

NEOTECTÓNICA DE LA CUENCA DE BARLOVENTO, VENEZUELA

Reinaldo Ollarves^{1,2}, Franck Audemard^{1,2}, Ebelio Espínola², Jesús Hernández²,
Eduardo Rojas², Ricardo Alezones² & Rafael Falcón²

¹ Dpto. Ciencias de la Tierra. FUNVISIS, Caracas-Venezuela

² Escuela de Geología, Minas, y Geofísica. UCV, Caracas-Venezuela

RESUMEN

Se realizó el estudio de la Cuenca de Barlovento, desde el punto de vista tectono-estratigráfico, con el objetivo de generar un modelo geológico y la cartografía de las unidades litoestratigráficas que afloran en el área de estudio.

A través del presente estudio, se pudo determinar que la Cuenca de Barlovento ha sido afectada por al menos dos fases de deformación frágil desde el Mioceno Superior, las cuales han controlado los distintos ambientes sedimentarios que han existido en esta depresión: a) fase distensiva del Mioceno Tardío al Plioceno Tardío, con σ_1 vertical y σ_2 orientado NW-SE; y b) fase transpresiva desde el Pleistoceno medio al Reciente, con σ_1 orientado NNW-SSE y σ_2 vertical.

Por otra parte, se han aportado diversas evidencias sobre la existencia en tierra del sistema de fallas de Píritu, y que, al igual que el sistema de fallas de La Victoria, son sistemas de fallas activas.

Palabras Claves: Neotectónica, Tectono-estratigrafía, Venezuela nor-central.

GENERALIDADES

La cuenca de Barlovento, constituye una unidad fisiográfica deprimida en la región nor-oriental de Venezuela, con un área aproximada de 2.400 km². Esta cuenca sedimentaria es también conocida como Cuenca Baja del río Tuy, y está delimitada al norte por la Cordillera de la Costa, al sur por la Serranía del Interior, al oeste por las estribaciones del Parque Nacional Guatopo y al este por el Mar Caribe (véase **Figura 1**).

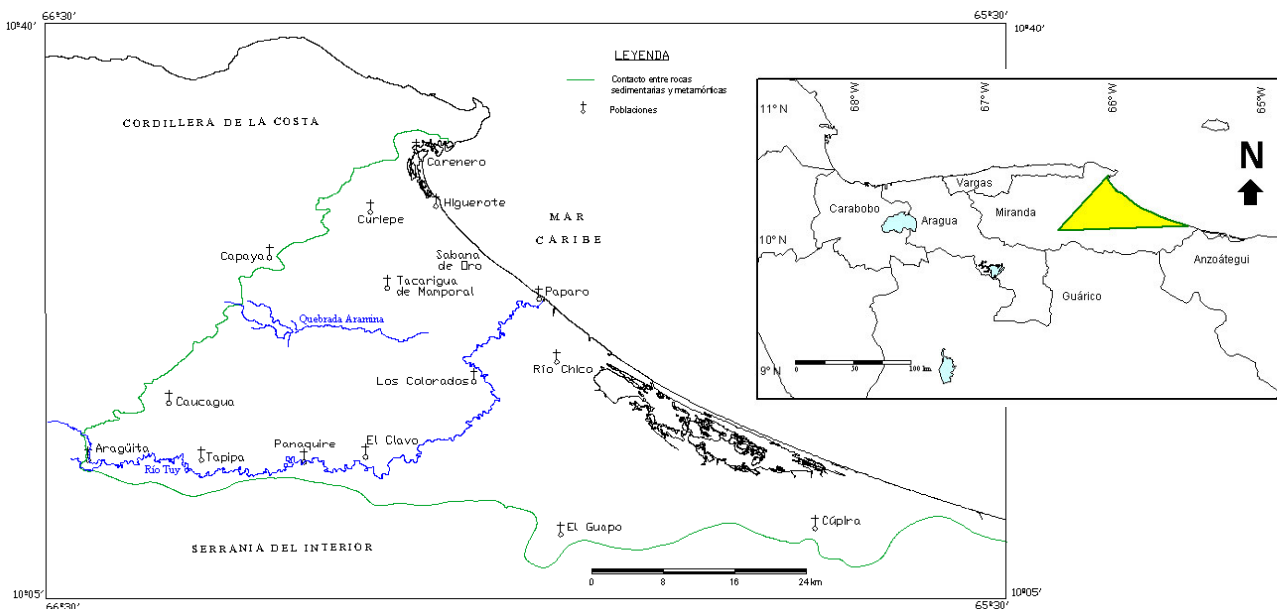


FIGURA 1. Mapa de ubicación de la Cuenca de Barlovento.

El drenaje principal de la Cuenca de Barlovento está conformado por la parte baja del río Tuy, el cual nace cerca del Pico Codazzi a una altura de 2.400 m sobre el nivel del mar, al norte de la Colonia Tovar, estado Aragua. El río Tuy recorre la Cuenca de Barlovento principalmente por su margen meridional, en dirección oeste-este, hasta llegar al poblado de El Clavo, donde su curso cambia a suroeste-noreste, para desembocar en el Mar Caribe por la Boca de Paparo.

METODOLOGÍA

El objetivo del presente estudio es la evolución tectono-estratigráfica de la Cuenca de Barlovento, siendo éste el primer ensayo de este tipo, el cual sigue la metodología propuesta por ESPÍNOLA & OLLARVES (2002b) para el estudio neotectónico de una cuenca sedimentaria, la cual ha sido realizada en cuatro etapas, descritas a continuación:

Etapla preliminar: se basó en la revisión de toda la información existente de la zona en estudio. Incluyó la recopilación bibliográfica de los trabajos previos y su posterior análisis, así como la revisión e interpretación de mapas topográficos, geológicos, fotografías aéreas, imágenes de radar y líneas sísmicas de la Plataforma de Unare.

Etapla de campo: se realizó un levantamiento geológico clásico de las principales quebradas, ríos y cortes antrópicos de la zona de estudio, el cual incluyó: (a) la ubicación de afloramientos, descripción de los tipos litológicos, (b) medición de elementos planares (estratificación, fallas, diaclasas, etc.) y (c) la recolección de muestras (lutitas y rocas duras). Además, se realizó la caracterización de las deformaciones presentes y se establecieron estaciones microtectónicas.

Etapla de laboratorio: consistió en el tratado y análisis de las muestras recolectadas en la etapa de campo. Específicamente, el lavado y análisis de 120 muestras de lutitas para el estudio de microfósiles (foraminíferos principalmente), la descripción megascópica de muestras de rocas recolectadas y de fósiles (generalmente bivalvos y gasterópodos), y el análisis de 44 secciones finas representativas de las unidades litológicas levantadas, para definir tipos litológicos y establecer microestructuras.

Etapla de oficina: consistió en la interpretación, comparación y validación de los datos obtenidos y analizados en las tres etapas anteriores. Y el resultado de estas acciones se plasmó, entre otras cosas, en un mapa de cartografía geológica a escala 1:100.000, representando no solo las características litológicas, sino también las estructurales. Además, se elaboraron columnas estratigráficas locales de las secciones levantadas, a escala 1:100.

Las poblaciones de fallas se analizaron a través del programa TectonicsFP creado por REITER & ACS (1996).

ESTRATIGRAFÍA

ESPÍNOLA & OLLARVES (2002a) y HERNÁNDEZ & ROJAS (2002) definen que el relleno sedimentario de la Cuenca de Barlovento está conformado por las formaciones Aramina, Caucaagua y Mamporal, las cuales representan un proceso regresivo y transicional de ambientes marinos a continentales de edad entre Mioceno Tardío y el presente (véase **Figura 2**). A continuación se describen estas unidades litoestratigráficas.

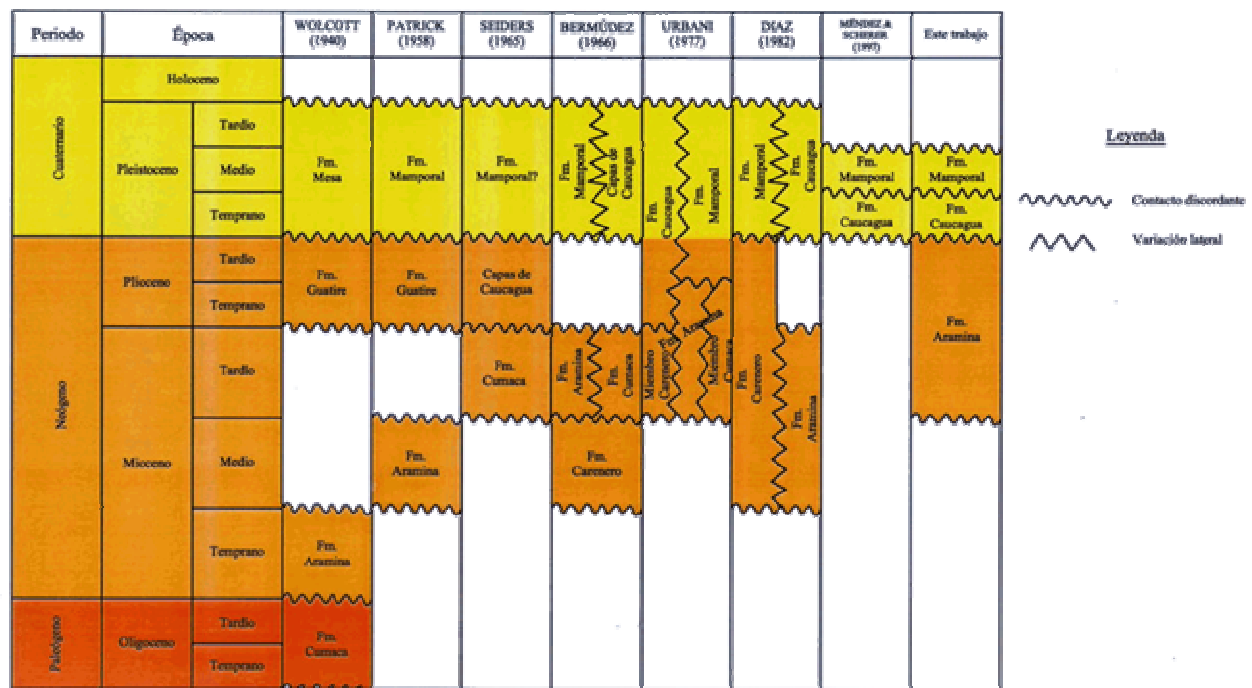


FIGURA 2. Correlación de las unidades litoestratigráficas planteadas por diferentes autores en la Cuenca de Barlovento.

Formación Aramina

Está presente a todo lo largo del margen septentrional de la cuenca, aflora en el poblado de Aragiita y se extiende en forma continua hasta el pueblo de Carenero (véase **Figura 3**). Esta unidad alcanza un espesor máximo de 1.450 m en su sección tipo (quebrada Aramina), y presenta una gran variedad litológica, la cual está compuesta por conglomerados, areniscas, lutitas, limolitas, calizas y capas de ostras en el extremo nororiental de la cuenca.

La base de la Formación Aramina está conformada por conglomerados mayormente con matriz clástica, de tamaño de arena media a limo, aunque ocasionalmente se presenta con matriz calcárea, los cuales descansan en contacto de falla y localmente en discordancia litológica sobre las rocas metamórficas que conforman el flanco sur de la cordillera de la costa en la región de Barlovento. Por encima de los conglomerados, y por el resto de la unidad, se presentan intercalaciones de areniscas, limolitas, lutitas y calizas, siendo las más abundantes las lutitas.

Los ambientes de depositación para la Formación Aramina varían de a la ubicación geográfica donde se estudie. Para las secciones del extremo occidental de la cuenca, la fauna recolectada está constituida por fragmentos de peces (dientes, escamas y esqueletos) y moluscos (bivalvos y gasterópodos). Sólo fue posible la identificación de dos géneros de gasterópodos: Tryonia vivasi y Ancylus sp., estas especies son propias de ambientes lacustres. El resto de los ejemplares de moluscos sólo indican ambientes de aguas someras a salobres y lacustres.

Al revisar las secciones ubicadas hacia el oriente, aparte de los fragmentos de moluscos y de peces, también se observan espinas de equinodermos, ostrácodos, foraminíferos y, muy escasamente, briozoarios. De los moluscos que se identifican resaltan Caryocorbula sp., Trigoniocardia sp., Pitar sp. y Bulla striata. Todos característicos de ambientes marinos someros.

La edad de la Formación Aramina, al igual que sus ambientes de depositación, varía de acuerdo a las secciones que se analicen. Para el extremo occidental de la cuenca la fauna con rangos de edades lo suficientemente pequeño como para arrojar información resaltante, está representado por las especies: Tryonia vivasi y Ancylus sp., ambos con biocrones del Mioceno Temprano a Medio. En las otras secciones, los fósiles con biocrones importantes son moluscos y foraminíferos. Entre los gasterópodos están: Anomalocardia brasilana (Mioceno Tardío – Reciente), Noctia (N.) sheldoviana (Plioceno Tardío – Pleistoceno Temprano), Caryocorbula sp. (Plioceno Tardío – Pleistoceno medio), Caryocorbula sp. (Plioceno Tardío), Trigoniocardia (T.) maturensis (Plioceno Tardío - Pleistoceno Temprano), Glauss trinidadensis (Plioceno Tardío), Sinum nolani (Plioceno) y Domex sp. (Plioceno Tardío).

Con respecto a los foraminíferos, los de biocrones significantes son: Ammonia sp. (Mioceno Tardío – Reciente), Globorotalia merotumida (Plioceno Temprano) y Amphistegina lessoni (Plioceno). Toda esta fauna, incluida la de moluscos, se localizan en las secciones de la quebrada Aramina y las carreteras de la zona de Carenero e indica que la sedimentación de la Formación Aramina en la zona central y oriental de la cuenca llegó, por lo menos, hasta el Plioceno Tardío.

Formación Cauagua

Se extiende en forma continua a todo lo largo de la región central de la cuenca de Barlovento, desde el pueblo de Cauagua hasta cercanías del poblado de Higuero al norte, pero hacia el sur se presenta en forma discontinua en las cercanías a los poblados de Tapipa, Panaquire y Cúpira (véase **Figura 3**). Alcanza un espesor mínimo de 540 m en la sección Curiepe-Higuero.

Esta unidad está conformada por capas de conglomerados, areniscas y en menor proporción, por capas de lutitas y limolitas. Es estéril y su contacto con la unidad infrayacente (Formación Aramina) está representado por una discordancia angular. Según MÉNDEZ & SCHERER (1997) esta unidad es de edad Pleistoceno Temprano.

Con base en las facies litológicas presentes en esta formación, las cuales son propias de ambientes continentales fluviales, se propone un sub-ambiente de canales entrelazados.

Formación Mamporal

Esta formación está presente en forma discontinua a lo largo de toda la cuenca; aflora al norte del pueblo de Carenero, y al sur de la población de Higuero. Los afloramientos más continuos se observan en la parte central de la cuenca, hacia el poblado de Los Colorados y hacia el Guapo (véase **Figura 3**).

Se estiman unos 120 m de espesor para esta unidad, la cual está constituida por conglomerados de color rojo y marrón rojizo, con clastos de tamaño guijarro, peña y peñón, pero el tamaño modal es el de guijarro. Tienen formas cilíndricas y discoidales y la redondez de los bordes varía de sub-anguloso a redondeado. En cuanto a composición, los clastos son de cuarzo y de origen metamórfico (esquistos) por lo general, aunque eventualmente se presentan fragmentos volcánicos.

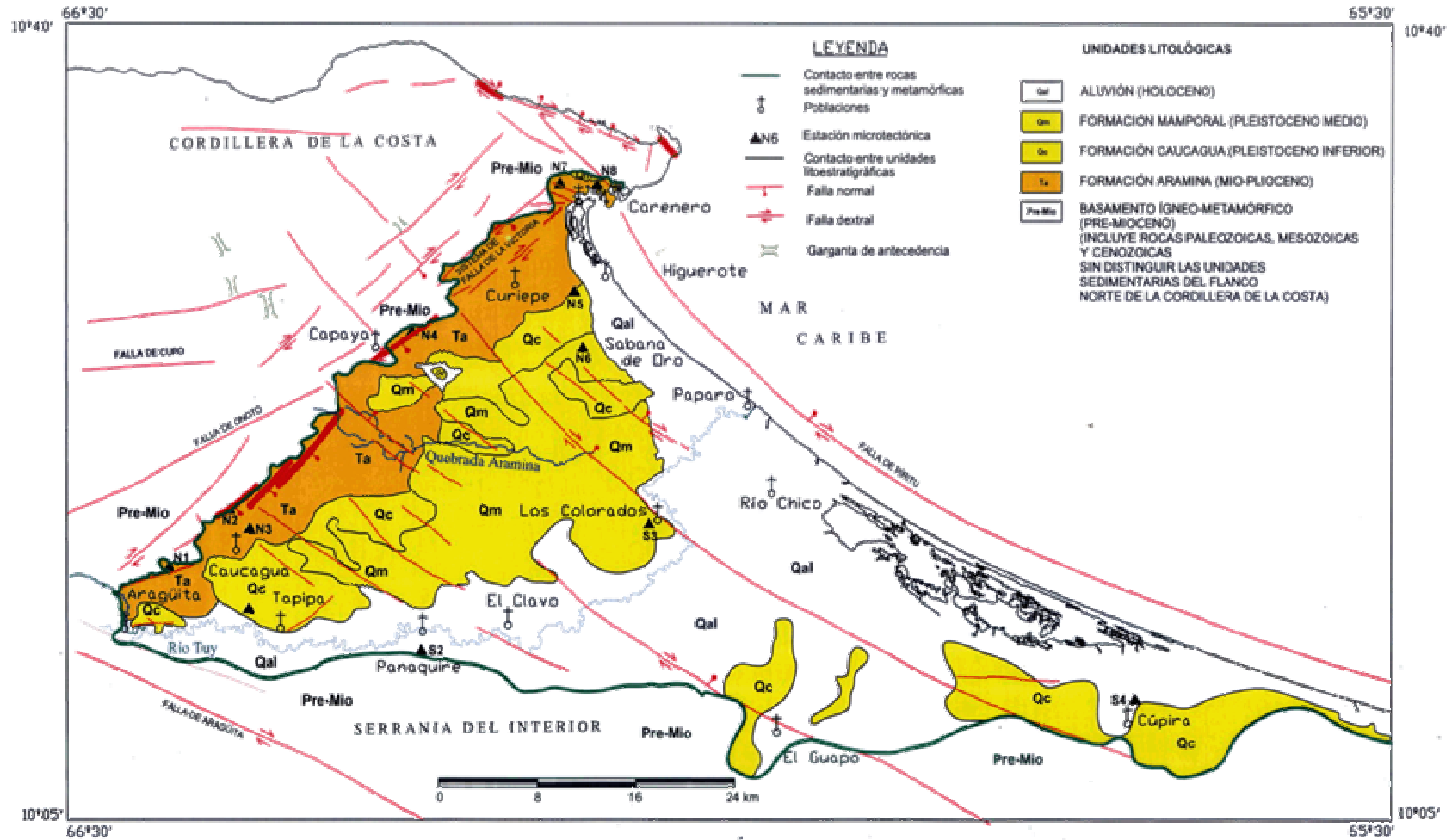


FIGURA 3. Mapa geológico de la cuenca de Barlovento.

Se interpreta un sub-ambiente de conos aluviales, en base a las facies litológicas presentes. Por otra parte, MÉNDEZ & SCHERER (1997) sugieren que esta unidad es de edad Pleistoceno medio.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

Entender los regímenes tectónicos a los que ha sido sometida la Cuenca de Barlovento, es de suma importancia, ya que estos han controlado la génesis y evolución de la misma, además de controlar los paleo-ambientes de sedimentación. Las principales fallas que han controlado a esta depresión en sus márgenes septentrional y oriental, son el sistema de fallas de La Victoria y el de Píritu, respectivamente (véase **Figura 3**).

El borde septentrional de la cuenca está controlado por un sistema de fallas de orientación NE-SW, el cual pertenece al sistema de fallas de La Victoria. Las facetas triangulares, drenajes suspendidos, colinas desplazadas y drenajes desplazados son las evidencias de actividad cuaternaria características de este sistema en la región de estudio, a partir de las cuales, más las evidencias de campo, se establece que éste sistema tiene movimiento relativo normal dextral. Por otra parte, la falla de La Victoria también controla el borde septentrional de la Cuenca de Ocumare del Tuy (AUDEMARD, 1984), y representa un sistema de fallas de cizallamiento paralelo (P) dentro de la cizalla principal dextral E-W originada por la interacción de la placa del Caribe y la Suramericana (AUDEMARD *et al.*, 2000).

A todo lo ancho de la cuenca, inclusive atravesando tanto la Cordillera de la Costa como la Serranía del Interior, se presenta un sistema de fallas con orientación NW-SE, al cual pertenece el sistema de Píritu. Las evidencias morfológicas de actividad más representativas de este sistema, consisten en: valles lineales, drenajes lineales y drenajes desviados. Basándose en las observaciones de campo y las evidencias antes mencionadas, se establece que este sistema tiene comportamiento normal-dextral con algunas fallas dextral-normal. Dentro del marco regional, y partiendo de las relaciones geométricas con la cizalla principal, este sistema se encuentra posicionado entre los Riedels Sintéticos (R) y las Grietas de Tracción (T). Por lo tanto, la transtensión *sensu lato* generada por el sistema de fallas de la Victoria, es descargada sobre este sistema, pudiendo así ser reactivadas las fallas de la primera fase de deformación, como fallas normal-dextral bajo el tensor de esfuerzos actual.

Además de los sistemas de fallas antes expuestos, existen dos sistemas adicionales, uno de orientación N-S y el otro E-W, los cuales son menos frecuentes y presentan pocas evidencias morfológicas en las fotografías aéreas.

Las fallas de orientación NNE-SSW a N-S, presentan comportamiento de falla transcurrente sinistral, las cuales, por su relación geométrica con el marco tectónico y su movimiento relativo, son interpretadas como Riedels Antitéticos (R'). Este tipo de cizallamiento es poco común en la zona de estudio, y tampoco es frecuente a nivel regional. Las fallas con este comportamiento han sido observadas y analizadas por FANTI *et al* (1980) en la zona de Caracas, donde localmente se conoce como la falla de Chacaíto.

A escala mesoscópica, se realizaron 50 mediciones microtectónicas en 12 estaciones distribuidas a lo largo de la cuenca (véase **Tabla 1** y **Figura 3**). Algunos de los afloramientos deformados más resaltantes se ilustran en la **Figura 4**, en la cual se aprecia que el tipo de fallamiento que domina son las fallas normales. En la **Figura 4.A**, se muestra el tope de una caliza perteneciente a la Formación Aramina, la cual ha sido fracturada y recrystalizada por vetas de calcita (fibras sintaxiales y compuestas). Es importante resaltar en este dibujo: a) que las fracturas están asociadas entre sí, a partir de Riedels (R), existiendo familias de Riedels de Riedels (denominados en este trabajo, Riedels de segundo orden, R''), y b) las grietas de tracción están orientadas aproximadamente N-S, ortogonales a la dirección de cizalla principal establecida E-W.

En el caso de la **Figura 4.B**, se aprecia fallamiento normal sin-sedimentario en la base de la Formación Aramina, además de basculamiento posterior a la deformación frágil allí presente. Por último, en la **Figura 4.C**, se observa fallamiento normal en la Formación Mamporal, ubicado en la región centro-oriental de la cuenca.

Fases de deformación

A partir de las observaciones realizadas en campo y del análisis de poblaciones de fallas y vetas, se determina que la Cuenca de Barlovento ha sufrido al menos dos fases de deformación frágil, en los últimos 11 Ma.

Entre las evidencias de la existencia de estas dos fases de deformación se encuentran las siguientes:

1) Las fallas observadas en campo pueden ser agrupadas en dos sub-conjuntos: a) fallas sin-sedimentarias y b) fallas post-sedimentarias. Las primeras de ellas se caracterizan por ser fallas normales con alto valor de cabeceo y encontrarse en las formaciones geológicas más antiguas. Las fallas post-sedimentarias se encuentran afectando tanto las formaciones más antiguas como las más jóvenes, existiendo dentro de este grupo, fallas de tipo normal, inversas y transcurrentes.

TABLA 1. Mediciones microtectónicas realizadas en la Cuenca de Barlovento.

Estación	Localidad	Falla	Orientación	Pitch	Tipo de falla	Total
N1	Qda. Casupo	1	N60°W 45°N	87°NE	Normal	1
		2	N54°W 45°N	87°NE	Normal	2
		3	N52°W 47°S	86°SW	Normal	3
		4	N41°W 50°S	86°SW	Normal	4
		5	N40°E 75°N	44°SW	Sinistral normal	5
		6	N27°E 76°N	69°SW	Normal sinistral	6
		7	N45°W 40°N	87°NE	Normal	7
		8	N50°E 86°N	28°S	Dextral	8
		9	N35°E 67°N	25°S	Dextral	9
		10	N70°W 65°S	75°NW	Normal	10
		11	N50°W 45°N	65°NE	Normal	11
		12	N50°W 70°N	75°NE	Normal	12
N2	Qda. Seca	1	N60°E 80°S	50°SW	Normal dextral	13
		2	N65°E 74°S	56°S	Normal dextral	14
N3	Los Silos	1	N50°E 20°S			15
N4	Turupa	1	E-W		Dextral	16
		2	N70°W		Dextral	17
		3	N75°W		Dextral	18
		4	N80°E		Dextral	19
		5	N15°E		Normal	20
		6	N10°E		Normal	21
		7	N-S		Normal	22
		8	N45°W		Dextral	23
		9	N80°W		Dextral	24
		10	N65°W		Dextral	25
N5	Higuerote-Curiepe	1	N46°W 60°N	90°	Normal pura	26
		2	N55°W 75°S	90°	Normal pura	27
N6	Higuerote-Sotillo	1	N05°E 56°N	56°N	Inversa sinistral	28
N7	Carenero	1	N85°E 44°S	60°SW	Normal	29
		2	N60°W 48°S	81°SW	Normal	30
N8	Pto. Francés	1	N65°W 70°S	30°SE	Dextral inversa	31
		2	N40°W 68°S		Normal	32
S1	Tapipa	1	N42°E 35°S	77°S	Normal	33
		2	N30°E 75°S	38°SW	Sinistral inversa	34
		3	E-W 22°N	45°NW	Normal sinistral	35
		4	N34°W 35°N	40°S	Normal	36
		5	N85°W 40°N	30°W	Normal	37
		6	N25°W 68°S	12°N	Dextral normal	38
		7	N40°W 24°N	85°E	Normal	39
S2	Río Panaquire	1	N25° 25°S	72°S	Normal	40
		2	N40°W 39°S	0°	Dextral	41
S3	Los Colorados	1	N25°W 74°N	5°NW	Sinistral normal	42
		2	N70°W 85°S	56°W	Normal dextral	43
		3	N70°W 74°S	58°W	Normal dextral	44
		4	N45°W 58°N	80°NE	Normal sinistral	45
		5	N55°W 36°S	67°S	Normal dextral	46
		6	N35°W 36°S	76°SW	Normal dextral	47
		7	N20°W 68°S	49°SW	Normal dextral	48
		8	N45°W 69°N	85°NE	Normal dextral	49
S4	Cúpira	1	N42°W 88°N	75°E	Normal	50

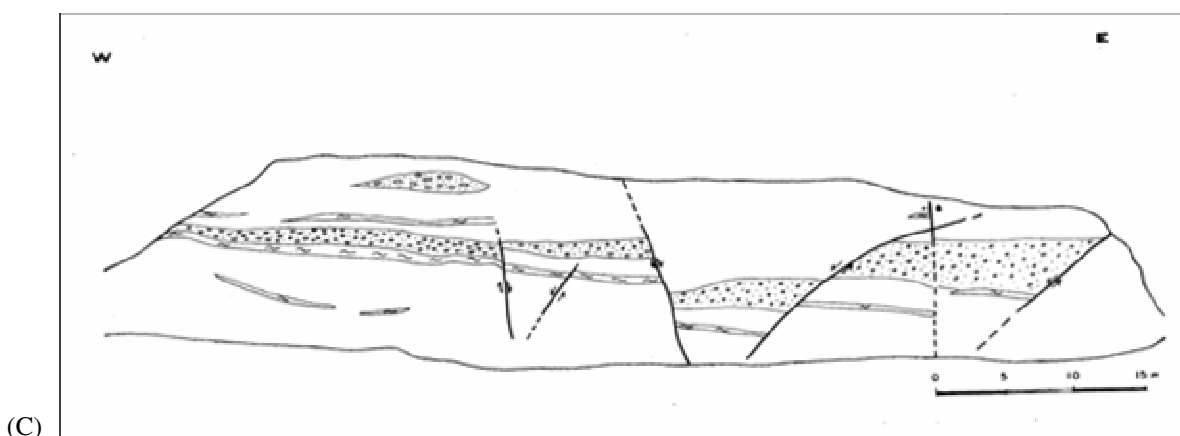
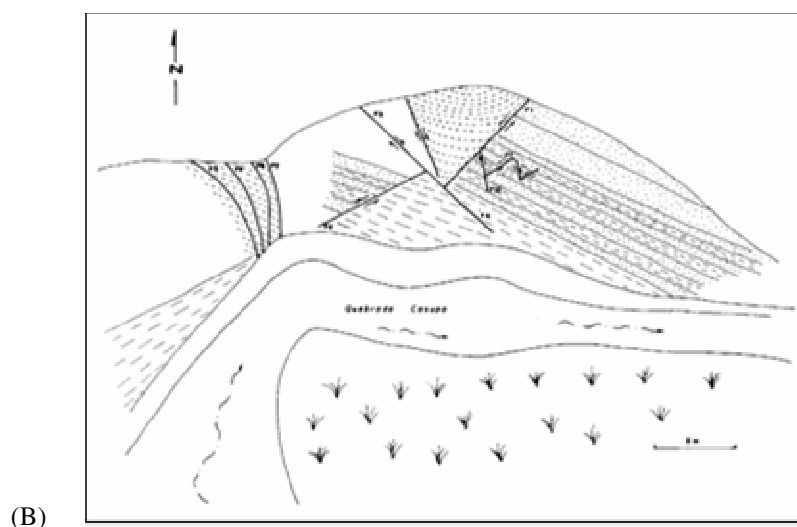
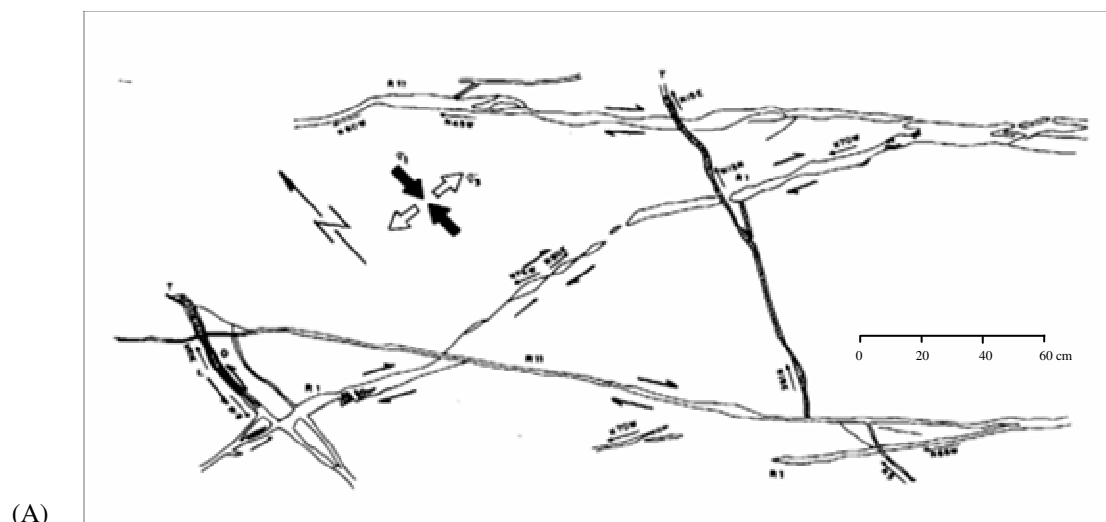


FIGURA 4. Ejemplos de afloramientos deformados. (A) Tope de caliza de la Formación Aramina, en la quebrada Turupa. Estación N4 (vista en planta); (B) Afloramiento de la Formación Aramina, en la quebrada Casupo. Estación N1; y (C) Afloramiento de la Formación Mamporal, en el poblado de Los Colorados. Estación S3. Ubicación relativa de las estaciones en Figura 3.

2) Al calcular un tensor de esfuerzos que mejor se ajuste a todas las fallas medidas, el histograma de fluctuación muestra que no hay un tensor único confiable. Sin embargo, al separar las fallas en grupos sin y post-sedimentarios, los tensores determinados se ajustan mejor a estas poblaciones de fallas.

3) Las fallas sin-sedimentarias se encuentran afectando principalmente a la Formación Aramina, mientras que las post-sedimentarias afectan a todas las rocas sedimentarias. La Formación Cauagua se encuentra suprayacente a la Formación Aramina en contacto discordante. Esta discordancia marca además un cambio en la sedimentación de la cuenca, siendo los ambientes de la Formación Aramina marino somero, mientras que para la Formación Cauagua, son fluviales.

Tomando en cuenta lo antes expuesto, más la información estratigráfica, se determina que la Cuenca de Barlovento ha sufrido los siguientes procesos:

Una primera fase de deformación frágil distensiva, caracterizada por fallamiento normal sin-sedimentario, que comenzó en el Mioceno Tardío y terminó en el Plioceno Tardío.

La segunda fase de deformación es de tipo transpresiva, caracterizada por fallamiento post-sedimentario, que comenzó en el Plioceno Tardío y que aún está presente en la actualidad.

Tensores de esfuerzo

A partir de las 50 mediciones microtectónicas realizadas en 12 estaciones (Tabla 1), se determinaron los tensores de esfuerzo correspondientes a cada fase de deformación frágil establecida (véase **Tablas 2 y 3 y Figuras 5 y 6**). De igual manera, las vetas fueron estudiadas partiendo de los diversos criterios planteados por algunos autores (entre ellos: DURNY & RAMSAY, 1973; DAVIS, 1984; SPENCER 1991; HANCOCK, 1994; HATCHER, 1995).

TABLA 2. Tensores de esfuerzos calculados para la primera fase de deformación.

Estación	σ_1	σ_2	σ_3	$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$
N1	87° S75°W	02° S56°E	02° N34°E	0,1141
N7	86° S58°W	02° S65°E	03° N25°E	0,3548

TABLA 3. Tensores de esfuerzos calculados para la segunda fase de deformación.

Estación	σ_1	σ_2	σ_3	$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$
N1	47° S14°E	37° N24°E	19° N81°W	0,5985
N4	N-S	Vertical	E-W	N/D
N5, 6 y 8	09° N40°W	72° S20°W	16° N53°E	0,4475
S1	76° N26°E	14° S15°W	3° N75°W	0,9158
S2	70° S18°W	12° N38°W	17° N55°E	N/D
S3	Vertical	0° N49°W	0° S41°W	0,5201
S4	41° S28°W	19° N43°W	41° N64°E	N/D

Como se observa en la **Tabla 2** y la **Figura 6**, los tensores de esfuerzos obtenidos para la primera fase de deformación, corresponden con un tensor distensivo con eje de extensión NE-SW, los cuales son muy similares a los obtenidos por AUDEMARD (1984) para la primera fase de deformación de la Cuenca de Ocumare del Tuy.

Por otra parte, los tensores de esfuerzo de la segunda fase de deformación (**Tabla 3** y **Figura 7**) varían según su ubicación en la cuenca. Los tensores ubicados en el margen septentrional se caracterizan por tener un σ_1 orientado aproximadamente N-S, mientras que en el centro de la cuenca, σ_1 pasa a posición vertical, pero, para ambos casos, siempre se mantiene la orientación NE-SW para σ_3 .

Análisis tectónico

La primera fase de deformación es de tipo distensivo, con un tensor de esfuerzos orientado: σ_1 = Vertical; σ_2 = NW-SE y σ_3 = NE-SW, el cual produjo un sistema de fallas normales sin-sedimentarias con orientación preferencial NW-SE en extensión radial. Este sistema originó la apertura de la Cuenca de Barlovento en forma de semi-graben alargado en el eje NW-SE, deprimiendo los bloques del este.

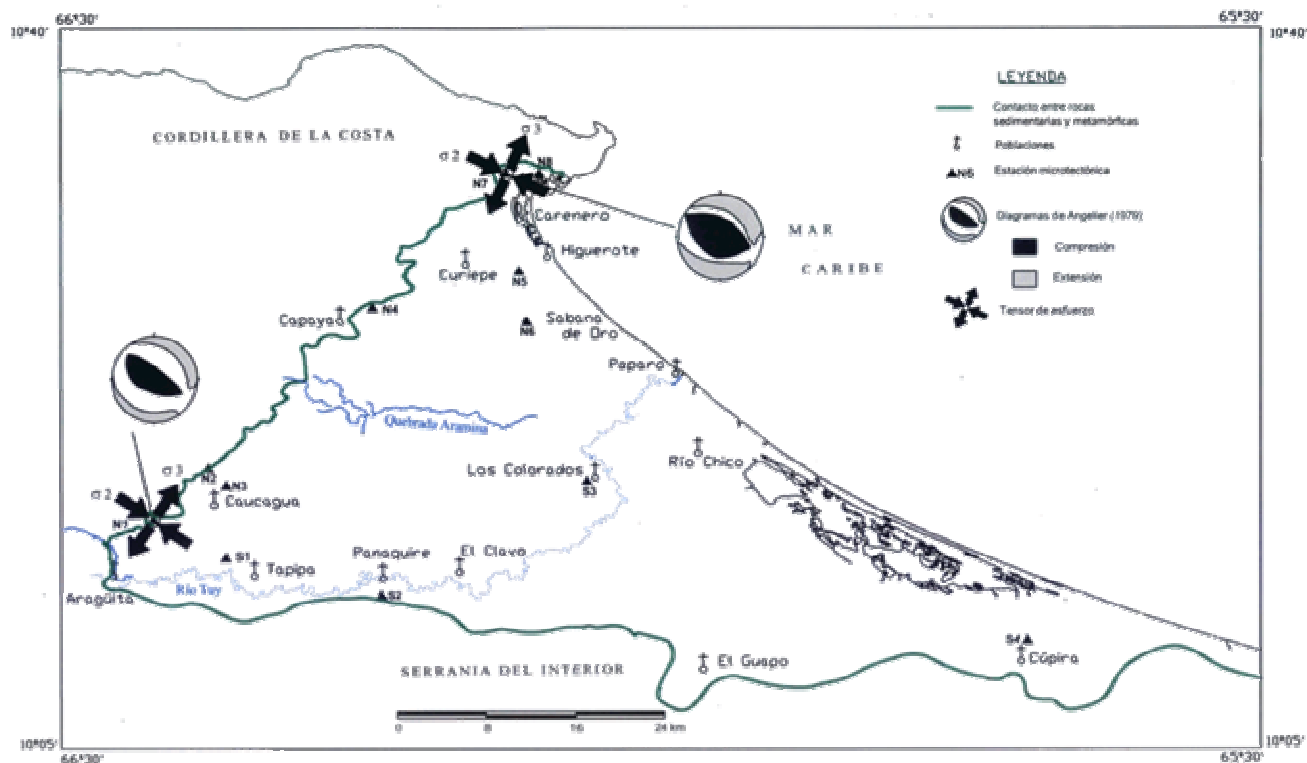


FIGURA 5. Mapa de tensores de esfuerzos determinados para la primera fase de deformación.

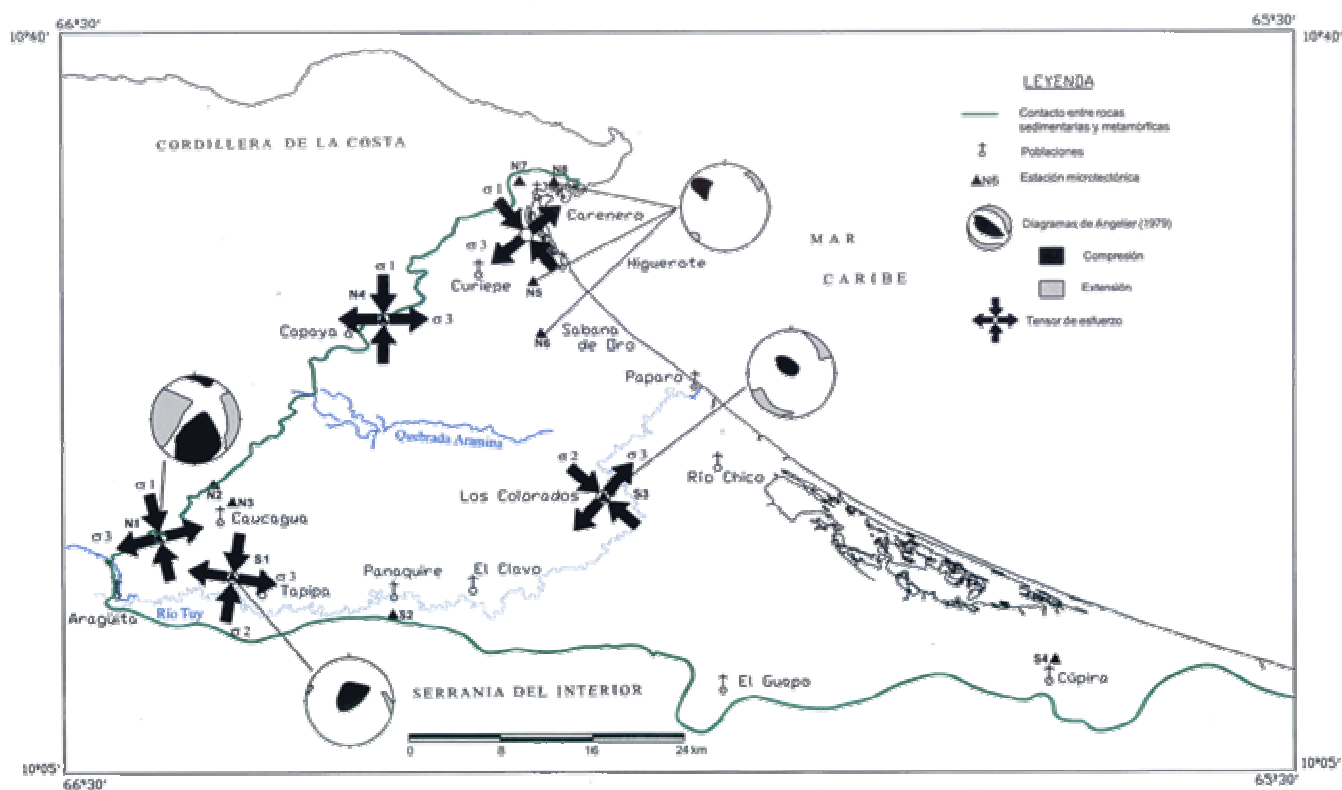


FIGURA 6. Mapa de tensores de esfuerzos determinados para la segunda fase de deformación.

Posteriormente, hubo un cambio en el régimen geodinámico, causando un incremento en el esfuerzo horizontal orientado al NW-SE (σ_2) de la primera fase de deformación, lo cual originó que éste se incrementara y superara al esfuerzo máximo (σ_1) que estaba en posición vertical. Este proceso generó una permutación en el tensor de esfuerzos, tal como es propuesto por AUDEMARD (2002), intercambiando la posición de los esfuerzos σ_1 y σ_2 de la primera fase de deformación, por σ_2 y σ_1 respectivamente de la segunda fase de deformación.

De esta manera, se origina la segunda fase de deformación, donde el esfuerzo intermedio se encuentra en posición vertical (σ_2), mientras que σ_1 y σ_3 están en posición NNW-SSE y ENE-WSW, respectivamente. Este tipo de régimen es transcurrente, y es donde se generan una gran diversidad de fallas, las cuales pueden ser explicadas bajo el modelo de WILCOX *et al.* (1973).

En la **Figura 7** se representan en diagrama de rosa las fallas pertenecientes a la segunda fase de deformación. Tomando en cuenta que el actual régimen tectónico de la región es transcurrente, se pudo analizar las poblaciones de fallas bajo el modelo de WILCOX *et al.* (op. cit.), obteniendo como resultado que para una cizalla principal dextral orientada E-W, las fallas de orientación NW-SE representarían Riedels Sintéticos (R), las NNE-SSW Riedels Antitéticos (R'), mientras que las ENE-WSW corresponden con las fallas de Cizallamiento Paralelo (P).

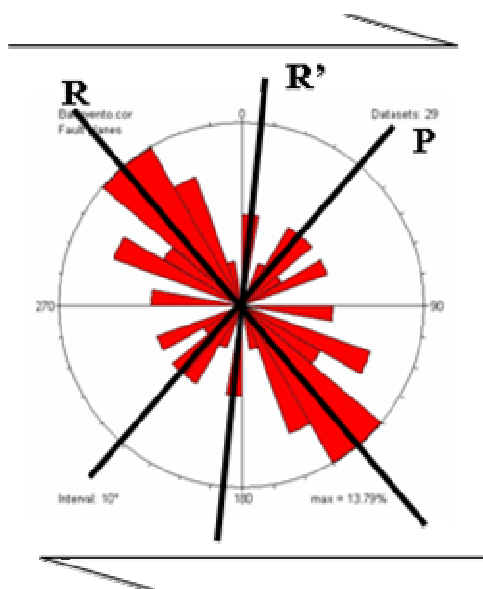


FIGURA 7. Representación en diagrama de rosa a intervalo azimutal de 10° , de las fallas pertenecientes a la segunda fase de deformación y analizadas bajo el modelo de WILCOX *et al.* (1973).

INTERPRETACIÓN GEODINÁMICA

Diversos autores han propuesto variados modelos geodinámicos para la evolución reciente del margen limítrofe entre la Placa Caribe y la Sudamericana. SOULAS (1985) explica que el régimen más reciente de deformación cortical, empieza cerca del límite Plio-Pleistoceno, cuando se estableció la geometría del actual borde meridional de la placa Caribe. El régimen tectónico inmediatamente anterior era netamente distinto del actual, pues las fallas normales sin-sedimentarias dominaban, por lo menos en las regiones norcentral y nororiental del país. A esta penúltima tectónica correspondía una geometría diferente del límite Caribe-Suramérica

Por otra parte, AUDEMARD (2002) propone que las cuencas septentrionales de Venezuela, resultan no de un proceso distensivo local, sino de uno más regional: colapso dentro de un orógeno. Siendo este colapso orogénico vinculado al cambio geodinámico mayor registrado a lo largo de todo el norte de Venezuela ocurrido aproximadamente hace 17-15 Ma (cuando la transcurrencia dextral mayor se activa).

Como es de notar, bajo los modelos antes expuestos, se plantea un cambio geodinámico para el Mio-Plioceno, provocado por la activación mayor de la transcurrencia dextral del límite meridional de la placa Caribe, que bien para el modelo de AUDEMARD & GIRALDO (1997) este cambio geodinámico es generado por la colisión del arco de Panamá con la placa

Suramericana, generando la cuenca Graben de Jambelí por el acoplamiento de estas dos placas, provocando así la expulsión del bloque de Maracaibo, con lo cual se activa la falla de Boconó como límite meridional de la placa Caribe.

Analizando lo antes expuesto, al ocurrir este tipo de cambios geodinámicos, es posible que ocurran procesos de “relajación del sistema”, en donde, por la activación y desactivación de ciertos sistemas de fallas, el marco geodinámico regional sufra un “descanso” mientras los esfuerzos tectónicos vuelven a ser repartidos bajo la nueva configuración, generando de esta manera, estructuras distensivas a nivel regional. El semi-graben de Barlovento podría ser una estructura generada por este mecanismo.

Este semi-graben, fue controlado por el sistema de fallas normales de orientación NW-SE, las cuales son observadas en las Figuras 3 y 6. Además, con base en la distribución de los distintos sub-ambientes y diacronismo de éstos, y en los ejes de extensión obtenidos en los tensores de esfuerzo, se establece que la Cuenca de Barlovento comenzó su apertura de Este a Oeste, en el Mioceno Tardío.

Por otra parte, la posición meridional del río Tuy dentro de la cuenca (véase **Figura 1**), los constantes buzamientos hacia el sur, la angularidad entre cada unidad litoestratigráfica y la mayor exposición de las formaciones más antiguas en el margen septentrional, y más jóvenes para el margen meridional, evidencian que la Cuenca de Barlovento está basculada hacia el sur; siendo este fenómeno también reportado por AUDEMARD (1984) en el río Tuy, para la Cuenca de Ocumare del Tuy y por PICARD & PIMENTEL (1968) en el río Guaire para el valle de Caracas, el Río Grande o Caucagua en el valle de Guatire-Guarenas y además incluyen la cuenca del bajo Tuy. El basculamiento general de la Cuenca de Barlovento puede estar asociado al levantamiento diferencial más rápido de la Cordillera de la Costa con respecto a la Serranía del Interior, en donde las discordancias angulares ubicadas en los topes y bases de las unidades litoestratigráficas marcan un mayor pulso tectónico de levantamiento.

CONCLUSIONES

La Formación Aramina, por su contenido faunal sugiere una sedimentación de agua dulce a salobre en el extremo occidental, marina somera para el centro y marina un poco más profunda para el nor-orienté. De igual forma, el análisis de la fauna indica que la formación es de edad Mioceno Tardío–Plioceno Tardío.

Por los litotipos presentes en la Formación Caucagua, se interpreta que ésta se generó en un ambiente fluvial de canales entrelazados.

La Formación Mamporal se distribuye por toda la cuenca y sus afloramientos no tienen continuidad lateral ni vertical. La litología, es propia de ambiente continental fluvial, generada por conos aluviales.

Se determinó, que la Cuenca de Barlovento, en su parte septentrional está controlada por un sistema de fallas de orientación NE-SW, las cuales pertenecen al sistema de fallas de La Victoria. Por su parte, el extremo oriental es controlado por el sistema de fallas de Píritu, mientras que la parte meridional no pudo ser caracterizada debido a la ausencia y mala preservación de los afloramientos. Por lo tanto, la posibilidad de tener control tectónico o sedimentario queda abierta.

Se demostró que la Cuenca de Barlovento, ha sufrido al menos dos fases de deformación frágil:

- La primera fase de deformación comenzó en el Mioceno Tardío y terminó a finales del Plioceno Temprano; se generó bajo un régimen distensivo, siendo caracterizada por un estado de esfuerzos donde σ_1 estaba en posición vertical, σ_2 y σ_3 orientados al SE-NW y NE-SW, respectivamente, generando un sistema de fallas normales sin-sedimentarias de orientación NW-SE en extensión radial, expresado con la depositación de la facies marino somera de la Formación Aramina.
- La segunda fase, es de tipo transcurrente, caracterizada por fallamiento post-sedimentario con orientaciones variables (NW-SE, NE-SW y NNE-SSW), la cual comenzó en el Plioceno Tardío y que aún está presente. El tensor de esfuerzos de esta fase se caracteriza por estar σ_2 en posición vertical, σ_1 orientado NNW-SSE a N-S y σ_3 ENE-WSW a E-W. Además, esta fase levanta la Cuenca de Barlovento de oeste a este, provocando la depositación del ciclo regresivo de la Formación Aramina, hasta colmatarla. Es a partir de este momento que dominan los ambientes continentales.

El cambio de la primera a la segunda fase de deformación, ocurrió a partir de una permutación de los vectores de esfuerzo σ_1 y σ_2 , que se estima que ocurrió en el Plioceno Tardío para la Cuenca de Barlovento.

El modelo genético propuesto para la Cuenca de Barlovento, es el de una cuenca Semi-graben, controlada por un sistema de fallas NW-SE, las cuales generaron la apertura de la cuenca de Este a Oeste en el Mioceno Tardío.

REFERENCIAS

- ANGELIER, J. (1979): "Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population". *Tectonophysics*, **56**: 17-26.
- AUDEMARD, F. (1984): "Evaluación geológica de la cuenca del Tuy para fines de investigaciones neotectónicas". UCV. Dpto. Geología. Trabajo especial de grado. Inédito. 2 Vol. 226 p + anexos.
- AUDEMARD, F. (2002): "Syn-sedimentary extensional tectonics in the River Tuy Basin, northern Venezuela: implications on basin genesis and southern Caribbean Geodynamics". *Mem. XI Congr. Venez. de Geofísica*, Caracas. En CD.
- AUDEMARD, F. & C. GIRALDO (1997): "Desplazamientos dextrales a lo largo de la frontera meridional de la placa Caribe, Venezuela Septentrional". *VIII Cong. Geol. Venezolano*, Porlamar, **1**:101-108.
- DAVIS, G. (1984): "Structural Geology of Rocks and Regions". *John Wiley & Sons*, New York. 492 p.
- DURNEY, D. & J. RAMSAY (1973): "Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. Gravity and Tectonics". *John Wiley & Sons*, New York, p. 67-96.
- ESPÍNOLA E. & R. OLLARVES (2002a): "Estudio tectono-estratigráfico del borde septentrional de la Cuenca de Barlovento, Estado Miranda: Implicaciones neotectónicas". UCV. Dpto. de Geología. Trabajo Especial de Grado. Inédito. 244 p.
- ESPÍNOLA E. & R. OLLARVES (2002b): "Metodología para el estudio de una cuenca sedimentaria con fines neotectónicos". Resumen, *J. Invest. Fac.Ing.*, UCV. En CD.
- FANTI O., L. FRONTADO & A. VECCHIO (1980): "Tectónica y sismicidad del área de Caracas y sus alrededores". UCV. Dpto. de Geología. Trabajo Especial de Grado. Inédito. 132p.
- HANCOCK, P. (1994): "Continental deformation". *Pergamon press*, Oxford. 421 p.
- HATCHER, R. (1995): "Structural Geology". New Jersey: *Prentice Hall*. 525 p.
- HERNÁNDEZ, J. & E. ROJAS (2002): "Estudio tectono-estratigráfico del borde meridional de la Cuenca de Barlovento, Estado Miranda: Implicaciones neotectónicas". UCV. Depto. de Geología. Trabajo Especial de Grado. Inédito. 200 p.
- MÉNDEZ, J., W. SCHERER (1997): "Tabla de correlación del Cuaternario en Venezuela". *Mem. VIII Congreso Geológico Venezolano*, Caracas, **2**:107-113.
- PICARD, X. & N. PIMENTEL (1968): "Geología de la Cuenca Santa Lucia-Ocumare del Tuy". *Bol. Geol. Caracas*, **10**(19):263-296.
- RAMSAY, J. (1980): "The crack-seal mechanism of rock deformation". *Nature*, 284: 135-139.
- REITER, F. & P. ACS (1996): "TectonicsFP versión 1.62". <http://go.to/TectonicsFP>.
- SOULAS, J. (1985): "Neotectónica y tectónica activa en Venezuela y regiones vecinas". *Mem. VI Congreso Geológico Venezolano*, Caracas, **10**: 6640-6656.
- SPENCER, S. (1991): "The use of syntectonic fibres to determine strain estimates and deformation paths: an appraisal". *Tectonophysics*, **194**: 13-34.
- WILCOX, R., T. HARDING & D. SEELY (1973): "Basic wrench tectonics". *Amer. Assoc. Petro. Geol. Bull.* **57**(1):74-96.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer a la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS) por haber permitido la elaboración de este proyecto a través de su apoyo financiero, logístico y humano. A Marina Peña por la elaboración de los dibujos y a todas las personas de la región de Barlovento por su colaboración, ayuda y consejos.

Por otra parte, el presente trabajo representa un aporte al proyecto GEODINOS (FONACIT G-2002000478).