

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

INTEGRACIÓN GEOLÓGICA DE LA REGIÓN COMPRENDIDA ENTRE PALMASOLA, MORÓN Y VALENCIA, ESTADOS YARACUY Y CARABOBO

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Para optar al Título de Ingeniero Geólogo
Por la Br. YNFANTE MARIELA C.

Caracas, julio de 2017.

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

INTEGRACIÓN GEOLÓGICA DE LA REGIÓN COMPRENDIDA ENTRE PALMASOLA, MORÓN Y VALENCIA, ESTADOS YARACUY Y CARABOBO

TUTOR: DR. FRANCO URBANI

TUTOR INDUSTRIAL: ING. PEDRIMAR DÍAZ

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Para optar al Título de Ingeniero Geólogo
Por la Br. YNFANTE MARIELA C.

Caracas, julio de 2017.

“Los ideales que iluminan mi camino y una y otra vez me han dado coraje para enfrentar la vida con alegría han sido: la amabilidad, la belleza y la verdad.”

“No te esfuerces por ser exitoso, más bien por ser de valor.”

Albert Einstein (1879-1955)

AGRADECIMIENTOS

A Dios por ser una fuerza extrasensorial y omnipotente que me da fundamento, fuerza, esperanza, fe y que me permite accionar. Me bendice todos los días con buena salud y con buen espíritu.

A Zulai Ynfante, mi mami, la mujer más buena que he conocido; por tener siempre fortaleza, ante todo, por dar el mejor ejemplo de humanidad, por consentirme, apoyarme excesivamente, por siempre creer en mí y por estar ahí detrás de mí.

A mi familia entera: mis tías súper especiales y ejemplos de vida, a mi papá por su apoyo económico hasta el final (sin reproches), a Kim! por convertirse en otro motor de mi vida y una fuente de amor sin igual.

A Rafael quien sin planearlo se caló más de la mitad de esta carrera conmigo, me enseñó a dar la pelea en todo momento, a “morir con las botas puestas”, a ser eficiente, fuerte y a hacer lo que se debe hacer en el momento que corresponde. En el proceso, se convirtió en un príncipe para mí, al tratarme como una princesa; nos hicimos panas, amigos, asistentes, acompañantes, cachifos, ¡a veces enemigos!, novios y sobre todo fans de nuestras sonrisas y nuestros maravillosos momentos. ¡Vamos por más!

¡A Darna por ser tan insoportablemente especial!, para ella la palabra amiga se queda corta ya que a lo largo de estos años se ha convertido en mi hermana mayor, al siempre estar allí preocupándose y ocupándose por mí. Ella es intensa en todo lo que hace y sobre todo en su capacidad de dar a los demás una ayuda, una palabra de aliento, incluso una patada motivadora cargada de realidad, por eso te admiro ¡amiga bebé! Gracias por sacar a este morrocoy de su caparazón y por darme una familia en Caracas.

A mi querido Profesor Urbani, primero por permite trabajar en este proyecto, por estar en cada momento atento y dispuesto a ayudarme en cada duda. Para usted mi más profundo respeto y admiración, no solo por el excelente profesional que es sino por su calidad humana, ¡un mejor tutor no pude tener!

A todos los profesores de la Escuela de Geología que dejan un poco de su tiempo y de sí mismos para transmitir alguna enseñanza, incluso de los más pesados aprendí jeje!. Haré mención especial a los profesores Ricardo Alezones, Lenin González por influir en mi pasión por la geología, ser excelentes guías, darme oportunidades y por tener siempre una respuesta para mí. Al profesor Enzo Caraballo por toda su colaboración para la realización de la tesis.

También agradezco a todos mis compañeros de clases, incluyendo aquellos que casi me sacan úlceras de la desesperación, de todos obtuve lecciones valiosas para la vida. A mis amig@s Ana Escudero, Omauris Guilarte, Freddy Arévalo, Rafael Figueroa, Johanny Martínez, Jefferson Cáceres, Giselle De Sousa y Luis Fernández por marcar recuerdos bonitos en mi experiencia universitaria.

¡Al Universo por ponerme donde estoy y dejarme descubrirlo!

YNFANTE MARIELA C.

**INTEGRACIÓN GEOLÓGICA DE LA REGIÓN COMPRENDIDA
ENTRE PALMASOLA, MORÓN Y VALENCIA, ESTADOS YARACUY
Y CARABOBO**

Tutor: Dr. Franco URBANI. Tesis, Caracas UCV. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. 2017, p. 169p.

Palabras clave: Cordillera de la Costa, Terreno Ávila, Napas de Lara, Terreno Nirgua, Terreno Tacagua, Terreno Carayaca, Complejo Nirgua, Terreno Las Mercedes, Terreno Cachinche, Eclogitas, Formación Las Pailas, cartografía.

Resumen:

Este trabajo especial de grado comprende la cartografía geológica de un área de 3553,81 km² ubicada en centro-occidente del país entre las poblaciones de Palmasola, Morón y Valencia, en los estados Yaracuy y Carabobo, respectivamente. Esta zona está conformada por una asociación de rocas metamórficas y sedimentarias de orígenes diversos, agrupadas de norte a sur en los terrenos geológicos El Guayabo, Tacagua, Carayaca, Ávila, Las Mercedes, Las Brisas, Nirgua y Cachinche, además, de los numerosos cuerpos de rocas ultramáficas (serpentinita) distribuidos en toda la zona de estudio, las Napas de Lara, los depósitos cuaternarios y las unidades sedimentarias representadas por la Formación Maporita y la Formación Las Pailas. Cada terreno está constituido por una serie de unidades geológicas formales e informales, cuyo estudio y cartografía ha sido el objetivo de este trabajo y de otros enmarcados en el Proyecto LOCTI *Investigaciones en el norte de Venezuela*. Este objetivo se llevó a cabo a través de la revisión y posterior integración de la información geológica actualizada de los diferentes terrenos y sus unidades, haciendo énfasis con estudios petrográficos y de DRX, en aquellas unidades con poco muestreo. En cuanto a la cartografía geológica, se realizó tomando como base el *Atlas geológico de la Cordillera de la Costa*, mediante la utilización de la herramienta Arc Gis 10.3.

En este sentido, se realizaron análisis petrográficos de la unidad de roca eclogítica de la zona suroeste de Puerto Cabello pertenecientes al Terreno Carayaca, reconociéndose como litotipos: eclogita con una asociación mineral de granate \pm onfacita \pm cuarzo \pm mica blanca \pm rutilo; eclogita anfibolítica con plagioclasa y esquistos plagioclásico-anfibolítico-granatífero, cuya asociación mineral consiste en plagioclasa \pm anfíbol verde-azul \pm granate \pm clorita \pm mica blanca \pm cuarzo \pm biotita \pm calcita. La facies metamórfica reconocida para estas rocas es la de la eclogita, con condiciones mínimas de 1800-2000 MPa a 600° C para unos 75 km de profundidad de formación (SISSON *et al.*, 1997) y un metamorfismo retrógrado a la facies de anfibolita, debido a un proceso de exhumación. Estas rocas se cree que tienen origen la zona de subducción generada por la migración del Gran Arco del Caribe entre Suramérica y Norteamérica para el Cretácico Medio.

También fueron analizadas muestras correspondientes al Terreno Nirgua y al Terreno Cachinche, la muestra analizada del Complejo Nirgua presenta una asociación mineral consistente en cuarzo \pm muscovita \pm clorita \pm plagioclasa \pm grafito correspondiente con la facies de esquistos verde, mientras que para las rocas del segundo complejo el metamorfismo es bajo, en la facies de esquistos verde-zona de la biotita, con una asociación mineral de cuarzo \pm biotita \pm muscovita \pm plagioclasa \pm clorita \pm grafito. En relación a las rocas ultramáficas de la región, se ubicó y cartografió un nuevo cuerpo de serpentina en la carretera hacia Bejuma, el análisis de DRX de esta muestra permitió reconocer una asociación mineral de serpentina \pm tremolita-actinolita \pm clorita \pm talco \pm hematita asociada a la facies de esquistos verde.

Como aporte a la cartografía de esta extensa área, se logró la inclusión de nuevas unidades a partir de la integración, como las formaciones correspondientes a las Napas de Lara, la definición del Complejo Carayaca y del Terreno Cachinche, así como la clasificación detallada de los depósitos cuaternarios de la zona norte y de la cuenca del Lago de Valencia. Adicionalmente, la revisión exhaustiva de la cartografía existente permitió la corrección de diversos contactos geológicos y fallas.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	2
1.2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	3
1.3. JUSTIFICACIÓN	3
1.4. ALCANCE	3
1.5. OBJETIVOS	4
1.5.1. OBJETIVO GENERAL	4
1.5.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	4
1.6. ANTECEDENTES	4
1.7. MODELO METODOLÓGICO	9
2. GEOLOGÍA REGIONAL	10
2.1. GENERALIDADES	10
2.2. UNIDADES AFLORANTES	17
2.3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	25
2.4. TECTONO - ESTRATIGRAFÍA	27
3. GEOLOGÍA LOCAL	32
3.1. INTRODUCCIÓN	32
3.2. GENERALIDADES	32
3.3. CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA	39
3.3.1. INTRODUCCIÓN	39
3.3.2. GENERALIDADES	39
3.3.3. Depósitos cuaternarios y neógenos	40
3.3.4. Napas de Lara	43
3.3.5. Terreno El Guayabo	44
3.3.6. Terreno Carayaca	45
3.3.7. Terreno Tacagua	46
3.3.8. Terreno Nirgua	47
3.3.9. Terreno Ávila	48
3.3.10. Terreno Las Mercedes	49
3.3.11. Terreno Las Brisas	50

3.3.12. Terreno Cachinche.....	51
3.3.12. Ultramáficas (serpentinitas).....	52
3.4. Unidades Litológicas.....	54
3.4.1. Depósitos neógenos y cuaternarios	54
3.4.2. Unidades sedimentarias de las Napas de Lara.....	57
3.4.3. Complejo El Guayabo	60
3.4.4. Complejo Carayaca	61
3.4.5. Complejo Nirgua	69
3.4.6. Complejo Cachinche	73
3.4.7. Ultramáficas	78
3.5. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	83
3.5.1. INTRODUCCIÓN.....	83
3.5.2 Fallas de alto ángulo	83
3.5.3 Fallas de corrimiento	87
3.5.4. Pliegues.....	89
4. INTERPRETACIONES Y DISCUSIONES	92
4.1. INTRODUCCIÓN	92
4.2. INTERPRETACIONES CARTOGRAFICAS.....	92
4.2. INTERPRETACIONES LITOLÓGICAS Y PETROGRÁFICAS	97
4.2.1 Terreno El Guayabo	97
4.2.2. Depósitos neógenos y cuaternarios	98
4.2.3 Napas de Lara	99
4.2.3. Terreno Carayaca.....	101
4.2.4. Terreno Nirgua	104
4.2.5. Terreno Cachinche.....	105
4.2.6. Ultramáficas	105
4.7. INTERPRETACIONES ESTRUCTURALES.....	110
4.8. HISTORIA GEOLÓGICA.....	112
5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	120
5.1. CONCLUSIONES	120
5.2. RECOMENDACIONES	123
6. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	124

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1. Subdivisión de la Cordillera de la Costa (fajas, napas, terrenos). Tomado de Urbani (2015).....	11
Tabla 2.2. Unidades presentes en el área de estudio	16
Tabla 2.3. Unidades sedimentarias no metamorizadas presentes en el área de estudio	17
Tabla 2.4. Unidades estudiadas en el Terreno El Guayabo.	17
Tabla 2.5. Unidades estudiadas en el Terreno Nirgua.	18
Tabla 2.6. Unidades estudiadas en el Terreno Tacagua.	18
Tabla 2.7. Unidades estudiadas en el Terreno Carayaca.	19
Tabla 2.8. Unidades estudiadas en el Terreno Las Mercedes.	20
Tabla 2.9. Unidades estudiadas en el Terreno Ávila.	20
Tabla 2.10. Unidades estudiadas en el Terreno Cachinche.	22
Tabla 2.11. Unidades estudiadas en el Terreno Las Brisas.	22
Tabla 2.12. Unidad autóctona sedimentaria.	23
Tabla 2.13. Unidades estudiadas en la Napa de Lara.	24
Tabla 3.1. Unidades geológicas sedimentarias aflorantes en la zona de estudio	33
Tabla 3.2. Unidades geológicas metamórficas aflorantes en la zona de estudio.	34
Tabla 3.3. Nomenclatura utilizada para las unidades cuaternarias de la zona de estudio	37
Tabla 3.4. Área y porcentaje ocupado por cada terreno dentro de la zona de estudio	53
Tabla 3.5. Abreviaturas utilizadas en las descripciones petrográficas y DRX.	63
Tabla 3.6. Minerales identificados y su porcentaje de abundancia en las muestras analizadas del Complejo Carayaca	63
Tabla 3.7. Mineralogía de la muestra Ca-17-3b	63
Tabla 3.8. Mineralogía de la muestra Ca-17-5a	76
Tabla 3.9. Registros de los picos más elevados. Muestra Ca-17-5b.	77
Tabla 3.10. Registros de los picos más elevados. Muestra Ca-17-1.	82
Tabla 4.1 facies metamórficas de las unidades actualizadas en la zona de estudio.	106

Tabla 4.2. Origen y metamorfismo de las unidades geológicas 107

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa de zona de estudio y trabajos previos del Proyecto LOCTI. Modificado del Mapa Índice de hojas geológicas del Atlas de la Cordillera de la Costa. (Urbani, 2009).	1
Figura 1.2. Mapa de ubicación regional de la zona de estudio, comprendiendo los estados Carabobo y Yaracuy.	2
Figura 1.3. Mapa de ubicación de la zona de estudio con respecto a las zonas de integración al norte de Venezuela. Tomado y modificado de Urbani (2015).	8
Figura 2.1. Subdivisión geográfica de Venezuela norcentral en relación al área de estudio. Tomado y modificado de URBANI (2015).	12
Figura 2.2. Mapa geológico simplificado de la zona central de la CdIC. El recuadro señala el área de estudio. Tomado y modificado de URBANI (2015).	15
Figura 2.3. Mapa tectónico simplificado del centro-norte de Venezuela. (Avé-Lallemant & Sisson, 2005).	26
Figura 2.4. Esquema de distribución de terrenos en la zona centro-occidental de Venezuela en relación a la zona de estudio. Abreviaturas: A: Ávila. AB: Agua Blanca. C: Carayaca. G: El Guayabo. L: Napas de Lara. LM: Las Mercedes. M: Los Cristales (Mamey). N: Nirgua. Ta: Tacagua (Aroa). TT: Tinaco-Cachinche-Tucutunemo. Y: Yumare y San Quintín. Amarillo: Cenozoico. Tomado y adaptado de URBANI (2013).	28
Figura 3.1. Distribución de los sedimentos cuaternarios (color beige), diferenciándose la Formación Las Pailas (Pleistoceno) y la Formación Maporita (Plioceno) como unidades formales en color amarillo	42
Figura 3. 2. a. Unidades cuaternarias y neógenas al norte de la zona de estudio. Las rocas metamórficas se presentan de color verde.	42
Figura 3. 2. b. Unidades Cuaternarias al SE de la zona de estudio, las unidades metamórficas se presentan de color verde	43
Figura 3.3. Ubicación de las Napas de Lara (color anaranjado) con respecto a las otras unidades de rocas metamórficas (color verde) y los sedimentos neógenos-cuaternarios (color beige).	44

Figura 3.4. Ubicación del Terreno El Guayabo (color azul) con respecto a las otras unidades de rocas metamórficas (color verde) y los sedimentos neógeno-cuaternarios (color beige).	45
Figura 3.5. Ubicación del Terreno Carayaca (color fucsia) con respecto a las otras unidades de rocas metamórficas (color verde) y los sedimentos neógenos-cuaternarios (color beige).	46
Figura 3.6. Ubicación del Terreno Tacagua (color verde claro) con respecto a las otras unidades de rocas metamórficas (color verde) y los sedimentos neógenos-cuaternarios (color beige).	47
Figura 3.7. Ubicación del Terreno Nirgua (color azul) con respecto a las otras unidades de rocas metamórficas (color verde) y los sedimentos neógenos-cuaternarios (color beige).	48
Figura 3.8. Ubicación del Terreno Ávila (color rosado) con respecto a las otras unidades de rocas metamórficas (color verde) y los sedimentos neógenos-cuaternarios (color beige).	49
Figura 3.9. Ubicación del Terreno Las Mercedes (color morado) con respecto a las otras unidades de rocas metamórficas (color verde) y los sedimentos neógenos-Cuaternarios (color beige).	50
Figura 3.10. Ubicación del Terreno Las Brisas (color rojo) con respecto a las otras unidades de rocas metamórficas (color verde) y los sedimentos neógenos-cuaternarios (color beige).	51
Figura 3.11. Ubicación del Terreno Cachinche (color amarillo) con respecto a las otras unidades de rocas metamórficas (color verde) y los sedimentos neógenos-cuaternarios (color beige).	52
Figura 3.12. Ubicación de las rocas ultramáficas (color anaranjado) con respecto a las otras unidades de rocas metamórficas (color verde) y los sedimentos neógenos-cuaternarios (color beige).	53
Figura 3.13. Ubicación y extensión de la Formación Las Pailas (color blanco con tramado) en el área de estudio.	55
Figura 3.14. Ubicación y extensión de la Formación Maporita (color amarillo intenso) en el área de estudio.	56
Figura 3.15. Ubicación y extensión de la Formación Barquisimeto (cuerpos redondeados de color verde con tramado) en el área de estudio	57

Figura 3.16. Ubicación y extensión de la Formación Matatere II (color marrón) en el área de estudio.	59
Figura 3.17. Ubicación y extensión del Complejo El Guayabo (color rosado) en el área de estudio.	60
Figura 3.18. Ubicación y extensión del Complejo Carayaca (color fucsia) en el área de estudio.	62
Figura 3.19. Porfidoblastos de granate en las muestras del Complejo Carayaca. A: hábito y bordes bien definidos del granate en la muestra Ca-17-8+803 (Nc). B: cristal esquelético de granate con alteración a biotita y clorita en la muestra Ca-17-7+440 (Np).	65
Figura 3.20. Cristales de onfacita en las muestras del Complejo Carayaca. A: textura nematoblástica en la muestra Ca-178+752 (Nc). B: Disposición y forma de los cristales de anfíbol y onfacita en la muestra Ca-17-8+380 (Nc).	65
Figura 3.21. Ocurrencia de anfíbol en las muestras del Complejo Carayaca. A: hábito y aspecto del anfíbol en la muestra de esquisto Ca-17-7+440 (Np). B: Disposición y aspecto de los cristales de anfíbol (actinolita) en muestra de eclogita Ca-17-8+391 (Np).	66
Figura 3.22. Cristales de plagioclasa en las muestras del Complejo Carayaca. A: contacto longitudinal del cristal de plagioclasa con respecto al granate en la muestra Ca-17-7+440 (Nc). B: cristales de plagioclasa adyacentes a cristal de anfíbol y calcita en muestra Ca-17-7+450 (Nc).	67
Figura 3.23. Cristales de clorita en las muestras del Complejo Carayaca. A: cristales laminares de clorita en torno al granate en muestra de esquisto Ca-17-7+450 (Nc). B: Clorita producto de alteración del granate en la muestra de eclogita Ca-17-8+380 (Np).	67
Figura 3.24. Cristales de mica blanca en las muestras del Complejo Carayaca. A: cristales laminares de mica blanca en torno al granate en la muestra Ca-17-7+490 (Np). B: colores de interferencia de la mica blanca visto en muestra Ca-17-7+490 (Nc).	68
Figura 3.25. Minerales accesorios en las muestras del Complejo Carayaca. A: cristales de rutilo con corona de alteración a leucoxeno y magnetita (opaco) en la muestra Ca-17-8+871 (Np). B: cristal de zircón en la muestra Ca-17-7+380, vista en Np. C: cristal cúbico de pirita de la muestra Ca-17-7+380, vista en Np. D: cristales de zoisita en la muestra Ca-17-8+615 (Nc).	69
Figura 3.26. Ubicación y extensión del Complejo Nirgua (color lila) dentro de la zona de estudio.	70

Figura 3.27. Vista general del afloramiento en el punto de observación Ca-17-3. A: dirección preferencial de la foliación. B: detalle de isoclinal (resaltado con líneas rojas).	72
Figura 3.28. Muestra Ca-17-3b: esquisto cuarzo-moscovítico-clorítico. A: vista de la muestra de mano. B: vista general en sección fina.	72
Figura 3.29. Ubicación y extensión del Complejo Cachinche dentro de la zona de estudio.	73
Figura 3.30. Vista del afloramiento del Complejo Cachinche en el punto de observación Ca-17-5. A: capas dispuestas en el río El Pao. B: detalle de las rocas aflorantes a orillas del río.	75
Figura 3.31. Muestra Ca-17-5a: esquisto cuarzo-moscovítico-biotítico. A: vista de la muestra de mano. B: vista general en sección fina.	76
Figura 3.32. Muestra Ca-17-5b: cuarcita. A: vista de la muestra de mano. B: vista de la roca en el afloramiento.	77
Figura 3.33. Diagrama de difracción de rayos X de la muestra Ca-17-5b.	78
Figura 3.34. Vista de los diferentes sectores del área de estudio donde se ha cartografiado la unidad de ultramáficas (serpentinitas).	79
Figura 3.35. Vista general del afloramiento de serpentinita en el punto de observación Ca-17-1. A: cuerpo de serpentinita observado y muestreado. B: continuación del cuerpo de serpentinita, el recuadro indica donde aflora nuevamente la serpentinita entre la vegetación.	80
Figura 3.36. Muestra Ca-17-1: serpentinita. A: vista de la muestra de mano. B: vista de la roca en el afloramiento.	81
Figura 3.37. Diagrama de difracción de rayos X de la muestra Ca-17-1.	82
Figura 3.38. Cartografía morfotectónica de la Falla de Boconó y unidades sedimentarias cuaternarias principales en el valle del Yaracuy según Casas (1995), el recuadro superior derecho delimita la zona de estudio con respecto al mapa. Tomado y modificado de AUDEMARD (2016).	85
Figura 3.39. Distribución de las fallas de alto ángulo en zona de estudio; las de orientación SW-NE están representadas de color negro, la de orientación SE-NW de color azul, mientras que las E-W de color rojo	87
Figura 3.40. Modelo tectónico de formación de las eclogitas de Puerto Cabello PINDELL <i>et. al.</i> (2006). Tomado y modificado de VIETE <i>et. al.</i> (2015).	88

Figura 3.41. Sectores de la zona de estudio donde están cartografiadas las fallas de corrimiento. A: sector norte (Terreno Carayaca); B: sector suroeste (Terreno Nirgua); C: extremo este (Terreno Las Mercedes); D: Corrimiento de Manrique.	89
Figura 3.42. Pliegues en el sector norte de la zona de estudio. A: anticlinales al noreste, B: sinclinal y antiforales al noroeste.	90
Figura 4.43. Antiforales en el sector centro de la zona de estudio. A: antiforale en el centro (al norte de Bejuma), B: antiforales al este de La Entrada.	91
Figura 3.44. Pliegues en el sector suroeste de la zona de estudio.	91
Figura 4.1. Distribución de los mapas a escala que abarcan la zona de estudio.	96
Figura 4.2. Mapa de ubicación de la Formación Las Pailas y la Formación Barquisimeto en Venezuela Occidental-Central.	99
Figura 4.3. Croquis del cerro Las Lajas con la ubicación de la Formación Barquisimeto y las muestras analizadas. Tomado y modificado de MACSOTAY et. al. (2006).	100
Figura 4.4. Distribución de fajas y terrenos en la zona de estudio	111
Figura 4.5. Esquema del ensamblaje final del supercontinente Rodinia (A) y su posterior rompimiento (B), concluyente en la separación de los Terrenos Meso-Neoproterozoico temprano. Modelo del orógeno de Putumayo (C). Tomado y adaptado de BAQUERO (2015).	113
Figura 4.6. Modelo tectónico para el origen de formación de dos cinturones de rocas de AP-BT en Venezuela. Tomada de SISSON <i>et. al.</i> (1997).	116
Figura 4.7. Mapa paleogeográfico para el Eoceno temprano, indicando los lugares aproximados donde se depositó la Formación Matatere II (PINDELL, 1999). Tomado de URBANI <i>et. al.</i> 2016.	117
Figura 4.8. Modelo neotectónico de la depresión de Yaracuy en relación a las fallas dextrales que la limitan y las trazas de las fallas del sistema Morón-Boconó. Adaptado de CASAS (1995).	118
Figura 4.9. Corte geológico del graben de Yaracuy perpendicular a las fallas de San Sebastián y Boconó, a lo largo del trayecto Alpargatón-Río Yaracuy, al oeste de Morón. Se observan la disposición de la Formación Barquisimeto (KTpB), la Formación Las Pailas (QpLP) y la Formación Maporita (TpMa).	119

1. INTRODUCCIÓN

Este Trabajo Especial de Grado es producto del Proyecto LOCTI: Investigaciones geológicas en el norte de Venezuela, que desde el año 2013 realiza la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS) en conjunto con el Departamento de Geología de la Universidad Central de Venezuela (UCV). Ver fig. 1.1.

El trabajo contempló la elaboración de 29 mapas geológicos a escala 1:25.000 y un mapa a escala 1:100.000, a partir de la integración de información presentada para el área de estudio en el Atlas Geológico de la Cordillera de la Costa (2004) y de diversos autores previos, así mismo se realizaron varias jornadas de campo de geología de superficie, análisis petrográfico y DRX, con énfasis en las zonas pocos estudiadas y con mayor incertidumbre a partir de la integración previa.

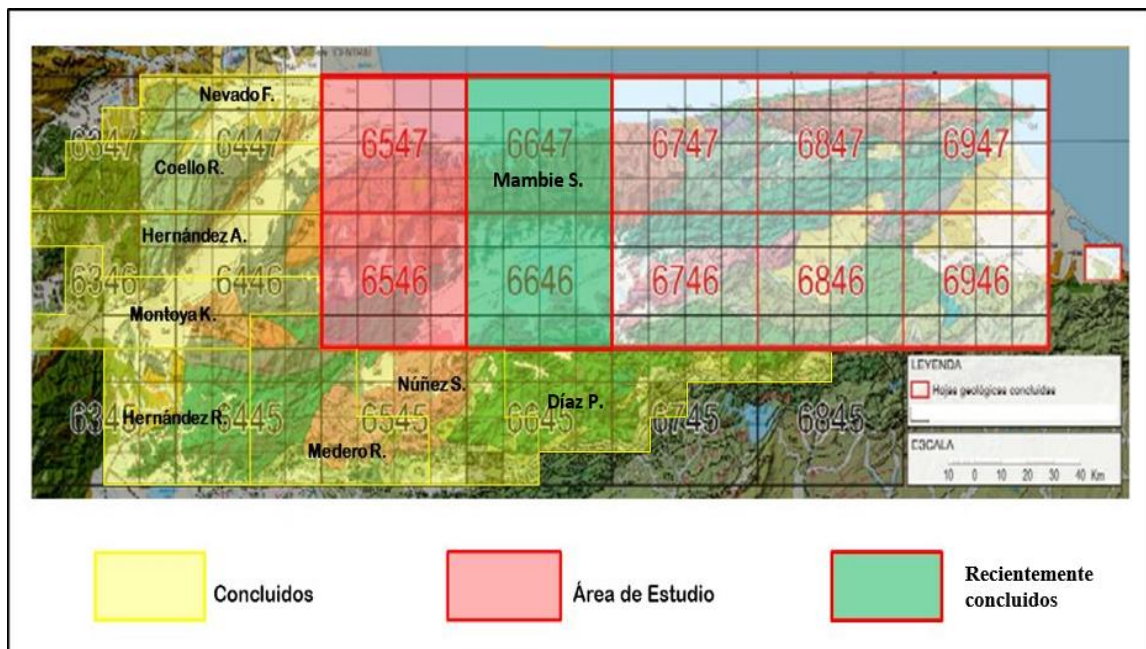


Figura 1.1. Mapa de zona de estudio y trabajos previos del Proyecto LOCTI. Modificado del Mapa Índice de hojas geológicas del Atlas de la Cordillera de la Costa. (Urbani, 2009).

1.1. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

En un contexto nacional el área de estudio está ubicada entre la región norcentral y occidental del país en los estados Yaracuy y Carabobo, específicamente, desde El Guayabo hasta Puerto Cabello y desde la línea de costa de dichos estados hasta las poblaciones de Carabobal y La Yaguara (incluyendo una pequeña parte del lago de Valencia). Queda delimitada por el polígono cuyo extremo meridional está en la coordenada $10^{\circ}00'$ y el extremo septentrional alcanza a los $10^{\circ}40'$ de latitud norte. Asimismo, el extremo más oriental alcanza a los $68^{\circ}00'$ y el occidental a los $68^{\circ}30'$ de longitud oeste. El área de estudio tiene un área aproximada de 3486 km^2 y compromete poblaciones importantes como Morón, Puerto Cabello y Valencia este (Ver fig. 1.2)

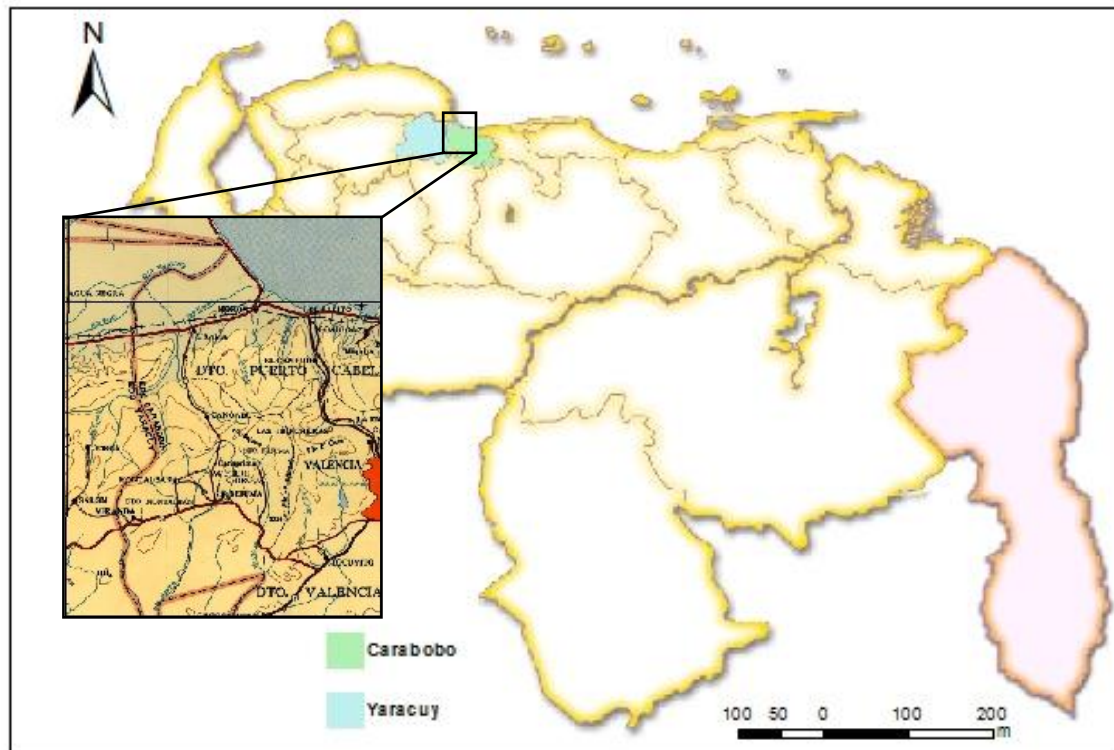


Figura 1.2. Mapa de ubicación regional de la zona de estudio, comprendiendo los estados Carabobo y Yaracuy.

1.2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

La Cordillera de la Costa es una amplia unidad orográfica, ubicada en la zona septentrional del país, dividiéndose a su vez en dos serranías separadas por la actividad del sistema de fallas de La Victoria. La actividad geológica que se genera en esta región impacta directamente en algunos de los principales asentamientos urbanos del país, por lo cual instituciones como FUNVISIS generan esfuerzos para recolectar y cartografiar la información geológica, contribuyendo con el ordenamiento territorial y otras actividades que resulten en el desarrollo de la nación. Precisamente, la ausencia de cartas geológicas vectorizadas que permitan integrar información geológica por capas a los SIG, es la motivación principal de este proyecto, con el cual se aportara la base geológica vectorizada de las 29 cartas geológicas a escala 1:25.000 que comprenden las hojas 6546y 6547 de escala 1:100.000 del IGVSb.

1.3. JUSTIFICACIÓN

El desarrollo de la nación en materia de ordenamiento territorial y de disminución del riesgo vs vulnerabilidad, está hoy en día vinculado tanto a estudios demográficos como también a la disponibilidad de información geológica a escala regional, por lo cual es necesario contar con una base de datos digital de fácil acceso y manejo en las instituciones encargadas de generar, recopilar y ordenar tal información. En este sentido, el siguiente trabajo, en sucesión del Proyecto LOCTI “Investigaciones Geológicas en el Norte de Venezuela”, contribuirá con proyectos de mayor rango al sintetizar en cartas geológicas digitales toda la información geológica referente a la Cordillera de la Costa producida en las últimas décadas por diversos autores como URBANI & RODRÍGUEZ (2004), publicaciones COPLANARH (1975), MACSOTAY & PERAZA (2000), BELLIZZIA (1971), entre otros.

1.4. ALCANCE

Este trabajo tiene como alcance producir 30 cartas geológicas actualizadas a partir de la información base encontrada en el Atlas Geológico de la Cordillera de la Costa (URBANI & RODRÍGUEZ, 2004), actualizando la información presente en los casos en que las

comprobaciones obtenidas en campo y/o adecuaciones en el proceso de digitalización lo sugieran, así como nuevas publicaciones y tesis.

1.5. OBJETIVOS

1.5.1. OBJETIVO GENERAL

Realizar la cartografía geológica a escala 1:25.000 y 1:100.000 de la zona occidental de la Cordillera de la Costa, comprendida entre Palmasola, Puerto Cabello y Valencia, en los Estados Yaracuy y Carabobo.

1.5.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Recopilar e integrar información topográfica y geológica de trabajos previos para la elaboración de 29 mapas geológicos digitales a escala 1:25.000.
- Validar en campo la información geológica en puntos de incertidumbre mediante recolección de muestras de interés dentro de la zona de estudio.
- Describir petrográficamente secciones finas de muestras, en zonas poco o no estudiadas por otros autores, para actualizar la clasificación de unidades litológicas aflorantes.
- Elaborar un mapa geológico a escala 1:100.000 a partir de la integración de información de los mapas a escala 1:25.000.

1.6. ANTECEDENTES

En torno a la temática y a la zona de estudio se han realizados los siguientes trabajos:

- URBANI (1968) cartografía la región de La Entrada – El Cambur donde aflora el Granito de Guaremal, estado Carabobo.
- MORGAN (1969) en su estudio alrededor de Puerto Cabello y Valencia identifico una parte de la secuencia perteneciente al Complejo Sebastopol y otra perteneciente al Grupo Caracas.
- MORGAN (1969) realiza la integración geológica de una región al occidente de Venezuela, en los estados Lara, Falcón y Yaracuy; entre sus alcances integra la cartografía

geológica de la región comprendida entre Moroturo y Palmasola, producto de compilación de trabajos previos y del trabajo de campo que realizo.

- GONZÁLEZ SILVA (1972) definió a las rocas gnéicas que rodean al Granito de Guaremal como un complejo ígneo-metamórfico, incluyéndolas dentro de la Formación Peña de Mora, todo esto en la parte occidental de la Cordillera de la Costa.

- PICARD (1973) en su trabajo de excursión a lo largo de Cordillera de la Costa define al norte del Lago de Valencia una depresión tectónica limitada por fallas, que conforma uno de los tres tipos de cuenca intracordilleranas que se reconocen en la cordillera.

- BELLIZZIA *et. al.*(1973)definen a la Cordillera de la Costa como uno de los grandes sistemas en que se divide el Sistema Montañoso del Caribe.

- FRASS (1981) realiza un trabajo en el flanco sur de la Cordillera de la Costa, específicamente en la ciudad de Valencia y describe ocho unidades que consisten en gneis y esquistos cuarzo-feldespáticos, esquistos cuarzo-micáceos y cuarcitas, esquistos calcáreos y mármoles, esquistos muscovítico-albítico y granatífero, esquistos cuarzo-albítico-moscovítico y serpentinitas. También indica que las asociaciones minerales fueron afectadas por un metamorfismo regional de la facies esquistos verdes y por dos periodos de plegamiento, asociados a la subducción de la Placa Caribe bajo la Placa Sudamericana.

- SCHUBERT (1980) caracteriza a la región de Yaracuy como una cuenca de tracción pull-apart del Plio-Cuaternario, desarrollado entre las fallas dextrales activas de Boconó y Morón.

- GRANDE (1982) estudia la zona de Trincheras-Vallecito en el estado Carabobo y concluye que afloran rocas ígneas graníticas, metagraníticas, metasedimentarias pelíticas, psamíticas y calcáreas e intervalos menores de rocas metamáficas agrupadas en seis unidades a saber: esquistos y cuarcitas, esquistos calcáreos, gneis moteados trondhjemiticos, augengneises y augenesquistos, gneis porfidoblásticos y la unidad del Granito de Guaremal.

- OMAHNA (2002) realiza un trabajo de integración en una amplia zona en los estados Carabobo y Aragua, determinando que la intensidad del metamorfismo es creciente a partir de los extremos norte y sureste convergentes hacia el centro de la zona comprendida entre

Puerto Cabello-Valencia, además sugiere que la unidad anfibolita de Nirgua pudo ser afectada por una primera fase de metamorfismo en la facies de esquistos azules.

- COELLO (2012) hace la integración geológica entre poblados de los estados Lara y Yaracuy, en este último realiza el levantamiento del río Cupa donde aflora parte del Esquisto de Aroa, permitiéndole describir ocho tipos litológicos: filita cuarzo-grafitosa-carbonática-moscovítica-feldespática, mármol micáceo-grafitoso, mármol cuarzoso, gneis cuarzo-feldespático-plagioclásico-moscovítico, mármol grafitoso-cuarzoso-moscovítico, filita moscovítico-cuarzosa-grafitosa-carbonática, esquisto cuarzo-feldespático-plagioclásico-moscovítico, asociadas a metamorfismo regional en la facies de los esquistos verdes.

- HERNÁNDEZ (2013) realiza la integración geológica de la zona comprendida entre Bobare y San Felipe, llevándose a cabo en varios sectores de interés como la vía principal hacia Nirgua en donde se estudiaron las rocas pertenecientes a los complejos San Julián y Nirgua. En las quebradas La Mopera y Agua Buena también se realizó énfasis en el Complejo Nirgua. En el río Guama se estudiaron afloramientos pertenecientes al Gneis de Yaritagua. En el sector Buenos Aires se estudiaron las rocas pertenecientes al Esquisto de Aroa. La quebrada Nonavana y La Virgen, en las que se estudiaron el Esquisto de Mamey y La Formación Barquisimeto.

- MONTOYA (2015) ejecuta la integración geológica de una zona comprendida entre las poblaciones de Barquisimeto y Nirgua, para su estudio divide la zona en dos bloques, el este y el oeste respectivamente. El bloque este correspondiente a las unidades metamórficas de los terrenos Nirgua, Ávila, Los Cristales y Tacagua.

- NÚÑEZ (2015) describe la geología de las localidades de Tinaquillo, Cachinche y Chaparrote, estados Cojedes, Carabobo y Guárico y abarca un área de 2020 km². En general, el área consta de cinco fajas tectónicas, desde el Neoproterozoico hasta el Eoceno: Faja Cauagua-El Tinaco, donde se encuentra el terreno Tinaco-Tucutunemo, Faja Loma de Hierro, representada por los terrenos Loma de Hierro y Paracotos, Faja Villa de Cura, dividida en los terrenos Villa de Cura y San Sebastián, Faja Caracas, con parte del terreno Las Mercedes y la Faja Piemontina, constituida por la Napa Piemontina y el Olistostromo de Platillón. Estas fajas están separadas entre sí por corrimientos, que abarcan una gran

extensión con un rumbo NE. Los terrenos Tinaco-Tucutunemo y Loma de Hierro fueron los más estudiados en este trabajo.

- MEDERO (2015) estudia una zona enmarcada en el extremo occidental de la Serranía del Litoral y de la Serranía del Interior, en los estados Yaracuy y Cojedes, abarcando un área de 1930 km². El área consta de cinco fajas tectónicas, que datan desde el Neoproterozoico hasta el Eoceno: Faja Caucagua El Tinaco, donde se encuentran los terrenos alóctonos Tinaco y Tucutunemo, Faja Ávila, representada por los terrenos parautóctonos de Ávila y Nirgua, Faja Caracas, conformada por los terrenos parautóctonos de Agua Blanca y Las Mercedes, Faja Villa de Cura, representada por el terreno alóctono de San Sebastián, y la Faja Piemontina, la cual está constituida por la Napa Piemontina y el Olistostromo de Platillón, ambos parautóctonos. Las fajas están separadas entre sí por amplios corrimientos y fallas. Los estudios realizados en este trabajo fueron enfocados a los terrenos Tinaco, San Sebastián y el Olistostromo de Platillón.

Estos últimos cinco proyectos mencionados representan zonas limítrofes al área de estudio (ver figura 1.1) y comparten el mismo marco metodológico del presente trabajo de grado, correspondientes al Proyecto LOCTI “Investigaciones Geológicas en el Norte de Venezuela”, del cual se presenta el siguiente mapa de ubicación de áreas estudiadas en la figura 1.3.

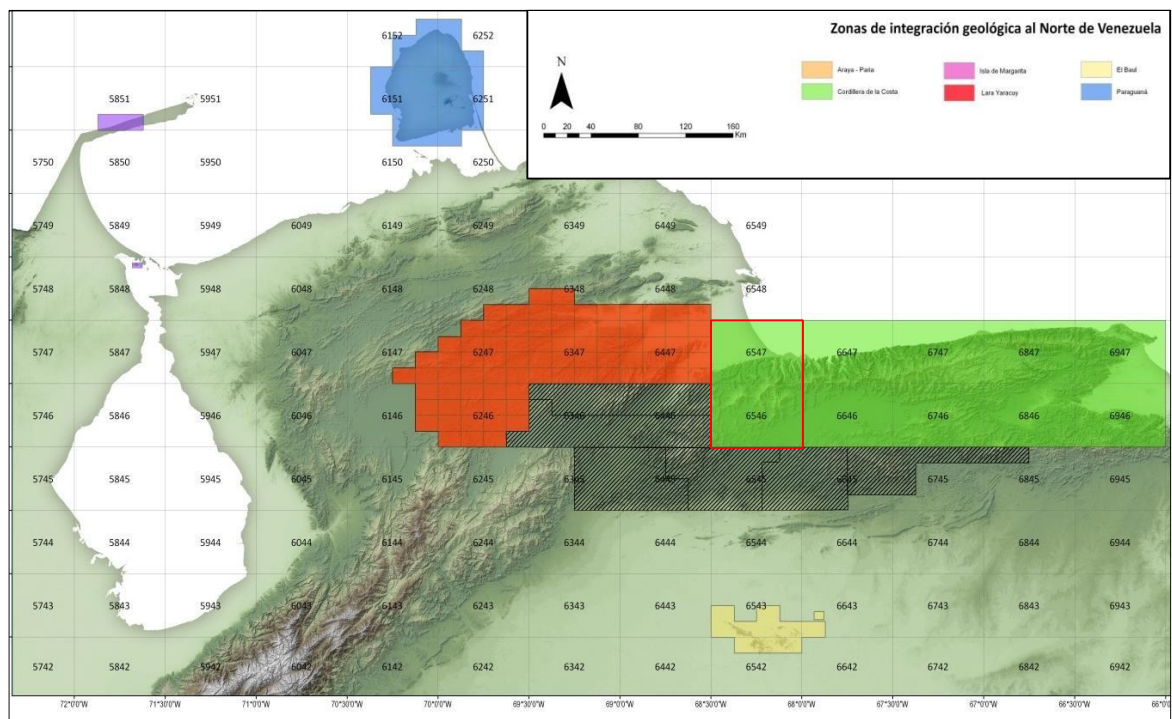
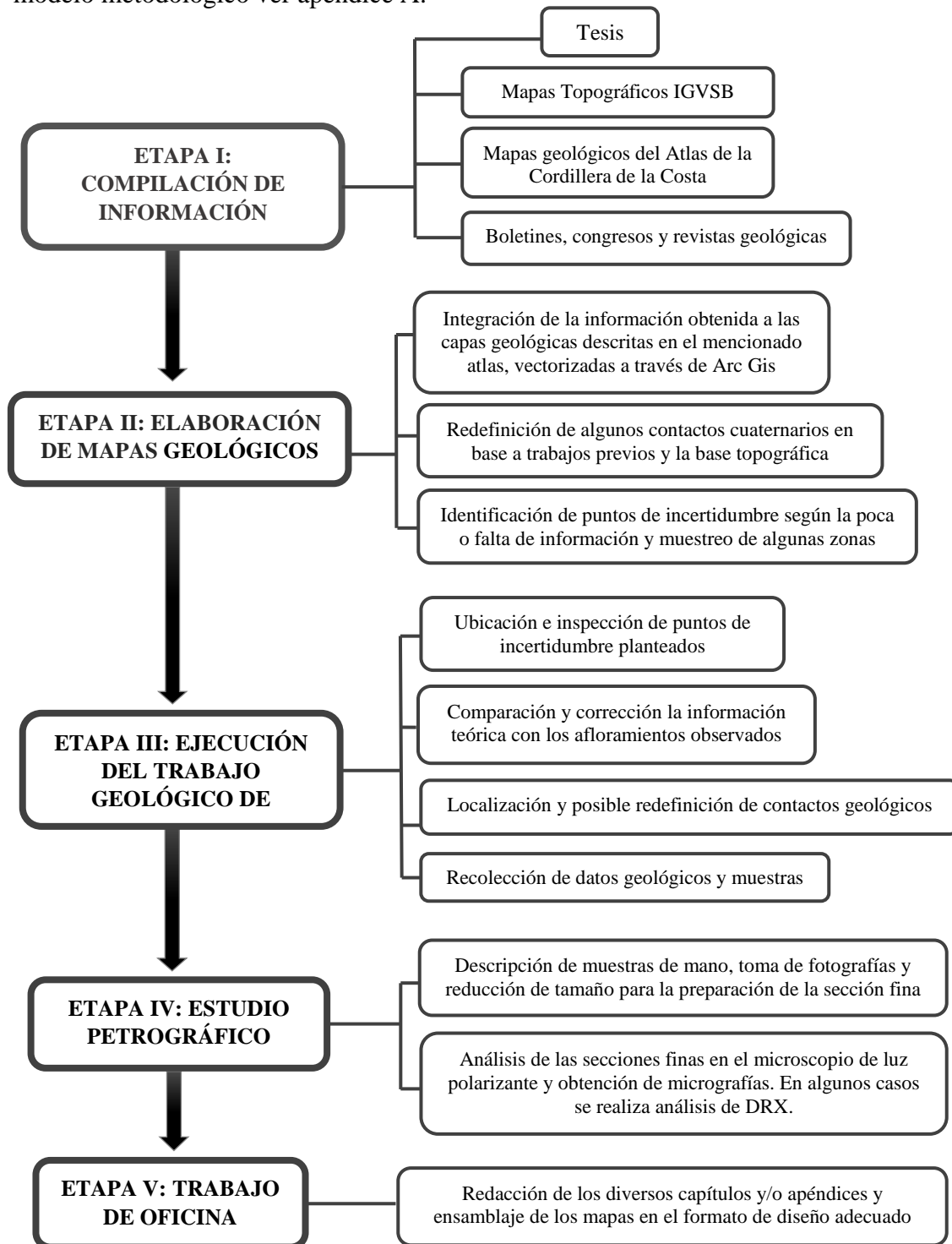


Figura 1.3. Mapa de ubicación de la zona de estudio con respecto a las zonas de integración al norte de Venezuela. Tomado y modificado de Urbani (2015).

1.7 MODELO METODOLÓGICO

El siguiente esquema representa las etapas del trabajo. Para consultar detalles del modelo metodológico ver apéndice A.



2. GEOLOGÍA REGIONAL

2.1. GENERALIDADES

De acuerdo con URBANI (2015) la zona norcentral del país está caracterizada por una extensa cadena montañosa denominada Cordillera de la Costa (CdIC), que cuenta con 350 km de longitud y 80 km de ancho y pertenece al Sistema Montañoso del Caribe. Esta cadena está dividida geográficamente en la Serranía del Interior y en la Serranía Litoral, originadas a partir de las interacciones entre las placas Caribe y suramericana y separadas por el sistema de fallas de La Victoria. Los estudios geológicos en torno a la CdIC y su cartografía geológica inician con los trabajos pioneros de AGUERREVERRE & ZULOAGA (1937), seguido prominentemente por varias tesis doctorales de la Universidad de Princeton, en base a las que MENÉNDEZ (1966) dividió inicialmente la CdIC en cuatro fajas: Cordillera de la Costa, Caucagua-El Tinaco, Paracotos y Villa de Cura; estas últimas cuatro fajas conforman la Serranía del Interior, mientras que la CdIC sensu estricto abarca la Serranía del Litoral.

Diversos autores han contribuido a describir el origen tectónico de la CdIC en años posteriores, destacando el trabajo de BECK (1986), quien introduce el término “napas” al estudiar la estructura de la Serranía del Interior y define las napas de Caucagua-El Tinaco, Loma de Hierro y Villa de Cura. Finalmente, para 1989 los trabajos en conjunto de estudiantes y profesores del Departamento de Geología de la UCV permitieron hacer la subdivisión de la CdIC distinguida en principio por MENÉNDEZ (1966), esto fue definido por URBANI & OSTOS (1989) como fajas Costera, Ávila y Caracas, las cuales fueron extendidas hasta Cabo Codera y el estado Yaracuy a partir del año 2000.

Actualmente, la terminología utilizada para designar las rocas que componen la CdIC incluye la denominación de “terrenos” para la agrupación de las mismas, esto se ha logrado a partir de múltiples trabajos especiales de grado, que han compilado e integrado sistemáticamente la información de autores previos (Tabla 2.1).

Tabla 2.1. Subdivisión de la Cordillera de la Costa (fajas, napas, terrenos). Tomado de Urbani (2015).

MENÉNDEZ (1966), fajas	STEPHAN (1982), fajas	BECK (1986), napas	URBANI & OSTOS (1989), fajas	URBANI (2015) y este trabajo		
				Fajas	Terrenos	
Cordillera de la Costa	Margarita-Costera	Margarita-Costera	Costera	Costera (septentrional)	Tacagua (s.s.)	
					Carayaca	
	Cordillera de la Costa	Cordillera de la Costa	Cordillera de la Costa	Ávila	Ávila (central)	Ávila
						Nirgua
				Caracas	Caracas (meridional)	Los Cristales
						Las Mercedes
					Las Brisas	
Caucagua - El Tinaco	Caucagua - El Tinaco	Caucagua - El Tinaco	Caucagua - El Tinaco	Caucagua - El Tinaco	Tinaco Cachinche Tucutunemo Tácata	
					Tacagua (Caucagua)	
Paracotos	Paracotos	Loma de Hierro	Loma de Hierro	Loma de Hierro	Paracotos	
					Loma de Hierro	
Villa de Cura	Villa de Cura	Villa de Cura	Villa de Cura	Villa de Cura	Villa de Cura	
					San Sebastián	

La división geográfica del sistema montañoso de la CdIC está dada de acuerdo a sus características geológicas, que se sintetizan en grandes unidades de naturaleza autóctona, para-autóctona y alóctona. En este sentido URBANI (2015) indica que se divide en las serranías del Litoral (N° 5) y del Interior (N° 6), división producto del sistema de falla de La Victoria y visible entre Barlovento (N° 7) y Valencia. Hacia al oeste, más allá del valle de San Felipe – Cabudare (controlado por la falla de Boconó), emergen las montañas de

Aroa y Bobare (N° 2), mientras que más al norte se encuentran los cuatro pequeños cerros de Yumare (N° 4). Ver figura 2.1.

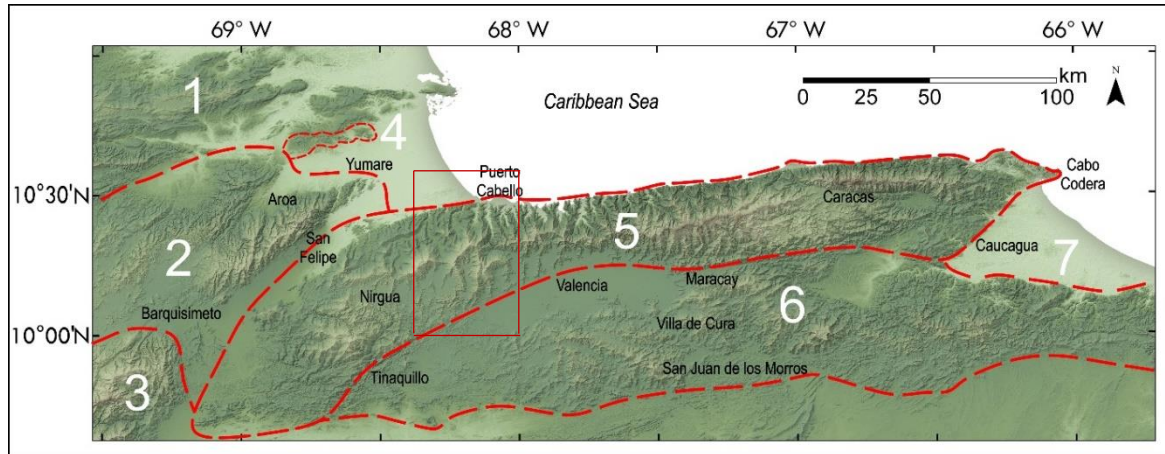


Figura 2.1. Subdivisión geográfica de Venezuela norcentral en relación al área de estudio. Tomado y modificado de URBANI (2015).

La zona norcentral del área de estudio está representada principalmente en la Serranía Litoral, específicamente en los terrenos El Guayabo, Tacagua, Carayaca, Ávila, Nirgua, Las Brisas y Las Mercedes (ver figura 2.2); según OSTOS(1992) el terreno Carayaca es un melange de subducción, con una típica asociación de rocas continentales con rocas del piso oceánico; la unidad más extensa de este terreno (denominada Complejo Carayaca) consiste en metasedimentos de protolitos pelíticos, psamíticos y carbonáticos y en rocas máficas tipo eclogitas, anfibolitas y metagabros. Otra unidad formal minoritaria del terreno Carayaca es el conocido Mármol de Antímamo, que se presenta intercalado con anfibolitas granatíferas y lentes de eclogitas.

El terreno Tacagua comprende a la unidad conocida como Esquito de Tacagua (esquisto/filita cuarzo-moscovítico-grafítico con intercalaciones de esquisto epidótico-actinolítico-clorítico y niveles carbonáticos oscuros-azulados de posible mármol o esquisto/filita ricos en carbonatos). Además, tiene una proporción variable de elementos volcánicos (rocas verdes, metatobas y raras metalavas).

En cuanto al terreno Ávila, URBANI (2004) indica que se divide en dos bloques: el bloque Oriental o Naiguatá, extendido desde Tacagua hasta Cabo Codera, que desde el Plioceno ha sufrido una rápida exhumación; el bloque occidental, concerniente a la zona de

estudio, caracterizado por metasedimentarias con intrusiones granitoides y con menor grado de exhumación. Este terreno tiene su representación más extensa en la unidad denominada Complejo San Julián, que es una asociación de rocas metasedimentarias y metaígneas (de tonalíticas a graníticas) de origen continental. Estudios sobre el protolito sedimentario del Complejo San Julián en la región de Caracas, sugieren que se depositó inconformemente sobre un basamento continental (el actual Augengneis de Peña de Mora). Adicionalmente, existen dentro del área de estudio otras unidades metaígneas plutónicas envueltas por el Complejo San Julián, como es el caso de los cuerpos intrusivos del Metagranito de Guaremal.

El terreno Nirgua representa a la antigua Formación Nirgua, redefinida como Complejo Nirgua, el cual presenta al menos tres grupos de rocas: metasedimentarias (diversidad de esquistos, mármol, cuarcitas y gneis cuarzo-muscovítico-plagioclásico), volcánicas minoritarias, definidas por JAIMES(2012) como rocas esquistosas o masivas con actinolita, epidoto y clorita, por último, esquistos y mármol carbonáticos azul-grisáceos. URBANI *et al.* (2015) establece criterios para indicar que la presencia de yeso sugiere que los protolitos sedimentarios del complejo fueron depositados en el Pérmico, durante el cierre oceánico que origino a Pangea o en una cuenca rift Jurásica durante la formación de proto-Caribe.

Por otra parte, extendido desde Cabo Codera hasta Tinaquillo, se encuentra el terreno Las Mercedes con el Esquisto de Chuspita y el Esquisto de las Mercedes como sus dos unidades formales. Este último, es de carácter cuarzo-muscovítico-carbonático y en algunos casos exclusivamente carbonático gradando a mármol masivo; URBANI *et al.* (2015) señala que el protolito del terreno Las Mercedes posiblemente fue depositado en el océano proto-Caribe bajo condiciones anóxicas, esto en el margen pasivo del norte de la placa suramericana sin influencia de volcanismo y con posterior metamorfismo debido a la interacción de las placas Caribe y Suramericana.

El Esquisto de las Brisas como unidad principal del terreno Las Brisas, consiste en esquistos cuarzo-moscovítico, metarenisca, metaconglomerado y algunos cuerpos masivos de mármol dolomítico. AGUERREVERE & ZULOAGA (1937) y, posteriormente DENG (1951) describieron que la unidad se depositó inconformemente sobre el Gneis de Sebastopol; posteriormente BROUWER (1965) plantea que “si originalmente hubo una discordancia

angular entre el Gneis de Sebastopol y la suprayacente Formación Las Brisas, posteriores efectos de cabalgamiento produjeron una concordancia estructural.” El terreno Las Brisas también presenta grandes cuerpos de mármol de carácter dolomítico, interpretado por LAUBSCHER (1955) como mega-budines que probablemente correspondan a olistolitos o megaolistolitos.

Una pequeña porción del área de estudio, ubicada en el margen sureste de esta corresponde a la Serranía del Interior, aflorando el denominado terreno Cachinche que se extiende desde la parte oriental del valle cuaternario de Tinaquillo hasta cerca de Taguayguay. En acuerdo con OXBURGH (1965), KONIGSMARK (1965), MAC LACHLAM ET AL. (1960) y SHAGAM (1960), GONZÁLEZ SILVA (1972) y BELLIZZIA *et al.* (1976) se trata de una unidad metasedimentaria que posee una asociación metamórfica de biotita-granate, con algunos reportes de cianita (cerro Gordo: MACKENZIE, 1966; El Naipe: NÚÑEZ, 2015).

Al noroeste hay representación del terreno El Guayabo, el cual fue estudiado por GRANDE (2013), quien además de renombrarlo como Complejo El Guayabo, identifica la presencia de rocas metasedimentarias como mármol silíceo, roca calco-silicatada y metaevaporita, además granofels de variada composición. También señala la presencia de algunas metaígneas, entre ellas granofiro. El mismo autor indica que el complejo tuvo origen en “cuencas de tipo rift o retro-arco extensional ensiálicas e interestratificadas con sedimentos arcósicos y/o tobas riolíticas, todo a su vez posiblemente depositado sobre un basamento metamórfico Mesoproterozoico”.

Hacia el extremo más norte, como parte de la cobertura sedimentaria afloran las Formaciones Maporita y Las Pailas, además, la Formación Matatere II y Formación Barquisimeto, los terrenos cuaternarios (en regiones bajas que drenan al Mar Caribe) y al sureste, los sedimentos recientes de una pequeña porción de la cuenca del Lago de Valencia. Todas estas unidades presentes en la zona se resumen en la tabla 2.2.

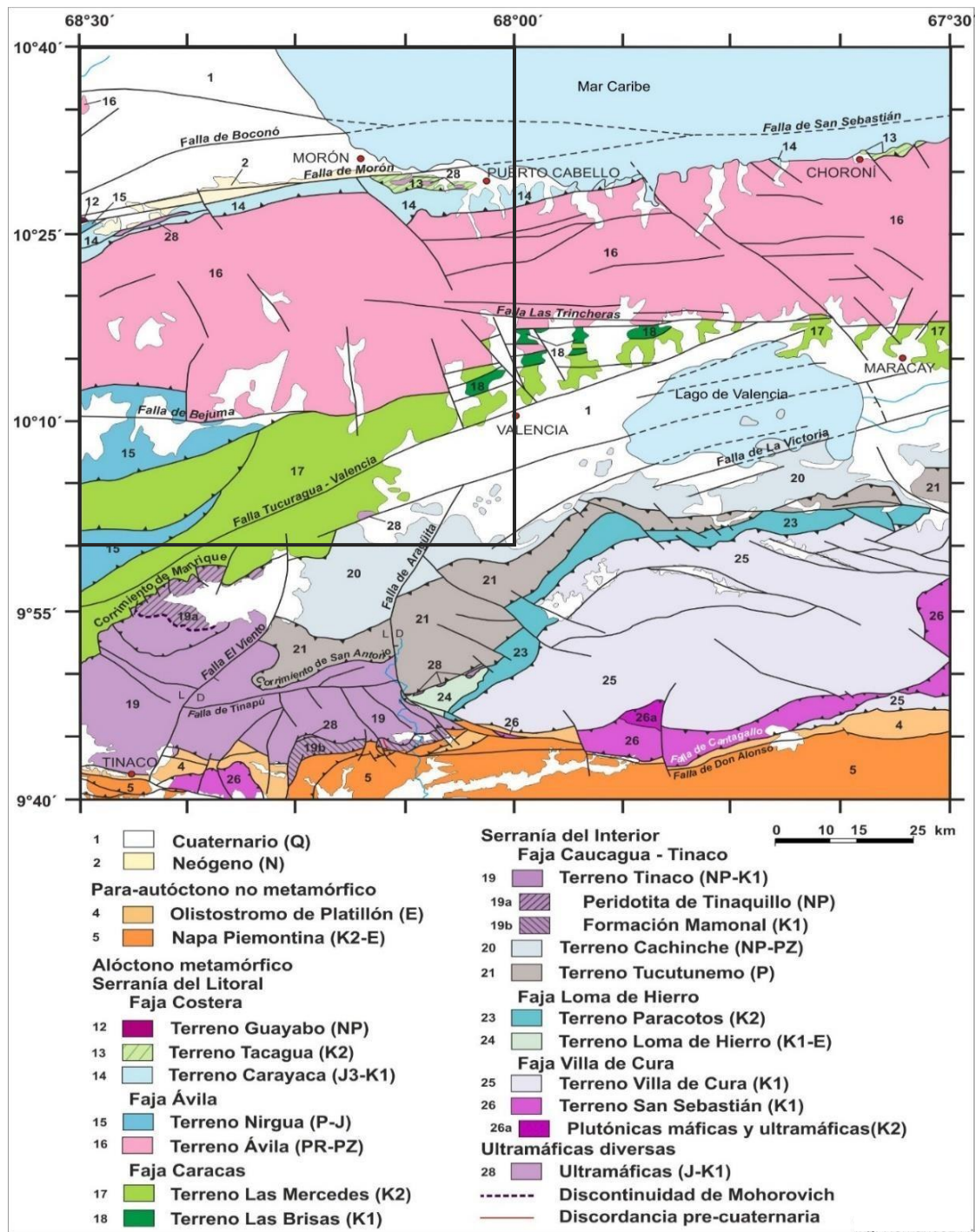


Figura 2.2. Mapa geológico simplificado de la zona central de la CdIC. El recuadro señala el área de estudio. Tomado y modificado de URBANI (2015).

Tabla 2.2. Unidades presentes en el área de estudio

<i>Faja</i>	<i>Terreno</i>	<i>Unidades y/o subunidades en estudio</i>	
Costera	El Guayabo	Complejo El Guayabo	
	Tacagua	Esquisto de Tacagua	s.s.
			Zona Cataclástica
	Carayaca	Complejo Carayaca	s.s.
			Subunidad de esquisto y gneis
Subunidad de eclogitas y anfibolitas			
		Mármol de Antímano	
Ávila	Nirgua	Complejo Nirgua	
	Ávila	Complejo San Julián	s.s.
			Subunidad de esquisto y gneis moteado
			Subunidad de esquisto epidótico
			Subunidad de gneis
		Gneis de Cabriales	Subunidad de cuarcita
			s.s.
			Subunidad de metagabro
		Metagranito de Guaremal	Subunidad de gneis de grano medio
			Subunidad de gneis sillimanítico
		Augengneis Peña de Mora	
Caracas	Las Mercedes	Esquisto de Las Mercedes	s.s.
			Subunidad de esquisto calcáreo grafitoso
	Las Brisas	Esquisto Las Brisas	Subunidad de mármol
Caucagua-El Tinaco	Cachinche	Complejo Cachinche	s.s.
			Subunidad de filita
			Subunidad de gneis hornbléndico
Ultramáficas (Serpentinitas)			

Tabla 2.3. Unidades sedimentarias no metamorfizadas presentes en el área de estudio.

<i>Unidades en estudio</i>	
Napas de Lara	Formación Matatere II
	Formación Barquisimeto I (Unidad Buenos Aires)
Autóctono Sedimentario	Formación Maporita
	Formación Las Pailas

2.2. UNIDADES AFLORANTES

Tabla 2.4. Unidades estudiadas en el Terreno El Guayabo.

	<i>Unidad</i>	<i>Edad</i>	<i>Nomenclatura</i>	<i>Litología</i>	<i>Consideraciones Históricas</i>
Terreno El Guayabo	Complejo El Guayabo	Neoproterozoico	NPeg	Metasedimentarias como: mármol silíceo, roca calco-silicatada y metaevaporita, granofel feldespático-cuarzo-clinopiroxénico, granofel clinopiroxénico-hornbléndico-biotítico. Además, metaígneas como: metacuarzo-sienita, granofiro, gneis-clinopiroxénico-plagioclásico-hornbléndico y gneis hornbléndico-plagioclásico-epidótico.	BELLIZZIA ET AL. (1976) cartografía a el cerro El Guayabo (localidad tipo) como "Formación" Nirgua. Posteriormente, cambian denominación a "Metamórficas de El Guayabo", incluidas en las unidades geológicas de la Cordillera de la Costa de URBANI (2008). GRANDE & URBANI (2009) la diferencian del circundante Complejo Nirgua al reconocer su alto grado metamórfico. Estudios detallados de GRANDE (2013a) permiten renombrarlo como Complejo El Guayabo, de tal manera es cartografiado por GÓMEZ & URBANI (2013).

Tabla 2.5. Unidades estudiadas en el Terreno Nirgua.

	<i>Unidad</i>	<i>Edad</i>	<i>Nomenclatura</i>	<i>Litología</i>	<i>Consideraciones Históricas</i>
Terreno Nirgua	Complejo Nirgua	Pérmico -Jurásico	PJn	Varios tipos litológicos como: esquistos cuarzo-micáceo, esquistos micáceo-grafítico, mármol masivo, cuarcita, esquistos y gneis cuarzo-micáceo-feldespático. Además de rocas carbonáticas en forma de lentes o capas bastante continuas	El complejo fue inicialmente propuesto por BELLIZZIA & RODRÍGUEZ (1967), quienes amplían su descripción, incluyéndolo dentro del Grupo Los Cristales en 1968. BELLIZZIA ET AL. (1976) lo cartografía tanto en la Serranía de Aroa como en Nirgua y Tucuragua. Por su parte, GONZÁLEZ-SILVA (1972) extiende las unidades hasta las localidades de Miranda y Bejuma (Carabobo). Este mismo autor cartografía una franja de rocas eclogíticas entre Morón y Cata, al igual que MORGAN (1969), ambos la describieron como parte de la Formación Las Mercedes y Nirgua, respectivamente, considerados posteriormente como Complejo Carayaca. URBANI (2013), propone separar la Formación Nirgua original de BELLIZZIA ET AL. (1976) y GONZÁLEZ-SILVA (1972) en la Formación Nirgua para rocas metasedimentarias y Complejo Carayaca para rocas subducidas.

Tabla 2.6. Unidades estudiadas en el Terreno Tacagua.

	<i>Unidad</i>	<i>Edad</i>	<i>Nomenclatura</i>	<i>Litología</i>	<i>Consideraciones Históricas</i>
Terreno Tacagua	Esquistos de Tacagua	Cretácico Tardío	K2t	Es una asociación de esquistos albitico-calcítico-cuarzo-micáceo-grafítico, de color gris oscuro intercalado concordantemente con esquistos cuarzo-albitico-actinolítico-clorítico-muscovítico con porcentajes menores de hematita, calcita, pirita, anfíbol y granate. También destacan algunos cuerpos de anfíbolita epidótica y rocas con alta concentración de epidoto (epidocitas).	Inicialmente DENGO (1951) la incluye dentro del Grupo Caracas como una secuencia alternante de esquistos calcáreo-grafítico y esquistos epidótico, de la quebrada de Tacagua en el Distrito Capital. SMITH (1952) establece semejanzas con algunas rocas de su Formación Paracotos. FEO CODECIDO (1962) WEHRMANN (1972) la cartografían en región central de la Cordillera de la Costa. MÉNDEZ & NAVARRO (1987) realizan estudios geoquímicos a rocas verdes epidóticas-actinolíticas. NAVARRO ET AL. (1988) la separa del Grupo Caracas al redefinirla como Fase Tacagua de su Complejo La Costa. URBANI y OSTOS (1989) mantienen este nombre en la cartografía geológica de la Cordillera de la Costa desde Puerto Cruz hasta Cabo Codera.

Tabla 2.7. Unidades estudiadas en el Terreno Carayaca.

	<i>Unidad</i>	<i>Edad</i>	<i>Nomenclatura</i>	<i>Litología</i>	<i>Consideraciones Históricas</i>
Terreno Carayaca	Complejo Carayaca		JK1c	Existen tres subunidades: unidad s.s. de anfibolitas y esquistos cuarzo-feldespático-epidótico-actinolítico, con presencia de eclogita anfibólica, cuarcita micácea, gneis feldespático-cuarcífero-actinolítico-epidótico; la unidad de anfibolitas y mármoles (además de esquistos carbonáticos-muscovíticos-grafíticos, esquistos cuarzo-muscovítico-granatíferos, esquistos cuarzo-muscovítico-glaucofánico-granatíferos. Por último, la unidad de anfibolita (con esquistos muscovítico-carbonáticos-grafíticos). Algunas rocas presentan porfidoblastos de granate de hasta 1 cm de diámetro.	DENGO (1951) describe las anfibolíticas y eclogíticas del macizo del Ávila de esta unidad, mientras que en El Palito - Puerto Cabello MORGAN (1969) las incluye en la Formación Las Mercedes, este mismo autor en estudios posteriores sobre las eclogitas indica su importancia en la interpretación de la evolución de la Cordillera de la Costa. De acuerdo con STEPHAN (1982) y BECK (1985), URBANI (2013) separa la original Formación Nirgua en el Complejo Nirgua <i>sensu stricto</i> y el Complejo Carayaca. Previamente a través de las denominaciones de "Faja Costera-Margarita" (STEPHAN 1982, BECK 1985), "Napa de la franja Costera-Margarita (Formación Tacagua)" (BELLIZZIA, 1986), "Unidad litodémica de corrimiento La Costa" (NAVARRO <i>et. al.</i> , 1988), o la "Asociación Metamórfica La Costa" (URBANI 2001), se incluía en ellas tanto a la "Formación" Nirgua como al Esquisto de Tacagua. Pero URBANI (2013) difiere de ello, ya que Tacagua es una unidad no subducida con un metamorfismo de bajo grado.
	Mármol de Antímamo		JK1a	Mármol masivo con intercalaciones de anfibolita granatífera y cuerpos lenticulares de eclogitas.	SISSON <i>et al.</i> (1997) realiza estudios geotermobarométricos en las rocas de Puerto Cabello, demostrando asociaciones mineralógicas de AP-BT. Además, AVÉ-LALLEMANT & SISSON (2005) interpretan para estas rocas un proceso de exhumación en tres etapas: primeramente, de 75 hasta ~25 km de profundidad, la segunda de ~25 a ~10 km y una tercera etapa durante el Oligo-Mioceno en la cual la unidad fue adosada al norte de la placa suramericana; adicionalmente, la exhumación final por erosión.

Tabla 2.8. Unidades estudiadas en el Terreno Las Mercedes.

	<i>Unidad</i>	<i>Edad</i>	<i>Nomenclatura</i>	<i>Litología</i>	<i>Consideraciones Históricas</i>
Terreno Las Mercedes	Esquisto de Las Mercedes	Cretácico Tardío	K2m	Principalmente esquistos calcáreos, con zonas grafitosas y localmente zonas micáceas. En específico se trata de esquisto cuarzo-muscovítico-calcítico-grafitoso con intercalaciones de mármol grafitoso en forma de lentes.	La referencia original proviene de AGUERREVERE Y ZULOAGA (1937-a, b). En trabajos posteriores de los mencionados (1938-a, b) formalizan la unidad. Diversos autores, entre ellos DENGO (1949), SMITH (1952), MACLACHLAN ET AL. (1960), BELLIZZIA & RODRÍGUEZ (1968), MORGAN (1969), URBANI & QUESADA (1972), BECK (1986), CANTISANO (1989), URBANI ET AL. (1989-A, B), WEHRMANN (1972), GONZÁLEZ-SILVA (1972) Y RODRÍGUEZ (1972) han descrito la unidad sin diferencias mayores, ya que es consecuentemente uniforme.

Tabla 2.9. Unidades estudiadas en el Terreno Ávila.

	<i>Unidad</i>	<i>Edad</i>	<i>Nomenclatura</i>	<i>Litología</i>	<i>Consideraciones Históricas</i>
Terreno Ávila	Complejo San Julián	Neoproterozoico-Paleozoico	NPPZsj	Predomina el esquisto y gneis cuarzo - plagioclásico – micáceo, con un rápido aumento en el tamaño de grano, adquiriendo un carácter gnéisico. En proporciones menores se encuentran mármol, cuarcita y diversos tipos de rocas metaígneas máficas (como anfibolita, gabro, diorita, tonalita y granodiorita).	Autores como DENGO (1951, 1953), WEHRMANN (1972) y URBANI & QUESADA (1972) en trabajos a escala regional, fueron adicionando una gran variedad de rocas a la definición original del “Augengneis de Pena de Mora” de AGUERREVERE & ZULOAGA (1937). OSTOS (1981) logro cartografiar separadamente los cuerpos de augengneis en el macizo de El Ávila, del mismo modo URBANI ET AL. (1989a, 1989b) lo hizo en zona de La Sabana - Cabo Codera, Mamo - Puerto Cruz, Puerto Cabello – Valencia, por tanto, URBANI & OSTOS (1989) nombre de Esquisto de San Julián para incluir las litologías esquistas y gnéisicas que los circundan a los cuerpos de augengneis.

Tabla 2.9. (Continuación).

	<i>Unidad</i>	<i>Edad</i>	<i>Nomenclatura</i>	<i>Litología</i>	<i>Consideraciones Históricas</i>
Terreno Ávila	Gneis de Cabriales	Cámbrico	εc	Gneis granítico con megacrystales de feldespato y con zonas menores de tamaño de grano fino a medio, zonas cizalladas con textura augen, así como xenolitos y diques de aplitas y pegmatitas. Existen siete subunidades: gneis porfiroclástico, gneis de grano medio, gneis de grano fino, augengneis, augengneis, gneis sillimanítico y rocas máficas	Esta unidad, ubicada al norte de Valencia, fue descrita inicialmente como granito porfídico por LÓPEZ (1942), Gneis de Sebastopol por MORGAN (1969) y Formación Peña de Mora por GONZÁLEZ (1972) y URBANI (1972). Posteriormente, trabajos de tesis de la UCV, entre ellos FRASS (1981), AGUILERA & VALLENILLA (1985), FLORES (1983) y CONTRERAS (1988), en conjunto con URBANI ET AL. (1988) realizan una extensión cartográfica de la unidad desde el NW de Valencia (localidad de La Entrada) hasta cerca de Vigirima, denominando finalmente como Gneis de Cabriales a esta unidad de rocas en el trabajo de URBANI (1988, 1989).
	Metagrano de Guaremal	Cámbrico	ε3g	Dos subunidades, la primera denominada Granito no foliado con litotipos como granitos con plagioclasa y feldespato potásico, enclaves "hornfelizados" y diques de aplita y pegmatitas. La segunda unidades Gneis y augengneis granítico (augengneis y gneis cuarzo - feldespático - biotítico, enclave foliado (xenolito hornfelizado) y diques).	URBANI ET AL. (1989) muestra una revisión detallada de trabajos pioneros donde se hacen mención a estas rocas graníticas. MORGAN (1969) utiliza este nombre para designar a las rocas que afloran en la autopista entre Valencia-El Palito. GONZÁLEZ (1972) presenta en un mapa geológico esta unidad, pero con una ubicación incorrecta. La descripción de la unidad y de las rocas adyacentes se profundiza con las tesis de URBANI (1968,1972); AZPIROZ (1982); GRANDE (1982). TEGGIN ET AL. (1985), URBANI (1983, 1985, 1986, 1989-a) presentan un compendio petrográfico, geoquímico y geocronológico de la unidad. Información más actualizada de la unidad se presenta en URBANI et al. (1989-b).
	Augengneis de Peña de Mora	Paleoproterozoico- Mesoproterozoico	PPMPpm	Augengneis grueso y bandeado, gneis de grano fino a medio, cuarcita, esquisto cuarzo - muscovítico y ocasionalmente anfibolita, mármol, con algunos cuerpos dispersos de rocas metaígneas ultramáficas, máficas y félsicas.	Inicialmente acuñado por AGUERREVERE Y ZULOAGA (1937).DENGO (1951) le asigna un rango formacional. AGUERREVERE (1955) cartografía detalladamente la localidad tipo. WEHRMANN (1972) y URBANI & QUESADA (1972) incluyen nuevas litotipos. URBANI & OSTOS (1989) restringen el termino solo para augengneis y gneises graníticos y zonas donde estos predominen.

Tabla 2.10. Unidades estudiadas en el Terreno Cachimche.

	<i>Unidad</i>	<i>Edad</i>	<i>Nomenclatura</i>	<i>Litología</i>	<i>Consideraciones Históricas</i>
Terreno Cachimche	Complejo Cachimche	Paleozoico	PZch	Metasedimentarias de una asociación metamórfica de biotita-granate. Específicamente, esquistos cuarzo-feldespáticos-micáceos, gneises esquistosos feldespáticos, micáceos y cuarzosos, esquistos cuarzo-moscovíticos y clorítico y cuarcitas conglomeráticas, asociadas con rocas verdes.	OXBURGH (1965), KONIGSMARK (1965), MACLACHLAM <i>et al.</i> (1960) y SHAGAM (1960) en la parte oriental de la cuenca de Tinaquillo describieron como Formación Las Mercedes a esta unidad, por su parte GONZÁLEZ SILVA (1972) la denomina "Formación Las Brisas", hasta BELLIZIA <i>et al.</i> (1976) la cartografía en un mapa geológico como el Complejo el Tinaco. Finalmente, URBANI (2015) indica que esta unidad no guarda relación con la mencionada, por tanto, propone el nombre de Complejo Cachimche debido al poblado y embalse del mismo nombre ubicado a 10 km al sur del Campo Carabobo.

Tabla 2.11. Unidades estudiadas en el Terreno Las Brisas.

	<i>Unidad</i>	<i>Edad</i>	<i>Nomenclatura</i>	<i>Litología</i>	<i>Consideraciones Históricas</i>
Terreno Las Brisas	Esquisto Las Brisas	Jurásico Tardío-Cretácico Temprano	J3K1b	En mayor parte la unidad consiste de esquistos cuarzo-feldespático-muscovítico; el 10% restante lo constituyen, en orden de abundancia, esquistos cuarzo-feldespático, epidótico o clorítico, mármol, cuarcita y metaconglomerado.	Es inicialmente denominada Conglomerado de Las Brisas por AGUERREVERE Y ZULOAGA (1937), quienes en 1938 la redefinen como Formación Las Brisas. DENG (1951) incluye a los miembros de la Zenda y el Gneis microclínico. URBANI & OSTOS (1989) resuelven las discrepancias en cuanto a las relaciones entre Las Brisas y Peña de Mora, al restringir Las Brisas solo al esquistos cuarzo-muscovítico-feldespático (sin biotita, ni granate).

Tabla 2.12. Unidades autóctonas sedimentarias.

	<i>Unidad</i>	<i>Edad</i>	<i>Nomenclatura</i>	<i>Litología</i>	<i>Consideraciones Históricas</i>
Autóctono Sedimentario	Formación Maporita	Plioceno Temprano- Plioceno Medio	N2m	Conglomerados mal consolidados (guijarros subangulares y subredondeados con matriz arenácea, frecuentemente ferruginosa y con algunas gravas mal escogidas), areniscas friables cuarzo-micáceas de grano medio y grueso, limolitas y lutitas arenáceas, arcillas y capas delgadas de margas.	El nombre de Formación Maporita fue introducido por BELLIZZIA & GONZÁLEZ (1968) para designar una secuencia de sedimentos pobremente consolidados, discordantes sobre rocas metamórficas, expuestas en los estados Yaracuy y Carabobo.
	Formación Las Pailas	Pleistoceno Temprano	Q1lp	Conglomerados y areniscas no fosilíferas de origen no marino, de colores gris y verdoso. Según BERMÚDEZ & FUENMAYOR (1962) contiene capas carbonosas con restos de hojas y troncos, así como granos de polen. PICARD & GODDARD (1975) indican que la parte inferior está compuesta de lodolitas, limolita y arenisca fina, intercalada con areniscas gruesas y conglomerados	Conforma al Grupo Cabo Blanco, como la formación más antigua y descrita por primera vez por HUMBOLDT (1801), quien en 1823 la correlacionó con capas similares cerca de Cumaná y al oriente de la península de Araya. DENG (1951) fue el primero en cartografiar las "Capas de Cabo Blanco". BERMÚDEZ (1966) asignó la unidad provisionalmente al Mioceno medio-tardío.

Tabla 2.13. Unidades estudiadas de las Napas de Lara.

Napas de Lara	<i>Unidad</i>	<i>Edad</i>	<i>Nomenclatura</i>	<i>Litología</i>	<i>Consideraciones Históricas</i>
	Formación Matatere II	Paleoceno-Eoceno Medio	e3e4m2	A modo general presenta secciones gruesas turbidíticas, con areniscas impuras de líticas a feldespáticas y algunos espesores de areniscas conglomeráticas y conglomerados líticos. La subunidad Matatere II incluye pelitas intercaladas con horizontes psamíticos, con olistolitos en varios niveles, sobre todo hacia la base y el tope.	BELLIZZIA & RODRÍGUEZ (1966,1967) introducen el nombre para designar a las turbiditas asociadas con capas de peñones, incluyendo las "Capas de Peñones de Pavía" de BUSHMAN (1959), las "Capas de Peñones de Paragüito" de RENZ ET AL. (1955), el Terciario no-diferenciado en facies "flysch" de CORONEL & RENZ (1960) y parte de la Formación Morán de VON DE OSTEN & ZOZAYA (1957), BUSHMAN (1959, 1960, 1965). Esta unidad fue cartografiada entre 1940-1960 como "Formación Misoa-Trujillo", también se consideró semejante a la Formación Morán por como por VON DE OSTEN (1967). STEPHAN (1982, 1985) incluye a la Formación Matatere en el "Complejo tectono-sedimentario Lara" y la subdivide en tres subunidades informales (I, II y III).
Formación Barquisimeto I (Unidad Buenos Aires)	Cenomaniense-Maastrichtiense	K2bq	Lutitas, limolitas, margas compactadas, ftanitas y calizas. Las capas de calizas se presentan discontinuas, destacando en la parte inferior de la formación. Los porfidoblastos de pumpellyta y el carácter filítico en algunas capas indican leve metamorfismo.	BUSHMAN (1959) designa con este nombre a la secuencia cretácica que aflora en Barquisimeto. VON DER OSTEN & ZOZAYA (1957) estudian la región adyacente y utilizan nombres diferentes. CORONEL & RENZ (1960) indican que la Formación Barquisimeto es una acumulación heterogénea de mesas alóctonas cretácicas embebidas en un flysch salvaje del Terciario temprano, reconociendo equivalencias con las formaciones Querecual y Mucaria. Diversos autores como CAMPOS ET AL., 1979; BELLIZZIA 1986; MACSOTAY ET AL., 1987 estudian detalladamente la unidad, precisando ambiente de depositación, fósiles y edad.	

2.3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El marco estructural de la región de estudio está asociado a la evolución tectónica del denominado Sistema Montañoso del Caribe (SMC), es cual es interpretado en BELLIZZIA (1972) como un orógeno tipo alpino (posible continuación del Arco Insular del Caribe Oriental), constituido por una amplia secuencia de rocas sedimentarias y volcánicas metamorizadas del Mesozoico; metamorfismo zonado de N-S de diversas facies; intrusiones ácidas, granitos y trondjemitas; intrusiones básicas; complejos ultrabásicos de diferentes petrogénesis, todo esto acompañado de fallamiento normal longitudinal (hacia el norte), tectónica gravitacional al sur, corrimientos de estratificación en el centro-sur y fallamiento transversal en échelon característico. Al respecto, AVÉ LALLEMANT & SISSON (1993) indica que el SMC es un típico cinturón de estribaciones montañosas con una cuenca antepaís no metamorizada en el sur y un transpaís de rocas ígneas y metamórficas en el norte, donde el cinturón antepaís fue formado durante el Terciario, mientras que la edad del metamorfismo es Mesozoica y con algunas rocas ígneas del Cretácico y del Paleozoico Inferior.

El Sistema Montañoso del Caribe esta subdividido según BELLIZZIA & DENGO (1990) en cuatro fajas tectónicas, las cuales han sufrido algunas modificaciones en cuanto a su denominación, tal como se indica al inicio del capítulo; de las fajas propuestas por este autor conciernen al área de estudio la Faja de la Cordillera de la Costa, la Faja de Caucagua-El Tinaco y una pequeña parte de la Serranía del Interior (figura 2.3).

La Faja de la Cordillera de la Costa es un melange de subducción correlacionable con las asociaciones de rocas de la isla de Margarita y las penínsulas de Araya y Paria (AVÉ LALLEMANT & SISSON, 1993); está limitada al norte por la zona de fallas del Caribe y al sur por la Falla de La Victoria, ambas son longitudinales y exhiben desplazamiento vertical mayores a 1 km en algunas regiones, mientras que el movimiento transcurrente dextral es mínimo. De este modo, la faja es interpretada como un gran anticlinorio truncado por estas fallas y en cuyo núcleo afloran rocas graníticas.

La Faja Caucagua-El Tinaco está limitada por la Falla de La Victoria al norte y por la falla de Santa Rosa al sur, también posee una estructura anticlinoidal de rumbo aproximado

E-W, con fallas normales y corrimientos de estratificación. Además, los afloramientos aislados del antiguo Grupo Caracas se creen fueron corridos sobre las rocas más jóvenes, a su vez que las unidades ígneo-metamórficas mantienen heterogeneidad estratigráfica y estructural.

La Serranía del Interior es un cinturón deformado y plegado que consiste en una asociación de rocas clásticas (autóctonas y parautoctonas) del Cretácico Superior-Terciario Superior. Además, AVÉ LALLEMANT & SISSON (1993) señala que esta Serranía deformada y plegada es más antigua al oeste (Eoceno) y más joven al este de Venezuela (Mioceno), específicamente, edades obtenidas por huellas de fisión de Apatito en el centro-norte del país, indican un evento de deformación relativo al paso del Arco Volcánico de las Antillas (colisión oblicua) para el Mioceno y una contracción N-S ocurrida mucho antes de que las Antillas alcanzaran la zona.

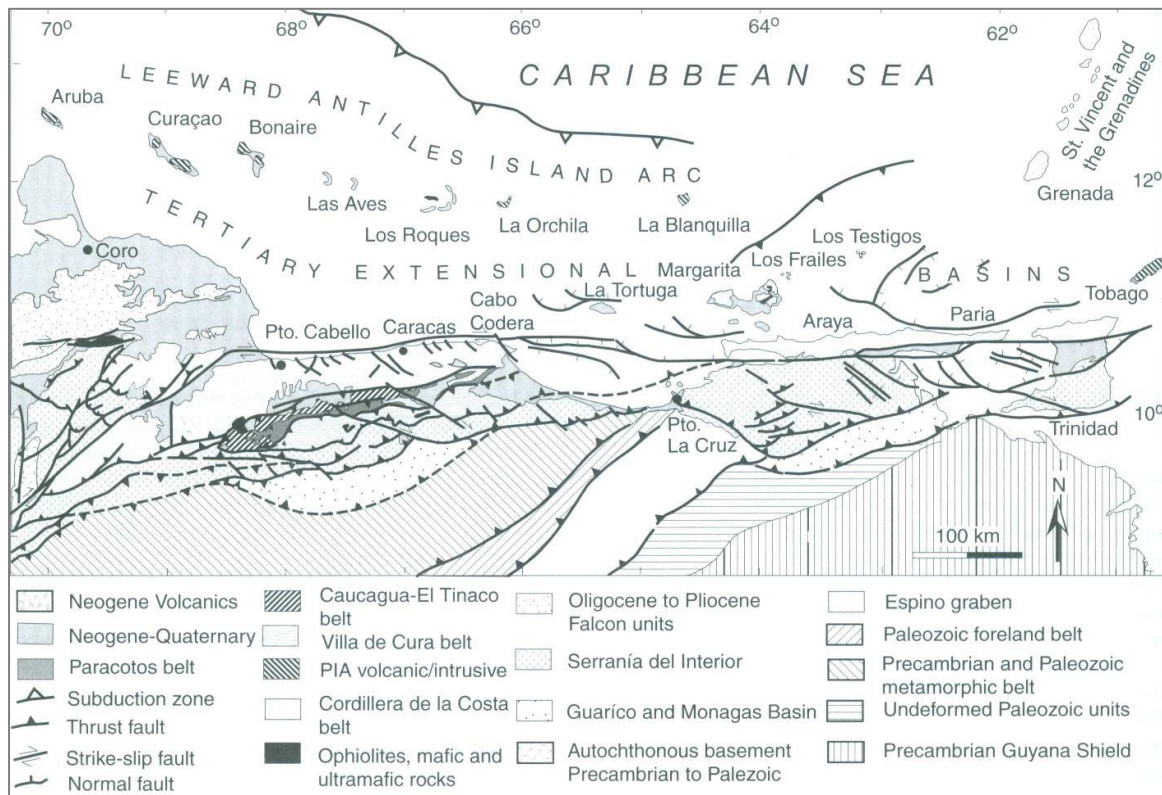


Figura 2.3. Mapa tectónico simplificado del centro-norte de Venezuela. (Avé-Lallemant & Sisson, 2005).

Adicionalmente, dentro del área de estudio se visualiza la falla de Boconó considerada una de las más importantes en el cuadro tectónica de Venezuela Occidental, la cual según

expresa BELLIZZIA (1972) fue descrita por primera vez por ROD (1956) como dextral transcurrente. Asimismo, autores como GONZÁLEZ SILVA (1969) y MORGAN (1967, 1969) describen en la costa de la región de Puerto Cabello, una serie de fallas normales con fuerte buzamiento al norte y verticales, que denominaron como zona de fallas del Caribe y representan la continuación de las fallas de Macuto. En cuanto a la zona de fallas de La Victoria, este último autor sugiere desplazamientos verticales de más de 1.000 metros en la región de Valencia. Por su parte, AUDEMARD *et al.* (2000) reconoce a la falla de Guacamaya dentro del sistema de fallas de La Victoria e indica que se extiende desde Gamelotal hasta el noroeste del Lago de Valencia, con movimiento transcurrente dextral y una componente subvertical.

2.4. TECTONO - ESTRATIGRAFÍA

En un marco general, la evolución tectono-estratigráfica del Sistema Montañoso del Caribe ha sido interpretada por diferentes autores, su complejidad radica en que es una serie polifásica de unidades tectónicas formadas por la superposición de varias napas, muchas de las cuales afloran discontinuamente y además hay presencia de grandes fallas transcurrentes jóvenes, generando desplazamiento lateral de estas napas (BELLIZZIA & DENG, 1990). La zona de estudio está condicionada a la evolución de este sistema, específicamente de las fajas que la componen, de las cuales se ha extrapolado la información de acuerdo a las nuevas denominaciones aplicadas y anteriormente explicadas. Adicionalmente, está dentro de la dinámica de la zona de estudios la faja de las Napas de Lara, al norte como se puede ver en la figura 2.4.

En el Neoproterozoico, cuando se consolida el supercontinente de Rodinia hace unos 980 ± 20 Ma durante el evento Rigolett, ocurrió la colisión del norte de Amazonia con el sur de Báltica, lo cual generó el orógeno Putumayo como un ramal ortogonal del gran orógeno Greenville, momento al cual pertenece los periodos de magmatismo datados para el Complejo El Guayabo de acuerdo a IBÁÑEZ *et al.* (2011). La unidad representativa del Terreno El Guayabo alcanza un nivel de metamorfismo de granulitas, según GRANDE & URBANI (2009) y GRANDE (2013); este último indica que el protolito metacarbonático sugiere un ambiente sedimentario evaporítico tipo sabkha, propio de cuencas tipo rift o de

retroarco extensional ensiálicas e interestratificadas con sedimentos arcósicos y/o tobas riolíticas, todo a su vez posiblemente depositado sobre un basamento metamórfico Mesoproterozoico.

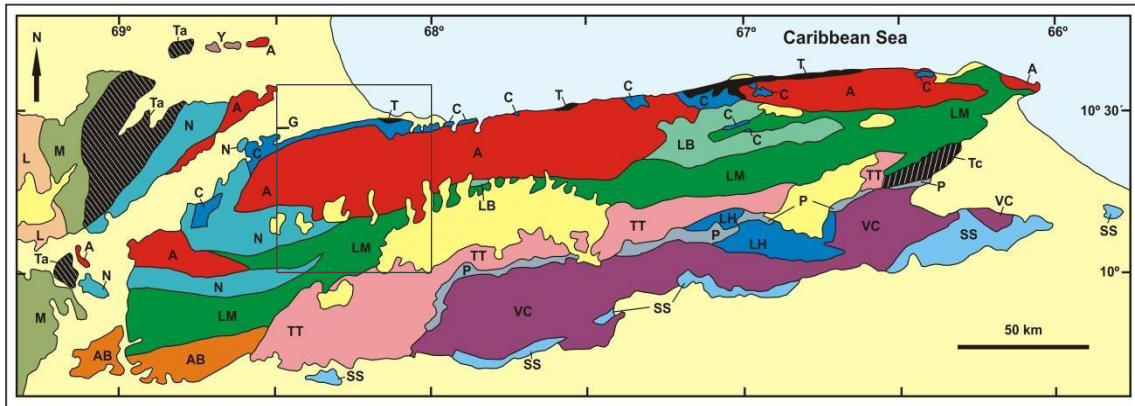


Figura 2.4. Esquema de distribución de terrenos en la zona centro-occidental de Venezuela en relación a la zona de estudio. Abreviaturas: A: Ávila. AB: Agua Blanca. C: Carayaca. G: El Guayabo. L: Napas de Lara. LM: Las Mercedes. M: Los Cristales (Mamey). N: Nirgua. Ta: Tacagua (Aroa). TT: Tinaco-Cachinche-Tucutunemo. Y: Yumare y San Quintín. Amarillo: Cenozoico. Tomado y adaptado de URBANI (2013).

El terreno Ávila es representado predominantemente por el Complejo San Julián, el cual dada su extensión en diferentes regiones y a la complejidad de la historia magmática y metamórfica, presenta ambigüedades con respecto a la edad. La información disponible en URBANI (2015) y la presencia de intrusiones granitoides del Cámbrico sugiere una edad proterozoica para el complejo, además, este autor indica que el protolito sedimentario de esta unidad en la región de Caracas probablemente se depositó inconformemente sobre un basamento continental constituido por el actual Augengneis Peña de Mora, que es de edad Paleoproterozoico. Este terreno es dividido en dos bloques: el bloque occidental y el bloque oriental o Naiguatá, ambos afectados por procesos de exhumación. También está presente, en menor proporción, la unidad del Gneis de Cabriales (Paleozoico) la cual se interpreta como una removilización del basamento Precámbrico durante la orogénesis de fines del Paleozoico. El complejo San Julián presenta diversas intrusiones ígneas plutónicas, entre ellas es pertinente a la zona de estudio el Metagranito de Guaremal, del cual OSTOS (1990) señala una fuente magmática con origen en una corteza continental heterogénea.

Las rocas del terreno Nirgua como complejo, alcanzan la facies metamórfica de los esquistos verde entre las zonas de biotita y del granate, pero además presenta efectos de metamorfismo retrógrado, marcado por la clorita en la facies de los esquistos verdes (JAIMES, 2012 y HERNÁNDEZ, 2013). En cuanto a su origen, se cree que la presencia de niveles de yeso sugiere que los sedimentos se depositaron en el Pérmico, durante el cierre oceánico que produjo Pangea, o en una cuenca tipo rift durante la ruptura de Pangea a lo largo de Proto-Caribe en el Jurásico (URBANI *et al.*, 2015).

Para el terreno Tacagua, específicamente, la unidad del Esquisto de Tacagua URBANI (2015) describe dos posibles orígenes para esta unidad: a partir de un rift magmático del Jurásico Medio, en un ambiente de magmatismo subplaca, que habría producido volcanes entre los bloques del incipiente rift del norte de Sur América, pero antes del desarrollo completo de la cordillera centro oceánica, permitiendo la mezcla de elementos volcánicos y sedimentos terrígenos; o por un proceso de sedimentación en el océano proto-Caribe en un ambiente antearco, bajo condiciones pelágicas o hemipelágicas con influencia de flujos turbidíticos y con una ubicación frente al arco, lo que proveía a la cuenca de grandes cantidades de elementos volcánicos; este planteamiento sería válido de comprobarse que el Esquisto de Tacagua es de edad Cretácica.

El actual Complejo Carayaca, perteneciente al terreno del mismo nombre, es correlacionado con las rocas de AP-BP de la Faja Costera-Margarita de STEPHAN (1982) y BECK (1985), dado que se trata de un melange de subducción exhumado en tres etapas, en la primera etapa las eclogitas se elevaron de ~75 a ~25 km (ca. 120-90 Ma), en una segunda etapa de ~25 a ~10 km (ca. 90-60 Ma) y la tercera etapa ocurrida entre el Oligo-Mioceno cuando la unidad fue corrida sobre la placa suramericana, siendo la erosión responsable de la exhumación final (AVÉ-LALLEMANT & SISSON, 2005). Las rocas de este complejo, según MARESCH *et al.* (2009) y PINDELL *ET AL.* (2005), fueron posiblemente formadas en Suramérica, en la posición actual del Perú y Ecuador, corridas hacia el norte y dispersadas en Venezuela debido al fallamiento transcurrente-dextral Neógeno-Cuaternario del norte del país. Dentro del terreno Carayaca también aflora la unidad del Mármol de Antímamo, cuyas rocas anfibólicas derivan de los basaltos del rifting Mesozoico entre norte y

Suramérica (MARESCH, 1974, TALUKDAR, 1974 y LOUREIRO, 1982); OSTOS (1990) añade que estas son basaltos metamorfizados de un ambiente de cordillera centroceánica.

La segunda unidad de mayor distribución en el área de estudio es el Esquisto de las Mercedes (terreno Las Mercedes); este se considera como el equivalente metamorfizado de la Formación La Luna (AGUERREVERE & ZULOAGA, 1937), por tanto, se estima que la secuencia estratigráfica original de las unidades de este terreno sería Esquisto de Chuspita (Cretácico Temprano) gradando hacia arriba el Esquisto de Las Mercedes (Cretácico Tardío), esto último de acuerdo a URBANI et al. (2012). Asimismo, los posibles protolitos del terreno tienen origen en el mar de Proto-Caribe, en ambientes pobres en oxígenos y/o anóxicos, donde Las Mercedes, La Luna y Querecual se depositaron en el margen pasivo del norte de la placa suramericana, sin influencia de volcanismo hasta el inicio de la interacción entre las placas Caribe y suramericana, proceso en el que solo Las Mercedes sufrió metamorfismo.

Por su parte, el terreno Las Brisas y su unidad representativa, el Esquisto de las Brisas indican autores como AGUERREVERE & ZULOAGA (1937) y DENGO (1951) que fue depositada inconformemente sobre el Gneis de Sebastopol (de edad Silúrico, según URBANI, 2000); al respecto BROUWER (1965) indica que existió una discordancia angular entre Gneis de Sebastopol y Las Brisas, que luego se convirtió en una concordancia estructural por efectos de cabalgamiento.

El terreno Cachinche, con su unidad denominada Complejo Cachinche merece especial atención, dado a que su historia de formación no es clara y será establecida como contribución de otros trabajos que se desarrollan en paralelo a este trabajo de grado. Este terreno fue cartografiado inicialmente por BELLIZZIA *et al.* (1976) como Complejo El Tinaco, estableciéndose una asociación metamórfica de biotita-granate, pero trabajos de MACKENZIE (1966) y más recientemente de NÚÑEZ (2015) han reportado la presencia de cianita, lo que sugiere una paragénesis diferente e impulso a URBANI (2015) a introducir la denominación de Complejo Cachinche. Sin embargo, se reconoce su edad (Paleozoico) y el hecho de que exista una asociación íntima con diversas rocas verdes, que son concordantes con la unidad y representan flujos de roca básica metamorfizadas al mismo tiempo que la secuencia sedimentaria (GONZÁLEZ SILVA, 1969).

Durante el Paleoceno-Eoceno medio, comienza la interacción oblicua de la placa Caribe y la suramericana, afectando los depósitos de rocas de edad cretácica y promoviendo el emplazamiento de fragmentos de la placa Caribe, que dan origen a las denominadas Napas de Lara. Dentro de este contexto se tiene a la Formación Matatere, de carácter turbidítico depositada de forma análoga en una cuenca antepaís, ubicada entre el margen suramericano y la parte frontal de los terrenos de dominio Caribe con avance relativo hacia el sureste. Además, la presencia de un activo tectonismo permitió la inclusión de olistolitos de diversos tipos litológicos y tamaños, siendo abundantes en la Formación Matatere II los provenientes del margen suramericano (STEPHAN, 1982; MARTÍNEZ & VALLETA, 2008). Igualmente, la Formación Barquisimeto como parte de las Napas de Lara representa una acumulación heterogénea de mesas alóctonas cretácicas embebidas en un "wildflysch" del Terciario temprano (CORONEL & RENZ, 1960).

En cuanto a las unidades autóctonas, de origen sedimentario, en el área están representadas por la Formación Maporita y Las Pailas. La Formación Maporita, dado a que presenta una facies sedimentaria morfoclimática de aridez y subaridez típica del Plioceno Tardío y Pleistoceno, se le atribuye un origen en estados regresivos y transgresivos marinos durante episodios de glaciación e interglaciación de dicha data. La misma formación se compone de sedimentos continentales posiblemente depositados en abanicos aluvionales, restringidos a lo largo de una estrecha zona entre la línea de la costa y las rocas metamórficas, con poco transporte y algunas evidencias de sedimentos retrabajados en la línea de costa. Por su parte, la Formación Las Pailas se compone de sedimentos derivados de las rocas metamórficas y metasedimentarias del Grupo Caracas, que pudiesen haber sedimentado en conos aluviales piemontinos (L.E.V., 1970).

3. GEOLOGÍA LOCAL

3.1. INTRODUCCIÓN

El área de estudio comprende hacia el norte los terrenos costeros de los estados Carabobo y Yaracuy, separados, por la falla de Boconó, de las estribaciones terminales de las Napas de Lara y por la falla de San Sebastián del extremo occidental de la Cordillera de la Costa. Hacia el sur, se encuentran el extremo oeste de la cuenca del Lago de Valencia y el inicio de la Serranía del Interior. Dentro de esta distribución areal se tiene de norte a sur las unidades cuaternarias y neógenas, las unidades correspondientes a las Napas de Lara, las fajas Costera, Ávila y Caracas (Cordillera de la Costa), las unidades cuaternarias de la cuenca del lago de Valencia y la faja Caucagua-El Tinaco perteneciente a la Serranía del Interior; así como diversos cuerpos de rocas ultramáficas ampliamente distribuidos.

A continuación, se describen detalladamente todas las unidades de rocas que afloran en la región, en base a la información compilada, trabajo de campo y análisis de laboratorio realizados.

3.2. GENERALIDADES

En la zona de estudio se reconocen dos tipos de rocas: las rocas metamórficas de diversa índole que abarcan la mayor parte y las unidades sedimentarias dispuestas al norte y al sureste. Además, presentan edades desde el Neoproterozoico hasta recientes.

Una parte de las unidades sedimentarias pertenecen al grupo de rocas alóctonas denominado Napas de Lara, de edades entre el Cretácico Tardío y el Eoceno; incluye, respectivamente, la Formación Barquisimeto I (Unidad Buenos Aires) y la Formación Matatere II.

Las rocas metamórficas son de naturaleza alóctona y están distribuidas en los diferentes terrenos, las más antiguas pertenecen al Neoproterozoico como el terreno El Guayabo de la faja Costera y el complejo San Julián del terreno Ávila. Las rocas de edad Paleozoico-Mesozoico están representadas en los terrenos Ávila (Neoproterozoico-Paleozoico), Nirgua

(Pérmico? -Jurásico?), Tacagua (Cretácico Tardío), Carayaca (Jurásico-Cretácico), Las Brisas (Jurásico Tardío-Cretácico Temprano) y Las Mercedes (Cretácico Tardío). Además, se encuentran cuerpos aislados de rocas ultramáficas, específicamente serpentinitas de edad Jurásico-Cretácico Temprano.

Las tablas 3.1, 3.2 y 3.3 presentan un resumen de las unidades presentes en el área de estudio, contenidas en los terrenos mencionados.

Tabla 3.1. Unidades geológicas sedimentarias aflorantes en la zona de estudio.

Unidades Sedimentarias					
	<i>Unidad</i>	<i>Subunidad</i>	<i>Edad</i>	<i>Nomenclatura</i>	<i>Litología</i>
Napas de Lara	Buenos Aires	Formación Barquisimeto I	Cenomaniense-Maastrichtiense	K2bq	Lutitas, limolitas, margas, ftanitas y calizas
	Formación Matatere	Formación Matatere II	Paleoceno-Eoceno Medio	e3e4m2	Pelitas intercaladas con psamítas y olistolitos

Tabla 3.2. Unidades geológicas metamórficas aflorantes en la zona de estudio.

Unidades Metamórficas						
	<i>Terreno</i>	<i>Unidad</i>	<i>Subunidad</i>	<i>Edad</i>	<i>Nomenclatura</i>	<i>Litología</i>
Faja Costera	El Guayabo	Complejo El Guayabo		Neoproterozoico	NPeg	Metagabro actinolítico-epidótico-clorítico, metasedimentarias varias: mármol silíceo roca calcosilicatada y metaevaporita, granofel
	Tacagua	Esquisto de Tacagua	s. s.	Cretácico Tardío	K2t	Esquisto albítico-calcítico, intercalado con esquisto cuarzo-albítico. También, cuerpos de anfibolita epidótica y epidocitas
			Zona cataclástica		K2tc	
	Carayaca	Complejo Carayaca	s. s.	Jurásico-Cretácico Temprano	JK1c	Anfibolita, eclogita, mármol, esquisto y gneis cuarzo moscovítico
			Esquisto y gneis		JK1ce	Esquisto y gneis cuarzo micáceo albítico granatífero
			Eclogitas y anfibolitas		JK1cea	Eclogita y anfibolita granatífera
			Mármol de Antímano	Jurásico - Cretácico Temprano	JK1a	Mármol masivo con intercalaciones de anfibolita granatífera y lentes eclogitas
Faja Ávila	Nirgua	Complejo Nirgua		Pérmico -Jurásico	PJn	Esquisto cuarzo-micáceo, esquisto micáceo-grafítico, mármol masivo, cuarcita, esquisto y gneis cuarzo-micáceo-feldespático

s. s.: sensu stricto, unidad sin diferenciar.

Tabla 3.2. Continuación.

Unidades Metamórficas						
	<i>Terreno</i>	<i>Unidad</i>	<i>Subunidad</i>	<i>Edad</i>	<i>Nomenclatura</i>	<i>Litología</i>
Faja Ávila	Ávila	Complejo San Julián	s. s.	Neoproterozoico-Paleozoico	NPPZsj	Esquisto, gneis cuarzo plagioclásico micáceo granatífero “no moteado”
			Esquisto y gneis moteado		NPPZsjm	Esquisto y gneis cuarzo plagioclásico micáceo granatífero “moteado”
			Esquisto epidótico		NPPZsja	Esquisto cuarzo albítico actinolítico epidótico
			Gneis		NPPZsjb	Gneis biotítico moteado
			Cuarcita		NPPZsjc	Cuarcita esquistosa
		Gneis de Cabriales	s. s.	Cámbrico	εc	Gneis granítico de grano grueso con megacristales de feldespato K
			Metagabro		εcg	Rocas anfibólicas (metagabro y esquisto anfibólico).
			Gneis de grano medio		εcm	Gneises y augengneises, (granulometría de 1,2 a 2,5 cm)
			Gneis Sillimanítico		εcs	Gneis sillimanítico
		Metagranito de Guaremal	s. s.	Cámbrico	ε3g	Augengneis y gneis cuarzo - feldespático - biotítico, enclave foliado y diques.
	Metagranito no foliado		ε3h		Granitos con plagioclasa y feldespato K	

s. s.: sensu stricto, unidad sin diferenciar.

Tabla 3.2. Continuación.

Unidades Metamórficas						
Faja Ávila	<i>Terreno</i>	<i>Unidad</i>	<i>Subunidad</i>	<i>Edad</i>	<i>Nomenclatura</i>	<i>Litología</i>
	Ávila	Augengneis de Peña de Mora		Paleoproterozoico-Mesoproterozoico	PPMPpm	Augengneis grueso, gneis de grano fino a medio, cuarcita, esquisto cuarzo moscovítico; anfibolita y mármol
Faja Caracas	Las Mercedes	Esquisto de Las Mercedes	s. s.	Cretácico Tardío	K2m	Esquisto cuarzo-moscovítico-calcítico-grafitoso con lentes de mármol grafitoso
			Esquisto carbonático		K2mc	Esquistos carbonáticos, con zonas grafitosas y micáceas
			Mármol		K2mm	Mármol masivo con calcita, cuarzo, muscovita, grafito y albita.
	Las Brisas	Esquisto de Las Brisas	s. s.	Jurásico-Cretácico	J3K1b	Esquisto cuarzo albítico moscovítico clorítico y cuarcita
			Filita		J3K1bf	Filita micácea
	Faja Caucagua-El Tinaco	Cachinche	Complejo Cachinche	s. s.	Paleozoico	PZch
Gneis hornbléndico				PZchg		Gneis hornbléndico-cuarzo-oligoclásico
Ultramáficas			Serpentinita	Jurásico-Cretácico Temprano	JK1sp	Serpentinita friable muy pura

Además de las unidades sedimentarias y metamórficas, en la zona de estudio hay una ocurrencia importante de sedimentos no consolidados de edad Neógeno a Cuaternario depositados en diversos ambientes; los sedimentos cuaternarios fueron reagrupados y clasificados en base a diversas fuentes: los sedimentos cuaternarios de la zona norte, representados de acuerdo a actualización de COELLO (2012), realizada en base a COPLANARH (1974); los sedimentos cuaternarios distribuidos entre terrenos y definidos en el *Atlas geológico de la Cordillera de la Costa* (URBANI & RODRÍGUEZ, 2004); y los sedimentos cuaternarios dispuestos en el extremo SE, en los alrededores de la cuenca del Lago de Valencia, sintetizados del denominado SIG del Lago de Valencia de VILORIA (2007). También hacia el norte, discordante sobre las rocas metamórficas se encuentran los sedimentos poco consolidados de las Formaciones Las Pailas y Maporita. La nomenclatura utilizada y sus respectivas descripciones se resumen en la tabla 3.3.

Tabla 3.3. Nomenclatura utilizada para las unidades cuaternarias de la zona de estudio.

Unidades Cuaternarias y sedimento neógenos poco consolidados				
	Edad	Referencia utilizada	Simbología	Unidades geológicas
Cuaternario	Cuaternario sin diferenciar	<i>Atlas geológico de la Cordillera de la Costa</i> (2004)	Qal	Aluvión fluvial y planicie costera
			Qal2	Aluvión fluvial antiguo
			Qtr	Rampas y abanicos de explayación
			Qalf	Aluvión fluvial
	Holoceno	COPLANARH (1974)	Q2G29	Planicie litoral. Albuferas.
			Q2G33	Complejo litoral de desembocadura
			Q2G26	Planicie litoral marina. Cordones, flechas, playas.
			Q2E25	Planicie deltaica. Depresión marginal.
			Q2N6	Bajos de ablación con interstratificaciones de lutita
			Q2C23	Planicie de desborde. Cubeta de decantación
			Q2C12	Lecho Mayor
			Q2NC	Bajos de ablación. Planicie de desborde
			Q2B12	Valle. Lecho Mayor
			Q2G31	Planicie litoral (marina). Slikke
			Q2L6	Colinas con interstratificaciones de lutita y roca
			Q2D	Planicie de explayamiento
			Q2A5	Piedemonte. Glacis de explayamiento
			Q2B9	valle coluvio - aluvial
			SIG(VILORIA, 2007)	Q2ca
	Q2v	Vega		

Tabla 3.3. Continuación.

Unidades Cuaternarias y sedimento neógenos poco consolidados				
	Edad	Referencia utilizada	Simbología	Unidades geológicas
Cuaternario	Pleistoceno Superior a Holoceno	COPLANARH (1974)	q4Q2A5	Piedemonte. Glacis de explayamiento
			q4Q2C21,22	Planicie de desborde. Napa y cubeta
	Pleistoceno Superior	SIG del Lago de Valencia (VILORIA, 2007)	q4la	Llanura aluvial
			q4pi	Plano inclinado
	Pleistoceno Medio a Superior	COPLANARH (1974)	q3q4C	Planicie de desborde
	Pleistoceno Medio a Holoceno		q3Q2C21,22	Planicie de desborde. Napa y cubeta
	Pleistoceno Medio	SIG del Lago de Valencia (VILORIA, 2007)	q3ca	Valle coluvio-aluvial
	Pleistoceno Inferior a Pleistoceno Superior	COPLANARH (1974)	q1q4D	Planicie de explayamiento
	Pleistoceno Inferior		q1q2D	Planicie de explayamiento
			q1q2A5	Piedemonte. Glacis de explayamiento
			q1q2B10	Terraza aluvial
			q1q2tz	Terraza
			q1q2pi	Plano inclinado
			q1q2m	Mesa
q1q2ca			Valle coluvio-aluvial	
Neógeno	Pleistoceno Temprano	COPLANARH (1974)	Q1lp	Formación Las Pailas
	Plioceno Tardío	<i>Atlas geológico de la Cordillera de la Costa</i> (2004)	N2m	Formación Maporita

3.3. CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

3.3.1. INTRODUCCIÓN

Como principal objetivo de este proyecto, se realizó la actualización de los 30 mapas geológicos a escala 1:25.000 correspondientes a las hojas 6546 y 6547, esta se enfocó en la actualización de los nombres de las unidades en función de los cambios ya mencionados, en la definición y redefinición de algunos contactos geológicos y/o fallas, a partir de los trabajos de otros autores, como del trabajo geológico de campo ejecutado en las zonas de mayor interés y de los análisis de laboratorio. En el presente apartado se muestran los resultados obtenidos y las modificaciones que implicaron en la cartografía geológica, a la vez que se contrastan con los estudios realizados por autores previos.

3.3.2. GENERALIDADES

El trabajo de campo se realizó en dos sectores dentro del estado Carabobo que representaban a los Terrenos Las Mercedes, Cachinche y cuerpos de serpentinitas.

Inicialmente, en el sector norte, se reconocieron cuerpos de serpentinitas en los extremos de la carretera La Mona-Bejuma, estableciéndose que las montañas circundantes pertenecían al terreno las Mercedes y San Julián y que el cuerpo de serpentinita aflora justo en la zona de contacto de ambos terrenos. En este mismo sector, hacia el poblado de Las Matas, entrando por la carretera Bejuma-Las Matas, se reconocen buenos afloramientos del Complejo Nirgua del cual se tomaron muestras para análisis de laboratorio.

En el sector sur, más cercano a la ciudad de Valencia, específicamente se visitaron zonas aledañas a Pueblo Nuevo, donde se reconoció un nuevo contacto entre sedimentos recientes y el Esquisto de las Mercedes, que era la unidad tipo descrita en ese punto. Finalmente, entrando por la carretera hacia La Arenosa y siguiendo el cauce del río El Pao, los únicos afloramientos visibles del Terreno Cachinche se encontraban dentro del turbulento cauce del río por lo que solo se pudo acceder a muestras cercanas a la orilla.

Como base para la elaboración de los mapas de este proyecto se utilizaron, principalmente, las hojas 1 a la 26 del *Atlas geológico de la Cordillera de la Costa*, así como otros mapas provenientes de diferentes autores con fines específicos a saber: el mapa geológico del cerro El Guayabo, para delimitar la unidad a partir de las actualizaciones de GRANDE (2013), mapa del extremo sureste de la cuenca de Casupal de MACSOTAY *et. al.*(2006) para la redefinición de la Formación Urama como Formación Matatere II y la definición de los contactos de las formaciones Barquisimeto y Las Pailas, mapa de ubicación de los túneles del sistema ferroviario La Encrucijada-Puerto Cabello, de donde se extrajeron muestras para su estudio petrográfico, publicado por SANABRIA & FARFÁN (2013), SIG de Geomorfología y Edafología de la Cuenca del Lago de Valencia de VILORIA (2007), para la actualización a detalle de los cuerpos sedimentarios recientes depositados alrededor de la cuenca del lago y el estudio geomorfológico de las regiones costa noroccidental, centro occidental y central (Sistema montañoso noroccidental) de COPLANARH (1975) que permitió la actualización de las unidades cuaternarias en la zona norte.

Para las interpretaciones acerca del relieve y demás caracteres fisiográficos, así como figuras explicativas y reinterpretación de los mapas, se utilizaron herramientas digitales como Google Maps en su versión en línea, Google Earth (2016) y Modelos de Elevación Digital (DEM) a resolución de 30 metros, obtenidos del portal web Geosur.

3.3.3. Depósitos cuaternarios y neógenos

Las unidades del Neógeno y Cuaternario sufrieron grandes modificaciones dentro de la zona de estudio con respecto a las clasificaciones mostradas en el *Atlas geológico de la Cordillera de la Costa*, sobre todo el extremo norte y sureste, justo donde se concentran la mayor parte de ellos. Dada la extensión de los terrenos cuaternarios, las modificaciones consistieron en hacer una clasificación más detallada de cada depósito; en este sentido en la zona norte se pasó de las dos unidades típicas representadas (Qal y Qal2) a 21 unidades cuaternarias (con la Formación Las Pailas como unidad formal) y una neógena (Formación Maporita). Este cambio fue posible gracias a las actualizaciones realizadas por COELLO (2012) en su proyecto de integración geológica en los estados Lara y Yaracuy, quien se basó en los estudios geomorfológicos de COPLANARH (1975). Estas unidades son: Q2G29,

Q2D, Q2L6, Q2G33, q3Q2C21C22, Q2G26, q1q2B10, q1q2D, Q2E25, Q2N6, Q2G31, q1q4D, Q2C23, q3q4C, Q2C12, Q2B12, Q2A5, q1q2A, q4Q2A5, Q2B9, N2m y N2Q1lp (ver descripciones en tabla 3.3). Este mismo autor, incluyo los nuevos contactos de la Formación Las Pailas dentro de la zona, en este caso los cambios se realizaron en base a las investigaciones de campo de MACSOTAY *et. al.* (2006), donde se identifica un conglomerado de color gris claro a gris verdoso con una matriz arenosa, que no había sido mapeado por BELLIZZIA & RODRÍGUEZ (1968) ni por BELLIZZIA *et al.* (1976), quienes lo interpretaron como sedimentos aluviales. Del mismo modo la Formación Maporita fue denominada N2m, haciendo solo modificaciones en la nomenclatura y respetando las referencias originales de BELLIZZIA & GONZÁLEZ (1968), el detalle se muestra en la figura 3. 2.a.

Hacia el sureste de la zona de estudio, los depósitos pertenecientes a la cuenca del Lago de Valencia fueron actualizados en base a los estudios geomorfológicos de la Facultad de Agronomía de la UCV, específicamente de VILORIA (2007), representado a través de un SIG que contenía al menos 33 tipificaciones en cuanto a la disposición de los sedimentos, la edad y otra diversidad de parámetros. Des estos 33 tipos se hizo una simplificación más adecuada para los fines de este trabajo y de la visualización gráfica, dando como resultado nueve unidades cuaternarias: Q2ca, Q2v, q1q2ca, q1q2m, q1q2pi, q1q2tz, q3ca, q4la y q4pi (ver descripciones en tabla 3.3). Por otra parte, los terrenos cuaternarios que se distribuyen de E-W hacia la parte central permanecen con la misma nomenclatura base del mencionado atlas, distinguiéndose las unidades Qal, Qal, Qtr y Qalf, estas se observan en la figura 3.2.b.

La distribución de las unidades cuaternarias y neógenos puede ser apreciado en la figura 3.1, las mismas tienen una extensión areal de 1238 km², lo que representa un 35.5% del área total de estudio (figura 3.1).

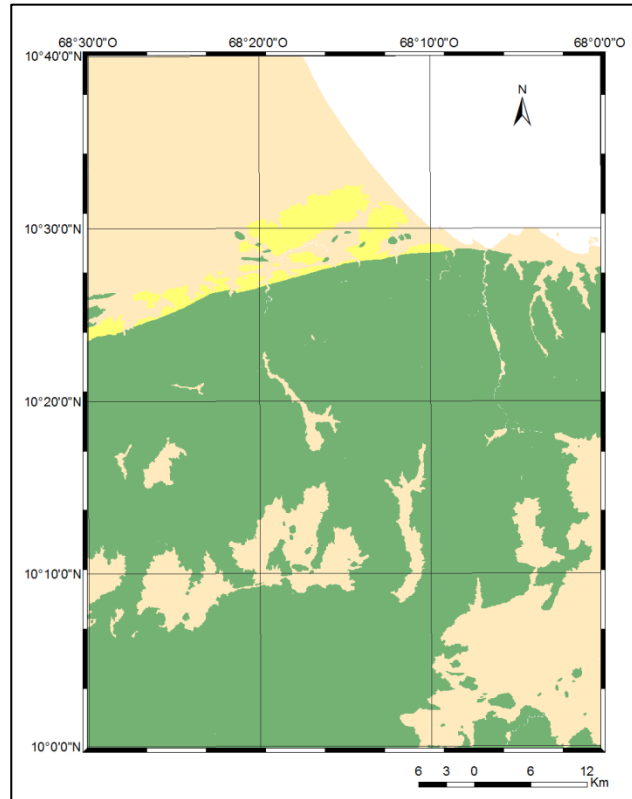


Figura 3.1. Distribución de los sedimentos cuaternarios (color beige), diferenciándose la Formación Las Pailas (Pleistoceno) y la Formación Maporita (Plioceno) como unidades formales en color amarillo.

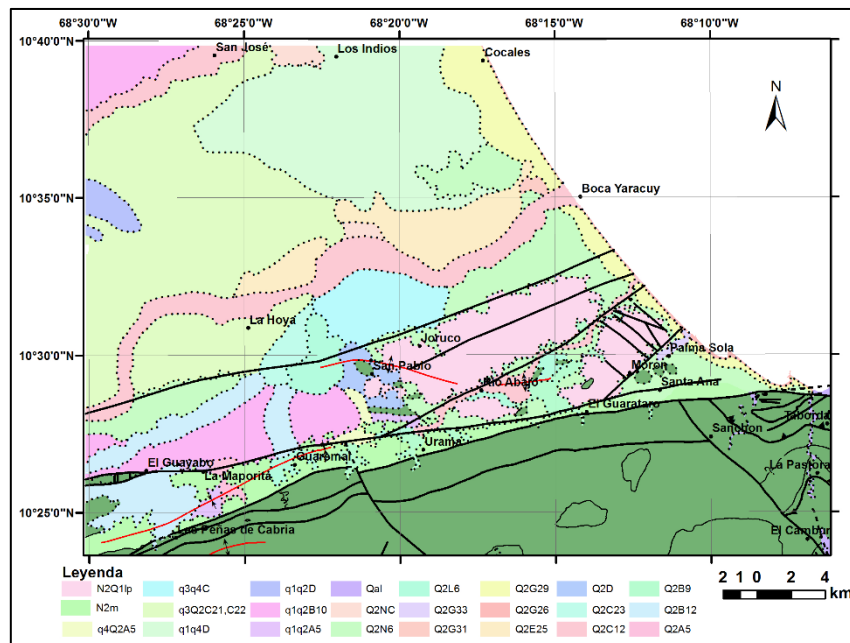


Figura 3. 2. a. Unidades cuaternarias y neógenas al norte de la zona de estudio. Las rocas metamórficas se presentan de color verde.

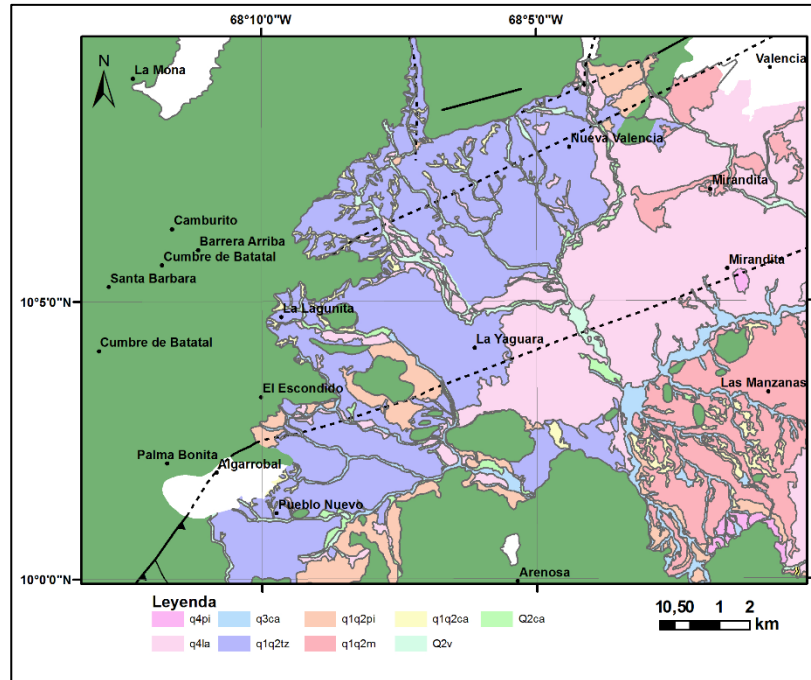


Figura 3. 2. b. Unidades Cuaternarias al SE de la zona de estudio, las unidades metamórficas se presentan de color verde.

3.3.4. Napas de Lara

Dentro de la zona de estudio está representado por las formaciones Barquisimeto y Matatere II; al norte la Formación Matatere II fue incluida en este trabajo, quedando delimitados sus contactos justo en los lugares ocupados por la desactualizada Formación Urama, la cual según indican MACSOTAY *et. al.* (2006) en sus investigaciones en el extremo suroriental de la Serranía de Falcón, debe ser un término rechazado por no corresponder con la secuencia estratigráfica.

Los mismos autores sugieren que la Formación Barquisimeto de la subcuenca de Casupal, corresponde a la Unidad Buenos Aires, este hecho permitió también configurar a partir del mapa de estos autores la Formación Barquisimeto dentro de la zona de estudio, específicamente entre el pueblo de Alparatón y Morón. Este conjunto de unidades se encuentra distribuido en un área 4,2 km² al NE de la zona de estudio, entre las localidades de Palmasola y San Pablo, ocupando el 0,1% de esta, lo cual se puede observar en la figura 3.3.

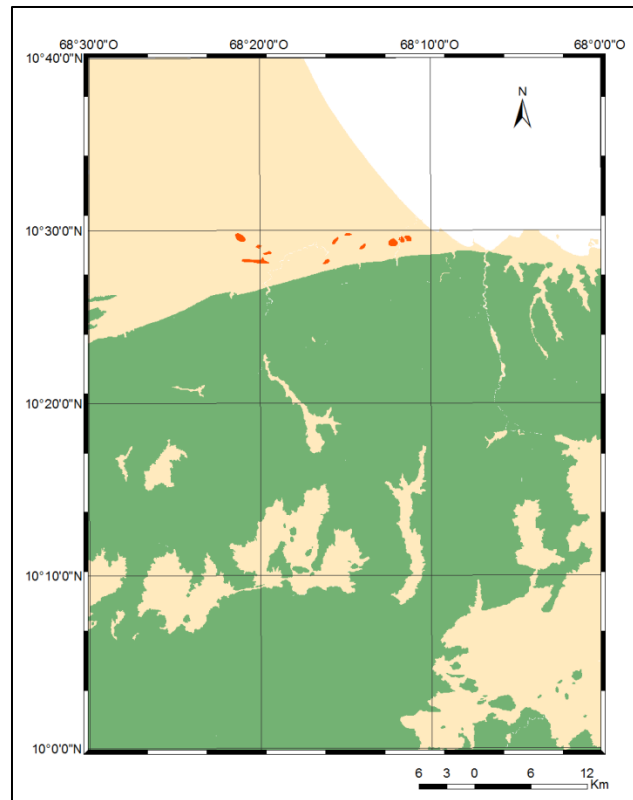


Figura 3.3. Ubicación de las Napas de Lara (color anaranjado) con respecto a las otras unidades de rocas metamórficas (color verde) y los sedimentos neógenos-cuaternarios (color beige).

3.3.5. Terreno El Guayabo

Se ubica al NW de la zona de estudio, en la localidad del Guayabo; este nuevo terreno se incluye dentro de la zona de estudio gracias a su definición por GRANDE (2013); sus contactos quedan establecidos sobre los anteriormente cartografiados, al este de El Guayabo, en el *Atlas geológico de la Cordillera de la Costa (2004)* como esquisto de Tacagua, cambio que sugiere además una nueva nomenclatura e interpretación de la tectónica de la zona.

Este terreno tiene poca extensión en la zona de estudio, ocupando un 0,03% de esta con un área de 1,08 km², tal como se observa en la figura 3.4.

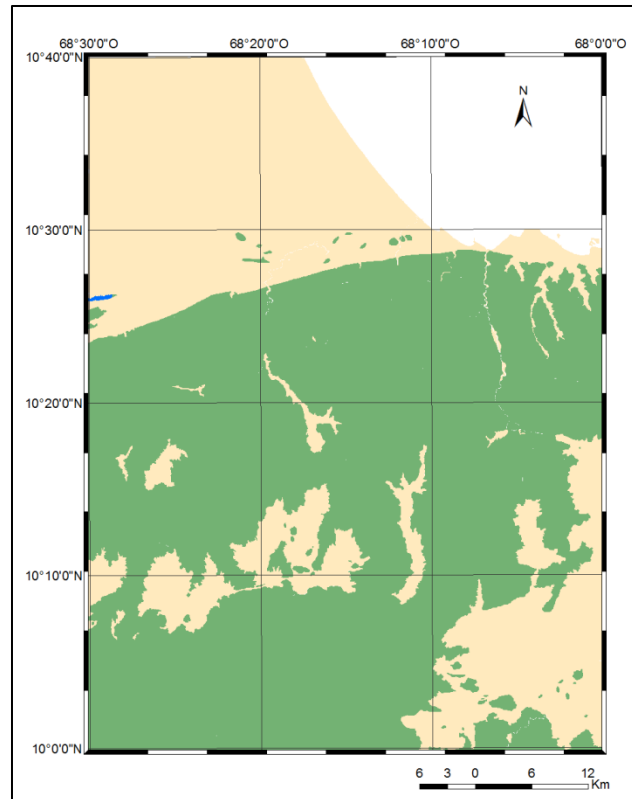


Figura 3.4. Ubicación del Terreno El Guayabo (color azul) con respecto a las otras unidades de rocas metamórficas (color verde) y los sedimentos neógeno-cuaternarios (color beige).

3.3.6. Terreno Carayaca

Terreno Carayaca es la nueva denominación propuesta para el grupo de rocas subducidas que se ubican al norte de la zona de estudio, en una franja extendida casi de E-W incluyendo las rocas eclogíticas de la región de Puerto Cabello. Sus contactos quedan delimitados justo sobre los antiguos contactos de la Formación Nirgua, originalmente definidos por BELLIZZIA *et al.* (1976) en el estado Yaracuy y extendidos hasta Carabobo por GONZÁLEZ-SILVA (1972), específicamente, sustituye a la unidad CN (Complejo Nirgua: anfibolita, eclogita, mármol, esquisto y gneis cuarzo moscovítico) del *Atlas geológico de la Cordillera de la Costa* (2004). Esta nueva acepción es introducida gracias a los trabajos de campo y petrográficos realizados en el estado Yaracuy por COELLO (2012), HERNÁNDEZ (2013), MONTOYA (2015) y HERNÁNDEZ (2014), quienes encontraron que en la localidad tipo de la Formación Nirgua no hay asociaciones mineralógicas de AP-BT (alta presión-baja temperatura), por tanto, no puede ser una unidad subducida, lo que lleva a dividir dicha formación en dos unidades: Formación Nirgua *sensu stricto* (no subducida) y la

correspondiente con el Terreno Carayaca. Este terreno tiene un área de 92,4 km² y ocupa un 2.7% de la zona de estudio (ver figura 3.5).

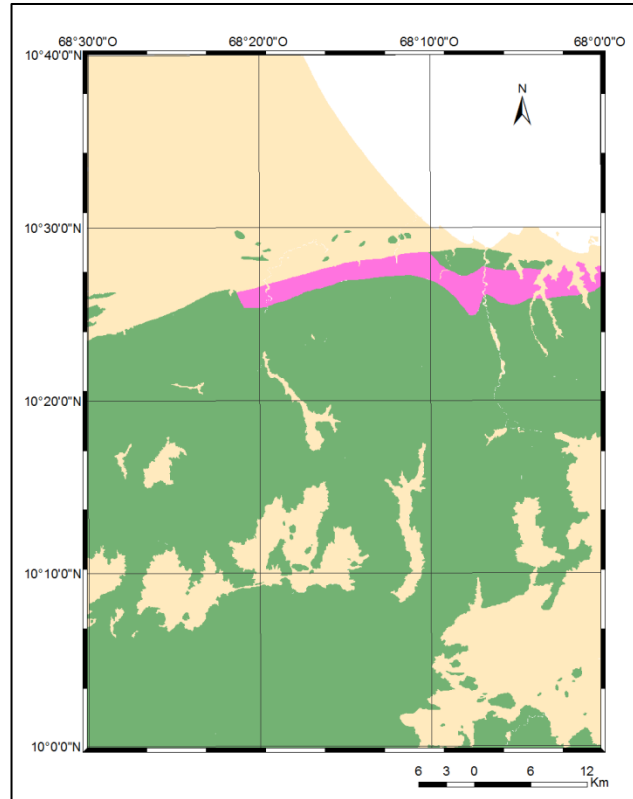


Figura 3.5. Ubicación del Terreno Carayaca (color fucsia) con respecto a las otras unidades de rocas metamórficas (color verde) y los sedimentos neógenos-cuaternarios (color beige).

3.3.7. Terreno Tacagua

Este terreno se encuentra en los alrededores de las regiones de Morón y Puerto Cabello y al sur de Guaremal, con un área de 22,5 km², alcanzando solo un 0,6% del área total en estudio (ver figura 3.6). Sus contactos permanecen igual que los mostrados en el *Atlas geológico de la Cordillera de las Costa (2004)* provenientes de los estudios de FALCÓN (1983) y BARRIOS (1988), planteándose solo cambios en la nomenclatura de las dos unidades que la conforman.

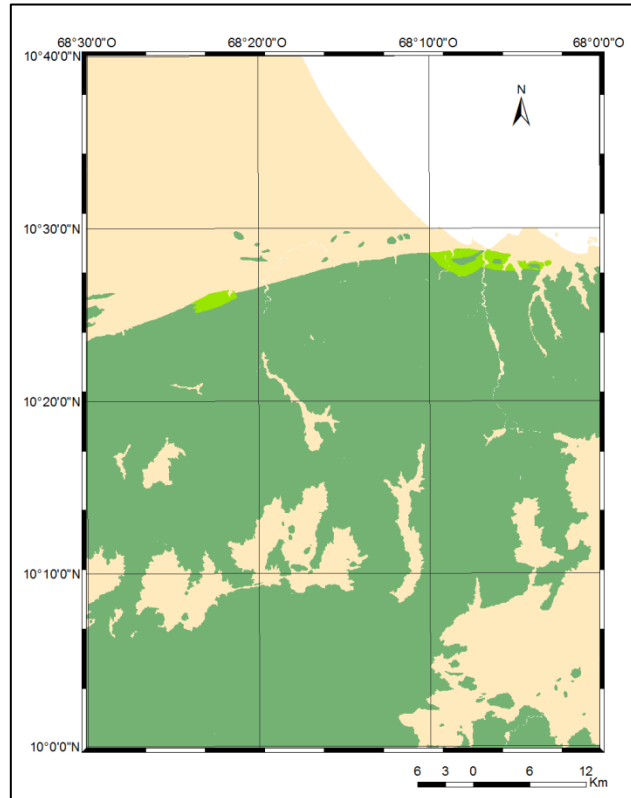


Figura 3.6. Ubicación del Terreno Tacagua (color verde claro) con respecto a las otras unidades de rocas metamórficas (color verde) y los sedimentos neógenos-cuaternarios (color beige).

3.3.8. Terreno Nirgua

Se encuentra al SW de la zona de estudio en torno con los terrenos Ávila y Las Mercedes, donde sus contactos se mantienen de los autores originales BELLIZZIA *et al.* (1976). Este terreno hace referencia estricta a la antigua Formación Nirgua del mencionado autor, ahora denominada Complejo Nirgua, que se ubica en las montañas de Aroa y en la región tipo, desde donde se extiende hasta la zona de estudio, excluyendo a las rocas de AP-BT de la Faja Costera, que anteriormente habrían sido descritas como parte del Formación Nirgua. Abarca un área de 162 km², lo que representa un 4,6% del total de la zona de estudio (figura 3.7).

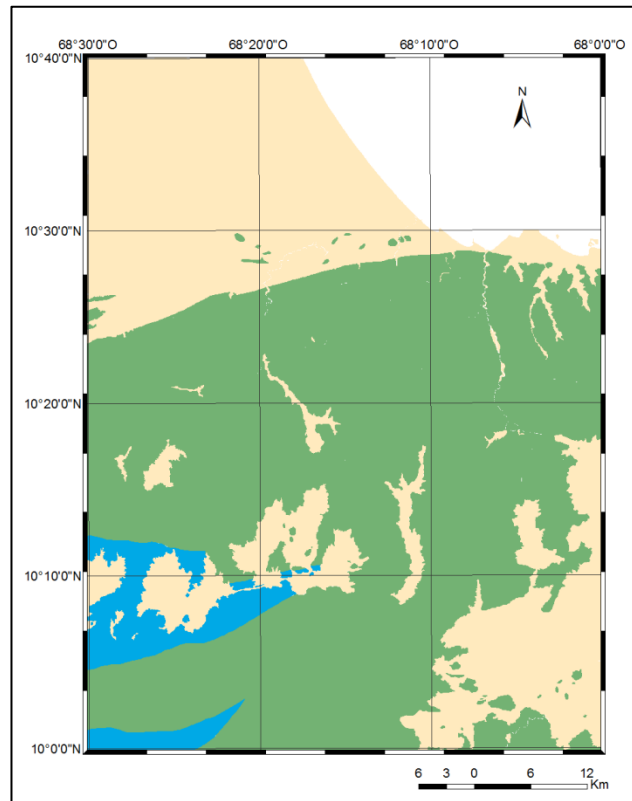


Figura 3.7. Ubicación del Terreno Nirgua (color azul) con respecto a las otras unidades de rocas metamórficas (color verde) y los sedimentos neógenos-cuaternarios (color beige).

3.3.9. Terreno Ávila

Este terreno se extiende de E-W en una gran franja central, compuesto por las unidades Complejo San Julián (la más extensa de la zona de estudio), Gneis de Cabriales, Metagranito de Guaremal y el Augengneis de Peña de Mora; los contactos de este terreno y sus unidades se mantuvieron sin cambios con respecto a los previamente definidos en el *Atlas geológico de la Cordillera de la Costa (2004)*, incluyéndose en este trabajo solo cambios con respecto a la nomenclatura utilizada. Este terreno abarca un 37,9% del área total en estudio y cuenta con 1320,5 km² (ver figura 3.8).

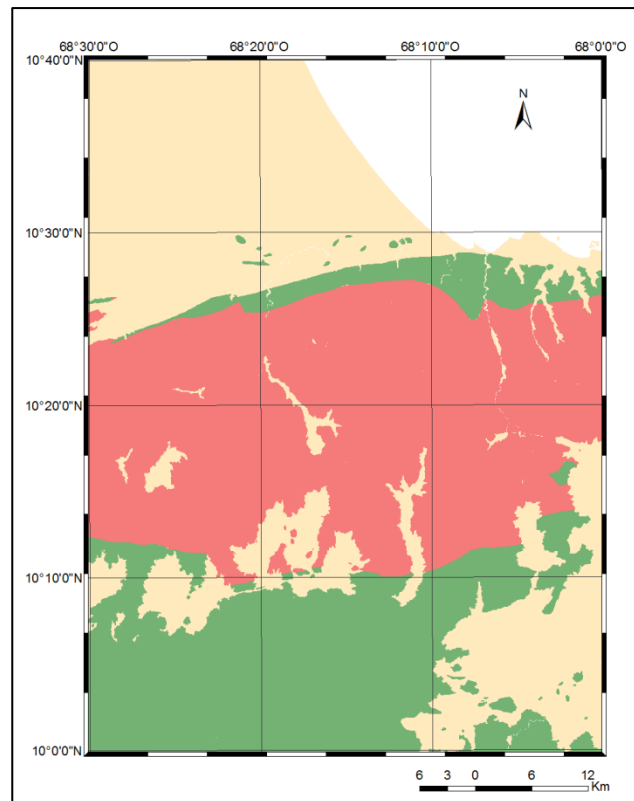


Figura 3.8. Ubicación del Terreno Ávila (color rosado) con respecto a las otras unidades de rocas metamórficas (color verde) y los sedimentos neógenos-cuaternarios (color beige).

3.3.10. Terreno Las Mercedes

Representa el segundo terreno más extenso luego del Terreno Ávila, con 578,9 km², lo que equivale a un 16,6% del área de estudio(ver figura 3.9); se ubica en una franja desde el extremo SW al NE, sus contactos se adaptan de acuerdo a las referencias originales DE GONZÁLEZ-SILVA (1972), incluyéndose en este trabajo solo una pequeña modificación entre el contacto de este terreno y el terreno Ávila, a la altura de la población de Carrizales, donde se reconocieron nuevos cuerpos de serpentinitas que no habían sido incluidas en la cartografía geológica de la zona; de igual modo fue delimitado un cuerpo de mármol al norte de Naguanagua, perteneciente a una de las unidades de este terreno, que no había sido representado en la respectiva hoja del *Atlas geológico de la Cordillera de la Costa* (2004).

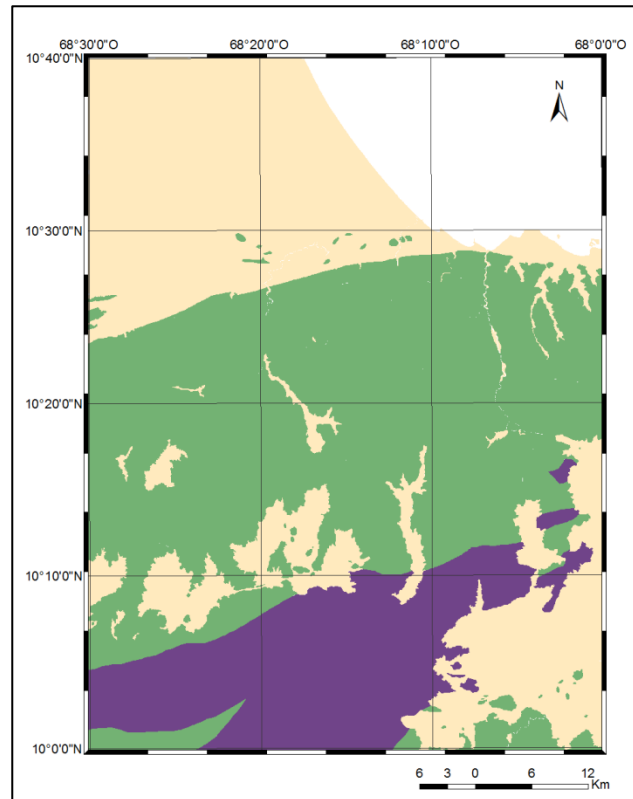


Figura 3.9. Ubicación del Terreno Las Mercedes (color morado) con respecto a las otras unidades de rocas metamórficas (color verde) y los sedimentos neógenos-Cuaternarios (color beige).

3.3.11. Terreno Las Brisas

Este terreno tiene una pequeña representación dentro de la zona de estudio, ubicándose al norte de la falla de Guacamaya o Valencia, en un área de 11,2 km², es decir, un 0,3% del área total en estudio (ver figura 3.10). Los contactos permanecen sin cambios en este trabajo, respetando las referencias de FRASS (1981), autor del trabajo geológico con el que se cartografió esta zona en el *Atlas geológico de la Cordillera de la Costa (2004)*; solo se realizaron actualizaciones de la nomenclatura utilizada para este terreno.

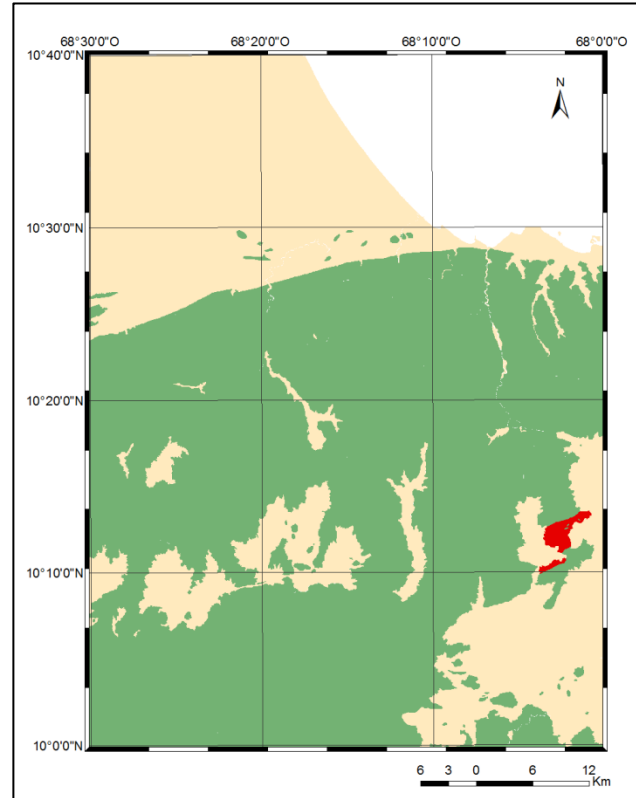


Figura 3.10. Ubicación del Terreno Las Brisas (color rojo) con respecto a las otras unidades de rocas metamórficas (color verde) y los sedimentos neógenos-cuaternarios (color beige).

3.3.12. Terreno Cachinche

Resalta en el extremo SE de la zona de estudio, representa el inicio de la Serranía del Interior y tiene un área de 47,4 km², esto es un 1,4% del total de la zona de estudio, como se observa en la figura 3.11. El terreno Cachinche es la nueva denominación que se presenta en este trabajo para agrupar las rocas distribuidas desde la parte oriental del valle cuaternario de Tinaquillo hasta cerca de Taguayguay, que habían sido descritas por autores previos indistintamente como Las Mercedes, Las Brisas o Complejo El Tinaco.

En específico, dentro de la zona de estudio se encontraban descritos los contactos del Complejo el Tinaco y el Gneis de La Aguadita, a partir del trabajo de GONZÁLEZ-SILVA (1972), sobre los que se realizaron modificaciones referentes a la nomenclatura y una pequeña extensión del contacto del terreno en el sector de Pueblo Nuevo, producto de la redefinición de los terrenos cuaternarios adyacentes.

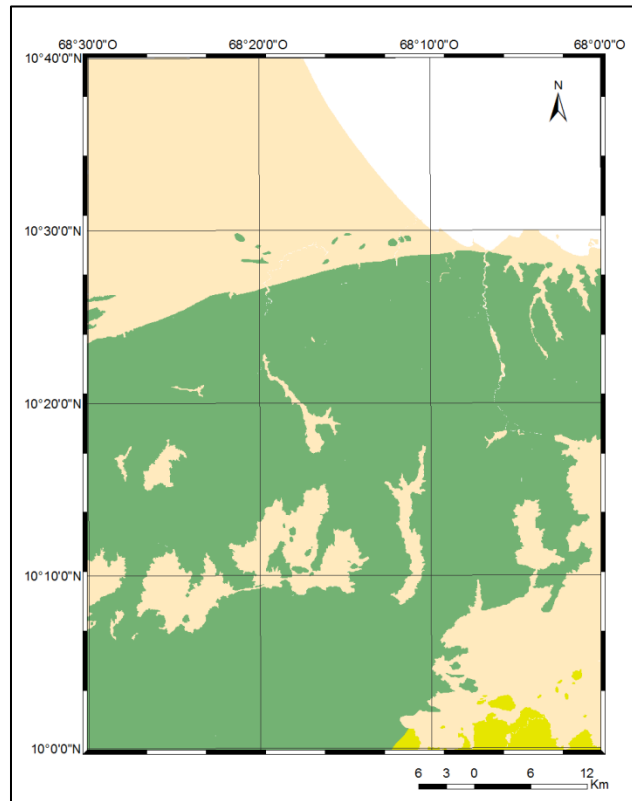


Figura 3.11. Ubicación del Terreno Cachinche (color amarillo intenso) con respecto a las otras unidades de rocas metamórficas (color verde) y los sedimentos neógenos-cuaternarios (color beige).

3.3.12. Ultramáficas (serpentinitas)

Son cuerpos de diferentes tamaños y generalmente con formas elongadas que tienen ocurrencia diversa dentro de la zona de estudio, ubicándose entre los contactos tipo falla entre terrenos. Los cuerpos de serpentinas de la zona no poseen nombres formales, aplicándose en este trabajo una nueva nomenclatura general (JK1sp) y respetando los contactos establecidos por autores previos citados en el *Atlas geológico de la Cordillera de la Costa (2004)*, a excepción de la zona cercana a Algarrobal donde se hicieron ajustes de los contactos por la extensión de los terrenos cuaternario adyacentes y en el sector Carrizales (carretera La Mona-Bejuma) donde se cartografiaron nuevos cuerpos no considerados anteriormente en la cartografía geológica de la zona. La sumatoria del área de los distintos cuerpos indica que ocupan el 0,2% de la zona de estudio con un área total de 7,7 km² (ver figura 3.12).

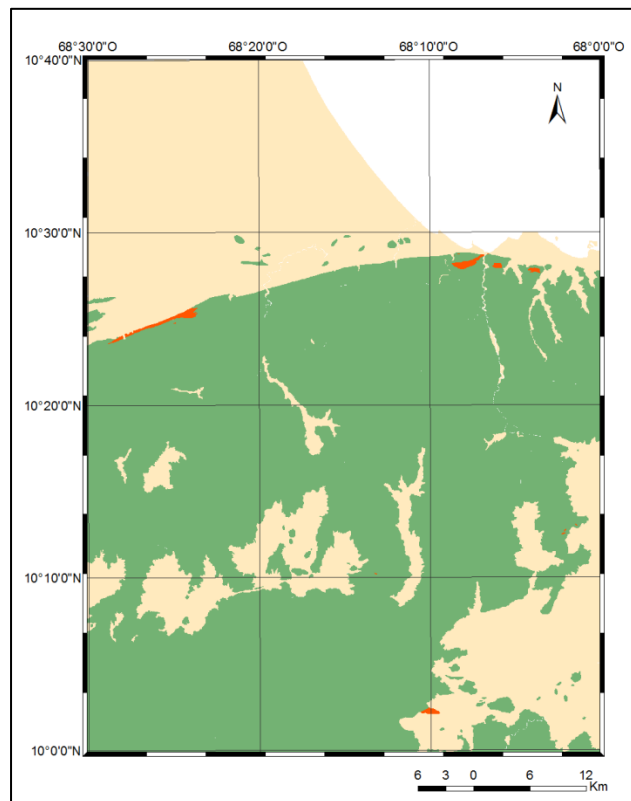


Figura 3.12. Ubicación de las rocas ultramáficas (color anaranjado) con respecto a las otras unidades de rocas metamórficas (color verde) y los sedimentos neógenos-cuaternarios (color beige).

La tabla 3.4 muestra un resumen del porcentaje ocupado del área de estudio por cada terreno, así como su respectiva extensión areal.

Tabla 3.4. Área y porcentaje ocupado por cada terreno dentro de la zona de estudio.

Terreno	Área (km²)	Porcentaje (%)
Cuaternario y Neógeno	1238	35,5
Napas de Lara	4,2	0,1
El Guayabo	1,08	0,03
Carayaca	92,4	2,7
Tacagua	22,5	0,6
Ávila	1320,5	37,9
Nirgua	162	4,6
Las Mercedes	578,9	16,6
Las Brisas	11,2	0,3
Cachinche	47,4	1,4
Ultramáficas	7,7	0,2

3.4. Unidades Litológicas

A continuación, se describen las unidades litodémicas y litoestratigráficas que fueron integradas y/o actualizadas en la zona de estudio, haciendo énfasis en aquellas reconocidas durante la fase de campo.

3.4.1. Depósitos neógenos y cuaternarios

3.4.1.1. Formación Las Pailas

Extensión

Su localidad tipo está definida en la quebrada Las Pailas, de la región de Cabo Blanco en el estado Vargas, sin embargo, trabajos recientes MACSOTAY *et. al.* (2006) en el extremo suroriental de la serranía de Falcón, permiten extenderla hasta el NE de la zona de estudio, entre las poblaciones de Palmasola y San Pablo en las hojas 6546-III-NE, 6546-III-NO y 6546-I-SO; justo como describen los mencionados autores, la formación se encuentra rellenando el graben de Yaracuy, siendo afectada por la actividad de las fallas de Boconó y San Sebastián, que la limitan de norte a sur respectivamente. Ocupa un área de 66,14 km², que representa 1,9% del área de estudio (figura 3.13).

Contactos

Dentro de la zona de estudio, MACSOTAY *et. al.* (2006) indica que la Formación Las Pailas es suprayacente a las molasas siliciclásticas continentales de la Formación Maporita (Plioceno) y a las hemipelágicas alóctonas de la Formación Barquisimeto (Cenomaniense-Paleoceno Temprano), sin embargo, en el área cartografiada en los mapas no hay lugar alguno donde se vean estas relaciones.

Paleoambiente

La presencia de clastos redondeados a subredondeados sugiere etapas severas de retrabajo. Estos sedimentos post-orogénicos sugieren un prologando transporte a través de ríos. La imbricación de los clastos en la base de las capas, sugieren un transporte de E-W. La composición litológica de los clastos sugiere como fuente a la Serranía del Litoral.

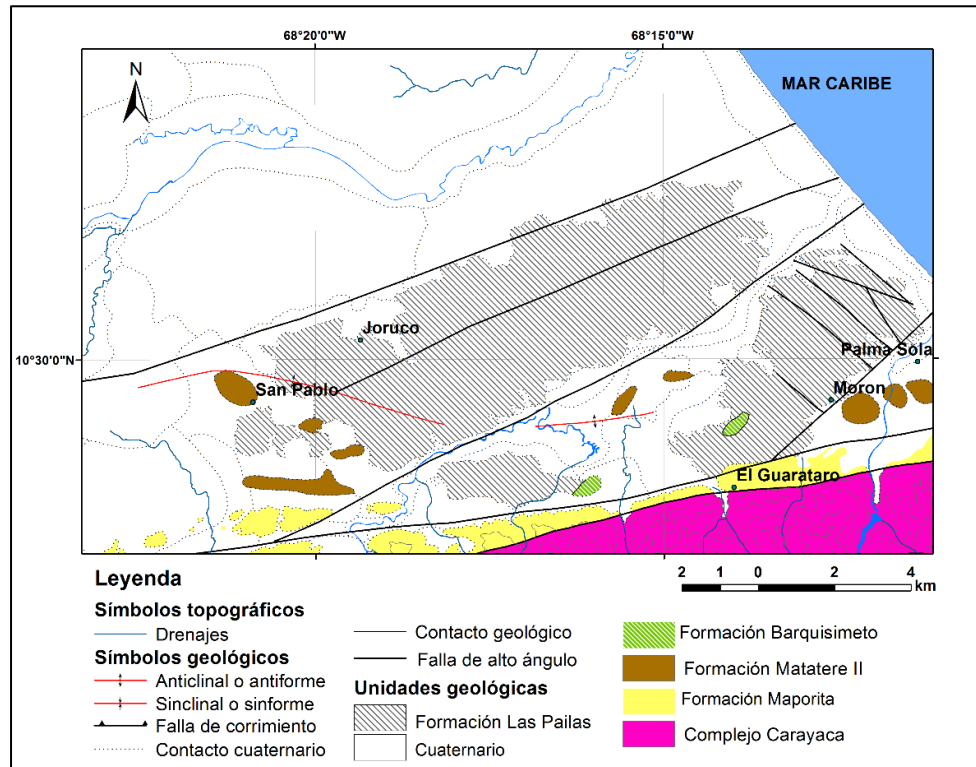


Figura 3.13. Ubicación y extensión de la Formación Las Pailas (color blanco con tramado) en el área de estudio.

Litología

Conglomerados con matriz arenosa de color gris a gris verdoso, localmente han sido detectados óxidos de hierro y sílice como agente cementante. La similitud litológica y arreglos tectónicos sugieren que estos conglomerados son idénticos a los de la Formación Las Pailas de Cabo Blanco (estado Vargas), ubicada a 150 km al este.

3.4.1.2. Formación Maporita

Extensión

Aflora al norte de la zona de estudio, es una franja angosta que se extiende desde el SW de El Guayabo hasta los alrededores de Morón, encontrándose su sección tipo en la quebrada El Fraile (cercana al caserío Maporita); se distribuye entre las hojas 6547-III-NO, 6547-III-SO, 6547-III-NE y 6547-II-NO, con un área de 37,6 km² lo que representa un 1,07% de toda la zona (figura 3.14).

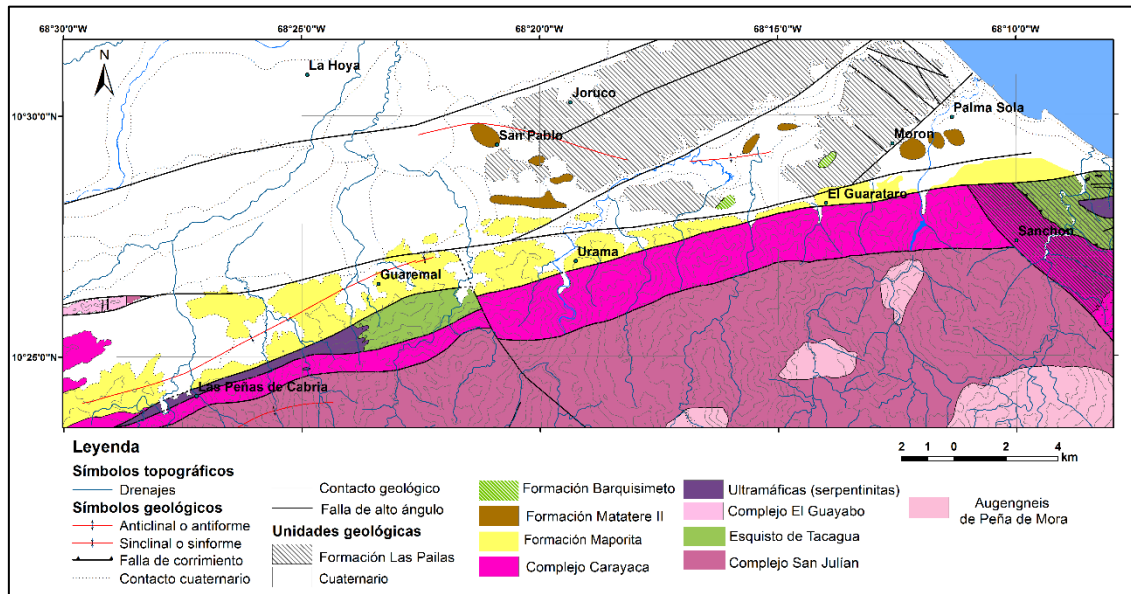


Figura 3.14. Ubicación y extensión de la Formación Maporita (color amarillo intenso) en el área de estudio.

Contactos

Según las referencias originales (BELLIZZIA & GONZÁLEZ-SILVA, 1968) el contacto inferior de la unidad es discordante sobre las rocas metamórficas de la Formación Nirgua expuestas en los estados Yaracuy y Carabobo; sin embargo, de acuerdo a las actualizaciones incluidas en este trabajo, la Formación Maporita presenta un contacto inferior de falla con los terrenos Tacagua y Carayaca, cubierta de sedimentos cuaternarios y de la Formación Las Pailas (MACSOTAY *et. al.*, 2006).

Paleoambiente

Su origen continental, posiblemente en abanicos aluvionales restringido a lo largo de una estrecha zona entre la línea de la costa y las rocas metamórficas, sugiere facies sedimentarias morfoclimáticas de aridez y subaridez, propias de los estados regresivos y transgresivos marinos durante los estados de glaciación e interglaciación. La inmadurez de los sedimentos; la abundancia de feldespato y fragmentos de rocas indican poco transporte; la presencia de capas delgadas y lenticulares de margas, indican también un ambiente litoral de línea de costa.

Litología

La unidad consiste de conglomerados mal consolidados (guijarros subangulares y subredondeados de cuarzo, esquistos verdes, filitas, calizas, gneises cuarzo-feldespáticos y anfibolitas); además hay presencia de areniscas, limolitas, lutitas, arcillas y margas. Son frecuentes las gravas pobremente estratificadas (BELLIZZIA & GONZÁLEZ-SILVA, 1968).

3.4.2. Unidades sedimentarias de las Napas de Lara

3.4.2.1. Formación Barquisimeto I

Extensión

Dentro de la zona de estudio la unidad está presente solo al NE como dos cuerpos ovoides, entre las poblaciones de Río Abajo y Morón, visible en las hojas 6547-I-NO y 6547-III-NE; esta unidad ocupa un área de 0,48 km² dentro de la zona de estudio, lo que representa un 0,013% de esta (figura 3.15).

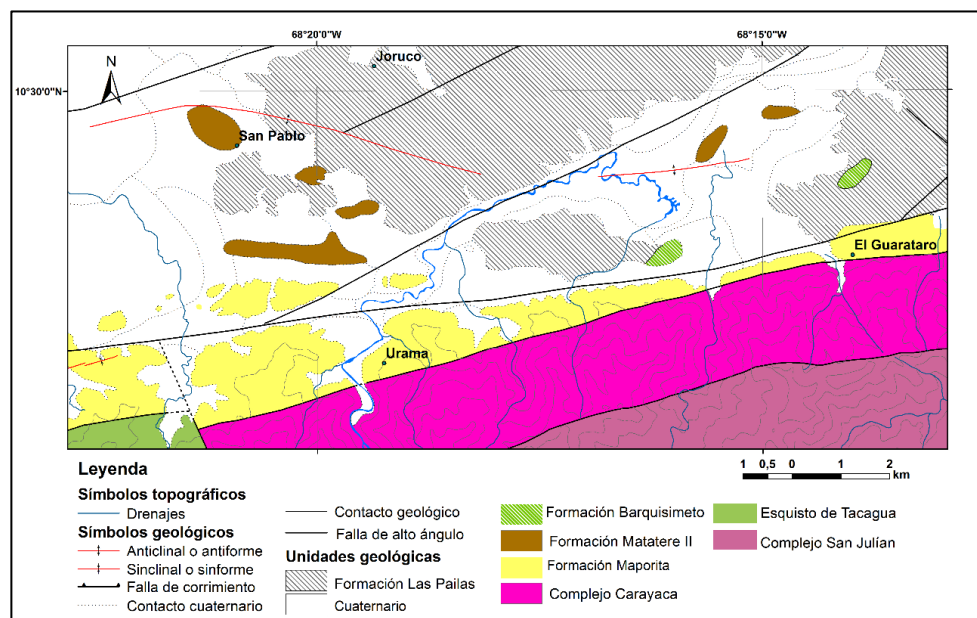


Figura 3.15. Ubicación y extensión de la Formación Barquisimeto (cuerpos redondeados de color verde con tramado) en el área de estudio.

Contactos

Las hemipelágicas alóctonas de la Formación Barquisimeto (Cenomaniense- Paleoceno Temprano) están en contacto inconforme cubierto por los sedimentos aluviales cuaternarios y la Formación las Pailas.

Paleoambiente

CORONEL & RENZ (1960) indican que la Formación Barquisimeto descrita por BUSHMAN (1959) “representan una acumulación heterogénea de mesas alóctonas cretácicas embebidas en un "wildflysch" del Terciario temprano”. En este sentido MACSOTAY *et. al.* (2006) especifica que la Formación Barquisimeto forma parte del substrato de la depresión extensional o Graben de Yaracuy, que durante el Pleistoceno medio revirtió y deformó toda la secuencia, transportando las rocas del basamento a la base y quedando representada dicha formación, hacia la base, por el Miembro La Osa y en el tope el, por el Miembro Barure; el resto de la unidad se halla condensada.

Litología

Según las referencias originales (BUSHMAN, 1959), consiste en lutitas, limolitas, margas compactadas, fanitas y calizas, de color gris oscuro a negro en estado fresco y tonos muy claros de gris al meteorizar. Las capas de calizas son muy discontinuas, y se destacan más en la parte inferior de la formación. En el estado Lara la unidad es afectada por un leve metamorfismo en facies pre-esquistos verde, evidente por la presencia de porfidoblastos de pumpellyta y un carácter filítico en algunas capas.

3.4.2.2. Formación Matatere II

Extensión

Es una de las unidades geológicas más extensas del estado Lara, de tal manera que ha sido identificada por MACSOTAY *et. al.* (2006) en áreas limítrofes de los estados Yaracuy y Carabobo, justo entre las poblaciones de Maporita y Morón, al norte de la zona de estudio en las hojas 6547-II-NO, 6547-III-NE y 6547-IV. La unidad se presenta en cuerpos aislados

de diversas formas, que suman un área de 3,8 km² y representa un 0,1% de toda el área en estudio (ver figura 3.16).

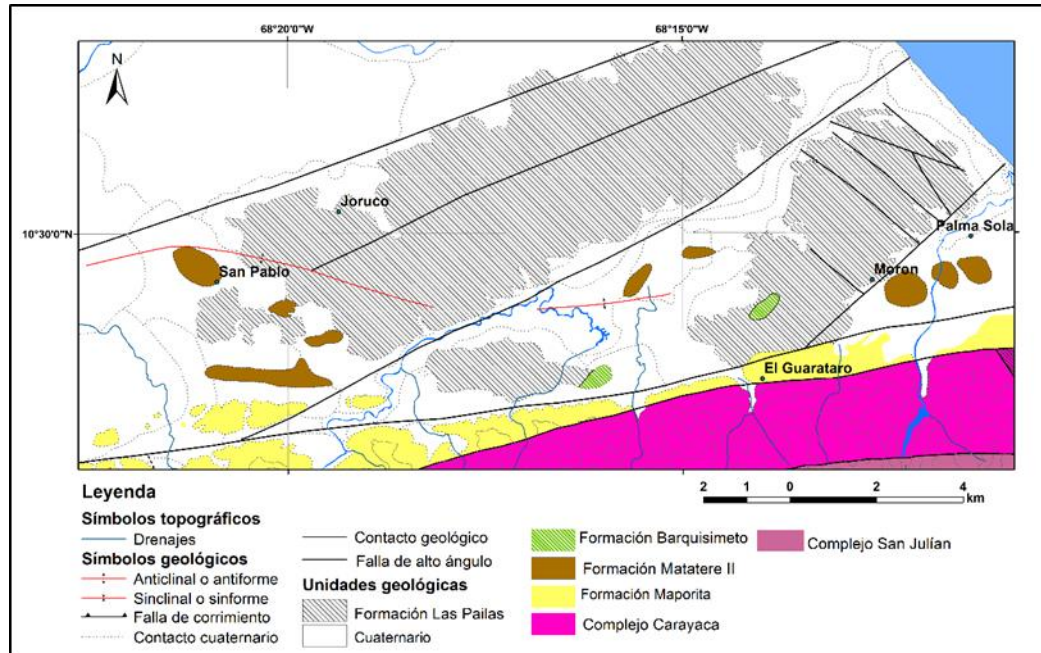


Figura 3.16. Ubicación y extensión de la Formación Matatere II (color marrón) en el área de estudio.

Contactos

Según URBANI (2014) a unos 200 km al oeste del área de estudio, la unidad es discordante sobre la Formación Barquisimeto (subunidad Atarigua); dada la complejidad estructural a lo largo de su extensión, la Formación Matatere es cabalgada por la Formación Barquisimeto (subunidad San Pablo); sin embargo, dentro de la zona de estudio esto no es apreciable, la unidad se encuentra en contacto con sedimentos neógenos y cuaternarios.

Paleoambiente

Debido al carácter turbidítico de la unidad, se sugiere que fue depositada en una cuenca antepaís del margen suramericano y la parte frontal de los terrenos de dominio Caribe, que avanzaron al sureste. La sedimentación ocurrió con un activo tectonismo lo que permitió la inclusión de olistolitos de variada composición litológica, provenientes del margen suramericano en el caso de la Formación Matatere II (STEPHAN, 1982; MARTÍNEZ & VALLETA, 2008).

Litología

Es una unidad predominantemente pelítica, con algunos horizontes psamíticos, cuya frecuencia y espesor aumenta hacia el tope de la unidad. Se presentan olistolitos principalmente hacia la base y el tope. Se han reportado capas de caliza arenosa con textura de flujo de bioclastos con moluscos.

3.4.3. Complejo El Guayabo

Extensión

La unidad solo está presente en la población de El Guayabo (estado Yaracuy), específicamente, en el cerro homónimo ubicado al noroeste, visible en la hoja 6547-III-NO. Es la unidad característica del terreno El Guayabo, por tanto, el área y porcentaje que ocupa de la zona de estudio es equivalente (ver figura 3.17).

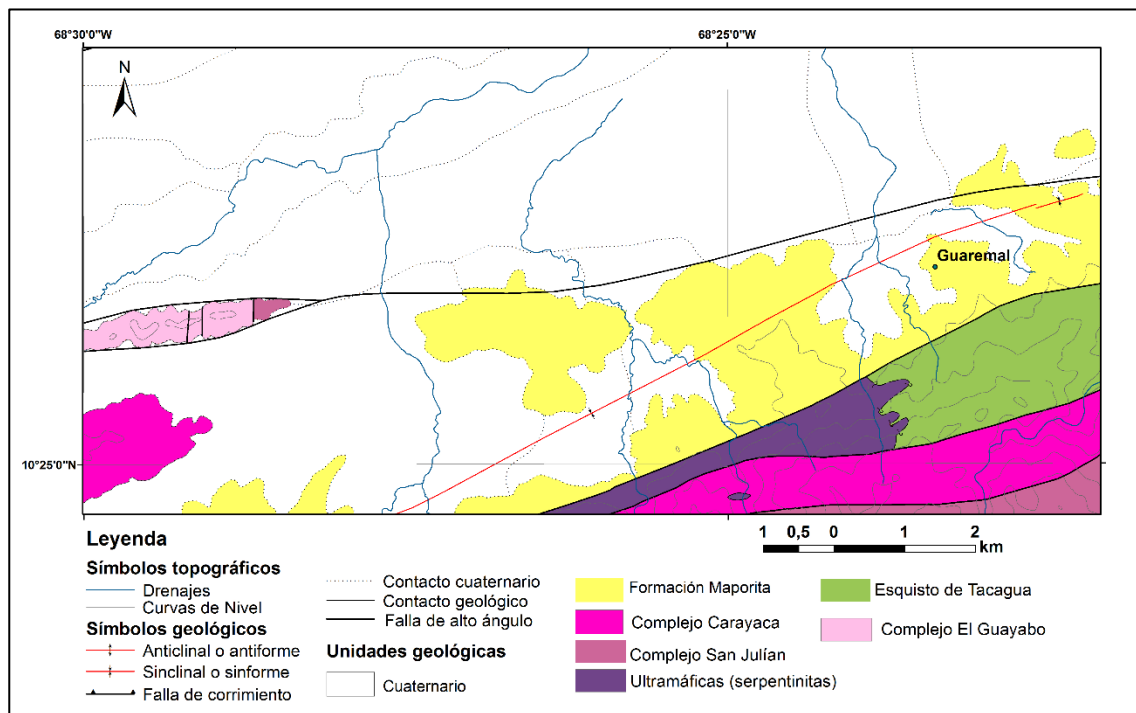


Figura 3.17. Ubicación y extensión del Complejo El Guayabo (color rosado) en el área de estudio.

Contactos

La unidad se encuentra en contacto de falla con el Complejo San Julián, tanto al este como al oeste del cerro El Guayabo.

Paleoambiente

GRANDE (2013) que corresponden a un ambiente sedimentario, posiblemente, secuencias sedimentarias evaporíticas del tipo sabkha; el protolito metacarbonático probablemente fue depositado en cuencas de tipo rift o retro-arco extensional ensiálicas e interestratificadas con sedimentos arcósicos y/o tobas riolíticas.

Litología

Rocas gabro-anfibolíticas con fuerte deformación cataclástica (milonitas a ultramilonitas). La unidad se compone mayormente de metagabro actinolítico-epidótico-clorítico, con numerosas vetillas de carbonato-epidoto, además de rocas metasedimentarias como: mármol silíceo (diópsido feldespático flogopítico), roca calco-silicatada y metaevaporita, granofel feldespático-cuarzo-clinopiroxénico y granofel clinopiroxénico-hornbléndico-biotítico (GRANDE, 2013).

3.4.4. Complejo Carayaca

Extensión

Se dispone en una amplia franja de E-W hacia norte de la zona de estudio, específicamente en las hojas 6547-II-NO, 6547-II-NE, 6547-III-NO y 6547-III-NE, tiene un área de 91,97 km² lo que representa un 2,63% de toda la zona de estudio. Entre las poblaciones de Morón y Puerto Cabello esta franja cambia su orientación preferencial y presenta una compleja forma de cuña arqueada delimitada por un conjunto de fallas de alto ángulo y de corrimiento (ver figura 3.18).

Contactos

URBANI (2013) indica que todos los contactos con las unidades adyacentes son tectónicos. Dentro de la zona de estudio se describe lo siguiente: en el extremo oeste el contacto superior de la unidad es inconforme con la Formación Maporita; más al este y hasta el suroeste de Guaremal, este contacto es interrumpido por un cuerpo elongado de serpentinita, quedando entre estas dos unidades y limitado por fallas de alto ángulo. Inmediatamente al este, entre Guaremal y Canoabito, con la misma orientación del cuerpo de serpentinita, aparece en contacto de falla el Esquisto de Tacagua con el Complejo

Carayaca. Desde Canoabito a Santa Ana nuevamente se aprecia la discordancia entre esta unidad y la Formación Maporita. Siguiendo al este, entre Paraguita y Santa Rosa (zona de mayor complejidad estructural) el Esquisto de Tacagua se encuentra en contacto de falla de corrimiento con el Complejo Carayaca. Finalmente, en el extremo este de la zona de estudio, la unidad está en contacto con sedimentos cuaternarios. Por su parte el contacto inferior es de falla con el Complejo San Julián en toda la extensión.

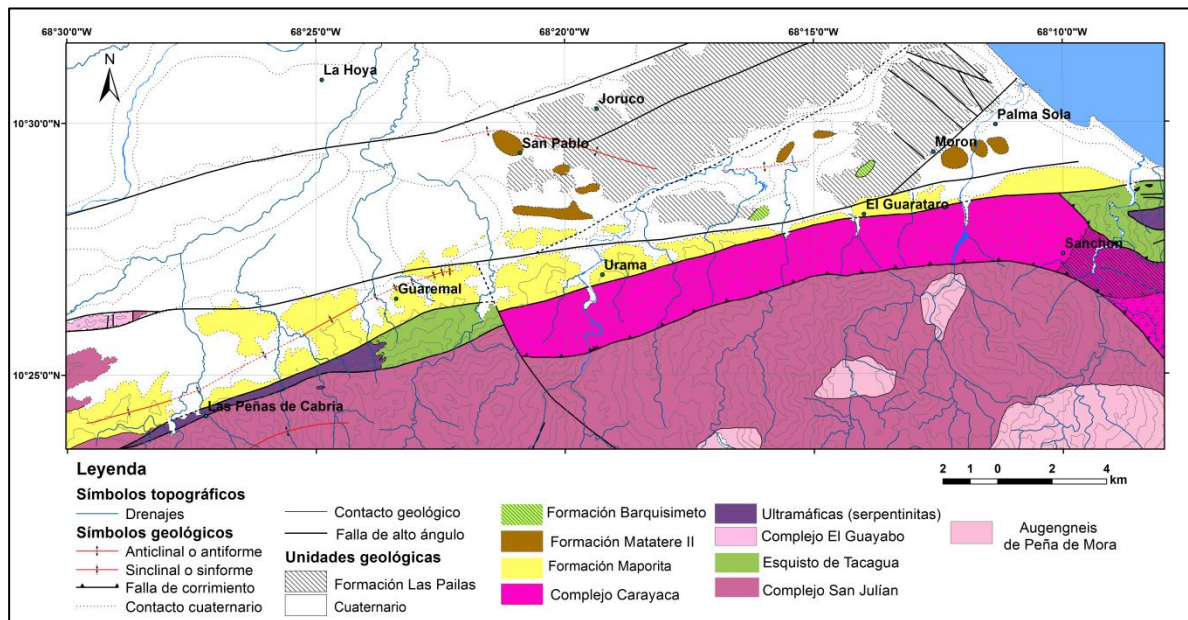


Figura 3.18. Ubicación y extensión del Complejo Carayaca (color fucsia) en el área de estudio.

Litología

En forma general, la unidad se compone de una variedad de rocas metasedimentarias y cuerpos máficos; al respecto URBANI (2013) indica que en la localidad tipo (Carayaca, estado Vargas) han sido cartografiadas tres subunidades: la unidad de anfibolitas y esquisto cuarzo feldespático; unidad de anfibolitas y mármoles y la unidad de anfibolita.

En lo que respecta a los aspectos litológicos de esta unidad dentro del área de estudio, también presenta una variedad de metasedimentos y rocas máficas, identificándose tres subunidades: la unidad propiamente denominada Complejo Carayaca sensu stricto (s.s.), la unidad de esquisto y gneis y la unidad de eclogitas y anfibolitas (ver descripciones en tabla 3.2).

De estas subunidades propuestas se analizaron petrográficamente un total de 12 muestras sin los efectos de la meteorización, obtenidas a partir del trabajo de muestreo realizado por SANABRIA & FARFÁN (2013) en torno al desarrollo del sistema de túneles ferroviarios de La Encrucijada-Puerto Cabello. Las muestras se extrajeron de una sección transversal a la Cordillera de la Costa, entre la desembocadura del río Sanchón (Planta Centro-Refinería El Palito) y la población El Cambur, todo esto paralelo a la autopista Valencia-Puerto Cabello. Las muestras analizadas fueron extraídas específicamente de los túneles Pastora y Pequeño, visibles en la hoja 6547-II-NO; los resultados obtenidos se muestran a continuación.

Tabla 3.5. Abreviaturas utilizadas en las descripciones petrográficas y DRX.

Granate	Grt	Rutilo	Rt	Biotita	Bt	Pirita	Py
Onfacita	Omp	Mica blanca	Wmca	Anfíbol	Am	Magnetita	Mag
Calcita	Cal	Hornblenda	Hbl	Actinolita	Act	Zircón	Zrn
Plagioclasa	Pl	Grafito	Gr	Talco	Tlc	Nicoles Cruzados	Nc
Cuarzo	Qtz	Calcita	Cal	Tremolita	Tr	Nicoles paralelos	Np
Muscovita	Ms	Clorita	Chl	Zoisita	Zo	Accesorios	Acc
Albita	Ab	Muscovita	Ms	Serpentina	Srp	Clinocloro	Clc

Tabla 3.6. Minerales identificados y su porcentaje de abundancia en las muestras analizadas del Complejo Carayaca.

Muestra	Grt	Omp	Pl	Tr-Act	Wmca	Zo	Chl	Qtz	Bt	Cal	Acc
Eclogitas											
Ca-17-8+303	50	30	-	2	7	-	-	5	-	3	3
Ca-17-7+752	40	40	-	5	3	-	-	7	-	-	5
Eclogita anfibólica con plagioclasa											
Ca-17-8+871	35	35	3	15	-	1	7	2	-	-	2
Ca-17-8+770	35	35	5	10	3	2	5	3	-	-	2
Ca-17-8+615	35	35	5	10	7	1	3	3	-	-	1
Ca-17-8+391	40	30	3	15	3	-	2	5	-	-	2
Ca-17-8+803	35	35	3	15	-	1	7	2	-	-	2
Ca-17-7+490	35	35	3	15	2	-	-	5	-	3	2
Ca-17-7+390	50	30	5	5	2	-	5	2	-	-	1
Ca-17-7+380	50	35	5	7	-	-	-	2	-	-	1
Esquisto plagioclásico-anfibolítico-granatífero											
Ca-17-7+450	20	-	30	30	2	1	5	10	-	1	1
Ca-17-7+440	20	-	30	30	1	-	7	7	3	1	1

Del análisis petrográfico de las muestras de la tabla 3.6 se derivan los siguientes tipos litológicos.

1.-Eclogita: se componen en un 80% de porfidoblastos de granate y cristales de onfacita, con proporciones menores al 0 % de tremolita como principal anfíbol, porcentajes variables de cuarzo y mica blanca pero que no superan el 10%, asimismo hay ocurrencia rutilo y como minerales traza se encuentra calcita y leucoxeno. En este litotipo el granate presenta bordes limpios con pocas inclusiones y el clinopiroxeno onfacita se desarrolla entre una especie de matriz de cuarzo, anfíbol y mica blanca.

2.-Eclogita anfibolítica con plagioclasa: en general el 70% de su composición consiste de porfidoblastos de granate y cristales de onfacita, con mayor proporción de anfíbol que en la eclogita, hasta un 15% de actinolita-tremolita; la ocurrencia de plagioclasa en esta muestra y las similares no es común sin embargo MIYASHIRO (1994) indica que no está excluida de las rocas de esta facies y alcanza una proporción no mayor al 5%. Además, hay cuarzo en un 5% y como accesorios hay zoisita y rutilo con alteraciones a leucoxeno. Los cristales de anfíbol presentan algunos rasgos de alteración, al igual que el granate, el cual presenta la mayor alteración a clorita de las muestras analizadas, así como fracturas e inclusiones.

3.-Esquisto plagioclásico-anfibolítico-granatífero: tiene un 60% de plagioclasa y anfíbol como componentes principales, además, las muestras de este tipo presentan porfidoblastos de granate en un 20%, cristales de clorita en un 7%, así como proporciones menores de mica blanca, cuarzo, biotita y calcita. Dentro de los minerales accesorios se tienen rutilo, leucoxeno y zoisita. En general, tienen esquistosidad incipiente, con plagioclasa presente en especies de mosaicos con el anfíbol de color verde-azul y los porfidoblastos de granate se presentan bien fracturados.

En cuanto a la mineralogía y tal como se aprecia en la tabla 3.6, el mineral más abundante es el granate, que se presenta en porfidoblastos como constituyente principal en las rocas eclogíticas y como mineral accesorio indicador de metamorfismo en los esquistos, también descritos en este complejo; alguno porfidoblastos de granate tienen un hábito pseudo-hexagonal, presentan fracturas, pocas inclusiones y bordes limpios, mientras que

otros son completamente esqueletales, con muchas inclusiones y alteraciones (figura 3.19.A y B).

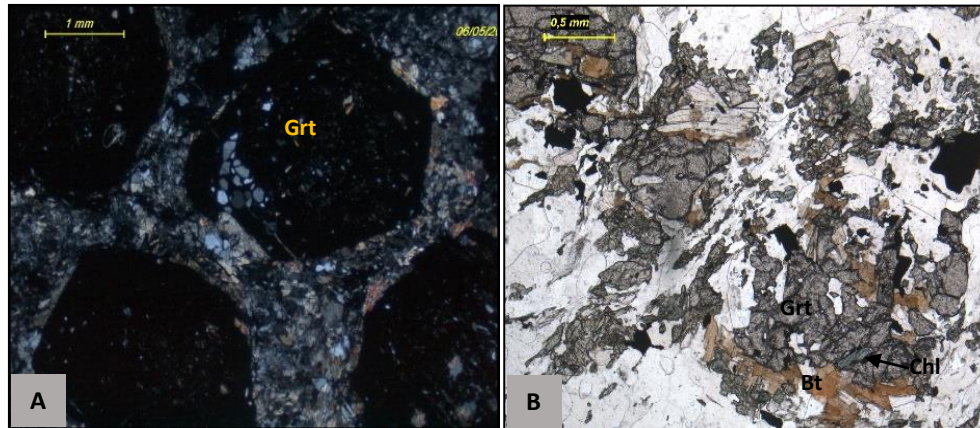


Figura 3.19. Porfidoblastos de granate en las muestras del Complejo Carayaca. A: hábito y bordes bien definidos del granate en la muestra Ca-17-8+803 (Nc). B: cristal esqueletal de granate con alteración a biotita y clorita en la muestra Ca-17-7+440 (Np).

El segundo mineral más abundante entre las rocas eclogíticas es la onfacita, cuyos cristales en algunos casos presentan hábito prismático alargado, aunque mayormente se trata de cristales xenomorfos, dispuestos entre sí como una especie de mosaico (textura nematoblástica) y en algunas ocasiones junto a cristales de anfíbol (figura 3.20.A y B). Los tamaños de los cristales varían de una muestra a otra y no todos exhiben el clivaje típico en dos direcciones, esto puede consultarse en el apéndice C.

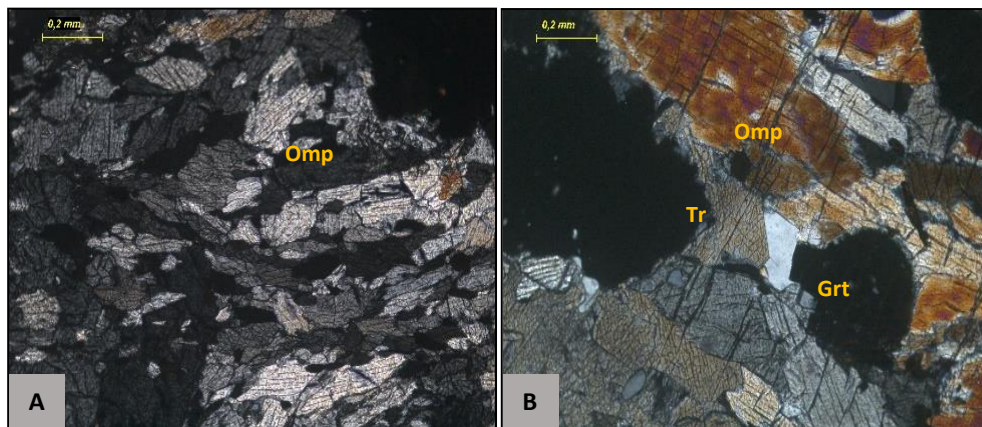


Figura 3.20. Cristales de onfacita en las muestras del Complejo Carayaca. A: textura nematoblástica en la muestra Ca-178+752 (Nc). B: Disposición y forma de los cristales de anfíbol y onfacita en la muestra Ca-17-8+380 (Nc).

Dentro del grupo del anfíbol se reconocieron cristales tremolita-actinolita en las muestras de esquistos descritas para este complejo, presentándose en sección basal

hexagonal incompleta y también como prismas alargados; además se observan alteraciones a biotita. También son típicos en las eclogitas cristales prismáticos de tremolita-actinolita, alargados a veces rómbicos con bordes difusos, se distingue entre los dos componentes finales de esta serie por sus propiedades ópticas, ya que la tremolita es de un tono verde claro y con pleocroísmo muy débil, por su parte la actinolita presenta un pleocroísmo marcado.

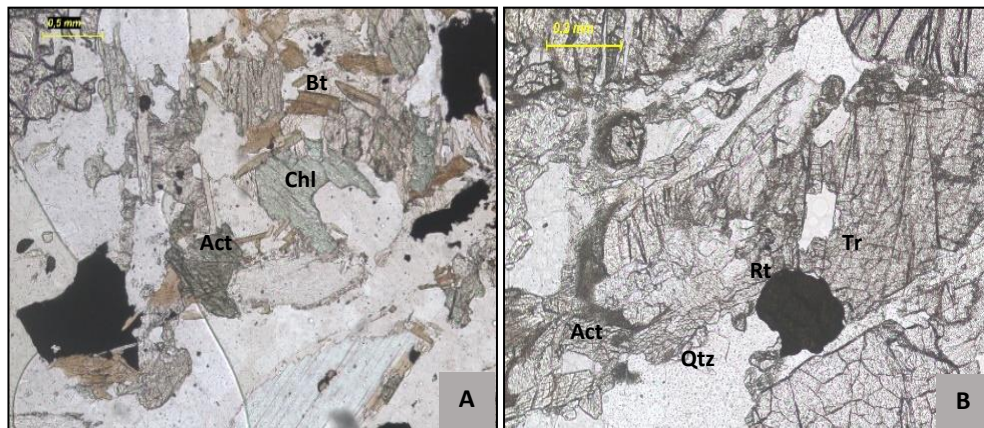


Figura 3.21. Ocurrencia de anfíbol en las muestras del Complejo Carayaca. A: hábito y aspecto del anfíbol (actinolita) en la muestra de esquistos Ca-17-7+440 (Np). B: Disposición y aspecto de los cristales de anfíbol (tremolita) en muestra de eclogita Ca-17-8+391 (Np).

En cuanto a la ocurrencia de plagioclasa, se identificó en mayor proporción en las muestras clasificadas como esquistos plagioclásicos que en las eclogitas, reconociéndose por su ángulo de extinción característico como oligoclasa; se presenta como cristales anhedrales en contacto longitudinal a suturado con cristales de cuarzo, ambos formando una especie de matriz de cristales más pequeños (entre 0.06 y 0.5 mm) en torno a los porfidoblastos de granate, con los que mantienen un contacto longitudinal. Además, la plagioclasa aparece como inclusiones dentro de algunos cristales de granate y adyacente a cristales de anfíbol y calcita (figura 3.22).

Del grupo de los filosilicatos hay presencia de clorita y mica blanca, posiblemente fengita o paragonita. La clorita se presenta como producto de alteración del granate o biotita, en cuyo caso se trata de cristales elongados anhedrales, sin la exfoliación típica y con color verde azulado (figura 3.23.a). También se encuentran cristales del grupo de la clorita con un hábito laminar, clivaje marcado en una dirección, con apariencia fibrosa y de color

verde claro, los cuales bajo nicoles cruzados exhiben colores de interferencias del primer orden (gris claro a oscuro). Este segundo tipo de cristales de clorita se reconocen en las muestras esquistosas del complejo, mientras que las rocas eclogíticas generalmente presentan clorita como producto de alteración.

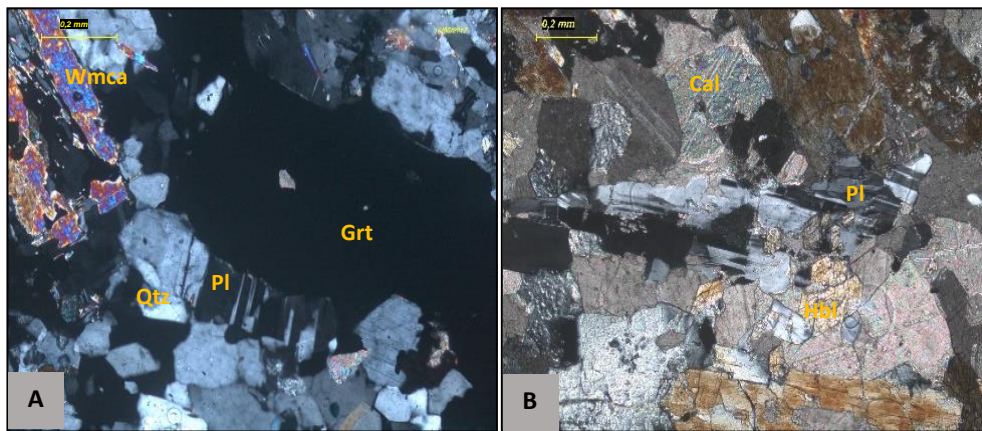


Figura 3.22. Cristales de plagioclasa en las muestras del Complejo Carayaca. A: contacto longitudinal del cristal de plagioclasa con respecto al granate en la muestra Ca-17-7+440 (Nc). B: cristales de plagioclasa adyacentes a cristal de anfíbol y calcita en muestra Ca-17-7+450 (Nc).

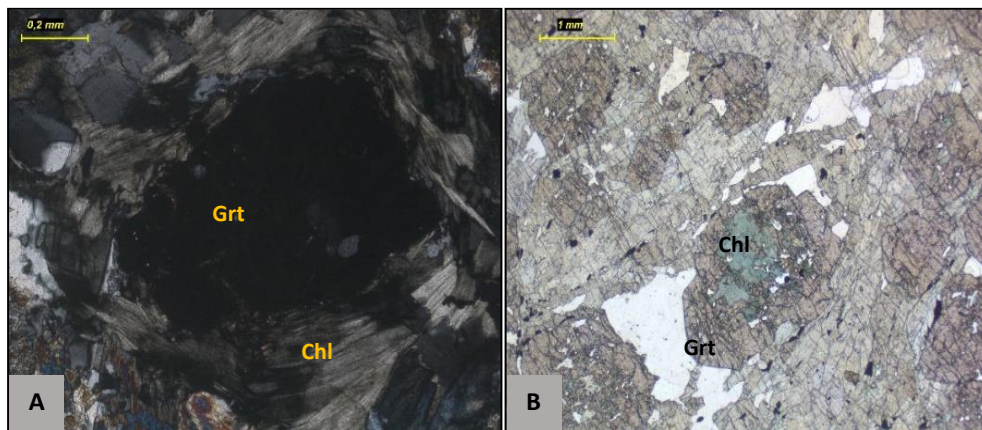


Figura 3.23. Cristales de clorita en las muestras del Complejo Carayaca. A: cristales laminares de clorita en torno al granate en muestra de esquistos Ca-17-7+450 (Nc). B: Clorita producto de alteración del granate en la muestra de eclogita Ca-17-8+380 (Np).

Dentro de este mismo grupo también se identificaron cristales laminares, elongados, con clivaje bien marcado en una dirección (paralela a la elongación del cristal), colores de interferencia superiores al segundo orden iguales a los de la muscovita, pero con un relieve ligeramente superior a esta, identificándose como paragonita o fengita, minerales que solo

pueden diferenciarse a través de análisis químico, por lo que se usara la denominación de mica blanca para referirse a estos cristales (figura 3.24).

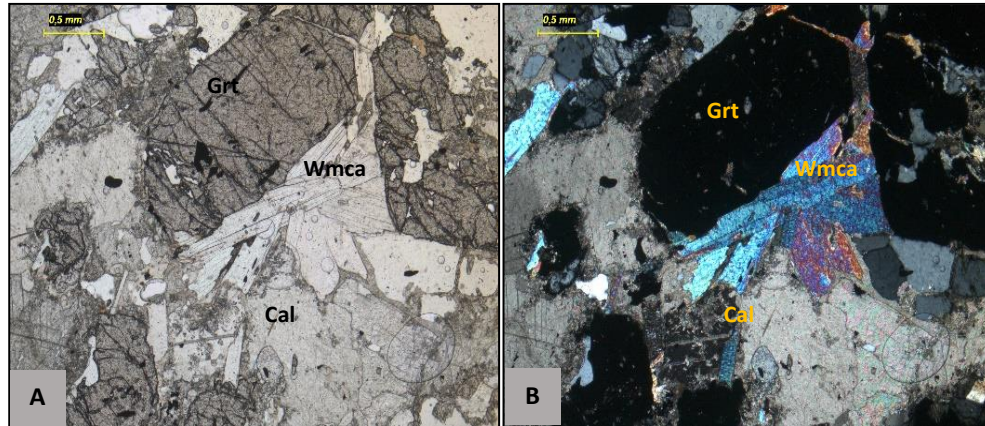


Figura 3.24. Cristales de mica blanca en las muestras del Complejo Carayaca. A: cristales laminares de mica blanca en torno al granate en la muestra Ca-17-7+490 (Np). B: colores de interferencia de la mica blanca visto en muestra Ca-17-7+490 (Nc).

También se identificó la ocurrencia de diversos minerales trazas, aunque algunos de ellos de importancia para establecer la paragénesis mineral. Entre estos se tiene zoisita distinguible por su color azul oscuro y mayormente como inclusión dentro de otros cristales, calcita como mineral secundario, biotita fundamentalmente en los esquistos del complejo, microcristales de zircón, rutilo, además de cristales de rutilo con una corona de reacción producto de su alteración a leucoxeno; además de óxidos como magnetita y pirita (ver figura 3.25).

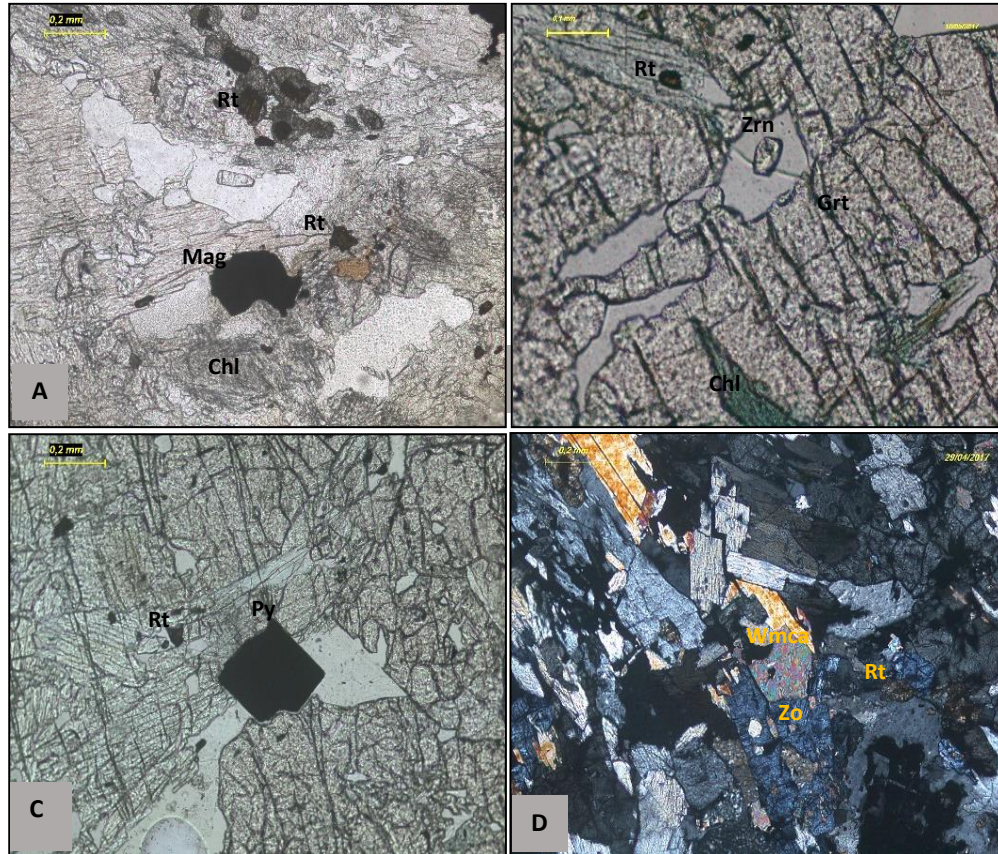


Figura 3.25. Minerales accesorios en las muestras del Complejo Carayaca. A: cristales de rutilo con corona de alteración a leucoxeno y magnetita (opaco) en la muestra Ca-17-8+871 (Np). B: cristal de zircón en la muestra Ca-17-7+380, vista en Np. C: cristal cubico de pirita de la muestra Ca-17-7+380, vista en Np. D: cristales de zoisita en la muestra Ca-17-8+615 (Nc).

3.4.5. Complejo Nirgua

Extensión

Al suroeste de la zona de estudio, de norte a sur entre las poblaciones de Las Matas y El Palmar, extendiéndose discontinuamente en dos porciones separadas por el Esquisto de Las Mercedes. Es la unidad definitoria del terreno Nirgua, por lo que su área y porcentaje de ocupación en la zona de estudio son iguales. La unidad se encuentra en las hojas 6546-III-NE, 6546-III-NO, 6545-III-SO y 6546-III-SE (ver figura 3.26).

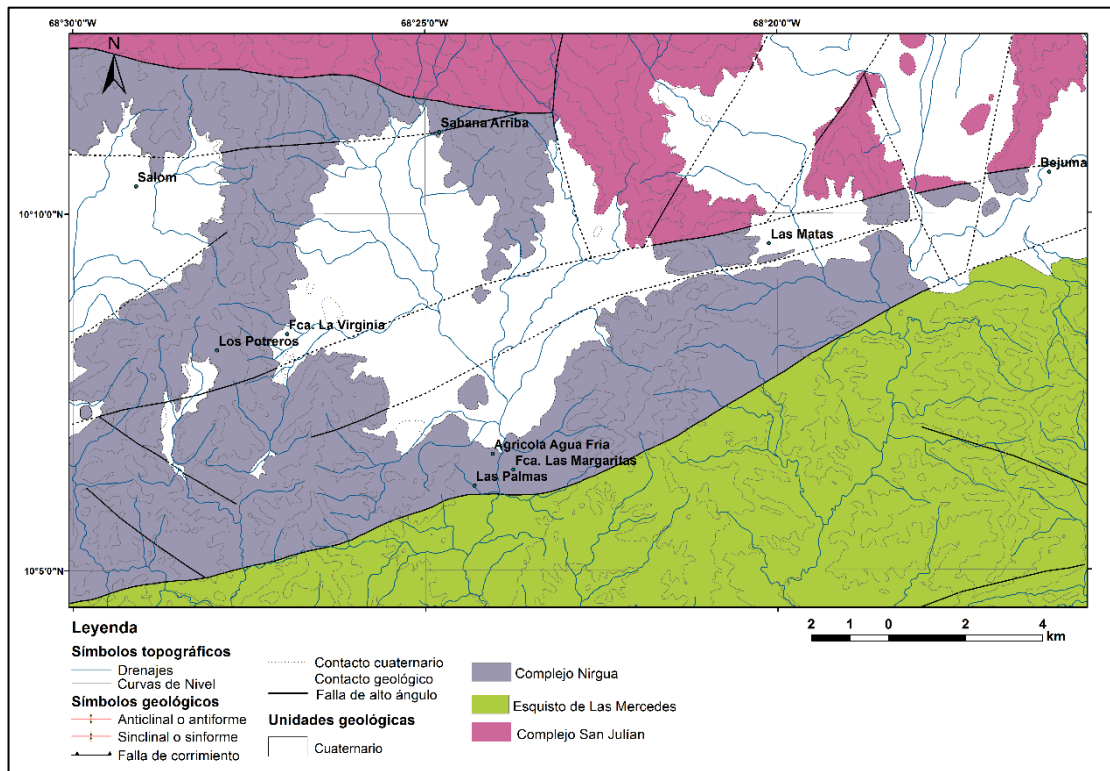


Figura 3.26. Ubicación y extensión del Complejo Nirgua (color lila) dentro de la zona de estudio.

Contactos

URBANI (2013) separa la original "Formación Nirgua" de BELLIZZIA *et al.* (1976) y GONZÁLEZ-SILVA (1972) en el Complejo Nirgua y el Complejo Carayaca e indica que el contacto entre ambos siempre es tectónico, algunos con lentes muy elongados de serpentinita entre dichos contactos. Dentro de la zona de estudio puede observarse que la unidad se encuentra en contacto de falla de corrimiento con el Esquisto de Las Mercedes (extremo suroeste) y al norte el contacto es de falla con el Complejo San Julián, con algunas zonas cubiertas por sedimentos aluviales del Cuaternario.

Paleoambiente

Dado a que no se conoce con certeza la edad de la roca URBANI (2014) plantea dos posibles orígenes; de ser la edad Pérmico el origen sería pre-colisional correspondiente al cierre de una cuenca oceánica en las etapas finales de drenaje de la cuenca sucesoral, antes del levantamiento de un orógeno colisional y durante el ensamblaje final de Pangea. Si fuera de edad Jurásico correspondería a una cuenca extensional localmente evaporítica, con

aportes carbonáticos y mucha acumulación de materia orgánica, posiblemente del tipo rift continental, retro o intra-arco., durante la disgregación de Pangea.

Litología

Los autores originales (BELLIZZIA & RODRÍGUEZ, 1968 y BELLIZZIA *et al.*, 1976) incluyen en esta unidad a variados tipos litológicos como: esquisto cuarzo - micáceo, micáceo - grafitico, mármol masivo, cuarcita, esquisto y gneis cuarzo - micáceo - feldespático. Además, RODRÍGUEZ (1970, 1986) distingue niveles lenticulares de yeso (decamétricos a hectométricos), con espesores de hasta una decena de metros a lo largo de las montañas entre Campo Elías y Urachiche, asociados a abundantes cuerpos de mármol y depósitos de sulfuros complejos. Estudios petrográficos recientes de JAIMES (2012), NEVADO (2012), COELLO (2012) y HERNÁNDEZ (2013) identifican las siguientes litologías: esquisto cuarzo-micáceo, esquisto carbonático-grafítico, mármol \pm grafitico, esquisto actinolítico-epidótico-albítico y granofel epidótico-actinolítico.

En este trabajo el Complejo Nirgua esta cartografiado como una sola unidad constituida esencialmente por mármol, esquisto y gneis cuarzo muscovítico. Durante el trabajo de campo fueron recorridos los afloramientos del Complejo Nirgua en los alrededores de la población Las Matas, en las adyacencias de la carretera Bejuma-Miranda, obteniéndose muestras de roca para análisis petrográfico, derivando de ello las siguientes observaciones.

- **Observaciones de campo**

Este punto de observación (Ca-17-3) se ubica al noreste de la población de Las Matas, en él se reconocieron niveles de mármol de 20-30 cm expuestos en el piso intercalados con esquisto. A nivel del afloramiento se observó nuevamente un esquisto muy meteorizado, con recurrentes vetas de cuarzo y abundantes niveles ricos en grafito. En esta sección se puede notar un intenso plegamiento identificándose isoclinales (ver figuras 3.27.a y 3.27.b).



Figura 3.27. Vista general del afloramiento en el punto de observación Ca-17-3. A: dirección preferencial de la foliación. B: detalle de isoclinal (resaltado con líneas rojas).

- **Muestra Ca-17-3b: esquistos cuarzo-moscovítico-clorítico**

La muestra tiene un color meteorizado marrón y un color fresco gris, se trata de una roca competente que exhibe planos de foliación delgados y compactos, entre los que se aprecia zonas de color anaranjado, correspondiente con óxidos. Dentro de la composición mineralógica visible en muestra de mano se reconocen cristales laminares de muscovita, además de cuarzo y abundantes cristales de color gris oscuros; esta roca es clasificada como un esquistos cuarzo-moscovítico-clorítico (ver mineralogía completa en la tabla 3.7 y figuras 3.28.a y b). Detalles de campo y la descripción petrográfica pueden consultarse en el apéndice C.

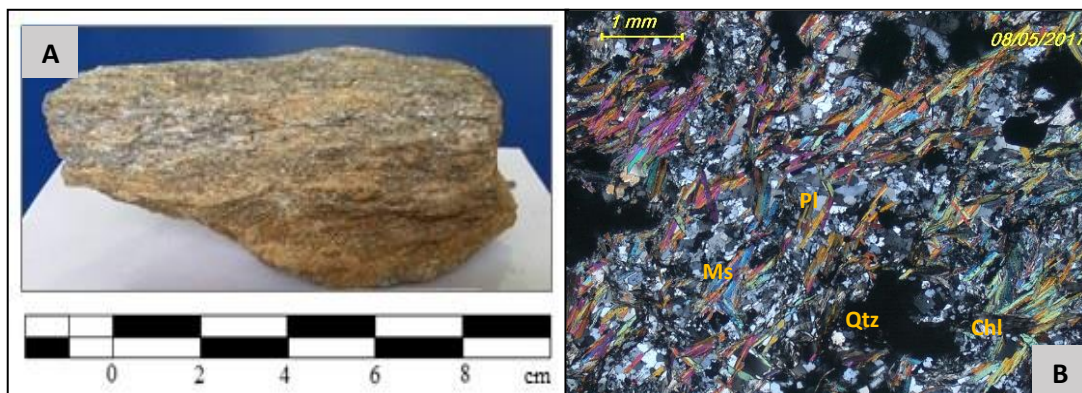


Figura 3.28. Muestra Ca-17-3b: esquistos cuarzo-muscovítico-clorítico. A: vista de la muestra de mano. B: vista general en sección fina.

Tabla 3.7. Mineralogía de la muestra Ca-17-3b

<i>Mineralogía en la muestra</i>	
<i>Minerales</i>	<i>% de abundancia</i>
Cuarzo	50
Muscovita	30
Clorita	7
Plagioclasa	5
Grafito	5
Accesorios	3

3.4.6. Complejo Cachinche

Extensión

En el extremo sureste de la zona de estudio, entre la población de Pueblo Nuevo y La Yaguara y algunos pequeños cuerpos aislados en los alrededores del poblado Las Manzanas, cerca de Campo Carabobo. Tiene un área de 47,4 km², equivalente a un 1,4% de la zona de estudio. Esta unidad aparece cartografiada en las hojas 6546-II-SO y 6546-II-SE (figura 3.29).

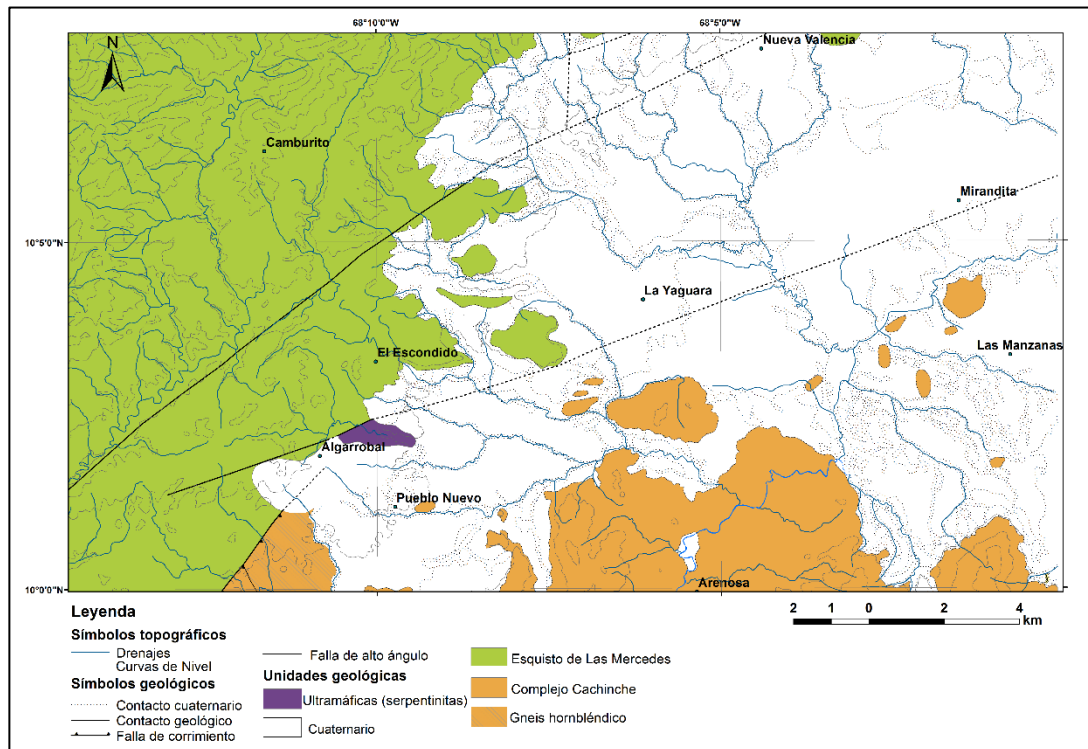


Figura 3.29. Ubicación y extensión del Complejo Cachinche dentro de la zona de estudio.

Contactos

Dentro de la zona de estudio la unidad está en contacto de falla con el Esquisto de las Mercedes y cubierta por sedimentos cuaternarios de la cuenca del Lago de Valencia.

Paleoambiente

TALUKDAR & LOUREIRO (1982) sugieren que las rocas de esta unidad provienen de sedimentos pelíticos y psammíticos, cuya fuente pudo haber sido el protocontinente suramericano, combinado con una fuente cercana de origen volcánico de tipo basáltico y andesítico, probablemente depositados en una plataforma continental, de ambiente parcialmente euxínico, contiguo a un arco volcánico. Estudios recientes de NÚÑEZ (2015) sobre las rocas de dos afloramientos con gran contenido de cianita dentro del complejo (esquisto cuarzo muscovítico-granatífero-cianítico y esquisto muscovítico cuarzo-granatífero) apuntan a que son producto del metamorfismo de rocas sedimentarias ricas en K, Mg y Al que alcanzaron la facies de la anfibolita.

Litología

GONZÁLEZ SILVA (1972) señala que en la región de Bejuma y Valencia la unidad consiste en metasedimentarias de una asociación metamórfica de biotita-granate, específicamente, esquisto cuarzo-feldespático-micáceo, gneis esquistoso feldespático, micáceo y cuarzoso, esquisto cuarzo-muscovítico y clorítico y cuarcita conglomerática, íntimamente relacionadas con abundantes rocas verdes, tipo anfibolita granatífera y feldespática. Además, destaca la presencia de rocas de mineralogía cuarzo-micácea ricas en cianita en el poblado Los Sitios y las cercanías de El Naípe (en la vía Tinaquillo-Valencia), clasificadas por NÚÑEZ (2015) como esquisto cuarzo-muscovítico-cianítico y esquisto muscovítico-cuarzo-granatífero, asociadas por este mismo autor a la facies de anfibolitas.

Al respecto, durante la fase de campo de este trabajo, se recorrió la carretera que conecta desde La Yaguara hasta el poblado La Arenosa, paralela al río El Pao, de donde se obtuvieron muestras para posteriores análisis, los resultados se comentan a continuación, para mayores detalles ver el apéndice C.

- **Observaciones de Campo**

Corresponde al punto de observación Ca-17-5 ubicado al norte del poblado de La Arenosa, las rocas que afloran en esta zona se encuentran en su mayoría dentro cauce del río El Pao, de fuerte caudal y un elevado grado de contaminación. Sin embargo, se obtuvieron dos muestras a partir de los afloramientos encontrados a orillas del mencionado río, uno de estos muestra una foliación preferencial N28W52N (figura 3.30.A y B).



Figura 3.30. Vista del afloramiento del Complejo Cachinche en el punto de observación Ca-17-5. A: capas dispuestas en el río El Pao. B: detalle de las rocas aflorantes a orillas del río.

- **Muestra Ca-17-5a: esquistos cuarzo-muscovítico-biotítico**

La inspección de la muestra de mano indica que se trata de un esquistos, de color fresco gris y color meteorizado anaranjado, tiene como componente principal cuarzo y en segundo lugar cristales laminares de muscovita. Exhibe foliación incipiente en el mismo sentido en que se disponen los cristales laminares. La composición mineralógica obtenida a partir del análisis petrográfico permitió clasificar la muestra como un esquistos cuarzo-muscovítico-biotítico, los detalles se muestran en la tabla 3.8.

Tabla 3.8. Mineralogía de la muestra Ca-17-5a

<i>Mineralogía en la muestra</i>	
<i>Minerales</i>	<i>% de abundancia</i>
Cuarzo	45
Muscovita	20
Biotita	15
Plagioclasa	7
Grafito	7
Clorita	3
Epidoto	1
Accesorios	2

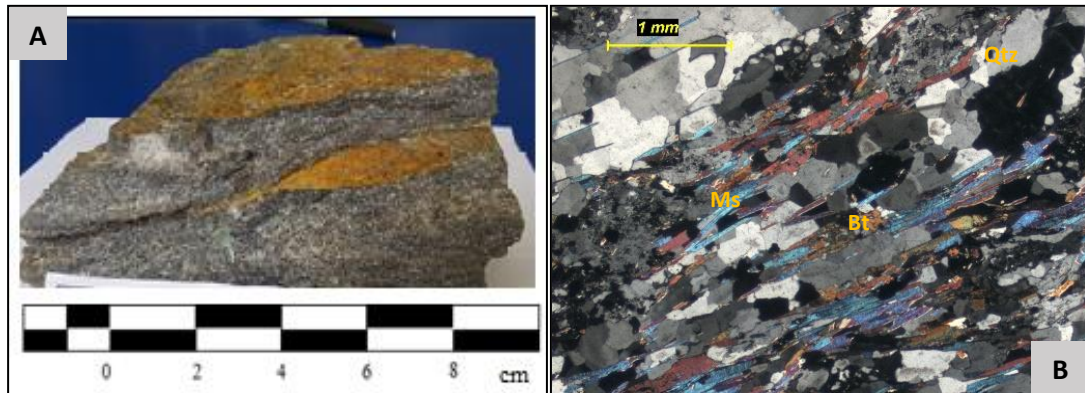


Figura 3.31. Muestra Ca-17-5a: esquistu cuarzo-muscovítico-biotítico. A: vista de la muestra de mano. B: vista general en sección fina.

- **Muestra Ca-17-5b: cuarcita**

La observación con lupa permite identificar una masa de cristales de cuarzo como constituyente principal, con presencia de algunos cristales de color negro, escaso contenido de muscovita y presencia de pequeños puntos de color anaranjado, correspondiente con posibles óxidos de hierro. La muestra fue clasificada como una cuarcita, de color meteorizado marrón y color fresco beige (figura 3.32.A y B); además de la descripción previa se realizó un análisis de difracción de rayos x, sus resultados se muestran en la tabla 3.9.



Figura 3.32. Muestra Ca-17-5b: cuarcita. A: vista de la muestra de mano. B: vista de la roca en el afloramiento.

Tabla 3.9. Registros de los picos más elevados. Muestra Ca-17-5b.

<i>d-spacing</i> (Å)	% <i>Intensidad</i>	(°2 <i>Theta</i>)	<i>Mineral</i>
3,19	100	27,95	Cuarzo
3,22	27,22	27,75	
4,03	19,6	22,08	
3,37	5,54	26,44	Albita
1,80	3,03	50,63	
1,57	1,48	58,68	
2,56	5,41	35,06	Muscovita
3,15	10,29	28,34	
1,98	1,18	45,81	
3,68	11,93	24,20	Hematita
1,82	2,34	50,07	
2,64	2,32	33,98	

Como se indica en la tabla anterior las fases mineralógicas identificadas mediante este método son cuarzo, albita (en baja concentración), muscovita y hematita como oxido principal. En el diagrama de la figura 3.33 se aprecia como el pico de mayor intensidad esta superpuesto sobre otros picos, de tal manera que este pico correspondiente con albita solapa a otros de menor intensidad del mismo mineral.

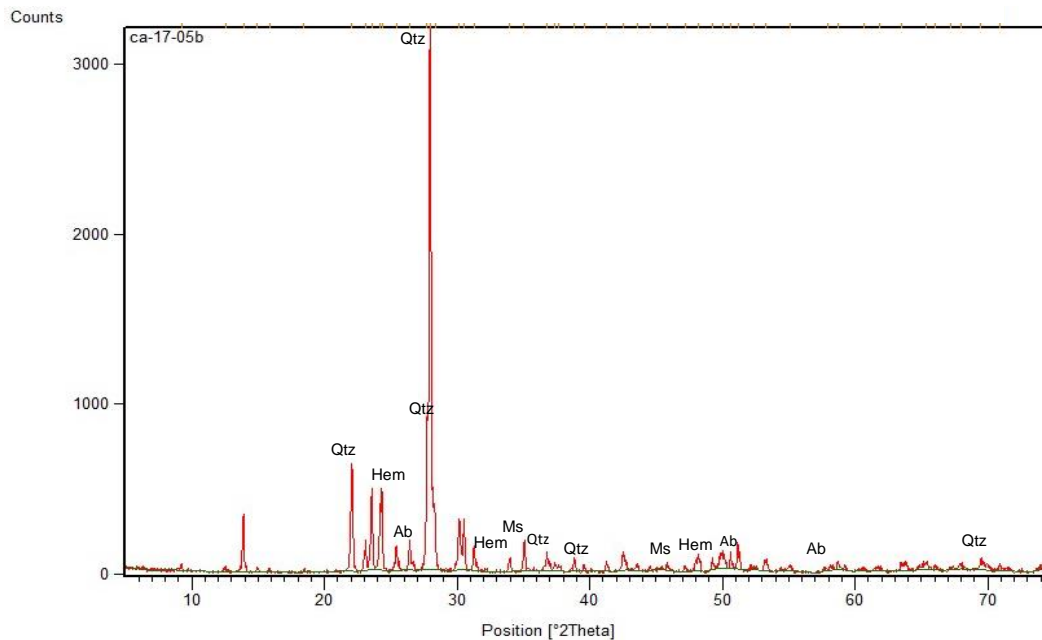


Figura 3.33. Diagrama de difracción de rayos X de la muestra Ca-17-5b.

3.4.7. Ultramáficas

Extensión

Tienen mayor presencia en la zona norte del área de estudio; han sido cartografiadas previamente, como cuerpos elongados delimitados por fallas, en la zona de El Palito (hoja 6547-II-NE), entre Morón y Maporita en la hoja 6547-III-SO, en los alrededores de Valencia en las hojas 6546-I-SE y 6546-II-SO; representan un 0,2 % de la zona de estudio, con un área de 7,7 km². Además, como resultado de este trabajo se ha cartografiado otro pequeño cuerpo en la carretera La Mona-Bejuma (hoja 6546-I-SO). Todo esto se puede observar en la figura 3.34.

Contactos

Hacia la zona de El Palito se encuentra rodeado del Esquisto de Tacagua o en contacto con el Complejo Carayaca; en Maporita esta rodeado por el Complejo Carayaca cerca del contacto con el Terreno Ávila y hacia los alrededores de Valencia esta cerca del contacto entre los Terrenos Las Brisas y Las Mercedes, así como en el contacto entre los Terrenos

Las Mercedes y Cachinche. Asimismo, en la zona de La Mona-Bejuma esta en el contacto entre el Esquisto de Las Mercedes y el Complejo San Julián.

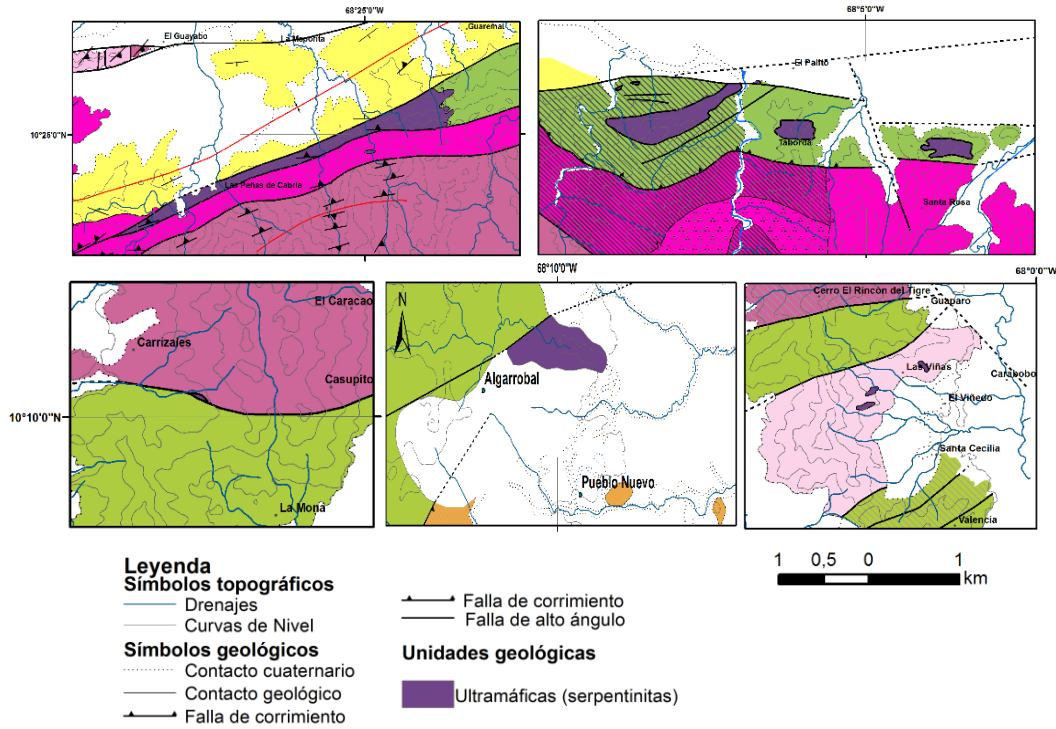


Figura 3.34. Vista de los diferentes sectores del área de estudio donde se ha cartografiado la unidad de ultramáficas (serpentinitas).

Paleoambiente

URBANI (2015) señala que se desconoce realmente si estos cuerpos de rocas ultramáficas dispersos en la Cordillera de la Costa, puedan ser fragmentos desmembrados de la Ofiolita de Loma de Hierro. Sin embargo, estudios recientes de GRANDE *et al.* (2013) soportan la idea de que se trata de bloques de litósfera oceánica distintos en espacio y tiempo; además, indica que la asociación completa probablemente procede de la raíz de un arco volcánico toleítico donde hay presentes complejos máficos-ultramáficos zonados, mientras que algunos pueden ser de origen Proto-Caribe.

Litología

Estudios de SUEIRO & URBINA (2005), CALDEVILLA (2006) y GRANDE *et al.* (2013) indican que asociaciones mineralógicas reportadas son de un metamorfismo máximo de la

facies de esquistos verdes, encontrándose tipos litológicos como serpentinitas puras, peridotitas serpentinizadas y raras ocurrencias de diques de gabro rodingizado.

Dentro de la zona de estudio, en los afloramientos adyacentes a la carretera La Mona-Bejuma, se reconocieron y cartografiaron nuevos cuerpos de rocas ultramáficas, en torno a estas se desprenden las siguientes observaciones y análisis.

- **Observaciones de campo**

Esta parada corresponde al punto de observación Ca-17-1, ubicado escasos metros de la carretera principal, en sentido La Mona-Bejuma, donde se visualizaron cuerpos de roca homogéneos, de un resaltante tono verde claro y brillante; se trata de serpentinitas altamente friables, que aparecen justo en la zona de contacto entre el Complejo San Julián y el Esquisto de las Mercedes, extendiéndose desde el extremo de la mencionada carretera unos 50 m más al norte, entre la cobertura vegetal. En la figura 3.35. A y B se pueden apreciar estos detalles.



Figura 3.35. Vista general del afloramiento de serpentinita en el punto de observación Ca-17-1. A: cuerpo de serpentinita observado y muestreado. B: continuación del cuerpo de serpentinita, el recuadro indica donde aflora nuevamente la serpentinita entre la vegetación.

- **Muestra Ca-17-1: serpentinita**

Presenta un color fresco verde claro y el color meteorizado es verde oscuro con algunas manchas marrón, es craso al tacto y posee una notable textura laminar que le confiere fragilidad a la muestra (dureza menor a 2 según la escala de Mohs). La inspección visual con lupa permite indicar que dentro de su mineralogía predomina un mineral verde de

textura laminar y con clivaje en una sola dirección, reconocido como serpentina, hay presencia de pequeñas láminas de color plateado y aspecto micáceo, tal vez producto de la meteorización química de piroxenos; además, se observan manchas dispersas de color marrón o posibles óxidos. También se observan cristales de color verde oscuro (anfíbol), agrupados en una sección, zona donde aumenta la dureza relativa de la muestra. (figura 3.36. A y B).

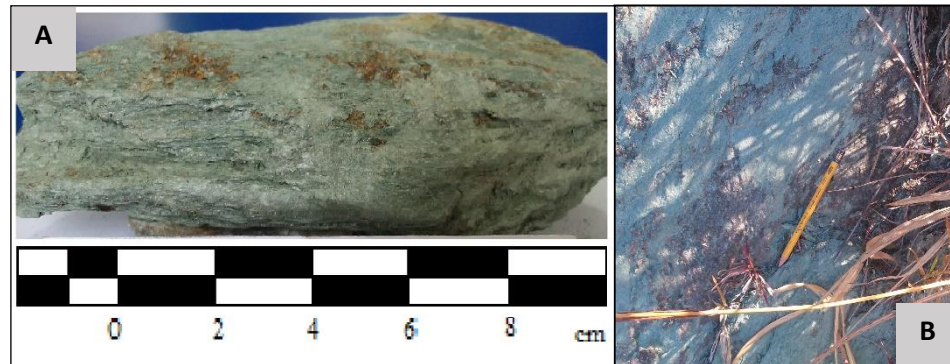


Figura 3.36. Muestra Ca-17-1: serpentinita. A: vista de la muestra de mano. B: vista de la roca en el afloramiento.

La muestra en cuestión fue sometida al análisis de DRX, mediante el cual se comprobó la mineralogía de la roca, resultando que el pico de mayor intensidad correspondía con serpentina, aunque los valores característicos para este pico también se solapaban con los de la clorita (clinocloro), la muestra de mano permitía discernir que la serpentina era el mineral mayoritario. Además de estos minerales se identificaron talco, anfíbol (tremolita-actinolita) y hematita, cuyos resultados y valores para los tres picos principales se muestran en la tabla 3.10 y la figura 3.37.

Tabla 3.10. Registros de los picos más elevados. Muestra Ca-17-1.

<i>d-spacing</i> (Å)	<i>% Intensidad</i>	(<i>°2 Theta</i>)	<i>Mineral</i>
7,13	100	12,41	Serpentina
3,56	97,6	2,01	
14,27	49,26	6,19	
3,13	82,16	28,58	Tremolita-Actinolita
8,48	57,03	10,43	
2,72	33,26	32,96	
4,74	58,76	18,71	Clorita (clinocloro)
2,55	16,5	32,21	
2,01	13,8	45,17	
3,12	60,96	28,58	Talco
4,54	12,83	19,56	
9,10	9,93	9,72	
3,28	23,99	27,17	Hematita
1,44	22,49	64,87	
2,74	11,43	32,66	

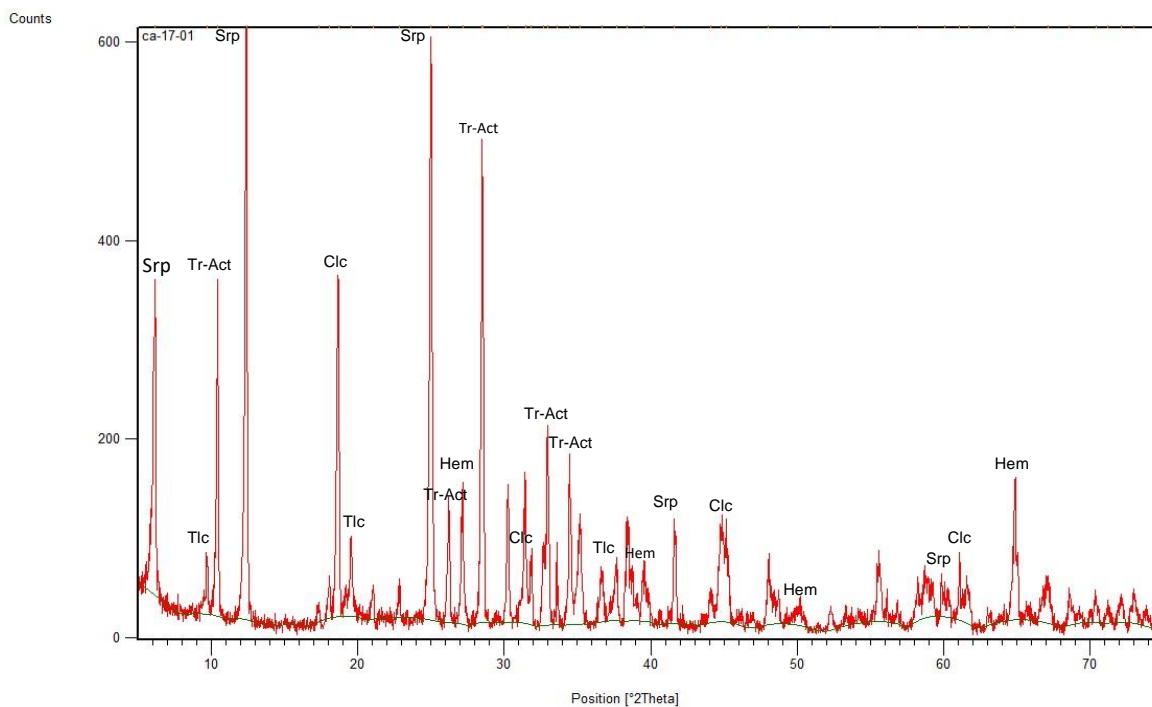


Figura 3.37. Diagrama de difracción de rayos X de la muestra Ca-17-1.

3.5. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

3.5.1. INTRODUCCIÓN

La zona de estudio presenta un interesante y complejo marco estructural, delimitado en primer lugar, por estar completamente enmarcada en la zona de interacción de la Placa Caribe y la Placa Suramericana; este límite está representado por el sistema de fallas de San Sebastián, principal sistema de fallas sismogénicas del país formado, entre otras, por la falla de Boconó, cuyos efectos se identifican desde el sistema montañoso de Los Andes, las serranías de Aroa y en el extremo norte de la zona de estudio. Precisamente en este sector, entre Urama y Morón, también se encuentra localizado el corredor de la falla de Morón, en la continuación de la depresión tectónica del valle del río Yaracuy (graben de Yaracuy), formado por el hundimiento entre dos fallas, la falla de Boconó, que bordea la serranía de Aroa al norte, y la falla de Morón al sur.

Al sureste de la zona de estudio, en la región de Valencia, existe la influencia de otro importante conjunto de fallas como lo es el sistema de fallas de la Victoria, que se extiende desde el sur de Barquisimeto hasta Cabo Codera (AUDEMARD *et. al.*, 2000), cruzando la Serranía del Litoral del norte de Venezuela y la cuenca del Lago de Valencia. Este sistema de falla tiene representación específica en la zona de estudio a través de la falla de Guacamaya, al suroeste del Lago de Valencia.

Adicionalmente, existen numerosas estructuras como resultado de los diversos procesos y condiciones tectónicas que originaron cada uno de los terrenos alóctonos que conforman la zona de estudio y que configuran su morfología actual, entre estas estructuras se describen a continuación, principalmente, tres tipos: fallas de alto ángulo, fallas de corrimiento y pliegues.

3.5.2 Fallas de alto ángulo

Tienen una amplia distribución en toda el área de estudio, algunas de ellas han recibido nombres formales dado a su importancia sismogénica; se reconocen fallas de este tipo que

recorren de un extremo a otro la zona de estudio, atravesando valles aluviales donde aparecen cartografiadas como fallas cubiertas por sedimentos de edad cuaternaria. Según la orientación preferencial de estas fallas pueden distinguirse tres grupos: las fallas de alto ángulo con orientación SW-NE, las de orientación SE-NW y las que se disponen casi de E-W.

Las fallas con orientación SW-NE son generalmente las de mayor extensión, con un promedio de 32 km de longitud. Estas se observan de norte a sur en el área de estudio, encontrándose al norte fallas importantes, como la falla de Boconó y la falla de Morón, así como la falla de El Guayabo, que se extiende entre Guaremal y el cerro El Guayabo, el cual es considerado como un bloque de relevo transpresivo asociado a uno de los ramales de la falla de Boconó (BAQUERO *et. al.*, 2015).

Con respecto a la falla de Boconó definida originalmente por ROD (1956) como un accidente transcurrente dextral y con orientación $N42^{\circ}E \pm 84^{\circ}$ (AUDEMARD *et. al.*, 2000), de sus 550 km de longitud total expone solo 32 km de su sección terminal dentro del área de estudio, según AUDEMARD (2016) bordeando al noroeste a la depresión de Yaracuy y cambiando su rumbo en 45° en forma horaria al norte de Morón, para conectarse con las grandes fallas dextrales de San Sebastián y El Pilar, que corren en dirección este-oeste al norte de Venezuela continental. Este último autor describe que la falla de Boconó corta diagonalmente el sector más septentrional del valle de Yaracuy entre San Felipe y Morón, observándose próximo a la costa de Golfo Triste, un escarpe de falla que limita un bloque, donde el fondo del valle de Yaracuy aparenta estar muy levemente basculado hacia el SSE, hacia el relieve de la Cordillera de la Costa (figura 3.38). Por su parte, la falla de Morón, alcanza una extensión aproximada de 56 km dentro de la zona de estudio, desde el SW de Maporita hasta Puerto Cabello.

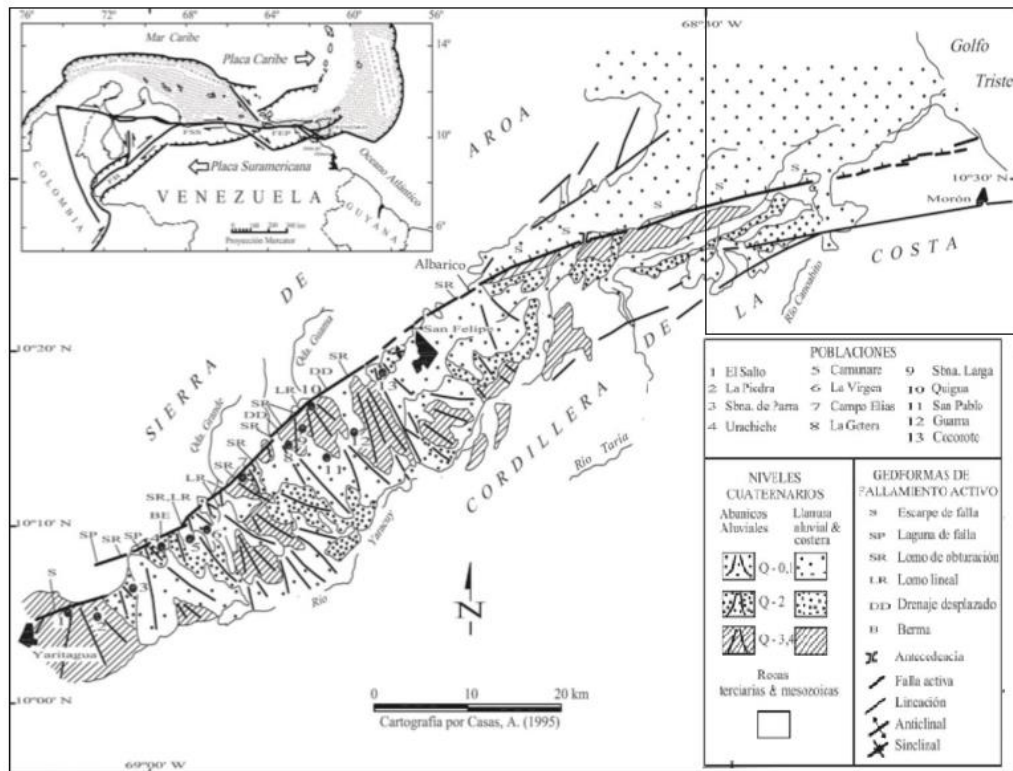


Figura 3.38. Cartografía morfotectónica de la Falla de Boconó y unidades sedimentarias cuaternarias principales en el valle del Yaracuy según Casas (1995), el recuadro superior derecho delimita la zona de estudio con respecto al mapa. Tomado y modificado de AUDEMARD (2016).

En el sector central, incluidas en el terreno Ávila se presentan un conjunto de fallas menores con longitudes de entre 20-9 km, igualmente con orientación SW-NE, inferidas a partir del cambio del sentido de buzamiento de las estructuras geológicas estudiadas en campo por los autores originales.

Dentro de este grupo de fallas de tendencia aproximada SW-NE, en el sector sur cerca del poblado Las Matas se ubican fallas intermedias que ponen en contacto los terrenos Ávila y Nirgua, las mismas presentan sectores cubiertos por sedimentos recientes, entre los lechos de los ríos que atraviesan. Además, también se puede observar en este sector la falla de alto ángulo que define el contacto entre el terreno Las Mercedes y el terreno Nirgua al sur de Las Matas, desde donde continúa hasta el cerro La Luz (al norte de Nueva Valencia) esta vez definiendo el contacto entre los terrenos Las Mercedes y Ávila; en su recorrido de aproximadamente 50 km esta falla presenta cierta convexidad y está cubierta a nivel de los ríos Bejuma y Chirgua. Por último, al sureste de la zona de estudio, en los alrededores de la

cuenca del Lago de Valencia hay influencia del sistema de fallas de La Victoria a través de la falla de Guacamaya, que tiene una longitud aproximada de 14 km dentro de la zona de estudio. De acuerdo con AUDEMARD *et. al.* (2000) la falla de Guacamaya (también denominada en la bibliografía como falla de Valencia) se extiende desde Gamelotal hasta el noroeste del Lago de Valencia, es subvertical con un sentido de movimiento lateral dextral y forma diversos rasgos geomorfológicos en los depósitos del Pleistoceno de la cuenca del Lago de Valencia, al suroeste de Valencia, tales como los drenajes desplazados, zanjas y facetas.

En cuanto a las fallas de alto ángulo con tendencia SE-NW se reducen a unas pocas dentro del terreno Ávila, tienen una longitud que no supera los 11 km y son, generalmente, segmentos rectos inferidos por el cambio de buzamiento de las estructuras geológicas adyacentes, a excepción de la falla ubicada entre Sanchón y El Cambur que en sus 14 km de extensión presenta cierta curvatura debido a las fallas de corrimiento perpendiculares a su orientación y a complejidad estructural de la zona adyacente.

Por último, las fallas de alto ángulo con orientación aproximadamente E-W se identifican al norte de Naguanagua, principalmente, definiendo el contacto entre Gneis de Cabriales y el Complejo San Julián, ambas unidades del terreno Ávila, dos estas fallas son la falla de El Cambur y la falla de Trincheras. Igualmente, se pueden observar fallas de este tipo al suroeste de la zona de estudio, en la población de Salom donde delimitan el contacto entre los terrenos Nirgua y Ávila. En la figura 3.39 se observa la distribución de las fallas de alto ángulo en la zona de estudio de acuerdo a su orientación preferencial.

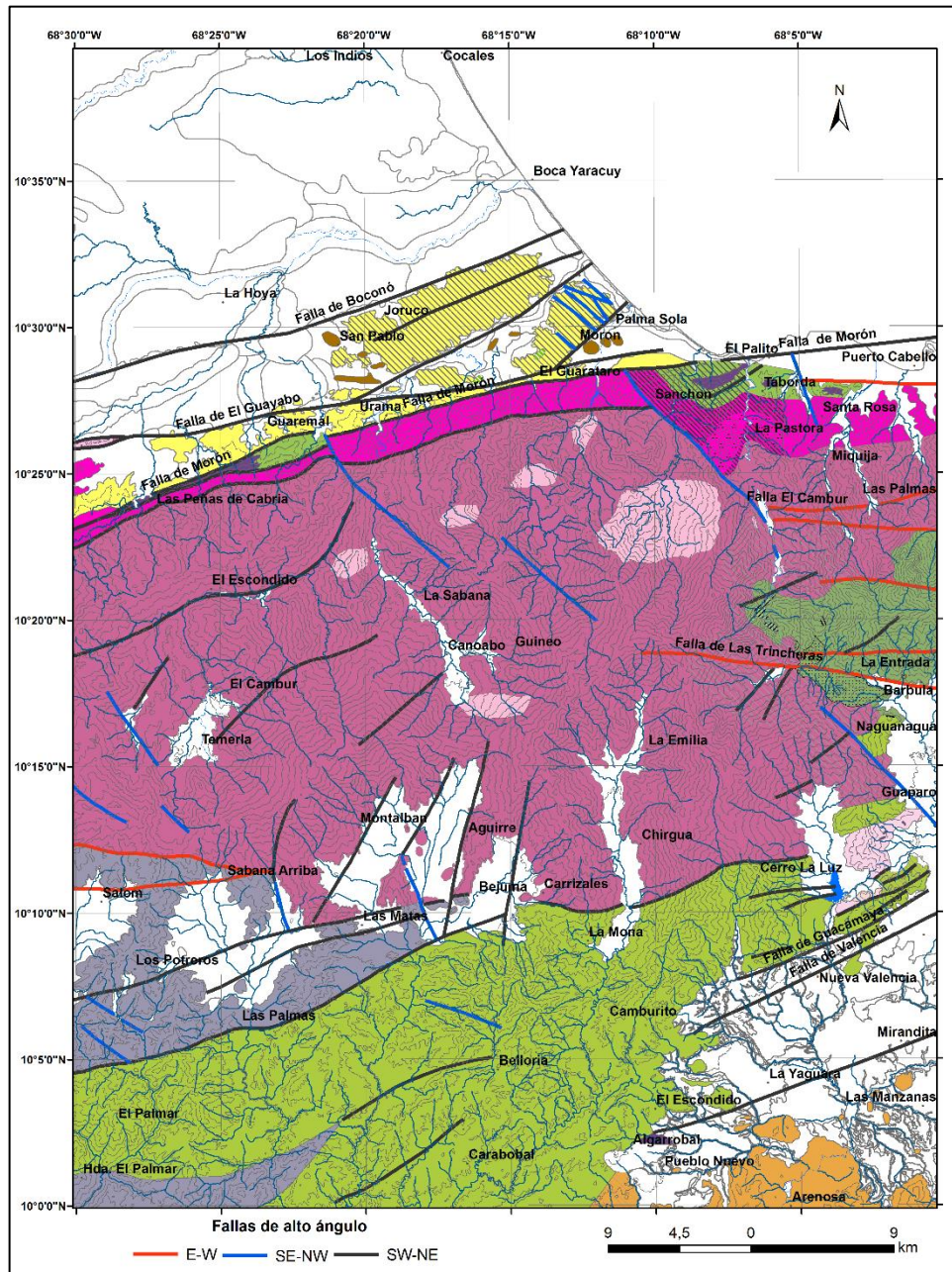


Figura 3.39. Distribución de las fallas de alto ángulo en zona de estudio; las de orientación SW-NE están representadas de color negro, la de orientación SE-NW de color azul, mientras que las E-W de color rojo.

3.5.3 Fallas de corrimiento

Son de menor influencia en la zona de estudio, localizándose únicamente en los extremos noreste y sur (figura 3.41). En el noreste, en la zona comprendida, de norte a sur, entre Puerto Cabello y Pastora hay una sección del Complejo Carayaca cuyos contactos con

las unidades adyacentes son de este tipo; justo en esta zona se localizan rocas sujetas a un proceso de exhumación tectónica (eclogitas de Puerto Cabello), la cual pudo originarse de acuerdo a BAQUERO *et. al.* (2009) por un ajuste isostático después de la colisión y descenso de la litosfera de proto-Caribe dentro del manto o por un rápido agrietamiento en el Oligoceno temprano con dirección de extensión N-S, el diagrama de este modelo se presenta en la figura 3.40.

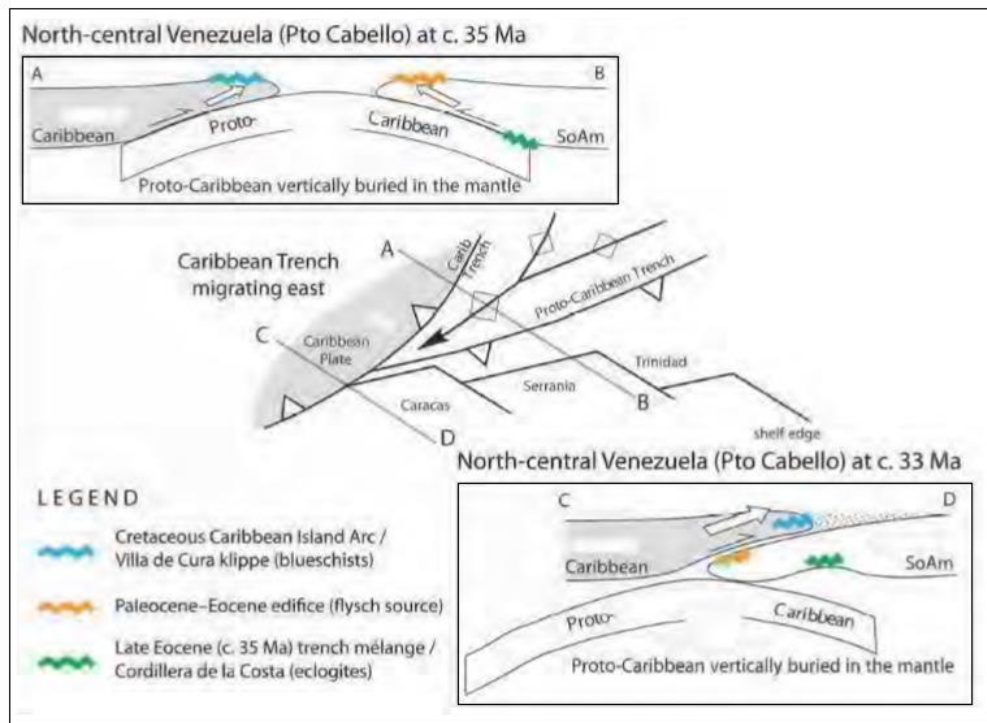


Figura 3.40. Modelo tectónico de formación de las eclogitas de Puerto Cabello Pindell *et. al.* (2006). Tomado y modificado de VIETE *et. al.* (2015).

En el extremo este al norte de Naguanagua se define el contacto tipo falla de corrimiento entre el terreno Ávila y Las Mercedes, donde el bloque correspondiente al Complejo San Julián sobrecorre al Esquistos de Las Mercedes. Asimismo, hacia el extremo sur al este de Pueblo Nuevo, se aprecia la terminación norte del denominado corrimiento de Manrique, con un sentido de corrimiento opuesto a los demás corrimientos de la zona de estudio y delimitando el contacto entre los terrenos Las Mercedes y Cachinche. La figura 3.40 muestra todos los sectores del área de estudio donde se presentan fallas de corrimiento.

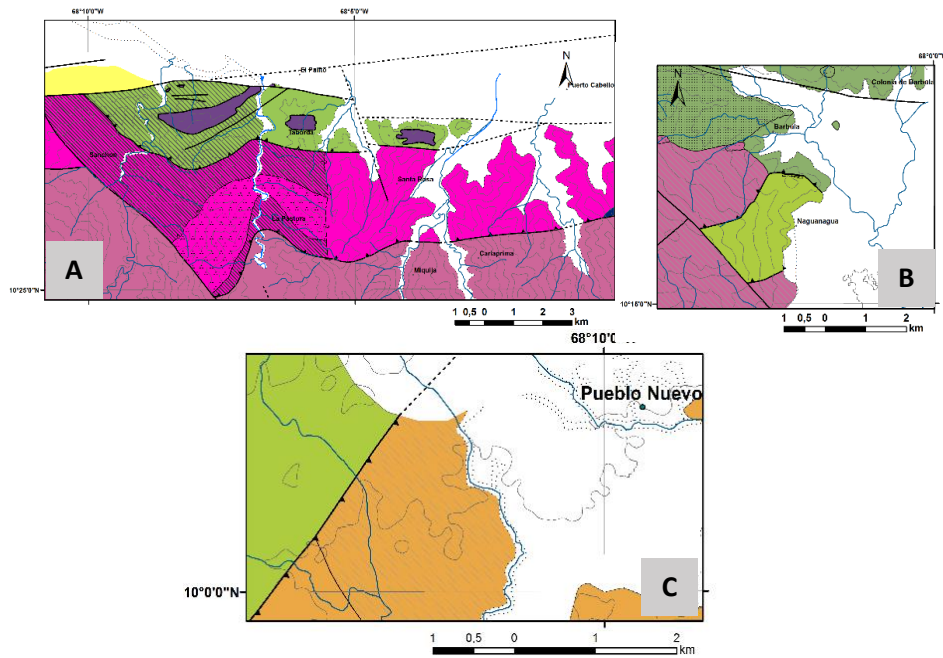


Figura 3.41. Sectores de la zona de estudio donde están cartografiadas las fallas de corrimiento. A: sector norte (Terreno Carayaca); B: sector suroeste (Terreno Nirgua); C: extremo este (Terreno Las Mercedes); D: Corrimiento de Manrique.

3.5.4. Pliegues

Son poco frecuentes dentro de la zona en estudio, aunque se encuentran distribuidos de norte a sur en algunos terrenos geológicos; debido a que en la mayoría de los casos las estructuras plegadas están constituidas de rocas metamórficas estas fueron clasificadas como sinformes y antiformes, a excepción de los plegamientos del sector norte donde se ubican un sinclinal y dos anticlinales, estos últimos en los alrededores del Joruco y San Pablo, donde uno presenta un eje totalmente recto con sentido suroeste-noreste y rumbo aproximado N73°E, mientras que el denominado Anticlinal de San Pablo tiene su eje cóncavo con sentido oeste-este a noroeste sureste ; en este mismo sector pero al suroeste de Guaremal se encuentra el sinclinal con un eje extenso, ligeramente curvo, en sentido suroeste-noreste y rumbo N65°E, estos tres pliegues se forman en torno a las unidades sedimentarias de las Napas de Lara y los sedimentos poco consolidados de las formaciones

Maporita y Las Pailas, todo esto en la terminación de la depresión de Yaracuy bajo influencia de esfuerzos compresivos provenientes del norte. Adicionalmente en este sector, mucho más hacia el suroeste de Guaremal son interpretados dos pequeños antiformes dentro del Complejo San Julián, subparalelos entre sí, con sentido suroeste-noreste y rumbo aproximado $N72^{\circ}E$, los datos cartografiados en campo permiten ver el cambio de buzamiento en sus flancos, se estiman que se originaron dentro del complejo por procesos compresivos con una dirección de esfuerzo principal proveniente del noroeste (figura 3.42.A y B).

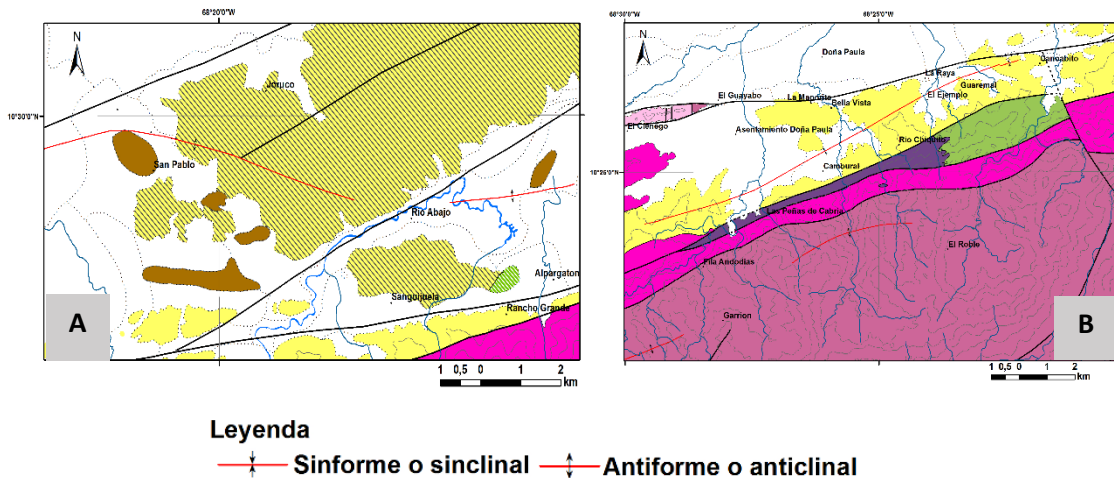


Figura 3.42. Pliegues en el sector norte de la zona de estudio. A: anticlinales al noreste, B: sinclinal y antiformes al noroeste.

En el sector centro, al norte de la población de Bejuma, se aprecia otro pequeño antiforme dentro del Complejo San Julián, el mismo tiene un eje recto en sentido noroeste-sureste y un rumbo $N63^{\circ}W$ (figura 4.43).

Por último, existe un pliegue en el sector suroeste de la zona de estudio, en este caso se trata de un antiforme medianamente extenso, con un eje ligeramente cóncavo en sus extremos y que se orienta en sentido casi este-oeste en el extremo sur y cambia su sentido hacia el noreste en el extremo norte, todo esto dentro del terreno Las Mercedes (figura 3.44).

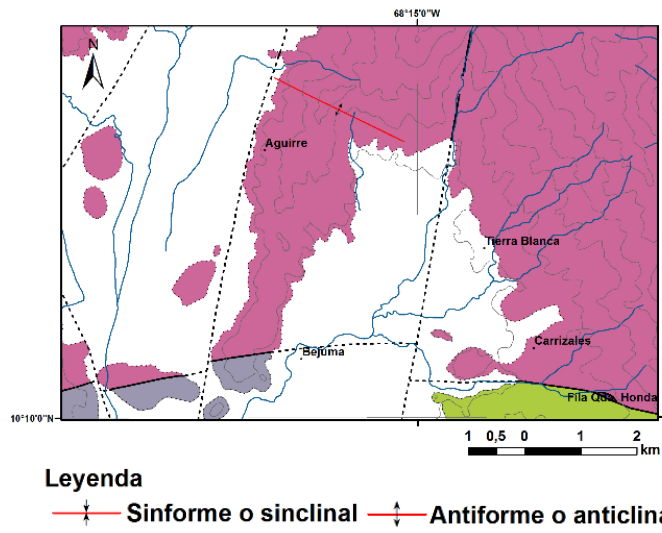


Figura 4.43. Antiformes en el sector centro de la zona de estudio: antiforme en el centro (al norte de Bejuma).

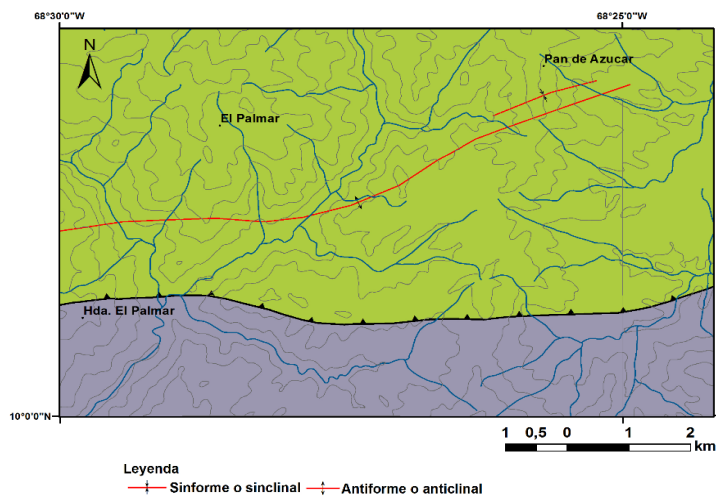


Figura 3.44. Pliegues en el sector suroeste de la zona de estudio.

4. INTERPRETACIONES Y DISCUSIONES

4.1. INTRODUCCIÓN

Este capítulo contiene los planteamientos derivados de contrastar la información disponible de autores previos con los resultados obtenidos del trabajo geológico de campo y análisis de laboratorio, así como las justificaciones que permiten incluir actualizaciones pertinentes sobre la geología del área de estudio. Estas interpretaciones se presentan en bases a los tres aspectos fundamentales de este trabajo: la cartografía geológica, como expresión gráfica de las relaciones espaciales de los litotipos, el análisis litológico y petrográfico de los mismos y las interpretaciones estructurales que modelan la zona de estudio. También se incluye la evolución geológica de la zona de acuerdo a tales interpretaciones.

4.2. INTERPRETACIONES CARTOGRAFICAS

La cartografía geológica de la zona consiste de 29 mapas a escala 1:25.000 y un mapa a escala 1:100.000, generados utilizando como base el *Atlas Geológico de la Cordillera de la Costa (2004)*, el cual reúne información de diversos autores, entre ellos MORGAN (1969) y sus aportes a la geología de Valencia, GONZÁLEZ-SILVA (1972) con contribuciones en la geología de toda la zona de estudio, el trabajo de BELLIZZIA, RODRÍGUEZ & ZAMBRANO (1976) en el estado Yaracuy (extremo oeste de la zona de estudio), GRANDE (1982) y su trabajo en la zona de Trincheras-Vallecito, etc.

Las interpretaciones obtenidas de nuevos trabajos geológicos dentro de la zona de estudio así como del trabajo de campo, permitieron realizar cambios y mejoras sobre las diversas cuestiones geológicas planteadas por los autores originales del mencionado atlas, estos cambios consistieron en correcciones de los contactos entre unidades geológicas, reclasificación y redefinición de algunas fallas, sustitución de algunas unidades geológicas por nuevas actualizaciones e incorporación de una clasificación más detallada de los depósitos cuaternarios.

En este sentido, en el extremo noroeste de la zona de estudio, los depósitos cuaternarios del área comprendida entre Joruco y San José correspondientes con la hoja 6547-IV y

definidos previamente por GONZÁLEZ-SILVA (1972) Y CASAS-SAINZ (1991) como aluvión fluvial-planicie costera y aluvión fluvial levantado, se cambiaron gracias a las modificaciones de COELLO (2012) en su integración geológica de la región Bobare-Farriar; estas modificaciones consistieron en la delimitación de los contactos representativos de los nuevos tipos de depósitos cuaternarios, basado en una clasificación más detallada realizada por COPLANARH (1974) en el marco del “*Estudio geomorfológico de las regiones costa noroccidental, centro occidental y central (sistema montañoso noroccidental)*”. Los detalles de las nuevas tipificaciones presentadas en este trabajo se describen en la tabla 3.3 del capítulo anterior; la inclusión de estos detalles en la cartografía de la zona permite que sus productos sirvan de sustento a otros tipos de estudios como sedimentológicos y/o geomorfológicos.

Dentro de las unidades formales compuestas por sedimentos poco consolidados, definidas en este trabajo como depósitos neógenos-cuaternarios, la Formación Las Pailas es la nueva unidad incluida en la zona de estudio, justo al noreste de la población de Urama; sus límites son definidos según lo presentado por MACSOTAY *et. al.* (2006) en el mapa derivado de su trabajo titulado “*El sustrato Cretácico de las psefitas Pleistocenas de la sierra de Falcón en la sub cuenca de Casupal*”. Este autor asocia los conglomerados de matriz arenosa expuestos a lo largo de la carretera entre Urama y El Vegote, con los conglomerados y areniscas no fosilíferas de la Formación Las Pailas, cuya localidad tipo está ubicada en Cabo Blanco estado Vargas. Adicionalmente, considera que la Formación Las Pailas definida en el estado Carabobo, es la unidad sedimentaria más joven que rellenó el Graben de Yaracuy durante el Pleistoceno Temprano. Bajo las referencias de este mismo autor, también fue incluida la Formación Matatere II, reemplazando a la incorrecta Formación Urama, en los alrededores de Alpargatón. Asimismo, es incorporada la Formación Barquisimeto, perteneciente a Las Napas de Lara, estratigráficamente definida por una alternancia de carbonáticas y pelítica hacia la base, seguido del Miembro Cazadero y en el tope las lutitas del Miembro Barure (BUSHMAN, 1958 y MACSOTAY *et al.*, 1987). De esta configuración solo se encuentran expuesto en el área de estudio el miembro basal La Osa y el miembro Barure en el cerro Las Lajas entre las poblaciones de Río Abajo y Alpargatón, rechazándose el termino Formación Urama, definido por GONZÁLEZ-SILVA

(1968), por no corresponder con la secuencia estratigráfica. En este mismo contexto, también se incluye en la cartografía de la zona de estudio la Formación Matatere II, identificada por MACSOTAY *et. al.* (2006) en el área de Morón-Maporita, adyacente a la falla de Boconó y cartografiada bajo las acepciones de STEPHAN (1982, 1985) como subunidad del “Complejo tectono-sedimentario Lara” (ahora Napas de Lara) por GÓMEZ & URBANI (2013), URBANI (2014) y ahora en este trabajo en las hojas 6547-II-NO, 6547-III-NE y 6547-IV.

En el cerro El Guayabo, ubicado en el extremo noroccidental de la zona de estudio, se identifican rocas de alto grado metamórfico de afinidad grenvilliana (GRANDE & URBANI, 2009), representadas en el *Atlas Geológico de la Cordillera de la Costa* como Esquisto de Tacagua, según las referencias de BELLIZZIA, RODRÍGUEZ & ZAMBRANO (1976). Estas rocas de alto grado metamórfico fueron posteriormente denominadas por URBANI (2008) con el nombre informal de “Metamórficas de El Guayabo”, hasta que estudios más detallados de Grande (2013) concluyen en asignar la denominación de Complejo El Guayabo, nueva nomenclatura utilizada en este trabajo en la hoja 6547-III-NO de nombre homónimo, en conformidad con la hoja 6447-II-NE del *Atlas geológico de la parte septentrional de los estados Lara y Yaracuy* de GÓMEZ & URBANI (2013), primeros autores en utilizar esta nomenclatura en la cartografía geológica. Esta unidad se encuentra en contacto con el Complejo San Julián, pero se diferencia por poseer un mayor grado de metamorfismo, que según GRANDE & URBANI (2009) y GRANDE (2013) alcanza la facies de la granulita.

Otra de las grandes actualizaciones incluidas en este trabajo corresponde con el cambio de nomenclatura dado a la franja extendida de E-W en la zona de estudio denominada Formación Nirgua, cartografía en las hojas 6547-II-NO, 6547-II-NE y 6547-III-NE del *Atlas Geológico de la Cordillera de la Costa (2004)* con las referencias de GONZÁLEZ-SILVA (1972) y BELLIZZIA & RODRÍGUEZ (1976). Esta unidad conforma ahora la unidad principal de terreno Carayaca (Complejo Carayaca), este nuevo complejo fue propuesto por URBANI (2013) para separar las rocas máficas con relaciones metamórficas de alta presión-baja temperatura de las rocas de la Formación Nirgua, que alcanzan la facies del esquisto verde. Esta subdivisión también fue planteada al suroeste del área de estudio por HERNÁNDEZ A. (2013), específicamente, en un área al noreste de Cumaripa y norte de Los

Cogollos, sin embargo, análisis petrográficos de MONTOYA (2015) en muestras del área, confirman que no hay presencia de minerales que indiquen un metamorfismo mayor al que presenta el Complejo Nirgua, por lo que el Complejo Carayaca solo se extiende aproximadamente 12 km en sentido suroeste desde el extremo occidental de la zona de estudio.

Acerca de los cuerpos de rocas ultramáficas distribuidas en toda la zona de estudio, como consecuencia del trabajo de campo se cartografió un nuevo cuerpo de serpentinita entre las poblaciones de Bejuma y La Mona, en el contacto de los terrenos San Julián y Las Mercedes, el cual no había sido representado por GONZÁLEZ-SILVA (1972) en la hoja 6546-I-SO del *Atlas Geológico de la Cordillera de la Costa* (2004).

En el extremo sureste, las unidades denominadas como Complejo El Tinaco y Gneis de La Aguadita por GONZÁLEZ-SILVA (1972) en las hojas 6546-II-SE y 6546-II-SO, respectivamente, son cambiadas a la denominación de Complejo Cachinche, principal unidad del terreno homónimo propuesta por URBANI (2015) para designar a estas rocas metasedimentarias con origen distinto a las del Complejo El Tinaco.

Los depósitos cuaternarios del sureste de la zona de estudio, plasmados en las hojas 6546-II-SE, 6546-II-SO y 6546-II-NE como aluviones, sufrieron modificaciones en sus contactos y nomenclatura, al utilizar una síntesis de la clasificación propuesta para describir los diferentes tipos de depósitos en torno a la cuenca del Lago de Valencia de VILORIA (2007) presentados en el *SIG de Geomorfología y Edafología de la Cuenca del Lago de Valencia*; los detalles de las nuevas tipificaciones pueden consultarse en la tabla 3.3 del capítulo anterior. En este mismo sector, pero hacia el poblado de Algarrobal, el trabajo de campo permitió extender el contacto cuaternario entre el Esquisto de Las Mercedes (detalles pueden consultarse en el apéndice C, punto de observación Ca-17-4).

Las fallas dentro de la zona de estudio, en su mayoría sufrieron modificaciones en cuanto a tipificación prevista en el *Atlas Geológico de la Cordillera de la Costa* (2004), en el que se presentaban fallas de alto ángulo, fallas cubiertas, fallas de corrimiento y fallas de alto ángulo inferidas, reclasificando las fallas de este último tipo como falla de alto ángulo o suprimiéndolas en caso de que los datos de rumbo/buzamiento y demás parámetros

geológicos lo justificaba. Además, se perfeccionaron las fallas que atravesaban las unidades neógenas y cuaternarias, colocando la simbología correcta de falla cubierta en los lugares indicados. Finalmente, de acuerdo a la base de datos de las fallas cuaternarias de Venezuela de AUDEMARD *et. al.* (2000), la falla de Valencia, cartografiada en la hoja 6546-II-NE y sus aledañas con referencia de GONZÁLEZ-SILVA (1972), no está considerada dentro del sistemas de fallas de La Victoria, por tanto, tal denominación entra en desuso en este trabajo, manteniéndose a la falla de Guacamaya como responsable principal de las interacciones de este sistema de falla dentro del área de estudio.

Los aportes, ajustes y modificaciones realizados en la cartografía geológica de este trabajo son presentados en un compendio de 29 mapas geológicos a escala 1:25.000, representados de acuerdo al índice de mapas de esta escala del IGVSb y con el formato de diseño del *Atlas Geológico de la Cordillera de la Costa (2004)*; adicionalmente se presenta un mapa a escala 1:100.000 de toda la zona de estudio. En la figura 4.1 se muestra el diagrama general de la zona de estudio con la disposición de los mapas a escala 1:25.000.

6547-IV-NO San José	6547-IV-NE Los Indios	6547-I-NO Boca Yaracuy	
6547-IV-SO La Hoya	6547-IV-SE Joruco	6547-I-SO Palma Sola	
6547-III-NO El Guayabo	6547-III-NE Urama	6547-II-NO Morón	6547-II-NE Puerto Cabello
6547-III-SO El Escondido	6547-III-SE La Sabana	6547-II-SO Plan de La Justa	6547-II-SE El Cambur
6546-IV-NO Temerla	6546-IV-NE Canoabo	6546-I-NO La Emilia	6546-I-NE La Entrada
6546-IV-SO Salom	6546-IV-SE Bejuma	6546-I-SO Chirgua	6546-I-SE Valencia oeste
6546-III-NO Miranda	6546-III-NE Las Matas	6546-II-NO La Mona	6546-II-NE Nueva Valencia
6546-III-SO El Palmar	6546-III-SE Carabobal	6546-II-SO Pueblo Nuevo	6546-II-SE La Yaguara

Figura 4.1. Distribución de los mapas a escala que abarcan la zona de estudio.

4.2. INTERPRETACIONES LITOLÓGICAS Y PETROGRÁFICAS

Las interpretaciones mostradas en esta parte corresponden con los análisis de laboratorio realizados sobre las muestras recolectadas en la fase de campo, así como las analizadas provenientes de autores previos. Adicionalmente, se incluyen los aspectos petrogenéticos más importantes descritos por diferentes autores que permiten establecer el ambiente de formación y origen de las nuevas denominaciones y terrenos incorporados mediante este trabajo, en el marco de las actualizaciones de *Atlas Geológico de la Cordillera de la Costa*.

4.2.1 Terreno El Guayabo

4.2.1.1. Complejo El Guayabo

En trabajos en la zona central del cerro El Guayabo GRANDE (2013) identifica una asociación metamórfica de alto grado caracterizada por granulita félsica y máfica, paragránulita ultramáfica, cuarcita clinopiroxénica, mármol, anfibolita y metaevaporita. Posteriormente, BAQUERO *et. al.* (2014) reconocen una nueva litología, roca calco-silicatada rica en diópsido y flogopita. Los mismos autores en el trabajo denominado *Petrografía y geocronología de rocas granulíticas del Complejo El Guayabo, NE de Yaracuy, Venezuela: Un fragmento Meso-Neoproterozoico del orógeno Putumayo*, realizan la datación y descripción petrográfica de una muestra de granulita félsica de la unidad (YA-253B) y de la nueva litología reconocida, roca calco-silicatada (YA-250K), obteniendo los siguientes resultados.

Muestra YA-253B: granulita de color rosado salmón, tiene una textura granoblástica de grano muy grueso, fuertemente oxidada y cortada por vetillas de limonita. Presenta feldespatos alcalinos mesopertíticos (54%), plagioclasa sericitizada y argilizada (22%), cuarzo (17%), escasos remanentes de piroxenos alterados (3%), limonita y hematita (4%) y trazas de zircón. La granulita félsica arrojó dos edades U-Pb en zircón correspondientes con el Mesoproterozoico y Neoproterozoico.

Muestra YA-250K: roca calco-silicatada formada por carbonato (45%), diópsido (32%), flogopita (22%) y cuarzo (1%) con trazas de titanita; esta roca presenta una edad isócrona de 947 ± 21 Ma.

Estas nuevas edades confirman la afinidad grenvilliana o putumaya del complejo, previamente postulada por GRANDE & URBANI (2009), es decir, que el complejo fue formado en el orógeno Putumayo, posteriormente desmembrado en bloques dispersos en el norte de Suramérica, Centroamérica y México; lo anterior se atribuye a la gran semejanza de la granulita félsica con las edades del Augengneis de Guapotón, Colombia, obtenidas por IBÁÑEZ-MEJÍA *et. al.* (2011).

4.2.2. Depósitos neógenos y cuaternarios

4.2.2.1 Formación Las Pailas

En las exploraciones de campo de MACSOTAY *et. al.* (2006) en los alrededores de Río Abajo, este autor indica que los topes de las colinas están compuestos por 95% de conglomerados con matriz arenosa de color gris claro a gris verdoso. Estos conglomerados están moderadamente consolidados y se reconocen fácilmente por su color, algunos son masivos y describen cierta estratificación, en la que una inspección minuciosa permite ver interestratificaciones de areniscas de hasta un decímetro de espesor; en estas áreas masivas es posible observar un buzamiento entre los $8-16^\circ$, datos con los que el autor sugiere un fallamiento cónico asociado a las fallas de Boconó y San Sebastián, esto en un área cercana al río Urama (figura 4.2). Los conglomerados no presentan fósiles y tienen un espesor estimado al noroeste de Río Abajo de 330 m, pero la unidad se encuentra erosionada hacia el tope.

Los conglomerados de la Formación Las Pailas son poligenéticos, dominados por guijarros de rocas cuarcíticas y leucocráticos, los clastos son de redondeados a subredondeados sugiriendo varias generaciones de retrabajo; estos sedimentos post-orogénicos sugieren un transporte prolongado a través de ríos, la imbricación de los clastos en la base de la unidad apunta a una dirección de transporte de W-E. El mismo autor concluye que la similitud litológica y arreglo estructural sugiere la identidad de estos

conglomerados con los de la Formación Las Pailas, expuestos 150 km al este, en Cabo Blanco, estado Vargas. En ambas localidades la formación está relacionada por la actividad de la falla de San Sebastián.

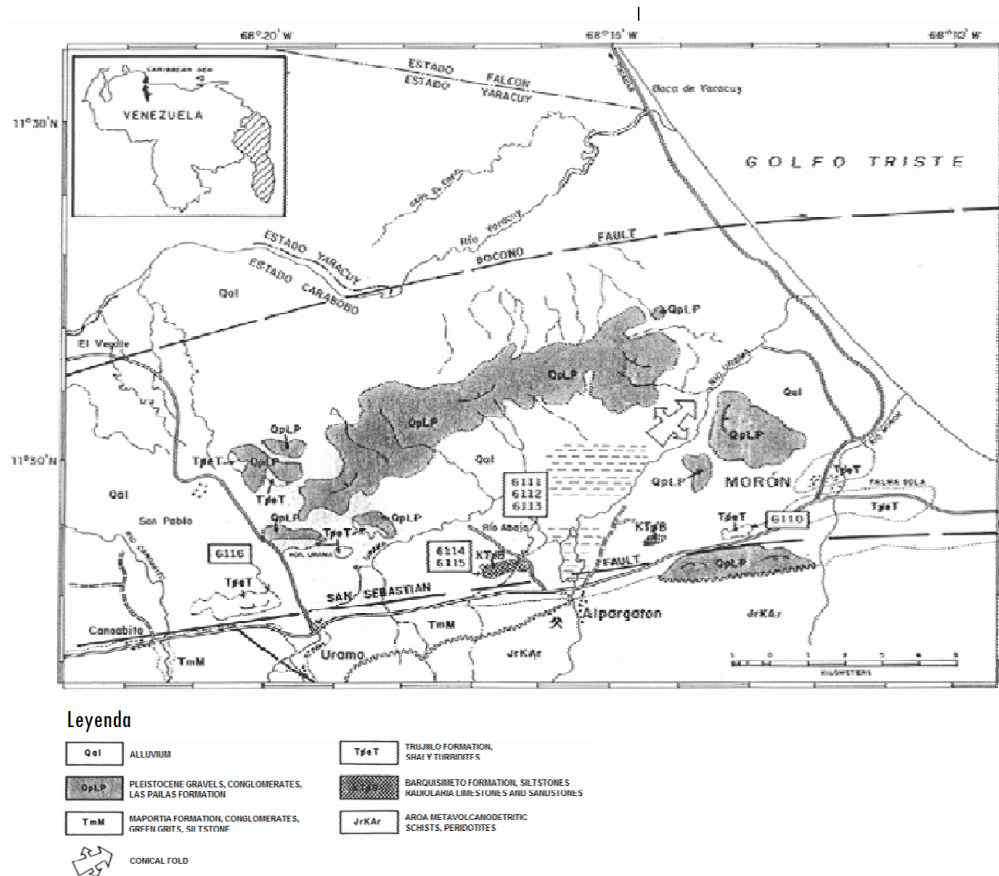


Figura 4.2. Mapa de ubicación de la Formación Las Pailas y la Formación Barquisimeto en Venezuela Occidental-Central.

4.2.3 Napas de Lara

4.2.3.1. Formación Barquisimeto

MACSOTAY *et. al.* (2006) muestrearon la sección expuesta de esta formación en el cerro Las Lajas (figura 4.3), con espesor aproximado de 70 m está representada por los miembros La Osa y Barure, entre las muestras descritas se tiene calizas de color gris oscuro a negro, con abundantes foraminíferos planctónicos; también describe una variedad de caliza

microcristalina , consistente de calcoarenitas con contenido de algas y fragmentos de coral, así mismo describe areniscas calcáreas glauconitas de color gris verdoso con fragmentos de bivalvos, ostrácodos y abundantes foraminíferos bentónicos. Los detalles de las muestras, su edad y ubicación relativa se aprecian en la figura 4.3.

El mismo autor expone la idea original de STEPHAN (1985) de que la Formación Barquisimeto esta subdividida en dos secuencias diferentes: la unidad Atarigua y la unidad San Pablo Buenos Aires, considerando a esta última como sedimentos pelágicos y hemipelágicas depositados sobre la corteza oceánica y que son alóctonos desde su obducción sobre el borde cratónico.

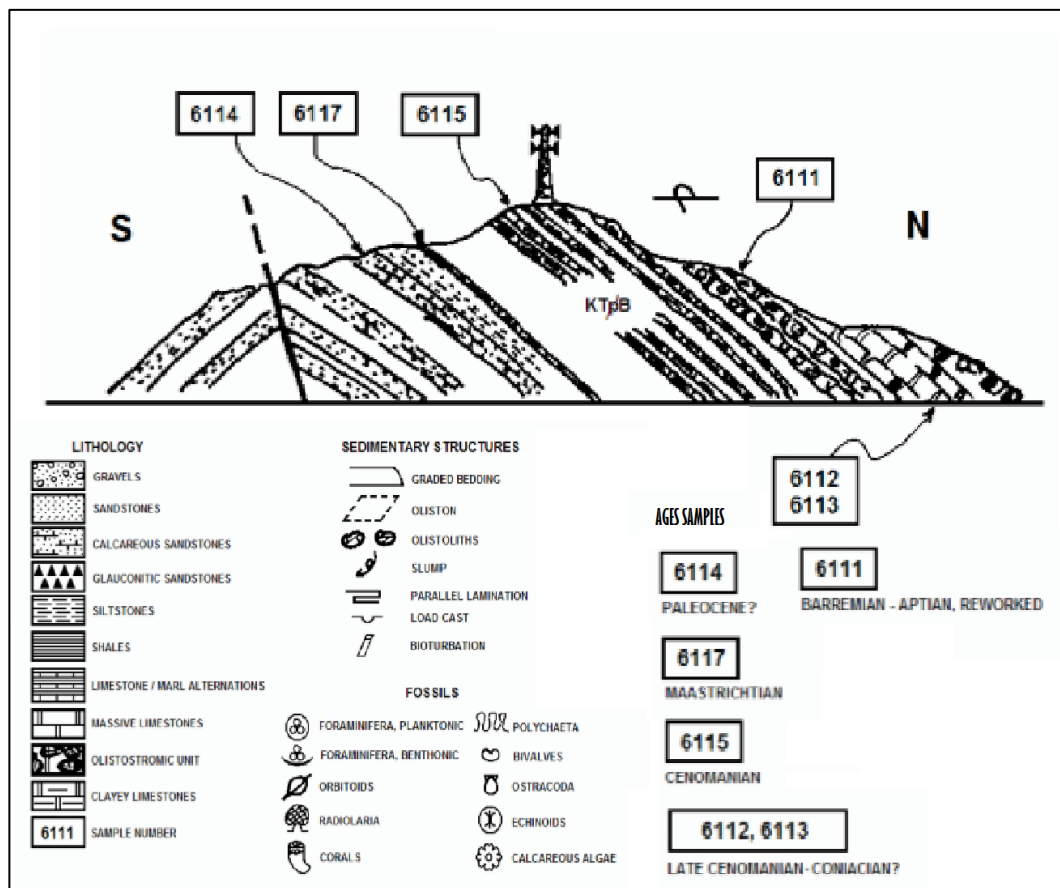


Figura 4.3. Croquis del cerro Las Lajas con la ubicación de la Formación Barquisimeto y las muestras analizadas. Tomado y modificado de MACSOTAY *et. al.* (2006).

4.2.3.2. Formación Matatere II

STEPHAN (1982,1985) incluye a la Formación Matatere dentro de su Complejo tectono-sedimentario Lara”, que corresponde con una asociación de afloramientos del Paleoceno-Eoceno con olistolitos asociados sedimentológica y tectónicamente al cabalgamiento hacia el SSE de las napas Caribe. Plantea una subdivisión de la unidad en función de las relaciones de concordancia o discordancia de la misma con el Cretácico alóctono, siendo Formación Matatere II, discordante sobre la Formación Barquisimeto (subunidad Atarigua), y cabalgada por la Formación Barquisimeto (subunidad San Pablo), sin embargo, esto solo se aprecia a 200 km al oeste de la zona de estudio. La Formación Matatere II fue reconocida en la región de estudio, específicamente, entre Maporita-Morón (adyacente a la falla de Boconó) por MACSOTAY *et. al.* (2006), el cual indica que la formación consiste de turbiditas, olistostromos y su sustrato Cretácico.

4.2.3. Terreno Carayaca

4.2.3.1. Complejo Carayaca

Dentro de las 12 muestras analizadas, provenientes de los túneles Pastora y Pequeño, ubicados al este de la población de La Pastora, se pudieron distinguir tres tipos litológicos:

- Eclogita, constituidas de mayor a menor proporción por: granate \pm onfacita \pm tremolita \pm cuarzo \pm mica blanca \pm rutilo, con trazas de calcita y leucoxeno. En las muestras de este tipo los porfidoblastos de granate son predominantemente subhedrales, con algunos bordes limpios y definidos, fracturamiento marcado y pequeñas inclusiones hacia el centro del cristal; al respecto CARABALLO *et. al.* (2008) en su *Análisis de eclogitas de dos localidades de la Cordillera de la Costa, Venezuela* sugiere que “posiblemente los bordes con ausencia de inclusiones se hayan generado en un proceso metamórfico posterior, es decir, dos generaciones de crecimiento de los granates, la zona interna (ricas en inclusiones) y el borde externo (limpio)”. Adicionalmente, se reconocen en algunas zonas indicios de foliación, formada por la orientación paralela de cristales tabulares o

elongados de clinopiroxeno, estas son denominadas por AVÉ-LALLEMANT & SISSON (2005) como estructuras tipo D_{1a} formadas durante el metamorfismo de eclogitas.

- Eclogita anfibolítica con plagioclasa: granate \pm onfacita \pm tremolita-actinolita \pm plagioclasa \pm cuarzo, con trazas de zoisita y rutilo con alteración a leucoxeno. Abarca la mayor parte de las muestras analizadas y se diferencian como litotipo por la presencia de plagioclasa, aumento de las proporciones de anfíbol y mica blanca. En general se presenta una textura porfidoblástica en una matriz nematoblástica con orientación preferencial marcada, los porfidoblastos son anhedrales y tienen inclusiones mucho más desarrolladas de cuarzo, mica blanca, plagioclasa y anfíbol; la plagioclasa es considerada como inestable en la facies de la eclogita (IUGS, 2007) y DERCOURT *et. al* (1984) asocia la concentración de plagioclasa con los niveles de presión alcanzados por la roca e indica que a mayor presión disminuye la concentración en plagioclasa, por su parte, BERNARD *et. al.* (1986) señala a la albita como uno de los minerales típicos del ensamblaje mineral retrógrado de una eclogita. Dentro de las inclusiones presentes en los porfidoblastos de granate, se encontró anfíbol (posiblemente tremolita) que se interpreta como un registro de una asociación metamórfica de menor grado. Otra evidencia de una posible retrogradación, señalada por WEBER *et. al.* (2007) en su análisis de rocas de la facies eclogita en la Península de La Goajira colombiana, lo constituyen la presencia de rutilo con coronas de leucoxeno.

- Esquisto plagioclásico-anfibolítico-granatífero: plagioclasa \pm tremolita-actinolita \pm granate \pm clorita \pm mica blanca \pm cuarzo \pm biotita \pm calcita, como accesorios rutilo, leucoxeno, zoisita y cristales esporádicos de anfíbol de color verde-azul. Predominan en estas muestras la textura porfidoblástica, donde los cristales de granate presentan dos aspectos, algunos pocos cristales casi euhedrales con fracturamiento marcado e inclusiones semidesarrolladas y otros cristales esqueletales con fuertes evidencias de alteración. En las muestras de este tipo la foliación posiblemente se encuentre en una etapa inicial de formación, siendo visible en algunos casos áreas de la muestra donde cristales de anfíbol, clorita y mica blanca son los que se encuentra alineados paralelamente en torno a una

matriz predominantemente de plagioclasa y cuarzo. La foliación como resultado de la concentración y orientación paralela de mica, grafito y cristales de anfíbol, es reconocida por AVÉ-LALLEMANT & SISSON (2005) como una estructura de deformación (tipo D_{1c}) formada durante el metamorfismo retrogrado de la facies epidoto-anfibolita a esquistos verdes.

En estos dos últimos litotipos se destaca la presencia de zoisita, formado generalmente, en torno al piroxeno y el granate, en este sentido, WEBER *et. al.* (2007) señala esta misma característica y la atribuye a posible introducción de fluido, posterior al alcance del equilibrio de estas rocas a altas presiones.

En lo anteriormente expuesto, se evidencian en las muestras del primer litotipo asociaciones mineralógicas correspondiente con la facies eclogita, en específico con el subgrupo de regiones de eclogitas de baja temperatura definido por MIYASHIRO (1994). La presencia de plagioclasa en el segundo litotipo se infiere como una evidencia clara de la disminución de la presión sufrida durante el proceso de exhumación de las eclogitas del complejo, así como otras evidencias de retrogradación. Mientras, el último litotipo descrito tiene una asociación mineral representada por actinolita-tremolita ± plagioclasa ± granate, la cual según MIYASHIRO (1994) corresponde con facies de la anfibolita, quien también añade que la hornblenda en metabasitas de la zona transicional entre las facies anfibolita-esquisto verde, comúnmente muestra un color verde-azul.

En general, se coincide con planteado por AVÉ-LALLEMANT & SISSON (2005), quienes señalan se trata de un melange de subducción que contiene fragmentos de eclogita, esquisto azul, anfibolita, cuarcita, granito, gneis y mármol en una matriz de esquisto micáceo-grafitoso y serpentinita. Precisamente, la ubicación espacial de las muestras analizadas no sugiere la separación de los litotipos como franjas aisladas, además, SISSON *et. al.* (2005) indica que los cuerpos de eclogita son boundines, bloques y lentes confinados a una estrecha faja a lo largo de la costa norte de Venezuela.

En cuanto a las condiciones del metamorfismo y protolitos del complejo, estudios de SISSON *et. al.* (1997) en las eclogitas de diferentes localidades de la Cordillera de la Costa, incluyendo las de la región de Puerto Cabello arrojan un rango de temperatura entre los 500-700°C, alcanzando presiones máximas (en el pico de metamorfismo) de 1800-2200°C.

Por otra parte, MORGAN (1970) señalan que la composición química de las eclogitas y las rocas asociadas puede ser variable, pero esencialmente el protolito consiste en basaltos de afinidad tholeítica, cuya transformación a eclogita y a anfibolita considera como una secuencia paragenética continua durante un único periodo de metamorfismo. Análisis de SORENSEN, SISSON & AVÉ LALLEMANT (2005) en bloques de eclogita y sus productos de retrogradación presentan resultados N-MORB y E-MORB (o quizá basalto primitivo de arco de arco de islas) y gabro como protolitos.

4.2.4. Terreno Nirgua

4.2.4.1. Complejo Nirgua

La muestra Ca-17-3b perteneciente a los afloramientos del complejo ubicados al este de la población Las Matas muestra una asociación mineralógica representada por: cuarzo \pm muscovita \pm clorita \pm plagioclasa \pm grafito, con zircón y esfena como accesorio, magnetita y limonita como óxidos asociados. Este es el ensamblaje mineral típico descrito por MIYASHIRO (1994) para la facies del esquisto verde en la zona de la clorita, asociado a un protolitos sedimentarios siliciclásticos (pelitas silíceas). MONTOYA (2015) en sus análisis de muestras del complejo, atribuye la presencia de grafito al metamorfismo de materia orgánica proveniente de los sedimentos originales, aseveración que puede ser extendida a la zona de estudio.

Trabajos de JAIMES (2012) y HERNÁNDEZ (2013) desde Yumare hasta Campo Elías, ubican a las rocas de esta unidad dentro de la facies de esquisto verde desde la zona de la biotita hasta el granate, con efectos retrógrados a la zona de la clorita. Evidencias de esto son poco perceptibles en la muestra, donde la biotita fue sustituida totalmente por la clorita en la etapa retrograda.

4.2.5. Terreno Cachinche

4.2.5.1. Complejo Cachinche

Se analizaron dos muestras para este complejo, una de ellas (Ca-17-5a) fue descrita petrográficamente dando como resultado un ensamblaje mineral consistente de cuarzo \pm biotita \pm muscovita \pm plagioclasa \pm clorita \pm grafito con magnetita como mineral opaco y cristales accesorios de epidoto. En la segunda muestra (Ca-17-5b) la composición mineral se obtuvo a partir del análisis de DRX, encontrándose una asociación mineral de cuarzo \pm plagioclasa \pm muscovita y hematita. Esto permite asociar estas rocas a la facies de esquisto verde en la zona de la biotita, coherente con la asociación metamórfica de biotita-granate sugerida por autores previos como GONZÁLEZ SILVA (1972) y BELLIZZIA *et al.* (1976).

En el análisis petrográfico de la primera muestra se pudo observar la textura lepidoblástica producto del alineamiento de minerales micáceos en este caso de muscovita, sin embargo, también son resaltantes bandas de cuarzo con la misma orientación de las micas, las cuales se estiman que correspondan a alguna estructura de laminación remanente de la roca original, ya que en muestra de mano la roca no exhibe una esquistosidad marcada. La clorita observada en la muestra es escasa y por producto de la alteración de la biotita, la presencia de esta y de cristales neoformados de epidoto como accesorio puede inferirse como una posible transición metamórfica hacia la zona de granate, sin embargo, mas muestreo es necesario para establecer mejores relaciones. Para ambas muestras se sugiere un protolito sedimentario psammítico o pelítico depositados en la plataforma y el talud continental y con fuente probable en el protocontinente suramericano, contiguo a un arco volcánico.

4.2.6. Ultramáficas

4.2.6.1. Serpentinitas

La muestra proveniente del nuevo cuerpo de serpentinita cartografiado al noroeste de La Mona fue sometida al análisis de DRX de cual se pudo obtener una composición mineral representada por: serpentina \pm tremolita-actinolita \pm clorita \pm talco \pm hematita. La presencia

de clorita y de minerales de la serie tremolita-actinolita sugiere un bajo grado metamórfico en la facies de esquisto verde (zona de la clorita). El mineral en mayor proporción es la serpentina, asociadas a la alteración retrograda de rocas con alto contenido de olivino, a través de la introducción de fluidos al sistema mediante fisuras e incluso fallas, siendo peridotitas el protolito asociado a estas rocas, provenientes de fragmentos o bloques de la litósfera oceánica.

Tabla 4.1 facies metamórficas de las unidades actualizadas en la zona de estudio.

Unidades Metamórficas		
Unidades	Mineralogía	Facies Metamórfica
Complejo El Guayabo	Feldespato alcalino, remanentes de piroxeno, diópsido, flogopita	Granulita
Complejo Carayaca	Granate, onfacita, tremolita-actinolita, plagioclasa, cuarzo, mica blanca, biotita, calcita, zoisita, rutilo y leucoxeno.	Eclogita (zona de alta presión-baja temperatura) con metamorfismo retrogrado a la facies de anfibolita
Complejo Nirgua	Cuarzo, muscovita, clorita, plagioclasa, grafito, zircón, esfena, magnetita y limonita	Esquisto verde (zona de la biotita y granate) por efectos retrógrados a la zona de la clorita
Complejo Cachinche	Cuarzo, biotita, muscovita, plagioclasa, clorita, grafito, magnetita y epidoto.	Esquisto verde (zona de la biotita)
Serpentinita	Serpentina, tremolita-actinolita, clorita, talco y hematita.	Esquisto verde (zona de la clorita)

Tabla 4.2. Origen y metamorfismo de las unidades geológicas.

Faja	Terreno	Unidad		Edad	Origen	Metamorfismo
Rocas sedimentarias	Depósitos neógenos y cuaternarios	Formación Las Pailas (Q11p)		Pleistoceno Temprano	Sedimentos post-orogénicos con fuente en la Serranía Litoral	
		Formación Maporita (N2m)		Plioceno Tardío	Origen continental, en abanicos aluvionales restringido entre la línea de la costa y las rocas metamórficas	
	Napas de Lara	Formación Barquisimeto I (K2bq)		Cenomaniense-Maastrichtiense	Acumulación heterogénea de mesas alóctonas cretácicas embebidas en un "wildflysch" del Terciario temprano	
		Formación Matatere II (e3e4m2)		Paleoceno-Eoceno Medio	Cuenca antepaís del margen suramericano y la parte frontal de los terrenos de dominio Caribe	
Faja Costera	El Guayabo	Complejo El Guayabo (NPeg)		Neoproterozoico	Formado en el orógeno Putumayo, posteriormente desmembrado en bloques dispersos en el norte de Suramérica, Centroamérica y México	Facies granulita
	Tacagua	Esquisto de Tacagua	Sensu stricto (K2t)	Cretácico Tardío	Existen ambigüedades con su edad absoluta; de confirmarse una edad Jurásico Medio Jurásico su origen se asocia a un margen de rift magmático. Si la edad es Cretácica, puede interpretarse que se haya sedimentado en el océano proto-Caribe en un ambiente antearco	Facies de esquisto verde (zona de la clorita)
			Zona cataclástica (K2tc)			
	Carayaca	Complejo Carayaca	Sensu stricto (JK1c)	Jurásico-Cretácico Temprano	Mélange de subducción, con mezcla de fragmentos de corteza oceánica, su cobertura sedimentaria y elementos continentales.	Facies eclogita (zona de alta presión-baja temperatura) con metamorfismo retrogrado a la facies de anfibolita
			Esquisto y gneis (JK1ce)			
Mármol de Antímano (JK1a)			Jurásico-Cretácico Temprano			

Tabla 4.2. Origen y metamorfismo de las unidades geológicas (continuación).

Faja	Terreno	Unidad	Edad	Origen	Metamorfismo	
Faja Ávila	Nirgua	Complejo Nirgua (PIn)	Pérmico-Jurásico	Cuenca extensional localmente evaporítica, con aportes carbonáticos y acumulación de materia orgánica, posiblemente del tipo rift continental, retro o intra-arco. También se considera una cuenca formada durante el cierre de una cuenca oceánica, en las etapas finales de drenaje de la cuenca sucesoral antes del levantamiento de un orógeno colisional.	Facies de esquistos verde (zona de la clorita)	
	Ávila	Complejo San Julián	Sensu stricto (NPPZsj)	Neoproterozoico-Paleozoico	La unidad probablemente corresponda a un marco tectónico de cuenca retro-arco ensialica extensional con un basamento granítico continental. Dicho basamento parece haber variado desde litologías más graníticas en el Bloque Occidental, a más tonalíticas hacia el Bloque Oriental	Facies anfibolita almandínica (localmente) y facies de esquistos verde (granate) hasta anfibolita epidótica
			Esquistos y gneis moteado (NPPZsjm)			
			Esquistos epidóticos (NPPZsja)			
			Gneis (NPPZsjb)			
			Cuarcita (NPPZsjc)			
	Gneis de Cabriales	Sensu stricto (Ec)	Cámbrico	Unidad metaígneas plutónicas	Facies de la anfibolita epidótica	
		Metagabro (Ecg)				
		Gneis de grano medio (Ecm)				
	Augengneis de Peña de Mora (PPMPpm)		Gneis sillimanítico (Ecs)	Paleoproterozoico-Mesoproterozoico	Protolito Precámbrico afectado por un período de removilización en la orogénesis de fines del Paleozoico, relacionada con la formación de Pangea	Facies de la anfibolita epidótica

Tabla 4.2. Origen y metamorfismo de las unidades geológicas (continuación).

Faja	Terreno	Unidad	Edad	Origen	Metamorfismo	
Faja Ávila	Ávila	Metagrano de Guaremal	Sensu stricto (E3g)	Cámbrico	Unidad metaígneá plutónica, a partir de magmas con fuentes en una corteza continental heterogénea	Facies de la anfibolita epidótica
			Metagrano no foliado (E3h)			
Faja Caracas	Las Mercedes	Esquisto de Las Mercedes	Sensu stricto (K2m)	Cretácico Tardío	Ambiente euxínico en una cuenca externa a un arco volcánico	Facies de esquisto verde (zona de la clorita)
			Esquisto carbonático (K2mc)			
			Mármol (K2mm)			
	Las Brisas	Esquisto de Las Brisas	Sensu stricto (J3K1b)	Jurásico Tardío-Cretácico Temprano	Sedimentos pelíticos y psammíticos, depositados en la plataforma y el talud continental	Facies de esquisto verde
			Filita (J3K1bf)			
Faja Caucagua-El Tinaco	Cachinche	Complejo Cachinche	Sensu stricto (PZch)	Paleozoico	Plataforma y el talud continental y con fuente probable en el protocontinente suramericano	Facies de esquisto verde (zona de la clorita)
			Gneis hornbléndico (PZchg)			
Ultramáficas		Serpentinita (JK1sp)	Jurásico-Cretácico Temprano	Serpentinización de peridotitas	Facies esquisto verde (zona de la clorita)	

4.7. INTERPRETACIONES ESTRUCTURALES

La zona de estudio y los terrenos que la integran pertenecen al dominio alóctono (a excepción de las unidades sedimentarias); se trata de una variedad de rocas metamórficas con orígenes diferentes en cuanto al tiempo y lugar, que han sido acopladas a su posición actual debido a la geodinámica regional, expresada localmente a través de sistemas de fallas, fallas menores y plegamientos, descritos previamente, sobre las se generan las siguientes interpretaciones.

Los contactos entre los terrenos geológicos en la zona de estudio son de carácter tectónico, la mayoría de ellos representados por fallas de alto ángulo con orientación preferencial SW-NE, más o menos paralelas a las principales fallas activas (falla de Boconó, La Cabrera y de Guacamaya). Las fallas de corrimiento son el otro tipo de contacto entre terrenos observado en menor grado, avistándose el Corrimiento de Manrique como el más antiguo, al sureste de la zona de estudio, donde recién definido Complejo Cachinche cabalga sobre el Esquisto de Las Mercedes. Asimismo, se observa en la región de Puerto Cabello el corrimiento local del Complejo Carayaca y los terrenos adyacentes, justo en la zona que ha sido afectada, de acuerdo a varios autores previamente mencionados, por un proceso de exhumación tectónica.

Las estructuras de deformación dúctil en el área de estudio se limitan a unos pocos plegamientos de carácter local, que en la mayoría de los casos se derivan de una dirección de esfuerzo principal proveniente del norte, se trata predominantemente de antiformes y sinformes definidos en torno a unidades metamórficas por el cambio en el buzamiento de las estructuras geológicas planares, a excepción de la zona norte donde se puede observar el Anticlinal de San Pablo y otros pequeños pliegues dentro de las unidades sedimentarias.

En la figura 4.4 se puede apreciar la configuración estructural general de los terrenos y unidades geológicas que conforman toda la zona de estudio.

4.8. HISTORIA GEOLÓGICA

A continuación, se describen los eventos que marcan la evolución geológica desde Proterozoico al Holoceno de los diferentes terrenos geológicos, en base a los protolitos y condiciones de origen de las unidades geológicas que conforman la zona, lo cual permite comprender la configuración actual de la región de Palmasola-Morón-Valencia.

Terreno El Guayabo

Interpretaciones previas de GRANDE & URBANI (2009) del Complejo El Guayabo revelan una afinidad grenvilliana; esta corresponde con la etapa final del ensamblaje del supercontinente Rodinia en el Neoproterozoico, donde las cuencas de retro-arco creadas en el margen norte del cratón Amazónico fueron cerradas generando un orógeno de grado medio, en facies anfibolita, seguido de la subducción por debajo de este margen activo y del metamorfismo de alto grado en la facies de la granulita hace 986,0 Ma (BAQUERO *et. al.*, 2015), que se originó por la colisión terminal del mencionado margen norte del cratón Amazónico con el margen pasivo del sur de Báltica (figura 4.3). Todo esto culmina con el posterior emplazamiento postectónico de la suite ACMG (anortosita-charnockita-mangerita-granito), que pudieran estar representadas en Venezuela por los complejos Yumare-El Guayabo (BAQUERO, 2015). En este sentido, Grande (2013) indica que el orógeno generado es un ramal ortogonal al orógeno de Grenville, siendo denominado orógeno Putumayo por IBAÑEZ *et. al.* (2011).

Terreno Ávila

Este terreno tiene su origen en el Precámbrico, a partir del Paleoproterozoico, donde la unidad actual representada por el Augengneis de Peña de Mora, de edad $1.659,4 \pm 5,8$ Ma según dataciones de URBANI *et al.* 2013), sería el basamento sobre el que se depositaron los sedimentos del Complejo San Julián (URBANI *et al.* 1989, 2013). Estos sedimentos corresponden un marco tectónico de cuenca retro-arco ensiálica extensional con un basamento granítico continental o de un rosario de cuencas extensionales en el margen continental (URBANI, 2014), escenario que de acuerdo a la edad Neoproterozoico-Paleozoico del Complejo San Julián, pudiera relacionarse con las condiciones descritas por

BAQUERO (2015) en el borde occidental del cratón Amazónico (Venezuela, Colombia y Brasil) durante la colisión continente-continente con la provincia de Báltica (figura 4.5), donde se crearon cuencas de retro-arco ensiálicas, que luego fueron cerradas generando un orógeno de grado medio, en facies anfífolita. Durante la formación de Pangea, el Complejo San Julián sufre intrusiones de rocas granitoides, asociadas al ciclo Caledoniano (570-448 Ma), entre ellas el Metagranito de Guaremal. Posteriormente, las rocas de la asociación biotita-granate-barroisita del complejo, probablemente, sufrieron una fase metamórfica pérmica en el ciclo Hercínico (385-245 Ma) durante el amalgamamiento y ensamblaje final de Pangea (URBANI, 1982), para ser luego ser afectadas por cambios retrógrados en facies de esquistos verdes en el ciclo Caribe.

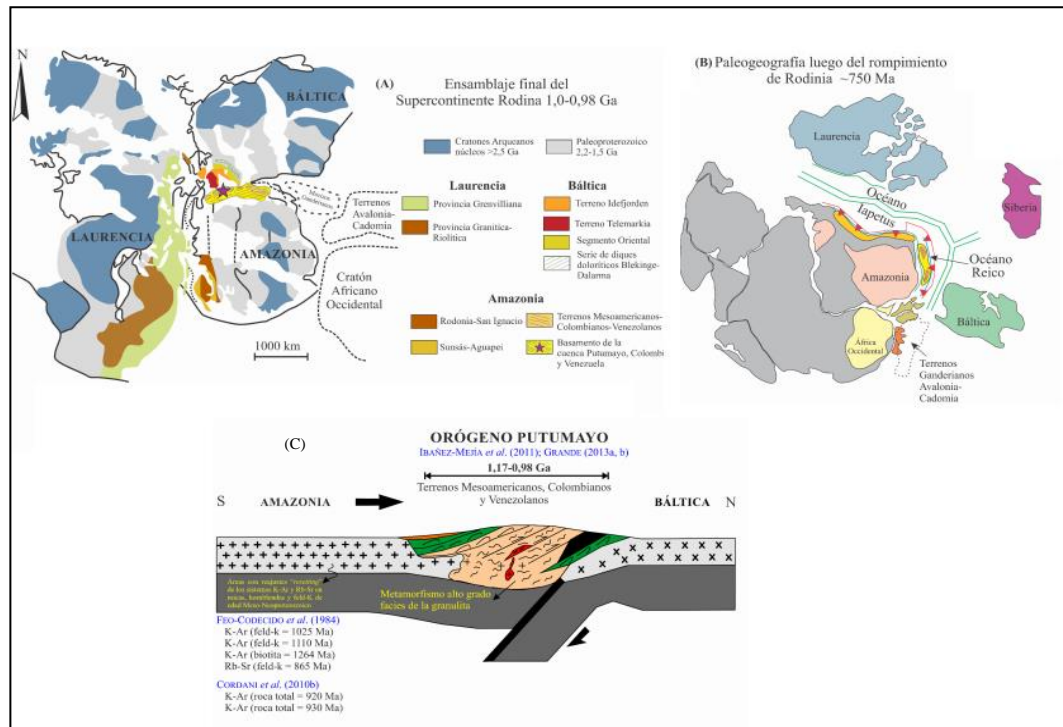


Figura 4.5. Esquema del ensamblaje final del supercontinente Rodinia (A) y su posterior rompimiento (B), concluyente en la separación de los Terrenos Meso-Neoproterozoico temprano. Modelo del orógeno de Putumayo (C). Tomado y adaptado de BAQUERO (2015).

Terreno Nirgua

Está representado por el Complejo Nirgua, unidad que no presenta indicios directos para establecer su edad absoluta; no obstante, URBANI (2014), en relación a los protolitos de

evaporitas, pelitas, calizas y escasos elementos volcánicos, plantea dos hipótesis: si se reconoce que el complejo es Pérmico, tendría un origen pre-colisional relacionado con el cierre de una cuenca oceánica, en las etapas finales de drenaje de la cuenca sucesoral antes del levantamiento de un orógeno colisional, posiblemente, durante el ensamblaje final de Pangea. Si se establece que es del Jurásico, correspondería a cuenca extensional localmente evaporítica, con aportes carbonáticos y mucha acumulación de materia orgánica, probablemente, del tipo rift continental, retro o intra-arco, asociada a la desintegración de Pangea.

Terreno Cachinche

Se cree que la fuente de sedimentos que dio origen del Complejo Cachinche, en base a lo señalado por TALUKDAR & LOUREIRO (1982), pudo haber sido el protocontinente suramericano, probablemente, en un margen continental activo a lo largo del proto-margen de los Andes, originado por la subducción de la placa proto-Pacífico/Farallón (océano Panthalassa) por debajo de Suramérica y donde los arcos magmáticos generados durante el Paleozoico se originaron probablemente a expensas de corteza continental (metasedimentaria) Meso-Neoproterozoico, ubicados principalmente en la posición de la región Caribe (proto-Caribe)., todo esto durante ensamblaje de Pangea (~300-224 Ma) en el Paleozoico Tardío BAQUERO (2015).

Terreno Las Brisas

El Esquisto de Las Brisas y sus metasedimentos pelíticos y psammíticos, fueron depositados en el Jurásico en un margen tipo Atlántico de Suramérica, desarrollado por el rifting y separación de Norte y Sur América (MARESCH, 1974 y TALUKDAR & LOUREIRO, 1982), específicamente en un macroambiente de plataforma - talud - pie de talud (OSTOS *et al.*, 1987 y NAVARRO *et al.*, 1988).

Terreno Tacagua

Estudios geoquímicos sobre el Esquisto de Tacagua, como unidad de este terreno, presentan resultados ambiguos acerca del protolito de esta, con afinidades entre MORB y arco de isla primitivo (MÉNDEZ & NAVARRO, 1987 y BECALUVA *et al.*, 1996), por lo que se

plantean dos posibles escenarios de origen para este terreno. URBANI (2015), propone un ambiente de Proto-Caribe como lugar de sedimentación del Esquisto de Tacagua, posiblemente, ambiente de antearco, reductor y en condiciones pelágicas o hemipelágicas con influencia de flujos turbidítico, todo esto si se confirma que esta unidad es del Cretácico. Este escenario es congruente con proceso de disgregación de Pangea al separarse Gondwana de Norteamérica, entre el Jurásico Medio a Tardío, donde la ruptura que origina el actual océano atlántico genera corteza oceánica e inicia la apertura del Golfo de México, cuyo esparcimiento durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano en la región del Caribe produjo, finalmente, una corteza oceánica tipo MORB y genero el Proto-Caribe entre las Américas (BAQUERO, 2015). De lo contrario, la unidad pudo haberse formado en el Jurásico Medio, en un margen de rift magmático, donde el magmatismo subplaca genero volcanes entre los bloques del incipiente rift del norte de Sur América (antes del desarrollo completo de la cordillera centro oceánica), lo que favoreció la mezcla de elementos volcánicos con sedimentos terrígenos.

Terreno Carayaca

Las asociaciones minerales encontradas en el Complejo Carayaca (unidad principal de este terreno) indican que las rocas se originaron en condiciones metamórficas de alta presión – baja temperatura (AP-BT) con valores mínimos de $P \sim 2000$ MPa a una $T > 600$ C. Esto sucede posiblemente, a partir del Cretácico Medio cuando el “Gran Arco del Caribe”, formado por las Antillas Mayores y el Ridge de Aves, registró una migración hacia el noreste entre Suramérica y Norteamérica, que de acuerdo a PINDELL *et. al* (1988) generó una zona de subducción, donde la litosfera de Proto Caribe fue subducida debajo de la placa Caribe (fragmento de la placa de Farallón) que se encontraba en movimiento, este arco volcánico colisionó con la esquina noroeste del continente Suramericano (actual Colombia) originando la mezcla de ensamblajes de margen continental y oceánico con rocas del basamento de Suramérica (figura 4.6); enseguida, ocurre el cese de la subducción que se estima fue a una profundidad de 75 km, generándose un margen tipo Alpino en este punto, donde un posterior ajuste isostático, la reanudación de la actividad tectónica y la erosión explican el mecanismo de exhumación de estas rocas a superficie (SISSON *et. al.*, 1997). Estudios de AVÉ-LALLEMANT & SISSON (2005) efectivamente interpretan tres etapas

de exhumación para las rocas del complejo: una migración inicial desde 75 a 25 km de profundidad hace 120-90 Ma, la segunda etapa de 25 a 10 km (ca. 90-60 Ma) y la tercera etapa durante el Oligo-Mioceno cuando la unidad se adosa a la placa Suramericana.

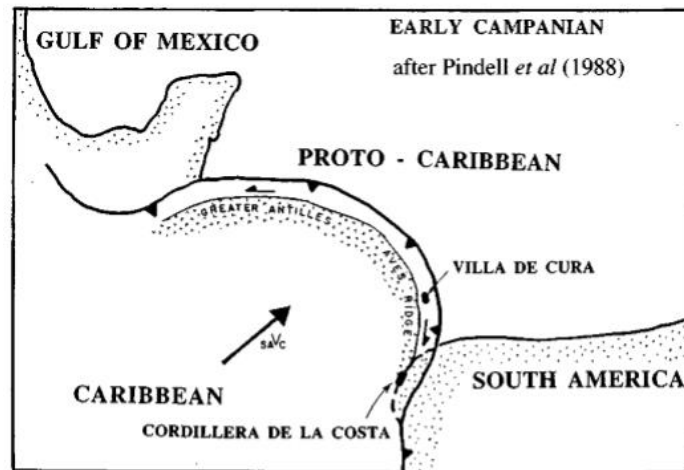


Figura 4.6. Modelo tectónico para el origen de formación de dos cinturones de rocas de AP-BT en Venezuela. Tomada de SISSON *et. al.* (1997).

Terreno Las Mercedes

Tiene su origen en el Cretácico Tardío cuando se deposita en el océano proto-Caribe el protolito del Esquisto de Las Mercedes (unidad principal), en el margen pasivo del norte de la placa suramericana, en ambientes pobres en oxígeno, sin influencia de volcanismo (URBANI, 2015).

Napas de Lara

Entre en Cenomaniense- Maastrichtiense, tiene lugar la acumulación en una mesa heterogénea de diversas unidades cretácicas, representativas de la Formación Barquisimeto de las Napas de Lara. Por su parte, entre el Paleoceno Tardío y el Eoceno Medio se depositaron las tres subunidades que conforman la Formación Matatere (figura 4.7), la cual fue acumulada como unidad turbidítica en la cuenca ubicada entre los terrenos del frente delantero del arco Caribe y la placa suramericana (URBANI *et. al.*, 2016).

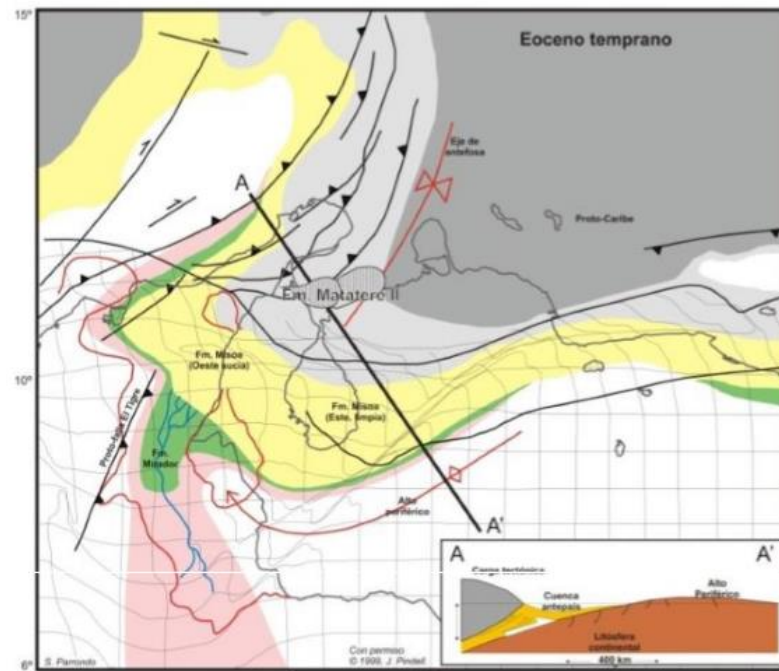


Figura 4.7. Fig. 51b. Mapa paleogeográfico para el Eoceno temprano, indicando los lugares aproximados donde se depositó la Formación Matatere II (PINDELL, 1999). Tomado de URBANI *et. al.* 2016.

Estos terrenos, originados en ambientes y episodios distintos del tiempo geológico, han sido desmembrados y movilizados, por eventos tectónicos posteriores a su formación, en torno al margen norte del actual continente suramericano, donde desde finales del Eoceno Tardío, los terrenos frontales de la placa Caribe comenzaron a colisionar en forma oblicua con la placa suramericana, iniciando el apilamiento de napas en el occidente de Venezuela, un evento compresivo con vergencia al sureste, que se desarrolla en forma diacrónica de oeste a este, causando el apilamiento de distintos terrenos en el norte de Suramérica, comenzando en la zona del actual estado Lara, pero continuando en la Cordillera de la Costa, las penínsulas de Araya y Paria y la cordillera del norte de Trinidad y Tobago (URBANI *et. al.*, 2016).

Para el Oligoceno-Mioceno la convergencia dextral-oblicua y colisión de la placa Caribe con Sur América modifica la tectónica y genera nuevos sistemas de fallas transcurrente dextrales, así como levantamientos de los bloques tectónicos conformados por las diferentes fajas.

Entre el Terciario Tardío-Cuaternario se forma la cuenca del río Yaracuy o graben de Yaracuy, la cual inició en una curvatura de alivio a lo largo del sistema de fallas Boconó-Morón y con el aumento en el desplazamiento rumbo-deslizante hacia la derecha, se convirtió en un salto “en echelon”. Esta cuenca pudo haber funcionado como graben durante el Mioceno-Plioceno y posteriormente reactivarse como cuenca de tracción durante el Plioceno-Cuaternario (SCHUBERT, 1980). De acuerdo a CASAS (1995) esta cuenca representa el extremo occidental del sistema Morón-San Sebastián-El Pilar; y la falla de Boconó (figura 4.8).

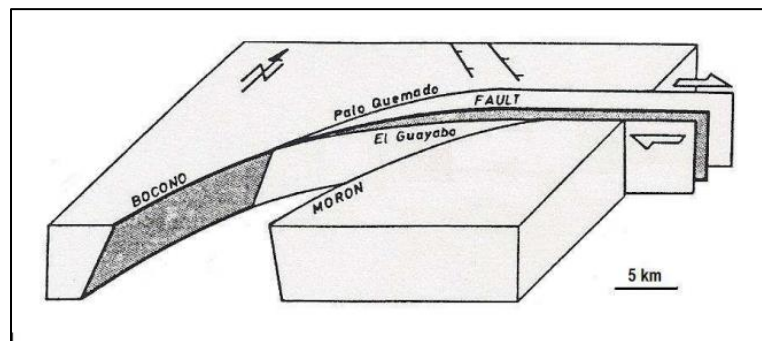


Figura 4.8. Modelo neotectónico de la depresión de Yaracuy en relación a las fallas dextrales que la limitan y las trazas de las fallas del sistema Morón-Boconó. Adaptado de CASAS (1995).

Para el Plioceno Temprano-Medio se depositan desde la serranía de Aroa hasta el noroeste de la zona de estudio una neoautóctona cobertura sedimentarias, conformada por los sedimentos poco consolidados de la Formación Maporita, esto en abanicos aluviales restringidos entre la línea de costa y serranía compuesta de rocas metamórficas.

Entre el Pleistoceno Temprano y Medio se depositan los conglomerados de espesor plurihectométrico de la Formación Las Pailas, rellenando el graben de Yaracuy (figura 4.9). Posteriormente en el Pleistoceno Medio esta depresión extensional revirtió, deformando toda la secuencia y transportando rocas del basamento a la superficie (MACSOTAY *et. al.*, 2006).

Los depósitos modernos que se distribuyen ampliamente en la zona norte y, en menor proporción, en el extremo sureste del área de estudio en torno a la cuenca del Lago de Valencia, son de edad Pleistoceno-Holoceno y responden a la diversidad de ambientes se

sedimentación relacionados con los sistemas fluviales existentes en ambas zonas y con el sistema litoral de la zona norte.

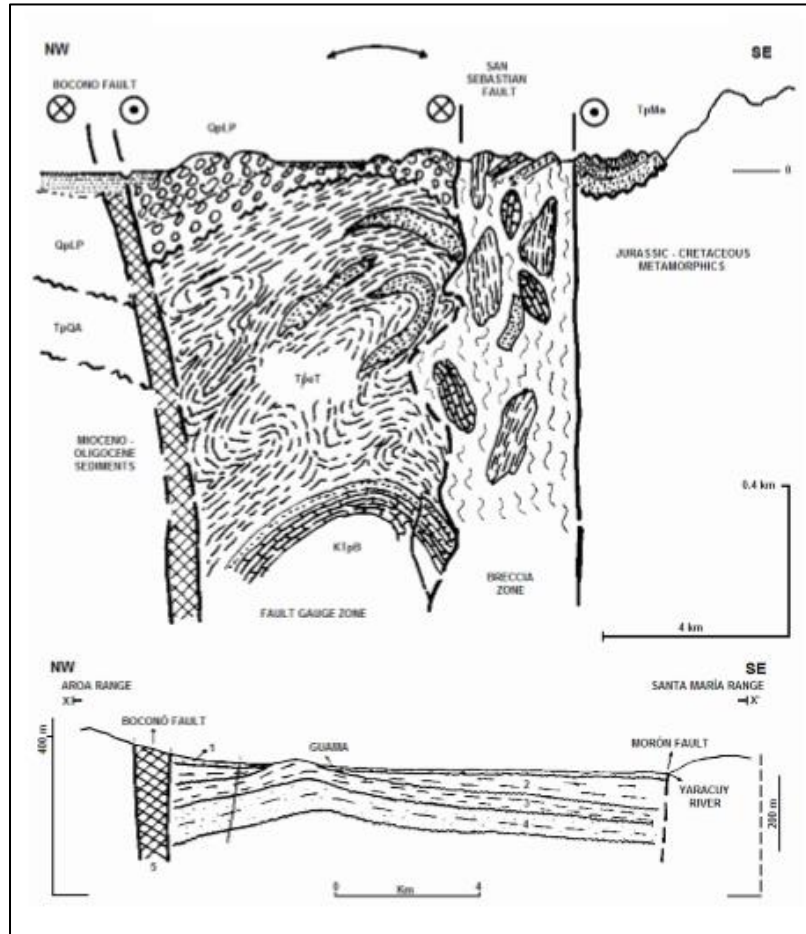


Figura 4.9. Corte geológico del graben de Yaracuy perpendicular a las fallas de San Sebastián y Boconó, a lo largo del trayecto Alpargatón-Río Yaracuy, al oeste de Morón. Se observan la disposición de la Formación Barquisimeto (KTpB), la Formación Las Pailas (QpLP) y la Formación Maporita (TpMa).

5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1. CONCLUSIONES

La zona de estudio está conformada por una serie de terrenos geológicos, con una variedad de rocas metamórficas y sedimentarias de edades comprendidas desde Paleoproterozoico al Holoceno, que se encuentran acoplados entre sí a través de contactos tectónicos como resultado de la interacción entre la placa Caribe y la suramericana. La complejidad geológica de cada terreno responde a las condiciones de origen de las unidades que lo conforman, a los eventos metamórficos que afectaron a estas desde su formación hasta su configuración actual y a la geodinámica regional. En este sentido, los estudios geológicos realizados en el marco de este trabajo especial de grado, así como la integración de trabajos previos actualizados, permiten sintetizar las siguientes conclusiones.

➤ El Augengneis de Peña de Mora es la unidad más antigua de la zona de estudio, la misma constituye el basamento continental de edad Paleoproterozoico sobre que se depositaron los sedimentos que dieron origen al Complejo San Julián, de edad Neoproterozoico. Asimismo, el Complejo El Guayabo es incluido dentro de las unidades más antiguas, por estar asociada a la formación del supercontinente Rodinia (1.0-0.98 Ga), dado que presenta un grado metamórfico alto (facies granulita), como el generado en la colisión que permitió el ensamblaje final del supercontinente Rodinia, y a las últimas dataciones del complejo con rango entre Mesoproterozoico y Neoproterozoico.

➤ La similitud litológica y el arreglo estructural que exhiben los conglomerados de la zona ubicada al noroeste de Morón, son los criterios que definen la identidad de los mismos con los conglomerados de la Formación Las Pailas, siendo estas las consideraciones asumidas para la cartografía de esta unidad formal dentro de la zona de estudio en base a los estudios previos de MACSOTAY *et. al.* (2006).

➤ La Formación Matatere II sustituye en la cartografía a la Formación Urama, dado a que esta última no corresponde con la secuencia estratigráfica descrita en el noreste de la zona de estudio, entre Maporita y Morón, donde se encuentra verticalizada, a veces volcada debido a la tracción vertical ejercida por el graben de Yaracuy, en una etapa compresiva

generada por el plegamiento a lo largo de las fallas de Boconó-San Sebastián (MACSOTAY *et. al.*, 2006) Asociada a la estratigrafía de la zona también se encuentra la Formación Barquisimeto, como unidad alóctona desde su obducción sobre el margen cratónico.

➤ En las muestras del Terreno Carayaca, provenientes de una zona entre La Pastora y Sanchón, se diferenciaron tres tipos litológicos: eclogita, eclogitas anfibolítica con plagioclasa y esquistos plagioclásico-anfibolítico-granatífero; en el primer litotipo la asociación mineral granate ± onfacita ± cuarzo ± mica blanca ± rutilo es representativa de la facies de eclogita asociada a regiones de eclogitas de baja temperatura; en el segundo litotipo se reconoce la misma facies y adicionalmente hay en la asociación mineral cristales de plagioclasa, esto sumado a la alteración de granate a anfíbol y la presencia de cristales de rutilo con coronas de alteración a leucóxeno son evidencias claras de metamorfismo retrogrado. La asociación mineral del tercer litotipo (plagioclasa ± tremolita-actinolita ± granate ± clorita ± mica blanca ± cuarzo ± biotita ± calcita) corresponde con la facies de la anfibolita, sin embargo la esporádica aparición de cristales de anfíbol verde azul permiten establecer que este litotipo pertenece a la zona transicional entre la mencionada facies y la facies de esquistos verde. Se establece un protolito basáltico y unas condiciones metamórficas mínimas para la formación de estas eclogitas de 2000 MPa a 600° C (SISSON *et al.*, 1997).

➤ En la localidad muestreada del Complejo Carayaca se pudo confirmar la presencia de rocas eclogíticas asociadas a rocas esquistosas e influencia de metamorfismo retrógrado, lo cual apoya la hipótesis previa de que esta faja es un melange de subducción, con origen en la zona de subducción generada por la migración del Gran Arco del Caribe entre Suramérica y Norteamérica para el Cretácico medio, donde, posteriormente, la colisión de este arco con el borde noroeste de Suramérica produjo la mezcla de rocas de margen continental-oceánico y rocas del basamento, el cese de la subducción y el consiguiente ajuste isostático, con nueva actividad tectónica y otros mecanismos de exhumación.

➤ La muestra analizada del Complejo Nirgua presenta una asociación mineral consistente en cuarzo ± muscovita ± clorita ± plagioclasa ± grafito correspondiente con la facies de esquistos verde con protolitos sedimentarios siliciclásticos; la muestra presenta escasas evidencias de metamorfismo retrógrado.

➤ El Complejo Cachinche representa la nueva unidad que sustituye al Complejo El Tinaco dentro de la zona de estudio, las muestras analizadas mediante DRX y petrografía indican un grado de metamorfismo bajo, en la facies de esquistos verde-zona de la biotita; en la petrografía se evidencia la presencia de clorita como producto de alteración de la biotita y cristales neoformados de epidoto lo que sugiere que las rocas experimentaron condiciones de metamorfismo cercanas a la de la zona de granate de esta misma facies. Para este complejo las referencias originales sugieren como protolito sedimentos del protocontinente suramericano, esto ligado a su edad (Paleozoico) permite estimar que su origen está asociado al margen continental activo a lo largo del proto-margen de los Andes, originado por la subducción de la placa proto-Pacífico/Farallón (océano Panthalassa) por debajo de Suramérica donde los arcos magmáticos generados durante el Paleozoico se originaron probablemente a expensas de corteza continental metasedimentaria (BAQUERO, 2015).

➤ Durante el trabajo de campo fue reconocido y cartografiado un nuevo cuerpo de roca ultramáfica cerca de Bejuma, esta roca de textura crasa, deleznable y de coloración verde fue sometida a análisis de DRX dando como resultado una asociación mineral de serpentina ± tremolita-actinolita ± clorita ± talco ± hematita asociada a la facies de esquistos verde (zona de la clorita), se trata de una serpentinita pura producto de la alteración retrograda de rocas con alto contenido de olivino (peridotitas), a través de la introducción de fluidos al sistema mediante fisuras e incluso fallas; en este caso la serpentinita actúa como una especie de lubricante que facilita el desplazamiento de la falla de alto ángulo que define el contacto entre dos terrenos, justo donde fue encontrada.

5.2. RECOMENDACIONES

➤ Realizar estudios petrográficos detallados de las unidades que conforman el Terreno Cachinche, con la finalidad de precisar mayor información sobre su edad, formación y origen, que permitan sugerirlo como una nueva contribución al *Léxico Estratigráfico de Venezuela*.

➤ Continuar con la actualización e integración de la cartografía geológica de la zona norte del país, región donde se concentra la mayor cantidad de población y con potenciales rasgos sismogénicos.

➤ Promover actividades extraacadémicas generadoras de recursos que puedan autosustentar y dar continuidad a este proyecto y otros de esta índole, cuando las condiciones no sean favorables.

6. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

UCV-G = Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, inédito.

RVCdIT-Revista Venezolana de Ciencias de la Tierra

- AGUERREVERE S. E. & ZULOAGA G. 1937. Observaciones geológicas de la parte central de la Cordillera de la Costa, Venezuela. *Bol. Geol.*, Caracas, 1-24, 8-24.
- AGUERREVERE S. E. 1955. Aspectos geológicos en la construcción de la autopista Caracas-La Guaira. *Revista Colegio Ingenieros de Venezuela*, Caracas, (255): 4-8.
- AGUILERA Z. & VALLENILLA D. 1985. Geología de la zona de La Entrada - Naguanagua, Carabobo. UCV-G, 316 p.
- ASUAJE L. 1972. Geología de la región de Guatire - cabo Codera (Resumen). *Bol. Geol.*, Caracas, Public. esp. 5, 3: 1289.
- AUDEMARD M. F., MACHETTE N., COX J.W., DART R. & HALLE K. M. 2000. *Map and Database of Quaternary Faults in Venezuela and its Offshore Regions. Open-File Report 00-018 (paper edition) of U.S. Geological Survey* editorial. <https://es.scribd.com/document/17778880/fallas-Geologicas-Vzla>. Consulta el 01/05/2017 en
- AUDEMARD, F.A. 2016. Evaluación paleosísmica del segmento San Felipe de la Falla de Boconó (Venezuela noroccidental): ¿responsable del terremoto del 26 de marzo de 1812? *Bol. Geol.*, 38 (1): 125-149.
- AVÉ-LALLEMANT H. & SISSON V. 2005. Prologue. In: H. G. AVÉ-LALLEMANT & V. B. SISSON (eds.), 2005. Caribbean-South American plate interactions, Venezuela. *Geol. Soc. of America Special Paper*, 394: 1-5.
- AVÉ-LALLEMANT H. & SISSON V. 2005. Exhumation of eclogites and blueschists in northern Venezuela: Constrains from kinematic analysis of deformation structures. In: H. G. AVÉ-LALLEMANT & V. B. SISSON (eds.), 2005. Caribbean-South American plate interactions, Venezuela. *Geol. Soc. Of América Special Paper*, 394: 193-206.
- AZPIROZ J. 1982. Geología de la zona de El Cambur - Guaremal, Carabobo. UCV-G, 236 p.
- BAQUERO M., J. ACOSTA, E. KASSABJI, J. ZAMORA, J. SOUSA, J. RODRÍGUEZ, J. GROBAS, L. MELO & F. SHNEIDER. 2009. Polyphase development of the Falcón basin in northwestern Venezuela, implications for oil generation. In The origin and evolution of the Caribbean plate, from James, K. H., Lorente, M. A., & Pindell J.L. (eds.) *Geol. Soc.*, London, Special Publications 328: 587-612.

- BAQUERO M. 2015. *Evolución geodinámica del noroccidente de Venezuela, basado en nuevos datos de geocronología, geoquímica e isotópicos*. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado Para optar al Título de Doctor en Ciencias Geológicas, 294p.
- BAQUERO M., GRANDE S., URBANI F., GÓMEZ A., REÁTEGUI WALTER., MENDI D., VALENCIA V., & LÓPEZ MARTÍNEZ M. 2014. Petrografía y geocronología de rocas granulíticas del Complejo El Guayabo, NE de Yaracuy, Venezuela: Un fragmento Meso-Neoproterozoico del orógeno Putumayo. p. 173-175. RVCdIT, 47, Diciembre 2015.
- BELLIZZIA, A. & D. RODRÍGUEZ G., 1966. Guía de la excursión a la región de Duaca-Barquisimeto-Bobare. *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról.*, Guía N° 4, 23 pp.
- BELLIZZIA A. & D. RODRÍGUEZ G. 1967. Guía de la excursión a la región de Duaca - Barquisimeto - Bobare. *Bol. Geol.*, Caracas, 8(16): 289-309.
- BELLIZZIA, A. & L. A. GONZÁLEZ S., 1968. Definición de la Formación Maporita. *Bol. Geol.*, Caracas. 9(18): 564-565.
- BELLIZZIA A. & D. RODRÍGUEZ. 1968. Consideraciones sobre la estratigrafía de los estados Lara, Yaracuy, Cojedes y Carabobo. *Bol. Geol.*, Caracas, 9(18): 515-563.
- BELLIZZIA A. 1972. Sistema Montañoso del Caribe, borde sur de la Placa Caribe. ¿Es una cordillera alóctona? Memorias 1972 de la VI Conferencia Geológica del Caribe. Pág. 247. Editor: Cecily Petzall, Caracas.
- BELLIZZIA A., RODRÍGUEZ D. & ZAMBRANO E. 1976. Geología del estado Yaracuy. *Memorias VI Congreso geológico venezolano*, Nov. 1969, Caracas, 6: 3317-3434.
- BELLIZZIA A. 1986. Sistema montañoso del Caribe - una cordillera alóctona en la parte norte de América del Sur. *Mem. VI Congr. Geol. Venezolano*, Caracas, 10: 6657-6835.
- BELLIZZIA, A., & DENGGO, G., 1990. The Caribbean Mountain system, northern South America: A summary, in Dengo, G., and Case, J. E., eds., *The Caribbean region: Boulder, Colorado, Geol. Soc. of America, The Geology of North America*, v. H, p. 167-175.
- BECK C. 1985. La chaîne Caraïbe au merideien de Caracas: geologie, tectogenese, place dans l'évolution geodynamique Mesozoique-Cenozoique des Caraïbes Meridionales. *L'Universite des Sciences et Techniques de Lille*, Tesis de doctorado de estado, 462 p.
- BECK C. 1986. Geologie de la chaîne Caraïbe su meridien de Caracas (Venezuela). *Soc. Geol. de Nord, Villeneuve s'Ascq, Francia*, Public. no. 14, 462 p.
- BERMÚDEZ, P., 1966. Consideraciones sobre los sedimentos del Mioceno Medio al Reciente de las costas central y oriental de Venezuela (1ra Parte). *Bol. Geol.*, Caracas., 7(14): 333-411.
- BERMÚDEZ, P., & A. N. FUENMAYOR, 1962. Notas sobre los foraminíferos del Grupo Gabo Blanco, Venezuela. *Asoc. Ven. Geol. Min. y Petr.*, *Bol. Inform.*, 5(1): 3-16.

- BLIN B. 1989. Contribution à l'étude géologique de la frontière sud de la plaque Caraïbe: le front de la chaîne Caraïbe vénézuélienne entre la Serranía de Portuguesa et la région de Tiznados (surface et subsurface). Apport des données paléomagnétiques. Interprétation géodynamique. Université de Bretagne Occidentale. Tesis doctoral. 375 p. *Geos*, UCV, Caracas, 42: 134135 + 375 p. en carpeta 11 de DVD, 2012.
- BROUWER H. A. 1965. Übergneise in der central en Cordillera de la Costa von Venezuela. *Geologische Rundschau*, 54(2): 925-932. (Traducción al inglés por M. Furrer: "Ongneisses in the central Cordillera de la Costa of Venezuela". *Bol. Inf. Asoc. Venezolana Geol. Min. Petrol.*, 9(4): 91-98. 1966).
- BUSHMAN, J. R., 1959. Geology of the Barquisimeto area. A summary report. *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., Bol. Inform.*, 2(4): 65-84.
- BUSHMAN, J. R., 1960. Guía para la excursión C-9. Carretera Barquisimeto-Carora, Estado Lara. *III Cong. Geol. Venez.*, Caracas, 1959, Mem., 1: 99-124.
- BUSHMAN, J. R., 1965. Geología del área de Barquisimeto, Venezuela. *Bol. Geol.*, Caracas, 6(11): 3-111.
- CAMPOS, V.; V. GUEDEZ Y S. OSUNA, 1979. Geología de la Serranía de Portuguesa, estados Portuguesa y Lara. *Bol. Geol.*, Caracas, 13(25): 3-40.
- CANTISANO M. 1989. Estudio geológico y geotécnico de la cuenca de la quebrada Mamera, Distrito Federal. *Mem. VII Congr. Geol. Venezolano*, Barquisimeto, 4: 1047-1069.
- CARABALLO E., DE ABRISQUETA A. & MENDI D. 2008. Análisis de eclogitas de dos localidades de la Cordillera de la Costa, Venezuela. *Geos* 40. Diciembre 2009.
- CASAS, A.M. 1995. Geomorphological and sedimentary features along an active right-lateral reverse fault (Yaracuy basin, Venezuela). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 39(3): 363-380.
- COELLO. R. 2012. Integración geológica de la región Bobare-Farriar, entre los estados Lara y Yaracuy, Venezuela. UCV-G, 197p.
- CONTRERAS O. 1988. Geología de la región Valencia - Mariara, Carabobo. UCV-G, 172 p.
- COPLANARH (Comisión del plan nacional de aprovechamiento de los recursos hidráulicos). 1974. *Estudio geomorfológico de las regiones costa noroccidental, centro occidental y central (Sistema montañoso noroccidental)*. Inventario Nacional de Tierras. Publicación n.- 44.
- CORONEL, G. & O. RENZ, 1960. Los deslizamientos submarinos al Noroeste de Barquisimeto, Estado Lara., *Bol. Geol.*, Esp. 3: 743-760.
- Ministerio de Minas e Hidrocarburos, 1956. *Léxico Estratigráfico de Venezuela*. Bol. Geol. Pub. Espec. N° 1, p. 119.
- DE RIVERO F. 1956, *Léxico Estratigráfico de Venezuela*, p. 119.
- DENGO G. 1951. Geología de la región de Caracas. *Bol. Geol.*, Caracas, 1(1): 39 - 115. Versión en inglés: Geology of the Caracas región, Venezuela. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 64(1): 7-40, 1953.

- DÍAZ G. P. 2014. Geología de la región de Belén, San Juan de Los Morros y San Sebastián de Los Reyes, en los estados Carabobo, Guárico y Aragua. UCV-G.
- FEO CODECIDO G. 1962. Contribution to the geology of north - central Venezuela. *Bol. Inf. Asoc. Venez. Geol., Min. y Petrol.*, 5(5): 119-142.
- FLORES G. 1983. Geología de la región de Vigirima - San Diego, Carabobo. UCV-G, 266 p.
- FRASS M. 1981. Geología de la región de Valencia - Naguanagua, Carabobo. UCV-G, 281 p.
- GONZÁLEZ, S., L. A., 1968. Definición de la Formación Urama. *Bol. Geol.*, Caracas, 9(18): 567-568.
- GONZÁLEZ S. L. 1972. Geología de la Cordillera de la Costa, zona centro - occidental. *Bol. Geol.*, Caracas, *Public. esp.* 5, 3: 1589-1616.
- GONZÁLEZ-SILVA L. 1969. Geología de la Cordillera de la Costa, zona centro occidental. *Mem. IV Congr. Geol. Venezolano*, Caracas 1969. *Bol. Geol.*, Caracas, *Public. Esp.* 5, 3: 1589-1616.
- GÓMEZ A. & F. URBANI. 2013. *Atlas geológico de la parte septentrional de los estados Lara y Yaracuy, Venezuela*. Memorias del V Simposio Venezolano de Geociencias de las Rocas Ígneas y Metamórficas, UCV, Caracas, nov. 2013. Rev. Venezolana de Ciencias de la Tierra (Geos), UCV, Caracas, 45: 57-58 + 1 cartel + 86 hojas geológicas en DVD
- GRANDE S. 1982. Geología de la zona de Las Trincheras - Vallecito, Carabobo. UCV-G, 432 p.
- GRANDE S. 2013. Terreno Falconia: bloque alóctono Neoproterozoico de alto grado metamórfico, en el noroccidente de Venezuela. *RVdlCT*, Caracas, 45: 1-22.
- HACKLEY P., URBANI F., KARLSEN A. W. & GARRITY C. P. 2006. Mapa geológico de Venezuela a escala 1:750.000. U.S. Geological Survey, Open File Report 2006-1109. <http://pubs.usgs.gov/of/2006/1109/>
- HERNÁNDEZ A. C. 2013. Integración geológica de la región Bobare - San Felipe, estados Lara y Yaracuy. UCV-G, 182 p.
- HERNÁNDEZ M. R. 2014. Geología de la región Terepaima-Sarare-San Rafael de Onoto, estados Portuguesa, Lara, Yaracuy y Cojedes. UCV-G, 195 p.
- HUMBOLDT, A. VON, 1801. Esquisse d'un tableau geologique d' Amerique Meridionale. *Jor. Phys.*, de Chimie, d' Hist. *Nat.*, Paris, 53: 30-60.
- IBÁÑEZ-MEJÍA M., J. RUIZ, V. A. VALENCIA, A. CARDONA-MOLINA, G. E. GEHRELS & A. R. MORA. 2011. The Putumayo Orogen of Amazonia and its implications for Rodinia reconstructions: New U-Pb Geochronological insights into the Proterozoic tectonic evolution of northwestern South America. *Precambrian Research*, 191: 58-77.

- INE (Instituto Nacional de Estadísticas).2011. *Informe Geoambiental Estado Carabobo*.
www.ine.gov.ve/documentos/Ambiental/.../pdf/Informe_Geoambiental_Carabobo.pdf
Consulta el 17 de abril de 2017.
- JAIMES M. 2012. Estudio geológico-petrográfico de la zona de Crucito-Albarico-Carabobo,
edo. Yaracuy. Universidad Central de Venezuela. (Reproducido en *Geos*, UCV,
Caracas, 42: 126-127 + 108 p. en carpeta 5 de DVD, 2012).
- KOPPEN W. P. 1936. *Mapa climático de Venezuela*. <http://www.venemia.com/Vzla/VzlaClima/VeneClima10.php>. Consulta: 17 de abril de 2017.
- LAUBSCHER H. P. 1955. Structural and petrogenetic aspects of the Baruta area in the
Venezuelan Coast Range. *Eclog. Geol. Helv.*, 48 (2): 329 - 344.
- LÓPEZ V. M. 1942. Geología de la región comprendida entre Boca Chica y La Puerta y
estudio de los yacimientos minerales de Santa Isabel, estado Aragua y Guárico. *Rev.
Fomento*, Caracas, 4(47): 41-74.
- MACKENZIED B. 1966. Geología de la región norte-central de Cojedes. *Bol. de Geol.*,
Caracas, 8(15): 3-72.
- MACLACHLAN J. C., R SHAGAM & H. H. HESS. 1960. Geología de la región de La Victoria,
estado Aragua, Venezuela. *Bol. Geol.*, Caracas, Public. Esp. 3, 2: 676 - 684. Versión en
inglés: Geology of the La Victoria área, Aragua, Venezuela. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 71(3):
241 - 248.
- MACSOTAY O.; J. F., STEPHAN, & E. ALVAREZ, 1987. Grupo Lara: Sedimentitas oceánicas y
peninsulares en el Cretáceo alóctono de Venezuela occidental. *Bol. Geol.*, (28): 3-78.
- MACSOTAY O., PERAZA T. & FURRER M. 2006. El sustrato Cretácico de las psefitas
Pleistocenas de la sierra de Falcón en la sub cuenca de Casupal. Venezuela. *Geos* 38
(2005): 119 + 20 p. en CD (Carpeta 73).
- MARESH W. V. 1974. Plate tectonics origin of the Caribbean Mountains system of northern
South America: discussion and proposal. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, 85(5): 669-682.
- MARTÍNEZ G. & G. VALLETTA. 2008. *Petrografía de las facies gruesas de la Formación
Matatere y otras unidades del centrooccidente de Venezuela*. UCV-G. Reproducido en
Geos, UCV, Caracas, 40(2009): 65-66 + 278 p. en DVD, 2010
- MEDERO G. R. 2015. Geología de la región Palmichal-Tinaco estados Yaracuy y Cojedes,
Venezuela. UCV-G, 200p.
- MÉNDEZ B. J. 2006. *Petrología*. Caracas: PDVSA Eds., 300p-315p.
- MENÉNDEZ V. DE V. A. 1965. Geología del área de El Tinaco, centro norte del estado
Cojedes, Venezuela. *Bol. Geol.*, Caracas, 6(12): 417-543.
- MENÉNDEZ A. 1966. Tectónica de la parte central de las montañas occidentales del Caribe,
Venezuela. *Bol. Geol.*, Caracas, 8(15): 116-139.
- MIYASHIRO A. 1994. *Metamorphic petrology*. University College London Edits, 318p.

- MONTOYA V. K. 2015. Geología de la región Barquisimeto-Nirgua, estados Lara y Yaracuy. UCV-G, 163p.
- MORGAN B. A. 1969. Geología de la región de Valencia, Carabobo, Venezuela. *Bol. Geol.*, Caracas, 10(20): 3-136.
- MORGAN B.A. 1970. Petrology and mineralogy of eclogite and garnet amphibolite from Puerto Cabello, Venezuela. *Journal of Petrology*, 11(1): 101-145.
- NAVARRO E., M. OSTOS & F. YORIS. 1988. Revisión y redefinición de unidades litoestratigráficas y síntesis de un modelo tectónico para la evolución de la parte norte - central de Venezuela durante el Jurásico Medio - Paleógeno. *Acta Científica Venezolana*, 39: 427-436.
- NEVADO P. F. 2012. Integración geológica de la región Moroturo-Palmasola, estados Yaracuy y Lara, Venezuela. UCV-G, 184p.
- NÚÑEZ G. S. 2015. Geología de la región Tinaquillo-Cachinche_Chaparrote, estados Cojedes, Carabobo y Guárico. UCV-G, 198P.
- L.E.V. (Léxico estratigráfico de Venezuela). Ministerio de Minas e Hidrocarburos, 1970. Segunda Edición. *Bol. Geol.*, p. 395-396.
- OSTOS M. 1981. Geología de una zona ubicada entre la autopista Caracas - La Guaira y el estribo Galindo, Parque Nacional El Ávila, D. F. UCV-G, 279 p.
- OSTOS M., E. NAVARRO & F. YORIS. 1987. Revisión y redefinición de las formaciones Las Brisas y Las Mercedes del Grupo Caracas. Sistema Montañoso del Caribe. Definición de la Unidad Litodémica de Corrimiento la Costa. *Iras. Jornadas de Investigación en Ingeniería, UCV*, Caracas, memorias, p. 71-76.
- OSTOS M., NAVARRO E., URBANI F. 1989. Edad Rb/Sr del Augengneis de Peña de Mora, Cordillera de la Costa. *Memorias VII Con. Geol. Venezolano*, Barquisimeto, 1: 127-136.
- OSTOS M. 1990. Evolución tectónica del margen sur-central del Caribe basado en datos geoquímicos. *Geos*, Caracas, (30): 1-294.
- OSBURGH E. E. 1965. Geología de la región oriental del estado Carabobo, Venezuela. *Bol. Geol.*, Caracas, 11: 113-208. Versión en inglés: Geology and metamorphism of Cretaceous rocks in Eastern Carabobo state, Venezuelan Coast Ranges. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 98: 241-309.
- PICARD, X, Y D. GODDARD, 1975. Geomorfología y sedimentación de la costa entre Cabo Codera y Puerto Cabello. *Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol. Inform.*, 18(1): 39:106.
- PINDELL J. L., CANDE, S. C., PITMAN, W. C., III, ROWLEY, D. B., DEWEY, J. F., LABRECQUE, J. & HAXBY, W., 1988. A plate kinematic framework for models of Caribbean plate evolution. *Tectonophysics* 155, 121-138.
- PINDELL J. E. 1999. Exploration framework for Venezuela. *Tectonic Analysis Ltd. UK*, 55 p.

- PINDELL J. L., KENNAN L., MARESCH W. V., STANECK K. P., DRAPER G., HIGGS R. (2005). Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. En: H. G. AVÉ-LALLEMANT & V. B. SISSON (eds.), 2005. Caribbean-South American plate interactions, Venezuela. *Geol. Soc. of America Special Paper*, 394: 7-52.
- ROD, E., 1956. Strike-slip faults of northern Venezuela. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*; 40(3):457-476.
- RODRÍGUEZ S. 1970. Estudio preliminar sobre depósitos de yeso, estado Yaracuy. *Bol. Infor. Asoc. Venez. Geol., Miner. Petrol.*, 13(3): 101 - 106.
- RODRÍGUEZ S. 1972. Paragénesis del yacimiento de sulfuros complejos de la región de Cocuaima, estado Yaracuy. *Bol. Geol.*, Caracas, Public. esp. 5, 5: 2759-2772.
- RODRÍGUEZ S. 1986. Recursos Minerales de Venezuela. *Bol. Geología*, MMH, Caracas, 15(27): 1-215
- SANABRIA R. & FARFÁN M. (2013). Petrología de la sección EL Cambur-El Palito, Cordillera de la Costa, Estado Carabobo. *RVCdIT Caracas*, 45:125.
- SCHUBERT C. (1980). Basin formation along the Boconó-Moron-El Pilar fault system, Venezuela. *Jour. of Geophysical Research*. B. 89(7): 5711-5718.
- SEIDERS, V. (1965). Geología de Miranda central, Venezuela. *Bol. Geol.*, Caracas, 6(12): 289-416.
- SHAGAM R. (1960). Geología de Aragua central (Venezuela). *Memorias III Congreso Geológico Venezolano*, Caracas, 1959. *Bol. Geol.*, Publicación Especial 3, 2: 574-675. English versión: Geology of central Aragua, Venezuela. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 71(3): 249-302.
- SISSON, V. B., ERTAN, I. E., AVÉ-LALLEMANT, H. G. (1997). High pressure (~2000 MPa) kyanite- and glaucophane-bearing pelitic schist and eclogite from Cordillera de la Costa belt, Venezuela. *Jour. of Petrology*, 38(1): 65-83.
- SMITH R. J. 1952. Geología de la región de Los Teques - Cúa, Bol. Geol., Caracas, 2(6): 333-406. Versión en inglés: Geology of the Los Teques - Cúa región, Venezuela. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 64(1): 41-64.
- STEPHAN J. F. 1982. Evolution géodynamique du domaine Caraïbe, Andes et chaîne Caraïbe sur la transversale de Barquisimeto (Vénézuéla). Univ. Pierre etgoodard Marie Curie (Paris VI). These doctorat d'état. Reproducido en *Geos*, UCV, Caracas, 42: 142-143 + 512 p. en carpeta 18 de DVD, 2012.
- STEPHAN F., C. BECK, A. BELLIZZIA & R. BLANCHET. 1982. La chaîne Caraïbe du Pacifique à l'Atlantique. XXVIe. *Congr. Geol. Int., París*, c-5: 38-59.
- 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. *Geos*. Caracas, 27: 15-76.

- TEGGIN D. E., F. URBANI Y J. GUZMÁN, 1985. Geocronología del Granito de Guaremal. *Acta Científica Venezolana*, 36(1): 71-74.
- URBANI F. 1968. Composición química y origen probable del Granito de Guaremal, Carabobo. UCV-G, 225 p.
- URBANI F. 1972. *Geología del Granito de Guaremal y rocas asociadas, estado Carabobo*. Bol. Geol., Caracas, Public. esp. 5, 4: 2340-2374.
- URBANI F. Y A. QUESADA. 1972. Migmatitas y rocas asociadas del área de La Sabana. Cordillera de la Costa. *Bol. Geol.*, Caracas, Publ. esp. 5, 4: 2375-2400.
- URBANI F. 1983. Las rocas graníticas del área de Las Trincheras - Mariara, estado Carabobo (Resumen). *Acta Científica Venezolana*, 34(supl. 1): 93.
- URBANI F. 1985. Notas sobre la edad del Granito de Guaremal. *Bol. Geociencias*, UCV, Caracas, 1: 48-49.
- URBANI F. 1986. Geología del Granito de Guaremal. *Bol. Geociencias*, UCV, Caracas, 3: 1-114, 4: 115-252, 5: 253-359.
- URBANI F., J. SILVA & R. SÁNCHEZ. 1988. Geología de dos geotransversales de la Cordillera de la Costa. Parte 1: Geología del área de Oritapo - Cabo Codera - Capaya, Distrito Federal y Miranda. *Bol. Geociencias*, UCV, Caracas, (12): 1-122.
- URBANI F., F. YORIS, E. SZCZERBAN, O. RENZ & P. JUNG. 1989. Una localidad fosilífera en la fase Tacagua, Cordillera de la Costa. *Geos*, UCV, Caracas, (29): 274-275.
- URBANI, F. & OSTOS, M. (1989). El Complejo Ávila, Cordillera de La Costa, Venezuela. *Geos*, UCV, Caracas, 29: 205-217.
- URBANI, F., O. CONTRERAS & F. BARRIOS, 1989. Reconocimiento geológico de la región de El Palito - Valencia - Mariara - Carabobo. *Mem. VII Congreso Geológico Venezolano*, Barquisimeto, 1: 175-198.
- URBANI F., J. SILVA & R. SÁNCHEZ. 1989. Reconocimiento geológico de la región de La Sabana - Cabo Codera - Capaya, D. F. y Miranda. *Mem. VII Congr. Geol. Venezolano*, Barquisimeto, 1: 223-244.
- URBANI, F. & RODRÍGUEZ, J. A. (2004). Atlas geológico de la Cordillera de la Costa, Venezuela. Caracas: *Fundación Geos-UCV and Funvisis*, xii + 146 mapas a escala 1:25.000.
- URBANI, F. (2000). Revisión de las unidades de rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera de la Costa, Venezuela. *Geos*, UCV, Caracas, 33: 1-170.
- URBANI F. 2008. Revisión de la nomenclatura de las unidades de rocas ígneas y metamórficas del norte de Venezuela. *Bol. Acad. Cienc. Fís., Matem. Y Nat.*, Caracas, 68(3): 27-43
- URBANI, F. 2012. Conversaciones sobre la geología de la Cordillera de la Costa- ¿Donde y cuando se formaron las distintas unidades que conforman la Cordillera? *Geos*, UCV, Caracas, 42: 148-150 + 87 láminas en carpeta 21 en DVD.

- URBANI, F., MARTENS U., PINDELL, J. E. (2013). U-Pb zircón ages from Yumare, Peña de Mora and San Julián units, Cordillera de la Costa, Venezuela (Extended abstract). *Memorias V Simposio Venezolano de Geociencias de las Rocas Ígneas y Metamórficas*, UCV, Caracas, November, en CD. (Reproducido en Revista Venezolana de Ciencias de la Tierra, 45: 141-144).
- URBANI F. 2014. Geología de la región septentrional de los estados Lara y Yaracuy. Ediciones electrónicas Academia Nacional de la Ingeniería y el Hábitat, Caracas. http://www.acading.org.ve/info/comunicacion/criterio_opinion/sillon.
- URBANI F., MENDI D., GÓMEZ A., VALLETTA G., MARTÍNEZ G. & REÁTEGUI W. 2016. Nuevos estudios sobre la Formación Matatere, Estados Lara y Yaracuy. Bol. 31 Academia Nacional de la Ingeniería y el Hábitat. Octubre 2016.
- VAN STAAL, C. R., CURRIE, K.L., ROWBOTHAM, G., ROGERS, N., GOODFELLOW, W. 2008. Pressure-temperature paths and exhumation of late Ordovician-Early Silurian blueschists and associated metamorphic nappes of the Salinic Brunswick subduction Complejo, northern Appalachians. *Geol. Soc. of America Bulletin*, 120: 1455-1477.
- VILORIA. J. (2007). SIG de Geomorfología y Edafología de la Cuenca del Lago de Valencia. UCV, Fac. Agronomía. Inédito.
- WEHRMANN M. 1972. Geología de la región de Caracas - Colonia Tovar. *Bol. Geol.*, Caracas, Public. esp. 5, 4: 2093-2121.
- VON DER OSTEN, E. Y D. ZOZAYA, 1957. Geología de la parte suroeste del Edo. Lara, Región de Quíbor. *Bol. Geol.*, 4(9): 3-52.
- VON DER OSTEN, E., 1967. Stratigraphy of Central Lara. *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., Bol. Inform.*, 10(11): 309-323

