

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**INTEGRACIÓN GEOLÓGICA Y GEOFÍSICA DEL TRANSECTO
“PUERTO MAYA-SAN JUAN DE LOS MORROS”**

**Trabajo Especial de Grado presentado ante la
Ilustre Universidad Central de Venezuela
Para optar a los títulos de
Ingeniero Geólogo e Ingeniero Geofísico
Por los Bachilleres:
Delgado O. Jesús H.
Prada M. Giovanni J.
Yépez S. Sidonio R.**

Caracas, noviembre de 2005

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

INTEGRACIÓN GEOLÓGICA Y GEOFÍSICA DEL TRANSECTO “PUERTO MAYA-SAN JUAN DE LOS MORROS”

TUTORES ACADÉMICOS:

Prof. Ricardo Alezones

Prof. Inírida Rodríguez

TUTOR INDUSTRIAL:

Dr. Franco Urbani (FUNVISIS)

**Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela para
Optar a los títulos de Ingeniero Geólogos e Ingeniero Geofísico
Por los Bachilleres.
Delgado O. Jesús H.
Prada M. Giovanni J.
Yépez S. Sidonio R.**

Caracas, noviembre de 2005

DEDICATORIA

Dedico esta tesis a mi madre: Elia Rosa Oropeza de Delgado.

La cual me dijo siempre

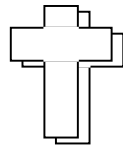
“El que persevera vence”.

Pues Vencí.

“El que desea lograr sus metas tiene que luchar por ellas”

Pues lo logré.

Q.E.P.D.



AGRADECIMIENTOS

Agradezco a Dios y la Virgen del Carmen, la Virgen de Chiquinquirá de Areque por sobre todas las cosas; el haber culminado con éxito mi carrera de Ingeniero Geólogo.

Agradezco a mi madre, Elia Rosa (Q.E.P.D.) la formación que me dio en vida y el ejemplo que fue para mí, al enseñarme que todo lo que se obtiene en la vida implica un sacrificio cuando uno lo desea y logra que se cristalice.

Agradezco a mi tío Nerio Felipe Oropeza, quien ha sido para mi un segundo padre y me ha brindado toda su colaboración y ayuda en la medida que ha podido, para el logro de mi meta.

Agradezco a mi padre Jesús Delgado por su ayuda en mi formación y el ejemplo que es, a mi hermana María Isabel Delgado quien ha estado pendiente de mi junto con mi princesa Gabriela del Rosario Cordero, la cual ha llenado en parte el vacío de mi madre.

Agradezco a Alejandrina García de Torres (mi segunda madre), quien siempre ha estado pendiente de mi y me ha adoptado como su hijo, a Antonio Torres quien también está junto con ella pendiente de mi. A mis hermanos Adriana Torres, Daniel Torres (La Merma) y Gabriel Torres (mi ahijado: “Que dice el padrino”).

Agradezco a José Cruz, el Sensei, quien ha sido un hermano mayor, que me ha mostrado que la vida se vive día a día y que se debe ser guerrero para enfrentarla, dando siempre, para poder recibir algo de ella. A mi sobrina adoptada Victoria Higinia Cruz Gigax, la niña más coqueta que conozco.

Agradezco a mi comadre Margarita Ortega, quien me ha ayudado y también ha estado pendiente de mi, a mi ahijada Carolina Ponte Ortega, la niña más aplicada que

conozco y me siento orgulloso de ella, a su hermano Manuel Ortega, quien en ocasiones me hace reflexionar con sus comentarios.

Agradezco a mi tía Emma Oropeza por estar siempre pidiéndole a Dios por mi felicidad y a mis primos.

Agradezco a Enemencio García y Marilene Dos Santos de García por su ayuda en momentos que siempre necesite de su colaboración y el estar pendiente de mi; también a sus hijos Roxana, Miguelángel y Ricardito.

Agradezco a mi tía Evangelina Cuicas quien siempre ha estado desde el momento que nos conocimos ayudando a los míos y a mi madre en el momento que pudo; a sus hijas en especial a Nailleth.

Agradezco a mis tutores Inírida Rodríguez y Ricardo Alezones por enseñarnos que aunque las cosas parezcan complicadas su solución es simple y se logra con la paciencia, entendimiento y deseo de alcanzar las metas. Espero también que la hallan pasado bien, con los tres tesisistas locos que tuvieron, que recuerde la profe que se dice: “carne en vera” y “fiestas patroniles”, a Ricardo que mosca con los “guipigui” o los “X-man”.

Agradezco a Elsi de Quiros, Ada Caires, Miriam Márquez, Carmen de Yépez y Eglys Ramos, por acogerme como un hijo más en sus casas.

Agradezco a mis amigos o mejor dicho hermanos de la Facultad, con los cuales compartí muchos momentos en la universidad, ya sean alegres, que fueron muchos como los tristes. Sé que ellos aprendieron de mis enseñanzas como papá oso y yo de ellos, es por ello que la lista es grande, a Guenis Gómez, João Caires, Álvaro Betrone (Nieto), Fermín Quiros, Luís Villareal, Guillermo Wan, Cristian Díaz, Juan Cardenes, Horacio Estrada, Analis Sillet, Deiby Gómez, Roberto Falcón, Ebelio Espinola,

Reinaldo Ollarves, Marijor Bencomo, Rosa Liviero, Gian Franco Rosato, Ana González, Fernando Parra (El Bacanal), Lisbeth, Marjorie Gamboa, Jesús Guilarte y demás compañeros con los que compartí gratos momentos.

Agradezco a mi grupo de trabajo de ENI, a mi jefe Enrique Ramírez Puig por sus enseñanzas en el aspecto laboral, profesional y personal, a Marina Alimenti, a mis compañeros de trabajo y batalla como lo son Cesar Rojas y Abdel Abuhazi (El Talibán), con quienes compartí momentos gratos; sé que nosotros con esta experiencia nos formamos como mejores personas y personal de confianza. Y por sobre todo a la amistad generada en georeferencia.com.

Agradezco a mis amigos de Campo Largo: Mónica Pereira (High Tower), Marisela Navarro (Mafalda), Hernán Guzmán (Garganta Profunda), Diego Bautista (Sadiman), Wadih Zakhia (Woody o Marsupilami), José Ramón Yáñez (Aragno loca), Arelis Méndez, Mauricio Tagliaferro (Mamaperro), Katerina Buckor (La Vecina), y demás compañeros que vivimos la aventura de Robinson Mora en Trujillo.

Agradezco a mis amigas incondicionales Jennifer Henríquez y Yumaire Méndez, por compartir gratos momentos y encontrar en ellas alguien con quien hablar y compartir un problema o alegría, aunado a su picardía y peluchadas.

Agradezco a mis dos hermanos Giovanni Prada y Julio Martínez, con los cuales he compartido la incondicionalidad de una amistad desinteresada y el saber que contamos el uno con el otro en todo momento, aunque la frase suene trillada “todos para uno y uno para todos”.

Agradezco a los compañeros y amigos que hice durante la carrera, con los que he compartido durante la misma, como lo son Marcos Sanabria (Señor Negrito), Oscar Navarrete, Ángel Contreras (El Subterráneo), Aleida Arévalo, Maria Gabriela Orihuela (La Catira), Nancy, Karen Delgado, Guiseppe Borneo, Gregorio, Elines

Lares, Cristal Peinado, Daniel Castro (Señor Agricultor), Daniela Sorondo, Iván Arias (Talibán), Iván Baritto (Talibán), Juan Manuel Figueredo (Papelón), Margotta, Douglas Bravo (¡Eso si está riquiquito!), Francisco Contreras (El Policía), Nelson, Gilberto (Krosty), Gregory Gutiérrez (El Hampocito), Jesús Quintero (Fotocopiadora), Juan Carlos Sousa (El Portugués), Josmat Rodríguez, Juan Flores (El Abuelo), Juan Umerez, Elías Varela (Munra), Noraima Materano, Deysa Hernández, Sayuri Sánchez, Santiago Yépez (Santiaguisate), Vanesa Ojeda (La Bruja), Yulner Romero, Roger Salas (Senofaces), Daniel Azuarte (Pepito), Seymour Borno, Freddy Leal (Chico Migraña), Lengster Melvin, Marianne Yáñez y demás compañeros.

Agradezco a Eduardo Castillo (El Flaco) y a la señora Morella Micaty, por la atención al facilitarnos toda la bibliografía necesaria para el desarrollo de nuestra tesis, y la invitación del almuerzo de manera incondicional.

Agradezco a las secretarias del departamento de geología y geofísica Maria A. Ballester M. (La Jefa) y Yamirel por su ayuda incondicional al momento de solicitar un permiso y la amistad brindada hacia nuestras personas.

Agradezco a Margarita Padrón, por solucionarme todos los problemas que tuve en control de estudios durante casi toda mi carrera y adoptarme como un hijo más y creo que a casi toda ingeniería la ha adoptado.

Agradezco a Sidonio Yépez, mi compañero de tesis quien me enseñó que soy un ser paciente y que el me demostró que si podía con el compromiso adquirido. Sé que eres un ser triunfador pero primero debes creer más en ti y actuar en la vida sin temores y con coraje (Para no llamarte el Coraje, el perro cobarde).

Agradezco a Javier Sánchez, Michael Schmitz y a Víctor Rocabado personal de FUNVISIS por toda su colaboración en el desarrollo de esta tesis y en especial a

Javier por el compartir con nosotros y siento que ganamos un amigo más en el transcurso del trabajo efectuado.

Agradezco a todas las personas que estuvieron de una u otra forma con nosotros acompañándonos en nuestra búsqueda del éxito, gracias a todos.

Jesús Humberto Delgado Oropeza.

DEDICATORIA

A mis Padres Miriam Márquez y William Ledesma

A mi Esposa e Hija, July Leones y Jeimy J. R. Prada

A mi Abuela Carmen Márquez

A la memoria de Miguel A. Prada **Q.E.P.D.** 

AGRADECIMIENTOS

A Dios por haberme dado esta vida y el poder disfrutar cada momento.

A mis padres Miriam Márquez y William Ledesma por enseñarme que el tropezar y levantarse es posible siendo esto un sinónimo de lucha y que con la constancia y su apoyo se logran todas las metas.

A mi esposa e hija; Cache que siempre estuvo, está y estará junto a mí soportándome y jamás dudó que “Yo podría lograrlo”. Y mi pequeña hija que es nuestro equilibrio y fuerza para enfrentar todos los obstáculos.

A mi Abuela, Carmen Márquez, por todas las bendiciones dadas desde la ventana de su cuarto cada día y sus palabras de aliento y esperanza.

A mi tío Luís Briceño, quien siempre será un ejemplo a seguir y de ganas de echar para adelante.

A mis hermanas Chesmiley y Kaira por sus locuras y manera de expresarme la realidad de un mundo lleno de envidia.

A mis sobrinos (Paola Grillet, Kaifer Delgado) y primos (Madeline, Eduardo y José Toledo) con quienes siempre aprenderé el valor de las cosas.

A Corina Silva y Rafael Díaz, por su apoyo constante y ayuda en los momentos en que más lo necesité.

A Humberto Delgado, por ser tremendo amigo incondicional y que siempre tiene una respuesta y un porque. Y enseñarme que se debe ayudar sin esperar nada a cambio.

Ah sin olvidar que tiene un Don que compartió en la realización de este trabajo, La Paciencia.

A Sidonio Yépez, por demostrarme que la violencia no te lleva a ningún lado y a la final siempre vas a depender de alguien.

A Julio Martínez, Jennifer Enrique y Yumaire Méndez, quienes siempre estuvieron allí sin pensarlo dos veces, ayudándonos y resolviendo cualquier problema sin importar cual fuera el resultado. Gracias una vez más Líderes.

A Ricardo Alezones e Inírida Rodríguez, dos grandes amigos que aportaron más que sus conocimientos, que es el valor del trabajo en equipo. Mil gracias.

A Michael Schmitz y Javier Sánchez, amigos de FUNVISIS que nos ayudaron incondicionalmente y sé que siempre contaremos con su ayuda.

A Morela Mikatty y Eduardo Castillo, amigos que siempre me apoyaron y nunca se escuchó un no como respuesta.

A mis amigos, mucho ya graduados pero siempre muy pendientes, Nancy E., Nanvir E., Mónica P., Marisela N., Juan Manuel F., José R., Luís S., Saba A., Deysa H., Sayuri S., Iván A., Elías V., Vanesa O., Mariangela M., Ronny C., y otros no menos importantes pero que están en mi memoria y son inolvidables.

Giovanni J. Prada M.

DEDICATORIA

*A mi Madre Carmen Serafín Martín de Yépez
y a mis dos hermosas hermanas Sidoneth Carolina Yépez Serafín
y Sidonella Yépez Serafín*

AGRADECIMIENTOS

Principalmente a Dios por darme la vida, paciencia y constancia para lograr esta meta, a la Ilustre Universidad Central de Venezuela institución que me enseñó todo mis conocimientos y valores éticos, Profesores, Personal Administrativo y Obrero.

Agradezco a la Profesora Inírida Rodríguez M. tutora de este Trabajo Especial de Grado por su paciencia, amistad y confianza depositada en mí. Al Profesor Ricardo Alezones tutor de este Trabajo Especial de Grado por sus oportunos consejos. Al Profesor Franco Urbani tutor industrial de este Trabajo, al Profesor y amigo Antonio Ughi, a la Profesora Adriana MATELL[®], al Ing. Javier Sánchez por su apoyo incondicional y ayuda oportuna para concluir este trabajo.

A mis compañeros, colegas y amigos de Tesis, Giovanni Prada (Pequeño) y Jesús Humberto Delgado (El pana Bon Ice[®]), por su apoyo en todo momento, paciencia y confianza; a ellos les debo el que hoy esté escribiendo estas líneas. Gracias Muchachos.

A mis compañeros de carrera Oliver Rodríguez, Yocasta Parra, Marcos Romero, a los “panitias” Andrés Molina, Javier Guillén, Harry Guevara, Carlos y a todos aquellos que de una u otra manera contribuyeron con el desarrollo de este proyecto.

A mi Mamá por ser un ejemplo a seguir de responsabilidad, ética, dedicación, por su amor incondicional, fe y apoyo en todo momento para lograr este proyecto, a mis hermanas Sidoneth y Sidonella por sus consejos y ayuda en todo momento, Gracias bellas sin su ayuda no estaría escribiendo estas líneas.

A mi Papá Sidonio Yépez Daza. Gracias.

Sidonio R. Yépez S.

Delgado O., Jesús H., Prada M., Giovanni J. y Yépez S., Sidonio R.

**INTEGRACIÓN GEOLÓGICA Y GEOFÍSICA DEL TRANSECTO
“PUERTO MAYA-SAN JUAN DE LOS MORROS”**

Tutores Académicos: Profesores Ricardo Alezones e Inírida Rodríguez. Tesis. Caracas, UCV. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Departamentos de Geología y Geofísica.

Tutor Industrial: Prof. Franco Urbani. Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS)

Palabras claves: Geología Estructural, Gravimetría, Magnetometría, Modelos, Puerto Maya, Guárico

Resumen

El objetivo principal de esta investigación es la generación de un modelo geológico-geofísico donde se integran datos geológicos de superficie con datos gravimétricos y magnéticos en el transecto Puerto Maya-San Juan de Los Morros, sobre el meridiano 67,5°W.

En cumplimiento de los objetivos específicos del trabajo, se analizó la información de la zona de estudio para integrar mapas geológicos a escala 1:25.000 de la sección en una franja de 10 km de ancho a una misma escala, siguiendo el patrón del transecto de sísmica profunda propuesto en el marco del Proyecto Caribe (Perfil 67,5° W), a través de la interpretación de datos de geología de superficie, geomorfología y geología estructural.

Al efecto se realizó un levantamiento de geología de superficie y se generaron los respectivos mapas geológicos digitalizados sobre el transecto Puerto Maya-San Juan

de Los Morros, en particular para describir áreas caracterizadas por la controversia o escasez de información y se realizaron cortes estructurales en búsqueda de definir el estilo estructural presente.

Seguidamente se compararon los datos estructurales con la información geofísica para integrarla a la base geológica; se consideraron las variaciones en la densidad de las unidades geológicas presentes y se realizó el modelo geofísico a lo largo de transecto 67,5° W con base en los datos gravimétricos y magnéticos.

En esta integración se aborda la interacción entre procesos superficiales y profundos que condicionan el modelado de márgenes y cuencas sedimentarias en un contexto de colisión y límite de placas con actividad tectónica actual que es cercana a la zona de estudios.

La relevancia científica de este estudio se asienta en el siguiente apartado temático de integración:

Se determinó que la estructura cortical actual en la región de estudio. De especial interés es el modelado de la estructura cortical en 2D a partir de los datos gravimétricos y magnéticos, junto a los datos obtenidos en campo durante el levantamiento geológico y trabajos previos. Así pues, el espesor de la corteza aumenta de forma moderada de Norte a Sur bajo el sistema orogénico de la zona; en el modelo gravimétrico obtenido se establece una profundidad estimada para el manto o discontinuidad de Mohorovicic de 32 a 38 km en la parte infrayacente a la Cordillera de la Costa, profundizándose hacia al Sur entre un rango de 43 a 45 Km aproximadamente.

ÍNDICE

CONTENIDO	Pág.
DEDICATORIAS.....	iii
AGRADECIMIENTOS.....	iv
RESUMEN.....	xiv
ÍNDICE.....	xvi
LISTA DE FIGURAS	xviii
LISTA DE CUADROS	xxi
LISTA DE APÉNDICES.....	xxii
CAPÍTULO I	
1. Introducción.....	1
Generalidades.....	1
1.1.1.- Objetivos y alcance del trabajo.....	1
1.1.2.- Localización y extensión de la región de estudio.....	2
1.1.3.- Vías de acceso.....	3
1.2.- Metodología de trabajo.....	4
1.2.1.- Etapa I: Compilación de trabajo.....	4
1.2.2.- Etapa II: Adquisición de datos.....	5
1.2.3.- Etapa III: Procesamiento de datos.....	6
1.2.4.- Etapa IV: Interpretación e integración de datos geológico/geofísicos.....	7
1.3.- Trabajos Previos.....	4
CAPÍTULO II	
2.- MARCO GEOLÓGICO.....	21
2.1.-Geología regional.....	21
2.1.1.- Características fisiográficas y geomorfológicas.....	21

2.1.2.- Estratigrafía y sedimentación.....	24
2.1.3.- Geología estructural regional.....	70
2.1.4.- Evolución tectónica de la Cuenca del Caribe.....	75
CAPÍTULO III	
3.- GEOLOGÍA LOCAL.....	91
3.1.-Descripción de afloramientos.....	93
3.2.-Geología estructural local.....	105
CAPÍTULO IV	
4.1.-Fuente de los datos gravimétricos y magnéticos.....	109
4.2.-Análisis estadístico.....	110
4.3.-Mapa de anomalías gravimétricas del transecto de trabajo.....	112
4.3.1.-Mapa de anomalías gravimétricas regionales.....	113
4.3.2.-Mapa de anomalías gravimétricas residuales.....	113
4.4.-Anomalía magnética en el transecto de trabajo.....	114
4.5.-Modelo gravimétrico bidimensional.....	115
4.5.1.-Modelo gravimétrico.....	115
4.5.2.-Sección de la corteza en el Perfil 67.5° W.....	116
4.5.3.-Modelo magnético.....	120
4.5.4.-Modelo geológico del subsuelo.....	121
CAPÍTULO V	
5.-INTEGRACIÓN.....	122
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	128
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS.....	130
APÉNDICE.....	141

LISTA DE FIGURAS

FIGURA N°	Pág.
1.1.-Mapa de ubicación y extensión del perfil 67° 25` W.....	3
1.2.-Vías de acceso.....	4
2.1.-Mapa Sistema Montañoso de la Cordillera de la Costa.....	21
2.1.1.- Mapa fisiográfico de Venezuela.....	22
2.1.1-a.- Corte topográfico-estructural de la sección norte.....	35
2.1.1-b.- Corte topográfico-estructural de la sección central.....	51
2.1.1-c.- Corte topográfico-estructural de la sección sur.....	70
2.1.3-a.- Modelo propuesto de la evolución tectónica del Sistema Montañoso del Caribe.....	71
2.1.3-b.- Modelo tectónico de las Placas del Caribe.....	72
2.1.3-c.- Mapa estructural regional de la zona de estudio.....	74
2.1.4.- Cortes transversales estructurales región central de la Cordillera de la Costa.....	76
2.1.4-a.-Esquema geológico de la Cadena Caribe Venezolana.....	79
2.1.4-b.-Las tres napas de Aragua y sus localidades de referencia.....	80
2.1.4-c.-Cortes transversales sintéticos de las Napas de Aragua.....	81
2.1.4-d.-Modelo de la evolución tectónica de la Cordillera de la Costa.....	85
2.1.4-e.-Cortes geológicos del margen sur de la placa del Caribe.....	89
3.- Sistema Montañoso con vista de norte a sur.....	92
3.1.-Afloramiento Asociación Metamórfica Ávila (S/D).....	93
3.2.-Afloramiento Complejo Nirgua.....	94
3.3.-Afloramiento Las Mercedes.....	96
3.4.-Afloramiento San Julián.....	96
3.5.-Afloramiento Filitas de Tucutunemo.....	97
3.6.-Afloramiento Metadioritas Las Guacamayas.....	98
3.7.-Afloramiento Metadioritas Las Guacamayas (veta de cuarzo).....	98
3.8.-Deformación dúctil de las Metatobas de El Carmen y El Chino.....	99

FIGURA N°	Pág.
3.9.-Deformación Metatobas de El Carmen.....	100
3.10.-Deformación de la Formación San Antonio (Hato Piedra Azul).....	101
3.11.-Afloramiento de Formación San Antonio (Hato Algarrobo).....	102
3.12.-Deformación observada Río Parapara.....	103
3.13.-Deformación observada Hacienda Guamita.....	103
3.14.-Afloramiento cerca de la Población El Toco, Formación Guárico.....	104
3.15.-Afloramiento cercano al Río Paya, Formación Guárico.....	104
3.16.-Planos de falla, Formación San Antonio.....	107
4.1.- Mapa de ubicación de estaciones gravimétricas.....	109
4.2.- Curva de bondad de ajuste.....	111
4.2. a- Histograma de frecuencia de los datos gravimétricos.....	111
4.3.- Mapas de Isoanomalías gravimétricas en el transecto de trabajo.....	112
4.4.- Mapa de ubicación del perfil magnético.....	114
4.5.1. Modelo bidimensional gravimétrico.....	115
4.5.2. Modelo de velocidades en tierra.....	117
4.5.2.a. Corte geológico conceptual norte – sur desde la Falla Marginal Surcaribeña hasta el Río Orinoco.....	117
4.5.2. b. Cortes geológico – estructurales desde el norte de Altagracia de Orituco, Estado Guárico hasta el Río Orinoco.....	118
4.5.2. c. Sección geológica Este-Oeste, provincia Barinas Apure y Oriental de Venezuela.....	118
4.5.3.- Modelo magnético.....	119
4.5.4.- Modelo geológico del subsuelo.....	120
5.1.- Modelo geológico-geofísico integrado de el subsuelo.....	127
5.1. a.-Principio físico del gravímetro.....	147
5.1.2.-Modelo geométrico empleado para el cálculo de la anomalía gravimétrica.....	157

5.1.3.- Mapas regionales en miligales.....	173
5.1.4.- Mapas regionales en miligales.....	174
5.1.5.- Mapas residuales en miligales.....	175
5.1.6.- Mapas residuales en miligales.....	176

CAPÍTULO I

1.- INTRODUCCIÓN

1.1.-Generalidades

1.1.1.- Objetivos y alcances del trabajo

El presente estudio forma parte del Proyecto Geodinos (Geodinámica reciente del límite norte de la placa Suramérica) subproyectos B3 y C1, a lo largo del transecto Puerto Maya-San Juan de Los Morros. Este proyecto de tesis es una colaboración entre la Universidad Central de Venezuela (UCV) y la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), donde se logra unir dos áreas de la Ciencias de la Tierra como son la Geología y la Geofísica en la búsqueda de integración de datos de superficie con la información del subsuelo, completándola en aquellos lugares donde no se dispone de información geológica-geofísica. Esta integración tiene como fin la generación de modelos geológicos-geofísicos y para la comprensión en detalle de grandes áreas con poca información en ese campo de las geociencias.

Este proyecto tiene como objetivo general la integración de la información de las zonas estudiadas en los meses de enero/febrero de 2005, para integrar mapas geológicos de la sección a escala 1:25.000 con una franja de 10 km de ancho a una misma escala, siguiendo el patrón del transecto de sismica profunda propuesto en el marco del Proyecto Caribe (Perfil 67.5°W) realizado en los meses de abril/mayo de 2004; a través de la interpretación de datos de Geología de Superficie, Geomorfología y Geología Estructural y datos obtenidos mediante métodos geofísicos (Magnético-Gravimétrico) adquiridos de la zona, tratando de integrar la información de ambas especialidades, para la generación de un modelo donde se expliquen los posibles eventos ocurridos.

- Se realizó un levantamiento de la geología de superficie y se generaron los respectivos mapas geológicos vectorizados de cada sección para de esta manera

generar un mapa geológico vectorizado del transecto Puerto Maya-San Juan de Los Morros, en particular para describir áreas donde exista controversia o escasez de información.

- Se realizó un corte estructural en búsqueda de definir el estilo estructural presente.
- Se compararon los datos estructurales con la información obtenida a través de los datos geofísicos para integrarlo a la base geológica.
- Se elaboró el modelo geofísico a lo largo de transecto con base en los datos gravimétricos y magnéticos.

Con todo lo anteriormente descrito y de conformidad con los objetivos del proyecto se busca establecer modelos para la Geodinámica Reciente del Límite Norte de la Placa Sudamericana, basado en el Estudio de la Corteza y el Manto Superior mediante Métodos Geofísicos y Geológicos. Esto se ha establecido en varios bloques, entre los que corresponde al estudio de este proyecto de tesis:

- **B** Estructura de la litosfera B3: Geología y Estructura
- **C** Integración y modelado C1: Gravimetría, Magnetismo.

1.1.2.- Localización y extensión de la zona de estudio

La zona de estudio tiene una superficie aproximada de 1550 km² de extensión, se encuentra ubicada en la parte centro norte y sur de la Cordillera de la Costa, comprende las poblaciones de Puerto Maya, La Victoria y parte del centro sur, desde San Juan de los Morros hasta el Embalse de Guárico, en los estados Aragua y Guárico.

El mismo corre sobre la longitud 67°23'06''W y entre las latitudes 10°40'N al norte y 10°8'N al sur. Con un corredor de 10 km de ancho entre latitudes 10°32'N y 9°N y longitudes hacia el norte 67°26'05'' / 67°19'02'' oeste y al sur 67°17'25'' y 67°12'18'' oeste. (Ver Figura 1.1)

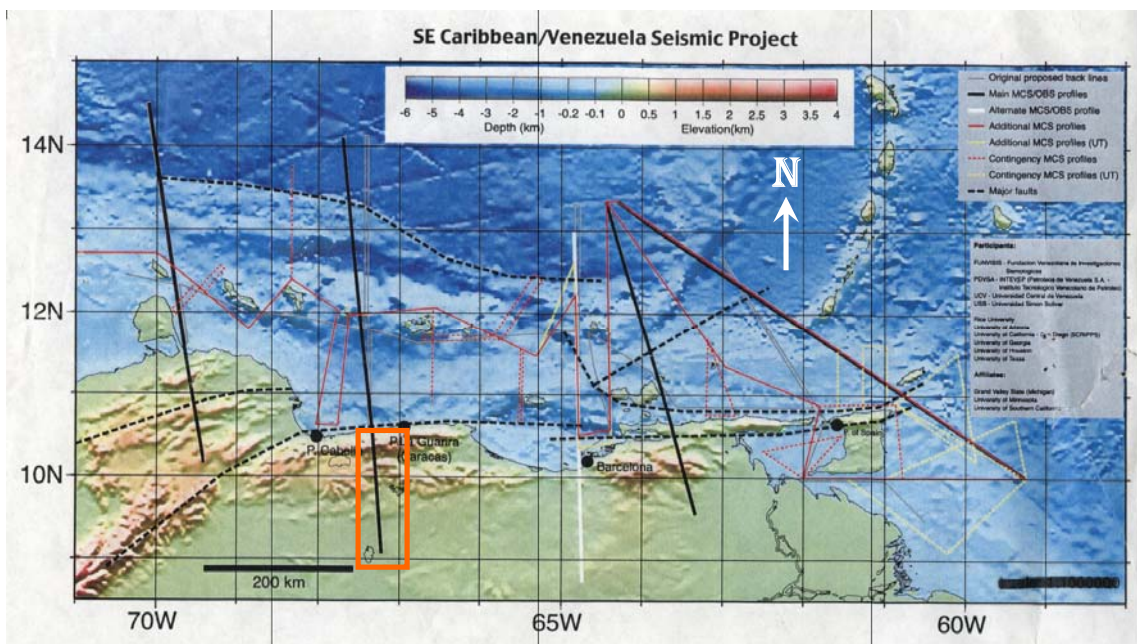


Figura 1.1.- Mapa de ubicación y extensión de la zona de estudio

1.1.3.-Vías de acceso

Las principales vías de acceso de norte a sur (ver figura 1.2).

- Puerto Maya - La Victoria
- La Victoria - Valle de Zarate
- La Victoria - Tucutunemo
- La Victoria - San Juan de Los Morros
- San Juan de Los Morros - Dos Caminos.

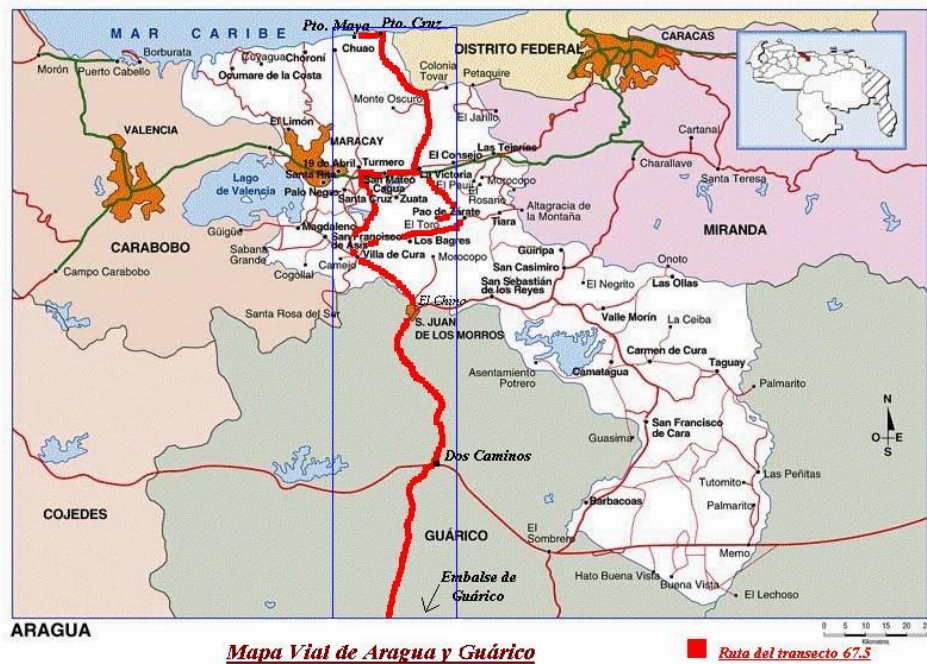


Figura 1.2.- Vías de acceso para la zona de trabajo.

1.2.-METODOLOGÍA

1.2.1.- RECOPIACIÓN Y EVALUACIÓN DE INFORMACIÓN EXISTENTE

Comprendió la compilación de información previa existente sobre el área de interés. Esta fase se realizó a partir del mes de agosto de 2004 y consta de los siguientes puntos:

- Revisión bibliográfica y trabajos previos de la zona.
- Estudio e interpretación de las fotografías aéreas, misión 030198, escala 1:25.000, hoja 1-C77 (335-339) (407-411) (284-289) (278-283) (219-226) (211-226), hoja 3-C77 (163-169) (110-117) (091-094) (084-088) (046-053) (036-042) (003-009), hoja 22-C76 (587/4535-4539) (663-672) (4482-4488) (5376-5382) (3054-3060) (3021-3029), hoja 42-C76(1879-1885) (1785-1788) (1937-1943) (2108-2199) (2125-2132)(2192-2198), y misión 0352110, hoja 1 a escala 1:25.000, (1242-1246) (496-501) (438-441) (769-773) (811-815)

(824-828) (219-223) (180-184) (154-159) (271-273), para el reconocimiento de estructuras geológicas, quebradas y vías de acceso a la zona de estudio.

- Estudio y recopilación de mapas topográficos a escala 1:100.000, de las hojas 6747 Los Teques, 6746 La Victoria, 6745 San Juan de los Morros, 6744 San Juan de los Morros, 6743 El Rastro, perteneciente a los años 1970/1974.
- Estudio y recopilación de mapas locales a escala 1:25.000, de las hojas 6747-IV-SO, 6747-IV-SE, 6747-III-NO, 6747-III-NE, 6747-III-SO, 6747-III-SE, 6746-IV-NO, 6746-IV-NE, 6746-IV-SO, 6746-IV-SE, 6746-III-NE, 6746-III-SE, 6745-IV-NE, 6745-IV-SE, 6745-III-NE, 6745-III-SE, 6744-IV-NE, 6744-IV-SE, 6745-III-NE, 6744-III-SE.
- Revisión del Atlas Geológico de la Cordillera de la Costa, Venezuela. Franco Urbani y José Antonio Rodríguez, (2004).
- Revisión de los mapas geológicos de superficie de la CREOLE, mapa D7, mapa E7, mapa F7 a escala 1:100.000.
- Recopilación de datos de la Red Gravimétrica Nacional para la ubicación de las estaciones existentes y de esta manera determinar las zonas en las que se requiere el levantamiento de estaciones gravimétricas.
- Recopilación y verificación de la geología estructural existente en la zona de estudio a través de trabajos previos.
- Vectorización de 28 mapas topográficos para el vaciado de información geológica y geofísica, (1970/1974).

1.2.2- *ADQUISICIÓN DE DATOS*

La etapa de campo se realizó entre los meses de enero/marzo y consistió en la recopilación de los diversos datos necesarios para la elaboración de un corte estructural, mapa geológico y un mapa de anomalías gravimétricas y magnéticas en las zonas donde existían discrepancias o ausencia de información. El estudio en esos meses comprendió los siguientes puntos:

- Reconocimiento de las vías de acceso a quebradas.

- Ubicación y estudio de afloramientos con énfasis en las zonas donde la información es contradictoria, escasa o nula. Vista la existencia de información geológica del sector Puerto Maya-La Victoria se estableció como prioridad la zona comprendida entre La Victoria y el Embalse de Guárico. Una vez ubicados los afloramientos se procedió a la descripción litológica, se realizaron las mediciones de planos de rumbo y buzamiento de las capas litológicas y la recolección de muestras y descripción de las mismas en campo para posteriores análisis.
- Levantamiento de una poligonal a medida que se hacía la recolección de las muestras, utilizando una brújula Brunton, un GPS Garmin V ya calibrado y una cinta métrica de 50m.
- Adquisición de datos magnéticos y gravimétricos en campo, y validación de los valores gravimétricos obtenidos en levantamientos previos.
- Estudio de la cinemática mediante la graficación en redes estereográficas:
 - _ Fallas
 - _ Plegamientos
 - _ Planos de estratificación y planos de foliación.

1.2.3.- PROCESAMIENTO

Se efectuó el procesamiento de los datos adquiridos en la primera y la segunda fase del estudio:

- Discriminación de datos estructurales, buscando familias genéticamente relacionadas.
- Elaboración de la columna estratigráfica.
- Vaciado de información recolectada en campo para interpretar la geología.
- Generación de un mapa geológico.
- Relación entre la información de superficie y la del subsuelo.
- Realización de mapa gravimétrico (Anomalía de Bouguer) y de intensidad magnética total (Anomalías magnéticas).

- Separación de anomalías regional, residual; gravimétrica y magnética.
- Análisis espectral, datos gravimétricos y magnéticos.

1.2.4.- *INTERPRETACIÓN E INTEGRACIÓN*

En la fase final se analizaron los datos procesados y se integraron los resultados geológico-estructurales y geofísicos con el fin de generar los modelos geológicos de la zona. Se incluyen los siguientes puntos:

- Propuesta de un modelo geológico basado en la interpretación de datos de superficie y subsuelo.
- Generación de modelo gravimétrico.
- Generación del modelo magnético.
- Interpretación integrada geológica-geofísica del modelo propuesto.

1.3.- *TRABAJOS PREVIOS*

YANEZ (1942). Realizó un estudio geológico y topográfico en las inmediaciones de San Sebastián en el estado Aragua, en el que describe la secuencia estratigráfica de la zona y la fisiografía destacando las formaciones geológicas presentes como series, en este caso se nombran así: Serie San Juan, Serie Caramacate, Serie Guárico.

GARCÍA (1951). Basó su estudio geológico en la correlación de unidades equivalentes a lo largo del tramo Oeste de Ortiz, distrito Rocío, Estado Guárico. A nivel estructural los acontecimientos claves son la formación de un graben regional (Oligo-Miocena) en donde se depositaron sedimentos de origen marino, estuario o posiblemente lagunal.

ROSALES (1954). Se enfoca hacia el estudio geológico de una zona con restricción Cretácico-Paleoceno al oeste de Ortiz, estado Guárico, conformando una gran estructura denominada Sinclinal de Ortiz. Otra estructura resaltante es el Anticlinal de Corozito, que junto al Sinclinal de Ortiz está cortada por un sistema de fallas de

componente vertical que con empuje desde el norte pone en contacto las secciones del Grupo Guayuta, la Formación Querecual y el Grupo Ortiz. El sistema de fallas más resaltante esta comprendido por la falla de Cerro Grande, la cual es una falla inversa de ángulo alto y la falla de Corozito se describe como una falla inversa de ángulo alto, ajustándose al sistema principal de Cerro Grande ambas son fallas con dirección norte-sur, con poco desplazamiento y considerable deformación, que corta al eje del sinclinal de Ortíz.

DE RATMIROFF (1957). Realizó un estudio geológico-topográfico, en el que se resalta el relieve característico de Galera con una litología de Arenisca resistente a la erosión e intercalado con lutita, con una edad Oligoceno.

MEDEROS (1957). Realizó un estudio geológico-topográfico, en las márgenes del río Tiznados, al este de Guárico, en la zona de estudio se encuentra la Formación Ortiz del Paleoceno (esta formación es invalida en la actualidad) y la Formación El Pao del Oligoceno; destacando las areniscas calcáreas presentes en las mismas formaciones y las de la Formación Guárico. Estructuralmente se aprecia un sinclinal volcado que genera dos tipos de fallas longitudinales, en la zona se destaca un alto porcentaje de hierro en los sedimentos.

MARCANO, RODRÍGUEZ y FORTIQUE, (1957). Realizaron estudios geológicos en la zona de San Juan de Los Morros en la parte basal del grupo Guarumen constituido por areniscas y lutitas no calcáreas. La estructura predominante en la zona es un sinclinal volcado que permite apreciar un corrimiento frontal; destacan también que en la región es importante el desarrollo de la explotación de aguas subterráneas, material para represas y también resaltan el alto contenido de óxido de hierro en la zona.

RODRÍGUEZ (1957). Realizó un trabajo en el distrito Roscio, estado Guárico, destacando una zona con una estratigrafía resumida en una litología de areniscas y

lutitas intercaladas (Arenisca de El Pao); según GARNER (1926), posiblemente esto es equivalente a la parte basal y marginal el Grupo Guarumen. Estructuralmente la zona es un sinclinal volcado evidenciado por direcciones EW-NS; más hacia el norte del área se localiza el Corrimiento Frontal de Guárico, el cual pone en contacto las Areniscas del Pao con la secuencia de edad paleocena Formación Ortiz.

KAEHLER (1960). Realizó un levantamiento geológico, resaltando los posibles contactos entre las formaciones Garrapata y Escorzonera, las cuales están representadas por sedimentos de carácter clástico y además contienen rocas ígneas como flujos de lavas de composición basáltica y andesítica, con alteraciones hidrotermales posteriores. La edad de estas formaciones está comprendida entre el Cretácico y Paleoceno.

SOCORRO (1960). Realizó su trabajo en el frente de montañas de Guárico, al suroeste de San Francisco de Macaira; allí afloran cinco unidades estratigráficas:

- Bloque de calizas tipo El Cantil (nombre informal)
- Grupo Guayuta
- Formación Guárico
- Formación Peña Blanca
- Formación Quiamare

Todas estas formaciones se encuentran conformadas por la faja piemontina de corrimiento, volcadas y de buzamiento suave. Según SOCORRO (1960), durante el Paleoceno continúa la profundización del ambiente sedimentario, preservando sedimentos turbidíticos de la Formación Guárico.

Las unidades mencionadas sufren un levantamiento preorogénico en el Eoceno medio, se preservan las estructuras de corrimiento de las capas del Cretácico

Temprano por encima de las del Cretácico Tardío, lo cual evidencia la persistencia de las estructuras en el tiempo (característica del modelo Alpino).

SAITTA y DE LA CRUZ (1961). Realizaron un estudio en donde integran la geología, geofísica y geoquímica en la búsqueda de desarrollos mineros.

CASTRO (1962). Realizó un estudio geológico en la región de San Juan de Los Morros y San Sebastián, en el estado Guárico, dentro del Grupo Villa de Cura y el Grupo Garrapata de edad Turoniense- Cenomasiense. A las estructuras presentes (pliegues y fallas) se les estableció un origen tectónico, producto del gran sistema del Arco del Caribe.

SARZALEJO, GALLOVICH y MONSALVE (1966). Realizaron un trabajo en donde resalta una zona de afloramiento de rocas mineralizadas en el sector La Arenilla de la Concesión Santa Isabel. El depósito mineral consiste de sulfatos diseminados (Pirita en gangas de cuarzo y barita). Los rasgos estructurales dominantes comprenden una falla con desplazamiento horizontal que divide en dos mitades el área de trabajo y dos fallas menores de tipo gravitacional que se desprenden a ambos lados de la primera.

La prospección geofísica comprendió la explicación de métodos de potenciales naturales y de bobinas móviles para la investigación del campo electromagnético, con el propósito de estudiar continuidad en el subsuelo de los depósitos de sulfuros.

BRUZUAL (1976). Realizó un estudio geológico-geotécnico sobre arcillas dispersas en la zona de canal del sistema de riego del río Guárico en el estado Guárico. En esta zona afloran sedimentos aluvionales de edad Reciente pertenecientes a la Formación Los Llanos, dichos sedimentos están constituidos por intervalos lenticulares de arcillas y areniscas.

FERNÁNDEZ (1978). Realizó un estudio gravimétrico en la zona Sur Central de Venezuela en los estados Guárico, Barinas y Apure. Señala que la cuenca es producto de una depresión estructural rellena de sedimentos del Cretácico y Cenozoico en el basamento ígneo-metamórfico precretácico, para el cual estima una profundidad de 4800m. Se generaron los mapas gravimétricos de toda la cuenca en estudio.

SERRANO (1982). Realizó un estudio en la parte central de la Faja Tectónica de Villa de Cura, en donde aflora rocas de origen volcánico metamorfizadas asociadas a rocas metasedimentarias. La zona fue dividida en 6 unidades litológicas informales, de Sur a Norte:

Unidad de esquistos y granofels

Unidad de metalavas y metatobas clinopiroxénicas.

Unidad de metatobas

Unidad de filitas, metareniscas y metalimolitas

Unidad de peridotitas serpentinizadas

Unidad de metalava.

Las rocas fueron sometidas a 2 eventos metamórficos y a 2 períodos de plegamientos superimpuestos. En el área se distinguen 3 grandes fallas de carácter regional, Santa Rosa, Agua Fría y La Puerta, con edad Post Paleoceno-Eoceno.

LUGO (1982) Realizó un estudio geológico en San Sebastián de Los Reyes en el estado Aragua, donde se establecieron cinco unidades litológicas:

1. Granofels
2. Metaladas
3. Metatobas
4. Mármol, filitas metareniscas y metaconglomerado brechas
5. Cuerpos ultramáficos.

Destacó la presencia de dos fallas de rumbo en la zona y señaló los dos periodos de plegamientos.

CREGO (1982). Realizó un trabajo en el Flanco Central-Meridional de la Serranía del Interior, al noroeste de San Sebastián de los Reyes. Afloran rocas metasedimentarias y metavolcánicas clasificadas en cinco unidades informales. Las características estructurales dan evidencia de por los menos dos periodos de plegamiento.

MAGUREGUI (1982). Presenta un trabajo geológico al este de Villa de Cura, en el que destaca rocas metamórficas pertenecientes a las unidades litológicas siguientes:

- Unidad granofel
- Unidad metalavas piroxénicas
- Unidad de metatobas
- Unidad volcánicas
- Unidad de filitas grafitosas
- Unidad de ultramáficas y máficas
- Unidad de filitas grafitosas y metareniscas
- Unidad de metalavas basálticas

Se asumen tres eventos geológicos de tectónicas de placas: subducción progresiva, choque del microcontinente y el movimiento de las placas.

AQUINO (1983). Presento su trabajo como el resultado de un estudio geológico a una zona ubicada al este de San Sebastián de los Reyes y al sur de Tiara (edo. Aragua), con un área de 125 km². Afloran rocas de sur a norte: sedimentarias de las formaciones Guárico y Garrapata, metavolcánicas y metamórficas de Tiara, Santa Isabel, El Carmen, El Chino y El Caño) y metabasaltos y metagabros asociados al cuerpo de serpentinitas de Loma de Hierro.

Las rocas sedimentarias componen el 2% del área estudiada y están constituidas por conglomerados polimícticos de la Formación Garrapata del Terciario y calizas,

areniscas, lutitas y ftanitas calcáreas de la Formación Guárico del Paleoceno-Eoceno Inferior, ambas formaciones presentan bloques alóctonos de la Formación Querecual y pertenecen a facies tipo " flysch".

La Formación Volcánicas de Tiara subyace concordante transicional a la Formación Guárico, ocupa el 18% de la zona estudiada con un área de afloramiento de 22 km². Se compone hacia el tope de metatobas de cenizas mezcladas con sedimentos del Cretáceo Superior-Paleoceno y meta-aglomerados volcánicos que contienen fragmentos de calizas del Cretáceo Superior. En su mayor parte se componen de metaconglomerados volcánicos y metabrechas piroclásticas y en menor cantidad de metatobas de cenizas laminadas y masivas. La Formación Santa Isabel ocupa un 33% de la zona estudiada, con un área de afloramiento de 41 km². Se componen en su mayor parte de esquistos y granofels, y en menor cantidad de metaftanitas. Está en contacto de falla con la Formación Volcánicas de Tiara y es concordante transicional con la Formación El Carmen.

La Formación El Carmen ocupa un 15% con un área de 19 km². Esta compuesta en un 65% de metalavas piroxénicas, un 35% de filitas y un 5% de metatobas. Está en contacto de falla con la Formación El Chino del Grupo de Villa de Cura.

Las Formaciones El Chino y El Caño ocupan un 13%, con un área de 16 km². Están compuestas por un 95% de metatobas y un 5% de metalavas. Separadas de la Formación Paracotos por la falla de Agua Fría.

La Formación Paracotos aflora entre las fallas de Agua Fría y Santa Rosa, ocupa un 18% con un área de 22 km². Está compuesta en un 50% de filitas, un 25% de metaconglomerados, un 15% de mármoles y un 10% de meta-areniscas.

Los metabasaltos y metagabros, ocupan el 1% con un área de 1.25 km², están asociados a la falla de Santa Rosa y bordean la parte sur del cuerpo de serpentinitas de Loma de Hierro.

Las rocas de las formaciones Paracotos, El Caño, El Chino, El Carmen y Santa Isabel fueron sometidas a metamorfismo de alta P/T, con aumento de grado de metamorfismo de norte a sur, las series de " facies" metamórficas que presentan estas rocas son: facies pumpellita - actinolita ----> facies de esquistos glaucofáfinos ----> facies de esquistos glaucofánicos transicional a esquistos verdes ----> facies transicional a esquistos verdes a epidoto-anfíbol, las condiciones de temperatura estuvieron entre los 200°C y 500°C, y los de presión entre los 3 Kb y 11 Kb. El metamorfismo de estas rocas está asociado a una antigua zona de subducción que tuvo polaridad norte-sur.

La Formación Volcánicas de Tiara está en contacto discordante con la Formación Santa Isabel, la primera fue sometida a metamorfismo de muy bajo grado, las condiciones de temperatura varían entre algo menos de los 200°C y los 400°C, y las presiones fueron menores de 3 Kb.

Las rocas de las Formaciones Paracotos, El Caño, El Chino, El Carmen y Santa Isabel muestran evidencias de dos períodos de deformación, el primero fue debido a esfuerzos con sentido norte sur que produce el primer período de plegamiento isoclinal (F1), la foliación (S1) y Sistema de fallas Agua Fría-Santa Roca con rumbo este-oeste y el segundo pliega suavemente la foliación (S1) y produce: pliegues (F2), fallamientos con rumbo norte-sur que desplazan las fallas con rumbo este-oeste.

NAVARRO (1983). Se basó en estudio geológico-geoquímico realizado a rocas asignadas al Grupo de Villa de Cura y a la Formación Tiara. Dentro del Grupo de Villa de Cura, la edad de depositación aumenta de norte a sur, de la misma forma que aumenta el grado de metamorfismo. El metamorfismo que afectó las rocas del área son del tipo Bórico de alta P/T (facies de la prehnita – pumpellita, pumpellita-actinolita, lawsonita – albita, esquistos azules y transicionales esquistos azules-esquistos verdes).

Desde el punto de vista geoquímico, las rocas tienen composición fundamentalmente basáltica, con bajo contenido de potasio (afinidad toleítica). Según la composición y asociación con rocas sedimentarias típicamente oceánicas, se puede decir que mayormente de las rocas volcánicas son del tipo piso oceánico, originada en una cuenca marginal oceánica ubicada al norte del proto continente suramericano y separada del Caribe por una masa continental derivada del mencionado proto continente, a raíz de un proceso de expansión asociado a una subducción con polaridad norte producida en la corteza del Caribe.

RODRÍGUEZ (1983). Se basó en un análisis geoquímico de las rocas del Grupo Villa de Cura, obteniendo como resultado muestras de composición basálticas. Las evidencias del metamorfismo que afectan a dichas rocas llevan a proponer un origen oceánico y fueron arrastradas por el piso oceánico hasta una zona donde hubo un choque de placas litosféricas.

CAMPOSANO (1983). Presenta un trabajo donde expone los resultados geológicos de una zona ubicada al NW de San Juan de Los Morros. Las rocas aflorantes son divididas en tres unidades;

- Unidad de metalavas
- Unidad rocas máficas y ultramáficas
- Unidad de calizas y metalavas

Se aprecian dos periodos de deformación, el primero genera la foliación S_1 y el segundo, de menor intensidad produce pliegues f_2 . Se determinaron tres sistemas de fallas, uno longitudinal este-oeste, una segunda una falla transversal N30-60W y un tercer sistema de fallas transversales de menores caracteres locales.

VILLAVICENCIO (1985). Realizó una investigación geomorfológica basada en la geoformas que conlleva a una morfología dinámica. Los resultados permitieron la

elaboración de cartas geomorfológicas a diferentes escalas y una breve descripción estructural de la Cordillera de la Costa.

OSTOS (1990). Realizó su estudio en la evolución tectónica del Margen Sur-Central del Caribe basado en datos geoquímicos. Según OSTOS, la parte norte de Venezuela consiste de siete cinturones tectonoestratigráficos con un rumbo aproximado este-oeste. Con los datos geológicos disponibles propuso un modelo de tectónica de placas, en donde los cinturones estratigráficos del norte de Suramérica son alóctonos y fueron deformados por un microcontinente (Sebastopol) y el noroeste de Suramérica.

CUEVAS y ORIHUELA. (1993) Se presentan en este trabajo dos secciones geológicas de la región del Caribe obtenidas sobre la base del modelo gravimétrico, información sísmica y sismológica con datos tanto de la red mundial como de la 3 redes locales de Cuba y Venezuela. La primera sección se ubica entre la Plataforma de Bahamas-Cuba y la costa noroccidental de Venezuela, la segunda entre la Fosa de Puerto Rico y la región norcentral venezolana. El parámetro de modelo es la Anomalía de Aire Libre; entre los resultados se presentan anomalía observada, calculada y Anomalía de Bouguer. En la primera sección se observa el carácter de cinturón sobrecorrido de la región oriental de Cuba controlada por fallas que tienden a la horizontalización en profundidad; la importancia de los escarpes que bordean el Elevado de Nicaragua y la presencia de una zona de infracorrimiento con transcurrencia asociada en el borde sur de la Placa Caribe. La segunda sección revela al borde norte de la placa como una zona compleja de infracorrimiento-transcurrencia; el Sistema Montañoso del Caribe expresado como un cinturón tectónico controlado por fallas horizontalizadas en profundidad. La comparación de ambos modelos refleja diferencias en las estructuras que conforman las secciones oriental y occidental de la Placa Caribe, revelándose el Alto de Beata como área límite entre los sectores citados.

GRANDE, (1995). Presenta una caracterización geoquímica de los intervalos volcánicos del Miembro Los Naranjos de la Formación Tucutunemo en las cercanías del Pao de Zárate, Aragua central, está constituido por budines de metabasaltos intercalados con secuencias de metareniscas grauváquicas y filitas grises. La secuencia ha sido metamorfizada durante el Cretácico tardío y muestra localmente deformaciones y plegamientos intensos, clivajes de crenulación y “Kink-Bands”.

Los resultados obtenidos sugieren un marco tectónico de intraplacas continental, transicional a MORB, correspondiente a un marco de rift continental avanzado, en la etapa de océano estrecho, donde es posible la interestratificación de basaltos submarinos extrusionados a través de la corteza continental atenuada con secuencias flysch de una cuña clástica basal. La edad de este vulcanismo y proceso de “rifting” se estima Paleozoico Tardío.

TARDÁGUILA, (2002). Realizó una compilación e integración geológica de 13 mapas geológicos a escala 1:25.000 a partir de los trabajos de RODRÍGUEZ (1972), BECK (1985), CONTRERAS (1988) y NOVOA y RODRÍGUEZ (1990), en la zona de Puerto Cabello, Puerto Maya y Maracay en los estado Aragua y Carabobo, donde señala que el metamorfismo es de tipo dinamotermal regional donde se encontraron las facies de transición y de los esquistos verdes, ubicándose entre las zonas del almandino y, clorita y biotita, respectivamente. La Asociación Metamórfica La Costa fue expuesta a dos eventos metamórficos, facies de los esquistos azules y de los esquistos verdes. Mientras que la Asociación Metamórfica Ávila y la Asociación Metasedimentaria Caracas fueron afectadas por un solo evento metamórfico en la facies de los esquistos verdes. El área bajo estudio está controlada en mayor parte por tres sistemas de fallas. Se identifican al menos dos períodos de plegamiento y la foliación (ampliamente expuesta) principalmente con dos superficies, una regional y otra incipiente.

UGHI, (2002). Realizó un modelo geofísico integrado de la región central de Venezuela por medio del análisis de flexión de placas en la sección 67° 00' 00'' W,

donde señala que los cambios geológicos y topográficos que se derivan de la formación de una cuenca antepaís modifican el campo gravitatorio regional, lo que se traduce en un conjunto de anomalías gravimétricas caracterizadas por una secuencia de una anomalía positiva y una negativa que puede ser explicada por el proceso de flexión de placas, mediante el uso del modelo de Placa Rota; para este fin se debe determinar el espesor elástico de la placa involucrada en los procesos tectónicos así como también la ubicación de su borde libre.

En la Cuenca Central de Venezuela comprobó que el espesor elástico de placa que proporciona el mejor ajuste del modelo de flexión es de 25 Km. y se plantearon como posibles límites de placa a la Falla de Morón, la cual pudiera representar la zona de sutura entre la litosfera continental y el Bloque Bonaire, y la Falla Marginal Surcaribeña.

REYES, (2002). Realizó un modelo geofísico integrado de la región central de Venezuela por medio del análisis de flexión de placas en la sección $66^{\circ}00'00''W$, en el que señala que se generó un modelo estructural para explicar las anomalías gravimétricas observadas en la región central de Venezuela a partir del análisis de flexión de placas, la estimación del espesor elástico de la corteza en dicha zona, así como también, la edad de la misma al momento de su carga y el límite septentrional de la Placa Suramericana. Se recopilaron datos geológicos y geofísicos y se generaron modelos gravimétricos-estructurales y magnético-estructurales para definir las principales estructuras presentes y su expresión gravimétrico-magnética correspondiente. Posteriormente, se determinó las cargas supra e intra corteza para modelar la flexión de la corteza a través de un algoritmo computacional para el cálculo de flexión placas. El modelo final trató de mostrar un ajuste razonable tanto en la deflexión como en las anomalías gravimétricas observadas. Se determinó que la Falla Marginal del Caribe es el límite más probable entre las Placas Suramericana y Caribe y que el espesor elástico T_e de la Placa Suramericana es de aproximadamente

25km. Se comprobó además, que la edad de la misma al momento de su carga por sedimentación y obducción es de origen Cretácico-Tardío.

OMAHÑA (2002). Realizó una integración de la geología de la zona de Morón-Valencia- Ocumare de la Costa en los estados Carabobo y Aragua, donde compila los estudios geológicos existentes en la región central de la Cordillera de la Costa Venezolana. El objetivo principal de esta investigación es la recopilación e integración geológico-cartográfica, a partir de la información existente en trabajos previos efectuados por tesis de la Universidad Central de Venezuela, y el Ministerio de Minas e Hidrocarburos, obteniéndose 13 nuevas hojas geológicas a escala 1:25.000, compiladas y reinterpretadas. Sobre la base de su génesis, textura, litología, y mineralogía, en la zona de estudio, se determina que afloran rocas metaígneas y metasedimentarias, las cuales se agrupan en unidades litodémicas:

- Asociación Metamórfica La Costa.
- Asociación Metasedimentaria Caracas.
- Asociación Metamórfica Ávila.

Se observa una intensidad de metamorfismo creciente a partir de los extremos norte y sureste convergentes hacia el centro de la zona comprendida entre Puerto Cabello-Valencia y las unidades ubicadas al sur, correspondientes a la Asociación Metasedimentaria Caracas: Esquisto de Las Brisas y Esquisto de Las Mercedes, están afectadas por una facies metamórfica de grado bajo. Se definen tres sistemas de fallas, el sistema E-W parece ser el más antiguo, presentando actividad reciente a las fallas asociadas al sistema de La Victoria. El sistema N20-60W corta al E-W convirtiéndose así en el más reciente y activo. Finalmente el sistema N30-50E pobremente desarrollado, tal vez contemporáneo con el sistema N20-60W.

Se han observado dos tipos de foliación una regional con plegamiento isoclinal asociada y una segunda foliación incipiente. Se reconoció un primer período de

plegamiento axial a la foliación y contemporáneo con el último evento metamórfico y un segundo período de deformación que pliega a la foliación y crea algunas de las superficies topográficas existentes.

DÍAZ (2003). Realizó una integración geológica de la región de Los Teques - La Victoria - San Casimiro y distrito Capital en los estados Aragua y Miranda, donde señala que el objetivo era realizar 19 mapas geológicos actualizados de la zona a partir de la compilación e integración hecha de los mapas e información geológica provenientes de Trabajos especiales de Grado de Escuela de Geología Minas y Geofísica, Informes del Ministerio de Energía y Minas (MEM) y publicaciones diversas. Estableció en la zona cinco sistemas de fallas (uno de corrimiento y los cuatro restantes de ángulo alto) y tres de plegamientos; señala además la existencia de evidencia de varios eventos o secuencias metamórficas en la zona.

CAPÍTULO II

2.-MARCO GEOLÓGICO

2.1.-GEOLOGÍA REGIONAL

Generalidades

El sistema Montañosos de la Cordillera del Caribe en su sentido más amplio se extiende desde la depresión de Barquisimeto al oeste hasta el extremo oriental de la Península de Paria al este. Puede dividirse en dos sectores separados por aguas del Mar Caribe entre Cabo Codera y el Golfo de Carenero al este y el Golfo de Barcelona y la Punta de Barrigón en Araya hacia al este. (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980). (ver figura 2.1).

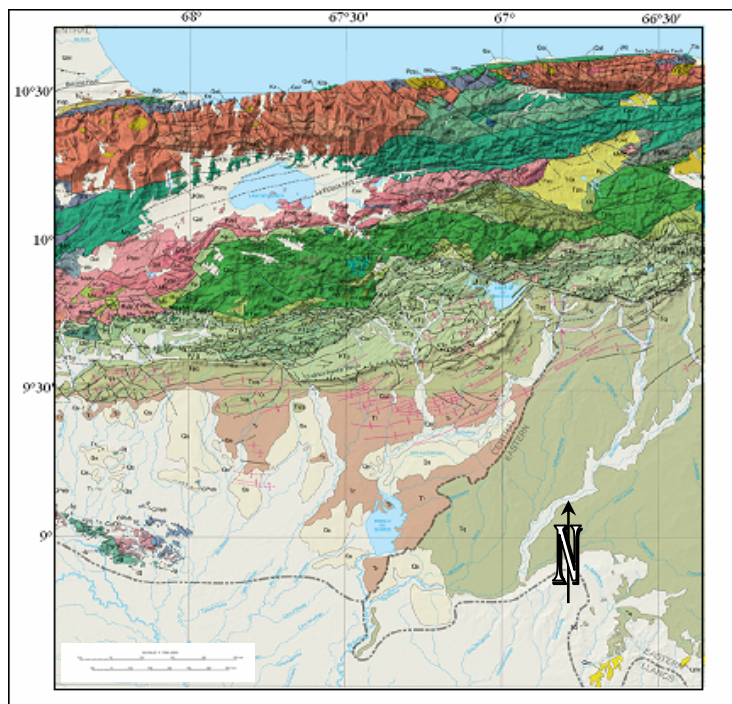


Figura 2.1.- Sistema Montañoso de la Cordillera del Caribe parte nor-central. (URBANI *et al.*, 2005).

2.1.1.- CARACTERÍSTICAS FISIAGRÁFICAS Y GEOMORFOLÓGICAS

Entre el flanco norte y sur del tramo occidental de la cordillera de la costa se presenta como un complejo sistema de montañas tipo alpino. La fisiografía de la zona de

estudio presenta dos paisajes costaneros: al este de la costa es abrupta, con grandes farallones y casi sin playas; en la mitad occidental, éstas son amplias desde Puerto Cabello y continúa hasta la depresión del Yaracuy, en relieves de topografía ondulada a plana, con pendientes generalmente menores al 5%. Entre las dos cadenas montañosas de la Cordillera de la Costa, se encuentra la depresión tectónica del Lago de Valencia, hacia la cual drenan más de veinte cursos de agua de poco caudal. (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980). (ver figura 2.1.1)

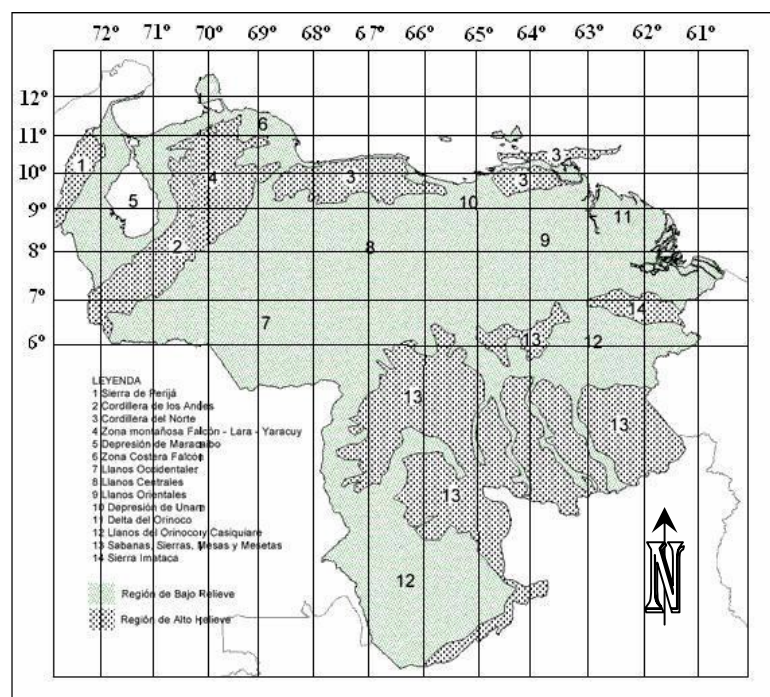


Figura 2.1.1.-Mapa Fisiográfico de Venezuela. Tomado: www.elpinto.com.ve/mapa1.htm. Editado.

El relieve en la parte montañosa se caracteriza por presentar entalles profundos y crestas elevadas, donde domina una topografía accidentada con pendientes que oscilan entre un 40 y 80%. En tanto, en la depresión se presenta un relieve plano, con pendientes inferiores al 1%, las cuales aumentan ligeramente hasta un 5%. (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980)

El sector occidental corrientemente designado como Sistema Orogénico Central, está integrado por dos elementos tectónicos y fisiográficos distintos marcados por una hendidura axial que sigue el curso de la falla de La Victoria, fisiográficamente representada por el curso superior del Río Tinaco, la Depresión del Lago de Valencia y el curso medio del Río Tuy. Al norte de la depresión se encuentra la Cordillera de la Costa y al Sur la Serranía del Interior Central, que se extiende hasta el piedemonte que separa dicha Serranía de la Provincias de Los Llanos. (GONZÁLEZ DE JUANA *op cit.* 1980)

En ella predominan unos accidentes topográficos poco elevados con alturas máximas de 800 m, formadas por colinas y cerros de topes redondeados, su prolongación hacia el norte y el este puede buscarse en una serie de cerros alineados como Yumarito, San Quintín, La Zurda y Salsipuedes con alturas máximas de 537 m, geológicamente muy interesante (BELLIZZIA, 1976) situado al norte de las planicies del río Aroa y la sur de la Serranía de Agua Linda. (GONZÁLEZ DE JUANA *op. cit.* 1980)

En cuanto a la Serranía Interior Central presenta una fisiografía mucho más compleja que la Cordillera de la Costa, bastante menos elevada y formada por numerosas filas y estribos que contrastan con el carácter rectilíneo de la Cordillera de la Costa. Sus alturas son notablemente concordantes entre 1000 m y 1200m en cuyos topes no se han observado remanentes de gravas ni superficies erosionales de extensión regional; su máxima elevación es el Cerro Platillón en el límite entre Carabobo y Guárico con 1930 m de altura. (GONZÁLEZ DE JUANA *op.cit.* 1980)

En la evolución geomorfológica de la Cordillera del Caribe (SINGER, 1977) se mencionan cuatro sistema de aplanamientos escalonados en la cadena de la Colonia Tovar, sobre el nivel de la meseta de los Teques atribuidos tentativamente al Neógeno y tres erosiones de carácter cíclico entre estas mesetas y el lecho de la garganta del Guaire, entre el Valle de Caracas y la cuenca del Río Tuy medio.

2.1.2.- ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTACIÓN

En el norte de Venezuela, desde La Guajira hasta Trinidad, se conoce una provincia de rocas metamórficas e ígneas que representa la provincia geosinclinal de las sedimentaciones principalmente mesozoicas formadas por rocas metamorfizadas, en posición alóctona y en contacto tectónico con rocas parcialmente coevales de la provincia epicontinental.

Dentro de esta unidad se incluyen las rocas ígneas y metamórficas de los macizos Centrales, Península de Araya-Paria, Isla de Margarita, Cadenas de Isla de La Blanquilla-Aruba y Península de Paraguaná y La Guajira. (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980)

BELLIZZIA (1972) postuló la aloctonía del Sistema montañoso del Caribe en base a las siguientes evidencias:

- La continuidad hacia el oeste y noroeste de la unidad de “Flysch” de Guárico rodeando los complejos metamórficos de los cuales la sección septentrional parece estar incluida dentro de la secuencia turbidítica de la región occidental.
- La presencia de secciones cretácicas completas no metamorfizadas, sin rocas volcánicas asociadas, en las regiones orientales, Serranía del Interior Occidental, Cordillera Andina, cuyo caracteres indican estrecha similitud litológica entre ambas y sugieren la continuidad de estas secuencias sedimentarias, separadas en cientos de kilómetros, por debajo de las unidades metamórficas con volcánicas asociadas de la región norte-central, las cuales muestran límites abruptos en la distribución de sus rocas metamórficas y volcánicas, en contraposición con la sección uniforme de las sedimentarias.

- En términos generales parece existir una imperfecta gradación en el carácter del metamorfismo regional del Macizo Central, cuya intensidad decrece de norte a sur. Pero en realidad los caracteres metamórficos varían en cada región y la distribución de las facies metamórficas es heterogénea. Tanto el carácter como la distribución de las rocas volcánicas básicas son variables en cada región y heterogéneas desde un punto de vista general. Estos hechos están más de acuerdo con una historia geológica en la cual las partes componentes del Macizo Central sean consideradas alóctonas.

Por otra parte podemos mencionar que la localización de los sedimentos cretácicos de la región oriental o Serranía del Interior de Anzoátegui-Monagas-Sucre, depositados en secuencia continua en una cuenca epicontinental, en yuxtaposición tectónica con rocas metamórficas de dominio geosinclinal (DOTT, 1974) indica la aloctonía de la región oriental de las provincias metamórficas, representada por la Cordillera de Araya-Paria.

En cuanto a las formaciones existentes en los Macizos Centrales y que se incluyen en la zona de investigación se describirán las unidades ígneo-metamórficas de la Cordillera de la Costa clasificadas según URBANI (2004) y las unidades sedimentarias de la Serranías del Interior indicando la edad de sedimentación desde Aragua Septentrional hasta norte de Guárico (ver anexo 1); éstas son:

Napas de la Serranía del Litoral

Napa Costeras

Asociación Metamórfica de La Costa

Complejo Nirgua: Bellizzia y Rodríguez (1967) no fijan una localidad tipo, aunque señalan al Río Nirgua sin mayores detalles de localización, igualmente señalan buenas secciones expuestas en los ríos y quebradas que disectan las serranías de

Aroa, Santa María, Nirgua-Tucuragua, estado Yaracuy. Hoja 6446, escala 1:100.000, Cartografía Nacional.

En la zona de Oricao-Chichiriviche -Puerto Cruz, Distrito Federal y estado Aragua, Talukdar y Loureiro (1982) y Ostos (1990, p. 53) indican que esta fase está constituida por anfibolita granatífera, serpentinita, esquisto cuarzo-granatífero-feldespático - biotítico, mármol cuarcífero; en otros lugares encuentra cuarcita y esquisto graucofánico. Las anfibolitas y los esquistos tienen porfidoblastos de granate de hasta 1 cm. de diámetro. Las rocas pueden haber pasado por dos etapas metamórficas, una primera de alta relación P/T (facies de eclogita) y posteriormente de baja relación P/T (facies de los esquistos verdes).

Sus espesores no se han determinado, si bien al igual que en las demás unidades metamórficas muy deformadas, el espesor que puede medirse no es más que una cifra aparente. El mismo aflora como una extensa franja desde la zona de Chivacoa en el estado Yaracuy, continuando hacia la zona de Morón-Puerto Cabello, estado Carabobo, prolongándose como una estrecha franja casi paralela a la costa, por el estado Aragua y culminando cerca del poblado de La Sabana en el Distrito Federal. (Figura 2.1.2-a).

Al sur de Chichiriviche, Distrito Federal, Ostos (1990) interpreta un contacto de falla de corrimiento con el Augengneis de Peña de Mora. Urbani et al. (1989-a, b) igualmente interpretan como tectónicos los contactos de esta unidad, con aquellas adyacentes.

Napa Ávila

Asociación Metamórfica Ávila (sin diferenciar): F. Urbani y M. Ostos (1989) señalan que el macizo rocoso de El Ávila y su localidad tipo localizada al norte de Caracas es la quebrada San Julián al sur de Caraballeda, donde existen buenos afloramientos tanto de los esquistos que se asignan al Esquisto de San Julián, como

de los gneises y augengneises que se asignan al Augengneis de Peña de Mora. Las litologías más resaltantes de este complejo son los gneises graníticos (Augengneis de Peña de Mora), los cuales están rodeados de esquistos (Complejo de San Julián). La distinción en el campo entre Peña de Mora y San Julián es usualmente fácil, pero en algunas ocasiones las litologías típicas de ambas unidades se intercalan con espesores variables desde pocos centímetros hasta de varios metros, haciendo difícil la cartografía. Las rocas están metamorfizadas en la facies de los esquistos verdes, zona de la biotita y el almandino, pero hay algunas evidencias que apuntan a que previamente hayan estado sujetas a una fase metamórfica de mayor grado. (Figura 2.1.2-a).

La topografía es muy abrupta y de grandes pendientes, de hecho constituye la Fila Maestra de la Cordillera de la Costa, desde el norte de Valencia hasta Cabo Codera. Cabe destacar que los contactos del Complejo Ávila con las rocas del Complejo La Costa al norte, son de falla, tanto de ángulo alto como de corrimientos, mientras que en el flanco sur, usualmente están en contacto con fallas de ángulo alto con las rocas del Grupo Caracas (ver figura 2.1.2-a). Las edades disponibles obtenidas por isocronas de roca total Rb - Sr, apuntan a una edad Paleozoico-Precámbrico a saber: Augengneises de la localidad de Peña de Mora y Chichiriviche con 1560 ± 83 m.a. (Ostos et al., 1988), gneises y esquistos de la quebrada San Julián con 220 ± 20 y 270 ma. respectivamente (Kovach et al., 1979; reinterpretado por Urbani, 1982), Gneis de Cabriales al norte de Valencia con 264 ± 4 ma. (Urbani, 1989) y Metagranito de Guaremal en la autopista Valencia - El Palito con 403 ± 6 ma. (Urbani, 1983, 1987). Con base en las características litológicas y posibles edades, Urbani y Ostos (1989) sugieren una correlación con el Complejo de Yaritagua y con parte de las rocas cartografiadas como Esquisto de Las Brisas en el estado Yaracuy.

Gneis de la Colonia Tovar: M. Wehrmann, (1972) lo describe como un gneis a veces bandeado, con una mineralogía compuesta de cuarzo (32,5%), feldespatos (35), muscovita (20), clorita (7,5), epidoto (3), hematita (2) y cantidades menores de

granate, anfíbol, epidoto, calcita, apatito y zircón. Es de color blanco verdoso y grano uniformemente fino a medio, asociado a pegmatitas y aplitas. El feldespato potásico es ortosa sin maclar. Señala que la clorita debe proceder de la transformación de la biotita original.

Por su parte, Ostos (1990) lo describe como un gneis con porfiroclastos de feldespatos, mostrando raramente textura augengnéisica; está cruzado por abundantes vetas de cuarzo con un espesor máximo de 20 cm. La asociación mineralógica de estas rocas permite inferir que fueron sometidas a un metamorfismo de la facies de los esquistos verdes. El mismo autor indica que este gneis tiene más cuarzo y menos mica que el Augengneis de Peña de Mora (ver figura 2.1.2-a).

Beck (1985, 1986, p. 311) señala que en el campo y en sección fina presenta semejanza con el "Gneis Granítico de Choróní".

Wehrmann (1972) lo ubica en su mapa (6747, escala 1:100.000) en los alrededores de la Colonia Tovar, señalando afloramientos en el curso del río Grande y en el sitio denominado Tierra Blanca en la vía hacia El Junquito. Ostos (1990) señala afloramientos desde el Portón de la Colonia hasta Pié de Cerro y también indica que su contacto sur con el Esquisto de Las Mercedes puede ser una falla normal de ángulo bajo o tal vez un contacto sedimentario. Por el contrario el contacto norte con la misma formación es una falla de corrimiento. Wehrmann (1972) lo correlaciona con los Metagranitos de Guaremal y Rancho Grande, Carabobo y Aragua. Ostos (1990) dice que pudiera ser correlacionable con el Augengneis de Peña de Mora, e igualmente señala que pudiera ser parte del basamento sobre el cual se depositó el Asociación Metasedimentaria Caracas (ver figura 2.1.2-a).

Complejo de San Julián: Urbani y Ostos (1989), el Complejo de San Julián con una localidad tipo que se presenta en la Quebrada de San Julián, que nace en la Silla de Caracas y desemboca en el mar Caribe en Caraballeda, Distrito Federal. Urbani y

Ostos (1989) proponen adicionalmente secciones de referencia en el Río Chuspa, al sur del pueblo de Guayabal, estado Miranda, carretera Chichiriviche - Colonia Tovar en el tramo de Paso Palomas - Naranjal, Distrito Federal, así como en la quebrada Vallecito, Guaremal, estado Carabobo.

Las rocas preponderantes son el esquisto y el gneis cuarzo - plagioclásico – micáceo; frecuentemente se nota una rápida gradación desde una textura esquistosa haciéndose la granulometría más gruesa hasta que pasa a rocas de carácter gnéisico (Urbani y Ostos, 1989). Las litologías minoritarias (menos del 5%) son mármol, cuarcita y diversos tipos de rocas metaígneas mayoritariamente máficas (como anfíbolita, gabro, diorita, tonalita y granodiorita). Estas rocas cuando aparecen en zonas de dimensiones cartografiables a escala 1:10.000 se han denominado Metaígneas de Tócome. El esquisto es de color gris a gris oscuro con tonalidades verde, meteoriza a tonos pardos, usualmente se presenta muy bien foliado. A escala centimétrica o plurimétrica pueden encontrarse niveles alternos de esquisto y/o gneis con proporciones variables de los minerales esenciales y accesorios, adquiriendo características diferentes en cuanto a color y desarrollo de foliación. El gneis siempre tiene colores más claros que los esquistos, ya que su textura se debe fundamentalmente a la mayor proporción de feldespatos y menor de filosilicatos. Una característica resaltante de ciertos sectores donde aflora el esquisto cuarzo - plagioclásico - micáceo, es que la plagioclasa (albita - oligoclasa) se desarrolla marcadamente porfidoblástica, y cuando su concentración es alta puede enmascarar a la foliación, impartándole a la roca un aspecto moteado. Buenos ejemplos de esto pueden verse en la cuenca del río Chichiriviche, D.F. y en la quebrada Vallecito, Carabobo.

Según Ostos (1981) en el macizo de los picos Ávila y Silla de Caracas, los tipos litológicos predominantes son el esquisto y el gneis cuarzo - feldespático - micáceo, usualmente de color grisáceo a blanquecino y más o menos verde según la cantidad de actinolita, epidoto y clorita. También se encuentra una litología minoritaria como cuarcita, epidocita, cloritocita, esquisto anfibólico y otras. Este autor plantea que el

gneis es más abundante al este del poblado de San José de Galipán reduciéndose al oeste.

En la zona de Puerto Cruz - Mamo los tipos de roca en orden decreciente de abundancia son: esquistos y gneis cuarzo - feldespático - micáceo ± granate ± epidoto, esquisto feldespático, esquisto epidótico, esquisto muscovítico - cuarcífero, cuarcita y anfibolita (ver figura 2.1.2-a).

Napa Caracas

Asociación Metasedimentarias Caracas

Esquisto de Chuspita: A. Menéndez, (1965), una secuencia de meta-areniscas conglomeráticas y meta-grauvacas, con filitas y mármoles oscuros, que afloran en la parte central del Estado Miranda, considerándola como la unidad superior del Asociación Metasedimentaria Caracas. Asuaje (1972) cartografía la unidad hacia el este y encuentra una localidad con amonites, que son estudiados posteriormente por Macsotay (1972).

El Esquisto de Chuspita consiste de meta-areniscas puras, las cuales constituyen el 45% de la unidad, con filitas oscuras (50%) y mármoles (5%). Las meta-areniscas son de color gris claro a gris oscuro, localmente grafitosas y micáceas, pero cuyo constituyente principal es el cuarzo, con cantidad mucho menor de feldespato. En algunas muestras se encuentra abundante muscovita y clorita. Presentan estratificación gradada, principalmente en las capas de menos de 1 m de espesor, mientras que en las capas más gruesas, se hacen conglomeráticas con fragmentos líticos como guijarros y peñas de hasta 25 cm de diámetro, constituidos por filitas, mármoles y meta-arenisca calcárea. Las filitas de color gris oscuro son calcáreas y grafitosas. Los mármoles (calcíticos) se presentan en dos tipos: uno de tipo litográfico formando capas delgadas de color gris oscuro a negro, con vetas de calcita, mientras que el otro tipo es argiláceo. La foliación de los mármoles oscurece la estratificación original. Además de los mármoles calcíticos (sus calizas), Seiders (1965) menciona

escasos mármoles dolomíticos, negros, grafitosos y finamente cristalinos, formando capas delgadas y cortados por vetas de cuarzo y calcita (ver figura 2.1.2-a).

El contacto infrayacente con el Esquisto de Las Mercedes, es de falla. En el tope, está también en contacto de falla con la Filita de Urape, aunque Seiders (1965) sugiere la posibilidad de "una gran discordancia no angular" entre ambas formaciones.

Esquisto de Las Mercedes: Aguerrevere y Zuloaga (1937) no se ha establecido una localidad tipo formalmente pero en forma general corresponde a la zona de Caracas, en cuyos alrededores están las localidades típicas de esquistos de: Las Brisas y Las Mercedes. Hoja 6847, escala 1:100.000, Cartografía Nacional.

La litología típica del Esquisto de Las Brisas es el esquisto (o filita) cuarzo - muscovítico - feldespático (clorítico, así como metarenisca y metaconglomerado también cuarzo - feldespático - micáceo. En el Esquisto de Las Mercedes predomina el esquisto cuarzo - calcáreo - muscovítico - grafitoso, de color gris oscuro, e igualmente en el Esquisto de Chuspita, si bien en ésta hay mayor abundancia de metarenisca. Para mayores detalles véanse las citadas formaciones. La Asociación Metasedimentaria Caracas aflora típicamente en la región de Caracas - Los Teques y sus alrededores, y se ha cartografiado como una franja casi continua en sentido este - oeste que se extiende desde el estado Yaracuy, hasta la zona de Barlovento en el estado Miranda. Sus unidades constituyen una franja predominante de la Cordillera de La Costa (ver figura 2.1.2-a).

Los contactos entre las rocas de esta Asociación Metasedimentaria Caracas con la Asociación Metamórfica Ávila hacia el norte son tectónicos (Urbani y Ostos, 1989), con las rocas de la Napa Caucagua - El Tinaco al sur igualmente son tectónicos (Beck, 1986). Los contactos entre los esquistos de Las Brisas y de Las Mercedes son tectónicos (Urbani et al., 1989), mientras que entre los esquistos de Las Mercedes y Chuspita parece ser concordante y transicional (Seiders, 1965) (ver figura 2.1.2-a).

Esquisto de La Brisas: según Aguerrevere y G. Zuloaga (1937) la localidad tipo se presenta en el sitio de Las Brisas, en el km 10 de la antigua carretera Caracas-Ocumare del Tuy, cerca de la represa de La Mariposa. (Hoja 6847, escala. 1:100.000, Cartografía Nacional). En la descripción original de Aguerrevere y Zuloaga , menciona un conglomerado basal arkósico, con cantos rodados derivados de la roca basal de Sebastopol, redondeados a subangulares, hasta de 30 cm. de diámetro, cantos de cuarzo y cemento, principalmente silíceo. Esta litología dista de ser la principal, ni mucho menos la única componente de la formación.

Dengo observa que la mayor parte de la formación está constituida por esquisto cuarzo-micáceo, en el que se incluye gneis microclínico, esquistos granatíferos, cuarcitas y calizas (ver además: Zenda, Miembro). Smith, divide la formación en dos miembros: miembro inferior, constituido por gneises y esquistos microclínicos conglomeráticos y miembro superior, formado casi enteramente por esquistos sericíticos. Este autor opina que los grupos litológicos de los miembros inferior y superior se originan de conglomerados y lutitas respectivamente, y que las calizas son de origen biohermal (ver figura 2.1.2-a).

Seiders encuentra en el tope de la formación, conglomerados gnéisicos y areniscas esquistosas, con cantidad menor de caliza negra en capas delgadas, y grandes guijarros de granito, y resalta la ausencia de los esquistos sericíticos de Smith y. Morgan añade anfibolitas estratificadas concordantes, que interpreta como tobas, sills o flujos metamorfizados.

Wehrmann afirma que el Esquisto de Las Brisas, está constituida en un 90% de esquistos cuarzo-feldespático-moscovíticos; el 10% restante lo constituyen, en orden de abundancia, esquistos cuarzo-feldespáticos, epidóticos o cloríticos, calizas, cuarcitas y metaconglomerados. Menciona igualmente mineralizaciones pobres de cobre en algunas calizas, en forma de sulfuros y sulfatos. Este autor no menciona el

gneis microclínico de Dengo pero hace referencia a conglomerados y areniscas intraformacionales, ricas en microclino (15%), sin destacar su relación con los gneises del mismo género (ver figura 2.1.2-a).

TALUKDAR y LOUREIRO, (1981) analizan exhaustivamente los tipos litológicos, en un área reducida de la Cordillera de La Costa, sin relacionarla con las formaciones tradicionales, estableciendo la dificultad e inconveniencia en el uso de unidades litoestratigráficas, en estudios detallados de rocas metamórficas. El grado de metamorfismo es bajo, aunque existen diferencias entre las opiniones de Dengo, Smith y Seiders quienes opinan que predomina la facies de la anfibolita y el glaucofano, mientras que Wehrmann le asigna grados más bajos de presión (facies del esquisto verde).

En cuanto al ambiente tectónico y petrogénesis prácticamente todos los autores que se han referido a estos esquistos, han coincidido en afirmar que en su origen, las rocas que la componen fueron sedimentos pelíticos y psammíticos, depositados en la plataforma y el talud continental. En cuanto a las calizas, existen diferencias de criterio, que varían entre el origen biohermal y el pelágico. Talukdar y Loureiro opinan que la fuente de sedimentos pudo haber sido el protocontinente, suramericano, de suave pendiente y situado a gran distancia, combinado con una fuente cercana de origen volcánico de tipo basáltico y andesítico. Estos sedimentos fueron depositados en una plataforma continental, de ambiente parcialmente euxínico, contiguo a un arco volcánico (ver figura 2.1.2-a).

El Esquisto de Las Brisas descansa sobre el Gneis de Sebastopol. El contacto, ya sea por la foliación discordante, sea por el hiatus que separa ambas formaciones, es discordante, según la opinión generalizada, aunque algunos autores afirman haber observado localmente una aparente concordancia entre una y otra. La relación entre el Mármol Antímano suprayacentes y el Esquisto de Las Mercedes es generalmente transicional, aunque a veces el contacto es estructural. El Esquisto de Las Brisas

forma, en la región capital, el núcleo de los anticlinorios que corren a lo largo de la faja de la Cordillera de La Costa. Los trabajos presentados hasta 1972 ofrecen un cuadro estructural clásico de plegamientos longitudinales, con sus respectivas fallas, segmentados por fallas transversales, haciendo mención de microestructuras, tales como lineaciones, pliegues de flujo, etc., tomando como base para la composición estructural, el principio de que la foliación es paralela a la estratificación, y de que los esfuerzos de deformación provienen del norte, con una componente menor en sentido E-W.

TALUKDAR y LOUREIRO, (1981) hacen un análisis muy detallado y desarrollan un modelo de evolución tectónica de la cordillera en cinco etapas, identificando cuatro fases consecutivas de plegamiento, originados por subducción, colisión de placas y emplazamiento del basamento granítico, corteza oceánica y manto, así como de intrusiones graníticas. Los afloramientos del Esquisto Las Brisas alcanzan dimensiones decakilométricas en sentido N-S y hectakilométricas en su extensión longitudinal E-W.

Mármol de Los Colorados: Aguerrevere y Zuloaga, (1937), la describen como mármol oscuro en capas delgadas, interestratificado con capas de esquisto micáceo, todo intensamente replegado. Dengo (1951) no reconoce este miembro en su cartografía. Smith (1952) indica que este nombre se debe usar para la totalidad de las capas de mármol macizo y lenticular dentro de el Esquisto de Las Mercedes, indicando que tiene al Metaconglomerado de Charallave muy cerca en la sección. En su descripción indica que el mármol está completamente recristalizado, con menos del 1% de granos detríticos de cuarzo, localmente manchado de limonita o hematita y coloreadas de gris o negro por las inclusiones de grafito. Menciona además que está cruzado de numerosas vetas de cuarzo y calcita. No tiene un espesor definido.

Utilizando el criterio de Wehrmann (1972), esta Fase se encuentra en toda la extensión de afloramientos del Esquisto de Las Mercedes, pero los mayores cuerpos están expuestos en los alrededores de Los Teques y Charallave. En la superficie de los cuerpos mayores se nota una incipiente topografía kárstica, con el desarrollo de pequeñas cuevas decamétricas, como es el caso del Peñón de San Corniel, al este de Los Teques. Los contactos son concordantes con el adyacente esquisto grafitoso típico de Las Mercedes. (ver figura 2.1.2-a).

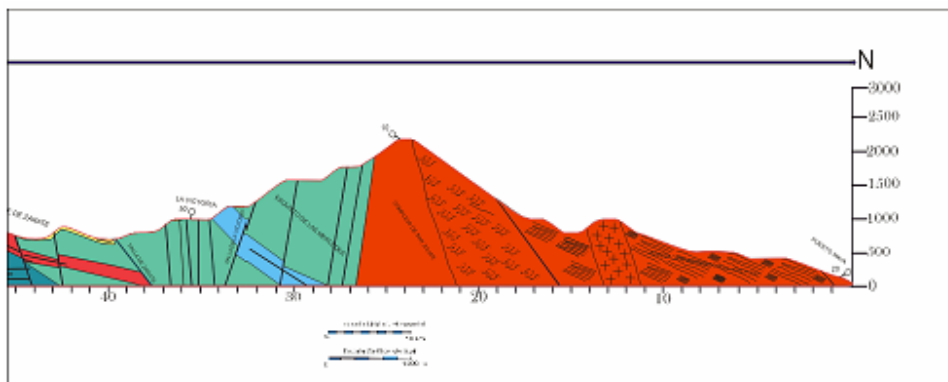


Figura 2.1.2-a.- Corte topográfico-estructural de la sección norte.

Napas de la Serranía del Interior

Napas Caucaagua -El Tinaco

Complejo El Tinaco

Esquisto de Tinapú: Menéndez (1965) designa una secuencia de esquistos muscovíticos y cloríticos y conglomerados esquistosos que forma parte del Complejo de Tinaco. Seiders (1965) destacó que los esquistos expuestos al sur de La Victoria, atribuidos por MacLachlan et al. (1960) al Esquisto de Las Brisas, son similares al Esquisto de Tinapú y recomendó considerarlos como basamento. Esta idea fue mantenida luego por Menéndez (1966). El conjunto mineralógico de los esquistos de Tinapú indica un grado metamórfico equivalente al de la subfacies cuarzo-albita-epidoto-biotita de la facies del esquisto verde.

El esquistos cuarzo-albítico-muscovítico es el tipo más abundante de roca en la unidad; constituye el 70% de la misma y se intercala con esquistos albítico-cuarzo-cloríticos. Los esquistos muscovíticos son de color gris verdoso y forman capas de hasta 4 metros de espesor. Un bandeamiento definido por variaciones en el tamaño del grano es probable herencia de la roca sedimentaria original. Comúnmente los esquistos muscovíticos se hacen conglomeráticos y pasan gradualmente a conglomerados esquistosos. Los conglomerados contienen guijarros cuneiformes de queratófido cuarcífero, granito y cuarzo. Los esquistos cloríticos constituyen alrededor del 30% de la unidad, son de color verde oscuro y forman capas delgadas de 10 a 50 centímetros de espesor. El conjunto mineralógico de los esquistos de Tinapú indica un grado metamórfico equivalente al de la subfacies cuarzo-albita-epidoto-biotita de la facies del esquistos verde (ver figura 2.1.3-b).

Unidades no agrupadas en asociaciones:

Metadioritas de La Guacamaya: Beck (1985) señala la que localidad tipo se encuentra en el cerro La Guacamaya, a 6,5 km al sureste de La Victoria, estado Aragua, aflorando típicamente tanto en la carretera entre La Victoria y El Pao de Zárate, como en las quebradas adyacentes. Hoja 6746, escala 1:100.000, Cartografía Nacional.

MacLachlan (1960) y Shagam (1960) presentan muy breves descripciones de este tipo de roca, indicando la presencia de plagioclasa muy alterada y hornblenda en cristales elongados, así como las cantidades menores de cuarzo.

Beck (1985, p. 178-181; 1986) describe la unidad como una roca diorítica con fuerte deformación penetrativa, representada por foliación y alineación mineral, indica que es bastante homogénea mineralógicamente con la excepción de variaciones locales de la proporción de anfíbol que puede variar de 25 a cerca de 40%, mientras que el tamaño de granos es de 1 a 3 mm. La plagioclasa está totalmente transformada y

algunos cristales muestran intensa deformación con microfracturas y micropliegues tipo "kink". La hornblenda es marrón a marrón verdosa, frecuentemente maclada. El cuarzo alcanza un cantidad media del 10 al 15%, aparece en forma microcristalina, lenticular y suturado. Además hay cantidades menores de epidoto, clorita, esfena y apatito. Este autor también indica la presencia de cuerpos discontinuos (inclusiones o diques) de composición tonalítica, así como xenolitos de la roca caja. Ostos (1990) indica que estas rocas dioríticas varían de masivas a cizalladas, localmente hay una foliación y lineación bien desarrollada. Al microscopio revelan una fuerte alteración de la plagioclasa y las muestras pueden clasificarse como gneis plagioclásico - hornbléndico, o gneis plagioclásico - hornbléndico - augítico. La foliación es nematoblástica. El cuarzo ha recristalizado a neoblastos con su forma orientada. Algunos porfiroblastos de hornblenda están rodeados de un borde de clinopiroxeno. Son frecuentes las estratificaciones flaser y miloníticas. La asociación mineralógica indica que estas muestras sufrieron un metamorfismo de la facies de la anfíbolita (ver figura 2.1.3-b).

Combinando la cartografía geológica de MacLachlan (1960), Shagam (1960) y Beck (1985, p. 1086) se observa que este plutón es elongado en dirección este - oeste, con unos 38 km de largo y un ancho de hasta 3 km. Los afloramientos más orientales se encuentran en un punto intermedio entre los poblados de Tejerías, Tiara y Tácata, estados Aragua y Miranda, mientras que el punto más occidental se ubica cerca del caserío de Zuata, a pocos kilómetros al este de Cagua, estado Aragua (ver figura 2.1.3-b).

En las cercanías de la localidad tipo, Ostos (1990, p. 58) muestra que el contacto de esta metadiorita con la Filita de Tucutunemo es a través de una falla de ángulo alto.

Filita de Tucutunemo: La localidad tipo de esta unidad se encuentra ubicada en el río Tucutunemo y colinas adyacentes al este de Villa de Cura, estado Aragua. (Hoja 6745, escala. 1:100.000, Cartografía Nacional)

De acuerdo a la descripción original dada por SHAGAM (1965) esta unidad consiste principalmente en filitas carbonáceas arenosas que varían a meta areniscas y limolitas cuarzo feldespáticas, encontrándose también cantidades menores de areniscas de grano grueso (asperones) y conglomerados cuarzo-calcáreos. Una zona discontinua pero prominente de caliza cristalina negra, de grano fino, asociada a un conglomerado calcáreo, se ubica cerca de la parte superior de la secuencia y cerca de la base de la misma aparecen algunas capas delgadas de toba básica afanítica de color verde. Las características de las filitas Paracotos y Tucutunemo han sido resumidas y contrastadas por SHAGAM (1965, cuadro 3; reimpreso en GONZÁLEZ de JUANA et. al. (1980, p. 337). GONZÁLEZ considera que la litología de la formación no es constante a lo largo del rumbo y observa una variación en las calizas que disminuyen hacia el oeste, simultáneamente con un aumento del material cuarzoso. (ver figura 2.1.3-b).

De acuerdo a la descripción dada por GONZÁLEZ de JUANA et. al (1980) las filitas son azules, carbonáceas y comúnmente varían a facies arenosas; presentan mica blanca de origen metamórfico y gran desarrollo de texturas y estructuras metamórficas. Los mármoles son de color gris oscuro a negro, microcristalinos, con aspecto moteado, impuros, con cristales de cuarzo y albita de bordes entrantes, que constituyen hasta el 30% de la roca y escasos fragmentos de fósiles y desarrollan fuerte foliación metamórfica; los metaconglomerados son de color blanco a gris oscuro, con mal escogimiento, con guijarros de cuarzo de veta, plagioclasa y menor cantidad de ftanita, presentando desarrollo de texturas y estructuras metamórficas. El aumento de elementos volcánicos que se produce hacia la base de la Formación Tucutunemo, al oeste de la localidad tipo, permitió la introducción del término Miembro Los Naranjos, para su designación (ver figura 2.1.3-b).

De acuerdo con GONZÁLEZ de JUANA et. al, la Filita de Tucutunemo se extiende de este a oeste, desde la región de Los Teques-Cúa en el estado Miranda, hasta la región

de Tinaquillo en el estado Cojedes, atravesando parte de los estados Aragua y Guárico.

Los mayores cuerpos de mármol ubicados en la zona de Cagua-Villa de Cura, Aragua y los del oeste de Charallave, Miranda, presentan una topografía kárstica bien desarrollada. De acuerdo con SHAGAM (1965) el contacto superior con la Filita Paracotos es de falla, al igual que su contacto inferior con otras unidades. Según el mapa geológico de BECK (1985, 1986) los contactos son de fallas (tanto de ángulo alto como de corrimiento) con las unidades constituyentes de su Napa de Loma de Hierro, mientras que pueden ser tanto estratigráficos como tectónicos, con otras unidades de la Napa de Caucagua - El Tinaco. (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA, 1999) (ver figura 2.1.3-b).

Metalavas de Los Naranjos: las Metalavas de Los Naranjos aflora típicamente en la quebrada Los Naranjos afluente del río Pao, a unos 15 km al sureste de La Victoria, estado Aragua.

MacLachlan y Shagam (1960) indican que la litología dominante de la unidad en la sección tipo es la metalava maciza, pero disminuye hacia el oeste, donde la sección se hace más tobácea y las brechas de flujos son comunes. La metalava es de color verde claro o verde azulado más oscuro en las rocas de textura más afanítica; en superficies frescas se puede observar una ligera foliación metamórfica y a veces se observan estructuras almohadilladas. La textura microlítica con cristales sin orientación está formada por fibras de anfíbol de grano fino. Localmente pueden ser ligeramente porfídicas con fenocristales de plagioclasas muy alteradas y augita muy fresca, y sin señales de recristalización. Se observan concentraciones de clinozoisita y epidoto y ocasionalmente carbonato, que pueden haber sido rellenos de amígdalas y a veces vetillas o cuerpos irregulares. Las muestras de granos más finos poseen una pasta turbia, casi opaca, con agregados radiales de agujas que representan microlitos plagioclásicos originales y están salpicados de un agregado que parece leucoxeno. En

la quebrada Los Naranjos se encuentran brechas de flujos con fragmentos angulares de varios centímetros de diámetro en una pasta de material casi idéntico. Beck (1985, p. 188, 1986) igualmente distingue una sección predominantemente de metalava y otra de metatoba, y presenta varias secciones geológicas detalladas donde se ven las relaciones de estas rocas con las adyacentes (p. 198). Beccaluva (1995, 1996, p. 92) señala que en la zona del río Toro, hay buenos afloramientos de lava basáltica de afinidad toleítica según lo indica la geoquímica de cuatro muestras por ellas analizadas petrográficamente encuentra que son rocas esquistosas con una asociación mineralógica de la facies de los esquistos verdes (albita, epidoto, clorita y actinolita). En una muestra de grano grueso observa textura ofítica. Mencionan que en su parte superior las metavolcánicas se intercalan con las filitas de Tucutunemo. En las secciones presentadas por Beck (1985, 1986) los contactos con los demás tipos de rocas de la Filita Tucutunemo se presentan concordantes, (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA, 1999) (ver figura 2.1.3-b).

Napa Loma de Hierro

Complejo Ofiolítico de Loma de Hierro: Graterol (1972) señala que el complejo peridotita-gabro se compone de peridotita serpentizada, troctolita y gabro asociado a basalto. La serpentización es más intensa hacia los bordes del bloque; su borde norte está formado por rocas intermedias entre peridotitas y gabro, como son troctolita y gabro olivinífero serpentizado y rodingita, producto de la alteración del gabro. La peridotita es principalmente una harzburgita de grano grueso con olivino y enstatita de color negro a verdoso de acuerdo al grado de serpentización. El aspecto general de estas rocas es muy uniforme a través de todo el cuerpo, aunque en el borde septentrional aparecen rocas complejas entre peridotita y troctolita.

El gabro aflora formando diques dentro de la peridotita hacia el borde norte y de las troctolitas o en forma masiva hacia el borde sur, cerca del contacto con las rocas volcánicas de la Metalava de Tiara. A veces se ven zonas de carácter pegmatítico (ver

figura 2.1.3-b). La mineralogía está compuesta principalmente de clinopiroxeno (variedad diálaga) y plagioclasa cálcica muy alterada; los cristales del piroxeno muestran textura de cúmulo, si bien hay cuerpos de gabro no cumulíticos que intrusionan al otro tipo. La rodingita posee grosularia, diópsido o diálaga, clorita y generalmente se encuentran como diques. Graterol (1972) concluye que el gabro y las rocas ultramáficas son comagmáticos, si bien no encuentra relaciones claras con las rocas basálticas de la Metalava de Tiara. Beck (1985, p. 232-235, 1986) complementa la descripción, pero fundamentalmente coincide con los tipos de rocas y relaciones expuestas por Graterol (1972).

Según Beck (1985, 1986) que es el autor que cartografía con más detalle la zona entre Tácata y Tiara, el contacto septentrional entre el cuerpo de rocas ultramáficas con la Filita de Tucutunemo es tanto de fallas de ángulo alto, como de corrimiento, mientras que el contacto meridional con el cuerpo de gabros masivos es estratigráfico. Por su parte, el contacto entre el gabro y las rocas de la Metalava de Tiara es reconocido tanto como de naturaleza estratigráfica, como a través de fallas de ángulo alto. Se ha interpretado una edad Cretácica en base a la asociación de las rocas ultramáficas y gabroides, con su cobertura sedimentaria y las volcánicas de la Metalava de Tiara (Beck, 1985, p. 250, 1986) (ver figura 2.1.3-b).

Metalava de Tiara: Smith (1952) indica la presencia de basalto, así como rocas gabroides, a veces con cristales de piroxenos y plagioclasa con textura ofítica, los piroxenos a veces transformados a hornblenda y clorita, e interpreta que estos cuerpos pueden ser "sills" o diques, como equivalentes hipoabisales al basalto. Dicho metabasalto es de grano fino, denso, de color gris claro a negro, con textura sub-ofítica, algunas variedades son porfídicas, con fenocristales de plagioclasa en una matriz muy fina, a veces muy alterada. Junto a las rocas ígneas, describe una sección de metatoba, de color negro y matriz muy fina, constituida por fragmentos de rocas volcánicas, plagioclasa, cuarzo y ftanita. Shagam (1965) describió a las lavas de la formación, como metabasalto porfídico, de color verde, de grano fino, formados por

fenocristales grandes de augita, plagioclasa, magnetita titanífera y olivino, en una pasta de microcristales de augita y plagioclasa. Indicó además, rocas de tipo intrusivo gabroicas o diabásicas, de mineralogía semejante a la de las lavas, con láminas augíticas grandes en relación ofítica y subofítica, con granos tabulares de plagioclasa. Piburn (1968) estudió la formación en el área al norte de San Sebastián, dividiéndola en dos miembros: el inferior está formado por conglomerados volcánicos gruesos y mal escogidos, constituidos por fragmentos de lava porfirítica, en capas de 3 o más metros de espesor y tobas cristalinas en capas de hasta 30 cm, formadas por plagioclasa, hornblenda y clinopiroxeno.

El miembro superior está formado por tobas cristalinas líticas, en espesores de hasta 10 m, metalavas, ocasionalmente almohadillas y lentes diseminados de ftanita negra, que llegan a 3 o 4 m de espesor. Graterol (1972) muestra que los metabasaltos están constituidos por plagioclasa, piroxeno anfibolitizado, así como calcita, prehnita, pumpellita, epidoto y clorita. Estas rocas se interdigitan con los metagabros. Según Girard (1981) esta formación representa una secuencia de diabasa, diques de microgabro y basalto con muy bajo grado de metamorfismo; menciona además la presencia de metabrechas volcánicas con fragmentos constitutivos de gabro y rocas volcánicas. Navarro (1988) describe tobas de ceniza o de almohadillas con plagioclasa y clinopiroxeno y conglomerados volcánicos de fragmentos de lavas y tobas, en una matriz de ceniza volcánica. Aquino (1983) y Rodríguez (1984) señalan que estas rocas han sido sometidas a un metamorfismo de muy bajo grado en la facies de la pumpellita-actinolita (ver figura 2.1.3-b).

Beck (1985, 1986) cartografía la unidad y la considera dentro de sus Napas de Serranía de Interior y más específicamente como parte de la Napa de Loma de Hierro. Van Berkel (1988) en su estudio del área de Tácata - Altagracia de la Montaña, dentro de su Complejo Ofiolítico de Loma de Hierro, reúne a las rocas ultramáficas, gabroides, así como a las volcánicas, que han sido cartografiadas previamente como Metalava de Tiara. Navarro (1983, 1988) estudia estas unidades y en base a su modelo

evolutivo de la Cordillera de La Costa, la redefine como correspondiente al arco volcánico homónimo, pero no está indicado si las muestras analizadas que sirvieron de base a estos trabajos proceden también de la localidad tipo de Tiara, o si por el contrario corresponden todas ellas a la zona de San Sebastián (hoy Metalava de Las Hermanas). Loubet (1985) incluye volcánicas de la sección tipo (Tiara Norte) y de San Sebastián (Tiara Sur), en un análisis geoquímico de distribución de elementos, traza y edades K/Ar. Los afloramientos de la Metalava de Tiara se extienden por unos 60 km en una franja discontinua desde los cerros al sur de Ocumare del Tuy y Cúa, al sur de Táchata, Altagracia de la Montaña, Agua Fría, Tiara, El Pao de Zárate y las cabeceras del valle del río Tucutunemo, en Aragua central y en el sector occidental del estado Miranda (Beck, 1985, 1986) (ver figura 2.1.3-b).

Filita de Paracotos: SMITH (1952) no fija una localidad tipo específica, pero indica que los mejores afloramientos pueden observarse en: (1) Sur de Guayas en el camino hacia Tiara, (2) en el río Tuy al norte de Táchata, (3) cerca de Paracotos, y (4) sitio de El Paují en la quebrada Suapire. En la edición previa del *Léxico Estratigráfico de Venezuela* (1970) esta imprecisión fue interpretada considerando al "río Tuy, al norte de Táchata, cerca de Paracotos" como localidad tipo, distrito Guaicaipuro, estado Miranda. Hoja 6846, escala 1:100.000, Cartografía Nacional.

SHAGAM (1960) describe una asociación de filita, mármol, metaconglomerado, con metalimolita y metarenisca en menor proporción. La filita constituye el 60% de la Formación, siendo limosa y carbonosa, de color azul grisáceo oscuro, con ocasionales peñones de rocas metavolcánicas y metasedimentarias de hasta 20 cm. de diámetro, que González de Juana (1980, p. 346) interpretan como una lodolita guijarrosa. Dentro de la secuencia anterior se encuentran capas delgadas de una roca metalimolítica, maciza y de color negro con cubos visibles de pirita. Igualmente se observan capas delgadas de varios tipos de metarenisca de color gris oscuro, que clasifica como arenisca calcárea micácea y waca lítica cuarcífera. Los cuerpos de mármol son microcristalinos de color verde muy claro a gris azulado, en capas

lenticulares usualmente con menos de 500 m de largo, los espesores son usualmente de 5 a 10 m, pero el cuerpo mayor conocido alcanza unos 130 m de espesor. En secciones finas se observan pequeños foraminíferos esféricos reemplazados por calcita, en una matriz de cristalitos de calcita con algo de cuarzo y pirita, así como material carbonáceo y óxidos de hierro en cantidades subordinadas. El metaconglomerado es de color gris verdoso con guijarros de hasta 50 cm. de diámetro. Los guijarros están constituidos por fragmentos de metalava basáltica, cuarzo de veta, mármol, ftanita y granofel cuarzo - albítico. SEIDERS (1965) describió cuerpos de metalava de hasta varias decenas de metros de espesor, interestratificados con la filita, que aparecen muy transformados siendo poco visibles los minerales ferromagnesianos primarios, se presentan tanto como lavas almohadilladas, como en flujos brechados. Van BERKEL (1989) en su estudio de la zona de Tácata - Altagracia de la Montaña, cartografían su "Unidad de rocas metasedimentarias" interpretandola como equivalente a la Filita de Paracotos, y en ella describen metarenisca, metapelita y mármol, todas estas rocas con efectos metamórficos de muy bajo grado.

Esta misma secuencia había sido estudiada por BECK (1984) denominándola como "rocas volcánicas sedimentarias del Río Guare". Esta unidad constituye la Faja de Paracotos de MENÉNDEZ (1966) y BELL (1968), siendo interpretada en forma diferente por BECK (1985, 1986), quién la considera como parte de su Napa de Loma de Hierro. La unidad se extiende a través de los estados Cojedes, Carabobo, Guárico, Aragua y Miranda, y según MENÉNDEZ (1966) está limitado parcialmente el norte y al sur, por las fallas de Santa Rosa y Agua Fría, respectivamente (ver figura 2.1.3-b).

En la mayoría de los mapas geológicos publicados aparece en contacto de fallas (normales o de corrimiento) con las unidades adyacentes, mientras que BECK (1985, 1986) interpreta los contactos como estratigráficos con su Metalava de Tiara y con cuerpos de gabro. La falla de ángulo alto de Agua Fría mencionada por SHAGAM (1960) y MENÉNDEZ (1966) como límite meridional de esta unidad, no es reconocida

por AQUINO (1983), RODRÍGUEZ (1984), ni BECK (1985, 1986). (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA, 1999).

El Complejo El Ocumo: Beck (1985) designa una asociación de conglomerados carbonáticos y rocas pelíticas, que afloran en un lugar intermedio entre El Pao de Zárate y Villa de Cura, estado Aragua. Considera que esta unidad es una de las que constituyen la cobertura sedimentaria de su "Napa de Loma de Hierro". Describe una serie septentrional de afloramientos con predominio de conglomerados y bloques varios que reposan sobre serpentinitas y lavas (Metalava de Tiara). Más hacia el sur, se localizaron conglomerado irregularmente estratificado, mal escogido y pobremente cementado, localmente carbonático; rocas pelíticas intercaladas con conglomerado (mal cementados, lenticulares, casi idénticos a los anteriores, con fragmentos de diabasa y gabro, matriz ferruginosa), las pelitas incluyen numerosos elementos resedimentados), se le asigna una edad Paleoceno superior - Eoceno inferior.

Napas de Villa de Cura

Asociación Meta-volcanosedimentaria de Villa de Cura: ya definido formalmente la asociación para las unidades que lo componen, si bien por el nombre parece implícito que sean los afloramientos de los ríos de las cercanías de la ciudad de Villa de Cura, estado Aragua. Hoja 6746, escala 1:100.000, Cartografía Nacional.

La asociación está compuesta de rocas metavolcánicas y metasedimentarias de granulometría variable y se ha dividido en cinco unidades, que de norte a sur son El Chino, El Caño, El Carmen, Santa Isabel y Las Hermanas. El Caño consiste en metatobas afaníticas finamente laminadas, con cantidades menores de metalavas basálticas y andesíticas. La Metatoba de El Chino contiene metatobas estratificadas de grano fino, con cantidades menores de metabasalto, metaftanita, filita grafitosa, esquisto cuarzo - albítico y granofel cuarzo - albítico. La Metalava de El Carmen presenta una espesa serie de metalavas basálticas con fenocristales de augita, intercalados con metatobas, granofels, metaftanitas y filitas grafitosas. El Granofel de

Santa Isabel consiste en granofels y cuarzo - feldespático - epidótico con intercalaciones de esquistos cloríticos y cantidades menores de metalavas piroxénicas y metaftanitas. La Metalava de Las Hermanas consiste de metatobas, metalavas y aglomerados volcánicos. El metamorfismo varía de sur a norte como sigue en las siguientes zonas (NAVARRO, 1983, p. 215-216): prehnita - pumpellita, barroisita - zoisita/clinozoisita - albita, glaucofano - hornblenda barroisítica, epidota (zoisita/clinozoisita) - glaucofano, lawsonita - glaucofano, lawsonita - albita, pumpellita - actinolita - prehnita y pumpellita (ver figura 2.1.3-b).

En el mapa geológico compilado por BELLIZZIA (1976) se ve que el grupo se extiende como un bloque continuo por más de 250 km de longitud con un ancho medio de unos 25 km abarcando parte de los estados Cojedes, Guárico, Carabobo, Aragua y Miranda.

Los contactos de la Asociación Meta-volcanosedimentaria de Villa de Cura con las unidades adyacentes son tectónicos, interpretados por lo general como fallas de corrimiento. Los contactos entre las unidades El Chino, El Caño, El Carmen y Santa Isabel son concordantes, mientras que el contacto entre las unidades Santa Isabel y Las Hermanas ha sido interpretado como tectónico por NAVARRO (1983). (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA, 1999) (ver figura 2.1.3-b).

Metatoba de El Caño: SHAGAM (1960) indica que la litología predominante es la metatoba afanítica máfica, laminada, de color azul, que constituye el 70% de la formación; metatoba máfica de color azul verdoso intenso, de grano medio, macizo y generalmente foliado, que constituye el 20%; metachert y metarenisca cada uno en proporción menor del 5%. KONIGSMARK (1965) mencionó además esquistos macizos epidóticos - cloríticos - albíticos - cuarcíferos. SEIDERS (1965) en la zona de Caucagua también encuentra esta formación pero más foliada (ver figura 2.1.3-b).

Según PIBURN (1968), la Metatoba de El Caño está compuesta en un 75%, por metatobas máficas, finamente laminadas, con intercalaciones de filitas negras. Las metatobas son agregados muy finos de albita no maclada, pumpellita y clorita con cantidades menores de actinolita, sericita, estilpnomelano, cuarzo, calcita, clinopiroxeno y hornablenda. Otros integrantes de la formación son filitas marrones (10%) laminadas, compuestas por láminas máficas de albita-clorita-pumpellita-epídoto o de albita-sericita-calcita; hay abundancia de hematita fina. En la base de la formación se encuentran conglomerados volcánicos (10%), con fragmentos volcánicos de ftanita negra. El 5%, remanente de la composición de la formación, lo constituyen metalavas y sills hipoabisales, en los cuales entran metabasalto, metandesita porfirítica y diabasa cuarzo-piroxénica (ver figura 2.1.3-b).

NAVARRO (1983) presenta un estudio geoquímico y petrográfico detallado de las rocas del Asociación Meta-volcanosedimentaria de Villa de Cura, determinando que las rocas de esta formación fueron sometidas a un metamorfismo de muy bajo grado en la zona de la pumpellita - actinolita y parcialmente en la zona de la lawsonita - albita.

NAVARRO, (1987, 1988) recomienda redefinir esta unidad como semejante a la Metatoba de El Chino, pero con una mayor abundancia de tobas laminadas por sedimentación subacuática y mayor proporción de sedimentos retrabajados del arco volcánico, con intercalaciones de sedimentos finos de origen marino.

La Metatoba de El Caño aflora como una franja en la parte septentrional de la Serranía del Interior, en los estados Carabobo, Aragua, norte de Guárico y Miranda. En la parte meridional de la zona de afloramientos, en su base, la unidad está en contacto de falla con la Filita de Paracotos. En el tope pasa, al parecer, concordantemente a la Metatoba de El Chino. Según SHAGAM (1960) el contacto está marcado por un cambio de metatobas laminadas a metatobas bandeadas. PIBURN

(1968) estimó en la localidad tipo de la formación, un espesor estimado de 1.400 m. (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA, 1999) (ver figura 2.1.3-b).

Metalava de El Carmen: en cuanto a localidad tipo se destaca la Hacienda El Carmen, distrito Zamora del estado Aragua. Hoja 6746, escala 1:100.000, Cartografía Nacional.

SHAGAM (1960) En su descripción original señala metalava basáltica espilítica de color verde - azulado, sub-maciza a esquistosa con grandes fenocristales de augita de color verde aceituna, así como albita, actinolita y plagioclasa saururizada. NAVARRO (1983) al describir su Unidad de Metalavas señala que la metalava piroxénica se caracteriza por la presencia de fenocristales de piroxeno (augita diopsídica) en una matriz constituida principalmente por microlitos de plagioclasa o de sus productos de la transformación metamórfica (lawsonita, pumpellita, epidoto). Dicha matriz presenta en muchos casos, textura de flujo y afieltrada. Intercalándose con la metalava hay granofel, metaftanita, filita grafitosa y metatoba, que mayormente es de cenizas, aunque localmente pueden presentarse fragmentos líticos que en algunos casos pueden alcanzar el 50% del total de la roca. Las asociaciones mineralógicas indican que esta unidad estuvo sometida a condiciones metamórficas de las zonas de la lawsonita - glaucofano y epidoto - (zoicita/clinozoicita) - glaucofano. Según NAVARRO (1987, 1988), las rocas volcánicas de la unidad afloran desde Aragua central, hasta el sur de Carabobo y norte de Guárico. En el río Pao, al oeste de Santa Rosa, Aragua, deben asignarse a una secuencia ofiolítica equivalente a la Metalava de El Carmen (ver figura 2.1.3-b).

La unidad aflora desde Aragua central, hasta el sur de Carabobo y norte de Guárico. Los contactos han sido descritos como concordantes (y transicionales) con las formaciones El Chino y Santa Isabel, adyacentes. (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA, 1999).

Metatoba de El Chino: su localidad tipo se ubica en la Quebrada El Chino, en el distrito Zamora del estado Aragua, al noroeste de San Juan de Los Morros. (Hojas 6475 y 6476, escala. 1:100.000 (Cartografía Nacional). En el río Caramacate se encuentra una buena sección.

Segun PIBURN (1968), la Metatoba de El Chino se caracteriza por contener un 50% de metatobas gradadas, ricas en clinopiroxeno, en una matriz de albita y algo de sericita y clorita. En las porciones media y superior se hallan filitas clorítico-glaucofánico-lawsoníticas y filitas y ftanitas negras. BEETS (1984) describe a la unidad como formada por metatobas, filitas negras y esquistos de glaucofano y lawsonita. En el tope de la sección predominan lavas porfíricas compuestas por anfíbol verde, glaucofano, albita y clorita. NAVARRO (1984) describe metatobas de cenizas y lapilli, aglomerados volcánicos con intercalaciones de lavas piroxénicas, granofels, esquistos cuarzo-feldepáticos, meta-diabasas, filitas grafitosas y meta-ftanitas. De sus estudios petrográficos se desprende que esta formación fue afectada por un metamorfismo de bajo grado en la zona de la lawsonita - albita y en menor proporción de la zona de la pumpellita - actinolita. NAVARRO (1987, 1988) redefine esta formación como constituida por metatobas espesas y metasedimentos de arco, intercalados con una minoritaria cantidad de metalavas, almohadilladas o no, con tendencia de arco de islas (ver figura 2.1.3-b).

La formación aflora en la Serranía del Interior, en los estados Carabobo, Aragua, norte del Guárico y Miranda central. En la localidad tipo, la Metatoba de El Chino está en contacto concordante sobre la Metatoba de El Caño. En el tope pasa transicionalmente, al parecer, a la Metalava de El Carmen (SHAGAM, 1960). Se le asigna a la formación, un espesor aproximado de 1.500 m. (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA, 1999) (ver figura 2.1.3-b).

Granofel de Santa Isabel: En su localidad tipo resalta en la Hacienda Santa Isabel, distrito Zamora del estado Aragua, a unos 3 km al noroeste de San Juan de Los

Morros, en la confluencia entre la quebrada Las Minas y el río Guárico (Hoja 6746, escala 1:100.000, Cartografía Nacional). Según PIBURN (1968) los mejores afloramientos se encuentran en la quebrada Dos Hermanas, al noreste de San Sebastián, a unos 14 km al este de la localidad tipo.

SHAGAM (1960) en la descripción original de la unidad, menciona rocas cuarzo albíticas, esquistos cloríticos, metaftanitas, metalavas y tobas, metadioritas y guijarros. En las cuarzo albíticas, incluye la granulita cuarzo albítica de color verde claro a amarillento, formada por albita, en porfiroblastos moderadamente maclados y cristaloblastos no maclados, clorita (pennina), epidoto, anfíboles (actinolita y glaucofano) y cuarzo en porfiroblastos con moscovitas. Además, están los esquistos epidótico-clorítico-cuarzo-albíticos y los esquistos epidóticos-cuarzo-albítico-glaucofánicos o gneises glaucofánicos, de composición general, similar a las granulitas.

Los esquistos cloríticos están sumamente plegados, son de color verde a verde oscuro, se presentan en capas de 10 a 50 cm., formando secuencias de hasta 50 m de espesor. Están formados por clorita con epidoto, anfíbol, cuarzo y albita en menor proporción.

Las metaftanitas son rocas laminadas y afaníticas, de color verde claro, variando a azul o negro. Están formadas por cristales diminutos de cuarzo con albita, actinolita, clorita y algo de glaucofano. PIBURN (1968) menciona filitas hematíticas en la mitad inferior de la formación, que contienen hasta un 40% de hemalita especular en agujas.

Las metalavas son basaltos porfíricos verde-azulado y moteados, debido a la presencia de fenocristales de augita en un intercrecimiento de actinolita, clorita y albita. Forman flujos de 1 a 5 m de espesor.

La metadiorita es de color verde oscuro y se presenta en cuerpos tabulares de 1 a 3 m está formada por albita, augita, epidoto y clorita, además, actinolita y glaucofano, con muscovita y estilpnomelano como accesorios (ver figura 2.1.3-b).

SHAGAM (1960) describe peñones y guijarros redondeados, distribuidos en las rocas cuarzo-albíticas. Son de color verde a verde amarillento y presentan cierta alineación con sus ejes mayores, subparalelos al buzamiento de las rocas que los contienen. Son de composición cuarzo albítica, en ciertos casos marcadamente vesiculares y de origen volcánico. PIBURN (1968) menciona también los guijarros, así como otros formados por ftanita gris y los que define como conglomerados volcánicos de color verde oscuro, formado por fragmentos muy angulares de hasta 2 mm, en una matriz fina sin estratificación (ver figura 2.1.3-b).

La unidad aflora en la parte oriental de Carabobo, Aragua central, norte del Guárico y parte central de Miranda. Los contactos del Granofel de Santa Isabel yacen sobre la Metalava de El Carmen, en aparente contacto concordante. En el tope, la unidad es discordante bajo la Metalava de Tiara. (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA, 1999)(ver figura 2.1.3-b).

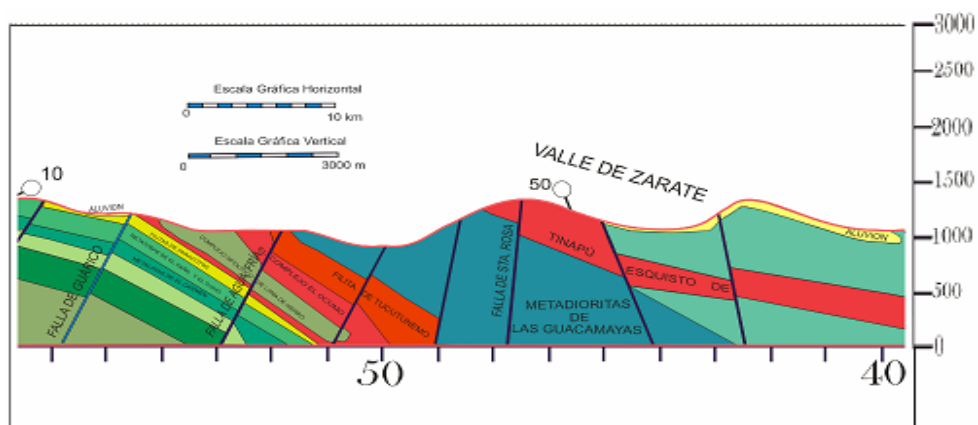


Figura 2.1.2-b.- Corte topográfico-estructural de la sección central

Norte de Guárico

Formación Quebradón: La quebrada Quebradón, tributaria de la Quebrada Lele, cerca de Batatal, estado Miranda, entre puntos situados a 630 y 2.650 m de distancia aguas arriba a partir de la confluencia. (Hoja de Cartografía Nacional, N° 6945, de escala 1:100.000). El Miembro Galera tiene su localidad tipo en la quebrada Mansedumbre, a 30 km al este de Ortiz, y a 120 Km al suroeste de la localidad tipo de la Formación Quebradón.

La unidad consiste predominantemente en lutitas mal estratificadas y poco resistentes a la erosión, de color variable entre azul-gris y negro, en parte carbonáceas, con lignitos delgados intercalados localmente. Interestratificadas se hallan areniscas de grano variable usualmente impuras, formando capas de 20 a 80 cm. de espesor, aunque alcanzan localmente los 10 m. Las estructuras más comunes son la estratificación y laminación cruzada, y las rizaduras en el tope de las capas de areniscas. Las capas gruesas de conglomerados de la sección tipo no se observan más al oeste EVANOFF (1951) (ver figura 2.1.2-c). La descripción previa es ampliada por BECK (1986), quien cita de la región de Altagracia de Orituco, la frecuencia de capas de arenisca arcillosa con estructura flaser y bioturbaciones localmente comunes. Reporta además, areniscas con cemento calcáreo o ferruginoso, micáceas, conteniendo localmente minerales ferromagnesianos, plagioclasa, filita y minerales opacos. La matriz puede estar presente en porcentajes suficientes, como para llamárseles subgrauvacas. Las pelitas se componen de cuarzo en fracción limo, arcilla, minerales, ferromagnesianos oxidados y muscovita. Lentillas ovoidales de limolita roja, centimétricas, son atribuidos por BECK (1986) a clastos pelíticos. VIVAS y CAMPOS (1977) describieron en el área tipo los conglomerados líticos, los cuales son lenticulares, formando paquetes de 3 m de espesor. Están compuestos de guijarros de menos de 4 cm de diámetro de cuarzo, ftanita, carbón, etc. Dominan los clastos subredondeados (70%) sobre los subangulares (30%) y se hallan en una matriz siliceoarenácea, localmente calcárea y de color pardo rojizo. El yeso y la jarosita son constituyentes menores en

las lutitas. En el área occidental de los afloramientos (estados Cojedes, Guárico noroccidental y Aragua), la formación desarrolla un miembro basal predominantemente arenoso, denominado Miembro Galera (PEIRSON, 1963).

La Formación Quebradón aflora a lo largo del borde norte de la cuenca de Guárico, desde las cercanías de El Pao en el estado Cojedes en el oeste hasta las cercanías de Píritu en el estado Anzoátegui, en el este (HEDBERG, 1950-a).

En la parte oriental de su área de afloramientos, la Formación Quebradón fue considerada concordante y transicional encima de la Formación Batatal EVANOFF, (1951) atribuido luego a la Formación Naricual (PEIRSON, BELL, 1968). Su contacto superior fue fijado por EVANOFF (1951) en la base del primer conglomerado ferruginoso de la suprayacente Formación Chaguaramas, atribuido luego a la Formación Quiamare (PEIRSON, GONZÁLEZ de JUANA et al). Hacia el oeste de la sección tipo, la unidad psammítica infrayacente desaparece y la Formación Quebradón suprayace concordantemente a la Formación Roblecito. CAMPOS (1978), CAMPOS y OSUNA (1978), VIVAS y MACSOTAY (1988) consideraron que el contacto superior de esta unidad es discordante con el Miembro El Pilar de la Formación Quiamare, en toda el área oriental de los afloramientos. En el área de Altagracia de Orituco, la Formación Quebradón se halla sobrecorrida por la Napa Piemontina (BECK, 1977)(ver figura 2.1.2-c).

Algunos horizontes de carbón de la Formación Quebradón han estado bajo explotación rudimentaria en las minas de Taguay, estado Aragua (LOPEZ y SALSAMENDI, 1977, BECK, 1986). El Miembro Galera ha sido aprovechado como muro de contención, en la construcción de la represa del río Tiznados, en el estado Guárico. (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA, 1999).

Formación Roblecito: Aunque no se ha señalado sección tipo para la formación PATTERSON y WILSON (1953, p. 2715) mencionaron que la secuencia La Pascua-

Roblecito-Chaguaramas fue subdividida en el Campo Las Mercedes en 1941. Probablemente el nombre proviene del pueblo de Roblecito, cerca del Campo Mercedes, en el distrito Infante del estado Guárico, Hoja de la Cartografía Nacional N° 7044, escala 1:100.000. Hoja 6943

PATTERSON y WILSON (1953) describen la formación como la continuación de la depositación iniciada por la Formación La Pascua y predomina una unidad de lutita marina que es transicional con las areniscas transgresivas de La Pascua y gradacional hacia arriba con las areniscas y lutitas menos marinas de la Formación Chaguaramas. En el subsuelo, la formación consiste en lutitas gris a gris oscuro, medianamente duras, físilas, comúnmente limosas, no-calcáreas, frecuentemente glauconíticas y microfósilíferas. Los 150-160 m, tanto basales como superiores, se vuelven más limosos y finamente arenosos, carbonáceos y micáceos, gradando en muchos niveles a areniscas laminadas muy arcillosas de grano muy fino. Las lutitas contienen láminas y manchas de yeso y marcasita; la pirita y microfósiles piritizados son comunes en las lutitas limpias y puras de la parte media de la formación. Las lutitas limpias alternan con numerosas capas delgadas de arcilita siderítica marrón y densa. Las lutitas, limolitas y areniscas de la parte basal muestran bioturbaciones, laminaciones onduladas, rizaduras de corriente, estratificación cruzada de torrente ("hummocky cross-bedding") y estratificación de espina de pescado ("herringbone cross-bedding"), además de niveles de pelecípodos (ver figura 2.1.2-c).

Su aspecto más notable es la persistencia de sus características de electrofacies que reflejan una sedimentación cíclica formada por cientos de ciclos gradacionales hacia arriba desde lutitas limpias a lutitas limosas a limos y, localmente a areniscas de grano muy fino. Las correlaciones de electrofacies, utilizando la curva de resistividad amplificada, pueden seguirse con precisión a través de casi toda la cuenca. La formación está presente en el subsuelo sobre la mayor parte de la cuenca. Desaparece por acuñaamiento estratigráfico hacia el sur contra el Alto de Monasterios, prominencia del Arco de El Baúl en el área de Machete, en donde está solapada por la

Formación Chaguaramas. Al este y sureste se van acuñando contra el Arco de Anaco; desaparece hacia el oeste por levantamiento erosional contra el Arco de El Baúl. Está presente en afloramientos aislados en el piedemonte de Guárico, generalmente dentro de la faja parautoctona desde San José de Tiznados hacia el noreste hasta, por lo menos, el área al norte del pueblo de Clarines. LEONARD (*vide* PEIRSON, 1965) indica la presencia de la formación en los pozos VM-1 y VC-1 en la parte noroccidental del estado Anzoátegui. Aparentemente continúa por debajo de la Serranía del Interior a una distancia desconocida (ver figura 2.1.2-c).

El contacto La Pascua-Roblecito es transicional, tanto horizontal como verticalmente; en algunos pozos, las lutitas reemplazan totalmente a las areniscas de La Pascua. Igualmente, el contacto de Roblecito con Chaguaramas, en el subsuelo, es transicional sobre un intervalo relativamente corto; en afloramiento, Roblecito está en contacto similar con la Formación Naricual. GALEA (1985) destaca un contacto erosional entre Roblecito y la infrayacente Formación Peñas Blancas en el cerro La Pedrera al oeste del río Unare; aunque PEIRSON (1965) interpretaba concordancia entre las dos formaciones. En afloramientos, el tope de Roblecito está truncado por erosión. Las areniscas de la formación constituyen importantes reservorios de hidrocarburos, tanto de gas como petróleo, en la cuenca.

Formación Guárico: Originalmente se refirió el río Guárico, desde La Puerta de San Juan, aguas abajo, hasta un meandro grande y un punto entre las Haciendas Garrapata y Totumo. PEIRSON. (1966, p. 201) modificó la sección tipo para excluir los estratos de la Formación Garrapata con sus rocas ígneas y volcánicas, y modificaron la sección tipo a "estratos expuestos a lo largo del río Guárico desde La Puerta aguas abajo hasta un punto 500 m aguas arriba de la boca del río San Juan, en donde los conglomerados, areniscas grauváquicas y lutitas negras arenosas de la Formación Garrapata están en contacto fallado con la Formación Guárico". PEIRSON (1966, p. 194) añadió: la sección tipo redefinida o modificada se extiende solamente 3,5 km, en distancia recta aguas abajo de La Puerta.". Otras secciones de referencia se

encuentran a lo largo de la carretera Caracas-Barcelona, entre Cúpira y la laguna de Unare; a lo largo de la carretera Altagracia de Orituco-San Francisco de Macaira, al norte de Portachuelo; en el río Taguay, al norte del pueblo del mismo nombre; a lo largo de la carretera San Juan de Los Morros-Ortiz (ver figura 2.1.2-c).

PEIRSON (1965, 1966) dio las descripciones más completas. En general, la unidad se caracteriza por una predominancia de depósitos flysch compuestos de espesas secuencias con alternancias monótonas de areniscas y lutitas delgadas, tipificadas por las secuencias "Bouma" y abundantes icnofósiles. La formación presenta algunas variantes litológicas como el "wildflysch" (Miembro Los Cajones), las calizas arrecifales (Miembro Morro del Faro), la facies cercana al arrecife (Miembro Caramacate), la facies de conglomerados (Miembro Mamonal), y la facies de areniscas gruesas (ver figura 2.1.2-c).

La facies que constituye 90% de la formación se compone de alternancias monótonas de lutitas, areniscas y limolitas turbidíticas, en capas muy finas a medias, cuarcíticas y grauváquicas con lutitas y arcilitas gris oscuras a gris oliva, finamente micáceas y débilmente fósiles. La interstratificación de láminas finas de limolita, lutita y arenisca, en capas que raramente exceden un espesor de 15-25 cm es extraordinariamente monótona. Las estructuras de base, icnofósiles, secuencias de Bouma y otras estructuras menores atribuidas a corrientes de turbidez, caracterizan al flysch. Las arcilitas conforman el 35% a 50% de la formación. Se meteorizan al color verde oliva oscuro con manchas marrón rojizas. La pirita y material calcáreo son muy escasos; la mica muy fina y la limolita de grano muy fino son ubicuas. Las lutitas son moderadamente duras, con fractura subconcoidea y astillosa. Localmente existen nódulos, concreciones y lentes de arcilita ferruginosa ("clay-ironstone"). Son abundantes los turboglifos, acanaladuras y lineaciones de corriente.

La composición petrográfica del flysch fue estudiada por ZAPATA (fide GONZÁLEZ DE JUANA et al., 1980), quien reportó cuarzo plutónico y metamórfico (17%-70%),

fragmentos de cuarcita, ftanita, lutita y metamórficas (5%-13%) y feldespatos (1%-11%). En la región de Camatagua, BELL (1968) reportó 40%-70% de cuarzo, más cantidades menores de cuarcita, ftanita, volcánicas máficas, calizas oscuras, filita y granos mono-minerálicos de plagioclasa, clorita, muscovita, pirita, epidoto, circón, rutilo, apatito, prehnita y foraminíferos desgastados. Cerca de Tinaco, MENÉNDEZ (1965) señaló una mineralogía de cuarzo (40%-60%), plagioclasa (10%-20%), lavas básicas y intermedias (10%-20%), cuarcita esquitosa y limolita cuarzosa (5%-10%), lutita carbonácea y filita (5% o mas), granofels y cuarzo-albítico (5%) y accesorios de muscovita, microclino, biotita, turmalina, epidoto, apatito, zircón, rutilo, magnetita y leucoxeno.

Las areniscas ("quartz or lithic wackes") y limolitas conforman un promedio de unos 55% de la formación. Son de color gris a gris oscuro, que meteorizan a verde oscuro o marrón rojizo oscuro. Vetas y vetillas de cuarzo rellenan muchas de las fracturas que cortan las capas en ángulo perpendicular a la estratificación.

Se han propuesto los siguientes nombres formales para algunas de las facies distintivas de la Formación Guárico:

Miembro Mamonal: Definido por MENÉNDEZ (1965) para conglomerados basales de la formación en el área de Tinaco, compuestos de conglomerados lenticulares con cantos de areniscas y lutitas, calizas de la Formación Querecual, dioritas, lavas, plagioclasa, filitas, ftanitas, serpentinita, meta-volcánicas y clorita-prehnita.

El flysch de Guárico aflora por el piedemonte en una faja angosta desde la laguna de Unare en el estado Anzoátegui noroeste hasta el área de San Carlos, estado Cojedes, unos 350 Km., al oeste (Peirson 1966). Sánchez y Hernández (1991) identificaron una secuencia flysch equivalente de la Formación Guárico, en el pozo Guarumen-1S, unos 60 Km., al suroeste de San Carlos.

Formación San Antonio: En su estudio detallado de la estratigrafía cretácica de Venezuela oriental, Hedberg (1937-a, b, c) elevó la Formación Guayuta de Liddle (1928), designo a rango de grupo, constituida por las formaciones Querecual, inferior, y San Antonio, superior. El empleo de esta nomenclatura al este de la depresión de Barcelona fue aceptado por unanimidad. Hacia el oeste, algunos autores han seguido a Renz y Short (1960), y llamaron Formación Mucaria a la parte superior; otros han extendido el reconocimiento de la Formación San Antonio hacia el oeste, en la misma región de Cojedes y Guárico occidental (Peirson et al., 1966) (ver figura 2.1.2-c).

La Formación Piedras Azules de Konigsmark (1958, 1965) es sinónimo parcial de la Formación San Antonio (Mucaria), por cuya razón ha sido invalidado.

Según Kiser (1997) la prioridad de publicación pertenece al Boletín de Geología y Minería, publicado por el Ministerio de Fomento de Venezuela con fecha de Abril, Julio, Octubre de 1937 (referencia 1937-a) y no a la publicación de la Sociedad Geológica de América, publicado con fecha de Diciembre de 1937 (referencia 1937-c).

La localidad tipo se encuentra en el río Querecual, Anzoátegui nororiental, entre los puntos situados a 600 metros aguas abajo desde Paso Hediondo, y a 150 metros aguas arriba desde Paso Santa Anita. El nombre se deriva del cerro San Antonio al norte del cercano pueblo de Bergantín, con una extensión geográfica que va desde la parte septentrional de los estados Monagas, Anzoátegui y Guárico.

La unidad consiste esencialmente de calizas y lutitas negras, como la Formación Querecual, infrayacente, pero además contiene numerosas capas de areniscas duras de color gris claro y de chert. Una característica típica es la presencia de diques anastomósicos de areniscas, analizados detalladamente por Laubscher (1961) (ver figura 2.1.2-c). Las cantidades y proporciones de areniscas y chert son muy variables; en algunos sitios son tan escasas que es imposible diferenciar la unidad de la

Formación Querecual. En otros lugares el gran desarrollo de areniscas hace que la Formación San Antonio se confunda con la Formación San Juan, suprayacente (Rosales, 1960).

Contactos: El contacto con la Formación Querecual, infrayacente, es transicional y se coloca en la capa inferior extrema de arenisca. El contacto con la Formación San Juan, suprayacente, es también transicional, basado en el cambio ascendente a areniscas muy resistentes en capas gruesas, con escasos intervalos delgados de lutitas (ver figura 2.1.2-c).

Formación Mucaria: RENZ y SHORT (1960) designaron como localidad tipo la Formación Mucaria, la quebrada Vaquirita, afluente del río Mucaria, en los cerros Vaquiritos, a unos 4 Km., al este-sureste del caserío de Pilancones y aproximadamente 11 Km., al norte de El Pao, distrito Pao del estado Cojedes (Hoja 6544, escala. 1:100.000, Cartografía Nacional). Como secciones adicionales dieron una al sur del cerro Pilancones, unos 3,5 Km., al suroeste del caserío de ese nombre, otra en el cerro Buena Vista, 4 Km., al norte-noroeste de San Carlos y una tercera en el cerro El Morro, 10 Km., al sureste de Agua Blanca, en el sector noreste del estado Portuguesa.

En la sección tipo, la Formación Mucaria se compone principalmente de lutitas silíceas de color gris oscuro, las cuales meteorizan con color marrón claro. Se encuentra ftanita gris claro en bandas delgadas y capas ocasionales de hasta 1 m de espesor, de un microconglomerado calcáreo formado por fragmentos de rocas ígneas básicas, cuarzo y feldespatos. En tres niveles de la sección, RENZ y SHORT (1960) describen calizas lenticulares de grano fino y color gris azulado, que pasan a marrón verdoso claro por meteorización. Las calizas son en parte conglomeráticas, con fragmentos de gneis y esquistos micáceos y ftanita negra. En la sección del cerro Pilancones, la litología es semejante a la descrita, pero sin calizas ni conglomerados. En la sección del cerro Buena Vista, la formación consiste en lutitas y lutitas limosas,

sericíticas, con menor proporción de ftanitas. En el cerro de El Morro, la sección incluye tres capas de 3 a 10 m de espesor de areniscas de grano fino y color blanquecino. MENÉNDEZ (1965) describe la unidad en el sector del río Araguaita, como formada en un 90% por lutitas silíceas, sericíticas, de color gris oscuro, con cantidades menores de limolitas silíceas a ferruginosas y algunas capas de ftanita gris. Las calizas están notoriamente ausentes en este sector. En el área El Pao-Tiznados, JARVIS (1960) describe lutitas similares a las de la sección tipo, formando el 80 a 85% de la sección con 10 a 15% de areniscas de grano fino a medio y conglomerados, y un 5% de calizas afaníticas laminadas, apareciendo la aftanita sólo en pequeñas cantidades. En la región de Camatagua, BELL (1968) menciona limolitas silíceas lajosas y lutitas físciles color gris, laminares, con cantidades menores de calizas afaníticas laminadas, grises y, areniscas gradadas de color gris claro. CAMPOS et al. (1980) propusieron el nombre Miembro Río Chávez para designar unos 100 m de limolitas silíceas gris oscuro, que fueron descritas previamente por CAMPOS y OSUNA (1977) como "capas de Río Chávez". Dado la complejidad de las litofacies de la Formación Mucaria, se considera impráctico añadir nombres a cada cambio en sus facies; por lo tanto se propone invalidar este nuevo término, dejándolo como unidad "informal".

La Formación Mucaria se extiende desde la porción noreste del estado Portuguesa, hasta la parte centro-meridional del estado Aragua a lo largo del frente de montañas, formando parte de la Faja Piemontina del Sistema Montañoso del Caribe.

En la localidad tipo, la Formación Mucaria yace concordantemente sobre la Formación Mapuey (Querecual). Hacia el este, en el área de Camatagua, la formación yace sobre el equivalente de la Formación Querecual. En el tope, la unidad yace gradacionalmente debajo de la Formación Guárico en toda su extensión. (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA, 1999).

Formación Querecual: Río Querecual, en Anzoátegui nororiental, entre los puntos a 250 m de distancia aguas arriba, y 600 m aguas abajo, desde Paso Hediondo, estado Anzoátegui (Hoja 7345, Ed. 1-DCN, Dirección de Cartografía Nacional). Se describe su litología como consiste de calizas arcillosas con estratificación delgada, laminadas, carbonáceo-bituminosas y lutitas calcáreas. El color de las calizas y lutitas es típicamente negro, aunque también han sido reportados colores claros para la unidad, en el subsuelo de la cuenca oriental (Hay y Aymard, 1977), la laminación alcanza valores entre 10 y 20 láminas por pulgada, (Hedberg, 1950), atribuidas a la alternancia de foraminíferos planctónicos con material carbonoso. Son abundantes las formas discoidales, esferoidales y elipsoidales y han sido descritas como concreciones, alcanzando diámetros entre unas cuantas pulgadas, hasta varios pies (ibidem), así como también se ha observado, que la laminación puede envolverlas o desvanecerse dentro de ellas (González de Juana., 1980).

El contenido de pirita de la unidad, también es característico y es el responsable de las fuentes sulfurosas que frecuentemente se presentan en sus afloramientos (González de Juana). Las estructuras definidas por muchos autores como concrecionarias, han sido reportadas como de almohadilla y bola por estiramiento de capas, por Macsotay et al. (1985). La presencia de capas ftaníticas o calizas silíceas negras, es una característica de la parte superior de la formación (MEM; CVET, 1970; González de Juana.; Macsotay). Su espesor en su sección tipo, se mencionan 700 m (González de Juana), 750 m (CVET 1970) y 50 m fallados, hacia su base (Macsoyay). Rosales (1960), señaló que la formación es uniforme en cuanto a su espesor. Yoris (1988), reporta los siguientes espesores, obtenidos en trabajos de tesis del Departamento de Geología de la U.C.V.: 420 m (mínimo) al oeste de Caripito; 430 m en el río Guayuta, al oeste de Punceres, 300 m en la secuencia incompleta en la región de Pico García, 800 m al norte de Boca de Río Chiquito, al suroeste de Caripe, 740 m en la quebrada El Añil, en el flanco norte del anticlinal de río Grande, región de San Francisco, 600 m al este del río Guarapiche (todas las localidades anteriores pertenecen al estado Monagas, en la franja San Antonio de

Maturín-Caripito). En el subsuelo de la cuenca oriental se han reportado 590 m en el área de Guanoco (Chiock, 1985); en las áreas mayores de Anaco y Santa Bárbara, presenta un promedio de 550 m con disminución hacia el oeste, alcanzando en el campo La Vieja, 305 m (Hay y Aymard) 353 m (Campos).

En el sector Caripe, río Caripe, quebrada El Dantó, estado Monagas, presenta un espesor de 380 metros. La Formación Querecual fue encontrada en río Malvascual, en un afloramiento de unos 120 metros. En río Carinicua, estado Sucre el espesor total medido es de 160 metros (Furrer y Castro).

Su extensión se estima según sus afloramientos que abarcan toda la Serranía del Interior en Venezuela nororiental, así como hasta el Archipiélago Guaiquerí, frente a Puerto La Cruz. En el subsuelo se la ha reconocido en la región de Guanoco (Chiock, 1985) y al norte de la población de Anaco (Hay y Aymard, 1977). También se la ha extendido a la región piemontina de la Cordillera de la Costa (González de Juana). Los contactos en su sección tipo, el contacto inferior se encuentra fallado (Macsoy), ha sido descrito como "de marcado contraste litológico con las unidades del Grupo Sucre infrayacente" (González de Juana), y fundamentalmente, concordante con las formaciones Chimana o El Cantil (Hedberg, 1950) (ver figura 2.1.2-c).

Hedberg (1950) y Rod y Maync (1954), sugieren en base a paleontología, un hiato local entre las formaciones Querecual y Chimana; Guillaume et al. (1972), proponen una discordancia basal para la Formación Querecual (ver figura 2.1.2-c) que abarcó períodos de no sedimentación en algunas localidades, y de erosión en otras. Al sur y este de la Serranía del Interior, la unidad descansa casi invariablemente sobre la Formación Chimana, de manera concordante y con una transición corta, donde la glauconita parece ser un marcador importante (Yoris, 1985, 1988); el mismo autor descarta la presencia de una discordancia pre-Querecual, en base al tipo de relaciones litológicas y sucesión de ambientes de sedimentación entre las formaciones Chimana y Querecual en esta región de Venezuela nororiental. En la Isla Puinare, frente a

Puerto La Cruz, Macsotay et al. Coloca a la Formación Querecual en forma concordante y abrupta a la Formación Boquerón, de Rod y Maync . En el subsuelo de la cuenca oriental, el contacto inferior con la Formación Chimana se ha colocado por encima "del primer cuerpo masivo de arenisca, bajo el grueso intervalo de calizas y lutitas..." (Hay y Aymard).

Su contacto superior es concordante y transicional con la Formación San Antonio, especialmente cuando esta última es predominantemente ftanítica (ver figura 2.1.2-c). En su sección tipo, este contacto se coloca por debajo de la primera capa de arenisca continua de la Formación San Antonio suprayacente; la característica principal de diferenciación entre ambas formaciones, es el aumento en la proporción de areniscas y capas de ftanita negra, característicos de la Formación San Antonio (Hedberg, 1950); no obstante, en numerosos sitios de la Serranía del Interior, no es posible establecer una clara distinción entre ambas unidades (Rosales), Chiock , establece criterios paleontológicos para la determinación de los contactos superior e inferior de la Formación Querecual, en el subsuelo del norte del estado Monagas, cuando no es posible establecerlo mediante los registros petrofísicos. La Formación Querecual pasa lateralmente (hacia el sur), en el subsuelo de la cuenca oriental, a la Formación Tigre del Grupo Temblador (Mendoza). Hacia el noreste de la Serranía del Interior, la Formación Querecual pasa lateralmente a la parte superior de la Formación Chimana, y es posible que en otras regiones de la misma, ambas unidades se ínterdigiten en el tope de esta ultima (Yoris, 1988).

La edad establecida por la zona de *Rotalipora ticinensis* (Albiense tardío extremo-Cenomaniense temprano), fue mencionada por Guillaume et al. . La presencia de *Ticinella* sp en la parte inferior de la unidad, parece extender su edad al Albiense tardío extremo, especialmente por su posición suprayacente a la Formación Chimana, restringida al Albiense (Yoris, 1985). Los macrofósiles presentes parecen extender la edad de la Formación Querecual, hasta el Turoniense-Coniaciense, con probable extensión al Santoniense (González de Juana). Otros autores se inclinan por una edad

no más antigua que el Turoniense, basándose en las taxas publicadas por Liddle (1946) y Hedberg Pyre (1944), (Macsoy). El rango máximo de edad es entonces, Albiense tardío extremo Santoniense. (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA, 1999).

Formación El Cantil: Liddle (1928) introdujo el nombre de Formación El Cantil para designar calizas y lutitas suprayacentes a la Formación Barranquín e infrayacentes a la Formación (hoy Grupo) Guayuta. En la localidad tipo la formación está incompleta y fallada y Hedberg (1937-a, b) la designó con el nombre informal de Capas de Bergantin. Hedberg y Pyre (1944) redescubrieron la unidad a base de secciones más completas en la región de Puerto La Cruz y restringieron el nombre El Cantil a la secuencia en la cual predominan las calizas arrecifales y macizas. La sección suprayacente de lutitas, calizas y areniscas alternantes fue separada con el nombre de Formación Chimana. Hedberg (1950-a) suministró detalles adicionales e introdujo el nombre de Grupo Sucre, que abarca las formaciones Barranquín, El Cantil y Chimana.

Rod y Maync (1954) señalaron la pobreza de la sección tipo de Liddle como criterio para introducir el nuevo nombre de Formación Borracha, sinónimo de la Formación El Cantil en el sentido empleado por Hedberg y Pyre. Rosales (1959) observó que la Organización Permanente del Léxico Estratigráfico consideraba al término Formación El Cantil como válido, pese a la necesidad de describir detalladamente una sección de referencia completa cerca de la localidad tipo. Para el propósito seleccionó los afloramientos de Pico García y Cerro La Paloma, pero sugirió la retención de ambos nombres, El Cantil y Borracha, debido a las marcadas diferencias en las proporciones de clástico-carbonato en sus dos localidades tipo. Salvador (1964-b) propuso retener el término tal como había sido redefinido por Hedberg y Pyre (1944) y rechazó el nombre Borracha por su sinonimia innecesaria. Con este criterio aparece en el Cuadro de Correlación del Primer Congreso Venezolano del Petróleo (Soc. Venez. Ing. Petrol., 1963).

Otros sinónimos en desuso aplicados a las capas de calizas predominantes en la Formación El Cantil son los de Caripe, Cumanacoa y Guácharo. La localidad tipo se ubica en el acantilado conocido con el nombre de El Cantil, en el río Punceres, 3 kilómetros al oeste del Municipio Punceres, Monagas septentrional. Las secciones normativas de referencia descritas por Rosales (1959) afloran en el Pico García y en el cerro La Paloma, 15 a 20 kilómetros al oeste de la localidad tipo de Liddle.

Su litología varía lateralmente por las calizas fosilíferas macizas, frecuentemente con aspecto arrecifal, son típicas y localmente constituyen el mayor volumen de la formación. De resto, están separadas entre sí por cantidades apreciables de arenisca, lutita y caliza finamente estratificadas. Esta variabilidad se aprecia en las secciones columnares de la Formación Borracha presentadas por Rod y Maync (1954), quienes designaron una capa persistente de margas y lutitas fosilíferas cerca de la base con el nombre de Miembro García.

Furrer y Castro (1997, comentarios enviados al CIEN) describen en el sector Caripe, río Caripe, quebrada El Dató, estado Monagas:

Miembro Mapurite: La litología está representada por arcillitas, limilitas y limolitas arenosas de color negro, con bivalvos, nódulos de pirita, nódulos arcillosos de color negro ó fragmentos leñosos; areniscas de grano fino a grueso y microconglomerados en canales, de color blanco, gris ó negro; calizas arenosas de color gris a negro, con bioturbaciones silicificadas oscuras. Este miembro detrítico constituido por capas delgadas de areniscas de grano fino a medio y otras capas más espesas de areniscas de grano grueso a microconglomerático. Existen algunas capas de lutitas negras micáceas.

Miembro Guácharo: El contenido litológico está representado por calizas macizas, micritas y biomicritas de color negro a gris; wackestone de color gris y coquinas de

bivalvos. Se observan intercalaciones margosas de color negro a gris de espesor variable con areniscas de color blanco a beige. En el sector río Cristalino, río La Palencia, río del Medio, Caripito, Las Parcelas, se encuentran los miembros Mapurite y Guacharo reducidos. Este constituido por capas de calizas macizas bioclásticas de color gris oscuro, calizas bioclásticas nodulosas dentro de una matriz de marlita gris, calizas margosas y unas capas de calizas micríticas.

En la sección de referencia la unidad tiene 866 metros de espesor; en otros sitios éste es generalmente menor, aunque nunca inferior a los 300 metros. Furrer y Castro reportan en el sector Caripe, río Caripe, quebrada El Dató, estado Monagas el espesor total varía entre 85 metros en Teresén y 435 metros en río Caripe, anticlinal de Irital. En el sector río Cristalino, río La Palencia, río del Medio, Caripito, Las Parcelas, el Miembro Mapurite tiene un espesor de 30 a 40 metros y el Miembro Guácharo 40 metros aproximadamente. Se extiende desde la Serranía del Interior, Venezuela nororiental. El contacto basal con la Formación Barranquín es concordante y transicional; cerca de las secciones tipo y en general en el flanco sur de la Serranía, se coloca arbitrariamente al nivel en el cual la secuencia sedimentaria exhibe carácter predominantemente marino. En los ambientes cercanos a la costa norte, en Anzoátegui y Sucre, el contacto se coloca arbitrariamente por debajo de las calizas espesas características de la Formación Borracha. En el flanco sur de la Serranía el tope de la Formación El Cantil está marcado por la aparición de calizas negras, concrecionarias, finalmente estratificadas, características de la Formación Querecual; en los ambientes que prevalecieron cerca de la costa septentrional, donde la parte superior de El Cantil se denomina Formación Chimana, el contacto es concordante, transicional y diacrónico y se coloca arbitrariamente donde la secuencia pierde su carácter calcáreo-arenoso y se hace apreciablemente lutítica o margosa. Su edad se ubica en el Cretácico; Aptiense a Cenomaniense. Furrer y Castro determinan que en el flanco sur del anticlinal de Punceres una edad Aptiense Tardío a Albiense Temprano; en la sección del sinclinal Velazquez, cerro Los Encantados le asignan una edad Aptiense Tardío a Albiense Temprano; en el sector Caripe, río Caripe,

quebrada El Dató, estado Monagas, la edad es Aptiense Tardío a Albiense Temprano; en la carretera Santa Rosa-río Patacual, en el estado Sucre, Cretácico Temprano, Aptiense Temprano. Se correlaciona en la parte superior de la Formación El Cantil es equivalente lateral directa de la Formación Chimana; representa una facies más somera y en parte arrecifal del mismo intervalo cronológico. En el occidente de Venezuela, corresponde en edad y en gran parte, en carácter sedimentario, con las formaciones del Grupo Cogollo. Un equivalente local es la Formación Cojedes en el estado Cojedes. (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA, 1999).

Formación La Pascua: Hedberg (1950) hizo mención breve de la "arenisca de La Pascua" que infrayace a la "lutita Roblecitos" y que probablemente equivale a la Formación Capaya y el Grupo Merecure. Patterson y Wilson (1953) utilizaron el término "Formación La Pascua", a la cual describieron en detalle como productor importante de hidrocarburos en los campos petroleros del área de Las Mercedes, estado Guárico. Numerosas compilaciones posteriores, como las de Mencher et al., 1951 y 1953; H. H. Renz, 1952; Young., 1956; H. H. Renz et al., 1958 y 1963, la correlacionaron erróneamente con las formaciones Naricual y Quebradón, tanto en sus cuadros de correlación como en sus textos, aunque incluyeron a todas estas unidades en el Eoceno Tardío-Oligoceno.

Quarforth y Caudri (1961) iniciaron la rectificación del error, sugiriendo que La Pascua pertenecía al Eoceno, Roblecito al Eoceno-Oligoceno y Naricual-Quebradón, al Oligo-Mioceno. Peirson (1965-a, 1965-b) llegó a la misma conclusión y correlacionó La Pascua con la Formación Peñas Blancas, relación aceptada en el Cuadro de Correlación de la Renz et al. (1963) y la Sociedad Venezolana de Ingenieros del Petróleo (1963); Este autor consideraba a La Pascua como "probablemente" de edad Eoceno Tardío. Van der Bold (1972) identificó a los ostrácodos en el Terciario de Venezuela y áreas adyacentes, llegando a la conclusión de que La Pascua era Oligoceno en edad, según las ideas de esa época.

Isea (1987) y Kiser (1987), respectivamente, describieron la estratigrafía de la faja petrolífera del Orinoco y del área de Machete, en donde reconocieron la presencia de La Pascua, aunque no constituye reservorio en el área. Blanco et al. (1988) interpretaron las secuencias sismo-estratigráficas de la subcuenca, asignando la Formación La Pascua a su Secuencia-3, que incluye, además, a las formaciones Roblecito y Chaguaramas. Cabrera (1996) describió las relaciones del Paleógeno en la parte norte de la subcuenca de Guárico, y reportó la presencia de fauna del Eoceno Tardío en sedimentos suprayacentes a La Pascua. La localidad tipo no ha sido señalada sección tipo para la formación. Sin embargo, Patterson y Wilson (1953) comentan que la secuencia La Pascua-Roblecito-Chaguaramas fue subdividida en el campo Mercedes en 1941; Brown (Léxico Estratigráfico, 1956) nombró al pozo Guayabo-2, en el campo Las Mercedes, distrito Infante, estado Guárico, como la sección tipo para el subsuelo, sin presentar ningún dato de apoyo. El nombre probablemente proviene de alguno de los pozos La Pascua, en el área Mayor de Las Mercedes. La Formación La Pascua constituye un clástico basal asociado con la trasgresión marina sobre una amplia extensión del norte de Venezuela durante el Eoceno Tardío-Oligoceno. Mencher et al. (1953, p. 712) describieron a La Pascua como areniscas y lutitas oscuras y algunos lignitos, que gradan hacia el norte y oeste a lutitas de la facies Roblecito. Patterson y Wilson (1953), en el Area Mayor de Las Mercedes, dividieron la formación informalmente en ocho areniscas principales, nombradas en orden descendente, A, B, BB, C, D, E, F y G. Describieron a las areniscas como de color gris a gris marronusco, de grano muy fino a muy grueso, de escogimiento pobre a bueno y con crecimiento secundario de cristales de cuarzo, cemento calcáreo y silicio, y la presencia común de caolín. Lentes de lignito son comunes en los intervalos A, B, BB, C y G. Los macrofósiles se restringen a algunos moluscos fragmentados. Los cuerpos arenosos tienden a orientarse en canales norte-sur, con un ancho de hasta 2.450 m. La correlación de las areniscas es relativamente bueno en el área de los campos.

Las lutitas son de color gris negruzco a negro, masivas a finamente laminadas, localmente calcáreas, con algunos granos de pirita y laminas de lignito. Contienen foraminíferos, moluscos e impresiones de plantas.

El espesor desde su acuñamiento al oeste, sur y este de la subcuenca de Guárico, las areniscas de La Pascua se engrosan a unos 150 m en el área Mayor Las Mercedes (Patterson y Wilson, 1953), mas de 460 m hacia el piedemonte al noroeste y mas de 610 m al norte del campo Copa-Macoya. Isea (1987, p. 140) reportó un espesor máximo de 137 m para el área de Machete (ver figura 2.1.2-c).

Su extensión geográfica se reconoce en la mayor parte de Guárico oriental y septentrional; inmediatamente al sur del piedemonte, se reemplaza por las lutitas de Roblecito (Peirson, 1965). Hacia el sureste, las areniscas de La Pascua se confunden con la facies arenosa de Roblecito en el acuñamiento estratigráfico del flanco norte del Alto Monasterios, prominencia local en la cresta del Arco El Baúl. Hacia el este, la formación también se acuña estratigráficamente, junto con Roblecito, hacia el Arco de Anaco. Hacia el oeste, se acuña erosionalmente contra el Arco de El Baúl. Sin embargo, se ha reconocido solamente un afloramiento, a unos 37 km al norte del pueblo de El Baúl (Martín Bellizia, 1961, p. 1523), debido a que el área de erosión está cubierta por aluviones recientes. La expresión topográfica es una unidad estratigráfica predominantemente del subsuelo. La formación descansa con discordancia angular sobre estratos cretácicos, o pre-cretácicos, peneplanados según el área. Su contacto con la suprayacente Formación Roblecito es transicional en sentido vertical y horizontal. La edad de la formación se ubica en el Oligoceno Temprano sobre la mayor parte de la cuenca, llegando al Eoceno Tardío en el norte de Guárico (ver figura 2.1.2-c).

La Pascua se correlaciona lateral y verticalmente con las lutitas de Roblecito, con la Formación Los Jabillos del norte de Monagas, cronológicamente con las formaciones Cerro Misión de la cuenca de Falcón, Carbonera de la cuenca de Maracaibo y sus

equivalentes en la cuenca de Los Llanos y Apure ("Mirador" y Guafita). (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA, 1999) (ver figura 2.1.2-c).

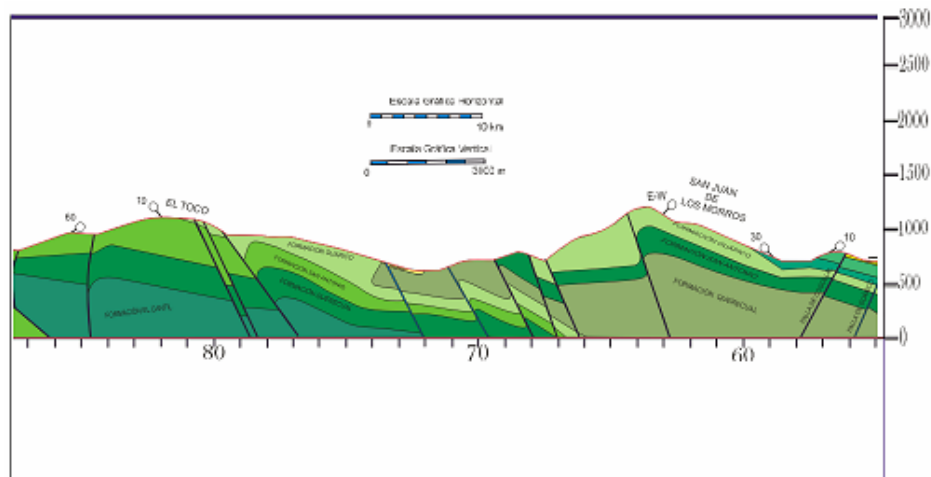


Figura 2.1.2-c.- Corte topográfico-estructural de la sección sur.

2.1.3- GEOLOGÍA ESTRUCTURAL REGIONAL

La cuenca del Caribe ha sido estable por lo menos desde el Mesozoico Medio, ya que los sedimentos (Capas del Caribe) que cubren su corteza no muestran deformación, con excepción de las fallas y hundimientos locales posteriores. La placa del Caribe sólo ha sido tectonizada en sus bordes (Antillas Menores y Mayores, Sistema Montañoso del Caribe), lo cual ha sido puesto claramente de manifiesto por la información geofísica existente y las muestras de rocas ígneas y sedimentos obtenidos en perforaciones profundas de la cuenca de Venezuela. (BECK, 1977; V CONGRESO GEOLÓGICO VENEZOLANO).

La interpretación de las Montañas del Caribe depende en gran parte de los modelos tectónicos aplicados a la evolución de toda la región y en especial del Mar Caribe. Son numerosas las teorías que se han propuesto para explicar su evolución tectónica y se pueden agrupar en tres categorías; la primera supone una masa continental en el área ocupada por el mar Caribe, las Antillas Mayores y el sistema Montañoso del

Caribe sur se formarían durante el Mesozoico en los bordes norte y sur de este antiguo continente (geosinclinal Antillano y Caribiano del Mesozoico) (RUTTEN, 1935; EARDLEY, 1954; BUTTERLIN, 1956, 1958, BUCHER, 1952; y WEYL, 1966). Este continente Caribiano se hundió posiblemente al terminar la orogénesis Laramidiana a comienzos del Terciario. Las Antillas Menores comenzaron a formarse en este tiempo en las zonas de fracturas que constituía su borde oriental. WOODRING (1954) postula la existencia de un Mar Caribe ocupado en parte por islas o micro-continentes que formaron un archipiélago caracterizado por fuerte actividad ígnea (ver figura 2.1.3-a).

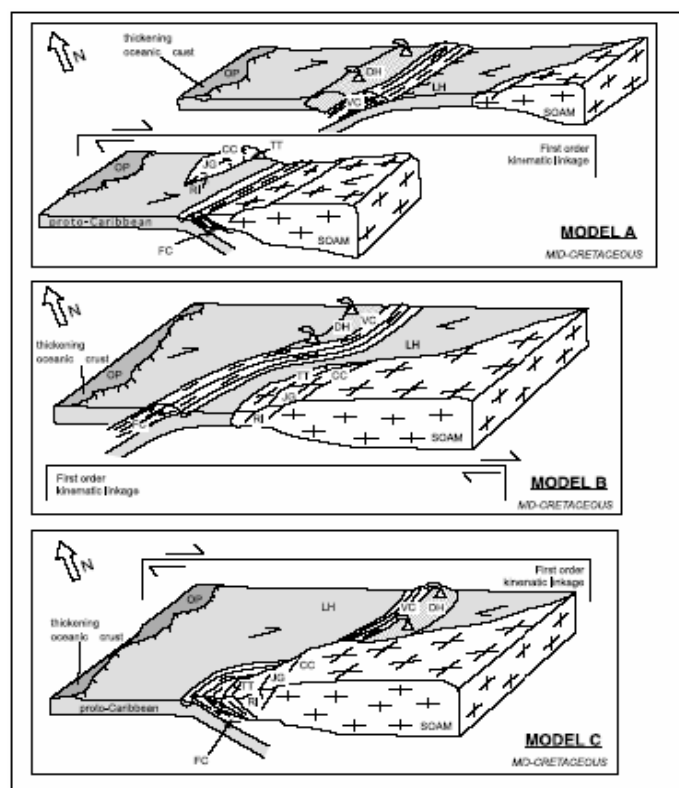


Figura 2.1.3-a.- Modelo propuesto de la evolución tectónica del Sistema Montañoso del Caribe. Placa de Suramérica; JG y CC = Margen continental del Grupo Juan Griego y Cordillera de la Costa; RI y TT = manto subcontinental y margen cortical de La Rinconada y el Complejo Caucahua–El Tinaco por WPT magmatismo; FC y LH = MORB, corteza oceánica de la Franja Costera y la unidad Loma de Hierro; VC y DH =Arcos de islas seguidos IAT magmatismo de las unidades Villa de Cura y Dos Hermanas; OP = espesor de la corteza oceánica. Tomado de: Geological Constraints for the Geodynamic Evolution of the Southern Margin of the Caribbean Plate. GIUNTA, (2003).

La segunda escuela considera al Mar Caribe como un área marina estable a través de varios períodos geológicos, que separaba los continentes de América del Norte y de

América del Sur, como fue expuesto por SCHUCHERT (1935) en su magnífica obra sobre la Historia Geológica de la Región del Caribe (GONZÁLEZ DE JUANA, 1980) (ver figura 2.1.3-a).

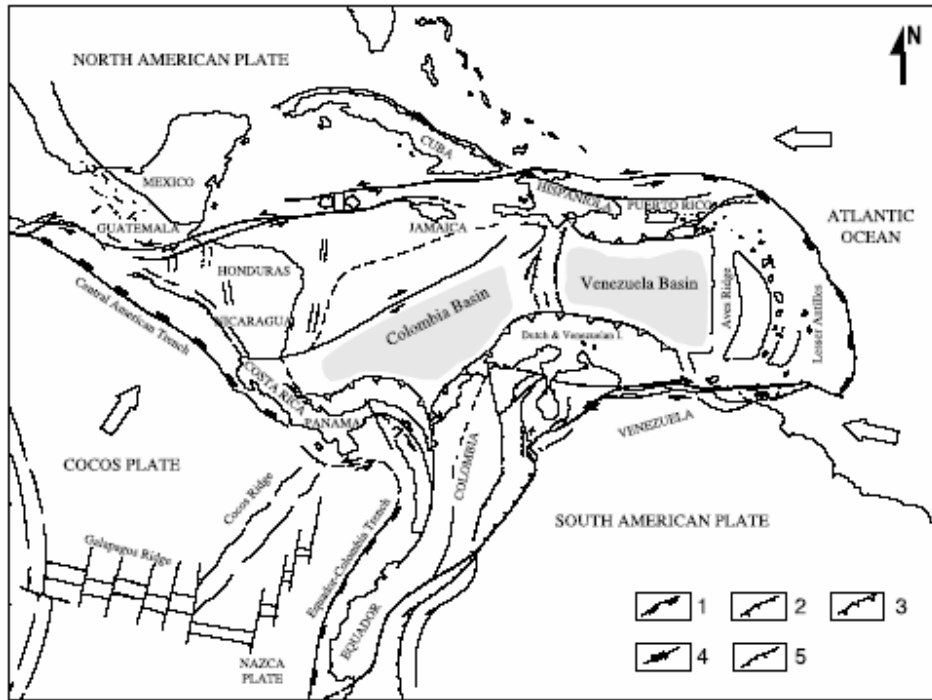


Figura 2.1.3-b.- Modelo tectónico de las placas del Caribe, en donde se indican la dirección movimientos de las placas. 1.- Fosas y zonas de subducción, 2.- Empuje frontal, 3.- prisma de acreción (Terciario), 4.- falla de buzamiento, 5.- Falla de extensión. Tomado de Geological Constraints for the Geodynamic Evolution of the Southern Margin of the Caribbean Plate. GIUNTA, (2003).

La tercera hipótesis sigue la antigua teoría de la deriva de los continentes, hoy nuevamente en primer plano, para explicar la evolución tectónica postulada de la región.

Las evidencias geofísicas y geológicas acumuladas se inclinan a la hipótesis de la deriva de los continentes a fines del Paleozoico y principios del Mesozoico con la formación durante ese lapso del Golfo de México y Cuenca del Caribe. De esta síntesis se desprende que las teorías o hipótesis formuladas para explicar el origen del Mar Caribe y la región del Caribe que lo rodea han evolucionado con el tiempo desde

el concepto del geosinclinal, pasando por el de tectógeno, esparcimiento oceánico y su variante más reciente desarrollada por los sismólogos, como es el subcorrimento o subducción de una placa por debajo de otra, en la zona de convergencia de dos placas de la corteza terrestre. Este nuevo tipo de tectónica global ha sido bien expuesto por ISACKS y OLIVER (1968), LE PICHON (1968) y MOLNAR y SYKES (1969) para la región en consideración. (BECK, 1977; V CONGRESO GEOLÓGICO VENEZOLANO).

La parte central del Sistema Montañoso del Caribe, comprendida entre Puerto Cabello y Cabo Codera, está limitada al norte por la zona de fallas del Caribe y al sur por la falla de La Victoria: DENGU (1951) describe al norte de la Serranía del Ávila un grupo de fallas de rumbo este-oeste y de tipo vertical, con el lado norte deprimido, que denominó zona fallas de Macuto. En la región de Puerto Cabello, (MORGAN 1967,1969) y Silva (1969) hacen referencia a una serie de fallas normales en la costa, con fuerte buzamiento al norte o verticales, designados como zona de fallas del Caribe y que representa la continuación al oeste de las fallas de Macuto. En la región de Cabo Codera, ASUAJE (1969) también encontró evidencias de este fallamiento normal en la parte norte de la Cordillera de la Costa y que de la misma forma se asimila a la ya mencionada zona de fallas. En el Mapa Tectónico de Venezuela, coordinado por SMITH (1962), esta zona de fallas aparece con el nombre de San Sebastián, pero nos parece más conveniente su designación como zona de fallas del Caribe, como ha venido siendo designada en las últimas publicaciones del área. (BECK, 1977; V CONGRESO GEOLÓGICO VENEZOLANO).

La zona de falla de La Victoria se extiende por unos 250 km desde la depresión del Yaracuy hasta la ensenada de Barlovento (Smith, 1952, 1953; Maclachlan 1960; SEIDERS, 1965; MENÉNDEZ, 1966; PICARD y PIMENTEL, 1968; BELLIZZIA y RODRÍGUEZ, 1969-c; GONZÁLEZ SILVA, 1969 y MORGAN, 1969). Aunque esta zona de falla ha tenido una historia larga y compleja, es evidente que el movimiento vertical ha sido dominante, tan sólo SMITH (1962) describe un movimiento transcurrente dextral de pocos kilómetros. En la región de Valencia, MORGAN (1967-

1969) estima un desplazamiento vertical de más de 1.000 m. (VI Conferencia Geológica del Caribe, 1971) (ver figura 2.1.3-c).

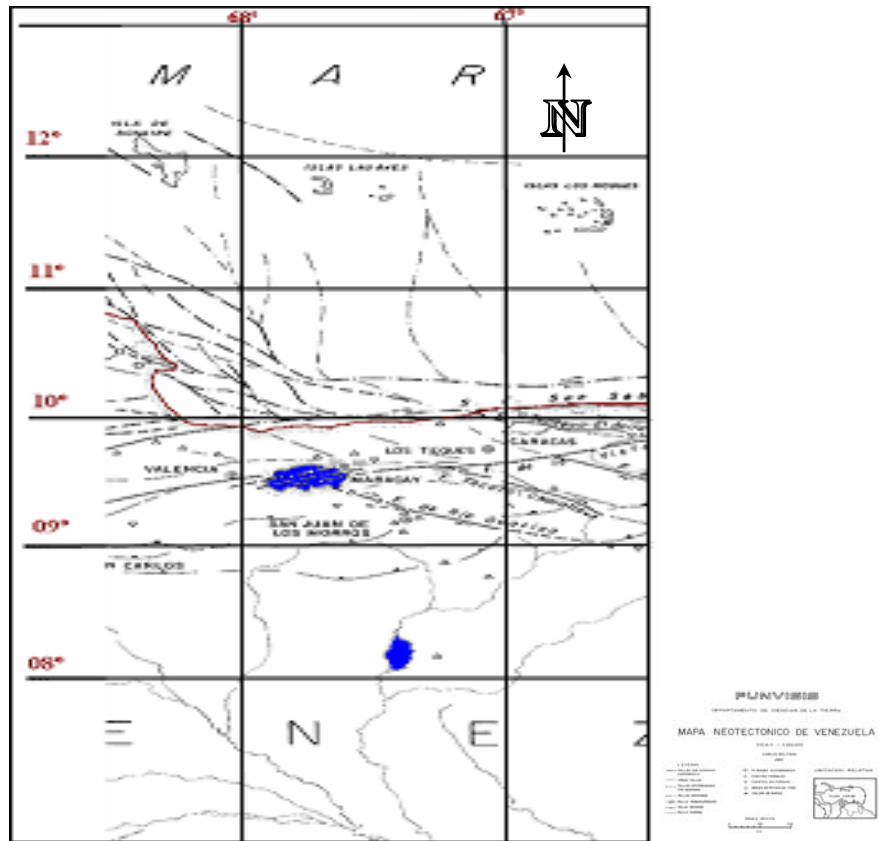


Figura 2.1.3-c.- Mapa estructural regional de la zona de estudio. FUNVISIS, (1997). Editado.

La franja meridional, no metamórfica, de la Cadena Caribe Occidental en su parte central se compone de una superposición de unidades tectónicas con materiales del Cretáceo superior – Paleoceno – Eoceno inferior.

El conjunto de Napas Piemontina fue despegado de un substrato Albiense y pre-Albiense, y sufrió dos fases tectónicas compresivas mayores, con Orientación NNW-SSE a NW-SE, y con sentido de vertimiento hacia el sur. La primera y la más importante (Eoceno medio inferior) produjeron la aloctonía de la Napa Metavolcánica de Villa de Cura sobre la zona Piemontina interna, mientras esta última sufrió un plegamiento y un acortamiento fuerte. En el Oligoceno (?) Mioceno una cuenca

subsidente (distensión NNW-SSE) se estableció sobre el borde meridional del paleorelieve formado. La segunda fase tangencial (Mioceno medio superior) produjo un corrimiento parcial de la Napa Piemontina ya tectonizada sobre el Mioceno, junto con un nuevo acortamiento de esta última y la franja septentrional de la cuenca miocena, (se postula Cenomanience inferior, y que afectó la parte norte del dominio Piemontino).

Esta hipótesis, junto con las conclusiones precedentes, se oponen al concepto admitido anteriormente de un desplazamiento de la Napa de Villa de Cura en el Maestrichtiense – Paleoceno, seguido por el deslizamiento continuo de la Napa Piemontina desde el Eoceno superior hasta el Mioceno.

También, la hipótesis de la tectogénesis gravitacional de la Napa Piemontina. (BECK, 1977; V CONGRESO GEOLÓGICO VENEZOLANO).

2.1.4.- EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA CUENCA DEL CARIBE

MENÉNDEZ (1966), describe cuatro fajas que corresponden a las zonas de rocas metamórficas: Faja de la Serranía Litoral, Faja de Caucagua-El Tinaco, Faja de Paracotos, Faja de Villa de Cura. BEEL (1968) añade otra cuatros: Faja Piemontina, Zona de Fallas de Corrimiento, Faja Volcada y Faja de Buzamiento Suave, para un total de ocho (8). Las características de cada faja tectónica se resumen a continuación:

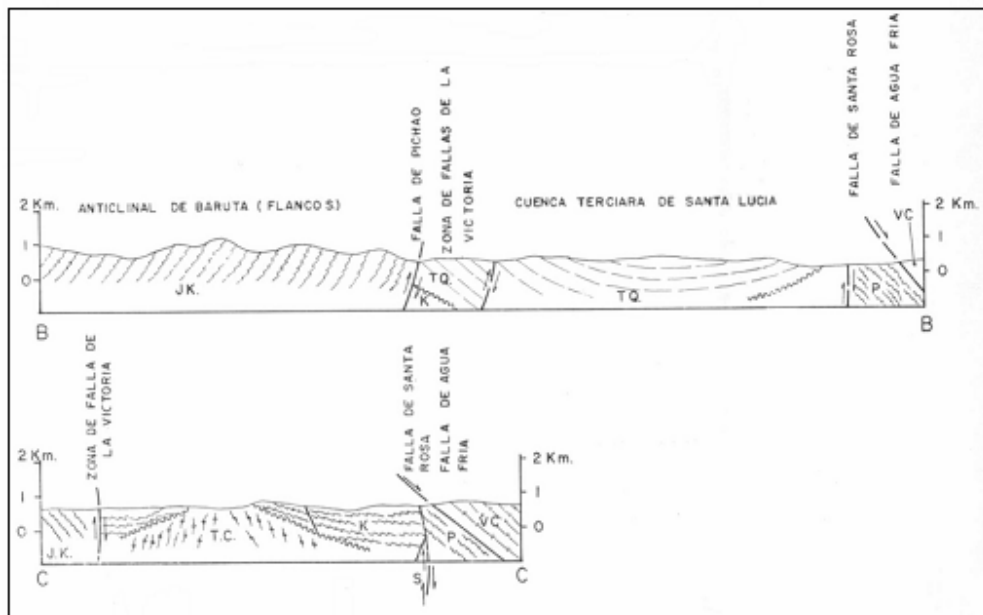


Figura 2.1.4.- Cortes Transversales región central de la Cordillera de la Costa.
 Leyenda: JK (Grupo Caracas), TQ (Rocas sedimentarias del Terciario superior-cuaternario), K (Rocas volcánicas y sedimentarias), P (Formación Paracotos), VC (Grupo Villa de Cura), TC (Complejo El Tinaco), Menéndez, (1966). Tomado de Boletín Geológico N° 15. Vol. VIII.

Faja de la Serranía del Litoral (llamada de la Cordillera de la Costa por MENÉNDEZ). En esta faja afloran el Grupo Caracas, con grandes pliegues abiertos de rumbo N75°E y fallas de estratificación; la parte central esta constituido por rocas graníticas consideradas como basamento por algunos autores. Además, incluye cuerpos alargados de serpentinita, paralelos a la estratificación. Su límite sur es la falla de La Victoria, que pone en contacto con la Faja de Cauagua-El Tinaco.

Faja de Cauagua-El Tinaco: en está afloran bloque de “basamento” en forma interrumpida, infrayacentes a una secuencia volcánica sedimentaria cretácicas, ligeramente metamorfizadas. Esta faja se caracteriza por pliegues abiertos, buzamiento suaves y fallas de estratificaciones y en ellas se presentan algunos bloques alóctonos cretácicos y paleocenos. Su contacto sur es la falla de Santa Rosa, que la ponen en contacto con la Faja de Paracotos.

Faja de Paracotos: en esta faja se desarrollan afloramientos continuos de la Formación Paracotos del Maestrichtiense, limitadas al sur por la falla de Agua Fría, que la pone en contacto con la Faja de Villa de Cura.

Faja de Villa de Cura: en esta aflora el grupo Villa de Cura y la Formación Tiara, recubierta parcialmente por rocas de la Formación Guárico del Paleoceno. El contacto sur de la falla de La Puerta, que pone al Grupo Villa de Cura en contacto con las rocas sedimentarias de la Faja Piemontina.

Faja Piemontina: contiene afloramientos de la formación Querecual, Mucaria, Guárico y probablemente Roblecito. Se caracteriza por grandes pliegues recurrentes al sur y fallas de corrimiento con buzamientos al norte, limita al sur con la Zona de Falla de Corrimiento.

Zona de Falla de Corrimiento: es una faja discontinua con afloramientos del Grupo Guayuta de las Formaciones Vidoño, Peña Blanca y Roblecito repetidas por fallas de corrimientos separadas entre la Faja Piemontina y la Faja Volcada, se denomina Complejo de Chacual.

Faja Volcada: en este afloran rocas de la Formación Naricual, Quebradón y Quiamare, plegadas en un sinclinal, limitadas al sur con la Faja de Buzamiento Suave.

Faja de Buzamiento: es una región caracterizada por capas suavemente plegadas, con fallas normales e inversas de pequeños desplazamientos cuyas frecuencias disminuyen hacia el sur.

BECK, (1985) el carácter alpino de la Cadena Caribe Venezolana o Sistema Montañoso del Caribe ha sido discutido en base de criterios metamórficos y

magmáticos así como a base de consideraciones estructurales y paleogeográficas (HESS, 1960; BELLIZZIA, 1972; BUTTERLIN, 1972; AUBODIN, 1977).

Entre estas últimas, el problema de la auloctonia de ciertos elementos de de la cadena o de aquellas en subconjunto tienen un puestos fundamental (MACKENZIE, 1960; MENENDEZ, 1966; BELL, 1968; MACGILLAVRY, 1970; BELLIZZIA, 1972; STEPHAN 1977; BECK 1980).

Se propone a continuación una contribución al estudio de este problema, basado sobre datos de campo colectado por el suscrito, por una parte, y sobre datos bibliográficos y nuevas interpretaciones. (ver figura 2.1.4-a):

El esquema de organización propuesto aquí por la Cadena Caribe

- Una subdivisión transversal, noreste-sur, en un conjunto mediano, metamorfizado y tectonizado de manera variada incluyendo las Zonas de la Cordilleras de la costa y de las Antillas Holandesas; la Península de Paraguaná (extremo noroeste) con su complejo básico, y en el norte de Trinidad (extremo este) con las lavas de la Formación Sans Souci, podrían representar transiciones entre estas dos zonas:
 1. Un conjunto septentrional muy metamorfizadas (de mapa polifásica) y tectonizadas, sobrecorrimentos, en el conjunto precedente se trata de la Zona de la Franja Costanera de Margarita.
 2. Un conjunto meridional totalmente alóctono (napas *sensu stricto*) y separados de sus raíces; las Napas de Aragua, estos tres conjuntos tienen su historia tectónica mesozoica propia, y, posteriormente, se comportan como un solo cuerpo durante las fases terciarias. Es decir, se encuentran comprimidas y corridas hacia el sur (mayormente durante el Eoceno; *cf.* BELL, 1968; STEPHAN, 1977; BECK, 1978) sobre el para-autóctono o sobre la Faja Piemontina.

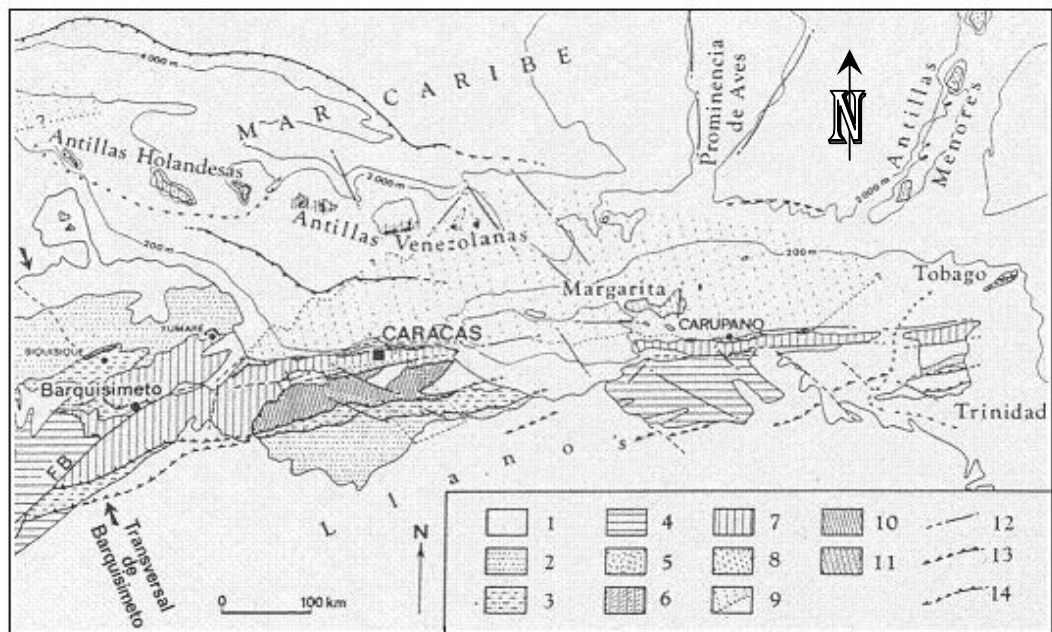


Figura 2.1.4-a.-Esquema geológico de la Cadena Caribe Venezolana.

Leyenda: 1. Mio-Plio-Cuaternario, 2. Oligo-Mioceno, 3. Zona Piemontina, 4. Para-autóctono (Andes merideños y Serranía del Interior Oriental), 5. Arco volcánico neogeno (Antillas menores), 6. Zona de las Antillas Holandesas y equivalentes, 7. Cordillera de la Costa, 8 y 9. Franja Costanera-Margarita, 10. Cuerpo principal, 11. Equivalentes, 12. Falla vertical, 13. Falla inversa, 14. Corrimiento, FB Falla de Bocono. BECK, (1985). Tomado de Symposium Geodynamique des Caraibes.

- Una subdivisión longitudinal, Este-Oeste en;
 1. Un tramo occidental (Transversal de Barquisimeto; *cf.* STEPHAN, 1977, 1982) fuertemente afectado por la interacción de la Cadena Caribe-terminación Norte-Andina, y los juegos de la falla de Boconó. En este tramo, la Zona de la Cordillera de la Costa, fuertemente aloctonizada y poco metamorfizada, correspondiente a la Napas de Lara de STEPHAN, 1977.
 2. Un tramo oriental donde la Zona de la cordillera de la Costa se encuentra corrida directamente sobre el Cretácico para-autóctono no metamorfizado de la Serranía del interior Oriental (METZ, 1960; VIGNALIA, 1977; CAMPOS, 1981) aunque el contacto sea a menudo ocultado por fallas verticales mayores (*cf.* También el norte de Trinidad).

3. Un tramo central caracterizado por las Napas de Aragua las cuales sobre corren la Zonas Piemontinas y ocultan las relaciones entre esta última y la Zona de la Cordillera de la Costa. Además de sus posiciones estructurales, Las Napas de Caucagua-El Tinaco, Loma de Hierro y Villa de Cura (ver figura 2.1.4-b) poseen, en común, una espesa secuencia volcánica básica con o sin sedimentos asociados de edad Cretácico inferior (Aptiense-Albiense) a Turoniense-Senoniense inferior. Al contrario-Senoniense inferior.

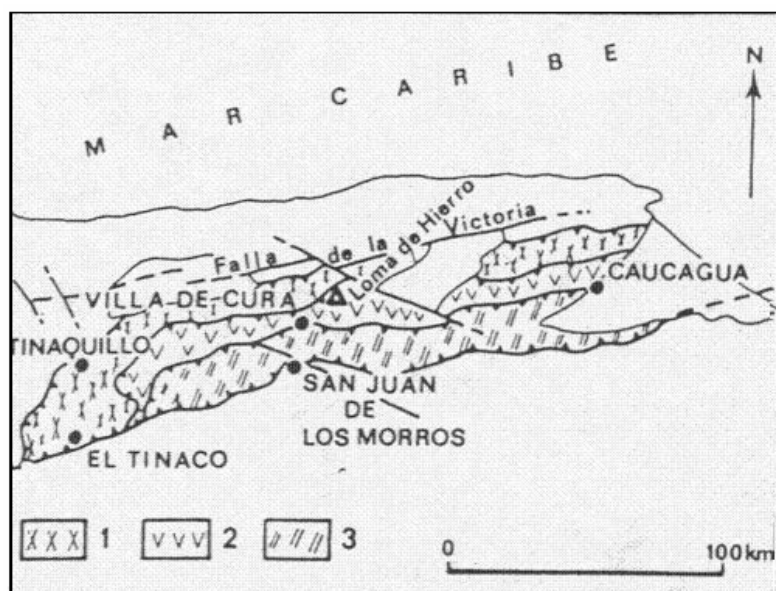


Figura 2.1.4-b.-Las tres napas de Aragua y sus localidades de referencia.
Leyenda: 1. Napa de Caucagua-El Tinaco, 2. Napa de Loma de Hierro, 3. Napa de Villa de Cura.
BECK, (1985). Tomado de Symposium Geodynamique des Caraibes.

Al contrario, difieren de sus substratos pre-Cretácicos inferior respectivo: Zocalos pre-Mesozoicos, ofiolitas y rocas volcánicas de arco insular metamorfizadas HP/BT. (ver figura 2.1.4-c).

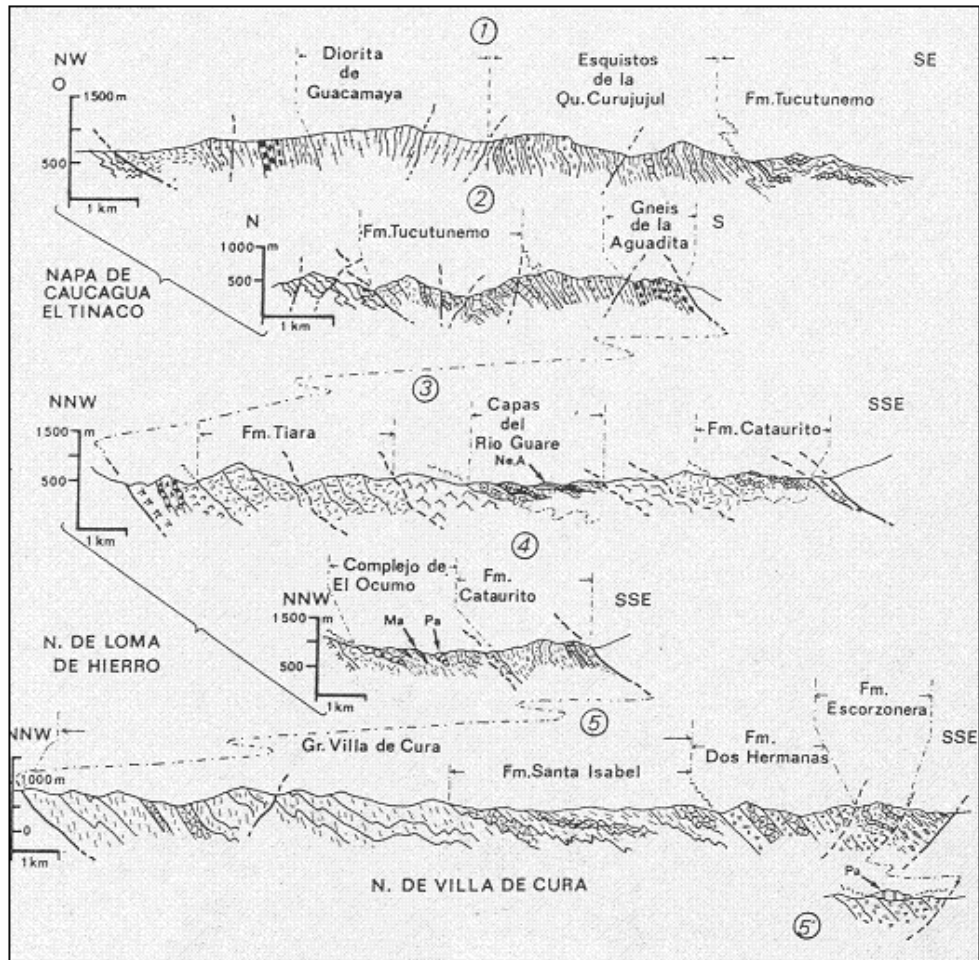


Figura 2.1.4-c.- Cortes transversales sintéticos de las Napas de Aragua. Tomado de Symposium Geodynamique des Caraibes. BECK, (1985).

Origen y Evolución Tectónica del Grupo Villa de Cura (Navarro, 1983)

Consideraciones Generales:

El origen de las rocas volcánicas del Grupo Villa de Cura, ha sido siempre un tema controversial en la literatura geológica venezolana. Autores como MENENDEZ (1966), BELL, (1972), MARESCH, (1974) y BELLIZZIA, (1972), han interpretado la faja de Villa de Cura como una masa alóctona derivada del norte, mientras otros autores OXBURGH, (1966), MURRAY, (1972), HARVEY, (1971), TALUKDAR et al. (1981) y

NAVARRO et al. (1982) son de diferente opinión y no incluyen la aloctonía en su consideraciones SKERLEC y HARGRAVES, (1980) no solo considera que la faja de Villa de Cura es alóctona, sino que basado en datos de paleomagnetismo sostiene que dicha faja corresponde originalmente a un sistema arco/fosa ubicado perpendicularmente al margen continental de Venezuela, alcanzando su posición actual por rotación megatectónica. Resulta lamentable que esta conclusión se basa en una serie de muestras que provienen de cuerpos máfico y ultramáfico ubicados dentro de la faja pero no de las rocas volcánicas del Grupo Villa de Cura propiamente dicho. Por lo que la evolución tectónica de esos cuerpos, no tiene que ser la misma que la de las volcánicas asociadas a ellos.

Es interesante anotar que la mayoría de los autores mencionados con anterioridad, no basa sus interpretaciones en datos concluyentes, por lo que los criterios expresados respecto a los orígenes de las rocas del Grupo Villa de Cura pueden ubicarse dentro del campo de especulación geológica.

Una importante conclusión que puede derivarse del presente trabajo, es que el Grupo Villa de Cura no puede estudiarse como una unidad aislada, perteneciente a una faja tectónica completamente desvinculada del resto de las unidades que conforman la cordillera de la costa, sino que por el contrario, cualquier teoría sobre su origen debe explicar la presencia en el área de otras litologías cuyo origen tampoco está muy claro, según se desprende del análisis de la literatura existente sobre el particular.

Cualquier modelo que se desarrolle para explicar el origen de las rocas del Grupo Villa de Cura debe tomar en consideración los siguientes aspectos que creemos fundamentales:

- a) El metamorfismo del Grupo, que es característicamente del tipo bórico de alta P/T y la zonación metamórfica exhibida por las rocas del mismo, que indican un aumento de metamorfismo de norte a sur.
- b) La combinación observada de tipos litológicos en la unidad, que incluye rocas evidentemente de origen volcánicos (metamorfizadas) como lo son las metalavas máficas y las metatoba; rocas metamorfizadas que posiblemente corresponden a volcánicas félsicas, como pueden serlo las metaeftanitas y filitas grafitosas; y por ultimo rocas que posiblemente son de origen sedimentario (metamorfizadas), como algunos esquistos.
- c) La composición química de las rocas estudiadas que indican que algunas de ellas (las metalavas máficas en particular) muestran para algunos elementos, una tendencia toleítica del piso oceánico.

El Desarrollo de la cuenca donde se originó el Grupo Villa de Cura.

La presencia de rocas volcánicas con afinidad oceánica dentro del Grupo Villa de Cura requiere la existencia de una cuenca de ese tipo (oceánica) entre masas continentales. Dichas cuencas deben haberse generado mediante un proceso de expansión y posteriormente debió ser destruida por un subsiguiente proceso de convergencia, dando como resultado que aquellas rocas presentes en la misma hayan podido ser metamorfizadas bajo un régimen metamórfico de alta P/T.

Cuencas de este tipo han sido descritas en la literatura con el término “Cuenca Marginal”, las cuales son de obvia importancia como lugares de generación de nueva corteza oceánica por fusión fraccionada del manto (HAWKING, 1977).

También son importantes para entender la evolución de cordilleras orogénicas y el origen de ofiolitas que comúnmente son interpretadas como fragmentos de corteza oceánica.

MENARD (1967) distingue tres tipos de estas llamadas cuencas marginales:

1. Aquellas con arcos de islas simples
2. Aquellas con arcos mas complejos
3. Las que corresponden a mares intracontinentales o mediterráneos.

Bloques microcontinentales compuestos presumiblemente por corteza de tipo continental, suelen constituir dorsales dentro de océanos marginales separando cuencas que poseen corteza de tipo oceánico ubicas dentro del océano mayor PACKHAM y FALVEY (1971).

Las opiniones antes mencionadas de MENARD (1967) y PACKHAM y FALVEY (1971) parecen orientarnos en nuestro caso específico a que la cuenca donde se originaron las rocas volcánicas del Grupo Villa de Cura pudo ser del tipo intracontinental o mediterráneo, separadas del resto del Caribe por un bloque microcontinental.

Modelo tectónico para explicar el origen y evolución de la faja del Grupo Villa de Cura.

Según Navarro, (1983) el proceso de formación y evolución de la faja de Villa de Cura puede dividirse para su explicación en varias etapas. (ver figura 2.1.4-d)

La situación inicial se presenta en la etapa I, en la cual se destacan dos aspectos importantes:

- a.- Una placa continental ubicada al sur la cual denominaremos protocontinente
- b.- Un océano ubicado al norte del previamente citado continente y que corresponde al Caribe antiguo,

El protocontinente puede estar constituido por rocas precámbricas aunque es muy probable que puedan encontrarse bordeado por un cinturón paleozoico, cuyo remanente podemos observar en parte en la región del Baúl.

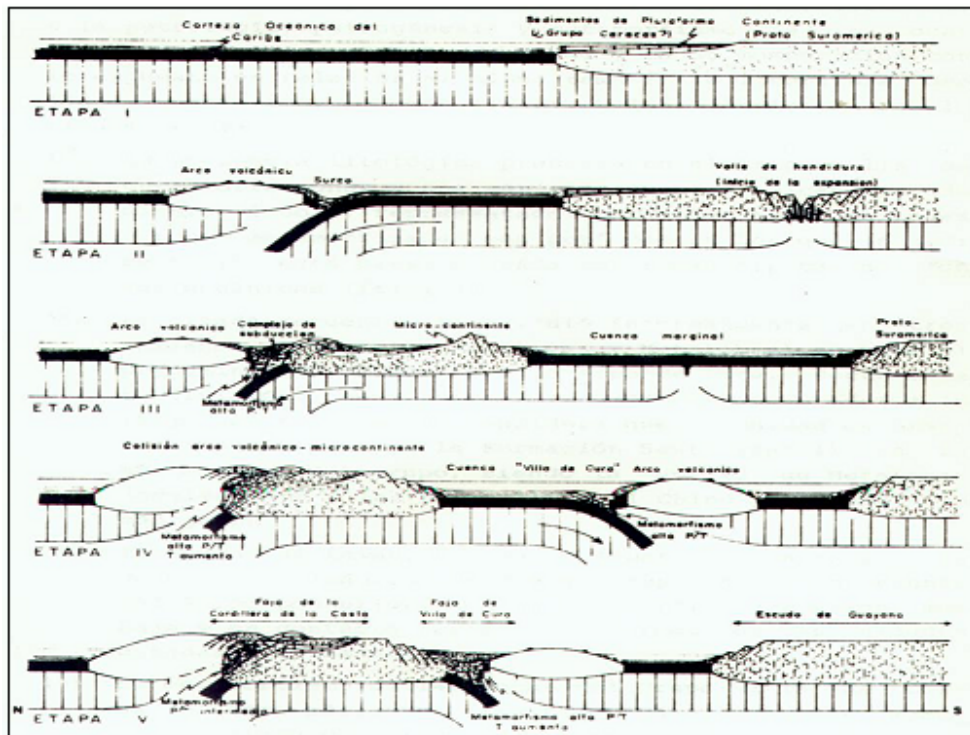


Figura 2.1.4-d.- Modelo de la evolución tectónica de la Cordillera de la Costa, con detalle en la cuenca de Villa de Cura. Tomado de: Petrología y petrogénesis de las rocas de metavolcánicas del Grupo de Villa de Cura (Tesis). (Navarro, 1983).

Una sedimentación del tipo plataformal podría producirse al norte del borde de proto Suramérica originándose algunas unidades incluidas hoy dentro del llamado Grupo Caracas.

Al norte del borde septentrional del protocontinente, dentro de la cuenca oceánica se produce una ruptura paralela a dicho borde iniciando un proceso de convergencia resultando e una subducción con polaridad norte de la porción oceánica ubicada al sur de la ruptura, esto representa la etapa II . Contemporáneamente a la subducción se

genera en el borde del continente un foco de expansión, comenzando a separarse una porción del continente (micro-continente) del resto del mismo.

Al norte de la zona de subducción y como resultado de fusión de corteza oceánica en el manto superior, se produce actividad volcánica, cuyo resultado es la generación de un arco de islas.

En la etapa III casi toda la porción de corteza oceánica ubicada entre el microcontinente y el recién generado arco de islas, se ha consumido por debajo de este último. Las rocas depositadas en la plataforma continental, forman parte del complejo de subducción y ha sido deformadas y metamorfozadas a alta P/T por la colisión del arco de isla con el microcontinente, el cual a su vez se ha separado del protocontinente suramericano, quedando entre ambos una cuenca marginal oceánica cuya corteza fue generada en el centro de expansión que originó la separación de las masas continentales ya citadas.

En la etapa IV se ha completado ya la colisión arco de islas/microcontinente, el complejo de subducción fuertemente deformado se ubica entre ambos. El cese de la subducción ocasiona que la isoterma anteriormente deprimida a lo largo de la zona de Benioff vuelvan a su estado normal, aumentándose por ello la temperatura de aquellas rocas metamorfozadas originalmente a altas P/T, de manera que se reequilibran a condiciones de menor P/T.

El microcontinente previamente citado corresponde hoy día al núcleo de la cordillera de la Costa, donde se han reportado rocas que por su edad, pueden corresponder al cinturón paleozoico ya mencionado con anterioridad y que supuestamente bordeaba al protocontinente suramericano. Estas rocas de edad Paleozoico son: el granito de Sebastopol, 425 ma. (GONZALES de JUANA et al., 1980) y el granito de Guaremal, 409 ma. (URBANI, 1983).

Fragmentos de corteza oceánica localizados dentro del complejo de subducción metamorfizados a altas P/T y reequilibrados posteriormente a una P/T inferior, están representados por las anfibolitas, glaucofanitas y eclogitas estudiadas por LOUREIRO, (1982). El cinturón de rocas formadas a bajas P/T correspondiente al mismo evento tectónico, está representado al menos en parte por las rocas ígneas de afinidad calco alcalina y las metamórficas de las islas del norte de Venezuela (Los Roques, La Orchila, La Blanquilla, etc.).

Al Sur del Microcontinente como ya se dijo, se encontró con una cuenca de tipo oceánica marginal que representa el lugar de origen de las rocas de la faja de Villa de Cura. La asociación de rocas volcánicas y volcanoclasticas, estas últimas posiblemente de composición andesítica, constituyen la característica fundamental de las rocas originadas en este tipo de cuencas (DEWEY y BIRD, 1971). Los mismos autores indican que las cuencas de este tipo, se hacen más jóvenes a medida que se alejan del borde continental debido a que a medida que la cuenca marginal se expande el foco de expansión migra alejándose del continente resulta importante notar aquí la presencia de rocas volcánicas félsicas de composición fundamentalmente dacítica dentro de la secuencia de Villa de Cura, representadas principalmente por los granofels cuarzo albiticos.

Dentro de la misma etapa IV del proceso de convergencia que produjo la colisión arco de isla/microcontinente continua, por lo que consecuentemente se inicia una nueva subducción, esta vez con polaridad sur, dentro de la cuenca marginal, generándose en consecuencia un nuevo arco de islas, el cual es responsable de la gran cantidad de rocas volcanoclasticas y cenizas que se reportan en la citada faja de Villa de Cura. Dicho arco está representado hoy en día por la unidad de lavas brechas y tobas (Volcánicas de Tiara).

La Etapa V representa el final de la subducción iniciada en la etapa anterior, la cual concluye al colidir el microcontinente con el segundo arco de islas, proceso en el cual

las rocas volcánicas, volcanoclasticas y sedimentarias de la cuenca son metamorfizadas a altas P/T. Al sur del arco de islas (norte del protocontinental) queda un remanente de cuenca oceánica marginal, la cual es propicia para que esta produzca en ella una sedimentación tipo flysch, representada hoy en día por la Formación Guárico.

Evolución geodinámica del margen meridional de la placa del Caribe según (GIUNTA, MARRONI, PADOA y PANDOLFI, 2003).

El margen meridional de la placa del Caribe, aflora hacia fuera en el cinturón de Venezuela, consiste en un ensamblaje de cuatro terrenos principales: las islas, la isla de Margarita, la Cordillera de la Costa, y la Serranía del Interior Venezolano. Estos terrenos han estado situados, desde el cretáceo medio, a lo largo del límite de la colisión entre las placas del Caribe y suramericanas. En base a los nuevos datos y de la literatura, una revisión crítica de la evolución compleja y duradera registrada en diversas unidades de estos terrenos adjunto se proporciona para destacar la evolución geodinámica terciaria Mesozoico-temprano del Caribe meridional. El análisis de las características litoestratigráfica, petrológica, y tectono-metamórficas de los terrenos, así como sus correlaciones regionales, permite que definamos los elementos geotectónica principales (como las lavas oceánicas, los arcos magmáticos, las zonas del subducción, los márgenes continentales, las microplacas continentales, etc.) implicado en la evolución del margen del Caribe meridional. Los orígenes magmáticas, tectónicas, y metamórficas de estos elementos proporcionan el objeto de valor para la evolución del Caribe meridional, como, por ejemplo, el principio de la convergencia durante el cretáceo temprano, la evolución anormal del sistema del suprasubducción durante el cretáceo medio, el papel del cretáceo medio a través del pulso y deslizamiento tectónico, las historias del exhumación de las unidades de alta-presión/baja-temperatura (HP/LT). (ver figura 2.1.4-e)

Los datos recogidos sugieren una localización cretácea Jurasica-Temprana media de estos elementos en el área occidental la mayoría, cerca de la posición de América,

casi en la esquina del noroeste de la placa suramericana. Saliendo del cretáceo medio, los elementos han sido afectados por una convergencia dextral-oblicua a lo largo del límite de la colisión que conectaba las dos zonas de subducción opuesta que sumergían de los Andes y de Las Aves-Antillas Menores. Según los apremios geológicos, tres panoramas geodinámicos posibles se pueden proponer para el principio de la convergencia durante el cretáceo medio, considerando las diversas localizaciones de la zona de colisión en el ajuste geodinámico del Caribe meridional.

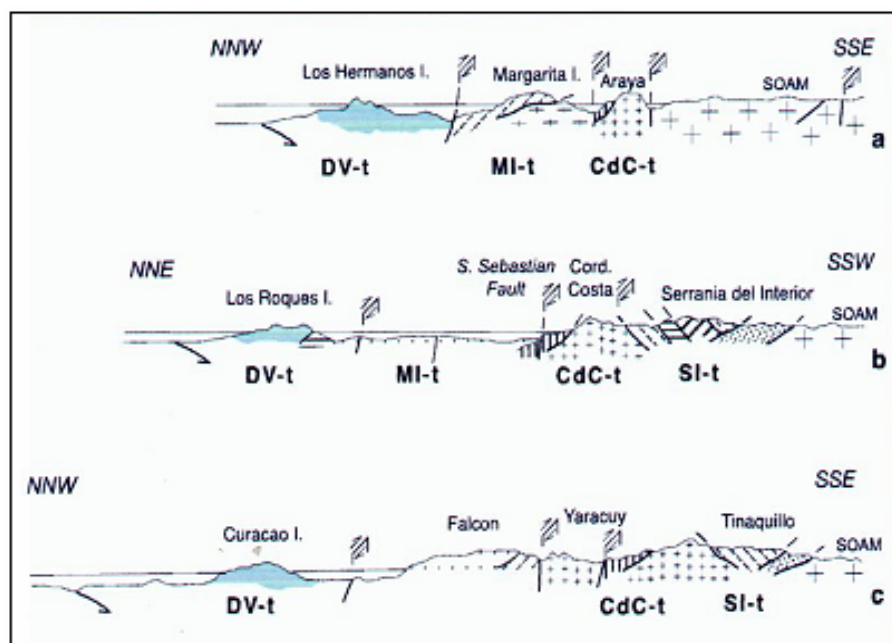


Figura 2.1.4-e.-Cortes geológicos esquemáticos del margen sur de la Placa del Caribe (de interés la sección b). Tomado de: Geological constraints for the geodynamic evolution of the southern margin of the Caribbean plate (GIUNTA, MARRONI, PADOA y PANDOLFI, 2003).

El cinturón colisional, resultando de la tectónica cretácica media, se ha dispersado en diversos terrenos, se ha rotado progresivamente a la derecha, yuxtapuesto recíproco, y después hacia el este se ha desplazado. El marco geodinámico fue relacionado de cerca con el movimiento hacia el este de la progradación de la meseta del Caribe que, alternadamente, fue asociada al desarrollo de la subducción suroeste, la subducción intraoceánica de la corteza oceánica proto-Caribe debajo de la meseta, y el

magmatismo alcalino del isla-arco relacionado, preservado hoy en las islas Holandesas-Venezolanas y Las Aves- Antillas Menores. En aquella época, los terrenos eran emplazados ya sobre el margen continental de Suramérica. Hacia el norte, el deslizamiento era dextral debido al pulsar de la tectónica del margen meridional del Caribe, que implicaron cada vez más la parte meridional del arco magmático, que llegó a ser inactivo y experimentó gradualmente una rotación progresiva a la derecha. En contraste, Las Aves- Antillas Menores fueron dobladas gradualmente hacia el este por la convergencia oblicua que ocurría en el extremo meridional del arco magmático. Desde el último paleoceno, el cinturón marginal del conjunto era ya totalmente identificable con la zona grande del esquileo que ocurría hoy en el límite de la colisión entre las placas del Caribe y suramericanas.

CAPÍTULO III

3- GEOLOGÍA LOCAL

La zona de estudio tiene una superficie aproximada de 1550 km² de extensión aproximadamente, esta superficie se encuentra dentro de un corredor de 155 km de largo por 10 km de ancho, en el cual se encuentran ubicados los veintisiete (27) afloramientos estudiados para este trabajo y que se disponen espacialmente a lo largo de la parte centro norte y sur de la Cordillera de la Costa, entre las localidades de Puerto Maya, La Victoria y parte del centro sur, desde San Juan de los Morros hasta el Embalse de Guárico, en los estados Aragua y Guárico.

La parte más al norte del área de estudio se encuentra la población de Puerto Maya-Puerto Cruz donde se ubican tres (3) afloramientos, seguidamente entre las poblaciones de la Colonia Tovar y La Victoria se localizaron cinco (5) afloramientos, mientras que en el tramo de la Autopista Regional del Centro sentido Valencia-Caracas en el límite oeste del transecto se ubicó un (1) afloramiento. Hacia el sur de La Victoria cerca del poblado de El Mamón Mijao en dirección Valle de Zárate fueron ubicados cuatro afloramientos (4), tanto que en dirección Villa de Cura hacia el este, en el poblado del Valle de Tucutunemo se ubicó un (1) afloramiento. La parte noreste del estado Guárico ubicados en el área de estudio en dirección a la Hacienda El Chino se ubican (4), mientras que al sur de San Juan de Los Morros entre las poblaciones de El Pegón y El Toco se localizaron nueve (9) afloramientos que son los últimos a ser estudiados.

El paisaje observado en el área de estudio es de tipo mixto, está compuesto por una parte montañosa y una parte llana. La parte montañosa representa el 65% del área, aproximadamente unos 1000 km², mientras que la parte llana abarca el 35% restante de la zona en estudio; cerca de 550 km².

El paisaje montañoso se caracteriza por presentar filas subparalelas con dirección N65W y ubicadas en la parte sur de la zona. Además de dichas filas se aprecia un conjunto de montañas y cerros ubicados al noreste, centro y sureste de la región.



Figura 3.- Sistema Montañoso con vista de norte a sur, con detalle en su filas con N65W.

Las laderas de esta fila son de forma asimétrica a lo largo de toda su extensión, sin embargo en su parte suroeste se encuentran más suavizadas mientras que en su parte sureste son más abruptas. Las estribaciones que se desprenden se encuentran definidas por los diferentes drenajes que descienden de las partes más altas de la fila, y éstas se encuentran formando ángulos mayores de 60 grados con respecto a la orientación del eje de la fila. La línea de cresta de estas estribaciones son irregulares, y las formas de la crestas son agudas. El drenaje en estos ramales se aprecia también bastante entallado.

El drenaje se aprecia fuertemente entallado a lo largo de sus laderas, y las estribaciones o ramales que de esta se desprenden son muy marcadas y muy perceptibles.

3.1.-DESCRIPCIÓN DE LOS AFLORAMIENTOS

Afloramientos # 1, 2 y 3

Estos afloramientos se encuentran expuesto en la parte más al norte del área de estudio, cerca de la línea de costa entre las poblaciones de Puerto Maya y Puerto Cruz, ubicado entre las coordenadas UTM 675845E; 1164823N, 681850E;1165909N y 683115E; 1149358N. Uno de los 2 afloramientos se encuentra a una altura promedio sobre el nivel del mar de 1 metro, con una longitud horizontal de 150 m, representando un área aproximada de 6000 m² se ubica este del río Maya.

Este tramo de la zona de estudio conforma la sección superior de la Asociación Metamórfica Ávila (sin diferenciar) (ver figura 3.1). En este afloramiento se tomó la muestra A₁₄, M₁, M₂, M₃.



Figura 3.1. Afloramiento Asociación Metamórfica Ávila (sin diferenciar).

Las litologías más resaltantes de este complejo son los gneises graníticos aunque en ocasiones las litologías típicas de esta unidad se intercalan con espesores variables

desde pocos centímetros hasta de varios metros. Las rocas están metamorfizadas en la facies de los esquistos verdes.

En cuanto a los afloramientos 2 y 3 respectivamente, se encuentran ubicados en la población de Puerto Cruz, a una altura promedio de 140-145 msnm., con una longitud horizontal de 200 m, representando un área aproximada de 7000 m².

En esta sección se representa al Complejo Nirgua y en él se tomaron las muestras A₁₄, M₁, M₂, M₃ y A₅ M₁.

Las litologías características de esta zona son anfibolita, esquistos cuarzo-feldespático-biotítico y en otros lugares encuentra cuarcita y esquistos graucofanico. (Ver figura 3.2).



Figura 3.2. Afloramiento Complejo Nirgua.

Afloramientos # 4, 5, 6,7, 8 y 9

Estos afloramientos se encuentran expuesto en la parte norte-central de la Cordillera de la Costa, entre las poblaciones de la Colonia Tovar y La Victoria, ubicado entre las coordenadas UTM 684101E; 11448060N, 684101E; 114263N, 683959E; 1142149N, 6777814E; 1142260N, 677727E; 1142441N, 675838E ; 1129676N.

A alturas promedio de 800-1500 msnm, con longitudes horizontales que varían de 5-50m, ubicamos a los afloramientos 4, 5,6 y 9. Este tramo de la zona de estudio conforma la sección superior de la Asociación Metasedimentaria de Caracas (Esquisto de Las Mercedes). En estos afloramientos se tomaron la muestras A₄ M₁, M₂, A₃ M₁ y A₂ M₂.

La litología más resaltante de esta asociación es el esquisto cuarzo-calcáreo-muscovítico - grafitoso, de color gris oscuro (ver figura 3.3).



Figura 3.3. Afloramiento Esquisto de Las Mercedes

En cuanto a los afloramientos 7 y 8 respectivamente, se encuentran ubicados en la sur de la quebrada San Ramón en la Hacienda Las Tejerías, con una longitud horizontal de 5-30 m. En esta sección representa a la Asociación Metamórfica Ávila (Complejo San Julián) y en él se tomaron las muestras A₈ M₂ y A₇ M₁. (Ver figura 3.4).



Figura 3.4. Afloramiento Complejo San Julián.

Las litologías resaltante son el esquisto cuarzo - plagioclásico – micáceo y el gneis. El esquisto es de color gris a gris oscuro con tonalidades verde, aunque muy meteorizado presentan tonos pardos y con foliaciones marcadas.

Afloramiento # 10

Este afloramiento se encuentra expuesto al este de Villa de Cura en dirección al Valle de Tucutunemo al norte del Asentamiento Las Tunitas, con una extensión horizontal de 10 m, representando un área aproximada de 60m², ubicado entre las coordenadas UTM 677581E; 11191085N.

Esta área comprende la sección de Napas de Caucagua-El Tinaco en unidades no agrupadas en asociaciones (Filitas de Tucutunemo) y, presenta una litología de filitas carbonáceas que varían a metareniscas y limolitas cuarzo feldespáticas con una coloración gris oscuro a negro. Se tomó la muestra A₁₁ M₁. (ver figura 3.5).



Figura 3.5. Afloramiento Filita de Tucutunemo.

Afloramiento # 11, 12, 13 y 14

Estos afloramientos se encuentran al sur de La Victoria vía Zuata entrando al caserío El Mamón Mijao en dirección al Valle de Zárate, ubicado entre las coordenadas UTM 679368,013E; 1123327,385N, 83201,603E;1123697,329N, 683177,74E;1123621,6N, 679364E ;1123325N. Con alturas promedio de 700-900 msnm, con longitudes horizontales que varían de 10-20m.

Esta sección comprende las Metadioritas de la Guacamaya las cuales se presentan rocas diorítica con fuerte deformación (ver figura 3.6), representada por foliación y alineación mineral, rocas bastante homogénea con variaciones locales; con color meteorizado de marrón a marrón verdosa. Se tomaron muestras a lo largo de recorrido A₉ M₁, A= M₁, M₂, M₃, en uno de los afluentes de quebrada Los Leones y A₁₃ M₁, M₂, A₁₂ M₁ en El Valle de Zárate. (Ver figura 3.7).



Figura 3.6. Afloramiento Metadiorita de la Guacamaya (Boudin).



Figura 3.7.- Metadiorita de la Guacamaya (veta de cuarzo)

Afloramiento # 15, 16 y 17

Estos afloramientos se localizan al norte del estado Guárico en la vía que conduce al Fundo Piedra Pintada atravesando Fila La Horqueta dirección La Hacienda El Chino entre las coordenadas UTM 6853353E; 1109121N, 685463E; 1108360N, 685857E; 1107747N. Con alturas promedio de 700-850 msnm, con longitudes horizontales que varían de 5-20m.

El área representa la Napa de Villa de Cura (Metatobas de El Caño y El Chino) con una litología predominante de metatoba afanítica máfica, laminada, de color azul verdoso intenso, de grano medio, macizo y generalmente foliado. Se tomaron muestras en la quebrada Las Cuesta (Hacienda El Chino) marcada como A₈ M₁, otra tomada en el Cerro Los Paraparos (A₉ M₁) y una última muestra en la quebrada Papagayos A₁₀ M₁, M₂. (Ver figura 3.8).



Figura 3.8. Deformación dúctil de las Metatobas de El Caño y El Chino

Afloramiento # 18

Estos afloramientos se encuentran expuesto en la parte más al noreste de San Juan de Los Morros cerca del caserío La Paguita en el Topo La Tigra ubicado entre las coordenadas UTM 683534E ; 11022116N.

Este tramo de la zona de estudio conforma la sección Napa de Villa de Cura (Metalava de El Carmen). En este afloramiento se tomó la muestra A₁₁ M₁, M₂.

Las litologías más resaltantes son metalava basáltica de color verde - azulado, maciza a esquistosa con grandes cristales de augita de color verde aceituna, así como albita, actinolita. Se recolectó una muestra marcada como A₁₁ M₁, M₂, se observa el flujo con dirección sur. (Ver figura 3.9).

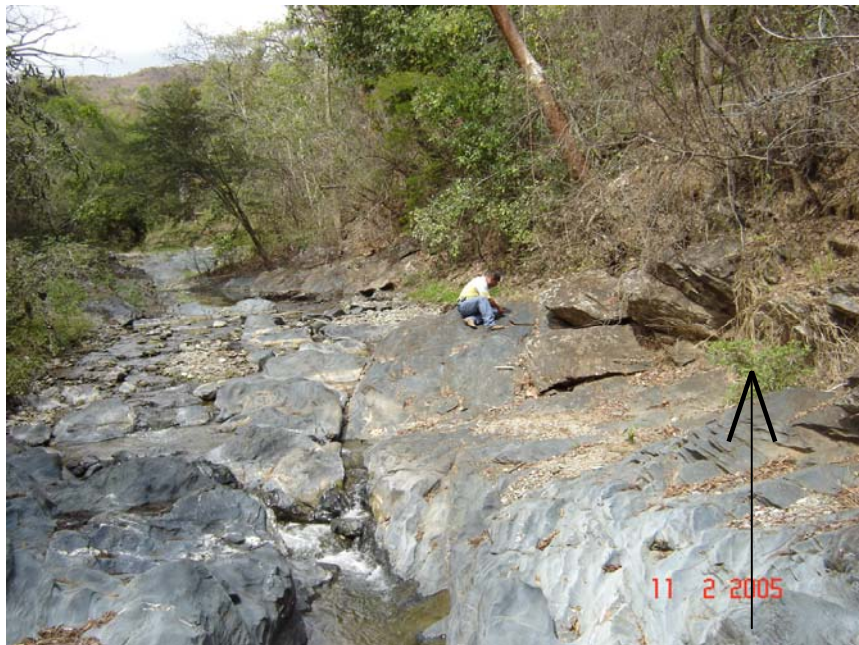


Figura 3.9. Metalava de El Carmen.

Afloramiento # 19, 20 y 21

Estos afloramientos se localizan al sur de San Juan de Los Morros vía Dos Caminos entre las poblaciones El Pegón y el Hato Piedra Azul. Dichos afloramientos son cortes de carreteras efectuado para la ampliación de la vía hacia Calabozo. Estos afloramientos se ubican entre las coordenadas UTM 682812,45E; 1080065,656N, 679764,78E; 1080050,738N, 679758,065E; 1081433,3N. Con una altura promedio

sobre el nivel del mar de 250 metros, con una longitudes horizontales que varían de 15-330 m, representando un área aproximada de 3500 m²

Este tramo de la zona de estudio conforma la sección al norte de Guárico denominada Formación San Antonio, característico de una litología que consiste esencialmente de calizas y lutitas negras, pero además contiene numerosas capas de areniscas duras de color gris claro y de chert. Se lograron recolectar varias muestras, la primera de ellas en el Hato Piedra Azul (A₂ M₁, M₂) (Ver figura 3.10), una segunda tomada al suroeste de la Hacienda Algarrobo (A22 M1) (Ver figura 3.11) y una tercera muestra recolectada al noroeste de la población Mal Paso (A23 M1).



Figura 3.10. Afloramiento Formación San Antonio (Hato Piedra Azul).



Figura 3.11. Afloramiento Formación San Antonio (Hacienda Algarrobo).

Afloramiento # 22, 23, 24, 25, 26 y 27

Estos afloramientos se localizan a lo largo de la carretera nacional entre las poblaciones de El Toco y Parara en la vía que conduce a la Finca La Guacamaya entre las coordenadas UTM 686482,068E; 1077625,93N, 686360,9E; 1077440,01N, 686776,87E; 1077475,18N, 683432,629E; 1077917,985N, 685475,021E; 1077866,686N, 683519,018E; 1072813,590N.

Este tramo de la zona de estudio conforma la sección de la Formación Guárico, con características litológicas de tipo flysch compuestos de espesas secuencias con alternancias monótonas de areniscas y lutitas delgadas, con espesor de 15-25 cm. aproximadamente.

A lo largo de esta sección se recolectaron muestras al noreste de la población El Toco en una de las vertientes del Río Parara ($A_{15} M_1, M_2$) ($A_{16} M_1, M_2$) y ($A_{17} M_1$), en donde también se observan las deformaciones (Ver figura 3.12). Otras muestras recolectadas están ubicadas en el Río Parapara dentro de la Hacienda Guamita ($A_{18} M_1$) (Ver figura 3.13) otra en la quebrada Umarta al norte de la población El Toco

(A₂₀ M₁, M₂) (Ver figura 3.14) y una última muestra al sureste de la población de Parapara en el Río Paya (A₁₉ M₁) donde se destaca un plano de falla en las cercanías del río (Ver figura 3.15).



Figura 3.12. Deformación observada en el Río Parapara.



Figura 3.13. Deformación observada en el Río Parapara (Hacienda Guamita).



Figura 3.14. Afloramiento cerca de la Población El Toco, Formación Guárico.



Figura 3.15. Plano de Falla cercano al Río Paya, Formación Guárico.

3.2. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL LOCAL

La descripción de la geología estructural local de la sección de estudio solo referirá el modelo estructural general con respecto a la geometría de las formaciones aflorantes, de como se encuentran las formaciones según sus orientaciones geológicas y buzamientos, así como también su relación con la topografía y la afinidad de litologías presentes en la sección con la morfología de estructuras encontradas.

Para ello se dividió la región en tres secciones:

- Región norte
- Región central
- Región sur del transecto

La región norte comprende la población de Puerto Maya hasta Pie de Cerro. Hacia Puerto Maya se aprecian capas con dirección N63W70N y N45W67N; las fallas ubicadas en la localidad presentan una orientación F1: N40E45S y F2: N40E45S, su sentido es dextral de tipo normal; también se apreciaron dos tipos de familias de diaclasas D1: NS50W y D2: S35W7E.

Hacia el noreste del área de trabajo vía Puerto Cruz se aprecian capas con dirección N85W63N y el afloramiento tiene una dirección N15W.

En dirección hacia la población de la Colonia Tovar se aprecian capas con rumbos y buzamientos de N75W47S, NS32E, N50W55S, N70W90, el afloramiento tiene una dirección E-W, N30W, N35E, E-W. En el tercer afloramiento se observa un plano de falla cuya orientación es N44E55S su Pitch es N41W y su Plunge 70N con sentido dextral de tipo normal.

En general la región norte se caracteriza por fallas amplias que tienen una tendencia aproximada de N50W en las estribaciones norte de la cordillera, hacia las

estribaciones al sur mantienen esta tendencias aunque una de las fallas cambia de dirección tomando como rumbo N30E y algunas N80E.

La región central comprende las poblaciones de La Victoria hasta El Chorro en Villa de Cura. En la Autopista Regional del Centro dirección Valencia-Caracas en el tamo de La Victoria se aprecian capas con dirección N25W12N, las fallas ubicadas en la localidad presentan una orientación F1: NS42E, la dirección del afloramiento es EW; dentro del afloramiento se aprecia un pliegue con dirección E-W y de ejes EW14S dado que es un pliegue de tipo recto simétrico mantienen sus otros datos iguales y solo se observa una fase de deformación.

Al sur de La Victoria se localiza el Valle de Zarate, en donde se aprecian capas con direcciones N55W56N, las diaclasas ubicadas en la localidad presentan una orientación D1: N65W71E con una frecuencia de 2:1, la dirección del afloramiento es N20E. Otros afloramientos muestran las siguientes direcciones EW50N, EW47N, N70W y N20E. Hacia la población de Los Chorros se aprecian capas con direcciones N80E20E.

La región central se caracteriza por fallas amplias que tienen una tendencia aproximada de EW y N10E, asociadas al movimiento del sistema de fallas de la Victoria en las estribaciones sur de la Cordillera de la Costa y en la zona de Valle de Zarate. También en la fallas de Zarate, Santa Rosa y Agua Fría se mantienen esta tendencia; aunque una de las fallas cambia de dirección tomando como rumbo N20W y en otro tramo de la misma falla N20E. Adicionalmente se aprecian algunos corrimientos del grupo meta-volcasedimentario de Villa de Cura.

La región sur que va desde la Hacienda El Chino hasta la población de El Toco (estado Guárico). En las Hacienda El Chino se aprecian capas con dirección N70E18S, S80E90, 70W56E, NS56E y N72E15S. En esta zona existen unas tobas de color azul con orientación N72E10S.

En la población de El Toco se aprecian capas, fallas y pliegues con sus direcciones expuestas en el Cuadro 3.2.

La región sur se caracteriza por fallas amplias que tienen una tendencia aproximada de EW, N30E y N40E, principalmente asociada al movimiento del sistema de fallas de Guarico y los corrimientos de la zona. Esta zona esta deformada debido la empuje del material existentes por el choque entre la placa Caribe y la Suramericana; estas placas tectónicas permitieron la deformación de dicho material depositado desde el cratón. (ver figura 3.16)



Figura 3.16.- Planos de Falla, Formación San Antonio.

<i>R/B</i>	<i>F</i>	<i>p</i>	<i>Pl</i>	<i>P</i>
N59W5S N70W42S	NS30N S85W64N N5W45N N35E40N	N25W NS N50W N48W	58E 40S 85N 87N	
	NS30N	S15W	35W	P1N56W75W P2EW30W
N23W35S				
	N75W62S N70W41S			S60W49N S50W40N S45W55N N60W45N
N10W	NS79W	S60W	18E	
S55W34N				
S85E47N	S55W44N			
	EW89N EW60S N55W70N	N70E	7E	

Cuadro 3.2.-Direcciones de afloramientos en la localidad de El Toco Estado Guárico. R/B: Rumbo y buzamiento de la capa, F: Rumbo y buzamiento de la falla, p: pitch, pl: plung, C: coordenadas, P: pliegue.

CAPITULO IV

4.1.- Fuente de los datos gravimétricos y magnéticos

La zona de estudio se ubicó entre las coordenadas ($67^{\circ}26'$ W, $10^{\circ}32'$ N; $67^{\circ}19'$ W, $10^{\circ}32'$ N) en la parte Norte y ($67^{\circ}17'$ W, $9^{\circ}00'$ N; $67^{\circ}12'$ W, $9^{\circ}00'$ N) en la parte Sur (figura 4.1). Esta área comprende la población de Puerto Cruz, La Entrada, La Victoria, El Valle de Zárate, Tucutunemo, San Juan de los Morros, Dos Caminos, Embalse de Guárico entrada del pueblo de Calabozo, en donde se realizaron mediciones por vías, caminos y pasos rurales (Cuadro 4.1 tabla de datos procesados).

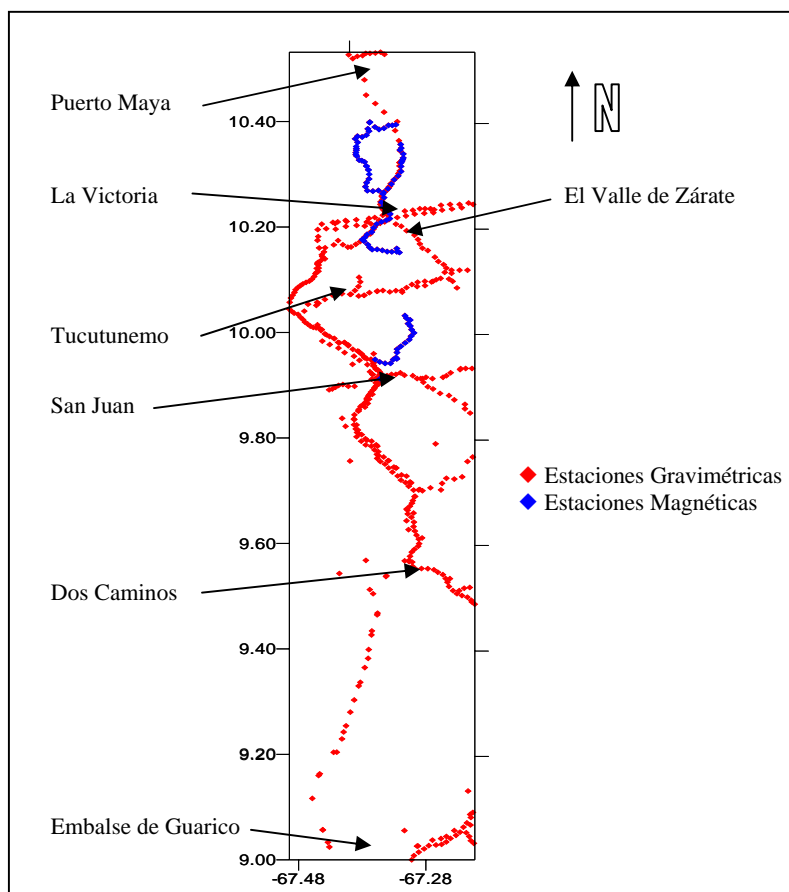


Figura 4.1.- Mapa de ubicación de estaciones gravimétricas. Fuente: Delgado, J.; Prada, G.; Yépez, S. (2005).

La adquisición se realizó en los meses de Abril – Mayo de 2005, en donde se situaron 146 estaciones gravimétricas, 111 estaciones magnéticas, 4 estaciones bases en 18 circuitos para un total de 150 estaciones, también se contó con el aporte de los datos de la red Gravimétrica Nacional y Sánchez (2002), para un total de 813 estaciones gravimétricas. Las estaciones adquiridas fueron espaciadas a 1 Km de distancia y las estaciones bases fueron amarradas al BM (Bench Mark) de Gravedad ubicado en la plaza Bolívar de La Victoria. Se realizaron medidas gravimétricas con el gravímetro La Coste & Romberg, modelo G-452, y magnéticas con el magnetómetro de precesión protónica Scintrex modelo 856, en forma simultánea, procurando que las estaciones estuvieran lo más alineadas posible sobre la línea de perfil establecida, para lo cual se contó con la ayuda de un GPS (siglas en inglés, Global Systems Positions) marca Garmin V.

4.2.- Análisis estadístico.

La bondad de ajuste se calculó con el programa Excel el cual tiene relación con una fórmula de bondad de ajuste entre las isoanomalías calculadas para un cierto grado de aproximación polinómica y las anomalías observadas. Si la bondad de ajuste es óptima, es decir de valor 100%, tal grado del polinomio no corresponderá a la tendencia regional de las isoanomalías sino más bien a las isoanomalías totales. El criterio aceptado correspondió al trazado de una curva de bondad de ajuste vs. el grado del polinomio; el grado del polinomio que mejor reflejó la tendencia regional se asignó al punto de la curva a partir del cual no se observó mejor significación en el ajuste aunque se incremente el grado del polinomio. Para este caso se realizó una interpolación polinomial hasta el grado 6 (Figura 4.2).

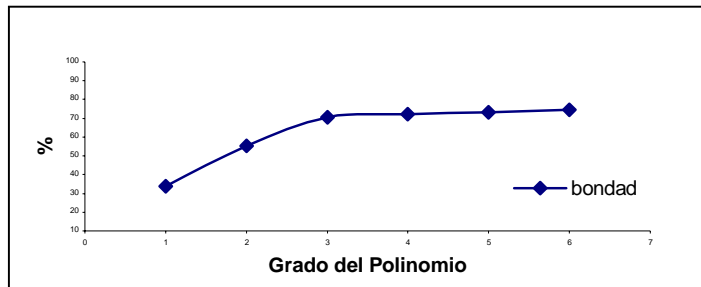


Figura 4.2.- Curva de Bondad de Ajuste. Fuente: Delgado, J.; Prada, G.; Yépez, S. (2005).

De acuerdo con la figura anterior el grado del polinomio seleccionado para el trazado del mapa de la mejor tendencia regional resultó ser de grado tres (3). Seleccionando la mejor tendencia de tipo regional también se determinó el residual correspondiente.

Con el SPSS se realizó el histograma de frecuencias de los datos gravimétricos (figura 4.2.a)

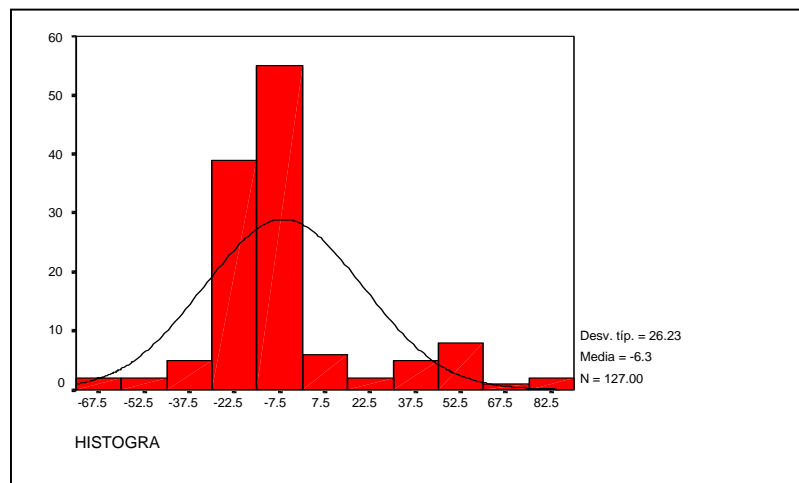


Figura 4.2.a- Histograma de frecuencia de los datos gravimétricos. Fuente: Delgado, J.; Prada, G.; Yépez, S. (2005).

Como se puede observar en la gráfica existe un comportamiento bi-modal de los datos, la respuesta gravimétrica se puede interpretar como una señal de onda la cual es la mezcla o unión de varias señales por efecto de las estructuras en el interior de la Tierra, estas señales se pueden discriminar una como el efecto regional de las

estructuras como por ejemplo el basamento, y otra el efecto residual como por ejemplo las estructuras someras cercanas a la superficie, con esto se destaca la importante influencia del basamento a la respuesta gravimétrica.

4.3.- Mapas de anomalías gravimétricas en el transecto de trabajo.

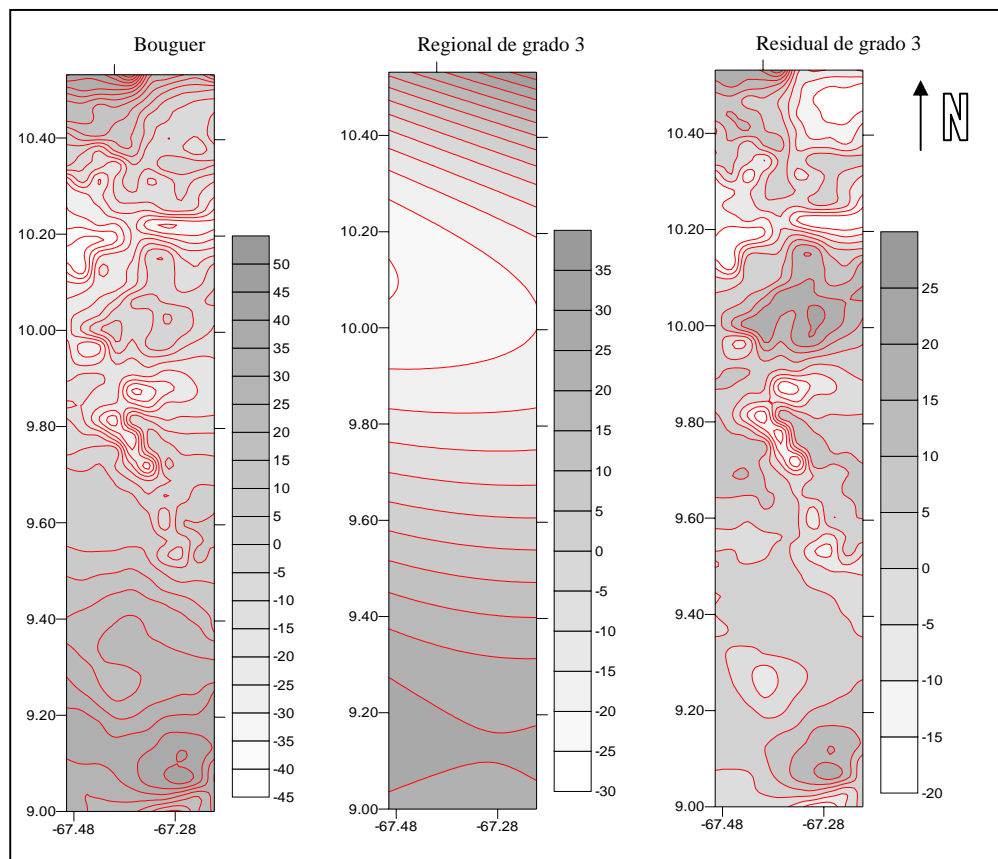


Figura 4.3.- Mapas de Isoanomalías de Bouguer en miligales. Fuente: Delgado, J.; Prada, G.; Yépez, S. (2005).

A pesar de lo estrecho de área en estudio se puede determinar por aproximación el rumbo o tendencia de las curvas isoanómalas y también se puede observar, por la concentración o no de las curvas, una diferenciación de las regiones.

En el mapa de anomalía de Bouguer para una densidad de $2,67 \text{ gr/cm}^3$ (figura 4.3) se puede establecer que la tendencia regional de las curvas isoanómalas tienen

aproximadamente un rumbo oeste – este. Por otra parte se puede observar que en la región Norte, en latitudes mayores a los 9.6° N, se encuentra gran concentración de curvas con gradientes pronunciados, mientras que en la región Sur, en latitudes menores a los 9.6° N se observa una menor concentración de curvas y de gradientes menos abruptos o pronunciados.

Por otra parte se puede evidenciar que en la zona comprendida entre la latitud de 9.6° N a 10.37° N de -5 a -45 miligales es negativo con un mínimo absoluto de -45 miligales, mientras que en las zonas menores y mayores a la latitudes antes mencionadas son positivas con un máximo absoluto de 50 miligales en la parte más norte.

4.3.1.- Mapa de anomalía gravimétrica regional.

En el mapa de anomalía gravimétrica regional se observa un mínimo entre los 10° N y los 10.2° N, mientras que en grados mayores a 10.2° N y menores a 10° N se evidencia un máximo. Por otra parte se puede notar que la tendencia de las curvas de anomalías tienen un rumbo Oeste – Este y el gradiente de las curvas es pronunciado hacia la parte norte.

4.3.2- Mapa de anomalía gravimétrica residual.

En este mapa se observa que en la latitud mayor a los 9.6° N una influencia mayor de las estructuras someras; el gradiente de las curvas es más abrupto hacia el Norte. Por otra parte se evidencia que la tendencia de las curvas es Oeste – Este. Se puede notar también que existe un mínimo de -20 miligales en la parte Norte. Cabe destacar que en los 10.2° N se observa un mínimo asociado a la falla de La Vitoria.

4.4.- Anomalía magnética en el transecto de trabajo.

A los datos magnéticos se le calculó la inclinación magnética, la declinación magnética y los campos magnéticos regionales, total y sus respectivas componentes mediante el programa “IGRF”.

Por otro lado, como los datos magnéticos en comparación con los datos gravimétricos son muy pocos no se creó un mapa de isoanomalías magnéticas si no que se proyectó el valor de la anomalía magnética de las estaciones levantadas a la línea del perfil. Esta información se introdujo en la hoja de cálculo del GM-SYS campo magnético total vs. Posición de la misma, para el modelo correspondiente.

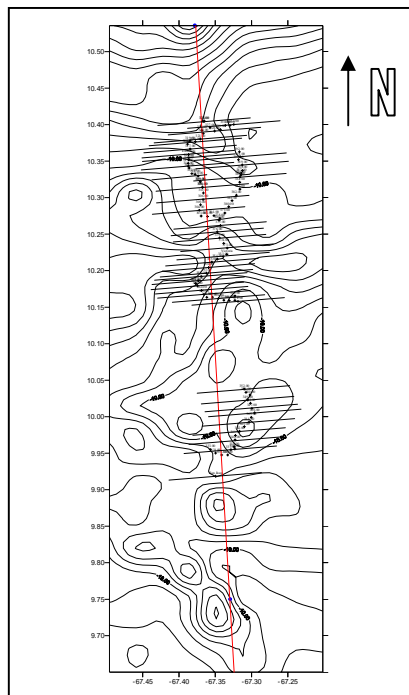


Figura 4.4.- Mapa de ubicación del perfil magnético
Fuente: Delgado, J.; Prada, G.; Yépez, S. (2005).

En la Figura 4.4 se ilustra la ubicación de las estaciones magnéticas proyectadas a la línea del perfil 67,5° W cartografiadas sobre el mapa base de anomalía de Bouguer.

4.5.- Modelo bidimensional.

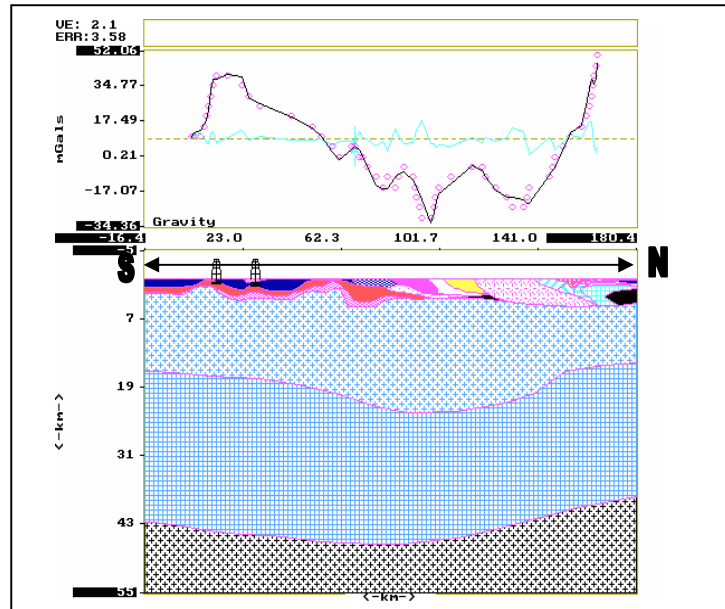


Figura 4.5.1. Modelo bidimensional gravimétrico. Fuente: Delgado, J.; Prada, G.; Yépez, S. (2005).

En el modelo ajustado a un error de 3.08 miligales en un rango de 100 miligales aceptable para el carácter regional del modelo propuesto la profundidad de la discordancia de Mohorovicic en la zona infrayacente de la Cordillera de la Costa se ubica a unos 36 Km de profundidad y profundiza hacia al Sur hasta llegar a 45Km.

Adicionalmente se aprecia que el basamento con una profundidad entre 2 y 3.5Km hacia el sur, presenta dos altos estructurales los cuales se han interpretado como una parte del Arco del Baúl, evidenciándose una respuesta de topografía irregular con fallas normales. En el Norte se observa parte de la zona de Corteza Transicional con densidades típicas de Corteza Oceánica.

El modelo posee información de pozos con los cuales se amarraron los topes (Cretácico y Terciario), (cuadro 4.5.1) Al comparar las profundidades con la ubicación geográfica de cada pozo, se evidencia que los estratos cretácicos profundizan hacia el Norte, en la región cercana al frente de corrimientos. Esto se

debe al peso ejercido por los corrimientos sobre la placa. Los corrimientos presentes en el área fueron observados en superficie infiriéndose un buzamiento hacia el Norte.

Pozo	Longitud W	Latitud N	Formación - Edad	Profundidad (Km)
Gd-2	67,28°	9,04°	Terciario	0.51
			Cretácico	0.69
Gd-3	67,28°	9,19°	Roblecito	0.65
			La Pascua	1.02
			Temblador	1.11

Cuadro 4.5.1.-Datos de ubicación de pozos. Fuente: TEXPEC – Venezuela sección-G, 1967.

Otro elemento estructural que se identifica en el modelo es la falla de La Victoria, la cual es una falla lítrica que permite que formaciones con diferentes densidades como lo son San Julián y Villa de Cura estén colindantes lateralmente.

Finalmente en la parte de la cordillera de la Costa se observa un cuerpo de alta densidad que se presume sea la Asociación Metamórfica Ávila (sin diferenciar) por su alto contenido ígneo – metamórfico. En la siguiente (cuadro 4.5.1) se observan las diferentes densidades presentes en el modelo propuesto.

Cuerpo	N°	Densidad (gr/Cm ³)
Terciario	1	2,25
	2	2,40
Cretácico	3	2,50
	4	2,00 - 2,60
	5	2,40
Asociación Meta-volcano sedimentaria	6	2,95 - 3,15
Formación Las Mercedes	7	2,65
Asociación Metamórfica Ávila (sin diferenciar)	8	2,85 - 3,00
Cuerpo de alta densidad (Ofiolita)	9	3,00
Agua	10	1,00

Cuadro N° 4.5.1.a.- Cuerpos del modelo con sus densidades. Fuente: Delgado J. Prada G. Yépez S.

4.5.2 Sección de la Corteza en el Perfil 67,5° W

En los últimos años se ha realizado un gran número de investigaciones de la geología de superficie en la región centro norte de Venezuela. A partir de estos estudios se han desarrollado modelos geológicos con toda la información disponible proveniente de diversas fuentes.

En la presente investigación, los modelos geológicos del subsuelo propuestos, han servido de un importante sustento para desarrollar el modelo gravimétrico bidimensional propuesto. Con esta información se establecieron las características generales de las principales estructuras presentes en la zona, así como información adicional pertinente, como por ejemplo: Profundidades estimadas del basamento cristalino y de la Discontinuidad de Mohorovicic, tipos litológicos, densidades y susceptibilidades magnéticas.

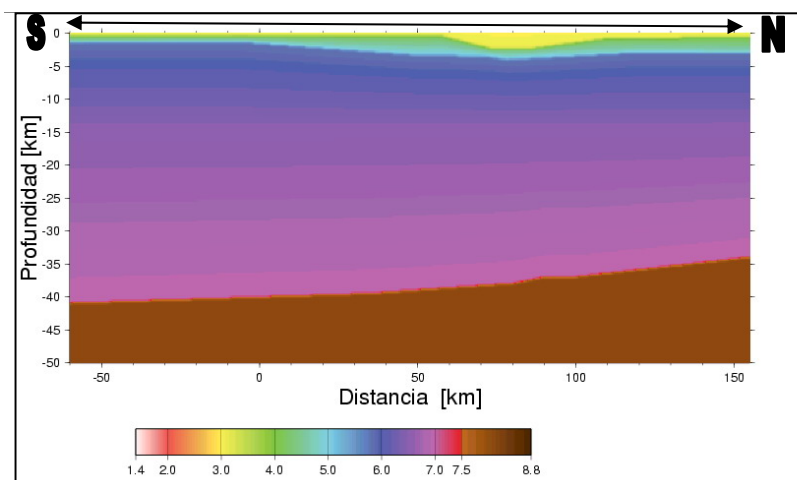


Figura 4.5.2. Modelo de velocidades en tierra. VIEIRA (2005)

Adicionalmente, el estudio de sismica de refracción realizado por VIEIRA. (2005) (Figura 4.5.2) aportó indicios de la profundidad de Mohorovicic y basamento cristalino de la región comprendida entre la línea de costa de Venezuela y el Embalse de Guárico.

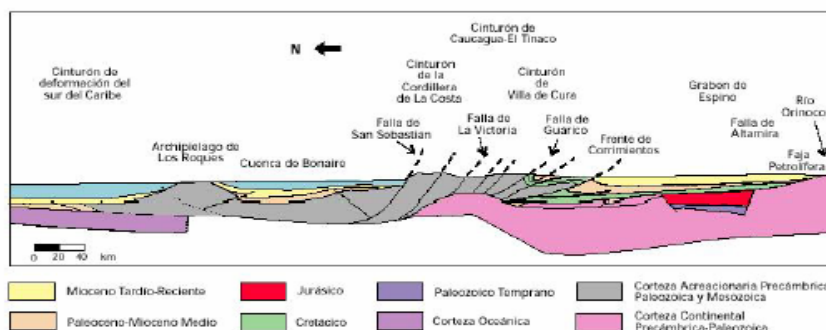


Figura 4.5.2.a.- Corte geológico conceptual norte – sur desde la Falla Marginal Surcaribeña hasta el Río Orinoco. (Tomado de WEC Venezuela, 1997).

En el corte geológico de la Figura 4.5.2.a se observa la distribución de los cinturones de deformación o napas que integran el Sistema Montañoso del Caribe con sus correspondientes fallas de corrimiento con buzamiento Norte (Fallas de San Sebastián, La Victoria, Guárico y el Frente de Corrimientos).

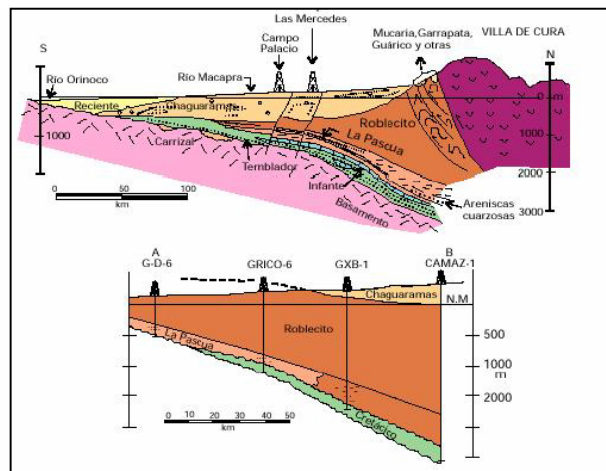


Figura 4.5.2.b.- Cortes geológicos – estructurales desde el norte de Altigracia de Orituco, Estado Guárico hasta el Río Orinoco. (Tomado de GONZÁLEZ DE JUANA et al., 1980).

En la Figura 4.5.2.b. se muestra dos cortes geológicos propuestos por GONZÁLEZ DE JUANA et al. (1980) en donde se aprecia el engrosamiento de la cuenca cerca del frente de corrimientos y la subsidencia hacia el norte de la placa continental como consecuencia de la flexión provocada por las cargas aplicadas sobre ella. Donde corrobora el modelo propuesto en esta investigación.

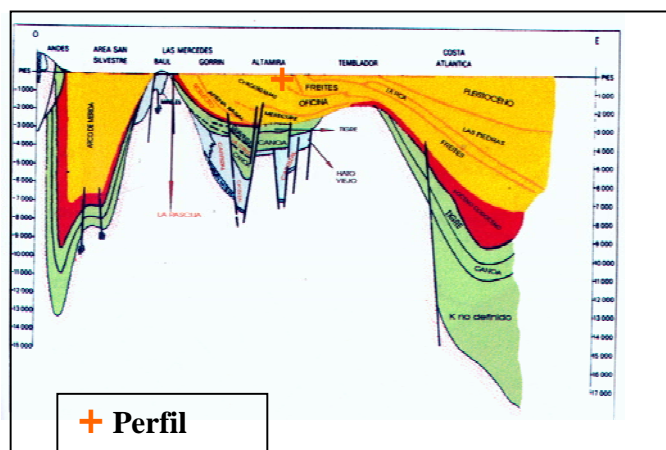


Figura 4.5.2.c. Sección geológica Este-Oeste, provincia Barinas Apure y Oriental de Venezuela. SCHLUMBERGER, (1980)

En la Figura 4.5.2.c. se observa una sección geológica en la cual se aprecia una serie de altos en el basamento donde se interpretó la topografía irregular y altos estructurales asociados al Arco del Baúl cuya área de estudio atraviesa la sección de manera oblicua.

4.5.3.- Modelo magnético

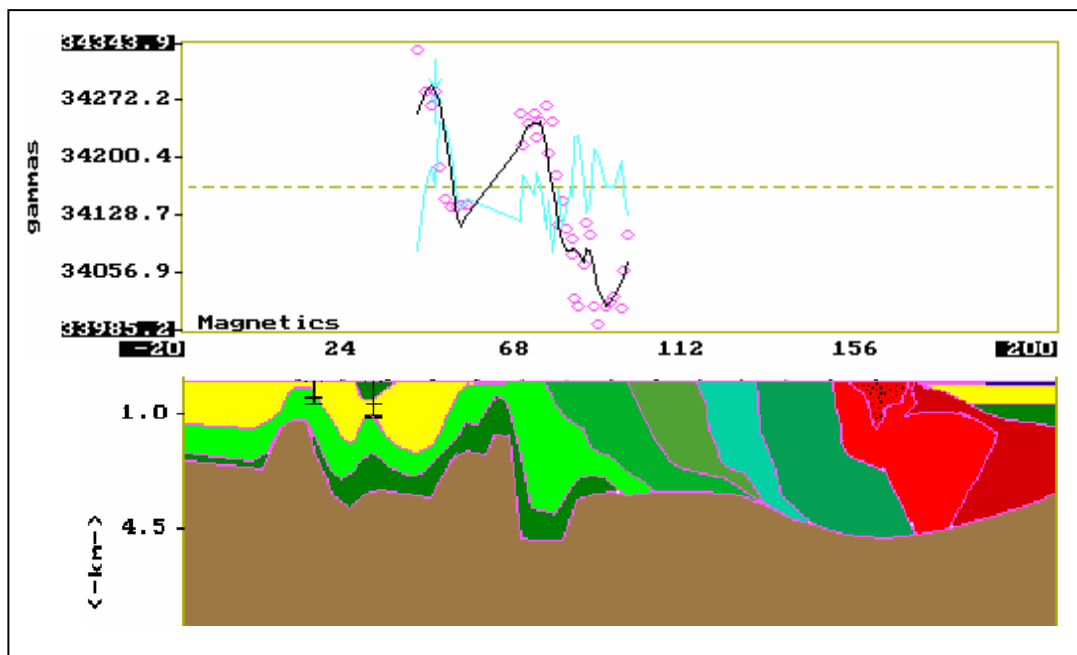


Figura 4.5.3.- Modelo magnético, Fuente Delgado J, Prada G, Yépez S. (2005)

El modelo de la anomalía magnética (figura 4.5.3) se ajustó al modelo gravimétrico dando de esta manera un soporte al modelo gravimétrico propuesto en esta investigación, incluyendo un cambio lateral de magnetización dentro de un rango entre $10 \cdot 10^{-6}$ a $20 \cdot 10^{-6}$ emu; dicha variación se colocó para ajustar las curvas y aproximar el error lo más cercano a cero.

Cuerpo	N°	Magnetización (1.10^6 emu)
Terciario	1	1400
Cretácico	2	1400 – 2400
	3	1000 – 1400
	4	1000 – 1400
	5	1400 – 1500
Asociación Meta-volcano sedimentaria	6	5000
Formación Las Mercedes	7	1400
Asociación Metamórfica Ávila (sin diferenciar)	8	1400
Cuerpo de alta densidad (Ofiolita)	9	8000
Agua	10	1400

Cuadro N° 4.5.3.- Cuerpos del modelo con su magnetización. Fuente: Delgado J. Prada G. Yépez S.

4.5.4.-Modelo geológico del subsuelo

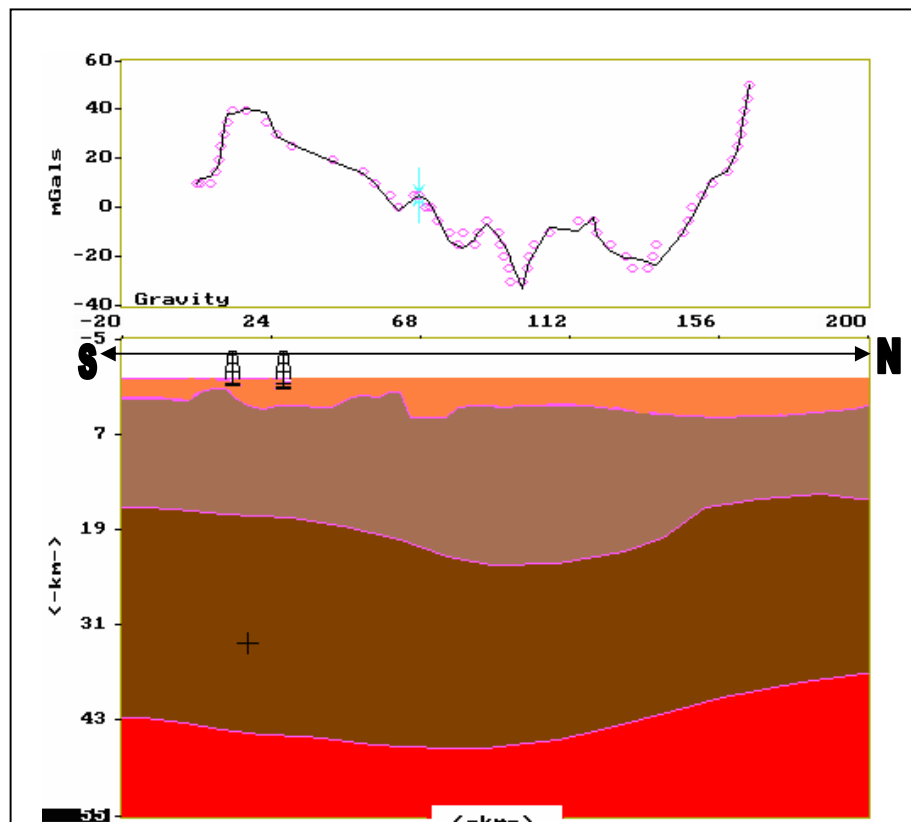


Figura 4.5.4.- Modelo geológico del subsuelo. Fuente: Delgado J, Prada G, Yépez S. (2005)

En la Figura 4.5.4 se muestran los diferentes elementos de la corteza. Describiendo de arriba hacia abajo, se tiene la primera capa correspondiente a la cobertura sedimentaria, el basamento cristalino que muestra un engrosamiento en la parte central de la Figura 4.5.4, El límite de corteza superior y corteza inferior la cual varía en profundidad y forma de Norte a Sur, hasta llegar a la discordancia de

Mohorovicics, que varia en profundidad entre los 43 Km al sur y los 35 Km al Norte observadose un adelgazamiento de la corteza hacia el Norte, debido al movimiento de la Placa del Caribe respecto a la Suramericana.

CAPITULO V

5.- INTEGRACIÓN

La región objeto de estudio del proyecto GEODINOS incluye el sistema orogénico de la Cordillera de la Costa que comprende la parte central de Venezuela frente al Mar Caribe y sus cuencas intramontañosas y de antepaís (Aragua y Guárico, respectivamente), en un corredor de 10 km de ancho desde Puerto Maya hasta el embalse de Guárico, con orientación sobre el meridiano 67,5° W. A grosso modo la región de estudio se caracteriza por: a) durante el Neógeno y Cuaternario se desarrolla en un contexto de convergencia entre las placas Suramericana y Caribe, correspondiente a grandes estructuras compresivas en la cuenca de las Antillas; b) la existencia de un límite de placas difuso pero sísmicamente activo; y c) la presencia de corteza oceánica y continental de edades diversas, con espesores y litologías muy variables lateralmente. En cuanto al proceso o procesos geodinámicos responsables de la configuración actual de esta región, no existe ningún consenso claro y se proponen diversos mecanismos que incluyen subducción (activa o fósil, con distintas orientaciones) y obducción en algunos casos, según opinión de diversos autores citados.

En este contexto, los objetivos propuestos en los subproyectos B3 y C1 de GEODINOS atañen, preferentemente, a procesos regionales de escala litosférica con el propósito de ofrecer restricciones a los modelos geodinámicos enunciados. También se aborda la interacción entre procesos superficiales y profundos que condicionan el modelado de márgenes y cuencas sedimentarias en un contexto de colisión y límite de placas con actividad tectónica actual que es cercana a la zona de estudios.

Así pues, y de acuerdo con el conocimiento previo de la zona de estudios realizados con base en datos de geología de campo y geofísicos, en relación a los objetivos

específicos mencionados, la relevancia científica del proyecto realizado se asienta en los siguientes apartados temáticos:

Determinación de la estructura cortical actual en la región de estudio. De especial relevancia es el modelado de la estructura cortical en 2D a partir de los datos gravimétricos y magnéticos, a partir de los datos obtenidos en campo durante el levantamiento geológico aunado a trabajos previos. Así pues, el espesor de la corteza aumenta de forma moderada de Norte a Sur bajo el sistema orogénico de la zona, en el modelo gravimétrico obtenido se establece una profundidad estimada para el manto o discordancia de Mohorovicic de 32 a 38 km en la parte infrayacente de la Cordillera de la Costa, profundizándose hacia al Sur entre un rango de 43 a 45 Km aproximadamente.

Sin embargo, la corteza continental muestra un claro engrosamiento en dirección Sur, con elevaciones del basamento cristalino presentes en las cercanías de las localidades de Dos Caminos y Las Lajas en el estado Guárico, a la vez que bajo la Cordillera de la Costa, en dirección hacia la plataforma, la discontinuidad de Moho alcanza profundidades de 38 km. Este aparente acoplamiento entre engrosamiento y adelgazamiento cortical impone importantes restricciones a la evolución geodinámica de la región, puesto que los modelos propuestos con anterioridad presuponen un papel pasivo de la placa de Suramérica.

Esta estructura es determinada con mucho mayor detalle a lo largo del perfil 2D, que integra datos de elevación, gravimetría, magnetometría y geología. Dicho perfil ha permitido caracterizar la corteza y su transición hacia el margen sur en contacto con la placa suramericana. De los resultados obtenidos se infiere una importante variación lateral de densidad en la corteza. Así mismo, el perfil realizado sobre la longitud 67.5°W , confirma el adelgazamiento cortical hacia el margen norte de la costa y el engrosamiento bajo la cuenca de Guárico hacia el sur.

A continuación se plantea la integración e interpretación de los modelos geológicos y geofísicos del transecto Puerto Maya-Embalse de Guárico. Para ello se hace una descripción y modelado de la actividad neotectónica asociada a la dinámica reciente de placas y se establece el uso de metodologías de alta resolución para cartografía geológica de superficie y subsuelo a través de métodos geofísicos que han permitido establecer una serie de accidentes tectónicos al sur del estado Guárico relacionados con la actividad tectónica del pasado. En particular, se han cartografiado fallas y pliegues que afectan sedimentos de edad cretácica y terciaria hasta reciente. Paralelamente, se consideraron distintos modelos dinámicos de deformación; planteados por diversos autores, con el objetivo de analizar la zona de interacción entre las placas Caribe y Suramericana con la orientación actual de esfuerzos y desplazamientos recientes de fallas bajo distintas condiciones evidentes en el contorno geodinámico.

Dicha descripción se realizó de norte a sur, es decir desde la línea de costa en el caso del modelo geológico estructural hasta las cercanías del Embalse de Guárico y en el caso del modelo geofísico desde la parte plataformal hasta los pozos GD-2 y GD-3 al sur de Guárico obtenidos de la tesis de PALMA (2001).

En el norte se puede apreciar la existencia de fallas lítricas; adicionalmente el modelo geológico - geofísico muestra que parte de la Cordillera de la Costa toma forma de lonja o napa, la cual está intrusionada por rocas de alta densidad, posiblemente desplazadas por el movimiento de la Placa Caribe junto con rocas metamorfizadas de la Asociación Metamórfica Ávila S/D. Se aprecia en el subsuelo la existencia de cuerpos de alta densidad, en el orden de $2,90 \text{ gr/cm}^3 - 3,15 \text{ gr/cm}^3$, en ocasiones no concordantes con el medio, que podrían consistir en peridotitas emplazadas por debajo de la Unidad Metamórfica Ávila S/D, como ha sido reportado en superficie en los trabajos previos de LOUREIRO (1978), y TALUKDAR y LOUREIRO (1982) al este de la zona de estudio, o lavas de las secuencias ofiolíticas emplazadas que no han sido observadas en superficie. También se ha incorporado una unidad con

densidad de $2,75 \text{ gr/cm}^3$ que podría ser atribuida a rocas de la Asociación Metamórfica Ávila S/D, particularmente gneises cuarzo feldespáticos, aunque no se excluye la existencia de peridotitas serpentinizadas que son muy comunes más al este.

Un poco más al sur de esta zona dentro de la Cordillera de la Costa se aprecia un conjunto de fallas que se pueden asociar a megadiaclasas, dado que la geomorfología de la zona permite interpretar la existencias de dichos bloques de rocas metamórficas dispuestos con una misma orientación de buzamiento hacia el sur, los cuales en el modelo geofísico no generan una respuesta en profundidad, lo que permite deducir que estas fallas no poseen una naturaleza cortical o profunda. De esta manera en el modelo gravimétrico desarrollado para esta zona se atribuye una densidad de $2,65 \text{ gr/cm}^3$, a la Asociación Metamórfica Ávila S/D hasta una profundidad aproximada de 5 Km.

Cercano a esta zona se encuentra el sistema de fallas de La Victoria, el cual está representado en el modelo estructural y se aprecia claramente en la fotografía aérea interpretada; Destaca, en especial la falla de La Victoria cuyo movimiento interpretado es de tipo transcurrente dextral y su traza no se pudo apreciar en campo debido a que ésta pasa por la ciudad del mismo nombre; la interpretación de dicha falla en subsuelo por diversos autores varía.

La primera teoría es la de BECK (1985); quien plantea que esta falla en subsuelo se representa de manera vertical y llega hasta la corteza manteniendo o coincidiendo con las demás en que es una falla transcurrente dextral; otros autores junto a AUDEMARD (1997) plantean que esta falla debe tener una tendencia lítrica en el subsuelo y coinciden con BECK (1985), en que ésta debe llegar a la corteza. AUDEMARD plantea que la Falla de La Victoria es una falla heredada producto del desplazamiento de las napas existentes que fueron emplazadas por el movimiento de la Placa Caribe. En esta asociación de fallas se muestran también los desplazamientos de las fallas de Zarate y Santa Rosa, las cuales también se muestran en profundidad como una fallas

listrica debido al sistema de falla de La Victoria. Dicha falla colinda con el Asociación Meta-volcanosedimentaria Villa de Cura hacia el Sur y con la Formación Las Mercedes hacia el Norte, cuya tendencia observada en el modelo gravimétrico es de tipo lístrica con profundidad al límite cortical.

En la parte central del modelo se aprecia la Asociación Meta-volcanosedimentaria de Villa de Cura que presenta el mayor número de interpretaciones debido a lo complicado de la misma. En el corte estructural se observa una serie de intrusiones que luego se interpretan en el modelo geofísico. Debido a su alto contenido de rocas ígneo-metamórficas se estableció una densidad de $3,00 \text{ gr/cm}^3$ y también se representa como una faja elongada en forma de cuña.

Una buena parte de las diversas teorías sobre la evolución de la zona en estudio, se pueden representar por el trabajo de NAVARRO (1989) quien plantea que esta zona perteneció a un proto Caribe, el cual fue emplazado en el continente por un choque frontal de la Placa Caribe con la Suramericana, lo que generó una mezcla de todo este proto Caribe y el arco de Islas existente en esta zona.

Otra teoría, planteada por AVE LALLEMANT (2005, comunicado personal), GIUNTA (2003), AUDEMARD (2005, inédito), y los presentes en la reunión de FUNVISIS en la Colonia Tovar (2005) a través del Proyecto Bolívar en el subproyecto GEODINOS, formula la existencia de un proto Caribe formado por una serie de Arcos de Islas, los cuales fueron subducidos por el movimiento de la Placa Caribe y que este movimiento no fue del todo frontal como plantea NAVARRO (1989), sino que tuvo un componente rotacional, lo que permitió que este material que al principio fue subducido fuese obductado y emplazado en el continente. Para nuestro modelo tanto geofísico como geológico la interpretación que se obtuvo, muestra este emplazamiento como una napa seccionada, la cual se separa por el corrimiento de la falla de Guárico.

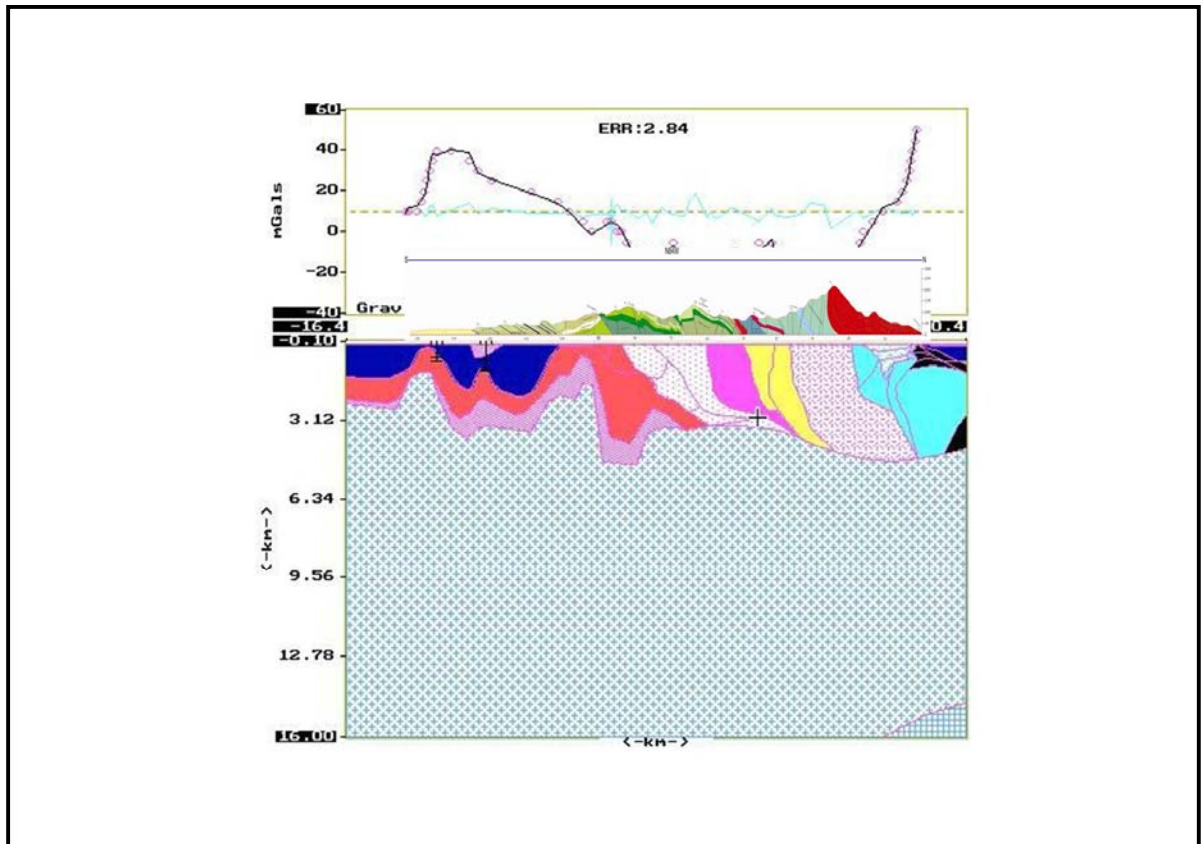


Figura 5.1.- Modelo geológico - geofísico integrado del subsuelo.
Fuente: Delgado J, Prada G, Yépez S. (2005)

En la zona sur correspondiente al estado Guárico se aprecian las deformaciones producto del empuje norte-sur del material desplazado por la placa Caribe y los corrimientos; lo cuales se aprecian en el modelo estructural, cuya respuesta se refleja en el modelo geofísico como altos estructurales asociados al Arco de El Baúl ubicado al Oeste del área de estudio. Más al Norte se ubica otro alto estructural limitado por fallas que afectan al basamento elevando la secuencia y haciendo aflorar parte de las rocas del Terciario.

Adicionalmente en las cercanías de Dos Caminos se puede apreciar una zona discordante estratigráficamente; la cual pone en contacto formaciones del Terciario y el Cretácico, a través de una falla en forma de rampa, la cual indica la existencia de un levantamiento en el subsuelo, el cual se ve reflejado en el modelo geofísico cuya

densidad para el Terciario es de $2,40 \text{ gr/cm}^3$, debido a la falla de basamento antes mencionada lo que permite ratificar esto con el modelo estructural propuesto.

Se ha interpretado que estos altos, al sur en el basamento, pueden ser producto del levantamiento del arco de El Baúl que llegaron a afectar esta zona, o ser evidencia de un basamento con una topografía irregular como se discutió en el taller del proyecto GEODINOS/ Bolívar celebrado en la Colonia Tovar (Octubre 2005), durante el debate generado al ser presentado los resultados previos de esta investigación, como parte de la contribución de la U.C.V al proyecto GEODINOS.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Conclusiones

Con base en los resultados obtenidos y descritos anteriormente se establecen las siguientes conclusiones:

- Se logró determinar la estructura cortical actual en la región de estudio. Así pues, el espesor de la corteza aumenta de forma moderada de Norte a Sur bajo el sistema orogénico de la zona. El modelo gravimétrico realizado establece una profundidad estimada para el manto o discordancia de Mohorovicic de 32 a 38 km en la parte infrayacente a la Cordillera de la Costa, profundizándose hacia al Sur en un rango de 43 a 45 km aproximadamente.

-. Se establece el uso de metodologías de alta resolución para la cartografía geológica de superficie y el subsuelo. Los métodos geofísicos han permitido establecer una serie de accidentes tectónicos en el margen sur del estado Guárico relacionados con la actividad tectónica del pasado.

-.El perfil ha permitido caracterizar la topografía del basamento y su transición hacia el margen norte en contacto con la placa Caribe para este perfil.

-.Al norte se ha interpretado la existencia de un cuerpo de roca desplazado producto de una falla no cartografiada en la costa, específicamente en Puerto Maya; la cual no está reportada en los trabajos previos de la región de estudio.

-.En el norte se puede apreciar la existencia de fallas lítricas; adicionalmente el modelo geológico -geofísico muestra que parte de la Cordillera de la Costa toma forma de lonja o napa, la cual está intrusionada por rocas de alta densidad, posiblemente desplazadas por el movimiento de la Placa Caribe junto con rocas metamorfizadas de la Asociación Metamórfica Ávila S/D. Se aprecia en el subsuelo

la existencia de cuerpos de alta densidad, en el orden de $2,90 \text{ gr/cm}^3 - 3,15 \text{ gr/cm}^3$, en ocasiones no concordantes con el medio, que podrían consistir en peridotitas emplazadas por debajo de la Unidad Metamórfica Ávila S/D, como ha sido reportado en superficie en los trabajos previos de LOUREIRO (1978), y TALUKDAR y LOUREIRO (1982) al este de la zona de estudio, o lavas de las secuencias ofiolíticas emplazadas que no han sido observadas en superficie. También se ha incorporado una unidad con densidad de $2,75 \text{ gr/cm}^3$ que podría ser atribuida a rocas de la Asociación Metamórfica Ávila S/D, particularmente gneises cuarzo feldespáticos, aunque no se excluye la existencia de peridotitas serpentinizadas que son muy comunes más al este.

-A través de este modelado integrado se han considerado los diversos ambientes geológicos de formación de cada una de las unidades de rocas presentes para dar una ubicación apropiada o ajustada en el modelo geológico estructural y geofísico a lo largo del perfil $67,5^\circ \text{ W}$ en la zona de interacción entre las placas del Caribe y suramericana.

-La generalidad de los modelos propuestos con anterioridad presuponen un papel pasivo, quedando demostrado que esto no es totalmente cierto.

Recomendaciones

Adquirir más datos gravimétricos en la zona sur del transecto, para tener un mejor control de las anomalías cuando se genere el mapa de anomalías de Bouguer.

Obtener más datos magnéticos en la zona, dado que un desperfecto en el magnetómetro no permitió continuar la adquisición y no se pudo generar un mapa de anomalías magnéticas; los datos magnéticos adquiridos no cubren en su totalidad el perfil interpretado por lo que permiten corroborar el modelo gravimétrico propuesto en toda su extensión.

Realizar el estudio petrológico de las muestras tomadas en campo para tener una mejor diferenciación formacional.

Hacer un levantamiento a detalle de la Asociación Metamórfica Ávila (sin diferenciar) cercanas a la población de Puerto Maya en búsqueda de los cuerpos de alta densidad (Serpentinita u Ofiolitas).

Realizar un levantamiento a detalle de la Asociación Meta-volcanosedimentaria de Villa de Cura, para la determinación de la interacción entre procesos superficiales y profundos que condicionaron el modelado de esta zona en un contexto de colisión y límite de placas con actividad tectónica.

Elaborar un estudio geológico a detalle del área sur en Guárico entre Dos Caminos y el Embalse de Guárico.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS

- Allen, P. y J. Allen (1990) **Basin Analysis: Principles and Applications**. Blackwell Scientific Pub. 445p.
- Allen, P., P. Homewood y G. Williams (1986) **Foreland basins: an introduction**. En: Foreland Basins (Editado por: Allen, P. y P. Homewood). Spec. Public. Int. Assoc. Sediment, Blackwell Scientific, Oxford, 8: 3 – 12.
- Aquino. L. (1983) **Geología de una zona ubicada al sur de Tiara y este de San Sebastián (Edo. Aragua)**. Trabajo de Grado. Geología, Universidad Central de Venezuela, 299 p
- Audemard M., Franck, Giraldo, Carlos G. (1997). **Desplazamientos dextrales a lo largo de la frontera meridional de la placa caribe, Venezuela septentrional**. Congreso Geológico Venezolano Octavo, TOMO II, Noviembre 1997 p. 101-107
- Aguaje, L. (1972). **Geología de la región de Guatire – Cabo Codera (Resumen)**. Bol. Geol., Caracas, public. Esp. 5, 3:1282.
- Bally, A. (1975). **A geodynamic scenario for hydrocarbon occurrences**. Proc. 9th World Petrol. Congr. Tokyo, 2:33– 44.
- Beaumont, C. (1981). **Foreland basins**. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 65: 291 – 329.
- Beck, C. (1977a) **El substrato Cretáceo de la Faja Piemontina en la parte central de la Serranía del Interior en Venezuela septentrional. Relaciones con la tectonogénesis Cretáceo superior**. Abstr. VIII Caribbean Geological Conference, Curacao, 8 – 9.

- Beck, C. (1977b) **Sedimentación y tectónica de la Napa Piemontina y del Frente de Montaña en la región de Altagracia de Orituco, Estado Guárico.** V Congreso Geológico Venezolano, Caracas, Guía de la Excursión N° 4.
- Beck, C. (1978). **Poliphasic Tertiary tectonics of the Interior Range the central part of the Western Caribbean Chain, Guárico State, northern Venezuela.** Trans. VIII Caribbean Geological Conference, Curacao (1977). *Geologies en Mijnbouw*, 57 (2): 99 – 104.
- Beck, C. (1985) **Las napas de Aragua – Cadena Caribe Central y la historia Mesozoica del margen sur del Caribe a lo largo del meridiano de Caracas.** Memoir, Symposium Geodynamique des Caraibes, Paris, 541 –551.
- Bell, J. (1972) **Tectonic evolution of the central part of the Venezuelan Coast Ranges.** Geological Society of America, Memoir 130, 107 – 118.
- Bell, J. S. (1972) **Geotectonic evolution of the southern Caribbean area, Studies in earth an space science.** Geol. Soc. Amer. Mem., (132): 367-386.
- Bellizzia, A. (1972) **Sistema Montañoso del Caribe, borde sur de la placa Caribe ¿es una cordillera alóctono?.** Mem. VI, Conferencia Geológica del Caribe, Margarita, Venezuela (1971), 247 – 258.
- Bellizzia, A. (1985) **Sistema montañoso del Caribe – una Cordillera alóctona en la parte Norte de América del Sur.** Memorias VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 10: 6657 – 6836.
- Blanco, B.; E. Gómez y H. Sánchez (1988) **Evolución tectónica sedimentaria del norte de los Estados Anzoátegui, Guárico, Cojedes y Portuguesa.** Actas, IV Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, 151 – 159.
- Bonini, W.; C. Pimstein de Gaete y V. Graterol (1977) **Mapa de Anomalías de Bouguer de la parte norte de Venezuela y áreas vecinas.** Venezuela, Ministerio de Energía y Minas, escala: 1: 1.000.000.

- Bosch, M. (1991) **Modelaje Geofísico Integrado de la Corteza en la Región Central del Margen Caribe Sudamérica**. Trabajo de Grado M.Sc. Geofísica, Departamento de Geofísica, Universidad Central de Venezuela, 184 p.
- Bosch, M. e I. Rodríguez (1992) **North Venezuelan collisional crustal block: The boundary between the Caribbean and South American plates**. Journal of South American Earth Sciences, 6: 133 – 143.
- Brown, C. B. (1871) **Kaïeteur fall, Roy**. Geog. Soc., Pr., vol. 15, p. 122-131
- Bucher W. (1952). **Geologic structure and orogenic history of Venezuela**. Geol. Soc. Amer. Mem. 49, 113 p.
- Burke, K.; P. Fox y A. Sengor (1978) **Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean**. Journal of Geophysical Research, 83: 3949 – 3954.
- Butterlin, J. (1956). **La constitution géologique et la structure des Antilles**, Cent. Nat. Recherches Scientifique, 453 p.
- Case, J. y T. Holcombe (1980) **Geologic – tectonic map of the Caribbean region**. U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Map I – 1100, escala: 1:2.5000.000.
- Case, J.; T. Holcombe y R. Martin (1984) **Map of geologic provinces in the Caribbean region**. En: The Caribbean – South America Plate Boundary and Regional Tectonics (Editado por: Bonini, W.; R. Hargraves y R. Shagam). Geological Society of America, Memoir 162, 1 – 30.
- Coward, Mike. (1990) **Inversion Tectonic The Caribbean Region**, The Geology of North America, The Geological Society of America, , Vol H,: 289 – 304.
- Cuevas O, y N. Orihuela (1993) **Modelaje Sísmicogravimétrico de Perfiles Regionales del Caribe Central**. Revista de la Facultad de Ingeniería. Vol 8 -N 1. Pag 55

- Dengo G. (1951). **Geología de la región de Caracas**. Bol. Geol., Caracas, 1(1): 39-115. Venezuela. Geol. Soc. Amer. Bull., 64 (1): 7-40, 1953.
- Dewey, J. y D. Bird (1971) **Origin and emplacement of ophiolite suite: Appalachian ophiolites in New Foundland**. Journ. Geophys. Res., (76): 3179-3206.
- Eardley, A J., (1954). **Tectonic relations of North and South America**. Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull., Vol., 39, p 107-773.
- Erlich, R. y S. Barrett (1992) **Petroleum Geology of the Eastern Venezuela Foreland Basin**. En: Foreland Basins and Fold Belts (Editado por: Macqueen, R. y D. Leckie). Geological Survey of Canada, Institute of Sedimentary and Petroleum Geology, Calgary, Canada. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 55, 341 – 362.
- FUNVISIS, **Colloquium de la Geodinámica del Caribe 2005**. en prensa.
- González Silva (1972). **Geología de la Sierra del Interior (region central) y parte de los llanos de Venezuela (incluyendo parte de los estados Carabobo, Aragua, Guárico y Cojedes)**. Bol. Geol., Caracas, Public. Esp. 7, 3: 1629-1650
- Gunn, R. (1943) **A quantitative evolution of the influence of the lithosphere on the anomalies of gravity**. J Franklin Inst., 236: 47 – 65.
- Giunta, G., Marroni M., Padoa E. y Pandolfi L. (2003). **Geological Constraints for the Geodynamic Evolution of the Southern Margin of the Caribbean Plate**. In C. Bartoloni, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79, p. 104-125
- Harvey, S. R. M. (1971) **Origin of the southern Caribbean mountains, Studies in earth and space sciences**. Geol. Soc. Amer. Mem., (132): 387-400.

- Hawking, J. W. (1977) **Petrological and geochemical characteristics of marginal basin basalts.** en Talwaní, M. Y Pitman, W. C., III eds., Island arcs, deep sea trenches and back arc basins, Maurice Ewing Series, Vol 1: Washington D.C., Amer. Geophys. Union, 355-365.
- Hedberg, H. D., 1937-a. **Estratigrafía de la sección del río Querecual en el noreste de Anzoátegui.** Bol. Geol. y Min., Minis. Fomento, Caracas, 1(2-4): 235-265.
- Hedberg, H. D., 1937-b. **Stratigraphy of the río Querecual section of northeastern Anzoátegui, Venezuela.** (Edic. en inglés), Bol. Geol. y Min., Minis. Fomento, Caracas, 1(2-4): 239-250.
- Hedberg, H. D., 1937-c. **Stratigraphy of the río Querecual section of northeastern Venezuela.** Bull., Geol. Soc. America. 48(12): 1971-2024.
- Hedberg, H. D., 1950. **Geology of the eastern Venezuela basin (Anzoátegui-Monagas-Sucre-eastern Guárico portion),** Geol. Soc. Am., Bull., 61(11): 1173-1216.
- Isacks B. y J. Oliver y L. Syke (1968). **Seismology and New Globe Tectonics.** Jour. Geophys. Research, Vol. 73, p., 5855-5900.
- Isea, A., 1987. **Geological synthesis of the Orinoco Oil Belt, eastern Venezuela.** Jour. Petr. Geol., London. 10(2): 135-147.
- Jordan, T. (1975) **The present – day motion of the Caribbean Plate.** Journal of Geophysical Research, 80: 4433 – 4439.
- Kiser, G. D., 1987. **Exploration results: Machete area, Orinoco Oil Belt, Venezuela.** Jour. Petr. Geol., London, 10(2): 149-162.
- Konigsmark, T. A., 1958. **Geology of the northern Guárico-lake Valencia area.** (con discusión abierta). Bol. Inform., Asoc. Venez. Geol. Min. y Petr., Caracas, 1(5): 151-165.
- Konigsmark, T. A., 1965. **Geología del área de Guárico septentrional-Lago de Valencia, Venezuela.** Bol. Geol., Minis. Min. e Hidrocarb., Caracas., 6(11): 209-285.

- Laubscher, H. P., 1961. **Die Mobilisierung Klabstischer Massen. I Teil: Die Sandstielgänge in der San Antonio Formation (Senon) des Rio Querecual, Ost venezuela.** II Teil: Die Mobilisierung Klabstischer Massen und ihre geologische. Dokumentation. Eclog Geol. Helv., 54(2): 283-334.
- Le Pichon, X. (1968). **Sea Floor Spreading and Continental Drift.** Journal Geophys. Research, Vol. 73,(12): p. 3661-3697.
- Léxico Estratigráfico Electrónico de Venezuela (L.E.V.), actualización (1999).
www.pdv.com/lexico.
- Liddle, R. A., 1928. **The geology of Venezuela and Trinidad.** J. P. MacGowan, Fort Worth, Texas, 52 p.
- Loureiro, D. (1978). **Geología de la Cuenca del Rio Oricaó, Distrito Federal** TESIS Universidad Central de Venezuela 281 p.
- Marcucci, E., 1976. **Las fñanitas del Cretáceo Superior de Venezuela occidental y oriental: Tipo, origen, ambiente de formación y cambios diagenéticos.** Mem., II Congr. Latin. Geol., Caracas, 1973, Minis. Min. e Hidrocarb., 5: 1277-1307.
- Maclachlan J. C., R. Shagam y H. H. Hess (1960). **Geología de la región de La Victoria, estado Aragua, Venezuela.** Bol. Geol., Caracas, Public. Esp. 3, 2: 676-684.
- Mann, P., C. Schubert y K. Burke (1990) **Review of Caribbean neotectonics.** En: The Geology of North America, Vol. H: The Caribbean Region (Editado por: G. Dengo y J. Case), 307 – 338.
- Maresch, W. (1974). **Plate Tectonics Origin of the Caribbean Mountain System of Northern South America: Discussion and Proposal.** Bulletin of the Geological Society of America, 85: 669 – 682.
- Mattson, R. (1979). **Subduction, buoyant breaking, flipping and strike – slip faulting in the northern Caribbean.** Journal of Geology, 87: 293 – 304.

- Menard, T. W. (1967) **Transitional types of crust under small ocean basins**. Journ. Geophys. Res., (72): 3061-3073
- Mencher, E., H. J. Fichter, H. H. Renz, W. E. Wallis, J. M. Patterson y R. H. Robie, 1951-a. **Resumen geológico**. (Edic. en español), En: Convención Nacional del Petróleo, Caracas, Minis. Min. e Hidrocarb.: 1-80.
- Menéndez, V. (1966) **Tectónica de la parte central de las montañas occidentales del Caribe, Venezuela**. Boletín de Geología, Caracas, 8 (15): 116 – 139.
- Molnar, P. y L. Sykes, (1969). **Tectonic of the Caribbean and Middle American region from focal mechanism and seismicity**. Geol. Soc. Amerc. Bull., Vol. 80, p. 1632-1684.
- Morgan, B. (1967) **Geology of the Valencia area, Carabobo, Venezuela**. Ph.D. Thesis. Princeton University, 220 p.
- Morgan, B. (1969) **Geología de la región de Valencia, Carabobo, Venezuela**. Bol. Geol. Min. Venez., 10 (20): 3 – 36.
- Murray, C. G. (1972) **Significance of possible Cretaceous island arc volcanism in the Venezuela coast range**. (Resumen), VI Conf. Geol. Caribe Mem., 303.
- Navarro, E. (1983) **Petrología y Petrogénesis de las rocas metavolcánicas del Grupo Villa de Cura**. Revista Geos, UCV, Caracas, 28: 170 – 317.
- Navarro, E. (1989) **Antiguas y nuevas teorías sobre el origen del emplazamiento de la faja de Villa de Cura**. Memorias VII Congreso Geológico Venezolano. Barquisimeto, Venezuela, Vol. I: 100 – 112.
- Navarro, E., Maguregui y. J. Lugo, (1982) **Algunos aspectos sobre la geología del Grupo Villa de Cura**. ASOVAC, Maracaibo, Nov. 1982, resumen.
- Ostos, M. y E. Navarro (1985) **Faja de Villa de Cura. ¿Realmente un complejo de arco de islas aloctono?**. Memorias VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 10: 6615 – 6638.

- Oxburgh, R. E. (1966) **Geology and metamorphism of Cretaceous rock in eastern Carabobo state, Venezuela Coast Ranges Caribbean Geological Investigations**. Geol. Soc. Amer. Mem., (98): 241-310.
- Packham y Falvey (1971) **An hypothesis for the formation of marginal seas in the western pacific**. Tectonophysics, (11): 79-109.
- Palma D., Víctor. (2001) **Investigación Gravimétrica en la Región Central de Guárico**. Trabajo de Grado. Geofísica, Departamento de Geofísica, Universidad Central de Venezuela, 60 p.
- Patterson, J. M. y J. G. Wilson, 1953. **Oil fields of Mercedes region, Venezuela**. Bull., Amer. Assoc. Petr. Geol., 37(12): 1850-1878.
- Parasnis, D. S. (1962). **Principles of applied geophysics**. Edit. Methuen , Londres, REINO UNIDO, 176 p.
- Peirson III, A. L., A. Salvador y R. M. Stainforth, 1966. **The Guárico Formation of north-central Venezuela. (La Formación Guárico, Venezuela nor-central)**. Bol. Inform., Asoc. Venez. Geol. Min. y Petr., 9(7): 183-224.
- Piburn, D. (1968) **Metamorfismo y estructura del Grupo Villa de Cura, Venezuela septentrional**. Boletín Geológico del Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Venezuela, Vol IX, 18: 183 – 289.
- Picard X. y N. Pimentel (1968). **Geología de la cuenca de Santa Lucia – Ocumare del Tuy**. Bol. Geol., Caracas, 10 (19): 263-296.
- Pindell, J. y S. Barrett, (1990) **Geological evolution of the Caribbean region; A plate-tectonic perspectives** The Caribbean Region, The Geology of North America, The Geological Society of America, , Vol H,: 405 – 423.
- Quarfoth, K. R. y C. M. B. Caudri, 1961. **Relationship of the Roblecito and La Pascua formations of eastern Venezuela to the Paují and equivalents of the Barinas Basin**. Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., Bol. Inform., 4(7): 219-225.

- Renz, O. y K. C. Short, (1960). **Estratigrafía de la región comprendida entre El Pao y Acarigua, estados Cojedes y Portuguesa**. Mem., III Congr. Geol. Venez., Minis. Min. E Hidrocarb., Caracas, 1: 277-315.
- Rodríguez, I. (2000) **Gravity anomalies and the Eastern Venezuela Basin evolution**. Ph.D. Thesis, University of Durham, 200 p.
- Rosales, H., 1960. **Estratigrafía del Cretácico-Paleoceno-Eoceno de la serranía del Interior, oriente de Venezuela**. Mem., III Congr. Geol. Venez., Caracas, Minis. Min. e Hidrocarb. 2: 471-495.
- Rutten, L. (1931). **On rocks from the Caribbean coast range (northern Venezuela), between Puerto Cabello-La Cumbre and between La Guaira-Caracas**. Koning. Akad. Weten. Amsterdam, Proc., Vol. 34, N° 7, p. 1013-1022.
- Seiders, V. M. (1965). **Geología de Miranda central. Venezuela**. Bol. Geol., Caracas, 6 (12): 298-461
- Schubert, C. (1984) **Basin Formation along the Boconó – Morón – El Pilar Fault System, Venezuela**. Journal of Geophysical Research, 89: 5711- 5718.
- Schubert, C. (1988) **Neotectonics of the La Victoria fault zone, north central Venezuela**. Anales Tectonicae, 2: 58 – 66.
- Schubert, C. y F. Krause (1984) **Morón Fault Zone, North – Central Venezuelan Borderland: Identification, Definition and Neotectonic Character**. Marine Geophysical Research, 6: 257 – 273.
- Schuchert, Charles (1935) **Historical geology of the antillean-Caribbean region, or the lands bordering of México and the Caribbean**. Editorial: John Wiley & Sons , New York, Estados Unidos Pág. 811 p.
- Silver, E.; J. Case y H. Macgillavry (1975) **Geophysical study of the Venezuelan Borderland**. Bulletin of the Geological Society of America, 86: 213 – 226.

- Skerlec, G. y R. Hargraves (1980) **Tectonic significance of paleomagnetic data from Northern Venezuela**. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 85, 10: 5303 – 5314.
- Schlumberger Venezuela (1980). **Evaluación de Formaciones en Venezuela**, 287 p.
- Smith, R. (1952) **Geología de la región de los Teques – Cúa**. *Bol. Geol. MMH*, Caracas, 2 (6): 333 – 406.
- Talukdar, S, D. Loureiro., E. Navarro., F. Urbani y M. Ostos, (1981) **Modelo de tectónica de placa para la evolución del Sistema Montañoso del Caribe: Una nueva hipótesis de trabajo**. ASOVAC, Maracaibo, Nov. 1981, resumen, p-212.
- Talukdar, S. y D. Loureiro (1982) **Geología de una zona ubicada en el segmento norcentral de la Cordillera de la Costa, Venezuela: Metamorfismo y deformación. Evolución del margen septentrional de Suramérica en el marco de la tectónica de placas**. *Revista Geos. UCV*, 27: 15 – 76.
- Talwani, M., J. L. Worzel. y Landisman (1959). **Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocine submarine fracture zone**. *J. Geophys. Res.* 64(1): 49-59.
- Urbani, F. y J. Rodríguez, (2004). **Atlas geológico de la Cordillera de la Costa Venezuela FUNVISIS**, Caracas, VENEZUELA CD.
- Van den Bold, W. A., (1972). **Ostrácodos del post-Eoceno de Venezuela y regiones vecinas**. *Mem., IV Congr. Geol. Venez., Caracas, Minis. Min. e Hidrocarb., (II): 999-1071.*
- Vann, I. R., R. Graham y A. Hayward, (1986) **The structure of mountain fronts** *Journal of Structural Geology*, 8(3/4): 215 – 227.
- WEC Venezuela (1997). **Evaluación de Pozos**. Schlumberger, Caracas, Venezuela, 394 p.

- Wehrmann, M. (1972). **Geología de la región de Caracas** – Colonia Tovar. Bol. Geol., Caracas, Public. Esp. 5, 4: 2093-2121
- Weyl, R. (1966). **The palogeographic development of the Central American West Indian Region.** Asoc. Venez. Geol., Min. y Petrol.,9(4):. 99-120.
- Woodring, W. (1954). **Caribbean Land and Sea Through the ages.** Geol. Soc. Amer. Bull., 65, 719-732.
- Young, G. A., A. Bellizzia, H. H. Renz, F. W. Johnson, R. H. Robie y J. Masvall, (1956). **Geología de las cuencas sedimentarias de Venezuela y de sus campos petrolíferos.** Bol. Geol., Caracas, Pub. Espec. N° 2, 140 p.

APÉNDICE

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La Geología Estructural es una de las ramas de las Ciencias de la Tierra que estudia las estructuras geológicas presentes en la corteza, inclusive parte de la litosfera para la interpretación geodinámica, de eventos pasados o por ocurrir en el futuro.

Dichas estructuras son primordialmente fracturas en la corteza terrestre que delimitan bloques conocidos como fallas y capas dobladas que originalmente eran horizontales, conocidas como pliegues, que se pueden apreciar mirando simplemente el relieve terrestre (Geomorfología) o por líneas sísmicas para observarlas en el subsuelo. Esta disciplina mecánica de rocas, evolución y variantes posibles que puedan desarrollarse bajo un marco tectónico dado, inclusive puede extenderse a otros cuerpos del sistema solar.

Los métodos de prospección geofísicos se basan en la correlación que existe entre las propiedades físicas que se pueden medir en los terrenos y sus características litológicas y estructurales. La conductividad eléctrica, la densidad, la transmisión de ondas o vibraciones, las propiedades magnéticas, entre otras, caracterizan a las diferentes rocas, y la medida de estas variaciones en la corteza terrestre permite detectar la existencia y posición de cada material.

Los métodos de prospección geofísica se pueden dividir en dos grupos:

El primero son las medidas de prospección geofísica de los terrenos, este grupo considera la medición de los fenómenos que espontáneamente se producen en los materiales terrestres que se pueden detectar desde la superficie. Entre estas propiedades de la Tierra se pueden nombrar la gravedad, el magnetismo, las

polarizaciones espontáneas etc. El segundo es el método es el sísmico el cual no se tratará en este trabajo. (SOUSA & GUTIÉRREZ).

Durante el desarrollo de esta investigación se aplicaron herramientas de geofísica de exploración adquiridas a lo largo de la carrera con el propósito de dar soluciones a diversos problemas que se pueden generar tanto en el ámbito geológico como geofísico.

ESTUDIO GEOLÓGICO

La Geología comienza con la simple observación en campo, de rocas o estructuras *in situ*, y permite al Geólogo luego de estudiarlas, realizar interpretaciones sobre los diferentes procesos y así establecer su historia geológica.

El trabajo de campo se puede resumir de la siguiente manera (ALEZONES, 1995):

- Descripción detallada del afloramiento.
- Cartografía Geológica.
- Construcción de Cortes Geológicos y Columnas Estratigráficas.
- Interpretaciones a partir de los mapas, cortes y columnas, de la historia geológica del área.
- Plasmear los resultados del estudio en un informe final.

MAPAS GEOLÓGICOS

Los Mapas Geológicos son representaciones de renglones en los cuales se detalla por lo general una base topográfica, información geológica y estructural, que incluye:

1. Formaciones Estratigráficas.
2. Fallas.

3. Corrimientos.
4. Pliegues.
5. Rumbos y Buzamientos.

La información obtenida para la elaboración de estos mapas proviene de observaciones en campo y de fotos aéreas primordialmente.

PERFILES GEOLÓGICOS

Los Cortes o perfiles geológicos se obtienen a partir de la información contenida en los mapas geológicos. Son representaciones de una sección vertical de un sector de la corteza terrestre; en las mismas se muestra la disposición, geometría y relaciones entre los cuerpos de rocas en el subsuelo.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA

Es una representación gráfica de las capas o estratos presentes en una región dada. Dicha representación contiene información sobre edades, espesores, litologías y estructuras contenidas en dichos estratos. Permiten conocer igualmente la secuencia, interrelaciones y espesor de las unidades estratigráficas. De esta manera el geólogo puede establecer los tipos de ambientes o facies, y la historia de depositación de los estratos

MÉTODOS DE PROSPECCIÓN GEOFÍSICA

GRAVIMÉTRICOS

El método Gravimétrico básicamente descubre y mide las variaciones laterales de la atracción gravitatoria del suelo, que están asociadas a cambios de densidad próximos a la superficie, muchas estructuras geológicas importantes dan lugar a deformaciones

en la distribución normal de la densidad en el interior del suelo, que originan en el campo gravitatorio terrestre anomalías que pueden servir de diagnóstico, anomalías muy pequeñas en comparación con la atracción total de la tierra.

Los métodos gravimétricos se basa en la ley de Newton que expresa la atracción mutua entre dos partículas en función de sus masas y de su separación, dos partículas de masa m_1 y m_2 separadas a una distancia r se atraen con una fuerza

$$F = \gamma \cdot \frac{(m_1 \cdot m_2)}{r^2}$$

Donde γ es la constante gravitatoria universal cuyo valor en el sistema C.G.S. (Centímetros, Gramos, Segundos) es $6,67 \cdot 10^{-8} \text{ dinas}$.

Aceleración de Gravedad

La aceleración a de una masa m_1 debida a la atracción de una masa m_2 se obtiene dividiendo se obtiene dividiendo la fuerza por la masa m_1 teniendo en cuenta que

$$F = m_1 \cdot a$$
$$a = \frac{F}{m_1} = \gamma \cdot \frac{m_2}{r^2}$$

La aceleración, por ser la fuerza que actúa sobre una unidad de masa, nos da la medida del campo gravitatorio actuando en cualquier punto, en el sistema C.G.S. la aceleración se mide en cm/seg^2 , en geofísica esta unidad se denomina *gal* en honor a Galileo, que fue uno de los primeros en estudiar la gravedad.

Gradientes

Es la magnitud de la pendiente en la dirección de máxima inclinación, la dirección del gradiente es siempre perpendicular a los contornos de igual altitud.

El gradiente gravitatorio de la tierra es asimismo la proporción de la variación, con la distancia horizontal, de la componente vertical de la gravedad. En un plano vertical dado, el gradiente es sencillamente la pendiente del perfil gravimétrico a lo largo del trazo de este plano en la superficie. En un mapa gravitatorio bidimensional, el gradiente se puede determinar a partir de los contornos de gravedad vertical, exactamente de la misma manera que se obtiene el gradiente topográfico en un mapa de contornos topográfico.

El valor de la gravedad en un punto cualquiera de la superficie terrestre depende de la latitud, de la altitud, de los efectos de marea, de la topografía de los territorios circundantes, y de la distribución de la densidad por debajo de la superficie. Para aislar el efecto de las desigualdades de densidad subsuperficiales, es necesario corregir los restantes factores que hacen variar la gravedad.

Instrumentos para medir gravedad

Hay una diversidad de instrumentos para medir la gravedad terrestre entre ellos tenemos:

- La balanza de torsión de Eötvös.
- El péndulo.
 - Péndulos geodésicos.
 - El péndulo de Gulf.
 - El péndulo de Holweck – Lejía.
- El Gravímetro.

De todos estos instrumentos el más utilizado es el Gravímetro debido a la gran versatilidad en la medición de la gravedad en campo, el Gravímetro mide pequeñas variaciones en la componente vertical de la gravedad. Este instrumentos puede determinar diferencias de 0,1 miligales, y aun menores, existen dos tipos de Gravímetros los estables y los inestables.

Gravímetros estables

Los gravímetros estables tienen un solo elemento para contrarrestar la fuerza de gravedad con otra fuerza medible mediante un desplazamiento, lineal, angular o eléctrico, que puede amplificarse y leerse directamente.

Gravímetros inestables

También llamados labilizados o astáticos, la fuerza de gravedad se mantiene en equilibrio inestable con la fuerza que se le opone. La inestabilidad se provoca por introducción de una tercera fuerza que intensifica el efecto de cualquier cambio de la fuerza de gravedad de su valor de equilibrio.

El gravímetro utilizado para adquirir los datos de esta tesis es de tipo inestable Lacoste –romberg, este gravímetro es esencialmente una adaptación del sismógrafo La Coste de largo período (17) el cual emplea un muelle de longitud nula. Este muelle esta enrollado de tal modo que su alargamiento es igual a la distancia entre los puntos a los cuales están sujetos sus extremos. Entonces, su longitud, definida como la longitud física real menos el alargamiento, es nula. El muelle de longitud nula S (Fig. 5.1.a), esta unida rígidamente al marco C y equilibra el peso M situado en el extremo de una varilla. Con la disposición geométrica de la figura, es fácil demostrar que el momento de la fuerzas que actúan sobre el peso es $(Mg \times AM - k \times AB^2)\text{sen}(\theta)$ donde k es la constante del muelle. Si $Mg \times AM = k \times AB^2$ el momento se anula, el período se hace infinito y el equilibrio se vuelve inestable. Entonces el

instrumento es sensible a las variaciones de g . Las lecturas se obtienen haciendo que M vuelva a su posición inicial, subiendo o bajando C por medio de un tornillo con un círculo graduado (D. S. Parasnis.1962).

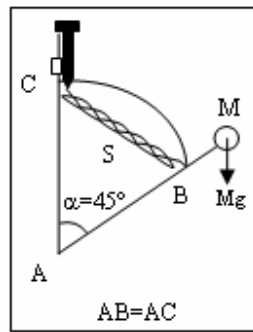


Figura 5.1.a –Principio físico del gravímetro.

Calibración de los gravímetros

Puesto que todas las lecturas de los gravímetros se realizan de una escala arbitraria, hay que calibrarlos previamente. El método más utilizado es realizar lecturas con el mismo gravímetro en dos puntos donde previamente se conocen con exactitud los valores absolutos o relativos de la gravedad.

Deriva de los gravímetros

Si un gravímetro se deja en reposo durante una hora después de haber realizado una observación y se realiza una nueva lectura, se encontrará que el valor de la gravedad ha cambiado durante este intervalo una magnitud del orden de varias centésimas de miligales. Si se siguen haciendo lecturas durante un período de varias horas y se trasladan los valores observados de la gravedad en un diagrama en función del tiempo, los puntos tienden a alinearse en una curva tendida, y en general en una línea recta. Esta ligera variación de los valores de la gravedad en función del tiempo se denomina deriva y está originada por el hecho de que los muelles o fibras de torsión

del gravímetro no son perfectamente elásticos, sino que están sometidos a una lenta recuperación durante largos períodos.

Medidas de la gravedad sobre el terreno

Determinación de la situación de las estaciones

Determinar el espaciado de las estaciones, dependiendo del tipo de exploración el espaciado entre las estaciones es mayor o menor, por ejemplo, para medir grandes estructuras que puedan ser petrolífera la distancia entre cada estación será mucho mayor que en una investigación para localizar masas metálicas de tamaño reducido.

Determinación de densidades

Para realizar las correcciones de terreno y de Bouguer en los datos Gravimétricos es necesario tener el conocimiento de las densidades medias de las rocas cercanas a la superficie. En muchas zonas las irregularidades topográficas son lo suficientemente homogéneas como para obtener un valor medio de la densidad a partir de unas pocas determinaciones directas de este valor. En otras, existen variaciones en la litología local tan bruscas, que el utilizar un valor medio de densidad origina errores considerables. En algunos trabajos es necesario medir la densidad directamente; se toman muestras representativas de rocas en los afloramientos, minas o canteras, y se envían al laboratorio en el que se determina la densidad.

Mareas terrestre

Los instrumentos de medidas de gravedad son tan sensibles que responden a la atracción gravitatoria del Sol y de la Luna, y registran variaciones periódicas de esta atracción debidas a los movimientos de la tierra con respecto a estos cuerpos. Las aguas de la tierra, que carecen de rigidez, se levantan o bajan periódicamente

obedeciendo a estas fuerzas; estos cambios los reconocemos como mareas. Sin embargo, este movimiento origina cambios en la gravedad, pequeños pero medibles, ya que la distancia al centro de la tierra varía. La magnitud de la variación depende de la latitud, el día del mes y la época del año, pero el ciclo completo de marea no origina un cambio de gravedad mayor a 0,2 ó 0,3 miligales.

Heiland ha deducido la fórmula de la componente vertical de la fuerza de mareas, Δg , causada por el Sol (Masa M_s distancia a la tierra D_s) y por la Luna (Masa M_l distancia a la tierra D_l), en cualquier punto de una tierra perfectamente rígida de radio r , cuando los cuerpos celestes respectivos forman ángulos concéntricos α_s y α_l con la estación de observación

Corrección de los datos Gravimétricos

Corrección de aire libre

Una estación ubicada a una altitud h sobre el nivel del mar está una distancia h más alejada del centro de la tierra que otra estación que estuviera al nivel del mar. Por la ley de los cuadrados inversos nos dice que la atracción de la tierra a una altitud h será:

$$Cal = g_0 - \frac{R^2}{(R-h)^2} \cdot g_0 = 2 \cdot g_0 \cdot \frac{h}{R}$$

Puesto que h es mucho menor que R sustituyendo g_0 por 980 y R por 6378 km llegamos a la corrección de 0,308 miligales/metro.

Corrección topográfica

Esta corrección tiene en cuenta la atracción de las masas situadas por encima de la estación, y corrige también las depresiones situadas por debajo del nivel de la

estación. Puesto que la atracción de las masas más altas se ejerce por encima de la estación y se opone a la gravedad, se le suma a la gravedad observada para anular su efecto. De la misma manera, la atracción del material que ocupa el valle inferior a la estación se debe restar a la corrección de bouguer. Como este material no existe realmente debemos sumar su atracción para compensar lo que fue sustraído al hacer la corrección de Bouguer. Por lo tanto la corrección topográfica siempre se suma.

Esta corrección es muy difícil calcularla analíticamente por lo tanto se utiliza un método utilizado por primera vez por Hayford y Bowie se puede dividir toda la superficie de la tierra en zonas o compartimientos, cada cual con una contribución conocida por unidad de elevación media. La corrección total se obtiene sumando las contribuciones de cada compartimiento hasta una distancia en la que el efecto se hace insignificante.

$$\Delta g = \left(\frac{3 \cdot \gamma \cdot r \cdot M_l}{2 \cdot D_l^3} \right) \cdot \left(\cos(2 \cdot \alpha_l) + \frac{1}{3} \right) - \left(\frac{3 \cdot \gamma \cdot r \cdot M_s}{2 \cdot D_s^3} \right) \cdot \left(\cos(2 \cdot \alpha_s) + \frac{1}{3} \right)$$

Corrección de deriva

Se realizan mediciones con el gravímetro en campo y se llevan los datos a una curva en función del tiempo, de esta manera se corrige el efecto del tiempo en las medidas realizadas durante todo un día, a esta grafica se denomina gráfica de deriva.

Corrección de altitud

Esta corrección consta de dos partes la corrección de aire libre, que tiene en cuenta el hecho de que cada estación está más lejos del centro de la tierra que el plano de referencia, y la corrección de Bouguer, que elimina el efecto de la lámina indefinida de terreno que hay entre cada estación y la referencia.

Corrección por latitud

La formula internacional para calcular la variación de la gravedad normal sobre el geoide en función de la latitud ϕ es:

$$G = 978,049 \cdot (1 + 0,0052884 \cdot \text{sen}^2(\phi) - 0,0000059 \cdot \text{sen}^2(2 \cdot \phi))$$

A 45° de latitud la variación es de 0,1 miligales por cada 120 m de desplazamiento en la dirección N – S. El efecto de la latitud es lo suficientemente grande para efectuar su corrección en investigaciones prácticas; por lo tanto es necesario conocer la posición de las estaciones con error menor de 30 m si se quiere tener una precisión del orden de 0,02 miligales. En la práctica se elige una referencia de latitud arbitraria con respecto a la cual se corrigen las lecturas; si la separación en latitud a partir de esta referencia no es mayor de un grado, se puede admitir un gradiente homogéneo, y la corrección de todas las estaciones se realiza simplemente multiplicando aquel gradiente por la distancia N – S de la estación al paralelo de referencia, esta corrección sería:

$$W = 1,307 \cdot \text{sen}(2 \cdot \phi) \text{ Miligales por milla}$$

Corrección de Bouguer

Tiene en cuenta la atracción del material rocoso situado entre el nivel del mar y la estación ubicada a la altitud h . Se basa en la hipótesis de que la superficie de la tierra es horizontal en todas partes a una distancia h por encima del nivel del mar. Las montañas que sobresalen de esta superficie horizontal imaginaria, y los valles que quedan por debajo falsean esta hipótesis, pero su efecto gravitatorio se compensa por la corrección topográfica subsiguiente, y el cálculo de la corrección de Bouguer es:

$$Cb = 2 \cdot \pi \cdot \gamma \cdot \sigma \cdot h$$

Anomalías

La diferencia entre el valor de la gravedad corregida y el valor teórico de la gravedad se denomina anomalía gravitatoria que depende de la situación de la estación. El tipo de anomalía depende de las correcciones que se hallan hecho al valor observado.

- La anomalía de aire libre:

$$A_{al} = \text{Gravedad observada} + \text{Corrección por mareas} + \text{Corrección de aire} - \text{Gravedad teórica}$$

- La anomalía de Bouguer:

$$A_B = \text{Gravedad observada} + \text{Corrección por mareas} + \text{Corrección de aire} - \text{Corrección de Bouguer} + \text{Corrección Topográfica} - \text{Gravedad teórica}$$

Interpretación de los datos gravimétricos

Cuando los valores gravimétricos, después de corregidos, se sitúan en un mapa y se unen mediante curvas de igual valor, se obtiene una representación que solo dará información útil sobre la geología interna del terreno cuando sea analizada mediante técnicas interpretativas apropiadas. Además, en las zonas donde no exista otra información sobre la geología interna, es imposible transformar los datos gravimétricos en apreciaciones exactas de la estructura interna; cuando mas abundantes sean los datos de otras fuentes, menor es el número de cuestiones que han de resolver los datos gravimétricos, y los resultados serán los más exactos. La interpretación de los datos gravimétricos no es un proceso definido que conduce a una respuesta única, sino que está sujeta a numerosas limitaciones que disminuye a medida que aumenta los datos de control independiente de ella. (ver cuadro 5.1)

Rocas/Minerales	Densidades	Rocas/Mienrales	Densidades
Petróleo	0,90	Anhidrita	2,96
Agua	1,00	Diabasa	2,50 – 3,20
Arena seca	1,95 – 2,05	Basalto	2,70 – 3,30
Arena húmeda	1,40 – 1,65	Gabro	2,70 – 3,50
Carbón	1,20 – 1,50	Blenda	4,00
Creta Inglesa	1,94	Calcopirita	4,20
Arenisca	1,80 – 2,70	Cromita	4,50 – 4,80
Sal Gema	2,10 – 2,40	Pirrotita	4,60
Margas de Keuper	2,23 – 2,40	Pirita	5,00
Caliza compacta	2,60 – 2,70	Hematites	5,10
Cuarcita	2,60 – 2,70	Magnetita	5,20
Neis	2,70	Galena	7,50
Granito	2,50 – 2,70		

(D. S. Parasnis.1962).

Cuadro 5.1.- Densidades de algunos minerales y rocas (en $10^{-3} \text{ kg/m}^3 = \text{g/cm}^3$)

Ambigüedad de las informaciones gravimétricas

Para realizar la interpretación de mapas y perfiles gravimétricos en zonas donde no se conocen las estructuras subyacentes, se utiliza en lo posible el método inverso. Desgraciadamente este proceso no es por entero reversible, pues mientras una determinada masa subterránea origina un único y predecible efecto gravitatorio sobre un punto cualquiera de la superficie, un perfil Gravimétrico determinado, a base de solamente de razonamientos físicos, puede ser producido por un número infinito de distribuciones posibles de masas. Para considerar sólo un ejemplo sencillo, imaginemos una esfera en el interior de la corteza; esta esfera originará el mismo perfil de gravedad que un punto, origen de la misma masa, situado en su centro. Si se fijan la masa de la esfera y el centro, la densidad y el radio de la esfera podrán tener infinidad de combinaciones de valores para una misma masa y no sería posible determinar que par de valores sería el correcto solamente por análisis del perfil; si consideramos la densidad podríamos determinar el radio, pero aun así, no podríamos estar seguros de si el cuerpo era una esfera solamente porque el perfil gravimétrico sea mismo que el que produciría una esfera; puede haber distribuciones espaciales de

masas subyacente totalmente distintas de la esfera que pueden dar el mismo perfil gravimétrico.

Skeels en un trabajo titulado “Ambiguity in Gravity Interpretation” este autor demuestra teóricamente y con cierto número de ejemplos, cómo distribuciones de masas muy diferentes pueden dar el mismo perfil gravimétrico en la superficie.

Cualquier control independiente, como el que se obtiene en sondeos o datos sísmicos, reduce enormemente la incertidumbre en la interpretación; en este caso el margen de incertidumbre es reducido y el número de variables queda también reducido hasta el punto que la solución final tiene un significado útil.

Modelo Gravimétrico

Para poder modelar los cuerpos infrayacentes involucrados, se emplean polígonos con el número de lados, densidad y forma apropiada, o bien por secciones laminares semi-infinitas, representativa de las estratos involucrados en una estructura, con el fin de que la curva gravimétrica calculada se aproxime lo más exacto a la curva gravimétrica observada. El método más conocido para realizar este tipo de procesos es el diseñado por Talwani (1959) el cual se adapta a los diferentes tipos de lenguaje de programación dado que la ecuación matemática resultante queda escrita en notación sub-indicial. En la figura 5.1.2 contiene los parámetros de la formula empleada para el cálculo de la componente vertical de la aceleración de la gravedad

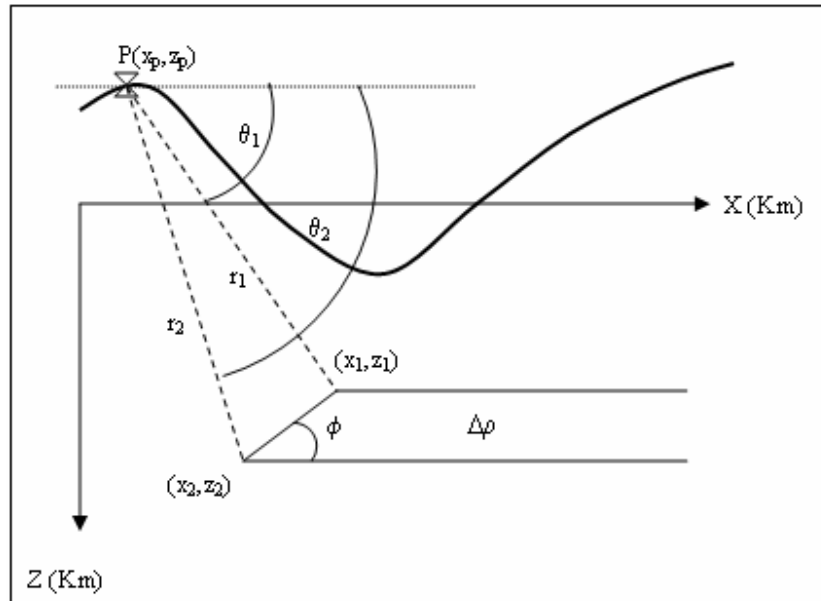


Figura 5.1.2 – Modelo geométrico empleado para el cálculo de la anomalía gravimétrica.

La fórmula correspondiente (Talwani 1959)

$$G = 13,34 \cdot \Delta\rho \cdot [\theta_2 \cdot (z_2 - z_p) - \{(x_1 - x_p)\text{sen}(\phi) + (z_1 - z_p)\text{cos}(\phi)\} \cdot \{\ln(r_2/r_1)\text{sen}(\phi) + (\theta_2 - \theta_1) \cdot \text{cos}(\phi)\}]$$

Donde $\Delta\rho$ expresa el contraste de densidades entre el cuerpo causante de la anomalía y el cuerpo circundante

MÉTODO MAGNÉTICO

El método magnético de prospección tiene de parecido con el método gravimétrico, en que ambos buscan anomalías causadas por cambios de las propiedades físicas de las rocas subyacente, construyen mapas similares y emplean fundamentalmente técnicas de interpretación muy parecidas. Sin embargo el método magnético es más complicado en su interpretación, ya que los efectos de dirección o sea, inclinación y

declinación, tienen especial importancia, en gravimetría solo se mide la magnitud en el sentido de la vertical.

Generalidades sobre el magnetismo

La tierra se comporta como un gran imán y la dirección e intensidad del campo magnético varía considerablemente de un punto a otro de la superficie de la misma. Si se sitúa una pequeña aguja imantada, capaz de girar alrededor de un eje vertical, en un lugar cualquiera no señalará en general hacia el polo Norte geográfico, sino hacia otro punto llamado Polo Norte magnético. La dirección hacia donde señala la brújula, define el meridiano magnético en el punto; el ángulo formado por éste y el meridiano geográfico se llama declinación. La declinación varía de un punto a otro de la superficie terrestre.

Los polos de un imán presentan comportamientos opuestos. Existe una analogía, entre los polos magnéticos y las cargas eléctricas. El polo magnético que señala hacia el Norte terrestre, se denomina polo Norte o polo positivo y el que señala hacia el Sur terrestre, polo Sur o polo negativo.

Polos magnéticos

Una barra imantada donde se espolvorea limaduras de hierro sobre un papel apoyada sobre este imán, tienden a alinearse, las líneas a lo largo de las cuales se orientan las limaduras de hierro se designa generalmente como líneas de fuerza, cada una de estas líneas va de un extremo a otro de la barra imantada, y a estos puntos de la barra, sus extremos, se denominan polos.

Fuerza magnética

Si dos polos, de fuerza P_0 y P , respectivamente, están separados por la distancia r , La constante μ , conocida como la permeabilidad, depende de las propiedades magnéticas

del medio en que los polos están situados. La fuerza F entre ambos estará expresada por la relación

$$F = \left(\frac{1}{\mu} \right) \cdot \left(\frac{P_0 \cdot P}{r^2} \right)$$

Campo magnético

La intensidad del campo magnético en un punto se define como la fuerza por unidad de intensidad de polo que se ejercería cuando un pequeño polo de fuerza P_0 se coloca en dicho punto. La intensidad de un campo magnético se expresa a veces en términos de densidad de líneas de fuerza representativas del campo cuya unidad es 1 oersted. Así, la intensidad del campo debida al polo de fuerza P situado a una distancia r es:

$$H = \frac{F}{P_0} = \frac{P}{\mu \cdot r^2}$$

Momento magnético

Puesto que los polos aislados no son posibles, la entidad magnética básica es el dipolo magnético, que consta de dos polos de igual intensidad P y de signo contrario, separado por una distancia reducida L . El producto $P \cdot L$, intensidad del polo por la distancia se define como M , momento magnético del dipolo.

Intensidad de magnetización

La intensidad de magnetización, I , puede ser considerada como la fuerza inducida en el polo por unidad de superficie, en un área normal al campo inductor.

Inducción magnética

Los polos magnéticos inducidos en una sustancia por un campo externo H originan un campo propio, H' , que está relacionado con la intensidad de magnetización I , por la fórmula (3). El flujo magnético total dentro del material, medido en una pequeña cavidad alargada normalmente al campo, es denominado inducción magnética B del campo exterior.

$$H' = 4 \cdot \pi \cdot I \rightarrow (3)$$

Magnetismo residual

Indica como un cuerpo magnetizable puede quedar polarizado después de dejar de actuar la fuerza magnética originaria. Aunque las rocas, generalmente, son tan poco magnéticas que no cabría esperar en ellas magnetismos residuales, muchos materiales rocosos muestran en el terreno una magnetización que no puede ser explicada por completo por una polarización inducida por el campo terrestre actual. En caso de las rocas ígneas, éstas adquirieron magnetismo residual al enfriarse por debajo del punto de Curie y, muchas veces, este magnetismo es mucho mayor que el inducido. Las rocas sedimentarias presentan con frecuencia magnetismo residual, especialmente las areniscas depositadas en aguas tranquilas, en donde los granos individuales de minerales magnéticos pudieron alinearse en la dirección del campo magnético terrestre.

Propiedades magnéticas de las rocas

El método magnético se basa en la medición precisa de las anomalías locales del campo geomagnético producidas por las variaciones de la intensidad de imanación de las rocas. La imanación de las rocas se debe en parte a la inducción del campo terrestre y en parte a su imanación permanente (remanente). La susceptibilidad de las rocas pertenece a tres categorías diamagnéticas, ferromagnéticas y paramagnéticas.

La susceptibilidad de las rocas depende casi únicamente de la cantidad que contengan de minerales ferrimagnéticos, tamaño de grano de estos, modo de distribución, etc., y es extremadamente variable (D. S. Parasnis.1962).

El Diamagnetismo tiene su origen en el movimiento de un electrón alrededor de un núcleo. Este movimiento constituye una corriente en miniatura cuyo momento magnético es un vector que, en presencia de un campo magnético externo, toma un movimiento de precesión alrededor de este, de acuerdo con el conocido teorema de Lamor. Este movimiento periódico adicional del electrón, produce un momento magnético en sentido opuesto al campo aplicado. No existe un efecto diamagnético en todas las sustancias, pero el diamagnetismo puro solo aparece si los momentos magnéticos son nulos en ausencia del campo exterior, como ocurre en los átomos o iones que poseen capas electrónicas completas (D. S. Parasnis.1962).

La susceptibilidad de las sustancias paramagnéticas es positiva y es inversamente proporcional a la temperatura absoluta (Ley de Curie-Weiss). El paramagnetismo hace su aparición cuando los átomos o moléculas de una sustancia poseen un momento magnético en ausencia de campo exterior y además la interacción magnética entre los átomos es débil. Normalmente los momentos están distribuidos al azar, pero al aplicar un campo tienden a alinearse paralelamente a la dirección del campo. Muchas rocas descritas como paramagnéticas, como por ejemplo neises, pegmatitas, dolomias, sienitas, no parecen serlo verdaderamente, es decir que su paramagnetismo no es intrínseco, sino que es una manifestación, bien de ferromagnetismo débil (D. S. Parasnis.1962).

Los átomos de los materiales ferromagnéticos poseen momento magnético y la interacción de los átomos vecinos es tan fuerte, que los momentos de todos los átomos de cada región, llamada dominio, se orientan hacia la misma dirección, aunque no exista campo exterior. Esta interacción, en los elementos Fe, Co y Ni, tiene lugar entre los espines no compensados entre los subpisos 3-d de sus átomos. Por lo

tanto, puede existir un estado de imanación espontánea, consistente en la colocación ordenada de los momentos magnéticos de todos los átomos. El ferromagnetismo desaparece por encima de una temperatura denominada punto de Curier. No existen rocas, ni minerales constituyentes, que sean verdaderamente ferromagnético (D. S. Parasnis.1962). (ver cuadro 5.2.2)

Roca	Susceptibilidad	Roca	Susceptibilidad
Grafito	-100	Gabro	4000 a 90000
Cuarzo	-15.1	Dolomía	20000
Anhidrita	-14.1	Pirita	1500
Sal de Roca	-10.3	Pirrotita	600 a 60000
Mármol	-9.4	Hematites	2500 a 40000
Granito	1000 a 15000	Ilmenita	3×10^5 a 4×10^6
Basalto	1500 a 25000	Magnetita	1.3×10^6 a 1.5×10^7
Pegmatita	3000 a 75000		

(D. S. Parasnis.1962)

Cuadro 5.2.2.- Susceptibilidades Magnéticas (en unidades racionalizadas 10^6)

El campo geomagnético

El campo geomagnético puede ser representado formalmente, con mucha aproximación, por el campo de un dipolo ubicado en el centro de la tierra, con su momento magnético apuntando al Sur geográfico. Físicamente el origen del campo parece ser un sistema de corrientes eléctricas que circulan por el interior de la tierra. En cualquier punto de la superficie terrestre, el campo geomagnético queda completamente especificado por la componente horizontal (H) y vertical (Z) de la densidad de flujo y por la declinación (D) al Este o al Oeste del Norte verdadero. Z se considera positiva si está dirigida hacia abajo como suele ocurrir en el hemisferio Norte, y negativa si apunta hacia arriba, como en el hemisferio Sur. El campo terrestre no es constante en ningún punto de la superficie, sino que sufre variaciones de distintos períodos. Desde el punto de vista de la geofísica aplicada, las más importantes de estas variaciones son la variación diurna y las tormentas magnéticas (D. S. Parasnis.1962).

Instrumentos de prospección magnética.

Instrumento de aguja sobre eje.

Es una aguja magnética dispuesta de modo que pueda girar alrededor de un eje pivote. El instrumento más antiguo de este tipo es probablemente la brújula minera sueca, cuya aguja puede girar tanto en el plano vertical como horizontal, y colocarse en la dirección del vector de intensidad total (D. S. Parasnis.1962).

Variómetros del tipo Schmidt.

En el variómetro de schmidt para la componente Z un sistema magnético (imán) oscila libremente, apoyado en cuchillas de ágata, en un plano vertical, como la cruz de una balanza. En la estación de referencia, se ajusta la posición de equilibrio (desplazado el centro de gravedad) de modo que sea horizontal, y las desviaciones respecto a esta posición, en otras estaciones, se mide con un telescopio autocolimador. Las lecturas obtenidas, multiplicado por la constante de calibrado, dan los valores de Z en unidades apropiadas. Con el objeto de eliminar la influencia de H, el sistema magnético se orienta siempre en ángulo recto con el meridiano magnético mientras se efectúan las mediciones (D. S. Parasnis.1962).

Variómetros de compensación.

Estos instrumentos son semejantes a los Variómetros de Schmith pero en vez de medir la inclinación del sistema respecto de la horizontal, miden la fuerza necesaria para devolverlo a dicha posición. Generalmente la aguja magnética pende de finos hilos en vez de apoyarse en cuchillas y la fuerza restauradora se obtiene mediante el giro o desplazamiento de imanes compensadores (D. S. Parasnis.1962).

Instrumentos de saturación.

En estos aparatos (llamados “flux-gate magnetometers”, en inglés) se aprovecha la circunstancia de que campos magnéticos tan pequeños como el terrestre inducen, en ciertos materiales de gran permeabilidad, densidades de flujo que representan una fracción apreciable de la densidad de saturación. La forma de onda de corriente alterna obtenida en bobinas con núcleos de estos materiales, resulta distorsionada si se superpone un campo magnético estacionario. Esta distorsión puede utilizarse para medir dicho campo estacionario, por medio de un instrumento de medida o un registrador, conectados a la salida de circuitos amplificadores y rectificadores adecuados (D. S. Parasnis.1962).

Magnetómetro de precisión protónica libre.

Este instrumento se basa en el fenómeno de resonancia magnética nuclear. Se aplica un campo magnético intenso a una botella de agua, por medio de una bobina arrollada sobre ella. Los protones, a causa de sus espines, se orientan paralelamente a este campo, pero tan pronto como es suprimido, los espines comienzan un movimiento de precesión alrededor del campo terrestre, de acuerdo con el teorema de Larmor, e inducen en la bobina una tensión pequeña. La frecuencia de esta tensión, que puede ser medida, es γT , donde γ es la constante girométrica de los protones y T el campo geomagnético total (densidad de flujo) una ventaja de este magnetómetro es que no requiere nivelación (D. S. Parasnis.1962).

Trabajo de Campo.

Una vez escogida la zona que va ser estudiada por el método magnético, se estaca sobre el terreno una línea base paralela al rumbo de las formaciones geológicas y se efectúan observaciones a intervalos regulares sobre perfiles perpendiculares a la línea base. Se elige además un punto de referencia o base, alejada de perturbaciones

artificiales, tales como ferrocarril, líneas de alta tensión, etc., y los valores del campo magnético en todos los demás puntos se miden como diferencias positivas o negativas respecto del campo en este punto base. La base puede ser cualquier punto dentro o fuera de la zona de estudio pero es conveniente para él tomar un punto que este dentro de la zona o lo más cerca posible de ella, y donde se sepa que el campo magnético es aproximadamente, el campo normal (D. S. Parasnis.1962)

En general, cada serie de observaciones con magnetómetros requiere de las observaciones siguientes: (1) Para eliminar las variaciones diurnas del campo terrestre, se mantiene un instrumento auxiliar en alguna estación conveniente, situada dentro de la zona, y es leído a intervalos de tiempo. La diferencia algebraica entre las lecturas de este instrumento en un instante cualquiera t y el momento tomado como origen $t = 0$ (corregido si es necesario, del coeficiente de temperatura) se resta de la lectura en la estación de campo observada en el mismo instante t . (2) Si se conoce el coeficiente de temperatura del instrumento de campo puede corregirse la influencia de los cambios de temperatura del instrumento, sin embargo, la mayoría de los instrumentos modernos tienen compensación por temperatura, por lo que la corrección es despreciable (D. S. Parasnis.1962).

ANEXO

Tabla 5.2.3

Datos de las estaciones gravimétricas.

Estación	longitud	latitud	Altura	Gravedad	G teórica	Cal	Ct	Cb	AB
300	-67.3474	10.2669	614	978050.47	978196.72	189.48	8.90	-68.71	-16.58
301	-67.3546	10.2734	629	978049.08	978196.92	194.11	15.43	-70.38	-8.69
302	-67.3634	10.2722	648	978044.50	978196.88	199.97	16.62	-72.51	-8.31
303	-67.3721	10.2729	664	978041.67	978196.91	204.91	16.11	-74.30	-8.52
304	-67.3748	10.2806	672	978039.31	978197.15	207.38	14.37	-75.20	-11.29
305	-67.3731	10.2881	684	978037.62	978197.39	211.08	13.22	-76.54	-12.00
306	-67.3695	10.2953	692	978035.85	978197.62	213.55	13.16	-77.43	-12.49
307	-67.3691	10.2203	724	978031.76	978195.25	223.43	7.00	-81.02	-14.08
308	-67.3704	10.3124	739	978038.42	978198.16	228.06	21.45	-82.69	7.07
309	-67.3734	10.3198	771	978034.63	978198.39	237.93	27.40	-86.27	15.28
310	-67.3763	10.3276	787	978056.71	978198.64	242.87	36.17	-88.07	49.04
311	-67.3805	10.3298	910	978046.85	978198.71	280.83	25.20	-101.83	52.34
312	-67.3850	10.3310	1044	978028.39	978198.75	322.18	13.21	-116.82	48.20
313	-67.3888	10.3386	1122	978019.30	978198.99	346.25	15.08	-125.55	56.09
314	-67.3900	10.3413	1264	978001.55	978199.08	390.07	8.67	-141.44	59.77
315	-67.3901	10.3450	1428	977976.72	978199.19	440.68	10.08	-159.79	68.50
316	-67.3893	10.3528	1541	977963.90	978199.44	475.55	11.26	-172.44	78.83
317	-67.3873	10.3646	1590	977867.99	978199.82	490.67	13.27	-177.92	-5.81
318	-67.3910	10.3714	1580	977859.91	978200.04	487.59	21.69	-176.80	-7.65
319	-67.3875	10.3761	1620	977845.65	978200.19	499.93	22.20	-181.28	-13.68
320	-67.3801	10.3747	1660	977831.75	978200.14	512.28	17.33	-185.75	-24.54
321	-67.3734	10.3783	1680	977825.39	978200.26	518.45	21.65	-187.99	-22.76
322	-67.3694	10.3858	1770	977805.16	978200.50	546.22	23.30	-198.06	-23.88
323	-67.3712	10.3902	1930	977763.38	978200.64	595.60	15.71	-215.97	-41.92
324	-67.3892	10.3497	1485	977722.42	978199.34	458.27	10.20	-166.17	-174.63
325	-67.3685	10.4022	1900	977752.06	978201.02	586.34	20.18	-212.61	-55.05
326	-67.3680	10.4030	1950	977758.20	978201.05	601.77	25.19	-218.20	-34.09
327	-67.3600	10.3938	2260	977688.93	978200.75	697.44	40.01	-252.89	-27.27
328	-67.3537	10.3892	2280	977656.61	978200.61	703.61	35.19	-255.13	-60.33
329	-67.3458	10.3913	2345	977645.82	978200.67	723.67	41.34	-262.40	-52.26
330	-67.3389	10.3969	2210	977672.95	978200.85	682.01	26.24	-247.30	-66.95
331	-67.3326	10.3968	2255	977681.17	978200.85	695.89	31.63	-252.33	-44.50
332	-67.3271	10.3982	2200	977693.63	978200.89	678.92	33.96	-246.18	-40.56
333	-67.3596	9.9529	515	978086.50	978186.94	158.93	1.11	-57.63	1.97
334	-67.3524	9.9481	520	978088.43	978186.79	160.47	1.24	-58.19	5.17
335	-67.3439	9.9454	420	978087.17	978186.71	129.61	2.54	-47.00	-14.38

Fuente: Delgado, J.; Prada, G.; Yépez, S. (2005).

Datos de las estaciones gravimétricas.

Estación	longitud	latitud	Altura	Gravedad	G teórica	Cal	Ct	Cb	AB
336	-67.3357	9.9456	410	978088.06	978186.71	126.53	2.93	-45.88	-15.07
337	-67.3312	9.9527	470	978088.69	978186.93	145.04	1.31	-52.59	-4.48
338	-67.3267	9.9567	450	978090.58	978187.05	138.87	2.39	-50.35	-5.57
339	-67.3258	9.9539	430	978091.04	978186.97	132.70	2.93	-48.12	-8.42
340	-67.3254	9.9661	475	978089.29	978187.34	146.59	2.76	-53.15	-1.86
341	-67.3250	9.9723	470	978087.67	978187.53	145.04	4.59	-52.59	-2.82
342	-67.3193	9.9779	480	978086.99	978187.70	148.13	4.40	-53.71	-1.90
343	-67.3126	9.9844	490	978083.55	978187.90	151.21	4.95	-54.83	-3.02
344	-67.3062	9.9905	535	978079.35	978188.09	165.10	3.55	-59.87	0.04
345	-67.3031	9.9971	530	978077.32	978188.29	163.56	4.96	-59.31	-1.77
346	-67.2984	10.0031	570	978070.17	978188.48	175.90	4.27	-63.78	-1.92
347	-67.3023	10.0093	650	978054.26	978188.67	200.59	1.87	-72.73	-4.69
348	-67.3043	10.0164	690	978043.42	978188.89	212.93	2.45	-77.21	-7.29
349	-67.3079	10.0209	720	978039.70	978189.03	222.19	3.26	-80.57	-4.45
350	-67.3048	10.0278	680	978026.21	978189.24	209.85	12.24	-76.09	-17.04
351	-67.3104	10.0312	730	978015.18	978189.35	225.28	12.27	-81.69	-18.30
352	-67.3128	10.0358	910	978000.20	978189.49	280.83	6.41	-101.83	-3.88
353	-67.3419	10.2171	560	978059.16	978195.15	172.82	2.45	-62.66	-23.38
354	-67.3499	10.2138	570	978058.94	978195.04	175.90	2.09	-63.78	-21.89
355	-67.3574	10.2097	565	978060.23	978194.91	174.36	2.11	-63.22	-21.43
356	-67.3621	10.2023	550	978060.46	978194.68	169.73	2.38	-61.54	-23.65
357	-67.3650	10.1946	540	978059.78	978194.44	166.64	2.86	-60.43	-25.58
358	-67.3722	10.1901	540	978060.29	978194.30	166.64	2.50	-60.43	-25.29
359	-67.3762	10.1841	540	978061.46	978194.11	166.64	2.68	-60.43	-23.75
360	-67.3798	10.1802	545	978059.29	978193.99	168.19	2.54	-60.99	-24.95
361	-67.3772	10.1773	550	978057.29	978193.90	169.73	3.36	-61.54	-25.06
362	-67.3715	10.1710	600	978050.20	978193.70	185.16	5.77	-67.14	-19.70
363	-67.3684	10.1655	710	978030.83	978193.53	219.11	3.99	-79.45	-19.06
364	-67.3644	10.1614	780	978003.55	978193.40	240.71	3.60	-87.28	-32.82
365	-67.3564	10.1617	790	978017.72	978193.41	243.79	3.85	-88.40	-16.45
366	-67.3483	10.1599	750	978022.56	978193.35	231.45	8.52	-83.92	-14.74
367	-67.3409	10.1575	755	978029.69	978193.28	232.99	10.44	-84.48	-4.63
368	-67.3796	10.1803	545	978059.27	978193.99	168.19	2.56	-60.99	-24.97
369	-67.3335	10.1571	725	978030.09	978193.26	223.74	13.91	-81.13	-6.66
370	-67.3256	10.1573	700	978033.02	978193.27	216.02	16.55	-78.33	-6.01

Fuente: Delgado, J.; Prada, G.; Yépez, S. (2005).

Datos de las estaciones gravimétricas.

Estación	longitud	latitud	Altura	Gravedad	G teórica	Cal	Ct	Cb	AB
371	-67.3215	10.1559	690	978035.44	978193.22	212.93	17.91	-77.21	-4.15
372	-67.3256	10.1634	740	978027.10	978193.46	228.36	11.16	-82.81	-9.65
373	-67.3361	10.2288	570	978057.88	978195.52	175.90	2.62	-63.78	-22.90
374	-67.3410	10.2352	580	978054.38	978195.72	178.99	2.91	-64.90	-24.34
375	-67.3468	10.2429	585	978053.56	978195.96	180.53	4.07	-65.46	-23.26
376	-67.3500	10.2512	725	978051.44	978196.22	223.74	4.87	-81.13	2.69
377	-67.3458	10.2600	605	978049.44	978196.50	186.70	10.20	-67.70	-17.86
378	-67.3465	10.2697	610	978050.30	978196.80	188.25	9.96	-68.26	-16.56
379	-67.3396	10.2769	880	978048.00	978197.03	271.57	8.23	-98.47	32.29
380	-67.3342	10.2855	655	978043.66	978197.31	202.13	11.61	-73.29	-13.20
381	-67.3297	10.2939	690	978034.68	978197.57	212.93	9.89	-77.21	-17.28
382	-67.3238	10.3012	730	978027.97	978197.80	225.28	9.19	-81.69	-17.05
383	-67.3189	10.3096	725	978029.43	978198.07	223.74	13.16	-81.13	-12.87
384	-67.3190	10.3191	760	978024.39	978198.37	234.54	10.33	-85.04	-14.16
385	-67.3188	10.3261	870	978007.84	978198.59	268.48	9.31	-97.35	-10.31
386	-67.3177	10.3287	960	977988.53	978198.68	296.26	7.57	-107.42	-13.75
387	-67.3168	10.3318	1070	977965.88	978198.77	330.20	7.72	-119.73	-14.71
388	-67.3153	10.3350	1190	977942.87	978198.88	367.23	10.38	-133.16	-11.56
389	-67.3156	10.3427	1360	977915.67	978199.12	419.70	12.51	-152.18	-3.43
390	-67.3208	10.3500	1470	977886.46	978199.36	453.64	12.47	-164.49	-11.27
391	-67.3187	10.3539	1580	977869.40	978199.48	487.59	18.07	-176.80	-1.23
392	-67.3195	10.3607	1690	977838.45	978199.70	521.53	21.39	-189.11	-7.43
2001	-67.2566	10.1064	660	978065.11	978191.68	203.68	1.95	-73.85	5.20
2002	-67.2635	10.1040	600	978060.37	978191.60	185.16	2.76	-67.14	-10.46
2003	-67.2708	10.0997	630	978055.56	978191.47	194.42	2.81	-70.50	-9.18
2004	-67.2813	10.1011	670	978039.23	978191.51	206.76	5.98	-74.97	-14.51
2005	-67.2927	10.0993	860	978016.64	978191.46	265.40	1.73	-96.23	-3.93
2006	-67.3017	10.0947	815	978019.67	978191.32	251.51	3.55	-91.20	-7.79
2007	-67.3103	10.0889	820	978016.07	978191.14	253.05	3.65	-91.76	-10.13
2008	-67.3176	10.0835	800	978019.01	978190.97	246.88	5.68	-89.52	-8.91
2009	-67.3267	10.0830	818	978015.78	978190.95	252.43	5.48	-91.53	-8.79
2011	-67.3365	10.0808	670	978038.03	978190.89	206.76	20.85	-74.97	-0.22
2012	-67.3473	10.0836	660	978038.94	978190.97	203.68	20.17	-73.85	-2.04
2013	-67.3565	10.0818	650	978043.12	978190.91	200.59	16.31	-72.73	-3.62
2014	-67.3685	10.0794	640	978044.81	978190.84	197.50	10.10	-71.62	-10.04

Fuente: Delgado, J.; Prada, G.; Yépez, S. (2005).

Datos de las estaciones gravimétricas.

Estación	longitud	latitud	Altura	Gravedad	G teórica	Cal	Ct	Cb	AB
2015	-67.3770	10.0740	630	978046.75	978190.67	194.42	10.29	-70.50	-9.72
2018	-67.3855	10.0731	620	978047.63	978190.64	191.33	6.57	-69.38	-14.50
2019	-67.3849	10.1087	640	978040.52	978191.75	197.50	4.80	-71.62	-20.53
2020	-67.3828	10.0997	620	978044.53	978191.47	191.33	2.69	-69.38	-22.30
2021	-67.3859	10.0909	605	978047.31	978191.20	186.70	2.56	-67.70	-22.33
2022	-67.3914	10.0835	600	978048.72	978190.97	185.16	2.57	-67.14	-21.66
2023	-67.3978	10.0763	615	978047.56	978190.75	189.79	3.22	-68.82	-19.00
2024	-67.4118	10.0772	610	978046.73	978190.77	188.25	3.42	-68.26	-20.64
2025	-67.4269	10.0749	570	978053.26	978190.70	175.90	4.83	-63.78	-20.49
2026	-67.4384	10.0665	565	978055.30	978190.44	174.36	3.87	-63.22	-20.14
2027	-67.4507	10.0609	555	978057.90	978190.27	171.27	3.21	-62.10	-19.99
2028	-67.4651	10.0575	545	978059.18	978190.16	168.19	1.85	-60.99	-21.93
2029	-67.4710	10.0444	530	978062.69	978189.76	163.56	1.76	-59.31	-21.05
2035	-67.4011	10.5304	20	978224.70	978205.15	6.17	16.72	-2.24	40.20
2036	-67.3947	10.5233	300	978179.65	978204.92	92.58	7.53	-33.57	41.27
2037	-67.3876	10.5276	370	978165.07	978205.06	114.18	10.35	-41.40	43.14
2038	-67.3794	10.5291	370	978175.35	978205.11	114.18	9.63	-41.40	52.64
2039	-67.3743	10.5331	240	978223.86	978205.24	74.06	10.12	-26.86	75.94
2040	-67.3677	10.5329	255	978193.82	978205.23	78.69	10.54	-28.53	49.28
2041	-67.3593	10.5336	380	978173.79	978205.25	117.27	13.13	-42.52	56.41
2042	-67.3510	10.5355	290	978173.05	978205.32	89.49	11.67	-32.45	36.45
2043	-67.3448	10.5313	160	978187.97	978205.18	49.38	8.58	-17.90	22.84

Fuente: Delgado, J.; Prada, G.; Yépez, S. (2005).

Datos de las estaciones magnéticas.

Estación	longitud	latitud	Altura	Ltec Mag Gammas	Lect corregida
300	-67.3474	10.2669	614	34372.60	34376.80
301	-67.3546	10.2734	629	34091.60	34099.31
302	-67.3634	10.2722	648	34105.60	34116.11
303	-67.3721	10.2729	664	34205.60	34217.28
304	-67.3748	10.2806	672	34149.80	34164.28
305	-67.3731	10.2881	684	34073.00	34088.65
306	-67.3695	10.2953	692	34051.00	34067.81
307	-67.3691	10.2203	724	34101.20	34120.58
308	-67.3704	10.3124	739	34083.16	34103.22
309	-67.3734	10.3198	771	34067.02	34090.62
310	-67.3763	10.3276	787	34177.86	34205.39
311	-67.3805	10.3298	910	34066.66	34098.12
312	-67.3850	10.3310	1044	34057.92	34093.71
313	-67.3888	10.3386	1122	34089.28	34129.79
314	-67.3900	10.3413	1264	34068.08	34112.91
315	-67.3901	10.3450	1428	34107.16	34155.93
316	-67.3893	10.3528	1541	34147.78	34201.27
317	-67.3873	10.3646	1590	34067.40	34066.29
318	-67.3910	10.3714	1580	34053.70	34050.13
319	-67.3875	10.3761	1620	34062.90	34058.38
320	-67.3801	10.3747	1660	34063.22	34057.59
321	-67.3734	10.3783	1680	34060.32	34052.95
322	-67.3694	10.3858	1770	34141.04	34132.87
323	-67.3712	10.3902	1930	34248.42	34239.46
324	-67.3892	10.3497	1485	34051.20	34041.53
325	-67.3685	10.4022	1900	34160.88	34150.26
326	-67.3680	10.4030	1950	34091.70	34080.12
327	-67.3600	10.3938	2260	34063.98	34051.14
328	-67.3537	10.3892	2280	34073.26	34059.62
329	-67.3458	10.3913	2345	34062.64	34048.45
330	-67.3389	10.3969	2210	34220.00	34205.01
331	-67.3326	10.3968	2255	33938.94	33923.32
332	-67.3271	10.3982	2200	34027.74	34011.57
333	-67.3596	9.9529	515	35662.40	35662.79
334	-67.3524	9.9481	520	33837.76	33838.30
335	-67.3439	9.9454	420	34533.20	34533.85
336	-67.3357	9.9456	410	33872.80	33873.61

Fuente: Delgado, J.; Prada, G.; Yépez, S. (2005).

Datos de las estaciones magnéticas.

Estación	longitud	latitud	Altura	Ltec Mag Gammas	Lect corregida
337	-67.3312	9.9527	470	33743.40	33744.33
338	-67.3267	9.9567	450	33785.60	33786.65
339	-67.3258	9.9539	430	34003.80	34005.02
340	-67.3254	9.9661	475	33852.56	33853.96
341	-67.3250	9.9723	470	33839.10	33840.68
342	-67.3193	9.9779	480	33860.70	33862.42
343	-67.3126	9.9844	490	33871.72	33873.61
344	-67.3062	9.9905	535	33859.60	33861.63
345	-67.3031	9.9971	530	33835.70	33837.84
346	-67.2984	10.0031	570	33874.18	33876.51
347	-67.3023	10.0093	650	33845.54	33848.05
348	-67.3043	10.0164	690	33842.40	33845.07
349	-67.3079	10.0209	720	33862.22	33865.00
350	-67.3048	10.0278	680	33845.88	33848.76
351	-67.3104	10.0312	730	33843.60	33843.81
352	-67.3128	10.0358	910	33839.38	33839.62
353	-67.3419	10.2171	560	33840.40	33836.67
354	-67.3499	10.2138	570	33971.40	33965.57
355	-67.3574	10.2097	565	33772.60	33764.43
356	-67.3621	10.2023	550	34255.40	34245.60
357	-67.3650	10.1946	540	33739.60	33727.70
358	-67.3722	10.1901	540	34276.40	34262.87
359	-67.3762	10.1841	540	33972.20	33956.33
360	-67.3798	10.1802	545	34235.00	34216.80
361	-67.3772	10.1773	550	33923.60	33903.53
362	-67.3715	10.1710	600	33965.60	33943.20
363	-67.3684	10.1655	710	33961.60	33936.63
364	-67.3644	10.1614	780	34005.74	33977.97
365	-67.3564	10.1617	790	33947.00	33915.73
366	-67.3483	10.1599	750	33751.20	33717.60
367	-67.3409	10.1575	755	34295.00	34257.43
368	-67.3796	10.1803	545	34151.00	34152.50
369	-67.3335	10.1571	725	33933.82	33936.59
370	-67.3256	10.1573	700	33931.84	33935.61
371	-67.3215	10.1559	690	33883.20	33888.08
372	-67.3256	10.1634	740	33917.78	33926.32
373	-67.3361	10.2288	570	33457.20	33446.40

Fuente: Delgado, J.; Prada, G.; Yépez, S. (2005).

Datos de las estaciones magnéticas.

Estación	longitud	latitud	Altura	Ltec Mag Gammas	Lect corregida
374	-67.3410	10.2352	580	33203.20	33180.05
375	-67.3468	10.2429	585	33650.60	33617.17
376	-67.3500	10.2512	725	33189.20	33145.99
377	-67.3458	10.2600	605	34163.60	34111.65
378	-67.3465	10.2697	610	32507.80	32441.96
379	-67.3396	10.2769	880	34196.40	34125.42
380	-67.3342	10.2855	655	35078.00	35000.85
381	-67.3297	10.2939	690	33830.00	33748.22
382	-67.3238	10.3012	730	32443.80	32356.87
383	-67.3189	10.3096	725	36081.40	36087.75
384	-67.3190	10.3191	760	34328.96	34338.06
385	-67.3188	10.3261	870	33733.06	33745.55
386	-67.3177	10.3287	960	33734.74	33750.19
387	-67.3168	10.3318	1070	34086.42	34105.26
388	-67.3153	10.3350	1190	34089.54	34111.34
389	-67.3156	10.3427	1360	33989.90	34014.24
390	-67.3208	10.3500	1470	34087.16	34114.25
391	-67.3187	10.3539	1580	34044.42	34074.05
392	-67.3195	10.3607	1690	34168.00	34200.59

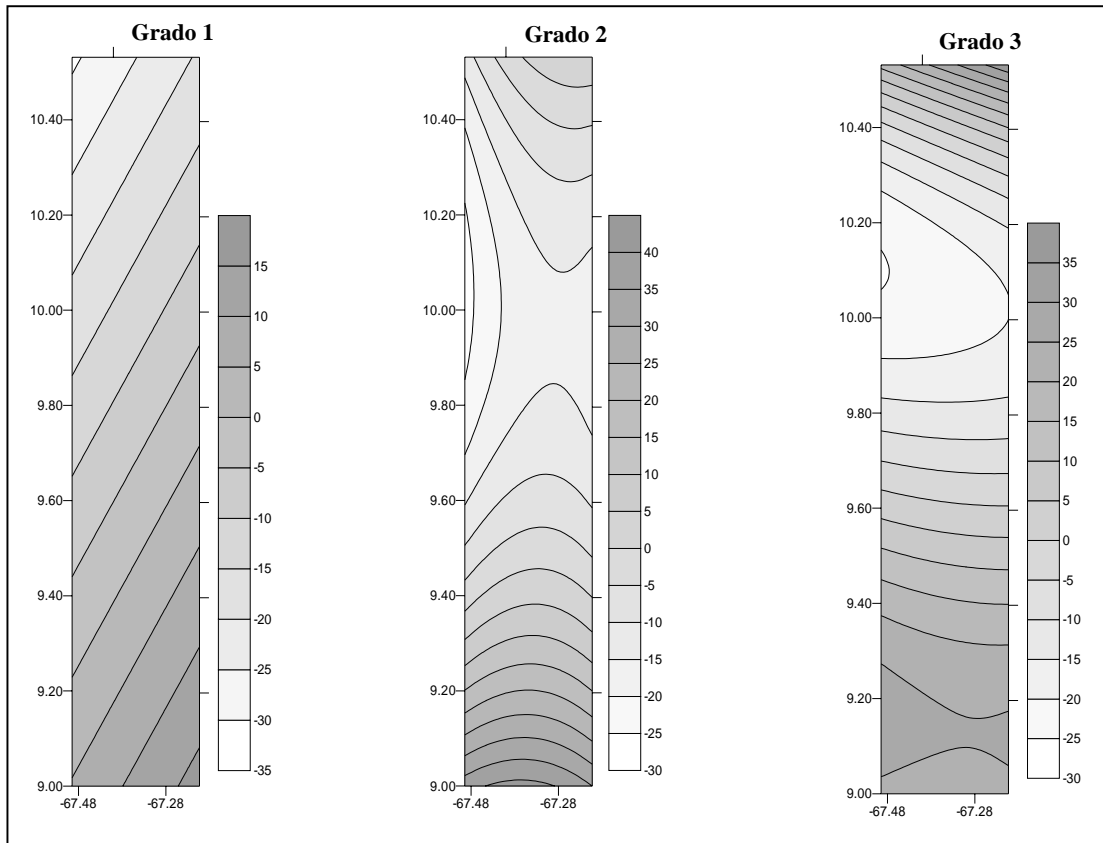
Fuente: Delgado, J.; Prada, G.; Yépez, S. (2005).

Datos de las estaciones base.

Base	Lat	Long	Cota	Gravedad
La Victoria	9.1901	-67.4415	558.5	978058.183
San Juan	9.9164	-67.3523	438.3	978080.930
La Escuelita	10.3571	-67.3896	1604.0	977863.390
Pico Codazzi	10.3983	-67.3271	2097.0	977771.440
Bomba	10.4239	-67.2395	2084.0	977789.232
Pto Cruz	10.5291	-67.3329	283.0	978176.721

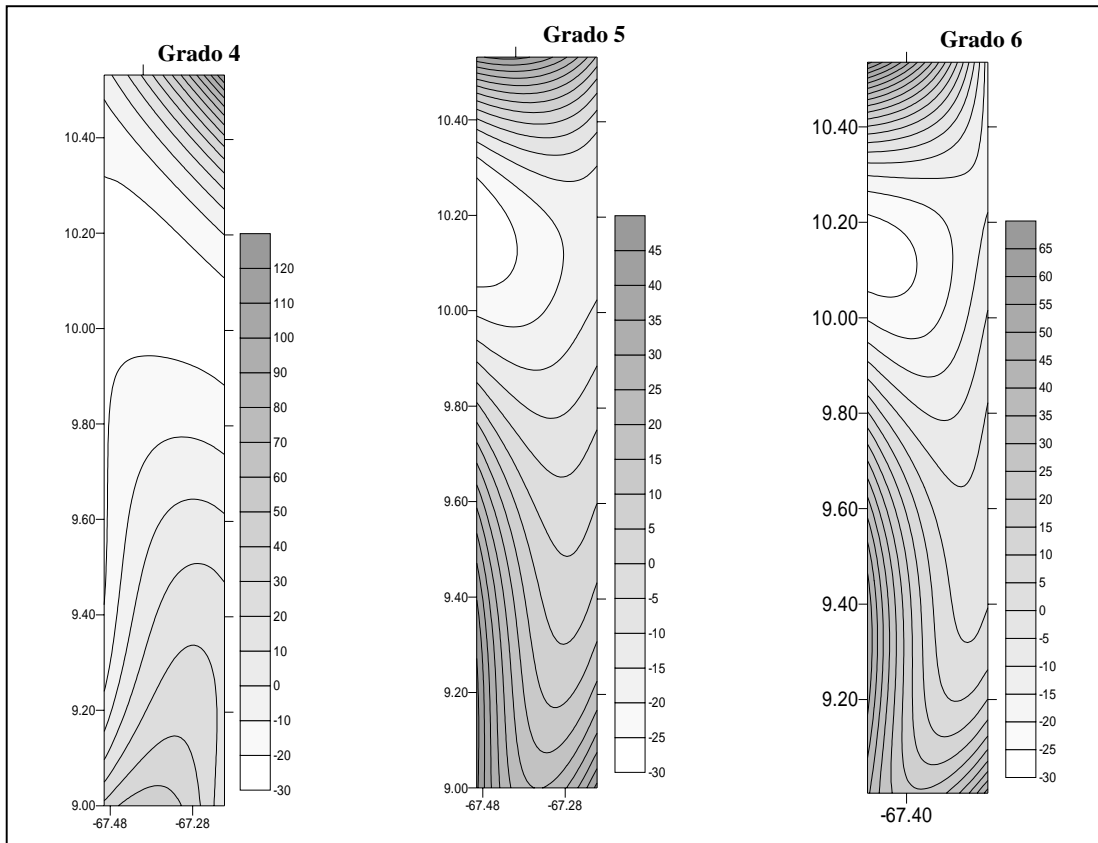
Fuente: Delgado, J.; Prada, G.; Yépez, S. (2005).

Figura 5.1.3
Mapas regionales en miligales



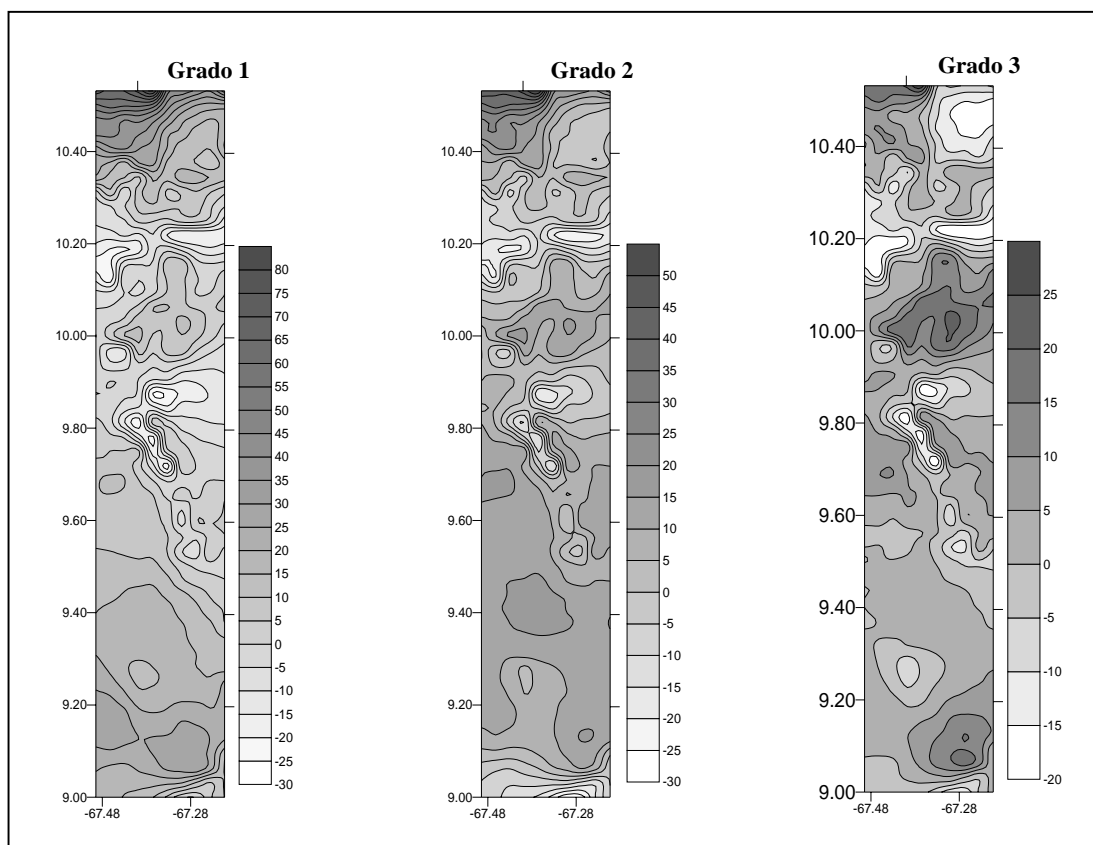
Fuente: Delgado, J.; Prada, G.; Yépez, S. (2005).

Figura 5.1.4.
Mapas regionales en miligales



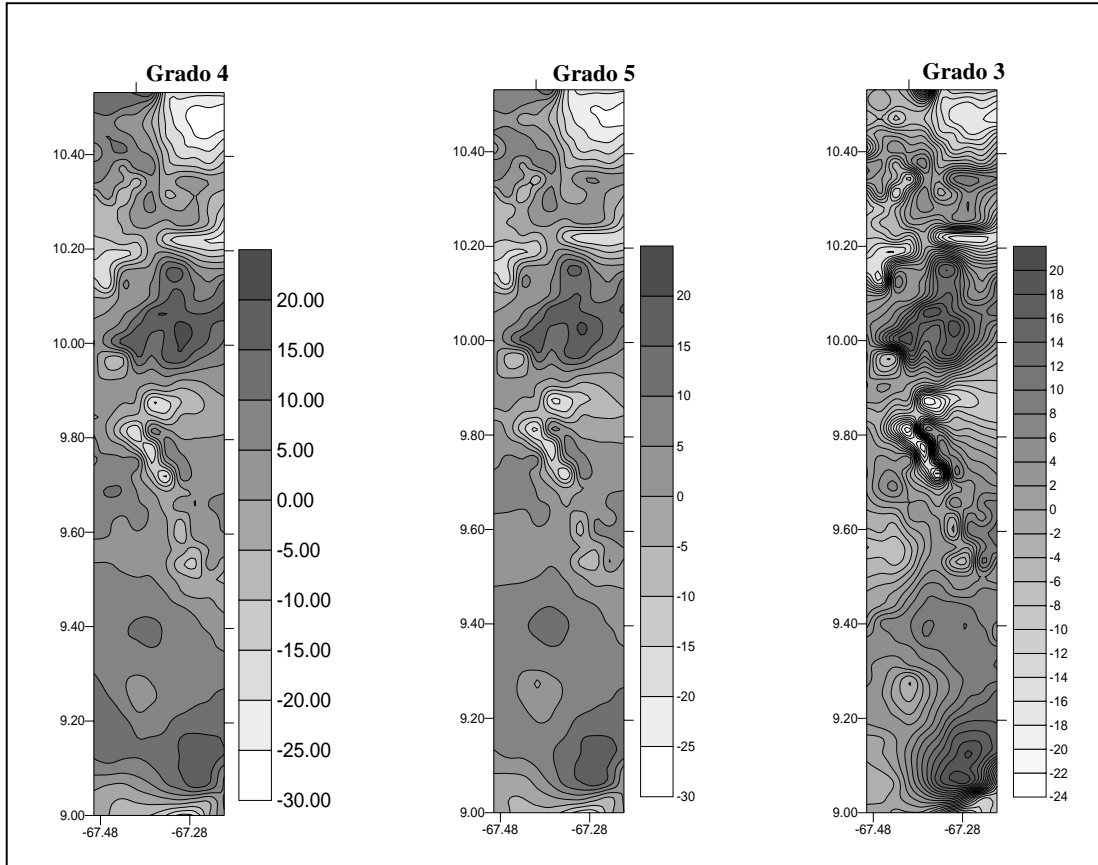
Fuente: Delgado, J.; Prada, G.; Yépez, S. (2005).

Figura 5.1.5
Mapas residuales en miligales.



Fuente: Delgado, J.; Prada, G.; Yépez, S. (2005).

Figura 5.1.6.
Mapas residuales en miligales.



Fuente: Delgado, J.; Prada, G.; Yépez, S. (2005).