

SIMPOSIO  
"EXPLORACION PETROLERA EN LAS CUENCAS SUBANDINAS  
DE  
VENEZUELA, COLOMBIA, ECUADOR Y PERU"

Bogotá, Agosto de 1982

CUENCAS DE TRACCION  
EN LOS ANDES MERIDENOS Y EN LAS MONTAÑAS DEL CARIBE,  
VENEZUELA

Dedicado a la memoria de  
Ernst Kundig,  
pionero de la geología andina venezolana

Carlos Schubert  
Centro de Ecología  
Instituto Venezolano de Investigaciones Científicas  
Apartado 1827  
Caracas 1010A, Venezuela

CUENCAS DE TRACCION  
EN LOS ANDES MERIDENOS Y EN LAS MONTAÑAS DEL CARIBE,  
VENEZUELA

Dedicado a la memoria de  
Ernst Kündig,  
pionero de la geología andina venezolana

Carlos Schubert  
Centro de Ecología  
Instituto Venezolano de  
Investigaciones Científicas  
Apartado 1827  
Caracas 1010A, Venezuela

RESUMEN

A lo largo del borde sur de la placa del Caribe, en gran parte representado por el sistema de fallas rumbo-deslizantes hacia la derecha de Boconó-Morón-El Pilar, se encuentran varias cuencas de tracción, formadas en zonas de curvaturas de alivio en las zonas de falla, en zonas de depresión cortical debido a divergencia entre zonas de falla, y en zonas de saltos en echelon de las zonas de falla. Además, existen cuencas de tracción a lo largo de las zonas de falla del Avila y de La Victoria, asociadas al sistema anterior. Estas cuencas (de las cuales se describen las cuencas: La González, Mucuchíes-Las Mesitas, Boconó, Río Yaracuy, Cariaco, Guarenas-Guatire y Lago de Valencia) están rellenas por sedimentos aluviales y lacustres, principalmente cuaternarios. Con base en el modelo de Rodgers(34) y en las dimensiones de las cuencas de tracción, se estimó que el desplazamiento rumbo-deslizante hacia la derecha varía entre 2 km y menos de 100 km a lo largo del sistema de fallas de Boconó-Morón-El Pilar. A lo largo de las zonas de falla del Avila y La Victoria se estimó un desplazamiento similar de 2 km a 6,5 km.

PULL-APART BASINS IN THE MERIDA ANDES AND THE CARIBBEAN MOUNTAINS, VENEZUELA

ABSTRACT

Along the southern boundary of the Caribbean plate, largely represented by the Boconó-Morón-El Pilar right-lateral strike-slip fault system, there are several pull-apart basins, formed in zones of releasing bends along the fault zones, in zones of crustal depression where faults diverge, and in zones of en echelon jumps in the fault zones. In addition, there are pull-apart basins along the Avila and La Victoria fault zones, which are associated with the former fault system. These basins (of which the following are described: La González, Mucuchíes-Las Mesitas, Boconó, Yaracuy River, Cariaco, Guarenas-Guatire, and Lake Valencia basins) are filled with

alluvial and lacustrine sediments, mainly of Quaternary age. Based on the model by Rodgers (34) and on the dimensions of the basins, it was estimated that the right-lateral offset along the Boconó-Morón-El Pilar fault system varies from 2 km to less than 100 km. Along the Avila and La Victoria fault zones the right-lateral offset was estimated between 2 km and 6.5 km.

#### INTRODUCCION

La formación de cuencas sedimentarias a lo largo de zonas de movimiento rumbo-deslizante, de transformación o de movimiento oblicuo ha recibido creciente atención en los últimos tiempos (ver, por ejemplo, el volumen editado por Ballance y Reading (1)). En algunos casos, estas zonas involucran los bordes continentales, produciendo cuencas sedimentarias limitadas, pero con potencial petrolero importante, como por ejemplo en el borde continental sur de California. En la Fig. 1 se ilustran algunos ejemplos de la formación de cuencas sedimentarias (cuencas de tracción o pull-apart basins) en ambientes tectónicos rumbo-deslizantes.

En Venezuela se han postulado ejemplos de estos tipos de cuencas, particularmente en la plataforma continental centro-oriental (19), la cual consiste de cuencas alargadas, riscos submarinos, islas y bancos. Recientemente, Muessig (23) postuló que la cuenca terciaria de Falcón se originó como una cuenca de tracción entre dos fallas rumbo-deslizantes hacia la derecha, y Schubert (40) interpretó a la cuenca de Cariaco como una cuenca de tracción entre las zonas de falla de Morón y El Pilar, con un salto en echelon hacia la derecha de aproximadamente 35 km.

El borde sur del Mar Caribe ha sido interpretado como un borde de dos placas (placa del Caribe y placa de América del Sur) con una zona de fallamiento por transformación entre la zona de subcorrimento cortical de las Antillas Menores y la zona de subcorrimento cortical de América del Sur occidental (22). La existencia de grandes zonas de fallamiento rumbo-deslizante en el norte de Venezuela apoya esta interpretación (7, 31, 39). Estas zonas de fallamiento están superpuestas sobre varios ambientes tectónicos pre-cuaternarios (especialmente terciarios tempranos), principalmente el ambiente de las napas caribeñas (Montañas del Caribe) (3, 47) y el ambiente andino (44). El hecho de que las zonas de falla rumbo-deslizantes, las cuales representan al borde sur de la placa del Caribe, atraviesan estos dos ambientes es evidencia importante de que su edad es geológicamente joven (terciario Tardío-Cuaternario) y que no puede esperarse un desplazamiento grande (cientos de kilómetros) a lo largo de ellas (39). Por lo tanto, las cuencas generadas a lo largo de estas zonas de falla, algunas de las cuales describiremos

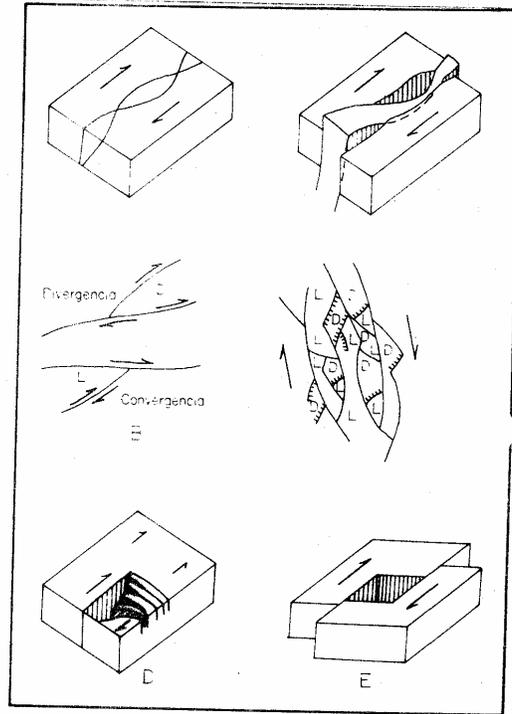


Figura 1. Algunos tipos de cuencas de tracción que pueden formarse a lo largo de zonas de fallamiento rumbo-deslizante (modificado según Reading, 30, Fig. 3). A. Trazas de falla con curvaturas, antes y después del desplazamiento. B. Patrones de falla divergentes y convergentes (L: levantado; D: deprimido). C. Patrones de fallas anastomosadas (L: levantado; D: deprimido). D. Zonzas terminales de fallas. E. Fallas con saltos en eche-lon.

a continuación, son cuencas muy jóvenes, con acumulaciones principalmente cuaternarias.

El estudio del origen de cuencas de tracción geológicamente jóvenes puede contribuir al reconocimiento de este tipo de cuencas en ambientes rumbo-deslizantes más antiguos y con potencial petrolero, particularmente en la plataforma continental venezolana, la cual está siendo sometida a un intenso esfuerzo exploratorio.

#### SITUACION TECTONICA

La Fig. 2 representa en forma esquemática los principales rasgos tectónicos del Cenozoico Tardío del norte de Venezuela. A continuación se describen algunas relaciones tectónicas que no son obvias en esta figura.

Las napas caribeñas occidentales fueron sobrecorridas hacia el sur sobre el borde noreste de los Andes en tiempo post-Eoceno Medio y pre-Oligoceno-Mioceno; las napas caribeñas centrales fueron corridas sobre la placa de América del Sur (Escudo de Guayana) en el Eoceno Inferior a Medio y en el Eoceno Medio a Superior (47). Por lo tanto, existe un problema de correlación entre los dos corrimientos frontales a través de la zona de falla de Boconó, la cual los separa en forma aparente por aproximadamente 70 km en sentido hacia la derecha. La continuación oriental de la zona de falla de Boconó a lo largo de la costa norte-central de Venezuela (zona de falla de Morón) es evidente en las imágenes de radar y Landsat. La existencia de un límite estructural importante a lo largo de la costa norte-central es apoyado por la linealidad de la línea de costa, el contraste topográfico extremo (más de 2 km), los análisis gravimétricos (5) y las fallas este-oeste determinadas sísmicamente en la plataforma continental central (28, 50). La conexión entre la zona de falla de Morón y la zona de falla de El Pilar ha sido demostrada por levantamientos sísmicos submarinos (42, 45, 50). De esta forma, el sistema de fallas de Boconó-Morón-El Pilar se extiende por más de 1300 km a lo largo de la parte central de los Andes meridionales, la costa norte-central y norte-oriental de Venezuela, hasta Trinidad. Además de este sistema, existe la zona de falla de Oca-Chirinos (11, 29), la cual parece tener una continuación hacia el este por debajo de los sedimentos terciarios de la cuenca de Falcón (15 p. 755), y la zona de falla de La Victoria, la cual divide longitudinalmente a las Montañas del Caribe (20).

Las características geológicas y neotectónicas del sistema de fallas de Boconó-Morón-El Pilar ha sido descrito en detalle (32, 35, 36, 41, 42). En particular, la zona de falla de Boconó representa una zona activa caracterizada por una morfología neotectónica muy bien definida y típica de fallas

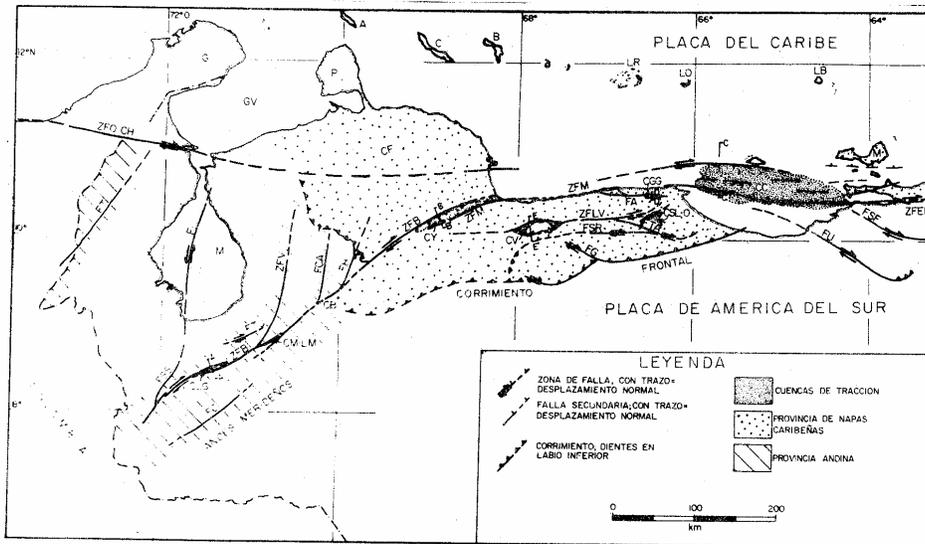


Figura 2. Rasgos tectónicos principales del norte de Venezuela (simplificado y modificado según Schubert, 39). Solo se muestran las zonas de fallamiento con desplazamiento comprobado durante el Cenozoico Tardío (principalmente Cuaternario), basado en evidencias de campo, en fotografías aéreas y en la sismicidad (modificado según 2, 15, 17, 26, 27, 29, 31, 32, 40, 41, 42, 47). Símbolos: A: Aruba; B: Bonaire; C: Curacao; CB: Cuenca de Boconó; CC: Cuenca de Cariaco; CF: Cuenca de Falcón; CGG: Cuenca de Guarenas-Guatire; CLG: Cuenca de La González; CM-LM: Cuenca de Mucuchíes-Las Mesitas; CST-O: Cuenca de Santa Lucía-Ocumare del Tuy; CV: Cuenca del Lago de Valencia; CY: Cuenca del Río Yaracuy; FA: Zona de falla del Avila; FC: Falla de Caparo; FCA: Falla de Carache; FG: Falla de Guárico; FH: Falla de Humocaro; FI: Falla de Ico-tea; FSF: Falla de San Francisco; FSR: Falla de Santa Rosa; FT: Falla de Tigre; FTA: Falla de Táchata; FTU: Falla de Tucaní; FU: Falla de Urica; G: Península de la Guajira; GV: Golfo de Venezuela; LB: La Blanquilla; LO: Archipiélago de

Los Roques; M: Margarita; P: Península de Paraguaná; ZFB: Zona de falla de Boconó; ZFEP: Zona de falla de El Pilar; ZFLV: Zona de falla de La Victoria; ZFM: Zona de falla de Morón; ZFO-CH: Zona de falla de Oca-Chirinos; ZFV: Zona de falla de Valera.

---

rumbo-deslizantes. Investigaciones preliminares a lo largo de la zona de falla de La Victoria y fallas asociadas (fallas de Santa Rosa y Túcata) han revelado la existencia de una morfología neotectónica similar. La zona de falla de Oca-Chirinos, aunque sismológicamente menos activa que el sistema de fallas de Boconó-Morón-El Pilar (12), muestra evidencias de campo de desplazamiento holoceno (8, 21). En conclusión, el rango de desplazamientos rumbo-deslizantes hacia la derecha a lo largo de la falla de Boconó es de aproximadamente 70 km (Corrimiento frontal de las napas cañibenas; Terciario Medio?), aproximadamente 40 km (rocas pre-cretáceas desplazadas en forma aparente), más de 1 km para aluviones pleistocenos, y 0,06 a 0,1 km para morrenas laterales del Pleistoceno Tardío. Para el sistema de falla de Morón-El Pilar, con base en consideraciones teóricas en modelos (40), el desplazamiento total a lo largo de estas dos zonas de falla es menor a 100 km y de por lo menos 25 km. A lo largo de la zona de falla de Oca-Chirinos y La Victoria, el desplazamiento rumbo-deslizante hacia la derecha es de aproximadamente 20 km y de varios kilómetros, respectivamente (11, 46). Para las otras fallas que aparecen en la Fig. 1, las cuales muestran evidencias principalmente sismológicas de su actividad holocena, no existen datos cuantitativos de su desplazamiento.

#### CUENCAS SEDIMENTARIAS DEL CENOZOICO TARDIO EN EL BORDE SUR DE LA PLACA DEL CARIBE

La existencia de un sistema de fallamiento rumbo-deslizante hacia la derecha (sistema de fallas de Boconó-Morón-El Pilar), además de varias zonas de falla y fallas asociadas, los cuales forman parte del límite entre las placas del Caribe y de América del Sur, ha permitido la formación de varias cuencas de tracción (Fig. 2). De estas cuencas, las más importantes son las cuencas de La González, Mucuchíes-Las Mesitas, Boconó, Río Yacucuy y Cariaco, a lo largo del sistema de fallas de Boconó-Morón-El Pilar. Otras cuencas de tracción son las del Lago de Valencia (zona de falla de La Victoria) y Guarenas-Guatire (zona de falla del Avila). La

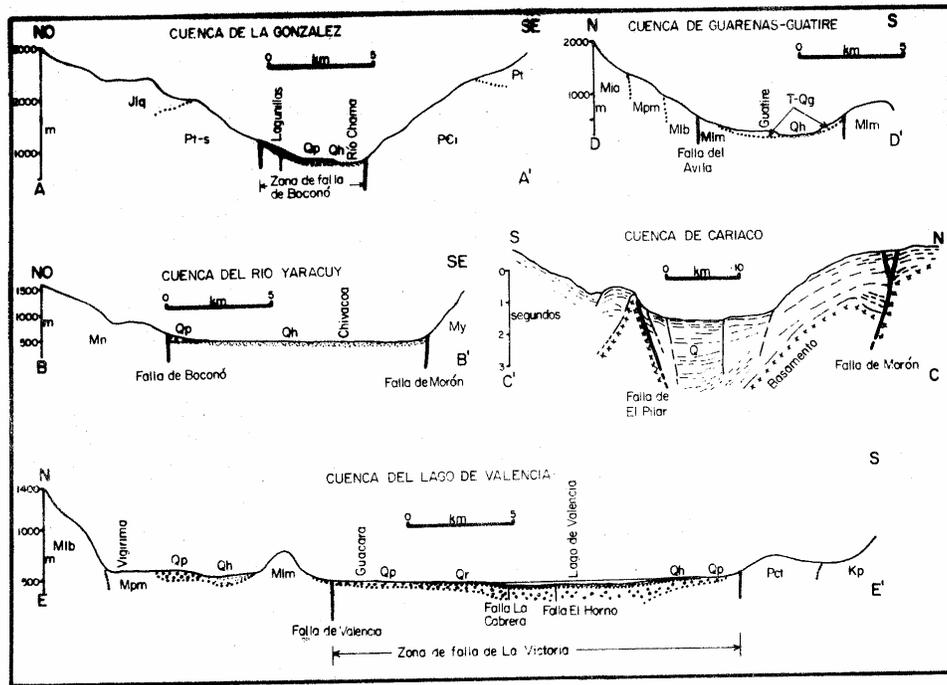


Figura 3. Secciones transversales a través de cinco cuencas de tracción situadas en las zonas de falla de Boconó, Morón y El Pilar, La Victoria y Avila (para la localización, ver Fig. 2). Las elevaciones se expresan en metros sobre el nivel del mar. En la cuenca de Cariaco la profundidad se expresa en segundos (tiempo de viaje doble). Símbolos: Qh: sedimentos holocenos (aluviones); Qp: sedimentos pleistocenos (aluviones, sedimentos lacustres); T-Qg: Formación Guatire (Plioceno-Cuaternario); Kp: Formación Paracotos (Cretáceo Superior); Mia: intrusiones ácidas mesozoicas; Mlm: Formación Las Mercedes (Mesozoico); Mn: Formación Nirgua (Mesozoico); Mlb: Formación Las Brisas (Mesozoico); My: Complejo de Yaritagua (Mesozoico); Mpm: Formación Peña de Mora (Mesozoico); Jlg: Formación La Quinta (Jurásico); Pct: Complejo de El Tinaco (Paleozoico Inferior); Pt-s: Formación Tostós-Sabaneta (Paleozoico Inferior-Superior); Pt: Formación Tostós (Paleozoico Inferior); PCi: Grupo Iglesias (Precámbrico).

Fig. 3 muestra secciones esquemáticas a través de todas estas cuencas, ilustrando su estructura relativamente simple y su relleno sedimentario, principalmente cuaternario (aluviones, sedimentos fluviales y lacustres). Además de estas cuencas, existe una posible cuenca de tracción en la región de Santa Lucía-Ocumare del Tuy, la cual podría representar una cuenca del Terciario Tardío formada en el área de divergencia entre la zona de falla de La Victoria y la falla de Táchata, o también una cuenca formada en la zona terminal de la zona de falla de La Victoria (Fig. 18 y D).

Estas cuencas se originaron debido a curvaturas y saltos a lo largo de las zonas de falla (Fig. 1A y E). El ejemplo principal de una cuenca de tracción debida a una curvatura de alivio es la cuenca de La González; la cuenca de Boconó se formó en el área de divergencia entre dos fallas; las demás, son ejemplos de cuencas de tracción debidas a saltos en echelon en las zonas de falla. Rodgers (34) analizó un modelo de formación de cuencas de tracción desarrolladas a lo largo de fallas rumbo-deslizantes en echelon, y logró establecer una relación cuantitativa entre la profundidad de la cuenca, la magnitud de la superposición de las dos fallas maestras y el desplazamiento rumbo-deslizante total a lo largo de ellas. Así, cuando la superposición es cero, hay una cuenca entre las dos fallas maestras, con una profundidad de aproximadamente 15% del desplazamiento a lo largo de ellas; cuando la superposición es igual a la separación (o salto lateral), la profundidad de la cuenca es aproximadamente el 14% del desplazamiento; cuando la superposición es el doble de la separación, se forman dos cuencas con una profundidad de aproximadamente el 10% del desplazamiento. De esta forma, es posible estimar el desplazamiento total a lo largo de las fallas maestras con base en la profundidad de las cuencas de tracción. Como veremos más adelante, el resultado de la aplicación de estas relaciones a algunas de las cuencas de tracción venezolanas apoya la conclusión, basada en las relaciones tectónicas de las zonas de falla, de que el desplazamiento rumbo-deslizante es relativamente pequeño, comparado con aquel postulado en el borde norte de la placa del Caribe (de varios cientos a más de mil kilómetros; 13).

La cuenca de tracción de La González (nombrada originalmente por Kündig and 1938; 18) fué descrita por Schubert (37). Se formó en el área de tensión dentro de una curvatura de alivio (releasing bend; 9) a lo largo de la zona de falla de Boconó, entre Estanques y Mérida, y ocupa parte del valle del Río Chama. La cuenca tiene una longitud de 50 km, una anchura máxima de 4,5 km y una profundidad de varios cientos de metros (basado en el espesor del aluvión cuaternario que contiene; el desnivel entre las sierras que la bordean al noroeste y sureste sobrepasa los 2 km; Fig. 3).

La secuencia aluvial fué descrita por Tricart y Michel (48). Consiste de cuatro eventos de sedimentación aluvial separados y disectados en forma de terrazas. El espesor de los aluviones ha sido medido en cientos de metros y su origen ha sido postulado como debido a una combinación de levantamiento tectónico de los flancos y una alternancia de climas áridos y húmedos en las épocas glaciales e interglaciales, respectivamente. La existencia de posibles sedimentos lacustres situados aproximadamente a 600 m sobre el fondo de la cuenca, en el flanco sureste, sugiere una profundidad mínima de la cuenca de esa magnitud (14). La única evidencia de edad absoluta para rellenos aluviales en valles andinos de Venezuela proviene del valle del Río Motatán, al norte de la cuenca de La González, a lo largo de la zona de falla de Valera; allí, las tres últimas secuencias aluviales son más jóvenes que aproximadamente 53.000 años radiocarbónicos antes del presente (43). Estas últimas están en una situación tectónica similar a las secuencias aluviales de la cuenca de La González; por eso, hasta tanto no existan dataciones propias, se postula una edad pleistocena tardía para ellas. Una reconstrucción del origen de la cuenca de La González (37), con base en imágenes Landsat y de radar, sugiere que fué necesario un desplazamiento rumbo-deslizante hacia la derecha de 7 a 9 km, a lo largo de la zona de falla de Boconó, para producir la cuenca.

Las cuencas de Mucuchíes-Las Mesitas son cuencas menores, producidas por saltos hacia la derecha de la traza activa (falla de Boconó) de la zona de falla de Boconó. En la zona de Mucuchíes existen sedimentos pliocenos (?) -cuaternarios de aproximadamente 200 m de espesor (16). En esta zona, la separación entre las dos trazas de la falla de Boconó es de aproximadamente 1,3 km y su superposición es de 4 km. Suponiendo que el espesor estimado de sedimentos (200 m) representa la profundidad mínima de la cuenca, según el modelo de Rodgers (34), el desplazamiento rumbo-deslizante hacia la derecha sería mayor que 2 km (desplazamiento cuaternario). En la zona de Santo Domingo-Las Mesitas, en la cual convergen y divergen varias fallas pertenecientes a la zona de falla de Boconó, existen varios niveles de terrazas aluviales cuaternarias, probablemente equivalentes a las de la cuenca de La González (49), con espesores de más de 100 m. No se conocen detalles acerca de estos sedimentos.

En la región de Boconó existe una zona de divergencia entre la zona de falla de Boconó y la falla de Carache (31). Esto, según el modelo de la Fig. 18, produjo una zona de depresión, en la cual se depositó una secuencia aluvial sobre la cual no se conocen datos detallados.

La cuenca del Río Yaracuy ha sido descrita como un graben o semi-graben (4). Estudios gravimétricos sugieren un es-

pesor máximo de sedimentos de 600 m. Estudios recientes (41, 42) indican que esta cuenca esta limitada por el noroeste por la falla de Boconó (traza activa de la zona de falla de Boconó) y por el sureste por la falla de Morón (traza activa de la zona de falla de Morón). Estas dos fallas tienen una separación de aproximadamente 15 km y una superposición de por lo menos 60 km (Fig. 2). Esto significa, de acuerdo al modelo de Rodgers (34), que la profundidad de la cuenca (600 m como mínimo y aproximadamente 1600 m como máximo, tomando en cuenta la elevación de las serranías que bordean la cuenca) es menor que el 10% del desplazamiento rumbo-deslizante a lo largo de las fallas maestras; esto sugiere un valor mínimo de 6 km y un valor máximo de 16 km de desplazamiento rumbo-deslizante hacia la derecha a lo largo de las fallas de Boconó y de Morón. No existen datos sobre la edad de los sedimentos que rellenan la cuenca del Río Yaracuy, pero si la comparamos con otras cuencas, tales como la cuenca del Lago de Valencia (6, 38), puede presumirse que la mayor parte del relleno sedimentario es cuaternario. Por lo tanto, el desplazamiento calculado sería cuaternario.

La cuenca de Cariaco ha sido estudiada en detalle por Schubert (40). Está limitada al norte por la zona de falla de Morón y por sur por la zona de falla de El Pilar; contiene dos subcuencas con una profundidad de aproximadamente 1400 m cada una. El relleno sedimentario, determinado en perfiles de reflexión sísmica (Fig. 3), tiene un espesor mínimo de 1 km; usando la velocidad de sedimentación determinada en la perforación No. 147 del Deep Sea Drilling Project, de 0,5 m/1000 años, se puede calcular que la edad mínima del relleno sedimentario es de dos millones de años. La superposición de las dos zonas de falla maestras es de 125 km y su separación es de 35 km; según el modelo de Rodgers (34), esto correspondería a la situación en la cual el desplazamiento rumbo-deslizante hacia la derecha es el doble de la separación, o sea, el desplazamiento es menor que 100 km. De los perfiles sísmicos se puede estimar que la profundidad de la cuenca es de por lo menos 2,5 km; según el modelo (34), la profundidad de cuencas de tracción en este estadio de su formación es menor al 10% del desplazamiento rumbo-deslizante a lo largo de las fallas maestras; por lo tanto, el desplazamiento rumbo-deslizante hacia la derecha tiene un mínimo de 25 km. La edad del relleno sedimentario, mencionada anteriormente, sugiere que la edad de la cuenca es probablemente cuaternaria; por lo tanto, el desplazamiento rumbo-deslizante es también en su mayor parte cuaternario, lo cual concuerda con evidencias geológicas y tectónicas regionales (39).

A lo largo de la zona de falla del Avila (10, 51), la cual representa el límite sur de la Sierra del Avila (Cordillera de la Costa), se encuentra la cuenca de Guarenas-

Guatire, descrita en detalle por Picard (26). Esta cuenca esta rellena por sedimentos aluviales y lacustres de la Formación Guatire, de edad Plioceno-Pleistoceno; su espesor es de 200 a 270 m. La cuenca esta limitada al norte por la traza activa de la zona de falla del Avila y al sur por una falla sin nombre (Fig. 2). La superposición de estas fallas (las fallas maestras del sistema en echelon) es de 17 km y su separación es de aproximadamente 5 km. Suponiendo que la profundidad mínima de la cuenca es de aproximadamente 200 m y que la profundidad máxima (tomando en cuenta la elevación de las sierras que limitan la cuenca) es de aproximadamente 640 m, según el modelo de Rodgers (34) se puede calcular que el desplazamiento rumbo-deslizante hacia la derecha es del orden de los 2 km a 6,5 km, respectivamente, para el período de tiempo representado por la Formación Guatire.

Finalmente, a lo largo de la zona de falla de La Victoria (20) se encuentra una cuenca prominente, rellena por el Lago de Valencia (Figs. 2 y 3). Investigaciones sísmicas revelaron que la profundidad de sedimentos aluviales y lacustres es de más de 100 m (38) y que puede llegar a tener una profundidad de más de 300 m (25). La investigación sísmica reveló que existen por lo menos tres secuencias lacustres separadas por secuencias aluviales; la última secuencia es holocena, según dataciones radiocarbónicas (6); por lo tanto, las otras secuencias lacustres pertenecen al Pleistoceno. Suponiendo que la profundidad mínima es de 300 m y que la profundidad máxima (tomando en cuenta la elevación de las sierras que bordean la cuenca) es de aproximadamente 700 m, según el modelo de Rodgers (34) se puede calcular un desplazamiento rumbo-deslizante hacia la derecha, a lo largo de las fallas maestras que limitan la cuenca al norte y al sur, de 2 km y 5 km, respectivamente, para el Cuaternario.

#### CONCLUSIONES

1. A lo largo del sistema de fallas rumbo-deslizantes hacia la derecha de Boconó-Morón-El Pilar, situado en el límite de las placas del Caribe y América del Sur, existen varias cuencas de tracción formadas en curvaturas de alivio en las fallas, por depresión de bloques corticales en zonas de divergencia de las fallas y en zonas de saltos en echelon de las zonas de falla. Además, existen cuencas de tracción desarrolladas a lo largo de las zonas de falla del Avila y La Victoria, asociadas al sistema de fallas anterior.
2. Estas cuencas de tracción son geológicamente jóvenes (Terciario Tardío-Cuaternario), como lo indican los sedimentos aluviales y lacustres que contienen.
3. Con base en las dimensiones de las cuencas de tracción pueden realizarse estimaciones del desplazamiento rumbo-des-

lizante necesario para su formación (34). Estos datos revelan que este desplazamiento en sentido hacia la derecha varía de 7 a 9 km en la parte suroeste de la zona de falla de Boconó, a 2 km en la parte central y a 16 km en la parte noreste. Para las zonas de falla de Morón y El Pilar, se puede estimar un desplazamiento rumbo-deslizante hacia la derecha menor que 100 km y de por lo menos 25 km. Para la zona de falla del Avila se puede estimar un desplazamiento similar de 2 km a 6,5 km, y para la zona de falla de La Victoria, de 2 km a 5 km.

4. Cuencas con un origen similar, pero más antiguas (Terciario) han sido postuladas en la zona de Falcón (23); al mismo tiempo, en el borde continental norte de América del Sur podrían existir cuencas similares al sur de las Antillas Holandesas y al norte de la Península de Paria.

#### AGRADECIMIENTOS

La aplicación del concepto de cuencas de tracción a los sistemas de fallas venezolanos tuvo su origen en el estudio de John C. Crowell (9) de las cuencas del Cenozoico Tardío de California. Discusiones posteriores con él, Arthur Sylvester, Emile Rod y otros colegas contribuyeron a clarificar mis ideas. Mis investigaciones sobre los sistemas de fallas venezolanos fueron apoyados en diferentes etapas por el C. D. N. I. C. I. T. (Proyecto S1-0374), por el C. D. C. H. (Universidad de los Andes, Proyecto Fo-100-79) y por Maraven, S. A.

#### REFERENCIAS

1. Ballanca, P. F. y Reading, A. G. (Editores) (1980) Sedimentation in oblique-slip mobile zones: Int. Assoc. Sedim. Sp. Pub. 4: 265 pp.
2. Bell, J. S. (1971) Venezuelan Coast Ranges: En: Spencer, A. M. (Editor) Mesozoic-Cenozoic orogenic belts: Geol. Soc. London Sp. Pub.4, p. 683-703.
3. Bellizzia, A. (1972) Sistema montañoso del Caribe, borde sur de la placa del Caribe ¿es una cordillera alóctona?: Mem. 6a Conf. Geol. Caribe: p. 247-258.
4. Bellizzia, A. y Rodríguez, D. (1976) Geología del Estado Yaracuy: Bol. Geol. (Venezuela), Pub. Esp. No. 5: t. 6: p. 3317-3415.
5. Bonini, W. E., Acker, C. y Buzan, G. (1977) Gravity studies across the western Caribbean Mountains, Venezuela: Bol. Geol. (Venezuela), Pub. Esp. No. 7: t. 4: p. 2299-2314.

6. Bradbury, J. P., Leyden, B., Salgado-Labouriau, M. L., Lewis, W. M., Schubert, C., Binford, M. W., Frey, D. G., Whitehead, D. R. y Weibezahn, F. H. (1981) Late Quaternary environmental history of Lake Valencia, Venezuela: *Science*: v. 214: p. 1299-1305.
7. Bucher, W. H. (1952) Geologic structure and orogenic history of Venezuela: *Geol. Soc. Am. Mem.* 49: 113 pp.
8. Cluff, L. S. y Hansen, W. R. (1969) Seismicity and seismic geology of northwestern Venezuela: Informe inédito, Cía. Shell de Venezuela, Caracas.
9. Crowell, J. C. (1974) Origin of Late Cenozoic basins in southern California: En: Dickinson, W.R. (Editor) *Tectonics and sedimentation: Soc. Econ. Paleont. and Mineral. Sp. Pub.* 22: p. 190-204.
10. Dengo, G. (1953) Geology of the Caracas region, Venezuela: *Geol. Soc. Am. Bull.*: v. 64: p. 7-40.
11. Feo-Codecido, G. (1972) Breves ideas sobre la estructura de la falla de Oca, Venezuela: *Mem. 6a Conf. Geol. Caribe*, p. 184-190.
12. Fiedler, G. (1970) Die seismische Aktivität in Venezuela im Zusammenhang mit den wichtigsten Bruchzonen: *Geol. Rundsch.*: v. 59: p. 1203-1215.
13. Gerlach, C. (1980) Seismisch aktive Zonen an Platten-grenzen in Zentralamerika - Einsatzmöglichkeiten der Erd-fernerkundung bei Lokalisierung und Abgrenzung am Beispiel der Störungssysteme in Guatemala: *Berl. Geowissensch. Abh., Reihe A*: v. 19: p. 61-63.
14. Giegengack, R. (1977) Late-Cenozoic tectonics of the Tabay-Estanques graben, Venezuelan Andes: *Mem. 5° Cong. Geol. Ven.*: t. 2: p. 721-738.
15. González de Juana, C., Iturralde de Arozena, J. M. y Picard, X. (1980) Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas: Ed. FONINVES, Caracas, 2 t., 1031 pp.
16. Grauch, R. I. (1975) Geología de la Sierra Nevada al sur de Mucuchíes, Andes venezolano: una región metamórfica de aluminosilicatos: *Bol. Geól. (Venezuela)*; t. 12; No. 23; p. 339-442.
17. Krause, H. H. (1971) La falla de Icotea en el bloque I de las concesiones de la C. S. V. en el Lago de Maracaibo: *Trab. inéd. presentado en III Jorn. Técn. de Petról.*, Maracaibo: 6 pp.

18. Kündig, E. (1938) The Precretaceous rocks of the central Venezuelan Andes with some remarks about the tectonics: Bol. Geol. y Min. (Venezuela): t. 2; No. 2-3-4; p. 21-43.
19. Lidz, L., Charm, W. B., Ball, M. M. y Valdes, S. (1969) Marine basins off the coast of Venezuela: Bull. Marine Sci.: v. 19: p. 1-17.
20. Menéndez, A. (1966) Tectónica de la parte central de las Montañas del Caribe occidentales, Venezuela: Bol. Geol. (Venezuela): t. 8; No. 15; p. 3-72.
21. Miller, J. B. (1960) Directrices tectónicas en la Sierra de Perijá y partes adyacentes de Venezuela y Colombia: Bol. Geol. (Venezuela) Pub. Esp. No. 3; t. 2, p. 685-718.
22. Molnar, P. y Sykes, L. R. (1969) Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity: Geol. Soc. America Bull.: v. 80; p. 1639-1684.
23. Muessig, K. W. (1978) The central Falcón igneous suite, Venezuela: alkaline basaltic intrusions of Oligocene-Miocene age : Geol. en Mijnbouw: v. 57; p. 261-266.
24. Murany, E. E. (1972) Structural analysis of the Caribbean Coast eastern Interior Range of Venezuela: Mem. 6a Conf. Geol. Caribe: p. 295-298.
25. Peeters, L. (1973) Evolución de la cuenca del Lago de Valencia de acuerdo a resultados de perforaciones: El Lago (Venezuela): año 7: p. 861-874.
26. Picard, X. (1976) Geología de la cuenca de Guarenas-Guatire. Sedimentación continental intracordillerana, Venezuela: Bol. Geol. (Venezuela) Pub. Esp. No. 7; t. 2; p. 965-984.
27. Picard, X. y Pimentel, N. (1968) Geología de la cuenca de Santa Lucía-Ocumare del Tuy: Bol. Geol. (Venezuela): v. 9; No. 19: p. 263-296.
28. Planesa (1975) Investigación geofísica Sparker en la plataforma continental de Venezuela: Informe inédito, Min. Energía y Minas, Caracas.
29. Pümpin, V. F. (1978) The structural setting of north-western Venezuela: Informe inédito No. EPC-6094, Maraven, S. A., Caracas.
30. Reading, H. G. (1980) Characteristics and recognition of strike-slip fault systems: En: Ballance, P. F. y Reading, A. G. (Editores) Sedimentation in oblique-slip mobile

- zones: Int. Assoc. Sedim. Sp. Pub. 4: p. 7-26.
31. Rod, E. (1956) Strike-slip faults of northern Venezuela: Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.: v. 40: p. 457-476.
  32. \_\_\_\_ (1958) Application of principles of wrench-fault tectonics of Moody and Hill to northern South America: Geol. Soc. America Bull.; v. 69: p. 933-936.
  33. Rod, E., Jefferson, C., von der Osten, E., Mullen, R. y Graves, G. (1958) The determination of the Boconó fault: Bol. Inf. Asoc. Ven. Geol. Min. y Petról.: v. 1, p. 69-100.
  34. Rodgers, D. A. (1980) Analysis of pull-apart basin development produced by en echelon strike-slip faults: En: Ballance, P. F. y Reading, W. G. (Editores) Sedimentation in oblique-slip mobile zones: Int. Assoc. Sedim. Sp. Pub. 4: p. 27-41.
  35. Schubert, C. (1979) El Pilar fault zone, northeastern Venezuela: brief review: Tectonophysics: v. 52: p. 447-455.
  36. \_\_\_\_ (1980) Morfología neotectónica de una falla rumbo-deslizante e informe preliminar sobre la falla de Boconó, Andes meridionales: Acta Cient. Venez.: v. 31: p. 98-111.
  37. \_\_\_\_ (1980) Late Cenozoic pull-apart basins, Boconó fault zone, Venezuelan Andes: Jour. of Struct. Geol.: v. 2: p. 463-468.
  38. \_\_\_\_ (1980) Contribution to the paleolimnology of Lake Valencia: seismic stratigraphy: Catena: v. 7: p. 275-292.
  39. \_\_\_\_ (1981) Are the Venezuelan fault systems part of the southern Caribbean plate boundary?: Geol. Rundsch.: v. 70: p. 542-551.
  40. \_\_\_\_ (1982) Origin of Cariaco basin, southern Caribbean Sea: Marine Geol.: v. 48 (en prensa).
  41. \_\_\_\_ (1982) Neotectonics of Boconó fault, western Venezuela: tectonophysics: v. 85 (en prensa).
  42. Schubert, C. y Krause, F. F. (en prensa) Fallamiento a lo largo de la costa norte-central de Venezuela: zona de falla de Morón: Mem. III Cong. Ven. Sismol. e Ing. Sism.
  43. Schubert, C. y Valastro, S. (1980) Quaternary Esnujaque Formation, Venezuelan Andes: preliminary alluvial chronology in a tropical mountain range: Zeit. Deut. Geol. Ges.: v. 131: p. 927-947.

44. Shagam, R. (1975) The northern termination of the Andes: En: Nairn, A. E. M. y Stehli, F. G. (Editores) The Ocean basins and margins: v. 3: The Gulf of Mexico and the Caribbean: Plenum Press, New York, p. 325-420.
45. Silver, E. A., Case, J. E. y MacGillavry, H. J. (1975) Geophysical study of the Venezuelan borderland: Geol. Soc. Am. Bull.: v. 86: p. 213-226.
46. Smith, R. J. (1952) Geología de la región de Los Teques-Cúa: Bol. Geol. (Venezuela): v. 2: No. 6: p. 333-406.
47. Stephan, J. F., Beck, C., Bellizzia, A. y Blanchet, R. (1980) La chaîne caraïbe du Pacifique a l'Atlantique: Mém. B. R. G. M. (Orléans): No. 115: p. 38-59.
48. Tricart, J. y Michel, M. (1965) Monographie et carte géomorphologique de la region de Lagunillas (Andes vénézuéliennes): Rev. Geomorph. Dynam.: v. 15: p. 1-33.
49. Tricart, J. y Millies-Lacroix, A. (1962) Les terrasses quaternaires des Andes vénézuéliennes: Bull. Soc. Géol. France: 7e Ser.: t. 4: p. 201-218.
50. U. S. Geological Survey (1972) Acoustic reflection profiles, Venezuela continental borderland: USGS-GD-72-005, I. D. O. E.
51. Wehrmann, M. (1972) Geología de la región de Guatire-Colonia Tovar: Bol. Geol. (Venezuela) Pub. Esp. No. 5: t. 4: p. 2093-2121.