión entre los polos de la anomalía marca el rumbo de la falla de Gurí y la anomalía magnética es la expresión del contacto entre las referidas provincias geológicas.

Otra anomalía magnética de significación regional, es la banda magnética de dirección \approx E-O que atraviesa el estado Amazonas, en la latitud \approx 3°N, posiblemente asociada al límite entre los dominios Casiquiare (S) y Ventuari (N) y a la presencia del granito de Atabapo, de darse las condiciones entre las propiedades magnéticas de las rocas que lo circundan. Es evidente, asimismo, la alineación de contornos magnéticos con magnitudes de 100 nT al sur del Estado Bolívar, en territorio brasileño, que se proyecta hasta la región central de Guyana marcando la orientación del graben de Takutú.

Adicionalmente se distinguen diversas anomalías magnéticas locales, que podrían ser fuente de interés para la exploración minera, como las que ocurren en las cercanías del cerro Yapacana y en la Serranía La Neblina identificadas como potenciales depósitos auríferos, por anomalías magnéticas asociadas a intrusiones alcalinas como la Formación La Churuata que presenta depósitos de uranio (Bellitza et al., 1980; Kusnir, 2015; Castro, 2015)

Los diferentes contrastes intermedios que representan los datos magnéticos podrían ser debido a diferencias composicionales intracorticales que no necesariamente representan diferencias significativas en densidad. Debido a que las unidades rocosas presentes en el subsuelo, pueden encontrarse amalgamadas y metamorfizadas, es probable que puedan ser diferenciadas en función de sus propiedades magnéticas, aunque en términos de su densidad, sean similares sólo a grandes rasgos.

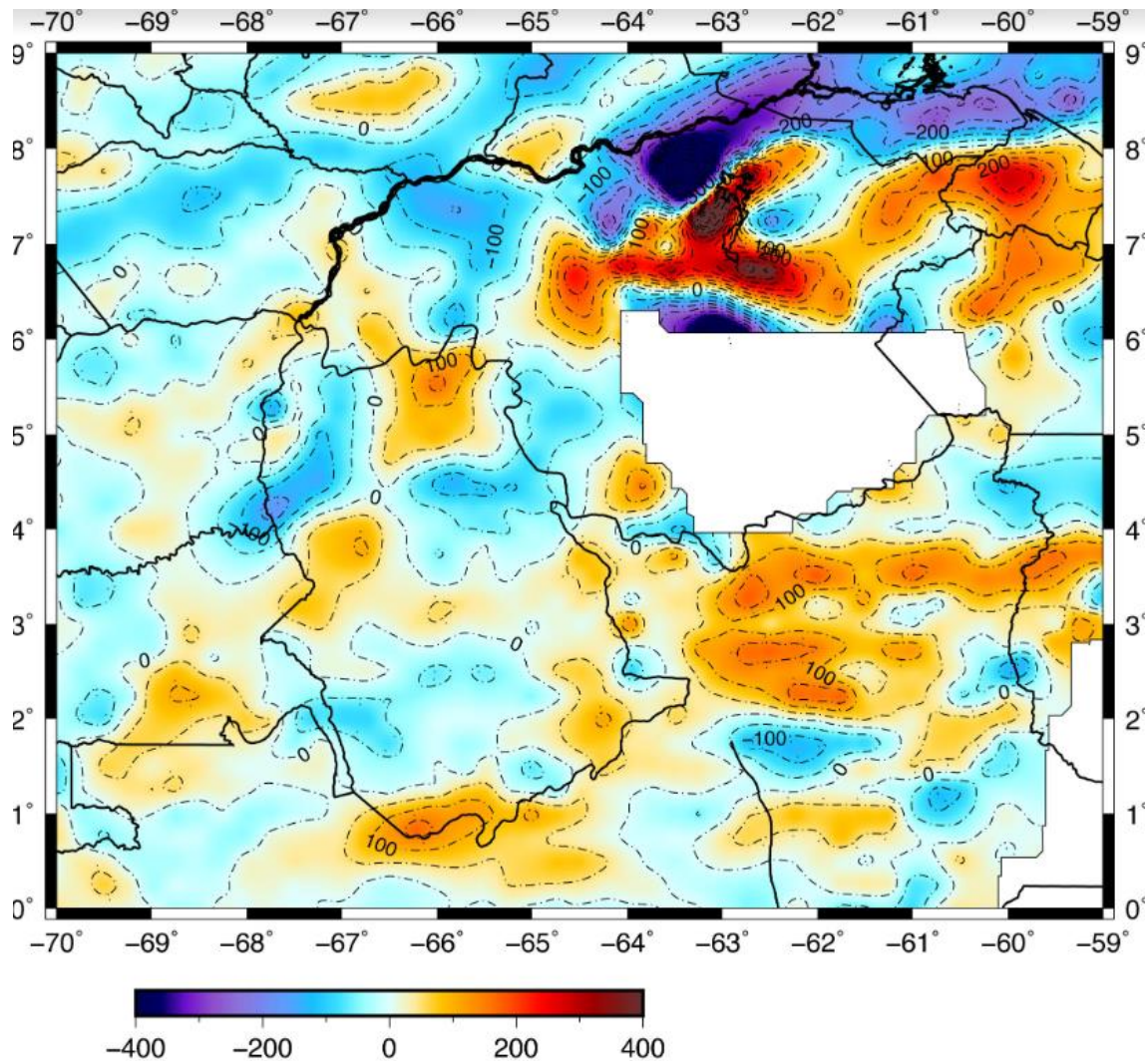


Figura N° 26. Mapa de Anomalías Magnéticas del escudo de Guayana. Base de datos del modelo EMAG2 v3 (Maus et al., 2009)

4.2.2. Mapas Regionales de Anomalía Magnética Total.

Dado el carácter regional de esta investigación y con el objeto de tener mayor información sobre la estructura profunda a partir de datos magnéticos en respaldo a la información gravimétrica para el modelado de la discontinuidad de Mohorovicic en el Escudo de Guayana, se realizó el análisis espectral de los datos geomagnéticos mediante el espectro de potencia radialmente promediado y se determinaron las siguientes interfases en los siguientes niveles: 33 km para la más profunda; 25 km para la profundidad intermedia asociada a la interfase corteza superior-corteza inferior; y 10km para la interfase somera, relacionada con el tope del basamento, posiblemente rocas ígneas y CRV. Por otro lado, el espectro de los datos magnéticos revela que la isoterma de Curie podría estar ubicada a unos 50 km de profundidad, poco más profunda que el Moho determinado por gravimetría; de allí que su efecto pueda hacerse visible en el respectivo mapa de CAHA 50 km.

Hacia el norte y el extremo sur de la zona, las magnitudes magnéticas tienden a ser positivas, mientras que hacia el centro del Escudo tienden a ser negativas. El mínimo se alcanza hacia el noreste, con anomalías cercanas a los -400 nT y el máximo, justo al sur de esta última, con una magnitud de +300 nT. Este gradiente consiste en una de las primeras evidencias de la frontera mencionada, que en el mapa reducido al ecuador revela una especie de fallamiento que corre E-

O por el paralelo 6°. Esto concuerda con la tendencia regional que presentan las anomalías de Bouguer de entre -30 mGal a 0 mGal que se presentan en la zona de transición.

En la Figura N° 27 se presenta el mapa generado a partir de la continuación analítica del campo de la anomalía magnética a 35 km de altura. En este mapa se advierte una mayor intensidad magnética hacia el sureste de la zona en estudio, en particular el dominio de Siapa, en comparación con un norte geográfico compuesto de bajos magnéticos en todas sus longitudes geográficas. Se observa también en dicho mapa el alto magnético asociado al contacto entre los dominios de Casiquiare y Ventuari, el cual tiene una dirección aproximada N70W. Esto implica que, mayormente, las anomalías magnéticas observadas son de índole local. Entre las más importantes se mencionan los máximos magnéticos en las cercanías del cerro Yapacana (orden de 160 nT) y al suroeste del mismo, al sur del tepuy Duida-Marahuaca (orden de 50 nT), en La Serranía la Neblina (orden de 100 nT) y en la Serranía Parima-Tapirapecó (orden de 70 nT).

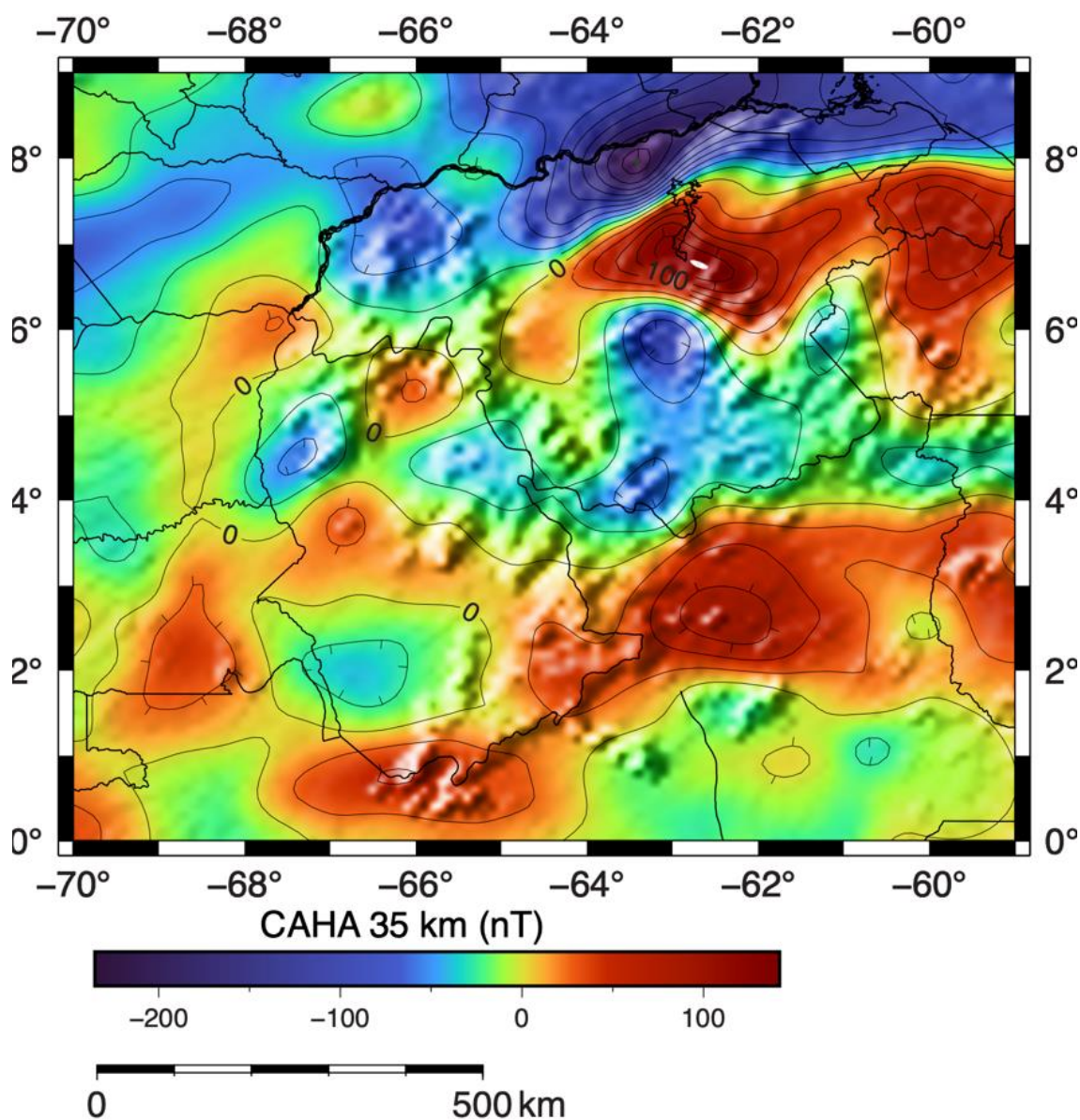


Figura N° 27. Mapa de CAHA 35 km de Anomalías Magnéticas del Escudo de Guayana.

El mapa de CAHA 35 de anomalías magnéticas que se ilustra en la Figura N° 27 pone en evidencia el efecto magnético regional del Escudo de Guayana, rescatando el efecto de su estructura profunda de forma oval, con orientación NE a E-O de su eje.

Es notorio, asimismo, como se perfila la cupla magnética asociada a la Provincia de Imataca con la CAHA 35 de anomalía magnética que se ilustra en la Figura N° 27 y como se evidencia la continuidad en el subsuelo de la anomalía que refleja la morfología y continuidad del Arco de El Baúl hacia el noroeste

Existen grandes condiciones de similitud entre los mapas magnéticos de CAHA 35 y CAHA 50, (Figuras 27 y 28) particularmente en lo que corresponde a la caracterización de la parte más profunda del cratón de Guayana; sólo se advierten ligeras diferencias en la magnitud de las anomalías hacia la región centro occidental de EG, posiblemente reflejo de contribuciones residuales más visibles a 35km.

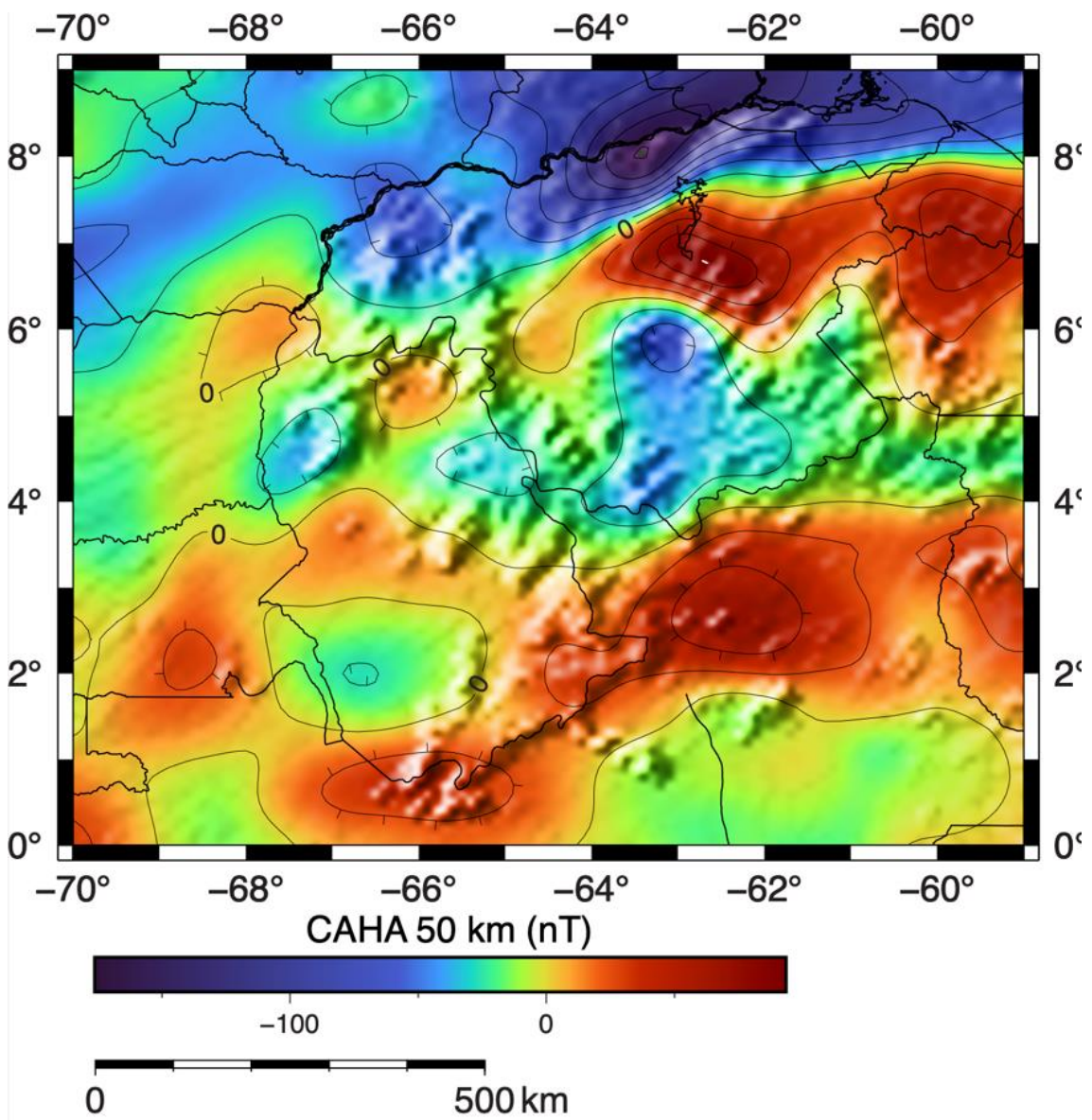


Figura N° 28. Mapa de CAHA 50 km de Anomalías Magnéticas del Escudo de Guayana.

4.2.3 Mapa de Reducción al Ecuador

Con relativa frecuencia los mapas de anomalías magnéticas pueden manifestar la presencia de anomalías con marcada polarización que dificulta su interpretación, situación que puede ser solventada aplicando los métodos de “Reducción al Polo -RTP” o de “Reducción al Ecuador -RTE” que, según Blakely (1996), tienen por objeto transformar las anomalías magnéticas bipolares a anomalías monopolares centradas directamente sobre el cuerpo que las causa, simplificando su interpretación. Para ello, los datos de intensidad magnética total, según su ubicación geográfica, deben ser reprocesados asumiendo que el campo magnético inducido tiene una inclinación de 90° y una declinación de 0° , para la Reducción al Polo, e inclinación de 0° , para la Reducción al Ecuador. En estos métodos se establece como premisa que los cuerpos están magnetizados bajo inducción, por lo que tendrían la dirección del campo magnético terrestre, lo que hace que no sea resolutivo si los cuerpos poseen magnetismo remanente. La Reducción al Polo es aplicable en regiones donde la declinación es superior a los 10° y la latitud magnética debe tener valores mayores de 30° , por lo que esta aplicación no es resolutiva para datos adquiridos en áreas cercanas o sobre el ecuador magnético. En casos como el que nos ocupa, donde el área de estudio se ubica entre latitudes 0° a 9° Norte, es más precisa la aplicación de la Reducción al Ecuador, que de igual manera no es eficiente si la latitud magnética es superior a 60° .

En este mapa, para reducir el efecto magnético por la inclinación del campo y poder ubicar las estructuras, se llevó a cabo la reducción de los datos al ecuador, con los valores mostrados en las Figuras 22 y 23 para la declinación e inclinación magnéticas respectivamente.

En el mapa de RTE (Figura N° 29) se ilustran los contornos de anomalía magnética reducidos al ecuador magnético, presenta un rango de anomalías entre -126 nT y 117 nT, donde las anomalías negativas se encuentran principalmente relacionadas a los granitos de Cuchivero y a la sección engrosada de Río Negro. Con la aplicación de este operador, se logra ubicar con mayor exactitud, las respuestas anómalas sobre las fuentes que las generan. Así, en el mapa de RTE, se perfilan con mayor detalle las componentes positiva y negativa de la anomalía sobre la Provincia de Imataca, se visualiza con mayor detalle la anomalía regional positiva envolvente del cratón de Guayana y los mínimos relacionados con la parte más profunda del mismo, así como los cuerpos graníticos con expresión magnética mínima dado que no presentan usualmente altos valores de magnetización. Se observan, igualmente, mayores gradientes al norte.

En cuanto a la anomalía magnética que marca los límites entre los dominios de Casiquiare y Ventuari en el Edo. Amazonas, es aún más marcada, resaltando la continuidad de las anomalías en territorio colombiano al oeste, como hacia Brasil, al este, prolongándose hasta el graben de Takutú en Guyana. Mediante la reducción al ecuador magnético -RTE, se determinó un comportamiento similar a la anomalía magnética de la zona, en donde se tienen máximos magnéticos locales entre los meridianos 65° O y 64° O, cercanos a la Serranía de Maigualida (al norte de la región) y del Jaua-Sarisariñama (al sur), que probablemente corresponde al contraste magnético de las rocas de origen mantelar y las rocas plutónicas de la Provincia de Cuchivero. Los mínimos del mapa de RTE, se encuentran localizados en la frontera con Brasil y en el noroeste del mapa y alcanzan valores de -200 nT; hacia el terreno brasilero el aumento del contraste magnético pudiera ser producto de las formaciones ígneas de Brasil descritas en los mapas geológicos de la zona.

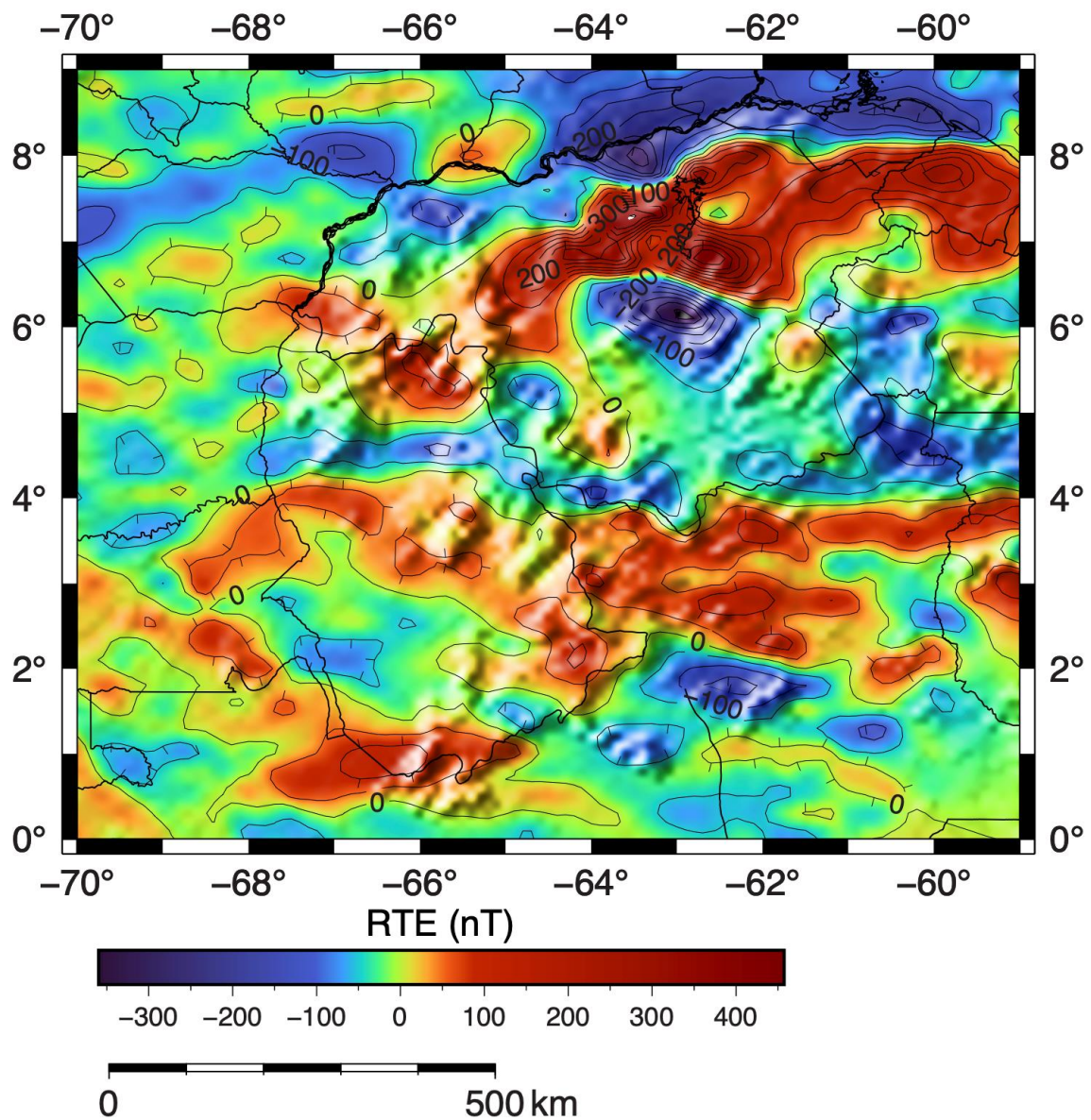


Figura N° 29. Mapa de RTE de Anomalías Magnéticas del Escudo de Guayana.

CAPÍTULO V

5.1. Teledetección para la cartografía de cursos de agua, pendientes y zonas de vegetación contrastantes.

En esta sección se ilustra el uso de herramientas de teledetección para la cartografía de cursos de agua, que pudieran estar asociados a la presencia de estructuras geológicas de gran extensión, como graben, o zonas de vegetación contrastante que podrían relacionarse con cambios litológicos, todo ello en apoyo a la interpretación estructural integrada de los datos gravimétricos y magnéticos de la región. Se ha introducido este concepto con el objetivo de resaltar sus potencialidades y despertar inquietudes con relación a sus aplicaciones, ya que la calidad de los datos que exhiben son de tal magnitud que pueden ser utilizados directamente junto con los mapas geofísicos, particularmente gravimétricos y magnéticos, que junto a los geológicos pueden facilitar el trabajo y conducir a interpretaciones de gran calidad y rigor científico.

Se presenta una muestra de las capas temáticas utilizadas para conformar los mapas de elevaciones y pendientes: A) Elevación de terreno. B) Pendiente de terreno. C) Red de drenajes (ríos, quebradas y cuerpos de agua). D) Sombreado (shadows map). E) Unidades geológicas. F) Fallamientos. G) Contactos geológicos. H) Plegamientos. I) Cuerpos de agua.

Estos mapas (a escala 1:7.500.000) y capas temáticas fueron generados por Reyes (2024) mediante las herramientas de análisis espacial incorporadas en el **software** ArcGIS PRO 3.0, a partir de la composición (unión) de 163 mosaicos (cada uno de 80 km × 70 km) de imágenes de alta resolución en la Banda L, obtenidas a partir del instrumento de radar de apertura sintética “ALOS PALSAR” (Advanced Land Observation Satellite Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar), el cual corresponde a un modelo digital de elevaciones (MDE) que posee una resolución de 12,5 m × 12,5 m por pixel. Estas imágenes son proporcionadas por la Agencia de Exploración Aeroespacial de Japonesa (JAXA, Japan Aerospace Exploration Agency), las cuales pueden ser descargadas desde el portal de “Alaska Satellite Facility Data Search Vertex”: <https://search.asf.alaska.edu/#/>.

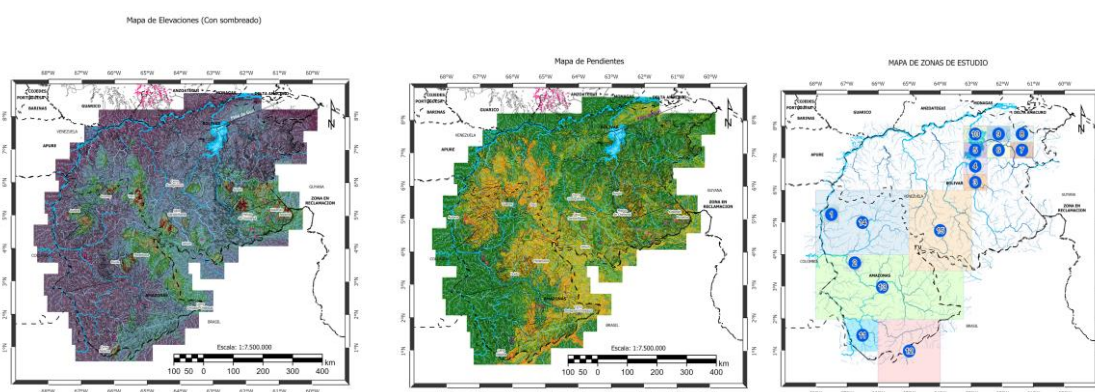


Figura N° 30 Muestra de las capas temáticas del área de estudio, Reyes (2024)

El mapa de elevaciones y pendientes del tepuy de Guaiquinima (a escala 1:250.000) que se ilustra a continuación fue generado a partir de los mapas anteriormente nombrados, ya que es una vista más detallada de los mismos. De su comparación con los mapas gravimétricos y magnéticos residuales pueden extrapolarse conclusiones interesantes e importantes para, en primer lugar, describirlos morfológicamente, y en segundo lugar, en estudios de muy alto detalle, dar respuesta a temas como su origen, su evolución y su potencialidad para la explotación de recursos mineros, en absoluto acuerdo para su preservación como invaluable recurso natural de la región.

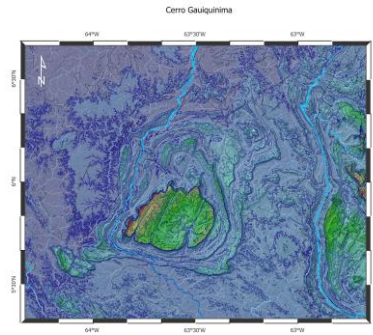


Figura N° 31. Mapa de pendientes del Tepuy de Guaiquinima, Edo. Bolívar.

Para citar las imágenes de ALOS PALSAR contenidas en estos mapas, todos los textos que acompañan a estos mapas deberían estar acompañados de la siguiente cita: ©JAXA/METI 2015. En cuanto a la referencia bibliográfica, debería tener la siguiente estructura: Dataset: ©JAXA/METI ALOS PALSAR L1.0 2015. Accessed through ASF DAAC 11 June 2015.

5.2. Modelado de MOHO mediante inversión gravimétrica.

5.2.1. Estimación de profundidades de fuentes anómalas mediante análisis espectral.

El procedimiento seguido para la generación de mapa de Moho comprende la siguiente secuencia de pasos: a partir de la anomalía de Bouguer total (Figura N° 18), cuyas condiciones de normalidad estadística, previamente determinadas, se ilustran en la Figura N° 32, se hizo el estudio de su correspondiente espectro de potencia, determinándose las profundidades (z) asociadas a cada pendiente (m) (Figura N° 33) mediante la relación $z = m/4\pi$ y se identificó el rango de número de onda/longitud de onda que debe corresponder a la profundidad de Moho, utilizando como referencia los valores publicados en Schmitz et al. (2021). Posteriormente, se utilizó un filtro pasabanda para el rango encontrado, que corresponde a la banda entre 72 km y 250 km (Figura N° 34). El tipo de filtro pasabanda usado es cuadrado en su representación en el dominio de Fourier.

Como ha señalado Lowrie (2007), al filtrar las longitudes de ondas de la banda seleccionada, se están eliminando las irregularidades observadas en el mapa de anomalía de Bouguer, dejándolo más suave que el original o enfatizando las anomalías de interés. Por ejemplo, en estudios de la corteza terrestre, como el actual, a gran escala, las estructuras pequeñas o locales son de menor interés que las anomalías regionales, por lo que su efecto puede ser disminuido mediante la aplicación de un filtro de paso bajo. La aplicación de este filtro deriva en la inclusión del artefacto conocido como el fenómeno de Gibbs, en la señal de salida. Este artefacto modifica la señal cerca de los bordes, al ser de menor longitud de onda y amplitud que la señal objetivo, por lo cual puede ser aceptado como parte del error asociado a la metodología.

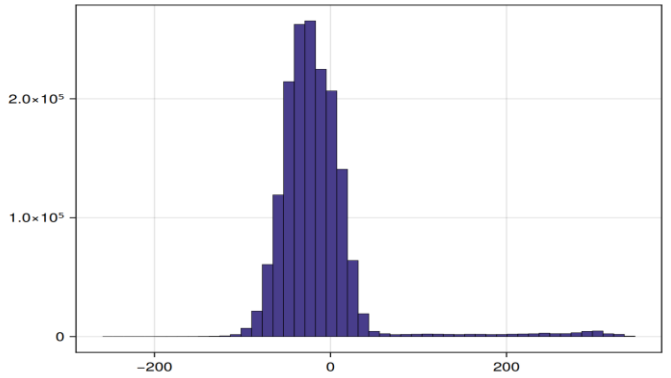


Figura N° 32. Distribución estadística de los datos de Anomalía de Bouguer Completa del Escudo de Guayana.

Una vez aislada la componente de la anomalía de Bouguer total que corresponde a la interfaz de Moho, se utilizó el método inverso de Parker (1972) para obtener la forma de Moho. El método de Parker permite calcular la anomalía potencial que genera una interfaz ($\Delta g(k)$) a cierta profundidad (p) dado un contraste de densidades ($\Delta\rho$), a través de la transformada de Fourier:

$$\Delta g(k) = e^{-kp} 2\pi G \Delta\rho H(k)$$

Ec. 15

La ecuación se puede reestructurar para realizar el proceso contrario, es decir obtener la forma de la interfaz a partir de la anomalía gravimétrica. En este caso hemos considerado como p la profundidad estimada con el espectro de potencia (42.9 km) y $\Delta\rho$ el contraste de densidad entre el manto superior (3300 kg/m³) y la corteza inferior densa (2950 kg/m³). El mapa que ilustra la interfase corteza-manto así calculada, es decir el mapa de la discontinuidad de Moho, se presenta en la Figura N° 44.

$$\Delta g(k) = e^{-kp} 2\pi G \Delta\rho H(k)$$

Ec. 16

Siendo Y_1 a Y_4 las ecuaciones de rectas tangentes identificadas en la Figura N° 42.

$$Y_1 = -995.88 x + 1E + 06 \text{ y } R^2 = 0.9788$$

$$Y_2 = -537.80 x + 1E + 06 \text{ y } R^2 = 0.9705$$

$$Y_3 = -323.94 x + 944831 \text{ y } R^2 = 0.9823$$

$$Y_4 = -208.70 x + 621358 \text{ y } R^2 = 0.9964$$

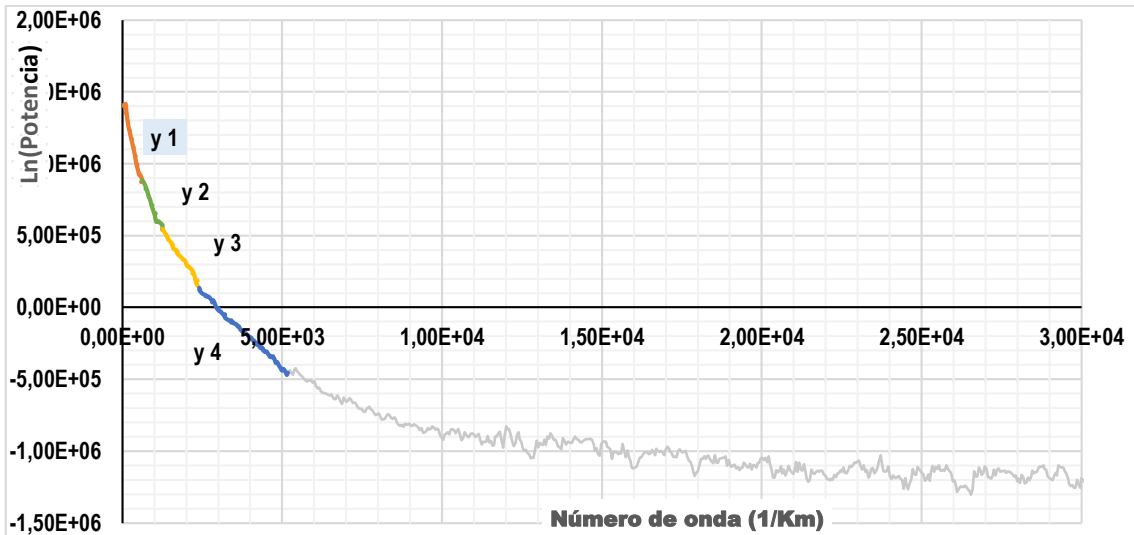


Figura N° 33. Espectro de potencia de la Anomía de Bouguer Total

M	Z (km)	R ²	Error m	Error	Error Z (km)	
-995,9	-79,2	97,88%	2,12%	7,12%	-5,6	Y1
-537,8	-42,9	97,11%	2,89%	7,89%	-3,4	Y2
-323,9	-25,8	98,35%	1,65%	6,65%	-1,7	Y3
-208,7	-16,6	99,64%	0,36%	5,36%	-0,9	Y4

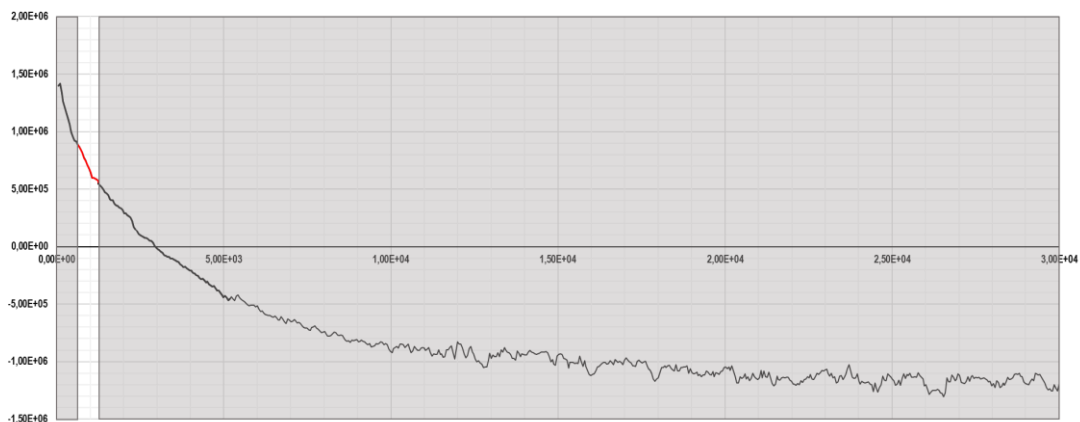


Figura N° 34. Aplicación de filtro pasabanda para el rango encontrado, que corresponde a la banda entre 72 km y 250 km

En la Figura N° 33, se observa la distribución de frecuencias de AB en el escudo de Guayana, que puede ser asociada principalmente a cuatro discontinuidades, la más profunda a 80 Km,

posiblemente de nivel litosférico; la profunda, a 40 km se relaciona con la interfase corteza-manto o discontinuidad de Moho; la intermedia, a 26 km asociada con la interfase corteza inferior-corteza superior o discontinuidad de Conrad; y la somera a 16 Km que se debe corresponder con fuentes mucho más cercanas a la superficie que constituyen los basamentos locales.

La transformación del aporte gravimétrico de la discontinuidad de Moho a profundidad a través del método de Parker (1972), se realizó aprovechando las capacidades de la transformada de Fourier multidimensional del paquete FFTW.jl del lenguaje comunicacional Julia v1.10

5.2.1. Mapa de Moho del Escudo de Guayana

En la Figura N° 35 se ilustra el mapa de profundidad de Moho en el Escudo de Guayana, primero en su estilo para el área de la Guayana venezolana, obtenido a partir de datos gravimétricos satelitales. Como puede observarse, la profundidad de Moho varía en un rango de 41 a 44.5 km profundizando de oeste a este, ubicándose la máxima profundidad a esa interfase entre 59°- 63° O de longitud y 4°- 6°N de latitud. Las profundidades interpretadas para Moho en este modelo guardan buena relación con datos previos determinados a partir de análisis espectral de anomalías gravimétricas en diferentes sectores del cratón (Kusnir, Castro, Ladera, 2015) y en modelos 2D interpretados (Figura N° 9). Los contornos describen una estructura oblonga con orientación preferencial muy cercana a la E-O. Suaves gradientes se aprecian en sus flancos principalmente en las zonas sur y oeste. Al noreste incrementa el gradiente y se mantiene la orientación E-O sobre terrenos de la provincia de Imataca. En la región centrosur del Edo. Amazonas los contornos de Moho se orientan en dirección NO, alineados con la serie de graben que caracteriza esa región de Escudo.

Con el propósito de validar el mapa de Moho se utilizaron dos estrategias, la primera, analizarlo a través de la comparación con el mapa de Continuación Analítica de la Anomalía de Bouguer total (CAHA 80 de AB, Figura N° 20) y la segunda interpretarlo en términos de la Anomalía de Bouguer calculada para la interfaz de Moho es este trabajo (Figura N° 36). Estos dos mapas de AB, a gran escala, reflejan buenas coincidencias, principalmente en la orientación de los contornos y en la ubicación espacial (4.5°N y 62°O) del mínimo gravimétrico asociado a la mayor profundidad de Moho.

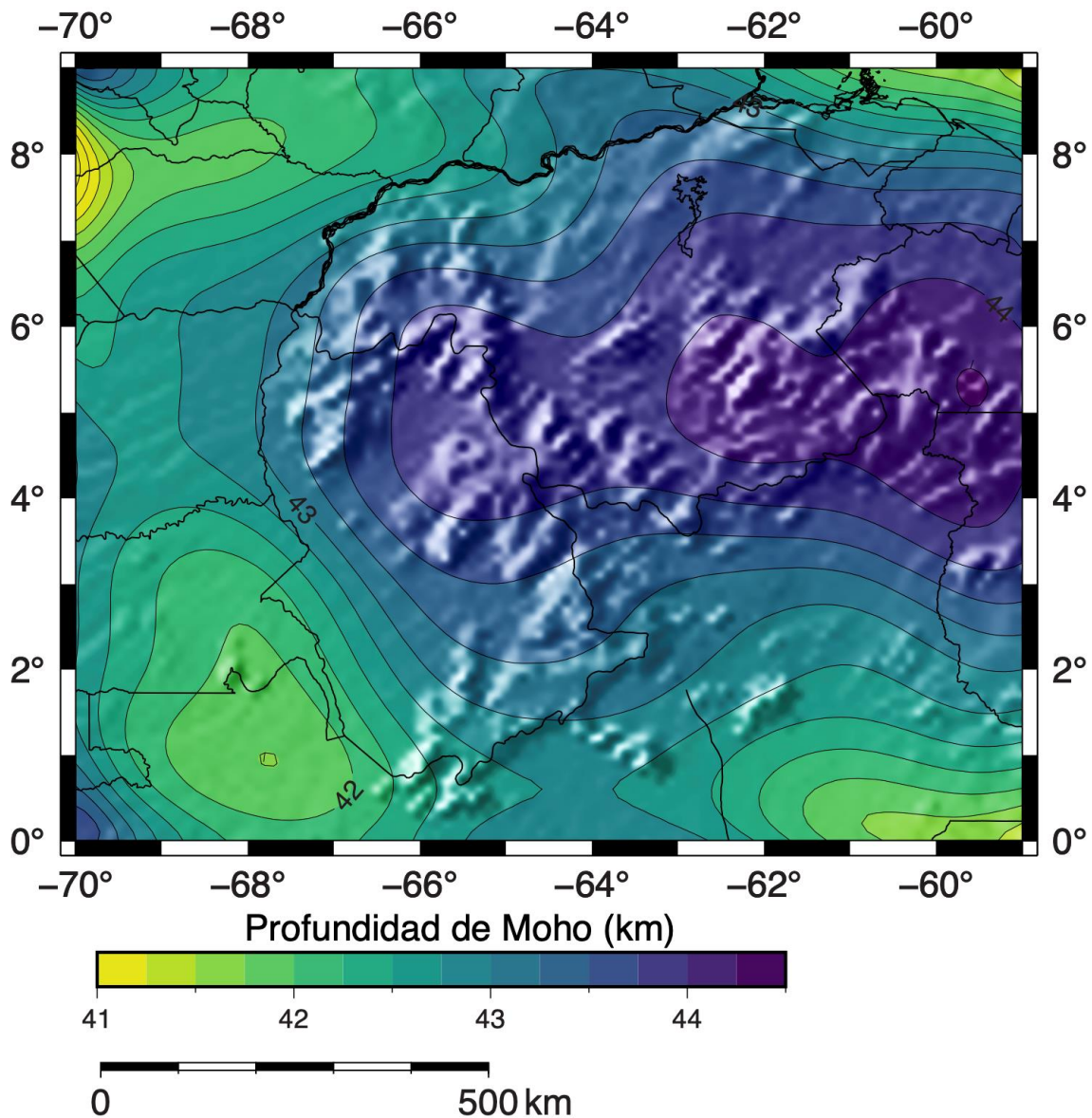


Figura N° 35. Mapa de contornos de Profundidad de Moho en el Escudo de Guayana

Esta interpretación está en concordancia con la propuesta de una formación cratónica cuya máxima profundidad a la discontinuidad de Moho se ubica a 44km y debería, además, exhibir variaciones corticales de densidad en los bordes tectónicos del cratón con los cuerpos que lo rodean. El relieve de la discontinuidad de Moho concuerda igualmente con los rangos de profundidad determinada en los análisis espectrales (Kusnir, Castro, Ladera, 2015) y en las secciones corticales 2D interpretadas a nivel regional, en el orden de los 40 km. Es clara y evidente, por otra parte, la tendencia de profundización de Moho de oeste a este.

Con relación al mapa de AB de Moho (Figura N° 36), cabe destacar un hallazgo muy interesante que puede venir a clarificar la interpretación del basamento del Complejo Ígneo metamórfico de El Baúl, por cuanto se identifica con meridiana claridad la continuidad hacia el noroeste de la anomalía de Bouguer que partiendo del escudo se proyecta en la dirección NW de ese complejo. Hacia el sur y el oeste del área de estudio, máximos de AB (50 y 60 mGal, respectivamente, flanquean la estructura del cratón, limitando su extensión al sur y el oeste del área de estudio.

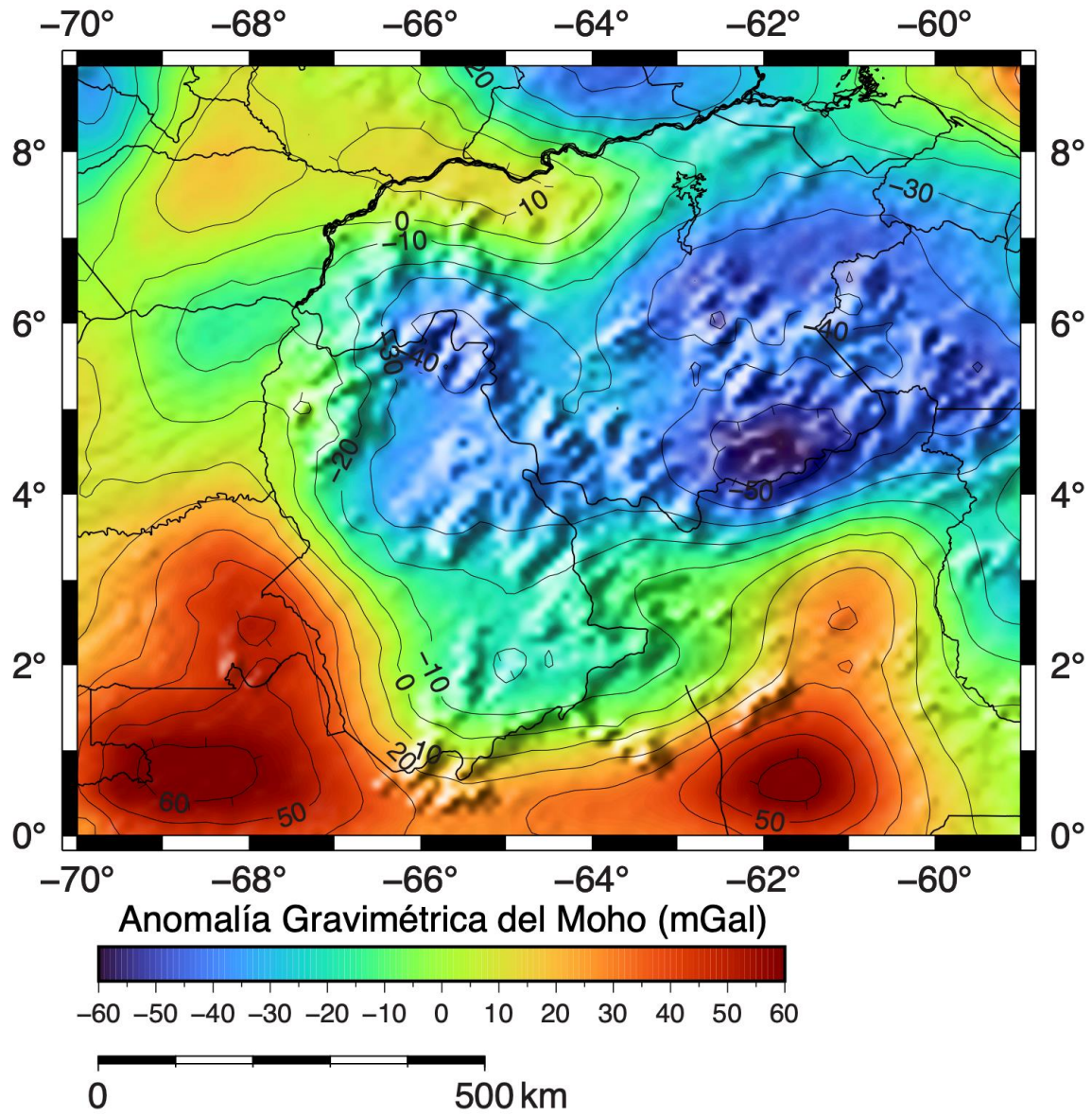


Figura N° 36. Mapa de Anomalia Gravimétrica de Moho en el Escudo de Guayana.

SUMARIO Y CONCLUSIONES

Esta sesión está dedicada a presentar un sumario sobre los antecedentes de esta investigación y concluye con los resultados a la fecha actual.

El Escudo de Guayana ha sido objeto de estudio, de larga data, por parte de numerosos investigadores. En particular, en el área de las Geociencias, por tratarse de un área que tanto interés genera en virtud de su potencial minero, hidroeléctrico, turístico, entre otros y, en particular, ha sido tema de debate el conocimiento de su estructura cortical mediante la aplicación de métodos potenciales, sólidamente apoyados en el conocimiento geológico del área gracias a los tratados sobre las características litológicas, estructurales y tectónicas que han aportado imprescindible información tan vital para la interpretación geofísica, entre quienes es imposible no mencionar la referencia más amplia y universalmente citada, Mendoza (2000, 2012, 2019) y Barrios (1985) para el estado Amazonas.

Es necesario, asimismo, señalar que la línea de investigación central en este trabajo ha sido la aplicación de métodos gravimétricos y magnéticos, para el conocimiento de la estructura del subsuelo que comprende el Escudo de Guayana, en el marco del cratón de Guayana en Venezuela. Desde el año 2005 ha significado la recuperación de datos gravimétricos y magnéticos de diversas fuentes, pasando por la integración de datos producto de levantamientos terrestres y aerotransportados (Sierra, Erasmo, Lozano, Azuaje, Vargas, Escorihuela, Díaz, Adrián, Morgado y Pérez, 2004-2005) hasta la inclusión de datos satelitales (Rangel, Joseph, Kusnir, Castro y Ladera, 2015) del estado Amazonas, para concluir con la integración de datos, procesamiento e interpretación con nuevos aportes que se presentan en este documento.

En esencial señalar, asimismo, que las técnicas y métodos aplicables en el procesamiento e interpretación de los datos, desde 2005 a la fecha actual, se han enriquecido considerablemente durante este lapso, gracias al desarrollo tecnológico, *hardware* más poderosos, nuevos *software* e inclusive la incorporación de metodologías usuales en otras disciplinas, que han permitido sin duda alguna tener mejor control de calidad de los datos y de los procesos matemáticos, estadísticos, geoestadísticos, espectrales, tras bastidores, para lograr mediante la sinergia entre estudios geofísicos y geológicos una mejor interpretación de la estructura del subsuelo en la región objeto de estudio.

En una 1ra fase, la recuperación de datos aerotransportados fue el objetivo primario, los trabajos de Joseph (2005) y Rangel (2005) fueron la “escuela” para el diseño del procedimiento a seguir para convertir mapas (formato analógico) a bases de datos (formato digital). En una 2da fase, se amplió el tamaño del área a estudiar, y aparte de profundizar en el uso de procedimientos para garantizar condiciones estadísticas y geoestadísticas de los datos, se cumplió con una fase de integración de datos que culminó con la producción de mapas gravimétricos y magnéticos integrados (Figuras N° 7 y 8) Es conveniente señalar que además de significado en término de producción intelectual, ese proyecto constituyó una muestra importante de sinergia institucional entre la UCV y el Ingeomin.

La transición del uso de datos terrestres y aero transportados a datos satelitales ha constituido, sin lugar a dudas, un paso trascendental, que llevó a unificar datos y homogeneizar información de diversas fuentes, que requirió además mayor entrenamiento en el uso de grandes cantidades de datos. Un objetivo cumplido en esa 3ra fase fue la validación de diversas bases de datos de uso internacional, lo que se cumplió con los datos gravimétricos y magnéticos del Edo. Amazonas, con el añadido que no sólo fue posible determinar cuál podría ser la base de datos más adecuada a los estándares actuales, sino que permitió el uso de diferentes bases de datos para el logro de determinados objetivos específicos, aprovechando las fortalezas de cada base en función de sus potencialidades.

Finalmente, arribamos a la fase de final, que se consolida en este trabajo, donde la palabra clave es “integración y nuevos aportes” que se refleja en los mapas de anomalías gravimétricas y magnéticas del Escudo de Guayana, calculados a partir de las bases de datos de más amplia

aceptación a la fecha (ETOPO1, para datos de relieve topográfico; EIGEN-6C4, para datos gravimétricos; y EMAG2-v3, para datos magnéticos.

Un inciso necesario impone hacer referencia a la transición ocurrida en el procesamiento de los datos gravimétricos, que de la clásica representación de las anomalías gravimétricas referenciadas al geode, pasaron a ser referenciadas al elipsoide terrestre, incorporadas correcciones por efectos atmosféricos y por el ajuste entre el geode y el elipsoide, ajustada la gravedad teórica de referencia internacional y calculadas las anomalías de Aire Libre y Bouguer conforme a los nuevos estándares de uso internacional (Hinze et al., 2005; y LaFerhr, 1991. Así, los mapas de AAL y AB (Figuras N° 16 y 18) construidos bajo estos nuevos estándares, pueden ser correlacionados sin limitación alguna con los de otras regiones del mundo por cuanto están todos amarrados a los mismos datos de referencia internacional, en topografía, datos gravimétricos y datos magnéticos.

La presentación de estos productos finales constituye el punto de partida para la interpretación. Es conveniente señalar en este punto, que durante las 2 últimas décadas se ha consolidado el análisis de los datos gravimétricos y magnéticos en el dominio de la frecuencia; de ser un dato visto en el dominio espacial ha pasado a ser visto en términos de ondas y frecuencias que una vez discriminados pueden ser atribuidos a diferentes fuentes anómalas, y determinadas sus profundidades mediante el análisis de sus correspondientes espectros de potencia. La aplicación de métodos para la separación de efectos regionales y residuales, correspondientes a fuentes profundas y superficiales respectivamente, y de otros filtros de bandas de frecuencia específicas, pasa por la discriminación previa en un análisis espectral. Hoy día es también de uso frecuente y hasta rutinaria, la utilización de métodos como la deconvolución de Euler para la determinación de profundidades, la continuación analítica de los campos gravimétrico y magnético (CAHA) para la obtención de las anomalías regionales y el cálculo de efectos residuales a partir de la comparación con los datos de anomalía al nivel de referencia, así como el uso de derivadas de las anomalías en diferentes direcciones (x, y, z) para el resaltado de lineamientos estructurales de interés geológico. Ejemplos de la aplicación de estos métodos para la interpretación del subsuelo en el área objeto de estudio se muestran en diversas secciones de este documento.

Ahora bien, en medio de la gran diversidad de métodos aplicables a los fines de la integración e interpretación gravimétrica y magnetométrica del Escudo de Guayana, vista la diversidad geológica manifiesta en la notoria variación de orientación y buzamiento de las estructuras geológicas, en la heterogeneidad de las propiedades físicas (densidad y susceptibilidad magnética), y fundamentalmente en atención al carácter regional de este estudio, he estructurado su abordaje en la etapa final concentrándolo en el estudio de anomalías gravimétricas regionales mediante la aplicación de la Continuación Analítica del campo hacia arriba –CAHA 80 km, su correspondiente residual y a la interpretación de las 2das derivadas verticales, que son muy útiles para discriminar contactos litológico–estructurales. Con respecto a la interpretación magnética, luego de evaluar el comportamiento de los elementos descriptivos del campo magnético (D, I, IGRF, IMT) y las anomalías magnéticas, se incorpora el análisis de los efectos regionales mediante la CAHA -35 y 50 km, y la reducción al ecuador (RTE).

El producto final y más importante de esta investigación es el mapa de profundidad de la discontinuidad de Moho en el Escudo de Guayana, sobre el cual hay que destacar que es el primero en su estilo para el área de la Guayana venezolana, obtenido a partir de datos gravimétricos satelitales. No existe a la fecha ningún mapa de Moho de esta región; los publicados por Schmitz et al. (2021) cubren la región norte de Venezuela, con muy limitada información sísmica entre las latitudes 5° a 8° Norte y ausencia total de datos por debajo de los 5°N.

De modo que, sobre la base de la investigación realizada, teniendo como antecedente 15 TEG coordinados y supervisados, con la publicación parcial de algunos resultados (Rodríguez et al., 2006) y de este documento final que refleja la interpretación integrada del Escudo de Guayana podemos precisar las siguientes conclusiones:

1. La estrategia de recopilación y rescate de información magnetométrica, en el marco del proyecto UCV Ingeomin, permitió la elaboración del mapa magnetométrico (Figura N° 8) del sector comprendido en la región central del Edo. Bolívar (Fase I, 2005); es importante porque viene a representar una visión local de las anomalías magnéticas residuales, brinda algunas recomendaciones sobre posibilidades de desarrollos mineros en la zona y, a los efectos de la interpretación de las AM (Figura N° 8), se corresponde con las anomalías de alta frecuencia identificadas en esa región.
2. El reconocimiento geológico realizado en la zona central del Edo. Bolívar, con la visita a afloramientos básicamente correspondientes a las Provincias de Imataca y Pastora, incluida la observación de una zona de milonita de la falla de Gurí, y la recolección de muestras de rocas cuya caracterización litológica y determinación de densidades y susceptibilidades magnéticas (Anexo A) representan un valioso y permanente aporte por cuanto estos datos son parámetros esenciales, de referencia, para el modelado del subsuelo.
3. El estudio gravimétrico magnético de la región del Edo. Amazonas (Fase II, 2014-2015) constituyó una experiencia necesaria porque introdujo, en principio, la utilización de datos satelitales para el estudio de esa región, previa evaluación de las bases de datos satelitales disponibles en línea y la selección de las más adecuadas, para la identificación y delimitación de los dominios tectónicos característicos de esa región del escudo de Guayana.
4. Para el análisis de datos satelitales se experimentó probando diferentes métodos y técnicas de interpretación, para resaltar anomalías de interés, contactos y alineaciones estructurales. Resultados como los ilustrados en las Figuras N° 11 y 12 de Kusnir (2015) demuestran la potencialidad del método de la deconvolución de Euler para la identificación de zonas de contrastantes litologías o diferencias en profundidades de fuente.
5. La utilización de los espectros de potencia ha demostrado ser una herramienta fundamental para la discriminación de niveles de profundidad de fuente, que ha orientado la identificación de profundidades a las discontinuidades de Moho, Conrad y otros niveles más someros como tope del basamento. Los estimados de profundidad a Moho, más confiables en la medida de ser calculados a partir de mallas con la mayor cobertura espacial de datos disponible, que por sugerencia de Ragan y Hinze (1976) debería ser por lo menos 6 veces la profundidad objetivo, arrojan valores de profundidad a Moho en un rango de 38 -43 km y han servido de referencia para el Mapa de Profundidad a Moho (Figura N° 35).
6. La robustez de los resultados finales es justamente consecuencia de los múltiples ejercicios de prueba y contraste entre las técnicas y metodologías aplicadas localmente; así como de la verificación de la coherencia y consistencia de las anomalías obtenidas, y de su validación en términos geológicos.
7. Con el propósito de abrir oportunidades para estudios futuros se ha insertado en la sección 5.1 una breve reseña sobre el uso de herramientas de uso más reciente para la cartografía detallada y a distancia de áreas de difícil acceso, como las del Escudo de Guayana. Allí se evidencia la potencialidad de este recurso para cartografiar, por ejemplo, mapas de pendientes, definitivamente útiles para el estudio de los tepuyes, más aún si se integra con el estudio de las anomalías residuales gravimétricas y magnéticas.
8. La interpretación de anomalías a escala regional en los mapas de Anomalías de Bouguer, IMT, y sus correspondientes regionales (Figuras N° 21, 27, 28) ha permitido la identificación de estructuras icónicas en el Escudo de Guayana, entre otras y sin ser exhaustivos: a) la falla de Gurí, la más conspicua de la región norte del Escudo de Guayana, con expresión positiva en AB y de cupla magnética en IMT; b) la notoria presencia de cuerpos graníticos ampliamente extendidos por toda la región con su característica expresión de mínimos gravimétricos. c) la posible continuación del escudo hacia el noroeste, con expresión de máximo gravimétrico del complejo ígneo-metamórfico de El Baúl; d) La sutura del Caura, bien delimitada en el mapa, dividiendo los dominios gravimétricos de Cuchivero respecto a la tendencia que presentan Imataca

y Pastora. e) los lineamientos de orientación NO en la región del Amazonas con mínimos asociados a los graben descritos por Soares (1985); e) la estructura de orientación NE, al sur del escudo, en territorio brasileño, que tiene continuidad hasta el graben de Takutú en Guyana; todo esto en el ámbito estructural más regional de la anomalía gravimétrica de forma oval con orientación preferencial NE y mínimos de -40 mGal que representa el escudo de Guayana venezolana.

9. El mapa de contornos de profundidad de Moho en el Escudo de Guayana, cuyo relieve se ha plasmado en el mapa correspondiente (Figura N° 35) en el cual se evidencia su profundización de oeste a este en un rango de 41 a 44.5 km, siendo la máxima profundidad a esa interfase la alcanzada entre 59°- 63° O de longitud y 4°- 6°N de latitud. Las profundidades interpretadas para Moho en este modelo guardan buena relación con datos previos determinados a partir de los análisis espectrales de anomalías gravimétricas en diferentes sectores del cratón (Kusnir, Castro, Ladera, 2015) y en modelos 2D interpretados (Figura N° 9 y otras referenciadas en los TEG correspondientes). Los contornos de Moho y su respectivo mapa de Anomalía de Bouguer describen una estructura oblonga con orientación preferencial muy cercana a la E-O. Se aprecian suaves gradientes en sus flancos principalmente al sur y al oeste. Hacia el noreste se advierte un incremento en el gradiente y se mantiene la orientación E-O sobre terrenos de la provincia de Imataca. Los contornos de Moho, en la región centrosur del Edo. Amazonas, se orientan en dirección NO, mostrando su alineación con la serie de graben que caracterizan esa región de Escudo; y los regionales, tanto gravimétricos como magnéticos evidencian el contacto entre los dominios Casiquiare y Ventuari. El regional gravimétrico, por su parte, refleja el buzamiento hacia el NE de la discontinuidad del Mohorovicic, siendo ésta la mayor componente de dicho regional.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS

Adrian, N. (2004) Estudio Aeromagnético del Escudo de Guayana en la zona de El Manteco, Norte del Estado Bolívar. Trabajo Especial de Grado. Dpto. de Geofísica, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. 79p

Alves, R., R. Leão, E. B. Da Silva, L. F. Rezzano. (2015). Mapa geológico simplificado do Brasil. Escala 1:6.000.000. Serviço Geológico do Brasil.

Anhaeusser, C. y R. Mason (1969) Reappraisal of some aspects of Precambrian Shield Geology. Geol. Soc. Amer. 80(11):2175-2200

Argast, D., M. Bacchin y R. Tracy (2009) An extension of the closed-form solution for the gravity curvature (Bullard B) correction in the marine and airborne cases. ASEG Ext. Abstr.: 1-6

Arnaiz-Rodríguez, M. y Y. Garzón (2012) Nuevos mapas de anomalías gravimétricas del Caribe. Interciencia 37(3):176-182.

Arraiz, D., E. Dinis, I. Rodríguez y F. Urbani (2008) Interpretación integrada del macizo ígneo-metamórfico de El Baúl, Edo. Cojedes, Mem. XIV Congreso Venezolano de Geofísica.

Ascanio, T. (1975) El Complejo de Imataca en los alrededores de Cerro Bolívar. Estado Bolívar. Venezuela. Conf. Geol. Inter Guayanas X, Belen-Pará, Brasil Memoria 179-181

Azuaje, R. A. (2004). Estudio aeromagnético de la zona de Cupacuy, Norte del estado Bolívar. Trabajo Especial de Grado. Dpto. de Geofísica, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. 79p.

- Balmino, G., N. Vales, S. Bonvalot, A. Briais (2011). Spherical harmonic modelling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies. Bureau Gravimétrique International, Geosciences Environment Toulouse Observatory. DOI 10.1007/s00190-011-0533-4.
- Barrios, F., U. Cordani y K. Kawashita (1985) Caracterización geocronológica del Territorio Federal Amazonas, Venezuela. Memorias del VI Congreso Geológico de Venezuela. Ministerio de Energía y Minas. Dir. de Geología. Public. Esp. 10: 22-31. pp1432-1478. Tomo III p.1435
- Bellizzia, G. (1976). Mapa Geológico Estructural de Venezuela. Ministerio de Energía y Minas. Caracas. Escala 1:500000. Mapa geológico.
- Bellizzia, A., N. Bellizzia y S. Rodríguez (1980). Mapa metalogénico de Venezuela. [<http://www.pdv.com/lexico/museo/minerales/image/metalogenico.jpg>].
- Benaim, N. (1972) Geología de la región de Botanamo, Edo. Bolívar. IV Congr. Geol. Venezolano. Mem. Bol. Geol. Publ. Especial 5(III):1291-1314.
- Bhattacharyya, B.K. (1966) Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body. *Geophysics* Vol XXXI(1): 97-121.
- Blakely, R. (1996). *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press. Retrieved from ISBN 0-521-57547-8
- Bott, M.H.P. (1953) Negative gravity anomalies over acid "intrusions" and their relations to the structure of the Earth's crust. *Geol. Mag.* 90:257-267.
- Bott, M.H.P. (1956) A geophysical study of the granite problem. *Quart. J. Geol. Soc. London* 112:45-67
- Bott, M.H.P. y S. B. Smithson (1967) Gravity investigations of subsurface shape and mass distribution of granite batholiths. *Boletín Geological Society of America*, 78:859-878.
- Case, J., T. Holcombe y R. Martín (1984) Map of geological provinces in the Caribbean region. In W.R. Bonini, R.B. Hargraves y R. Shagam (Eds) *The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics*. *Geol. Soc. of Amer. Mem.* 162:1-30.
- Castro, L. (2015) Caracterización Estructural del Subsuelo de la Región Norte del Estado Amazonas mediante el Modelado Gravimétrico y Magnético usando Datos Satelitales. Trabajo Especial de Grado. Dpto. de Geofísica, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. 127p
- Chalbaud, D. (2000). Determinación del espesor cortical del Escudo de Guayana a partir de análisis de información de sísmica de refracción. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Universidad Simón Bolívar. 117p.
- Condie, K.C., 1997. "Plate Tectonics and Crustal Evolution". En: 4 ed. Butterworth-Heinemann, Oxford, 282 p
- Cordani, U., C. Teixeira, C.G. Tassinari y M.A. Basei (2000). Crustal Evolution of the South America Platform. En: *Tectonic Evolution of South America*, Pub. Esp. 31 Int Geol C.: 40p.
- Corpoven. (1989). Mapa de anomalías magnéticas de Venezuela. Escala 1:500.000, 24 hojas en proyección cónica conforme de Lambert.
- Davis, J. (1966) *Statistic and Data Analysis in Geology*. Ed. Library of Congress Cataloging. Pub New York 549p
- Díaz, A. J. (2004). Estudio geofísico integrado del sur-oriente del país, San Rafael de Imataca, estado Bolívar. Trabajo Especial de Grado. Dpto. de Geofísica, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. 79p

- Dobrin, M.B. y C.H. Savit (1988). *Introduction to Geophysical Prospecting* (4th ed.), New York, McGraw-Hill, 867 P.
- Donovan, S. (1994) *Caribbean Geology: An Introduction, Northern South America*. Cap. 13. Geological Society of América. p. 229-247
- Elkins, T. (1950). *The Second Derivate Method of Gravity Interpretation*. Society of Exploration Geophysicist, 4: 29-50.
- Escorihuela, N. C. (2004). *Interpretación de datos aeromagnéticos con fines de exploración minera en la zona San Rafael-El Callao*. Escudo de Guayana, Estado Bolívar. Trabajo Especial de Grado. Dpto. de Geofísica, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. 79p
- Espejo, A., 1974. "Geología de la Región El Manteco-Gurí, Estado Bolívar, Venezuela". En: IX Conf. Geol. Interguayanas, Ciudad Guayana, Estado Bolívar, p. 207-248.
- Erasmó, A. (2002). *Análisis Geoestadístico y Espectral de Datos Aeromagnéticos de la zona centro-occidental del Edo. Amazonas*, Trabajo Especial de Grado. Dpto. de Geofísica, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela, Caracas, 89p
- Fletcher, K., C. Green, S. Mazur y J. Rodríguez (2016) *Improved Satellite Gravity Data: Enhanced Tool for Structural Interpretation*. Getech, Leeds, UK. AAPG Annual Convention and Exhibition, Calgary, Alberta, Canada.
- Förste, C., S. Bruinsma, O. Abrikosov, J. Lemoine, T. Schaller, H. Götza, R. Biancale (2014). *EIGEN-6c4 The latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 219 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse*. 5th GOCE User Workshop. Paris.
- García, A. (2009). *Mapas de anomalías de gravedad y magnetismo de Venezuela generados a partir de datos satelitales*. Trabajo Especial de Grado, Dpto. de Geofísica, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela, Caracas, 199p
- Garzón, Y. (2010). *Validación de Datos Gravimétricos Satelitales a partir de un Análisis Geoestadístico Comparativo con Datos Gravimétricos de Adquisición Terrestre*. Tesis de Maestría, Dpto. de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela, Caracas, 79p
- Gaudette, H.E. y W.J. Olszewski (1985). *Determination of radiometric ages, Amazonas Territory, Venezuela*. Muñoz MI (ed) Mem. I Simp. Amazónico, Pto. Ayacucho, Bol. Geol., Publ. Espec. 10, Ministerio de Energía y Minas, Caracas, 733-746
- Geosoft INC. (2013). *Geosoft Oasis montaj: Software de Mapeo y Procesamiento de Datos de las Ciencias de la Tierra*. En GEOSOFT. Toronto.
- GETECH. (2007). *Advanced Processing and Interpretation of Gravity and Magnetic Data*. Obtenido de Getech Group.
- Gibbs, A.K. y C.N. Barron (1993). *The Geology of the Guiana Shield*. Ed. por N.Y. Oxford University Press, Monographs on Geology and Geophysics, Núm. 22, p. 246.
- Ghosh, S.K. (1977) *Geología del Grupo Roraima en el Territorio Federal Amazonas*. En: *Memorias V Congreso Geológico Venezolano*, Caracas, 1:167-193
- Ghosh, S.K., 1985. *Geology of the Roraima Group and its implications*. Mem. I Simp. Amaz., Puerto Ayacucho, Caracas. 33-50
- González de Juana, C., J. Arozena y X. Picard Cadillat (1980). *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Tomo I. Caracas: Foninves. 1031p.

- Goodwin, A. (1991). *Precambrian Geology: The Dynamic Evolution of the Continental Crust*. Academic Press, London.
- Grande, S. (2005) Las kimberlitas de Guaniamo, Venezuela. *GEOS* N° 38: 21-23
- Grande, S. y N. Mariño (2012). Charnockita con fayalita (bauchita) y su relación con el Granito del Pargüaza. *GEOS* 42: 64-67.
- Graterol, V. (1988). Mapa de anomalías de Bouguer de la República de Venezuela, Universidad Simón Bolívar, Caracas, escala 1:20.000.000.
- Hackley, P., F. Urbani, A. Karlsen, y C. Garraty (2006). Mapa Geológico de Venezuela. Escala 1:750.000. US. Geological Survey, file report 2006-1109. [<http://pubs.usgs.gov/of/2006/1109/>]
- Hammer, S. (1939). Terrain corrections for gravimeter surveys. *Geophysics* 9: 184-194
-
- Hargraves, R. (1968) Palaeomagnetism of the Roraima dolerites. *Geophys. J.R. astr. Soc.* 16: 147-160.
- Hemant, K., E. Thebault, M. Manda, D. Ravat y S. Maus (2007). Magnetic anomaly map of the world: merging satellite, airborne, marine and ground-based magnetic data sets. *Earth and Planetary Science Letters*, 260, 56-71. doi:10.1016/j.epsl.2007.05.040
- Herrero, E. y J. Navarro (1989). Mapa de anomalías magnéticas de Venezuela: Venezuela, Ministerio de Energía y Minas, folio of 1:500,000- scale sheets.
- Hinze, W., C. Aiken, J. Brozena, B. Coakley, D. Dater, G. Flanagan, R. Forsberg, T. Hildenbrand, G. Randy Keller, J. Kellogg, R. Kucks, X. Li, A. Mainville, R. Morin, M. Pilkington, D. Plouff, D. Ravat, D. Roman, J. Urrutia-Fucugauchi, M. Véronneau, M. Webring y D. Winester. (2005). New standards for reducing gravity data: The North American gravity database. *Geophysics* 70(4): J25-J32.
- Hirt, C., S.J. Claessens, T. Fecher, M. Kuhn, R. Pail y M. Rexer (2013). New ultra-high resolution picture of 1 Earth's gravity field. *Geophysical Research Letters*, Vol 40, doi: 10.1002/grl.50838
- Kalliokoski, J. (1965) Geología de la parte norte-central del Escudo de Guayana, Venezuela. *Min. Minas e Hidrocarburos. Bol. Geol.* VII (13):44-56
- Kane, M. (1962). A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics* 27: 455-462.
- Keary, P., Brooks, M., Hill, I. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration*. United Kingdom: Blackwell Science. (3): 133-135.
- Keller, G.R., T. Hildenbrand, W. Hinze, X. Li, D. Ravat y M. Webring (2006) The quest for the perfect gravity anomaly: Part 2 — Mass effects and anomaly inversion.
- Kusnir, E. (2015) Integración gravimétrica y magnética a partir de datos satelitales en la zona central del estado Amazonas. Trabajo Especial de Grado. Dpto. de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela, Caracas. 176p.
- Ladera, A (2015) Modelado Gravimétrico y Magnético del Escudo Guayanés a través del uso de Datos Satelitales en la región Suroeste del Estado Bolívar. Trabajo Especial de Grado. Dpto. de Geofísica, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. 155p.
- LaFehr, T. R. (1991) Standardization in gravity reduction. *Geophysics*, 56(8): 1170-1178.
- Lewi, E. (2024). Seamless map of depth to the Moho interface in the Afro-Arabian region using gravity data derived from EGM2008. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 25: 1-24, e2023GC011322. <https://doi.org/10.1029/2023GC011322>

- Li, X. y H. Götze (2001) Tutorial Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics. *Geophysics*, 66(6): 1660–1668
- Li, X., T. Hildenbrand, W. Hinze, G.R. Keller, D. Ravat y M. Webring (2006) The quest for the perfect gravity anomaly: Part 1 — New calculation standards. *Mem Annual Meeting SEG/New Orleans, Gravity anomaly Sesión*. P: 859-863
- Linares, F., D. Arráiz y N. Orihuela (2015) Mapa de anomalías de Bouguer de Venezuela derivado del modelo combinado EIGEN-6C4. *Geociencias Aplicadas Latinoamericanas*, 2. doi:10.3997/2352-8281.20150006
- Linares, F. (2021) Caracterización del Escudo de Guayana a partir de datos de Gravedad. Trabajo de Grado, de Maestría. Dpto. de Geología. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. 116p.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*, 2nd ed. 381p. Cambridge, New York, Melbourne.
- Lozano, L. M. (2004). Interpretación de datos aeromagnéticos con fines de prospección minera en la zona circundante al Río Antabare, estado Bolívar. Trabajo Especial de Grado. Dpto. de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. 116p.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*, 2nd ed. 381p. Cambridge University Press, New York, Melbourne.
- Lyatsky, H. (2010) Gravity and magnetic methods, which are discussed in this article, are extremely useful in both mineral and oil exploration. *CSEG RECORDED*, 35(8): --- Geoscience Research & Consulting Ltd., Calgary, Alberta, Canada.
- Mc Candless, G. (1965) Reconocimiento geológico de la región noroccidental del Estado Bolívar. *Bol. Geol. M.M.H. Caracas*. VII (13): 19-28.
- Martín, B. (1972). Paleotectónica del Escudo de Guayana *Conf. Geol. Inter. – Guayanas IX*. Ciudad Guayana, Venezuela. Mayo 1972, Memoria, *Bol. Geol., Caracas*, Publ. Esp. 6: 251 – 305.
- Maus, S., U. Barckhausen, H. Berkenbosch, N. Bournas, J. Brozena, V. Childers, F. Dostaler, J. D. Fairhead, C. Finn, R. B. Von Frese, C. Gaina, S. Golynsky, R. Kucks, H. Lühr, P. Milligan, S. Mogren, D. Müller, O. Olesen, M. Pilkington, R. Saltus, B. Schreckenberger, E. Thébault, and F. Caratori (2009) EMAG2: A 2-arc-minute resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne and marine magnetic measurements. En: *Geochem. Geophys. Geosyst.*, Vol.10, Q08005, doi: 10.1029/2009GC002471
- Maus, S., T. Sazonova, K. Hemant, J. Fairhead y D. Ravat (2007). National Geophysical Data Center candidate for the World Digital Magnetic Anomaly Map. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 8(Q06017). doi:10.1029/2007GC001643
- McCandless, G., 1965. Reconocimiento Geológico de la Región Noroccidental del Estado Bolívar. *Bol. Geol., Caracas*, 7:13, 19-28.
- Mendoza, V. (1973). Evolución tectónica del Escudo de Guayana (Resumen). II Cong. Latinoamericano de Geol. *Mem. Bol. Geol.* 75p Caracas, Nov. 1973,.
- Mendoza, V. (1977) Evolución Tectónica del Escudo de Guayana. Cong. Latinoamericano Geol. II. Caracas, noviembre 1973. *Mem. Bol. Geol. Caracas*. Pub. Esp. 7, III: 2237-2270
- _____. (1980). Petrotectonic Provinces of the Amazonas Territory, Guiana Shield, Venezuela. 26th International Geological Congress, Paris, July 7-17, 1.980. Resumes V1: p. 99.

- Mendoza, V. S. (1985) Potencial aurífero de Guayana. Memorias del VI Congreso Geológico de Venezuela. Pp.4038-4068
- Mendoza, S. V. (2000) Evolución geotectónica y recursos minerales del Escudo de Guayana en Venezuela (y su Relación con el Escudo Sudamericano). *Geos UCV* 2:184
- Mendoza, V. (2005) Evolución geotectónica y recursos minerales del Escudo de Guayana en Venezuela. *Geos UCV* 38:61-64.
- Mendoza, V. (2005). Geología de Venezuela, Tomo I: Escudo de Guayana, Andes venezolanos y Sistema Montañoso del Caribe. Ciudad Bolívar, Venezuela: Universidad de Oriente.
- Mendoza, V. (2012). Geología de Venezuela. Evolución geológica, recursos minerales del Escudo de Guayana y revisión del precámbrico mundial. Tomo I. Bogotá. 364p.
- Mendoza, V., L. Moreno, F. Barrios, D. Rivas, J. Martínez, P. Lira, G. Sardi y S. Ghosh. (1977). Geología de la parte norte del Territorio Federal Amazonas, Venezuela (informe en progreso). En: V Cong. Geol. Venezolano, T. 1: 363-404.
- Mendoza, V., H. Márquez, P. Petit, y A. Brojanigo (2019). Historia geológica del Escudo de Guayana, Venezuela, y sus recursos minerales: Evolución de supercontinentes, tectónica de placas y plumas del manto. *Boletín 43, Academia Nacional de la Ingeniería y el Hábitat*, p:1-134.
- Menéndez, V. D. (1968). Revisión de la Estratigrafía de la Provincia Pastora, Según el Estudio de la Región de Guasipati, Guayana Venezolana. *MMH, Bol. Geol. Caracas B* 10, 19, 309-338.
- Menéndez, V. (1994). Cinturones de Rocas verdes del Escudo de Guayana en Venezuela; Revisión Estratigráfica. In I. S. Venezuela. (Ed.). (pp. 123-139). Caracas: Libro de Memorias, Asoc. Venez. del Oro.
- Morgado, L. A. (2005). Análisis geofísico en la región de Guri al nordeste del estado Bolívar, Venezuela. Trabajo Especial de Grado. Dpto. de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. 181p.
-
- Moritz, H. (2000). Geodetic Reference System 1980. *Journal of Geodesy*, 74(1), 128-133. doi:<http://doi.org/10.1007/s001900050278>.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*. New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Nagy, D. (1966). The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics*, 31(2).
- Nettleton, L. (1971). *Elementary gravity and magnetic for geologists and seismologists*. Society of Exploration Geophysicists. Mono N° 1, 121 p.
- Nettleton, L. (1976) *Gravity and Magnetics in Oil Prospecting*, McGraw-Hill. NY, USA. 464p.
- Orihuela, N., A. García, Y. Garzón, J. González y T. Tabare (2011). Mapa de Anomalías Magnéticas de Venezuela derivado de datos satelitales. *Revista de la Facultad de Ingeniería U.C.V.*, 26 (1): 43-49.
- Parasnis, D. S., 1986, *Principles of applied geophysics* (4th edition): Chapman and Hall.
- Parker, R.L. (1973) The rapid calculation of potential anomalies. *Geophys. Jour. R. Astr. Soc.* 31:447- 455.
- Pavlis, N.K., S.A. Holmes, S.C. Kenyon, y J.K. Factor (2008). An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008. En: 2008 General Assembly of the European Geosciences Union, Vienna, Austria, Abril 13-18.

----- (2012). The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008), *Journal of Geophysical Research*, Vol. 117, B04406, doi: 10.1029/2011JB008916.

Pérez, M. (2004) Análisis Geofísico Integrado en la región de Guarento al Noreste del Estado Bolívar. Trabajo Especial de Grado. Dpto. Geofísica, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. 126p.

Pimentel de B., N. (1984) Compilación e integración del Mapa Geológico Estructural de Venezuela, escala 1:2.500.000. Dirección de Geología, Dirección General Sectorial de Minas y Geología, Ministerio de Energía y Minas, Venezuela.

Pimentel de Bellizzia, N., A. Bellizzia y S. Rodríguez (2000). Mapa Tectonoestratigráfico del Escudo de Guayana, Venezuela. Mem, Caracas. Dirección de Geología.

Rangel, L. (2014) Integración Gravimétrico-Magnética, a partir de Datos Satelitales, en el área de San Carlos de Río Negro - Estado Amazonas. Trabajo Especial de Grado. Dpto. Geofísica, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. 103p.

Reid, A.R. (1974). Stratigraphy of the type area of the Roraima Group, Venezuela. *Conf. Geol. Interguayananas*, Mem, Publ. Espec. 6: 343-354.

Regan, R. y W. Hinze (1976) The effects of finite data length in the spectral analysis of ideal gravity anomalies. *Geophysics* 41(1):44-55

Reyes, J. (2024) Geomática, Notas de Clase. Dpto. Geofísica, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela

Rodríguez. S.E. (1985). Recursos Minerales de Venezuela. MEM Bol. Geol. 1(27).

Rodríguez, I., S. Grande, N. Adrián, R. Azuaje, A. Díaz, N. Escorihuela, L. Lozano, L. Morgado, M. Pérez, E. Vargas (2006). Modelaje cortical del Escudo de Guayana, Venezuela, con base en datos gravimétricos y magnéticos. En: *Backbone of the Americas, Patagonia to Alaska*, 3 al 7 Abril, Geol. Soc. Am.

Rodríguez, N., A. Lilliu y V. Graterol (1985). Separación regional-residual de campos geopotenciales en un ambiente computacional altamente interactivo y gráfico. *Memorias del VI Congreso Geológico de Venezuela*. Pp.5814-5825

Rona, P. (1973) Plate tectonics and mineral resources. *Scientific American*. Vol 229(1): 86-95.

Rosales, R. (2023) Validación de los Datos Gravimétricos Satelitales del modelo Eigen-6c4 en un sector del Municipio Cedeño, Estado Bolívar. Trabajo Especial de Grado. Dpto. Geofísica, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. 91p.

Schmitz, M., D. Chalbaud, J. Castillo y C. Izarra (2000). The crustal structure of the Guayana Shield, Venezuela, from seismic refraction and gravity data. *Tectonophysics*, 345:103–118.

Schmitz, M., M. Bezada, K. Ramírez, A. Levander, F. Mazuera, J. Ávila, L. Yegres (2021) The active seismic working group of the GIAME project Moho depth map of northern Venezuela based on wide-angle seismic studies. *Journal of South American Earth Sciences*

Sidder, G.B. y F. Martínez (1990) Geology, geochemistry, and mineral resources of the upper Caura River area, Bolivar State, Venezuela: U.S. Geological Survey Open-File Report 90-231, 29 p.

Sidder, G. B. y V. Mendoza (1991) Geology of the Venezuelan Guayana Shield and its relation to the entire Guayana Shield: U.S. Geological Survey Open-File Report 91-141. En Sidder, G.B.,

- Page, N.J., Wynn, J.C., and Garcia, G.A., editores de *Geology and mineral deposits of the Venezuelan Guayana Shield: U.S. Geological Survey Bulletin (XXXX)*.
- Sidder, G. B. y V. Mendoza (1995). *Geology of Venezuelan Guayana Shield and its relation to the geology of the entire Guayana Shield en Geology and Mineral Deposits of Venezuelan Guayana Shield: United States Geological Survey, 2062, B1-B45.*
- Sierra, R. (2001) *Reprocesamiento e Interpretación de Datos Aeromagnéticos del Sur de Pto. Ayacucho, Edo. Amazonas. Trabajo Especial de Grado. Dpto. de Geofísica, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. 106p.*
- Soares, M. (1985). *Estudio petrográfico de la estructura alcalina La Churuata, Territorio Federal Amazonas. Memorias del VI Congreso Geológico de Venezuela. Pp: 2117-2162.*
- Somigliana, C. 1930. *Geofisica sul campo gravitazionale esterno del geoide ellissoidico. Atti Reale Acad Nas Lin Rendi 6: 237-243.*
- Tadjou, J.M., R. Nouayou, J. Kamguia, H.L. Kande y E. Manguelle-Dicoum. (2009). *Modelo descripción "Gravity analysis of the boundary between the Congo craton and the Pan-African belt of Cameroon" Austrian Jour. of Earth Sciences 102:71-79*
- Tapias, J.G., A. N. Guevara, N.E. Ramírez, M. D. Mejía, M.L. Tejada, J. Sepúlveda, J.A. Osorio, T. Gaona, H. Diederix, H. Uribe y M. Mora. (2007). *Mapa Geológico de Colombia.*
- Tassinari, C. y M. Macambira (1999). *Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. En: Episodes, Vol. 22(3): 174-182.*
- TECROCA (1973). *Estudios geofísicos aéreos en el Territorio Federal Amazonas. Técnica Roraima CA (TECROCA), Caracas, Venezuela Vol I.*
- Telford, W., M. Geldart, R. Sheriff y D. A. Keys (1976). *"Applied Geophysics". London. Syndics of the Cambridge University Press, 860p.*
- Turner, F.J. y J. Verhoogen (1960). *Igneous and Metamorphic Petrology, 2nd edición. McGraw-Hill Inc. p.*
- Urbani, F. 1976. *Metamorfismo de las rocas del Grupo Roraima, Estado Bolívar y Territorio Federal Amazonas. Memorias V Congreso Geológico Venezolano, Caracas. Tomo II: 623-638.*
- Vargas, E. D. (2004). *Análisis integrado de datos geofísicos con fines de prospección minera de la región noreste del Estado Bolívar. Trabajo Especial de Grado. Dpto. de Geofísica, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. 67p.*
- Wendel, J. (2013). *Interpretación geológico-geofísica mediante datos gravimétricos y magnéticos satelitales en la zona sur-sureste del Edo. Amazonas. Trabajo Especial de Grado. Dpto. de Geofísica, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. 67p.*
- Wessel, P. y W.H. Smith (1995) *New version of the GMT (Generic Mapping Tool, Free software helps map and display data) released. EOS Trans. AGU 76:329*
- Windley, B.F. (1978). *The Evolving Continents. J. Wiley, 385p.*
- Wynn, J. C. y K Bond (1993). *Compiladores de Simple Bouguer Gravity Anomaly Map of the Venezuelan, Guiana Shield. Boletín 2062. Escala 1:100.000. Caracas.*
- Wynn, J., D. Cox, F. Gray y P. Schruben (1993) *Geologic and Tectonic Map of the Venezuelan Guayana Shield (Compiladores)*
- Yáñez, G. (1985) *Geología y geomorfología del Grupo Roraima en el sureste de Venezuela: Congreso Geológico Venezolano, 6th, Caracas, Ministerio de Energía y Minas, Vol 2: 1243-1306*

Zeng, H., et. al. (2010). A model study for estimating optimum upward continuation height for gravity separation with application to a Bouguer gravity anomaly over a mineral deposit, Jilin province, northeast China.

Anexo A

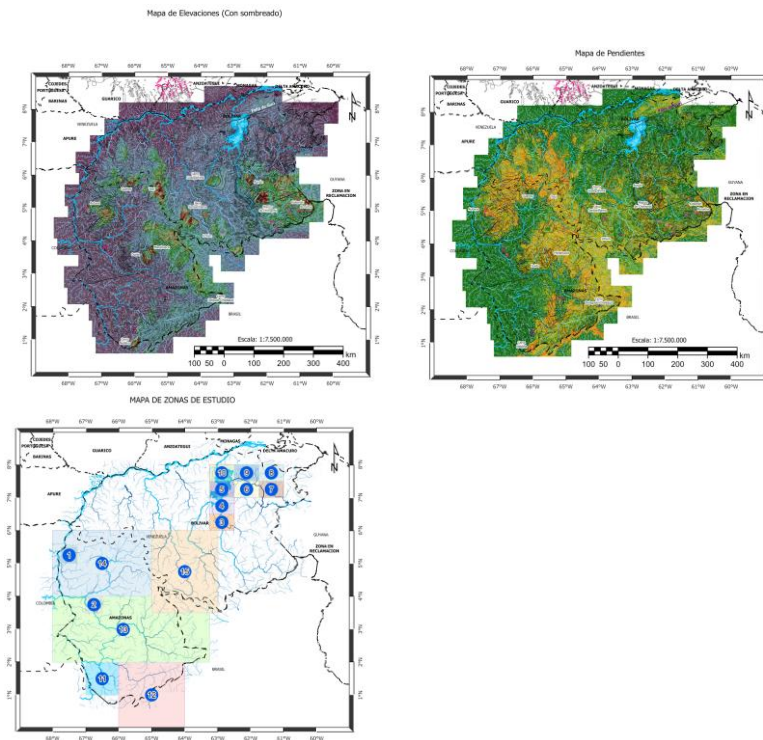
Datos de descripción petrográfica, densidad y susceptibilidad magnética medida en muestras de rocas colectadas en reconocimiento de campo en afloramientos de las provincias de Imataca y Pastora, Escudo de Guayana (2005)

Nombre de la Muestra	Coordenadas	Descripción Petrográfica	Provincia/ Unidad	Susceptibilidad Magnética (unid.cgs.) / Densidad (g/cm ³)
 <p>Anfibolita</p>	<p>7° 56' 21.5" N 62° 17' 54.3" W</p>	<p>Cuarzo, plagioclasa, hornblenda, apatito, epidoto.</p>	<p>Pastora / Caballape</p>	<p>0.000231076 / 2.90</p>
 <p>Cuarcita Magnetítica</p>	<p>7° 56' 21.5" N 62° 17' 54.3" W</p>	<p>Anfiboles, piroxenos, mucho cuarzo y presencia de un alto porcentaje de magnetita.</p>	<p>Imataca</p>	<p>0.002505625 / 3.43</p>

ANEXO B

Teledetección, aplicaciones de apoyo a estudios geofísicos.

Mapas de elevaciones, pendientes y zonas de estudio (con y sin sombreado) de los estados Amazonas y Bolívar



Fuente: ©JAXA/METI 2015.

Capas temáticas utilizadas para conformar los mapas de elevaciones y pendientes:

- Elevación de terreno.
- Pendiente de terreno.
- Red de drenajes (ríos, quebradas y cuerpos de agua).
- Sombreado (shadows map).

Estos mapas (a escala 1:7.500.000) y capas temáticas fueron generadas mediante las herramientas de análisis espacial incorporadas en el software ArcGIS PRO 3.0, a partir de la composición (unión) de 163 mosaicos (cada uno de 80 km × 70 km) de imágenes de alta resolución en la Banda L, obtenidas a partir del instrumento de radar de apertura sintética "ALOS PALSAR" (Advanced Land Observation Satellite Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar), el cual corresponde a un modelo digital de elevaciones (MDE) que posee una resolución de 12,5 m × 12,5 m por pixel. Estas imágenes son proporcionadas por la Agencia de Exploración Aeroespacial de Japonesa (JAXA, Japan Aerospace Exploration Agency), las cuales pueden ser descargadas desde el portal de "Alaska Satellite Facility Data Search Vertex": <https://search.asf.alaska.edu/#/>.

Para citar las imágenes de ALOS PALSAR contenidas en estos mapas, todos los textos que acompañan a estos mapas deberían estar acompañados de la siguiente cita: ©JAXA/METI 2015. En cuanto a la referencia bibliográfica, debería tener la siguiente estructura: Dataset: ©JAXA/METI ALOS PALSAR L1.0 2015. Accessed through ASF DAAC 11 June 2015.

A continuación, un texto extraído de la página Alaska Satellite Facility (ASF) (<https://asf.alaska.edu/datasets/daac/alos-palsar/>), donde se describe la información concerniente a la forma de citar las imágenes del modelo digital de ALOS PALSAR:

ALOS PALSAR – Cita de datos o imágenes

Cite conjuntos de datos en publicaciones como artículos de revistas, artículos, presentaciones, carteles y sitios web. Incluya el DOI cuando esté disponible (cada conjunto de datos RTC ALOS PALSAR procesado por ASF tiene un DOI asignado). Envíe copias o enlaces a trabajos publicados que citen datos, imágenes o herramientas a los que se acceda a través de ASF a uso@asf.alaska.edu con “Nueva publicación” en la línea de asunto.

Type of Dataset	Format	Example
ALOS PALSAR L1.0 or L1.5	Dataset: ©JAXA/METI ALOS PALSAR [dataset name] [year of data acquisition]. Accessed through ASF DAAC, [link to website] or insert comma and spell out in print: https://asf.alaska.edu [day/month/year of data access]	Dataset: ©JAXA/METI ALOS PALSAR L1.0 2007. Accessed through ASF DAAC 11 June 2015.

ALOS PALSAR – Créditos de imágenes Incluya el crédito correspondiente en cada imagen que aparezca en publicaciones como artículos de revistas, artículos, presentaciones, carteles y sitios web.

Type	Format	Example
Primary or Derived Imagery	©JAXA/METI [year of data acquisition].	©JAXA/METI 2007.
Value Added Imagery	[creator credit, year created]; Includes Material – ©JAXA/METI [year of data acquisition].	ASF DAAC 2014; Includes Material ©JAXA/METI 2007.

Estos mapas geológicos (a escala 1:7.500.000) y capas temáticas fueron generadas mediante las herramientas de análisis espacial incorporadas en el software ArcGIS PRO 3.0, a partir de capas que conforman el Mapa Geológico Digital de Venezuela publicado por: Christopher P. Garrity, Paul C. Hackley y Franco Urbani (2006) en la página de la USGS y puede ser descargado en la dirección: <https://pubs.usgs.gov/publication/ds199>.

- A continuación, un texto extraído de la página de la USGS, donde se describe la información concerniente al mapa geológico de Venezuela en versión digital (GIS) (<https://www.usgs.gov/publications/digital-geologic-map-and-gis-database-venezuela>):
- “Mapa geológico digital y base de datos SIG de Venezuela 22 de agosto de 2006. El mapa geológico digital y la base de datos SIG de Venezuela capturan datos geológicos e hidrológicos compatibles con SIG del 'Mapa de relieve geológico sombreado de Venezuela', que se publicó en línea como Informe de archivo abierto 2005-1038 del Servicio Geológico de Estados Unidos. Los conjuntos de datos digitales y los archivos de metadatos correspondientes se almacenan en formato de geodatabase ESRI; se puede acceder a ellos a través de ArcGIS 9.X. Las clases de entidades en la geodatabase incluyen polígonos de unidades geológicas, polígonos de aguas abiertas, líneas de unidades geológicas coincidentes (contactos, fallas, etc.) y líneas de unidades geológicas no coincidentes (pliegues, redes de drenaje, etc.). Los datos de los polígonos de unidades geológicas se atribuyeron por edad, nombre y tipo litológico siguiendo el Léxico Estratigráfico de Venezuela. Todos los conjuntos de datos digitales se capturaron a partir de datos de origen a escala 1:750.000. Aunque los usuarios pueden ver y analizar datos en diferentes escalas, los autores no ofrecen ninguna garantía en cuanto a la precisión de los datos en escalas superiores a 1:750.000”.