

TRABAJO DE ASCENSO

GUIA DE EXCURSIONES GEOLÓGICAS

Trabajo de Ascenso presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Para optar a la Categoría de Profesor Asistente
En el Escalafón Universitario
Por la Profesora Carmona Z, Steffany G.

Caracas, 2016

Contenido

EXCURSIÓN VELA DE CORO, ESTADO FALCÓN	8
Ubicación	8
Objetivo General.....	8
Objetivos Específicos.....	8
Alcance de la práctica	8
Metodología a seguir	8
Marco Geológico General.....	9
Marco estratigráfico de la cuenca de falcón.....	10
Geología Estructural	17
Marco Tectónico Activo	19
Evolución Tectono Estratigráfica	19
Trabajo de campo	28
Resultados del trabajo de campo	28
Enfoques de la excursión	31
Bibliografía.....	32
EXCURSIÓN RÍO MIGUELENA, ESTADO VARGAS	34
Ubicación	34
Objetivo General.....	34
Objetivos Específicos.....	34
Alcance De La Práctica	34
Metodología A Seguir	34
Marco Geológico General.....	35
Geología Estructural	35
Petrología	38
Formaciones Presentes	41
Rutas De Excursión.....	42
Enfoques De La Salida.....	45
Bibliografía.....	46
EXCURSIÓN EMBALSE CAMATAGUA, CAMATAGUA ESTADO ARAGUA.....	47
Ubicación	47
Objetivo General.....	47
Objetivos Específicos.....	47
Alcance de la Práctica.....	47
Terminología a Utilizar	48

Metodología	48
Marco Geológico General.....	49
Fisiografía	49
Geología Estructural	49
Marco Estratigráfico	53
Historia Geológica	55
Trabajo de Campo.....	58
Resultados del Trabajo de Campo	58
Trabajo posterior al Levantamiento en Campo (Trabajo de Oficina)	58
Ruta de Excursión.....	59
Enfoques de la Excursión.....	60
Bibliografía.....	61
Excursión Puerto Francés- Cabo Codera, Higerote Estado Miranda	62
Ubicación	62
Objetivo General.....	62
Objetivos Específicos:.....	62
Alcance.....	62
Terminología A Utilizar	63
Metodología	63
Marco Geológico General.....	63
Descripción Petrográfica	64
Metamorfismo	65
Formaciones Presentes	66
Enfoques De La Excursión	69
Bibliografía.....	70
Excursión Práctica Geoquímica Loma De Niquel, Tejerias, Edo Aragua.....	71
Ubicación	71
Objetivo General.....	71
Objetivos Especificos.....	71
Alcance De La Práctica	71
Marco Geológico Regional	71
Geología Estructural	72
Origen Y Emplazamiento	72
Características Del Yacimiento.....	73
Descripción Petrológica.....	74
Formaciones Presentes	75

Ruta De Excursión	77
Bibliografía.....	78
Excursión Chichiriviche De La Costa, Edo. Vargas	79
Ubicación	79
Objetivo General.....	79
Objetivos Específicos.....	79
Geología Regional	79
Geología Estructural	82
Modelo De Tectonica De Placas Para La Evolución Del Cinturon Tectonico De La Cordillera De La Costa.....	83
Bibliografía.....	91
Excursión Práctica De Medicion De Rumbo Y Buzamiento De Superficies Geológicas Planares.....	92
Objetivo General.....	92
Objetivos Específicos.....	92
Alcance De La Práctica	92
Procedimiento A Seguir.....	92
Excursión De La Práctica Relativa Al Estudio De Pliegues En Campo	94
Objetivo General.....	94
Objetivos Específicos.....	94
Alcance De La Práctica	94
Procedimiento A Seguir.....	94

Indice de Figuras

Figura 1. Ubicación de la zona de excursión.....	8
Figura 2. Configuración de la Cuenca de Falcón durante el Oligoceno. González (2009).....	11
Figura 3. Configuración de la Cuenca de Falcón durante el Mioceno Temprano.....	11
Figura 4. Configuración de la Cuenca de Falcón durante el Mioceno Temprano.....	12
Figura 5. Configuración tectónica actual de la Cuenca de Falcón.....	20
Figura 6. Generación de cuencas extensionales asociadas a transcurrancia al sur del límite entre las placas Caribe y Suramericana; las áreas de máxima subsidencia se ubicaron para este tiempo, al norte del estado Falcón.....	21
Figura 7. Máximo desarrollo del “Pull-Apart” de la cuenca de Falcón y generación de áreas positivas en la cuenca de Maracaibo y norte de Falcón.....	22
Figura 8. Modelo Evolutivo de la cuenca de Falcón, como producto de una cuenca Pull-Apart.....	22
Figura 9. Representación de la evolución de las cuencas “pull-apart” Falcón Bonaire.....	23
Figura 10. Diagrama del estado de la Litosfera para la etapa Cretácico Superior- Paleoceno.....	24
Figura 11. Bloque diagramático del estado litosférico para la etapa Paleoceno- Eoceno Inferior.....	24
Figura 12. Bloque diagramático a escala Litosférica de la etapa Eoceno Medio.....	24
Figura 13. Estado de las placas Litosféricas al momento de la etapa del Eoceno superior.....	24
Figura 14. Diagrama de bloques a escala Litosférica límite Mioceno Inferior-Medio.....	25
Figura 15. Diagrama de bloques a escala Litosférica para las condiciones de la etapa Plioceno.....	25
Figura 16. Modelo del orógeno en flotación para la Cuenca Falcón-Bonaire.....	26
Figura 17. Mapa Geológico de la Vela de Coro- Taratara.....	27
Figura 18. Mapa de ubicación.....	34
Figura 19. Mapa esquemático de los bloques tectónicos.....	36
Figura 20. Panorámicas de la zona costera donde pasa la traza de la Falla de San Sebastián.....	37
Figura 21. Distribución de las Asociaciones Metamórficas de la Serranía del Litoral.....	39
Figura 22. Representación esquemática en el espacio P-T de los cinco sectores de temperatura y presión, los cinco sectores radiales de razones P/T, y las diez principales facies.....	40
Figura 23. Mapa de ubicación.....	47
Figura 24. Diagrama de bloques donde se muestra la estructura postulada para el subsuelo en la región que circunda a la ventana de Camatagua.....	51
Figura 25. Bloque isométrico de la Región comprendida entre San Juan de los Morros y Camatagua.....	52
Figura 26. Mapa y Cortes Geológicos de la Región de Camatagua, estado Aragua.....	57
Figura 27. Mapa de ubicación del área de excursión.....	62
Figura 28. Mapa geológico de Cabo Codera, Miranda.....	67
Figura 29. Mapa Geológico de Higerote.....	68
Figura 30. Ubicación relativa yacimiento de Loma de Niquel.....	71
Figura 31. Ubicación geográfica Loma de Niquel, Tiara.....	71
Figura 32. Mapa geológico simplificado de la parte occidental del estado Miranda, donde se indica el área de afloramientos de las rocas ultramáficas de Loma de Hierro.....	76
Figura 33. Mapa de Ubicación.....	79
Figura 34. Secuencia esquemática de la evolución de la cordillera de la costa.....	83
Figura 35. Detalle de la situación final de la segunda etapa.....	85
Figura 36. Detalle de la cuarta etapa. Relación entre los ambientes tectónicos y algunas unidades litológicas expuestas en la Cordillera de la Costa.....	86
Figura 37. Mapa Geológico de la zona ubicada entre Catia la Mar y El Limón.....	90

Indice de Tablas

Tabla 1. Formaciones Presentes	13
Tabla 2.Tabla de Correlación de la Cuenca de Falcón en sentido Oeste-Este.....	16
Tabla 3. Ruta de Excursión	29
Tabla 4.Tabla donde se muestran las características de los bloques tectónicos.	36
Tabla 5.Tabla resumen donde se muestran las distintas asociaciones con sus tipos litológicos y respectivos minerales que marcan el indice de metamorfismo para la zona.	39
Tabla 6.Tabla que muestra Las facies metamórficas se encuentran en distintas secuencias regulares, definido por Miyashiro (1961).	40
Tabla 7.Formaciones Presentes.....	41
Tabla 8. Rutas de Excursión	42
Tabla 9.Formaciones Presentes	53
Tabla 10.Rutas de Excursion	59
Tabla 11.Formaciones Presentes	66
Tabla 12. Formaciones Presentes.....	75
Tabla 13.Ruta de Excursión.....	77
Tabla 14.Unidades litológicas definidas.	82
Tabla 15. Formaciones Presentes.....	88

Prólogo

El curso de Introducción a la Geologías de Campo, es una materia de carácter general, en la cual se tratan de manera superficial diversos temas y técnicas relacionados con las actividades de levantamiento y exploración de campo (Geología de superficie), con las cuales se pretende orientar al estudiante en establecer los objetivos de un trabajo de campo, como se planifica y cuales son las técnicas y métodos empleados.

Esta asignatura, está compuesto por una fase teórica y una fase de prácticas, dividiéndose esta en una etapa de ejercicios de oficina, y una segunda etapa de practica de excursiones de campo comprendida por actividades encaminadas a la ejecución de una investigación geológica en la que el estudiante ponga en práctica los conocimientos, técnicas, metodologías y herramientas adquiridas en la fase teórica y en las asignaturas ya cursadas.

El trabajo de excursiones de campo presenta ciertos objetivos a cumplir en cada una de las salidas estipuladas, que permitirán al estudiante que al final de ellas pueda integrar la información obtenida por investigación bibliográfica, compilación cartográfica, levantamientos de campo y los trabajos de oficina, realizar un informe técnico, donde mediante el análisis e integración de todos los datos mencionados anteriormente expondrá sus conclusiones en cuanto al contexto geológico del área estudiada.

Este manual va dirigido tanto a estudiantes de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica como a docentes del área y todo aquel que esté interesado en realizar excusiones geológicas en las áreas contempladas en esta guía.

La ventaja de poseer este manual, está enfocada en que tanto el estudiante como el profesor encargado de la excursión pueda conseguir en ella una guía que le permita orientar sus prácticas de campo (según sea el interés: geomorfológico, sedimentológico, estratigráfico, petrográfico, estructural, etc.) para así conseguir un mejor desempeño en la misma y permitiendo conocer en forma macro los procesos geológicos que han conformado los espacios donde se realizaron estas excursiones, ayudando a reconocer en el campo los rasgos geológicos derivados de dichos procesos. Tomando estas áreas Como laboratorios geológicos en los que es posible visualizar los procesos geológicos activos y aquellos que sucedieron a largo del tiempo geológico y dejaron huellas que permitan registrarlos y modelarlos.

Excursión Vela de Coro, estado Falcón

UBICACIÓN

La zona de estudio se encuentra enmarcada entre el poblado La Vela de Coro y la ciudad de Coro.

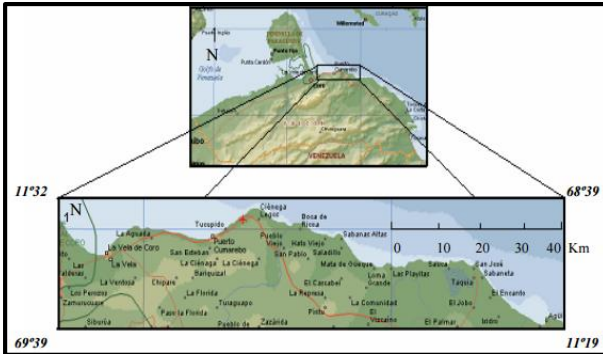


Figura 1. Ubicación de la zona de excursión

OBJETIVO GENERAL

Realizar el levantamiento geológico de un área cercana a La Vela de Coro, edo. Falcón, donde se requiere poner en práctica los conocimientos de descripción y toma de datos en el campo para rocas sedimentarias, en un área asignada.

OBJETIVOS ESPECIFICOS

- Describir detalladamente los afloramientos y los diferentes tipos litológicos expuestos en áreas constituidas por rocas sedimentarias.
- Describir las estructuras sedimentarias y de deformación observadas a escala mesoscópica.
- Construir una poligonal abierta para cada afloramiento estudiado.

- Elaborar columnas estratigráficas detalladas y generalizadas del área estudiada, con el fin de establecer si existe o no correlación entre las zonas estudiadas.
- Elaborar un mapa geológico simple, basado en la información obtenida en el trabajo de campo.
- Construir e interpretar cortes o secciones verticales sencillas, a partir de un mapa geológico.
- Establecer a grandes rasgos la evolución geológica de cada área estudiada, a partir de los datos precedentes.

ALCANCE DE LA PRÁCTICA

Una vez concluida la práctica, el estudiante deberá estar en capacidad de trabajar en terrenos donde afloren rocas sedimentarias y determinar las relaciones y ambientes de sedimentación. Así mismo deberá estar en capacidad de elaborar mapas, columnas estratigráficas y cortes esquemáticos basados en la información recolectada en campo y de trabajo previos.

METODOLOGÍA A SEGUIR

Descripción litológica

Representa el conjunto de características que se pueden describir de las rocas en estudio, los rasgos a describir variarán en función del objetivo del estudio. Dentro del conjunto de

elementos que definen o permiten establecer conclusiones acerca del origen o características de las rocas sedimentarias encontramos:

- Color Fresco: Representa el color de la muestra que se observa en el interior de la muestra o donde sea menor la afectación por los agentes meteóricos.
- Color Meteorizado: Color que define la muestra en su superficie más externa o expuesta a los agentes meteóricos.
- Granulometría: Por medio de cartas visuales de estimación granulométrica se puede realizar una clasificación de sus granos en arenas, gravas, arcillas, etc, lo cual permitirá establecer el tipo de roca sedimentaria en cuestión.
- Escogimiento: En aquellas muestras de tamaño de grano distinguible por el ojo humano, es posible establecer relaciones en función de los tipos de grano que definen dicha muestra. Esto nos arrojará información acerca del origen y transporte de los sedimentos.
- Mineralogía aproximada: Por medio del uso de una lupa y materiales para identificar propiedades (dureza, hábito, color, etc) determinar los minerales que conforman la roca en estudio, para posteriormente asignarle un nombre a la roca.
- Estructuras sedimentarias y Fósiles: en caso de que la muestra posea alguno de estos elementos, deberá indicarse tanto el nombre y su posición estratigráfica (en el tope, base, si está volcada la secuencia, etc.). En caso de no conocer el nombre de dicha estructura deberá acompañarse de un dibujo y/o fotografía de la misma, donde se resalten sus características.

- Polaridad de Capas: Desde el inicio del levantamiento geológico se deberá buscar elementos que permitan definir la polaridad de la secuencia estratigráfica, para evitar confusiones al momento de construir la columna estratigráfica y otras malas interpretaciones.

Levantamiento de Poligonal

La poligonal deberá tener correspondencia directa con la descripción litológica, ya que cada vértice o punto de poligonal tiene realacion con cada una de los estratos y contactos estratigráficos descritos; en tal sentido se propone un formato el cual permita organizar la información necesaria tanto para el levantamiento de la poligonal como el cálculo de los espesores.

GENERALIDADES

La cuenca Falcón está situada en el noroeste de Venezuela, en la zona de interacción entre la placa Caribe y la placa Suramericana.

Esta cuenca funcionó como un depocentro activo desde el Eoceno Tardío al Mioceno medio, cuando fue invertida por esfuerzos de compresión (Audemard, 1993).

MARCO GEOLOGICO GENERAL

Según Audemard (1997) la Cuenca de Falcón abarcaba una gran porción del noroccidente venezolano durante el Oligoceno y parte inferior de Mioceno.

Esta región cuya extensión actual es de 36.000Km², fue principalmente una cuenca marina casi completamente rodeada por zonas emergidas, excepto al este y parcialmente al norte, siendo su sedimentación bastante continúa en el tiempo, salvo por tres discordancias angulares de algún significado regional.

Dicha cuenca fue intensamente plegada y tectónicamente invertida por una compresión orientada NW-SE durante la parte media y superior del Mioceno. Desde entonces, el proceso ha sido restringido básicamente al flanco norte del anticlinorio de Falcón, en proceso de surrección (Audemard, 1997).

MARCO ESTRATIGRÁFICO DE LA CUENCA DE FALCÓN

La cuenca de Falcón presenta un registro sedimentario que abarca desde el Eoceno hasta el Reciente. La evolución estratigráfica de la cuenca está basada en 3 etapas: eoceno medio- eoceno tardío, oligoceno-mioceno temprano y mioceno medio-plioceno temprano.

Periodo Eoceno Medio-Tardío

La sedimentación de la cuenca de Falcón se debió iniciar a finales del eoceno medio para el oeste de Falcón y a finales del eoceno tardío para el este de esta entidad (Macellari, 1995). Los primeros registros sedimentarios que se tienen de esta cuenca, están conformados por el grupo agua negra (eoceno medio) en la parte central de la cuenca y la formación cerro misión (eoceno tardío), que de acuerdo con el código estratigráfico de Venezuela se ubica cerca de Mene de Acosta al este del estado Falcón

Periodo Oligoceno-Mioceno Temprano

El modelo paleogeográfico para el oligoceno nos dice que para este periodo la cuenca presenta una forma de U abierta al noreste y las facies más profundas se encuentran en el interior de dicha "U", siendo los depocentros principales el canal falconiano y el surco de

Urumaco; hacia las periferias se depositan las facies más someras, definiendo como áreas positivas la península de Paraguana y la plataforma de Dabajuro. Esta tendencia se conserva hacia el mioceno temprano donde la geometría de la cuenca se mantiene en forma de "U" abierta hacia el noreste, presentando la misma distribución de facies (Macellari 1995).

Wheeler (1963), plantea que para el periodo oligoceno-mioceno temprano, en el surco de Urumaco se produce la deposición del grupo Mitare y las formaciones Castillo y Churuguara.

El término grupo Mitare ha quedado en desuso, teniendo sus equivalencias en las formaciones: el Paraíso, Pecaya y Pedregoso. Por su parte, tiene lugar la deposición de la formación Castillo en la plataforma de Dabajuro. Es a partir del mioceno temprano donde debió ocurrir una subsidencia mayor en la zona, lo cual permitiera la deposición de la formación Agua Clara, y posteriormente la formación Cerro Pelado; las cuales prácticamente eliminan la distinción entre los bloques paleogeográficos anteriormente citados.

Audemard (1993) menciona que a partir del límite mioceno medio-temprano, la cuenca es sometida a una inversión en la que se

desarrolla una zona emergente la cual alimentará los sedimentos de las secuencias superiores desarrolladas esencialmente al norte del anticlinorio de Falcón en función de la nueva forma adquirida por la cuenca debido a la inversión.

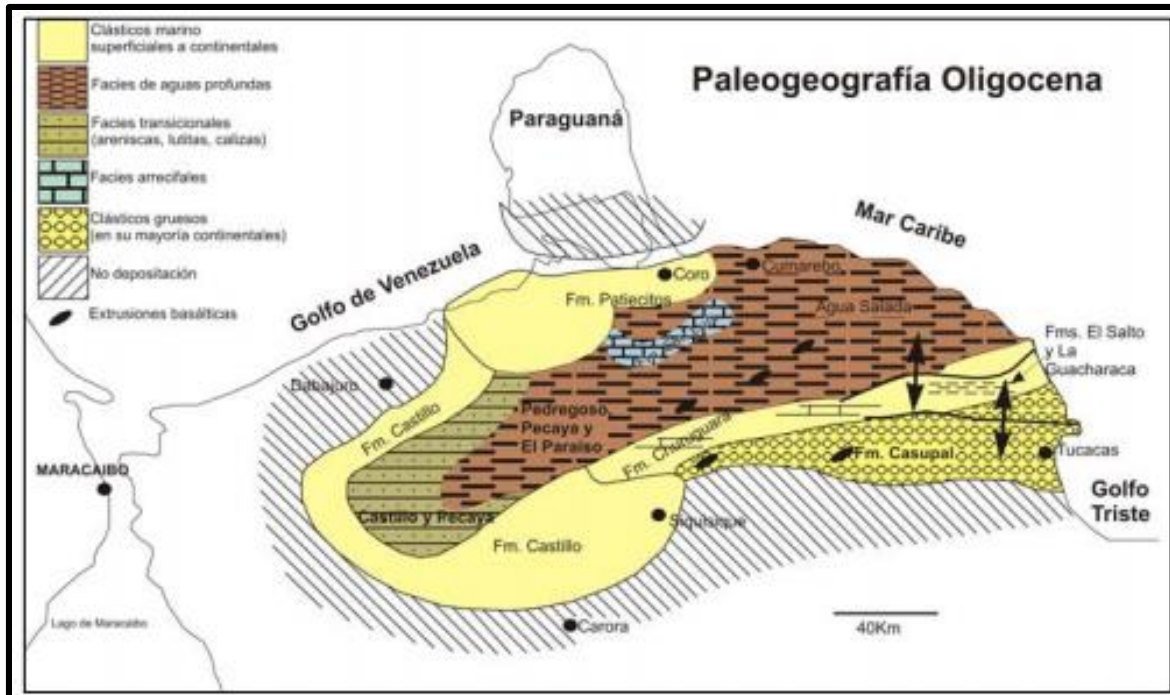


Figura 2. Configuración de la Cuenca de Falcón durante el Oligoceno. Tomado de González (2009) (tomado y modificado de Macellari, 1995).

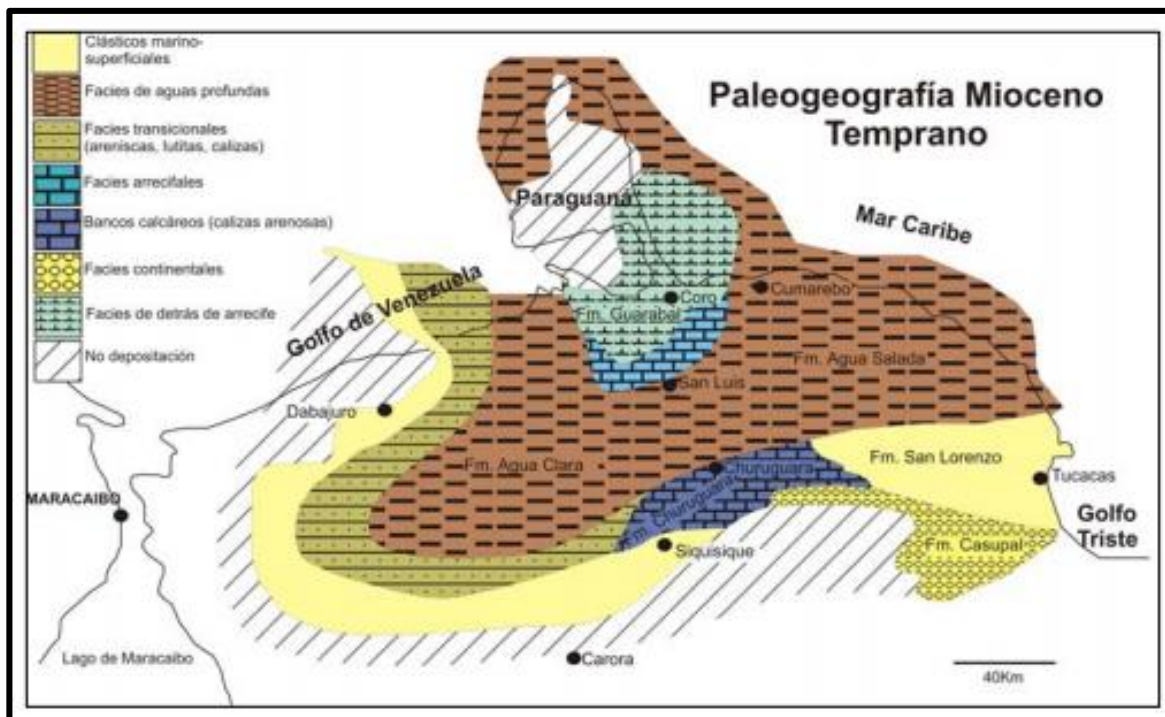


Figura 3. Configuración de la Cuenca de Falcón durante el Mioceno Temprano. Tomado de González (2009) (tomado y modificado de Macellari, 1995).

Periodo Mioceno Medio- Plioceno

A finales del Mioceno temprano, el patrón de sedimentación de la cuenca de Falcón ha cambiado significativamente, resultando un relativo descenso del nivel del mar.

Seguido a este evento se reanuda la subsidencia iniciada en el nuevo ciclo de sedimentación, que en un principio colmata completamente la cuenca, cubriendo los relieves topográficos de la plataforma de Dabajuro y la península de Paraguana, dicho proceso marca el fin de la fase anterior (Macellari, 1995).

La estratigrafía de esta región está definida por las formaciones Socorro, Urumaco y el grupo La Puerta (Figuroa y Pérez 2009).

Por tal motivo para principio del Mioceno Medio, se contaba con una paleogeografía en la cual la cuenca pierde de manera parcial su forma de “U”, conservando como áreas positivas el margen su de la cuenca (que actualmente corresponde a la Sierra de San Luis o más al sur a la Sierra de Aroa) y por el norte, la línea de costa se adentra más hacia el continente quedando solo como terreros positivos la parte norte de la plataforma de Dabajuro y los que sería la Península de Paraguana, teniendo las mayores profundidades en el centro de la cuenca (Figuroa y Pérez 2009).

Para el Plioceno ya la cuenca ha cerrado completamente en su parte occidental quedando la parte más marina hacia el este.

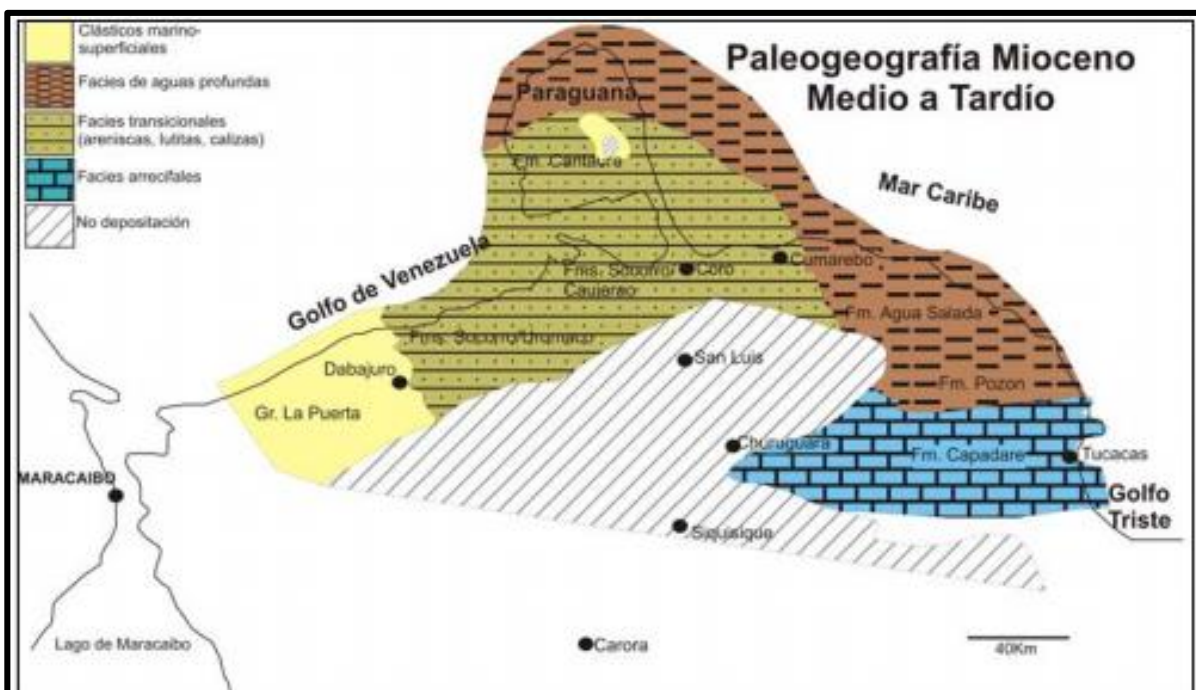


Figura 4. Configuración de la Cuenca de Falcón durante el Mioceno Temprano. Tomado de González (2009) (tomado y modificado de Macellari, 1995).

Tabla 1. Formaciones Presentes

FORMACIÓN	EDAD	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	ESPESOR	CONTACTOS	CORRELACIÓN	PALEO- AMBIENTE
CORO	Plioceno	Lentes de conglomerados de grano fino a grueso, y naturaleza variable, predominantemente cuarzosos, mal escogidos, con estratificación cruzada; en superficies recién expuestas, presenta aspecto moteado, por la presencia de guijarros de cuarzo blanco y negro, en una matriz arenosa marrón. Los conglomerados se intercalan con areniscas mal escogidas con estratificación cruzada y arcillas arenosas; el color predominante de erosión es amarillo rojizo.	Unos 1.000 m en el valle del río Coro (Vallenilla, 1961), espesor que disminuye lateralmente.	De acuerdo a Graf (1969), el contacto inferior del miembro inferior de la formación con la Formación La Vela es conforme y hasta gradacional. Cuando el miembro inferior no existe, el contacto inferior puede ser concordante encima de la Formación La Vela, pero es generalmente discordante encima de unidades más antiguas.	En el Cuadro de Correlación del Primer Congreso Venezolano del Petróleo (Soc. Venez. Ing. Petról., 1963), se correlaciona la unidad con la Formación Tucupido al este, y con la Formación San Gregorio, en Falcón noroccidental. La Formación Coro se correlaciona parcialmente con la Formación Tucupido, al este y con la parte superior de la Formación Codore y la parte mas inferior de la Formación San Gregorio, al oeste (Rey, 1990).	Ambiente piemontino (Vallenilla, 1961). Rey (1990) interpreta el ambiente de sedimentación de la Formación Coro como de abanico aluvial, dentro del cual se reconocieron facies correspondientes al abanico superior y al abanico medio.
LA VELA	Plioceno Temprano	En la localidad tipo, Vallenilla (1961) describe la formación como compuesta principalmente por areniscas muy calcáreas, de colores	Vallenilla (1961) indica un espesor de 590 m para la Formación	El contacto inferior con la Formación Caujarao es concordante, y el contacto superior con la	La Formación La Vela se correlaciona con parte las formaciones Turupía y El Veral, al este (Giffuni <i>et al.</i> , 1992; Díaz de Gamero <i>et al.</i> , 1997) y	De acuerdo a Vallenilla (1961), el Miembro Curazaíto se depositó en un ambiente litoral con cierta influencia terrígena, mientras que el Miembro Chiguaje se depositó en un

LA VELA DE CORO, FALCÓN

OBJETIVOS, ALCANCES, METODOLOGÍA Y MARCO GEOLÓGICO

		claros, marrón a gris; lutitas compactas, impuras, rojizas en la base y algunas areniscas con macrofauna.	La Vela en su sección tipo.	Formación Coro, es concordante y transicional (Vallenilla, 1961).	con parte de la Formación Codore, al oeste (Rey, 1990).	ambiente típicamente marino. De acuerdo con Díaz de Gamero (1968), la Formación La Vela representa una sedimentación en aguas muy poco profundas, de salinidad inferior a la normal, y de comunicación generalmente restringida con el mar abierto.
CAUJARAO	Mioceno Medio-Plioceno Temprano	Consiste principalmente de lutitas arcillosas, con intercalaciones de margas y calizas fosilíferas, topográficamente muy prominentes, y algunas capas de arenas de grano fino en su parte inferior.).	En la localidad tipo, tiene unos 1.220 m.	La Formación Caujarao es concordante y transicional con la Formación Socorro, infrayacente; el contacto se coloca en la base de una caliza potente, que cambia de composición en sentido lateral: entre Sabaneta y Coro es una caliza muy bioturbada, compuesta esencialmente por ostreidos (Esteves y Villalta, 1989).	La Formación Caujarao, en su localidad tipo, se correlaciona con la Formación Urumaco hacia el oeste (Díaz de Gamero y Linares, 1989). Desde Sabaneta hacia el este, mantiene su identidad hasta la estructura de La Vela de Coro (Kavanagh de Petzall, 1959; Wozniak y Wozniak, 1987; Estéves y Villalta, 1989).	Wozniak y Wozniak (1989) interpretan el ambiente de la formación en su área tipo como de plataforma con influencia a veces más marina.

LA VELA DE CORO, FALCÓN

OBJETIVOS, ALCANCES, METODOLOGÍA Y MARCO GEOLÓGICO

SOCORRO	Mioceno medio	En su área tipo, Williston y Nichols (1928), describen la Formación Socorro como constituida por un intervalo inferior con areniscas, lutitas, margas fosilíferas y calizas, y otro superior de areniscas, turbas y lutitas laminadas, sin elementos calcáreas ni horizontes fosilíferos.	En su localidad tipo, la Formación Socorro es superior a los 1.500 m (Díaz de Gamero, 1989).	En el área del Surco de Urumaco, la Formación Socorro tiene contactos inferior y superior concordantes y transicionales con las Formaciones Querales y Urumaco, respectivamente .	Díaz de Gamero (1985b) correlaciona la Formación Socorro con la parte de la Formación Pozón de Falcón oriental.	Al oeste del Río Mitare, la Formación Socorro se depositó inicialmente en un frente deltaico, que pasa hacia arriba a depósitos de llanura deltaica, con todo el complejo de facies asociado y con persistente influencia marina al este, donde se desarrollan barras playeras y llanuras de marea.
----------------	---------------	---	--	---	---	---

Tabla 2. Tabla de Correlación de la Cuenca de Falcón en sentido Oeste-Este. (Tomado y modificado de PDVSA 2009)

ÉPOCA		DABAIBO	URUMACO	CORO - LA VELA	PARAGUANA	CORO - SAN LUIS	ARACUA - CHIRIGUARA	CUMAREBO	MEMBRE	MEME DE ACOSTA	AGUALINDA	ÉPOCA	
P L I O C E N O	TARDIO		SAN GREGORIO RISERCO COQUELA VERGEL					TUCUPIDO				TARDIO	P L I O C E N O
	TEMPRANO	GRUPO LA PUERTA TIGUAJE	CODORE ALGODONES CRUJANTE	CORO LA VELA	PARAGUANA AMULY EL RATO	CORO LA VELA		EL VERAL	PUNTA GAVILAN			TEMPRANO	P L I O C E N O
M I O C E N O	TARDIO	BAHRO	URUMACO	TARATARA NAYARUCA EL MUJICO		TARATARA MITARUCA EL MUJICO		CUMAREBO		OJO DE AGUA		TARDIO	M I O C E N O
	MEDIO	QUISIRO						AGUA SALADA	AGUA SALADA CAPADARE	POZON HUZO RUITO PILICAPPO	AGUA LINDA CAPADARE	MEDIO	
	TEMPRANO	CERRO PELADO AGUA CLARA SANTUAGO CAIDENITO	QUERALES CERRO PELADO AGUA CLARA	QUERALES GUARABAL	CANTAURE	QUERALES GUARABAL	AGUA CLARA	EL SALTO		SAN LORENZO MEMOTO EL SALTO	CASUPAL	TEMPRANO	
		CASTILLO	PEDREGOSO PECAYA S. J. VEGA	PATECOTOL SAN LUIS		PATECOTOL SAN LUIS	PECAYA CHIRIGUARA			GRUPO AGUA SALADA			
O L I G O C E N O	TARDIO											TARDIO	O L I G O C E N O
	MEDIO											MEDIO	
E O C E N O	TARDIO	LA VICTORIA										TARDIO	E O C E N O
	MEDIO	JARILLAL SANTA RITA					JARILLAL SANTA RITA			CERRO MISION ?		MEDIO	

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Según, Gonzales de Juana *et al.* (1980), la geología estructural regional se refleja en grandes pliegues que constituyen el anticlinorio de Falcón y en varias fallas verticales y de buzamiento bajo que son el resultado de un característico sistema de esfuerzos. Las fallas más importantes presentes en la cuenca de Falcón son: la falla de Oca-Chirinos, Ancón de Iturre, El Mayal y Pozo Negro, estas presentan una orientación aproximadamente este-oeste. Las fallas de Pozo Negro y Oca-Chirinos separan dos áreas estructurales distintas: una al norte, donde distintas fallas se extienden hasta la costa, y otras al sur que se extienden hasta el frente de montaña (Ituarte y Quijada 1985).

Un elemento estructural significativo en la evolución tectónica de la cuenca de Falcón, lo constituye la plataforma de Dabajuro; la cual durante el Oligoceno y Mioceno Temprano constituyó un alto estructural, siendo cubierta para el momento de depositación de la formación Agua Clara. El límite oriental de esta plataforma es la falla Lagarto, y hacia el sur la falla de Oca-Chirinos y las demás fallas antes mencionadas.

Previamente a la evolución estructural de la cuenca terciaria de Falcón se reconoce una fase de compresión en dirección norte-sur muy bien desarrollada, durante el cretácico tardío al eoceno medio. El carácter de esta fase se atenúa en el mioceno medio- tardío lo cual repercutió en el control estructural de la sedimentación desde el Eoceno medio hasta el Mioceno Medio en la región. El depocentro sedimentario estuvo condicionado por patrones estructurales pre-existentes de la fase compresiva anterior.

La máxima extensión se alcanza con el emplazamiento de lavas basálticas de edad Mioceno Temprano, tiempo en que se

desacelera la fase extensiva de la cuenca, la cual es seguida por una sedimentación concordante horizontal desde la depositación de la formación Agua Clara por efectos de subsidencia térmica (Muessig 1979).

Tendencias Estructurales

Hawkins (1983) reconoció las siguientes tendencias estructurales:

- Una tendencia estructural de dirección NW-SE coincidente con la falla Lagarto, Los Médanos y la Flexión de Adicora.

- Un patrón de rumbo E-W que coincide con la orientación de las fallas de Guadalupe y La Vela.

Passalacqua *et. al* (1984), reconoce las tendencias estructurales siguientes:

- La principal N70°E, perpendicular a la componente de compresión, coincide con la orientación de los ejes de los pliegues (anticlinales de la Paila, La Vela, Cumarebo y el sinclinal de Piritu) y de las fallas inversas tales como Taima Taima y Guadalupe.

- Otra tendencia perpendicular al eje de compresión donde se origina la componente de tensión que es responsable de la presencia de fallas normales con dirección N20°W como por ejemplo la Falla de Los Médanos y la occidental de Urumaco.

- Reconoce también un sistema conjugado de fallas transcurrentes de menor magnitud en dirección 30°-35° con respecto a la componente de compresión, tales como la falla de Sabaneta, Soledad, Santa Rita, Tocopero y Sabanas Altas además de la falla de Agua Clara.

Luego Muessing (1984) establece un modelo para las deformaciones estructurales

existentes en la región de Falcón y considera que en tiempos Paleoceno-Eoceno se registró la culminación de la orogénesis compresional en el borde sureste de la cuenca de Falcón, dando paso hacia una tectónica de carácter extensional durante el Oligoceno-Mioceno. Este autor establece seis tendencias estructurales dentro del Anticlinorio de Falcón:

-Fallas transcurrentes destrales de rumbo este-oeste (Oca, Cuiza y San Sebastián).

-Fallas normales NW-N (limitando la Península de Paraguana)

-Estructuras plegadas y Fallas Inversas de rumbo E-NE.

-Fallas transcurrentes destrales menores, de dirección E-NE.

-Fallas transcurrentes sinestrales de menor importancia, conjugadas con el sistema anterior, de rumbo E-NE.

Finalmente Audemard (1994) a finales del Mioceno Medio, se observa el comienzo de una nueva fase compresiva con dirección N 20°-30° W, deducida en base a la orientación de las fallas inversas y de las estructuras plegadas. Estas fallas son el resultado de la reactivación de fallas normales de rumbo N 60°-70° E, activas durante una fase extensiva previa. Otro sistema de fallas transcurrentes destrales con desplazamientos horizontales de poca magnitud. Este último sistema de fallas se segmenta en compartimientos individuales a la cuenca, donde cada bloque se acorta aisladamente.

Por último existen evidencias a nivel de detalle de afloramientos de una rotación de la componente de compresión hasta alcanzar una orientación de N10°W. Los efectos de esta variación fueron observados en rocas del

Plioceno Superior y más recientes. Lo que implica que la zona está en la actualidad afectada por esta última compresión. (Escorihuela y Rondón, 2002).

FALCÓN CENTRAL

- **Evolución Estructural:** según Cabrera (1985) en su trabajo de maestría, divide el neoautoctono falconiano en 4 ciclos sedimentarios, los cuales descansan sobre rocas bien diferenciadas que conforman dos provincias: la provincia occidental de la cuenca de Maracaibo y la provincia oriental compuesta por las rocas del sistema de napas del Caribe.

Los ciclos sedimentarios del terciario de Falcón están corresponden al Oligoceno Medio a Tardío, Mioceno Temprano, Mioceno medio y Mioceno Tardío-Plioceno. Donde el oligoceno está representado por las formaciones Pecaya y Guacharaca las cuales constituyen la sección más marina del ciclo, y también presenta episodios tubidíticos locales; las facies más continentales de este ciclo afloran al oeste y al sur del surco de Urumaco.

El ciclo Mioceno Temprano incluye sedimentos de las formaciones Agua Clara y San Lorenzo las distribuciones de estas facies evidencian un predominio de condiciones próximo costero a continental, dichas condiciones prevalecen hasta finales del Mioceno temprano y el cierre de este ciclo está marcado por un evento progradacional que posiblemente evoluciona bajo la influencia de los movimientos tempranos de el

levantamiento andino, donde la discordancia de la puerta de Falcón occidental y la erosión de los sedimentos de agua clara en el alto de coro evidencias este proceso (Cabrera 1985).

En lo que corresponde al ciclo mioceno medio presenta sus máximos espesores preservados en el Surco de Urumaco y la distribución de sus facies presentan un patrón de ambientes próximos costeros a continental al oeste y marino somero al este.

El Mioceno Tardío-Plioceno conforma el ciclo más joven reconocido, y se encuentra muy afectado por la orogénesis andina, los sedimentos de este ciclo son de ambiente marino somero a continental.

En cuanto a las etapas de deformaciones Cabrera (1985) reconoce dos etapas; una extensional la cual es responsable de el fallamiento normal y sinsedimentario de edad Oligocenos tardío-Mioceno temprano, que se evidencia en la ensenada de la vela y el Surco de Urumaco. Y una etapa compresional, contemporánea con la orogénesis andina, que es responsable de la configuración actual de Falcón. La deformación Pliocena tiene como limite el corrimiento de Guadalupe en la costa falconiana.

La inversión de la cuenca de Falcón, ocurre a finales del plioceno, este evento esta relacionado con los afloramientos de la corteza que

dieron lugar al levantamiento de los Andes de Mérida y Perijá.

MARCO TECTÓNICO ACTIVO

El sistema de fallas de Oca-Ancon constituye el accidente tectónico activo mas importante de la region noroccidental de Venezuela, ya que presenta una longitud de 650 km de largo aproximadamente y una velocidad de desplazamiento de 2 mm/a, esto establecidos por estudios de trincheras de evaluacion paleosismica, (realizado por Audemard 1991, 1993b, 1994, 1996b) y sismica asociada. La zona tambien presenta una serie de fallas satelite, actualmente activas y que afectan los depositos pliocuaternarios aflorantes en el flanco norte del anticlinorio de falcon, las mismas estan dispuestas en cinco orientaciones preferenciales.

- Falla NW-SE de rio seco, Urumaco, Lagarto y la soledad.
- Fallas NNW-SSE de paraguana occidental, los medianos y cabo san roman.
- Fallas este-oeste, sub paralelas al sistema oca-ancon, tal como adicora.
- Fallas norte- sur como las que cruzan la sierra de san luis, la secuencia miocena de la region de urumaco y fallas de carrizal y san antonio.
- Fallas ENE-WSW a NE-SW paralelas el eje del plegamiento regional: falla taima-taima, chuchure y matapalo.

Evolución Tectono Estratigráfica

Para la evolución de la Cuenca de Falcón se han planteado numerosos trabajos que

explican la generación y evolución de dicha Cuenca; a continuación presentan las dos

posturas principales que explican el desarrollo de la cuenca.

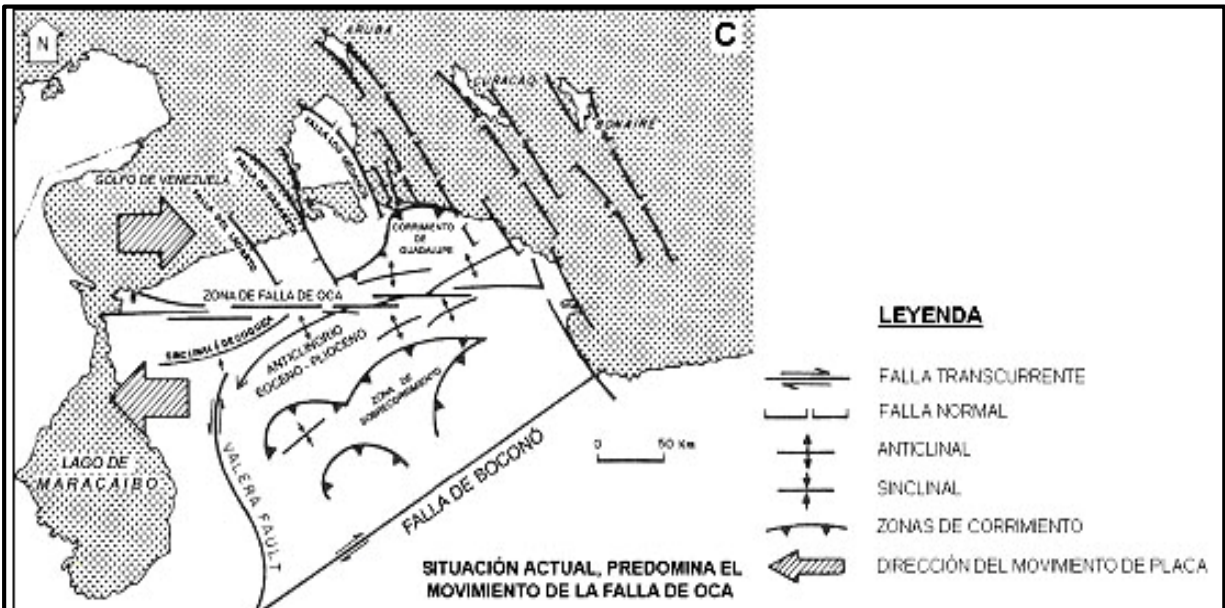


Figura 5. Configuración tectónica actual de la Cuenca de Falcón. Tomado y modificado de Boesi y Godard (1991).

Teoria de la cuenca transpresional (pull-apart basin)

Esta teoría habla de la cuenca de Falcón como el producto de movimientos transpresivos. Muessig (1984), propone el desarrollo de una cuenca pull apart difusa, que se encuentra entre un sistema de fallas transcurrentes destrales. Las áreas de Dabajuro, Paraguana, guajira y otras zonas continentales siguen siendo altos topográficos, por lo cual también sirven como fuentes de sedimentos para las zonas de cuencas tipo graben y pull apart. Siendo la cuenca de Falcón, el surco de Urumaco, la bahía de la vela y la cuenca de Bonaire las zonas con mayor subsidencia. La evolución planteada por Muessig (1984) se desarrolla de la siguiente forma:

- Periodo Paleoceno a Eoceno: son formadas durante este periodo las islas antillanas, siendo estas

unidades contiguas conectadas a la península de Paraguana y Falcón, al mismo tiempo las rocas de el borde del sur de la cuenca, marca la culminación de la compresión orogénica, generando la depositación tipo flysch, empuje y obducción de suites ofiolíticas, rotación tectónica y desarrollo de olistostromos.

- **Periodo Eoceno Medio:** en el principio de este periodo ocurren grandes cambios en el estilo de deformación del norte de Venezuela, los cuales son marcados por el cese del esfuerzo hacia el sur y la deposición y la deposición en el margen central y occidental de Venezuela para finales del eoceno medio. Se producen un sistema de fallas transcurrente dextrales con rumbo este-oeste; el cual inicia en la parte norte de sur América a finales

del eoceno. Comienza un vulcanismo andesítico en las Antillas menores como respuesta al inicio de la subducción durante el eoceno, lo que es indicativo de que la placa Caribe comienza su movimiento hacia el este con respecto a la placa suramericana sin considerar su movimiento pre-Eoceno.

Esta teoría es la más aceptada y es apoyada por autores como Macellari (1995), al indicar que su estudio analiza la estratigrafía depositada durante una etapa que abarca desde el Eoceno hasta el Reciente, en lo que se considera una serie de cuencas pull-apart episuturales. De igual manera señala que durante el Plioceno se produjo la tasa más grande de sedimentación, al sur del golfo triste, lo cual ocurre en unacuenca pull-apart creada por el

desplazamiento destal de las fallas de Bocono y Oca.

- En el mioceno temprano se alcanzo la extension maxima y estuvo acompañada de adelgazamiento de la corteza e inyección de magmas basalticos. Luego hacia el Mioceno tardío-Plioceno se desarrollaron estucturas como pliegues y fallas con tendencia NE asociados a deformaciones de tipo compressional. Finalmente Muessig (1984) reconoce un Sistema de fallas con dirección NS-NO presentes en todo Falcón, que desplaza los lineamientos producidos por la orogenesis pliocena y menciona que pueden ser fallas de ajuste debidos a los desplazamientos generados por la compresión.

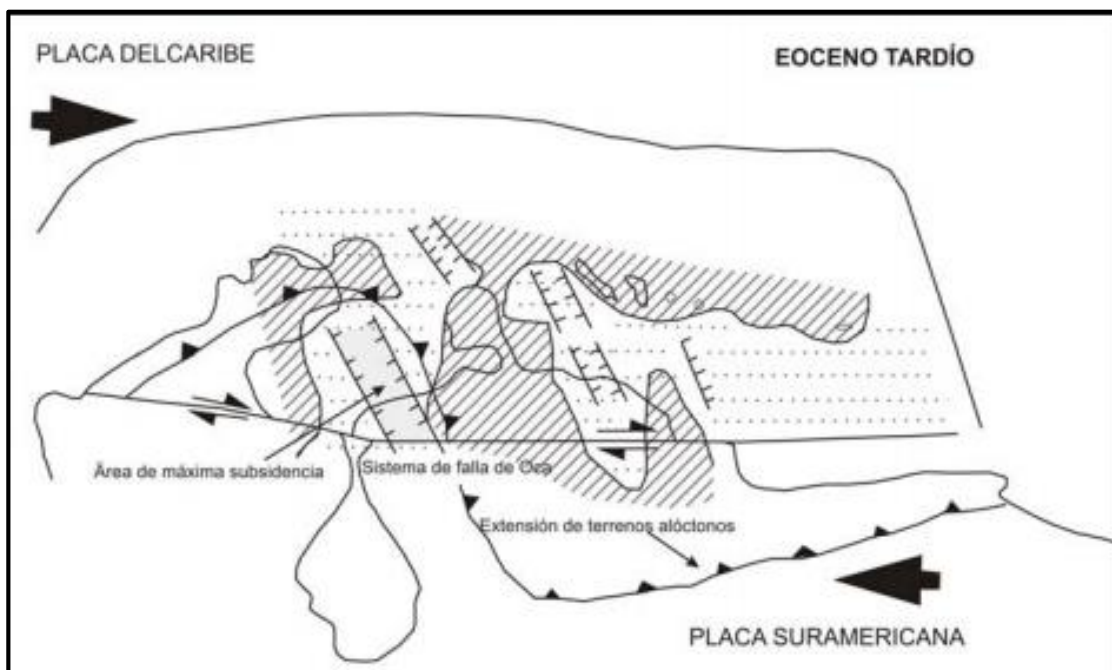


Figura 6. Generación de cuencas extensionales asociadas a transcurrancia al sur del límite entre las placas Caribe y Suramericana; las áreas de maxima subsidencia se ubicaron para este tiempo, al norte del estado Falcón. Tomado de González (2009).

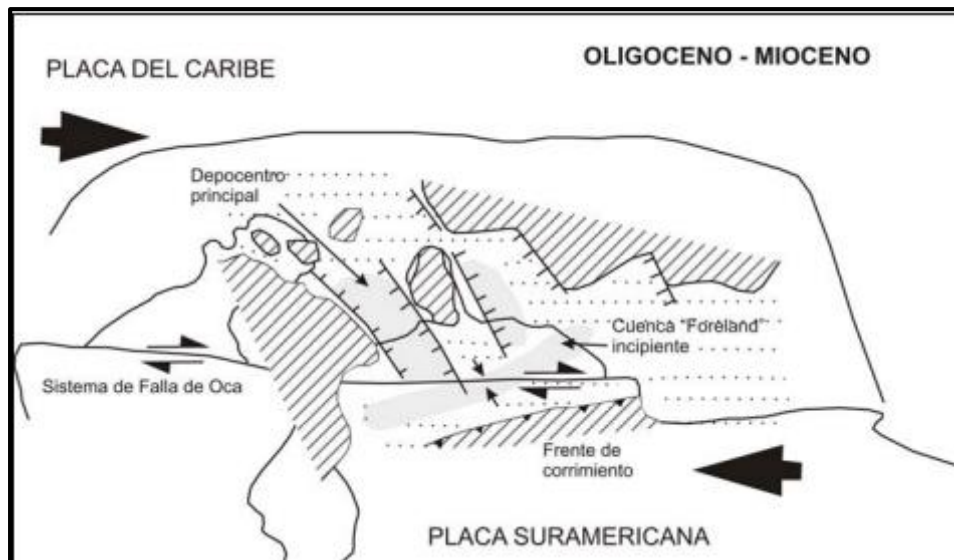


Figura 7. Maximo desarrollo del "Pull-Apart" de la cuenca de Falcon y generación de áreas positivas en la cunesca de Maracaibo y norte de Falcon. Tomado de González (2009) (tomado y modificado de Macellari, 1995).

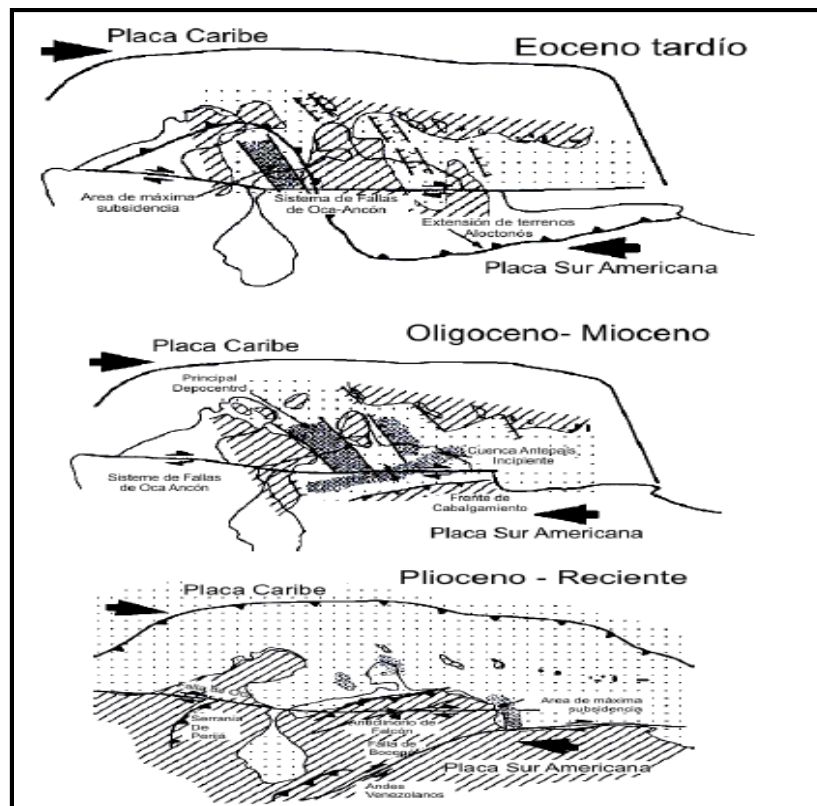


Figura 8. Modelo Evolutivo de la cuenca de Falcón, como producto de una cuenca Pull-Apart. (Modificado de Macellari, 1995) (Tomado de Figueroa y Pérez, 2009).

Teoría de Origen Extensional (Graben)

Audemard (1993) plantea que la cuenca de Falcón se origino como el resultado de un graben en un contexto de retro arco por colapso orogénico, consecuencia de un campo de esfuerzo regional distensivo.

El mismo autor en 1995, señala en trabajos anteriores que el desplazamiento hacia el norte de la sedimentación de la cuenca de

estuvo orientado N15W. En el límite Oligoceno-Mioceno culmina la subsidencia tectónica, con las últimas intrusiones y coladas basálticas, y la coolmatacion sedimentaria. Seguidamente el cierre de la cuenca de Falcón inicio en el límite entre el Mioceno inferior y el Mioceno medio, de donde se distinguen tres etapas diferentes en edad; Mioceno medio a superior, Plioceno y Cuaternario. (Tomado de Escorihuela y Rondón, 2002).

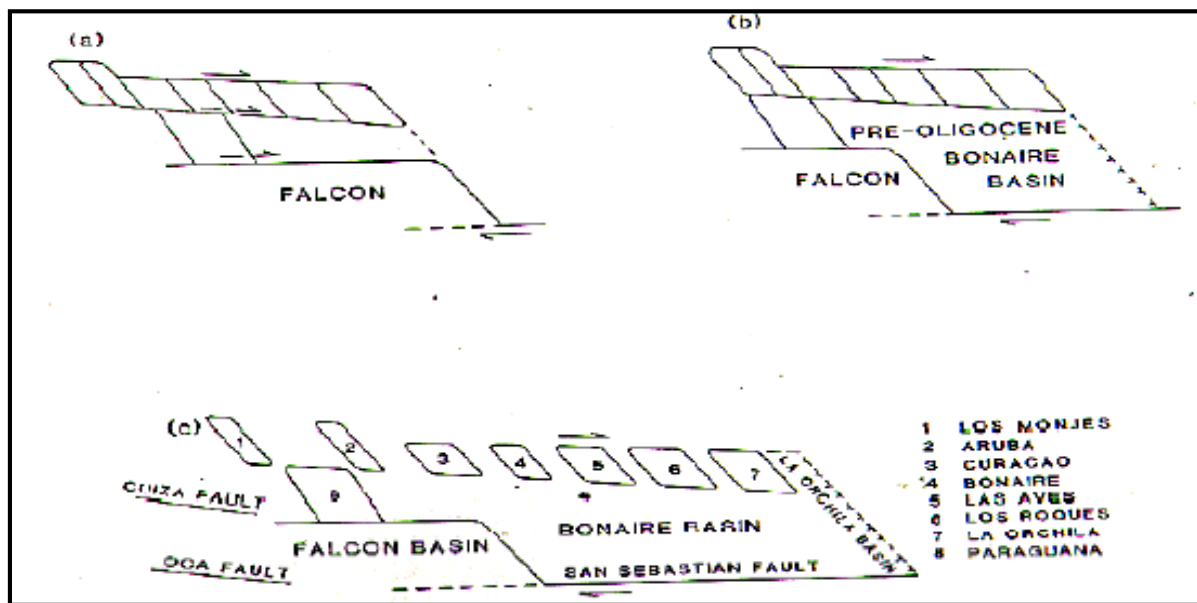


Figura 9. Representación de la evolución de las cuencas “pull-apart” Falcón Bonaire. Tomado de Escorihuela y Rondón (2002).

Falcón evidencia claramente el proceso de inversión de la cuenca, dicho proceso fue previamente propuesto por Audemard y De Mena (1985) y Testamark et. al. (1986).

Audemard (1995) resume la evolución tectónica de la cuenca de Falcón en las siguientes fases:

Rifting de edad Oligoceno-Mioceno Temprano: La Cuenca nace durante una fase de rifting de edad Oligoceno a consecuencia de un campo de esfuerzo regional distensivo cuyo esfuerzo mínimo

1. Mioceno Medio-Tardío

En este lapso la cuenca sufrió un proceso de inversión tectónica originado por un campo de esfuerzos regionales caracterizados por esfuerzos mínimos y máximos sub-horizontales; este régimen fue el que permitió estructurar la cuenca de Falcón en un gran anticlinorio, además del plegamiento general de la cuenca. Esta inversión induce al desplazamiento de los procesos sedimentarios hacia el flanco norte del anticlinorio.

2. Mioceno Tardío –Plioceno

Durante esta etapa se produjo una fase tectónica en la plataforma de Coro, lo que es indicativo que la zona fue sometida a una continua fase de compresión desde el límite Mio-Plioceno.

3. Plio-Pleistocena

Esta fase es la responsable de la configuración actual de la cuenca, y continua activa actualmente, comprende la última de tres fases compresivas caracterizada por esfuerzos máximos ubicados siempre en el cuadrante Nor-Oeste.

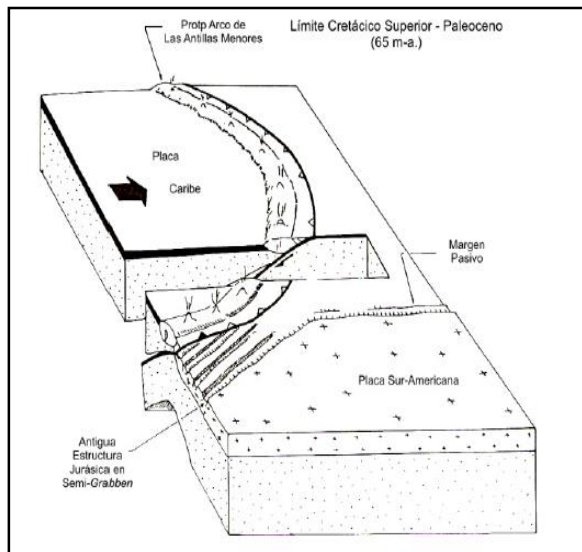


Figura 10. Diagrama del estado de la Litosfera para la etapa Cretácico Superior- Paleoceno (Tomado y Modificado de Audemard, 1993).

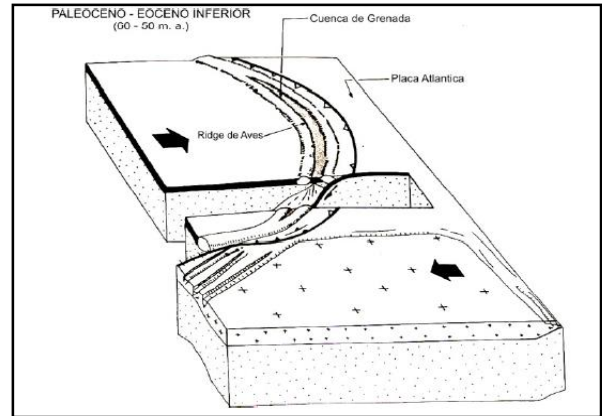


Figura 11. Bloque diagramático del estado litosférico para la etapa Paleoceno- Eoceno Inferior. (Tomado y Modificado de Audemard, 1993).

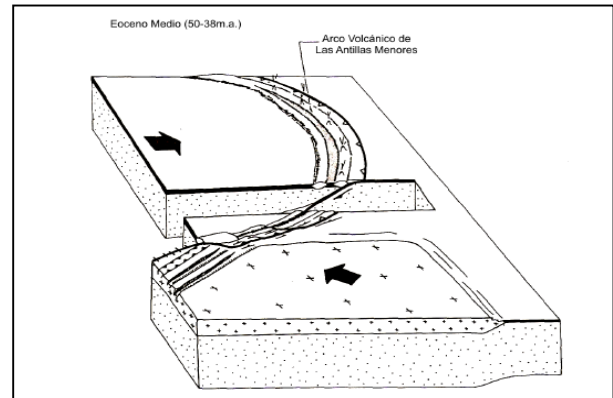


Figura 12. Bloque diagramático a escala Litosférica de la etapa Eoceno Medio (Tomado y Modificado de Audemard, 1993).

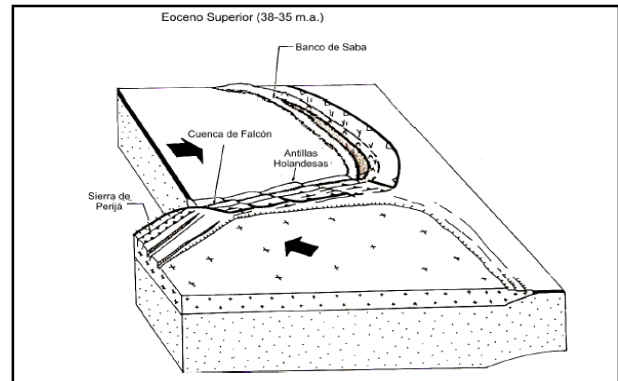


Figura 13. Estado de las placas Litosféricas al momento de la etapa del Eoceno superior (tomado y modificado de Audemard, 1993).

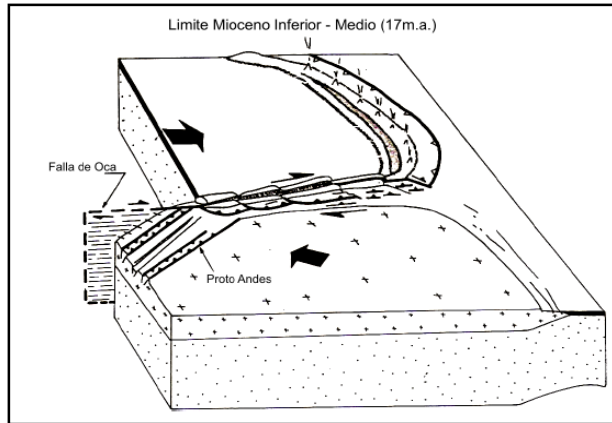


Figura 14. Diagrama de bloques a escala Litosférica límite Mioceno Inferior-Medio. (Tomado y Modificado de Audemard, 1993).

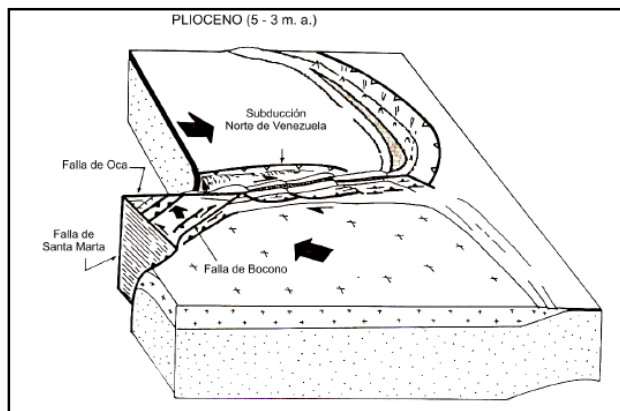


Figura 15. Diagrama de bloques a escala Litosférica para las condiciones de la etapa Plioceno. (Tomado y Modificado de Audemard, 1993).

Modelo del Orogeno en Flotación

Según Porras (2000) la cuenca de Falcon-Bonaire se desarrolló a partir del Eoceno Tardío a partir de colapsos extensionales internos detrás de un arco islas, en un orogeno en flotación que colosionó

oblicuamente con el extremo noroccidental de la placa suramericana, luego se suturó diacrónicamente de oeste a este desde el Cretácico Tardío hasta comienzos del Mioceno Temprano, originando una serie de estructuras extensionales con sentido principal este-oeste. Dicho modelo se encuentra basado en el esquema de orógeno en flotación de Oldow et al (1990), en donde pueden ocurrir simultáneamente desplazamientos transcurrentes (paralelos a la sutura) y contraccionales (perpendiculares a la sutura). Segudamente y como resultado de la tectónica andina, la Cuenca de Falcón se invirtió progresivamente de suroeste a noreste, desde finales del Mioceno Temprano hasta el Mioceno Tardío, involucrando al basamento del orogeno en flotación y originando estructuras anticlinales por inversión tectónica. Luego, en el Plioceno, el avance del frente de deformación andino generó procesos de desestabilización de taludes y fallamiento listrico con buzamientos en dirección a la cuenca, que finalizaron en estructuras compresivas de pie de talud. Finalmente, durante el Plioceno tardío y Pleistoceno, la tectónica transtensiva de los sistemas de fallas de Boconó y San Sebastian, dio origen a estructuras de colapso extensional de grandes dimensiones.

La figura 16, muestra la configuración tectónica de la cuenca de Falcon para el Paleoceno-Eoceno medio y para el Eoceno tardío, propuestas por Porras (2000).

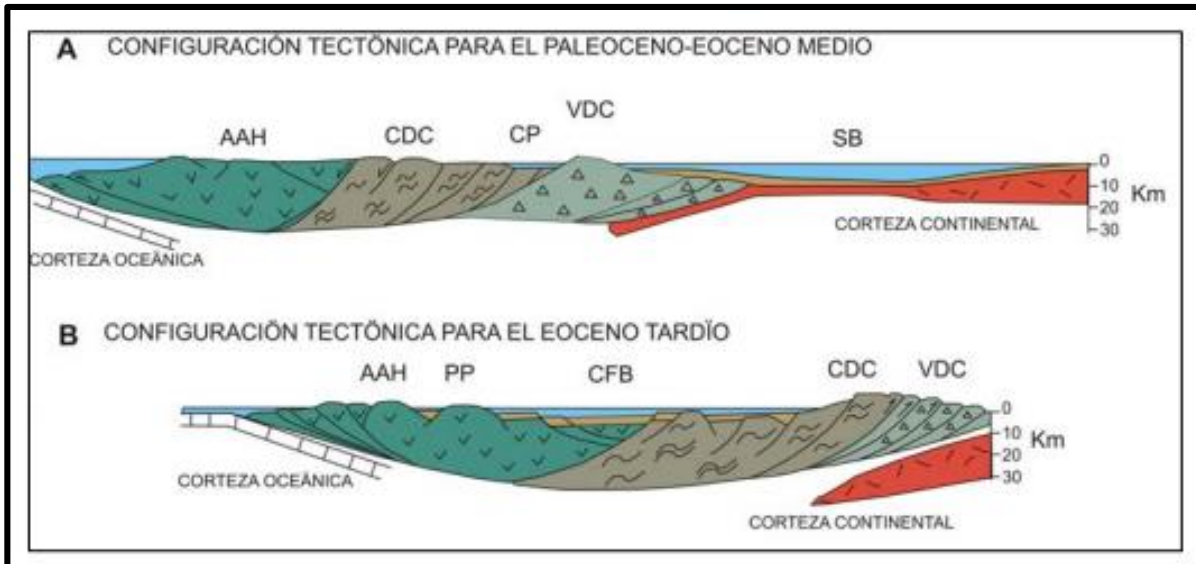


Figura 16. Modelo del orógeno en flotación para la Cuenca Falcón-Bonaire.



Figura 17. Mapa Geológico de la Vela de Coro- Taratara. Tomado de Gonzalez de Juana (1971)

TRABAJO DE CAMPO

El trabajo de diario consistirá en:

- Ubicar los afloramientos observados y los puntos de medición en el mapa base.
- Describir detalladamente cada una de las secuencias estratigráficas expuestas y, simultáneamente, elaborar la(s) respectiva(s) columna(s) estratigráfica(s).
- Medir la orientación espacial de las estructuras de deformación, planares o lineales, visibles a escala mesoscópica (fallas, diaclasas, planos axiales de pliegues, ejes de pliegues).
- Representar en el mapa las trazas de los planos geológicos expuestos en la zona.
- Representar los contactos roca-aluvión. Estos deberán ser dibujados directamente en el campo.

RESULTADOS DEL TRABAJO DE CAMPO

Los resultados del trabajo de campo se condensan en dos aspectos fundamentales:

El mapa geológico; cada grupo elaborará un mapa geológico. Este deberá contener, una vez concluida la fase de campo:

- a- las trazas de las capas con sus respectivos buzamientos
- b- los datos de las estructuras mesoscópicas medidas

c- La ubicación de las columnas estratigráficas que hayan sido levantadas

d- Los contactos roca-aluvión

e- La leyenda geológica-topográfica completa, incluyendo el norte geográfico, el norte magnético y la declinación correspondiente.

La libreta de campo; la libreta será llevada individualmente durante todo el trabajo, de manera que cada estudiante hará sus propias observaciones y descripciones, elaborará sus columnas estratigráficas y tomará las medidas que sean necesarias. Al final de cada jornada, cada equipo entregará la libreta de campo y los datos pasados al mapa.

TRABAJO POSTERIOR AL LEVANTAMIENTO EN CAMPO (TRABAJO DE OFICINA)

Ya de regreso del campo, es necesario interpretar toda la información disponible. Por ello se seguirá la siguiente metodología:

- Elaboración del mapa geológico definitivo
- Elaboración de los cortes o secciones verticales que se requieran para mostrar a) la secuencia estratigráfica de la zona estudiada, b) la(s) estructura(s) dominante(s)
- Construcción de la columna estratigráfica generalizada de la zona estudiada
- Interpretación de la secuencia de eventos ocurridos en la región (reconstrucción de la evolución geológica)
- Elaboración del informe.

Tabla 3. Ruta de Excursión

Día 1		
Parada 1	Corte de Carretera Vía Churuguara	Zona con predominio de intercalación de areniscas color gris con un tamaño de grano de fino a medio, en las cuales se observa presencia de jarosita, con lutitas color gris oscuro. Hacia la parte superior (sur) de la secuencia se observan estructuras tipo huellas de carga, mientras en la parte intermedia se pueden observar algunas concreciones y laminación cruzada. La zona más al norte presenta algunas capas de Calizas de color gris con restos de conchas. Esta secuencia corresponde a la formación Socorro.
Parada 2	Núcleo del pliegue. Zona cercana a la carretera Coro-Churuguara	Se observa una capa de calizas de color meteorizado pardo rojizo y color fresco gris, con alto contenido fosilífero; correspondiente a la capa más externa del plegamiento tipo antiformal observado en el área.
Parada 3	Embalse El Isiro	Se observa una intercalación de areniscas de grano fino y lutitas, con presencia de rizaduras. El mayor espesor lutítico de la secuencia se observa hacia la base de la misma.
Día 2		
Parada 1	Quebrada El Muaco	Hacia el tope de la secuencia predominan capas de areniscas calcáreas de grano medio, intercaladas con lutitas y limolitas calcáreas. Mientras seguimos avanzando hacia el sur, se encuentran capas de areniscas calcáreas de grano medio con presencia de laminación cruzada y niveles conglomeráticos hacia la base. En la zona intermedia a la quebrada, se observa una capa de coquinas, seguida de capas de lutitas grises de gran espesor alternadas con pequeños estratos de areniscas fosilíferas de grano medio. Avanzando hacia la base de la secuencia se observa una serie de capas de calizas arenosas con presencia de fósiles. Por último se evidencian algunas intercalaciones centimétricas de areniscas de grano muy fino, seguidas de un paquete de gran espesor de lutitas color gris claro,

		con presencia de pequeños nódulos de arcilla y algunos niveles de yeso.
Parada 2	Quebrada Caruca	Zona compuesta con una secuencia con presencia de una alternancia de areniscas calcáreas y limolitas y lutitas hacia el tope. Seguida por una caliza arenosa con presencia de estratificación cruzada en su base. Algunas lutitas se encuentran bioturbadas. Hacia la parte intermedia se observa una serie de capas de areniscas calcáreas color pardo de grano mas grueso que las descritas anteriormente con mayor presencia de fosiles hacia el tope y franjas conglomeraticas, intercaladas con capas de lutitas color marrón. También se observa una capa de coquina de matriz arenosa con presencia de ostreas y bivalvos. En lo que corresponde a la base de la secuencia esta compuesta por calizas arenosas de color gris claro, areniscas calcáreas con poca presencia de fósiles y limolitas de color gris las cuales van reaccionando al HCL hacia la base de la secuencia.
Parada 3	Mirador de Carrizal	En este punto se pueden observar, las diferencias topográficas, costras geomorfológicos, litológicos. Además de de evidenciar como el corrimiento de Guadalupe condiciona el área estructuralmente, observándose como los estratos o capas pasan de ser verticales para ir horizontalizandose hacia el este.

ENFOQUES DE LA EXCURSIÓN

Sedimentología

La salida permite realizar un levantamiento y reconocimiento de los aspectos sedimentario más generales; para así establecer un posible origen, desarrollo, evolución del área estudiada, como también permite identificar posibles ambientes sedimentarios antiguos.

Además de la clasificación de las rocas sedimentarias (reconocimiento de estructuras sedimentarias, arreglo interno, textura y morfología, contactos).

Estratigrafía

- Elaborar una columna estratigráfica.
- Definir la(s) secuencia(s) estratigráfica(s) representativa(s) de un área y su significado en función de la historia sedimentaria de la región.
- Reconocer y evaluar discordancias.
- Establecer y reconocer unidades litoestratigráficas.
- Interpretar y evaluar la distribución y tipos de fósiles en secuencias sedimentarias.
- Establecer, reconocer y evaluar unidades bioestratigráficas.
- Correlacionar varias secuencias sedimentarias utilizando criterios físicos y/o paleontológicos, según el caso.
- Establecer, reconocer y utilizar las unidades cronoestratigráficas y las escalas geocronológicas.
- Establecer e interpretar las relaciones verticales y laterales de los cuerpos de roca, o relaciones de facies, en una cuenca sedimentaria.

-Conocer y utilizar la metodología adecuada para la síntesis estratigráfica de cuencas sedimentarias.

Paleontología

La práctica de campo puede ser usada para que el estudiante identifique de manera amplia los distintos restos de fósiles encontrados en el área, para reconstruir y determinar de manera general la edad relativa de los cuerpos rocosos estudiados y el ambiente sedimentario al que pertenecen.

Geología estructural

El propósito de esta asignatura es formar al estudiante para el estudio geométrico de las estructuras de las rocas.

Esta práctica de campo proporcionará a los estudiantes datos que les permitan describir, identificar e ilustrar diversas estructuras geológicas de carácter local y regional, permitiéndole describir, establecer y comprender los distintos procesos de deformación producto de los esfuerzos que actúan sobre las rocas.

Además de dilucidar el contexto tectónico y las condiciones bajo las cuales se produjo dicha deformación.

Geomorfología

El propósito de la asignatura es ofrecer al estudiante una herramienta teórica y práctica que le permita utilizar los aspectos de mayor interés de la interpretación geomorfológica relativa a las “formas de relieve” y “modelados” como vías de conocimiento de las características estructurales, litológicas y dinámicas de la realidad geológica.

Esta salida permite mostrar distintas formas de relieves, características estructurales y tipos litológicos; que permitan al estudiante analizar e interpretar la dinámica tectónica y procesos geológicos ocurridos en el área.

BIBLIOGRAFÍA

Audemard, F. (1997). "Tectónica activa de la región septentrional de la cuenca invertida de Falcón, Venezuela occidental". *Memorias del VIII Congreso Geológico Venezolano*. Tomo I, pp. 93-100.

Audemard, F. (2001). "Quaternary tectonics and present stress tensor of the inverted Falcón Basin, northwestern Venezuela." *Journal of Structural Geology*.

Audemard, F.; Singer, A.; Rodríguez, J y Beltran, C (1994) "Definición de la traza activa del sistema de fallas Oca-Ancón, noroccidente de Venezuela" VI Congreso Venezolano de Geofísicos, Soc. Venezolana de Ingenieros Geofísicos, Tomo I.

Bezada M., Schmitz M.; Jácome M.I.; Rodríguez J.; Audemard F. and Izarra C. (2008) "Crustral structure in the Falcón Basin area, north western Venezuela, from seismic and gravimetric evidence". *Geodynamics* 45.

Boesi, T., Y Goddard, D (1991) "A new geologic model related to the distribution of hydrocarbon source rocks in the Falcón Basin, Northwestern, Venezuela. I: Biddle, K. T. (ed) *Active Margin Basins*". American Association of Petroleum Geologists, memoirs, 52.

Cabrera, E. (1985) "Evolución estructural de Falcon Central". Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo especial de grado para optar al título de Magister Scientiarum, inédito.

Figuroa, A y Perez, M (2009) "Análisis geológico-estructural de Falcón occidental. Sistema de fallas de Oca-Ancón". Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo especial de grado para optar al título de Ingeniero Geólogo.

González de Juana, C (1971) "Guía de la excursión a la estructura de la Vela de Coro (Falcón)". *Memoria cuarto Congreso Geológico Venezolano*. Tomo I, pp. 317-326.

González de Juana, Picard C. X., e Iturralde J. M. (1980). "Geología de Venezuela y sus Cuencas petrolíferas". Ediciones Foninves, Caracas, 2 vols.

González, P. (2009) "Control sedimentológico y análisis de las Formaciones Socorro y Caujarao, Campo La Vela, estado Falcón". Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo especial de grado para optar al título de Ingeniero Geólogo.

Hidalgo, J. (2006) "Tectonoestratigrafía de la parte central de la cuenca de Falcón basada en la integración y reinterpretación de la geología de superficie y en la construcción de un transecto regional". Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela, Caracas.

Macellari, C. (1995). "Cenozoic sedimentation and tectonics of the southwestern Caribbean pull-apart basin, Venezuela and Colombia, Petroleum basins of South America", *AAPG Memoir* 62, pp. 757-780.

Muessig, K. (1984). Structure and Cenozoic tectonics of the Falcón basin, Venezuela and adjacent areas, in Bonini, W.E., Hangraves, R.B., Shagam, R. (editors) *The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics*, Geological Society of America, Memoir 162, pp. 217-230.

Porras, L. (2000) "Evolución tectónica y estilos estructurales de la región costa afuera de las cuencas de Falcón y Bonaire". VII Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas.

Wheeler, C.B. (1963). "Estratigrafía del Oligoceno y Mioceno Inferior de Falcón Occidental y nororiental". Creole Petroleum Corporation. p. 407-465.

Excursión Río Miguelena, estado Vargas

UBICACIÓN

La zona de estudio se encuentra enmarcada en el Río Miguelena, Universidad Simón Bolívar, núcleo Vargas, estado Vargas.

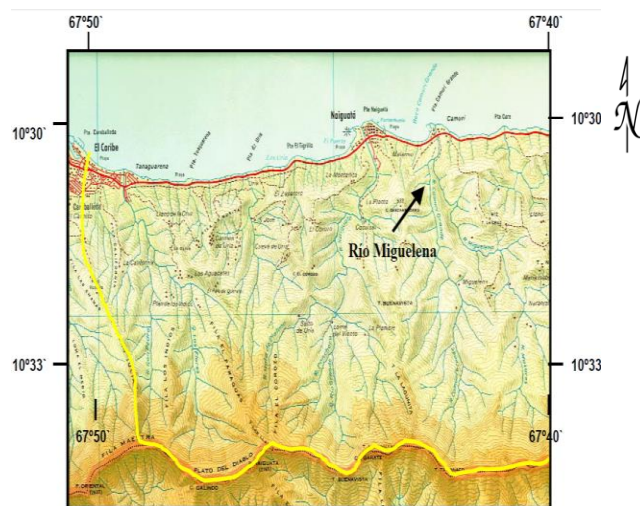


Figura 18. Mapa de ubicación. Tomado de Cano y Melo (2002).

OBJETIVO GENERAL

Aplicar las estrategias y metodología para el estudio de rocas metamórficas en campo, con la finalidad de cartografiar y establecer inferencias genéticas en terrenos donde afloren dichas rocas.

OBJETIVOS ESPECIFICOS

- Establecer y describir la mineralogía y litología de los tipos de roca que afloren en la zona y se reporten en la bibliografía.
- Determinar el protolito y facies metamórficas de las rocas aflorantes, para establecer el origen de las mismas y el tipo de metamorfismo al que fueron sometidas.

- Determinar el ambiente tectónico de las rocas aflorantes.
- Establecer la relación espacial entre todas y cada una de las facies que afloren en la zona con respecto a las relaciones espaciales vistas en clase.
- Realizar la cartografía geológica del área a escala 1:5.000.
- Realizar un corte geológico donde se representen las unidades aflorantes.

ALCANCE DE LA PRÁCTICA

Una vez concluida la práctica, el estudiante deberá estar en capacidad de trabajar en terrenos donde afloren rocas metamórficas y determinar las facies, relaciones y ambiente tectónico.

Así mismo deberá estar en capacidad de elaborar mapas y cortes esquemáticos basados en la información recolectada en campo y de trabajo previos.

METODOLOGÍA A SEGUIR

Al momento de estudiar un conjunto de rocas metamórficas es necesario conocer una serie de parámetros que permitan realizar inferencias acerca del origen y los diferentes eventos de deformación que estas hayan sufrido.

Descripción litológica

Es importante señalar que dentro de la descripción litológica se deberá incluir una descripción muy detallada de la roca, en el sentido de definir:

- Mineralogía de la muestra
- Color fresco y meteorizado
- Tamaño de los cristales
- Texturas metamórficas observables
- Tipo de foliación (de existir)
- Nombre del tipo de roca
- Posible roca fuente (protolito)

Así mismo, la descripción de la zona deberá incluir:

- Tipo de metamorfismo de ser posible
- Facies metamórficas: Empleando las tablas de relaciones mineralógicas
- Unidad litológica: En caso de ser posible, se deberá identificar a que unidad litológica pueda pertenecer el afloramiento estudiado.
- Contactos: De igual forma es necesario indicar la forma o el tipo de contactos con otras unidades, posteriormente se deberá describir a detalle dicho contacto.

Términos a emplear durante la práctica

Los cuales se deberá tener manejo al momento de realizar la misma:

- Tipos de rocas metamórficas
- Facies Metamórficas
- Suite Ofiolítica
- Modelo tectónico del Caribe según Talikdar & Loureiro (1982).
- Obducción.
- Metodología de estudio de rocas metamórficas

MARCO GEOLÓGICO GENERAL

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Fallamientos Principales

Según Urbani (2000), los principales tipos de fallas en la zona son los sistemas de fallas rumbo E-W, entre ellas el sistema de fallas de San Sebastián, que controlan la linealidad de la costa entre Morón y La Sabana; éstas son denominadas por WEHRMANN (1972) como fallas longitudinales. La cuales probablemente fueron corrimientos al momento en que el frente de la colisión estaba en este meridiano, siendo posteriormente reactivadas con movimiento mayormente normal y de transcurrancia dextral. Siguen en importancia las fallas con rumbo NW.

-SE (transversales de Wehrmann) éstas usualmente desplazan dextralmente las anteriores. También están las fallas con rumbo NE-SW que por lo general han sido interpretadas como inversas, con ángulo variable y con buzamiento norte.

Bloques tectónicos

Urbani (2000) define los siguientes bloques tectónicos, tomando en cuenta los patrones de fallamiento y las diferencias en cuanto a la forma de interactuar las tres asociaciones metamórficas. Esto les permitió definir cinco principales bloques tectónicos.

En dirección este – oeste estos bloques se delimitan por fallas con dirección NW-SE con gran movimiento vertical, mientras que dentro de cada bloque, las asociaciones están entremezcladas tectónicamente en forma compleja.

Tabla 4. Tabla donde se muestran las características de los bloques tectónicos. Tomado de Urbani (2002).

Bloque	Interacción entre las sociaciones Metamórficas (AM)	Características geográficas
Colonia Tovar	AM Ávila-AM Caracas (con fallas NE y NW)	La mayor elevación es el pico Codazzi (2.470 m s.n.m.), que constituye el mayor pico de la Cordillera fuera del macizo del Ávila
Chichiriviche	AM La Costa-AM Ávila-AM Caracas (compleja intercalación con fallas NE y NW)	< 2.200 m s.n.m.
Carayaca	AM La Costa-AM Caracas (con fallas NE y NW). Notable ausencia de la AM Ávila	< 2.200 m s.n.m.
Galipán	AM La Costa-AM Ávila (con fallas NE, NW y E-W). AM Ávila-AM Caracas (con fallas E-W).	< 2.200 m s.n.m. Su mayor elevación es el pico Ávila (Hotel Humboldt) de 2.159 m s.n.m.
Naiguatá	AM La Costa-AM Ávila-AM Caracas (con fallas E-W). El macizo del Ávila muestra una estructura horst	Posee las mayores alturas de la Cordillera, Silla de Caracas (2.640 m) y Naiguatá (2.765 m s.n.m.)
Chuspa	AM La Costa-AM Ávila-AM Caracas (con fallas E-W y NW)	< 1.500 m s.n.m.

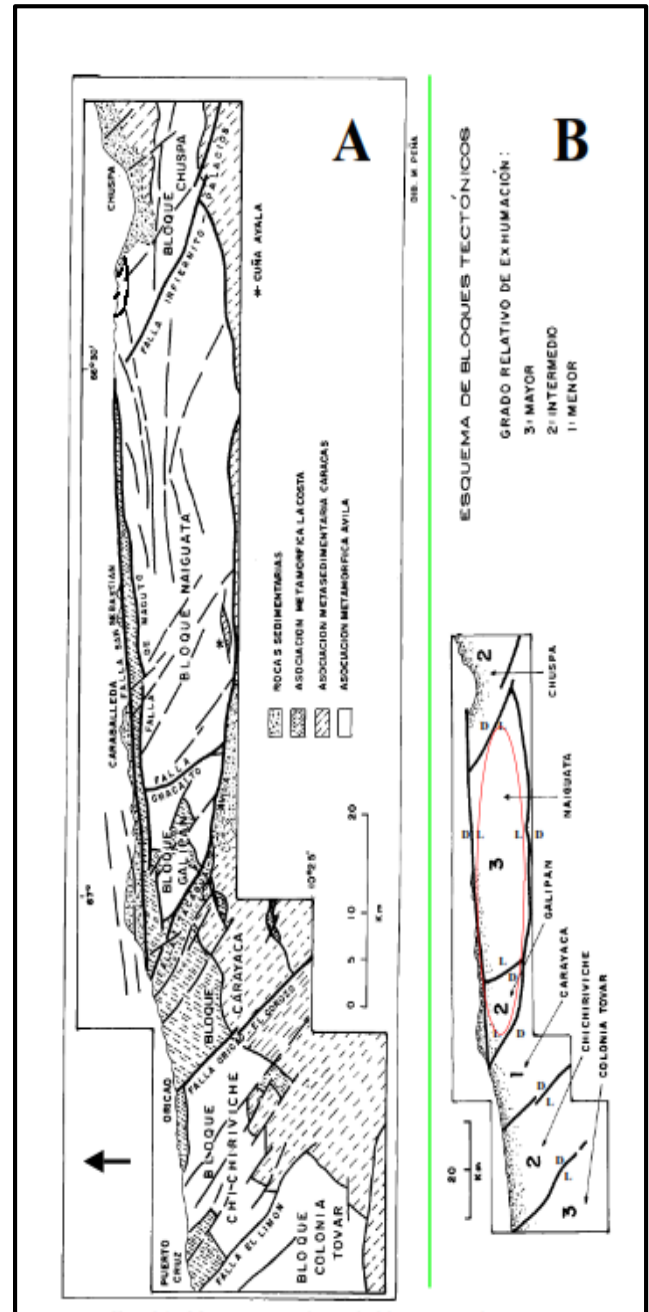


Figura 19. Mapa esquemático de los bloques tectónicos. Tomado de Urbani (2002).

Fallamientos principales

Los principales tipos de fallas en la zona abarcada por la son de rumbo E-W, entre ellas encontramos el sistema de fallas de San Sebastián, el cual controla la linealidad de la costa entre Morón y La Sabana, estas fallas son denominadas por Wehrmann (1972) como fallas longitudinales´

Estas probablemente se generaron como corrimientos al momento en que el frente de la colisión estaba en este meridiano, siendo

posteriormente reactivadas con movimiento mayormente normal y de transcurrancia dextral.

A estas fallas le siguen en orden de importancia las fallas con rumbo NW-SE que usualmente desplazan dextralmente.

También están las fallas con rumbo NE-SW que por lo general han sido interpretadas como inversas, con ángulo variable y con buzamiento norte (Urbani, 2002).

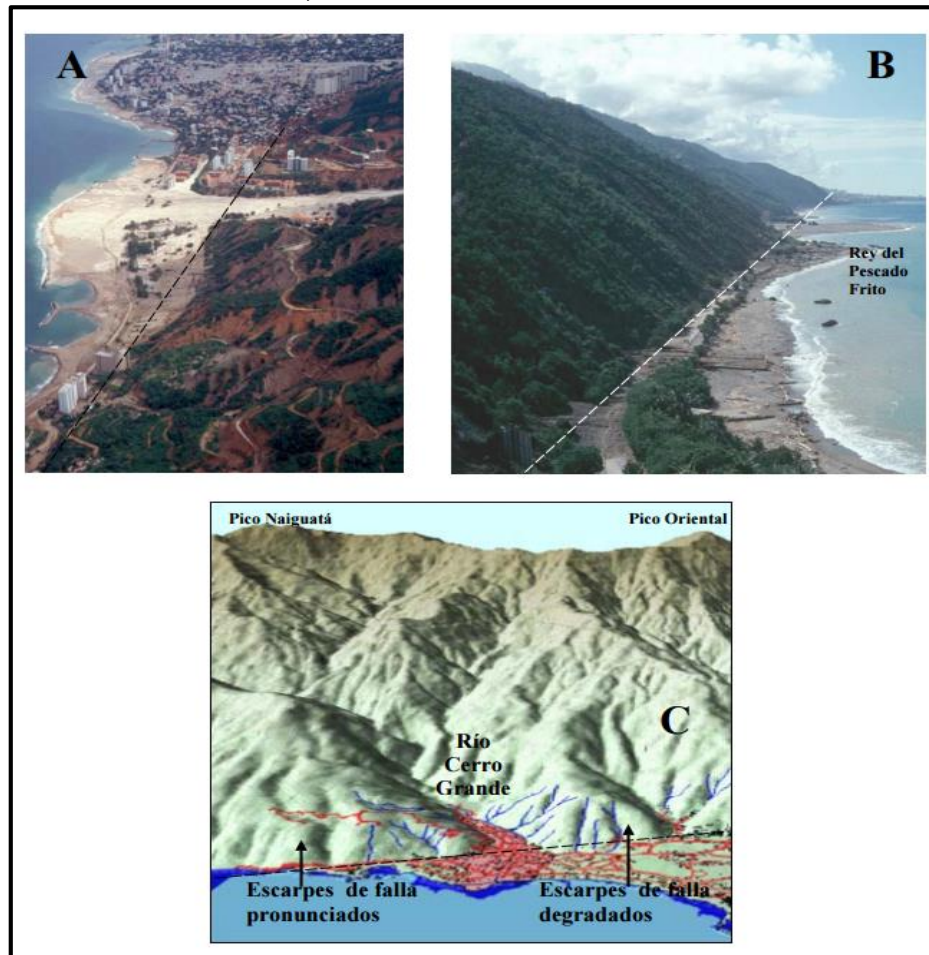


Figura 20. Panorámicas de la zona costera donde pasa la traza de la Falla de San Sebastián.

A: Sector Camurí Chiquito – Caraballeda con una expresión muy degradada de los escarpes de falla (Tomado de Singer 2000).

B: Vista desde Punta El Tigrillo hacia Tanaguarena que por el contrario, muestra pronunciados escarpes de falla (Tomado de Urbani 2000a).

C: Imagen digital de la zona del Río Cerro Grande (Imagen procesada en DIGECAFA y tomada de Prato 1999).

PETROLOGÍA

Urbani (2002) divide la zona de estudio en 3 asociaciones, descritas a continuación.

La Asociación Metamórfica de la Costa (AMC): compuesta por una compleja mezcla de litología metaígneas y metasedimentarias, con presencia de elementos ofiolíticos, donde los minerales ferromagnesianos metamórficos indican que fue sometida a un régimen de alta presión-baja temperatura. Esta unidad corresponde a un terreno adosado debido a la interacción por la colisión oblicua entre las placas Caribe y suramericana.

Sus unidades constitutivas son:

Mármol de Antimano: donde predominan rocas carbonáticas entremezcladas con rocas máficas y esquistos con mineralogía variada.

Anfibolita de Nirgua: resalta la presencia de rocas anfibolíticas de diversos tipos, incluyendo eclogitas y glaucofanita, igualmente presenta esquistos gneises de mineralogía variable.

Esquisto de Tacagua: unidad metasedimentaria en su mayoría, con presencia de esquisto grafitoso formado en una cuenca anóxica, donde los sedimentos terrígenos están interestratificados por capas de material piroclástico.

Serpentinita: cuerpos compuestos por serpentinita propiamente dicha, anfibolita granatífera, anfibolita, metagabros, etc. Estos cuerpos se encuentran ubicados usualmente cerca de fallas.

Asociación Metamórfica el Ávila (AMA): presenta edades desde el Precámbrico al Paleozoico, correspondientes a unidades típicas de un margen pasivo de corteza continental, representando un basamento exhumado, donde a gran escala muestra una estructura antiforme. La configuración del macizo Ávila muestra una estructura tipo *horst*, controlado en su mayoría por la falla de San Sebastián, Macuto y Ávila, con algunas fallas intermedias que producen un escalonamiento topográfico notable tanto en el flanco norte como en el sur.

Asociación metasedimentaria Caracas:

La Asociación Metasedimentaria Caracas (AMCaracas), como su nombre lo indica está constituida por rocas de origen sedimentario, con dos unidades principales, a saber:

1- Esquisto de Las Brisas: con rocas de colores claros, con predominio de esquisto con una variable combinación de muscovita, clorita, cuarzo y albita, así como metarenisca y metaconglomerado. Las rocas del Esquisto de Las Brisas corresponden a sedimentos de ambientes plataformales de aguas poco profundas (Urbani 2002).

2-Esquisto de Las Mercedes: con rocas de colores gris oscuro a negro, mayormente filita y esquisto grafitoso, pero con cantidades esenciales de cuarzo, muscovita, albita y calcita, minoritariamente hay niveles de metarenisca. El esquisto de Las Mercedes, corresponde a ambientes marinos profundos y a veces anóxicos, donde se observan ocasionales cuerpos de arena aportados por flujos turbidíticos (Urbani 2000).

El metamorfismo de toda la Asociación alcanza la facies de los esquistos verdes, zona

de la clorita, con algunos pocos lugares con trazas de biotita o granate.

La sedimentación ocurrió en un ambiente de margen continental pasivo, como una cobertura sobre un basamento granítico poco expuesto, como lo es el Gneis de Sebastopol, que pudiera corresponder al margen de la placa suramericana sobre la extensión del cratón de Guayana.

La separación formal entre las asociaciones La Costa, Ávila y Caracas fue postulada en 1989, pero conviene hacer notar que en el mapa geológico de Aguerrevere y Zuloaga (1937) se muestran símbolos diferentes para las rocas del macizo del Ávila (líneas verticales segmentadas), en comparación a las rocas al sur de la falla del Ávila (líneas verticales continuas).

Tabla 5. Tabla resumen donde se muestran las distintas asociaciones con sus tipos litológicos y respectivos minerales que marcan el índice de metamorfismo para la zona.

ASOCIACIONES	ROCA	FACIES METAMORFICAS	MINERAL INDICE	RELACIÓN P/T
Asociación metamórfica de la Costa	Marmol de Antimano	Esquistos Verdes/ Anfibolita/Anfibolita Granatífera	Clorita+Epidoto Clorita Clorita+Actinolita	Baja/Media
	Anfibolita de Nirgua			
	Esquisto de Tacagua			
	Serpentinita			
Asociación metamórfica Ávila	Augengneis de Peña de Mora	Esquistos verdes	Prehenita- Pumpellita+ Clorita	Baja
	Esquisto de San Julián			
Asociación metasedimentaria Caracas	Esquisto de las Brisas	Esquistos verdes	Clorita	Baja
	Esquisto de las Mercedes			

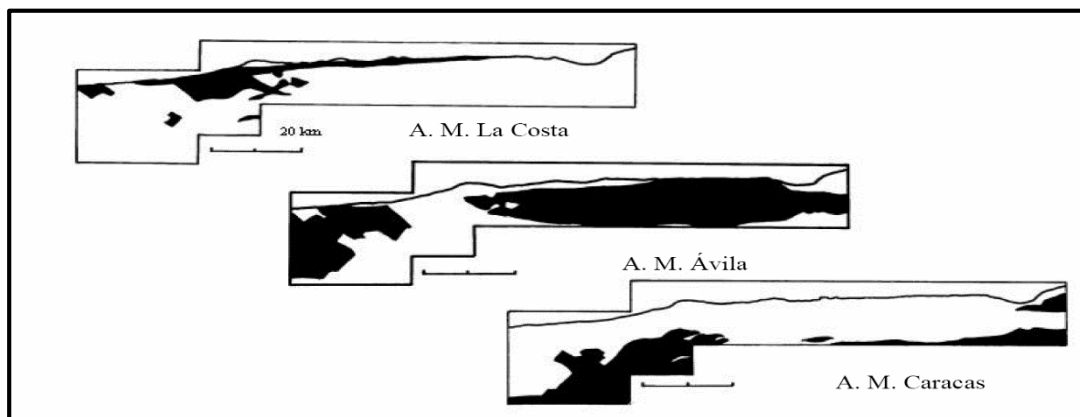


Figura 21. Distribución de las Asociaciones Metamórficas de la Serranía del Litoral. Urbani (2005)

Tabla 6. Tabla que muestra Las facies metamórficas se encuentran en distintas secuencias regulares, definido por Miyashiro (1961).

Facies	Mineral o asociación mineral diagnóstico
Zeolitas	Zeolitas, como laumontita y heulandita (estos silicatos cálcicos son los diagnósticos en lugar de prehnita, pumpellyita, o epidota)
Prehnita-Pumpellyita	Prehnita+pumpellyita, prehnita+actinolita, pumpellyita+actinolita (prehnita y pumpellyita son los silicatos cálcicos diagnóstico en lugar de epidota o zeolitas)
Esquistos Verdes	Actinolita+albita+clorita+epidota (epidota es el silicato cálcico diagnóstico en lugar de zeolitas, prehnita o pumpellyita)
Anfibolitas con epidota	Hornblenda+albita+epidota±clorita
Anfibolitas	Hornblenda+plagioclasa
Corneanas piroxénicas	Clinopiroxeno+ortopiroxeno+plagioclasa (olivino estable con plagioclasa, i.e., baja P)
Sanidinitas	Clinopiroxeno+ortopiroxeno+plagioclasa (olivino estable con plagioclasa, i.e., baja P) con variedades de muy alta temperatura como pigeonita y labradorita rica en K
Esquistos azules	Glaucofana+epidota±granate, glaucofana+lawsonita, glaucofana+lawsonita+jadeita (albita estable)
Eclogita	Onfacita+granate (plagioclasa no estable, olivino estable con granate, i.e., alta P)
Granulitas	Clinopiroxeno+ortopiroxeno+plagioclasa (olivino no estable con plagioclasa ni granate, i.e., P intermedia)

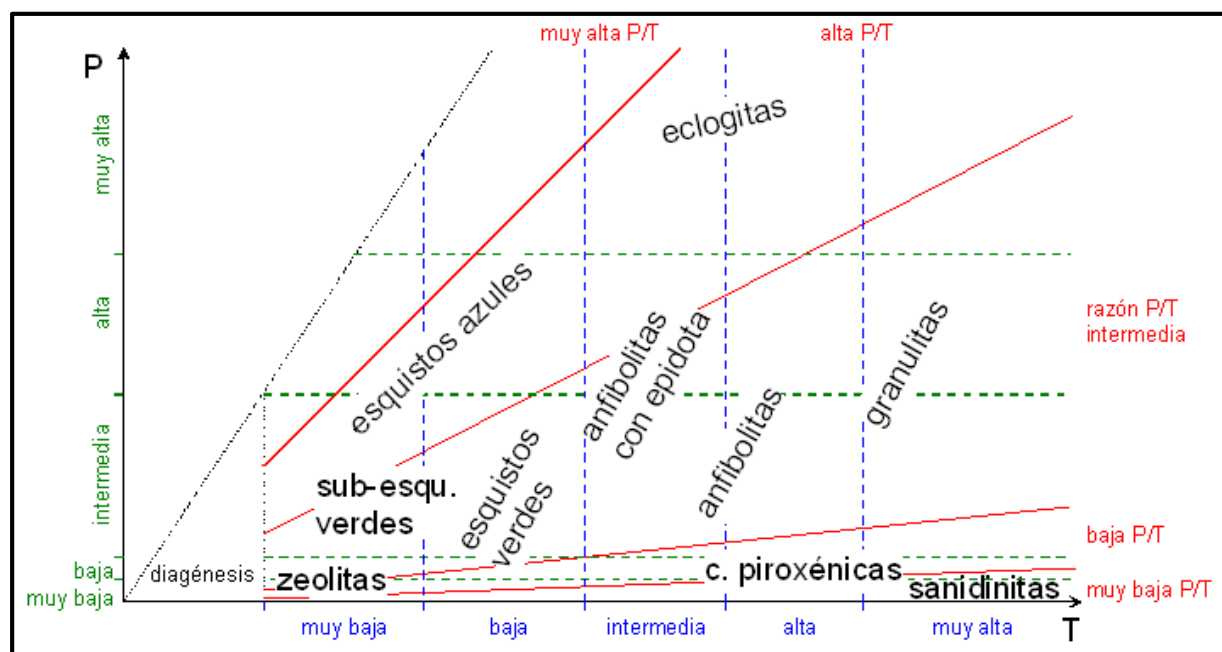


Figura 22. Representación esquemática en el espacio P-T de los cinco sectores de temperatura y presión, los cinco sectores radiales de razones P/T, y las diez principales facies.

Disponible en: (SCMR-IUGS). Versión WEB. 31/01/2003.

FORMACIONES PRESENTES

Tabla 7. Formaciones Presentes

FORMACIÓN	EDAD	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	CONTACTOS	CORRELACIÓN	PALEO- AMBIENTE
Asociación Metamórfica La Costa (Complejo La Costa)	Mesozoico	Está constituido por una mezcla compleja de litologías fundamentalmente esquistos de variada mineralogía, mármol, anfibolita, anfibolita granatífera, anfibolita glaucofánica, eclogita, rocas metavolcánicas, en fin todos aquellos tipos de rocas constituyentes de las fases Antímano, Tacagua y Nirgua.	En todos los casos se han interpretado como contactos tectónicos		Las rocas que lo constituyen representan multitud de ambientes geológicos de formación, mezclados tectónicamente como consecuencia de la colisión entre las placas del Caribe y Sur América.
Asociación Metamórfica Avila (Complejo Avila)	Pre-Mesozoico	Las litologías más resaltantes de este complejo son los gneises graníticos (Augengneis de Peña de Mora), los cuales están rodeados de esquistos (Esquisto de San Julián).	Los contactos del Complejo Avila con las rocas del Complejo la Costa al norte, son de falla, tanto de ángulo alto como de corrimientos, mientras que en el flanco sur, usualmente están en contacto con fallas de ángulo alto con las rocas del Grupo Caracas.	En base a las características litológicas y posibles edades, Urbani y Ostos (1989) sugieren una correlación con el Complejo de Yaritagua y con parte de las rocas cartografiadas como Formación Las Brisas en el estado Yaracuy.	

RUTAS DE EXCURSIÓN

Tabla 8. Rutas de Excursión

PARADA 1	Campus de Núcleo del Litoral de la Universidad Simón Bolívar	Descripción
PARADA 2	Aluvión, terrazas	En la margen izquierda del Río se observan terrazas aluviales antiguas, donde hasta a 6-8 m sobre el nivel actual se ven grandes bloques graníticos
PARADA 3	Esquisto de Tacagua	Zona con predominio de rocas verdes, con finas intercalación de tales rocas verdes con aquellas oscuras, lo que se ha interpretado como una secuencia de cenizas volcánicas con sedimentos terrígenos. Los afloramientos de esta unidad en el río Miguelena no son especialmente buenos, pero al igual que en otros sectores del estado Vargas, consiste de las típicas rocas de color verde claro (esquisto actinolítico epidótico) intercaladas con rocas oscuras (esquisto grafitoso ± mármol ± esquisto carbonático). Esta combinación de rocas se ha interpretado como tobasvolcánicas intercaladas con sedimentos pelíticos ± carbonáticos, probablemente en una cuenca anóxica. En algunas localidades costeras de esta unidad, MÉNDEZ & NAVARRO (1987) y BECALUVA <i>et al.</i> (1995) reconocen metalava, que a partir de su caracterización geoquímica interpretan como de afinidad MORB ("Mid-Ocean Ridge Basalt"). En los trabajos de tesis de la UCV (CANO & MELO 2002, CASTILLO & SUÁREZ 2002) se indica que en algunas muestras el anfíbol aparece en su variedad verde azul (barroisita), indicativa que han sufrido un metamorfismo en un régimen de AP – BT. Más recientemente, el grupo de trabajo coordinado por el Prof. Michele Marroni con investigadores de las universidades italianas de Pisa y Ferrara, y de la UCV, en rocas de esta unidad en la zona de Carayaca, ha reportado el anfíbol crossita igualmente un mineral de alta presión. Según el trabajo de BRAVO & VILAS (2002) las mediciones microtectónicas en un afloramiento de esta Unidad en el Río Miguelena resultó en un S_1 de N43°W y declive de 14° SE (ver Anexo 1). En la zona de Carayaca, ELLERO <i>et al.</i> (2002a,b) caracterizan cuatro fases de deformación en esta unidad.
PARADA 4	Mármol de Antímano	Los afloramientos de esta unidad en el río Miguelena se caracterizan por la presencia de cuerpos de mármol muy plegados que incluyen intercalaciones y boudines de rocas anfibólicas. Igualmente se observan rocas con grado creciente de foliación presentándose toda la gama desde mármol masivo hasta esquisto carbonático; esto debido al incremento del contenido de muscovita. En uno de los afloramientos a visitar se observa una roca carbonática de grano grueso que se ha interpretado como un metaconglomerado carbonático. Las rocas anfibólicas tanto de esta unidad como de las otras de la AMLA, se caracterizan por la presencia de anfíbol verde-azul (barroisita) y ocasionalmente glaucofano, típicas de rocas sometidas a un régimen metamórfico de AP – BT (Urbani, 2002) Las rocas máficas y en especial las eclogitas de la AMLC han sido intensivamente estudiadas en la zona de Puerto Cabello (M ORGAN 1966, 1968), así como TALUKDAR & LOUREIRO (1982) en la zona de Puerto Cruz - Carayaca. Las unidades de la AMLC se han interpretado como un melange metamórfico, donde las condiciones registradas de alta presión indican que se formaron durante o antes del picometamórfico de una zona de subducción del Cretácico medio (TALUKDAR & LOUREIRO 1982, Sisson <i>et al.</i> 1997).

PARADA 5	Rocas máficas y ultramáficas	Esta parada se encuentra en un afluente de la margen izquierda del río Miguelena, denominado por los lugareños como quebrada Serrano o Verde, topónimo este último, indicativo del aspecto de las rocas del sitio. Se observa claramente la zona de serpentinita de color verde intenso, y el material granular procedente de la quebrada era verde, que contrastaba con los sedimentos aportados por el río Miguelena (Urbani, 2002). Este cuerpo de serpentinita y rocas asociadas fue cartografiado por CANO & MELO (2002). Por las observaciones de campo e interpretaciones de fotografías aéreas, se conoce que tiene una geometría vertical y tabular, lenticularizándose hacia los extremos. Se extiende por 2 km en dirección E-O, observándose adicionalmente en el río Masare, otro de los afluentes del río Camurí Grande. Si bien se cartografía como “Serpentinita”, se distinguen otros tipos de rocas. ARIAS <i>et al.</i> (2002) analizan petrográfica y químicamente un grupo de muestras del cuerpo, de los cuales la litología predominante es la serpentinita (desde casi pura a clorítica), y cantidades minoritarias pero bien expuestas de cloritocita, anfíbolita (actinolita, clorítica, clorítico-epidótica, clorítica-epidótica-granatífera) y metagabro (con anfíbol, plagioclasa y clorita). El anfíbol en todas las variedades litológicas es actinolita, ya sea sola o acompañada con barrosita. La asociación mineralógica presente indica que las rocas estuvieron sujetas a una fase metamórfica de AP - BT (indicado por la presencia de barrosita + granate), ya comentado para la parada anterior, habiendo sido sometidas a un segundo evento en las facies de los esquistos verdes, probablemente no mayor a la zona de clorita (actinolita, clorita, epidoto) (Urbani, 2002).
PARADA 6	Complejo San Julián	Esta parada es la primera de la Asociación Metamórfica Ávila (AMÁ) de edad Paleozoico-Precámbrico. Aquí se muestran rocas esquistosas y gneísicas de mineralogía cuarzo feldespática micácea con intercalaciones de rocas máficas. Estas rocas son predominantemente metaígneas. Se notará claramente la foliación y estructuras plegadas en dominio dúctil, inclusive con evidencias de foliación transpuesta, como los típicos remanentes desconectados de las partes apicales de pliegues (Urbani, 2002). La unidad, previamente denominada como “Esquisto de San Julián” por URBANI & OSTOS (1989), fue modificada a Complejo San Julián por URBANI <i>et al.</i> (2000), adaptándose así a las normas de unidades litodémicas, asignándole el nombre de Complejo, ya que posee tipos de rocas entremezclados de diversos orígenes: metasedimentos (esquistos micáceos), plutónicas félsicas (gneis de diversos tipos de composición, globalmente granítica), plutónicas - hipoabisales -volcánicas de naturaleza máfica (rocas anfibólicas muy diversas). Las litologías más finas de esta unidad (esquisto y gneis) se encuentran intercaladas concordantemente, ya sea en forma abrupta o transicional, con niveles de augengneis. Entonces, a los efectos de la cartografía geológica, cuando predomina el augengneis o gneis de grano grueso en áreas representables en los mapas a escala 1:25.000, lo denominamos como Augengneis de Peña de Mora, mientras que en la mayor parte, donde la litología de augengneis no aparece o es minoritaria, se cartografía como Complejo San Julián (Urbani, 2002).

PARADA 7	Augengneis de Peña de Mora	Según Urbani (2002), en esta parada se observa el gneis de grano grueso con la típica estructura de ojos. En la cuenca del Río Miguelena se distinguen tres tipos litológicos. A los efectos prácticos de la cartografía geológica regional se ha utilizado el nombre de Augengneis de Peña de Mora, para todos los cuerpos con predominio de este tipo de roca en la Serranía del Litoral. Se conocen desde Chirimena (Miranda) hasta Urama (Carabobo). Aquí conviene recalcar que la estructura augen se forma por la deformación de rocas graníticas de grano grueso a muy grueso (OSTOS 1987a,b), por consiguiente, no se puede esperar que todos los cuerpos cartografiados como pertenecientes a esta Unidad, provengan de un protolito de la misma edad que el de la localidad tipo en la Carretera Vieja Caracas - La Guaira (1,56 Ga). Seguramente al continuar los trabajos geocronológicos se encontrará toda una gama de edades.
-----------------	-----------------------------------	---

ENFOQUES DE LA SALIDA

Geomorfología

El propósito de la asignatura es ofrecer al estudiante una herramienta teórica y práctica que le permita utilizar los aspectos de mayor interés de la interpretación geomorfológica relativa a las “formas de relieve” y “modelados” como vías de conocimiento de las características estructurales, litológicas y dinámicas de la realidad geológica.

Esta salida permite mostrar distintas formas de relieves, características estructurales y tipos litológicos; que permitan al estudiante analizar e interpretar la dinámica tectónica y procesos geológicos ocurridos en el área.

Petrología

Esta asignatura concibe como propósito la tarea de enseñar los procesos geológicos que afectan a rocas tanto ígneas como metamórficas.

Atraves de esta salida se podrán reconocer y clasificar rocas metamórficas, así como también establecer de forma general sus condiciones de formación, así como también establecer el o los tipos de metamorfismos en el área de estudio.

En la parte de Petrogénesis Metamórfica se puede abordar fundamentalmente la modelización termodinámica de las asociaciones minerales metamórficas, mediante el reconocimiento y uso de minerales índice de metamorfismo como indicadores, para realizar una reconstrucción e interpretación de las trayectorias metamórficas.

Geología estructural

El propósito de esta asignatura es formar al estudiante para el estudio geométrico de las estructuras de las rocas. Esta práctica de

campo proporcionara a los estudiantes datos que les permitan describir, identificar e ilustrar diversas estructuras geológicas de carácter local y regional, permitiéndole describir, establecer y comprender los distintos procesos de deformación producto de los esfuerzos que actúan sobre las rocas.

Además de dilucidar el contexto tectónico y las condiciones bajo las cuales se produjo dicha deformación.

BIBLIOGRAFÍA

Aguerrevere S. E. (1955) "Aspectos geológicos en la construcción de la autopista Caracas - La Guaira". *Revista Colegio Ingenieros de Venezuela*, Caracas, (255): 4-8.

Aguerrevere, S. & Zuloaga (1937). "Observaciones geológicas de la parte central de la Cordillera de la Costa, Venezuela. Bol. Geol. y Min".

Barboza L. & S. Rodríguez (2002) "Integración de la geología del estado Vargas y del flanco sur del macizo del Ávila". *Geos*, UCV, Caracas.

Bellizzia A. (1986) "Sistema Montañoso del Caribe – Una cordillera alóctona en la parte norte de América del sur". *VI Congr. Geol. Venezolano*, Caracas, *Memorias*, 10: 6657-6836.

Bellizzia, A. (1967) "Rocas ultrabásicas en el sistema montañoso del Caribe y yacimientos minerales asociados". Bol. Geol., Caracas, 8(16): 159-168.

CANO,V.& MELO,L.(2001). "Reconocimiento geológico entre las cuencas de Quebrada Seca y Río Care, Estado Vargas. U.C.V. Departamento de Geología. Trabajo Especial de Grado.

Urbani, F & Ostos, M (1989) "El Complejo Ávila, Cordillera de La Costa, Venezuela". *Geos*, UCV, Caracas. pp. 205-217.

Urbani, F (2002) "El río Miguelena de Camurí Grande, estado Vargas: Una ventana a la geología de la Cordillera de la Costa. Guía de excursión". Guía de Excursiones Geológicas No. 02-1 Ediciones Sociedad Venezolana de Geólogos, Caracas.

Urbani F. (2002^a) "Geología del área de la Autopista y Carretera Vieja Caracas - La Guaira, Distrito Capital y estado Miranda. Guía de excursión". *Geos*, UCV, Caracas, 35: 27-41, (+versión completa en CD).

Urbani, F (2002b) "Nomenclatura de las unidades de rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera de la Costa, Venezuela". *Geos*, UCV, Caracas, 35: 61, (+versión completa en CD).

Urbani, F. (2000) "Revisión de las Unidades de rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera de la Costa, Venezuela". *Geos*, Caracas, (33): 1-170.

Excursión Embalse Camatagua, Camatagua estado Aragua

UBICACIÓN:

Embalse de Camatagua, Camatagua, estado Aragua.

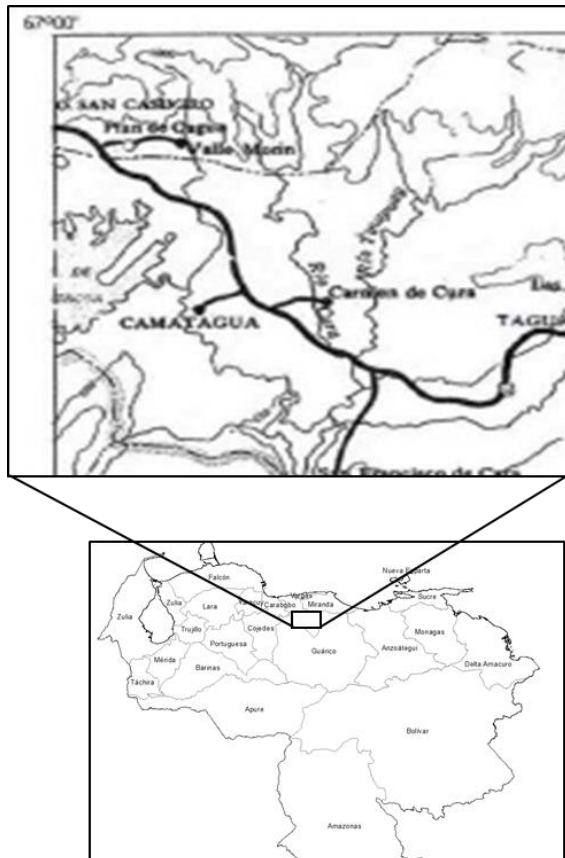


Figura 23. Mapa de ubicación. Tomado y modificado de Guillen y Toribio (2006).

OBJETIVO GENERAL

Aplicar las estrategias del estudio rocas sedimentarias en campo, con la finalidad de cartografiar y establecer inferencias genéticas en terrenos donde afloran dichas rocas.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Aplicar la estrategia de estudio de rocas sedimentarias en campo.
- Determinar la procedencia de las rocas sedimentarias estudiadas, a través de sus propiedades físicas (color, mineralogía, tamaño de grano, texturas).
- Establecer el ambiente de depositación, mediante el tipo de litología, estructuras sedimentarias, icnofosiles y fosiles.
- Establecer la forma de transporte y distancia de la fuente.
- Calcular los espesores de la secuencia sedimentaria.
- Realizar la columna estratigráfica y el mapa geológico de la sección levantada.
- Determinar la geometría y arquitectura de los cuerpos y sus depósitos y de los ambientes sedimentarios, apoyados en la distribución de los distintos cuerpos aflorantes y la bibliografía.

ALCANCE DE LA PRÁCTICA

Una vez concluida la práctica, el estudiante deberá estar en capacidad de trabajar en

terrenos donde afloren rocas sedimentarias y determinar las relaciones y ambientes de sedimentación.

Así mismo deberá estar en capacidad de elaborar mapas y cortes esquemáticos basados en la información recolectada en campo y de trabajo previos.

TERMINOLOGÍA A UTILIZAR

- Rocas Sedimentarias
- Clasificación de Rocas Sedimentarias
- Estructuras Sedimentarias
- Ambientes Sedimentarios
- Facies Sedimentarias
- Flysch
- Turbiditas
- Metodología para el cálculo de Espesores
- Metodología de estudio para rocas sedimentarias

METODOLOGÍA

Descripción litológica

Representa el conjunto de características que se pueden describir de las rocas en estudio, los rasgos a describir variarán en función del objetivo del estudio. Dentro del conjunto de elementos que definen o permiten establecer conclusiones acerca del origen o características de las rocas sedimentarias encontramos:

• **Color Fresco:** Representa el color de la muestra que se observa en el interior de la muestra o donde sea menor la afectación por los agentes meteóricos.

• **Color Meteorizado:** Es aquel color que define la muestra en su superficie más externa o expuesta a los agentes meteóricos.

• **Granulometría:** Por medio de cartas visuales de estimación granulométrica se puede realizar una clasificación de sus granos en arenas, gravas, arcillas, etc. Lo cual permitirá establecer el tipo de roca sedimentaria en cuestión.

• **Escogimiento:** En aquellas muestras de tamaño de grano distinguible por el ojo humano, se pueden establecer relaciones en función de los tipos de grano que definen dicha muestra. Esto arrojará información acerca del origen y transporte de los sedimentos.

• **Mineralogía aproximada:** Por medio del uso de una lupa y materiales para identificar propiedades (dureza, hábito, color, etc) determinar los minerales que conforman la roca en estudio, para posteriormente asignarle un nombre a la roca.

• **Estructuras sedimentarias y Fósiles:** en caso de que la muestra posea alguno de estos elementos, deberá indicarse tanto el nombre y su posición estratigráfica (en el tope, base, si está volcada la secuencia, etc.). En caso de no conocer el nombre de dicha estructura deberá acompañarse un dibujo y/o fotografía (con su escala correspondiente) de la misma, donde se resalten sus características.

• **Polaridad de Capas:** Desde el inicio del levantamiento geológico se deberán buscar elementos que permitan definir la polaridad de la secuencia estratigráfica, para evitar confusiones al momento de construir la columna estratigráfica y otras malas interpretaciones.

Levantamiento de Poligonal

Como se dijo anteriormente, esta poligonal deberá tener correspondencia directa con la descripción litológica, en tal sentido se propone un formato el cual permita organizar la información necesaria tanto para el levantamiento de la poligonal como el cálculo de los espesores, en tal sentido se conserva el formato propuesto en etapas anteriores.

MARCO GEOLÓGICO GENERAL

FISIOGRAFÍA

Según Bell (1968), la región de Camatagua se divide en tres provincias fisiográficas naturales: la Serranía del Interior, el Frente de Montaña del Guárico y Los Llanos.

La Serranía del Interior está sostenida por la faja de Villa de Cura, el relieve es considerable y los picos alcanzan alturas de has 1600 metros; presentan laderas pronunciadas y las montañas se encuentran profundamente disectadas por un drenaje de patrón dendrítico a lo largo de valles en forma de "V".

El Frente de Montaña del Guárico presenta relieve más bajo que la provincia anterior, sus elevaciones varían en 250 y 800 metros aproximadamente, y está caracterizada por una sucesión de crestas alineadas en dirección este-oeste; su vegetación está determinada hasta cierto punto por la litología.

Esta provincia corresponde en la superficie de la región cubierta por la fajas piemontinas y volcadas en la región de Camatagua.

La provincia de los llanos consiste en una zona de relieve muy bajo, donde las elevaciones varían entre 200 y 300 metros, corresponde a la faja de buzamientos suaves.

Sus cursos de agua principales forman meandros y han desarrollado meandros abandonados y depósitos aluvionales.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Bell (1986) menciona que la Cordillera de la Costa de Venezuela ha sido dividida en ocho fajas tectónicas de sur a norte; de las cuales 4 se encuentran presentes en la región de Camatagua.

La Faja de Buzamientos suaves en la región de Camatagua: comprende las formaciones Quiamare y Quebradon y la parte superior de la Formación de Roblecito se encuentran suavemente plegadas. La estructura más destacada es el anticlinal de Taguay. A lo largo de varios bancos fluviales se observan espectaculares deslizamientos, los cuales obstaculizaron la medición de buzamientos en campo, sin embargo los principales rasgos estructurales destacan en las fotografías aéreas.

Faja Volcada en la región de Camatagua.

Comprende el sinclinal de Guarumen que aflora entre la falla de Guarumen y el corrimiento frontal Piemontino. Aunque solo el flanco norte del sinclinal de Guarumen está volcado, se ha incluido toda la estructura en esta provincia por encontrarse entre las dos fallas mencionadas.

El miembro la Galera en la Formación Quebradon, forma un pliegue acostado en el sinclinal de Guarumen, las estructuras sedimentarias primarias indican claramente la posición de las capas, y los flancos del

sinclinal forman colinas topográficamente prominentes.

Estructuras principales

Pliegues: según Bell (1986) en determinadas regiones de la faja piemontina en la región de Camatagua predomina el plegamiento en gran escala. Donde los planos axiales de estas estructuras son verticales o buzan al norte; los anticlinales o sinclinales individuales persisten por solo pocos kilómetros de distancia a lo largo del rumbo y terminan en cierres, o como es el caso de un anticlinal por lo menos pasan a fallas de corrimiento. Los bancos del río Cura, presentan un anticlinal acostado en la formación Guárico se encuentra corrido sobre las capas de Guarico con buzamiento pronunciado. Sin embargo, directamente a lo largo del rumbo en la quebrada Faltriquera, la parte superior de la Formación Mucaria, que es infrayacente a la Formación Guarico ha cabalgado sobre los estratos de Guarico a lo largo de una superficie de la falla de corrimiento paralela a la estratificación. Este es el caso claro de corrimiento de un pliegue fallado.

Fallas de Corrimiento

La mayor parte de la faja piemontina se caracteriza por corrimiento imbricado en el cual los estratos más antiguos se superponen repetidamente sobre los más jóvenes en una serie de “lonjas tectónicas”, las unidades que intervienen son las formaciones Querecual, Mucaria y Guarico y posiblemente también Roblecito. Todas las fallas de corrimiento de esta zona buzán hacia el norte en la superficie, y registran movimientos principalmente a lo largo de planos de estratificación. Su expresión en la superficie es frecuentemente sinuosa, probablemente debido a la ondulación de los planos de corrimiento, además de reflejar el relieve local.

En la faja piemontina de Camatagua no se observa tendencia alguna a la horizontalidad de las fallas de corrimiento a profundidad debido a los pocos afloramientos. Sin embargo, en varios sitios afloran estratos de buzamientos pronunciados que tienden a la horizontalidad a medida que profundizan.

Fallas Transcurrentes

En la región de Camatagua se han determinado dos fallas transcurrentes. Una tiene poco desplazamiento y sigue aproximadamente el curso del río Guárico a guaras arriba desde el paso real; la otra constituye una zona principal de dislocación que atraviesa la región, designada por el autor como falla de Camataguita (Bell, 1986).

Falla de Camataguita

Esta falla corresponde a una falla transcurrente lateral derecha, que desplaza a la falla de corrimiento frontal piemontino en unos treinta kilómetros, aproximadamente (Bell, 1986).

El sentido del movimiento está demostrado por el cambio en el rumbo de las unidades estratigráficas a medida que se aproxima a la falla. Al este Taguay, la falla transcurrente de Camataguita gira hacia el nor-este y se convierte en la falla del corrimiento frontal piemontino, dicho comportamiento indica que el desplazamiento transcurrente no se extiende a los estratos autóctonos. En otras palabras la falla de Camataguita debe ser una falla de rasgadura en las unidades más jóvenes, antes que un desgarramiento determinado por el basamento.

A lo largo de la mayor parte de su extensión, la falla de Camataguita abarca una zona de hasta medio kilómetro de anchura, en la cual se observan afloramientos desordenados de diversas formaciones. En la zona de falla al norte de los cardones afloran litologías asignables a las formaciones Mucaria, Guarico y Roblecito, mientras que a

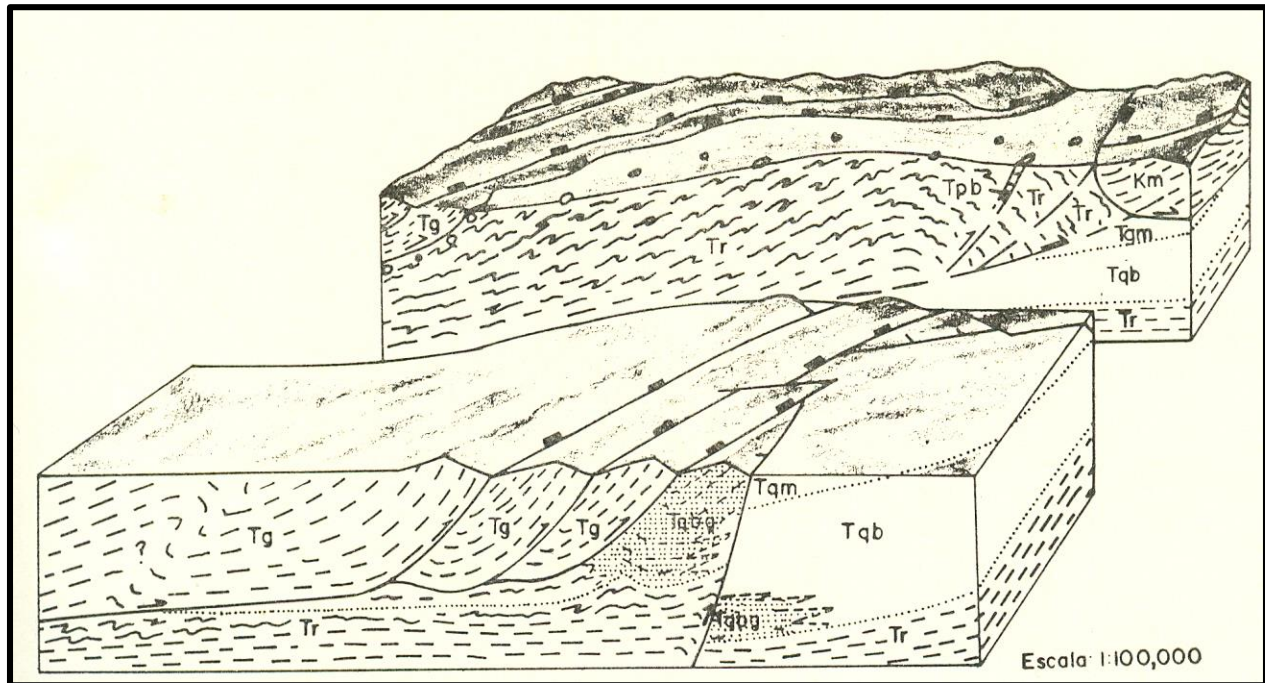


Figura 24. Diagrama de bloques donde se muestra la estructura postulada para el subsuelo en la región que circunda a la ventana de Camataguita. Los bloques se muestran cortados a lo largo de la falla de Camataguita, la cual se postula como extendida hacia abajo hasta llegar a una zona de desprendimiento por debajo de la faja piemontina. Tomado de Bel (1986)

intervalos entre Camataguita y el Tanque, hay acumulaciones de peñones de areniscas a lo largo de la falla, cuya litología sugiere su derivación de la Formación Quebradon o parte superior extrema de la Formación Roblecito.

Se considera que la Falla de Camataguita se desarrolló por acción del amortiguamiento ejercido por las galeras de Guarumen sobre el avance de la sección occidental de la faja piemontina, obstáculo que no existió al este. (Bell 1968).

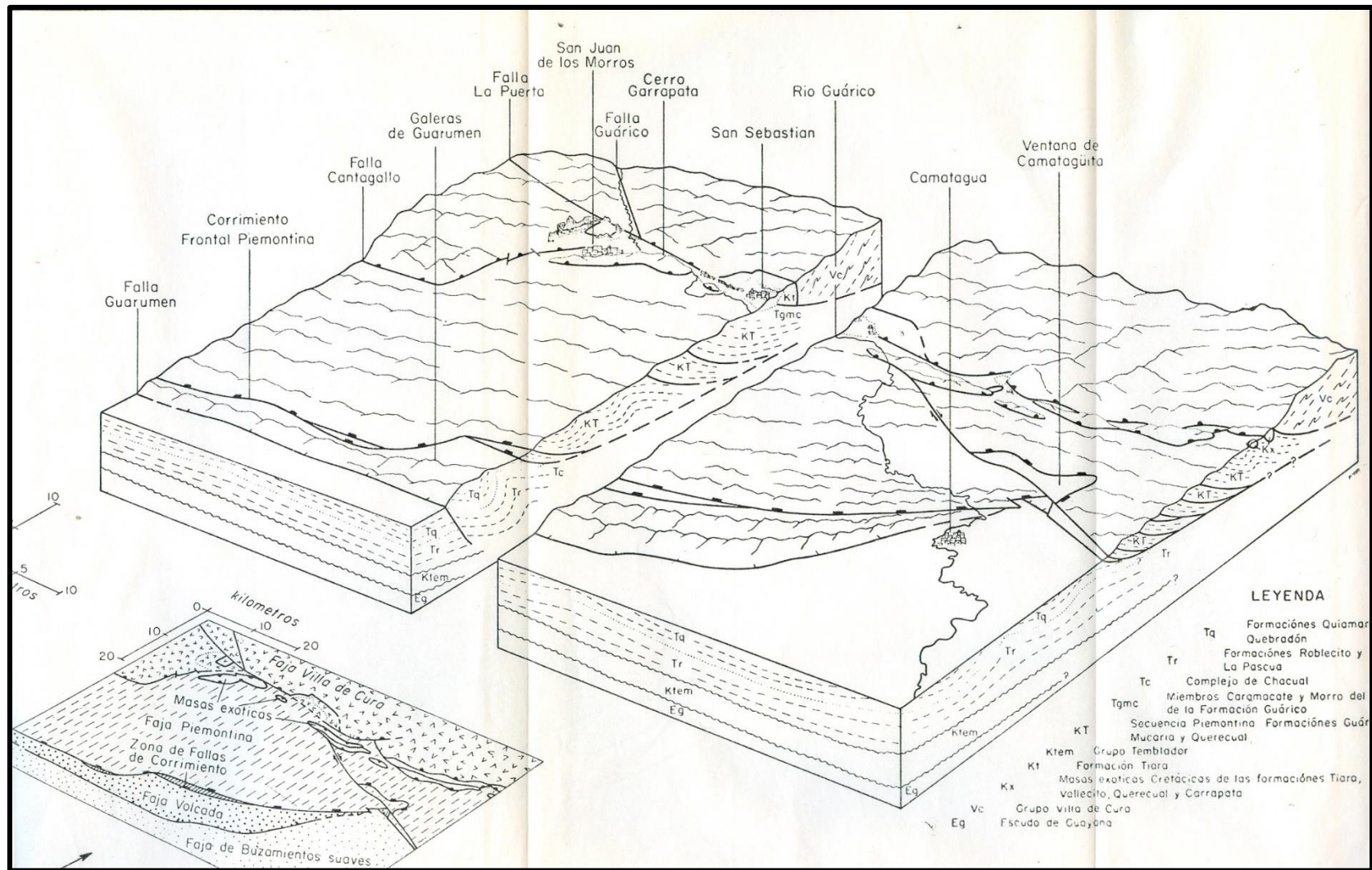


Figura 25. Bloque isométrico de la Región comprendida entre San Juan de los Morros y Camatagua. Tomado de Bell (1968).

Marco Estratigráfico

Tabla 9. Formaciones Presentes

FORMACIÓN	EDAD	DESCRIPCION LITOLÓGICA	ESPESOR	CONTACTOS	CORRELACION	PALEO- AMBIENTE
GUÁRICO	Maastrichtiense a Eoceno Temprano.	Peirson (1965-a) y Peirson <i>et al.</i> (1966) dieron las descripciones mas completas. En general, la unidad se caracteriza por una predominancia de depósitos flysch compuesto de espesas secuencias de alternancias monótonas de areniscas y lutitas delgadas, tipificadas por las secuencias "Bouma" y abundantes icnofósiles.	Peirson <i>et al.</i> (op.cit.) estimaron espesores entre un mínimo de 2.000 m, que posiblemente llega a unos 4.000 m.	En el LEV (1970), se mencionó un contacto basal concordante con la Formación San Antonio. El contacto superior está ausente por erosión, o localmente cubierto discordantemente por sedimentos del Eoceno Tardío o Mio-Plioceno (Peirson <i>et al.</i> , 1996).	Peirson <i>et al.</i> (1966) comentaron que el flysch se confunde con las lutitas de la Formación Vidoño al este de la laguna de Unare y, hacia el oeste reaparece bajo los nombres de Trujillo y Morán.	Se interpreta sedimentación en un surco profundo que formó entre un flanco norte inestable y, al sur, una plataforma emergente delimitada por fallas. Los estratos de flysch resultaron de innumerables corrientes turbidíticas pequeñas que bajaron por la pendiente norte; las calizas arrecifales y estratos cercanos al arrecife se formaron solamente en la angosta orilla del flanco norte (Peirson <i>et al.</i> , op. cit.).
GRUPO VILLA DE CURA	Jurásico-Cretácico	El Grupo está <u>compuesto</u> de rocas metavolcánicas y metasedimentarias de granulometría variable y se ha dividido en cinco formaciones, que de norte a sur son El Chino, El Caño, El Carmen, Santa Isabel y Las Hermanas.	Piburn (1968) estimó un espesor total de unos 10 km.	Los contactos del Grupo Villa de Cura con las formaciones adyacentes son tectónicos, interpretados por lo general como fallas de corrimiento.	Menéndez (1966) correlacionó el Grupo con su Formación Tiramuto, mientras que Piburn (1968) correlacionó las metalavas de Siquisique con la Formación El Carmen, pero estas correlaciones no dejan de ser tentativas.	Navarro (1983) y Navarro <i>et al.</i> (1988) concluyen en una afinidad de basaltos de cadena centro oceánica (MORB) para aquellos de la Formación El Carmen, mientras que para la Formación Las Hermanas (su Formación Tiara) interpreta una afinidad de arco de islas.

CAMATAGUA

OBJETIVOS, ALCANCES, METODOLOGÍA Y MARCO GEOLÓGICO

MIEMBRO LOS CAJONES	Paleoceno- Eoceno temprano.	Entre los tipos turbidíticos que conforman el flysch del miembro, han sido descritas calizas alodápicas; con fósiles que sugieren una edad Paleoceno-Eoceno temprano.				
------------------------	-----------------------------------	---	--	--	--	--

Historia Geológica

Evolución Geológica de la parte sur-central de la Cordillera de la Costa de Venezuela.

Según Bell (1968) la historia geológica de la parte meridional de la cordillera de la costa se reseña a continuación de la siguiente forma. Durante el Senomaniense Inferior hubo una sedimentación extensamente distribuida, aunque discontinua, de calizas euxínicas de las formaciones Querecual e Infante, en la región situada entre la parte meridional de la subcuenca de Guarico y la Faja de Caucagua el Tinaco, a esto siguió la acumulación, durante el Senomaniense Superior, de lodos finos y depósitos más gruesos, aproximadamente en la misma región, pero en una cuenca que aumento de profundidad hasta formar un surco en el norte. Esta profundización se registra en la presencia probable de turbiditas en la formación Paracotos (Oxburgh, 1960).

En el Maestrichtiense Temprano, el combamiento hacia debajo de la parte norte de esta cuenca, combinado con actividad tectónica previa no documentada, más al norte, hicieron que la Faja de Villa de Cura se deslizase sobre la superficie sedimentaria de la formación Paracotos. La parte superior de esta Faja aloctona se postula como emergida, y la superficie basal de deslizamiento como sumergida; así pues, en términos paleogeográfico, la línea de playa septentrional del mar de Paracotos se retiró hacia el sur con el tiempo. Posiblemente en esta época, la Faja de Villa de Cura causó la ruptura de las secuencias que la infrayacen y el desprendimiento de una serie de masas subsidiarias, que luego fueron empujadas por delante de ella.

Durante el Maestrichtiense Superior, se había establecido la cuenca sedimentaria de la Formación Guarico, con su parte más profunda al sur del eje de la cuenca de Guavinita, Mucaria, Paracotos. En la parte axial de la cuenca se depositaron turbiditas, y los detritos redepositados probablemente provinieron de los flancos norte y sur de la cuenca, y fueron distribuidos por corrientes de turbiedad que fluían al norte, este y sur. La cuenca de la Formación Guarico Probablemente se inicio por efectos de un combamiento rápido hacia abajo y, debido a que su zona axial se encontraba al sur de la posición ocupada entonces por la Faja de Villa de Cura, la secuencia aloctona continuo deslizándose hacia el sur.

Para la época del Paleoceno, la Faja de Villa de Cura había cabalgado tectónicamente sobre la mayoría de los depósitos Flysch acumulados en el flanco norte de la cuenca de la Formación Guarico, y había fallado durante el proceso, a los sedimentos recién depositados por delante de ella para formar al Miembro los Cajones. Durante las etapas finales de su deslizamiento hacia el sur, o inmediatamente después, la faja de Villa de Cura estuvo circundada parcialmente por mare poco profundos, en los cuales se acumularon los depósitos de arrecifes de algas del Miembro Morro del Faro.

Para el Eoceno Temprano había cesado el movimiento de la Faja de Villa de Cura, y había finalizado la sedimentación de la Formación Guarico. Para el Eoceno Tardío había iniciado el combamiento rápido hacia abajo, a lo largo de un eje al sur de la cuenca de la Formación Guarico. Se presume que la región ocupada por la cuenca de la Formación Guarico y la Faja de Villa de Cura continuaba emergida.

En la época del Oligoceno se había establecido un surco sedimentario que recibía detritos de Roblecito desde las áreas positivas al norte. En el norte, sin embargo, las áreas tectónicamente levantadas se habían hecho inestables, y en la parte meridional de la cuenca de la Formación Guarico, se inició el deslizamiento hacia el sur de los planos de estratificación, y se desarrollaron grandes pliegues abiertos en los cuales intervinieron las formaciones Guárico, Mucaria y Querecual. La evolución de la faja piemontina estuvo acompañada por un considerable deslizamiento intraformacional a lo largo de los planos de estratificación, en el cual las capas superiores se deslizaron hacia el sur sobre las inferiores. Como resultado, se desarrollaron plegamientos inarmónicos y acunamiento, y es posible que el clivaje pizarroso de la Formación Mucaria se haya debido en parte a la rotación interna de las micas debido al deslizamiento a lo largo de planos de estratificación (Bell, 1968).

Las superficies de corrimiento desarrolladas en la faja piemontina siguieron planos de estratificación donde fue posible, y se continuaron en profundidad hasta formar un solo plano de corrimiento basal. Al tiempo que se producían los movimientos internos, la faja Piemontina arrolló en primer lugar a la facies marginal meridional de la cuenca de la Formación Guarico, y luego a los depósitos septentrionales de la cuenca de Roblecito. En este episodio de deslizamiento hacia el sur del Terciario Superior, intervinieron también la faja de Villa de Cura y, posiblemente unidades al norte de la misma, que siguieron detrás de la faja piemontina en su movimiento.

Durante el Oligoceno, el levantamiento y los procesos tectónicos en las formaciones más jóvenes de la Faja Piemontina promovieron

erosión activa. En un ambiente marino marginal poco profundo al sur se acumularon lodos y arenas, y se desarrollaron barras litorales arenosas. Hasta esta época en el frente de la Faja Piemontina, en proceso de avance, probablemente estuvo sumergido, pero hacia fines del oligoceno, el mar se retiró hacia el sur y el deslizamiento subsiguiente fue sub-aéreo (Bell, 1968).

Para el Mioceno, se acumulaban clásticos continentales al sur de la Faja Piemontina. El deslizamiento continuado hacia el sur colocó a la faja piemontina en contacto con los depósitos de barras litorales del Oligoceno, que se plegaron y volcaron para formar la Faja Volcada, y al sur de esta, la Faja de Buzamientos Suaves. En las etapas finales del deslizamiento hacia el sur se desarrolló la Falla de Camataguita, en forma de Falla de Rasgadura, cuando el avance de la parte occidental de la faja Piemontina se detuvo a mayor distancia al norte que en el este. Durante el episodio de deslizamiento hacia el sur del Terciario superior las unidades aloctonas se movieron a una velocidad promedio estimada en aproximadamente 1.5 kilómetros por millón de años (Bell, 1968).

A partir del Mioceno, ha proseguido la erosión activa en la parte meridional de la Cordillera de la Costa, que ha puesto al descubierto la superficie del corrimiento basal en la Ventana de Camataguita. Ambos episodios de deslizamiento hacia el sur se interpretan como el resultado de tectogénesis gravitacional promovida por una inclinación tectónica (Bell, 1968).

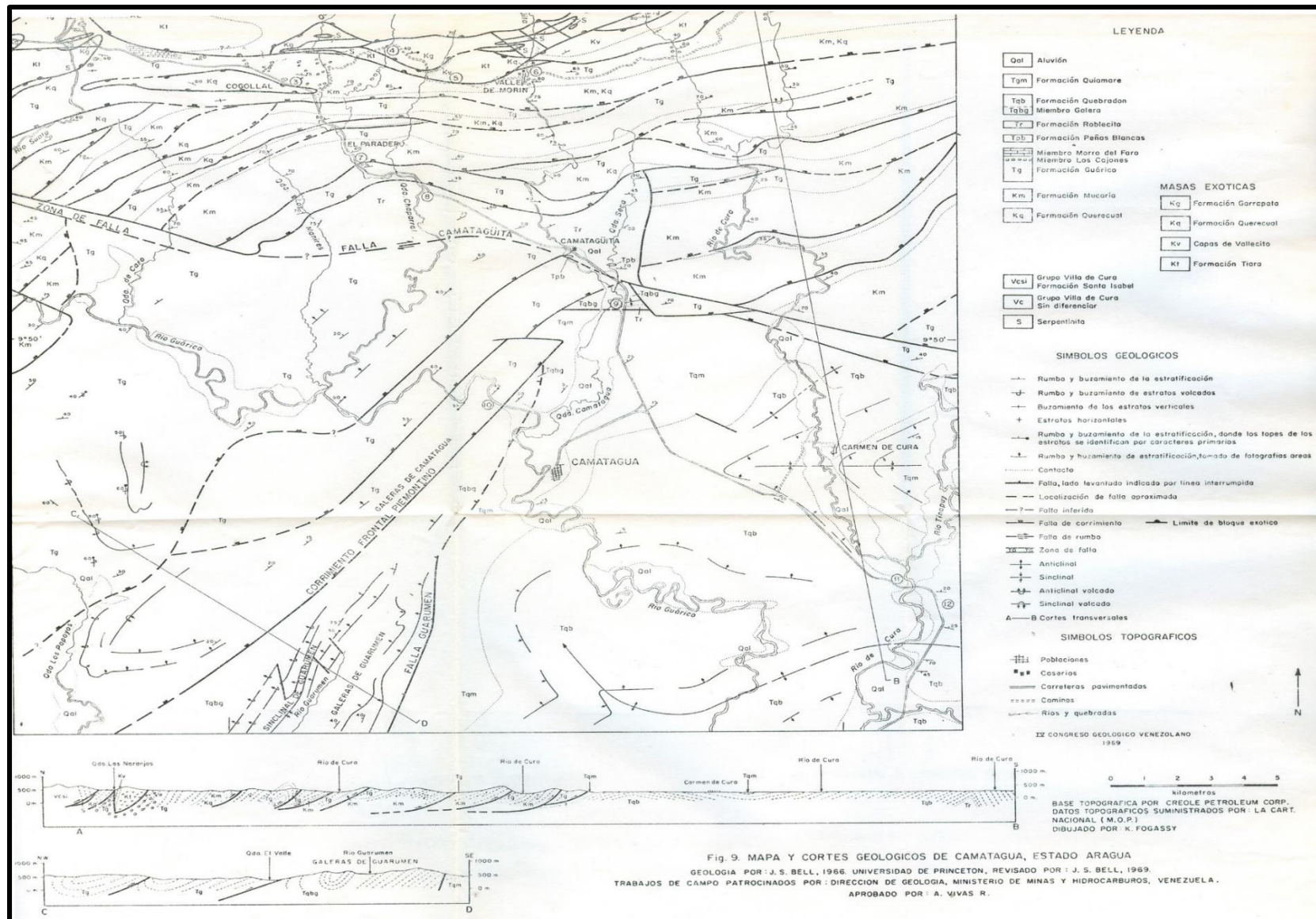


Figura 26. Mapa y Cortes Geológicos de la Región de Camatagua, estado Aragua. Tomado de Bell (1966).

TRABAJO DE CAMPO

El trabajo consistirá en:

- Ubicar los afloramientos observados y los puntos de medición en el mapa base.
- Describir detalladamente cada una de las secuencias estratigráficas expuestas y, simultáneamente, elaborar la(s) respectiva(s) columna(s) estratigráfica(s).
- Medir la orientación espacial de las estructuras de deformación, planares o lineales, visibles a escala mesoscópica (fallas, diaclasas, planos axiales de pliegues, ejes de pliegues).
- Representar en el mapa las trazas de los planos geológicos expuestos en la zona.

RESULTADOS DEL TRABAJO DE CAMPO

Los resultados del trabajo de campo se condensan en dos aspectos fundamentales:

El mapa geológico; cada grupo elaborará un mapa geológico. Este deberá contener, una vez concluida la fase de campo:

a- las trazas de las capas con sus respectivos buzamientos

b- Los datos de las estructuras mesoscópicas medidas.

c- La leyenda geológica-topográfica completa, incluyendo el norte geográfico, el norte magnético y la declinación correspondiente.

La libreta de campo; la libreta será llevada individualmente durante todo el trabajo, de manera que cada estudiante hará sus propias observaciones y descripciones, elaborará sus columnas estratigráficas y tomará las medidas que sean necesarias. Al final de cada jornada, cada equipo entregará la libreta de campo y los datos pasados al mapa.

TRABAJO POSTERIOR AL LEVANTAMIENTO EN CAMPO (TRABAJO DE OFICINA)

Ya de regreso del campo, es necesario interpretar toda la información disponible. Por ello se seguirá la siguiente metodología:

- Elaboración del mapa geológico definitivo
- Elaboración de los cortes o secciones verticales que se requieran para mostrar a) la secuencia estratigráfica de la zona estudiada, b) la(s) estructura(s) dominante(s)
- Construcción de la columna estratigráfica generalizada de la zona estudiada
- Interpretación de la secuencia de eventos ocurridos en la región (reconstrucción de la evolución geológica)

RUTA DE EXCURSIÓN

Tabla 10. Rutas de Excursion

Parada 1 (Parada Unica)	Carretera al Embalse de Camatagua	Se observa una intercalacion de areniscas cuarzosas en capas gruesas con lutitas laminadas, correspondientes a la Formación Guárico. Esta intercalación tipo Flysch resulta de innumerables corrientes turbidíticas. En las areniscas se observan estructuras sedimentarias como; rizaduras, estratificación cruzada, estructuras de presión (huellas de carga). por lo que se puede interpretar un ambiente de sedimentación marino.
------------------------------------	--	---

ENFOQUES DE LA EXCURSIÓN

Sedimentología

La salida permite realizar un levantamiento y reconocimiento de los aspectos sedimentario más generales; para así establecer un posible origen, desarrollo, evolución del área estudiada, como también permite identificar posibles ambientes sedimentarios antiguos.

Además de la clasificación de las rocas sedimentarias (reconocimiento de estructuras sedimentarias, arreglo interno, textura y morfología, contactos).

Estratigrafía

-Elaborar una columna estratigráfica.

-Definir la(s) secuencia(s) estratigráfica(s) representativa(s) de un área y su significado en función de la historia sedimentaria de la región.

-Reconocer y evaluar discordancias.

-Establecer y reconocer unidades litoestratigráficas.

-Interpretar y evaluar la distribución y tipos de fósiles en secuencias sedimentarias.

-Establecer, reconocer y evaluar unidades bioestratigráficas.

-Correlacionar varias secuencias sedimentarias utilizando criterios físicos y/o paleontológicos, según el caso.

-Establecer, reconocer y utilizar las unidades cronoestratigráficas y las escalas geocronológicas.

-Establecer e interpretar las relaciones verticales y laterales de los cuerpos de roca, o relaciones de facies, en una cuenca sedimentaria.

-Conocer y utilizar la metodología adecuada para la síntesis estratigráfica de cuencas sedimentarias.

BIBLIOGRAFÍA

Bell, J (1968) "Geología de la Región de Camatagua, Estado Aragua, Venezuela". Boletín de Geología, Volumen IX, número 18, pp. 291-434.

Bell J. 1966, Mapa Geológico de Camatagua, Creole Petroleum Corporation Caracas. Escala 1: 50.000.

Coello V., 2005, "Significado tectónico y procedencia de la formación Guárico a través de análisis petrográfico y minerales pesados, Venezuela norcentral" 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.

Feo-Codecido, G (1962) "Contribution to the geology of North Central Venezuela". Asoc. Ven. Geol., Min. Pet., Bol. Inf., vol. 5, n° 5. pp 119-142.

Hedberg, H (1950) Geology of the Eastern Venezuela Basin (Anzoategui-Monagas-Sucre-Eastern Guarico Portion)". Geol. Soc. Amer., Bul., vol. 61, n° 11. Pp 1173-1216.

Oxburgh, E (1960) "Geology of the Eastern Carabobo área, Venezuela". Tesis Doctoral mimeografiada, Universidad de Princeton.

Smith, F (1962) "mapa geológico-tectónico del norte de Venezuela". Primer Congr. Ven. Pet., distribuido por Compañía Shell de Venezuela.

Peirson, F; Salvador, A & Stainforth, R (1966) "The Guarico Formation of North Central Venezuela". Asoc. Ven. Geol., Min. Pet., Bol. Inf., vol. 9, n° 7.

Toribio, E & Guillén, W (2006) "Compilación, digitalización y actualización geológica cartográfica de la zona Nor-Central estados Guárico y Aragua". Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo.

Excursión Puerto Francés- Cabo Codera, Higuerote estado Miranda

UBICACIÓN

Playa Puerto Francés y Cabo Codera, Higuerote, estado Miranda.

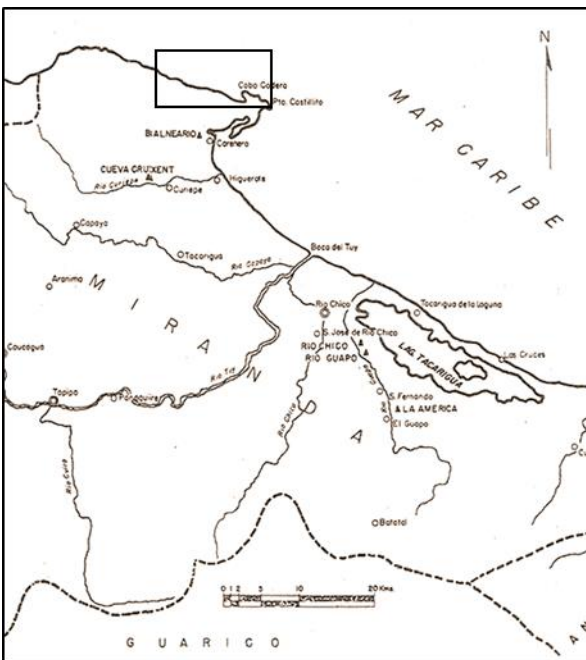


Figura 27. Mapa de ubicación del área de excursión.

OBJETIVO GENERAL

Aplicar las estrategias y metodología para el estudio de rocas ígneas en campo, con la finalidad de cartografiar y establecer inferencias genéticas en terrenos donde afloren dichas rocas.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS:

- Determinar la mineralogía de los tipos de roca que conforman la roca caja y facies metamórficas.

- Determinar la relación espacial entre los cuerpos de rocas ígneas y la roca caja.
- Identificar los distintos subcuerpos rocosos que conforman las rocas ígneas.
- Determinar la relación de corte entre los anteriores.
- Caracterizar los distintos subcuerpos sobre la base de las características texturales y composicionales de las rocas ígneas.
- Establecer el ambiente tectónico de los cuerpos ígneos aflorantes.
- Realizar la cartografía geológica del área a escala 1:5.000.
- Realizar un corte geológico de se representen las unidades aflorantes.

ALCANCE

Una vez concluida la práctica, el estudiante deberá estar en capacidad de trabajar en terrenos donde afloren rocas ígneas y determinar las relaciones con la roca caja. Así mismo deberá estar en capacidad de elaborar mapas y cortes esquemáticos basados en la información recolectada en campo y de trabajo previos.

TERMINOLOGÍA A UTILIZAR

- Rocas Ígneas
- Tipos de rocas Ígneas
- Triángulos QAP para clasificación de rocas ígneas (Diagramas de Streckeisen).
- Roca Caja
- Migmatitas

METODOLOGIA

Al momento de realizar descripciones de afloramientos de rocas ígneas se requiere de observaciones en las cuales se determinen las relaciones de corte entre los cuerpos (en caso de ser intrusiones), así mismo se deberá realizar la identificación mineral lo mas detallista posible, dado que esto va a permitir identificar dicha roca. En tal sentido se propone un formato que reúna:

- Ubicación: Punto GPS o punto de poligonal del afloramiento descrito
- Relaciones de Corte: En caso de tratarse de intrusiones ígneas, o el tipo de contacto con las unidades vecinas.
- Descripción litológica: Enfatizando en la mineralogía y los minerales índices para la clasificación de cada cuerpo ígneo, texturas ígneas, color fresco y meteorizado, entre otros.

MARCO GEOLÓGICO GENERAL

Metaígneas de Cabo Codera (CCc)

El conjunto de rocas Metaígneas de Cabo Codera ocupan un área de 1,5 km² aproximadamente. Localidad tipo La unidad aflora en el extremo noreste del estado Miranda en la punta más septentrional de Cabo Codera.

Esta unidad está conformada por varios tipos litológicos, donde los más representativos son: anfibolititas, anfibolita, anfibolita granatífera, metagranodioritas y metatonalitas.

Según Sánchez & Silva (1986) las características en campo del Complejo consiste en una mezcla de litologías: anfibolita, anfibolita granatífera, metatonalita, metagranodiorita y anfibolitita.

Sueiro & Urbina (2005) describen las unidades litológicas del área de la siguiente manera: La anfibolita presenta color verde oscuro, meteoriza a tonos verdosos y marrón verdoso oscuro, presenta foliación moderada a ausente. Se encuentra generalmente como xenolito dentro del resto de las rocas.

La anfibolita granatífera se diferencia de las anteriores debido a la presencia de granate que las tiñen de rojo y llegan a alcanzar 1 cm.

La anfibolitita se presenta de grano grueso, de color verde oscuro que meteorizan a tonos verdosos, presenta cristales de anfíbol de hasta 2 cm.

En cuanto a la metagranodiorita, menciona que la misma se muestra de forma masiva, de colores que van de gris verdoso a blanco que meteoriza a verde amarillento y blanco pardo, generalmente observándose una foliación incipiente.

Mientras que, la metatonalita es de colores claros (blanco a blanco verdoso) y meteoriza a verde amarillento y tonos pardos, presenta un tamaño de grano desde grueso a fino. Son generalmente de aspecto masivo asociado a los cuerpos de anfibolita, presentándose afloramientos con cristales de turmalina de hasta 5 cm. de largo.

El complejo cabo Coderaa se encuentra en contacto de falla inversa con la unidad compuesta por esquistos y gneises cuarzo plagioclasicos micaceos (Sanchez y Silva, 1986).

Algunos sectores del complejo presentan un fuerte cizallamiento el cual es muy visible en la granodiorita y tonalita impartándole un aspecto gnéisico.

En lo que corresponde a la edad de las rocas aflorantes en el área; Loubet et al. (1985) presentan dos edades K-Ar obtenidas de concentrados de anfíbol, tanto de una anfibolitita, como de una anfibolita granatífera, siendo de 155 ± 7 y 753 ± 31 m.a., respectivamente. Debido a la fuerte diferencia entre ambas edades, Urbani (1988) prefirió no utilizar estos datos hasta no haber estudios geocronológicos adicionales.

Lar (1992) al referirse a la edad de 753 m.a. indica que su alto valor puede atribuirse a un enriquecimiento de Ar.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

Anfibolita: presenta como minerales más representativos anfíbol verde azul, plagioclasas, minerales del grupo del epidoto y clorita.

Anfíbol verde azul: presenta pleocroismo de color verde pálido a verde azulado,

frecuentemente en cristales prismáticos alargados.

Plagioclasea: se presenta no maclada, alterada a sericita y a epidoto.

Grupo del epidoto: en agregados granulares por alteración de la plagioclasea, asociado a anfíboles.

Clorita: en agregados fibrosos y cristales alargados con pleocroismo de verde a verde oscuro.

Minerales accesorios: entre los más comunes se encuentran el apatito y los óxidos de hierro.

Anfibolita granatífera: esta se diferencia de la anfibolita, por sus tintes rojizos debido a la abundante presencia de granate que llegan hasta a 1 cm de diámetro.

Anfibolitita (fundamentalmente hornblendita) Hornblenda: de verde amarillenta y pardo frecuentemente pleocroica verde oliva, hábito tabular. Se observa un contacto brusco con el anfíbol verde-azul, algunos cristales muestran alteración en los bordes a anfíbol marrón.

Anfíbol-verde-azul: va de verde oliva y castaño a verde azulado fuerte, con relieve más alto que la hornblenda y hábito tabular.

Entre los minerales accesorios se encuentra la plagioclasea y la biotita.

Metagranodiorita

Plagioclasea: se encuentra sin maclado con fuerte alteración.

Clorita: se presenta con fuerte pleocroismo de verde pálido a verde.

Biotita: presenta un pleocroismo de castaño claro a marrón. Anfíbol verde-azul: presente en cristales alargados y cortos con pleocroismo de castaño y verde oliva a verde azulado fuerte (ligeramente violeta),

asociado a clorita y biotita con exfoliación en una dirección.

Entre los minerales accesorios se encuentran apatito y opacos

Metatonalita:

Plagioclasa: se encuentra no maclada y alterada a sericita. Cuarzo: se presenta con bordes irregulares y extinción ondulatoria. Grupo del epidoto: frecuentemente epidoto asociado a clorita y biotita.

Clorita: cristales alargados, pleocroismo de verde a verde oscuro.

Anfíbol verde-azul: con pleocroismo de verde a verde-azul en cristales alargados, se observa transición entre ella y la hornblenda. Entre los minerales accesorios se encuentran granate, apatito, turmalina, muscovita y opacos.

METAMORFISMO

Las rocas presentan una asociación mineralógica metamórfica de la facies de los esquistos verdes, pero la presencia de anfíbol verde - azul y otras texturas se ha interpretado como resultado de una fase metamórfica anterior con una mayor relación P/T (García, 1977).

García (1977), menciona que las rocas que afloran en la zona comprendida entre Cabo Codera-Chiremena, sufrieron un metamorfismo dinamothermal regional (de muy alta presión y temperatura) en facies de esquistos verdes (Winkler, 1967).

García (1977) también menciona que se pueden identificar dos subfacies:

-Cuarzo-Albita-epidoto-biotita

-Cuarzo-albita-epidoto-almandino

siendo la primera la de mayor presencia en la zona.

Según Sánchez & Silva (1986) las rocas del complejo cabo Codera están afectadas por un metamorfismo del tipo Barroviano en facie

de anfíbolita epidótica (Miyashiro, 1973). Las rocas que componen este complejo proceden eventualmente del metamorfismo de una zona con un complicado grupo de rocas intrusivas intermedias y máficas.

FORMACIONES PRESENTES

Tabla 11. Formaciones Presentes

FORMACION	EDAD	DESCRIPCION LITOLOGICA	ESPESOR	CONTACTOS	CORRELACION
Complejo Cabo Codera	Mesozoico	Consiste en una asociación de anfibolita, anfibolita granatífera, anfibolitita, metatonalita y metagranodiorita. Consiste en una asociación de anfibolita, anfibolita granatífera, anfibolitita, metatonalita y metagranodiorita.		Una falla inversa lo pone en contacto con el Esquisto de San Julián del Complejo Avila.	Presenta similitud litológica con parte del Complejo de Todasana, e igualmente está emplazado en contacto con rocas del Complejo Avila.
Esquisto de San Julian	Pre-Mesozoico	Las rocas preponderantes son el esquisto y gneis cuarzo - plagioclásico - micáceo, frecuentemente se nota una rápida gradación desde una textura esquistosa haciéndose la granulometría más gruesa hasta que pasa a rocas de carácter gnéisico (Urbani y Ostos, 1989).		En muchos casos los contactos son de fallas de ángulo alto con unidades adyacentes. El contacto con el Augengneis de Peña de Mora, cuando es visible se muestra abrupto y en concordancia estructural, pero en otras ocasiones son gradacionales con intercalaciones de ambos tipos de litologías.	Se correlaciona con las rocas esquistosas del Complejo de Yumare.

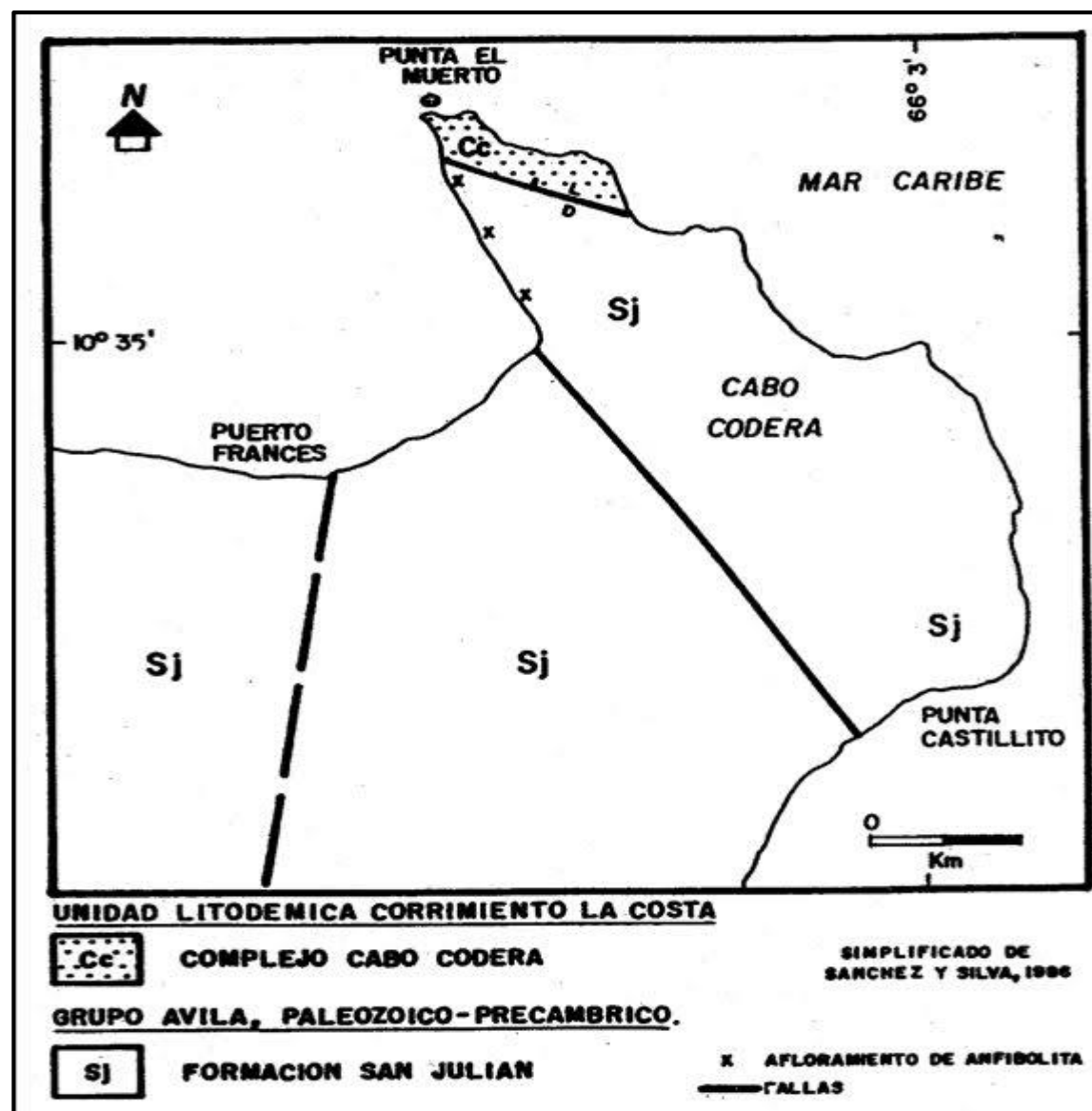


Figura 28. Mapa geológico de Cabo Codera, Miranda. Tomado de Urbani (1988)



tectónica y procesos geológicos ocurridos en el área.

ENFOQUES DE LA EXCURSIÓN

Petrología

Esta asignatura concibe como propósito la tarea de enseñar los procesos geológicos que afectan a rocas tanto ígneas como metamórficas.

Esa salida permitirá identificar y clasificar entre rocas ígneas, y su proceso de generación y evolución. Así como también se podrán reconocer y clasificar rocas metamórficas, establecer de forma general sus condiciones de formación, así como también establecer el o los tipos de metamorfismos en el área de estudio.

En el área que corresponde a Petrogénesis Metamórfica se abordará fundamentalmente la modelización termodinámica de las asociaciones minerales metamórficas, mediante el reconocimiento y uso de minerales índice de metamorfismo como indicadores, para realizar una reconstrucción e interpretación de las trayectorias metamórficas y las distintas fases de metamorfismo a las que fue sometida la zona.

Geomorfología

El propósito de la asignatura es ofrecer al estudiante una herramienta teórica y práctica que le permita utilizar los aspectos de mayor interés de la interpretación geomorfológica relativa a las “formas de relieve” y “modelados” como vías de conocimiento de las características estructurales, litológicas y dinámicas de la realidad geológica.

Esta salida permite mostrar distintas formas de relieves, características estructurales y tipos litológicos; que permitan al estudiante analizar e interpretar la dinámica

BIBLIOGRAFÍA

Asuaje, L (1972) “Geología de la region de Guatire- CABO Codera”. Memoria Cuarto Congreso Geológico Venezolano, Tomo III.

Dengo, G (1951) “Geología de la Región de Caracas”, Boletín de Geología, Caracas.

Garcias, G (1977) “Geología del area de Cabo Codera”. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo especial de grado para optar al título de Ingeniero Geólogo.

Sueiro, R & Urbina, L (2005) “Petrografia y Geoquímica de las rocas de la Serranía del Litoral”. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo especial de grado para optar al título de Ingeniero Geólogo.

Urbani, F., Sánchez, R., Silva, J., Andrade, M. (2004) “Mapa Geológico de la región de Higuerote (Hoja 6947-II-NE)”.

Urbani, F., Rodríguez, J. A., (2004) “Atlas Geológico de la cordillera de la costa” Ediciones Fundación Geos, Caracas. Hojas 123; 142 y 145.

Urbani, F., Camposano, L., Audemard, F & Avé Lallemant, H (2007) “Cordillera de la Costa, Venezuela: Geological Field Trip” FUNVISIS.

Excursión Práctica Geoquímica Loma de Niquel, Tejerías, estado Aragua

UBICACIÓN:

El yacimiento Loma de hierro se localiza en el centro-norte del país, este forma parte del flanco norte de la Serranía del Interior.



Figura 30. Ubicación relativa yacimiento de Loma de Niquel. Tomado de: Ochoa y Reyes (2011).

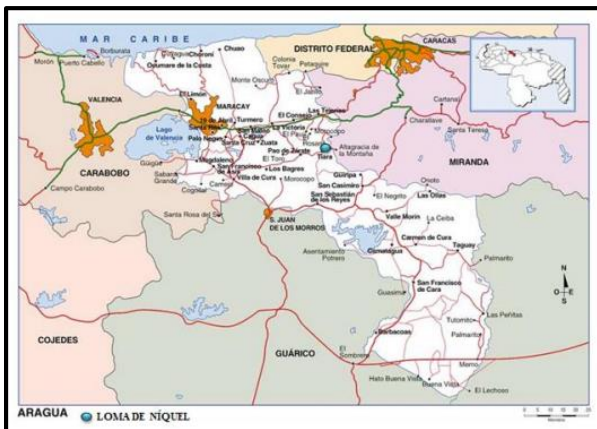


Figura 31. Ubicación geográfica Loma de Niquel, Tiara. Tomado de Herrera (2014).

El principal acceso es a través de la nueva vía a Tiara, la cual se inicia en el Kilómetro 54 de la Autopista Regional del Centro, encontrándose el yacimiento a unos 23 km de distancia.

OBJETIVO GENERAL

Introducir al estudiante en el área de la geoquímica, mediante la capacitación en prospección geoquímica y técnicas de muestreo.

OBJETIVOS ESPECIFICOS

- Describir petrológica y mineralógicamente rocas formadoras de yacimientos supergénicos.
- Aplicar las herramientas de estudio utilizadas para prospección geoquímica.
- Aplicar las técnicas y metodologías de muestreo para estudios geoquímicos.

ALCANCE DE LA PRÁCTICA

Una vez concluida la práctica, el estudiante deberá estar en capacidad de trabajar en la aplicación de los distintos métodos de muestreo geoquímico mediante el uso práctico de los principios geoquímicos teóricos, para prospección geoquímica.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Al centro-norte de Venezuela se encuentra el macizo central de la Cordillera del Caribe, el cual se divide en dos franjas con rumbo aproximado este-oeste, y separadas por la falla de La Victoria; la Serranía del Litoral en su mitad septentrional, y la Serranía del Interior en la meridional. Estas serranías se subdividen en varias fajas, formadas en espacios y tiempos distintos, separadas por fallas de carácter regional (Urbani, 2005). La Serranía del Interior se subdivide en tres

COMPLEJO OFIOLITICO LOMA DE NIQUEL

napas tectónicas; Caucagua-El Tinaco, Loma de Hierro y Villa de Cura, de norte a sur. La Formación Tiara y el Complejo Ofiolítico de Loma de Hierro, conforman un cuerpo ofiolítico que pertenece a la Napa Loma de Hierro, la cual se encuentra en contactos estructurales bajo la Napa Caucagua-El Tinaco y sobre la Napa Villa de Cura (ver Fig. 8) (Urbani, 2005).

El cuerpo ofiolítico se ubica estratigráficamente sobre la Formación Tucutunemo (rocas metamórficas) de la Napa Caucagua-El Tinaco, mientras que la Formación Paracotos de la Napa Loma de Hierro, constituye la cobertura sedimentaria del mismo (Beck, 1980).

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El área presenta fallamientos generados por la tectónica Caribe-Suramérica. El cuerpo ofiolítico se encuentra expuesto al sur de la falla de La Victoria,

En el área existen tres sistemas de fallas conjugadas con los siguientes rumbos (Bellizzia, 1967):

- N75° E: Fallas transcurrentes con componente oblicua, las cuales delimitan el cuerpo intrusivo.
- N75° W: Fallas normales reactivadas, asociadas con cuencas pull-apart, las cuales son ocupadas por grandes espesores de laterita coluvial.
- N45° W: Fallas de transferencia, a lo largo de las cuales ocurren frecuentemente cataclasis talcificadas.

OBJETIVOS, ALCANCES, METODOLOGÍA Y MARCO GEOLOGICO

ORIGEN Y EMPLAZAMIENTO

El complejo ofiolítico de Loma de Niquel, si se acepta la teoría del desarrollo de texturas de cúmulo por diferenciación gravitacional de un magma básico, es razonable pensar que, si esta asociación de rocas ultrabásicas fue diferenciada in situ, hubiera producido una intensa aureola de metamorfismo de contacto en los esquistos de tucutunemo, lo cual no presenta Loma de Hierro. Lo que permite postular la posibilidad de que este complejo corresponda a un bloque aloctono y que su cristalización haya tenido lugar hacia el noroeste, probablemente en una cresta oceánica; los contactos tectónicos encontrados en el área refuerzan esta teoría. Por lo cual posiblemente Loma de Hierro solo corresponda a una parte de una sección ofiolítica donde el resto se perdió durante el emplazamiento del bloque.

Loma de Hierro probablemente se formó de material del manto cuya fusión parcial o diferencial originó la asociación peridotita-gabro. Mientras que el basalto de Tiara pudo originarse a una profundidad diferente. Graterol (1972).

Se han propuesto varias teorías, para responder a la interrogante sobre el origen de las ofiolitas, pero ninguna ha sido aceptada con unanimidad. Wyllie (1967) resume las tres teorías más importantes que existen para explicar el origen de rocas ultramáficas de tipo alpino, de la siguiente manera:

- 1) Teoría Metamórfica: en la que se propone un proceso de metasomatismo o diferenciación metamórfica; esta teoría resulta ser la menos aceptada.
- 2) Teoría de la diferenciación magmática de un magma basáltico: esta propuesta establece que una simple cristalización fraccionada a partir de un basalto da origen a los tres tipos de rocas peridotita-gabro-basalto, todo esto a partir de un magma toleítico.

COMPLEJO OFILITICO LOMA DE NIQUEL

- 3) Teoría de la diferenciación gravitacional del manto: se establece que la segregación por efecto de gravedad de peridotita y gabro en la parte superior del manto y su posterior emplazamiento en los cinturones orogénicos, es el proceso responsable de la formación de ofiolitas.

En el caso del origen de las ofiolitas de loma de hierro, Thayer (1963) establece que una diferenciación gravitacional en las condiciones existentes en la parte superior del manto y la corteza oceánica da origen a la dunita piroxenítica en la zona inferior del complejo. Esta diferenciación comenzaría por medio de una fusión parcial del material del manto, esto originado probablemente por un descenso brusco de presión (Moore, 1970), esta fusión parcial daría origen a una malla cristalina en la cual se producirían minerales como el olivino y piroxeno que posteriormente serían concentrados por efectos de gravedad para producir rocas ultramáficas.

Dickinson (1971) propone un mecanismo simple a través del cual se generaría el cuerpo ultramáfico, en contacto con los basaltos del suelo oceánico y se emplazaría en los cinturones orogénicos en zonas de subducción. El mismo autor explica como las masas de la astenosfera caliente tienden a subir para llenar "fracturas" dejadas en la zona de "divergencia de placas" de la corteza oceánica. Como consecuencia de la disminución de la presión en el manto se induce una fusión parcial de la "pirolita". El resultado de esto se traduce en gabros y basaltos de menor densidad que la peridotita los cuales son inyectados hacia arriba para formar corteza oceánica. Luego a medida que la corteza oceánica se va desplazando, puede haber adición de lavas almohadilladas. Esta asociación se emplaza en los cinturones orogénicos, únicamente donde fragmentos de la parte superior de la litosfera se incorporan como fragmentos dentro o sobre zonas de subducción en las áreas de acoplamiento de placas convergentes,

OBJETIVOS, ALCANCES, METODOLOGÍA Y MARCO GEOLÓGICO

seguidamente la erosión y el subsiguiente levantamiento isostático exponen esta asociación petrogenética a la superficie como elementos tectónicos aparentemente nativos de cinturones orogénicos. A esta asociación Dickinson denomina "asociación ofiolítica".

CARACTERÍSTICAS DEL YACIMIENTO

Los yacimientos presentes en la zona, son yacimientos de níquel de tipo residual, los cuales se encuentran asociados a varias masas intrusivas de rocas ultrabásicas (exactamente peridotitas serpentinizadas), estas forman dos fajas bien definidas que se encuentran a lo largo de la cordillera de la costa y la serranía del interior.

La faja norte se extiende desde Margarita, pasando por el norte de Caracas hacia el oeste, al norte de Puerto Cabello-Santa María. La segunda faja (correspondiente a la zona de la excursión) se extiende desde la península de Araya-Paria en dirección oeste pasando por la cuenca de Santa Lucía, Loma de Hierro, Villa de Cura, San Juan de los Morros, Tinaquillo y La Bimba. Bellizzi (1967)

El yacimiento de laterita niquelífera de Loma de Hierro está asociado a los cinco cinturones de peridotitas serpentinizadas que afloran en los estados Aragua y Miranda. Estudios realizados por Smith (1952, 1953), Shagam (1960a, b), MacLachlan (1952), mencionan que existen varios cuerpos de peridotitas serpentinizadas dispuestos a lo largo de tres lineamientos subparalelos. La primera de estas alineaciones (y la de interés para esta excursión) comienza al oeste de Villa de Cura y se extiende al este hasta Loma de Hierro y está constituida por la peridotita serpentinizada más importante del área.

La masa de peridotita serpentinizada de Loma de Hierro presenta un gran tamaño y un espesor de 700 metros aproximadamente. La intrusión es bastante homogénea, y se

compone de Harzburgita serpentinizada (Smith, 1952, 1955).

DESCRIPCIÓN PETROLÓGICA

Según Bellizzia (1967) la roca presenta un color verde oscuro, es de carácter macizo y está constituida principalmente por crisotilo, antigorita y serpofita, y vestigios de olivino y enstatita, cromita y magnetita como accesorios. Estos cuerpos de serpentinitas han sido cortados por diques locales de piroxenita y grabros, los cuales se encuentran relacionados los últimos con el vulcanismo en Tiara. Hacia el sur, la peridotita serpentinizada se encuentra en contacto con las rocas volcánicas y tobáceas de Tiara de composición basáltica, asociada en ocasiones con rocas piroclásticas. Hacia el norte este cuerpo ultramáfico se encuentra en contacto con la Unidad Filitas de Tucutunemo, en relación de concordancia.

El cuerpo de Loma de Hierro se ha formado por meteorización superficial un casquete de laterita niquelífera. Este yacimiento es semejante a los de Nueva Caledonia y Cuba.

FORMACIONES PRESENTES

Tabla 12. Formaciones Presentes

UNIDAD GEOLÓGICA	EDAD	DESCRIPCION LITOLOGICA	CONTACTOS	CORRELACION
Tiara	Albiense-Cenomaniense ?	Smith (1952), Shagam (1960), Piburn (1968), Graterol (1972) y Girard (1981) describen en esta unidad, una interdigitación de basaltos, diabasas y microgabros, con muy bajo grado de metamorfismo. De acuerdo con Bellizzia (1967), la Formación Tiara se encuentra intrusionada por una diorita hornbléndica-granito sódico, la cual no forma afloramientos prominentes, presentándose frecuentemente muy meteorizada.	Smith (1952) señala que la Formación Tiara se encuentra en contacto estratigráfico discordante bajo la Formación Guárico; Menéndez (1966) y Beck (1985, 1986) señalan un contacto de fallas y estratigráfico discordante bajo la Formación Paracotos. Shagam (1960) y Konigsmark (1965) señalan que la Formación Tiara se ubica en contacto estratigráfico discordante sobre la Formación Santa Isabel del Grupo Villa de Cura; Bellizzia (1967) indica un contacto del mismo tipo sobre la Formación Tucutunemo; Beck (1985, 1986) indica un contacto (al sur) de fallas y estratigráfico discordante, sobre la unidad Loma de Hierro.	Smith (1952) correlaciona esta unidad con la Formación La Luna, de occidente, y con la Formación San Antonio, de oriente. Según Beck (1985, 1986), la Formación Tiara se correlaciona con la Formación Las Hermanas de la Napa Villa de Cura.
Complejo Ofiolítico de Loma de Hierro	Cretácico	Urbani (2005) establece al Complejo Ofiolítico de Loma de Hierro como una unidad mayoritaria, conformada por tres unidades menores: Formación Tiara, Gabro de Mézia y Ultramáficas de Loma de Níquel. Graterol (1972) señala que esta unidad se encuentra constituida por una asociación de rocas ultramáficas y gabroides, comagmáticas, con muy bajo grado de metamorfismo, y afinidad MORB según los análisis geoquímicos de Beccaluva et al. (1995).	Según Beck (1985, 1986), al norte existe un contacto de fallas y estratigráfico discordante bajo las volcánicas de Tiara, y estratigráfico discordante bajo la Formación Paracotos; al sur se encuentra un contacto de fallas y estratigráfico discordante sobre la Formación Tucutunemo. Urbani (2005) agrega un contacto de fallas sobre el Esquistos de Tinapú.	Beck (1985, 1986) correlaciona esta unidad con las rocas ofiolíticas de Siquisique, estado Lara, y de la isla de Margarita.

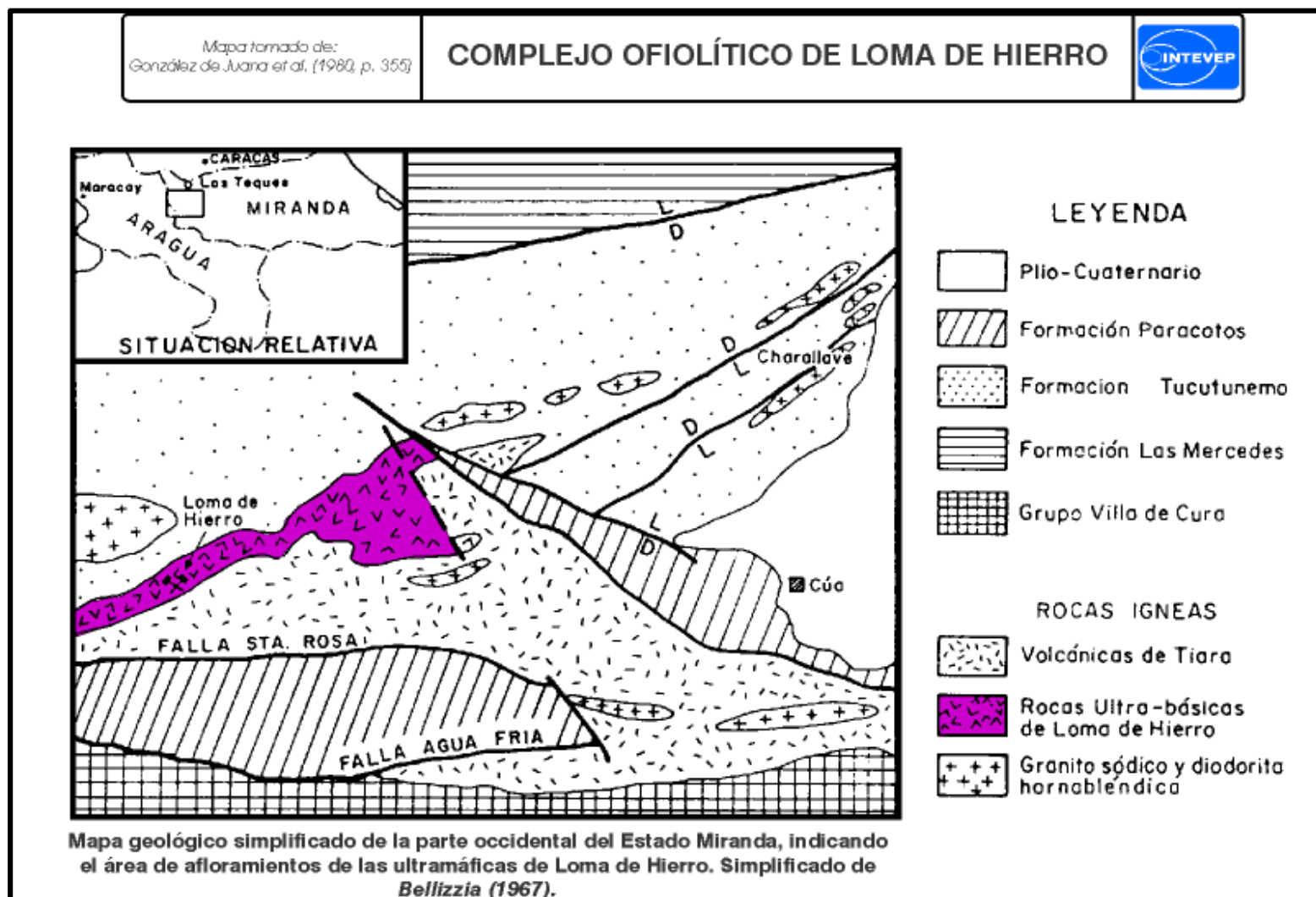


Figura 32. Mapa geológico simplificado de la parte occidental del estado miranda, donde se indica el área de afloramientos de las rocas ultramáficas de loma de Hierro. Tomado de Bellizzia (1967).

RUTA DE EXCURSIÓN

Tabla 13. Ruta de Excursión

Paradas	Litología	Edad	Interpretación
Parada 1: Camino entre Boca de Cagua y Loma de Niquel mina. UTM, 19, E 708.100 N 1.125.990.	Afloramiento de serpentinita en contacto con el esquisto Tinapú. Serpentinita compuesta principalmente de antigorita. Nótese la gran cantidad de caras de fricción y las superficies pulidas de falla.	Probablemente cretácico Temprano	La peridotita es una astilla del manto de una litosfera oceánica serpentinizada posteriormente
Parada 2: Carretera entre Boca de Cagua y Loma de Niquel mina. UTM, E 708.646 N 1.125.976.	El principal tipo de roca de la unidad es la peridotita (harzburgite) parcialmente serpentinizada. Hay vena de crisotilo (amianto), con olivino y enstatita (Ortopiroxeno) con color negro a color verde muy intenso que varían según el grado de serpentización.	Probablemente cretácico temprano	La peridotita es parte del manto de una litosfera oceánica más tarde serpentinizada
Parada 3: camino entre Boca de Cagua y Loma de Niquel mina. UTM, E 707.433 N 1.124.350.	Afloramiento de peridotita (harzburgite) intrusionada por varios diques de roca ígnea. Algunos cuerpos de gabros que presentan un tamaño de grano muy grande, con una textura pegmatítica. Muchas fallas cruzan el afloramiento.	Probablemente cretácico temprano	La peridotita es parte del manto de una litosfera oceánica más tarde parcialmente serpentinizada. Está atravesado por diques de gabbro que por sus características geoquímicas muestran una afinidad a un ambiente tipo MORB. Parte de una sección de una litosfera oceánica se expone en la zona.

BIBLIOGRAFÍA

Herrera, Y (2014) "Diseño de un sistema de clasificación granulométrico para el carbón mineral, empleado en Loma de Níquel, estado Miranda" Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo especial de grado para optar al título de Ingeniero en Minas.

Ochoa, K & Reyes, R (2011) "Propuesta de los parámetros para el diseño de estabilidad de taludes y de los depósitos finales en minera Loma de Níquel, c.a. municipio Guaicaipuro, estado Miranda" Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo especial de grado para optar al título de Ingeniero en Minas.

Lavie, H (1967) "Evaluación de los Yacimientos de Lateritas Niquelíferas en Loma de Hierro, estados Aragua y Miranda" Boletín de Geología, Vol. VIII, N° 16.

Bellizzia, A (1960) "Yacimientos de níquel en Venezuela" Min, Minas e Hidroc., informe inédito.

Bellizzia, A (1967) "Rocas Ultrabásicas en el sistema montañoso del Caribe y yacimientos minerales asociados" Boletín de Geología, Vol. VIII, N° 16.

Smith, R (1952) "Geología de la Región de los Teques- Cua" Boletín de Geología, Vol. 2, N° 6.

Shagam, R (1960a) "Geology of central Aragua, Venezuela" Geol. Soc. Am, Bull, Vol. 71.

Maclachlan, J (1952) "Geology of the La Victoria área, Venezuela" Tesis Doctoral mimeografiada, Depto. de Geología, Universidad de Princeton.

Excursión Chichiriviche de la Costa, edo. Vargas

UBICACIÓN

El área objeto del estudio, se encuentra ubicada en el flanco norte del tramo central de la Cordillera de la Costa

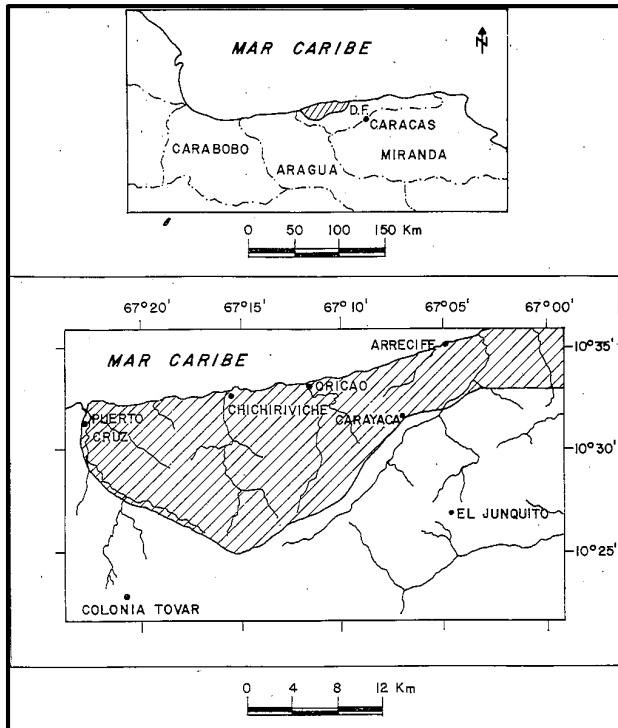


Figura 33. Mapa de Ubicación

OBJETIVO GENERAL

Observar los rasgos y evidencias de los efectos de los procesos tectónicos en la zona norcentral de Venezuela y su relación con los cuerpos rocosos aflorantes.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

-Reconocer en los diferentes sectores los cuerpos rocosos que pertenecen a una *Suite Ofiolítica*.

-Describir litológica y estructuralmente los cuerpos aflorantes, presentes en el área.

-Describir mineralógica y petrológicamente los distintos tipo litológicos.

-Reconocer los contactos entre los cuerpos presenten en la zona.

ALCANCE DE LA PRÁCTICA

Una vez concluida la salida, el estudiante deberá estar en capacidad de identificar los distintos tipos litológicos que conforman una Suite ofiolítica, además de reconocer y establecer el o los contactos entre distintos tipos de rocas.

GEOLOGÍA REGIONAL

Unidades Litológicas

Unidad de Esquistos Cuarzo Feldespáticos

Es una de las unidades mas extensas, abarca un área de aproximadamente 87 km².

La Unidad aflora en el curso superior del río Oricaó y sus afluentes. La cuenca del río Chichiriviche presenta muy buenos afloramientos, especialmente en el tramo Paso Palomas- Naranjal de la carretera La Peña- Chichiriviche.

En lo que corresponde a los contactos de la unidad, hacia la zona nororiental el contacto es de carácter transicional con la unidad de anfibolitas y mármoles, mientras que en el segmento norcentral pasa transicionalmente a las unidades de augengneis y gneisis feldespáticos cuarzosos. En la franja noroccidental es igualmente transicional pero esta vez con la unidad de esquistos cuarzo feldespáticos y anfibolitas (Talukdar y Loureiro, 1981).

Los Esquistos de la unidad presentan una mineralogía variable, lo cual es causado por pequeñas fluctuaciones, en las proporciones de los componentes mineralógicos.

A nivel textural existe cierta variabilidad textural, relacionados posiblemente tanto a la ubicación geográfica como a los componentes mineralógicos. En la cuenca del río Oricao la unidad carece de Gneises como constituyentes litológicos, mientras que en el curso medio del río Chichiriviche y en el río Limon estos abundan, presentando incluso la textura de augen. Tanto para la cuenca de río Chichiriviche como para el río Limon, los esquistos, pasan transicional y gradualmente a gneises y augengneises con una mineralogía similar a la resentada por los esquistos.

Unidad de Anfibolitas y Mármoles

Según Talukdar y Loureiro (1981) la unidad aflora en el segmento medio del río Mamo, en las localidades de Carayaca y Tarma y en las cabeceras de la quebrada Picure. Los contactos de esta unidad están definidos como irregulares hacia la parte septentrional mientras que el contacto meridional no ha sido ubicado. En el costado oriental la unidad pasa de manera relativamente brusca a la unidad de esquistos actiníticos epidóticos, salvo en un pequeño sector ubicado al norte de Carayaca donde el contacto es transicional con la unidad de anfibolitas. En la parte oriental la unidad deja de verse poco antes del río Oricao, para aflorar la unidad de augengneises y gneises feldespáticos cuarzosos, hacia la zona suroeste el contacto es de tipo transicional.

La unidad está compuesta litológicamente por anfibolitas, mármoles y esquistos de mineralogía variada. Las anfibolitas se encuentran expuestas en dos asociaciones; en la primera aparecen como bloques embebidos en mármoles, mientras que en la segunda los afloramientos corresponden a

cuerpos tabulares intercalados con esquistos cuarzo micáceos y esquistos calcáreos. En cuanto a su composición mineralógica, las anfibolitas son de tipo epidóticas granatíferas, anfibolitas glaucofánicas granatíferas y anfibolitas albiticas granatíferas. Siendo la actinolita el anfíbol más común en todos los tipos, aunque no es el único que se encuentra presente.

En lo que corresponde a los mármoles Talukdar y Loureiro (1981) los describen como gruesas “capas” con un espesor que varía entre 1 y 3 m, aunque a veces solo constituyen finas bandas entre las anfibolitas.

En general son masivos o con foliación poco desarrollada; sin embargo, cuando embeben budines de anfibolitas presentan un bandeamiento y plegamiento muy típico.

Unidad de Augengneis y Gneises Feldespáticos Cuarzosos

Esta unidad aflora en una extensión de unos 65 km² aproximadamente, no posee una continuidad geográfica, aflorando en regiones separadas e inconexas (Talukdar y Loureiro, 1981).

La mayor expresión superficial de la unidad se presenta al oeste del río Oricao.

Las cuarcitas que forma parte de esta unidad son rocas mineralógicamente impuras. Las cuarcitas micáceas son un componente minoritario, que se encuentran intercaladas con augengneises en el tramo inferior de la quebrada Angomano, afluente del río Chichiriviche.

Algunas rocas de afinidad trondhjemítica han sido reconocidas en el área asignada a esta unidad, en el curso inferior del río Chichiriviche, observándose un sill, débilmente foliado, constituido por esta litología.

Unidad de Anfibolitas y Esquistos Cuarzo Feldespáticos

Las anfibolitas son las rocas más representativas de la unidad. En el campo se encuentran según dos asociaciones distintas. La primera descrita por Talukdar y Loureiro (1981), se caracteriza por presentar bloques lentiformes de anfibolitas embebidos en esquistos y gneises cuarzofeldespáticos. La segunda de las asociaciones de las anfibolitas constituye cuerpos tabulares, o “capas” de poco espesor, que se intercalan con esquistos y gneises. La actinolita es el principal componente mineralógico de las anfibolitas de la unidad.

En cuanto a las eclogitas anfibolíticas presentes en la unidad, estas aparecen como bloque o cuerpos pequeños incluidos dentro de la secuencia esquistosa. Estas eclogitas presentan grandes cristales de omfacita en conjunto con una asociación integrada por granate, cuarzo, mica blanca, glaucofano y minerales del grupo del epidoto.

Unidad de Anfibolitas

Esta unidad no presenta continuidad geográfica en sus afloramientos. Esta formada por cuatro cuerpos, encontrándose uno de estos en el segmento medio del río Chichiriviche.

La mayoría de estos cuerpos presentan una forma irregular. Por lo general los contactos entre las rocas de la unidad y las litologías adyacentes son abruptos.

Los cuerpos que se encuentran en la cuenca del río Chichiriviche, se encuentran intercalados con esquistos albiticos cuarzosos de poco espesor (Talukdar y Loureiro, 1981).

Unidad de Esquistos Actinolíticos Epidóticos

Esta unidad abarca aproximadamente 63 km² de área total, en la cual se encuentran los caseríos Mamo, Oricao y Chichiriviche. La unidad incluye los cursos inferiores y las desembocaduras de la quebrada Tacagua y Picure, al igual que los ríos Mamo, Oricao y Chichiriviche. Los cuerpos rocosos que componen la unidad se hallan bien expuestos en la carretera que conduce de Mamo a Chichiriviche.

La composición litológica de la unidad es extremadamente variable. En distancias de pocos metros o incluso en el mismo afloramiento, pueden aparecer varios tipos de rocas diferentes.

Según Talukdar y Loureiro (1981), a escala regional se ha podido detectar un cambio progresivo en cuanto a la abundancia de los componentes litológicos de la unidad. En el segmento entre Mamo y Punta Carayaca predominan los Esquistos actinolíticos epidóticos albiticos, acompañados en proporciones menores por esquistos y filitas cuarzo muscovíticos grafitosos. Entre Punta Carayaca y Punta El Fraile son más frecuentes los esquistos anfibolíticos y los esquistos cuarzo muscovíticos. Asociados a estos se encuentra una gran diversidad de rocas, tales como esquistos calcáreos, mármoles, esquistos y filitas albiticos anfibolíticas y esquistos epidóticos. Siguiendo hacia el oeste, en el tramo Punta El Fraile y el río Chichiriviche, las rocas más abundantes corresponden a los esquistos cuarzo muscovíticos y cuarcitas. A lo largo de toda la unidad y en especial al este del Chichiriviche, son comunes los bloques de serpentinitas.

Unidad de Serpentinias

En esta unidad las serpentinas afloran en masas o bloques de diferentes dimensiones. En la zona se reconocieron diez grandes cuerpos, los cuales son mostrados en el mapa

geológico de la zona (figura 37). Aunque no hay ninguna relación estructural o litológica en cuanto a la distribución de los cuerpos de serpentinitas, los datos observados en campo por Talukdar y Loureiro (1981), muestran que son mas frecuentes en los sectores norte y noreste, y disminuye su aparición en sentido noroeste- suroeste.

Muy anormalmente, se pueden hallar cuerpos de serpentinitas en los que aun se conservan reliqueas de piroxenos, fracturados y sumamente alterados, como vertigios de las peridotitas originales.

Tabla 14. Unidades litológicas definidas.
Tomado de Talukdar y Loureiro (1981)

UNIDADES	CONSTITUYENTES LITOLÓGICOS EN ORDEN DE ABUNDANCIA
UNIDAD DE ESQUISTOS MICACEOS CUARZO GRAFITOSOS	ESQUISTOS CUARZO MUSCOVITICOS ± GRANATE ± GRAFITO ESQUISTOS CUARZO MICACEOS ± GRANATE CUARCITAS MICACEAS GNEISES CUARZO FELDSPÁTICOS MICACEOS EPIDOTICOS MARMOLES ANFIBOLITAS GRANATIFERAS
UNIDAD DE ESQUISTOS CUARZO FELDSPÁTICOS	ESQUISTOS Y GNEISES CUARZO FELDSPÁTICOS MICACEOS ESQUISTOS FELDSPÁTICOS ESQUISTOS EPIDOTICOS ESQUISTOS MUSCOVITICOS CUARZOSOS CUARCITAS FELDSPÁTICAS EPIDOTICAS AUGENGNEISES CUARZO FELDSPÁTICOS MUSCOVITICOS ANFIBOLITAS ± GRANATE
UNIDAD DE ANFIBOLITAS Y MARMOLES	ANFIBOLITAS MARMOLES ESQUISTOS CALCÁREOS MUSCOVITICOS ± GRAFITO ESQUISTOS CUARZO MUSCOVITICOS ± GRANATE ESQUISTOS CUARZO MUSCOVIT. GLAUCOF. GRANATIFEROS
UNIDAD DE AUGENGNEISES Y GNEISES FELDSPÁTICOS CUARZOSOS	AUGENGNEISES Y GNEISES FELDSP. CUARZOSOS ± BIOTITA ESQUISTOS FELDSPÁTICOS CUARZO MICACEOS CUARCITAS MICACEAS ANFIBOLITAS GRANATIFERAS TRONDHJEMITAS
UNIDAD DE ANFIBOLITAS Y ESQUISTOS CUARZO FELDSPÁTICOS	ANFIBOLITAS ESQUISTOS CUARZO FELDSP. EPIDOTICOS ± ACTINOLITA ECLOGITAS ANFIBOLITICAS CUARCITAS MICACEAS GNEISES FELDSP. CUARZOSOS ACTINOLITICOS EPIDOTICOS
UNIDAD DE ESQUISTOS ACTINOLITICOS EPIDOTICOS	ESQUISTOS ACTINOLIT. EPIDOTICOS CLORITICOS ALBITICOS CUARCITAS GRANATIFERAS EPIDOTICAS ESQUISTOS CUARZO MUSCOVIT. GRAFITOSOS ± CLORITA ESQUISTOS CALCÁREOS MUSCOVITICOS ± GRAFITO
UNIDAD DE ANFIBOLITAS	ANFIBOLITAS ESQUISTOS MUSCOVITICOS CALCÁREOS GRAFITOSOS
UNIDAD DE SERPENTINITAS	ESQUISTOS DE SERPENTINA SERPENTINITAS

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Según Talukdar y Loureiro (1981), estructuralmente en el área se observan distintos tipos de estructuras, donde

foliaciones, plegamientos, budines y fallas son las que presentan mayor relevancia.

A continuación se señalaran cada uno de los elementos estructurales presentes y el metamorfismo y fase de deformación a la cual están relacionados, como también la terminología utilizada en las imágenes que se presenta más adelante en el texto (figura):

Estructuras relacionadas a la primera fase de deformación (metamorfismo de alta relación P/T):

f1: Pliegues isoclinales asociados al desarrollo de la foliación del metamorfismo de alta relación P/T.

S1: Foliación producida por el metamorfismo de alta.

Estructuras relacionadas con la segunda fase de deformación (metamorfismo de la facies de los esquistos verdes).

f2: Pliegues isoclinales asociados al desarrollo de la foliación del metamorfismo de la facies de los esquistos verdes.

S2: foliación producida por el metamorfismo. Corresponde a la superficie penetrativa dominante a escala regional.

Primera generación de estructuras post-metamórficas (tercera fase de deformación):

f3: pliegues post-metamorfismo, de geometría variable.

S3: superficie poco penetrativa y de expresión muy local asociada al clivaje de fractura y al clivaje crenulado diferencial.

Segunda generación de estructuras post-metamórficas (cuarta fase de deformación)

f4: plegamiento suave de la foliación. No suele tener expresión a escala mesoscópica.

MODELO DE TECTONICA DE PLACAS PARA LA EVOLUCIÓN DEL CINTURON TECTONICO DE LA CORDILLERA DE LA COSTA.

El cinturón tectónico de la cordillera del caribe esta constituido por la franja septentrional del Sistema montañoso y, para

efectos de la zona en estudio, incluye tanto la Faja de la Cordillera de la costa (Menendez, 1966) como las unidades metamórficas que afloran en Araya-Paria y Margarita.

El modelo mostrado a continuación busca explicar de una forma sintetizada la información que se tiene del área estudiada.

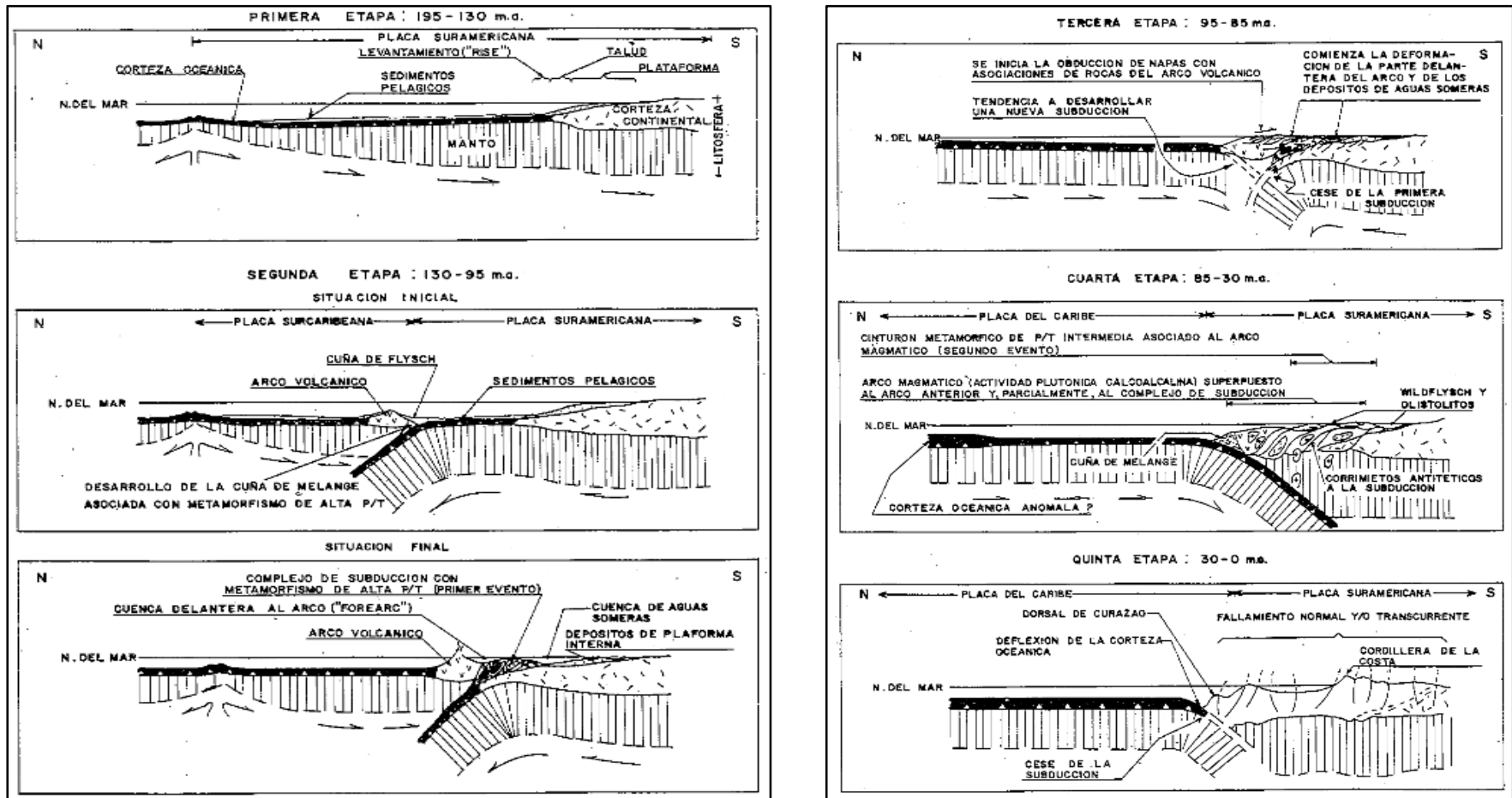


Figura 34. Secuencia esquemática de la evolución de la cordillera de la costa. Tomado de Talukdar y Loureiro (1981)

Talukdar y Loureiro (1981), define su modelo en cinco etapas descritas a continuación:

Primera etapa: 195- 130 m.a. (Jurásico Inferior a Cretácico Inferior).

Durante este intervalo se comenzó a formar y desarrollar el piso oceánico del Caribe, proceso que ocurrió a medida que Norteamérica se separaba de Suramérica (Ladd, 1976; Burke et al, 1978). El origen de la corteza oceánica caribe debió haber estado relacionado con el proceso de expansión del piso oceánico. Por su parte Larson y Pitman (1972) asumen la existencia de una cordillera de expansión que se extendió en el pacífico.

En conjunto con la expansión oceánica del Caribe se fue desarrollando un margen continental “tipo atlántico” en lo que corresponde a la costa septentrional del suramérica, propuesto por Maresh (1974).

Ocorre la acumulación de sedimentos, sobre la corteza esencialmente continental que que constituía el margen. Tan solo algunos sedimentos del levantamiento “rise” continental pudieron haberse extendido hasta la corteza oceánica.

La mayor parte de los sedimentos depositados en la plataforma continental externa, aquellos acumulados en el talud y en el levantamiento “rise” continental, al igual que los sedimentos pelágicos y algunos fragmentos de basamentos, se encuentran expuestos en la actualidad en el cinturón tectónico de la cordillera de la costa.

Segunda etapa: 130- 95 m.a (Cretácico inferior a Cenomaniense).

Para el Velanginiense, hace aproximadamente 120 m.a Suramérica comienza a separarse y alejarse de África, dicho evento originó un ligero cambio en el movimiento relativo entre Norte y Suramérica (Ladd, 1976; Burke et al, 1978). Esto pudo traer como consecuencia la

generación de una compresión en dirección norte-sur entre Norteamérica y Suramérica (Talukdar y Loureiro, 1981).

Según Talukdar y Loureiro (1981), las características geológicas del Cinturón Tectónico de la Cordillera de la Costa y de las islas venezolanas y holandesas, sugieren que en el tiempo referido se desarrolló una zona de subducción cerca del margen meridional del Caribe. Esta zona se encontró ubicada en la corteza oceánica, no muy alejada del margen continental “tipo atlántico” de Suramérica, y presentaba una polaridad en sentido Sur-norte, lo que nos dice que la parte oceánica de la placa suramericana era, para ese entonces consumida bajo el borde sur del piso oceánico del Caribe.

En las etapas iniciales del desarrollo de la subducción en sentido sur-norte, comenzó a formarse un arco volcánico inmaduro sobre el borde sur de la placa caribe (Figura). A medida que el proceso de subducción continuó por un periodo de tiempo considerable, se generaron los siguientes eventos: a) el sistema del arco volcánico fue ensanchándose progresivamente, permitiendo la formación de una cuenca externa al arco (fore arc basin), situada entre el arco volcánico y la cordillera externa al arco, donde se depositaron rocas volcanoclasticas y sedimentos sobre un basamento constituido por el “melange” de subducción desarrollado previamente; b) la cuña que formaba el “melange” de subducción, asociado al cinturón metamórfico de alta P/T, siguió extendiéndose hacia el sur; y c) la sedimentación continuó en el margen continental y, en menor proporción, en la corteza oceánica remanente que separaba el arco volcánico del levantamiento “rise” continental.

En el estadio final de la subducción hace 95 m.a, el margen continental de Suramérica

llego hasta la zona de subduccion, lo que origino una colision entre el arco volcánico y el continental. Al mismo tiempo, como el amrgen continental no puedo subducir por su menor densidad, la compresión produjo una serie de efectos tectónicos, como plegamiento isoclinal de gran parte de la secuencia sedimentaria continental e

intensos corrimientos imbrincados. Este grupo de procesos pudo llevar al emplazamiento tectónico de rocas del basamento continental y de la secuencia sedimentaria de la plataforma continental, dentro del complejo de subducción (figura 35)

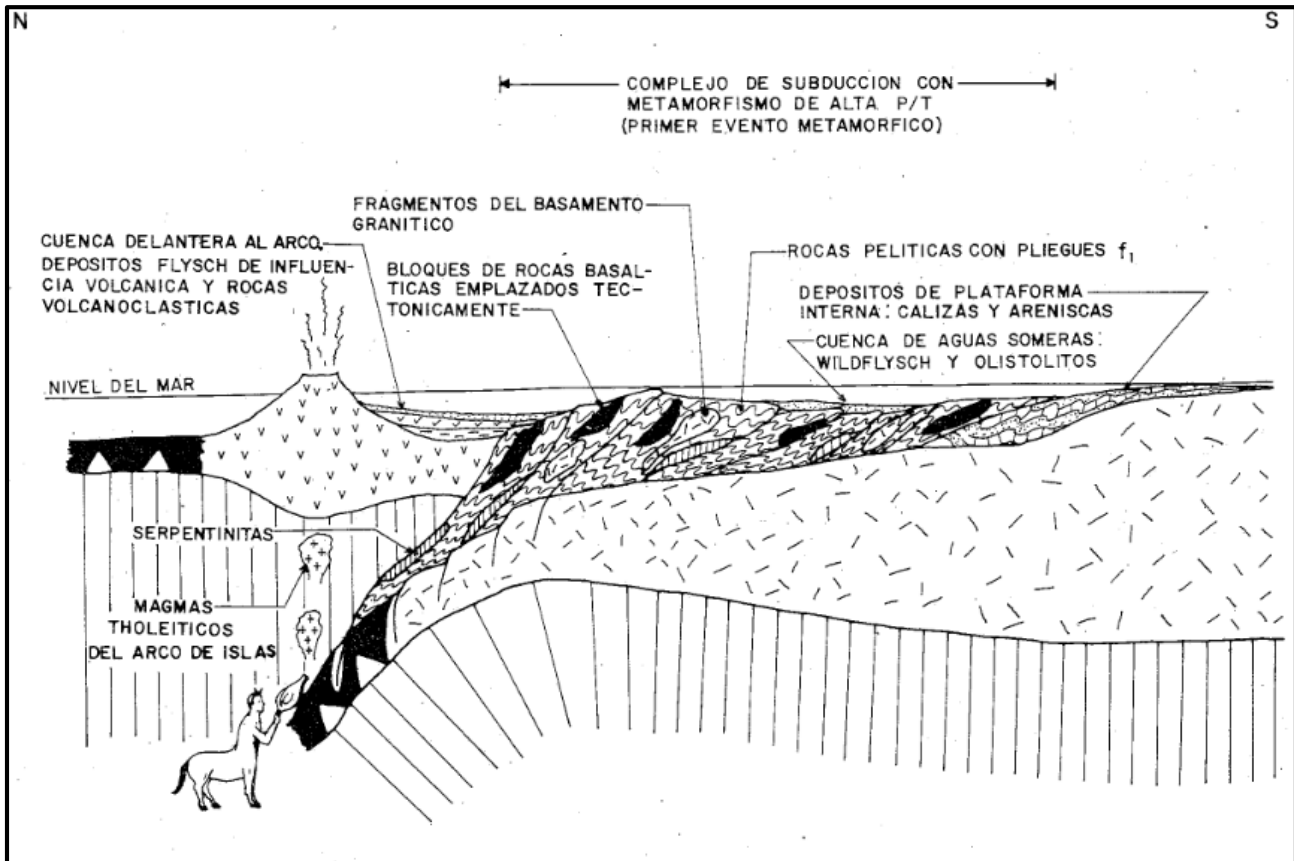


Figura 35. Detalle de la situación final de la segunda etapa. Tomado de Talukdar y Loureiro (1981)

Tercera etapa: 95-85 m.a (Turoniense a Coniaciense)

En esta etapa ocurrió la fase principal de la colision entre el arco volcánico y el continente. Como resultado de esto finalizó la subducción en sentido norte-sur y, además se generó un nuevo proceso de subducción con polaridad inversa a la anterior, en sentido sur-norte. Esta nueva subducción se desarrolló a lo largo del borde septentrional del extinto antiguo arco de islas.

Según Donnelly y Rogers (1978) el episodio magmatico de extensión responsable de la formación de la corteza oceánica del caribe, culmino aproximadamente alrededor de los 85 m.a. Por lo que es probable que durante ese lapso Caribe haya comenzado a comportarse como una placa oceánica independiente, estando limitada por zonas de subducción tanto al norte como al sur sin poseer ningún centro de expansión.

Cuarta etapa: 85- 30 m.a (Cretácico Superior a Oligoceno Inferior)

Durante este periodo el marco tectónico es el de un cinturón orogénico del "tipo cordillera". Al comenzar el magmatismo citado en la etapa anterior, de desarrollo un arco magmático cuyos productos fueron esencialmente rocas plutónicas calcoalcalinas, que intrusieron y se

emplazaron sobre el antiguo complejo de subducción, y en ocasiones sobre fragmentos obducidos de la corteza oceánica y del antiguo arco de islas. Asociado al metamorfismo de relación P/T intermedia generado en esta etapa y a consecuencia del régimen compresivo imperante en el margen continental, se generaron los pliegues f_2 descritos en el marco estructural (Talukdar y Loureiro, 1981).

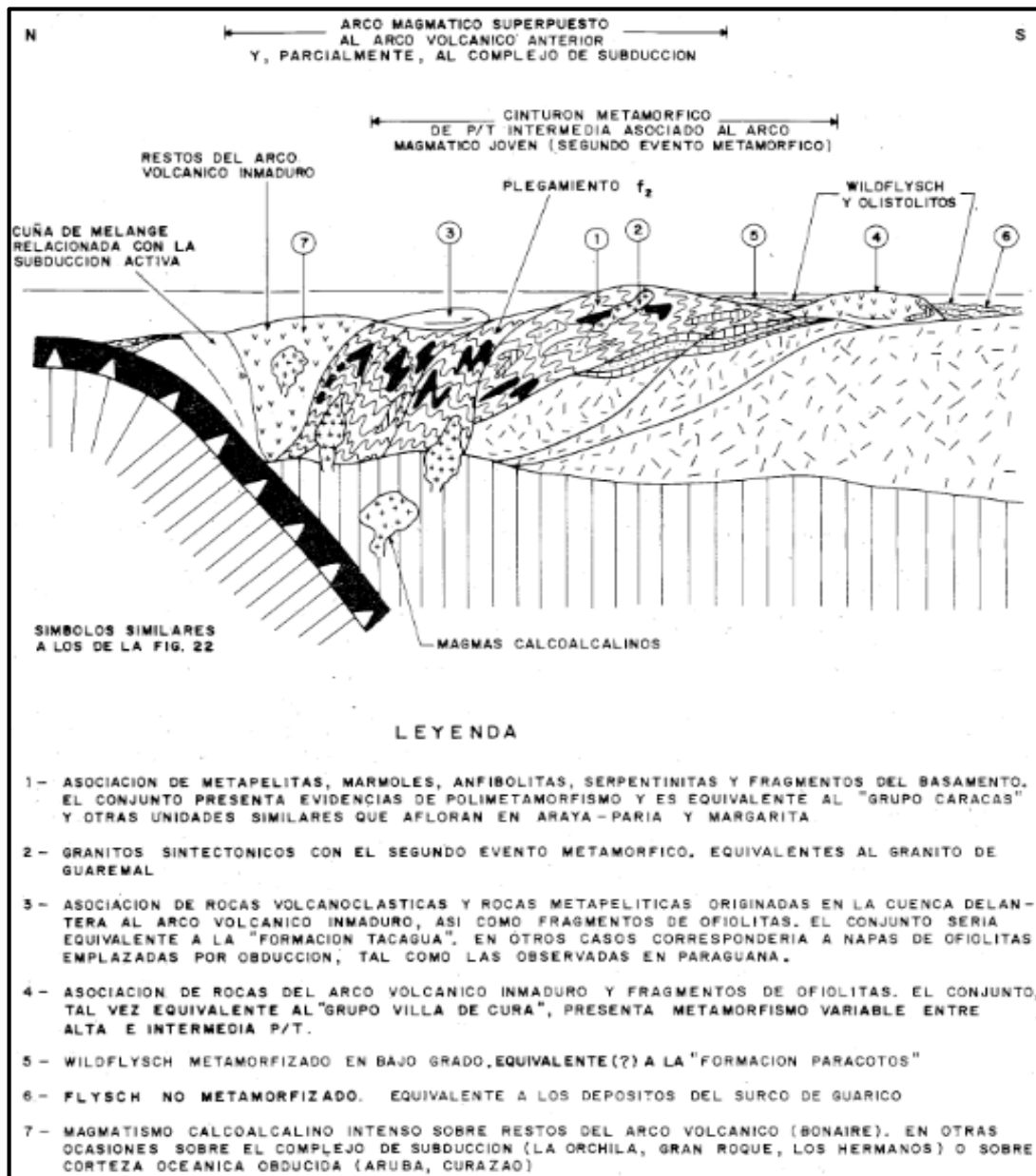


Figura 36. Detalle de la cuarta etapa. Relación entre los ambientes tectónicos y algunas unidades litológicas expuestas en la Cordillera de la Costa. Tomado de Talukdar y Loureiro (1981)

Quinta etapa: 30-0 m.a (Oligoceno Inferior al Presente)

Según Mascle *et al* (1979) el margen meridional de la Placa del Caribe, ubicado al norte de la Cordillera de Curazao, constituye en la actualidad un margen convergente activo y relativamente joven. Los mismos autores explican la ausencia de magmatismo y sismicidad, suponiendo que la corteza oceánica no ha alcanzado la profundidad suficiente como para que estos ocurran.

Por su parte Talukdar y Loureiro (1981) mencionan que según la historia tectónica que ellos proponen, para el periodo entre 80 y 30 m.a, explicado en párrafos anteriores; este margen actuó como una zona de subducción propiamente dicha a partir de los 85 m.a. por lo tanto para estos autores el margen de subducción no es joven, si no que, se encuentra inactivo desde hace 30 m.a.

Burke *et al.* (1978) propone que la subducción a lo largo del margen sur de la Placa Caribe ha cesado desde hace aproximadamente 38 m.a, cuando la corteza oceánica anómala del Caribe no pudo subducir más a causa de su alta “flotabilidad”.

Tabla 15. Formaciones Presentes

FORMACIÓN	EDAD	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	CONTACTOS	CORRELACIÓN	PALEO- AMBIENTE
Asociación Metamórfica La Costa (Complejo La Costa)	Mesozoico	Está constituido por una mezcla compleja de litologías fundamentalmente esquistos de variada mineralogía, mármol, anfibolita, anfibolita granatífera, anfibolita glaucofánica, eclogita, rocas metavolcánicas, en fin todos aquellos tipos de rocas constituyentes de las fases Antimano, Tacagua y Nirgua.	En todos los casos se han interpretado como contactos tectónicos		Las rocas que lo constituyen representan multitud de ambientes geológicos de formación, mezclados tectónicamente como consecuencia de la colisión entre las placas del Caribe y Sur América.
Asociación Metamórfica Avila (Complejo Avila)	Pre-Mesozoico	Las litologías más resaltantes de este complejo son los gneises graníticos (Augengneis de Peña de Mora), los cuales están rodeados de esquistos (Esquisto de San Julián).	Los contactos del Complejo Avila con las rocas del Complejo la Costa al norte, son de falla, tanto de ángulo alto como de corrimientos, mientras que en el flanco sur, usualmente están en contacto con fallas de ángulo alto con las rocas del Grupo Caracas.	En base a las características litológicas y posibles edades, Urbani y Ostos (1989) sugieren una correlación con el Complejo de Yaritagua y con parte de las rocas cartografiadas como Formación Las Brisas en el estado Yaracuy.	
Asociación Metasedimentaria Caracas		Constituida por rocas de origen sedimentario, con dos unidades principales: Esquisto Las Brisas y Esquisto Las Mercedes. Las rocas del Esquisto de Las Brisas corresponden a sedimentos de ambientes	Los contactos entre las rocas de esta asociación con la asociación Metamórfica Ávila hacia el norte son Tectónicos (Urbani y Ostos, 1989), y con las	Se han correlacionado Parte de esta Asociación con las rocas metamórficas de La Península de Araya- Paria y de la Cordillera Norte de Trinidad. A su vez, se ha correlacionado con	La sedimentación ocurrió en un ambiente de margen continental pasivo, como una cobertura sobre un basamento granítico poco expuesto, como lo es el Gneis de Sebastopol,

		plataformales de aguas poco profundas, mientras que para el Esquisto de Las Mercedes, hubo ambientes marinos de aguas más profundas y a veces anóxicas, con ocasionales cuerpos de arena aportados por flujos turbidíticos. El metamorfismo de toda la Asociación alcanza la facies del esquisto verde, zona de la clorita, con algunos pocos lugares con trazas de biotita o granate.	rocas de la faja Caucagua – El Tinaco al sur igualmente son tectónicas Beck (1986), en (Urbani, 2000). Los contactos entre los esquistos de Las Brisas Las Mercedes son tectónicos (Urbani et al., 1989), en Urbani(2000), mientras que entre los Esquistos Las Mercedes y Chuspita parece ser concordante y transicional (Seiders, 1965), en (Urbani, 2000).	parte de la secuencia no metamorfozada de Venezuela Oriental, el Esquisto de Las Mercedes se ha considerado como el Equivalente metamórfico del grupo Guayusa (Aguerrevere & Zuloaga 1938; Navarro et al. 1988).	que pudiera corresponder al margen de la placa suramericana sobre la extensión del cratón de Guayana. En la región de Caracas esta Asociación sólo aflora al sur de la Falla del Ávila.
--	--	---	--	---	--

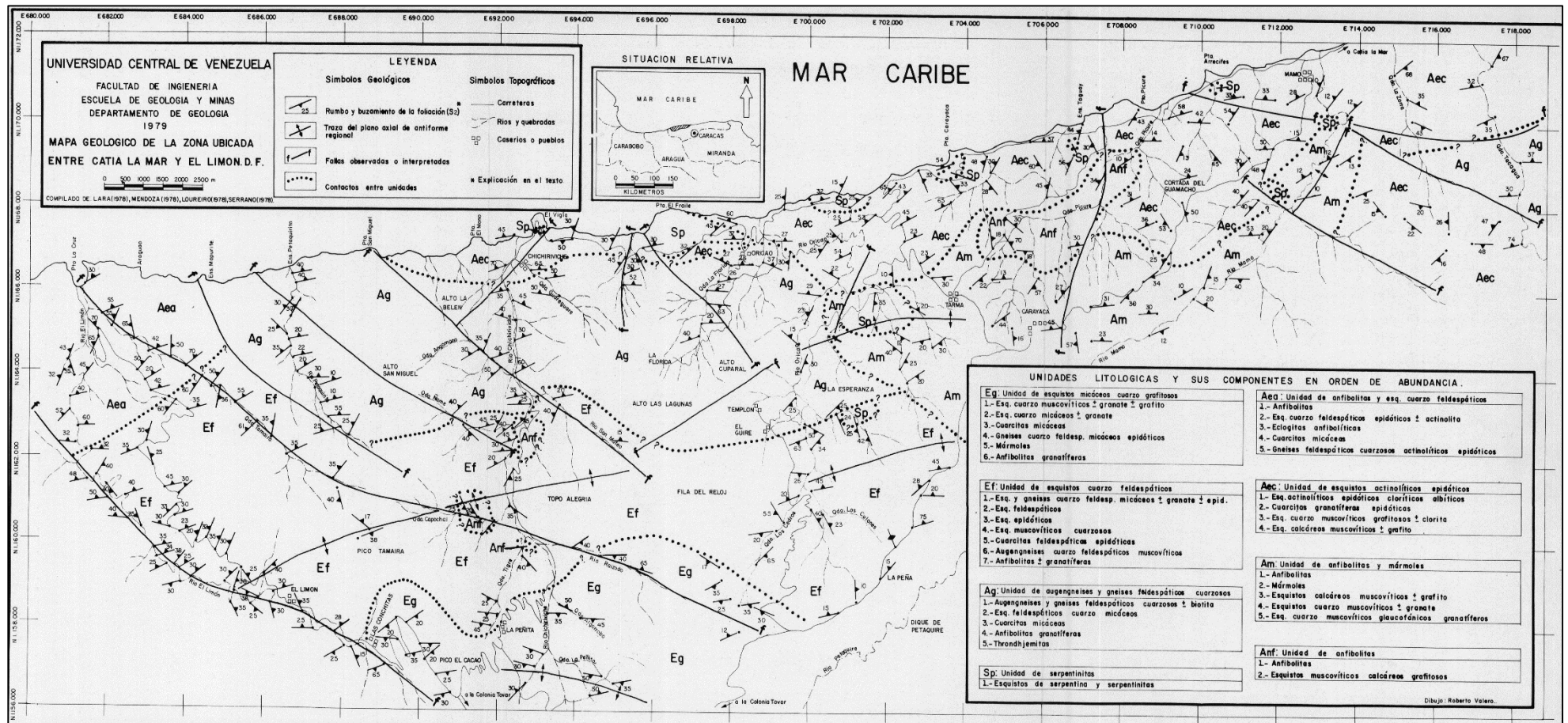


Figura 37. Mapa Geológico de la zona ubicada entre Catia la Mar y El Limón. Tomado de: Talukdar y Loureiro (1981). Compilado de: Lara, Loureiro y Serrano (1978)

BIBLIOGRAFÍA

Burke, K y Dewey, J (1980) "Caribbean evolution". IX conf. Geol. Del Caribe (Santo Domingo), 1980.

Donnelly, T (1975) "Igneous-tectonics history of the Caribbean during the late Jurassic through late Cretaceous: the unity of oceanic and primitive island arc suites in Central America, Greater Antilles, Venezuela, Netherland Antilles, Venezuela basin, and Nicaragua rise". 9th Caribbean Geol. Conf. Santo Domingo.

Ladd, J (1976) "relative motion of South America with respect to north America and Caribbean tectonics". Geol. Soc. Am. Bull, 87.

Loureiro, D (1978) "Geología de la cuenca del río Oricaó, D.F". Trabajo Especial de Grado, Escuela de Geología y Minas. Universidad Central de Venezuela. Inedito.

Loureiro, D y Talukdar, S (1981) "Implicaciones del estudio geoquímico de las rocas anfibolíticas de la parte norcentral de Cordillera de la Costa". ASOVAC, Nov. 1981, resumen.

Loureiro; D (1981) "Geoquímica de los elementos mayoritarios de las anfibolitas de la Cordillera de la Costa: fragmentos de la corteza oceánica Caribe". Trabajo de ascenso, Escuela de Geología y Minas. Universidad Central de Venezuela. Inedito.

Mendoza, J (1978) "Geología de la cuenca del río Chichiriviche, D.F". Trabajo Especial de Grado, Escuela de Geología y Minas. Universidad Central de Venezuela. Inedito.

Talukdar, S y Loureiro, D (1981) "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."

Talukdar, S; Loureiro, D; Mendoza, J; Lara, A y Serrano, I (1979) "Historia metamórfica de la parte norcentral de la Cordillera de la Costa entre Carayaca y Puerto Cruz y su significado". Geos 25, Caracas.

Excursión práctica de medición de rumbo y buzamiento de Superficies Geológicas Planares

Mampote (sentido Guarenas-Caracas), La Alameda (Caracas), Km 1 de la Carretera Panamericana (sentido Caracas-Los Teques)

OBJETIVO GENERAL

Determinar la orientación espacial de las estructuras geológicas planares.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Ubicar la zona de estudio, mediante el método de triangulación.
- Determinar la orientación espacial de planos de foliaciones.
- Determinar la orientación espacial de planos de diaclasas.
- Determinar las familias de diaclasas que están presente en la zona de estudio.
- Realizar la descripción litológica de las rocas aflorantes.
- Realizar una poligonal abierta y representar debidamente las mediciones planares.

ALCANCE DE LA PRÁCTICA

Una vez concluida la práctica, el estudiante deberá estar en capacidad de determinar, mediante el uso de la brújula, la orientación espacial de cualquier estructura geológica planar, tal como estratificaciones, fallas, foliaciones, diaclasas. Así mismo, deberá estar en capacidad de elaborar mapas esquemáticos en los que la base del levantamiento esté dada por la poligonal, abierta o cerrada, y sobre la cual se represente la disposición espacial de las estructuras geológicas mediante los símbolos apropiados.

PROCEDIMIENTO A SEGUIR

El trabajo práctico se efectuará en dos partes; la primera de ellas consistirá en entrenar al estudiante en la medición del rumbo y buzamiento de superficies planares mediante el uso de la brújula. En la segunda parte se procederá a levantar una sección a lo largo de una carretera.

-Medición de rumbo y buzamiento de superficies planares.

A los efectos de los trabajos geológicos, las estructuras se ubican espacialmente mediante su rumbo y buzamiento. El rumbo y el buzamiento de cualquier estructura puede ser representado mediante símbolos convencionales, que son los empleados en los mapas geológicos, y de ahí su importancia cartográfica. El rumbo de un plano viene definido por la orientación geográfica de la línea que se obtiene al intersectar el plano geológico con un plano horizontal cualquiera.

Dada la forma como se ha definido, la línea de rumbo de un plano se caracteriza por:

- a) Estar contenida en el plano.
- b) Ser horizontal, y por ende carece de declive y sólo posee dirección. El buzamiento, por su parte es el ángulo que forma el plano a medir con respecto a un plano horizontal, y debe ir acompañado por el sentido en el que el plano buza o baja. En virtud de esta definición, el buzamiento de un plano corresponde al ángulo que forma una de sus rectas de máxima pendiente con respecto a un plano horizontal, y el sentido del buzamiento, a su vez, es el mismo que poseen

estas rectas. Las definiciones precedentes permiten deducir las siguientes propiedades:

1. Dos planos cuyas líneas de rumbo posean orientaciones $N30^{\circ}E$ y $S30^{\circ}W$, respectivamente, tienen sus líneas de rumbo paralelas. Para obviar esta ambigüedad en cuanto a terminología, se ha optado la convención de referir todos los rumbos única y exclusivamente con respecto al norte geográfico.

En el ejemplo citado, por lo tanto, ambos planos tendrán un rumbo $N30^{\circ}E$. Como una consecuencia de esto, el rumbo de las superficies geológicas tiene que ser, $N\alpha E$ ó $N\alpha W$ ó $E-W$ ó $N-S$, donde α es un valor expresado en grados tal que $0^{\circ} < \alpha < 90^{\circ}$.

2. Cualquier plano geológico tiene un rumbo determinado y sólo uno, salvo los planos horizontales, ya que todas las líneas contenidas en ellas son líneas de rumbo, y por lo tanto existen infinitos rumbos.

3. El buzamiento de un plano se expresa mediante un valor angular en grados (β), y uno de los puntos cardinales que corresponde al sentido en el cual baja el plano. El valor angular sólo puede variar entre 0° y 90° ; los planos cuyo buzamiento es

de 0° son horizontales (y según los visto, poseen infinitos rumbos), y los planos cuyo buzamiento es de 90° son verticales y carecen de sentido de buzamiento.

4. Cualquier plano en el espacio tiene, necesariamente, que poseer buzamiento en sentido norte o en sentido sur.

Las únicas excepciones son: a) los planos horizontales, por cuanto en ellos el buzamiento es nulo; b) los planos verticales, ya que carecen de sentido de buzamiento; c) los planos cuyo rumbo sea $N-S$, en los cuales el sentido de buzamiento es E u W .

En lo que respecta a la nomenclatura, el rumbo y el buzamiento de cualquier plano se expresa según la forma $N\alpha W\beta N$, lo cual indica:

1) Que el plano en cuestión posee líneas de rumbo cuya dirección es $N\alpha W$.

2) Que sus líneas de máxima pendiente forman un ángulo de β grados con el plano horizontal.

3) Que el plano buza o baja hacia el norte, o lo que es igual, si se camina sobre el plano en sentido $S-N$ se alcanzarán, progresivamente cotas cada vez más bajas.

Excursión de la práctica relativa al estudio de Pliegues en campo

Kempis (Estado Miranda), Colinas de Bello Monte

OBJETIVO GENERAL

Realizar un análisis estructural de una secuencia plegada.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Determinar en campo, la orientación espacial de los elementos geométricos de pliegues.
- Clasificar los plegamientos según su ángulo interlimbar, convergencia de los limbos y disposición del plano axial.
- Utilizar un sistema de proyección (estereográfica) para calcular el ángulo interlimbar en la oficina y para realizar interpretaciones acerca de la posible dirección de acortamiento.
- Establecer la edad relativa de cada pliegue con respecto a una superficie de referencia (foliación) y representarlos según la simbología apropiada.
- Representar, mediante los símbolos adecuados, las mediciones efectuadas en una base topográfica.
- Determinar la litología de la zona de estudio y establecer la relación con los elementos descritos del plegamiento y las clasificaciones de los mismos.

ALCANCE DE LA PRÁCTICA

Una vez concluida la práctica, el estudiante deberá estar en capacidad de determinar mediante el uso de la brújula, la orientación

espacial de cualquier estructura geológica plegada.

Así mismo, deberá estar en capacidad de elaborar mapas esquemáticos en los que la base del levantamiento esté dada por la poligonal, abierta o cerrada, y sobre la cual se represente la disposición espacial de las estructuras geológicas mediante los símbolos apropiados, además de la representación de los pliegues en proyección estereográfica.

PROCEDIMIENTO A SEGUIR

La metodología propuesta para esta experiencia de campo consta de las siguientes partes:

- Corrección de la declinación magnética.
- Ubicación del área de estudio por el método de triangulación.
- Recorrer el afloramiento para conocer las dimensiones y la distribución de los elementos que quieran ser medidos.
- Elaboración de croquis del afloramiento, a escalas y con las normas respectivas, en la cual se representen las estructuras seleccionadas para el estudio.
- Levantamiento de una poligonal abierta por el método de brújula y cinta métrica.
- Para cada estación escogida donde se realicen las mediciones, deben ser descritos los siguientes elementos.
- Rumbo y buzamiento de los flancos del (o los) pliegue(s).

- Ángulo interlimbar (con un transportador).
- Espesor de los intervalos deformados y variación de este espesor a lo largo de la superficie plegada.
- Rumbo y buzamiento de la superficie axial (plano axial).
- Dirección e inclinación del eje del pliegue
vale la pena mencionar que la medición del rumbo y buzamiento de los flancos y del plano axial se realiza igual que la medición de estructuras planares, es decir, se mide la orientación de las rectas horizontales del plano siempre respecto al norte para determinar el rumbo del plano y se mide cuanto es la inclinación de la recta de máxima pendiente y hacia donde se inclina para determinar el buzamiento. Donde difiere un poco el procedimiento es en la medición del eje del pliegue. Como se trata de una línea, su dirección se toma como un rumbo geográfico en el sentido en el cual la recta desciende o se inclina

BIBLIOGRAFÍA GENERAL

Aguerrevere, S. & Zuloaga (1937). "Observaciones geológicas de la parte central de la Cordillera de la Costa, Venezuela. Bol. Geol. y Min".

Asuaje, L (1972) "Geología de la region de Guatire- CAbo Codera". Memoria Cuarto Congreso Geológico Venezolano, Tomo III.

Audemard, F. (1997). "Tectónica activa de la región septentrional de la cuenca invertida de Falcón, Venezuela occidental". Memorias del VIII Congreso Geológico Venezolano. Tomo I, pp. 93-100.

Audemard, F. (2001). "Quaternary tectonics and present stress tensor of the inverted Falcón Basin, northwestern Venezuela." *Journal of Structural Geology*.

Audemard, F; Singer, A; Rodriguez, J y Beltran, C (1994) "Definición de la traza activa del sistema de fallas Oca-Ancón, noroccidente de Venezuela" VI Congreso Venezolano de Geofísicos, Soc. Venezolana de Ingenieros Geofísicos, Tomo I.

Barboza L. & S. Rodríguez (2002) "Integración de la geología del estado Vargas y del flanco sur del macizo del Ávila". *Geos*, UCV, Caracas.

Bell J. 1966, Mapa Geológico de Camatagua, Creole Petroleum Corporation Caracas. Escala 1: 50.000.

Bell, J (1968) "Geología de la Región de Camatagua, Estado Aragua, Venezuela". *Boletín de Geología*, Volumen IX, numero 18, pp. 291-434.

Bellizzia A. (1986) "Sistema Montañoso del Caribe – Una cordillera alóctona en la parte norte de América del sur". *VI Congr. Geol. Venezolano*, Caracas, *Memorias*, 10: 6657-6836.

Bellizzia, A (1960) "Yacimientos de níquel en Venezuela" Min, Minas e Hidroc., informe inédito.

Bellizzia, A (1967) "Rocas Ultrabásicas en el sistema montañoso del Caribe y yacimientos minerales asociados" *Boletín de Geología*, Vol. VIII, N° 16.

Bellizzia, A. (1967) "Rocas ultrabásicas en el sistema montañoso del Caribe y yacimientos minerales asociados". *Bol. Geol.*, Caracas, 8(16): 159-168.

Bezada M., Schmitz M.; Jácome M.I.; Rodríguez J.; Audemard F. and Izarra C. (2008) "Crustral structure in the Falcón Basin area, north western Venezuela, from seismic and gravimetric evidence". *Geodynamics* 45.

Boesi, T., Y Goddard, D (1991) "A new geologic model related to the distribution of hydrocarbon source rocks in the Falcón Basin, Northwestern, Venezuela. I: Biddle, K. T. (ed) *Active Margin Basins*". American Association of Petroleum Geologists, memoirs, 52.

Burke, K y Dewey, J (1980) "Caribbean evolution". IX conf. Geol. Del Caribe (Santo Domingo), 1980.

Cabrera, E. (1985) "Evolución estructural de Falcon Central". Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo especial de grado para optar al título de Magister Scientiarum, inédito.

Urbani, F (2002) Camurí Grande, estado Vargas: Una ventana a la geología de la Cordillera de la Costa. Guía de excursión". *Guía de Excursiones Geológicas No. 02-1* Ediciones Sociedad Venezolana de Geólogos, Caracas.

Coello V., (2005), "Significado tectónico y procedencia de la formación Guárico a través de análisis petrográfico y minerales pesados, Venezuela norcentral" 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.

Dengo, G (1951) "Geología de la Región de Caracas", Boletín de Geología, Caracas.

Donnelly, T (1975) "Igneous-tectonics history of the Caribbean during the late Jurassic through late Cretaceous: the unity of oceanic and primitive island arc suites in Central America, Greater Antilles, Venezuela, Netherland Antilles, Venezuela basin, and Nicaragua rise". 9th Caribbean Geol. Conf. Santo Domingo.

Feo-Codecido, G (1962) "Contribution to the geology of North Central Venezuela". Asoc. Ven. Geol., Min. Pet., Bol. Inf., vol. 5, n° 5. pp 119-142.

Figuerola, A y Perez, M (2009) "Análisis geológico-estructural de Falcón occidental. Sistema de fallas de Oca-Ancón". Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo especial de grado para optar al título de Ingeniero Geólogo.

Garcias, G (1977) "Geología del area de Cabo Codera". Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo especial de grado para optar al título de Ingeniero Geólogo.

González de Juana, C (1971) "Guía de la excursión a la estructura de la Vela de Coro (Falcón)". Memoria cuarto Congreso Geológico Venezolano. Tomo I, pp. 317-326.

González de Juana, Picard C. X., e Iturralde J. M. (1980). "Geología de Venezuela y sus

Cuencas petrolíferas". Ediciones Foninves, Caracas, 2 vols.

González, P. (2009) "Control sedimentológico y análisis de las Formaciones Socorro y Caujarao, Campo La Vela, estado Falcón". Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo especial de grado para optar al título de Ingeniero Geólogo.

Hedberg, H (1950) Geology of the Eastern Venezuela Basin (Anzoategui-Monagas-Sucre-Eastern Guarico Portion)". Geol. Soc. Amer., Bul., vol. 61, n° 11. Pp 1173-1216.

Herrera, Y (2014) "Diseño de un sistema de clasificación granulométrico para el carbón mineral, empleado en Loma de Níquel, estado Miranda" Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo especial de grado para optar al título de Ingeniero en Minas.

Hidalgo, J. (2006) "Tectonoestratigrafía de la parte central de la cuenca de Falcón basada en la integración y reinterpretación de la geología de superficie y en la construcción de un transecto regional". Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela, Caracas.

Hidalgo, J. (2006) "Tectonoestratigrafía de la parte central de la cuenca de Falcón basada en la integración y reinterpretación de la geología de superficie y en la construcción de un transecto regional". Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela, Caracas.

Ladd, J (1976) "relative motion of South America with respect to north America and Caribbean tectonics". Geol. Soc. Am. Bull, 87.

Lavie, H (1967) "Evaluación de los Yacimientos de Lateritas Niquelíferas en

Loma de Hierro, estados Aragua y Miranda” Boletín de Geología, Vol. VIII, N° 16.

Loureiro, D (1978) “Geología de la cuenca del río Oricaó, D.F”. Trabajo Especial de Grado, Escuela de Geología y Minas. Universidad Central de Venezuela. Inedito.

Loureiro, D y Talukdar, S (1981) “Implicaciones del estudio geoquímico de las rocas anfibolíticas de la parte norcentral de Cordillera de la Costa”. ASOVAC, Nov. 1981, resumen.

Loureiro; D (1981) “Geoquímica de los elementos mayoritarios de las anfibolitas de la Cordillera de la Costa: fragmentos de la corteza oceánica Caribe”. Trabajo de ascenso, Escuela de Geología y Minas. Universidad Central de Venezuela. Inedito.

Macellari, C. (1995). “Cenozoic sedimentation and tectonics of the southwestern Caribbean pull-apart basin, Venezuela and Colombia, Petroleum basins of South America”, AAPG Memoir 62, pp. 757-780.

MacLachlan, J (1952) “Geology of the La Victoria área, Venezuela” Tesis Doctoral mimeografiada, Depto. de Geología, Universidad de Princeton.

Mendoza, J (1978) “Geología de la cuenca del río Chichiriviche, D.F”. Trabajo Especial de Grado, Escuela de Geología y Minas. Universidad Central de Venezuela. Inedito.

Muessig, K. (1984). Structure and Cenozoic tectonics of the Falcón basin, Venezuela and adjacent areas, in Bonini, W.E., Hangraves, R.B., Shagam, R. (editors) The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics, Geological Society of America, Memoir 162, pp. 217-230.

Ochoa, K & Reyes, R (2011) “Propuesta de los parámetros para el diseño de estabilidad de

taludes y de los depósitos finales en minera Loma de Níquel, c.a. municipio Guaicaipuro, estado Miranda” Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo especial de grado para optar al título de Ingeniero en Minas.

Oxburgh, E (1960) “Geology of the Eastern Carabobo área, Venezuela”. Tesis Doctoral mimeografiada, Universidad de Princeton.

Peirson, F; Salvador, A & Stainforth, R (1966) “The Guarico Formation of North Central Venezuela”. Asoc. Ven. Geol., Min. Pet., Bol. Inf., vol. 9, n° 7.

Porras, L. (2000) “Evolución tectónica y estilos estructurales de la región costa afuera de las cuencas de Falcón y Bonaire”. VII Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas.

Romero, P y Mendi, D (2009) “Guía General para las prácticas de Campo” (Doc. Uso interno Asignatura Introducción a la Geología de Campo, Escuela de Geología, Minas y Geofísica)

Romero, P; Mendi, D y Alezones, R (2009) “Formato y pautas para la realización de informes de campo” (Doc. Uso interno Asignatura Introducción a la Geología de Campo, Escuela de Geología, Minas y Geofísica)

Shagam, R (1960a) “Geology of central Aragua, Venezuela” Geol. Soc. Am, Bull, Vol. 71.

Smith, F (1962) “mapa geológico-tectónico del norte de Venezuela”. Primer Congr. Ven. Pet., distribuido por Compañía Shell de Venezuela.

Smith, R (1952) “Geología de la Región de los Teques-Cua” Boletín de Geología, Vol. 2, N° 6.

Sueiro, R & Urbina, L (2005) "Petrografía y Geoquímica de las rocas de la Serranía del Litoral". Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo especial de grado para optar al título de Ingeniero Geólogo.

Occidental y nororiental". Creole Petroleum Corporation. p. 407-465.

Talukdar, S y Loureiro, D (1981) "Geología de una zona ubicada en el segmento norcentral de la Cordillera de la Costa, Venezuela: Metamorfismo y drformación. Evolución del margen septentrional de Suramerica en el marco de la tectónica de placas."

Talukdar, S; Loureiro, D; Mendoza, J; Lara, A y Serrano, I (1979) "Historia metamórfica de la parte norcentral de la Cordillera de la Costa entre Carayaca y Puerto Cruz y su significado". Geos 25, Caracas.

Toribio, E & Guillén, W (2006) "Compilación, digitalización y actualización geológica y cartográfica de la zona Nor-Central estados Guárico y Aragua". Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo.

Urbani F. (2002^a) "Geología del área de la Autopista y Carretera Vieja Caracas - La Guaira, Distrito Capital y estado Miranda. Guía de excursión". Geos, UCV, Caracas, 35: 27-41, (+versión completa en CD).

Urbani, F (2002b) "Nomenclatura de las unidades de rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera de la Costa, Venezuela". Geos, UCV, Caracas, 35: 61, (+versión completa en CD).

Urbani, F. (2000) "Revisión de las Unidades de rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera de la Costa, Venezuela". Geos, Caracas, (33): 1-170.

Wheeler, C.B. (1963). "Estratigrafía del Oligoceno y Mioceno Inferior de Falcón