

# EVIDENCIAS SEDIMENTOLÓGICAS Y ESTRUCTURALES PARA UN ORIGEN PALEÓGENO DE LA FALLA DE CHUSMA, VALLE SUPERIOR DEL MAGDALENA, BORDE OCCIDENTAL DE LA SUB-CUENCA DE NEIVA

## STRUCTURAL AND SEDIMENTOLOGICAL EVIDENCES FOR A PALEOGENE ORIGIN OF THE CHUSMA FAULT, UPPER MAGDALENA VALLEY, WESTERN BORDER OF THE NEIVA SUB-BASIN

*Andreas Kammer, Alejandro Piraquive-Bermudez*

*Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, sede Bogotá*  
e-mail: akammer@unal.edu.co, alekos19a@gmail.com

---

Kammer, A.; Piraquive B., A. (2013). *Evidencias sedimentológicas y estructurales para un origen paleógeno de la falla de chusma, valle superior del Magdalena, borde occidental de la sub-cuenca de Neiva*. GEOLOGIA COLOMBIANA, Vol. 38. Bogotá, Colombia. pp. 43-64.

Manuscrito recibido: 31 de marzo de 2012; aceptado: 1 de julio de 2013

---

### Resumen

El Valle Superior del Magdalena (VSM) se subdivide, por su morfología y sus principales rasgos estructurales, en las sub-cuencas de Girardot y Neiva, a las cuales podría añadirse el Sinclinal de Tarquí como depresión estructural de igual categoría. Estas sub-cuencas se presentan en un arreglo escalonado con saltos sinestrales, mostrando ciertos solapes. Su nexa con la tectónica paleógena se evidencia por una correlación espacial entre los ejes de estas sub-cuencas y una discordancia comúnmente atribuida al Eoceno, cuyo hiato abarca hasta la totalidad de la columna sedimentaria cretácica a paleógena. Estas relaciones apuntan hacia una inversión desde una topografía paleógena positiva hacia la situación actual de una depresión deposicional, que tuvo lugar en el Neógeno temprano. Los altos estructurales del Paleógeno formaron abombamientos alargados con un doble cabeceo y estuvieron delimitados por fallas marginales, entre las cuales se destaca la Falla de Chusma al margen noroccidental de la sub-cuenca de Neiva. Esta falla conserva el buzamiento de una falla normal y controló la acumulación de una secuencia aluvial excepcionalmente espesa perteneciente al Grupo Gualanday. En esta contribución examinamos asociaciones faciales y características deposicionales para las formaciones conglomeráticas y lodo-arenosas de dicho grupo, correlacionándolas con periodos de alta y baja actividad de falla. Al no verse afectado por otras fallas, el bloque hundido (o colgante con referencia a una falla normal) de la Falla de Chusma se unía con el abombamiento de la sub-cuenca de Neiva. Esta particularidad diferencia el ámbito de deformación en consideración de fallas de borde en provincias extensivas afectadas por una tectónica en bloques y una subsidencia regional. Exploramos la posibilidad de asociar esta falla a la constitución de una topografía dinámica, que prefiguró igualmente el abombamiento de la sub-cuenca de Neiva.

**Palabras Clave:** Valle Superior del Magdalena, Grupo Gualanday, Falla de Chusma, cuenca controlada por falla, dinámica de abombamiento de antepaís.

### Abstract

The framework of the Upper Magdalena Valley is highlighted by the two well-known structural depressions of the northern Girardot and Neiva sub-basins, which may be complemented by the southern Tarquí syncline. The-

se structural depressions form a left-stepped, partially overlapping array. A link of these first-order structures to Paleogene tectonics is evidenced by a spatial correlation between synformal hinge areas and an unconformity commonly attributed to an Eocene event, with a hiatus involving up to the entire Cretaceous to lower Paleogene sedimentary column. These relations may be explained by the inversion of a Paleogene structural high to a Neogene depocenter. The Paleogene structural highs compare to forebulges in backarc basins and formed elongated, doubly plunging antiforms with gently inclined flanks bordered by fringing faults, as exemplified by the Chusma fault of the Neiva sub-basin. This fault preserves the attitude of a normal fault and controlled the deposition of an exceptionally thick alluvial sequence ascribed to the Gualanday group. In this report we examine facies associations in conjunction with changes in the accommodation space of conglomeratic and predominantly muddy formations, attempting at correlating them with periods of high to low displacement rates of the Chusma fault. Its lowered block (or hangingwall block with respect to an ancestral normal fault) is not affected by additional faults and thus links directly to the hinge of the forebulge. These structural relations discard a comparison to a breakaway fault at the border of an extensional province prone of recording a tectonic subsidence. Instead, we explore the possibility of associating this fault to the build-up of a dynamic topography, which ultimately gave rise to the paleogene forebulge of the Neiva sub-basin.

**Key words:** Upper Magdalena Valley, Gualanday group, Chusma fault, fault-controlled basin, forebulge dynamics.

## INTRODUCCIÓN

Con su posición detrás del arco volcánico neógeno y actual de la Cordillera Central y su relleno sedimentario eminentemente volcanoclástico, el Valle Superior del Magdalena (VSM) muestra las características de una cuenca de tras-arco. Su posición intermontana entre las cordilleras central y oriental apunta, sin embargo, hacia un contexto particular con respecto a una cuenca flexural de tipo retro-arco andina entre un frente de deformación cordillerano y un antepaís poco deformado (Jordan, 1995). Para apreciar las particularidades de esta cuenca repasamos sus rasgos geológicos sobresalientes:

1. El basamento de las dos cordilleras tiene las mismas características. Comprende franjas discretas de unidades metamórficas meso-proterozoicas o Grenvillianas (figura 1; Jiménez Mejía, Juliani, & Cordani, 2006), que están recubiertas por una asociación magmática-volcánica de un arco jurásico con el Batolito de Ibagué (y cuerpos intrusivos menores) constituyendo gran parte del flanco oriental de la Cordillera Central. Las unidades piroclásticas jurásicas de la Formación Saldaña (G. Bayona & Cortés, 1995) constituyen el basamento pre-cretácico de zonas poco exhumadas.
2. La cobertera cretácica caracteriza una plataforma somera de una cuenca de tipo retro-arco detrás de un margen activo parcialmente emergido (Guerrero, Sarmiento, & Narrete, 2000). En su base, ella contiene un conjunto arenoso fluvial-costero del Cretácico inferior a superior (formaciones Yaví y Caballos; con un espesor acumulado de 300 m), una secuencia marina

de plataforma externa del Cretácico superior (Grupo Villeta; 750 m) y un conjunto arenoso-arcilloso, que marca la somerización de un brazo marino epicontinental (Grupo Oliní y sedimentos asociados; 200 m), cuya sedimentación termina con flujos conglomeráticos de un ambiente deltaico (formaciones La Tabla y Cimarrona), que prograda hacia el interior de la cuenca (Gómez et al., 2003). La sedimentación subsiguiente del cretácico superior a cenozoico está controlada por subsidencias locales, como atestiguan las variaciones de espesor de tres ciclotemas, que comprenden la Formación Seca (400 m a 1000 m), el Grupo Gualanday (hasta 2550 m) y el Grupo Honda (hasta 1500 m) y que se discutirán más adelante. Es de anotar, que el desarrollo de estos depocentros no se ajusta al avance continuo de un frente de deformación.

3. Con el levantamiento de la Cordillera Oriental en el Neógeno (Miocena tardío) se establecen las condiciones de una cuenca intermontana para el VSM. Estas deformaciones neo-andinas igualmente se manifiestan en el piedemonte de la Cordillera Central y se acompañan por un volcanismo neogénico voluminoso (Van der Wiel, Van den Bergh, & Hebeda, 1992). La cuenca de antepaís (o de retroarco), hasta ahora conectada con el área peri-cratónica del Escudo de Guayana, se divide en dos por el levantamiento de las estribaciones meridionales de la Cordillera Oriental y se establecen las dimensiones actuales del (Guerrero, 1993; Hoorn et al., 1995). A partir de esta época el VSM separa dos frentes de deformación con vergencia opuesta.

Por la ubicación actual intermontana del VSM y considerando los centros de subsidencia aislados para el Paleógeno y Neógeno temprano, es posible descifrar eventos tectónicos, recurriendo a patrones deposicionales, como estratos de crecimiento y discordancias angulares, así como a sus intervalos de no sedimentación. En el caso del VSM (y del Valle del Magdalena en general) se reconocen tres ciclos deposicionales, cada uno marcando una etapa característica en la evolución de esta cuenca intermontana:

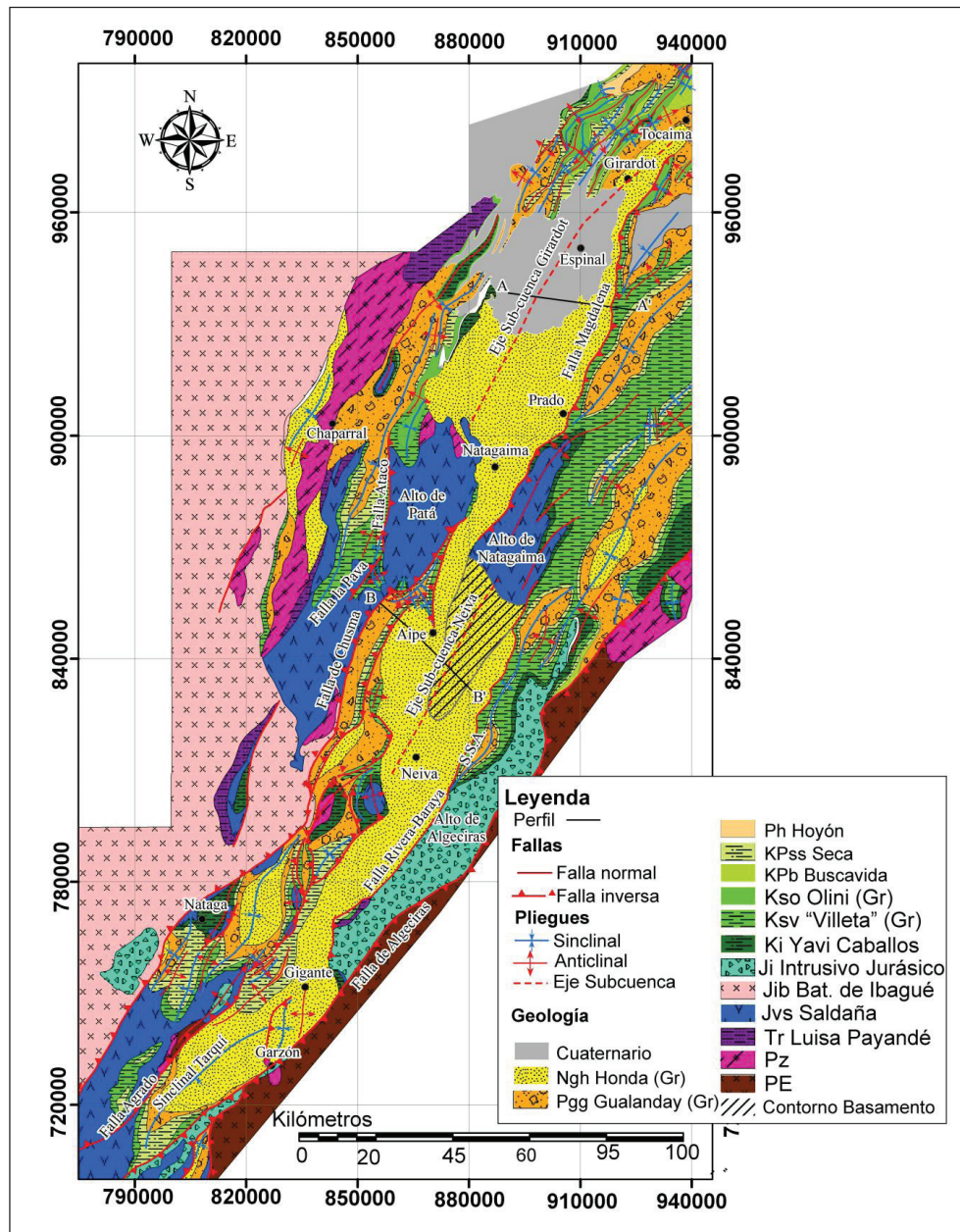
1. El primer ciclo abarca un periodo del Cretácico tardío al Paleógeno y coincide con la depositación de la Formación Seca (o formaciones equivalentes), la cual puede alcanzar un espesor de hasta 700 m en la sub-cuenca de Girardot (Ramón & Rosero, 2006) y variar su espesor de 400 m a 1000 m en el margen noroccidental de la sub-cuenca de Neiva (Ferreira, Nuñez & Rodríguez, 2002). La naturaleza agradacional de unidades compuestas por depósitos de paleo-canales y llanuras aluviales, documenta una alta tasa de subsidencia (Ramón & Rosero, 2006) y en líneas sísmicas se reconocen estratos de crecimiento en los bordes de depocentros (Montes, Hatcher & Restrepo-Pace, 2005).
2. El segundo ciclo se inicia por encima de la discordancia regional atribuida del Eoceno (Villamil, 1999; Gómez et al., 2003; Ramón & Rosero, 2006) y comprende en el VSM los sedimentos aluviales del Grupo Gualanday, el cual se dividió en la sub-cuenca de Girardot en las formaciones de Gualanday inferior, medio y superior (De Porta, 1965) o Chicoral, Potrerillo y Doima (Chenevart, 1963). Esta división tripartita se da por la naturaleza conglomerática de las formaciones inferior y superior y lodo-arenosa de la formación intermedia. En la sub-cuenca de Neiva esta alternancia se complementa hacia arriba por una formación lodo-arenosa, otra conglomerática y termina con una lodo-arenosa (Beltrán & Gallo, 1968) (Ferreira, Nuñez & Rodríguez, 1998).
3. El tercer ciclo abarca el Grupo Honda del Mioceno y registra el aporte volcanoclástico del arco volcánico neógeno de la actual Cordillera Central (Van der Wiel, Van den Bergh, & Hebeda, 1992; Guerrero, 1993). Esta secuencia reposa en discordancia sobre unidades plegadas de los frentes de deformación de las cordilleras Central y Oriental y exhibe su depocentro sobre los ejes de las sub-cuencas del VSM, documentando de esta manera la existencia de una depresión interandina con una morfología comparable a la de la situa-

ción actual y un drenaje controlado por una depresión andina axial, que suplantó el drenaje del Neógeno temprano direccionado hacia el antepaís (Guerrero, 1993; Hoorn et al., 1995).

Esta contribución se centra en el segundo ciclo deposicional del Paleógeno y su marco tectónico. Nos apoyamos en una cartografía de las unidades plegadas del Grupo Gualanday, que están particularmente bien expuestas entre la Q. Bambucá y el Río Aipe al W de la población de Aipe (figura 3). En esta área el Grupo Gualanday está limitado por la Falla de Chusma, una falla de significado regional por confinar la sub-cuenca de Neiva contra el basamento principalmente jurásico de la Cordillera Central. Un motivo de este estudio es examinar variaciones faciales y cambios en la organización interna de las secuencias sedimentarias hacia esta falla y documentar un nexo entre sedimentación y la actividad de la Falla de Chusma. Nuestros datos aún son poco representativos para establecer un modelo regional. Sin embargo, queremos instigar una discusión sobre el significado de un evento tectónico paleógeno aún poco comprendido, cuyo alcance regional se ha resaltado por dataciones geocronológicas en zircones (Germán Bayona et al., 2012).

## MARCO GEOLÓGICO

A pesar de su diversidad estructural, el VSM muestra una constelación de primer orden relativamente sencilla por la existencia de tres depresiones estructurales, que identifican las sub-cuencas de Girardot y Neiva (Ramón & Rosero, 2006) en sus segmentos norte e intermedio, y el Sinclinal de Tarquí en su terminación sur (Diederix & Gómez, 1991). Para el ciclo sedimentario del Mioceno, estas depresiones representan depocentros del Grupo Honda y de la Formación Gigante, que alcanzan un espesor compuesto de hasta 2300 m (Van der Wiel, Van den Bergh, & Hebeda, 1992). Existe una correlación estrecha entre estos depocentros y la magnitud del hiato estratigráfico de la discordancia del Eoceno, contraste que sorprende por concatenar un sitio de mayor subsidencia con un sitio de mayor levantamiento y que tiene su explicación en una inversión paleo-topográfica, que afecta un alto de basamento paleógeno para convertirlo en una depresión neógena a actual. Las sub-cuencas se suceden en forma escalonada, definiendo relevos sinestrales entre sí y mostrando un cierto grado de solape (figura 1). Cada depresión está flanqueada por fallas de borde, que se han reportado como fallas inversas con respecto a la tectónica contraccional del Neógeno en la cartografía geológica. En el contexto de cuñas tectónicas estas fallas representan las fallas principales en la espalda de abanicos, o fallas



**Figura 1:** Mapa estructural del Valle Superior del Magdalena mostrando la extensión de las subcuencas de Girardot y de Neiva, así como y del Sinclinal de Tarquí. Se señalan los altos estructurales de Pata y de Natagaima en la continuación de las sub-cuencas de Girardot y de Neiva. En la parte septentrional de la sub-cuenca de Neiva el trazo discontinuo muestra la extensión del área, en donde la formación Barzalosa descansa sobre el basamento jurásico. Las líneas ubican las secciones transversales de las figuras 2a y 2b. -Mapa referenciado con las coordenadas planas de Bogotá. Fuentes: Diederix & Gómez, 1991; Marquinez & Velandia, 2001; Rodríguez & Nuñez, 1995; Téllez & Navas, 1962; Montes, 2005; levantamientos propios.

maestras de un “*trailing imbricate fan*” (Butler & Schamel, 1988).

A continuación comentamos acerca de unos rasgos particulares de este marco, apoyándonos en una compilación cartográfica (figura 1) y en la interpretación de 25

registros de pozos exploratorios perforados en los años 1980 y a principios de los 1990, que nos fueron facilitados por Ecopetrol. Para designar estos altos estructurales recurrimos al término descriptivo de “*abombamiento*” de antepaís, el cual podría asociarse dentro de un contexto de una respuesta flexural litosférica o de una topografía



dinámica a un “*forebulge*” de una cuenca de tipo tras-arco (DeCelles & Giles, 1996; Dávila & Lithgow-Bertelloni, 2013).

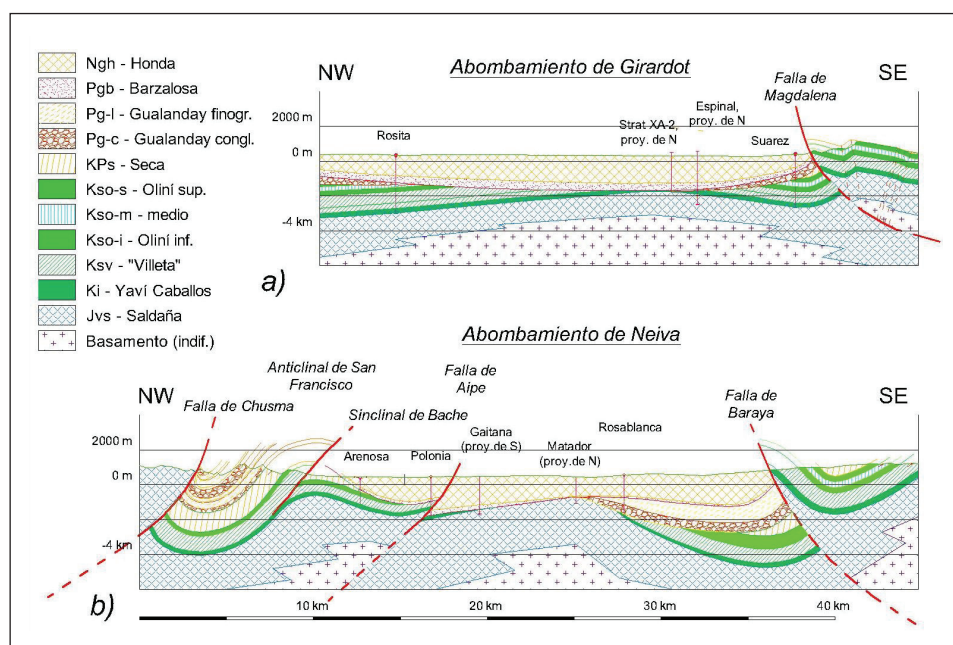
La *depresión estructural más septentrional* se asocia a la sub-cuenca de Girardot. Su extensión se visualiza en la figura 1 por medio de un eje, que termina en el NNE en un cierre sinclinal al NE de Tocaima. Hacia el SSW esta depresión se conecta, sobre una distancia de 150 km, con el Alto de Patá (figura 1; Ramón & Rosero, 2006) mostrando en este trayecto un cambio morfológico de depresión a alto estructural y un cierto solape con la sub-cuenca de Neiva en su costado SE. En la zona de relevo de estos dos elementos estructurales se encuentra el umbral de Natagaima, el cual expone una cobertera neógena delgada del Grupo Honda por encima de la Formación Saldaña. El Alto de Patá está bordeado por las fallas de La Pava en su flanco occidental y de Chusma en su flanco oriental (figura 1).

Hacia la sub-cuenca de Girardot el basamento jurásico del Alto de Patá está cubierto por sedimentos neógenos, definiéndose un hiato erosivo, que abarca la columna sedimentaria cretácica a paleógena. La conservación de retazos cretácicos a paleógenos en su borde suroccidental y de la columna cretácica en los núcleos de sinclinales en su terminación sur (bloques hundidos de la Falla La Pava y Sinclinal de La Media Luna; figuras 1 y 3) indican una reducción o hasta desaparición del hiato erosivo en esta

área. En el borde oriental del Alto de Patá la cobertera cretácica se presenta en el bloque hundido de la Falla de Chusma. En este flanco del Alto de Patá la Falla de Chusma delimita el área, en la cual los sedimentos neógenos descansan sobre el basamento jurásico.

La inversión de depresión a alto estructural tiene su explicación examinando la relación entre eje estructural y discordancia en sectores más al N. En la parte central de esta sub-cuenca, el basamento pre-neógeno conserva una estructura en forma de abombamiento amplio, en cuya área de bisagra la discordancia se profundiza hasta llegar al basamento jurásico (figura 2a). La discordancia angular está sellada por una unidad de un espesor uniforme, la cual no registra ni los efectos erosivos del abombamiento, ni un aumento por la formación de un depocentro, conforme a la situación del Neógeno. Se trata de la Formación Barzalosa, una unidad arenosa-conglomerática atribuida al Oligoceno por su posición estratigráfica y su contexto regional (De Porta, 1965, 1974). Para esta formación los registros de pozo reportan espesores entre 250 m a 500 m, señalando un periodo de quietud tectónica.

En la terminación norte del Sinclinal de Tocaima la discordancia del Eoceno medio abarca un intervalo menor, al cortar las formaciones del Cretácico superior de un antiforme amplio, que se conecta con el Anticlinal de Apulo (Acosta & Ulloa, 1998). Para nuestros propósitos, este sitio reviste un mayor interés por ubicarse en la conti-



**Figura 2:** Secciones transversales representativas. -2a) Sección por la sub-cuenca de Girardot; 2b) Sección por la sub-cuenca de Neiva. – Los pozos se construyeron con la información de topes de las unidades perforadas.

nuación de un sinclinal neógeno y por contraponer este sinclinal con un alto paleógeno aplanado por la discordancia, situación que se encuentra, esta vez, accesible a la observación superficial. En este lugar, la discordancia está suprayacida por una secuencia, que alterna repetidamente entre conglomerados o arenitas a lodolitas y que ha sido asignada a la Formación Barzalosa por Acosta & Ulloa (1998) o a la Formación Doima por Chenevart (1963). Por mantener una continuidad alrededor del Sinclinal de Tocaima y unirse con las unidades del lugar tipo de Barzalosa, la primera interpretación parece más acertada.

Resumiendo, la discordancia se desarrolló anteriormente a la depositación de la Formación Barzalosa y puede asimilarse a un arqueamiento de las unidades subyacentes a la Formación Barzalosa en la parte central de la sub-cuenca. Por su misma presencia ella suministra un criterio para delimitar la extensión axial y lateral de un domo relativamente estrecho con un ancho de alrededor de 10 km (figura 2a) y una longitud de unos 120 km.

El *depresión estructural intermedia* de la sub-cuenca de Neiva se presenta en la prolongación del Alto de Natagaima, el cual forma un domo al costado suroccidental de la sub-cuenca de Girardot (figura 1; Ramón & Rosero, 2006). Igual como ocurre para la prolongación NNE del alto de Patá, este alto evidencia una inversión a una depresión deposicional para el Neógeno, pero esta vez en dirección SSW hacia la sub-cuenca de Neiva, en la cual el mayor desarrollo del hiato estratigráfico coincide con el depocentro del Grupo Honda. La Formación Barzalosa recubre la discordancia con excepciones a altos estructurales del Desierto de la Tatacoa, como el Cerro Gordo (Acosta et al., 2002), en donde los estratos basales del Grupo Honda muestran una relación de tipo “*onlap*” contra las unidades volcánicas del basamento jurásico (Fields, 1959; Guerrero, 1993), sellando de esta manera accidentes topográficos de una superficie de erosión,

cuyos altos no alcanzaron a ser recubiertos por la Formación Barzalosa.

El área definida por la mayor extensión del hiato (o el área con la Formación Barzalosa descansando directamente sobre el basamento), delinea una terminación periclinal con un cabeceo hacia el SSW en directa continuidad con el Alto de Natagaima (figura 1). El corte transversal de la figura 2b se construyó por el amarre de dos pozos ubicados en el plano de la sección y la proyección de otros pozos, considerando un cabeceo SSW por la interpolación de los topes formacionales. El abombamiento paleógeno muestra flancos poco inclinados, que podrían corresponder a los buzamientos paleógenos, por considerar los efectos “negativos” de la inversión neógena, que fueron neutralizados (?) por un abombamiento renovado durante la depositación del Grupo Honda y el plegamiento del Mioceno superior.

Las fallas de borde de esta depresión son las de Chusma hacia el flanco de la Cordillera Central y de Rivera-Baraya hacia el frente de deformación de la Cordillera Oriental (figura 1). La Falla de Chusma limita la secuencia paleógena gruesa (>2500 m; tabla 1) del Grupo Gualanday en su bloque oriental hundido. En el borde oriental de la sub-cuenca de Neiva las secuencias paleógenas de unos 1800 m de espesor ocupan los bloques colgantes de la Falla de Rivera-Baraya (Fúquen & Osorno, 2002; tabla 1).

La *depresión estructural meridional* del Sinclinal de Tarquí expone, debido a su cabeceo hacia el NE, la cobertura cretácica-paleógena en la posición más meridional del VSM. Hacia la Cordillera Central este sinclinal está delimitado por la Falla de Agrado y contra el Macizo de Garzón por la Falla de Algeciras. Una razón de separar este sinclinal de la sub-cuenca de Neiva radica en la discontinuidad de estas fallas de borde, como lo demuestran los relevos entre las fallas de Chusma y de Agrado,

Tabla 1. Compilación de espesores

Unidades		Subcuencas de Girardot				Sub-cuenca de Neiva								Cordillera Oriental		VSM, S de Neiva								
		Girardot		Rio Prado		Palermo-San Luis						Rio Aipe		Sinclinal de Colombia		Sinclinal Tesalia								
Doima		min.	max.	1650	min.	max.	170	Beltrán y Gallo (1968)	min.	max.	min.	max.	este trabajo	300	Fiquén & Osorno (02)	Arcilloilitas Rio Cabrera	150	Jiménez et al. (2012)	min.	max.				
		200	425		750	750			725	1500	350	1050				Conglom. Santana	550							
Potrerillo		200	1300		600	700			144	150	700	700				700	700		800	Arcilloilitas San Marcos	680	421		
Chicoral	Tesalia Baché Palermo	200	1300		300	350			334	505	60	125				890	800		1700	625	440	390	Arenitas San Andrés	570
Gualanday		600	3025		1650	1800		1213		1286	4300		1850	3450		2555		Total Sincl. Colombia	1950	1618	2022			

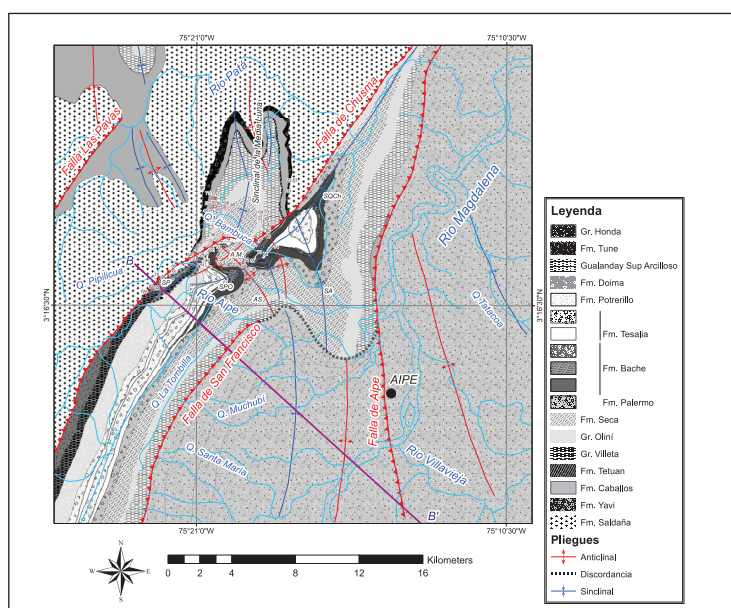
por un lado, y entre las de Rivera-Baraya y de Algeciras por otro lado. Evidencias para una discordancia con un hiato correspondiente a la totalidad de la cobertera cretácica a paleógena se encuentran en la terminación NE de esta depresión, cerca de Gigante, en donde depósitos volcanoclásticos del Mioceno tardío (Formación Gigante) suprayacen un basamento granítico jurásico en la culminación de un abombamiento, que corresponde al Alto de Algeciras (figura 1). Retazos de sedimentos cretácicos en sus flancos, que se complementan alejándose de la bisagra (figura 1), repiten el patrón observado en los otros dos abombamientos. Hacia el centro de esta sub-cuenca y en su borde oriental, cerca de Garzón, Diederix & Gómez (1991) reportan una discordancia, en donde unidades neógenas recubren rocas graníticas y sedimentos paleozoicos. En su terminación SW, esta depresión exhibe la columna cretácica a paleógena completa, evidenciándose una terminación periclinal de este abombamiento paleógeno al S de Tarquí.

### CARACTERÍSTICAS CARTOGRÁFICAS Y LITOESTRATIGRÁFICAS DEL GRUPO GUALANDAY

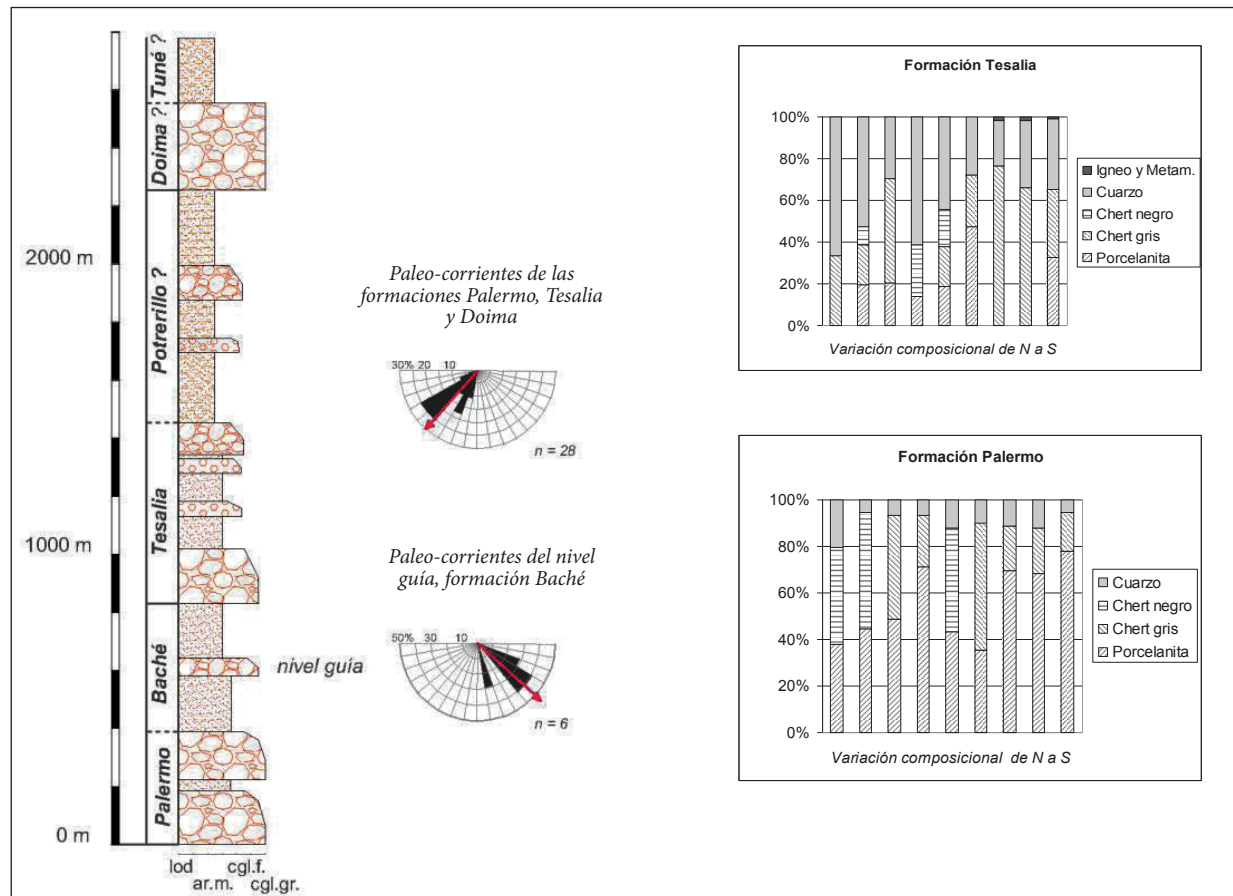
Para caracterizar las litologías y asociaciones faciales del Grupo Gualanday nos apoyamos en el levantamiento cartográfico de los alrededores de la Quebrada Bambucá (plancha 302-iv-A, escala 1:25.000) y los estudios estratigráficos de Anderson (1972) y de Van Houten & Travis

(1968) en sitios localizados en este mismo borde occidental de la sub-cuenca de Neiva. Nuestra área de estudio abarca esencialmente el bloque hundido de la Falla de Chusma y una flexión conspicua, definida por un cambio de rumbo de una dirección regional NNE-SSW hacia una dirección E-W en un intervalo de algo más de 2 km (figura 3). Considerando este rumbo transversal entre dos segmentos sino rectos, esta flexión se enmarca dentro de un relevo de falla, al cual nos referiremos como relevo de la Quebrada Bambucá.

En el área de estudio el Grupo Gualanday abarca las seis formaciones cartografiadas mencionadas, las cuales podrían resumirse en tres ciclos sedimentario grano-decrecientes, cada uno comprendiendo una secuencia conglomerática en su base y otra predominantemente lodo-arenosa en su techo (figura 4). Las tres formaciones basales tienen nombres propios de la sub-cuenca de Neiva, de acuerdo al trabajo de Beltrán & Gallo (1968), mientras que las tres formaciones superiores se referencian con nombres de la sub-cuenca de Girardot (figura 4; Ferreira, Nuñez, & Rodríguez, 1998; Marquínez, Morales, & Caicedo, 2002). Las formaciones de la sub-cuenca de Neiva se acuñan inmediatamente al N del área de estudio (figuras 1 y 3), impidiendo una correlación lito-estratigráfica con las unidades de la sub-cuenca de Girardot. Autores de trabajos regionales, como Raasveldt (1956), proponen una equivalencia entre las formaciones



**Figura 3.** Mapa geológico del área de estudio. – Coordenadas planas de Bogotá. Siglas: AM – Anticlinal de Miraflores, SPO – Sinclinal de La Peña Oscura, SQCh – Sinclinal Quebrada Chorrillo, AS – Anticlinal La Silla, SA – Sinclinal de Aipe, SP – Sinclinal de Pipilicué. La línea B-B' ubica la sección transversal de la figura 2b.



**Figura 4:** a) Columna lito-estratigráfica construida a partir de una sección estructural del cañón del Río Aipe. -Las designaciones de las formaciones se adoptaron de Beltrán & Gallo (1968). Los diagramas rosa indican direcciones de paleo-corriente para las formaciones Palermo, Tesalia y Doima y para el nivel guía de la formación Baché. – b) Diagramas composicionales para 9 sitios de conteo del margen noroccidental de la sub-cuenca de Neiva. Datos extraídos de Van Houten & Travis (1968; compare con su figura 8). Obsérvese el aumento del contenido de cuarzo al costo de los componentes de chert y porcelanita en la Formación Tesalia. Componentes de tobas silíceas (Formación Saldaña) se presentan en proporciones subordinadas solamente en la Formación Tesalia.

de Palermo, Baché y Tesalia del área de estudio con las formaciones de Chicoral, Potrerillo y Doima (o Gualanday inferior, medio y superior) de la sub-cuenca de Girardot. Beltrán & Gallo, (1968; véase también la figura 9 de Houten & Travis, 1968), por su lado, correlacionan las tres formaciones basales de la sub-cuenca de Neiva con la Formación de Chicoral únicamente. Esta incertidumbre cuestiona la aplicación de los nombres de Potrerillo y Doima a una formación predominantemente lodo-arenosa y otra eminentemente conglomerática, que se presentan por encima de la Formación Tesalia. Para una secuencia lodo-arenosa con niveles de carbón en el tope de Doima, Ferreira et al. (2002) sugirieron el nombre de Tuné, nombre inicialmente reservado para una formación definida por Stirton (1953) cerca de Chaparral en el borde occidental de la sub-cuenca de Girardot. En estos sedimentos Stirton (1953) determinó una fauna de vertebrados y la asignó al Oligoceno inferior.

Los afloramientos del área de trabajo dan acceso a intervalos fragmentados de la columna general. La columna completa de la figura 4 se construyó para el cañón del Río Aipe en base de criterios morfológicos. En ella se diferencian los 3 ciclos sedimentarios, cada uno siguiendo una tendencia grano-decreciente, considerando una evolución continua entre formaciones conglomeráticas a finogranulares. Los contactos basales de estos ciclos son netos.

A nivel cartográfico, las formaciones conglomeráticas y lodo-arenosas muestran, en cuanto a la variación de sus espesores, dos patrones opuestos: Las formaciones conglomeráticas de Palermo, Tesalia y Doima mantienen o aumentan sus espesores hacia la Falla de Chusma. Sus unidades litológicas conservan el carácter grueso-granular hasta la falla y contienen, en su parte basal, sólo subordinadamente alternancias lodo-arenosas. Hacia el tope aumenta la proporción de las alternancias lodo-arenosas.



Las formaciones lodo-arenosas de Baché y Potrerillo, sin embargo, se adelgazan como conjunto hacia la Falla de Chusma. Estas formaciones incluyen intercalaciones conglomeráticas, que forman niveles guías en corredores alejados a la falla, pero que se pinchan acercándose a la falla. Estas formaciones definen cuñas que se abren hacia un antepaís localizado hacia más al E.

Para *Formación Palermo* en el cierre periclinal del Anticlinal de Miraflores se confirma el primer patrón en cuanto a un espesor, que aumenta ligeramente hacia la falla. Proyectando los límites de las unidades conglomeráticas a un perfil inclinado (y perpendicular al eje de pliegue) se obtiene un espesor de 900 m para esta formación (figura 5). Las unidades conglomeráticas de la parte superior se acuñan aún dentro del flanco noroccidental del Anticlinal de Miraflores (figura 6) y resaltan dicho patrón.

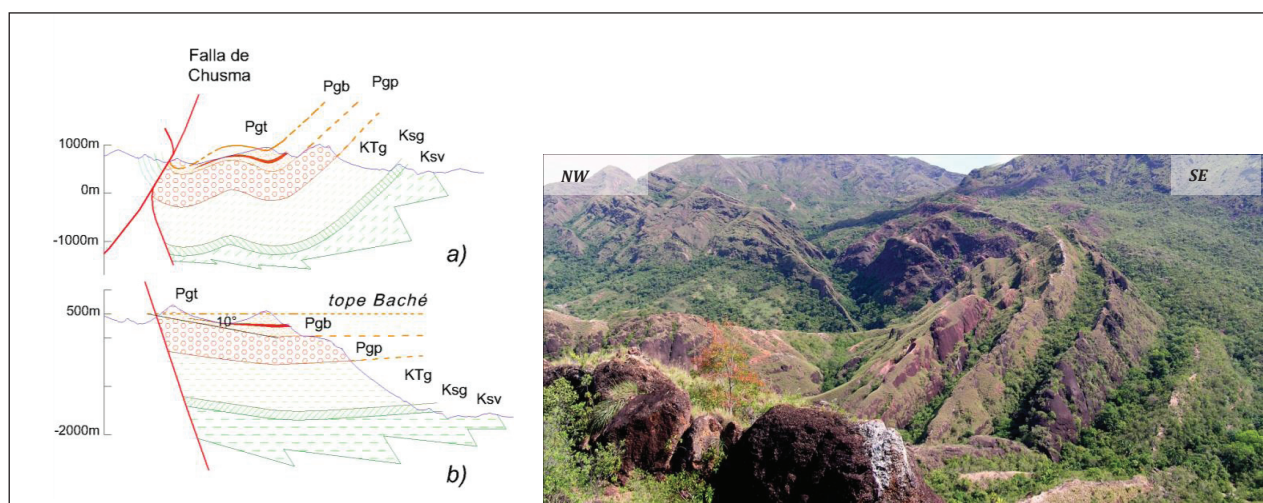
La *Formación Tesalia* muestra igualmente un espesor mayor en áreas contiguas a la falla. Al S de la zona de relevo de la Quebrada Bambucá la Formación Tesalia constituye una cuchilla sobresaliente a lo largo de la Falla de Chusma, exponiendo conglomerados sin intercalaciones lodo-arenosas.

La *Formación Doima*, por su lado, se presenta en el área de bisagra del Sinclinal de Pipilicú (figura 3) como cuña, que se pincha en el flanco oriental de esta estructura, chocándose en discordancia angular de hasta  $10^\circ$  contra los estratos de tope de la Formación Potrerillo (figuras 7 y 8).

Estas relaciones apuntan hacia un contacto “on-lap” para un estado retro-deformado y suponen un basculamiento pre-deposicional de su base (figura 7a). En su forma restaurada la cuña sedimentaria muestra un ángulo apical de  $19^\circ$  (figura 7b) de una mini-cuenca de un ancho de apenas 1500 m, que debería corresponder al relleno parcial de un semi-graben.

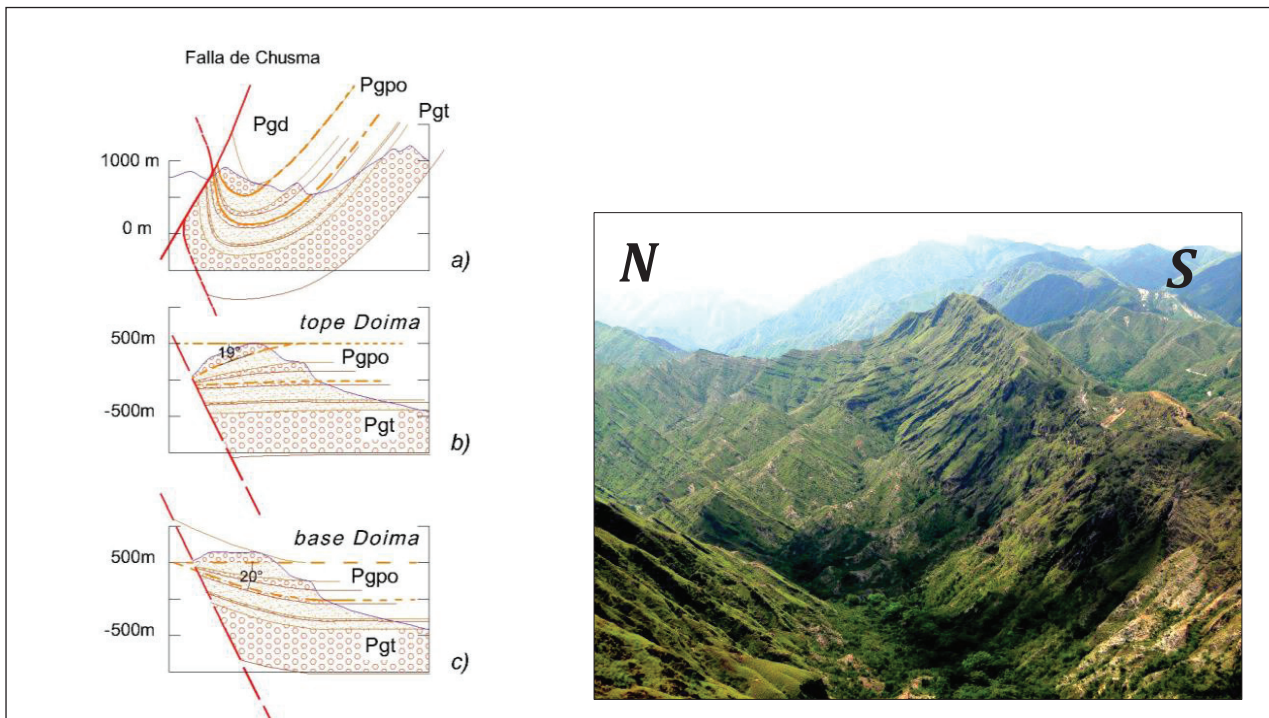
El segundo patrón caracterizado por un decrecimiento del tamaño de grano a nivel de formación y un acuñamiento de las unidades hacia la Falla de Chusma se corrobora para la *Formación Baché* en el flanco noroccidental del Anticlinal de Miraflores (figura 5) y a lo largo del flanco noroccidental del Sinclinal de la Quebrada Chorillo al N del relevo de la Quebrada Bambucá, en donde esta secuencia se adelgaza ostensiblemente hacia la Falla de Chusma (figura 3). Esta formación incluye una unidad conglomerática, que se utilizó como nivel guía en la cartografía de las unidades al N y al S del relevo de la Quebrada Bambucá (figura 4). En el Sinclinal de La Peña Oscura este nivel representa una unidad de un espesor  $>50$  m, pero se vuelve indiferenciable con su entorno lodo-arenoso en el área de bisagra del Anticlinal de Miraflores y su flanco noroccidental. La figura 5 indica la extensión de este nivel.

Un acuñamiento marcado se confirma a escala cartográfica igualmente para la *Formación Potrerillo* la cual, a la altura de la confluencia entre la Q. Pipilicú con el Río Aipe, muestra un espesor de 500 m y adelgaza a unos 75



**Figura 5:** a) Sección perpendicular al eje de pliegue de la terminación periclinal del Anticlinal de Miraflores; b) esta misma sección restaurada con respecto al tope de la formación Baché.

**Figura 6** (foto): Relaciones estratigráficas de las unidades conglomeráticas de la formación Palermo en la terminación periclinal occidental del anticlinal de Miraflores; vista hacia el S. Las dos unidades conglomeráticas superiores (parte derecha de la fotografía) lindan contra la Formación Baché de la depresión boscosa (margen derecho de la fotografía) y se acuñan hacia la charnela del anticlinal.



**Figura 7:** a) Sección vertical de la parte sur del área de estudio construida a lo largo de la línea B-B' (figura 3); b) esta misma sección restaurada, tomando el tope de la formación Doima como referencia; y c), tomando el tope de la formación Potrerillo como referencia.

**Figura 8:** Relaciones angulares entre la secuencia conglomerática de la formación Doima, que aflora en el Pico Negro (mitad superior de la fotografía), y estratos arenosos de la formación Potrerillo, que conforman pendientes poco escarpadas del valle de la Q. Pipilicúa; vista hacia el SW. -Este contacto está expuesto sobre el núcleo del Sinclinal de Pipilicúa.

m en el flanco noroccidental del Sinclinal de Pipilicúa. Esta reducción en espesor se hace sobre una distancia de apenas 1500 m y podría implicar, al descartar un mayor efecto erosivo de su tope, tanto un adelgazamiento, como un contacto “on-lap” de sus sub-unidades sobre el sustrato de la Formación Tesalia. De acuerdo a este escenario, el sustrato se habría inclinado de hasta 15° antes de depositarse las unidades lodo-arenosas de la Formación Potrerillo (figura 7b).

Las variaciones en espesor de las formaciones del Grupo Gualanday hacia la Falla de Chusma y el espesor acumulado de 2550 m en el cañón del Río Aipe, así como la ausencia de este grupo sobre el Alto de Patá (figura 3), sugieren un control tectónico en la formación de un semi-graben en el flanco de un alto estructural. En este contexto interesa conocer la inclinación de la Falla de Chusma la cual, afirmando su papel activo en la formación de un semi-graben, habría creado el espacio de acomodación para la acumulación de las unidades conglomeráticas. Las cartografías existentes la tipifican como falla inversa (Fúquen, Rodríguez, & Cossio, 1993; Ferreira, Nuñez, & Rodríguez, 1998). Al S del relevo de la Quebrada Bambucá

las unidades del Grupo Gualanday se presentan en una posición normal y con una inclinación de ~60° hacia el W, relación que presupone un buzamiento igual o mayor para el plano de falla. Una observación clave, sin embargo, atañe al tramo E-W de la zona de relevo, en donde la Falla de Chusma bordea el flanco invertido del Anticlinal de Miraflores y en donde ella debería tener, de cumplir con el principio de cortar una secuencia sedimentaria hacia estratos más jóvenes, un buzamiento igual o menor a las capas invertidas. Según este criterio la falla buza con 60° o un ángulo menor hacia el SE, exhibiendo de esta manera la disposición de una falla normal, aún después de las deformaciones contraccionales del Mioceno superior y del Plioceno.

## ANÁLISIS FACIAL DE LAS UNIDADES CONGLOMERÁTICAS Y LODO-ARENOSAS DEL GRUPO GUALANDAY

En este aparte presentamos unos rasgos lito-faciales de las diferentes formaciones del Grupo Gualanday para relacionarlos, posteriormente, a una posible evolución paleo-ambiental. Para este fin nos apoyamos en la clasifi-

cación de Miall (1978), revisada posteriormente por este mismo autor (Andrew D. Miall, 2006).

En las *formaciones conglomeráticas* predominan capas gruesas, que componen unidades amalgamadas de hasta 10 m. Ellas alternan con unidades lodo-arenosas con espesores menores (<5m), ambas exhibiendo extensiones cartografiables >1500 m medidas perpendicularmente al tren estructural. En estas formaciones diferenciamos las siguientes facies y asociaciones faciales (véase también las compilaciones de la tabla 2):

1. Gravass matriz-soportadas con cantos o guijos semi-redondeados a tabulares, orientados paralelamente a la estratificación (facies *Gm* de Miall, 1978) (Andrew D Miall, 1978). A medida que disminuye el tamaño de grano aumenta la selección y la tendencia hacia una textura clasto-soportada. Cantos aislados en una matriz exhiben ejes largos orientados en la dirección de paleo-flujo. El rango granulométrico de la matriz es

heterogéneo, comprendiendo gránulos a arena gruesa. Estos conglomerados se presentan en capas muy gruesas (de hasta 5 m) y alternan con capas lodo-arenosas (facies *Fm*). Contactos basales con las últimas son concordantes o erosivos (figuras 9a y 9f). En un plano basal de una unidad conglomerática de un espesor >10 m se observaron ondulaciones cónicas con amplitudes de hasta 1 m, cuyos ejes apuntan hacia el tope estratigráfico (figura 9b).

2. Conglomerado con guijos (excepcionalmente cantos) clasto-soportados y bien seleccionados a lo largo de niveles discretos (facies *Gh* de Miall, 1978). Estos conglomerados se presentan en capas medianas, que evolucionan en continuidad con las unidades conglomeráticas matriz-soportadas de mayor espesor. Los componentes tabulares de estas capas están imbricados con ejes largos orientados perpendicularmente a la dirección de paleo-corriente (figura 9c).

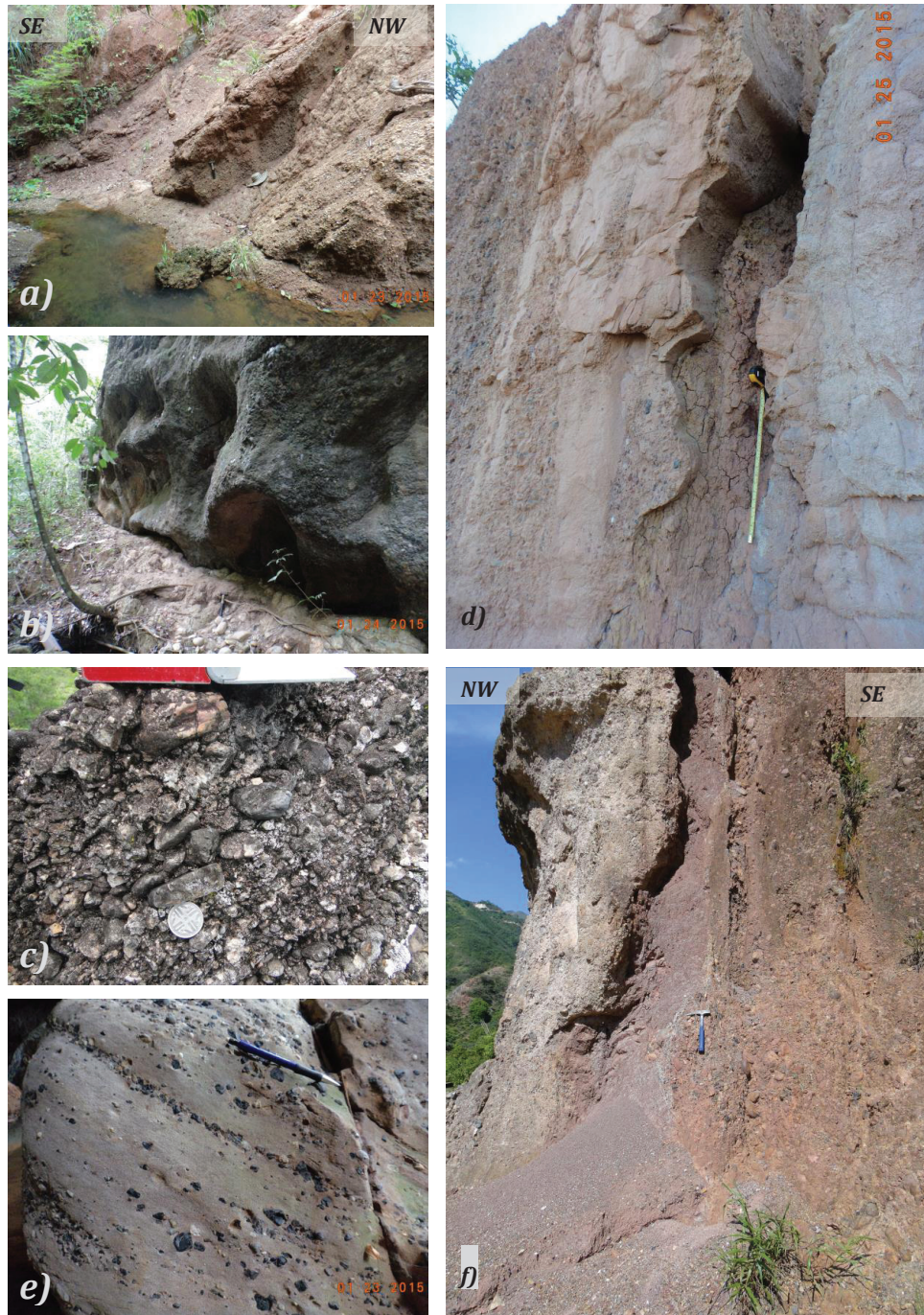
**Tabla 2a.** Inventario facial del grupo Gualanday

Sigla	Litología	Estructuras sedimentarias	Interpretación
Gm	Grava matriz -a clasto-soportada; matriz arenosa.	Gradación no discernible, cantos tabulares orientados paralelamente a la estratificación con ejes largos indicando el paleo-flujo.	Flujo de escombros no cohesivo con capacidad erosiva restringida.
Gh	Grava clasto-soportada estratificada.	Clastos bien seleccionados en capas medianas a delgadas; cantos imbricados.	Flujo no confinado (depósito tipo “sheet flood”).
Gci	Grava clasto-soportada.	Gradación inversa.	Flujo de escombros pseudo-plástico con una cierta movilidad de los clastos.
Sh	Arena de grano grueso, parcialmente gravosa.	Láminas paralelas a $S_0$ , lineación a nivel de granos (“ <i>parting lineation</i> ”).	Flujo planar hiperconcentrado.
Ss	Arena parcialmente gravosa.	Canales con intraclastos.	Relleno de canal formado en el régimen de flujo superior.
Sp	Arena parcialmente gravosa.	Estratificación oblicua.	Dunas transversales.
Sm	Arena parcialmente gravosa.	Arena masiva con bases erosivas.	Flujo hiperconcentrado.

**Tabla 2b.** Asociaciones faciales

Tipo de formación	Asociaciones faciales	Facies predominantes	Facies subordinadas	Interpretación
Formaciones conglomeráticas	I	Gm	Gh	Flujo de escombros, alternando con flujos no confinados (“sheet floods”).
Formaciones conglomeráticas	II	Gci, Sh	Ss, Sp	Depósitos fluviales arenosos a gravosos, flujos arenos reflejando un régimen de flujo superior.
Formaciones lodo-arenosas	III	Fm		Flujos de desborde de canales fluviales con una incipiente evolución pedogenética.
Formaciones lodo-arenosas	IV	Sm, Gm, Gci		Rellenos de canales fluviales.





**Figura 9:** Características estructurales y texturales de la Formación Palermo: a) Alternancia entre capas conglomeráticas y lodo-arenosas. La capa conglomerática del centro de la imagen exhibe un contacto erosivo contra la unidad lodo-arenosa subyacente (base hacia el NW; Q. Colorada); b) Base irregular de una unidad conglomerática con un espesor >10 m, con ondulaciones cónicas apuntando hacia el tope de la unidad (Q. Miraflores); c) Nivel clasto-soportado en el tope de una unidad conglomerática matriz-soportada con textura imbricada (flanco occidental del Anticlinal de Miraflores); d) Contacto erosivo de un conjunto de areniscas, areniscas conglomeráticas y conglomerados canto-soportados (de base a tope; flanco occidental del Sinclinal de Chorillo); e) Arenisca conglomerática con guijos de chert negro, que se distribuyen de manera dispersa o concentrada en niveles de una estratificación oblicua (Q. Colorada); f) Capa lodosa entre dos unidades conglomeráticas nivela una superficie erodada de la unidad basal (conglomerados de color claro a la izquierda) y está erodada, a su vez, por el conjunto conglomerático suprayacente (Valencia).



3. Conglomerados con guijos y cantos orientados paralelamente a la estratificación y textura clasto-soportada, definiendo capas con una gradación inversa (facies *Gci* de Miall, 1978). Estos conglomerados se presentan en capas muy gruesas y se asocian en su base con areniscas parcialmente conglomeráticas (figura 9d).
4. Areniscas de grano medio a grueso con una estratificación laminar y una lineación a nivel de grano (facies *Sh* de Miall, 1978). En sus partes basales estas arenitas ( $\pm$  conglomeráticas) forman rellenos de microcanales excavadas en capas infra-yacentes lodo-arenosas (facies *Ss* de Miall, 1978). Por sus formas netas en “U” (exhibiéndose formas sencillas o compuestas) y sus aspectos cilíndricos, estos microcanales se asemejan a estructuras erosivas de flautas en depósitos turbidíticos. Las facies *Ss*, *Sh* y *Gci*, forman conjuntos granocrecientes (figura 9d; tabla 2b).
5. Areniscas conglomeráticas con una estratificación oblicua y guijos distribuidos de manera heterogénea (facies *Sp* de Miall, 1978). Los guijos se destacan en la matriz arenosa por su color oscuro (chert negro) o claro (cuarzo lechoso) y se distribuyen en la arenisca de manera dispersa, en acumulaciones locales o ocupando niveles discretos de la estratificación oblicua (figura 9e).
6. Lodolitas arenosas con tonos rojizos (facies *Fm* de Miall, 1978). Se presentan en capas gruesas a muy gruesas entre unidades conglomeráticas matriz-soportadas. Estas capas nivelan superficies erosivas de las unidades conglomeráticas (figura 9f). En estas capas no se reconocen estructuras internas.

El inventario facial de las *formaciones lodo-arenosas* comprende los siguientes elementos:

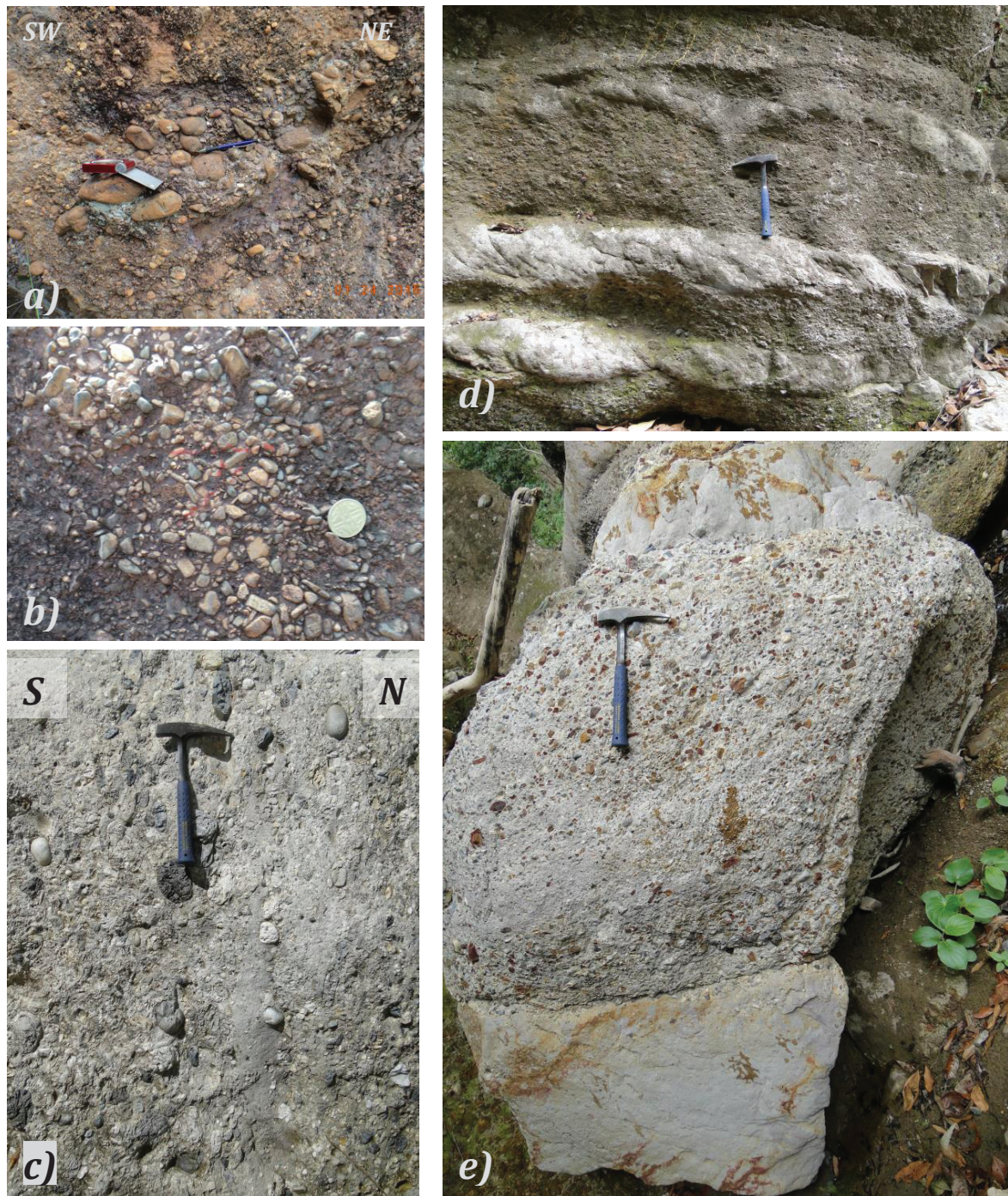
1. Conglomerados a areniscas conglomeráticas matriz-soportados con guijos a cantos semi-redondeados y orientados paralelamente a la estratificación (facies *Gm* a *Sm* de Miall, 1978). En las superficies de las capas o en niveles discretos al interior de ellas se presentan guijos y cantos tabulares localmente imbricados (figura 10a). En conglomerados relativamente bien seleccionados se observa una orientación preferencial bimodal, que resulta de una imbricación local de guijos alineados en hileras aisladas (con ejes largos orientados perpendicularmente a ellas) y de un alineamiento de clastos matriz-soportados paralelamente a estas hileras (o direcciones de paleoflujo; figura 10b). Estos conglomerados se presentan en capas gruesas amalgamadas o en capas separadas por niveles dis-

continuos de arenisca (*Sm*, figura 10c), hasta formar alternancias entre conglomerados y areniscas (figura 10d). En el caso de las alternancias, los niveles arenosos recubren guijos y cantos, que forman protuberancias desde los conglomerados infra-yacentes. Estas relaciones arguyen a favor de contactos no erosivos (figura 10c).

2. Conglomerados con guijos matriz- a grano-soportados, exhibiendo una gradación inversa (facies *Gm/Gci* de Miall, 1978; figura 10e). En su base, ellos emanan de areniscas masivas (*Sm* de Miall, 1978). Estos conjuntos se presentan en lentes y capas irregulares con bases erosivas.
3. Limolitas a lodolitas masivas con incrustaciones de material ferruginoso en forma de manchas alargadas y perpendiculares a la estratificación (facies *Fm* de Miall, 1978; figura 10e).

Este inventario facial se reconcilia con un ambiente de abanico aluvial dominado por flujos de gravedad, en el cual depósitos fluviales juegan un papel subordinado. Las *formaciones conglomeráticas* se componen en primera instancia de flujos matriz-soportados (facies *Gm*), que se combinan en unidades amalgamadas y muestran una continuidad > 1500 m, al extenderse sobre la terminación periclinal del Anticlinal de Miraflores. La constitución arenosa a granulosa de la matriz da una clave para su emplazamiento como flujos hiperconcentrados por este mismo argumento composicional, ya que la ausencia de una matriz arcillosa descarta un emplazamiento como flujos cohesivos (los cuales exhiben un contenido arcilloso > 25%; Dasgupta, 2003). Flujos no-cohesivos implican una cierta movilidad de sus partículas, conduciendo a una selección del tamaño de los clastos y a una orientación preferencial de los ejes largos en la dirección de transporte (Maizels, 1989; Miall, 2006) en concordancia con nuestras observaciones. Flujos conglomeráticos menores evidencian, además, una cierta capacidad erosiva (figuras 9a y 9f), que caracteriza flujos hiperconcentrados con un mayor contenido de fluidos. Para conglomerados relativamente fino-granulares con guijos bien seleccionados y una textura parcialmente clasto-soportada se podría inferir una alta movilidad de los clastos (“*grain flows*”; Lowe, 1982). Por otro lado, los abombamientos cónicos observados en la base de una unidad conglomerática (figura 9b) atestiguan de una naturaleza poco permeable de los flujos matriz-soportados, si asociamos estas estructuras al efecto de aguas formacionales represadas durante una temprana compactación. La transición hacia la facies grano-soportada con cantos imbricados (facies *Gh* de Miall, 1978) en el tope de las unidades conglomeráticas puede





**Figura 10:** Características estructurales y texturales de las unidades conglomeráticas de las formaciones Baché y Potrerillo: a) Vista de perfil de una unidad conglomerática con cantos imbricados (nivel guía de la Formación Baché, terminación occidental del Anticlinal de Miraflores); b) Vista de planta de una capa conglomerática con guijos exhibiendo un arreglo orientacional bimodal. Parte izquierda superior: se observan 3 cantos en fila e imbricados; guijos embebidos en la matriz lodosa, sin embargo, muestran ejes largos orientados desde la derecha inferior a la izquierda superior de la foto (nivel guía de la formación Baché, Sinclinal de la Q. Chorrillo); c) Vista de perfil de dos capas conglomeráticas amalgamadas con buzamiento vertical. En la unión de las capas se observa una franja arenosa (parte mitad baja) y una fila de guijos, que forman protuberancias desde la capa inferior (a la derecha; Formación Potrerillo, Q. Pipilicué); d) Alternancia de conglomerados matriz-soportados y areniscas variablemente conglomeráticas con textura moteada (Formación Potrerillo, Q. Pipilicué); e) Capa conglomerática matriz-soportada con gradación inversa, alternando con capas lodo-arenosas con textura moteada (Formación Potrerillo, Q. Pipilicué).



atribuirse al lavado de la matriz durante periodos de exposición sub-área y a la removilización de los clastos en flujos no confinados sobre la superficie de un abanico aluvial (“*sheet-floods*”; Blair & McPherson, 1994). La movilidad de flujos sobre distancias kilométricas requiere de una alta pendiente (para flujos de escombros la pendiente podría superar los 5°, de acuerdo a las compilaciones de Blair & McPherson, 1994).

Depositos fluviales se identifican por la presencia de arenitas con una estratificación paralela u oblicua. La inclusión de guijos en areniscas con una estratificación oblicua se ha atribuido a un transporte traccional de componentes relativamente bien redondeados por encima de dunas con relieves positivos (Allen, 1983). Los micro-canales en la base de capas conglomeráticas (facies *Ss* de Miall, 2006) atestiguan de una alta capacidad erosiva de flujos supercríticos, en concordancia con una superficie deposicional inclinada.

Entre las facies de las *formaciones fino-granulares* predominan capas lodo-arenosas con un aspecto moteado, que alternan con capas lentiformes de conglomerados canto-soportados con una gradación inversa. Esta combinación apunta hacia la existencia de depósitos fluviales relativamente bien canalizados y un alto potencial de conservación de las facies finas, que se refleja igualmente en fenómenos pedogenéticos incipientes. Considerando la proximidad de esta asociación facial a la Falla de Chusma, los depósitos lodo-arenosos podrían haberse preservado gracias a una incisión de los canales y la existencia de puntos de intersección con la superficie de abanico en posiciones externas con respecto a los ápices de cono (Hooke, 1967), como lo documenta el pinchamiento del nivel guía conglomerático de la Formación Bache a casi 1 km de distancia a la Falla de Chusma.

Para establecer direcciones de paleo-corriente, medimos orientaciones de ejes largos en conglomerados matriz-soportados (facies *Gm*), la orientación de clastos tabulares imbricados en conglomerados clasto-soportados (facies *Gch*) y la orientación de microcanales (facies *Ss*), restaurando las capas a una posición horizontal (resultados compilados en la figura 4). Para los conglomerados de las formaciones Palermo, Tesalia y Doima las direcciones de paleoflujo varían alrededor de 220°, dirección que es paralela a la Falla de Chusma. Estos datos concuerdan con las mediciones de Anderson (1972) efectuadas en las formaciones de Palermo y Tesalia al SW del área de estudio.

Para los conglomerados del nivel guía de la Formación Bache la dirección de paleo-corriente varía alrededor de

130°, dirección que es perpendicular a la Falla de Chusma. Para esta misma formación Anderson (1972) presenta datos con una orientación hacia el SE, confirmando este patrón de alto ángulo al tren estructural.

## DISCUSIÓN

En los siguientes apartes reconsideramos el marco tectónico y revisamos el significado de la Falla de Chusma como falla de borde de una cuenca marginal al abombamiento de la sub-cuenca de Neiva. Examinamos su papel en la creación de un espacio de acomodación para los conglomerados del Grupo Gualanday y para la depositación de las formaciones predominantemente lodo-arenosas y discutimos mecanismos para un basculamiento por levantamiento de la superficie de depositación. Agrupamos los diferentes temas alrededor de unas preguntas temáticas.

*¿Cuál es un posible marco tectónico para la extensión y la formación de las cuencas paleógenas del VSM?*

Limitándonos a la sub-cuenca de Neiva, oponemos dos escenarios para la Falla de Chusma: 1) La Falla de Chusma se originó como falla maestra de una provincia de extensión con otras fallas de una misma polaridad, que afectan progresivamente partes más externas del bloque colgante (Brun & Choukroune, 1983); 2) La Falla de Chusma se formó en el flanco NW del abombamiento de la sub-cuenca y se correlaciona con una falla de polaridad opuesta en el flanco SE, de acuerdo al modelo de un “*rift*” estrecho con un abombamiento central (Buck, 1991). Para este segundo caso, las cuencas en ambos flancos del abombamiento se desarrollarían coetáneamente alrededor de un graben central.

Este último escenario integraría el pinchamiento de las unidades del Grupo Gualanday hacia la zona de bisagra del abombamiento de Neiva, el cual impide una correlación lito-estratigráfica con las unidades paleógenas de su flanco oriental, que afloran al E de la Falla de Baraya (figura 2b). Una limitación parecida aplica para la correlación de las formaciones paleógenas del abombamiento de Girardot (figura 2b). Estas secuencias exhiben, sin embargo, alternancias comparables en ambos márgenes de sub-cuenca, y varios cartógrafos han utilizado los nombres formacionales provenientes de los márgenes occidentales igualmente para los sinclinales de San Antonio (Jorge E. Acosta & Osorno, 1999) (Acosta & Osorno, 1999) y de Prado (Cossio, Rodríguez, & Rodríguez, 1995), que se ubican en los flancos orientales de los abombamientos de Neiva y de Girardot. Apoyándonos en esta equivalencia

proponemos un marco tectono-sedimentario, que relaciona el abombamiento central con dos cuencas marginales o periféricas. Hacia sus bordes externas, estas cuencas pueden ser falladas (caso del Grupo Gualanday del área de estudio y del Sinclinal de San Antonio) o no falladas (caso de los sedimentos paleógenos el flanco occidental del Sinclinal de Tesalia, Marquínez, Morales, & Núñez, 2001). En esta estructura de “*rift*” las fallas de borde no se unen con un despegue cortical, ni controlan la formación de domos como respuesta isostática-flexural de una denudación tectónica (Wernicke & Axen, 1988). Asumiendo un control profundo, ellas podrían haberse formado como consecuencia del arqueamiento de corteza en los bordes del abombamiento. Este arqueamiento puede haberse formado como consecuencia de una topografía dinámica, la cual podría responder a la acreción de una “micro-pluma” (Faccenna et al., 2010) u otra anomalía de dinámica profunda.

*¿La formación de cuencas en forma de semi-graben se correlaciona con fases activas de la Falla Chusma?*

El espacio de acomodación de las formaciones conglomeráticas está estrechamente circunscrita a la Falla de Chusma y se asemeja, durante un estadio temprano de la evolución de cuenca, a un semi-graben formado por el hundimiento y basculamiento del bloque yacente a lo largo de una falla planar o lítrica (Henstra et al., 2015). Paleo-corrientes orientados paralelamente a la falla arguyen a favor de una subsidencia, que supera la tasa de sedimentación y que conduce inclusive a la formación de una barrera sedimentaria a poca distancia al E de la Falla de Chusma. El ejemplo más ilustrativo de este estadio se da por los contactos “*on-lap*” de la Formación Doima sobre su sustrato basculado e ilustra la situación de una cuenca sub-saturada en aporte sedimentario. Esta sedimentación caracteriza el inicio de una cuenca fallada de tipo semi-graben, que se llena sólo parcialmente por flujos de gravedad.

*¿Cuál era la constelación del bloque yacente durante los estadios activos de la Falla de Chusma?*

Para dilucidar una posible constelación del bloque yacente recurrimos a consideraciones composicionales y texturales de las formaciones conglomeráticas. Las tendencias composicionales entre las formaciones de Palermo y de Tesalia, tales como las reporta Anderson (1972; figura 4), registran un aumento notorio en la proporción del cuarzo. En la Formación Tesalia fragmentos del basamento ígneo-volcánico se contabilizan solamente al S del área de

estudio, mientras que en el relevo de la Quebrada Bambucá estos fragmentos son prácticamente ausentes (<1%). El espectro composicional lateral de cada una de estas formaciones, a su vez, se caracteriza por una proporción cuarzo/líticos silíceos bastante uniforme, aunque el cuarzo tiende a presentarse en una mayor proporción cerca del relevo de Bambucá para la Formación Tesalia (figura 4). En lo que atañe a la madurez textural, los conglomerados de la Formación Palermo muestran un alto grado de redondez para las facies dominadas por guijos clasto-soportados, implicando una mayor abrasión sedimentaria, como se anticipa para un mecanismo por flujo de grano (“*grain flow*”; Lowe, 1982). Para flujos de lodo, por otro lado, Anderson (1972) encuentra una estrecha relación entre el tamaño de los cantos y el espaciamiento de las fracturas en las capas de lidita y de chert de las unidades del Cretácico superior, descartando una mayor interacción entre estos componentes durante su transporte.

La uniformidad composicional y la inmadurez textural de estos flujos podrían explicarse por la predominancia de redes de drenaje limitadas a mini-cuencas o escarpes de falla con una posibilidad remota de extenderse hacia el tras-país del bloque yacente. Este escenario deposicional concordaría con una morfológica producida por un basculamiento del bloque yacente, cuya arista levantada formaría una divisoria de agua y limitaría la extensión de las redes de drenaje (Whittaker et al., 2007).

*¿Cuál era la extensión longitudinal de los semi-graben limitados por la Falla de Chusma?*

Para el área de estudio las direcciones de paleo-corriente ubican un depocentro al S del relevo de la Quebrada Bambucá, de acuerdo al escenario de una falla normal inicialmente aislada con un perfil de desplazamiento aumentando hacia el centro del plano de falla. Este control de subsidencia se ha explorado tanto para fallas aisladas, como para fallas compuestas (A. Gupta & Scholz, 2000; Cowie, Gupta, & Dawers, 2000) y se ha asociado, a nivel de cuenca, a la creación de un espacio de acomodación como respuesta flexural de un desequilibrio isostático (Dawers & Anders, 1995; Cartwright & Mansfield, 1998; S. Gupta et al., 1998). Tomando el espesor como aproximación para el desplazamiento, podría examinarse un estado de fallamiento para la Formación Palermo, la cual reduce su espesor a apenas 60 m en la parte alta del Río Baché (Ferreira et al., 1998; tabla 1) y establecer direcciones de paleocorriente correspondientes, anticipando un depocentro en la parte media de la cuenca del Río Baché.



*¿Cómo evolucionan las cuencas falladas en sus estadios más maduros?*

Una situación diametralmente opuesta a la de un espacio de acomodación restringido atañe a las formaciones predominantemente lodo-arenosas. Las restauraciones de las figuras 5 y 7 implican pendientes deposicionales de  $>15^\circ$ , valores que tipifican ambientes sedimentarios de abanicos aluviales dominados por flujos de escombros no cohesivos (Blair & McPherson, 1994; Collinson, 1996). La falta de exposiciones continuas de las formaciones lodo-arenosas en el margen occidental del abombamiento de la sub-cuenca de Neiva (figura 2b) impide identificar un depocentro para estas formaciones. Sin embargo, la inclinación pronunciada de su superficie deposicional hacia el antepaís supone un patrón deposicional progradaional hacia un depocentro ubicado entre la Falla de Chusma y el abombamiento de la sub-cuenca de Neiva. Presumiendo que los ápices de abanico se mantuvieron en cercanías de la Falla de Chusma, la tasa de incisión del drenaje en el bloque colgante debería haber compensado la tasa de desplazamiento de la falla, caracterizando un estadio de equilibrio en la evolución paleo-topográfica (Graveleau et al., 2015). Independientemente de este escenario, el ambiente deposicional implica un levantamiento del área limítrofe a la Falla de Chusma, sin que se encuentren evidencias para la existencia de una falla emergente.

*¿El relevo de la Quebrada Bambucá corresponde a una zona de transferencia entre dos segmentos de falla inicialmente desconectados?*

Independientemente a la escala de observación, fallas normales se caracterizan por un patrón discontinuo o segmentado, que resulta de la unión de tramos inicialmente aislados (Cartwright, Trudgill, & Mansfield, 1995; Crider, 2001; Soliva et al., 2008). A partir de un espaciamiento crítico y dado un cierto solape, un plano de falla desiste de una propagación rectilínea y se acerca a la falla adyacente, trazando una forma en gancho para encontrarse con el segmento recto de la falla adyacente en un alto ángulo (Hancock, 1985; Dyer, 1988). Este modo de convergencia podría considerarse para el tramo de falla transversal, que evoluciona de manera continua del ramal S de la Falla de Chusma y que choca en el relevo de la Quebrada Bambucá con el ramal N. Si la propagación hacia el ramal opuesto se hace en sendas terminaciones de falla, se produce un volumen cortical encerrado por los dos ramales de falla y sus líneas de corte (Walsh et al., 1999) reverse and strike-slip, cuya forma podría aproximarse a la extensión del Anticlinal de Miraflores (figura 3).

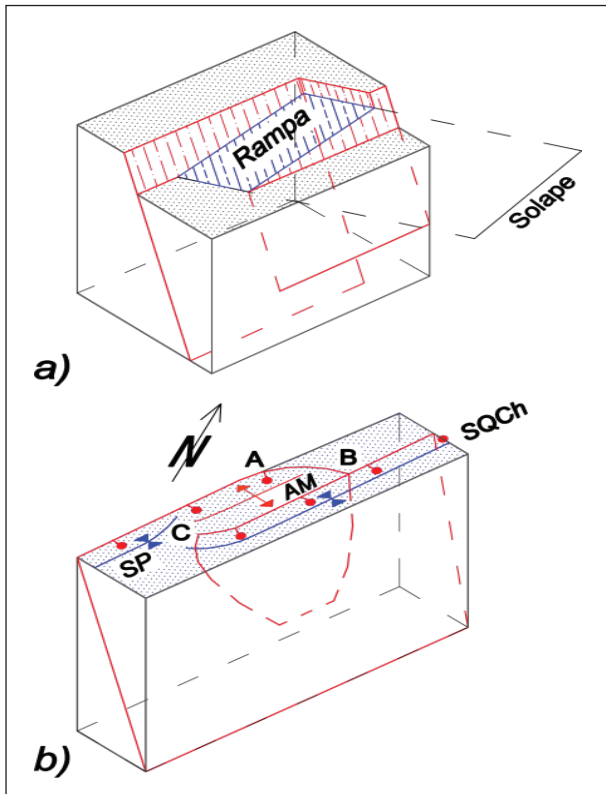
Las zonas de solape entre fallas normales de una misma polaridad representan corredores o rampas con un alto gradiente topográfico. Ellas canalizan, por lo tanto, el transporte sedimentario desde el bloque levantado de la falla externa (cuya ubicación relativa se define de acuerdo al sentido de transporte tectónico) a la depresión flexural de la falla interna (Gawthorpe & Leeder, 2000; Athmer & Luthi, 2011), la última correspondiendo al ramal S del relevo de la Quebrada Bambucá (figura 11). Estas rampas representan superficies inicialmente continuas, pero torcidas por deformaciones rotacionales, antes de terminarse en un estado roto por la propagación transversal de una terminación de falla (Peacock, 2002; segmento A-B de la figura 11b).

*Presuponiendo un origen del relevo de la Q. Bambucá por la unión de dos fallas inicialmente aisladas ¿es factible, que se haya desarrollado un cierto solape entre los ramales de falla?*

Tanto experimentos análogos, como numéricos (Walsh et al., 1999; Cowie, Gupta, & Dawers, 2000; Hus et al., 2005) reverse and strike-slip documentan una relación crítica entre espaciamiento y solapamiento de  $\sim 3$  para producirse una interacción (y eventual unión) entre dos ramales de falla contiguos. Apoyándonos en esta relación postulamos para el relevo de la Q. Bambucá un solape por una extensión del ramal norte de la Falla de Chusma hacia el SW. Este trazo se ubicaría en el actual flanco sur del Anticlinal de Miraflores y podría coincidir con el contacto de las formaciones Seca y Palermo (segmento B-C de la figura 11b). La propagación de este ramal de falla puede haberse arrestado antes de unirse con el ramal sur (figura 11b). Según este esquema el ancho del Anticlinal de Miraflores podría derivarse de las dimensiones de la rampa de relevo en discusión y el Sinclinal de La Peña Oscura trazaría la línea de corte entre el plano del ramal N y una superficie del bloque hundido (figuras 3 y 11b). La relación entre solape y espaciamiento correspondería en este relevo a un valor de  $\sim 2.5$  y se aproxima a la relación delineada arriba.

*¿Los cambios deposicionales entre las formaciones conglomeráticas y lodo-arenosas son autocíclicos o reflejan diferentes periodos de actividad de falla?*

En una primera aproximación los cambios cíclicos entre la sedimentación conglomerática a una posterior lodo-arenosa se explican por fases de diferentes actividades de falla. Durante *periodos de alta actividad de falla* se desarrolla una cuenca sub-saturada, en la cual el espacio de acomodación creado supera el volumen del ma-



**Figura 11:** a) Diagrama bloque de una rampa de relevo entre dos fallas sintéticas. La rampa termina hacia el bloque yacente con una falla transversal, que hace las veces de un puente entre las dos fallas mayores y que podría compararse con el salto de la Falla de Chusma

terial depositado. En esta fase los productos erosivos se derivan principalmente de los escarpes de falla y aportes canalizados por rampas deberían jugar un papel subordinado (Densmore et al., 2003). Tanto consideraciones conceptuales (Blair & Bilodeau, 1988; Heller et al., 1988) pull-apart, and foreland basin fills commonly consists of large-scale (hundreds to thousands of metres thick como experimentales (Graveleau et al., 2015) presuponen un desfase en tiempo (o “lag time”) entre actividad tectónica y una posterior respuesta de denudación.

Durante *periodos de baja actividad de falla* se establece un equilibrio geomorfológico por la desaparición de un escarpe de falla y una relación característica entre actividad de falla y tasa de erosión (Graveleau et al., 2015). Esta situación debería aplicar para la depositación de las formaciones lodo-arenosas, durante la cual se nivela el depocentro localizado en el trazo de falla y se establece un patrón de dispersión sedimentaria radial y progradacional hacia el antepaís. Estos reajustes hacia una topografía de equilibrio implican una reducción en la actividad de falla y el establecimiento de un régimen deposicional regido

por una reorganización periódica del drenaje y de la sedimentación (Kim & Paola, 2007).

*¿El levantamiento de superficie en el respaldo de la cuenca inicialmente fallada corresponde a una dinámica cortical oculta?*

El cambio de la pendiente deposicional desde una posición basculada hacia la falla a otra inclinada hacia el antepaís implica una rotación de hasta 30° y presupone de una dinámica cortical, que es independiente de los procesos sedimentarios autocíclicos mencionados arriba. Para dilucidar estos fenómenos recurrimos a los experimentos numéricos de Bertotti, Podladchikov, & Daehler (2000), quienes parten en su modelamiento de un déficit isostático provocado por una denudación tectónica incitada por el desplazamiento sobre una falla normal. Este déficit se (sobre-) compensa, en estos experimentos, por el influjo de materiales a nivel de la corteza, cuyo efecto es mayor, mientras más superficial la redistribución del material. Estos procesos conducen a un levantamiento de un borde de cuenca fallado, que se distribuye ampliamente e invierte, inclusivamente, el “arrastre negativo” del bloque colgante, i.e. el efecto de la flexión inicial convexa del bloque colgante hacia la falla. El mecanismo para una movilización de materiales corticales no se especifica, pero podría realizarse por una fusión parcial.

*¿La inversión de la pendiente deposicional podría reconciliarse con una amplificación del abombamiento central?*

Para discutir una posible dinámica, que rige el cambio entre cuencas de tipo semi-graben a cuencas más abiertas, recurrimos a un experimento análogo diseñado para examinar el crecimiento de múltiples diapíros de sal (Wartsitzka, Kley, & Kukowski, 2013). Ellos parten de una inestabilidad provocada por una carga diferencial vertical de un medio superior frágil (arena), que actúa sobre un medio inferior dúctil (silicona). Estos experimentos son estáticos (i.e. desconsideran una contracción horizontal) y se prestan para diferenciar de la propia fase diapírica una fase pre-diapírica, en la cual se prefigura un domo central, alimentándose de la expulsión del material dúctil desde dos sinclinales periféricos ubicados en sus flancos. A partir de los sinclinales periféricos se establece, además, un flujo opuesto hacia un dominio externo y, como consecuencia de esta expulsión secundaria, se forman dos domos externos. La formación de los altos marginales alrededor de la Falla de Chusma durante la fase de relativa quietud tectónica tendría, en estos experimentos,

su analogía con la formación de los domos externos y la subsidencia de dos depresiones marginales, que actuarían como depocentros para las formaciones lodo-arenosas. Ellas representarían los sinclinales periféricos, que flanquean el domo central de los experimentos.

Los dos ensayos mencionados se limitan a examinar la respuesta de dos (Warsitzka, Kley, & Kukowski, 2013) o varias capas corticales (Bertotti, Podladchikov, & Daehler, 2000) con respecto a una anomalía de carga vertical, que se produce o bien por el pinchamiento local de una cobertera frágil (Warsitzka, Kley, & Kukowski, 2013) o bien por el desplazamiento a lo largo de una falla normal (Bertotti, Podladchikov, & Daehler, 2000). Sus limitaciones en cuanto a la integración de una dinámica profunda son evidentes. Ellos presentan, sin embargo, una referente para concatenar la formación de los abombamientos centrales de las sub-cuencas con la subsidencia de cuencas periféricas y altos estructurales marginales. A este respecto Ramón & Rosero (2006) ilustran un ejemplo de un alto estructural de una menor dimensión al W de Ortega, que está nivelado por la discordancia del Eoceno medio y que se separa del abombamiento central de la sub-cuenca de Girardot por una cuenca paleógena.

## COMENTARIOS FINALES

Nuestras reflexiones parten de la identificación de tres abombamientos o altos estructurales, afectados por la discordancia del Eoceno y flanqueados por depocentros paleógenos periféricos. Por ubicarse en las partes axiales de las sub-cuencas de Girardot, Neiva y Tarquí y coincidir con los depocentros del Grupo Honda, estos abombamientos fueron invertidos a comienzos del Neógeno e ilustran, con su duración de vida de  $\pm 10$  Ma una característica de una topografía dinámica. El significado de sus relevos sinestrales se examinará en otro informe.

El área de estudio expone el borde externo de una cuenca periférica occidental con el relleno aluvial del Grupo Gualanday, cuya sedimentación está parcialmente controlada por una falla precursora a la de Chusma. Las formaciones conglomeráticas y lodo-arenosas abarcan tres ciclos granodecrecientes, cada uno reflejando dos estadios en una evolución de cuenca: 1) En la fase precoz de una alta actividad de fallamiento el espacio de acomodación aumenta hacia la falla y los flujos conglomeráticos se canalizan, por la misma naturaleza sub-saturada de la cuenca, en su dirección axial; y 2) En una fase madura la superficie de depositación se bascula, como consecuencia de la formación de un alto estructural localizado en el trazo de falla,

en dirección hacia un depocentro localizado más al E y se establecen las condiciones progradacionales de un abanico aluvial. Estudios extendidos a otros márgenes de la sub-cuenca de Neiva deberían mostrar si esta situación tipifica la evolución de otras cuencas periféricas, o si se identifican evoluciones correlativas sin fallamiento.

Modelos numéricos y análogos que atañen a esta evolución de cuenca se limitan a la corteza y presuponen la existencia de una capa dúctil, cuyo material se moviliza en función de una sobrecarga deficiente, que puede establecerse como resultado del desplazamiento acumulado sobre una falla normal y, en menor grado, como respuesta a la carga sedimentaria de cuencas periféricas. Estos modelos deberían refinarse para las cuencas periféricas de los abombamientos centrales de las tres sub-cuencas del VSM.

## AGRADECIMIENTOS

A los compañeros y estudiantes que nos acompañaron durante los trabajos de cartografía de los cursos de campo 2; especialmente a Guillermo Camargo por su introducción entusiasmada a la geología del área; a Norberto Parra por su inducción a la geología del Desierto de la Tatacoa; a Giovanny Jiménez por sus comentarios y sugerencias con respecto a una primera versión de este informe y a Martín Mantilla por su enseñanza certera en la interpretación de líneas sísmicas del Valle Superior. Sebastián Díaz digitalizó el mapa de la figura 1.

## REFERENCIAS

- Acosta, J. E., Caro, P. E., Fuquén, J. A., & Osorno, J. F. (2002). Geología de la Plancha 303, Colombia, escala 1:100.000. Ingeominas, Bogotá.
- Acosta, J. E., & Osorno, J. F. (1999). Geología de la plancha 324, Tello, escala 1:100.000. Ingeominas, Bogotá.
- Acosta, J. E., & Ulloa, C. E. (1998). Geología de la Plancha 246, Fusagasugá, escala 1:100.000. Ingeominas, Bogotá.
- Acosta, J. G., & Osorno, J. F. (1999). Geología de la Plancha 324, Tello, escala 1:100.000. Ingeominas Bogotá.
- Allen, J. R. L. (1983). Gravel overpassing on humpback bars supplied with mixed sediment: examples from the Lower Old Red Sandstone, southern Britain. *Sedimentology*, 30, 285–294.
- Anderson, T. A. (1972). Paleogene nonmarine Gualanday Group, Neiva basin, Colombia, and regional development of the Colombian Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 2423–2438.

- Athmer, W., & Luthi, S. M. (2011). The effect of relay ramps on sediment routes and deposition: A review. *Sedimentary Geology*, 242, 1–17.
- Bayona, G., Cardona, A., Jaramillo, C., Mora, A., Montes, C., Valencia, V., Ayala, C., Montenegro, O., & Ibañez-Mejía, M. (2012). Early Paleogene magmatism in the northern Andes: Insights on the effects of Oceanic Plateau-continent convergence. *Earth and Planetary Science Letters*, 331–332, 97–111.
- Bayona, G., & Cortés, M. (1995). Variación facial y petrogénesis de los depósitos de la Formación Saldaña en el sector norte del Valle Superior del Magdalena; Contribución a IGCP 322 Eventos Jurásicos en Sur América. *Geología Colombiana*, 20, 156–157.
- Beltrán, N., & Gallo, J. (1968). The geology of the Neiva sub-basin, Upper Magdalena Basin, southern portion. En: *Field Trips Colombia 1959-1968*. Col. Soc. Petrol. Geol. and Geophys., 253–275.
- Bertotti, G., Podladchikov, Y., & Daehler, A. (2000). Dynamic link between the level of ductile crustal flow and style of normal faulting of brittle crust. *Tectonophysics*, 320, 195–218.
- Blair, T. C., & Bilodeau, W. L. (1988). Development of tectonic cyclothems in rift, pull-apart, and foreland basins: Sedimentary response to episodic tectonism. *Geology*, 16, 517–520.
- Blair, T. C., & McPherson, J. G. (1994). Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of sedimentary research*, A 64, 450–589.
- Brun, J.-P., & Choukroune, P. (1983). Normal faulting, block tilting, and decollement in a stretched crust. *Tectonics*, 2, 345–356.
- Buck, W. R. (1991). Modes of continental lithospheric extension. *Journal of Geophysical Research*, 96, 20–161.
- Butler, K., & Schamel, S. (1988). Structure along the eastern margin of the Central Cordillera, upper Magdalena Valley, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 1, 109–120.
- Cartwright, J. A., & Mansfield, C. S. (1998). Lateral displacement variation and lateral tip geometry of normal faults in the Canyonlands National Park, Utah. *Journal of Structural Geology*, 20, 3–19.
- Cartwright, J. A., Trudgill, B. D., & Mansfield, C. S. (1995). Fault growth by segment linkage: an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from the Canyonlands Grabens of SE Utah. *Journal of Structural Geology*, 17, 1319–1326.
- Chenevart, C. (1963). Les dorsales transverses anciennes de Colombie et leurs homologues d'Amérique latine. *Eclogae Geologicae Helvetiae*. Basel, 56, 907–927.
- Collinson, J. D. (1996). Alluvial sediments. (H. G. Reading, Ed.) *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*, 3rd edition. Blackwell.
- Cossio, U., Rodríguez, G., & Rodríguez, M. A. (1995). Memoria explicativa de la Geología de la Plancha 283, Purificación. Ingeominas, Bogotá, 108.
- Cowie, P. A., Gupta, S., & Dawers, N. H. (2000). Implications of fault array evolution for synrift depocentre development: insights from a numerical fault growth model. *Basin Research*, 12, 241–261.
- Crider, J. G. (2001). Oblique slip and the geometry of normal-fault linkage: mechanics and a case study from the Basin and Range in Oregon. *Journal of Structural Geology*, 23, 1997–2009.
- Dasgupta, P. (2003). Sediment gravity flow-the conceptual problems. *Earth-Science Reviews*, 62, 265–281.
- Dávila, F. M., & Lithgow-Bertelloni, C. (2013). Dynamic topography in South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 43, 127–144.
- Dawers, N. H., & Anders, M. H. (1995). Displacement-length scaling and fault linkage. *Journal of Structural Geology*, 17, 607–614.
- De Porta, J. (1965). Estratigrafía del Cretácico Superior y Terciario en el extremo sur del Valle Medio del Magdalena. *Boletín de Geología*, 19, 5–50.
- De Porta, J. (1974). *Lexique Stratigraphique International: Amérique latine. Colombie (2eme partie). Tertiaire et Quaternaire. Volume V. Fascicule 4b*. Paris. Centre national de la recherche scientifique.
- DeCelles, P. G., & Giles, K. A. (1996). Foreland basin systems. *Basin research*, 8, 105–123.
- Densmore, A. L., Dawers, N. H., Gupta, S., Allen, P. A., & Gilpin, R. (2003). Landscape evolution at extensional relay zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108.
- Diederix, H., & Gómez, H. (1991). Mapa geológico Sur del Departamento del Huila, escala 1:100.000. Publicación especial de la Revista CIAF. Bogotá, 13.
- Dyer, R. (1988). Using joint interactions to estimate paleostress ratios. *Journal of Structural Geology*, 10, 685–699.
- Faccenna, C., Becker, T. W., Lallemand, S., Lagabriele, Y., Funicello, F., & Piromallo, C. (2010). Subduction-triggered magmatic pulses: A new class of plumes? *Earth and Planetary Science Letters*, 299, 54–68.



- Ferreira, P., Nuñez, A., & Rodríguez, M. A. (1998). Geología de la Plancha 323, Neiva, escala 1:100.000. Ingeominas Bogotá.
- Ferreira, P., Nuñez, A., & Rodríguez, M. A. (2002). Levantamiento geológico de la plancha 323, Neiva. Ingeominas, Bogotá, 100.
- Fields, R. W. (1959). Geology of the La Venta Badlands Colombia, South America. Publication Geological Sciences, University of California, 32, 405–444.
- Fúquen, J., & Osorno, J. F. (2002). Memoria explicativa de la Geología de la Plancha 303, Colombia, Departamentos de Huila, Tolima y Meta. Ingeominas Bogotá, 88.
- Fúquen, J., Rodríguez, G., & Cossio, U. (1993). Geología de la Plancha 302, Aipe, escala 1:100.000. Ingeominas Bogotá.
- Gawthorpe, R. L., & Leeder, M. R. (2000). Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, 12, 195–218.
- Gómez, E., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Hegarty, K., Kelley, S., & 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.
- Graveleau, F., Strak, V., Dominguez, S., Malavieille, J., Chattron, M., Manighetti, I., & Petit, C. (2015). Experimental modelling of tectonics–erosion–sedimentation interactions in compressional, extensional, and strike–slip settings. *Geomorphology*, 244, 146–168.
- Guerrero, J. (1993). Magnetostratigraphy of the upper part of the Honda Group and Neiva Formation. Miocene Uplift of the Colombian Andes. Duke University.
- Guerrero, J., Sarmiento, G., & Narrete, R. E. (2000). The stratigraphy of the W side of the Cretaceous Colombian Basin in the Upper Magdalena Valley. Reevaluation of selected areas and type localities including Aipe, Guaduas, Ortega, and Piedras. *Geología Colombiana*, 25, 45–110.
- Gupta, A., & Scholz, C. H. (2000). A model of normal fault interaction based on observations and theory. *Journal of Structural Geology*, 22, 865–879.
- Gupta, S., Cowie, P. A., Dawers, N. H., & Underhill, J. R. (1998). A mechanism to explain rift-basin subsidence and stratigraphic patterns through fault-array evolution. *Geology*, 26, 595–598.
- Hancock, P. L. (1985). Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, 7, 437–457.
- Heller, P. L., Angevine, C. L., Winslow, N. S., & Paola, C. (1988). Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences. *Geology*, 16, 501–504.
- Henstra, G. A., Rotevatn, A., Gawthorpe, R. L., & Ravnås, R. (2015). Evolution of a major segmented normal fault during multiphase rifting: The origin of plan-view zigzag geometry. *Journal of Structural Geology*, 74, 45–63.
- Hooke, R. L. (1967). Processes on arid-region alluvial fans. *The Journal of Geology*, 75, 438–460.
- Hoorn, C., Guerrero, J., Sarmiento, G., & Lorente, M. A. (1995). Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. *Geology*, 23, 237–240.
- Houten, F. B. Van, & Travis, R. B. (1968). Cenozoic deposits, Upper Magdalena Valley, Colombia. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52, 675–702.
- Hus, R., Acocella, V., Funicello, R., & De Batist, M. (2005). Sandbox models of relay ramp structure and evolution. *Journal of Structural Geology*, 27, 459–473.
- Jiménez Mejía, D. M., Juliani, C., & Cordani, U. G. (2006). P-T-t conditions of high-grade metamorphic rocks of the Garzon Massif, Andean basement, SE Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 21, 322–336.
- Jordan, T. E. (1995). Retroarc foreland and related basins. (C. J. Busby & R. V. Ingersoll, Eds.) *Tectonics of sedimentary basins*. Oxford, Blackwell Science.
- Kim, W., & Paola, C. (2007). Long-period cyclic sedimentation with constant tectonic forcing in an experimental relay ramp. *Geology*, 35, 331–334.
- Lowe, D. R. (1982). Sediment gravity flows: II Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Research*, 52, 279–297.
- Maizels, J. (1989). Sedimentology, paleoflow dynamics and flood history of jokulhlaup deposits: paleohydrology of Holocene sediment sequences in southern Iceland Sandur deposits. *Journal of Sedimentary Research*, 59, 204–223.
- Marquínez, G., Morales, C., & Caicedo, J. C. (2002). Memoria explicativa de la Geología de la Plancha 344, Tesalia. Ingeominas, Bogotá, 145.
- Marquínez, G., Morales, C., & Núñez, A. (2001). Geología de la Plancha 344, Tesalia, escala 1:100.000. Ingeominas, Bogotá.
- Miall, A. D. (1978). Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits, a summary. (A. D. Miall, Ed.) *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir* 5, 597–604.
- Miall, A. D. (2006). *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. (Springer V.). Berlin.
- Montes, C., Hatcher, R. D., & Restrepo-Pace, P. A. (2005). Tectonic reconstruction of the northern Andean blocks: Oblique

- convergence and rotations derived from the kinematics of the Piedras-Girardot area, Colombia. *Tectonophysics*, 399, 221–250.
- Peacock, D. (2002). Propagation, interaction and linkage in normal fault systems. *Earth-Science Reviews*, 58, 121–142.
- Raasveldt, H. C. (1956). Mapa Geológico de la República de Colombia: Plancha L-9 Girardot, escala 1:200.000. Instituto Geológico Nacional Bogotá.
- Ramón, J. C., & Rosero, A. (2006). Multiphase structural evolution of the western margin of the Girardot subbasin, Upper Magdalena Valley, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 21, 493–509.
- Soliva, R., Benedicto, A., Schultz, R. A., Maerten, L., & Micarelli, L. (2008). Displacement and interaction of normal fault segments branched at depth: Implications for fault growth and potential earthquake rupture size. *Journal of Structural Geology*, 30, 1288–1299.
- Stirton, R. A. (1953). Vertebrate paleontology and continental stratigraphy in Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 64, 603–622.
- Van der Wiel, A. M., Van den Bergh, G. D., & Hebeda, E. H. (1992). Uplift, subsidence, and volcanism in the southern Neiva Basin, Colombia, Part 2: Influence on fluvial deposition in the Miocene Gigante Formation. *Journal of South American earth sciences*, 5, 175–196.
- Villamil, T. (1999). Campanian – Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela, 153, 239–275.
- Walsh, J. J., Watterson, J., Bailey, W. R., & Childs, C. (1999). Fault relays, bends and branch-lines. *Journal of Structural Geology*, 21, 1019–1026.
- Warsitzka, M., Kley, J., & Kukowski, N. (2013). Salt diapirism driven by differential loading - Some insights from analogue modelling. *Tectonophysics*, 591, 83–97.
- Wernicke, B., & Axen, G. J. (1988). On the role of isostasy in the evolution of normal-fault systems. *Geology*, 16, 848–851.
- Whittaker, A. C., Cowie, P. A., Attal, M., Tucker, G. E., & Roberts, G. P. (2007). Contrasting transient and steady-state rivers crossing active normal faults: New field observations from the central apennines, Italy. *Basin Research*, 19, 529–556.