

CINEMÁTICA DEL FLANCO NOROCCIDENTAL DE LOS ANDES DE MÉRIDA, VENEZUELA: INTERACCIÓN ENTRE ESTRUCTURAS DE PIEL FINA Y PIEL GRUESA

Joaquín Requena¹, Martín Turienzo²

1: PDVSA, Dirección Ejecutiva de Exploración y Estudios Integrados de Yacimientos, Gerencia de Proyectos Exploratorios y de Delineación, Puerto La Cruz, Edo. Anzoátegui Venezuela. requenajh@pdvsa.com.

2: INGEOSUR-CONICET. Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670 (8000), Bahía Blanca, Argentina. turienzo@uns.edu.ar

Palabras clave: **Andes de Mérida, Cuña de Basamento, Zona Triangular, Retrocorrimiento**

ABSTRACT

Kinematics of the Northwestern flank of Mérida Andes, Venezuela: Interaction between thick and thin-skinned structures

The Mérida Andes (MA) constitutes a SW-NE trending asymmetric, doubly vergent orogen, located in the northern part of South America. The main deformation of this belt took place since the Late Miocene as a result of the interaction between the South America, Nazca and Caribbean plates. Study of structures in the northwestern flank of MA, based on subsurface and field data, allow us to recognize kilometric scale structures interpreted as stacked basement wedges. These wedges were inserted in the sedimentary cover following a detachment level located at the base of the early Cretaceous sequences, developing thin skinned thrusts that form duplex structures linked to a passive-roof detachment which generate a triangle zone. In addition, it was observed an important thin and thick-skinned backthrusting in the hangingwall and out of sequence faults that placed basement rocks against Neogene deposits. The balancing of three cross-sections allowed calculate shortenings of ~26 km and ~22 km in the south and central zones respectively, while in the north zone the shortening is about 8 km. This important variation in the tectonic contraction can be assigned to the presence of the Valera fault. Kinematic models were made for each balanced cross-section in order to illustrate the interaction between thick and thin skinned structures, responsible of the MA northwestern flank development from late Miocene to the present.

INTRODUCCIÓN

Los Andes de Mérida (AM) conforman un orógeno asimétrico, doble-vergente y de rumbo SO-NE, situado en la parte norte de América del Sur, constituye una cadena montañosa de 400 km de largo y 100 km de ancho, alcanzando alturas de hasta 5000 metros en su parte central. Lateralmente, la cordillera está limitada por la cuenca de Maracaibo al Nor-Oeste y la cuenca de

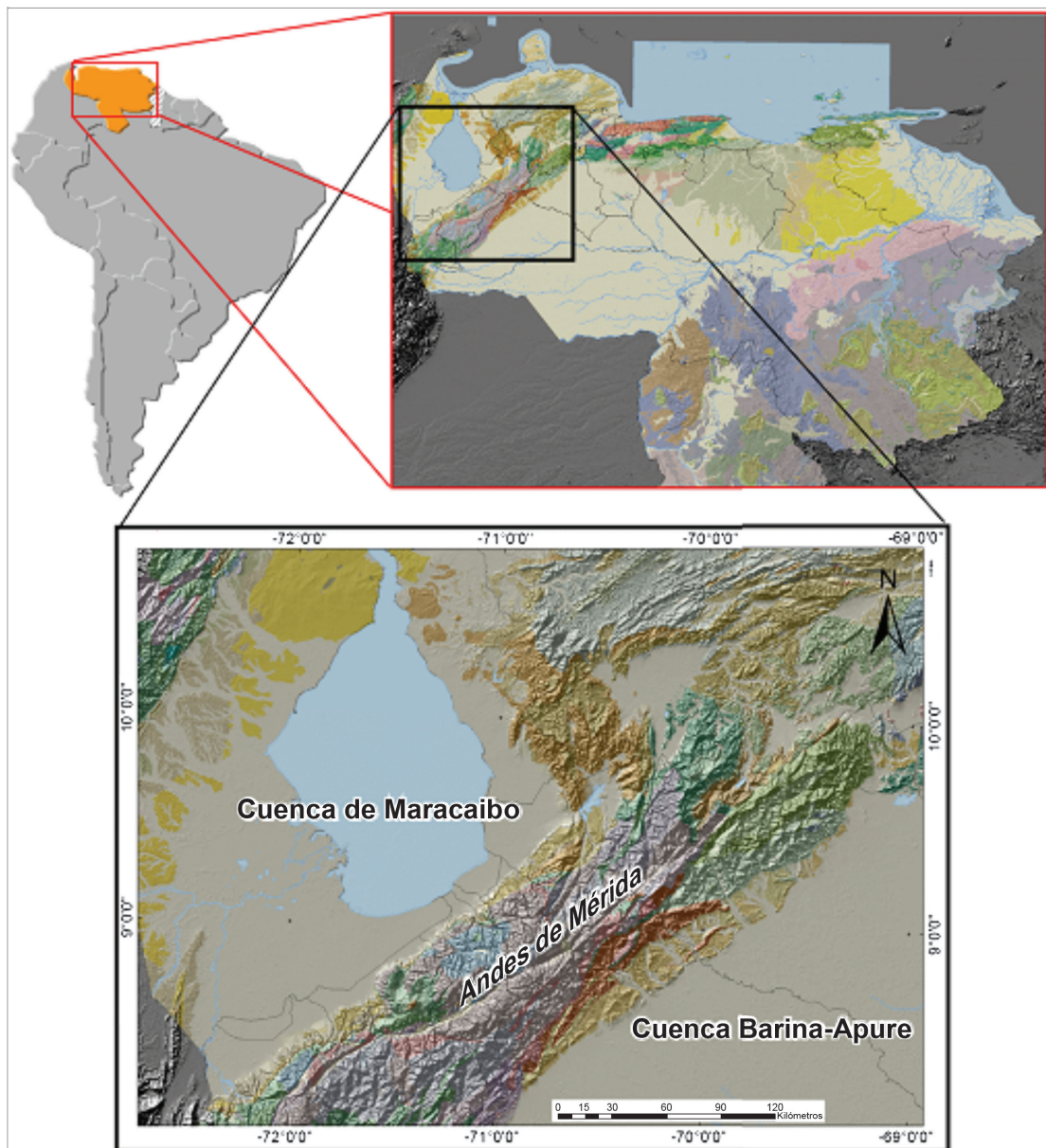


Figura 1. Ubicación del área de estudio donde se observan la Cuenca de Maracaibo, la Cuenca Barinas-Apure y Los Andes de Mérida (Modificado de Hackley *et al.*, 2005).

Barinas-Apure al Sur-Este (Figura 1).

Este orógeno constituye una zona conformada esencialmente por formaciones meso-cenozoicas dispuestas discordantemente sobre el conjunto de los Andes que posee una armadura central constituida por un basamento igneometamórfico. La reactivación en transcurrencia de fallas Como Boconó y Valera debido a la compresión asociada a una dirección de esfuerzos regionales orientados NO-SE a E-O durante el Neógeno trajo como resultado una estructuración compleja de cabalgamientos imbricados de vergencia NO, involucrando el basamento y la cobertura prerogénica en la deformación del flanco norte de los AM.

MARCO TECTÓNICO

Los principales rasgos estructurales que hoy en día podemos identificar en el Occidente Venezolano, son producto de una compleja interacción de eventos tectónicos ocurridos entre el período Jurásico y el presente. Esta región evolucionó dominada por un margen pasivo durante todo el Cretácico. Posteriormente, a principios del Paleoceno, este margen pasivo es deformado como resultado de la interacción diacrónica entre el borde norte de Venezuela y el frente meridional del sistema Caribe.

Como consecuencia de la geodinámica imperante durante el Paleoceno y el Eoceno Medio se forma una cuenca de tipo antepaís en la zona que conocemos como la Cuenca de Maracaibo. Esta deformación producto del desplazamiento de la placa Caribe con respecto a la placa Suramericana prosigue diacrónicamente hacia el centro-norte y al noreste de Venezuela desde el Oligoceno hasta el período Reciente, generando las cuencas antepaís de Guárico, Maturín y Orinoco (Audemard y Lugo, 1997).

Al momento en que ocurría la formación del antepaís de Guárico, en el occidente venezolano se levantaba la Sierra de Perijá, el equivalente septentrional de la Cordillera Colombiana producto de la interacción entre la Placa Suramericana y la Placa de Nazca. Este evento orogénico, genera el antepaís de Perijá y comienza el basculamiento de la Cuenca de Maracaibo hacia el oeste-suroeste, afectando las estructuras preexistentes.

Por último, se desarrolla el levantamiento de los Andes de Mérida a partir del Mioceno Medio que modificó a los anteriores eventos al alterar el antepaís de Maracaibo y de Perijá, así como el Arco de Mérida, dando paso a la formación de una cadena montañosa de más de 5 km de altura y que produjo la depositación de unos 10 km de sedimentos molásicos desde el Mioceno Tardío al Reciente (Audemard y Audemard, 2002).

A continuación se describen los principales elementos estructurales del Flanco Norte de Los Andes de Mérida y la Cuenca de Maracaibo (Figura 2):

1.- Falla de Boconó: definida como transcurrente dextral con movimiento en el Terciario Superior. Su primer movimiento es de edad Oligoceno prolongándose hasta el Presente (Audemard y Audemard, 2002). Schubert (1984) señala que su desplazamiento es de 60 a 100 km, mientras que Lugo (1991) postula que esta falla no posee un desplazamiento mayor a 20 km, debido a que el Arco de Mérida no presenta mayores desplazamientos. Para Audemard (1991) esta falla pertenecía a un sistema imbricado con vergencia hacia el Lago de Maracaibo que fue progresivamente verticalizado durante la evolución andina en el Neógeno. Pindell *et al.* (1995) opinan que su movimiento es transcurrente y le asignan el menos 80 km de desplazamiento.

2.- Falla de Pueblo Viejo: Tiene orientación N-S, su longitud es menor a 100 km y, se considera activa durante el Jurásico como falla normal con buzamiento hacia el Este, y con reactivación compresiva durante el Mioceno y movimiento transcurrente sinistral yuxtapuesto (Audemard, 1991).

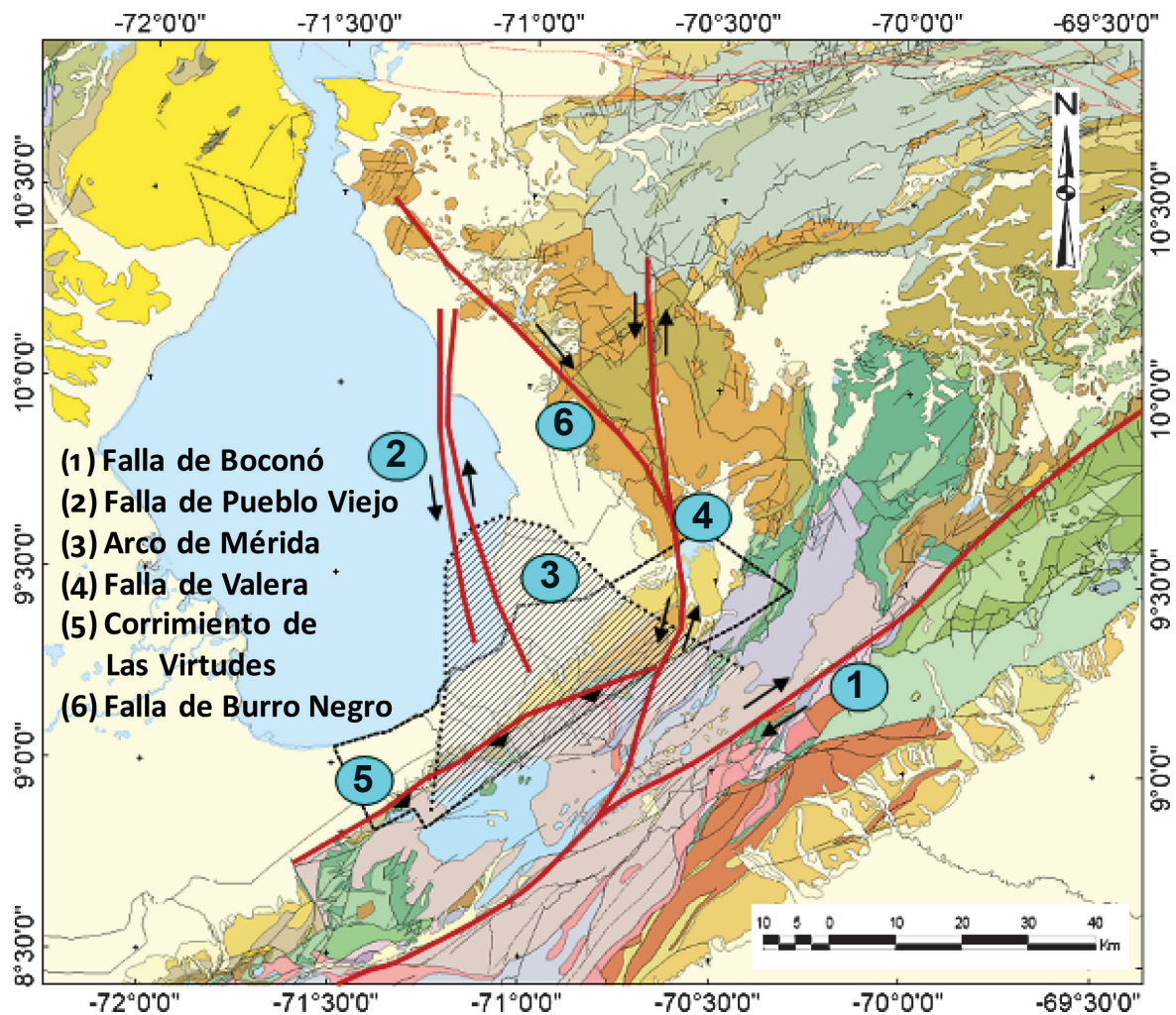


Figura 2. Elementos Estructurales Mayores del Flanco Norte de los Andes de Mérida y la Cuenca de Maracaibo sobre Mapa Geológico (Modificado de Hackley *et al.*, 2006).

3.- Arco de Mérida: Es un alto estructural de orientación noroeste-sureste quasi perpendicular a los Andes de Mérida. Presenta 200 km de ancho y 300 km de largo (Lugo, 1991). Se extiende hacia el Lago y tiene aparente relación con el Arco del Baúl. Se ha reconocido como barrera sedimentaria en el occidente debido a su reactivación desde el Paleoceno (Ghosh y Bartok, 1997).

4.-Falla de Valera: Según Restrepo y Toussaint (1978) es una falla normal con el bloque oeste deprimido, y con movimiento desde el Eoceno hasta el Mioceno. Soulas (1985) la considera transcurrente sinistral cuaternaria, con máximo de 2 km de desplazamiento.

5.- Corrimiento de Las Virtudes: Es una falla inversa de rumbo noreste y vergencia hacia el noroeste, la cual eleva rocas del basamento metamórfico sobre sedimentos molásicos de edad Mioceno pertenecientes a la Formación Betijoque (Colleta *et al.* 1997). La traza de la falla en superficie presenta desplazamiento a lo largo de su trayectoria posiblemente vinculado a la acción de fallas secundarias transversales.

6.- Falla de Burro Negro: Es definida como una zona de falla transcurrente dextral que representa la rampa lateral relacionada al evento de colisión oblicua ocurrido en el Paleógeno entre la Placa Caribe y la Placa de Suramérica (Escalona y Mann, 2006). Dicha zona de falla tiene una longitud de aproximadamente 100 km y en líneas sísmicas revelan que la zona norte esta parcialmente invertida y rellena con sedimentos clásticos de edad Oligoceno.

INTERPRETACIÓN SÍSMICA

Se interpretaron aproximadamente 2.500 kilómetros de líneas sísmicas 2D pertenecientes a varias campañas de adquisición realizadas a finales de los años 80 y principio de los 90. En una primera etapa fueron atados a la sísmica 37 pozos en su mayoría de campos maduros ubicados en la cuenca de Maracaibo, los cuales permitieron realizar la vinculación de los datos sísmicos con los topes formacionales definidos mediante el análisis estratigráfico de pozos. Los horizontes interpretados fueron los siguientes: Tope de la Secuencia SP1 (Fm Carvajal) de edad Plioceno; Tope de la Secuencia SM3 (Fm Betijoque) de edad Mioceno, Tope de la Secuencia SE2 (Fm Paují) de edad Eoceno Medio, Tope de la Secuencia SE1 (Fm Misoa) de edad Eoceno Temprano, Tope de la Secuencia SK2 (Fm Colón-Mito Juan) de edad Cretácico Tardío, Tope de la Secuencia SK1 (Fm La Luna y Grupo Cogollo) de edad Cretácico Temprano y Tope del Basamento Metamórfico.

Posteriormente, se seleccionaron tres transectos sísmicos, de tal manera que fuera visualizada el área desde un punto de vista regional, conectar la mayor cantidad de pozos claves con la sísmica disponible y escoger la mejor dirección para observar las estructuras presentes (Figura 3). La dirección preferencial en las zonas cercanas al flanco norandino fue perpendicular a la cordillera o a las estructuras aflorantes, que en su mayoría tiene un rumbo aproximado de N45°E.

En términos generales, es posible caracterizar al flanco norandino como una faja corrida y plegada de piel gruesa (*thick-skinned fold and thrust belt*) debido a la participación del basamento pre-jurásico en la deformación. Las estructuras dominantes en la región presentan un rumbo aproximado NE-SO y están controladas por grandes corrimientos con vergencia al noroeste que elevan a las rocas del substrato sobre los sedimentos molásicos neógenos. En la región sur la estructura aflorante más notable es una importante falla inversa de rumbo NE y vergencia hacia el NO, conocida como falla Las Virtudes (Colleta *et al.*, 1997), la cual eleva las rocas del basamento metamórfico sobre los depósitos molásicos miocenos de la Formación Betijoque.

Con base en las características observadas se propuso un modelo estructural en el cual grandes cuñas de basamento asociadas a corrimientos andinos se insertan en la secuencia sedimentaria y generan estructuras tipo *duplex*, formadas como pliegues por flexión en falla que despegan en la base de la sucesión sedimentaria, cortan como rampa a las unidades del Cretácico y Eoceno, y se desplazan sobre un despegue superior a lo largo de las lutitas eocenas de la Formación Paují. Estas

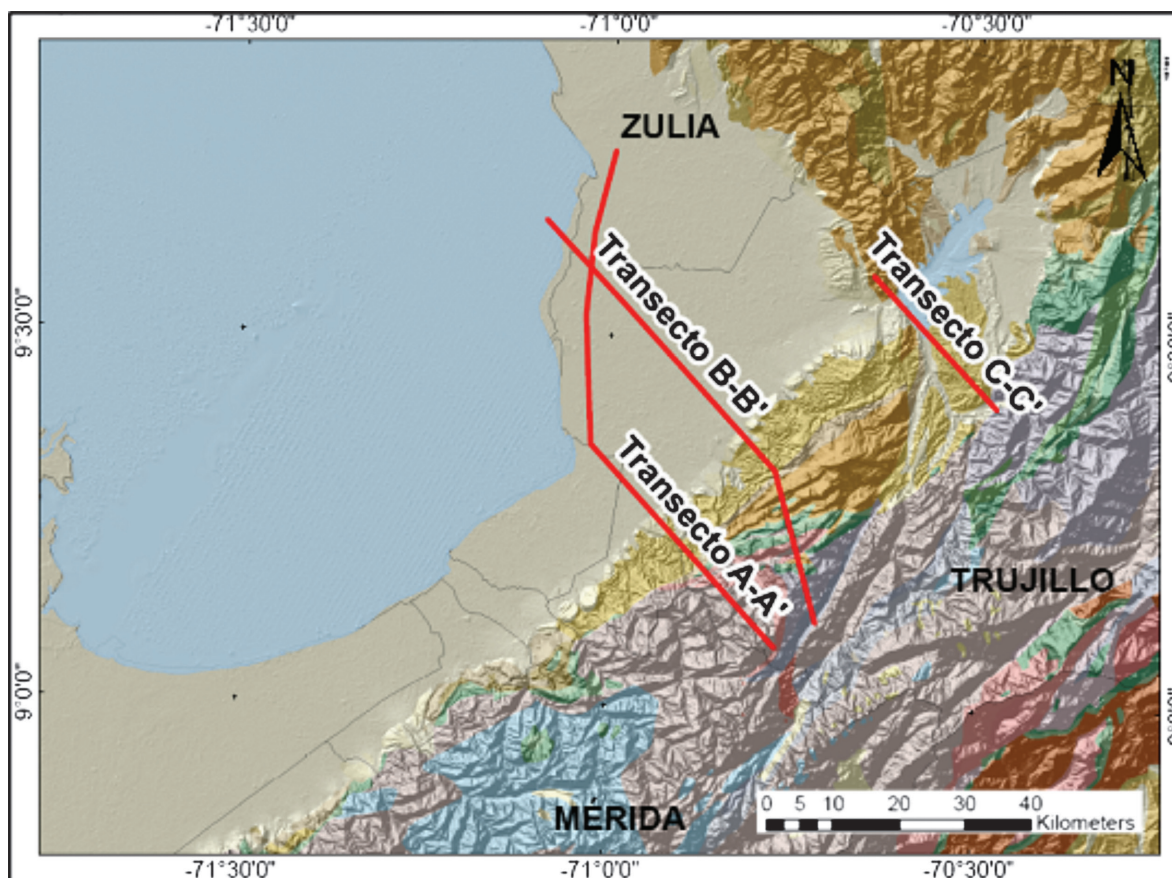


Figura 3. Ubicación de los transectos sísmico regionales interpretados, balanceados y restaurados (Modificado de Hackley *et al.*, 2005).

lutitas actúan como un despegue muy eficiente debajo de la sucesión molásica miocena que es delaminada a lo largo de un gran retrocorrimiento, con vergencia al SE, a modo de un *duplex* de techo pasivo (Figura 4).

En el transecto sísmico A-A' (Figura 4) se aprecian notables variaciones de espesor en las secuencias eocenas, controladas por fallas normales paleógenas en el extremo noroeste de la sección, mientras que las sucesiones molásicas mio-pliocenas incrementan su espesor hacia el sureste vinculado a la carga tectónica ejercida por las estructuras andinas. Si bien la estructuración en superficie es relativamente simple al noroeste de la falla Las Virtudes, en subsuelo (línea sísmica FN-89C-73) se observa una compleja deformación compresiva en donde se combinan estructuras de piel gruesa y piel fina.

Los estratos miocenos de la Formación Betijoque ubicados por encima de los *duplex* se hallan plegados por estas estructuras profundas, formando un sinclinal y un anticlinal, de rumbo NE, corroborado por numerosos datos de superficie al norte de Las Virtudes.

Los buzamientos medidos en superficie demuestran la vergencia del anticlinal hacia el noroeste, con inclinaciones moderadas en el flanco trasero y un aumento gradual de buzamiento en el limbo frontal hasta alcanzar una inclinación de aproximadamente 60°-65° NO.

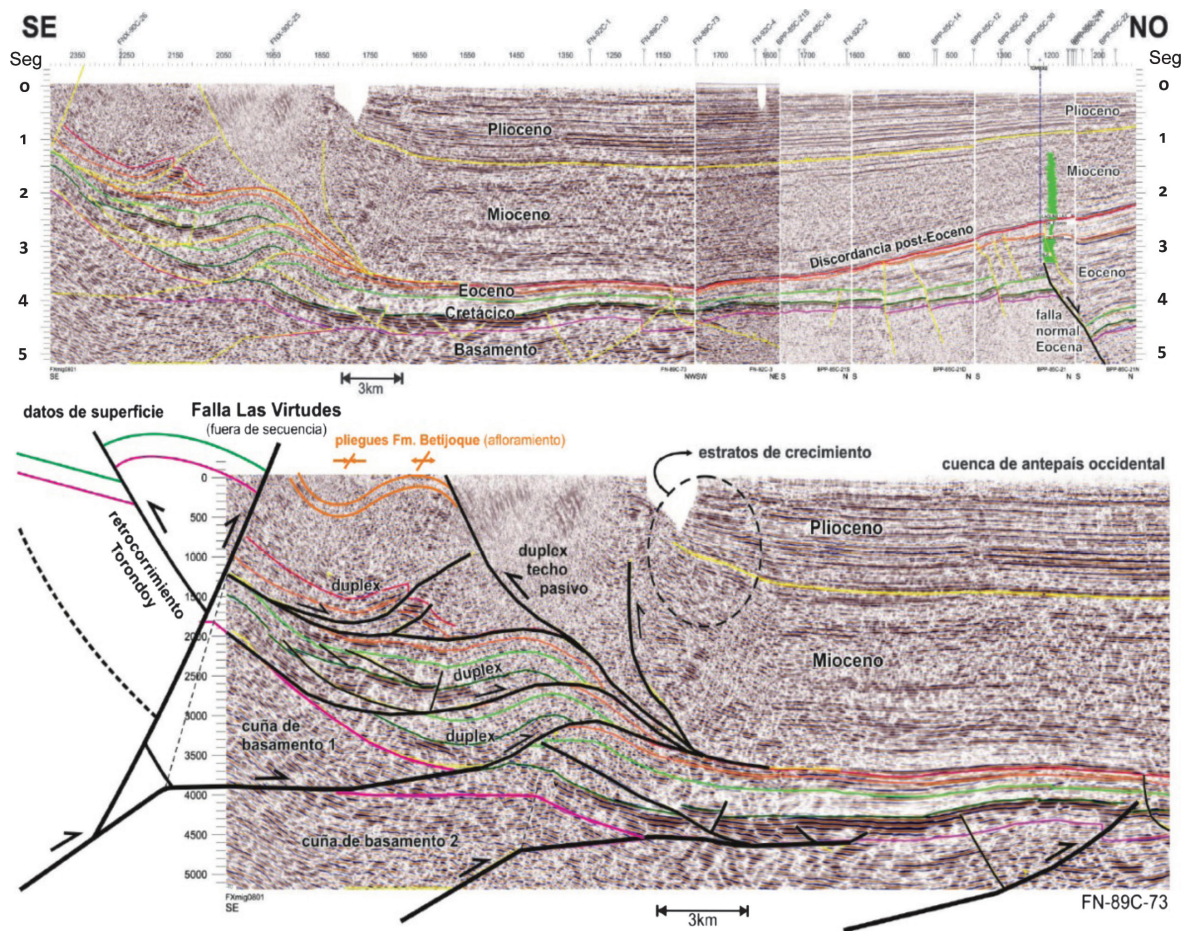


Figura 4. Interpretación estructural del transecto sísmico A-A'. Se identificó una intensa deformación al sureste pudiéndose diferenciar un evento tectónico de piel gruesa que involucra cuñas de basamento que a su vez se relaciona con una deformación de piel delgada que involucra secuencias cretácicas y paleógenas. Cabe destacar el importante espesor de depósitos de edad Mioceno y Plioceno, producto de la gran subsidencia generada por el evento tectónico asociado al levantamiento andino.

Para determinar los posibles periodos de inicio de la deformación en este sector de los Andes de Mérida se analizaron varias líneas sísmicas buscando patrones de apilamiento en las reflexiones a distintos niveles, encontrándose una relación entre las estructuras que afectan y deforman las rocas molásicas neógenas, y los estratos de crecimiento observados al tope de los sedimentos de edad Mioceno Tardío y Plioceno sugiere que la mayor parte de la deformación que afecta esta zona de los Andes se produjo entre el Mioceno Tardío hasta la actualidad (Figura 5).

SECCIONES BALANCEADAS

En el transecto Sísmico A-A' se observó una compleja interacción entre estructuras de piel gruesa, que involucran basamento a modo de cuñas, y de piel fina, que forman estructuras tipo

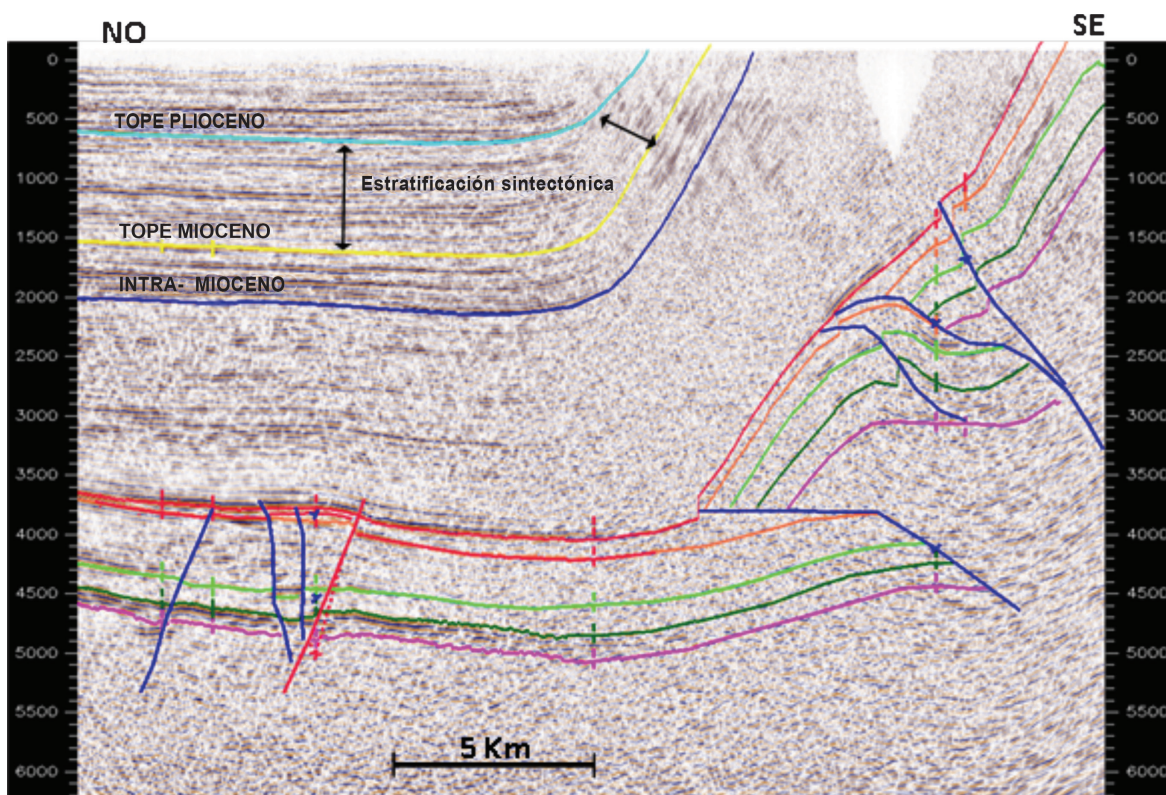


Figura 5. Detalle de la Interpretación del transecto sísmico estructural B-B', donde se observa la sedimentación sintectónica hacia el tope del Mioceno y Plioceno.

duplex afectando a las rocas cretácicas y eocenas, y se conectan a un nivel de despegue superior a lo largo de las lutitas de la Formación Paují que permite el desacople entre las rocas eocenas y miocenas, actuando como un *duplex* de techo pasivo.

Para asegurar la viabilidad geométrica de dicho *duplex* se efectuó una restitución mediante el método de conservación de longitud de líneas, permitiendo además calcular el acortamiento tectónico involucrado en la deformación compresiva de aproximadamente 26 km, equivalente a un 60% de la longitud inicial restituida de la parte de la sección sometida a deformación (Figura 6). Debido a la compleja deformación de piel fina, se utilizaron los niveles sedimentarios cretácicos y eocenos para realizar la restitución, para las estructuras de basamento se interpretó que su desplazamiento a lo largo de los despegues sea equivalente al acortamiento calculado para las estructuras de piel fina.

En el transecto Sísmico B-B' se interpretó un sistema de retrocorrimientos que afecta tanto al basamento como a las unidades sedimentarias suprayacentes, que fue identificado mediante geología de superficie (Figura 7). Luego de balancear esta sección se calculó un acortamiento de 22 km, equivalente a un 45% con respecto a la longitud inicial medida en la parte de la sección que fue sometida a deformación (Figura 8).

El balanceo del transecto sísmico C-C' permitió calcular un acortamiento de 8 km, lo que

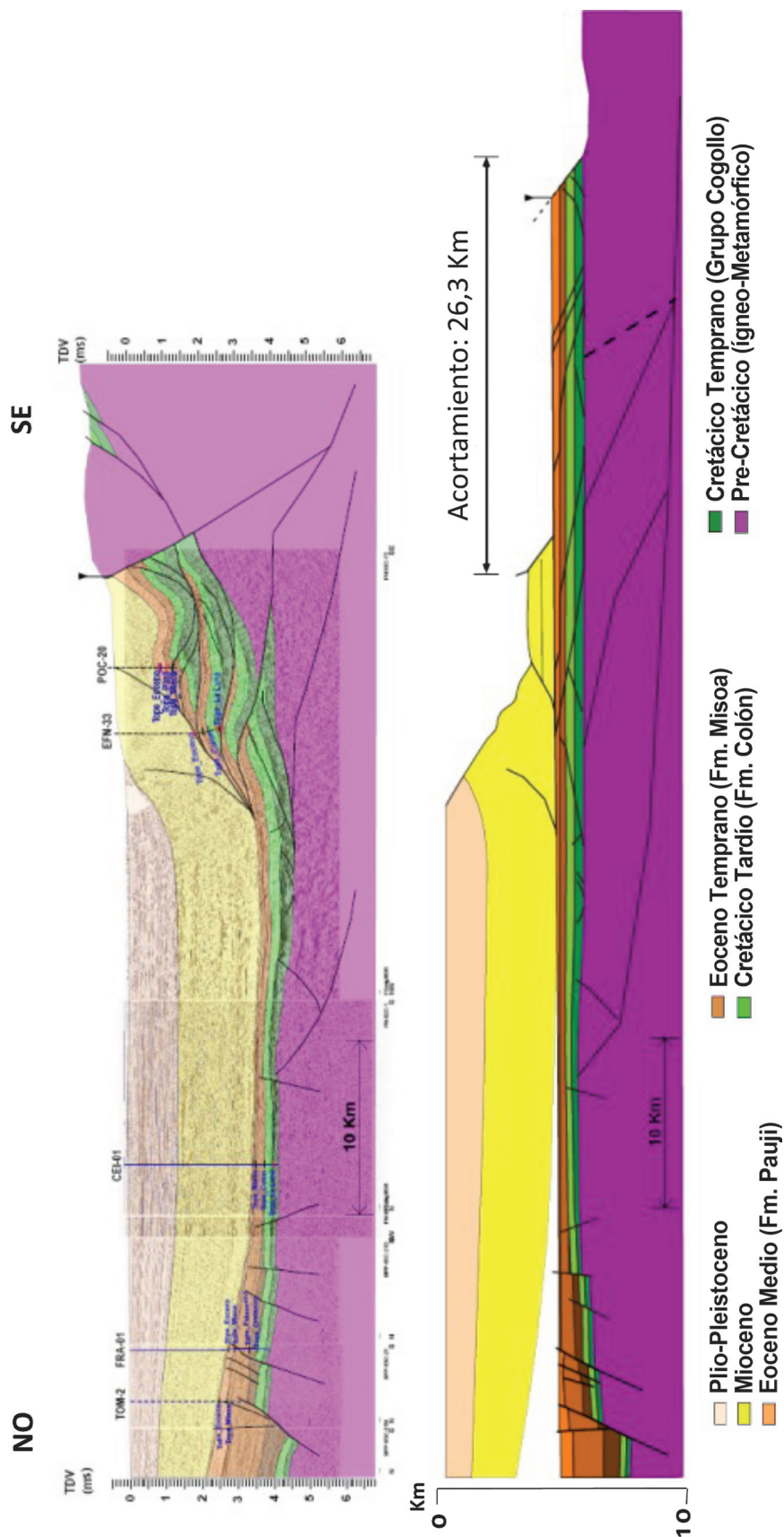


Figura 6. Transecto sísmico A-A'. En la parte superior se observa la interpretación sísmica a partir de información estratigráfica obtenida de pozos y geología de superficie, en la parte inferior se muestra la sección balanceada verificando la viabilidad geométrica de la interpretación realizada y estimando el acortamiento tectónico del flanco noroccidental de los AM asociado al evento compresivo andino.

representa una deformación de aproximadamente un 26% con respecto a la longitud total de sección que fue sometida a esfuerzo compresivo, valor substancialmente menor que el de los otros dos transectos. Esta diferencia en los valores de la contracción orogénica calculados en la región norte respecto al resto del área de estudio, puede asignarse a la presencia de la falla de Valera. Dicha falla transcurrente constituye una importante discontinuidad transversal al rumbo de los Andes de Mérida que permitiría un desarrollo estructural diferencial a ambos lados de la misma durante la compresión andina (Figura 9).

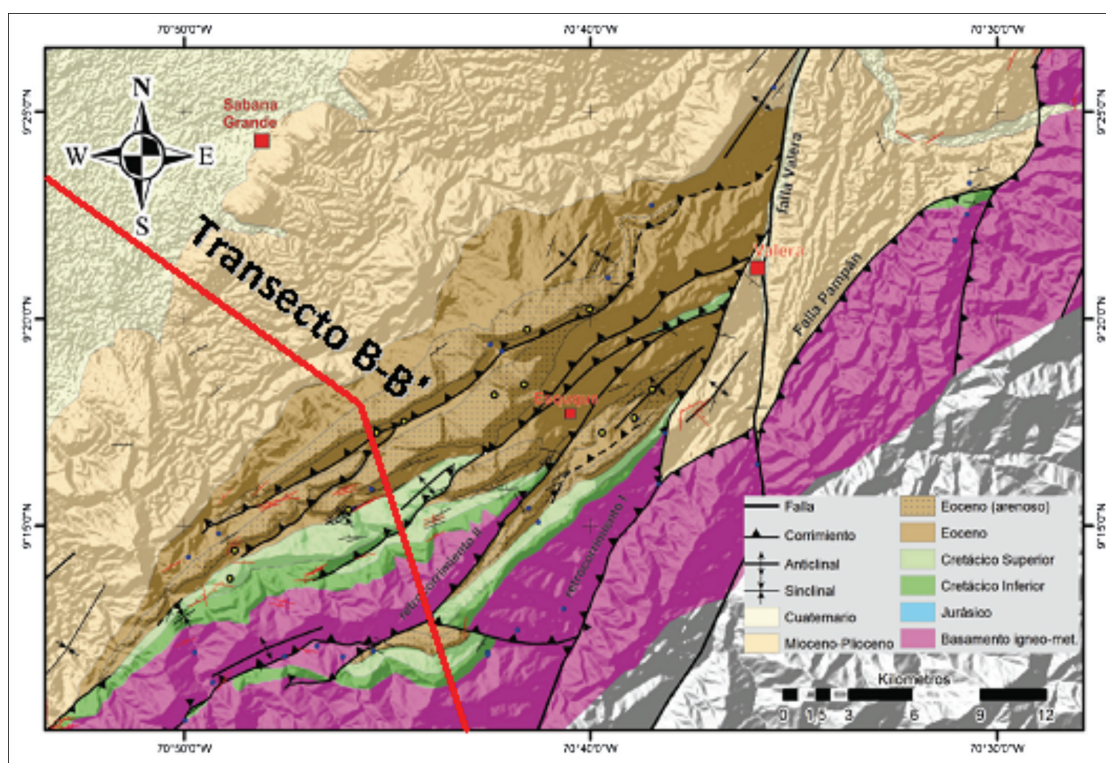


Figura 7. Mapa geológico de superficie con la ubicación del transecto sísmico B-B' donde se observan una serie de estructuras retrovergentes de piel fina y piel gruesa identificadas en la campaña de geología de campo.

EVOLUCIÓN CINEMÁTICA

A partir de las tres secciones balanceadas se realizó un modelado hacia delante o forward modeling, con la finalidad de ilustrar y entender la secuencia de deformación relativa entre las estructuras interpretadas, principalmente analizando la relación espacial y temporal entre las estructuras de piel gruesa y piel fina.

El plegamiento de la secuencia miocena observado en el transecto A-A' indica que las estructuras *duplex*, posiblemente vinculadas al emplazamiento de una primera cuña de basamento, se

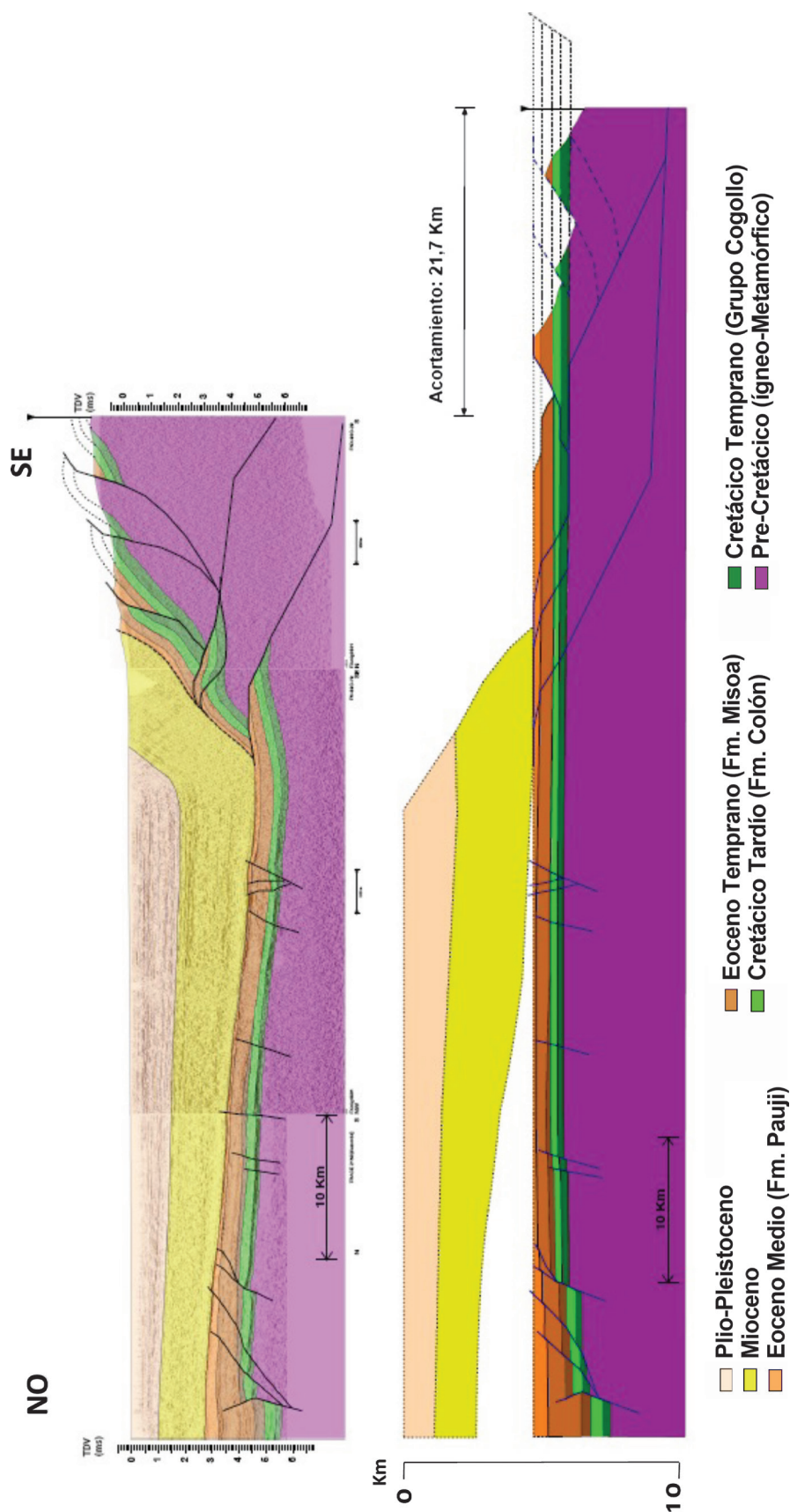


Figura 8. Transecto sísmico B-B'. En la parte superior se observa la interpretación sísmica a partir de información estratigráfica obtenida de pozos y geología de superficie, en la parte inferior se muestra la sección balanceada verificando la viabilidad geométrica de la interpretación realizada y estimando el acortamiento tectónico del flanco noroccidental de los AM asociado al evento compressivo andino.

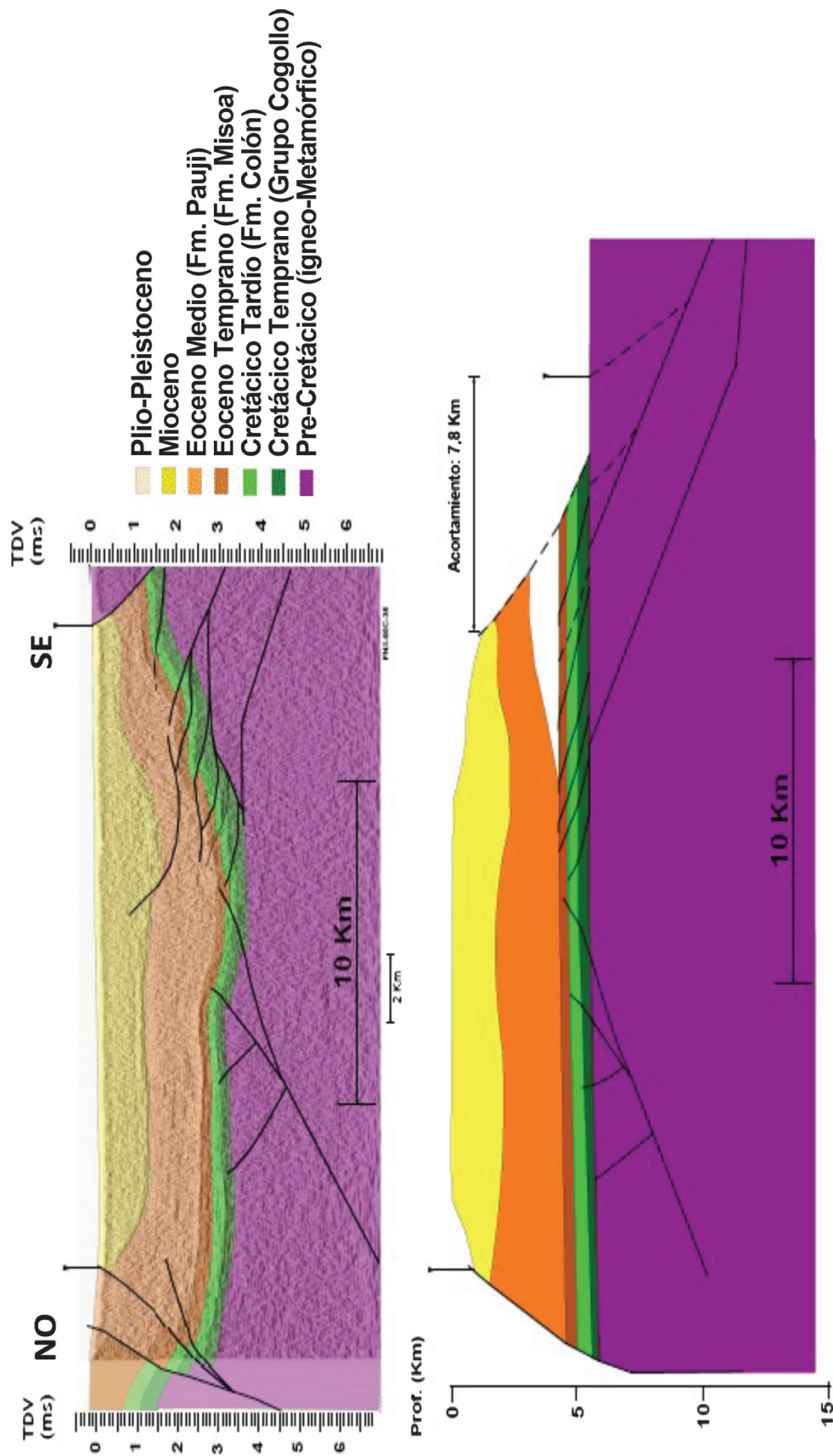


Figura 9. Transecto sísmico C-C'. En la parte superior se observa la interpretación sísmica a partir de información estratigráfica obtenida de pozos y geología de superficie, en la parte inferior se muestra la sección balanceada verificando la viabilidad geométrica de la interpretación realizada y estimando el acortamiento tectónico del flanco noroccidental de los AM asociado al evento compresivo andino.

habrían formado en el Mioceno Tardío. Esto es consistente con la presencia de estratos de crecimiento en la parte superior de la sucesión molásica miocena (Figura 5) También en varias líneas sísmicas es posible apreciar discordancias progresivas en los niveles pliocenos a recientes, indicando un posterior pulso de deformación que puede relacionarse al desarrollo en profundidad de una segunda cuña de basamento, de menor magnitud, pero suficiente para generar el plegamiento observado en el frente de deformación andino.

El inicio de la secuencia de deformación propuesta comprende el desarrollo de una cuña de basamento que se inserta en la base de la secuencia sedimentaria y avanza hacia el noroeste, generando estructuras tipo *duplex* que involucran las secuencias cretácico-eocenas (Figura 10). El crecimiento de esta estructura profunda genera el apilamiento antiformal (*antiformal stack*) de estas estructuras de piel fina. El desplazamiento necesario para el desarrollo de estos *duplex* de piel fina es igual al avance de las cuñas de basamento a lo largo del nivel de despegue en la base del Cretácico. Posterior al emplazamiento de la primera cuña se genera una segunda cuña en secuencia normal o en la parte delantera del frente de deformación, para dicha cuña se interpretó la propagación del retrocorrimiento identificado en los afloramientos. Por último, se modeló el avance de una tercera cuña incipiente y una falla de alto ángulo fuera de secuencia que eleva las rocas de basamento hasta superficie.

Para el transecto B-B' se realizó el mismo proceso de modelado identificándose solo dos cuñas de basamento y a diferencia del transecto anterior no se observó un gran desarrollo de piel delgada, interpretándose por el contrario que la mayor parte del acortamiento es asumido por una serie de retrocorrimientos, que en algunos casos involucran rocas ígneo-metamórficas pre-cretácicas y en otros solo la cobertura sedimentaria. La relación geométrica y cinemática entre corrimientos y retrocorrimientos que involucran al basamento ha sido estudiada en regiones como las Montañas Rocallosas de Estados Unidos (Erslev *et al.*, 1993) así como también en los Andes (Turienzo y Dimieri, 2006). Por lo tanto los retrocorrimientos de piel gruesa y piel fina observados en la zona central, ponen de manifiesto su importancia en la construcción del frente montañoso del flanco Norandino, y por lo tanto, deben considerarse al momento de plantear modelos estructurales regionales y en los cálculos de acortamientos tectónicos.

Al igual que en los otros transectos, la evolución cinemática del transecto C-C' ocurre mediante el desarrollo de sucesivas cuñas de basamento en profundidad, que causan deformación de piel fina en la cubierta sedimentaria (Figura 11). En este transecto en particular, la deformación de piel fina es mucho menor que en las otras secciones. Por lo tanto, las cuñas de basamento necesarias para su generación son consecuentemente también de menor desarrollo y con acortamiento tectónico menor. Al igual que en las otras secciones, luego de un estadio avanzado en la estructuración del frente montañoso, la deformación subsiguiente tiene lugar mediante fallamiento fuera de secuencia.

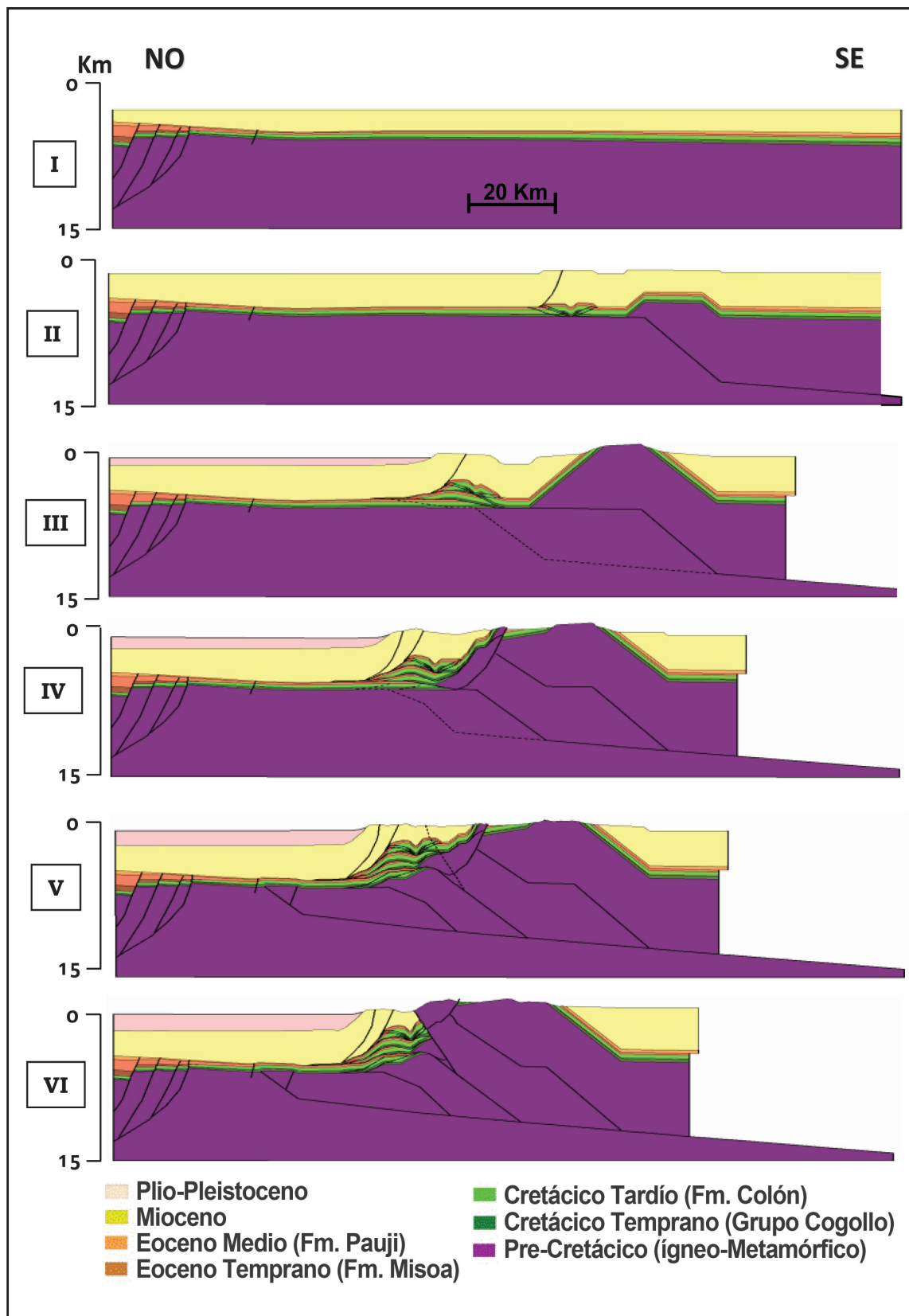


Figura 10. Evolución cinemática del transecto sísmico A-A' modelada desde el Mioceno Tardío hasta el presente.

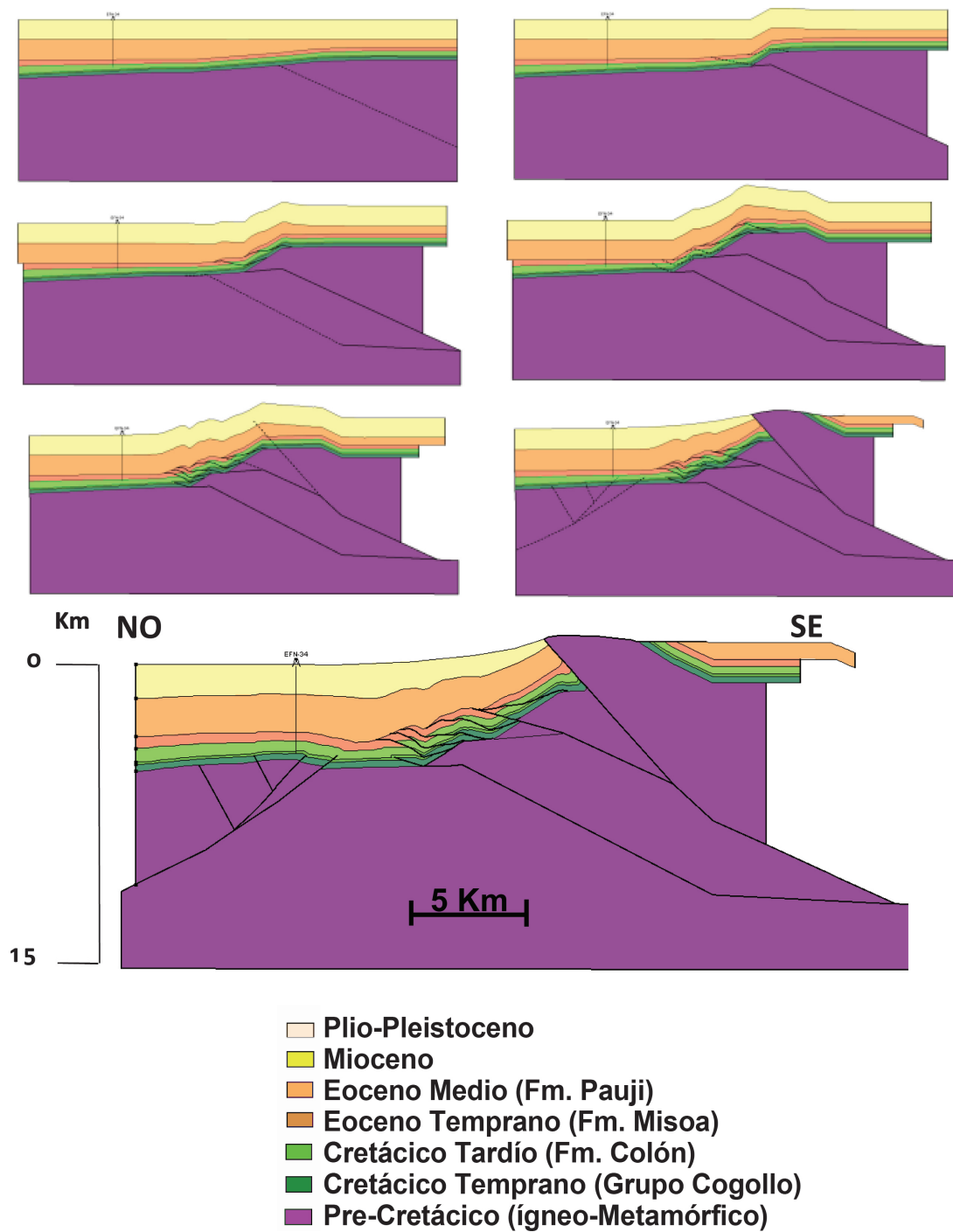


Figura 11. Evolución cinemática del transecto sísmico C-C' modelada desde el Mioceno Tardío hasta el presente.

CONCLUSIONES

A partir de los resultados obtenidos se concluye que el evento tectónico responsable de la formación de los Andes de Mérida y la estructuración en forma de cuñas de basamento observada en los diferentes transectos restaurados, responde principalmente a un régimen compresional resultante de una relación de esfuerzos principales orientados NO-SE “al menos en una primera etapa” a diferencia de los modelos reportado por otros autores que sugieren que el evento principal, responsable de la mayor deformación y levantamiento de los AM corresponde a un evento transpresivo de dirección E-O.

Luego de balancear y restaurar tres transectos sísmicos se determinó un acortamiento tectónico entre 8 y 27 km sólo para la zona del piedemonte, pudiendo ser mayor si se toman en cuenta las estructuras en el núcleo del orógeno andino. Los mayores acortamientos calculados se encuentran hacia la parte sur del área y están directamente vinculados con la presencia de estructuras de piel fina y/o retrocorrimientos con basamento involucrado. La relación entre las estructuras que afectan las rocas molásicas neógenas y estratos de crecimiento observados en líneas sísmicas al tope de las sucesiones miocenas y pliocenas, sugiere que la mayor parte de la deformación que afecta esta zona de los Andes se produjo entre el Mioceno Tardío y el período reciente.

REFERENCIAS CITADAS

- Audemard, F. (1991). Tectonic of Western Venezuela. Ph. D. Thesis, Rice University, Houston, 245 p.
- Audemard, F.E. and Audemard, F.A., (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics* 345, 299– 327.
- Audemard F. E. y Lugo, J., (1997) Apuntes de curso de Cuencas Petrolíferas Venezolanas. Annual Convention AAPG, Tulsa, 246p.
- Castrillo, J.T. & Hervouët, Y. (1996). Tectonic Model of Thrust and Imbricated Thrusting Wedge on the North-Western Flank of the Mérida Andes between Torondoy and Valera (Venezuela). *Troisième symposium international sur la Géodynamique andine*. Saint Malo, France. p. 307-310.
- Castrillo, J. T.(1997). Structuration neogene du flanc nor-ouest des Andes vénézuéliennes entre Torondoy et Valera. Doc. Univ. Pau et des Pays de l'Adour, 07- 07-1997.247p.89 Figura 29 fotos. 1 carte h.t.
- Chacín, L., M. I. Jácome, and C. Izarra (2005). Flexural and gravity modelling of the Mérida Andes and Barinas–ApureBasin,western Venezuela, *Tectonophysics*, 405, 155–167, doi:10.1016/j.tecto.2005.06.004.
- Colleta, B.; Roure, F.; De Toni, B.; Lourero, D.Passalacqua, H.& Gou, Y. (1997). Tectonic inheritance, crustal architecture, and contrasting structural styles in the Venezuelan Andes. – *Tectonics*, 16, 5, 777-794.
- Duerto, L., (1998). Principales zonas triangulares del

- Occidente de Venezuela. MSc Thesis, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, 176 pp.
- Erslev, E., Holdaway, S.; O'Meara, S.; Jurista, B.; Selvig, B. (2004). Laramide minor faulting in the Colorado Front Range. *New Mexico Bureau of Geology and Mineral Resources* 160: 181-203.
- Escalona, A., and P. Mann, 2006, Tectonic controls of the right-lateral Burro Negro tear fault on Paleogene structure and stratigraphy, northeastern Maracaibo Basin: *AAPG Bulletin*, v. 90, no. 4 (April 2006), pp. 479–504.
- Ghosh, S. y Bartok, P., (1997). Mesozoic and Paleogene Stratigraphy and Continental Margin Evolution of the Venezuelan Andes, VII Congreso Geológico Venezolano, Field Trip, Margarita, p:121.
- Hackley, P. C., F. Urbani, A. W. Karlsen, and C. P. Garrity (2005), Geologic shaded relief map of Venezuela, U.S. Geol. Surv. Open File Rep., 2005-1038.
- Lugo, J (1991). Cretaceous to Neogene tectonic control on sedimentation: Maracaibo basin, Venezuela. Unpublished PhD dissertation, The University of Texas at Austin, Austin, 219pp.
- Pindell, J.L.; Higgs, R. & Odreman, O. (1995). Mesozoic-Cenozoic Tectonics and Sedimentation in the Venezuelan Andes Region, and Implications for Petroleum Exploration. Guidebook, Field Trip n° 6, IX Congreso Latino-Americano de Geología. A.I.S.G.M.-M.E.M., Caracas, 79 p
- Restrepo, J y Toussaint, J. F., (1978) "Terranes and Continental Accretioan in the Colmbian Andes". *Bol. Ciencias de la Tierra, Univ. De Medellín, Medellín*, No.1, p:1-47.
- Schubert, C., (1982). Neotectonics of Boconó fault, western Venezuela: *Tectonophysics*, v. 85, p. 205– 220.
- Soulas, J. P. (1983). Tectónica cuaternaria de la mitad Sur de los Andes Venezolanos–Grandes Rasgos. Simposio de Neotectónica, Sismicidad y Riesgo Geológico en Venezuela y el Caribe (abstract), *Acta Cient. Venez.*, 34, 525.
- Soulas, J.-P., (1985). Neotectónica del flanco occidental de los Andes de Venezuela entre 70j30V y 71j00VW (Fallas de Bocono' , Valera, Piñango y del Piedemonte). VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas, vol. 4. Sociedad Venezolana de Geólogos, Caracas, pp. 2690– 2711.
- Turienzo, M.; Dimieri, L. (2006). Cinemática de los sistemas de retrocorrimiento que afectan al basamento, Río Diamante, Mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial* 9: 142-148.