

## **Reactivación Neógena de estructuras de rift del Cretácico Temprano asociadas con la Falla de Chámeza, Pajarito, Boyacá (Colombia): evidencias tectónicas y bioestratigráficas**

### **Neogene reactivation of Early Cretaceous rift structures associated with the Chámeza Fault, Pajarito, Boyacá (Colombia): tectonic and biostratigraphic evidences**

*Alejandro Piraquive, Juan Sebastián Díaz, Tomas Cuéllar, Germán Pardo & Andreas Kammer*

*Grupo de Geología Estructural y Fracturas, Departamento de Geociencias,  
Universidad Nacional de Colombia, Apartado Aéreo, 14490 Bogotá, Colombia.*

*E-mail: geofracturasun@gmail.com*

---

Alejandro Piraquive, Juan Sebastián Díaz, Tomas Cuéllar, Germán Pardo & Andreas Kammer (2011): Reactivación Neógena de estructuras de rift del Cretácico Temprano asociadas con la Falla de Chámeza, Pajarito, Boyacá (Colombia): evidencias tectónicas y bioestratigráficas. GEOLOGÍA COLOMBIANA, Edición Especial, 36 No. 1, pp 197-216

Manuscrito recibido: 25 de junio 2011; aceptado: 17 de agosto 2011

---

#### **Resumen**

La evolución temprana de la Cuenca Cretácica Colombiana representa un caso ilustrativo de una tectónica extensional en un ambiente de retro-arco. Los sedimentos marinos de tipo sin-rift datan del Neocomiano y presentan una fauna abundante de bivalvos y amoniteos ampliamente distribuidos en diferentes niveles estratigráficos, principalmente reportados en la zona axial de la Cordillera Oriental. En cuencas de rift la paleogeografía variada es un factor principal que controla los cambios laterales de litofacies y el desarrollo de comunidades de organismos, y sus asociaciones ambientales. Fueron colectados 22 fósiles de amonites en la Formación Lutitas de Macanal y 30 de bivalvos en las formaciones Lutitas de Macanal y Fómeque respectivamente, que definen un rango de edades desde el Berriasiano Temprano hasta el Hauteriviano Temprano en el bloque colgante de la Falla de Chámeza (Fm. Lutitas de Macanal) y desde el Barremiano Temprano hasta el Albiano Temprano (Fm. Fómeque) en el bloque yacente de la Falla de Chámeza. Una particularidad de este marco estructural se refiere a la reactivación Neógena de las fallas inicialmente normales como fallas inversas y a la inversión de la cuenca que expuso a los fósiles a una deformación muy notable. Por medio de retrodeformaciones gráficas a sus formas iniciales de espiral, obtuvimos valores de elipticidad para las amonites deformadas colectadas en el bloque colgante de la Falla de Chámeza. Los ejes largos de estas elipses de deformación coinciden con el trazo de un clivaje regional, el cual en cercanías de la Falla de Chámeza gira a una dirección casi E-W, volviéndose sub-paralelo a este accidente transversal. Con estas deformaciones documentamos que la Falla de Chámeza se relaciona, por lo menos en su nivel de exposición actual, a un plegamiento dúctil. Especulamos que esta zona de deformación se desarrolló como consecuencia de una oblicuidad entre transporte tectónico y una falla heredada del evento de Rift del Neocomiano, que prefiguró la actual Falla de Chámeza.

**Palabras clave:** Cordillera Oriental, Neocomiano, fauna, tectónica de bloques, amonites deformados.

#### **Abstract**

The early evolution of the Cretaceous Colombian Basin represents an illustrative case of extensional tectonics in a back-arc environment. Syn-rift type marine deposits show an abundant bivalve and ammonite fauna widely spread along different stratigraphic levels, documented mainly at the axial zone

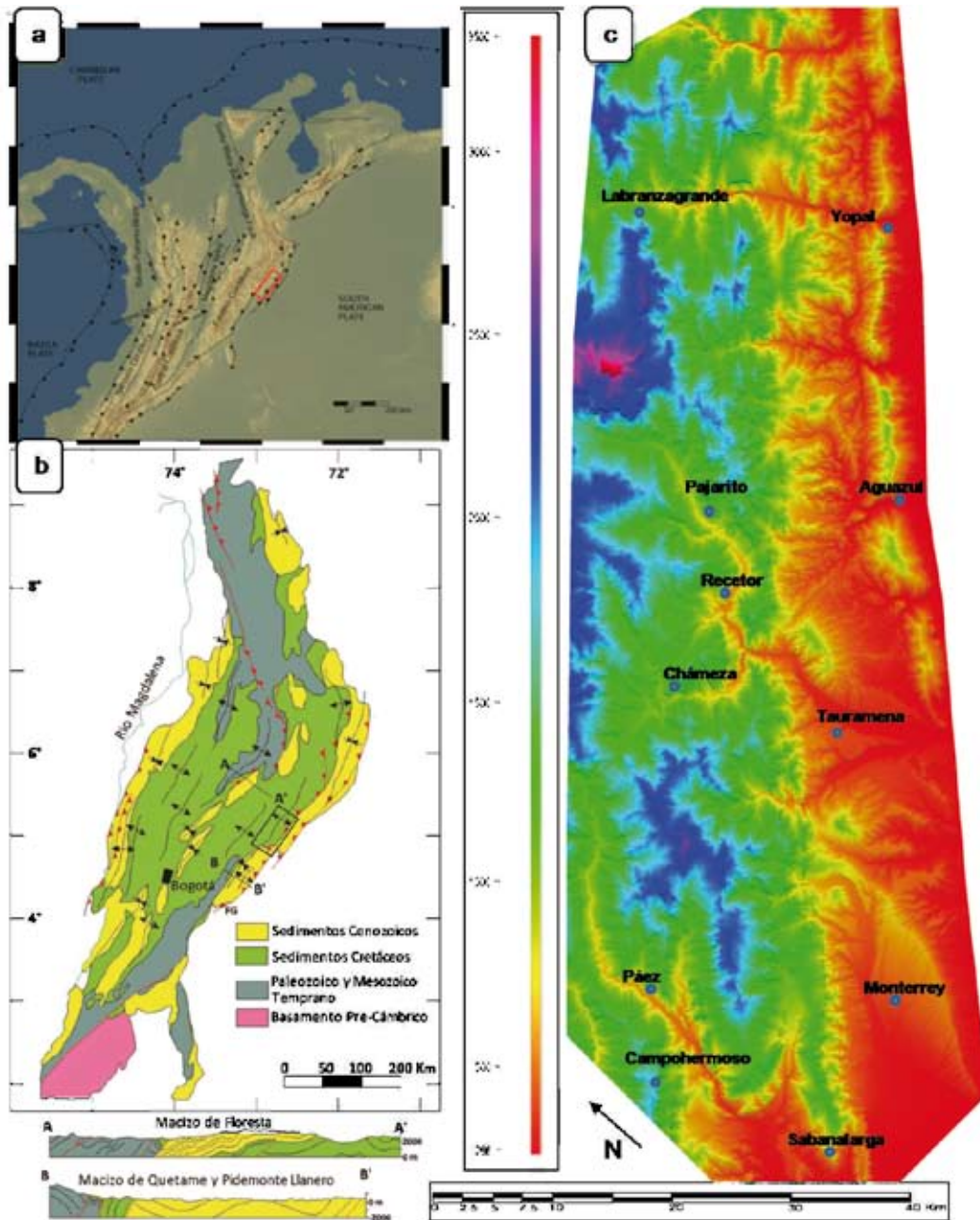
of the Eastern Cordillera. Varied paleogeography in rift basins is a key factor which controls the lateral lithofacies change and the development of organism communities and their environmental associations. 22 ammonite fossils were collected in the Lutitas de Macanal Formation and 30 bivalves at the Lutitas de Macanal and Fómeque Formations respectively, which defines an age range from the Early Berriasian to the Early Hauterivian on the hanging wall of the Chámeza Fault (Lutitas de Macanal Fm.) and an age range from the Early Barremian to Early Albian (Fómeque Fm.) in the Chámeza Fault footwall. A peculiarity within the structural frame refers to the reactivation of the former normal faults as thrust faults and the consequent basin inversion during a Neogene contractional event, evidencing a noticeable deformation as documented by deformed molds of ammonites. By means of graphic retrodeformation to their initial spiral shapes, we obtained ellipticity values for the deformed fossils collected in the hanging wall of the Chámeza Fault. The long axes of these strain ellipses match the strike of a regional cleavage, which nearby of the Chámeza Fault turns to an almost E-W direction, becoming sub-parallel to this transversal accident. With these strain we document that the Chámeza Fault is related, at least in its current exposure level, to a ductile folding. We speculate that this ductile deformation zone developed as a consequence of an obliquity between tectonic transport and an inherited fault from the Neocomian Rift event, which refigured the current Chámeza Fault.

**Key words:** Eastern Cordillera, Neocomian, fauna, block tectonics, deformed ammonites.

## INTRODUCCIÓN

El desarrollo de la Cuenca cretácica colombiana durante el Cretácico temprano fue iniciado por un episodio extensional transcontinental en la región del Tehtys, durante el Titoniano-Berriasiano (Jaillard et al. 1990); esta cuenca se extendía desde el margen occidental del escudo Guyanés hasta la región que hoy corresponde al Valle Superior del Magdalena (VSM). En el sector del Piedemonte Llanero la secuencia Paleozoica fue afectada por el desarrollo de un sistema de semi-grabens en el cual se dio inicio a la depositación de la secuencia marina del Cretácico inferior. La polaridad de las fallas normales se asocia a disparidades en el espesor de sedimentos sin-tectónicos, y facies de los mismos, este control tectonoestratigráfico se desarrolló durante el Neocomiano, alternando niveles finos y gruesos, generando un desarrollo de depósitos de origen marino nerítico y costero; los sedimentos involucrados en este proceso, provenían tanto del cinturón orogénico en desarrollo en la parte W y del escudo Guyanés en el sector E. Dicha secuencia se mantuvo continua presumiblemente hasta el hiato del Eoceno Temprano y Medio (Dengo & Covey 1993). Posteriormente, la Cuenca Cretácica Colombiana evolucionó en un orógeno compresivo, cuyo origen data del Paleoceno inferior, y se mantiene con una actividad tectónica continua hasta el presente (Colleta et al. 1990; Casero et al. 1997), en donde las características de los depósitos sin-rift, la evolución lateral de facies y la

existencia de estructuras extensionales de transferencia ejerció y controló de forma importante la evolución orogénica durante la contracción (McClay 1995). A través de un análisis estructural de los arreglos de las fallas contraccionales cenozoicas, y de las secuencias estratigráficas sin-rift del Neocomiano se muestra una síntesis de la evolución tectonoestratigráfica en este sector del Piedemonte Oriental de la Cordillera Oriental (Figura 1). Esta paleotopografía de cuenca se encuentra ligada al desarrollo de comunidades de organismos, por ende, la colección de ejemplares de bivalvos y amonoideos en los bloques, colgante y yacente, de la Falla de Chámeza, en las formaciones Lutitas de Macanal y Fómeque es una fuente fundamental de información bioestratigráfica. La fauna de amonoideos recolectada pertenece en su totalidad a la Formación Lutitas de Macanal, en el río Recetor y las quebradas Magavita, Maracagua y la Orquídea. La fauna de bivalvos fue encontrada en las quebradas Chichaca, San Agustín, Maracagua, La Orquídea, en el Río Recetor y en la vía que conduce al pozo Homero 1, y pertenece a las formaciones Lutitas de Macanal y Fómeque, siendo la fauna de la Formación Fómeque más numerosa y variada. Adicionalmente estos marcadores fósiles registran las deformaciones y permiten establecer direcciones principales de acortamiento/alargamiento ligadas a deformación en bloques independientes, interpretados mediante la retrodeformación gráfica de amonoideos. La clasificación de los ejemplares, así



**Figura 1.** El área de estudio se ubica en el Piedemonte oriental de la Cordillera Oriental en los departamentos de Casanare y Boyacá entre los municipios de Sabanalarga, Pajarito, Tauramena, Monterrey, Labranzagrande y Yopal: a) esquema regional del sistema andino en el norte de Suramérica Tomado y modificado de Beltrán 2009. b) Esquema generalizado de la cordillera oriental definiendo los principales sistemas de fallas, y las unidades estratigráficas involucradas en el orógeno, el polígono define el área de estudio. Tomado de Beltrán 2009 c) DTM del área de estudio con la ubicación de los municipios.

**Figura 1.** The study area is located in the Eastern Foothills of the Eastern Cordillera in the Boyacá and Casanare departments between Sabanalarga, Pajarito, Tauramena, Monterrey, Labranzagrande and Yopal municipalities: a) regional scheme of the Andean system in the North of South América. Modified from Beltrán 2009 b) Generalized scheme of the eastern cordillera in which the main fault systems, and the stratigraphic units involved in the orogen are defined, the polygon defines the study area After Beltrán 2009. c) DTM of the study area with the municipalities.

como sus rangos de edades fue determinada través de una revisión bibliográfica.

## GEOLOGÍA REGIONAL

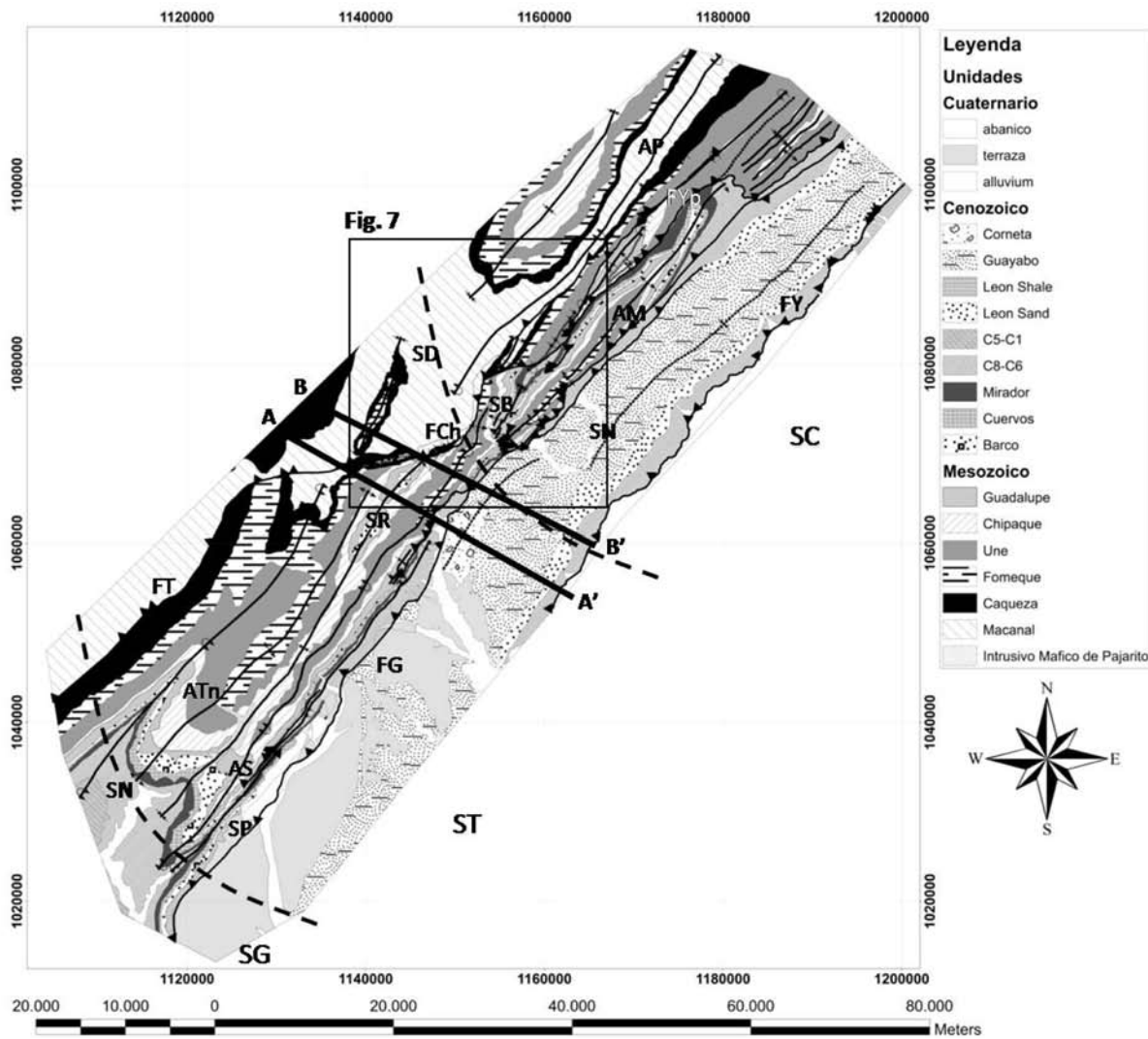
En la región, afloran rocas cuyas edades abarcan desde el Cretáceo inferior hasta el Plioceno superior, conformando estructuras anticlinales de flanco invertido con una pronunciada vergencia en dirección SE. En este trabajo se presta especial interés a las unidades sin-rift del Cretáceo inferior, pertenecientes al Grupo Cáqueza y al Grupo Villeta (Hubach 1931) (Figura 2). La proximidad de los depósitos al borde de la cuenca y la deformación tectónica impuesta son factores que pueden producir un adelgazamiento progresivo de las mismas que se evidencia claramente en los flancos altamente deformados de las estructuras del frente de deformación; sin embargo a nivel general las unidades cretácicas mantienen una distribución facial más o menos constante, a lo largo del margen oriental del Piedemonte Llanero, y así mismo con respecto a su continuidad en dirección W donde los espesores aumentan, y se conforman las estructuras regionales que pertenecen al dominio axial de la Cordillera Oriental. Las unidades terciarias se encuentran principalmente aflorando en el bloque yacente de la Falla de Guaicaramo, conformando el Sinclinal de Nunchía en el sector norte del área, así como en los flancos frontales de las estructuras invertidas del frente de deformación, en ocasiones continuas, y en ocasiones desarrollando fallas de acomodación entre las estructuras más apretadas; hacia el sector occidental se presentan sinclinales colgados de mayor amplitud.

## GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El borde oriental de la Cordillera Oriental puede dividirse en tres dominios, uno de ellos conformado por la zona axial de la cordillera que se encuentra limitada en las regiones norte y sur por dos macizos antiguos (Floresta-Garzón) (Figura 1b). Hacia el oriente se desarrolla el Piedemonte Llanero, hacia el occidente se desarrolla el piedemonte occidental, el cual limita con el valle del Magdalena. El Piedemonte Llanero se subdivide en el piedemonte central y oriental respectivamente; esta denominación responde al control estructural en estas provincias, en cuyo caso hacia el piedemonte oriental se encuentran conformadas las estructuras sinclinales de gran amplitud, que involucran las rocas del terciario superior y se limita este dominio entre las fallas de Yopal y Guaicaramo (Julivert 1970). Al oeste de la Falla de

Guaicaramo en su bloque colgante la secuencia aflorante se conforma por rocas que van desde el Cretáceo basal hasta Paleoceno el estructuradas en pliegues cilíndricos y sub-cilíndricos. La migración del frente de deformación se acentúa en ubicaciones específicas donde se generan rasgos laterales, la ocurrencia de estos rasgos permite dividir límites entre tres segmentos estructurales de S a N: Segmento Guavio, Segmento Tauramena, Segmento Cusiana (Figura 2). Hacia la zona de Sabanalarga al NW se presentan terminaciones periclinales típicas del los Anticlinales de Tierranegra y Silbadero que se enfrentan al Sinclinorio de Medina definiendo el límite S del Segmento Tauramena. En el N la Falla de Chámeza-Pajarito (N70E) correspondería a una zona de transferencia que en este orden de ideas limitaría los segmentos Tauramena y Cusiana. El piedemonte oriental de la Cordillera Oriental de Colombia presenta hacia el E una tectónica principalmente epidérmica que afecta la secuencia Cretácica y Cenozoica, conformada de sur a norte por un arreglo de extensos sinclinorios que manifiestan un escalonamiento y relevos con saltos dextrales de acuerdo con una oblicuidad entre el frente de deformación y los ejes de los pliegues en dirección NE. Se ha observado en el curso de este trabajo, y en otras publicaciones (Mora 2006; Beltrán 2009; Castellanos 2009; Montaña 2009) que este comportamiento se mantiene a lo largo del rumbo de la cadena montañosa desde la región de Villavicencio hasta Yopal, generando estructuras típicamente amplias en el Segmento Guavio (Sinclinorio de Medina) que conforman pliegues asociados quizás a un mecanismo de “Fault Bend Folding” (Rowan & Linares 2000), continuando en el Segmento Tauramena con el desarrollo de pliegues tipo “Buckling” asociados a un mecanismo de despegue, que exhiben menores longitudes de onda y amplitudes y así mismo exhuman rocas más antiguas de la secuencia cretácica (Anticlinales de Silbadero, Tierranegra) (Castellanos 2009; Montaña 2009); progresivamente en dirección NE continua evidenciándose un mayor acortamiento, localmente la Falla de Chámeza desplaza el frente de deformación hacia el E y acomoda estas estructuras muy apretadas con flancos invertidos (Figura 3 B-B’). A partir de este punto las estructuras comienzan a ser cortadas oblicuamente por la Falla de Guaicaramo (Anticlinal de Silbadero, Anticlinal de Monteralo) separando marcadamente los pliegues del Segmento Tauramena de las estructuras que se desarrollan hacia en el Segmento Cusiana, hacia el SW de este punto el Anticlinal de Silbadero, se mantiene paralelo a la falla principal frontal (Guaicaramo). De la





ATn	Anticlinal de Tierranegra	SB	Sinclinal del Boquerón	FP	Falla del Porvenir
SR	Sinclinal de Recetor	AM	Anticlinal de Monterral	FCh	Falla de Chámeza
SN	Sinclinal de Nazareth	AP	Anticlinal de Paya	SG	Segmento Guavio
AS	Anticlinal de Silbadero	FG	Falla de Guaicaramo	ST	Segmento Tauramena
SP	Sinclinal del Porvenir	FT	Falla de Tesalia	SC	Segmento Cusiana
SN	Sinclinal de Nunchia	FY	Falla de Yopal		
SD	Sinclinal del Desespero	FYp	Falla de los Yopos		

**Figura 2.** Mapa geológico del borde oriental del Piedemonte Llanero. Elaborado en el marco del convenio UNAL-ICP 2009.

**Figura 2.** Geological map of the Eastern border of the Llanos Foothills. Developed under the convention UNAL-ICP 2009.

misma manera, esta migración del frente de deformación, coincide con la culminación del Anticlinal de Cusiana y se manifiesta en el relevo de la Falla de Yopal que allí tiene expresión en superficie (Cazier 1995) (Figura 2). La dinámica esencialmente de piel delgada se observa en el Segmento Cusiana (Anticlinales de Monterralo, el Morro, Floreña, Pauto) allí se desarrollan sistemas de cabalgamientos múltiples definidos por algunos autores con base en información de subsuelo como “Duplexes, Duplex Antiformal Stacks”, cuñas tectónicas “Tectonic Wedge” (Martínez 2006; Mora et al. 2009) los cuales en superficie repiten la secuencia 2 o incluso más veces, las fallas se presentan paralelas al tren principal de la Falla de Guaicaramo.

Hasta este punto nos hemos referido al sector frontal del piedemonte donde se desarrolla una tectónica esencialmente de piel delgada, la región W del piedemonte se encuentra caracterizada por elementos estructurales típicos que permiten definir esta provincia. En el Segmento Guavio esta relación es clara y se encuentra muy bien documentada (Mora 2006), principalmente consideremos el Anticlinorio de Farallones, una estructura compuesta por rocas paleozoicas, este macizo conforma un pliegue cilíndrico con cabeceo en dirección NE el cual se interpreta una tectónica de piel gruesa en el margen W de la Cordillera Oriental controlada por estructuras preexistentes de una extensión mesozoica (Figura 2& 3).

Ejemplos naturales de levantamientos nucleados por basamento se asocian a orógenos que se formaron en respuesta a altas tasas de convergencia entre placas continentales y oceánicas, características que permitirían definir así el dominio de la Cordillera Oriental como un cinturón Orogénico asociado con levantamientos de basamento de baja temperatura (Narr & Suppe 1994). En el Segmento Guavio el Sistema de Fallas de Servita-Tesalia, se caracteriza como una estructura extensional heredada del Paleozoico que durante la orogenia andina se reactiva de forma inversa. Estas estructuras heredadas jugaron un papel fundamental en determinar el carácter de la deformación (Mora 2006). Las fallas mas internas del rift, localizadas hacia la parte occidental, no sufrieron esta reactivación, mas sin embargo actúan como importantes límites de la deformación, ya que en sus bloques occidentales la intensidad y longitud de onda de los pliegues es marcadamente diferente, quizás causado por el alto ángulo y profundidad de estas fallas

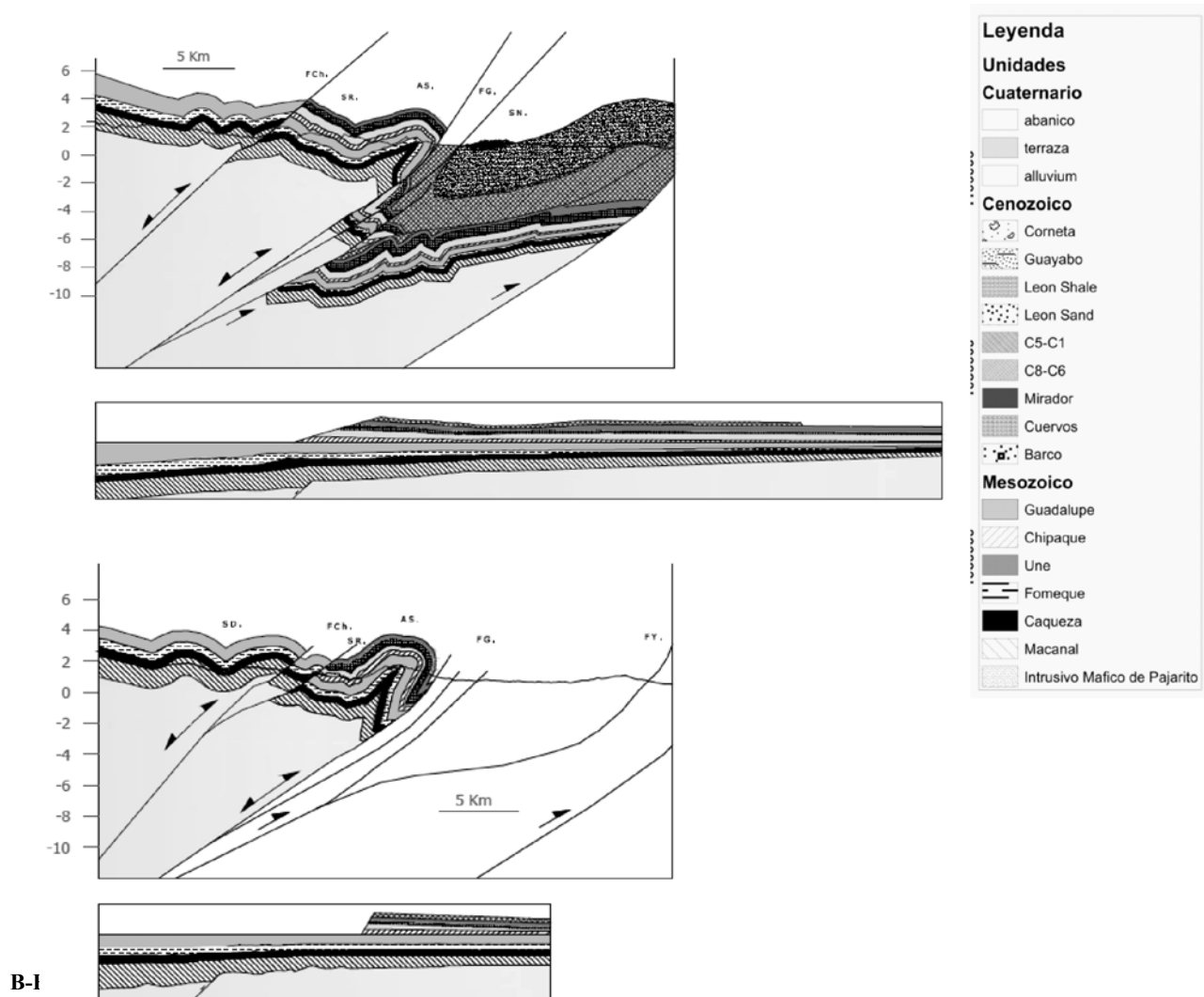
normales, que mecánicamente dificulta una reactivación inversa. Por otra parte las fallas normales distales reactivadas (Servita-Tesalia) desarrollan una inversión muy fuerte la cual es responsable del levantamiento del flanco E de la Cordillera Oriental (Mora 2006). Una prefiguración de la cuenca expresada en un sistema de fallas normales en-echelon se evidencia en la pérdida de relieve estructural en el bloque colgante de las fallas de sur a norte al mismo tiempo que hay un ensanchamiento de la cordillera en la misma dirección (Mora et al. 2009; Kammer et al. 2008) (Figura 1). Esta segmentación se expresa en una cizalla dextral que desplaza el frente de deformación en dirección NE, (Kammer 1999). La naturaleza de un frente de fallas normales que durante el Neógeno sufren una reactivación inversa se encuentra documentada en diferentes publicaciones (Dengo & Covey 1993; Cooper 1995; Mora & Kammer 1999; Sanchez & Kammer 2006; Mora 2006) (Figura 3), y se identifica el carácter de inversión de estos sistemas de fallas mediante estratigrafía detalla de las unidades en los bloques de la falla, análisis de deformaciones, métodos geofísicos (gravimetría) y más recientemente mediante el uso de termocronología (Mora & Parra 2009).

## ESTRATIGRAFÍA

Las unidades cretácicas en las que se enfoca este artículo son las pertenecientes al Grupo Cáqueza y a la parte inferior del Grupo Villeta, (Figura 4) específicamente las formaciones Lutitas de Macanal, Alto de Cáqueza, Fómez y Une. La Formación Lutitas de Macanal, de edad Berriasiano temprano y Hauteriviano temprano, está representada en el área de estudio por una gruesa secuencia de lodolitas negras, intercaladas con arenitas y limolitas, con un espesor medido a partir de corte geológico (Figura 3) de 1200 m en el bloque colgante de la Falla de Chámeza, los ambientes deposicionales, controlados por la Falla de Chámeza, muestran una somerización de esta unidad hacia el E, donde facies de grano grueso (con contenido calcáreo y glauconita) y geometrías lobulares, contrastan con litologías muy finas de depósitos hemipelágicos que se desarrollan hacia el W, esta facies de grano fino representa deposición bajo condiciones submarinas que evolucionan de un ambiente de plataforma interna-externa, a un ambiente de abanicos deltaicos cerca de la línea de costa (Figura 5). Para la Formación Lutitas de Macanal, se ha reportado fauna de amonoides y bivalvos (Haas 1960; Royo & Gómez 1945<sup>a</sup>; Bürgl 1961a). Sobre la Formación

Lutitas de Macanal se encuentra la Formación Alto de Cáqueza de edad Hauteriviano tardío, esta es una sucesión de capas tabulares medias a gruesas de arenitas de grano fino y medio, fuertemente cementadas, con un espesor aproximado de 200-270 m. La Formación Fómeque, de edad Barremiano y Aptiano, tiene 560 m de espesor

y se caracteriza por arcillolitas arenosas grises oscuras, niveles de shales con desarrollo de nódulos ferruginosos principalmente y, bioesparitas rudstone y cuarzoarenitas finas a muy finas localmente medias de color blanco en menor proporción, presenta concreciones calcáreas y de pirita, con venas también de pirita paralelas a  $S_0$  y desarrollo de clivaje.



**Figura 3.** Secciones estructurales A-A', B-B'. Ver ubicación Figura 2.

**Figura 3.** Structural sections A-A', B-B'. For location see Figure 2.

BIOESTRATIGRAFIA

Fauna Fósil

En cercanías a Pajarito, Boyacá, es frecuente encontrar ejemplares de bivalvos y amonitas, en total se reconocen 8 géneros de amonoideos y 3 de bivalvos.

Amonoideos

En la Formación Lutitas de Macanal, se han reportado fósiles tanto de flora como de fauna a lo largo de toda la secuencia, especialmente en los alrededores de la carretera Bogotá–Villavicencio, región de los ríos Guavio y Batá y en las cercanías de la Sierra Nevada del Cocuy, con rangos entre el Berriasiano, Valanginiano, y sin precisar qué parte del Hauteriviano como se observa en las Tablas 1, 2 y 3:

(Haas 1960; Bürgl 1961<sup>a</sup>, Bürgl 1960b; Hubach 1945; Bürgl 1954; Petters 1954 & Haas 1960 *en* Bürgl 1973). Se encontraron ejemplares pobremente conservados, en su mayoría ejemplares con conchas incompletas y aplastadas, siguiendo la clasificación de (Haas 1960), se pudieron identificar los siguientes ejemplares: *Substeueroce* cf. *mutabile* Haas, *Sarasinella* cf. *hondaana* Haas, *Subalpinites* sp, *Berriasella* sp., *Neocomites* cf. *wichmanni*, *Olcostephanus* sp., *Olcostephanus* cf. *atherstoni* (Sharpe), *Favrella* cf. *colombiana* Haas y *Acanthodiscus* sp. Como se observa

en la (Figura 4), estas formas representan el Berriasiano, Valanginiano tardío y el Hauteriviano temprano, siendo *Substeueroce* cf. *mutabile* Haas, del Berriasiano temprano, *Sarasinella hondaana* Haas, *Subalpinites* sp, *Berriasella* sp., los representantes del Berriasiano tardío. Para el Valanginiano temprano, está *Neocomites wichmanni*, no se encontraron amonoideos del Valanginiano tardío y finalmente *Olcostephanus atherstoni* (Sharpe), *Favrella colombiana* Haas y *Acanthodiscus* sp., los representantes del Hauteriviano temprano.

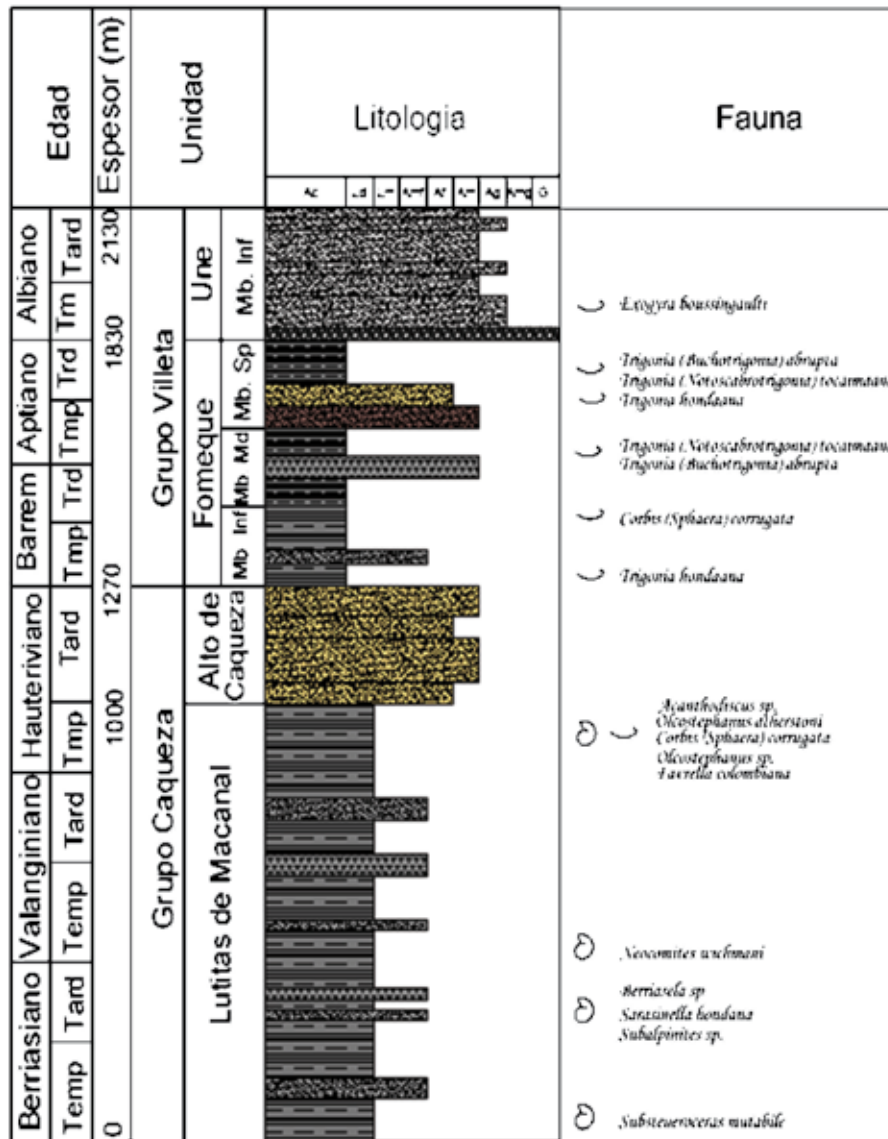
Bivalvos

Los ejemplares colectados están bien conservados en su mayoría y se componen de conchas desarticuladas, con algunas excepciones de conchas articuladas siguiendo la clasificación de Sheibe (1937, 1938), se pudieron identificar: cf. *Corbis* (*Sphaera*) cf. *corrugata* Sowerby, *Trigonia* cf. *hondaana* Lea, *Trigonia* (*Buchotrigonia*) cf. *abrupta* L.V. Buch, *Trigonia* (*Notoscabrotrigonia*) cf. *tocaimaana* (Lea), *Exogyra* cf. *boussingaulti* D’Orb. Como se observa en la (Figura 4), estas formas pertenecen a el Hauteriviano y el Barremiano, como lo indica *Corbis* (*Sphaera*) *corrugata*, cuya distribución vertical, según Sheibe (1937, 1938) es desde el Hauteriviano hasta el Aptiano, se encontraron ejemplares de *C. (Sphaera)* *corrugata* tanto en la Formación Lutitas de Macanal como en la Formación Fómeque, siendo éste el único ejemplar que se encontró en ambas formaciones. Las tres especies diferentes de *Trigonia*, junto con la *E. boussingaulti*, están presentes desde el Barremiano al Aptiano.

Tabla 1. Compilación de ejemplares de amonoideos reportados en la Cordillera Oriental para el Berriasiano  
Table 1. Compilation of ammonoid fossils reported in the Eastern Cordillera for the Berriasian

Haas (1960)		
Berriasiano superior	Sarasinella hondana Haas Sarasinella sp. Leptoceras hubachi (Royo) Leptoceras sp. Kossmatia viterboensis Haas Berriasella sp. 3 Sarasinella sp. 3 Berriasella sp.	Berriasella sp. 2 Subalpinites quadripartitus (Steuer) Subalpinites sp. 1 Subalpinites sp. 2 Substeureiceras permultico statum (Steuer) Neocosmoceras sp. 1 Neocosmoceras sp. 2
Berriasiano inferior	Substeueroce	

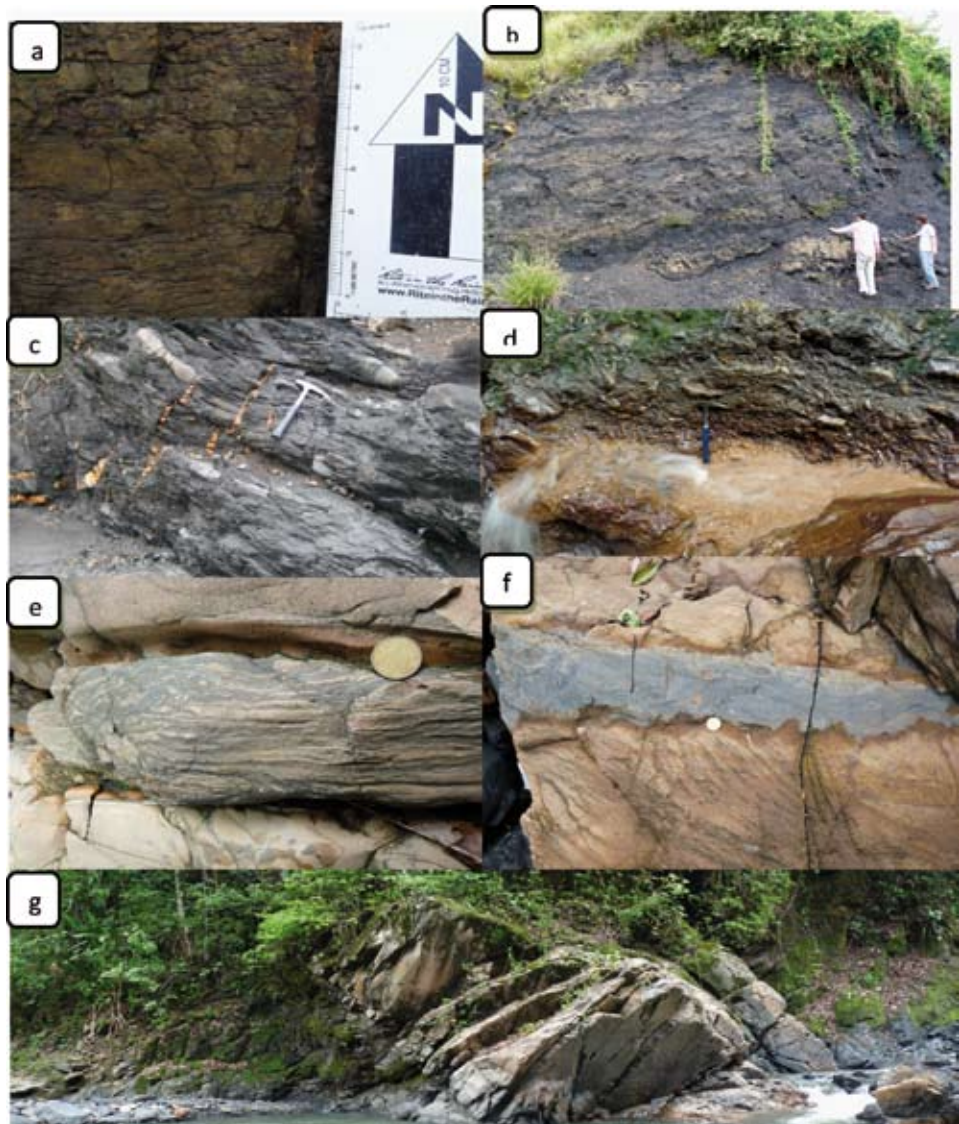




**Figura 4.** Columna Estratigráfica del Cretáceo inferior para el sector oriental del Piedemonte de la Cordillera Oriental

**Figura 4.** Stratigraphic column of the Lower Cretaceous for the eastern sector of the Eastern Cordillera.

**Figura 5.** Formación. Lutitas de Macanal en el bloque colgante de la Falla de Chameza. a) Estructuras sedimentarias que evidencian polaridad en niveles de alternancias de limolitas arenosas cafés con capas ondulosas de materia orgánica, b) a mayor escala los paquetes se encuentran intercalados con capas de shales negros fuertemente deformados Vía Recetor, c) Facies de Lutitas masivas, depósitos hemipelágicos presentan venas de calcita centimétricas perpendiculares a S<sub>0</sub>, Qbda Maracagua, Recetor d) Facies de brechas angulares de guijos y cantos, mal seleccionadas y muy fuertemente cementadas, correspondientes a los lóbulos proximales controlados por paleotopografía, Qbda La Berracana. vía Pajarito. e) & f) Detalle de cuarzoarenitas grises claras muy cementadas de grano muy fino en capas tabulares, regulares que demuestran una laminación interna incipiente, se encuentran interdigitados en las capas niveles oscuros muy finos que muestran estructuras sedimentarias como slumps y estratificación convoluta, etc. posiblemente originadas en un flujo de canales proximales, polaridad normal, ligeramente calcáreas y contienen glauconita, Qbda Magavita, Pajarito. g) Canal proximal, espesor de 4m, geometría lobular, extensión areal indeterminada que se limita entre niveles de limolitas arenosas, Qbda Magavita, Pajarito.



**Figure 5.** Lutitas de Macanal Formation in the hanging wall of the Chámeza Fault, a) Sedimentary structures that evidence the polarity in levels of alternating brown sandy siltstone with wavy organic beds, b) at a broader scale, the beds are interbedded with strongly deformed black shale beds, Recetor Road, c) Massive mudstone facies, hemipelagic deposits, showing centimetric calcite veins normal to S<sub>0</sub>, Qbda Maracagua, Recetor, d) Angular breccia facies of pebble and cobble clasts, badly sorted and strongly cemented, corresponding to proximal lobes controlled by the palaeotopography, Qbda Berracana, via Pajarito, e) & f) Gray, very fine grain, cemented quartz-sandstone in regular, tabular beds with incipient internal laminae, interbedded with dark, fine grained levels with sedimentary structures like slumps, convolute bedding, etc. possibly originated in a flow in proximal channels, normal polarity, slightly calcareous and with glauconite, Qbda Magavita, Pajarito, g) Proximal channel of 4 m thick, lobular geometry, undefined areal extension limited between levels of sandy siltstone, Qbda Magavita.

**Tabla 2.** Compilación de ejemplares de amonoideos reportados en la Cordillera Oriental para el Valanginiano**Table 2.** Compilation of ammonoid fossils reported in the Eastern Cordillera for the Valanginian.

	Haas (1960)	(Burgl (1961)	Burgl 1960b
Valanginiano superior	Olcostephanus sp. Olcostephanus delicatecostatus Berriasella colombiana Haas	Olcostephanus asterianus (D'Orbigny) Olcostephanus boussingaulti (D'Orbigny) Lytoceras sp. Kilianella sp. Neohoploceras sp. Saynella sp. Pseudosterella cf. ubalensis Crioceratites? cf. anfinum (Gerth) Neolissoceras? sp. Leptoceras hubachi (Royo) Leptoceras ubalense Haas	Olcostephanus asterianus (D'Orbigny) Olcostephanus boussingaulti (D'Orbigny) Lytoceras sp. Kilianella sp. Neohoploceras sp. Saynella sp. Pseudosterella cf. ubalensis Crioceratites? cf. anfinum (Gerth) Neolissoceras? sp. Leptoceras hubachi (Royo) Leptoceras ubalense Haas
Valanginiano inferior	Leptoceras ubalaense Haas Pseudoosterella ubalaensis Haas Pseudoosterella sp. Berriasella colombiana Haas	Lyticoceras cf. neumayer (Behrendsen)  Limaites peruanus (Lisson)	

**Tabla 3.** Compilación de ejemplares de amonoideos reportados en la Cordillera Oriental para el Hauteriviano**Table 3.** Compilation of ammonoid fossils reported in the Eastern Cordillera for the Hauterivian.

	Hubach 1945	Parte central y norte de la cuenca, S. N. del Cocuy y Pajarito	Petters, 1954 & Haas, 1960, en Burgl, 1973
Hauteriviano	Crioceras cf. villiersianum (D'Orbigny) Olcostephanus asterianus (D'Orbigny) Olcostephanus boussingaulti (D'Orbigny) Rogersites cf. prosiradiscus Imlay Amontes santanfecinus (D'Orbigny)	Olcostephanus asterianus (D'Orbigny) Favrella colombiana Haas Acanthodiscus? sp. Weischelia peruviana Neumann	Olcostephanus asterianus (D'Orbigny) Olcostephanus aff. atherstoni (Sharpe) Olcostephanus laticosta (D'Orbigny) Olcostephanus delicaticostatus (Haas) Subastieria aff. sulcosae (Pavlov & Lamplugh) Simbirskites? sp. Favrella colombiana Haas Kilianella sp. Acanthodiscus aff. smithi Uhlig
Valanginiano inferior	Leptoceras ubalaense Haas Pseudoosterella ubalaensis Haas Pseudoosterella sp. Berriasella colombiana Haas	Lyticoceras cf. neumayer (Behrendsen)  Limaites peruanus (Lisson)	

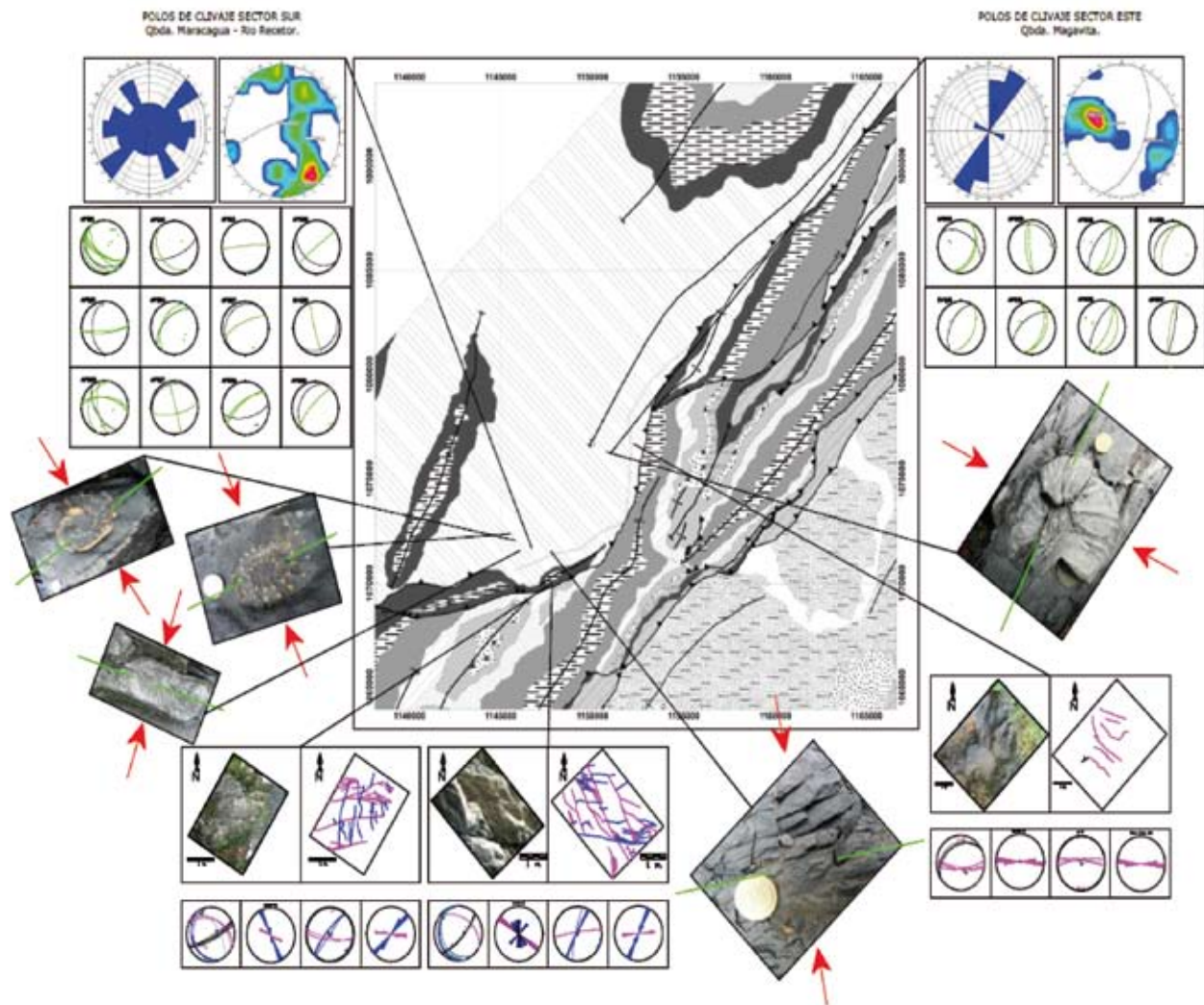
## ESTRUCTURAS Y DEFORMACIONES

### Clivajes

La evaluación de clivajes en este capítulo hace énfasis en el bloque colgante de la Falla de Chámeza, en los drenajes que cortan la estructura denominada Anticlinal de Paya, en la cual aflora la Formación Lutitas de Macanal. El clivaje observado principalmente, ocurre afectando a la Formación Lutitas de Macanal. En el bloque colgante la dirección del clivaje es paralela al trazo de la Falla de Chámeza, y a los ejes de los pliegues y el trazo de la Falla de Chámeza. Los datos de clivaje se separan en dos grupos: Sector Norte en la quebrada la Magavita en cercanías a Pajarito y sector Sur en el Río Recetor, Quebrada Maracagua (Figura 6) en cercanías a

la población de Recetor. La compilación de estos datos indica una lineación NNE para el sector N y ENE para el sector S. si se presume que el clivaje es perpendicular al eje Z del elipsoide de deformación finito, la tendencia de acortamiento concuerda en ambos sectores con la asimetría de los pliegues regionales que poseen flancos suaves inclinados al W y flancos fallados o invertidos hacia el E. En el sector E predomina una lineación N10E paralela al trazo de la falla. En el sector S entre las quebradas Maracagua y el río Recetor la orientación de los clivajes es N60E dirección que en la zona es paralela al rumbo de la falla. De los datos recopilados se observa que los clivajes se mantienen en ambas localidades paralelos al trazo de la Falla de Chámeza, indicando una zona en la cual la deformación se transmite de manera uniforme.





**Figura 6.** Mapa de estereogramas, con planos de clivajes y fracturas, incluyendo amonoides deformados con las direcciones compresivas correspondientes a cada sector, obtenidas de un análisis de deformación en estos ejemplares. Las flechas rojas indican la dirección de S3, y la línea verde indica el rumbo del clivaje. Fracturas Dab (azul), Eac (Magenta). Ver descripción en el texto.

**Figura 6.** Stereogram maps with cleavage and fracture planes, including deformed ammonoids with compressive directions corresponding to each sector, obtained from a deformation analysis of these specimens. Red arrows show the direction of S3, and the green line indicates the cleavage strike. Joints described Dab (blue) Eac (Magenta). See text for details.



### ***Amonoideos como indicadores cinemáticos.***

La colección de ejemplares de amonoideos, y la cuantificación de las deformaciones a través de la restauración de amonoideos deformados, permite en conjunto con la orientación de los clivajes definir una dirección principal de los alargamientos/acortamientos en este bloque (Figura 6). Se retro-deformaron las amonitas aplastadas por medio del programa Japhy 1.1 (Rocha 2003; Rocha & Díaz 2005), y se obtuvieron las espirales deformadas, al aproximar las espirales a una elipse de deformación. Las direcciones de clivaje son paralelas al eje mayor de elongación de las elipses, resultando en una elipticidad mayor ( $R$ ), correspondiente con una mayor deformación. Los valores de  $R$  oscilan entre  $R=1.10$  y  $R=1.35$ , indicando una deformación más o menos constante para el bloque colgante de la Falla de Chámeza, siendo el menor valor 1.16, presente en la Quebrada Maracagua, este valor de deformación corresponde a la zona donde ocurre el cambio de rumbo de la falla, esto puede atribuirse a que en la flexión, los esfuerzos principales tienen varias direcciones en sus componentes. La misma elipse de deformación puede formarse bajo diferente compresión, la mayor compresión no necesariamente es paralela al vector mas corto de la elipse de deformación. El ejemplo clásico de esta situación es una cizalla simple o transpresión. Se obtuvieron por medio de los amonoideos deformados, direcciones de acortamiento (perpendiculares al eje mayor de la elipse) de  $145^\circ$ ,  $156^\circ$ , para el Río Recetor, en la Quebrada Maracagua:  $169^\circ$  y en el sector oriental, en la Quebrada Magavita:  $116^\circ$ , lo que evidencia una rotación en el campo de esfuerzos de aproximadamente  $55^\circ$ , mostrando una relación paralela con la deformación penetrativa. (Figura 6). Los amonoideos deformados hallados funcionan como indicadores cinemáticos, cuyo eje mayor corresponde paralelamente al trazo de la Falla de Chámeza, evidenciando así una rotación del campo de esfuerzos local, que se observa de la misma forma en los clivajes colectados de la Formación Lutitas de Macanal (Figura 6). Los sistemas de fracturas principales corresponden a un set en simetría con rumbo general de las estructuras (Dab-Dac) y un set oblicuo al rumbo de estas (Eab-Eac) estos últimos con direcciones N-S, E-W respectivamente. Estos sistemas se documentan en los pavimentos hallados en la zona; Dab, con un rumbo  $N25E$  conforma un sistema ortogonal con Dac, que aunque no fue documentado en los pavimentos, se encuentra extensamente desarrollado en el área, en muchos casos presentando desarrollos de venas

de calcita y ankerita. La orientación Eac se encuentra bien desarrollada y presenta venas perpendiculares a los clivajes, cuya apertura, es decir  $\sigma_3$ , es directamente perpendicular a las direcciones compresivas que deforman los fósiles (Figura 6).

### **REACTIVACIÓN NEÓGENA DE ESTRUCTURAS TEMPRANAS CRETÁICAS DE RIFT ASOCIADAS CON LA FALLA DE CHÁMEZA, PROCESOS CORTICALES, INFERENCIAS SEDIMENTOLÓGICAS E IMPLICACIONES REGIONALES**

La Falla de Chámeza es una estructura normal heredada del Cretáceo que sufre una reactivación Cenozoica. Esta falla tiene dos dominios, uno de “Thick Skin”, en la parte central del piedemonte (Cooper 1995; Dengo & Covey 1993; Mora 2006), y otro de “Thin Skin” en la región frontal del piedemonte (Martínez 2005; Cazier 1995). Estos dominios estructurales interactúan definiendo el desarrollo de una cadena montañosa plegada, cuya evolución se encuentra controlada por una paleotopografía de fallas normales en-echelon con relevos dextrales, en los cuales una transtensión dextral (Jaillard et al. 1990), posibilita el emplazamiento de rocas mantélicas (piroxenitas y hornblenditas) a través de una discontinuidad profunda, en las fases más intensas del rift andino (Vásquez 2007). La posterior inversión de la cuenca, exhuma estas rocas e imprime clivajes penetrativos en la roca huésped (Formación Lutitas de Macanal), los cuales son paralelos a la Falla de Chámeza. Como consecuencia de una paleotopografía en la cuenca la base de la secuencia post-rift se encuentra estructuralmente más alta en el bloque colgante ya que involucra una sucesión más gruesa de depósitos sin-rift. El espesor de esta sucesión en el bloque colgante de la Falla de Chámeza alcanza los 1200m, mientras que en su bloque yacente es de alrededor 700m (Figura 3), esta diferencia sugiere una paleotopografía que controla procesos de sedimentación durante el Cretáceo temprano. Este control es claro y se documenta por cambios faciales observados en los depósitos sin-rift (Figura 5), que evidencian una somerización de la cuenca en dirección E. Así mismo la geometría de la falla extensional, sugiere que el basamento se encontraba involucrado durante el episodio distensivo; datos gravimétricos (Dengo & Covey 1993), así como

presencia de cuerpos intrusivos de afinidad mantélica, apoyan esta hipótesis. En el modelo “break-thrust” la deformación es transmitida por pliegues y la rotación de flancos durante el crecimiento de los mismos culmina en una ruptura en los estadios tardíos de plegamiento (Figura 3). Las deformaciones dúctiles observadas en las zonas de fallas son acordes con un alargamiento continuo de las capas. Esta situación estructural requiere de un gradiente de temperatura que permita a los materiales conservar su cohesión. Datos de termocronología (Mora 2009), describen 2 escenarios en donde en el primero, un plegamiento precedió la exhumación y dejó diferentes niveles estratigráficos bajo una misma profundidad. El segundo es una erosión muy profunda sobre un periodo de tiempo muy corto y coetáneo sobre la deformación en varias estructuras, las deformaciones observadas apoyan fuertemente el primer escenario donde la deformación por plegamiento ocurre a profundidad suficiente para que los materiales se comporten de forma dúctil, en un estado previo a una exhumación tardía si por otro lado la exhumación hubiese sido sincrónica con el plegamiento y fallamiento, entonces las zonas de falla evidenciarían cataclasis, y no milonitización. Así mismo los datos definen una situación donde los pliegues no son sincrónicos en cuyo caso los pliegues más jóvenes se encontrarían hacia el frente de deformación. Durante la orogenia andina, la contracción de los bloques de basamento resulta en una exhumación que se movió del centro del orógeno hacia el borde oriental (Mora et al. 2010). En consecuencia se observa en una reactivación de la Falla de Chámeza como falla inversa con un componente dextral lateral, y la generación de pliegues paralelos contra límites estructurales predefinidos. La diferencia en el estilo de reactivación se atribuye a la orientación de las anisotropías preexistentes y a la dirección del campo de esfuerzos regional.

## CONCLUSIONES

En el bloque colgante de la Falla de Chámeza, ocurre un clivaje que afecta a la Formación Lutitas de Macanal, la cual conforma el núcleo del Anticlinal de Paya. La dirección del clivaje es paralela al trazo de la Falla de Chámeza, y a los ejes de los pliegues. Se obtuvieron por medio de los amonoideos deformados, direcciones

de acortamiento que son paralelas al trazo de la Falla de Chámeza, lo que evidencia una rotación en sentido horario en el campo de esfuerzos de aproximadamente 55°, mostrando una relación paralela con la deformación penetrativa, esta flexión puede atribuirse a que los esfuerzos principales tienen varias direcciones en sus componentes, y debido a que la misma elipse de deformación puede formarse bajo diferentes condiciones de compresión, estas deformaciones se pudieron haber originado en un escenario tanto de cizalla simple o transpresión. Estas deformaciones apoyan un escenario donde la deformación por plegamiento ocurre a profundidad suficiente para que los materiales se comporten de forma dúctil, en un estado previo a una exhumación tardía.

Siguiendo la clasificación de (Haas 1960) y de (Scheibe 1937) se identificaron fósiles de amonoideos recolectados en la Formación Lutitas de Macanal en el bloque colgante de la Falla de Chámeza con edades Berriasiano, Valanginiano y Hauteriviano, y fósiles de bivalvos de la Formación Fómeque en el bloque yacente con edades Barremiano y el Aptiano de la Falla de Chámeza, lo que demuestra que esta discontinuidad separa dos secuencias de diferentes edades, que sufrieron diferentes tasas de deformación durante la reactivación Neógena.

## Agradecimientos

Los autores agradecen a los revisores Jorge Rubiano y Luis Quiroz, a los profesores Pedro Patarroyo, Fabrizio Cecca, y Rodrigo Rocha por sus comentarios en el presente documento, a los editores de la revista, el profesor Thomas Cramer y Germán Bayona por su amable disposición y colaboración para que este trabajo pudiese ser publicado. La colección de ejemplares fósiles se realizó durante las campañas de campo llevadas a cabo en el Piedemonte Llanero en los meses de junio y julio del 2009 en el marco del convenio UNAL-ICP (Instituto Colombiano de Petróleo), por lo cual agradecemos a los participantes de estos trabajos de campo, y al Dr. Andrés Mora por su contribución al avance del Grupo de Investigación en Geología Estructural y Fracturas. Midland Valley nos otorgó la ciencia académica del software Move® con el cual se realizaron las secciones estructurales.

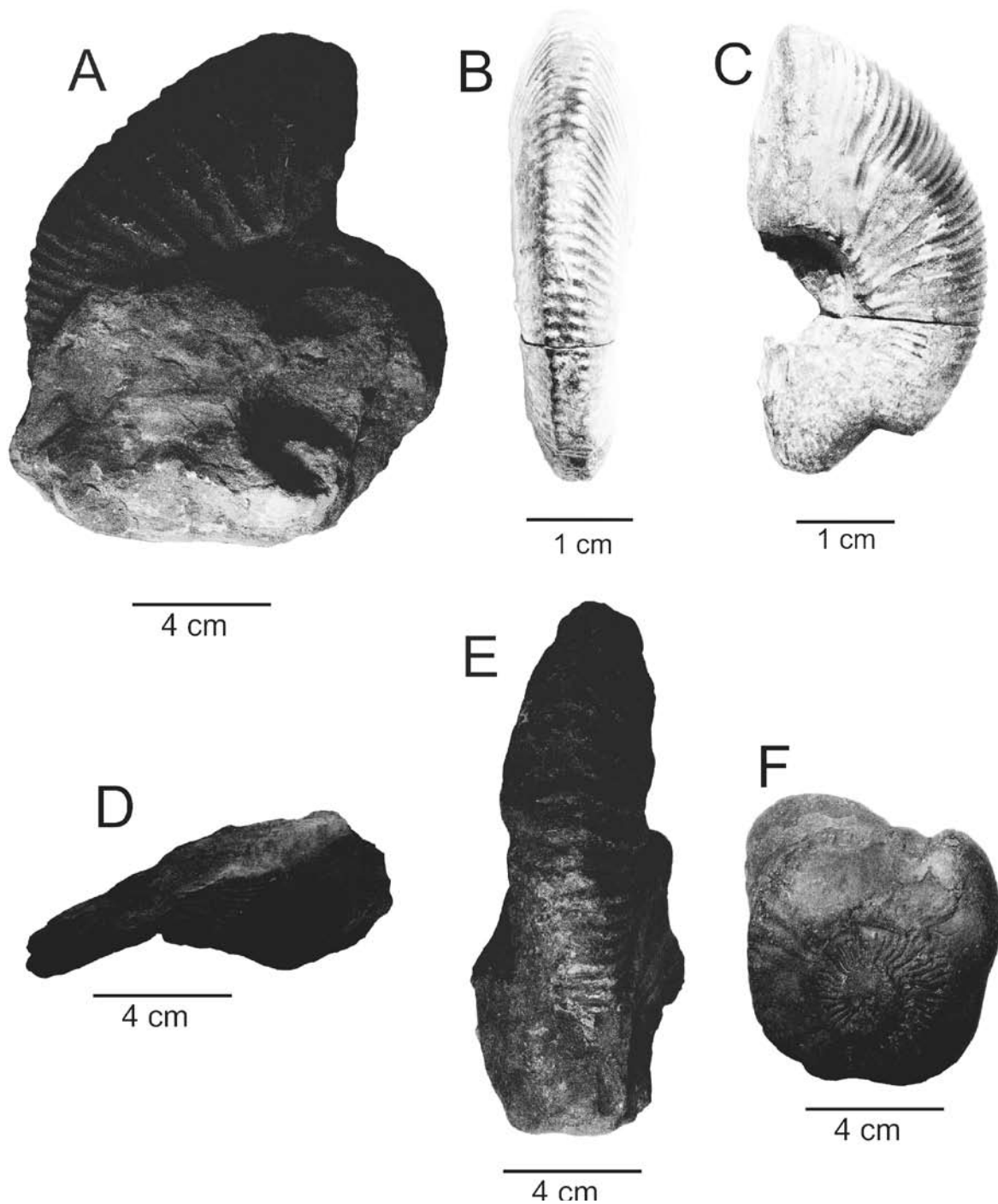
## REFERENCIA

- Beltrán, A. (2009): Caracterización de los Patrones de Fracturamiento en el área del Sinclinatorio de Medina y la Falla de Guaicaramo, Piedemonte Llanero de los Andes Colombianos. Implicaciones en la Exploración y Producción de Hidrocarburos en depósitos del Terciario (Tesis Maestría Geología). 46 pp, Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Geociencias,. Bogotá.
- Bürgl, H. (1954): El Cretáceo inferior en los alrededores de Villa de Leyva y zonas próximas. Boletín Geológico, 2 (1), pp 5-22. Inst. Geol. Nal. Bogotá.
- Bürgl, H. (1960): El Jurásico e Infracretáceo del Río Batá, Boyacá: Boletín Geológico Instituto Geológico Nacional, Vol. 6, No. (1-3), pp 169-211.
- Bürgl, H. (1961): Historia Geológica de Colombia. Revista de la Academia Colombiana De Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Vol. 1, No. (43), pp 137-191. Servicio Geológico Nacional, Bogotá.
- Bürgl, H. (1973): Precambrian to middle Cretaceous stratigraphy of Colombia. Translated by C. Allen and N. Rowlinson. 1973.
- Castellanos, J. (2009): Patrón de fracturamiento en el Anticlinal de Silbadero y su relación con el plegamiento del frente de deformación del bloque colgante de la falla de Guaicaramo. (Trabajo de Grado). 45 p, Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Geociencias, Bogotá.
- Casero, P. Salel, J.F. & Rossato, A. (1997): Multidisciplinary correlative evidence for polyphase geological evolution of the foot-hills of the Cordillera Oriental (Colombia). IV Simposio Bolivariano "Exploración Petrolera en la Cuencas Subandinas", T. 1, pp 119-128.
- Cecca, F. (1998): Early Cretaceous (pre-Aptian) ammonites of the Mediterranean Tethys: Palaeoecology and Palaeobiogeography. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology Vol. 138, pp 305-323.
- Colleta, B., Hebrard, F., Letouzey, J., Werner, P., & Rudkiweicz, J. L. (1990): Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera, Colombia from a balanced cross - 121 - 7. References section, in Letouzey, J., ed., Petroleum and Tectonics in Mobile Belts: Paris, Editions Technip, pp 81-100.
- Cooper, M. A., Addison, F. T., Álvarez, R., Coral, M. Hayward, S. H. Martínez, J. Naar, J. Peñas, R. Pulham, A. J. & Taborda, A. (1995): Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern and Middle Magdalena Valley, Colombia. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 79, No 10, pp. 1421-1423.
- Dengo, C.A., 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), pp. 1315-1337.
- Etayo F. (1964): Posición de las faunas en los depósitos cretácicos colombianos y su valor en la subdivisión cronológica de los mismos. Boletín de Geología, No. 16-17: pp 5-141. Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga.
- Etayo-Serna, F. Solé De Porta, N. & Gaona, T. (2003): The Batá Formation of Colombia is truly Cretaceous, not Jurassic. Journal of South American Earth Sciences, Vol. 16. No. (3), pp 113-117.
- Guerrero, J. (2002): A proposal on the classification of system tracts: aPaglication to the allostratigraphy and sequence stratigraphy of the Cretaceous Colombia Basin. Part 1: Berriasian to Hauterivian. Geología Colombiana, No. 27, pp 3-25.
- Guerrero, J. (2002): A proposal on the classification of System Tracts: APaglication to the allostratigraphic and secuencia stratigraphy of the cretaceous Colombian Basin. Part2: Barremian to Maastrichtian, Geologia Colombiana No. 27, pp 27-49.
- Haas, O. (1960): Lower Cretaceous Ammonites from Colombia, South America. The American Museum of Natural History No. 2005.
- Howell, J. A. Schwarz, E. Spalletti, L. A., Veiga, G. D. (2005): The Neuquén Basin: an overview. The Geological Society, London, Special Publications.
- Hubach, E. (1931): Geología Petrolífera del Departamento de Norte de Santander. Servicio Geológico Nacional, informe N° 176. Parte A.
- Hubach, E. (1945): La Formación Cáqueza, región de Cáqueza (Oriente de Cundinamarca). Compilación de Estudios Geológicos Oficiales en Colombia. T (6), pp 23-26. Servicio Geológico Nacional Bogotá.

- Hubach, E. (1957a) (escrito en 1951): Estratigrafía de la Sabana de Bogotá y alrededores. Boletín Geológico, Instituto Geológico, Nacional., Vol. 5, No. 2, pp 93-112, Bogotá.
- Hubach, E. (1957b): Contribución a las Unidades Estratigráficas de Colombia. Instituto Geológico Nacional, informe N° 1212 (inédito), p 166, Bogotá.
- Jaillard, E., Soler, P., Carlier, G., Mourier, T. (1990): Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model. Journal of the Geological Society, London, Vol. 147, pp 1009-1022.
- Julivert, M. (1968): Lexique Stratigraphique International, Amérique Latine, Union Internationale des Sciences Géologiques, Volume V Fascicule 4a.
- Julivert, M. (1970): Cover and basement tectonics in the Cordillera oriental of Colombia, South America, and a comparison with some other folded chains. - Geological Society of America Bulletin, 81, 3623-3646.
- Kammer, A., (1999): Observaciones acerca de un origen transpresivo de la Cordillera Oriental. Geología Colombiana, 24: 29-53. Bogotá.
- Kammer, A. & Sánchez, J. (2006): Early Jurassic rift structures associated with the Soapaga and Boyacá faults of the Eastern Cordillera, Colombia: Sedimentological inferences and regional implications. - Aceptado para su publicación en el Journal of South American Earth Sciences, Vol. 21 p. 412-422.
- Leanza, A.F. (1945): Amonites del Jurásico superior y del Cretácico inferior de la Sierra Azul, en la parte meridional de la provincia de Mendoza. Anales del Museo de La Plata, Nueva Serie, No 1, pp 1-99.
- Martínez, J. (2006): Structural evolution of the Llanos foothills, Eastern Cordillera, Colombia. Journal of South American Earth Sciences, Vol. 21, pp 510-520.
- McClay, K. R. (1995): The geometries and kinematics of inverted fault systems: a review of analogue model studies. In *Basin Inversion*, ed. J. G. Buchanan and P. G. Buchanan. Geological Society of London Special Publication, Vol. 88, pp 97-118.
- Montaña, J. (2009): Distribución de patrones de fracturamiento en unidades reservorio del Anticlinal de Tierranegra y su relación con el plegamiento. Piedemonte Llanero de la Cordillera Oriental (Trabajo de Grado). - 30pp., Universidad Nacional de Colombia. Departamento de Geociencias, Bogotá.
- Mora, A & Kammer, A. (1999): Comparación de estilos estructurales en la sección entre Bogotá y los Farallones de Medina, Cordillera Oriental de Colombia. Geología Colombiana, Vol. 24, pp. 55 – 82
- Mora, A., Parra, M., Strecker, M. R., Kammer, A., Dimaté, C., Rodríguez, F. (2006): Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia, Tectonics, Vol. 25
- Mora, A. (2007): Inversion tectonic and exhumation processes in the Eastern Cordillera Colombia. Tesis doctoral, Universidad de Potsdam.
- Mora, A., Gaona, T., Kley, J., MONTROYA, D., PARRA, M., QUIROZ, L., REYES, G., AND STRECKER, M.R. (2009) The role of inherited extensional fault segmentation and linkage in contractional orogenesis: A reconstruction of Lower Cretaceous inverted rift basins in the Eastern Cordillera of Colombia: Basin Research, Vol. 21, p. 111-137.
- Mora, A., Horton, B., Mesa, A., Rubiano, J., Ketcham, R., Parra, M., Blanco, V., García, D., Stockli, D. (2010): Cenozoic deformation migration in the Eastern Cordillera of Colombia interpreted from fission track results and structural relationships: Implications for hydrocarbon systems. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V. in press.
- Narr, W. & Suppe, J. (1994): Kinematics of basement involved compressive structures. American Journal of Science, Vol. 294, pp 802-860.
- Patarroyo, P. (2000): Distribución de amonitas del Barremiano de la Formación Paja en el sector de Villa de Leyva (Boyacá, Colombia). Bioestratigrafía.- Geología Colombiana, 25, pp 149-162. Bogotá.
- Pimpirev, C., Patarroyo, P., Sarmiento, G. (1992): Stratigraphy and facies analysis of the Caqueza Group, a sequence of Cretaceous Turbidites in the cordillera oriental of the Colombia Andes. - Journal of South American Earth sciences, V. 5, No. 374, London, pp 297-308.
- Scheibe (1937): Estudios Geológicos y Paleontológicos de la Cordillera Oriental. Druck: P. & G. Gärtner, Bogotá.
- Renzoni, G. (1968): Geología del Macizo de Quetame. Geología Colombiana No. 5: pp 75-127, Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Ciencias, Departamento de Geología. Bogotá.



- Restrepo, P. A. (1989): Restauración de la sección geológica Cáqueza – Puente Quetame: Moderna interpretación estructural de la deformación del flanco Este de la Cordillera Oriental. (Trabajo de Grado 221A), Departamento de Geociencias, Universidad Nacional, Bogotá.
- Riccardi, A.C. Damborenea, S.E. & Manceñido, M.O. (1999): El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. 3. Bioestratigrafía. *In*: CAMINOS, R. (ed.) Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales, No 29, pp 419-432.
- Rocha, R.C. & Dias, R. (2005) - Finite strain analysis in ammonoids; a global approach. *Journal of Structural Geology*, 27(3), pp 475-479.
- Rowan & Linares (2000): Fold evolution matrices and axial surfaces analysis of fault bend folds: a application to the Medina anticline, Eastern Cordillera, Colombia. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, V. 84, pp 741-764.
- Royo & Gomez J. (1945a): Fósiles carboníferos e infracretácicos del oriente de Cundinamarca. *Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales en Colombia*, Tomo VI: pp 193-246. Servicio Geológico Nacional, Bogotá.
- Royo Y Gomez J. (1945b): Fósiles del Barremiense Colombiano. *Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales en Colombia*, Tomo VI. pp 455-594. Servicio Geológico Nacional, Bogotá.
- Rincón, A. & Támara, J. (2005): La Falla de Mirador y su significado para la sedimentación del Titoniano-Neocomiano (Villavicencio, Colombia) [BSc thesis]: Bogotá, Universidad Nacional de Colombia.
- Twiss, R. & Moores, E. (2007): *Structural Geology*, Second Edition. W. H Freeman and Company, New York.
- Ulloa, C. & Rodriguez, E. (1979): Geología del cuadrángulo K-12 (Guatèque). – *Boletín Geológico del Ingeominas*, V. XXII, No. 1, pp 5-55.
- Ulloa, M. Arias, T. A. Solano, S. F. (2000): Caracterización de Unidades Geológicas y Geomorfológicas de Colombia, Formación Lutitas de Macanal, INGEOMINAS.
- Ulloa, M. Arias, T. A. Solano, S. F. (2000): Caracterización de Unidades Geológicas y Geomorfológicas de Colombia, Formación Fómeque, INGEOMINAS.
- Vasquez, M. (2007): Mafic magmatism in the Eastern cordillera and Putumayo basin, Colombia: Cause and Consequences (PhD Thesis).- 120 p. Universität Postdam, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät, Institut für Geowissenschaften, Postdam.



**Lámina No. 1.** Figuras A y E, cf. *Sarasinella* cf. *hondaana*  
Figura B y C, *Neocomites* cf. *wichmanni*  
Figura D, cf. *Substeueroceras* cf. *mutabile*  
Figura F, cf. *Berriasella* sp.

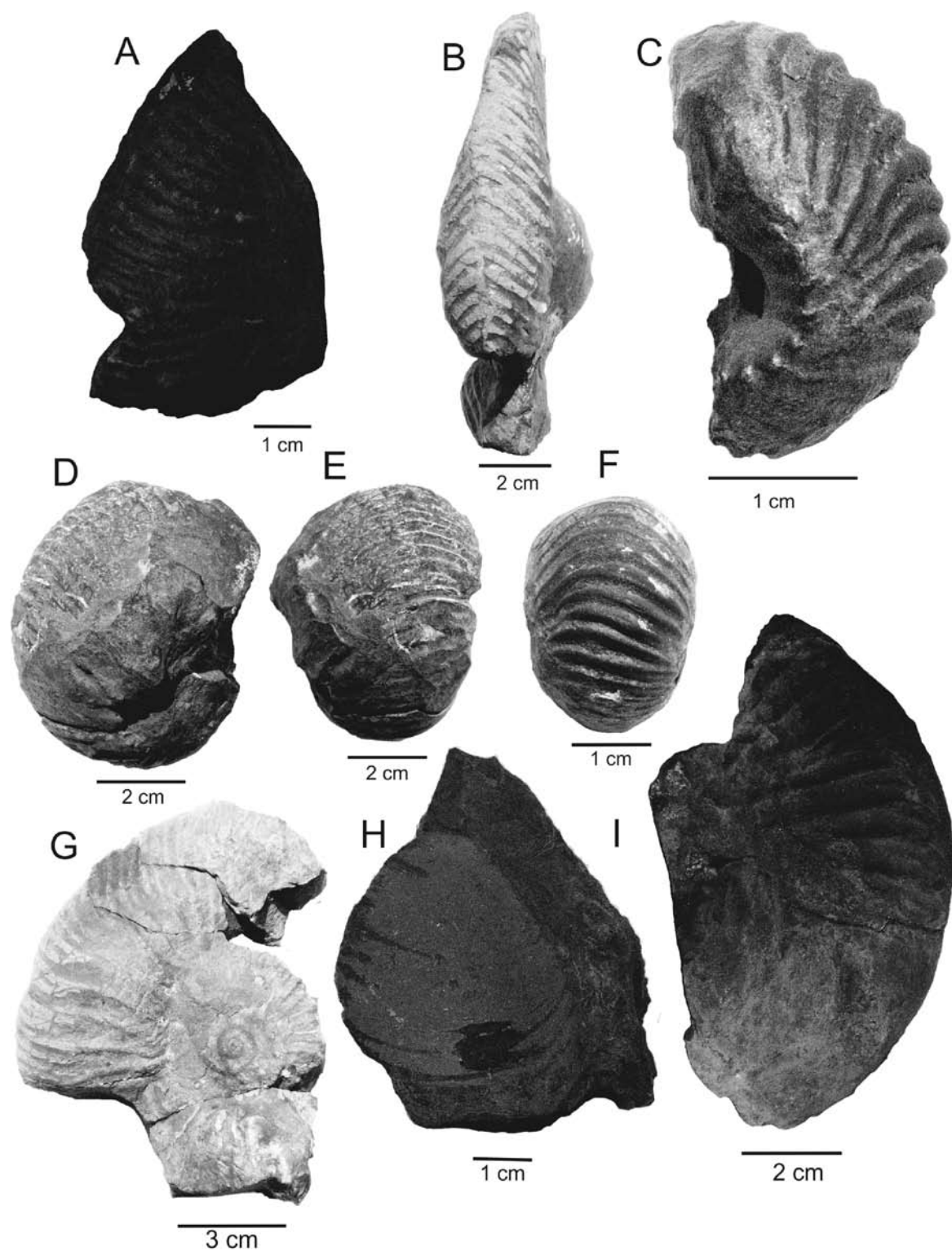
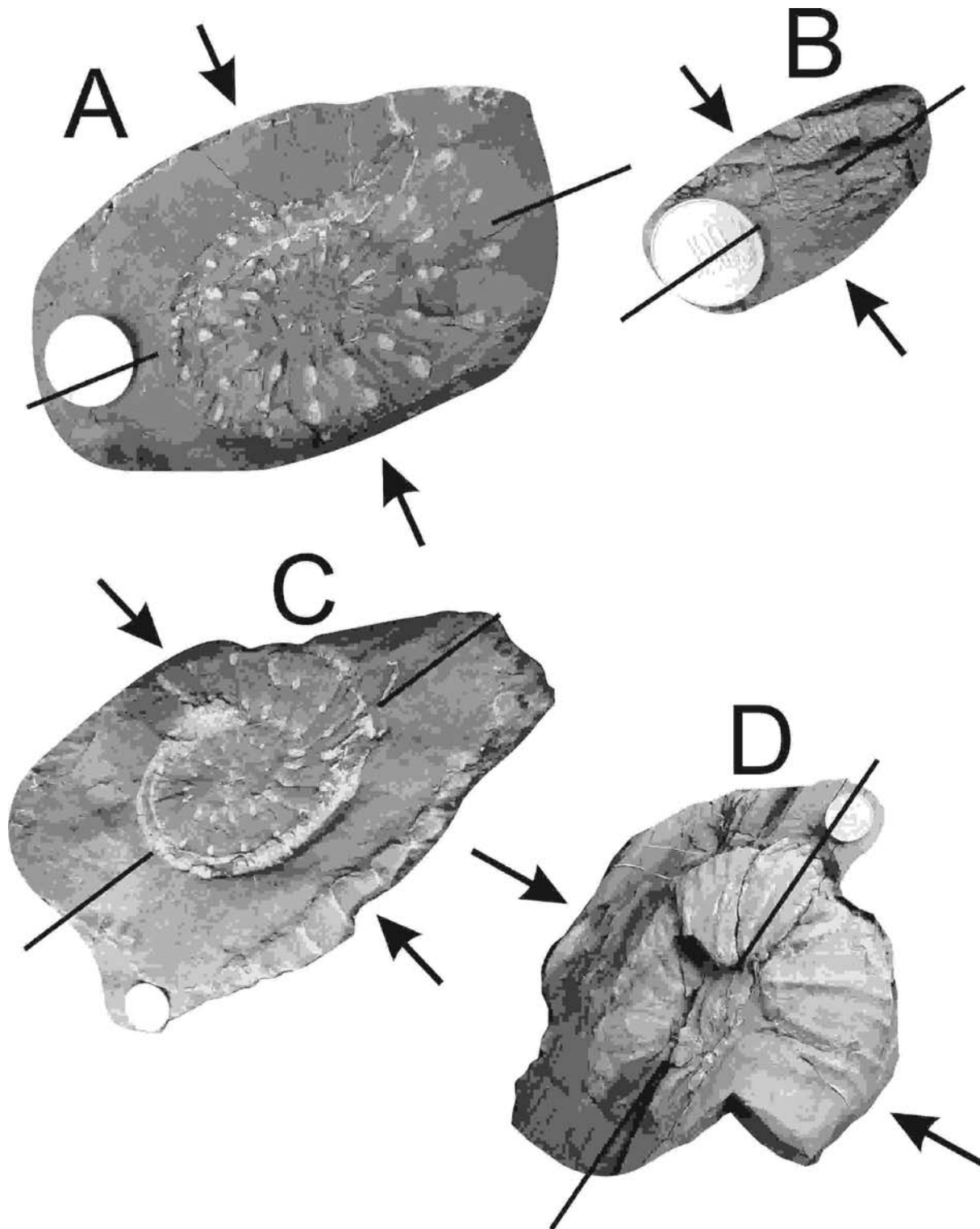


Lámina No. 2. Figuras. A, B, I: Gcf. *Favrella* cf. *Colombiana*. Figura. C, D, E y F: *Olcostephanus* cf. *atherstoni*  
 Figura H: cf. *Corbis* (*Sphaera*) cf. *corrugata*



**Lámina No. 3.** Figura A, C: cf. *Subalpinites* sp. deformadas. Figura B: Amonita indeterminada deformada. Figura D: cf. *Acanthodiscus* sp. deformada. Las flechas indican la dirección de  $\sigma_1$ , las líneas negras indican el rumbo del clivaje.