

**Estructuras de piel fina vs. piel gruesa, una revisión basada en la teoría de Anderson y modelado
análogo: su aplicación al Frente Llanero Colombiano.**

Eduardo A. Rossello¹ y Dalmiro Zolezzi Mir²

1 CONICET-IGEBA, Universidad de Buenos Aires, FCEN, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina. E-mail: ea_rossello@yahoo.com.ar

2 Consultor. E-mail: dalmirozolezzi@gmail.com

Resumen

El Frente Llanero de la Cordillera Oriental de Colombia exhibe un gran potencial hidrocarburífero remanente basado en la interpretación de objetivos exploratorios esencialmente controlados por la morfología de diversos tipos de trampas tectónicas. Estas estructuras reconocidas en superficie y subsuelo sufrieron los efectos de la inversión transpresional andina del fallamiento normal asociado con el acomodamiento de los depocentros mesozoicos. El balanceo de transectas a partir de limitada información, esencialmente de subsuelo, es una técnica ampliamente utilizada para la interpretación basada mayoritariamente en fallamientos subhorizontales y subparalelos a la compresión actuante. Sin embargo, para facilitar su elaboración se simplifican principios mecánicos y geométricos básicos al considerar las secuencias involucradas tabulares y con respuestas deformativas uniformes, a pesar de involucrarse litologías heterogéneas con reologías diferentes. Adicionalmente, no se contemplan las relaciones espaciales entre el campo de esfuerzos actuante y las fracturas (diaclasas y fallas) establecidas por la Ley de Anderson. Incluso, no se admiten escenarios evolutivos múltiples con inversiones o componentes transcurrentes al no aprovecharse las discontinuidades previas del basamento subyacente

orientadas preferentemente para su reactivación. En este trabajo, se resumen las principales características tectónicas del Frente Llanero y se discuten aspectos estructurales del fallamiento basados en modelos analógicos, fundamentos mecánicos de la deformación, influencia de discontinuidades preexistentes, así como los postulados y limitaciones de los modelados analógicos en la concepción de balanceos. De esta manera, se proponen herramientas de interpretación tectónica alternativas y menos subjetivas aplicadas al estudio del potencial exploratorio de recursos hidrocarburíferos del Frente Llanero Colombiano y regiones tectónicas similares.

Palabras claves: Secciones balanceadas; modelización analógica; geología estructural; Ley de Anderson; recursos hidrocarburíferos.

The faulting of the Colombian Frente Llanero: a review of thin-skinned vs. thick-skinned interpretations based on Anderson's Law and analog models

The Frente Llanero of the Eastern Cordillera of Colombia exhibits a great remaining hydrocarbon potential based on the interpretation of exploratory objectives essentially controlled by the morphology of its various tectonic traps. These structures recognized on surface and subsurface suffered the effects of Andean transpressional inversion of normal faulting associated with the accommodation of Mesozoic depocenters. Based on limited surface and subsurface information, the balanced cross sections are the widely used technique for interpretation based mainly on subhorizontal faulting placed subparallel to compression. Basic mechanics and geometric principles are simplified to facilitate their making. These include considering the involved sequences as perfectly tabular with uniform deformation responses, despite their heterogeneous lithologies with different rheologies. Additionally, the spatial

relationships between the dominant stress field and the fractures (joints and faults) established by Anderson's Law are not contemplated. Furthermore, multiple evolution sequences with inversions or transcurrent components are not allowed since the previous discontinuities of the underlying basement located in a preferred orientation for their reactivation are not considered. This paper summarizes the main tectonic characteristics of the Colombian Frente Llanero, and structural aspects of faulting based on analog models, mechanical principles of deformation, the influence of pre-existing discontinuities, and the postulates and limitations of analog modeling concepts are discussed. In this way, alternative and less subjective tectonic interpretations are proposed to study the exploratory potential of the hydrocarbon resources of the Colombian Frente Llanero and similar tectonic regions.

Keywords: Balanced cross sections; analogical models; structural geology; Anderson's Law; hydrocarbon resources.

MANUSCRITO ACEPTADO

1 - INTRODUCCIÓN

El Frente Llanero de la Cordillera Oriental de Colombia o Frente Llanero Colombiano (FLC), se dispone a lo largo de su margen oriental (Fig. 1), donde contiene un gran potencial hidrocarburífero remanente puesto de manifiesto por la interpretación de objetivos exploratorios esencialmente controlados por la morfología de diversas trampas tectónicas. Las técnicas generalmente utilizadas con este objetivo se basan en la interpretación de secciones balanceadas de transectas a través de las principales estructuras mediante el uso de programas informáticos que administran los datos esencialmente de subsuelo. A lo largo de la exploración madura del FLC, se comprobaron importantes acumulaciones de hidrocarburos livianos, favorecidas por grandes y diversas estructuras asociadas con múltiples niveles de rocas reservorio apiladas, reconocidas por una buena densidad de datos (Branquet et al. 2002; Sarmiento Rojas 2011; Mora et al. 2020). Sin embargo, aún se reconoce la presencia de sectores potencialmente atractivos con baja densidad de datos en los sectores comprendidos entre campos. Los principales yacimientos productivos (e.g., Cusiana, Cupiagua, Pauto Sur, Volcanera y Floreña) se localizan en proximidades a la principal cocina de petróleo localizada en el piedemonte de la Cordillera Oriental donde la migración y carga efectivas se produjeron esencialmente a partir del Eoceno (Sarmiento Rojas 2002). Aunque las estructuras y los volúmenes de hidrocarburos descubiertos son significativos, esta región pedemontana de la cuenca Los Llanos implica grandes riesgos exploratorios e importantes costos asociados comparado a su porción oriental de antepaís, estructural y topográficamente más sencilla. Esto se debe a la todavía limitada calidad de buena parte de la información de subsuelo, la mayor complejidad estructural y los riesgos importantes asociados con la migración del petróleo y el tiempo de generación de trampas, así como, la diagénesis con

efectos de empeoramiento de las condiciones petrofísicas de los reservorios productores sobre la calidad de los yacimientos.

Muchos de los prospectos particularmente subexplorados del FLC se localizan en bloques yacentes de fallamientos compresivos cuya morfología, a partir de datos sísmicos, está “ensombrecida” por el apilamiento de láminas más competentes y con mayores velocidades de transmisión de las ondas sísmicas. Estos relevamientos sísmicos acusan un limitado control de pozos para el ajuste estratigráfico y por consiguiente una inapropiada correlación de las secuencias sismoestratigráficas. Las condiciones y calidad de exposición de los afloramientos no alcanzan a abarcar la complejidad estructural, dificultando arribar a una interpretación estructural confiable que admita un consenso en los distintos intérpretes. Sobre todo, este inconveniente se magnifica en las porciones más profundas de los bloques hundidos debido a los fuertes cambios de velocidad de la señal sísmica y la influencia de la topografía en los procesos de adquisición. De este modo, a partir de variaciones considerables de velocidad, resulta frecuente interpretar falsas estructuras anticlinales y/o favorables cierres contra los cabalgamientos que generan grandes expectativas exploratorias que luego resultan inexistentes. Por ello, dos de los problemas concretos que se buscan resolver son cuantos de los levantamientos de reflectores sísmicos que resultan en cierres estructurales, son efectivamente reales y no aparentes como consecuencia de tirones (*pull up's*), y, por otro lado, la relación cronológica entre la migración y la generación de la trampa?.

Con el advenimiento de la informatización gráfica y los nuevos conceptos derivados de la modelización analógica, se propagaron diversos programas interactivos utilizados en la industria hidrocarburífera. Este fenómeno avanzó fuertemente entre los equipos técnicos, pero con cierta distorsión, por no tener en cuenta las relaciones entre los campos de esfuerzos y

las deformaciones generadas (Kligfield et al. 1986; Ballard et al. 1987). Generalmente, los modelos geométricos bidimensionales se ejecutan con programas prediseñados de manejo multivariable en diferentes plataformas de trabajo que se apoyan gráficamente en modelos analógicos. Los programas consisten en general en herramientas de dibujo asistido que facilitan la generación de una sección estructural, aunque su ejecución son responsabilidad de la experiencia del usuario. A pesar de ser muy vistosos y sugerentes, al no estar adecuadamente dimensionados no son rigurosos con las leyes mecánicas de la deformación, y solo logran aportar una visión muy aproximada y limitada al plano del modelo. En particular, los fallamientos horizontales plasmados en secciones balanceadas que funcionan como niveles de despegue o desacople con el basamento indeformado, han proliferado por su analogía gráfica con muchos modelos analógicos compresionales asociados con la replicación de ambientes tectónicos de fajas plegadas y corridas, pero sin tener en cuenta sus condicionantes físicos (Dahlstrom 1969; Butler 1983; Suppe 1983; Twiss y Moores 1992, entre otros).

Con la finalidad de reducir los problemas tectónicos que necesitan aclaración en el FLC y que son de interés fundamental para la exploración y determinación de reservas de sus hidrocarburos se revisan en este trabajo unos modelos analógicos experimentales que repercuten directamente sobre la morfología de las trampas, condiciones de reservorios y desarrollo del sistema petrolero (Rossello y Cobbold 2008). En este sentido, el presente trabajo exhibe una síntesis de los resultados de una serie de 10 experimentos semi-dimensionados físicamente de modelos analógicos realizados en el Laboratorio de Modelado Tectónico de Géosciences-Rennes con la finalidad de tratar de comprender el mecanismo deformativo ocurrido en el FLC.

Resulta evidente que todo intento de reproducir en el laboratorio un fenómeno de la naturaleza genera grandes interrogantes sobre el funcionamiento de las respectivas variables geológicas (escalares, temporales, geométricas, etc.) entre la naturaleza y el modelo. Por lo tanto, no se pretende ofrecer analogías totalmente fieles con la realidad, aunque brindan “ideas controladas” sobre los posibles mecanismos de deformación a escala continental e interpretaciones del subsuelo de las cuales no siempre se dispone. Además, contribuyen con la visualización de la selectividad de la inversión transpresional y las relaciones tectosedimentarias de la erosión y depositación contemporáneas con los procesos de reactivación tectónica.

Finalmente, este trabajo contribuye con la caracterización estructural del FLC y aporta al intérprete de ambientes de fajas plegadas y corridas argumentos más robustos y menos subjetivos en sus pronósticos de ambientes tectónicos sometidos a actividades de exploración y producción de recursos naturales. Así, se contribuye con la generación de modelos perfectibles y seguramente más comprensibles para lograr consensos entre integrantes de equipos multidisciplinarios de exploración.

2- MARCO GEOLÓGICO DEL FRENTE LLANERO COLOMBIANO

La cuenca de los Llanos Orientales de Colombia es un amplio depocentro de antepaís que contiene una secuencia sedimentaria de edad Cretácico-Terciario de hasta 6000 m de espesor depositada sobre un basamento multicomposicional paleozoico cuya topografía fue peneplanizada previo a la depositación mesozoica (Bayona et al. 2008a, b, 2009; Cooper et al. 1995; Horton et al. 2010; Mora et al. 2010a, b, 2019; Moreno-López y Escalona 2015, Macellari 2021). Estas secuencias marino-continentales se depositaron originalmente en

continuidad hacia el oeste con las cuencas del Valle Medio y Superior del Magdalena hasta el Oligoceno cuando la Cordillera Oriental comenzó a elevarse, sobreponiéndose y desvinculando el amplio depocentro, definiéndose así una cuenca de antepaís, la cuenca de Los Llanos Orientales. A lo largo de los confines entre la Cordillera Oriental y su antepaís se localiza una serie de importantes campos hidrocarburíferos que producen petróleos livianos con gas asociado provenientes de rocas madres mesozoicas, acumulados en trampas con múltiples reservorios, particularmente del Paleógeno.

Los estilos estructurales de la Cordillera Oriental y las estribaciones adyacentes al FLC (Dengo y Covey 1993) así como la cuenca del Valle del Magdalena (Schamel 1991; Gómez 2003; Gómez et al. 2003) abrigan una gran parte de la producción acumulada y actual del petróleo y gas en Colombia. Estos ambientes tectónicos son el resultado de la inversión de una extensa cuenca de rift mesozoica durante las Fases Incaica y Quechua de la orogenia andina, que duró desde el Eoceno medio hasta el presente (Colletta et al. 1990; De Freitas et al. 1997; Trenkamp et al. 2002; Cobbold et al. 2007; Rossello y Gallardo 2022).

Sarmiento Rojas (2011) describe al FLC constituyente del dominio de piedemonte del borde oriental del orógeno caracterizado por la presencia de fallas inversas de alto ángulo hasta las fallas de cabalgamiento más al este (Fig. 2). De este modo, describe los siguientes estilos estructurales: a) deformación de piel gruesa (involucra basamento paleozoico y precámbrico), b) pliegues disarmónicos (desarrollados localmente en sedimentos dúctiles de las formaciones Carbonera y León), c) fallas responsables de relieves transversales oblicuas al frente de deformación (rampas laterales), d) inversión tectónica resultante de la reactivación selectiva durante el Cenozoico de fallas normales con una sección sedimentaria más gruesa en el bloque occidental. El análisis estructural indica que sólo aquellas fallas oblicuas a los

esfuerzos de compresión se reactivaron creando relieve en la cordillera en desarrollo y transportando pasivamente las fallas no reactivadas (Sarmiento Rojas 2001; Mora et al. 2006). Los principales niveles de despegue se localizan en las pelitas de las formaciones León y Carbonera con niveles adicionales en la Formación Gachetá y en la sección paleozoica (Fig. 2b).

Según Mora et al. (2020), los piedemontes andinos de Colombia registran una evolución geométrica que empezó en el Oligoceno, con estilos estructurales similares a lo largo de todos los segmentos de ese tiempo. Sin embargo, los estilos de deformación divergieron rápidamente desde el Mioceno al reciente, asociado a un rápido depósito de espesas sedimentitas de origen fluvio-aluvial provocó que las rocas generadoras del piedemonte entraran en ventana de generación de petróleo. Esto contribuyó a la formación de horizontes de despegue eficientes para la deformación sin basamento implicado en los sectores más profundos de la cuenca.

Secciones características que muestran el estilo estructural del FLC, cercanas a los yacimientos Cusiana-Cupiagua, demuestran una convergencia tectónica NO-SE cuyas estructuras principales son fallas de cabalgamiento con vergencia al SE (Colletta et al. 1990, Cooper et al. 1995, Branquet et al. 2002). Sarmiento Rojas (2001), a partir del análisis y modelado de 162 columnas estratigráficas y perfiles de pozos de la Cordillera Oriental (CO), cuenca de Los Llanos (LLA) y Valle del Magdalena (VM), reconoce que la cuenca mesozoica colombiana tuvo varios pulsos de rift; 1) Berriasiano-Hauteriviano (144-127 Ma), 2) Aptiano-Albiano (121-102 Ma) y 3) Cenomaniano (98-93 Ma).

Las fallas normales del Cretácico Temprano fueron variablemente reactivadas en forma transpresiva involucrando al basamento con estilos de piel gruesa (e.g., las fallas de Guaicáramo y Cusiana), o fallas de piel delgada con dúplex asociados y pliegues relacionados con fallas (Fig. 3). Uno de los cabalgamientos frontales principales del FLC, la falla de Guaicáramo (Fig. 14), fue originalmente una falla maestra extensional en el borde oriental de un sistema de rift mesozoico. Como esta falla trunca superficies de discontinuidad debe haberse formado fuera de secuencia, donde más al norte, la falla de piel delgada de Yopal anula la falla de Cusiana (Branquet et al. 2002). Por el contrario, Rowan y Linares (2000) interpretaron el borde norte del Macizo de Quetame (Fig. 3) como la esquina desplazada de un bloque cabalgante, por encima de un atajo de la pared inferior, que no implica la reactivación de las fallas normales del Cretácico Temprano (Fig. 3).

De acuerdo con Sarmiento Rojas (2001) la deformación del FLC ocurrió en las siguientes etapas que controlaron la geometría moderna, la calidad de los reservorios y la distribución de fluidos:

- una fase temprana, ocurrida durante la deposición de los sedimentos de miembros inferiores de la Formación Carbonera (C8-C6), involucró variaciones locales de la cuenca asociadas con estructuras activas incipientes (cuenca de *piggyback*). Los primeros pliegues comenzaron a atrapar hidrocarburos que se generaron sucesivamente en las cocinas locales y continuaron creciendo durante dicho período.
- una fase intermedia, que se extendió desde el tiempo del Miembro C5 de la Formación Carbonera (29 Ma) hasta el tiempo de la Formación Guayabo (7-5 Ma), incluyó un hundimiento constante con tasas crecientes cerca del final de la etapa.

- una fase tardía, asociada a la orogenia andina principal, comenzó alrededor de 7-5 Ma, dependiendo de la posición de la estructura con respecto al frente de deformación. En este momento se produjo el mayor levantamiento de la zona (Martínez 2006).

Las rocas reservorio de los campos productores están comúnmente cubiertas por distintos intervalos de lutitas intraformacionales, o bien, lutitas de otras secuencias meso-cenozoicas, las cuales proporcionan capacidad de sello vertical. Por lo tanto, el riesgo asociado a la presencia o no de una roca sello vertical suele ser bajo. Sin embargo, en la parte más oriental y distal de la cuenca con respecto al FLC, el espesor de las rocas sello es reducido o está ausente, debido a la naturaleza proximal de las facies de areniscas detríticas con pocas intercalaciones de lutitas y la presencia de intervalos de arenisca separadas por superficies de superposición o discordancia. Por otro lado, la deformación estructural y los procesos de exhumación que afectaron el piedemonte pueden haber fracturado rocas sello potenciales, por lo tanto, reduciendo su capacidad sellante y aumentando el riesgo de entrapamiento.

3 - MODELADO ANALÓGICO

El modelado analógico, también conocido como modelado de laboratorio o modelado físico, es un enfoque experimental que se utiliza en las Ciencias de la Tierra para investigar fenómenos geológicos y procesos geodinámicos en un laboratorio en escalas de tiempo y longitud convenientes (Davy y Cobbold 1991). Los modelos analógicos son representaciones simplificadas de un componente particular del sistema de la Tierra (el prototipo natural) utilizando geometrías, reologías y condiciones de contorno simplificadas. Los modelos analógicos son útiles porque superan algunas limitaciones inherentes que existen cuando se estudia la Tierra directamente. Los modelos analógicos permiten investigar el desarrollo

progresivo de un proceso geodinámico o fenómeno geológico particular de principio a fin, proporcionando una imagen evolutiva completa del proceso bajo investigación. Las modelizaciones analógicas son un recurso muy útil para identificar y reconocer el funcionamiento de mecanismos naturales que por su tamaño y, sobre todo, por el extraordinario tiempo involucrado en su desarrollo, exceden la escala humana.

El modelado analógico comenzó hace más de 200 años con los primeros experimentos analógicos realizados por Sir James Hall (Hall 1815), quien desarrolló modelos para investigar el plegamiento de capas de rocas sedimentarias, posteriormente continuados por Cadell (1889) ya con registros fotográficos. En la década de 1900 se produjo un aumento en los estudios de modelado analógico a medida que se investigaba una mayor diversidad de procesos geodinámicos y fenómenos geológicos, incluida la formación de domos de sal. Así, el modelado analógico pasó de ser una herramienta cualitativa y descriptiva a una técnica cuantitativa debido a la formulación de la teoría de la escala, introducida por primera vez por Hubbert (1937) y luego desarrollada por muchos otros (e.g., Hubbert 1951, Ramberg 1967, Horsfield 1977, Shemenda 1983, Weijermars y Schmeling 1986, Richard y Krantz 1991, Davy y Cobbold 1991, Ribe y Davaille 2013). A medida que se desarrolló la teoría de la tectónica de placas en la década de 1960, siguieron modelos analógicos de procesos geotectónicos, incluidos los primeros modelos analógicos de subducción. Los avances en la influencia de las escalas realizados en la primera mitad del siglo XX (Hubbert 1937, 1951) fueron intensificados y, recién a partir de la década de 1980, tomaron gran impulso por la utilización de nuevos materiales análogos (Cobbold y Jackson 1992). Estos permitieron introducir en los experimentos las variables temporales a partir del impacto de la viscosidad en los cálculos que permiten dimensionar físicamente las correctas relaciones entre los modelos naturales y

experimentales, incluyendo ecuaciones como la denominada “Número de Argand” (Schueller y Davy 2008).

La técnica de modelado analógico ha proporcionado muchos conocimientos novedosos sobre una amplia variedad de fenómenos geológicos y procesos geodinámicos. En las últimas décadas se han realizado varias revisiones sobre el modelado analógico de entornos y procesos geodinámicos particulares, incluidos los sistemas de fallas extensionales (McClay 1990) y la extensión continental (Corti et al. 2003). Existen además varias reseñas sobre la historia del modelado analógico (e.g., Koyi 1997, Ranalli 2001, Schellart 2002).

La teoría de escala, que requiere similitud geométrica, cinemática y dinámica entre el modelo analógico y el prototipo natural, permite al experimentador escalar adecuadamente los resultados del modelo cuantitativo como longitudes, geometrías, velocidades, fuerzas, tensiones y deformaciones a valores en la naturaleza, permitiendo una comprensión cuantitativa y más profunda del fenómeno geológico o proceso geodinámico que se investiga (léase para mayor detalle Davy y Cobbold 1991; Koyi 1997; Schellart y Strak 2016). Se aclara que la mayoría de los modelos analógicos se han realizado en el campo de gravedad normal de la Tierra, que afecta por igual los modelos naturales como los experimentales, aunque también se ha realizado un número considerable de modelos en un campo de gravedad artificial, como el inducido por una centrífuga para mejorar las condiciones de analogías (e.g., Ramberg 1967; Dixon y Summers 1985). Los nuevos materiales incorporados como análogos (siliconas, miel, parafinas, etc.) permiten diferenciar dos tipos de modelos analógicos: a) los dimensionados físicamente, de mayor complejidad pero donde se intenta tener en cuenta todas las variables escalares y temporales aplicadas adecuadamente, siendo comparables entre los diferentes tipos de experimentos (Brun et al. 1994; Mugnier et al. 1997) y b) los no-

dimensionados (*e.g.*, *sand-box*), más simples y con mejor expresión fotogénica pero donde la variable tiempo (reología) no está involucrada (McClay y Ellis 1987; Krantz 1991; Coletta et al. 1990; McClay y Dooley 1995).

En el caso de su utilización para justificar los fallamientos horizontales en secciones compresionales donde el esfuerzo principal máximo se lo admite generalmente subparalelo a la superficie de discontinuidad, se trataría más bien de una diaclasa y por lo tanto carente de movimiento contenido en el plano (Fig. 4). Como se verá más adelante, esta relación es imposible de acuerdo con la Ley de Anderson. Este es un error conceptual habitual en aquellos que utilizan estos interesantes y vistosos modelos (*e.g.*, McClay et al. 2004; Wu y McClay 2011; Yamada et al. 2013; Yan et al. 2016) para justificar con analogías meramente gráficas las metodologías del balanceo donde la base del dispositivo de la secuencia acortada no participa de la deformación, razón por la cual no tiene más posibilidad que generar un despegue que es debido totalmente a las limitadas condiciones del modelo. Incluso, no se suelen tener en cuenta la contribución de deslizamientos gravitatorios donde la posición del esfuerzo principal máximo es vertical (Vendeville et al. 1987).

Para que el dispositivo experimental donde se plantea un modelo de acortamiento evite la incorporación de un efecto artificial e indeseable de borde, el fondo del mismo tiene que tener la posibilidad de poder deformarse también, situación que eliminaría esta limitación experimental que no condice con las condiciones deformativas de la naturaleza. De este modo, el modelo no reproducirá fallamientos horizontales coincidentes con el contacto entre el basamento y su cubierta como son tan comunes en los que se utilizan como análogos para justificar erróneamente su presencia en las secciones balanceadas de fajas plegadas y corridas. En cambio, estos modelos serían aplicables solamente en situaciones de márgenes

pasivos donde el acortamiento y apilamiento de láminas ocurre por fenómenos gravitatorios donde el esfuerzo principal máximo σ_1 se dispone verticalmente, tal como se relaciona desde los primeros experimentos analógicos utilizándose siliconas (Vendeville et al. 1987).

La modelización experimental presenta la ventaja de permitir la adquisición de diversos parámetros asociados a los procesos tectónicos (geometría tridimensional, mecanismos, velocidades y tiempo), parámetros difícilmente deducibles solamente a partir de solamente los análisis de datos reales de campo o sísmicos. Los modelos analógicos tienden a suplir estas lagunas de observación dado que presentan las siguientes ventajas:

- permiten de extrapolar a partir de datos de superficie, la geometría de las estructuras en profundidad;
- proponen una geometría 3D de las estructuras reales al comparar los resultados experimentales con la información bidimensional real, tanto de superficie como en perfiles;
- cuando los datos reales fueron adquiridos por medios indirectos (sísmica de reflexión o refracción), la utilización de modelos experimentales asociados con la realización de simulaciones sísmicas de modelos deformados permite por consiguiente distinguir entre estructuras reales y artefactos potenciales propios del método de adquisición de datos.

Una de las mayores ventajas de los métodos experimentales es que hace posible la observación en continuo de los fenómenos geológicos. Se puede así comprender la evolución progresiva de las estructuras a lo largo del tiempo, parámetro fundamental en una interpretación tectónica.

La utilización de modelos analógicos permite comprobar la validez mecánica de diferentes hipótesis sobre los mecanismos responsables de la deformación observada en el terreno. La aproximación experimental conduce a una evaluación, al menos desde el punto de vista cualitativo, de la influencia respectiva de los diversos parámetros implicados en los procesos tectónicos.

4 - LEY DE ANDERSON

Ernest Masson Anderson (1877-1960) fue un geólogo escocés que a partir de su primera contribución (Anderson 1905) y posteriormente en su libro (Anderson 1951) establece la aplicación y relaciones espaciales de los campos de esfuerzos principales compresivos triaxiales ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) del fallamiento en la comprensión de los regímenes deformacionales (Healy et al. 2012). Por otro lado, los criterios de rotura de Coulomb por cizallamiento frágil (Hubbert 1951), indican que el fallamiento se inicia a lo largo de superficies dispuestas cercanas a 30° con respecto al σ_1 . De este modo, a partir de la Ley de Anderson se considera que la deformación discontinua de la superficie de la corteza terrestre puede ser afectada a partir de tres clases fundamentales de fallamientos: 1) fallas inversas (cabalgamientos) dispuestas con inclinación próxima a 30° durante compresiones generadoras de acortamientos del horizonte terrestre, 2) fallas normales con inclinaciones iniciales del orden de 60° durante extensiones tangenciales generadoras de aumento del horizonte terrestre, 3) transurrencias subverticales (*strike-slip*) productoras de traslaciones del horizonte terrestre.

Anderson (1951) reconoció que como las principales direcciones de estrés son direcciones del esfuerzo de cizallamiento cero, se pueden ubicar las fallas en el contexto del estrés principal. De este modo, todas las fallas tienen una característica en común, extender la

corteza en una dirección y acortarla en otra, siendo las direcciones de acortamiento y estiramiento ortogonales entre sí. La base de la teoría es la suposición de que la superficie de la Tierra debe ser un plano principal de estrés, que contiene dos de las principales direcciones de estrés. Por lo tanto, la tercera dirección de la tensión principal debe estar orientada en forma normal a la superficie de la Tierra. Así, combinó esta premisa con la teoría de Mohr-Coulomb, al explicar las orientaciones de los conjuntos de fallas conjugadas dentro de la Tierra, siendo siempre σ_2 paralelo a la línea de intersección de las dos fallas.

Por lo tanto, sin importancia de la naturaleza del material sometido a deformación donde la respuesta sea discontinua, el esfuerzo principal máximo σ_1 y las superficies de fallas generadas siempre mantienen un ángulo menor a 45° , frecuentemente del orden de $30-40^\circ$, conocido como Ley de Anderson (Healy et al. 2012). Por lo tanto, indistintamente que se trate de un fallamiento normal, inverso o transcurrente, siempre el esfuerzo principal máximo σ_1 se dispone invariablemente con un ángulo menor de 45° (cercano a $30^\circ - 40^\circ$) con respecto al plano de fallamiento sobre el cual actúa y subparalelo a las diaclasas (Fig. 5). Por lo tanto, si no se tiene en cuenta en el sistema de referencia horizontal a la superficie de la Tierra, universalmente utilizado en geología, no hay ninguna diferencia en la relación espacial entre el campo de esfuerzos y los planos de las fallas en un análisis estrictamente mecánico. Así, independiente del tipo de falla, siempre el esfuerzo principal máximo σ_1 ocupará la bisectriz aguda de un sistema conjugado de fallas, el esfuerzo principal mínimo σ_3 se localizará en la bisectriz obtusa, y el restante esfuerzo principal intermedio, σ_2 , en la intersección de ellas (Fig. 5).

Esta relación espacial se cumple siempre en los experimentos sencillos y no dimensionados de capas multicolores de arena realizados en una caja (*sand-box*), donde se pretende simular

los fallamientos generados a partir de una dirección de compresión horizontal. Así, las fallas inversas generadas van a tener siempre inclinaciones del orden de 30° , pero nunca horizontales, ya que no cumpliría la Ley de Anderson. Sin embargo, como el modelo está contenido dentro de una caja de base plana, cuya única función es contener el volumen deformable, se genera una falsa imagen de un fallamiento horizontal o superficie de “despegue” horizontal. Este es un efecto artificial de influencia de un borde ajeno a la deformación del modelo que no debería considerarse, aunque habitualmente se utilice erróneamente como análogo de un fallamiento horizontal.

Adicionalmente, deben tenerse en cuenta las condiciones de aplicación de los esfuerzos en el macizo rocoso, ya que en el caso de que sea superado su límite de resistencia, determinan las respuestas discontinuas o continuas de las deformaciones producidas. De este modo, la influencia de la temperatura, velocidad de aplicación, presencia de fluidos, presión confinante y anisotropías preexistentes, pueden modificar sus límites de resistencia (Jaeger 1960, Donath 1961, Heard et al. 1972, Sibson 1975 y 1981, Price y Cosgrove 1990, Rossello 2008, Park 2013, entre otros). Por lo tanto, un mismo material ante la aplicación de un campo de esfuerzos donde varían las intensidades de los factores anteriores puede responder, si se superan sus límites elásticos, deformándose de modo continuo (dúctil) o discontinuo (frágil).

Cuando el campo de esfuerzos incide de un modo oblicuo sobre un plano de falla, siempre respetando la Ley de Anderson, determina diferentes magnitudes de componentes ortogonales y paralelas, según la proyección que se analice. En el caso de un fallamiento transcurrente, la acción de un esfuerzo principal máximo dispuesto oblicuamente sobre su traza horizontal, determinará componentes transcurrentes, dextrales o senestrales, con magnitudes dependientes de la orientación de incidencia (Fig. 6).

Si sobre la traza de la transcurencia se presentan flexuras subordinadas estas podrán expresar una componente compresional si tiende a disponerse más perpendicular respecto al esfuerzo principal máximo o una componente extensional si tiende a disponerse más paralela al esfuerzo principal máximo. Estas variaciones en el rumbo general de la transcurencia generan sobre secciones verticales y perpendiculares a su traza, los diseños de flores positivas o negativas respectivamente (Fig. 7).

5 - METODOLOGÍA Y MATERIALES

Las técnicas de modelado utilizadas en este trabajo son similares a las convencionales usadas en experimentos sobre sistemas frágiles-dúctiles realizadas en el Laboratorio de Modelización Analógica de la Universidad de Rennes 1, según fueron sucesivamente descritas en numerosos trabajos previos (e.g., Faugère y Brun 1984, Vendeville et al. 1987, Davy y Cobbold 1991, Brun y Nalpas 1996).

El aparato experimental utilizado está compuesto por una caja construida en policloruro de vinilo (PVC) opaco de 60 cm x 60 cm y 10 cm de alto con paredes de 1.5 cm de espesor, desmontables para la mejor observación de los resultados. Dentro de la misma, se dispuso un pistón con una placa basal solidaria con forma de sintaxis que genera una zona de discontinuidad de velocidad (DV) desacoplada de la base del dispositivo por una capa de silicona. El pistón se mueve en extensión o compresión a tasa constante mediante un motor paso a paso controlado por un computador. Con la finalidad de evaluar los resultados a partir de la oblicuidad de los esfuerzos con respecto a los sectores de concentración de la

deformación, se dispusieron placas basales móviles adosadas a la base de los pistones con dos tipos de diseños: i) simétrica, en forma pentagonal y ii) asimétrica (Fig. 8).

Los modelos se escalaron correctamente para las fuerzas gravitatorias teniéndose en cuenta una relación de longitud del modelo de $1 = 1 \times 10^6$ y una relación temporal de 1 hora del modelo equivalente a 11,5 millones de años. Para obtener más detalles sobre la escala, relaciones de fuerzas del modelo vs. de la naturaleza y la técnica experimental, consúltese Davy y Cobbold (1991) y Pubellier y Cobbold (1996).

Las distintas capas de materiales se dispusieron teniéndose en cuenta las diferencias reológicas con comportamientos frágil y dúctil que se reconocen en típicas secciones de un contexto regional constituido por ambientes sedimentarios integrantes de una corteza superior relativamente competente con comportamiento frágil. Por debajo, se dispone una capa de siliconas para simular una corteza relativamente menos competente con comportamiento dúctil típico de una litosfera infrayacente e incluso miel por debajo para simular la astenósfera (Davy y Cobbold 1991, Brun y Nalpas 1996, Cobbold et al. 2007).

Los materiales utilizados en modelos dimensionados de tipo multicapa son los siguientes:

1) **Pasta de siliconas.** Se utilizan varios tipos de siliconas, aunque la más conocida es la *pink opaque gomme GSIR* producida por Rhône-Poulanc (Francia) para simular la corteza inferior o niveles evaporíticos por su comportamiento cuasi Newtoniano en el rango de deformaciones a tasas comprendidas entre $10^{-6} \text{ seg}^{-1} < \dot{\epsilon} < 10^{-2} \text{ seg}^{-1}$ con una viscosidad μ de $5 \times 10^4 \text{ Pa}\cdot\text{seg}$. a $28 \text{ }^\circ\text{C}$ (Cobbold y Jackson 1992). Las densidades oscilan en torno de 1.16 g/cm^3 , aunque

puede ser modificada con el agregado de siliconas menos densas o contrariamente, polvo muy fino de galena.

2) **Arenas cuarzosas.** Se utilizan arenas secas como las de Fontainebleau (Francia), bien redondeadas, lavadas y seleccionadas con granos comprendidos entre 200 - 300 μm con un coeficiente de fricción medio ϕ 0.58 (Vendeville et al. 1987, Brun y Nalpas 1996) y una densidad media de $\delta = 1.3 \text{ g/cm}^3$. La densidad puede ser reducida con la adición proporcional de un granulado de etil-celulosa cuya densidad es $\delta = 0.3 \text{ g/cm}^3$ de tamaño y comportamiento mecánico similar. Se utilizan para simular el comportamiento frágil de rocas de la corteza superior. Estas arenas, cuando se las utilizan completamente secas, cumplen con la Ley Navier-Coulomb con una cohesión despreciable y con un ángulo de fricción interna de 30° . Para obtener diferentes colores se las tiñe con diversos colorantes no tóxicos de fácil manejo a base de agua como azul de metileno, tinta china, etc. que no destiñen cuando son mojados en las etapas finales del experimento. Posterior al teñido, se las seca en estufas y se las vuelve a tamizar para garantizar la liberación de los granos.

3) **Miel.** Se utiliza miel con una densidad controlada de 1.35 g/cm^3 de coloración muy pobre para garantizar una mejor transparencia cuando los modelos realizados son de escala cortical (Fig. 13).

Los modelos realizados fueron construidos y deformados dentro de la caja de PVC mencionada (Fig. 9). En los modelos del FLC se colocaron 7 litros de masilla de silicona, representando una corteza inferior dúctil y luego se agregaron capas blancas y negras de arena alternadas (volumen aproximado 3.6 litros) para representar la corteza superior frágil. En esta arena se dispusieron además finas capas marcadoras intercaladas. En los modelos

de escala continental (Fig. 13) se dispusieron capas de arena y siliconas sobre un volumen de unos 20 litros de miel.

Los movimientos de los pistones que ejercieron acortamientos y estiramientos de las placas basales móviles fueron transmitidos por motores de paso a paso para poder regular sus velocidades. Las erosiones realizadas en las etapas compresionales se efectuaron con una máquina aspiradora provista de una boquilla reducida. El material aspirado fue recuperado, pesado, coloreado y vuelto a disponer sobre la superficie del modelo, distinguiéndose así estas capas sincompresionales del resto.

A lo largo del desarrollo de los experimentos, se tomaron fotografías seriadas verticales cada 2 minutos con una cámara digital fija dispuesta sobre un soporte estático superior y también fotografías oblicuas. Una vez finalizado el experimento se lo consolidó con un rociado de una solución de agua y detergente para permitir el corte de secciones verticales cada 5 cm, las que fueron registradas con fotografías rasantes.

6- RESULTADOS

Modelos analógicos aplicables al Frente Llanero Colombiano

Para obtener algunos conocimientos sobre la mecánica de la deformación a escala regional del territorio colombiano, se llevaron a cabo 10 experimentos sobre modelos físicos realizados en el Laboratorio de Modelización del Instituto Géosciences-Rennes, buscando obtener algunas ideas sobre posibles mecanismos de deformación a escala cortical del FLC. Estos modelos fueron realizados con el objetivo de evaluar desde el punto de vista estructural las

características del sistema petrolero en la cuenca de Los Llanos Orientales, al pie del FLC. Entre otros aspectos, contribuyen con la comprensión de pulsos de generación y migración de hidrocarburos desde las cocinas generadoras hasta las trampas, con presencia o no de los reservorios, pudiendo así hacer una mejor estimación de los riesgos geológicos al momento de definir propuestas exploratorias.

En los bordes de la Cordillera Oriental, las cuencas del rift mesozoico han pasado por una fase de inversión transpresional, como resultado de la orogenia andina. Las estructuras típicas son las fallas normales reactivadas del Cretácico Temprano, con bloques emergentes del basamento debido a fallas inversas y las estructuras de flores positivas, que se formaron por transpresiones dextrales. Por ello, para investigar el desarrollo estructural de la Cordillera Oriental, se realizó una serie de experimentos en modelos físicos a escala cortical. Después de una primera fase de extensión, cada modelo pasó por una segunda fase de compresión, en un ángulo dado de movimiento relativo de las placas. Se encontró que este ángulo influye en el estilo estructural. Las principales fallas actuantes son aquellas que actualmente limitan la Cordillera Oriental por sus bordes occidentales y orientales, así como también algunas fallas internas. Durante las fases extensivas del Triásico y del Cretácico Temprano, las fallas normales de rift se vincularon con zonas de debilidad del basamento pre-Mesozoico, disponiéndose en dos ramas principales que forman una sintaxis con ángulo del orden de 120° (Fig. 8).

La deformación provino de una placa móvil en forma de V en la parte inferior de la caja. La placa se desplazó en una dirección horizontal dada, a una velocidad constante preestablecida de 5 cm/hora. Después de una primera fase de extensión de 10 cm con una sedimentación sintectónica (alternativamente capas azules y negras), cada modelo pasó por una segunda

fase de compresión con erosión concomitante en los altos y sedimentación sintectónica (alternativamente capas rojas y negras), en un ángulo dado de movimiento relativo de las placas. Todas estas etapas fueron registradas a partir de fotografías verticales (Fig. 10).

Si bien se realizaron unas 10 experiencias para comprobar la repetitividad de los resultados, no se comprobaron diferencias significativas entre ellas. A continuación, se describen los procedimientos y resultados comunes que fueron observados:

- ***Etapas de Extensión:*** Al comienzo de esta etapa se adjuntaron sobre la superficie marcadores pasivos rojos cuadriculados sobre fondo blanco cada 5 cm mediante el uso de cotonetes, para conservar las intersecciones durante la erosión y sedimentación (Fig. 10 a). A los 10 minutos de iniciado el experimento, se observa claramente la generación de una zona de extensión de unos 15 cm de ancho siguiendo la forma del borde de la placa subyacente, levemente remarcada por pequeñas estructuras extensionales de un centímetro cada una en ambos bordes (Fig. 10 b). El flanco activo es el más próximo al pistón. A medida que progresaba la deformación se dispusieron alternadamente capas de arenas azules y grises donde se acentuaban las depresiones tratándose de mantener nivelada la superficie del modelo. La zona deprimida fue extendiéndose progresivamente de manera lateral, en particular hacia los sectores correspondientes al antepaís (Fig. 10 c, d, e).
- ***Etapas de Compresión.*** Previo al comienzo de esta etapa, se aspiró la arena de los laterales de la porción del antepaís para disminuir los efectos del rozamiento con las placas laterales y se completó el espacio generado con silicona del mismo tipo que del nivel inferior con la finalidad de permitir la extrusión lateral del modelo. Se conservaron los marcadores

en las intersecciones de las líneas rojas de arena iniciales mediante el uso de cotonetes. Se aprecia que la inversión se distribuye en general de manera homogénea sobre la antigua depresión (Fig. 10 f, g), afectando en particular las depresiones más cercanas al pistón que limitaban la depresión central. Se realizó la erosión de los sectores elevados mediante aspiración pareja respecto a un nivel de referencia a medida que se fue comprimiendo el modelo. Se fueron bloqueando las estructuras próximas al pistón y se reactivaron las inversiones en el borde externo del rift. Simultáneamente, se colocaron alternadamente capas de arena roja y negra equivalentes al volumen aspirado, en las depresiones de antepaís y ante arco (Fig. 10 g, h, i, j, k). Durante esta etapa se aprecia la generación diacrónica de diferentes sectores compresivos que fueron erosionados y sucesivamente traslapados por sucesivas capas de sedimentos. Algunos de estos sectores se mantuvieron activos, bloqueados y reactivados a lo largo del desarrollo del modelo. La erosión de los altos favoreció el desarrollo de la deformación sincompresional al quitarle sobrecarga a los bloques cabalgantes. Además, la acumulación contemporánea del material removido sobre las depresiones incrementó su profundización.

- **Etapa Final:** Una vez terminada la experiencia, se procedió a cubrir con una capa de arena blanca para fosilizar y preservar la superficie. Luego, se colocó una protección de papel absorbente y se roció con una solución de agua y unas gotas de detergente, hasta la saturación total del modelo. Se desmontó la pared transversal al pistón y rápidamente se realizaron cortes cada cinco centímetros con ayuda de un cuchillo desde la izquierda del pistón a su derecha tomándose varias fotografías rasantes iluminadas con spots.

Los experimentos sugieren que las fallas normales con fuertes inclinaciones tienden a ser reactivadas en compresión más fácilmente cuando la dirección de convergencia se hace más

oblicua (Fig. 11). Esto coincide con las observaciones realizadas por análisis teóricos y experimentales de reactivación de fallas (Sibson 1985, Letouzey 1990, Ranalli y Yin 1990, Richard y Cobbold 1990, Richard y Kranz 1991, Sassi et al. 1993). En particular, Brun y Nalpas (1996) ponen de manifiesto esta relación a partir de modelos en los cuales se varió la relación angular α entre la dirección de compresión con los ejes de los grábenes previamente generados.

De este modo, para compresiones oblicuas con $\alpha > 45^\circ$, las fallas normales del basamento son reactivadas como fallas de rumbo predominantemente, mientras que el acortamiento perpendicular a las fallas normales es sólo acomodado por nuevos cabalgamientos cuya inclinación aumenta progresivamente a medida que disminuye el ángulo α . En cambio, con $\alpha < 45^\circ$, las fallas normales del basamento son reactivadas en modo reverso oblicuo (Fig. 12). Cuando la cubierta sedimentaria está separada del basamento por medio de uno o más niveles de despegue, la deformación se particiona como cabalgamientos en la cobertura a lo largo de los bordes del graben y como transcurrencias dentro del graben disponiéndose oblicuamente a los bordes del mismo. La inversión de un graben dada por la reactivación de las fallas fuertemente inclinadas de sus bordes, implica que la dirección en planta de la compresión debe tener una angularidad menor a 45° con respecto al rumbo del graben para respetar la Ley de Anderson (Brun y Nalpas 1996).

Modelos analógicos de mayor escala aplicables al acortamiento cortical

En modelos analógicos pioneros de escala continental (Cobbold et al. 1993), la deformación imponía una placa móvil, que viajaba horizontalmente a velocidades fijas preestablecidas, sin tocar el fondo de la caja (Fig. 13). De este modo, se evitaba la influencia de un basamento

rígido que generara artificialmente un despegue subhorizontal simulando las características mecánicas de los niveles involucrados, al modelar la corteza inferior y la astenósfera utilizando pasta de silicona *Silbione* y miel respectivamente (Cobbold et al. 1993). En ellos, se aprecia claramente que cuando hay acortamiento de la cubierta más competente, se produce a partir de fallas que cumplen la Ley de Anderson, por ende, sin ser subparalelas a la dirección de contracción y el basamento se acorta de modo continuo. Este es un caso donde la representación analógica de acortamientos de Fajas Plegadas y Corridas puede ser comparable sin tener que poner los inexistentes fallamientos subhorizontales producidos artificialmente por un fondo rígido de una caja de modelado.

El basamento, en situaciones de escalas mayores, está claramente considerado que se acorta también de modo continuo como ocurre en la transición corteza-manto no desarrollando ningún fallamiento horizontal (Rossello y Cobbold 2008). Si se esquematizan a modo comparativo dos tipos de estilos tectónicos para el FLC, se puede apreciar que en ambos casos se mantiene la información de la cubierta sedimentaria (Fig. 14). En el modelo de piel gruesa, los fallamientos se disponen de acuerdo con la Ley de Anderson adquiriendo una componente transpresional dextral y la interfase cubierta/basamento no desarrolla fallamientos horizontales porque el basamento se acorta de modo continuo. Además, se aprecia que siempre el desarrollo del fallamiento ocurre progresivamente hacia las porciones topográficamente deprimidas controladas por fenómenos gravitatorios (Rossello 2008).

7 - DISCUSIÓN

En la exploración de prospectos hidrocarburíferos, es importante comprender la cronología de los principales eventos de deformación, ya que algunos eventos pueden contribuir a mejorar

las trampas, mientras que otros pueden destruir o reducir la integridad de las mismas. Otro problema en la definición de trampas en el piedemonte, es la dificultad recurrente para obtener secciones sísmicas de buena calidad, debido a la topografía accidentada y buzamientos variables (frecuentemente empinados). Por lo tanto, la definición de trampas suele implicar un alto grado de incertidumbre y riesgo. El trabajo de campo geológico detallado, siempre que sea posible, claramente ayuda a reducir este riesgo.

La mayoría de los campos productores del sector oriental de la cuenca de Los Llanos Orientales son anticlinales o cierres suaves de tres vías contra fallas normales antitéticas a la cuenca, a menudo con bajo relieve estructural. Por lo tanto, la exploración de este tipo de trampas estructurales sutiles exige un control preciso de la velocidad sísmica para evitar estructuras falsas creadas por anomalías de elevación de la velocidad. En los últimos años, el uso generalizado de datos sísmicos 3D ha demostrado mejoras notables para mapear con precisión trampas, no solo estructurales sino también estratigráficas, que pueden representar importantes recursos de hidrocarburos para toda la cuenca. Otro tipo de acumulaciones son las trampas hidrodinámicas o combinadas estratigráfico-hidrodinámicas. La preservación de los mecanismos de captura, la entrada de aguas meteóricas y la biodegradación de los hidrocarburos son aspectos importantes a considerar en las trampas poco profundas. Es probable que la adquisición de nuevos datos sísmicos 3D de alta resolución revele trampas más sutiles. La tecnología moderna de procesamiento e interpretación, como AVO (*Amplitude Variation with Offset*), así como los atributos previos y posteriores al apilamiento, probablemente mejorarán las habilidades de los intérpretes sísmicos para mapear estructuras suaves y discriminar correctamente la litología y los fluidos antes de la perforación.

En geología estructural, las hipótesis tectónicas tanto del comportamiento de la estructura profunda y los análisis evolutivos son establecidos a partir de una interpretación de datos de terreno y/o sísmicos. Generalmente, las reglas que rigen sobre la interpretación de datos naturales se reparten en tres familias distintas:

a) Criterios geométricos. Aplicados por ejemplo en todo corte interpretativo a partir de relevamientos de terreno basados sobre conceptos de geometría simples, tales la conservación de volumen o de superficie durante la deformación. Sin embargo, la utilización exclusiva de criterios geométricos presenta el inconveniente de no poder tomar en cuenta los parámetros mecánicos de los sistemas geológicos. Así, numerosas interpretaciones basadas solamente sobre tales criterios pueden enfrentar las leyes elementales del comportamiento mecánico.

b) Reglas empíricas. Corresponden a hipótesis entre las cuales la validez ha sido verificada a partir de numerosos datos reales. Estos son, por ejemplo, los sistemas de fallas de Riedel o las asociaciones de planos de deslizamiento y planos de foliación (e.g., microestructuras del tipo c/s) asociados a las zonas transcurrentes.

c) Conceptos teóricos. Consiste en la aplicación de diversas teorías físicas, químicas o matemáticas, calibradas y adaptadas a los datos de terreno, a los problemas geológicos. Contempla la aplicación de la teoría de la deformación a los sistemas geológicos, método de investigación estadística del tensor de esfuerzos a partir de una población de fallas, predicción de la geometría de los campos de fallas utilizando las leyes de la plasticidad o elasticidad, entre otros.

El interés de la aproximación experimental es establecer criterios estructurales que satisfacen obligatoriamente las condiciones de lógicas geométricas y las condiciones mecánicas según los materiales experimentales utilizados. De esta manera, la observación de modelos analógicos permite: i) elegir entre diferentes soluciones potenciales geoméricamente válidas, la o las soluciones mecánicamente correctas; ii) definir las causas físicas y los límites de aplicabilidad tanto mecánicos como cinemáticos de las reglas establecidas de manera empírica; iii) corroborar o modificar las soluciones teóricas calculadas por los modelos analíticos.

La restitución de las estructuras geológicas a su posición original previa a su deformación, comenzó hacia finales del siglo XIX con el reconocimiento de secuencias tectónicas identificadas como láminas sobrecorridas (*nappes de charriages*), donde su representación en una sección vertical posibilitaba el conocimiento de su extensión primitiva (Bertrand 1898). A partir de la consideración de modelos tectónicos de rampa y plano de Rich (1934) y los despliegues cartográficos con reglas geométricas de Goguel (1983), se fueron aplicando y perfeccionando estas técnicas para ajustarlas a la historia deformacional. El objetivo de estos intentos no sólo se basó en una lógica palinspástica para verificar una interpretación, si no en la ventaja que ofrecían para contribuir con información que descuidaban otros métodos convencionales en la ubicación de una capa sobre el cabalgamiento (Boyer y Elliott 1982). La construcción de estos modelos, casi nunca a escala por tratarse solo de diagramas bidimensionales o perfiles, representaba proyecciones de unidades estructurales realizadas en la dirección de acortamiento o estiramiento. Sin embargo, la orientación de los planos de estas interpretaciones no guardaba paralelismo con la dirección de vergencia tectónica, y tampoco incluían una porción no deformada del área analizada que permitiese definir una línea de referencia fija (Ménard 1988).

Al inicio de las propuestas de uso de estas técnicas de restitución geométrica, se aceptaba que “para construir una sección equilibrada estructuralmente satisfactoria se debía tener una cantidad tal de datos que la controlen al punto de tener que preguntarse entonces: ¿para qué se hacía?” (Gratier et al. 1987). Dichos planteamientos surgieron con la aplicación de estas técnicas sobre el bien estudiado *Moine Thrust* en Escocia, donde a partir de estudios geológicos multidisciplinarios convencionales y muy detallados se conocía de antemano su geometría y funcionamiento (Elliott y Johnson 1980). Sin embargo, el objetivo inicial de estas técnicas de constituir un ejercicio gráfico comprobatorio de un previo y completo análisis tectónico (Boyer y Elliott 1982) fue progresivamente modificado cuando se intensificó su aplicación hacia el pronóstico de objetivos en la exploración de hidrocarburos (Dahlstrom 1969, Suppe 1983, Gibbs 1983, Marshak y Woodward 1988, De Paor 1988, Mitra 1992, Rouby et al. 1996, McClay et al. 2004, entre otros). Así, se instaló su aplicación en la industria petrolera y en los estudios académicos para constituirse en un modelo predictivo muy popularizado, aunque sin el suficiente sustento físico-mecánico y carente del número indispensable de datos geológicos que requiere.

Gran parte de la concepción de las técnicas del balanceo de secciones se basa en las similitudes en 2D que proporcionan modelos físicos analógicos, pero sin tener en cuenta muchas de las limitaciones experimentales de estos últimos.. En particular, se mencionan las relaciones angulares entre el campo de esfuerzos y las deformaciones discontinuas de la Ley de Anderson. Los principios de esta ley se basan en los análisis del geólogo escocés Ernest Mason Anderson (1877-1960) desarrollados en sus trabajos (Anderson 1905, 1951). Así, a partir de los arreglos espaciales combinados con los condicionantes de la naturaleza reológica y geométrica de las unidades involucradas, se describen los conceptos fundamentales que

proporcionan argumentos objetivos para la interpretación de los esfuerzos actuantes y de los fracturamientos en distintos escenarios tectónicos. De este modo, se hace hincapié en el análisis de las relaciones entre la cubierta sedimentaria habitualmente involucrada en el balanceo y su basamento considerado separadamente del proceso deformativo como un elemento homogéneo y totalmente indeformado. En un contexto de margen pasivo ocurre esto con mucha frecuencia, pero por definición el esfuerzo principal máximo es vertical. Aquí ocurren fallamientos subhorizontales por colapso gravitatorio donde niveles plásticos determinan los clásicos *decollement* o *detachment*, pero no es el caso de una faja plegada y corrida, donde se coloca al esfuerzo principal mayor subhorizontal.

En numerosas cuencas caracterizadas por una compleja evolución, se ha identificado que las discontinuidades corticales preexistentes fueron reactivadas repetidamente en varias escalas (Ziegler 1990). Los procesos de reactivación están marcados por fases intermitentes de fallamientos extensionales y compresionales. La inversión de una cuenca ocurre cuando las fallas que controlaron los depocentros invierten sus movimientos durante una fase de tectónica compresional, haciendo que en diferentes escalas de observación las cuencas se conviertan en elementos topográficamente positivos (Bally 1984, Williams et al. 1989, Letouzey 1990, van Wees 1994).

Ménard (1988) reconoce que el objetivo principal de la metodología del balanceo consiste en construir secciones rigurosamente basadas en reglas geométricas, sin tener en cuenta los aspectos paleogeográficos o palinspásticos que deberían servir para verificar su interpretación. Por lo tanto, la metodología originalmente apuntó a coleccionar datos que otros métodos clásicos subestiman y el problema de la localización original de una capa cabalgante se reduce a relacionarla con su parte infrayacente al cabalgamiento (Boyer y Elliot 1982). El

desarrollo de las estructuras que se intenta representar en una sección balanceada puede tomar un tiempo considerable, durante el cual, procesos contemporáneos de erosión y/o sedimentación pueden modificar substancialmente el comportamiento de los materiales involucrados. La erosión por su acción ablativa obliga a reconstruir los volúmenes faltantes con una incertidumbre proporcional al grado de erosión. A su vez, la erosión y los diversos mecanismos de transporte de sedimentos, pueden exportar grandes volúmenes de sedimentos fuera de la cuenca donde se pretende comprender su deformación. Esto sumado a las variaciones de potencia de las unidades involucradas complican considerablemente el balanceo, sobre todo, si son importantes.

La construcción de una sección balanceada permite pensar muy bien la estructura y entender los problemas de información y de interpretación, si bien es solo un modelo su proceso de construcción es muy enriquecedor para el entendimiento estructural. El principio de conservación del volumen durante la deformación es la base del proceso que permite restaurar a su aspecto original un ambiente deformado, del mismo modo como se considera el balance de una reacción química. Como el balanceo se construye a partir de una sección bidimensional, esta metodología se limita a la conservación de las superficies (Gratier et al. 1987). La transferencia del volumen a través de la sección tiene la restricción de ser realizada únicamente en la dirección de acortamiento, donde solamente una desviación de hasta algunos grados puede ser admisible (Boyer y Elliott 1982). Si la sección se realiza sobre un conjunto de capas consideradas isopáquicas, el principio de conservación de superficie se convierte en un principio de conservación de la longitud (Dahlstrom 1969). Sin embargo, procesos geológicos simultáneos con la deformación de mayor escala como la erosión o compactación por soterramiento, o bien procesos más detallados como fenómenos de presión y disolución, diagénesis, cambios de la respuesta mecánica por migración y/o acumulación

de fluidos, cambios de fases minerales, estilolitización, esquistosidad, alteraciones hidrotermales, intrusiones magmáticas, etc. testifican una removilización de materia que determina una variación de volumen. Igualmente, si el volumen se mantiene constante, la deformación puede no estar totalmente representada sobre el plano de la sección, situación que es difícil de establecer y que generará un déficit o superávit de superficie sobre esa sección. De este modo, si esta variación volumétrica es importante, el balanceo se convierte solamente en una probabilidad dentro de un espectro de interpretaciones.

Interpretaciones de piel fina vs. piel gruesa

La Cordillera Oriental de Colombia se ha formado en el Cenozoico como consecuencia de la inversión tectónica de cuencas mesozoicas. Durante esta inversión, las antiguas fallas normales que limitaban las cuencas de rift se reactivaron en compresión frontal u oblicua, dependiendo de la posición que ellas guardan con los campos de esfuerzos generados por los movimientos de las placas oceánicas Nazca, Cocos y Caribe respecto a la placa continental Sudamericana. Es debido a esta compleja interacción tectónica que los modelos dinámicos tradicionales sobre el origen de las cuencas serían inadecuados para explicar la total complejidad estructural si no están asociados con las heterogeneidades preexistentes. De esta manera, se incrementa el interés académico y de la industria ya que proveen novedosos puntos de vista sobre los controles tectosedimentarios de los registros a varias escalas (Frostick y Steel 1993).

Mora et al. (2020) consideran que la presencia de un basamento ígneo-metamórfico y una fina capa sedimentaria en la cuenca Los Llanos, promueve el desarrollo de amplios levantamientos de basamento poco plegado, mientras que una espesa cubierta sedimentaria

y un basamento metasedimentario, facilitaron el desarrollo de estructuras de piel delgada y dúplexes en el piedemonte llanero. Las fallas normales enterradas se reactivan más fácilmente donde quiera que los esfuerzos aplicados son oblicuos con respecto a las anisotropías heredadas. La evolución inicial de ambas fajas de piedemonte fue similar y progresiva, pero desde mediados del Mioceno, sus estilos estructurales mostraron desviaciones significativas debido a las características antes mencionadas constituyendo un importante modelo para otros cinturones plegados en todo el mundo. (Mora et al. 2020)

Estos modelos han podido simular con gran aproximación las interpretaciones del FLC basadas en los datos de superficie y subsuelo disponibles. Al respecto, Mora et al. (2020) presentan secciones que exhiben la reactivación por cabalgamiento de fallamientos normales limitantes del rifting mesozoico donde un bloque colgante sobreyace un remanente de estas secuencias sin considerar la influencia de fallas preexistentes y transcurrencias (Fig. 15). Sin embargo, esta sección es muy semejante a la generada por la modelización de reactivaciones de fallas normales por transpresión en vez de cabalgamiento (Fig. 11), donde su disposición preexistente sí ejerce una influencia en el desarrollo de la deformación y su orientación determina una deformación transpresiva en vez de compresiva.

Tal vez, la ubicación del esfuerzo principal compresivo de modo horizontal y paralelo al contacto (la superficie de cizalla) entre la secuencia suprayacente deformada y su basamento indeformable en las secciones que intentan graficar la evolución de una zona con pliegues y fallas, es el mito más trascendente. Esto es porque, en primer lugar, nunca un esfuerzo principal compresivo puede disponerse paralelo al fallamiento porque contradice la Ley de Anderson, y en caso de que ocurra una respuesta discontinua con esta orientación será exclusivamente una diaclasa, es decir una fractura sin movimiento contenido en su plano. En

segundo lugar, es un exceso de simplificación considerar al basamento con una superficie totalmente llana y horizontal, ya que se lo debería considerar con una naturaleza absolutamente homogénea para responder de modo tan isotrópico. Por último, en tercer lugar, los esfuerzos tectónicos horizontales involucran escalas verticales de amplitud litosférica; por lo que restringirlos solo a la cubierta sedimentaria, restringiendo de dicha influencia al basamento, resulta inadmisibles. Otro fenómeno son los procesos de acople o desacople en la vertical que ocurren a escala cortical y que, en todo caso, exceden la escala del balanceo y sí observan la correcta aplicación de los esfuerzos.

Para encontrar alguna analogía válida con la naturaleza de una faja plegada y corrida, se tendría que suspender el esfuerzo horizontal de la placa móvil como si fuese sostenido en el aire (Fig. 16). Por lo tanto, la generación del fallamiento horizontal resulta totalmente propio del dispositivo y no tiene ninguna analogía con la naturaleza, donde los esfuerzos actúan igualmente sobre la porción somera y su basamento. Los modelos analógicos que mejor representan este tipo de compresiones horizontales poseen un substrato igualmente deformable constituido por materiales análogos dúctiles (e.g., miel o silicona), debidamente escalados, que evitan este tipo de influencia (e.g., Cobbold et al. 1993).

Por dicha razón, no se pueden colocar esfuerzos principales máximos horizontales y paralelos a las superficies de discontinuidad si se los considera fallas, como frecuentemente ocurre en las interpretaciones de secciones balanceadas 2D de fajas plegadas y corridas. Por otro lado, como condición para que las interpretaciones de los usuarios de programas que realizan este tipo de transectas 2D funcionen adecuadamente, deben estar controladas por datos geológicos concretos de superficie y subsuelo. Así es como se pueden sobresimplificar rasgos geométricos variables (cambios de potencias, etc.), comportamientos reológicos diferenciales

y escenarios tectónicos multiepisódicos donde evolucionan estructuras preexistentes, se generan inversiones y existen componentes transcurrentes. Sin embargo, desde el advenimiento en la década de 1980 de las técnicas de balanceo de secciones en la interpretación estructural evolutiva, se vienen considerando escenarios compresionales a partir de los cuales se proponen cabalgamientos y plegamientos evolutivos.

Si se tiene en cuenta que el principal acceso al que se suele disponer para interpretar la estructura en el subsuelo son los relevamientos sísmicos amarrados a información de pozos, se debe recordar que los primeros constituyen una metodología que básicamente tiene la capacidad de ofrecer reflexiones debido a las diferentes velocidades de transmisión de una energía sónica de modo vertical. Resulta fundamental el conocimiento del tensor de esfuerzos actuante, así como la rigurosa aplicación de los principios de la Ley de Anderson, para aproximarse a una coherente interpretación tectono-estratigráfica; siempre que se disponga de relativa suficiencia, diversidad y calidad de los datos.

Ejemplos ideales de interpretaciones 2D alternativas exhiben resultados muy diferentes según qué criterio se considere (Fig. 17). Otros ejemplos tomados al azar de múltiples casos de trabajos exploratorios del FLC muestran interpretaciones muy imaginativas que llegan a considerar una serie de láminas apiladas que repiten las características promisorias de niveles más someros, a partir de una sísmica muy poco definida por problemas de adquisición (Fig. 18). Lamentablemente, muchas veces este tipo de interpretaciones ha implicado una gran inversión exploratoria y ningún resultado positivo o comercial.

Con una sismica muy poco definida y controlada por solamente un pozo, se permite cualquier interpretación arbitraria e infundada, siendo la sección quien condiciona al intérprete sísmico y no al revés, como debería ser (Fig. 19).

A partir de los resultados obtenidos por los modelos analógicos resulta evidente que, si no se tienen en cuenta los limitantes mecánicos y temporales descritos, una sección balanceada aceptando únicamente un estilo tectónico de piel delgada es solamente un ejercicio gráfico que ofrece una visión simplificada y parcial de los procesos actuantes en una determinada área de estudio, referida a un plano bidimensional.

Influencia de las morfologías de las unidades involucradas en la deformación de las rocas

En la construcción de secciones balanceadas es habitual que se realice una simplificación gráfica donde el basamento que no participa de la deformación se disponga exhibiendo una superficie subhorizontal y totalmente plana. Además, al modelo a deformar se lo considera integrado por sucesiones sedimentarias con geometrías tabulares. Ambas simplificaciones son prácticamente imposibles de admitir a partir de la realidad donde se los pretende aplicar.

Por un lado, la superficie de afloramiento de un basamento es una consecuencia de los procesos erosivos que actuaron previamente a la depositación de las secuencias que lo sobreyacen y constituyen su cubierta moderna. Como sus constituyentes suelen tener múltiples características petrológicas y estructurales previas con diferentes resistencias al desgaste, el proceso erosivo que pudo haber tenido lugar generó muy probablemente respuestas topográficas diferenciales determinantes de morfologías y desniveles con diversas

pendientes. De este modo, un sector con litologías más resistentes generará un relieve más prominente que aquellos sectores con litologías más fácilmente erodables. Además, las características tectónicas previas, como los tiempos a los que estuvieron expuestos, pudieron generar horizontes de regolitos y procesos pedogénicos, frecuentemente muy desarrollados, que extrajeron (desagregaron y lixiviaron) o incorporaron materiales (acumularon detritos, calcretes, silcretes, etc.). Estos procesos y materiales pueden obviamente determinar respuestas mecánicas diferentes. Como consecuencia de estas características y, dependiendo de la escala de trabajo, el basamento rara vez resulta ser llano o subhorizontal.

Por otro lado, las unidades que constituyen la cubierta sedimentaria no son siempre tabulares con potencias constantes en determinadas escalas de apreciación, y mucho menos exhiben disposiciones espaciales sencillas, horizontales y extensas en superficie. Además, la posible variación lateral de facies de una secuencia que se asume homogénea y tabular dentro un mismo reflector sísmico puede generar respuestas mecánicas diferentes. Estas características propias de cada área de estudio no suelen tenerse en cuenta en las modelizaciones gráficas que se analizan. Los diferentes niveles con litologías heterogéneas que constituyen la secuencia sedimentaria de la cubierta, tampoco tienen idéntica respuesta reológica. Las variables mencionadas redundan en una característica diferencial de la deformación, por ejemplo, de una secuencia de arenisca o pelita con otro nivel calcáreo o piroclástico, etc. Por lo tanto, es imposible que todas las litologías muestren una misma y homogénea respuesta deformativa.

El basamento puede exhibir anisotropías preexistentes generadas en su historia deformativa que inhiben el carácter habitualmente aceptado de homogéneo e indeformable. Dada la fuerte diferencia en el comportamiento de la respuesta deformativa (frágil o dúctil) y a sus límites de

resistencia ante un mismo campo de esfuerzos que suelen acusar el basamento y su cubierta sedimentaria, pueden generarse respuestas en uno que podrán interferir en el otro. Generalmente (y en estrecha dependencia de las respuestas de los materiales a las condiciones de temperatura, presión, presencia de fluidos, tiempo y tasa de deformación, y anisotropía), ante la acción de un único campo de esfuerzos, el basamento podría exhibir una respuesta más del tipo elástico-rotura (característico de un comportamiento frágil), y la cubierta sedimentaria una respuesta más del tipo elástico-plástico (característico de un comportamiento dúctil).

La presencia de discontinuidades preexistentes en un material sometido a la acción de un campo de esfuerzos puede modificar las respuestas deformativas. De hecho, si las discontinuidades se disponen con una relación espacial que responde a la Ley de Anderson, pueden facilitar su deformación al disminuir su resistencia a la deformación. En este sentido, las discontinuidades preexistentes pueden reactivarse de modo selectivo en función al ángulo que guarden respecto a un campo de esfuerzos que se superpone al que las generaron (Fig. 20).

Aquellas discontinuidades que se dispongan con ángulos inferiores a 45° con respecto al esfuerzo principal máximo tendrán las mayores chances de reactivarse transtensionalmente. En cambio, las que lo hacen con ángulos superiores a 45° podrán reactivarse admitiendo componentes de rumbo transpresionales.. Finalmente, aquellas que guarden una relación de paralelismo tendrán la posibilidad de producir aperturas ya que se disponen como las diaclasas.

Las flexuras que muestran las transcurrencias pueden generar situaciones locales transpresivas o transtensivas que en secciones verticales y perpendiculares a su traza generan fallamientos en flor (Fig. 21). Así, los segmentos transpresivos desarrollarán fallamientos en flor positivos de tipo palmera, en cambio los transtensivos mostrarán fallamientos en flor negativos de tipo cactus.

8 - CONSIDERACIONES FINALES

Las experiencias realizadas, como la mayoría de los modelos analógicos, están dimensionados solamente de modo parcial y limitados a la obtención de información bidimensional. Por razones prácticas más que técnicas, la totalidad de los parámetros reológicos y mecánicos que actúan volumétricamente sobre la deformación del sistema natural no pueden ser tenidas en cuenta. Por ejemplo, en las experiencias realizadas, no hay variaciones continuas de las propiedades reológicas de los sedimentos con respecto a la profundidad. Igualmente, los materiales utilizados no permiten simular de modo satisfactorio la compactación progresiva que sufren las secuencias. Por ello, para mejorar la analogía de los modelos experimentales con la realidad a lo largo del tiempo conviene agregar la influencia de estos parámetros sobre la geometría y evolución de las estructuras.

Para que el análisis estructural y su correspondiente interpretación tectónica se aproxime lo más adecuadamente a lo ocurrido en la realidad debe tenerse en cuenta, no solamente las observaciones en las tres magnitudes escalares, sino también incluir la dimensión temporal, ya que no hay ningún proceso en la naturaleza que sea instantáneo. Además, deberán considerarse las variables físicas que condicionan las diferentes respuestas deformativas propias de cada litología en función del modo de aplicación de los esfuerzos en el macizo

rocoso (temperatura, velocidad de aplicación, presencia de fluidos, presión confinante y anisotropías preexistentes). Estas variables actúan, particularmente y de modo diferencial, en cada litología del macizo rocoso modificando los límites de resistencia de los materiales y las consiguientes respuestas de deformación continua (dúctil) o discontinua (frágil) en caso que sean superados.

Los programas de balanceo bidimensionales tienen la virtud de administrar y representar sobre el plano de trabajo mucha información de manera gráfica y muy sintética, pero la combinan de acuerdo con las pautas y restricciones de los algoritmos. Además, la construcción de una sección balanceada requiere de mucho tiempo y dedicación, ya que no es una técnica sencilla debido a los permanentes ajustes gráficos que requiere para adecuar cuantitativamente los correspondientes equilibrios de áreas y/o volúmenes involucrados. Sin embargo, para que satisfagan la conservación de las áreas involucradas deben asumirse en los *software's* comúnmente utilizados, concesiones simplificadoras sobre las geometrías y respuestas mecánicas de las diferentes litologías que participan de la interpretación. Por ello, la actual tendencia para la descripción y pronóstico de situaciones estructurales sometidas a exploración y desarrollo de recursos geoeconómicos, es la de mantener la realización de secciones conceptuales sencillas que se irán perfeccionando a medida que se incorporen nuevos datos.

Para pronosticar situaciones estructurales favorables que vislumbren objetivos de la actividad hidrocarbúfera, es muy conveniente analizar no solo la morfología de la deformación sino también las causas que la generaron, determinadas por el campo de esfuerzos responsable. Así, se podrán estimar las condiciones mecánicas imperantes que determinaron escenarios favorables, por ejemplo, los ambientes dilatantes más probables que localicen situaciones

para la acumulación de fluidos con interés económico (e.g., reservorios naturalmente fracturados). La unívoca relación de causa y efecto, es decir esfuerzos y deformación, permite construir un modelo estructural prospectivo robusto que relacione de modo aceptable todas las variables involucradas.

A su vez, es necesario tener en cuenta la influencia de la escala del trabajo y ceñirse a los datos disponibles y a las leyes físicas que gobiernan las relaciones de causa y efecto de la deformación para ajustar las interpretaciones tectónicas de las estructuras producidas, buscando disminuir la influencia subjetiva del intérprete. Los modelos de representaciones bidimensionales adolecen de los necesarios ajustes mecánicos 4D para respetar y tener en cuenta: i) las relaciones espaciales unívocas de los fallamientos con los esfuerzos actuantes definidos por la Ley de Anderson; ii) los rasgos geométricos reales no tabulares; iii) las respuestas reológicas diferenciales en función de las diferentes litologías que participan (las respuestas de pelitas, areniscas, volcanitas, calizas, etc. no son similares al someterse a un campo de esfuerzos); iv) las compatibilidades tectónicas con estructuras preexistentes, inversiones y componentes transcurrentes; v) involucrar al basamento en la deformación junto con la cubierta sedimentaria; vi) los rechazos de fallas aparentes por proyecciones y disposiciones espaciales de rasgos guías y variaciones topográficas; vii) los escenarios tectónicos con componentes transcurrentes suelen ser más probables.

Los modelos analógicos son muy útiles como todo recurso experimental para soportar una investigación relacionada con los múltiples interrogantes que plantean las causas originarias de los fenómenos geológicos y procesos geodinámicos. Pero como toda técnica, se la debe utilizar conociendo sus virtudes y advirtiendo sus limitaciones. En el caso contrario, el hecho de comparar solamente una imagen como análogo de una situación natural puede ser un gran

generador de errores si, en su uso, se omiten aspectos fundamentales de sus principios mecánicos.

Un factor crítico en el FLC proviene de la incierta disponibilidad de estructuras capaces de contener y preservar hidrocarburos durante la migración. A pesar del conocimiento regional sobre la generación de hidrocarburos, aún se desconoce fehacientemente el momento de la expulsión y migración, así como la cronología de los eventos tectónicos que forman trampas (su origen y evolución específica), lo cual conlleva un alto riesgo geológico y económico. Es necesario un conocimiento local de la deformación estructural y la cronología de la formación de trampas, así como de los tiempos de generación, expulsión y migración para reducir este riesgo en cualquier trampa específica. Los modelos físicos realizados son útiles para interpretar datos del subsuelo de las estribaciones de la Cordillera Oriental, donde el acceso puede ser difícil y los datos sísmicos tienden a ser de mala calidad.

Finalmente, una larga historia evolutiva de la deformación incorporará reactivaciones de fallamientos preexistentes determinantes de modelos más probables de piel gruesa sobre los modelos de piel delgada en los que son gráficamente necesarios los despegues subhorizontales. Por ello, resulta preferible un modelo convencional “sencillo y expeditivo” pero perfectible, a un modelo “geométrica y visualmente atractivo”, pero escasamente ajustado con la variabilidad de los datos y poco respetuoso de los condicionantes físicos de la deformación a escala local y regional.

9 - AGRADECIMIENTOS

Deseamos expresar nuestro agradecimiento a los innumerables colegas con los cuales hemos aprendido, discutido y aplicado estos conocimientos. Especialmente, EAR desea dedicar este trabajo al Dr. Peter R. Cobbold, con el cual realizó los modelos analógicos que se incluyen de acuerdo con su planificación, dimensionamiento y rigurosidad científica. Se agradece a los revisores por la incorporación de correcciones, comentarios y sugerencias que mejoraron la claridad del trabajo. Especialmente se reconoce el esfuerzo del Dr. Ernesto Cristallini por su gran aporte crítico a la discusión de estos modelos ya que disiente de muchos de los conceptos aquí vertidos.

10 - REFERENCIAS

- Anderson, E.M. 1905. The dynamics of faulting. Transactions of the Edinburgh Geological Society, 8: 387-402.
- Anderson, E.M. 1951. The dynamic of the faulting and dyke formation with application to Britain. Oliver & Boyd, 200 p., Edimburgo.
- Ballard, J.F., Brun, J.P., Van Den Driessche, J. y Allemand, P. 1987. Propagation des chevauchements au-dessus des zones de décollement: modèles expérimentaux. Comptes rendus de l'Académie des Sciences. 305, Série II: 1249-1253.
- Bally, A.W. 1984. Tectogenesis et sismique reflexion. Bull. Soc. Geol. France 24, 279-285.
- Bayona, G., Cortés, M., Jaramillo, C., Ojeda, G., Aristizabal, J.J. y Reyes-Harker, A. 2008a. An integrated analysis of an orogen-sedimentary basin pair: Latest Cretaceous-Cenozoic evolution of the linked Eastern Cordillera orogen and the Llanos foreland basin of Colombia. Geological Society of America, Bulletin, 120 (9-10), 1171-1197.

- Bayona, G., Valencia, A., Mora, A., Rueda, M., Ortiz, J., y Montenegro, O. 2008b. Estratigrafía y procedencia de las rocas del Mioceno en la parte distal de la cuenca antepais de los Llanos de Colombia. *Geología Colombiana*, 33, 23-46.
- Bayona, G., Villamarin, P., Mora, A., Ojeda, G., Cortes, M., Valencia, A., Mahecha, H. y Torres, V. 2009. Exploratory implications of forebulge geometry and migration in the Llanos Basin. Bogotá, Colombia: Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo: X Simposio Bolivariano de Cuencas Subandinas (Bogotá). *Memorias*, 10p.
- Bertrand, M. 1898. La nappe de recouvrement des environs de Marseille. *Lame de charriage et rapprochement avec le bassin houiller de Silésie. Bulletin de la Société Géologique de France*. XXVI: 632-652.
- Boyer, S.E y Elliott, D. 1982. Thrust systems. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 66 (9): 1196-1230.
- Branquet, Y., Cheilletz, A., Cobbold, P.R., Baby, P., Laumonier, B. y Giuliani, G. 2002. Andean deformation and rift inversion, eastern edge of Cordillera Oriental (Guateque-Medina area), Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 391-407.
- Brun, J.P. y Nalpas, T. 1996. Graben inversion in nature and experiments. *Tectonics*, 15 (2): 677-687.
- Brun, J.P., Sokoutis, D. y Van Den Driessche, J. 1994. Analogue modeling of detachment fault systems and core complexes. *Geology* 22: 319-322.
- Butler, R.W.H. 1983. The terminology of structures in thrust belts. *Journal of Structural Geology*, 4: 239-245.
- Cadell, H.M. 1889. VII - Experimental Researches in Mountain Building. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*. 35 (1): 337-357.
- Cobbold, P.R. y Jackson, M.P.A. 1992. Gum rosin (colophony): a suitable material for thermomechanical modelling of the lithosphere. *Tectonophysics* 210: 255-271.

- Cobbold, P.R., Davy, P., Gapais, D., Rossello, E.A., Sadybakasov, E., Thomas, J.C., Tondji-Biyo, J.J. y de Urreiztieta, M. 1993. Sedimentary basins and crustal thickening. En: Cloetingh, S., Sassi, W., Horvath, F. y Puigdefábregas, C. (eds.), Basin analysis and dynamics of sedimentary basin evolution. *Sedimentary Geology*, 86: 77-89.
- Cobbold, P.R., Rossello, E.A., Roperch, P., Arriagada, C., Gómez L.A. y Lima, C. 2007. Distribution, timing, and causes of Andean deformation across South America. In: Ries A.C., Butler, R.W.H., Graham, R.H. (eds.), *Deformation of the continental crust: The legacy of Mike Coward*, Geological Society of London, Special Pub., 272: 321-343.
- Colletta, B., Hébrard, F., Letouzey, J., Werner, P. y Rudkiewicz, J.L. 1990. Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from a balanced cross-section. In: Letouzey, J. (ed.) *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*. Technip, 81-100. Paris
- Cooper, M.A., Addison, F.T., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R.H., Hayward, A.B., Howe, S., Martinez, J., Naar, J., Penas, R., Pulham, A.J. y Taborda, A. 1995. Basin development and tectonic history of the Llanos basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena valley, Colombia. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 79 (10), 1421-1443.
- Corti, G., Bonini, M., Conticelli, S., Innocenti, F., Manetti, P. y Sokoutis, D. 2003. Analogue modelling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma. *Earth-Science Reviews*, 63 (3-4): 169-247.
- Dahlstrom, C.D.A. 1969. Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6: 743-757.
- Davy, P. y Cobbold, P.R. 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics* 188: 1-25.
- De Freitas, M., Françolin, J.B.M. y Cobbold, P.R. 1997. The structure of the Axial Zone of the Cordillera Oriental, Colombia. VI Simposio Bolivariano, Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo (Bogotá), Memorias, Tomo II: 38-41.

- De Paor, D.G. 1988. Balanced section in thrust belts. Part 1: Construction. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 72 (1): 73-90.
- Dengo C.A, y Covey, M.C. 1993. Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: Implications for trap styles and regional tectonics. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 77 (8): 1315-1337.
- Dixon, J.M. y Summers, J.M. 1985. Recent developments in centrifuge modeling of tectonic processes: equipment, model construction techniques and rheology of model material. Tectonophysics 7: 83-102.
- Donath, F.A. 1961. Experimental study of shear failure in anisotropic rocks. Geological Society of America, Bulletin 72: 985-990.
- Elliott, D. y Johnson, R.W. 1980. Structural evolution in the northern part of the Moine thrust belt, NW Scotland. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences, 71: 69-96.
- Faugère, E. y Brun, J.P. 1984. Modélisation expérimentale de la distention continentale. Comptes Rendu de la Academie des Sciences 299, Serie II: 365-370.
- Frostick, L.E. y Steel, R.J. 1993. Tectonic controls and signatures in sedimentary successions. Blackwell Scientific Publications 520 pp. Oxford.
- Gibbs, A.D. 1983. Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. Journal of Structural Geology, 5: 153-160.
- Gratier, J.P., Brun, J.P. y Cobbold, P.R. 1987. Modèles expérimentaux analogiques et Coupes géologiques équilibrées. Groupe d'Études Tectoniques, Université de Rennes. Actas, 30 p., Rennes.
- Goguel, J. 1983. Étude mécanique des déformations géologiques. Manuels & Méthodes du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 6: 193 p. Paris.

- Gómez, L.A. 2003. Evolution tectonique, systèmes pétroliers et prospectivité de la Vallée Moyenne du Magdalena et de la Cordillère Orientale, Colombie. PhD thesis, Université de Rennes 1. 330 p.
- Gómez, E., Jordan, T., Allmendinger, R., Hegarty, K., Kelly, S. y Heizler, M. 2003. Controls on architecture of the Late Cretaceous to Cenozoic southern Middle Magdalena Valley basin, Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 115 : 131-147.
- Gómez, J., Schobbenhaus, C. y Montes, N.E., compiladores. 2019. Geological Map of South America 2019. Escala 1:5 000 000. Commission for the Geological Map of the World (CGMW), Servicio Geológico Colombiano, y Servicio Geológico de Brasil. París. doi: 10.32685/10.143.2019.929.
- Hall, J. 1815. On the vertical position and convolutions of certain strata and their relationship with granite. *Trans. Royal Society of Edinburgh* 7: 79-108.
- Healy, D., Sibson, R.H., Shipton, Z. y Butler, R. 2012. Stress, faulting, fracturing and seismicity: the legacy of Ernest Masson Anderson. In Healy, D., Butler, R.W.H., Shipton, Z.K. y Sibson, R.H. (eds.) *Faulting, fracturing and igneous intrusion in the Earth's Crust*. Geological Society of London, Special Publications, 367: 1-6.
- Heard, H.C., Borg, I.Y., Carter, N.I. y Raleigh, C.B. 1972. Flow and fracture of rocks. *American Geophysical Union, Geophysical Monograph* 16: 352 p., New York.
- Horsfield, W. T. 1977. An experimental approach to basement-controlled faulting. In: *Fault Tectonics in N.W. Europe*, Frost, R.T.C., Dijkers, A.J. (eds.). *Geologie Mijnb.* 56, 363-370.
- Horton, B.K., Saylor, J.E., Nie, J., Mora, A., Parra, M., Reyes-Harker, A., y Stockli, D.F. 2010. Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: Evidence from detrital zircon U-Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 122 (9-10): 1423-1442.

- Hubbert, M.K. 1937. Theory of models as applied to the study of geologic structures. Geological Society of America, Bulletin 48: 1459-1520.
- Hubbert, M.K. 1951. Mechanical basis for certain familiar geologic structures. Geological Society of America, Bulletin 62: 355-372.
- Jaeger, J.C. 1960. Shear failure of anisotropic rocks. Geological Magazine 97: 65-72.
- Kligfield, R., Geiser, P. y Geiser, J. 1986. Construction of geologic cross sections using microcomputer systems. Geobyte, 1: 60-66.
- Koyi, H. 1997. Analogue modelling; from a qualitative to a quantitative technique; a historical outline. Journal of Petroleum Geology 20: 223-238.
- Krantz, R.W. 1991. Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. Tectonophysics 188: 203-207.
- Letouzey, J., 1990. Fault reactivation, inversion and fold-thrust-belt. In: Letouzey, J. (ed.), Petroleum and tectonic in Mobile belts Technip Ed. 101-128. Paris.
- Macellari, C.E. 2021. Recent uplift and the origin of hydrodynamic traps in the Llanos Basin of Colombia. Marine and Petroleum Geology 132: 105198.
- Marshak, S. y Woodward, N. 1988. Introduction to cross-section balancing. En: Marshak, S., Mitra, G. (eds.), Basic methods of structural geology: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall: 303-332.
- Martinez, J.A. 2006. Structural evolution of the Llanos foothills, Eastern Cordillera, Colombia. Journal of South American Earth Sciences, 21: 510-520.
- McClay, K.R. 1990. Extensional fault systems in sedimentary basins: a review of analogue model studies. Marine and Petroleum Geology, 7: 206-233.
- McClay, K.R. y Dooley, T. 1995. Analogue models of pull-apart basins. Geology 23: 711-714.

- McClay, K.R. y Ellis, P.G. 1987. Analogue models of extensional fault geometries. In Continental extensional tectonics. Geological Society of London, Special Publications, 109-125.
- McClay, K.R., Whitehouse, P.S., Dooley, T. y Richards, M. 2004. 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. *Marine and Petroleum Geology* 21: 857-877.
- Ménard, G. 1988. Méthodologie générale de construction des coupes équilibrées. *Mémoires et documents du Centre Armoricaïn d'étude Structurale des Socles*, 20: 5-25.
- Mitra, S. 1992. Balanced structural interpretations in folds and thrust belts. In: Mitra, S. y Fisher, G.W. (eds.), *Structural geology of fold and thrust belts*, Johns Hopkins University Press, 53-77, Baltimore.
- Mora, A., Parra, M., Strecker, M.R., Kammer, A., Dimaté, C. y Rodríguez, F. 2006. Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia. *Tectonics*, 25 (2).
- Mora, A., Horton, B.K., Mesa, A., Rubiano, J., Ketcham, R.A., Parra, M., Blanco, V., García, D. y Stockli, D.F. 2010a. Migration of Cenozoic deformation in the Eastern Cordillera of Colombia interpreted from fission track results and structural relationships: Implications for petroleum systems. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 94 (10): 1543-1580.
- Mora, A., Parra, M., Strecker, M.R., Sobel, E.R., Zeilinger, G., Jaramillo, C., Ferreira Da Silva, S. y Blanco, M. 2010b. The eastern foothills of the Eastern Cordillera of Colombia: An example of multiple factors controlling structural styles and active tectonics. *Geological Society of American, Bulletin*, 122 (11-12): 1846-1864.
- Mora, A., García-Bautista, D.F., Reyes-Harker, A., Parra, M., Blanco, V., Sánchez, N., de la Parra, F., Caballero, V., Rodríguez, G., Ruiz, C., Naranjo, J., Tesón, E., Niño, F., Quintero, I., Moreno, N., Cardozo, E., Gamba, N., Horton, B.K. y Arias-Martínez, J.P. 2019. Tectonic

- evolution of petroleum systems within the onshore Llanos Basin: Insights on the presence of Orinoco heavy oil analogs in Colombia and a comparison with other heavy oil provinces worldwide. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 103 (5): 1179-1224.
- Mora, A., Tesón, E., Martínez, J., Parra, M., Lasso, Á., Horton, B.K., Ketcham, R.A., Velásquez, A. y Arias-Martínez, J.P. 2020. The Eastern Foothills of Colombia. In: Gómez, J., Mateus-Zabala, D. (eds.), *The Geology of Colombia, Volume 3 Paleogene - Neogene*. Servicio Geológico Colombiano, *Publicaciones Geológicas Especiales* 37: 123-142. Bogotá. doi: 10.32685/pub.esp.37.2019.05.
- Moreno-López, M.C., y Escalona, A. 2015. Precambrian-Pleistocene tectono-stratigraphic evolution of the southern Llanos basin, Colombia. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 99 (8): 1473-1501.
- Mugnier, J.L., Baby, P., Coletta, B., Vinour, P., Bale, P. y Leturmy, P. 1997. Thrust geometry controlled by erosion and sedimentation: a view from analogue models. *Geology* 25: 427-430.
- Park, R.G. 2013. *Foundation of structural geology*. Chapman & Hall (3rd Ed.) 202 p. Londres.
- Price, N.J. y Cosgrove, J.W. 1990. *Analysis of geological structures*. Cambridge University Press 380 p., Cambridge.
- Pubellier, M., Cobbold, P.R. 1996. Analogue models for the transpressional docking of volcanic arcs in the Western Pacific. *Tectonophysics*, 253: 33-52.
- Ramberg, H. 1967. Model experimentation of the effect of gravity on tectonic processes. *Geophysical Journal of Royal Astronomic Society* 14: 307-329.
- Ranalli, G. 2001. Experimental tectonics: from Sir James Hall to the present. *Journal of Geodynamics* 32: 65-76.
- Ranalli, G. y Yin, Z.M. 1990. Critical stress difference and orientation of faults in rocks with strength anisotropies: two-dimensional case. *Journal of Structural Geology*, 12: 1067-1071.

- Ribe, N.M. y Davaille, A. 2013. Dynamical similarity and density (non-) proportionality in experimental tectonics. *Tectonophysics*, 608: 1371-1379.
- Richard, P. y Cobbold, P.R., 1990. Experimental insights into partitioning of fault motions in continental convergent wrench zones. *Annales Tectonicae* 4: 35-44.
- Richard, P. y Krantz, R.W. 1991. Experiments on fault reactivation in strike-slip mode. *Tectonophysics*, 188: 117-131.
- Rich, J.L. 1934. Mechanics of low-angle overthrust faulting illustrated by Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky and Tennessee. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 18 (12): 1584-1596.
- Rossello, E.A. 2008. Influencia de la topografía sobre la vergencia tectónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (2): 36-43.
- Rossello, E.A. y Cobbold, P.R. 2008. Transpressional inversion at the edges of the Cordillera Oriental, Colombia: Insights from physical models. *GeoMod2008* (Firenze, Italy, 22-24 September). *Actas*.
- Rossello, E.A. y Gallardo, A. 2022. The Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia) and Nevado de Famatina (Argentina) positive syntaxes: two comparable exceptional relieves in the Andes foreland. *Journal of Structural Geology* 160: <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104618>
- Rouby, D., Fossen, H. y Cobbold, P.R. 1996. Extension, displacement, and block rotation in the larger Gullfaks area, northern North Sea: determined from map view restoration. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 80: 875-890.
- Rowan, M.G. y Linares, R. 2000. Fold-evolution matrices and axial-surface analysis of fault-bend folds: application to the Medina Anticline, Eastern Cordillera, Colombia. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 84 (6): 741-764.

- Sarmiento Rojas, L.F. 2002. Mesozoic rifting and Cenozoic basin inversion history of the Eastern Cordillera Colombian Andes. inferences from tectonic models. Vrije Universiteit Amsterdam. PhD Thesis, 297 p.
- Sarmiento Rojas, L.F. 2011. Geology and hydrocarbon potential Llanos Basin. In: Cediél, F., Ojeda, G.Y. (eds.), Petroleum geology of Colombia. Vol. 9: Fondo Editorial Universidad Eafit (Medellín). 177 p., Medellín.
- Sassi, W., Colletta, B., Balé, P. y Paquereau, T. 1993. Modeling of structural complexity in sedimentary basins: the role of pre-existing faults in thrust tectonics. *Tectonophysics*, 226: 97-112.
- Schamel, S. 1991. Middle and Upper Magdalena basins, Colombia. In: Biddle, T. (ed.), *Active Margins*. American Association of Petroleum Geologists, *Memoirs*, 52: 283-301.
- Schellart, W.P. 2002. Analogue modelling of large-scale tectonic processes: an introduction. In: Schellart, W.P. y Passchier, C. *Journal of the Virtual Explorer*, 7: 1-6.
- Schellart, W. y Strak, V. 2016. A review of analogue modelling of geodynamic processes: Approaches, scaling, materials and quantification, with an application to subduction experiments. *Journal of Geodynamics* 100: 7-32.
- Schueller, S. y Davy, P. 2008. Gravity influenced brittle-ductile deformation and growth faulting in the lithosphere during collision: results from laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research* 113 (B12404), doi:10.1029/2007JB005560.
- Shemenda, A.I. 1983. Similarity criteria in the mechanical modeling of tectonic processes, *Geol. Geofiz.* 10, 10-19.
- Sibson, R.H. 1974. Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults. *Nature*, 249 (5457), 542-544.

- Sibson, R.H. 1981. Fluid flow accompanying faulting: field evidence and models. In: David W. Simpson, D.W. y Richards, P.G. (eds.), Earthquake prediction: an international review. *Advance Earth and Space Sciences* 4: 593-603.
- Sibson, R.H., 1985, A note on fault reactivation. *Journal of Structural Geology*, 7: 751-754.
- Suppe, J. 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, 283: 634-721.
- Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymueller, J.T. y Mora, H.P. 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 157-171.
- Twiss, R.J. y Moores, E.M. 1992. *Structural geology*. Freeman & Co. 532 p., Nueva York.
- van Wees, J.D.A.M., 1994. Tectonic modeling of basin deformation and inversion dynamics - the role of preexisting faults and continental lithosphere rheology in basin evolution. Vrije University (Amsterdam). PhD Thesis, 164 p.
- Vendeville, B., Cobbold, P.R., Davy, P., Brun, J.P. y Choukroune, P. 1987. Physical models of extensional tectonics at various scales. *Geological Society of London, Special Publ.* 28: 95-107
- Williams, G.D., Powell, C.M. y Cooper. M.A. 1989. Geometry and kinematics of inversion tectonics. In: Cooper, M.A. y G.D. Williams (ed.). *Inversion tectonics*. Geological Society of London, Special Publication, 44: 3-16.
- Weijermars, R. y Schmeling, H. 1986. Scaling of Newtonian and non-Newtonian fluid dynamics without inertia for quantitative modelling of rock flow due to gravity (including the concept of rheological similarity). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 43 (4): 316-330.
- Wu, J.E. y McClay, K.R. 2011. Two-dimensional analog modeling of fold and thrust belts: dynamic interactions with syncontractional sedimentation and erosion. In: McClay, K.,

- Shaw, J.H. y Suppe, J. (eds.), Thrust fault-related folding. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 94: 301-333.
- Yan, D.P., Xu, Y.B., Dong, Z.B., Qiu, L., Zhang, S. y Wells M. 2016. Fault-related fold styles and progressions in fold-thrust belts: Insights from sandbox modeling. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 121: 2087-2111, doi:10.1002/2015JB012397.
- Yamada, Y., Baba, K., Miyakawa, A. y Matsuoka, T. 2013. Granular experiments of thrust wedges: insights relevant to methane hydrate exploration at the Nankai accretionary prism, *Marine and Petroleum Geology*, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2013.11.008.
- Ziegler, P.A. 1990. Collision related intra-plate compression deformations in Western and Central Europe. *Journal of Geodynamics*, 11 (4): 357-388.

MANUSCRITO ACEPTADO

FIGURAS

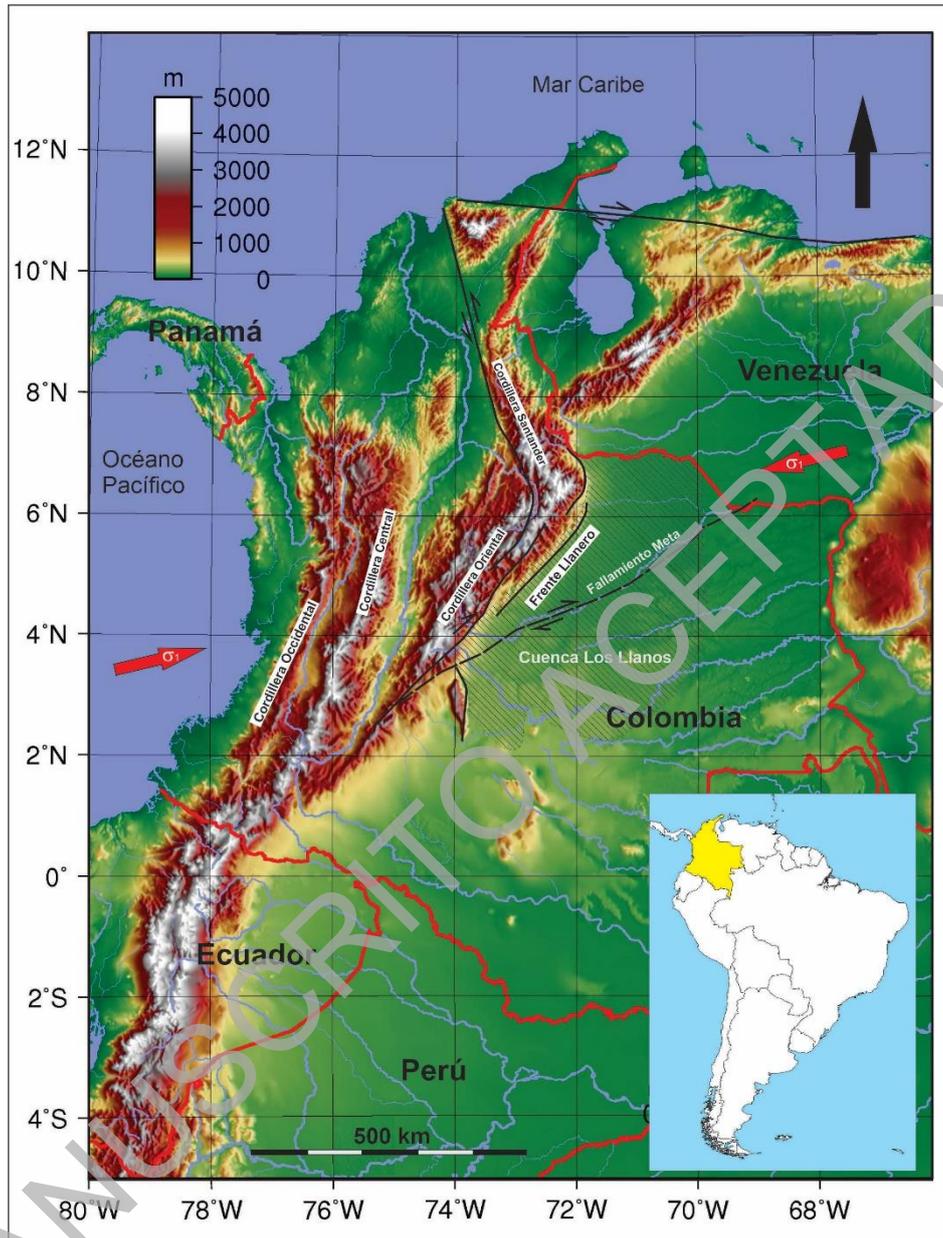


Figura 1. Localización del Frente Llanero sobre el margen oriental de la Cordillera Oriental que integra el sector pedemontano de la cuenca Los Llanos

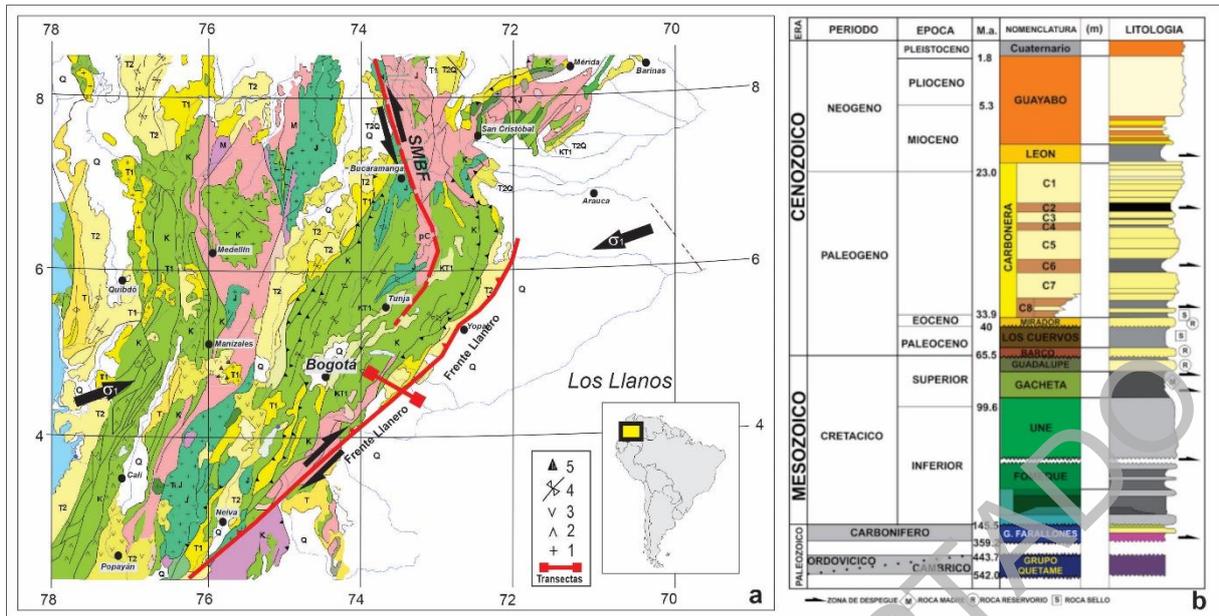


Figura 2. a: Esquema del contexto geológico del Frente Llanero. SMBF: Falla Santa Marta-Bucaramanga (base geológica simplificada de Gómez et al. 2019). **b:** Carta estratigráfica generalizada de la Cuenca Los Llanos (modificada de Amorocho y Badillo 2012).

MANUSCRITO ACERVO

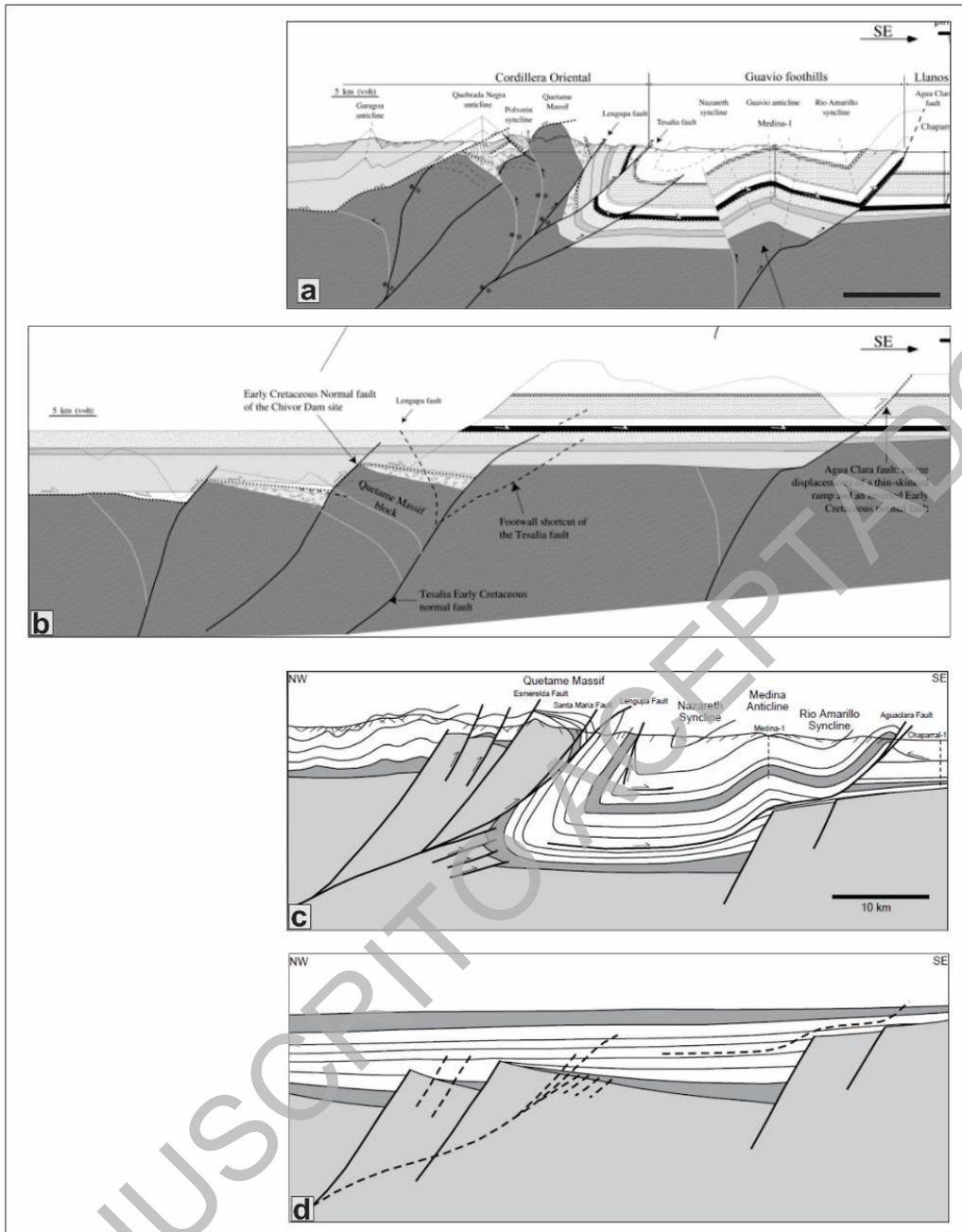


Figura 3. Comparación de interpretaciones tectónicas características del Frente Llanero a partir de una transecta (véase localización en Fig. 2). a, b) tomada de Branquet et al. (2002) donde se considera una tectónica de tipo piel gruesa con inversiones transpresionales dextrales del fallamiento normal mesozoico. c, d): tomadas de Rowan y Linares (2000) que considera un funcionamiento de tipo piel delgada a partir de despegues subhorizontales y sin reactivación de fallamientos normales del basamento.

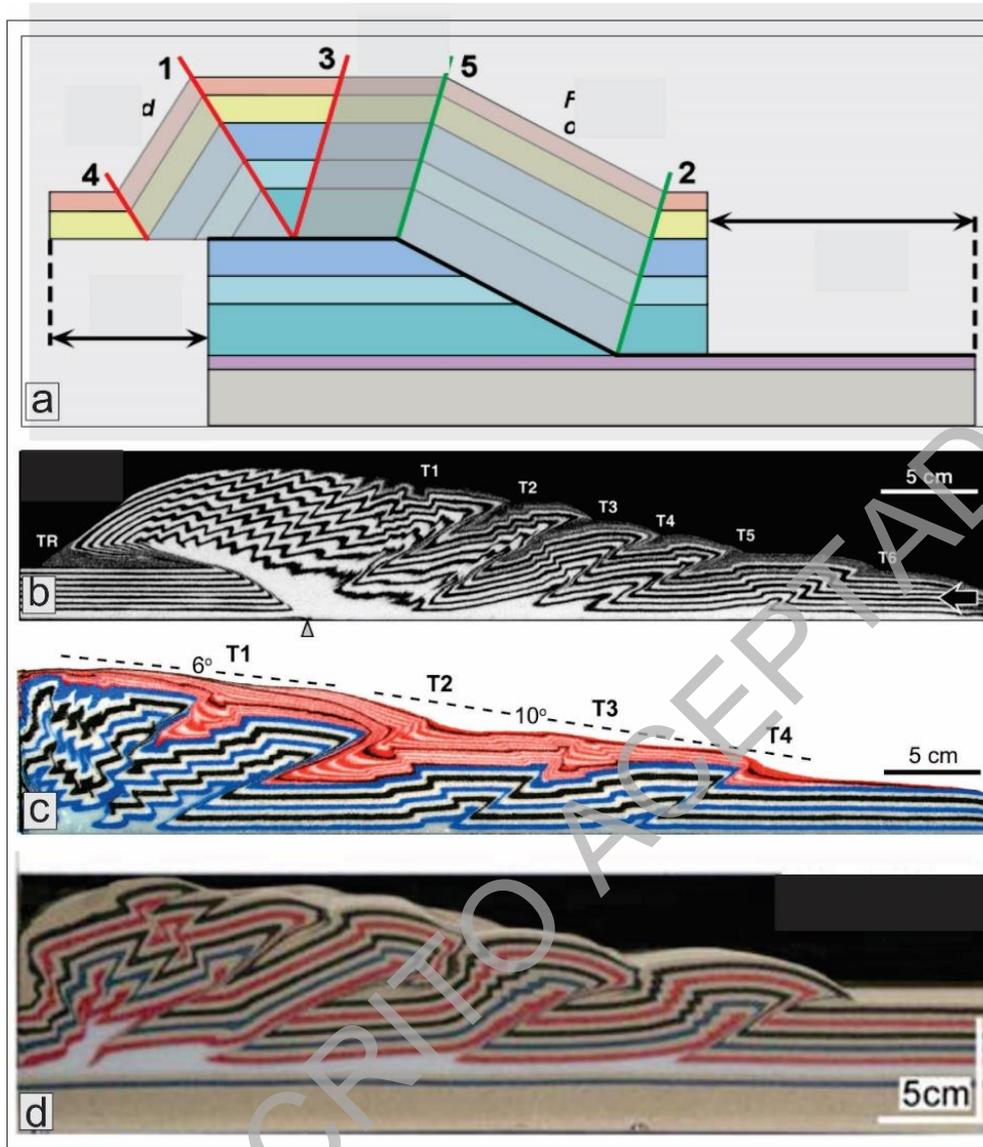


Figura 4. Ejemplos de modelos de balance de secciones. a) clásico modelo de generación de un pliegue por propagación de falla (Suppe 1983); b) modelo de paquetes de arenas con desarrollo progresivo de cabalgamientos (McClay et al. 2004); c) modelo de paquetes de arenas con desarrollo progresivo de cabalgamientos y sedimentación (Wu y McClay 2011); d) modelo de paquetes de arenas con desarrollo progresivo de cabalgamientos con un discreto nivel de despegue basamental (Yamada et al. 2013).

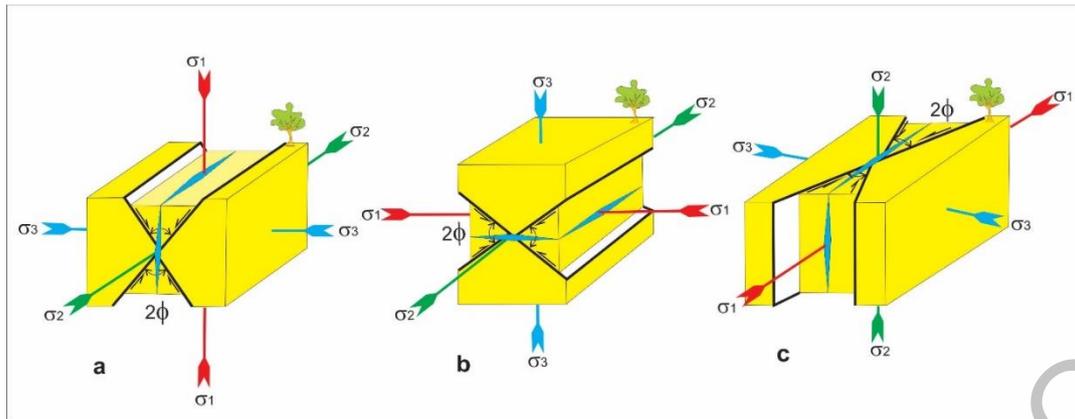


Figura 5. Relaciones espaciales unívocas del campo de esfuerzo con respecto a la posición del fracturamiento que resulta de la deformación frágil (fallamientos y diaclasamientos). En el caso de los fallamientos extensional (a), compresional (b) y transcurrente (c), el esfuerzo principal mayor se ubica siempre a menos de 45° con respecto al plano de la falla y es paralelo a las diaclasas. Lo único que cambia es el nombre del fallamiento en función de su relación con el sistema de referencia horizontal.

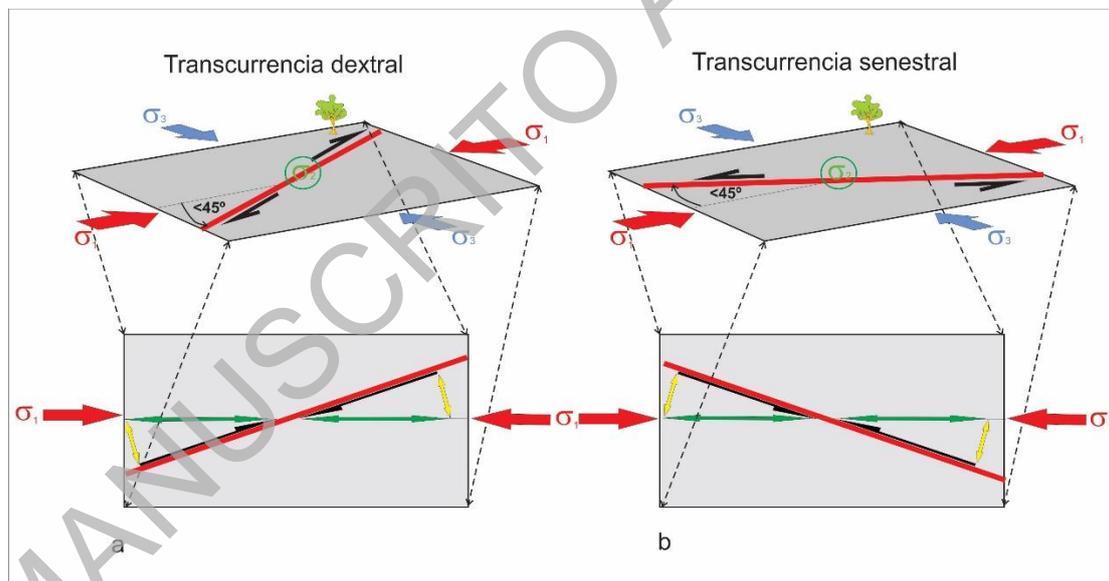


Figura 6. Descomposición del esfuerzo principal máximo actuante como un vector resultante en una componente ortogonal (*amarillo*) y otra paralela (*negro*). Esta última, es la responsable de generar el carácter transcurrente dextral (a) o senestral (b) dependiendo del ángulo de incidencia sobre la falla.

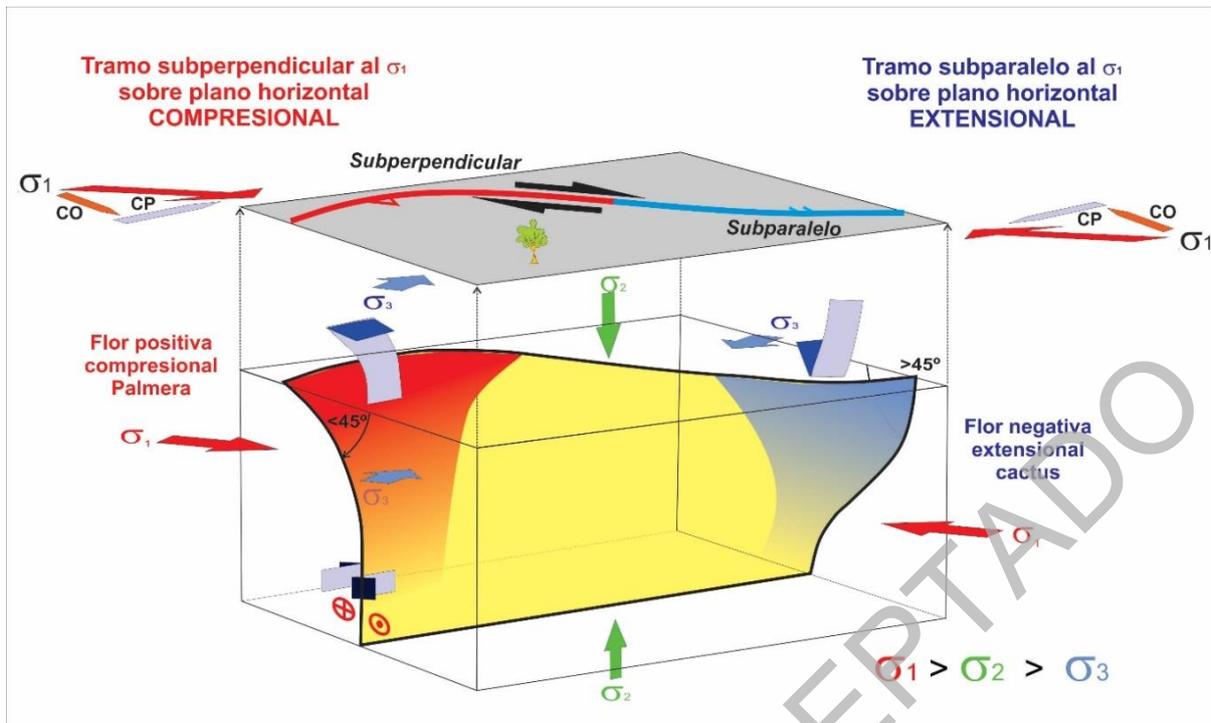


Figura 7. Modelo esquemático de una superficie de falla transcurrente dextral con flexuras derechas e izquierdas relacionadas con un determinado campo de esfuerzos actuante. Las flexuras izquierdas al disponerse más perpendiculares respecto al esfuerzo principal máximo se expresan de modo compresional con desarrollo de una sección de flor positiva (tipo palmera). En cambio, las flexuras derechas, al disponerse más paralela respecto al esfuerzo principal máximo se expresa de modo extensional con desarrollo de una sección en flor negativa (tipo cactus o tulipán).

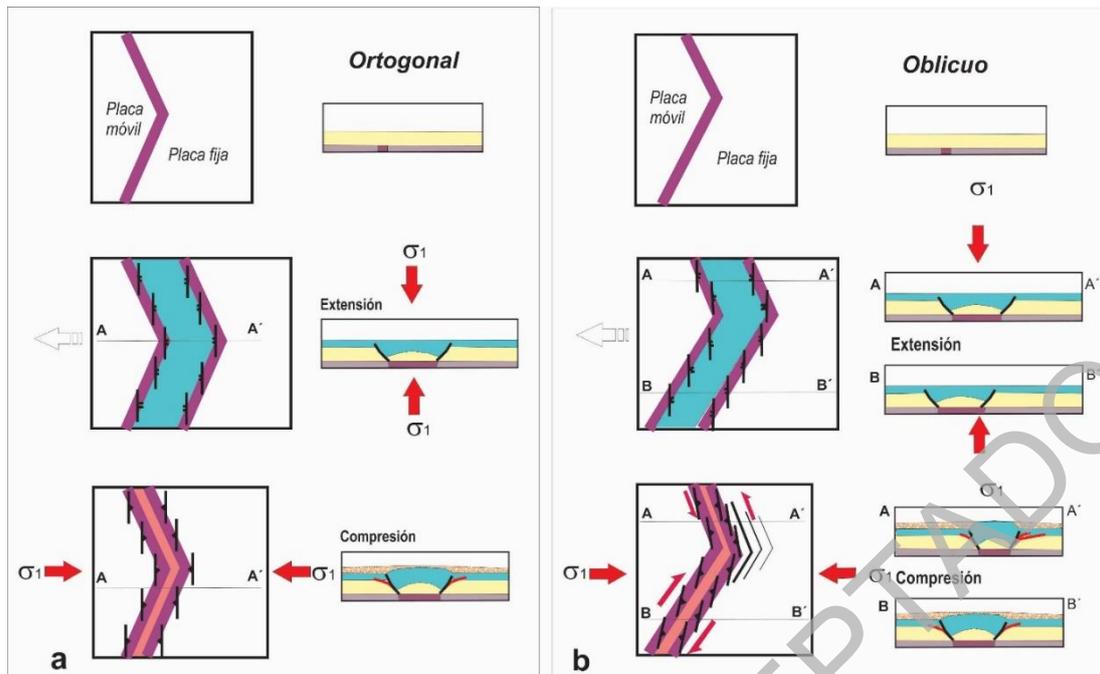


Figura 8. Configuración experimental, fases tectónicas y desarrollo estructural principal, para dos ángulos diferentes de convergencia de placas.

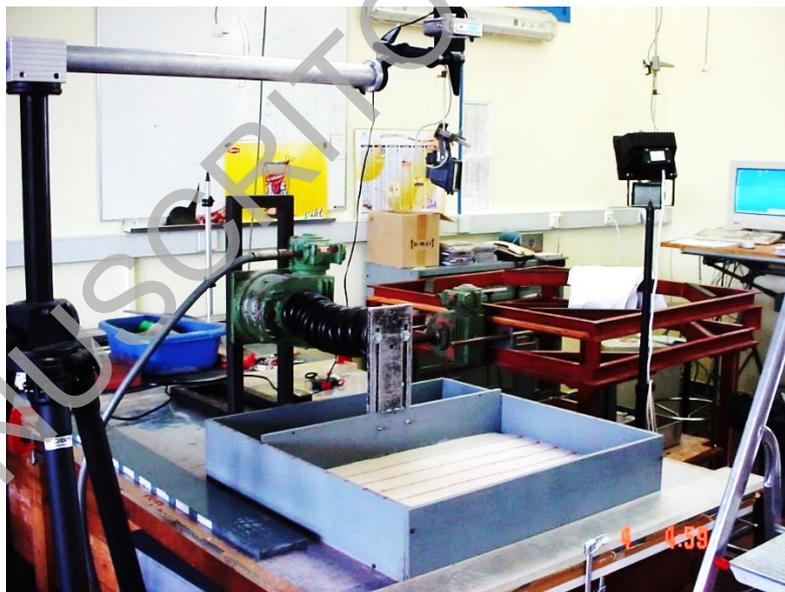


Figura 9. Vista del dispositivo experimental constituido por una caja de PVC con un lateral móvil por un pistón accionado por motores de paso a paso que permiten su control de velocidad.

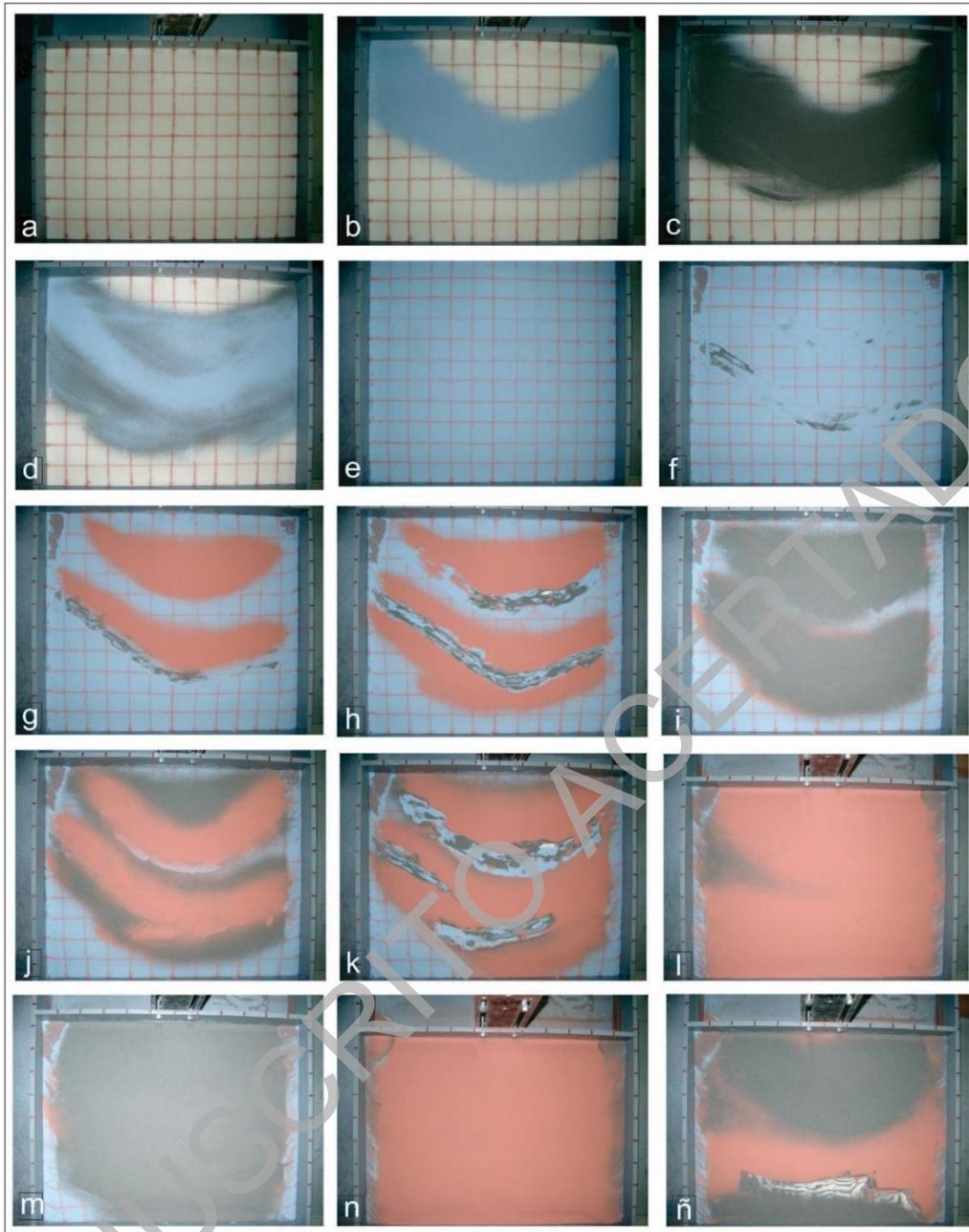


Figura 10. Secuencia de las vistas en planta de diferentes estadios evolutivos de un modelo. a) estado inicial; b, c, d) sedimentación sinextensional. e) nivelación previa al comienzo de la compresión; f) inicio de la compresión; g, h, i, j, k) sucesivas etapas de generación y erosión de los altos y deposición sincompresional en las depresiones; l, m, n) sedimentaciones finales de nivelación; ñ) estado final con generación y erosión del frente deformativo más distante.

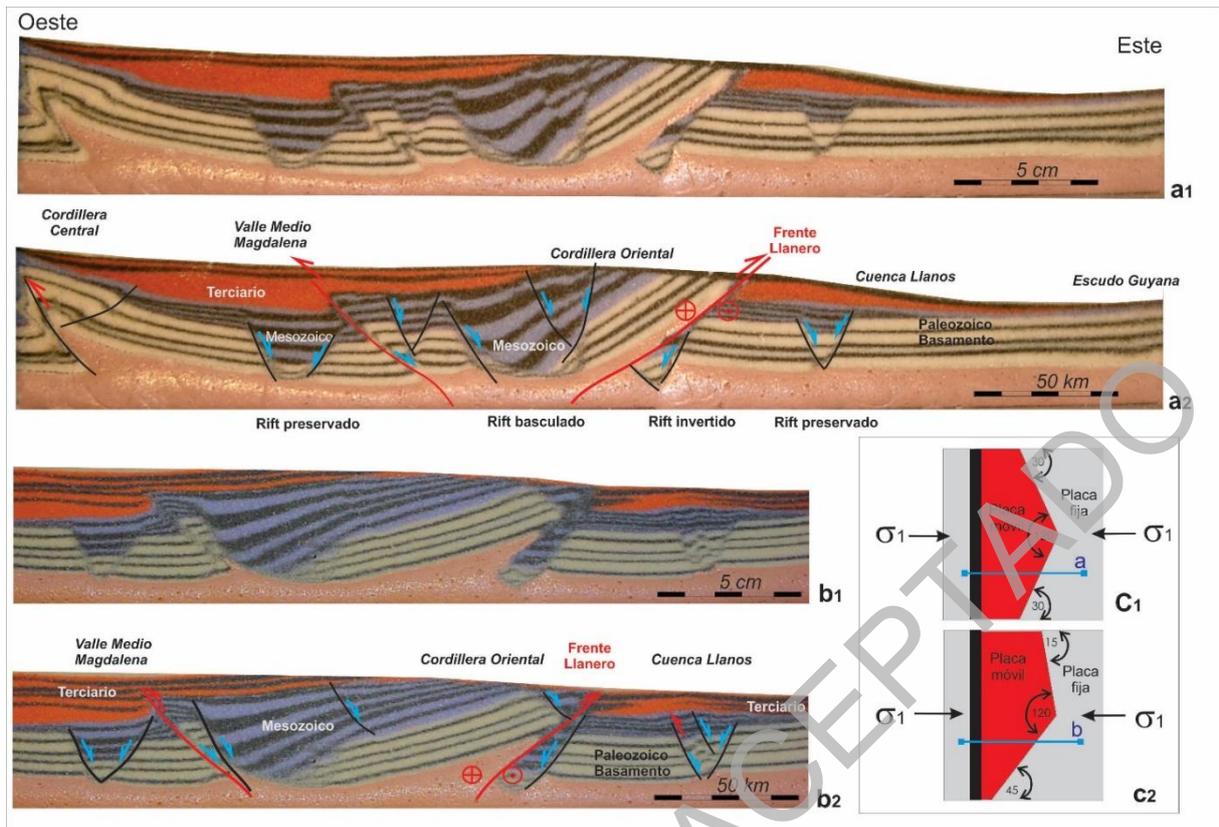


Figura 11. Secciones transversales representativas. Sección sin interpretar (a₁) e interpretada (a₂) a través del frente deformativo ortogonal (c₁). Sección sin interpretar (b₁) e interpretada (b₂) a través del frente deformativo más transpresivo (c₂). La capa de masilla de silicona basal representa la corteza inferior dúctil, la capa de arena claras con niveles negros representa la corteza superior quebradiza, las capas de arenas azules y negras representan la depositación sinextensional y las capas rojas y negras representan la depositación sin compresional.

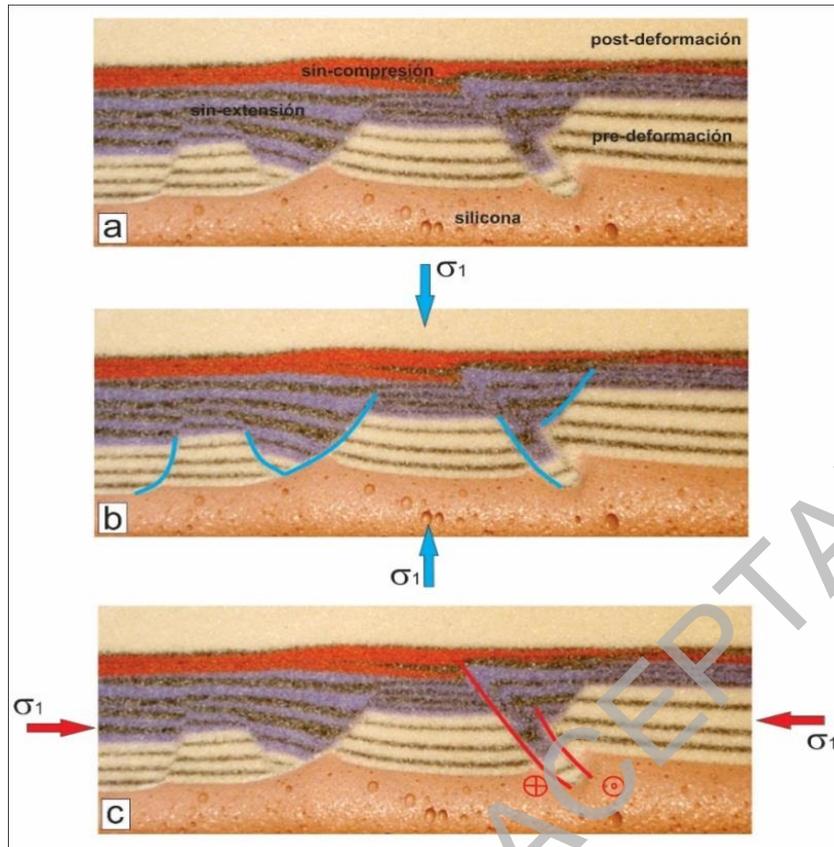


Figura 12. Corte que muestra la inversión selectiva de fallamientos extensionales relacionados con las secuencias sinsedimentarias azules-negras. a) vista vertical final de un corte del modelo; b) fallamientos extensionales con depósitos sinsedimentarios de variable espesor; c) fallamiento compresional por inversión transpresiva de fallas normales.

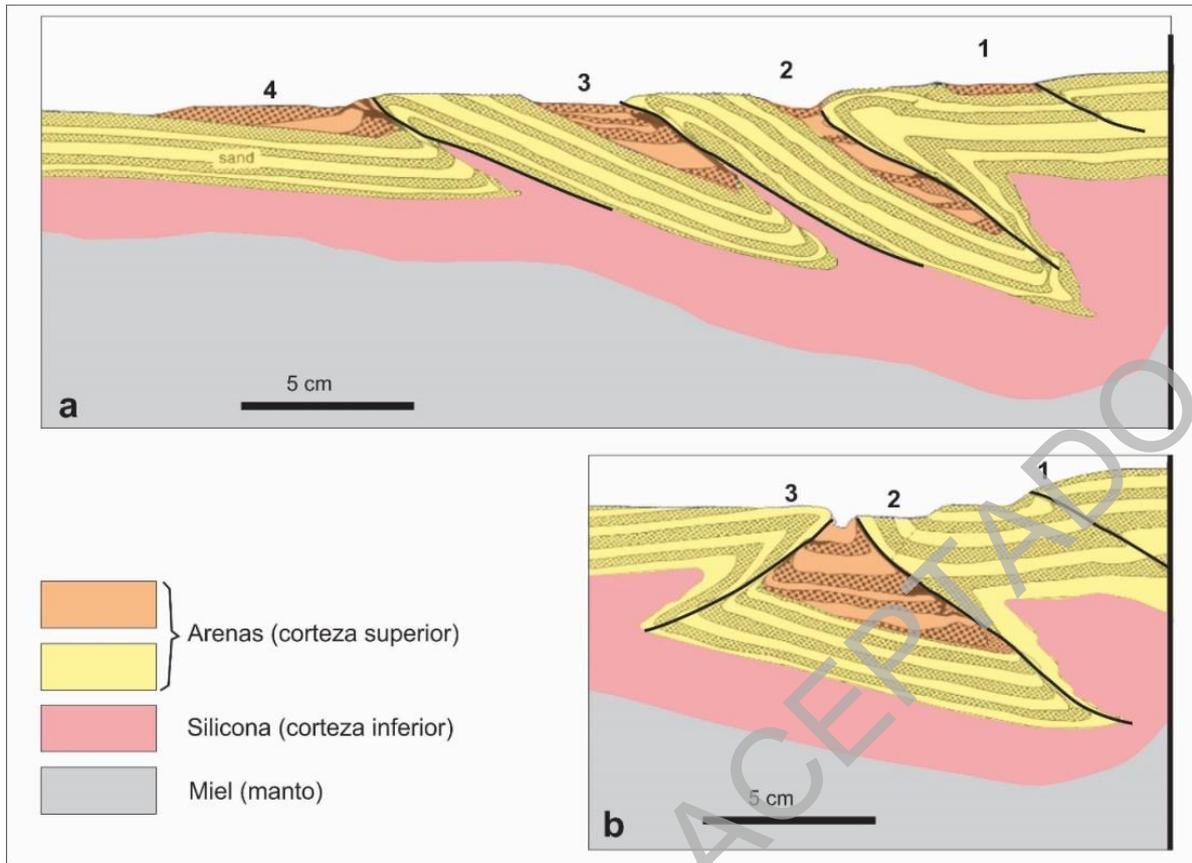


Figura 13. Estados finales de modelos de cuencas compresionales a partir de niveles inferiores de siliconas representativas de la corteza dúctil inferior y capas estratificadas (amarillas y anaranjadas) de arenas que representan la corteza frágil superior. a) Sección que muestra un prisma cortical con sucesivas cuencas apiladas (numeradas de 1 a 4) de acuerdo con su generación desarrolladas hacia el antepaís; b) Sección muestra una cuenca rampa simple que es sobrepuesta por niveles derivados de la erosión de los bloques colgantes (tomado de Cobbold et al. 1993).

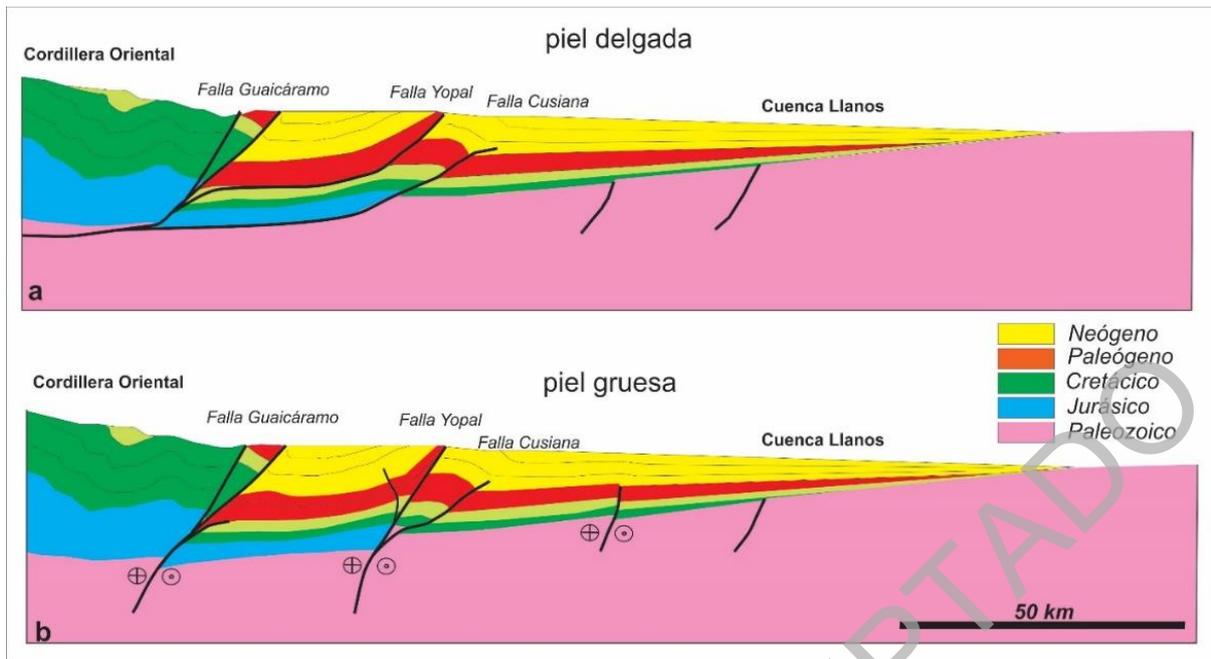


Figura 14. a) modelo de piel delgada con la aplicación de esfuerzos principales máximos ortogonales subhorizontales que afectan solamente a la secuencia sedimentaria, sin respetar la Ley de Anderson. b) modelo de piel gruesa con la aplicación de esfuerzos principales máximos oblicuos que afectan toda la secuencia y su basamento, respetando la Ley de Anderson.

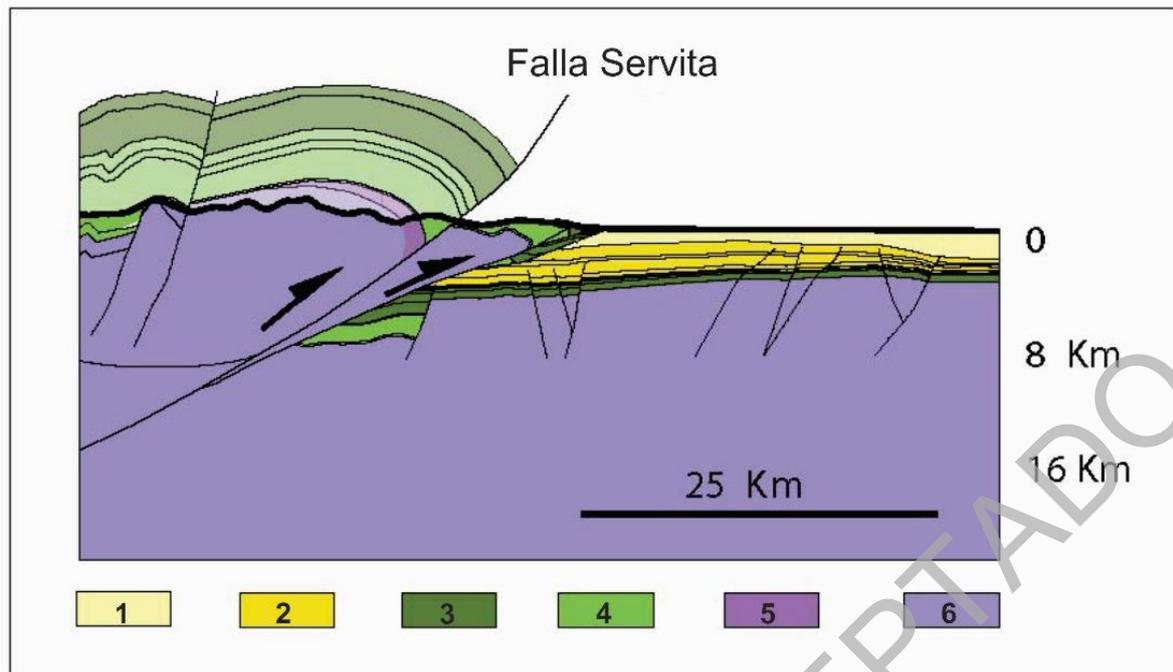


Figura 15. Interpretación de una transecta realizada por Mora et al. (2020) que resulta muy semejante al resultado del modelo analógico (Fig. 11). Referencias: 1) Molasa neógena, 2) Paleoceno-Mioceno medio, 3) Cretácico Superior, 4) Cretácico Inferior, 5) Paleozoico, 6) Basamento metamórfico.

MANUSCRITO ACEPTADO

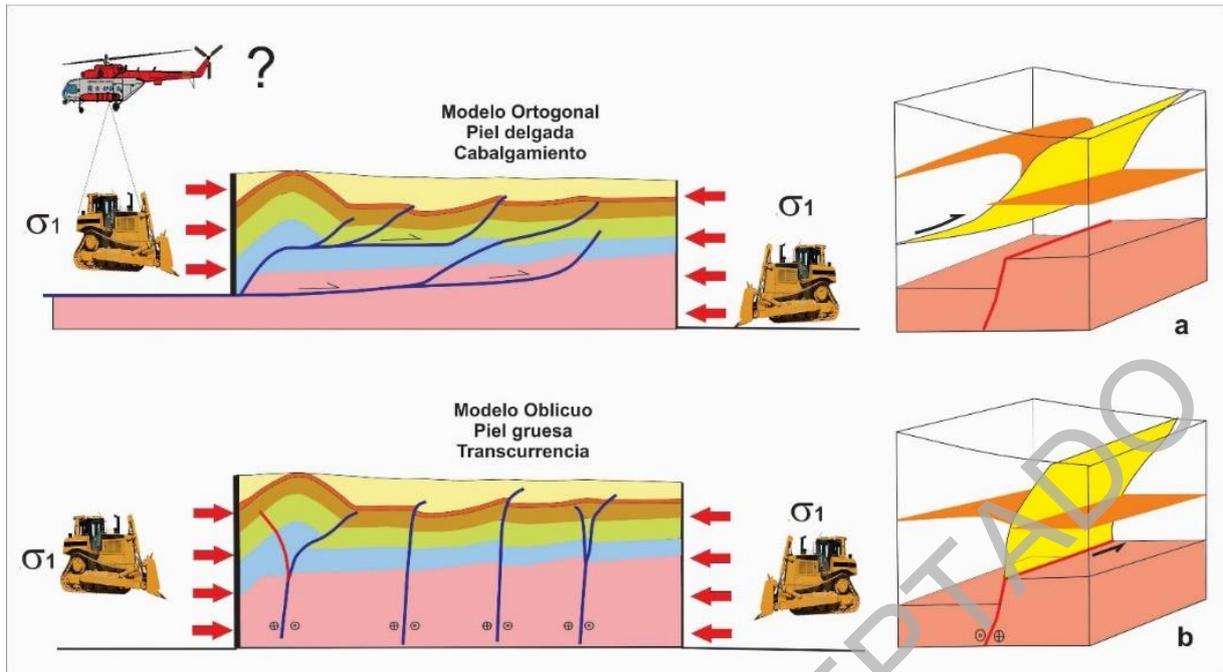


Figura 16. Esquemas simplificados de interpretaciones tectónicas a partir de secciones bidimensionales. a) Modelo de piel delgada a partir de un esfuerzo compresivo subhorizontal que afecta únicamente la cubierta con la propuesta mecánicamente imposible de un fallamiento subhorizontal. b) Modelo de piel gruesa a partir de un esfuerzo compresivo horizontal que afecta al conjunto cubierta y basamento.

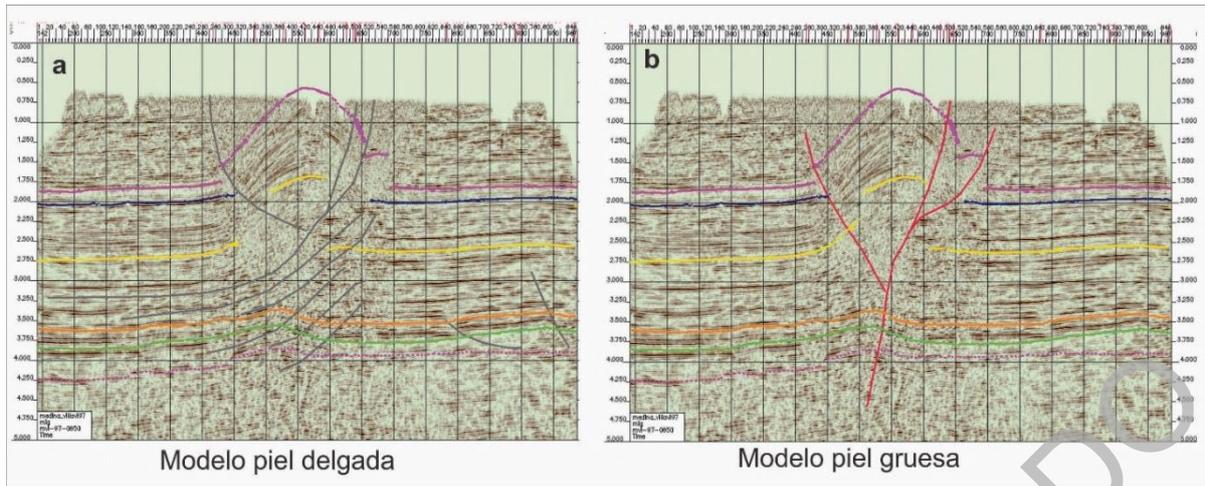


Figura 17. Ejemplo de interpretaciones tectónicas ambiguas sobre una sección sísmica. a) modelo de piel delgada con la aplicación de esfuerzos principales máximos ortogonales subhorizontales, que afectan solamente a la secuencia sedimentaria a partir de múltiples despegues, sin respetar la Ley de Anderson. b) modelo de piel gruesa con la aplicación de esfuerzos principales máximos oblicuos a la sección que afectan toda la secuencia y su basamento generando una flor positiva transpresiva, respetando la Ley de Anderson.

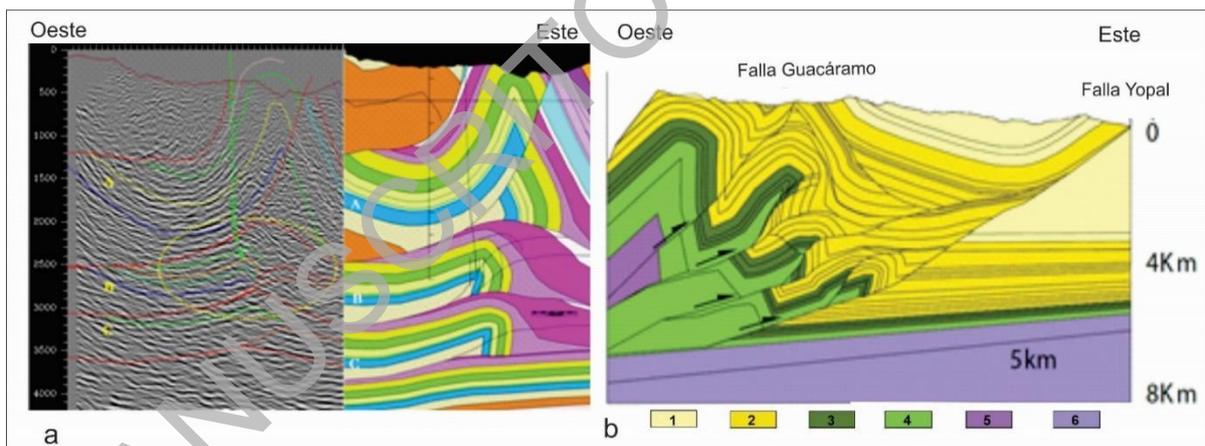


Figura 18. Ejemplos de interpretación basados en modelados de balanceo con escaso control geológico. a) Basado en relevamientos sísmicos 2D donde se interpretan tres niveles prospectivos apilados (a, b, c) realizados a partir de estudios internos. b) Esquema simplificado asociado a las fallas Guacáramo y Yopal (tomado de Mora et al. 2020).

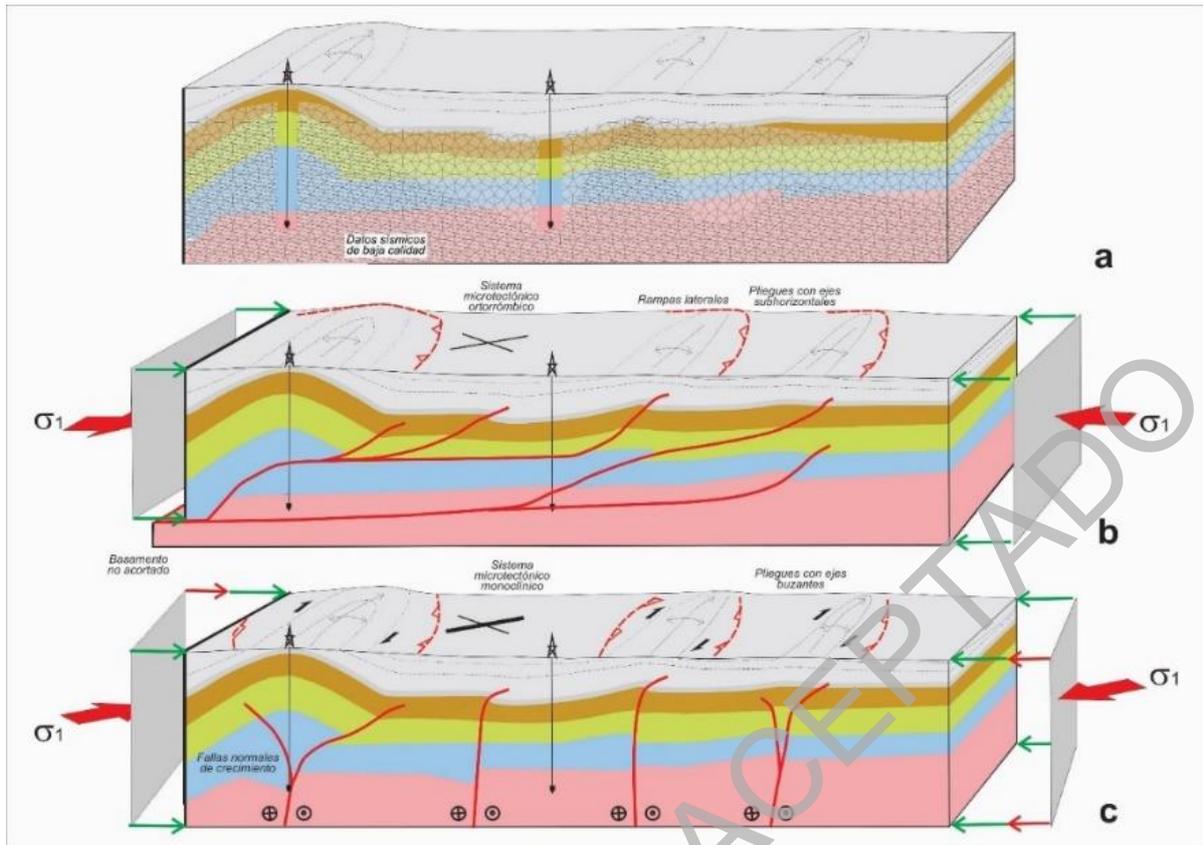


Figura 19. Esquemas de interpretaciones del subsuelo a partir de relevamientos sísmicos parcialmente controlados por pozos. a) Situación inicial con información sísmica de regular calidad ajustada por mejores datos de pozos. b) Modelo de deformación con un campo de esfuerzos ortogonal y fallas-despegues horizontales. c) Modelo de deformación con un campo de esfuerzos oblicuo, de piel gruesa.

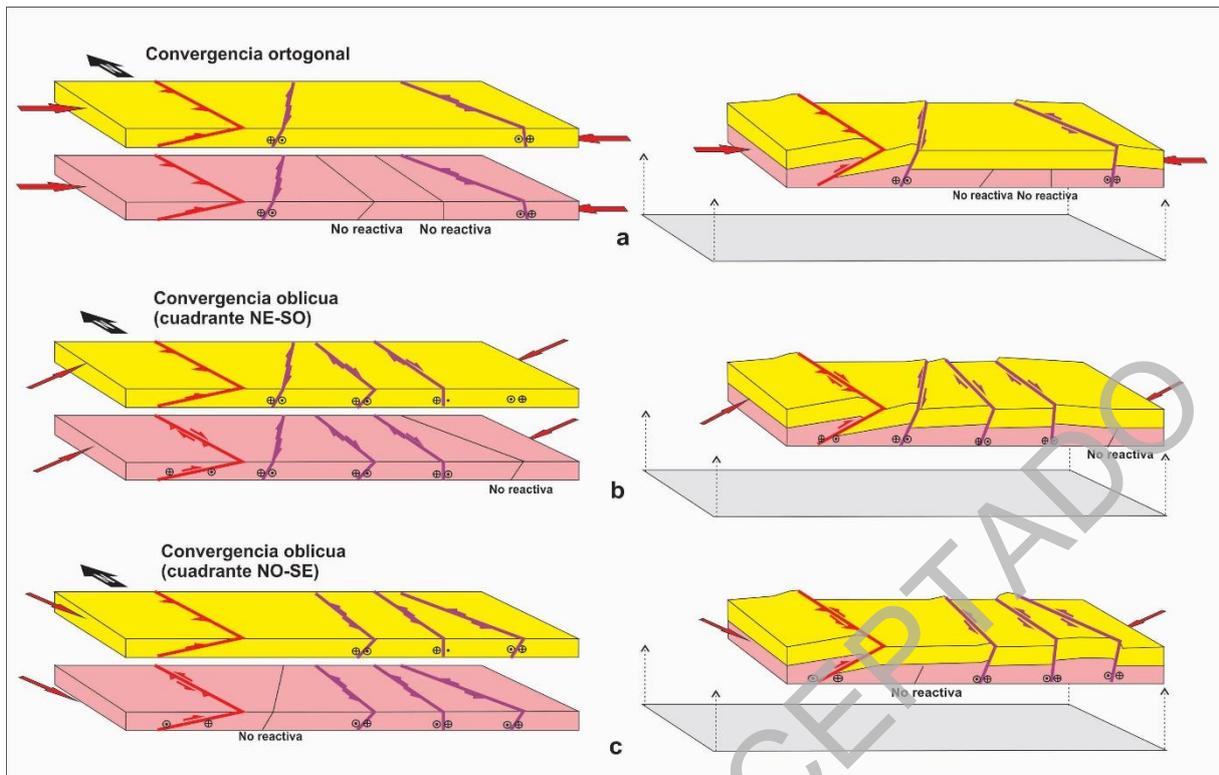


Figura 20. Esquemas de las reactivaciones selectivas de discontinuidades del basamento y su propagación en la cubierta sedimentaria en función de la orientación espacial que guardan con respecto al campo de esfuerzos basado en la Ley de Anderson. a) Orientación ortogonal; b) Oblicuidad en el cuadrante NE-SO; c) Oblicuidad en el cuadrante NO-SE.

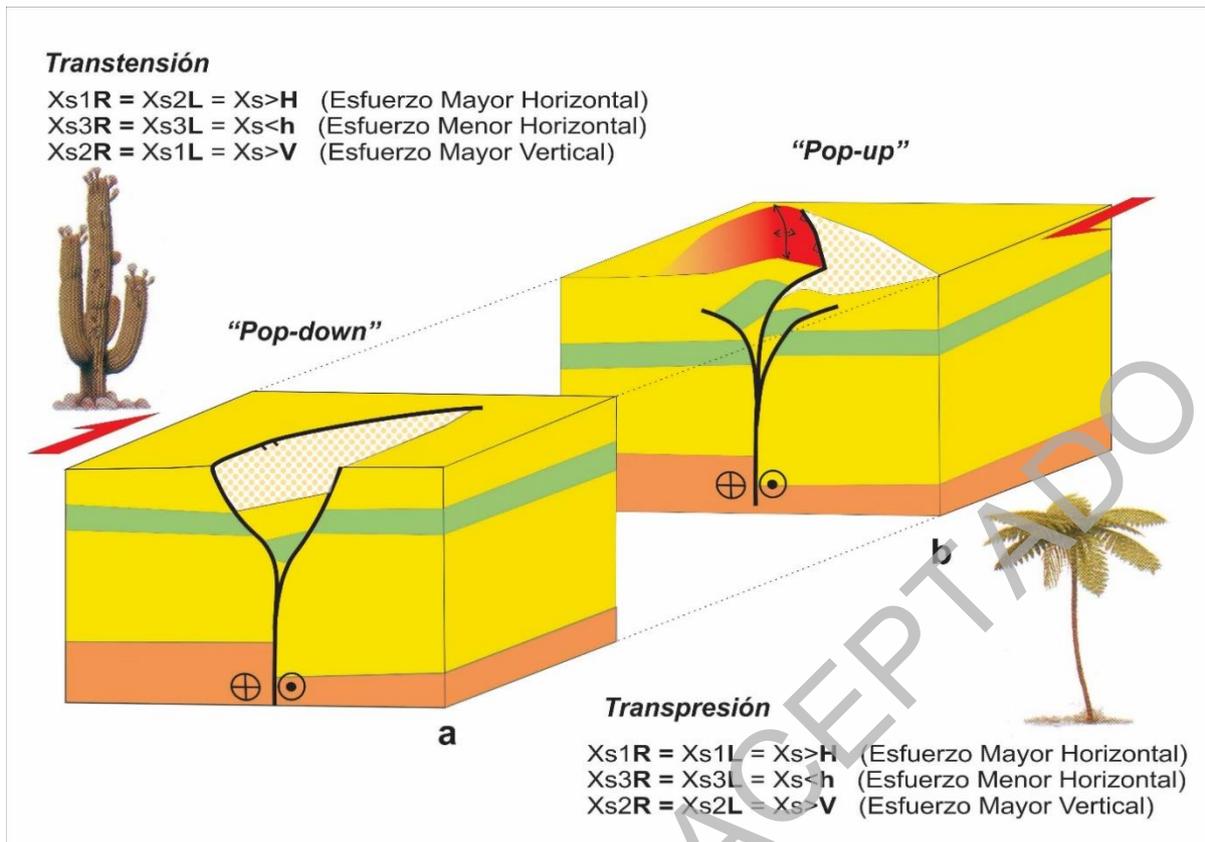


Figura 21. Esquema de sectores transtensivos derechos expresados por flores negativas en cactus (a) y sectores transpresivos izquierdos expresados por flores positivas en palmera (b) y a lo largo de una misma superficie de falla transcurrente dextral.