



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

# **Geomorfología tectónica del noroccidente de la Cordillera Central, Andes del Norte - Colombia**

**Santiago Noriega Londoño**

Universidad Nacional de Colombia  
Facultad de Minas, Departamento de Minerales y Materiales  
Medellín, Colombia  
2016

# **Geomorfología tectónica del noroccidente de la Cordillera Central, Andes del Norte - Colombia**

**Santiago Noriega Londoño**

Tesis de maestría presentada como requisito parcial para optar al título de:

**Magister en Ingeniería – Recursos Minerales**

Director:

Ph.D., Sergio Andrés Restrepo Moreno

Codirector:

Ph.D., Cesar Javier Vinasco Vallejo

Línea de Investigación:

Termocronología de baja temperatura y evolución del relieve

Grupo de Investigación:

Grupo de Estudios Tectónicos - GET

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Minas, Departamento de Minerales y Materiales

Medellín, Colombia

2016

*Toda nuestra ciencia,  
comparada con la realidad,  
es primitiva e infantil...  
y sin embargo es lo más preciado  
que tenemos.*

*Albert Einstein*



## Agradecimientos

A Elena, por su paciencia y su amor.

A Sergio Restrepo y Cesar Vinasco por permitirme explorar esta interesante fase de aprendizaje y por sus enseñanzas que trascienden lo académico.

A Colciencias y a la Universidad Nacional de Colombia por el apoyo logístico y económico a través del proyecto: *“Temporalidad del fenómeno acrecionario Meso-Cenozoico en el occidente Colombiano a partir de dataciones Ar-Ar en zonas de cizallamiento, termocronología del levantamiento/exhumación de masas graníticas por (U-Th)/He y trazas de fisión y proveniencia sedimentaria por U/Pb y Hf en zircones detríticos”*.

A la Dra. María Isabel Marín por su colaboración y acompañamiento en el laboratorio de Termocronología de la Universidad EAFIT y por sus contribuciones en la discusión.

Al Dr. Mauricio Bermúdez por su valiosa contribución en las fases de modelamiento termal, discusión de los resultados y edición del texto.

A los Drs. Kyoungwon “Kyle” Min y David Foster por su colaboración en la fase de análisis de (U-Th)/He, al Dr. George Kamenov en relación con los análisis U/Pb (ICPMS Lab), y a la Dra. Ann Heatherington por su apoyo en la obtención de imágenes SEM y CL, todos estos en la Universidad de la Florida, Center for Isotope Geoscience.

A Humberto Caballero por sus valiosas contribuciones en la fase de análisis geomorfológico y discusión de los resultados.

A Wilton por su apoyo en el procesamiento y preparación de muestras y a Víctor y Camilo por su colaboración en el laboratorio de Termocronología de la Universidad EAFIT.

A mis colegas y estudiantes del Grupo de Estudios Tectónicos - GET por el acompañamiento en campo y la participación colectiva en las diversas etapas del proyecto.



## Resumen

Este trabajo explora las relaciones entre tectónica y geomorfología a partir de nuevos datos termocronológicos, geocronológicos, geomorfométricos y de modelamiento numérico. De esta forma se establece un acercamiento a la historia tectonotermal de bloques litotectónicos, la respuesta morfotectónica y la evolución del paisaje en el borde noroccidental de la Cordillera Central, donde aparecen sistemas geomórficos contrastantes, a saber: el Altiplano Antioqueño (AA) y el cañón del río Cauca (CRC), emparentados geográficamente por la cuenca del río San Andrés (CRSA), y separados por la falla Espíritu Santo (FES) y estructuras asociadas al sistema de fallas de Cauca-Romeral (SFCR). Entre los resultados se destacan la magmatogénesis de rocas afines al complejo Cajamarca ca. 229 Ma, inmersas en el SFCR, la cristalización del Batolito Antioqueño ca. 72 Ma. Tasas de exhumación entre 0,3-0,7 km/Ma y tasas de enfriamiento entre 11,6-13,4 °C/Ma durante el Paleoceno/Eoceno. Además del equilibrio termal y topográfico que sugieren las edades (U-Th)/He en apatito y la ocurrencia de superficies de erosión sobre ambos bloques litotectónicos. El reseteamiento parcial de las edades (U-Th)/He en la zona de influencia de la FES entre aproximadamente 45 y 25 Ma, marca el levantamiento diferencial de bloques litotectónicos desde finales del Eoceno. Los modelos termomecánicos 2D reproducen dos pulsos de enfriamiento entre 55-40 Ma y 25-20 Ma, con una mayor tasas de exhumación por erosión en el primer evento. Se realizaron un conjunto de modelos numéricos tipo forward termocinemáticos 3D a partir de condiciones geológicas impuestas y soportadas en distintas publicaciones, los resultados con mejor ajuste (*misfit*) sugieren tasas de exhumación de alrededor de 0,1 km/Ma durante el Cenozoico tardío. Mediante la geomorfometría se documentan además el rejuvenecimiento del paisaje, la preservación de paisajes relictos, la marcada incisión sobre el CRC, la inversión del relieve, la potencial reorganización del sistema fluvial, y la captura de drenajes localizados en el AA como respuesta morfotectónica de las fases orogénicas finales (<20 Ma). Estos resultados constituyen un aporte preliminar para detectar las relaciones entre tectónica y geomorfología a largo y mediano plazo, lo cual constituyen elementos de partida para estimar la evolución del paisaje en los Andes del Norte.

**Palabras clave:** Geomorfología tectónica, Termocronología, Geomorfometría, Modelamiento numérico, Evolución del paisaje, Cordillera Central de Colombia, Cañón Río Cauca.



## Abstract

Based on new thermochronologic, radiochronologic, geomorphometric and numeric modelling data, this investigation explores relationships and potential feedbacks between tectonics and geomorphology. This approach allows to unravel the tectonothermal history of discrete lithotectonic blocks, the morphotectonic response to uplift-exhumation and patterns of landscape evolution in the northwestern portion of the Central Cordillera (Colombia) where contrasted geomorphic systems coexist, namely: as the Antioqueño Plateau (AP) and the Cauca river canyon (CRC), geographically united by San Andrés river catchment (SARC) and separated by Espiritu Santo Fault (ESF) and other structures associated with the Cauca-Romeral Fault System (CRFS) or megashear zone. Results lead to the identification of various significant events such as the Triassic magmato-genesis of rocks embedded in the SFCR and related to the Cajamarca complex, crystallization of the Antioqueño Batholith ca. 72 Ma. Exhumation rates of 0,3-0,7 km/Ma and cooling rates of 11,6-13,4 °C/Ma in Paleocene/Eocene times. Furthermore Thermal and topographic equilibrium suggested by apatite (U-Th)/He ages and occurrence of erosional surfaces on both lithotectonic blocks. Partial resetting of (U-Th)/He ages registered on the ESF zone ca. 45 and 25 Ma are interpreted as indicative of differential uplift of erosional surfaces since the Late Eocene. Thermomechanical 2D models reproduce two cooling pulses between 55-40 Ma, 25-20 Ma, with higher rates of exhumation by erosion in the first event. Preferred 3D Thermo-kinematic numerical modelling based on geological constrains supported in different publication, suggests exhumation rates close to 0,1 km/Ma for the Late Cenozoic. Geomorphometry assessment documents landscape rejuvenation, preservation of relict landscapes, marked incision on CRC, relief inversion, reorganization of the fluvial system including fluvial capture of drainage located in the AP as a result of morphotectonic responses to late orogenic phases (< 20 Ma). These results reveal mid- to long-term relationships and feedback mechanisms between tectonics and geomorphology, and constitute fundamental pieces of information to understand landscape evolution in Northern Andes.

**Keywords:** Tectonic Geomorphology, Thermochronology, Geomorphometry, Numeric modelling, Landscape evolution, Central Cordillera Colombia, Cauca river canyon.

# Contenido

	<u>Pág.</u>
<b>Resumen</b>	<b>VII</b>
<b>Abstract</b>	<b>IX</b>
<b>Lista de figuras</b>	<b>XIII</b>
<b>Lista de tablas</b>	<b>XV</b>
<b>1. Capítulo 1: Generalidades</b> .....	<b>1</b>
1.1. Introducción .....	1
1.2. Antecedentes.....	2
1.2.1. <i>¿Qué es geomorfología tectónica?</i> .....	2
1.2.2. <i>Contexto tectónico y geomorfológico del NW de los Andes del Norte</i> ...	6
1.2.3. <i>Tectónica y geomorfología local</i> .....	17
1.3. Problema de Investigación.....	24
1.4. Objetivos .....	26
1.5. Hipótesis de investigación .....	27
1.6. Metodología y diseño de la investigación.....	28
1.6.1. <i>Diseño del muestreo y campaña de campo</i> .....	28
1.6.2. <i>Geocronología en el sistema U/Pb</i> .....	30
1.6.3. <i>Termocronología de baja temperatura en el sistema (U-Th)/He</i> .....	31
1.6.4. <i>Geomorfometría</i> .....	33
1.6.5. <i>Modelamiento numérico</i> .....	34
1.7. Metas y alcances.....	36
1.8. Significado práctico o intelectual.....	37
1.9. Estructura de la tesis .....	38
<b>2. Capítulo 2: Termotectónica del borde noroccidental de la Cordillera Central a partir de geocronología y termocronología de baja temperatura</b> .....	<b>39</b>
Resumen.....	39
Abstract.....	39
2.1. Introducción .....	40
2.2. Antecedentes.....	41
2.2.1. <i>Tectónica y termocronología</i> .....	41
2.2.2. <i>Marco tectónico del borde noroccidental de la Cordillera Central</i> .....	43
2.3. Métodos analíticos.....	44
2.3.1. <i>Geocronología U/Pb</i> .....	44
2.3.2. <i>Termocronología de baja temperatura (U-Th)/He</i> .....	45
2.3.3. <i>Estimación de tasas de exhumación a partir de datos termocronológicos</i> 46	46
2.4. Resultados .....	46
2.4.1. <i>Edades U/Pb</i> .....	46
2.4.2. <i>Edades (U-Th)/He</i> .....	50
2.5. Discusión .....	51
2.5.1. <i>Edades U/Pb</i> .....	51
2.5.2. <i>Edades (U-Th)/He</i> .....	53
2.5.3. <i>Termotectónica y evolución del paisaje a largo plazo</i> .....	54

2.6.	Conclusiones .....	56
<b>3.</b>	<b>Capítulo 3: Evidencias geomorfológicas de levantamiento reciente y evolución del paisaje en la zona de influencia de la falla Espíritu Santo: Una aproximación geomorfométrica.....</b>	<b>58</b>
	Resumen.....	58
	Abstract.....	58
3.1.	Introducción .....	59
3.2.	Antecedentes.....	60
3.2.1.	<i>Procesos exógenos/endógenos y geomorfometría.....</i>	60
3.2.2.	<i>Marco tectónico y geomorfológico de la CRSA .....</i>	62
3.3.	Método analítico .....	64
3.3.1.	<i>Morfología comparada de cuencas .....</i>	64
3.3.2.	<i>Hipsometría.....</i>	65
3.3.3.	<i>Análisis del perfil longitudinal del Río San Andrés.....</i>	66
3.3.4.	<i>Análisis de superficie .....</i>	66
3.3.5.	<i>Perfiles transversales.....</i>	67
3.4.	Resultados .....	67
3.4.1.	<i>Morfología comparada de cuencas .....</i>	67
3.4.2.	<i>Hipsometría.....</i>	68
3.4.3.	<i>Análisis del perfil longitudinal del río San Andrés, índice SL, concavidad - <math>\theta</math> y verticalidad - <math>K_s</math>.....</i>	70
3.4.4.	<i>Índice <math>V_f</math>.....</i>	71
3.4.5.	<i>Índice <math>R_1</math>.....</i>	71
3.4.6.	<i>Análisis de superficie .....</i>	71
3.4.7.	<i>Perfiles transversales.....</i>	71
3.5.	Discusión .....	81
3.5.1.	<i>Morfología comparada de cuencas .....</i>	81
3.5.2.	<i>Hipsometría.....</i>	81
3.5.3.	<i>Perfil longitudinal del río San Andrés e índice SL.....</i>	82
3.5.4.	<i>Concavidad y verticalidad .....</i>	83
3.5.5.	<i>Índice <math>V_f</math>.....</i>	83
3.5.6.	<i>Índice <math>R_1</math>.....</i>	84
3.5.7.	<i>Análisis de superficie y perfiles transversales .....</i>	84
3.6.	Conclusiones .....	86
<b>4.</b>	<b>Capítulo 4: Reproductibilidad de edades observadas a lo largo de bloques litotectónicos en el noroccidente de la Cordillera Central a la historia geológica existente mediante modelamiento numérico termomecánico 2D y termocinemático 3D .....</b>	<b>88</b>
	Resumen.....	88
	Abstract.....	89
4.1.	Introducción .....	90
4.2.	Antecedentes.....	90
4.2.1.	<i>Modelamiento numérico en ciencias de la tierra.....</i>	90
4.2.2.	<i>Modelamiento termomecánico 2D y estimación de historias tiempo-temperatura.....</i>	91
4.2.3.	<i>Modelamiento termocinemático 3D.....</i>	92
4.3.	Métodos analíticos.....	94
4.3.1.	<i>Modelamiento de historias tiempo-temperatura usando QTQt®.....</i>	94
4.3.2.	<i>Filosofía de modelamiento usando Pecube® .....</i>	95

4.3.3.	<i>Parámetros termales y flexurales</i> .....	95
4.3.4.	<i>Parámetros de falla</i> .....	96
4.4.	Resultados .....	97
4.5.	Discusión .....	100
4.6.	Conclusiones .....	102
<b>5.</b>	<b>Capítulo 5: Discusión e integración de resultados</b> .....	<b>104</b>
5.1.	Evento I: Metamorfismo, magmatismo y deformación Mesozoica .....	104
5.2.	Evento II: Deformación Paleocena/Eocena y modelado del paisaje en el Eoceno/Oligoceno .....	105
5.3.	Evento III: Deformación Oligo/Miocena y modelado del paisaje en el Mioceno/Plioceno .....	106
5.4.	Evento IV: Levantamiento/exhumación Miocena – Erosión/sedimentación Miocena/Pliocena .....	109
<b>6.</b>	<b>Capítulo 6: Conclusiones y recomendaciones</b> .....	<b>111</b>
	<b>Referencias bibliográficas</b> .....	<b>115</b>

# Lista de figuras

**Pág.**

<b>Figura 1-1.</b> Conceptos básicos en geomorfología tectónica.....	5
<b>Figura 1-2.</b> Características fisiográficas y tectónicas del noroccidente Colombiano y delimitación de bloques litotectónicos de la zona de estudio..	9
<b>Figura 1-3.</b> Superficies de erosión en la Cordillera Central.....	18
<b>Figura 1-4.</b> Características geológicas, geomorfológicas y estructurales del borde NW de los Andes del Norte.....	19
<b>Figura 1-5.</b> Geología y geomorfología local de la zona de estudio.....	21
<b>Figura 1-6.</b> Dominios geomorfológicos contrastantes en la cuenca del río San Andrés..	22
<b>Figura 1-7.</b> Expresión de la falla Espíritu Santo (FES) en la cuenca del río San Andrés.	23
<b>Figura 1-8.</b> Hipótesis de investigación..	27
<b>Figura 1-9.</b> Distribución espacial de las muestras tomadas y delimitación de la cuenca del río San Andrés. ....	29
<b>Figura 2-1.</b> Resultados de las edades U/Pb en circón .....	48
<b>Figura 2-2.</b> Edades U/Pb en circón mediante. ....	49
<b>Figura 2-3.</b> Relaciones de edad elevación para los resultados (U-Th)/He en apatito y circón. ....	51
<b>Figura 2-4.</b> Análisis de datos termocronológicos en función de las tasas de exhumación/erosión..	52
<b>Figura 2-5.</b> Resultados del análisis termotectónico.....	55
<b>Figura 3-1.</b> Características hipsométricas de la cuenca del río San Andrés y sus alrededores..	69
<b>Figura 3-2.</b> Análisis geomorfométrico del perfil longitudinal del río San Andrés.....	70
<b>Figura 3-3.</b> Resultados del índice $V_f$ y contraste morfológico de la CRSA. ....	71
<b>Figura 3-4.</b> Expresión morfológica de los grados de incisión fluvial ( $V_f$ ) en tres tramos de la CRSA. ....	72
<b>Figura 3-5.</b> Resultados del índice R1.....	73
<b>Figura 3-6.</b> Elementos básicos usados en el análisis de la estructura del paisaje .....	74
<b>Figura 3-7.</b> Relieve relativo – RR.....	75
<b>Figura 3-8.</b> Variabilidad de la pendiente – SV.....	76
<b>Figura 3-9.</b> Índice de rugosidad del terreno – TRI.....	77
<b>Figura 3-10.</b> Integral hipsométrica – HI.....	78
<b>Figura 3-11.</b> Superficies isobase. ....	79
<b>Figura 3-12.</b> Perfiles transversales en sentido W-E a lo largo de la CRSA. ....	80
<b>Figura 3-13.</b> Estados de evolución de los sistemas fluviales en función de sus propiedades hipsométricas..	82
<b>Figura 3-14.</b> Esquema interpretativo (hipótesis) de la evolución por captura de sistemas fluviales en el AA .....	86
<b>Figura 4-1.</b> Resultados del modelamiento numérico en ambientes QTQt®.....	98
<b>Figura 4-2.</b> Resultados del modelamiento numérico en ambientes Pecube®. ....	99

<b>Figura 4-3.</b> Comparación de edades medidas vs edades modeladas bajo el código Pecube® .....	100
<b>Figura 5-1.</b> Esquema simplificado de evolución tectónica y geomorfológica del borde noroccidental de la Cordillera Central de Colombia. ....	107

# Lista de tablas

**Pág.**

<b>Tabla 1-1.</b> Características generales de las unidades litológicas pre-Oligocenas en la zona de estudio.....	10
<b>Tabla 1-2.</b> Características generales de las superficies de erosión en la zona de estudio. ....	12
<b>Tabla 1-3.</b> Características generales de las fallas regionales en la zona de estudio. ....	15
<b>Tabla 1-4.</b> Características generales de las muestras colectadas.....	28
<b>Tabla 1-5.</b> Características generales de los isotopos radioactivos del sistema U/Pb.....	30
<b>Tabla 2-1.</b> Edades U/Pb LA-ICP-MS en circón.....	46
<b>Tabla 2-2.</b> Edades U/Pb LA-ICP-MS en circones detríticos.....	49
<b>Tabla 2-3.</b> Edades (U-Th)/He en circón.....	50
<b>Tabla 2-4.</b> Edades (U-Th)/He en apatito. ....	50
<b>Tabla 3-1.</b> Clasificación y jerarquía de las características geomorfológicas terrestres por escala espacial y temporal. ....	61
<b>Tabla 3-2.</b> Parámetros utilizados en el análisis geomorfométrico.....	65
<b>Tabla 3-3.</b> Parámetros usados en el análisis de superficie.....	67
<b>Tabla 3-4.</b> Variables planimétricas y altimétricas de las cuencas analizadas. ....	68
<b>Tabla 3-5.</b> Morfología comparada de las cuencas hidrográficas alrededor del sitio de estudio. ....	68
<b>Tabla 4-1.</b> Datos de entrada y restricciones usados en el modelamiento termomecánicos usando QTQt®.....	94
<b>Tabla 4-2.</b> Ejemplo de un escenario de exhumación usado en el modelamiento Pecube®. ....	96
<b>Tabla 4-3.</b> Parámetros de entrada para el modelamiento Pecube®.....	97
<b>Tabla 4-4.</b> Parámetros usados en el modelamiento directo con menor valor de misfit. ...	97

# 1. Capítulo 1: Generalidades

## 1.1. Introducción

La tecnósfera (Comoner, 1990), entendida esta como el conjunto de actividades (e.g., agricultura, extracción de minerales, desarrollo de infraestructura, industria, etc.) que ha llevado a cabo el hombre sobre el planeta Tierra con el fin de mantener procesos en los órdenes económico y político-social, demanda, hoy más que nunca, no solo ingenio sino un conocimiento profundo de los sistemas terrestres y sus interacciones (geósfera, hidrósfera, atmósfera, biósfera). Hasta ahora, el desarrollo de la tecnósfera ha generado desarreglos en el funcionamiento de los sistemas naturales (e.g., cambio climático y ambiental global) que ha llevado a un conflicto ecósfera-tecnósfera (Comoner, 1990, Loseliani, 2014) que pone en entredicho la disponibilidad de bienes y servicios ambientales de los que inexorablemente depende cualquier proyecto de sociedad. En este sentido, la ingeniería concebida como "...el arte de planificar el aprovechamiento de la tierra, el aire, y el uso y control del agua; así como de proyectar, construir y operar los sistemas y las maquinas necesarias para llevar el plan a su término" (Cross, 1998) debe jugar un papel preponderante en la redefinición ingeniosa de una tecnósfera viable.

Ahora, planificar el uso del territorio demanda un entendimiento, al menos de forma parcial, de los procesos responsables de la formación de la superficie terrestre, su evolución y su comportamiento futuro. Para ello es necesario evaluar escenarios que incluyan la interacción entre procesos tectónicos, climáticos y biológicos en el contexto de los sistemas terrestres (Molnar y England, 1990a; Stallard, 1998; Willett y Brandon, 2002; Phillips, 2009).

El estudio de zonas tectónicamente activas, y en particular el sistema montañoso Andino, adquiere relevancia desde la perspectiva de la ingeniería geológica o geología aplicada, ya que mediante esta se puede lograr un acercamiento a la comprensión integral de las dinámicas de procesos naturales que operan en la superficie terrestre y que determinan la evolución del paisaje, en relación con fenómenos como el desplazamiento de fallas geológicas, el transporte de agua y sedimentos en las redes fluviales, y la ocurrencia de procesos erosivos; dinámicas que impactan directamente varias facetas de la tecnósfera (Loseliani, 2014), en particular en lo que tiene que ver con el desarrollo y operación de infraestructura de diversos tipos y con la gestión del riesgo natural.

Los Andes del Norte (Colombia, Ecuador y Venezuela), se caracterizan por ser parte de un margen acrecionario (Etayo, 1986; Restrepo y Toussaint, 1988; Taboada et al., 2002; Cediél, et al., 2003; Coates et al., 2004; Montes et al., 2005; Gómez, et al., 2007). Esta margen es el producto de la interacción compleja entre las placas Nazca/Farallón, Caribe y Suramérica. Estas masas litosféricas reajustan la deformación actual en diversos bloques litotectónicos, que han sido adosados a la margen NW de Suramérica desde el Mesozoico hasta hoy, y que se encuentran separados por fallas geológicas regionales. La disposición espacial de bloques y fallas, y la configuración de las cadenas montañosas, altiplanos y valles lineales, que conforman los principales rasgos geomorfológicas de los Andes del Norte, y en particular de las Cordilleras

Central y Occidental colombianas, proveen un escenario ideal para entender las relaciones entre geomorfología y tectónica, a la luz de técnicas modernas en ciencias de la tierra.

## **1.2. Antecedentes**

### **1.2.1. ¿Qué es geomorfología tectónica?**

La dinámica interna de la tierra es impulsada por un gradiente termal que, mediante mecanismos de difusión de calor y transferencia de masa, es responsable del movimiento de las placas tectónicas, (Pollack y Chapman, 1977; Furlong y Chapman, 2013). Estos desplazamientos producen deformaciones y reacomodamiento de la litosfera, mediante procesos controlados por la composición, el grado de confinamiento, la orientación del campo de esfuerzos, el gradiente geotérmico, entre otros (Turcotte y Schubert, 1982). Se dan entonces comportamientos mecánicos en el espectro frágil-dúctil (Kusznir y Park, 1982), que define los niveles estructurales frágil, dúctil y transicional (Mattauer, 1976). La identificación y caracterización de estas piezas de información permite esbozar la evolución geológica de una región.

Por otro lado, los procesos exógenos dependen en esencia del clima como conjunto de fenómenos al que se atribuyen generalmente los procesos de modelado de la superficie terrestre (Barron, 1996). Es con base en esta premisa que se han considerado en la disciplina geomorfológica provincias morfoclimáticas (Anhert, 1976; 1987; 1996), capaces de producir determinados sistemas de respuesta geomorfológicos (Peltier, 1950; Büdel, 1963; Thomas, 1994) que conforman regiones morfogenéticas de carácter fluvial, glacial, litoral, y/o eólico, a partir de la distribución de agentes climáticos como la temperatura, la precipitación, la humedad, y de repuestas en la actividad biológica (distribución de biomas), entre otros (ver Berta, 2005). En el contexto climático la radiación solar juega un papel preponderante al controlar en buena medida la circulación atmosférica y movimientos de la masa de aire (Hadley, 1735; Beychok, 2013) y las corrientes oceánicas (Sandstrom, 1908; Defant, 1929), pero también son importantes los parámetros orbitales de la tierra (Kepler, 1609; Milankovitch, 1920), la distribución de agua en la superficie (Miller et al., 2011), entre otros. Las interacciones tectónica-clima pueden dar lugar a cambios topográficos significativos tanto por aumentos en la elevación como por el incremento de pendientes. Estos cambios, en conjunción con la fuerza gravitacional suscitan a su vez cambios en la energía potencial de materiales geológicos (rocas, agua, etc.) desencadenando procesos geomórficos importantes tales como la erosión por agua, tanto laminar como concentrada, y los movimientos en masa (ver Anhert, 1987; 1999; Thomas, 1994; Willet et al., 2001).

Los ciclos de Wilson (1966) y los ciclos geográficos (Davis, 1889; Gilbert, 1909; Penck, 1924; Hack, 1960) representan algunos mecanismos constructivos y destructivos de topografía y de deformación de la corteza en relación con procesos tanto endógenos como exógenos. Mientras que los modelos de Davis y Gilbert implican construcción de topografía por efecto de un fenómeno tectónico impulsivo que da forma a la superficie, el modelo de Penck sugiere fenómenos progresivos y graduales, por otro lado el modelo de Hack introduce de manera directa el concepto de equilibrio dinámico en los procesos geomorfológicos. Se producen entonces transiciones en los estados de equilibrio de los sistemas montañosos (Howard, 1965; Hack, 1960;

1975; Montgomery, 1989), gobernados por el principio de inestabilidad (Scheideger, 1975; 1983; 1987), controlando en últimas instancias los flujos de masa y energía bajo el principio de Catena (*sensu* Scheideger, 1986), y dominando el modelado de la superficie de la tierra y la evolución del paisaje (Scheideger, 1987; Braun y Sambridge, 1997; Burbank y Pinter, 1999; Willet y Brandon, 2002; Bishop, 2002; Pazzaglia, 2003, Phillips, 2009, entre otros). Es bajo esta dinámica compleja de “construcción-destrucción” de geofomas que tiene lugar el desarrollo y preservación de tales rasgos tan significativos como las superficies de erosión (Wayland, 1933; Clark et al., 2006; Twidale, 1976, 2003), entre otros sistemas geomórficos, que pueden ser usados como marcadores morfotectónicos (Hack, 1973; Seeber y Gornitz, 1983; Wipple y Tucker, 1999; Keller y Pinter, 2002; Burbank y Anderson, 2001; Bishop et al., 2005; Castillo y Lugo–Hubp, 2011, Calvet et al., 2015; entre otros).

Los cambios en la dinámica de la superficie, tanto por procesos endógenos como exógenos, renuevan continuamente el paisaje a diferentes escalas de espacio y tiempo (Hays, et al., 1976, Barron, 1996; Bradley, 1999), registrando su esta evolución como un palimpsesto de geofomas (Arias, 1995). Así, adopta un papel fundamental la geomorfología, subdisciplina en ciencias de la tierra encargada del estudio del origen y evolución de las formas de la superficie terrestre. Esta disciplina ha sido predominantemente cualitativa desde sus inicios (ver Beckinsale y Chorley, 1991). Sin embargo, la integración de la teoría general de sistemas (von Bertalanffy, 1968) en el análisis geomorfológico, ha llevado a la conceptualización de la naturaleza como un sistema de procesos (Chorley, 1962; Huggett, 2007; von Elverfeldt y Galde, 2011), marcando una transición de la geomorfología hacia una ciencia de carácter cuantitativo (Horton, 1945, Strahler, 1957; Burbank y Anderson, 2001, entre otros), bajo la cual pueden analizarse relaciones funcionales entre diferentes variables. Además, los recientes avances en técnicas de geología isotópica (Bierman y Nichols, 2004; Summerfield, 2005; Dickin, 2005; Burbank y Anderson, 2011, entre otros) y de modelamiento analógico y numérico (Koyi, 1997; Regard. 2005; Summerfield, 2001; Gerya, 2010; Duretz, et al., 2011, entre otros), permiten simular una amplia variedad de problemas geológicos.

Actualmente las márgenes convergentes son analizadas bajo el modelo de cuñas orogénicas al integrar datos termales, reológicos, tectónicos, climáticos, biológicos, entre otros, (Avouac y Burov, 1996; Persson y Sokoutis, 2002; Stolar, et al., 2006; Roe et al., 2006a; Whipple, 2009), contribuyendo de manera significativa en la construcción y evaluación de modelos de evolución del paisaje (Scheideger, 1987; Braun y Sambridge, 1997; Burbank y Pinter, 1999; Willet y Brandon, 2002; Bishop, 2002; Pazzaglia, 2003, Phillips, 2009, entre otros). De esta manera, y sólo en un par de décadas, la geomorfología pasó de ser considerada una ciencia de interés periférico a ser el foco de investigación interdisciplinaria para el mejor entendimiento de cómo funciona la tierra (Summerfield, 2005; Leopold, 2004).

En ese dialogo inevitable entre procesos internos y externos, es decir, entre tectónica y geomorfología, aparece entonces la geomorfología tectónica como un campo disciplinar reciente y de naturaleza eminentemente interdisciplinaria que nos asiste en el estudio de la evolución del paisaje (Burbank y Anderson, 2001). La geomorfología tectónica busca integrar los procesos endógenos relacionados con magmatismo, metamorfismo, exhumación, rebote isostático y fallamiento, y los procesos exógenos asociados con meteorización, remoción, transporte y

deposición, como elementos que convergen y/o actúan de manera antagónica (ver Shephard, et al., 2010), controlando la evolución del paisaje como un sistema con flujos de entrada y salida.

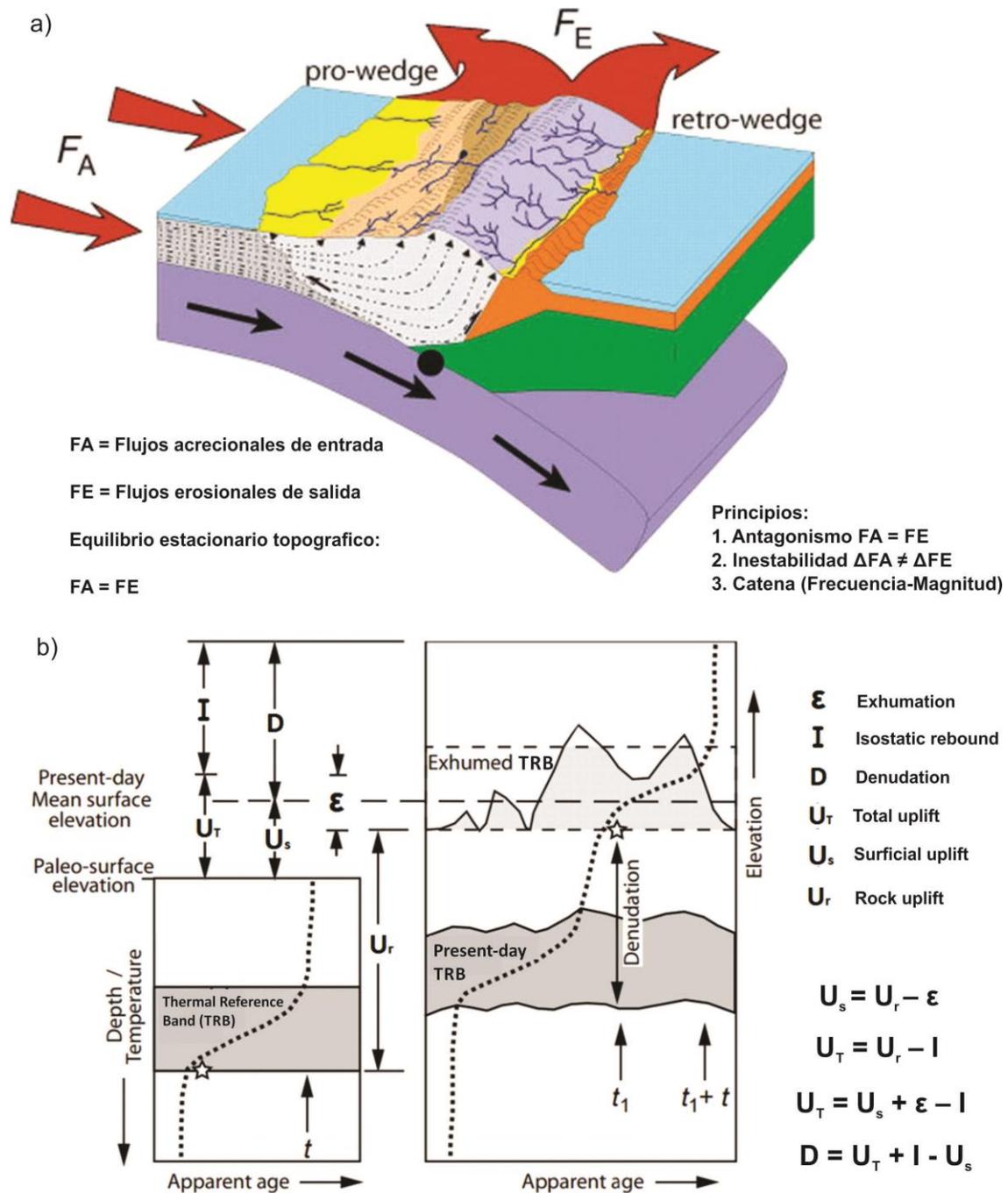
En el ámbito de la geomorfología tectónica, los sistemas de placas convergentes constituyen un excelente ejemplo de sistemas de flujos de entrada y salida, ya que los intercambios de masa y energía representan un complejo sistema acoplado entre clima y tectónica, con flujos de materia y energía hacia la superficie de la tierra mediante levantamiento tectónico, exhumación y rebote isostático. Estos procesos generalmente producen reajustes de las isotermas y por lo tanto enfriamiento de la corteza superior (Ring et al., 1999; Stüwe, 2007). La emergencia de técnicas recientes en geología isotópica, particularmente la termocronología de baja temperatura, y el modelamiento computacional de estos datos y de variables termo-mecánicas en la corteza, permiten cuantificar, espacio-temporalmente, dichos procesos (Braun et al., 2006; Gallagher et al. 2012b; Gerya, 2010; Burbank y Anderson, 2011; Ehlers y Farley, 2003; Bermúdez et al., 2011; Reiners y Brandon, 2006, entre otros).

La figura 1-1 esquematiza las relaciones entre procesos tectono-termales en la corteza superior, y los procesos geomorfológicos en la superficie terrestre en función de la exhumación, el levantamiento y la isostasia. Es importante anotar que en ambos casos los elementos más antiguos se localizan a mayor elevación, indicando la tendencia general de la evolución del paisaje. Dado que procesos como levantamiento y exhumación son centrales en la geomorfología tectónica y juegan un papel importante en la transformación del relieve, es importante definir el significado de estos términos. La exhumación ( $\epsilon$ ), es un término genérico para describir el tránsito de una partícula de roca en sentido vertical hacia la superficie terrestre (England y Molnar, 1990; Stüwe y Barr, 1998; Summerfield y Brown, 1998; Ring et al., 1999; Adlakha, et al., 2013). Diversos mecanismos favorecen los procesos de exhumación, entre ellos el fallamiento normal, el adelgazamiento cortical y la erosión (Ring et al., 1999), este último siendo de particularmente relevante en cadenas de montaña en zonas tropicales donde la erosión puede ser un proceso dominante (Gregory-Wodzicki, 2000; Restrepo-Moreno et al., 2009; Restrepo-Moreno et al., 2013). Todos estos mecanismos permiten que las rocas se aproximen cada vez más a la superficie y que en el proceso atraviesen campos termales que conducen al enfriamiento neto del paquete de roca.

El levantamiento de roca ( $U_r$ ) se refiere a la distancia vertical recorrida por una partícula en la corteza respecto a un nivel de referencia, ya sea el geoide o el nivel del mar, mientras que el levantamiento de la superficie ( $U_s$ ) se refiere al movimiento vertical de la superficie terrestre respecto a dicho nivel de referencia.

El levantamiento tectónico ( $U_T$ ) corresponde al levantamiento neto sin el efecto del rebote isostático (England y Molnar, 1990; Stüwe y Barr, 1998). Una mayor tasa de exhumación respecto al levantamiento de roca, significa un descenso de la elevación de la superficie. Pero debido a que la corteza se comporta como un cuerpo rígido y elástico que descansa ("flota") sobre una astenósfera viscoelástica, variaciones en su espesor producen una compensación por rebote isostático, que depende del contraste de densidades entre litósfera y astenósfera (Turcotte and Schubert, 1982; Watts, 2001).

**Figura 1-1.** Conceptos básicos en geomorfología tectónica (Modificado de Stolar et al., 2006, Braun et al., 2006 y Fitzgerald, et al., 1995). a) Flujos de entrada y salida por advección de materia y calor en sistemas orogénicos; b) Principales variables morfotectónicas que definen la evolución del paisaje y cambios en la estructura termal de la corteza superior. La faja gris (Thermal Reference Band-TRB) tono oscuro representa un horizonte termal de referencia registrado por los sistemas termocronológicos de baja temperatura. La faja gris clara corresponde a esta misma capa en su posición de exhumación (TRB-E).



Un análisis de la temporalidad, magnitud y distribución espacial de los procesos de levantamiento, exhumación-denudación e isostasia, permite estimar la evolución del paisaje en zonas tectónicamente activas (ver Gregory-Wodzicki, 2000; Ehlers y Farley, 2003; Restrepo-Moreno et al., 2009) y entender los procesos de retroalimentación entre tectónica-clima-geomorfología (Molnar y England, 1990a; Willet, 1999; Willet et al., 2001; Whipple, y Brandon, 2006, Roe et al., 2006a, Bermúdez et al., 2010, entre otros).

Según Burbank y Anderson (2001) la interpretación de las historias morfo-tectónicas de una región pueden abordarse a partir de:

- i) Las historias de enfriamiento del sustrato rocoso mediante técnicas geocronológicas, termobarométricas y/o termocronológicas que permitan constreñir la historia termal de la corteza terrestre (ver también Reiners y Brandon, 2006; Reiners y Shuster, 2009).
- ii) Datos estratigráficos en cuencas sedimentarias, dado que son receptoras de material detrítico generado en los macizos cordilleranos, dan cuenta de los procesos denudativos que registran la transformación y modelado de la superficie terrestre mediante el circuito: meteorización-remoción-transporte-depositación (ver también Ahnert, 1996; Smith, 1999).
- iii) La topografía del sistema montañoso, es decir, el resultado físico de la interacción entre procesos endógenos y exógenos, el cual es analizado mediante geomorfometría (ver Hengl y Reuter, 2009).

A pesar de esto, el estudio de la geomorfología tectónica se encuentra aún en desarrollo ya que existen relaciones complejas, e incluso paradójicas, de retroalimentación entre procesos endógenos y exógenos (ver Hay et al., 2002; Roe et al., 2006b) entre las que se incluye: la formación de topografía dinámica por procesos isostáticos (Shephard et al., 2010; Molin et al., 2012), la captura de dióxido de carbono por procesos erosivos (Raymo, 1994; Stallard, 1998), el establecimiento de barreras topográficas y la ocurrencia del efecto Föhn o lluvia orográfica como efecto del enfriamiento adiabático de las corrientes de aire con alta humedad que migran ladera arriba, produciendo condensación y precipitación en la cara del barlovento y climas secos y áridos en la zona de barlovento (Willet, 1999; Insel et al., 2009), y la resistencia de la litología a la erosión (Bermúdez et al., 2013; Bustos, 2014), entre otros.

Dada la discusión anterior, el estudio de regiones tectónicamente activas bajo la perspectiva de la geomorfología tectónica se convierte en la aproximación más integral para comprender no sólo procesos ligados a la evolución del paisaje a escala geológica, sino para entender el conjunto de procesos que potencialmente impactan las actividades humanas, sobre todo en lo que tiene que ver con el desarrollo y el funcionamiento de los diversos tipos de infraestructura y la gestión de los riesgos naturales.

### **1.2.2. Contexto tectónico y geomorfológico del NW de los Andes del Norte**

El sistema orogénico de los Andes del Norte es el resultado de la compleja interacción entre las placas tectónicas Nazca/Farallones, Caribe y Suramérica y elementos litosféricos discretos como el Bloque Panamá-Choco (BPC, *sensu* Duque-Caro, 1990; Suter, 2008) y el Bloque Norandino

(Taboada et al., 2000; Cediel, et al., 2003). Los eventos de colisión y reacomodamiento entre fragmentos de litosfera de diversas escalas y orígenes determinan la cronología de la deformación y orogénesis Andina, y constituyen un laboratorio natural idóneo para evaluar las relaciones entre procesos tectónicos y climáticos, documentables mediante aproximaciones paleoecológicas, paleoclimáticas, geocronológicas y termocronológicas, etc. (p.e. van der Hammen, 1960; Hooghiemstra y van der Hammen; 2004; Hooghiemstra, 2006; Parra, 2008; Parra et al., 2009; Mora et al., 2008; Sáenz, 2003; Restrepo-Moreno et al., 2009; Villagómez, 2010; Shephard et al., 2010; Luebert y Muller; 2015, Duque-Caro, 1990; entre otros).

A pesar de que la delimitación litotectónica de estos bloques litosféricos dista de ser estándar en la comunidad geológica (Etayo, 1986; Restrepo y Toussaint, 1988; Cediel, et al., 2003; Gómez, et al., 2007; Montes et al., 2005; Taboada et al., 2000; Coates et al., 2004), hay consenso respecto a que dentro de este mosaico litotectónico hay estructuras mayores, e.g., sistema de Fallas de Cauca-Romeral (SFCR), que incluso definen la separación entre unidades de roca de afinidad continental y oceánica, al este y oeste respectivamente (Gómez-Tapias et al., 2015).

El dominio continental en la Cordillera Central de Colombia, está compuesto por un basamento con al menos tres eventos de metamorfismo regional pre-Mesozoicos, representados por el Neis de La Miel, el Neis del Alto de Minas y la Anfíbolita de Caldas (presunto terreno Anacona) de edad Devónica (Restrepo, et al. 2009, Martens et al., 2014), por rocas Pérmicas (?) del complejo Puquí (presunto terreno Panenzú) (Ordoñez y Pimentel, 2001) y por rocas Permo-Triásicas del complejo Cajamarca (o Terreno Tahamí) (Etayo, 1986; Cediel, et al., 2003, Vinasco et al., 2006). Estos eventos han sido relacionados con las fases de amalgamación entre Laurentia y Gondwana previas a la formación del supercontinente Pangea (Pindell y Dewey, 1982; Pindell, 1985; Vinasco et al., 2006).

Por otro lado, el dominio oceánico situado dentro y al oeste de la SFCR, presenta una ofiolita desmembrada conformada por secuencias vulcanosedimentarias de ambientes marinos profundos e intrusivos máficos del Complejo Cañasgordas característicos de la Cordillera Occidental (ver Álvarez y González, 1978, Zapata-Villada, 2013). Estos elementos han sido genéticamente relacionados con el Plateau del Caribe, la cual debido a su tránsito en sentido SW-NE y su colisión/subducción oblicua sobre el borde de Suramérica a principios del Cretácico superior, bajo un régimen transpresivo dextro-lateral, pone en contacto ambos dominios a través del SFCR (Ego, et al., 1996; Kennan y Pindell, 2009; Marín y Vinasco, 2012). Se ha propuesto una edad mínima de conformación del SFCR para el Mesozoico superior (Chicangana, 2005, Vinasco y Cordani, 2012).

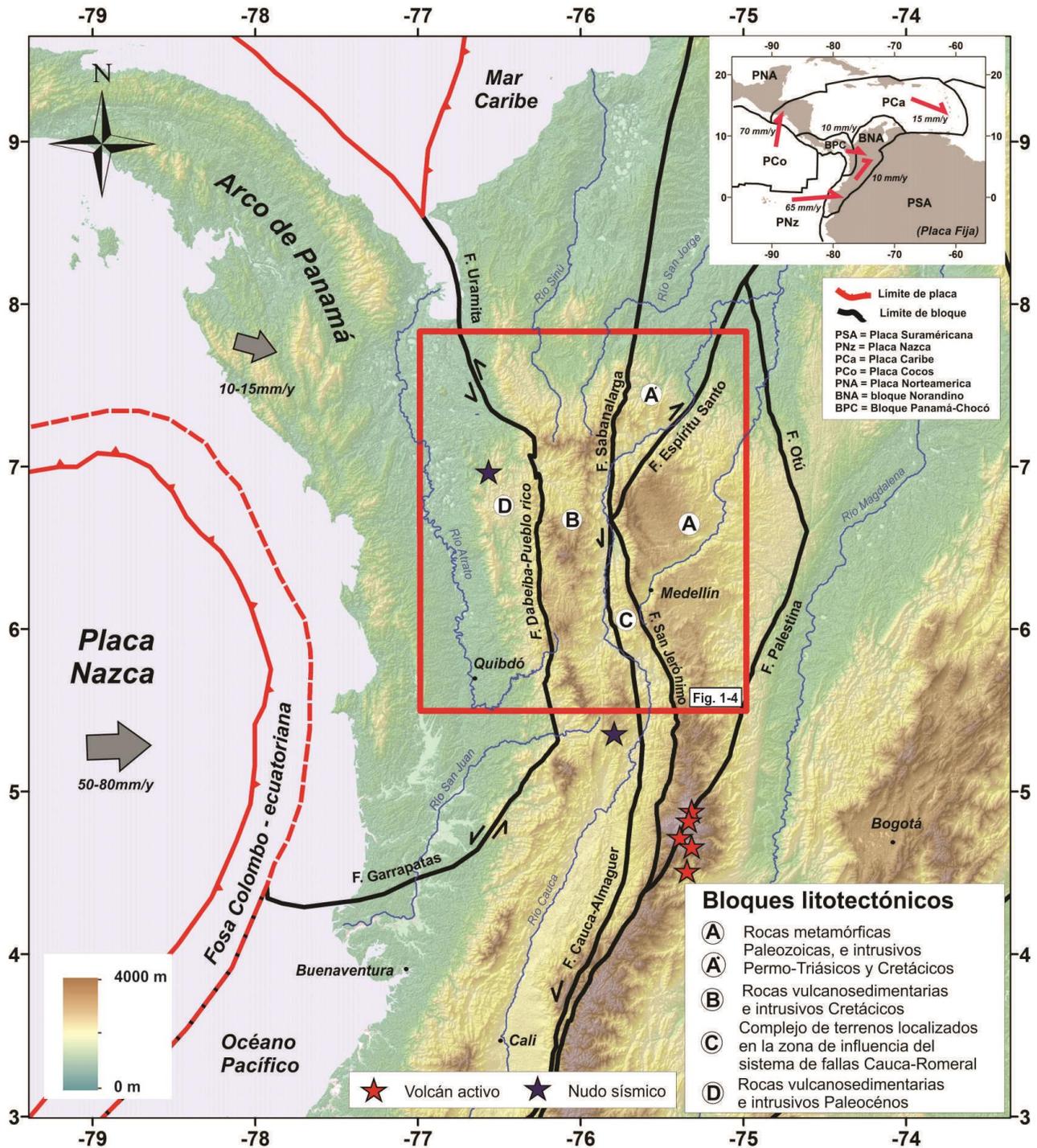
Adicionalmente, la información disponible en la literatura para el borde noroccidental de los Andes (Restrepo y Toussaint, 1988; Taboada et al., 2000; England y Johnston, 2004; Chicangana, 2005; Cawood y Buchan, 2007; Kennan y Pindell, 2009; Cediel et al., 2011, Restrepo-Moreno et al., 2009; Farris et al., 2011; Montes et al., 2012b; Restrepo-Moreno et al., 2013; Vargas y Mann, 2013; entre otros) documenta al menos cinco pulsos discretos de acreción de bloques litotectónicos de escala regional que preservan su propia historia deformacional. Estos eventos han generado procesos de, fallamiento, levantamiento, exhumación por erosión y depositación entre ca. 80-60, 55-40, 25-20, 15-10, 5-3 Ma. Tales eventos han sido determinantes

en la conformación de las principales características fisiográficas del relieve en el noroccidente Colombiano (Figura 1-2), adicionalmente ellos son usados en esta investigación como base principal para establecer las configuraciones de los modelos numéricos termocinemáticos 3D que serán mencionados en los capítulos posteriores. Una síntesis de las edades de cristalización y/o metamorfismo de estos bloques se presentan en la tabla 1-1. Sin embargo, una compilación detallada para el territorio colombiano es presentada por Gómez-Tapias et al., (2015). A continuación se presenta una síntesis de los eventos más relevantes que se han documentado en el borde noroccidental de los Andes del Norte a lo largo del Mesozoico y el Cenozoico:

*Evento I: Mesozoico.* Durante este período se da una serie de eventos deformacionales, magmáticos, metamórficos y sedimentarios importantes, particularmente entre 120-65 Ma. Un importante evento de deformación entre ~80-60 Ma ha sido ampliamente reportado en la zona de estudio. Este ha sido definido por el metamorfismo cretácico superior reportado en los litodemas de alta presión en la zona de Pijáo, pertenecientes al Complejo Arquía (Bustamante, 2008; Villagómez, 2010), edades de deformación en el complejo Quebradagrande (Vinasco, 2001), las Metasedimentitas de Sinifaná, (Martens et al., 2012), la obducción del terreno Aburrá (Restrepo, 2008), el metamorfismo del complejo Puquí (Ordoñez y Pimentel, 2002), y la reactivación del proto-sistema de fallas Cauca-Romeral (Restrepo y Toussaint, 1988; Meschede y Frisch, 1998; Vinasco, 2001; Taboada et al., 2000; Chicangana, 2005; Kennan y Pindell, 2009; Cediél et al., 2011, Vinasco y Cordani, 2012). Uno de los resultados de este proceso ha sido la segmentación de la paleo-margen continental y la yuxtaposición de rocas de ambientes diferentes en un *mélange* (González et al., 1978) a través de desplazamientos laterales de escala kilométrica. De manera simultánea se producen eventos magmáticos y volcánicos concentrados en ambos dominios corticales, entre Cordilleras Central y Occidental, como producto de la subducción oblicua de la placa Caribe bajo el proto-bloque Norandino (Aspden et al., 1987; Kennan y Pindell, 2009; Restrepo-Pace et al., 2004; Villagómez et al., 2011; Bayona et al., 2012; Montes et al., 2012a; Restrepo-Moreno, 2009), evento que se correlaciona cronológicamente con las fases iniciales de la orogenia Larámica *sensu* van der Hammen (1960) (ver England y Johnston, 2004; Cawood y Buchan, 2007).

En esta fase magmática ocurre el emplazamiento de: El Batolito Antioqueño y sus cuerpos satélites, con una señal geoquímica calcoalcalina (Ordoñez y Pimentel, 2001; Sáenz, 2003; Restrepo-Moreno, 2009) e influencia mantélica (Restrepo-Moreno et al., 2009); el Batolito de Sabanalarga, con una señal geoquímica bimodal toleítica y calcoalcalina (Rodríguez et al., 2012) en un ambiente de subducción donde intruye rocas continentales al oriente de la falla Sabanalarga y rocas oceánicas al occidente de ésta (Hall, et al., 1972); además del Batolito de Santa Fe y Altamira (Weber et al., 2011; Zapata-Villada, 2013), el Batolito de Mistrató, el stock de Támesis, el Batolito de Sonsón, el stock de El Pescado, entre otros, y la formación del complejo Quebradagrande (González, 2001) en la zona de transición o sutura.

**Figura 1-2.** Características fisiográficas y tectónicas del noroccidente Colombiano y delimitación de bloques litotectónicos de la zona de estudio. Recuadro rojo enmarca la zona de estudio detallada en la Figura 1-4. Las flechas grises y los números que las acompañan indican la dirección y magnitud de movimiento actual de las principales placas tectónicas y bloques litosféricos (Figura compuesta a partir de Kellogg y Vega, 1995; Mora, 1995; Trenkamp, et al., 2002; Mora et al., 2002; Pulido, 2003; Colmenares y Zoback, 2003, Cortes et al., 2005; Restrepo et al., 2009; Mora y López, 2011; Vargas y Mann, 2013; Farris et al., 2014; Gómez-Tapias et al., 2015, entre otros).



**Tabla 1-1.** Características generales de las unidades litológicas pre-Oligocenas en la zona de estudio. La diferencia entre A y A' radica en la presunta naturaleza alóctona del Complejo Puquí y el papel desconocido que pueda haber jugado la FES.

Bloque	Unidad litológica	Edad (Ma)	Referencias
A	Neis de La Miel Neis del Alto de Minas Anfibolita de Caldas	330-450	Restrepo, et al., 1991, K-Ar en biotita; Vinasco et al., 2006, Ar-Ar en biotita; Restrepo et al., 2009, Ar-Ar en hornblenda; Villagómez, 2010, U/Pb LA-ICP-MS.
	Stock de La Honda Stock del Buey	215-219	Vinasco et al., 2006, U/Pb
	Neis de Palmitas Neis de El Retiro Neis de Las Palmas Neis de Abejorral Neis de Horizontes Neis de Pescadero	207-253	González, 1980, Ar-Ar en biotita; Restrepo et al., 1991, Ar-Ar en hornblenda; Vinasco et al., 2006, Ar-Ar en hornblenda y U/Pb SHRIMP; Ordoñez, et al., 2006, Rb-Sr en granate y roca total; Restrepo et al., 2009; Villagómez et al., 2011, U/Pb en circón, LA-MC-ICPMS y Ar-Ar en biotita.
	Metagabros del Picacho	228 ± 0.92	Restrepo, 2008, U/Pb por disolución.
	Batolito Antioqueño Batolito de Sonsón Stock de Altavista Stock de Ovejas	120 - 65	Hall et al., 1972, Ar-Ar en biotita; González et al., 1978, Ar-Ar en biotita; Göbel y Stibane, 1979, Ar-Ar en biotita; Ordoñez, 1997, Rb-Sr en roca total; González y Londoño, 1998, Ar-Ar en hornblenda; Restrepo-Moreno 2009, U/Pb LA-ICP-MS; Ordoñez y Pimentel, 2001, Rb-Sr en roca total; Correa et al., 2006, U/Pb LA-ICP-MS; Ibañez-Mejía, et al., 2007; Restrepo-Moreno et al., 2013, U/Pb LA-ICP-MS.
A'	Neis de Puquí	285-306	Restrepo et al., 1991, K-Ar en biotita; Ordoñez y Pimentel, 2002, Rb-Sr en roca total.
	Tonalitas y metatonalitas de Puquí	210-250	Hall et al., 1972; Botero, 1975; Ordoñez y Pimentel, 2001.
	Neis de Pescadero	224	Restrepo et al., 1991. Rb-Sr en roca total.
B	Fm. Barroso	85-110	Toussaint y Restrepo, 1978, K-Ar en roca total; González, 2010, K-Ar en roca total; Rodríguez y Arango 2012, Ar-Ar en Hornblenda
	Fm. Penderisco	70-100	Etayo, 1989; González, 1997; Bourgeois et al., 1983; Duque-Caro, 1989.
	Batolito de Sabanalarga	123-89	González et al., 1978, K-Ar en biotita; González y Londoño, 1998, K-Ar en Honblenda; Weber et al., 2011, Sm-Nd; Rodríguez et al., 2012, Ar-Ar en Hornblenda.
	Gabro de Altamira Tonalita de Buriticá	92-77	Göbel y Stibane, (1979), K-Ar en Hornblenda; Restrepo y Toussaint, 1976, K-Ar en Plagioclasa; Zapata-Villada, 2013, U/Pb SHRIMP.
C	Metasedimentitas de Sinifaná	325-290	Martens, et al., 2012, U/Pb en circón, LA-MC-ICPMS
	Diorita de Pueblito	233 ± 14	Rodríguez-Jiménez, 2010, U/Pb SHRIMP.
	Stock de Amagá	230-227	Vinasco et al., 2006, U/Pb SHRIMP; Martens, et al., 2012, U/Pb en circón, LA-MC-ICPMS
	Complejo Quebradagrande	114.3 ± 3.8	Villagómez, et al., 2011, U/Pb LA-ICP-MS
	Complejo Arquía	54-120	Bustamante, 2008; Villagómez, 2010 U/Pb LA-ICP-MS
	Esquistos de Sabaletas	107-127	Restrepo et al., 1991, K-Ar en hornblenda; Vinasco 2001, Ar-Ar en moscovita; Giraldo, 2010, U/Pb LA-ICP-MS
D	Batolito de Mandé Batolito de Acandí	34-56	Botero, 1975, K-Ar en biotita; Göbel y Stibane, 1979, K-Ar en hornblenda; Sillitoe, et al., 1982, K-Ar en biotita; González y Londoño, 2002a, K-Ar; Cardona, com. Pers, en Villagómez et al., 2011; Montes, et al., 2012b, U/Pb LA-ICP-MS; Restrepo-Moreno et al., 2013, U/Pb LA-ICP-MS.
	Complejo Santa Cecilia-La Equis	45.3 ± 0.8	Rodríguez y Sierra, 2010, Ar-Ar en roca total.

Rodríguez y Zapata (2013) sugieren relaciones parautoctonas para las unidades continentales y oceánicas inmersas en la zona de influencia del SFCR. Además, en este período se registra una fase de sedimentación de ambientes marinos profundos con aportes volcánicos en el extremo

occidental afines con la proto Cordillera Occidental, ambientes marinos someros a transicionales con aportes de material continental en el extremo oriental, potencialmente provenientes de la Cordillera Central y ambientes bimodales en la zona de transición (Gómez et al., 1995; Moreno-Sánchez, et al., 2008; Pardo et al., 2011), indicando cercanía geográfica a finales del Cretácico inferior como lo demuestran las relaciones litoestratigráficas de la formación Abejorral. La evolución Mesozoica de esta margen desde una perspectiva más amplia es abordada por Cochrane (2013) y Spikings et al., (2014).

*Evento II: Cenozoico Inferior.* En el paleógeno inferior (~55-40 Ma) la placa Caribe ha migrado al NE (Taboada et al., 2000; Kennan y Pindell, 2009). Debido a esta convergencia oblicua se forman sistemas de fallas subparalelas de rumbo (Figura 1-4c) como las fallas Peque, Tonusco, Guasabra, Cauca-Oeste, Sabanalarga, Herradura, Portachuelo, entre otras, de orientación NS y cinemática lateral derecha, todas estas emparentadas con el SFCR al menos en su orientación y cinemática.

La respuesta termo-tectónica de la corteza mediante fases Meso-Cenozoicas de levantamiento/exhumación/enfriamiento en el norte de las cordilleras Central y Occidental han sido documentadas mediante datos termocronológicos (Jaramillo 1978, Gómez et al., 2003, Sáenz, 2003, Montes-Correa, 2007; Villagómez, 2010, 2011, Restrepo-Moreno, et al., 2009, 2013), para dos períodos entre ca. 80-70 y 55-40 Ma, correlacionables con las fases Larámica y Pre-Andina de van der Hammen (1960). Además, se registra una fase de magmatismo toleítico (Wegner et al., 2011) en algún lugar del Pacífico entre México y Guatemala (Duque-Caro, 1990), que da lugar a la formación del arco de Panamá como resultado de la interacción de las placas Farallón y Caribe. Este arco migra en sentido NW-SE por más de 200 km para iniciar una fase de colisión con el proto-bloque Norandino en la denominada zona de deformación de Istmina (<5°N) (Duque Caro, 1990, Taboada et al., 2000, entre otros) al menos desde finales el Eoceno (~40-25 Ma) (Montes et al., 2012b; Farris et al., 2011, Barat, 2014;). Esta colisión no solo conduce a la oroclinización del Arco Panamá sino que induce una deformación que segmenta parte de la Cordillera Central a través de la falla Ibagué (Suter, 2008; Montes, 2005) así como la Cordillera Occidental, y modifica el campo de esfuerzos en el bloque Norandino (Cortes et al., 2005).

De esta forma se puede visualizar la magnitud de los procesos de acreción, fallamiento, levantamiento y exhumación de bloques en el extremo noroccidental de Suramérica. Sin embargo esta deformación no es tan evidente en el sector noroccidental (>5°N) donde por el contrario se reporta la exhumación por diferentes pulsos tectónicos del Batolito Antioqueño y Batolito de Ovejas (Restrepo-Moreno, et al., 2009) y el levantamiento de la Cordillera Occidental y Central, con la formación de un relieve positivo (Cediel et al., 2013).

Resulta importante destacar, que en la zona de transición entre estas cordilleras algunos cuerpos como el Stock de Amagá muestran edades Jurásicas de enfriamiento en trazas de fisión (Sáenz, 2003), sugiriendo la exhumación/levantamiento diferencial Pre-Cretácico de bloques a lo largo de la proto-sutura Cauca-Romeral, además de un enfriamiento progresivo en sentido W-E entre 80 y 38 Ma, que junto a datos  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en zonas de cizalla (Vinasco y Cordani, 2012), apoyan el período de reactivación del SFCR y la migración del frente de deformación hacia el oriente con picos en el Cretácico tardío y el Eoceno temprano.

En el Eoceno-Oligoceno (~40-25 Ma) Restrepo-Moreno, et al., (2009) sugieren un período de quiescencia tectónica en el norte de la Cordillera Central (>5°N), este estaría relacionado al menos en términos espaciales, con la formación de las superficies de erosión en el norte de la cordillera central y occidental. Estas superficies han sido ampliamente discutidas (Botero, 1963; Page y James, 1981; Soeters 1981; Page, 1986; Arias, 1996; Hermelin, 2007; Restrepo-Moreno, 2009; Bustos, et al., 2013). Actualmente, corresponden a los topes planos de las Cordilleras Central y Occidental (Page y James, 1981; Padilla, 1981, Page 1986; Restrepo-Moreno, et al., 2009; Restrepo-Moreno et al., 2013). Sin embargo, algunas de estas superficies han tenido influencia tectónica post-Miocena (Page, 1986; Bustos et al., 2013) y por esto hay que ser cuidadoso al usarlas como marcadores de exhumación/levantamiento y como marcadores de las tasas de desplazamiento de fallas.

En esta investigación se adopta una nomenclatura modificada de Page y James, (1981) para las superficies de erosión en la cordillera Central, luego de la compilación y síntesis presentada en la tabla 1-2.

**Tabla 1-2.** Características generales de las superficies de erosión en la zona de estudio.

<b>Superficies de erosión</b>	<b>Descripción</b>	<b>Edad estimada de formación</b>	<b>Referencias</b>
<b>Pre A (Belmira)</b>	Superficies disectadas sobre el extremo occidental y sur del AA, abarca la serranía de Belmira, Baldías, Padre Amaya, Santa Elena y la divisoria del río El Buey al sur de Antioquia. Parece extenderse hasta Sonsón y Caldas. Poseen altitudes entre 2700 y 3200 m.s.n.m. Registra deformación Miocena.	Pre-Oligoceno a Post-cretácica  (65 - 35 Ma)	Pre Cordillera Central de Page y James (1981); Altiplano Belmira-Sonsón de Arias (1996), Pre A de Bustos et al., (2013).
<b>SI (Cuivá)</b>	Superficies preservadas en el centro del AA, abarca los Llanos de Cuivá, Santa Rosa de Osos, Las Palmas, La Unión, Amalfi. Registra deformación Miocena. Altitudes entre 2700 y 2200 m.s.n.m.	Pre-Mioceno  (> 20 Ma)	SI de Page y James, (1981) y de Bustos et al., (2013). Pre-Honda de Page 1986. Altiplano Santa Rosa-Rionegro y Altiplano del Nordeste de Arias (1996).
<b>SII (Rionegro)</b>	Superficies preservadas en el centro del AA, abarca la zona de Rionegro Entre 2500 y 2200 m.s.n.m. Es incisada por el valle de Aburra.	Mioceno-Plioceno (entre 10 y 5 Ma)	SII de Page y James, (1981). Superficie de erosión de Rionegro de Page (1986). Altiplano Santa Rosa-Rionegro de Arias (1996)
<b>SIII (El Peñol)</b>	Superficies altamente disectadas en el oriente del AA. Según Page 1986 abarcan El peñol, San Carlos, El Jordán, Las Mercedes. Incluye valles colgantes como en los ríos Guatapé y San Carlos. Entre 2200 y 2000 m.s.n.m. alrededor de 150 y 250 m bajo SII.	Post -Plioceno (~ 1 Ma)	SIII de Page y James, (1981) y de Bustos et al., 2013. Soeters (1981). Tercera superficie de erosión de Page (1986).

Para este período se tiene un registro sedimentológico escaso y fragmentado, el cual se concentra predominantemente en la zona de influencia del SFCR, sector en el que se reportan cuencas de tracción (Sierra y Marín-Cerón, 2011, Sierra et al., 2012) que favorecen la formación de fosas tectónicas (Mejía, 1984) y el control de sistemas fluviales interandinos previos al sistema fluvial del Cauca actual entre las Cordilleras Central y Occidental (Villamil, 1999; Cediél et al., 2013; Silva et al., 2008). Tal es el caso de las secuencias sedimentarias Amagá (Grosse, 1926; González, 2001; Sierra y Marín-Cerón, 2011) y Ciénaga de Oro (Dueñas y Duque, 1981). Bajo

estas condiciones se rellenan además las cuencas circundantes bajo ambientes marinos someros, deltaicos y transicionales, con aporte bimodal de ambos macizos característicos de las formaciones Guineales, Clavo, Salaquí, Uva, Tadó, los conglomerados de Murrí y Goyas, las sedimentitas de Tripogadí y las Brechas de Triganá hacia la cuenca del Río Atrato, y las formaciones San Cayetano y Malaquí en el norte de la Cordillera Occidental, todas estas con edades estimadas entre el Eoceno inferior y el Oligoceno (Haffer, 1967; Grosse, 1926; Chenevart 1963; Cossio, 2000; Rodríguez y Sierra, 2010).

Evento III: Cenozoico Medio. Hacia finales del Paleógeno (~ 23-25 Ma) se particiona la Placa Farallones dando lugar a las placas de Nazca y Cocos (Lonsdale, 2005; Searle, 1989), y se produce una reorganización del sistema geodinámico regional (Pardo-Casas y Molnar, 1987), que incluye ortogonalización del ángulo de convergencia de la placa Nazca en sentido W-E y aceleración de las tasas de convergencia, de esta forma se establece un campo de esfuerzos compresivo activo en la actualidad.

Ahora, la magnitud de las tasas de convergencia Nazca-Suramérica a más de 100 mm/año (Somoza, 2005) en una zona de expansión acelerada del suelo oceánico (Mattson 1984, DeMets, et al., 2010), el espesor anómalo (Hurtado y Leuro, 2000) y las propiedades reológicas del arco de Panamá le confieren una flotabilidad (*buoyancy*) que inhibe su subducción, e induce una fase colisional con deformación de la corteza superior donde se forma el oroclinal de Panamá (aparece el Bloque Panamá-Choco *sensu* Duque-Caro, 1990) con fracturamiento, rotación de los extremos y magmatismo adakítico en zonas extensionales (Farris et al., 2011, Barat et al., 2014). Para este período se registran pulsos significativos de levantamiento y erosión tanto en Panamá como en segmentos de la cordilleras colombianas (Farris et al., 2011), uno de ellos registrado para el Altiplano Antioqueño (Restrepo-Moreno et al., 2009). Estos eventos asociados a la fase de colisión del arco de Panamá con el bloque Norandino pueden ser correlacionables temporalmente con la fase Quechua de Mégard, (1984) y Mégard et al., (1984), y la fase Proto-Andina de van der Hammen (1960) en los Andes del Norte.

Diversos autores (Trenkamp et al., 2002; Farris et al., 2011; Vargas y Mann, 2013) plantean que esta fase deformacional (Proto-Andina) se produce bajo un mecanismo de indentación tectónica (Tapponnier y Molnar, 1976; Davy y Cobbold, 1988; Chamberlain y Anderson, 1989; Zweigel, 1998; Regard, 2005, entre otros) que genera acortamiento cortical y da pie a la subducción de la placa Nazca bajo el bloque Norandino, aquí aparece la sutura de Dabeiba (Restrepo y Toussaint, 1988) o falla Dabeiba Pueblo-Rico (Rodríguez, et al., 2010) como límite entre bloques de diferente naturaleza marcando la frontera entre Cordillera Occidental y Bloque Panamá-Choco (BPC) y en la cual se ha reportado metamorfismo de muy bajo grado (Zuluaga y Hoyos, 1978).

La respuesta morfotectónica de la indentación del BPC viene marcada por la exhumación/levantamiento del Altiplano Antioqueño entre los 25-20 Ma, como un bloque coherente de gran extensión regional a una tasa baja de 0,2 mm/año (Restrepo-Moreno, et al., 2009) en paralelo con el levantamiento de la Cordillera Occidental (Restrepo-Moreno et al., 2013), y el encañonamiento del río Cauca (Suter et al., 2008), además del enfriamiento/exhumación/levantamiento de cuerpos como el Batolito de Mandé (Farris et al., 2011), el piedemonte de la Cordillera Oriental (Parra et al., 2009) y la sierra Nevada de Santa

Marta (Cardona et al., 2010a), bloque de Caparo en los Andes de Venezuela (Bermúdez et al., 2010). Alternativamente se ha considerado este pulso como de carácter continental (Restrepo-Moreno et al., 2009) pues el mismo se encuentra en sectores de los Andes Peruanos, Bolivianos, y Argentinos fuera del dominio colisional del BPC. Este hecho puede no ser coincidental si se tiene en cuenta el papel que juega la colisión por parte de la Placa Nazca.

A lo largo del Mioceno (ca. 20-6 Ma) se registra una fase magmática derivada de la subducción Nazca-Suramérica concentrando cuerpos plutónicos sobre el eje de la Cordillera Occidental tales como la granodiorita de Tatamá, la monzodiorita de Farallones, y las monzonitas del Páramo de Frontino, Carauta, Nudillales entre otras, con una distribución de edades entre 20-9 Ma (Botero, 1975; Brook, 1984; Calle et al., 1980; Arboleda et al., 2009, Zapata y Rodríguez, 2011, Restrepo-Moreno et al., 2013).

Otros elementos, como la deformación dinámica registrada en la zona de Istmina (Haffer 1967; Duque-Caro, 1990) y el complejo estructural Dagua (Nivia, 1996), la reactivación de la Falla Garrapatas (Barrero, 1977; Etayo-Serna et al., 1986; Restrepo et al., 2009; Duque-Caro, 1990; Chicangana, 2005; Cediél et al., 2003), la ocurrencia local del Complejo Ultramáfico de Condoto (?) entre ca. 21-19 Ma (Salinas y Tistl, 1991; Salinas et al., 1992), la reactivación de fallas dextrolaterales que segmentan la Cordillera Central (< 5°N) como la Falla Ibagué, la formación de la zona de ruptura de Caldas (*Caldas Tear*) y la segmentación de la placa Nazca (Vargas y Mann, 2013), la inversión tectónica del sistema de fallas de Cauca-Romeral al sur de los 6.5°N (Vinasco Cordani, 2012, Ramírez, et al., 2012), y los bajos ángulos de subducción entre los 5,5° y 7,5° N (Monsalve, 1998), sugieren levantamiento del bloque Panamá-Choco (Coates et al., 1992, 2004; Collins et al., 1995, 1996, en Montes et al., 2012b), deformación a lo largo de la Falla Uramita en el Mioceno medio (Montes et al., 2012b), y deformación regional sobre el bloque Norandino con picos de enfriamiento entre 15-12 Ma en la Cordillera Occidental (Restrepo-Moreno et al., 2013) y la Cordillera Central (Villagómez, 2011).

*Evento IV: Cenozoico Superior.* En el Mioceno Medio y Superior, López, et al., (2006) sugieren una migración progresiva del magmatismo hacia el oriente, concentrándose sobre el cañón del Río Cauca y favoreciendo el desarrollo de rocas vulcanosedimentarias, de la formación Combia y cuerpos intrusivos correspondientes a los farallones de la Pintada, el cerro Corcovado, cerro Tusa y los stock de Marmato, Suarez, La Felisa, entre otros, con edades que varían entre 15 y 6 Ma (González, 1976; Jaramillo, 1978; Álvarez et al., 1978; MacDonald, 1980; Restrepo et al., 1981; Toro et al., 1999, en López et al., 2006).

En la Cordillera Occidental y la zona de sutura del SFCR aparecen fallas de orientación NW con desplazamiento lateral izquierdo y componente inversa (Ramírez et al., 2012, Noriega y Caballero, 2015) como la falla Arma, La Mansa, Abriaquí, Cañasgordas, Boquerón, Palmitas, entre otras (ver tabla 1-3), que segmentan e invierten estructuras, afectando el SFCR, imprimiendo una geometría en *échelon*, y deformando la cuenca de Amagá (Sierra y Marín-Cerón, 2012).

**Tabla 1-3.** Características generales de las fallas regionales en la zona de estudio.

Falla geológica	Rumbo	Buz.	Sentido del movimiento	Tasa de despl/to	Nivel estructural	Referencias
<b>Espíritu Santo</b>	N25°E	~80°W	Dextral/inversa	0.2 mm/y	Milonitas con brechas sobreimpuestas	WWC, 1980, Arias, 1981; Page 1986; Paris, et al., 2000; Mesa y Lalinde, 2001; Integral-Sedic, 1998
<b>Santa Rita</b>	N20°E	~80°E	Sinistral/inversa	<0.2 mm/y	Milonitas	Page 1986; Paris, et al., 2000
<b>Sabanalarga</b>	N25°W	Subvert	Sinistral/inversa	0.3 mm/y	Milonitas con brechas sobreimpuestas	Álvarez, et al., 1970; Page 1986.
<b>Ituango</b>	N°15E	Subvert	¿?	<0.2 mm/y	?	Page, 1986
<b>Sardinas</b>	N10°E N15°W	Subvert	Inversa/sinistral	<0.2 mm/y	?	Page, 1986
<b>Peque</b>	N5°E	Subvert	¿?		?	Page, 1986
<b>Cauca Oeste</b>	N-S	~80°E	Inversa/Sinistral	0.05mm/y	Brecha de milonita	Page, 1986, Mejía, 1984.
<b>Anzá/Guasabra</b>	N5°W	Subvert	¿?	<0.2 mm/y	Brecha y Salbanda	Page 1986, Mejía, 1984.
<b>El Carmen</b>	N10°W	Subvert	¿?	N/D	Milonitas con brechas sobreimpuestas	Mejía, 1984.
<b>San Jerónimo</b>	N10°W	Subvert ~70°E	Inversa/sinistral	<0.2 mm/y	Milonitas con brechas sobreimpuestas	WWC, 1980, Estrada et al., 2005
<b>Cañasgordas</b>	N45°W	Subvert SW	Inversa/sinistral	<0.2 mm/y	Milonitas con brechas sobreimpuestas	Page 1986; Paris, et al., 2000
<b>Abriaquí</b>	N49°W	Subvert NE	Inversa/sinistral	0.2 - 1.0 mm/y	Milonitas con brechas sobreimpuestas	Page 1986; Noriega y Caballero, 2015.
<b>Arma</b>	N45°W	Subvert	Inversa/sinistral	N/D	?	Lopez et al., 2006.
<b>La Mansa</b>	N50°W	Subvert	Inversa/sinistral	N/D	?	Lopez et al., 2006.
<b>Murindó</b>	N12°W	> 80°E	Sinistral	0.2 - 1.0 mm/y	Milonitas y ultramilonitas	Page 1986; Paris, et al., 2000.
<b>Dabeiba-Pueblo Rico</b>	N-S	Subvert	Sinistral	N/D	Milonitas con brechas sobreimpuestas	Restrepo y Toussaint, 1988, Rodríguez et al., 2010
<b>Herradura</b>	N-S	Subvert	Inversa/sinistral	N/D	Milonitas	Gonzalez, 2001.
<b>Murri-Mutatá</b>	N10°W	Subvert	Inversa/sinistral	N/D	?	Gonzalez, 2001.

De esta manera se levanta la tercera superficie de erosión S-II (ver tabla 1-2), y se producen cambios en el nivel base del río Cauca que intensifican los frentes de erosión para configurar un sistema fluvial similar al actual. Una descripción detallada de las superficies de erosión y su papel en la evolución Cenozoica de los Andes es presentada por Page y James (1981), Soeters (1981), Page (1986), Arias (1996) y Hermelin (2007), entre otros.

En el Mioceno tardío (~5 Ma) la configuración geodinámica del borde noroccidental de Suramérica es similar al presente. Sin embargo, un último evento de deformación, considerado el pico de la orogenia Andina, se ha documentado entre 3 y 5 Ma (Chicangana, 2005; Taboada, et al., 2000; Villagómez, 2010; Parra, et al., 2008, entre otros) como efecto de la colisión de la dorsal de Carnegie (Gutscher et al., 1999) la cual afecta por igual a los bloques Panamá-Choco y Norandino, y genera el escenario geológico, tectónico y geomorfológico actual (Figs. 1-3 y 1-4).

La inversión tectónica de la porción norte del SFCR (>5° N) en sentido lateral izquierdo se ha establecido ya en el Mioceno tardío (~5 Ma) cuando se presentan los episodios finales de exhumación los cuales únicamente han sido documentados en algunos sectores de la Cordillera Occidental (Villagómez et al., 2011; Restrepo-Moreno et al., 2013) y en la Oriental (Parra, 2008; Mora et al., 2008; Parra et al., 2009), aunque hasta ahora no se encuentran edades menores a 20 Ma en la Cordillera Central, por lo tanto no se han estimado tasas de enfriamiento/exhumación Mio-Pliocenas en este sector. En la Cordillera Oriental se han estimado tasas entre 1-2 km/Ma, (Parra et al., 2009). Una aproximación geomorfológica sobre la Cordillera Central, tomando como base el Valle de Aburrá con edades mínimas cercanas a 3.2 Ma (Rendón et al., 2006) y diferencias de elevación de aproximadamente 1.000 metros, es decir, una incisión fluvial de un kilómetro en promedio, sugieren tasas de enfriamiento/exhumación del orden de 0.3 km/Ma, considerablemente menos que los valores reportados en el extremo oriental. Aun así, permanecen desconocidas las relaciones entre tectónica, clima, exhumación y evolución del paisaje, en particular para los últimas etapas de la orogenia Andina. En este sentido las contribuciones más significativas, exclusivas de la cordillera Oriental, se derivan de los estudios de van der Hammen (1960) y Hooghiemstra y van der Hammen, (2004), Hooghiemstra, (2006) bajo una aproximación paleoclimática que permite ver con buena resolución los cambios altitudinales en la vegetación como respuesta de los eventos tectónicos finales.

Como respuesta morfotectónica al último pulso tectónico, migran los piedemontes y se transforman las cuencas transicionales a intramontanas, se produce la fase de incisión de las superficies de erosión y el cañón del Río Cauca, se acentúa el transporte de sedimentos, la configuración de la red de drenaje similar a la actual y la depositación de materiales terrígenos en las cuencas del Atrato y el bajo Cauca donde actualmente afloran las formaciones Napipí, Sierra, Quibdó, Paujil, Corpa, Cerritos y Sincelejo, marcando una transición hacia ambientes continentales (Haffer, 1967; Dueñas y Duque, 1981; Duque-Caro, 1990; Cossio, 2000).

Actualmente, la dinámica del Noroccidente Colombiano es dominada por la subducción de las placas Caribe y Nazca. En particular la placa Nazca controla la deformación actual del extremo noroccidental de los Andes del Norte hacia los ~7° N. Considerando fija a la placa Suramericana, la placa Nazca reporta tasas de convergencia entre 50-80 cm/año, en comparación con tasas de

10-15 cm/año en el bloque Norandino (Kellogg y Vega, 1995; Mora, 1995; Trenkamp, et al., 2002; Mora et al., 2002; Pulido, 2003; Colmenares y Zoback, 2003, Cortes et al., 2005, Mora y López, 2011), a pesar de que se sugiere un proceso de desaceleración por efecto de la colisión (Norabuena, et al., 1999, Kendrick et al., 2003). De esta manera el bloque Norandino tiende a ser extruido lateralmente en sentido NE como respuesta al campo compresivo (Egbue y Kellogg, 2010).

La expresión física de la configuración actual entre las cordilleras Central y Occidental en sus segmentos septentrionales está representada por superficies de erosión levantadas, basculadas, escalonadas y disectadas (Page, 1986; Hermelin, 2007; Bustos, 2014; Bustos y Bermudez, 2015), las cuales abren una ventana para estudiar la evolución de paisajes relictos en sistemas orogénicos activos. Estos segmentos presentan además un vulcanismo extinto y una deformación de la corteza superior evidenciada en la ocurrencia de los nudos sísmicos del Viejo Caldas y Murindó (Tabares, et al., 1999; Farbiartz y Estrada, 2001; Caneva, et al., 2002; Franco, et al., 2002; Cardona et al., 2010b; Sánchez-Arredondo y Giraldo, 2014).

### **1.2.3. Tectónica y geomorfología local**

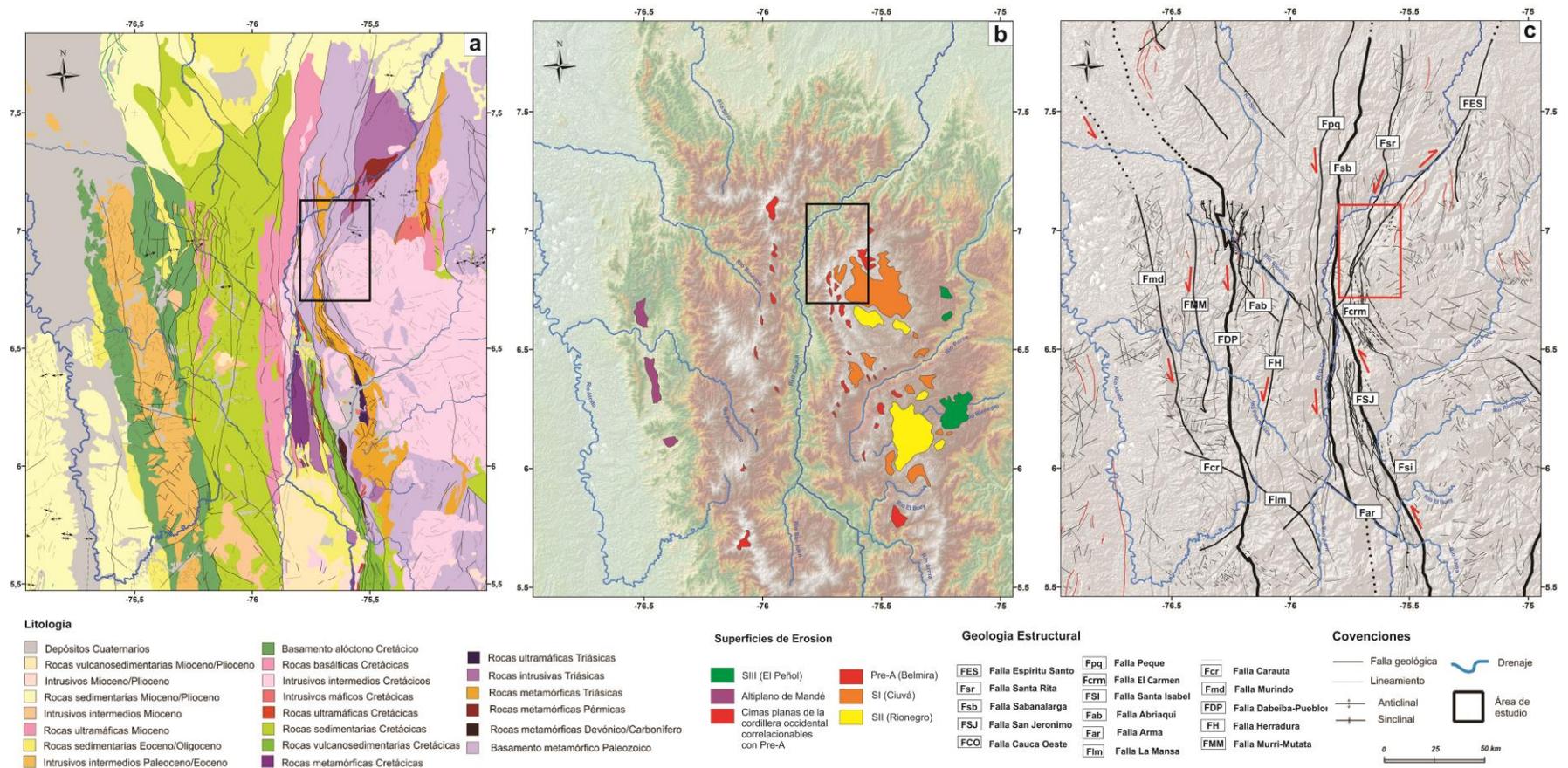
Localmente, la zona de estudio está conformada por dos fragmentos de corteza separados por la FES (Figura 1-5). Esta estructura no presenta una evidencia geológica en el extremo suroccidental, (cuenca de la quebrada Juan García, tributaria del río Cauca cerca del municipio de Liborina), mientras que ha sido ampliamente documentada en el cañón del río San Andrés, el río Espíritu Santo, de donde toma su nombre, y en el bajo Cauca, donde es cubierta por formaciones sedimentarias del Terciario (Arias, 1981; Page, 1986; Mesa y Lalinde, 2001). Su continuidad al sur es dudosa porque no se conocen las relaciones con el extremo oriental del SFCR donde se han documentado las fallas locales como: El Carmen, Trinidad, Río Chico, Morrón, Horizontes, Calles, entre otras las cuales parecen tener control en la evolución del paisaje al formar fosas tectónicas como la del río Cauca y el río Chico (Mejía, 1984) y al afectar tectónicamente superficies de erosión (Bustos et al., 2013) que hoy alcanzan hasta 3400 m.s.n.m.

En términos litológicos, el bloque oriental está compuesto por rocas metamórficas y metasedimentarias del complejo Cajamarca de edad Permo-Triásica (Etayo, 1986; Cediél et al., 2003), que constituye la roca caja del Batolito Antioqueño (BA) y sus cuerpos satélites, mientras que al occidente de la FES se reúnen rocas metamórficas de medio grado, potencialmente pertenecientes al Complejo Pquí (Etayo, 1986) o presunto terreno Panzenú (Ordoñez y Pimentel, 2002), rocas metasedimentarias de edad Paleozoica como el neis de Pescadero (Restrepo, 1991) y paquetes de esquistos verdes y negros inmersos en el SFCR, los cuales poseen características litológicas correlacionables con el Complejo Cajamarca (ver Martens et al., 2012). Este mosaico de rocas metamórficas está afectado por la Falla Santa Rita (FRSt), quien en realidad corresponde a un par de fallas de rumbo (Page, 1986).

**Figura 1-3.** Superficies de erosión en la Cordillera Central. a) Altiplano Antioqueño visto desde el Páramo del Sol, Cordillera Occidental; b) superficies de erosión Pre-A y SI en el sector de San José de la Montaña; c) superficie de erosión disectada por el valle de Aburrá. (Fotografías por el autor).



**Figura 1-4.** Características geológicas, geomorfológicas y estructurales del borde NW de los Andes del Norte. (Elaboración propia a partir de las planchas: 90 – Chigorodó, 93 – Cáceres, 102 – Domingodó, 104 – Ituango, 105 – Valdivia, 106 – Liberia, 113 – Murindó, 114 – Dabeiba, 115 – Toledo, 116 – Yarumal, 117 – Amalfi, 128 – Murrí, 129 – Cañasgordas, 130 – Santa Fe de Antioquia, 131 – Santa Rosa de Osos, 132 – Yolombó, 144 – Tagachí, 145 – Urrao, 146 – Medellín W, 147 – Medellín E, 148 – San Carlos, 164 – Quibdó, 165 – Carmen de Atrato, 166 – Jericó, 167 - Sonsón, 168 – Argelia, 184 – Lloro, 185 – Bagadó, 186 – Riosucio, 187 – Salamina, 188 – La Dorada; información geomorfológica suministrada por Corantioquia y la base cartográfica y la red de drenaje a una escala 1:100.000 en formato digital suministrada por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC).

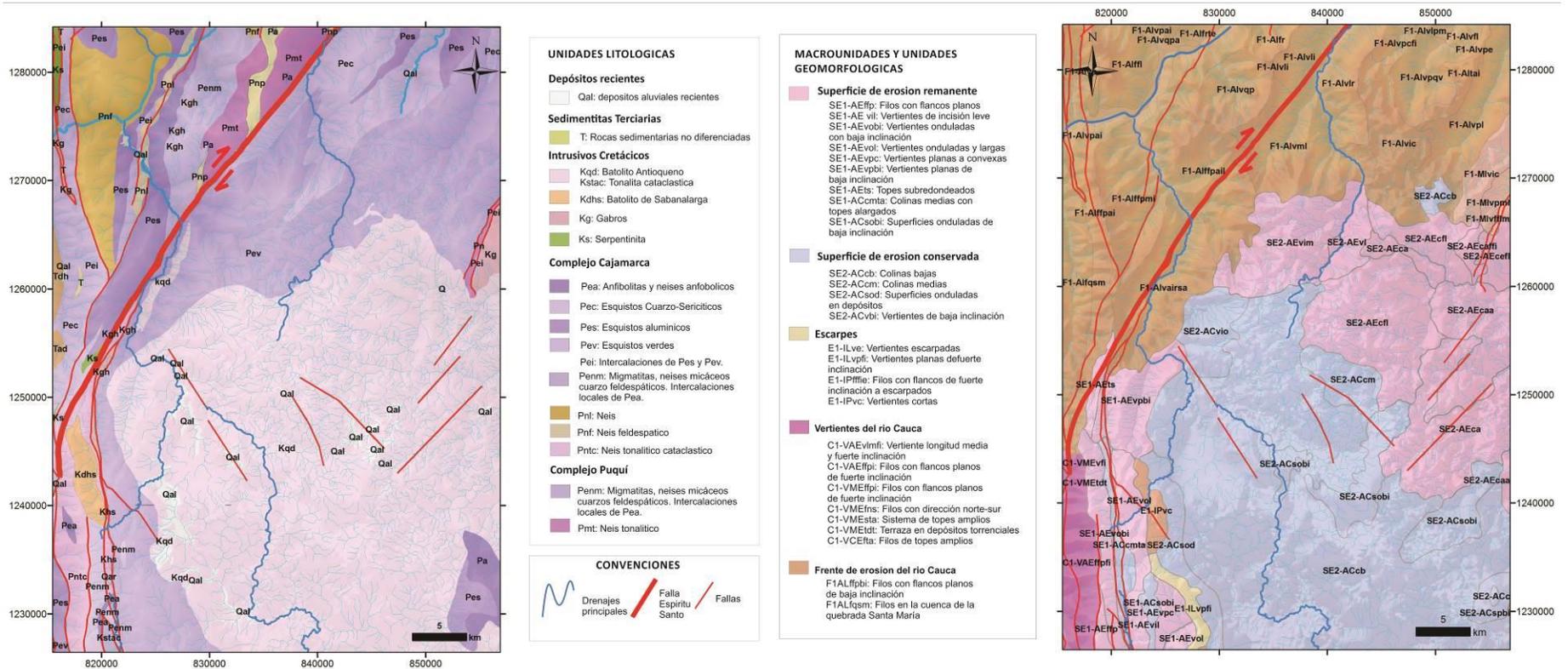


En términos geomorfológicos se reportan dos sistemas geomórficos contrastantes (ver Page, 1986; Arias, 1996; Hermelin, 2007, entre otros). Al oriente de la FES predominan relieves invertidos y paisajes relictos preservados sobre las superficies de erosión Pre-A y SI, la primera con un grado de disección mayor que define cerros testigos de topes planos como las serranías de Belmira y Baldías, mientras que la segunda muestra superficies colinadas, bien preservadas y con espesores de suelo residual y saprolito de más de 50 m de profundidad y depósitos terrígenos compuestos por conglomerados y arenas de entre 20 y 70 metros de espesor y presuntas edades Terciarias denominada formación El Vergel (Arias et al., 2000; Arias y González, 2007; Hermelin, 2007), mientras que los depósitos más antiguos sobre los llanos de Cuivá (sedimentos retrabajados de las superficies de erosión antiguas) contienen polen de plantas que crecieron a nivel del mar (Dueñas, 1982, comunicación oral a Mike James, en Page 1986). De la cima de las superficies de erosión más antiguas (Pre-A) nace el río San Andrés para luego atravesar el bloque occidental y desembocar en el río Cauca. Por lo tanto la CRSA registra el comportamiento geomorfológico de ambos dominios (Figura 1-6). Esta característica no es exclusiva del río San Andrés, se reporta también en la cuenca del río Aurrá y el río Espíritu Santo, indicando que los procesos erosivos del CRC capturan y drenan paisajes relictos localizados a más de 3.000 m de altitud.

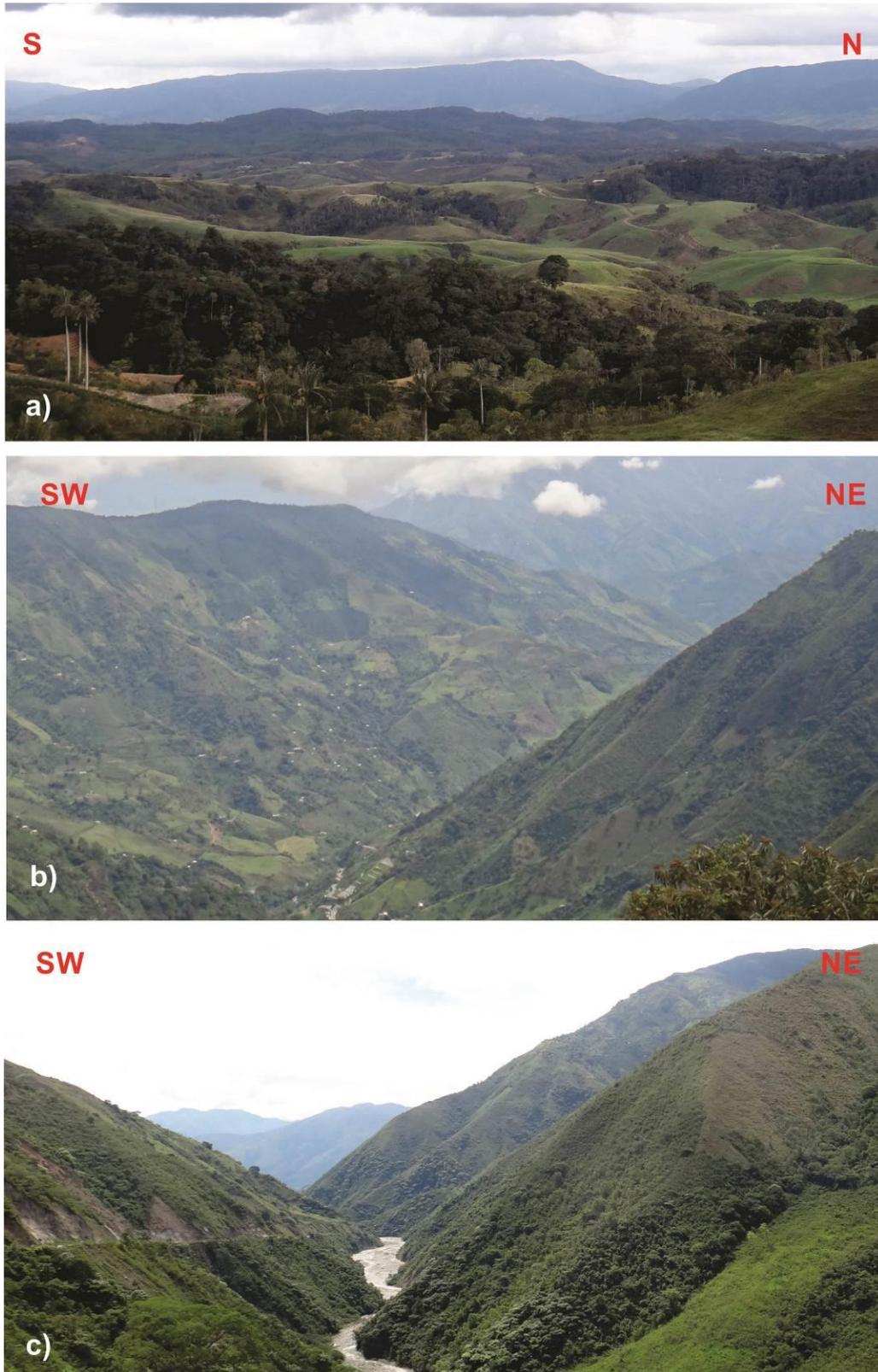
Actualmente se considera que el trazo principal de la FES se localiza a media ladera, en la margen izquierda del cañón del río San Andrés. Sin embargo, en la margen derecha se han encontrado rocas graníticas con efectos de cizallamiento (Figura 1-7) de orientación paralela a subparalela a la FES, sugiriendo un control estructural de la CRSA. El tramo del río localizado al occidente de la FES atraviesa transversalmente al SFCR como un cañón bien definido a partir del frente de erosión del río Cauca, en particular el río San Andrés intersecta la FSRt en el sector del Valle de Toledo, afectando la capacidad de transporte del río. Estas estructuras localizadas al oriente del SFCR incluyendo la FES, han actuado como interface entre el Altiplano Antioqueño (AA) y el cañón del río Cauca (CRC) y han controlado el desarrollo y evolución del río San Andrés como un valle encañonado, y escalonado, de aproximadamente 1000 m en la vertical y orientación subparalela a la FES.

La discusión hasta aquí planteada permite definir un problema de investigación y unos objetivos de estudio, asuntos que son abordados en las secciones siguientes.

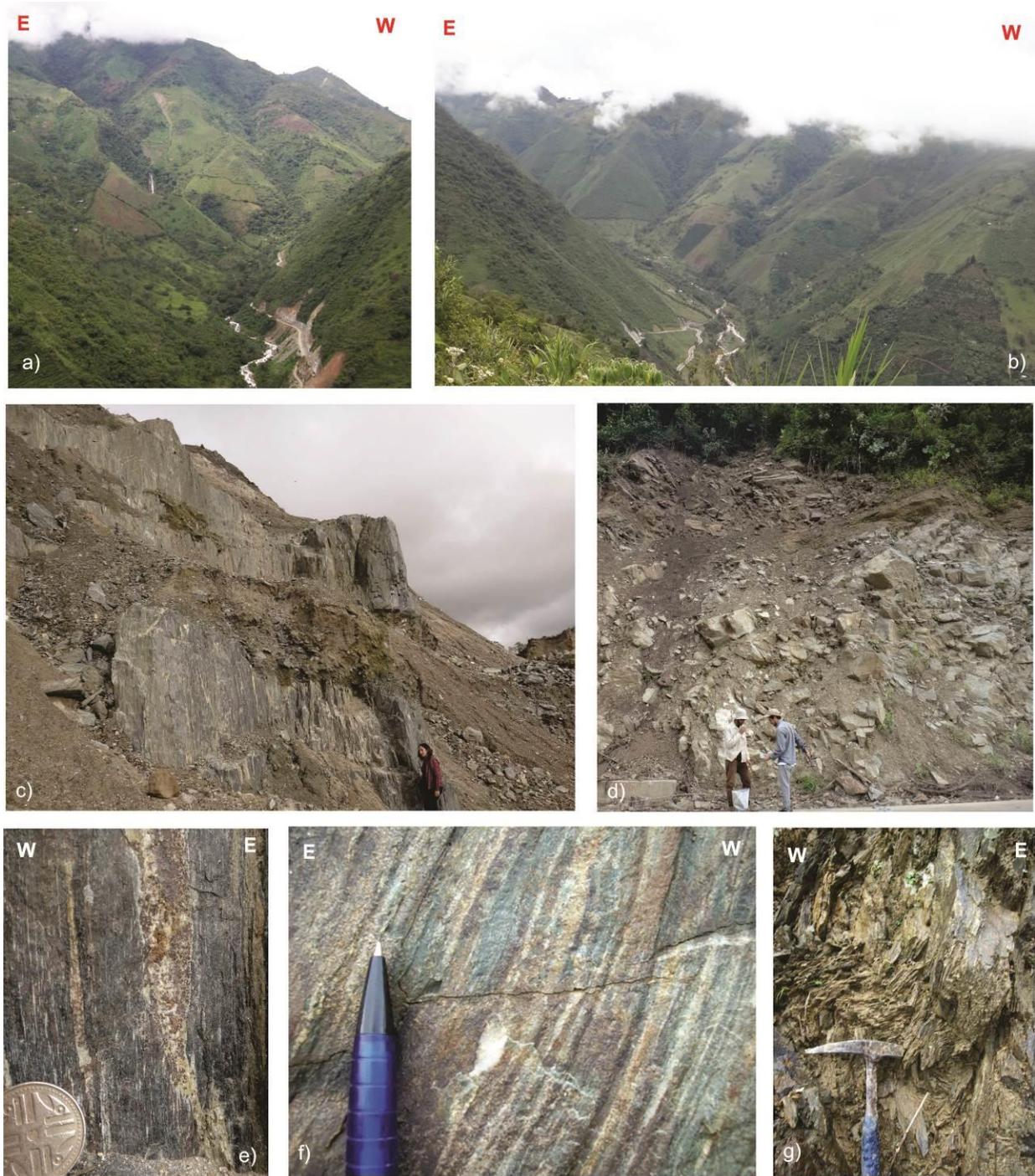
**Figura 1-5.** Geología y geomorfología local de la zona de estudio. (Elaboración propia a partir de las planchas: 115 – Toledo, 116 – Yarumal, 130 – Santa Fe de Antioquia, 131 – Santa Rosa de Osos, información geomorfológica suministrada por Corantioquia y la base cartográfica y la red de drenaje a una escala 1:100.000 en formato digital suministrada por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC).



**Figura 1-6.** Dominios geomorfológicos contrastantes en la cuenca del río San Andrés. (CRSA); a) Superficies de erosión y paisajes relictos; b) Cañón del río San Andrés; c) Río San Andrés en el sector de El Valle de Toledo. (Fotografías tomadas por el autor).



**Figura 1-7.** Expresión de la falla Espíritu Santo (FES) en la cuenca del río San Andrés. a) Trazo principal sobre la margen izquierda; b) expresión morfológica sobre la margen derecha; c) cizallamiento subvertical en cantera 500 metros abajo del sitio de captura; d) fracturamiento intenso sobreimpuesto de la margen izquierda entre San Andrés de Cuerquía y el Valle de Toledo; f) Detalle del cizallamiento dúctil en la margen derecha; f) y g) Cizallamiento dúctil y frágil sobreimpuesto en la margen izquierda del río San Andrés. (Fotografías tomadas por el autor).



### **1.3. Problema de Investigación**

En el caso de los Andes del Norte, los episodios de levantamiento, exhumación, fallamiento, y su relación con los procesos de acreción, erosión, precipitación y evolución del paisaje se han documentado sólo parcialmente en la Cordillera Oriental (i.e. Mora et al., 2008; Ramírez-Arias et al., 2012; Babault et al., 2013, entre otros); esto pese a que las Cordilleras Occidental y Central presentan un contexto geodinámico donde la configuración tectónica, geomorfológica y climática actual es un claro ejemplo de la interacción y retroalimentación entre procesos endógenos y exógenos (ver Caballero et al., 2015).

Esto pone en evidencia que información de este tipo apenas empieza a generarse en el territorio nacional, e indica además que hay un déficit evidente de datos termocronológicos y termotectónicos en la cuenca del río Cauca y los macizos de la Cordillera Occidental y Central, dominio geográfico que por sus características litológicas, estructurales y geomorfológicas es ideal para abordar un estudio de esta naturaleza. Además, en la transición entre la Cordillera Central y la Cordillera Occidental en el sector norte ( $>5^\circ$  N) algunos autores sugieren la presencia de bloques litotectónicos de diferente naturaleza (González 1997, 2001; Ordóñez y Pimentel, 2002; Restrepo et al., 2009), separados por estructuras geológicas regionales como la falla Espíritu Santo (FES) que muestra una expresión geomorfológica muy bien definida y evidencias de actividad reciente (Arias, 1981; Page, 1986; Mesa y Lalinde, 2001). La FES separa además elementos contrastantes del paisaje como el altiplano Antioqueño y el cañón del Río Cauca.

En este sentido, es claro que la situación actual difiere de la situación ideal, en la cual se espera tener un conocimiento más detallado sobre a la evolución termotectónica y morfotectónica de los bloques corticales involucrados y la interacción de los procesos endógenos y exógenos a lo largo de las cadenas montañosas que, como rasgos topográficos y estructurales, imprimen características importantes al territorio nacional, y cuyo conocimiento es por tanto ineludible para la planeación adecuada del uso/ocupación del territorio, más aún en zonas donde es clara la presencia de fallamiento activo y procesos de erosión asociados al río Cauca.

Las premisas hasta ahora abordadas constituyen un problema de investigación concreto en el campo de la geomorfología tectónica y permite plantear las siguientes preguntas de investigación:

- ¿Cómo ha sido la evolución termotectónica (i.e. levantamiento, exhumación, fallamiento) de la corteza terrestre en la zona de influencia de la FES?
- ¿Cuál o cuáles son las historias termales de los bloques litotectónicos involucrados?  
¿Difieren estas historias o hay sincronía en las repuestas morfotectónicas?
- ¿Cómo es la historia termal de la FES?

- ¿Cómo se comportan los procesos tectónicos y morfodinámicos (levantamiento - exhumación - erosión - transporte - depositación) en la zona de influencia de la FES?
- ¿Cómo es la estructura del paisaje y como son las expresiones tectónicas de la FES en superficie?
- ¿Cómo se relacionan las historias termales y morfotectónicas (i.e. sistemas geomórficos contrastantes) en la zona de influencia de la FES?
- ¿Cómo ha sido la interacción de los procesos endógenos y exógenos en la zona de influencia de la FES en términos de evolución del paisaje?
- ¿Cómo los distintos eventos tectónicos mencionados anteriormente reproducen las edades termocronológicas de la zona de estudio?

## **1.4. Objetivos**

El objetivo principal de esta investigación consiste en establecer la historia termotectónica de la corteza superior y la respuesta morfotectónica, en la zona de influencia de la FES y en los bloques litotectónicos asociados mediante: i) generación de edades geocronológicas U/Pb en circón, ii) generación de edades termocronológicas (U-Th)/He, iii), análisis geomorfométricos con observaciones de campo y iv) modelamiento numérico. Este objetivo principal puede ser alcanzado mediante los siguientes objetivos específicos:

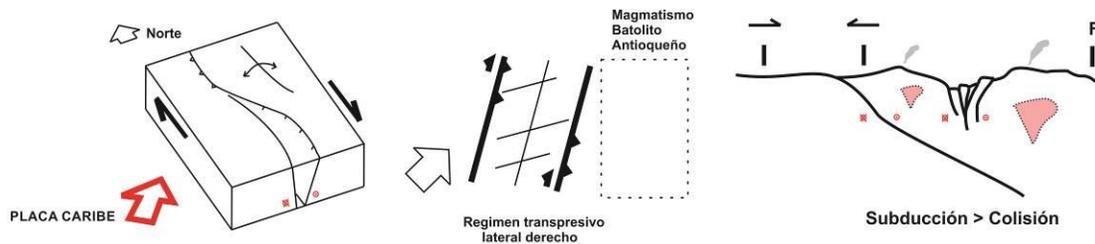
- El diseño y ejecución de muestreo de roca en el transecto que corta la FES desde Santa Rosa de Osos (~2800 m) hasta el Puente Pescadero (~500 m).
- Obtener edades termocronológicas (U-Th)/He en apatito y circón, y geocronológicas U/Pb en circón para algunas de estas muestras.
- Obtener datos geomorfométricos de la cuenca del río San Andrés, localizada sobre ambos lados de la ESF.
- Identificar y caracterizar los episodios de levantamiento - exhumación, fallamiento, erosión, depositación y modelado del paisaje.
- Reconstruir la historia tectonotermal de la FES y sus bloques litotectónicos asociados mediante el modelamiento numérico basados en el los datos producidos y el conocimiento actual sobre los eventos tectónicos.
- Contrastar los resultados termotectónicos, geomorfométricos y de modelamiento en torno a la evolución del paisaje y la dinámica de la FES.

## 1.5. Hipótesis de investigación

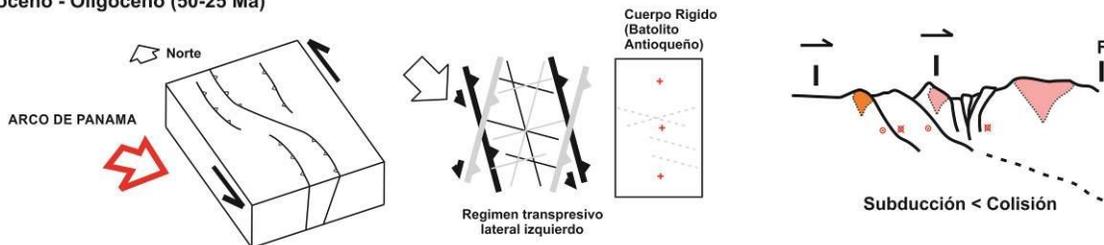
La FES se formó en algún evento deformacional pre-Cenozoico, dentro de un sistema de fallas regionales transpresivo/transensivo (proto-SFCR) que registra al menos dos fases de reactivación hacia 70 y 40 Ma. Sin embargo, sus características estructurales y geomorfológicas actuales difieren de este sistema debido a la partición de la deformación que producen las fases Post-Oligocenas de acreción-orogénesis (~25 Ma), bajo el mecanismo de indentación tectónica del Bloque Panamá-Chocó, y la subducción/colisión acelerada en sentido ortogonal de la placa Nazca hacia 20 y 15 Ma (Figura 1-8). En este contexto se desarrollan de forma acoplada sistemas geomórficos contrastantes como el cañón del Cauca y el Altiplano Antioqueño, en relación directa con la deformación Andina, quien controla la evolución del paisaje en el Cenozoico tardío e induce un equilibrio transitorio en los sistemas de drenaje actuales como evidencia de su actividad reciente.

**Figura 1-8.** Hipótesis de investigación. Los tres recuadros de arriba hacia abajo indican las relaciones geométricas de las placas dominantes para cada intervalo de tiempo, así como el desarrollo de sistemas de fallas y la transición de un sistema de convergencia oblicua y fallas transpresivas a un sistema de convergencia ortogonal y fallamiento inverso (Elaboración propia a partir de Kellogg y Vega, 1995; Taboada et al., 2000; Vinasco, 2001; Trenkamp, et al., 2002; Mora et al., 2002; Cortés et al., 2005; Chicangana, 2005; Vinasco, 2006; Vinasco y Cordani, 2012; Kennan y Pindell, 2009; Mora y López, 2011; Vargas y Mann, 2013; Farris et al., 2014; Barat et al, 2014, entre otros).

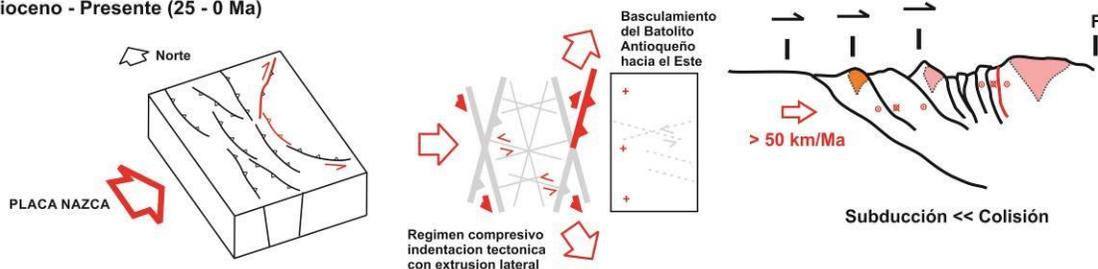
**Cretácico - Paleoceno (100- 50 Ma)**



**Eoceno - Oligoceno (50-25 Ma)**



**Mioceno - Presente (25 - 0 Ma)**



## 1.6. Metodología y diseño de la investigación

Como elemento base se realizó una evaluación de la literatura disponible en torno al problema planteado, además se construyó una base cartográfica para geología (litología y estructuras), y geomorfología a partir de varias planchas en escala 1:100.000<sup>1</sup> publicadas por Ingeominas, y el mapa geológico actualizado al 2015 por el Servicio Geológico Colombiano. La información geomorfológica fue suministrada por Corantioquia y derivada igualmente del DEM (30 m) y de observaciones realizadas en las fases de campo. Además, los análisis geomorfométricos se derivaron de análisis del terreno a partir de la base cartográfica y la red de drenaje a una escala 1:100.000 suministrada por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC).

### 1.6.1. Diseño del muestreo y campaña de campo

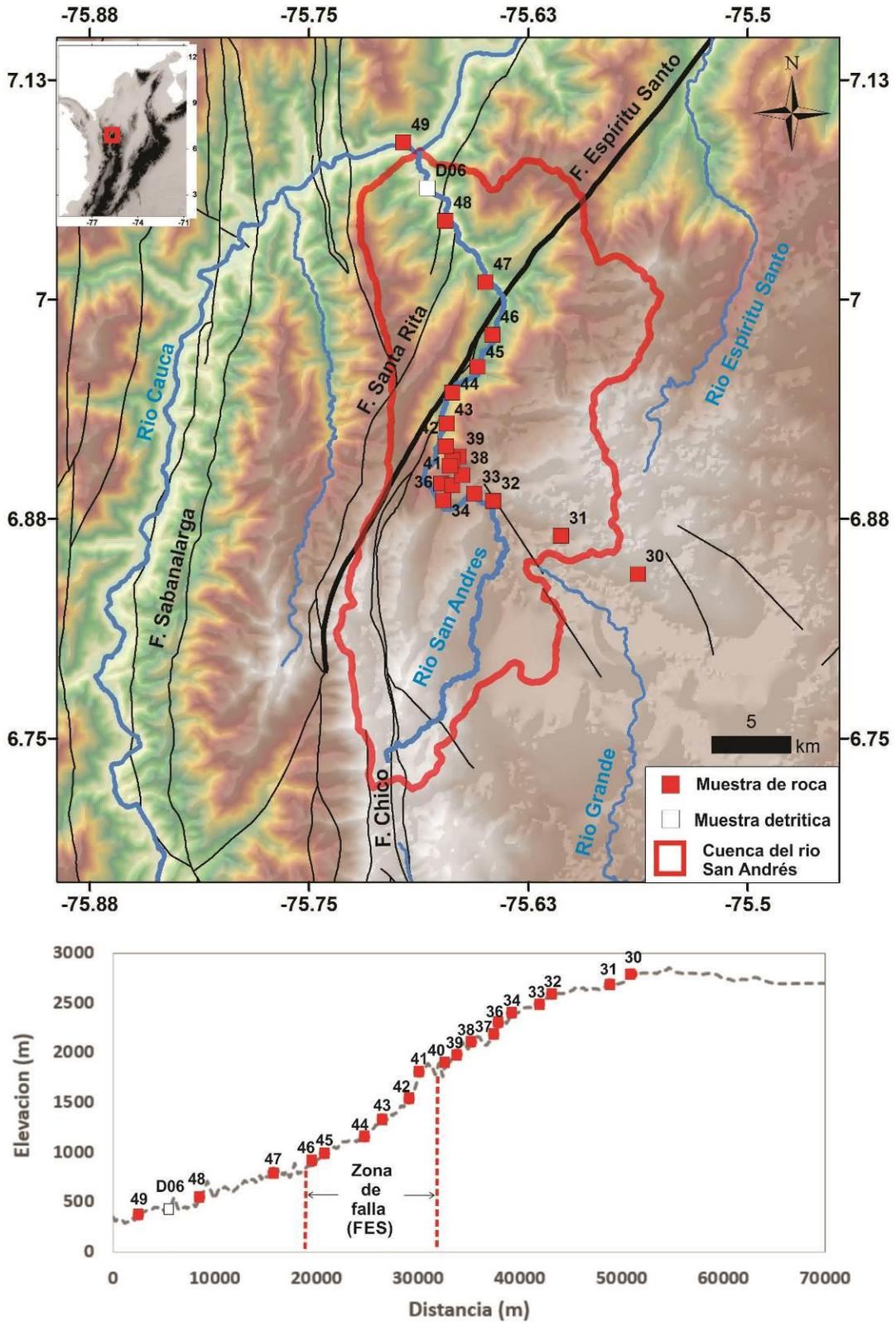
Dado que los datos isotópicos se obtienen principalmente a partir de cristales de apatito y circón, se identificaron litologías promisorias para la aplicación de las técnicas debido a sus características mineralógicas, dentro de estas predomina el Batolito Antioqueño. A pesar de lo anterior, y debido a la necesidad de obtener datos en ambos bloques litotectónicos, el muestreo se realizó en el tramo suroccidental de la falla, entre los Llanos de Cuivá en el AA, y el Puente Pescadero en el CRC, comprendiendo una sección vertical representativa de la corteza con diferencias de altitud de más de 2200 m donde además se encuentra la cuenca del río San Andrés la cual es segmentada en dos por la FES (Tabla 1-4 y Figura 1-9).

**Tabla 1-4.** Características generales de las muestras colectadas.

ID Muestra	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Elevación (m.s.n.m.)	Litología/Unidad litológica
GET-PV-030	6.8437	-75.5629	2783	Granodiorita/Batolito Antioqueño
GET-PV-031	6.8655	-75.6065	2687	Granodiorita/Batolito Antioqueño
GET-PV-032	6.8853	-75.6452	2584	Granodiorita/Batolito Antioqueño
GET-PV-033	6.8895	-75.6561	2483	Granodiorita/Batolito Antioqueño
GET-PV-034	6.8856	-75.6737	2392	Granodiorita/Batolito Antioqueño
GET-PV-035	6.8950	-75.6749	2300	Granodiorita/Batolito Antioqueño
GET-PV-036	6.8950	-75.6749	2296	Esquisto gris azulado/Complejo Cajamarca
GET-PV-037	6.8941	-75.6687	2187	Granodiorita/Batolito Antioqueño
GET-PV-038	6.8999	-75.6629	2108	Granodiorita/Batolito Antioqueño
GET-PV-039	6.9106	-75.6652	1979	Esquisto gris verdoso/Complejo Cajamarca
GET-PV-040	6.9085	-75.6686	1889	Esquisto gris verdoso/Complejo Cajamarca
GET-PV-041	6.9054	-75.6699	1795	Esquisto gris verdoso/Complejo Cajamarca
GET-PV-042	6.9166	-75.6724	1527	Granodiorita/Batolito Antioqueño
GET-PV-043	6.9293	-75.6718	1328	Granodiorita/Batolito Antioqueño
GET-PV-044	6.9471	-75.6685	1152	Esquisto Cuarzo micáceo/Complejo Cajamarca (?)
GET-PV-045	6.9617	-75.6541	983	Milonita (?) zona de falla Espíritu Santo
GET-PV-046	6.9800	-75.6457	898	Milonita (?) zona de falla Espíritu Santo
GET-PV-047	7.0100	-75.6496	788	Milonita (?) zona de falla Espíritu Santo
GET-PV-049	7.0896	-75.6965	360	Gneis Cuarzo moscovítico/Gneis de Pescadero
GET-D-006	7.0636	-75.6827	508	Sedimentos activos Río San Andrés

<sup>1</sup> Las planchas revisadas incluyen: 90 – Chigorodó, 93 – Cáceres, 102 – Domingodó, 104 – Ituango, 105 – Valdivia, 106 – Liberia, 113 – Murindó, 114 – Dabeiba, 115 – Toledo, 116 – Yarumal, 117 – Amalfi, 128 – Murri, 129 – Cañasgordas, 130 – Santa Fe de Antioquia, 131 – Santa Rosa de Osos, 132 – Yolombó, 144 – Tagachí, 145 – Urrao, 146 – Medellín W, 147 – Medellín E, 148 – San Carlos, 164 – Quibdó, 165 – Carmen de Atrato, 166 – Jericó, 167 – Sonsón, 168 – Argelia, 184 – Lloro, 185 – Bagadó, 186 – Riosucio, 187 – Salamina, 188 – La Dorada.

Figura 1-9. Distribución espacial de las muestras tomadas y delimitación de la cuenca del río San Andrés sobre ambos dominios geomorfológicos.



### 1.6.2. Geocronología en el sistema U/Pb

La técnica de datación radiométrica por U/Pb en circón se basa en el decaimiento espontáneo de isótopos radioactivos  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  y  $^{232}\text{Th}$  en isótopos estables  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  y  $^{208}\text{Pb}$  (Tabla 1-5) (Jaffey et al., 1971; Faure y Mensing, 2004). Estos últimos se acumulan en la estructura cristalina del circón cuando el sistema alcanza su temperatura de cierre alrededor de 750-1000 °C (Cherniak y Watson, 2001), siendo capaz de permanecer isotópicamente cerrado a menos de 900 °C (Lee et al., 1997). Los circones además de ser un mineral accesorio en rocas graníticas, registran eventos de metamorfismo de contacto y procesos de transporte fluvial, relativamente fáciles de identificar a partir de la morfología del cristal, los patrones texturales y la zonación de los cristales identificables mediante imágenes de microscopía electrónica de barrido con sensor de cátodoluminiscencia (SEM-CL) (Corfu et al., 2003). De esta forma las dataciones U/Pb en circón permiten estimar la temporalidad de fenómenos geodinámicos como la cristalización, el metamorfismo, la erosión y la proveniencia del flujo de sedimentos en superficie, el reciclaje de corteza en el manto, entre otros.

**Tabla 1-5.** Características generales de los isotopos radioactivos del sistema U/Pb.

Sistema isotópico	Vida media - $t_{1/2}$ ( $10^9$ años)	Constante de decaimiento - $\lambda$ ( $\text{año}^{-1}$ )
$^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$	4.47	$1.55125 \cdot 10^{-10}$
$^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$	0.704	$9.8485 \cdot 10^{-10}$
$^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$	14.01	$0.49475 \cdot 10^{-10}$

La edad de un cristal de circón (y de su roca portadora) puede ser obtenida midiendo las proporciones de  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  *in situ* para cada evento discreto de perturbación que produce un borde de recristalización o abrasión, usando un láser de ablación LA-ICP-MS (Solari y Tanner, 2011; Chang et al., 2006) o una microsonda iónica SHRIMP (Compston et al., 1984; Williams, 1998; Schoene, 2014), integrada con SEM-CL. Las proporciones isotópicas medidas por espectrometría de masas permiten construir curvas de concordia (Wetherill, 1956; Tera y Wasserburg, 1972) para calcular la edad absoluta de cada punto analizado en cada cristal. Este método asume que todos los isótopos hijo son producto del decaimiento radioactivo de los isotopos padre, sin embargo, dada la movilidad del Pb en las fases líquidas y al potencial intercambio de Pb por perturbaciones posteriores del sistema (Cherniak y Watson, 2001), introducen factores de incertidumbre que generan edades U/Pb discordantes, las cuales pueden ser corregidas mediante modelos de difusión termal o a partir de la relación entre  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (Dickin, 2005). Adicionalmente, el análisis de la relación isotópica de Lu/Hf en los cristales de circón, también por espectrometría de masas, permite evaluar la geoquímica de las fuentes magmáticas y discriminar ambientes geodinámicos (Schoene, 2014).

La aplicación de dataciones U/Pb en circones de cada bloque litotectónico es una herramienta versátil para comprender la historia tectono-magmática del norte de la Cordillera Central y la temporalidad de los eventos deformacionales en los Andes del Norte.

### 1.6.3. Termocronología de baja temperatura en el sistema (U-Th)/He

Esta técnica se basa en la producción y acumulación de isótopos de  $^4\text{He}$  (partículas  $\alpha$ ) que resultan del decaimiento radioactivo tipo alfa ( $\alpha$ ) de los isótopos  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  y  $^{147}\text{Sm}$ , (ver Ehlers y Farley, 2003; Farley, 2002; Reiners, 2005; Harrison y Zeitler, 2005). Dada la poca contribución del  $^{147}\text{Sm}$  a la producción de partículas  $\alpha$  se emplea la siguiente ecuación para el cálculo de edad (Farley, 2002):

$$^4\text{He} = 8 \text{ }^{238}\text{U} \left( e^{\lambda_{238}t} - 1 \right) + 7 \left( ^{238}\text{U}/137,88 \right) \left( e^{\lambda_{235}t} - 1 \right) + 6 \text{ }^{232}\text{Th} \left( e^{\lambda_{232}t} - 1 \right)$$

Para estimar la edad de enfriamiento de un cristal primero debe medirse la concentración de  $^4\text{He}$  mediante desgasificación y luego midiendo las concentraciones de isótopos padre U-Th-Sm mediante disolución isotópica. Dado que el  $^4\text{He}$  es un gas noble, su concentración en el sistema cristalino debe abordarse como un problema de difusión de masa y calor asumiendo el cristal como el espacio de difusión (Farley, 2002; Reiners y Brandon, 2006), en el que se deben evaluar la pérdida o incorporación de  $^4\text{He}$  por efectos de eyección y/o radiación respectivamente (Farley, 2000; 2002), efectos de tamaño y forma (Farley et al., 1996; Ehlers y Farley 2003), efectos por inclusiones, intercrecimientos o 'bad neighbors' (Gautheron et al., 2012), efectos por fragmentación y/o deformación del cristal (Brown et al., 2013), y efectos por zonación (Hourigan et al., 2005; Farley et al., 2011; Ault y Flowers, 2012). Esto permite corregir y disminuir así la incertidumbre de las edades calculadas mediante la aplicación de un factor de corrección conocido como corrección por eyección alfa o Ft (ver Farley, 2002). Por esta razón la selección de cristales idóneos, es decir, granos de buen tamaño promedio (ancho de prisma  $> 70 \mu\text{m}$  y relación largo/ancho cercana a 0.8), transparentes, sin fracturas ni defectos cristalinos, sin inclusiones, etc. limita la aplicación de la técnica, especialmente donde la litología es relativamente pobre en cristales de circón y apatito en cantidad y calidad.

Las dataciones (U-Th)/He en circón (ZHe) proveen información termal de la corteza entre 180-200 °C, mientras que su aplicación en cristales de apatito (AHe) tiene una importante particularidad dada su temperatura de cierre cercana a 70 °C (Ehlers y Farley, 2003), pero que puede variar entre 40-80°C, convirtiéndose en una invaluable herramienta para establecer relaciones entre la historia termal de la corteza superior y los procesos exógenos que moldean la superficie terrestre entre 1-3 km de profundidad. Las características de esos sistemas isotópicos plantean líneas de trabajo transversales a la geodinámica, la tectónica, la geomorfología, los procesos superficiales y la evolución del paisaje (Burbank, 2002; Reiners y Schuster, 2009; Gallagher, 2012a). Stüwe, (2007) presenta una descripción cuantitativa de las relaciones entre isothermas y topografía, mientras que House et al., (1998), Ehlers y Farley (2003), Restrepo-Moreno et al. (2009), Stockli et al., (2001), entre otros, han aplicado esta técnica en problemas geológicos asociados con paleotopografía y fallamiento.

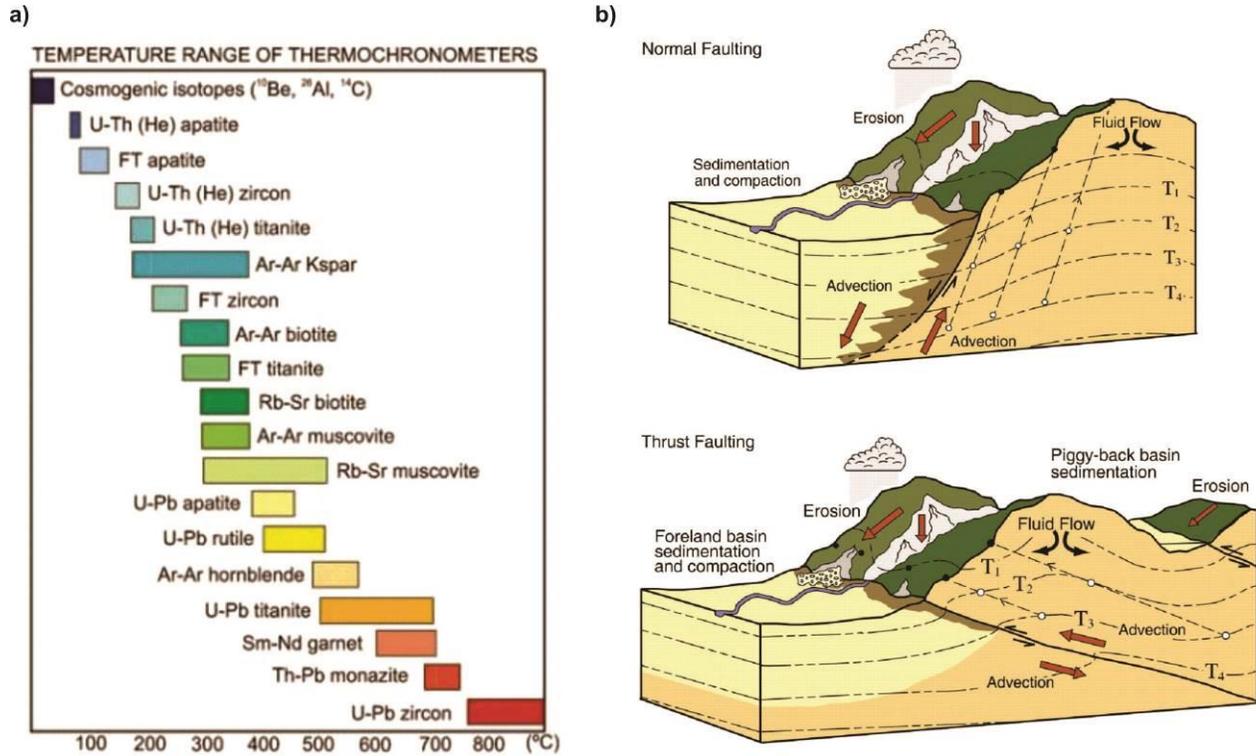
Existen dos aproximaciones metodológicas para la aplicación de técnicas termocronológicas que permiten estimar las trayectorias de exhumación/levantamiento de la corteza. La primera consiste en aplicar una técnica termocronológica, por ejemplo AHe en múltiples muestras de roca distribuidas en forma de perfiles verticales que abarquen un tramo considerable de corteza. A partir de estos datos, y en particular de su relación en diagramas edad vs. Elevación - DEE

(Gallagher et al., 2005a; Ehlers et al., 2005) se pueden hacer inferencias directas sobre eventos termotectónicos. En este caso, la pendiente de la recta ajustada a estos puntos en el DEE corresponde a una estimación de las tasas de exhumación/levantamiento. Cambios en las tasas de enfriamiento vienen representadas por inflexiones de las rectas y se interpretan como respuestas a perturbaciones tectónicas y/o climáticas.

Aplicaciones de este tipo se han desarrollado con éxito en perforaciones (Yamada et al., 2005), o sobre áreas con altos desniveles topográficos, es decir, un alto gradiente en el relieve relativo que representen un tramo considerable de la corteza superior esculpidos naturalmente como valles, cañones y montañas, en una diversidad de ambientes geodinámicos (ver Colgan et al., 2008, van der Beek, 2006, Stockli, 2005, Armstrong, 2005, Restrepo-Moreno et al., 2009, entre otros).

Una segunda estrategia consiste en emplear múltiples técnicas termocronológicas (AHe, ZHe, entre otras), e incluso geocronológicas (U/Pb en circón) en una única muestra. Esta aproximación es particularmente útil cuando la expresión topográfica no permite realizar un perfil vertical (Gallagher et al., 2005a). En este caso cada termocronómetro indica el momento en que el sistema isotópico se cierra para el cristal dado (e.g., apatito, circón, esfena, etc.), al pasar por su zona de retención parcial y alcanzar su temperatura de cierre total. Mientras más técnicas se apliquen más detallada será la historia termal derivada, es decir las trayectorias t-T. En la actualidad existen sistemas isotópicos en diferentes especies minerales que permiten documentar el rango entre aproximadamente 900 °C (e.g., U/Pb en circón) y 40 °C (AHe), es decir, desde la historia de cristalización/metamorfismo en la corteza media, hasta el paso por los dos últimos kilómetros durante el proceso de levantamiento-exhumación! (Figura 1-10). E inclusive evaluar la geodinámica exógena mediante isótopos cosmogénicos (Bierman y Nichols, 2004). Bajo esta aproximación, las tasas de enfriamiento son estimadas dividiendo la distancia vertical entre las isothermas correspondientes a la temperatura de cierre de al menos dos sistemas isotópicos sobre la diferencia en las edades de enfriamiento, mientras que las tasas de exhumación/levantamiento se estiman a partir de valores del gradiente geotérmico para cada caso específico puesto que está influenciado por las tasas de erosión (ver Reiners y Schuster, 2009). Los gradientes paleotermales pueden ser asumidos o incluso derivados de DEE cuando se utilizan sistemas complementarios en los que las zonas de retención y/o borrado parcial se traslapan (e.g., trazas de fisión en apatito y AHe, ver por ejemplo Stockli et al., 2001; Restrepo-Moreno et al., 2009; Restrepo-Moreno, 2009).

**Figura 1- 10.** Principios de la termocronología. a) temperaturas de cierre de diversos sistemas isotópicos. b) Estructura termal de la corteza a partir de datos termocronológicos en fallas normales e inversas. Modificado de Ehlers y Farley, 2003).



#### 1.6.4. Geomorfometría

La geomorfometría es el estudio de las formas y las relaciones numéricas y geométricas del paisaje a partir de modelos de elevación digital del terreno (DEM por sus siglas en inglés), es decir, el análisis cuantitativo de las formas que se expresan en la superficie terrestre (Pike, 1995, 2000; Rasemann et al., 2004, Hengl y Reuter, 2009) como resultado de la interacción entre procesos endógenos y exógenos. En este sentido los sistemas fluviales se convierten en importantes unidades de análisis en geomorfología tectónica ya que están distribuidos en la superficie no solo en respuesta a condiciones morfoclimáticas, sino como respuesta a rasgos litológicos y estructurales en el subsuelo. Además la red fluvial se comporta como sistema de respuesta a procesos tectónicos, climáticos y biológicos (Tucker y Slingerland 1997; Willett, 1999; Whipple y Tucker, 1999; Whipple, 2004; Charlton, 2008, Whittaker et al., 2008, Whittaker, 2012, Willett et al., 2014), y expresa tanto en planta como en perfil transversal y longitudinal, rasgos y variaciones en sus dimensiones, parametrizables mediante el análisis digital del terreno que permiten establecer relaciones tectónica-geomorfología-clima.

El cálculo de parámetros morfológicos como los índices de elongación -  $R_e$  (Bull y McFadden, 1977), relieve -  $R_h$  (Schumm, 1956), y los factores de forma de la cuenca -  $R_f$  (Horton, 1932), y asimetría -  $AF$  (Hare y Gardner, 1985) han sido ampliamente empleados como indicadores de basculamiento o fallamiento de bloques corticales (Keller y Pinter, 2002). Además, parámetros relacionados con la distribución espacial de la red fluvial como la densidad de drenajes ( $D_d$ ) -

(Schumm, 1997), han demostrado ser útiles para identificar anomalías morfológicas relacionadas con deformación tectónica (Guarnieri y Pirrotta, 2008; Devi et al., 2011; Han et al., 2003; Talling y Sowter, 1999, Bahrami, 2013).

Por otro lado, la evaluación del perfil longitudinal mediante el índice SL (Hack, 1973; Seeber y Gornitz, 1983), y los índices de concavidad –  $\Theta$  y verticalidad –  $K_s$  (Snyder et al., 2000; Whipple y Tucker, 1999, Whipple, 2004) han sido útiles para identificar puntos de quiebre o *knickpoints* (Bishop et al., 2005; Castillo y Lugo–Hubp, 2011), evaluar el estado de equilibrio topográfico de una cuenca y las tendencias de evolución del paisaje (Montgomery y Foufoula-Georgiou, 1993; Cohen et al., 2008) a partir de la ley de Flint (1974).

Finalmente, el análisis hipsométrico, relaciona parámetros morfológicos de la red de drenaje mediante el cálculo de curvas e integrales hipsométricas (Langbein 1947; Strahler, 1952; Schumm, 1956), permitiendo evaluar el estado de evolución de una cuenca en el ciclo geográfico (Ohmori, 1993; Cheng et al., 2012) y su tasas de cambio (Andreani et al., 2014) como respuesta a perturbaciones tectónicas (Demoulin, 2011, 2012).

De esta manera, el análisis geomorfométrico de cuencas hidrográficas permite evaluar marcadores morfotectónicos de alta sensibilidad que proveen información tectónica independientemente de la escala espacial en intervalos de tiempo de  $10^4$ - $10^6$  años (Whittaker, et al., 2008; Cheng et al., 2012), un rango espaciotemporal adecuado para el estudio simultáneo con herramientas de termocronología y modelado termocinémático 3D con Pecube® (Braun, 2003; Braun et al., 2006; 2012) o el modelado de historias termales mediante QTQt® (Gallagher, 2012b).

### **1.6.5. Modelamiento numérico**

Un modelo es una herramienta para describir la naturaleza de forma simplificada con el fin de identificar y establecer relaciones funcionales entre diversas variables (Stüwe, 2007). Un factor inherente al ejercicio de modelamiento es el uso de los resultados como elementos de predicción, se modela para prever o recrear el comportamiento de un sistema natural (Oreskes et al., 1994). Estas herramientas poseen un soporte en las bases teóricas que describen de los fenómenos fisicoquímicos mediante ecuaciones diferenciales, herramientas matemáticas y estadísticas; además el refinamiento de los sistemas computacionales, el aumento de su capacidad operativa mediante el uso de *clusters* y la optimización de lenguajes de programación, han catalizado el desarrollo y aplicación de modelos numéricos en ciencias de la tierra (Gerya, 2010) debido a su capacidad de procesar una amplia cantidad de datos, y simular condiciones irreproducibles en el laboratorio, comparables, al menos de manera parcial con los fenómenos naturales.

Wijns et al. (2003) indican que todos los modelos numéricos deben tener una meta que satisfaga ciertos requerimientos, adicionalmente Stüwe, (2007) establece que un buen modelo numérico debe: i) describir un amplio conjunto de observaciones a partir de un pequeño conjunto de parámetros, ii) ser útil para hacer predicciones sobre eventos que aún no hemos observado, y iii) puede ser verificado a partir de nuevos experimentos u observaciones.

Una importante característica del modelamiento numérico radica en la capacidad de procesar una amplia cantidad de datos, parametrizar y evaluar el comportamiento estadístico de una serie de variables y simular condiciones irreproducibles en el laboratorio y/o el campo.

Como evidencia del avance en el desarrollo de técnicas de modelamiento numérico podríamos indicar que los modelos mecánicos cinemáticos abarcan procesos tectónicos, mientras que los modelos de difusión abarcan procesos de erosión (Stüwe, 2007). Ambos en conjunto se convierten en herramientas esenciales para evaluar la evolución del paisaje de una región.

Estas características permiten reproducir una gran variedad de situaciones probables para la solución de un problema en particular, sin embargo es necesario validar los resultados obtenidos con datos de fuentes alternativas. En el caso particular de la termocronología, las edades de enfriamiento de diferentes sistemas isotópicos permiten evaluar el error cuadrático medio de una serie de datos y elegir el modelo de menor error. Adicionalmente, la estimación de las tasas de exhumación mediante perfiles verticales puede sobreestimar o subestimar las tasas de exhumación (Braun, 2002) entonces se justifica el modelado numérico.

Bajo este contexto se pretende evaluar el modelamiento numérico de datos termocronológicos bajo dos aproximaciones metodológicas diferentes:

La primera consiste en aplicar un modelamiento termomecánico en dos dimensiones (2D) a partir de todo el conjunto de edades termocronológicas (U-Th)/He en circón y apatito obtenidas, mediante el código QTQt<sup>®</sup> (Gallagher, 2013) y de esta forma estimar las historias termales (i.e. tiempo-temperatura) de ambos bloques.

En la segunda, puesto que pretende modelar datos termocronológicos (U-Th)/He en circón y apatito e incluir elementos de la estructura del paisaje derivados de un DEM, se emplea el código Pecube<sup>®</sup> (Braun, 2003; Braun et al., 2006; 2012), el cual permite integrar características termales, flexurales, topográficas y estructurales en un modelamiento termocinemático en tres dimensiones (3D), y de esta manera ver si lo que hasta ahora se conoce de la historia geológica de la zona es suficiente para reproducir las edades usando este código, es decir, se realiza un modelamiento directo (*forward*) que reproduce los eventos de acreción, exhumación y levantamiento de bloques litotectónicos fallados.

## **1.7. Metas y alcances**

Los alcances principales de esta investigación pueden resumirse en cuatro elementos:

- La generación de nuevos datos para la comprensión de la geología y la geomorfología colombiana mediante la aplicación de técnicas termocronológicas, geocronológicas, geomorfológicas/geomorfométricas y de modelamiento numérico.
- Aplicación de técnicas modernas para la caracterización de la deformación cortical, la respuesta morfotectónica, la evolución del paisaje y el fallamiento activo en los Andes del Norte.
- La contribución de nuevos datos en términos de las relaciones y retroalimentaciones entre procesos endógenos y exógenos.
- El estudio de la reproductibilidad de los eventos tectónicos discriminados hasta el presente sobre los datos termocronológicos observados actualmente a partir del modelado numérico termomecánico 2D (QTQt<sup>®</sup>). y termocinemático 3D (Pecube<sup>®</sup>).

## **1.8. Significado práctico o intelectual**

Esta investigación explora y contrasta la respuesta de procesos tectónicos y erosivos, permitiendo establecer relaciones de retroalimentación entre estos. En particular esta investigación presenta elementos preliminares para evaluar la conformación del campo de esfuerzos actual en el borde noroccidental de la Cordillera Central, Andes del Norte (5°-7° Latitud Norte) además de suministrar elementos para evaluar la historia de los sistemas de fallas potencialmente sismogénicos en esta región del país y su relación con procesos morfodinámicos que moldean la superficie terrestre en zonas tectónicamente activas y con influencia de condiciones climáticas tropicales. Adicionalmente el presente trabajo permite reconstruir tasas de erosión a escala pre-antropogénica ( $>10^5$  años) que pueden servir de fondo para evaluar/contrastar los efectos antrópicos sobre las dinámicas de remoción, transporte y denostación de material detrítico, aspecto central en la conservación del suelo y el agua. La generación de este conocimiento científico debe servir de base para la investigación relacionada con el planeamiento del territorio, el uso del suelo y la gestión de riesgos geológicos.

## **1.9. Estructura de la tesis**

El Capítulo 1 presenta las generalidades del problema de investigación, los objetivos, las hipótesis, el marco teórico y las aproximaciones metodológicas que se emplearon para dar respuesta a los interrogantes planteados.

En el Capítulo 2 se evalúa la historia tectonotermal Meso-Cenozoica de los bloques litotectónicos localizados en el borde noroccidental de la Cordillera Central mediante dataciones U/Pb en circón y (U-Th)/He en apatito y circón.

El Capítulo 3 muestra un análisis geomorfológico de la cuenca del río San Andrés y sus alrededores, basado en datos geomorfométricos y observaciones de campo, en particular evaluando la respuesta morfotectónica y la evolución del paisaje y la dinámica activa de la falla Espíritu Santo en el Cenozoico.

En el Capítulo 4 se presenta el modelamiento de las historias termales en 2D usando QTQt<sup>®</sup> y el modelamiento numérico termocinemático 3D usando Pecube<sup>®</sup> de bloques litotectónicos a partir de datos termocronológicos y geomorfométricos.

El Capítulo 5 integra los datos obtenidos para evaluar la hipótesis de investigación planteada y valorar el alcance de los objetivos propuestos. Este capítulo abre además un espacio de discusión en términos de las relaciones entre procesos tectónicos, climáticos y geomorfológicos.

Finalmente, en el Capítulo 6, se presentan las conclusiones más relevantes de esta investigación y plantea recomendaciones para investigaciones futuras.

## **2. Capítulo 2: Termotectónica del borde noroccidental de la Cordillera Central a partir de geocronología y termocronología de baja temperatura**

### **Resumen**

La integración de técnicas geocronológicas y termocronológicas constituyen una herramienta valiosa para estimar la evolución tectonotermal de la corteza en los Andes del Norte. Este trabajo presenta tres nuevas edades U/Pb en circón (LA-ICP-MS) y diez edades (U-Th)/He en circón y apatito generadas sobre muestras del borde noroccidental de la Cordillera Central a lo largo de una transecta vertical que atraviesa la falla Espíritu Santo (FES) entre el Altiplano Antioqueño (AA) y el Cañón del Río Cauca (CRC). Los resultados indican edades de cristalización del bloque oriental, i.e. batolito Antioqueño hacia ~ 72 Ma con ausencia de metamorfismo cretácico en el bloque occidental, donde las características litológicas y las edades de ~ 229 Ma sugieren relaciones litoestratigráficas con el basamento de la Cordillera Central. Las edades (U-Th)/He en circón y apatito documentan dos períodos de rápido enfriamiento entre aproximadamente 50-53 y 39-43 Ma, para ambos bloques litotectónicos, indicando una exhumación sincrónica en el Paleoceno/Eoceno a tasas del orden de 0,3-0,7 km/Ma. Edades parcialmente reseteadas de 42 Ma y 25 Ma para ZHe y AHe, respectivamente son reportadas en la zona de influencia de la FES. Estos datos junto con la configuración actual de la corteza sugieren un levantamiento diferencial de la superficie desde el Eoceno para los bloques separados por esta estructura. Estos mecanismos pueden haber favorecido la conservación de paisajes relictos como el AA y la evolución de sistemas fluviales como el CRC de forma relativamente aislada desde el Eoceno/Oligoceno. De esta forma se resaltan las interrelaciones entre procesos tectónicos y geomorfológicos que han influenciado el paisaje actual del extremo noroccidental de los Andes del Norte.

**Palabras clave:** Termotectónica, Geocronología U/Pb-circón, Termocronología (U-Th)/He, levantamiento diferencial, exhumación por erosión, Falla Espíritu Santo, Andes del Norte, Cañón del Río Cauca.

### **Abstract**

The integration of geochronology techniques over an ample range of closure temperatures such as U/Pb geochronology and (U-Th)/He thermochronology constitute an invaluable tool for estimating thermotectonic evolution of the crust in the Northern Andes. This paper presents three new U/Pb ages on zircon (LA-ICP-MS) and ten new (U-Th)/He ages in apatite and zircon on the northwestern edge of Central Cordillera along a vertical profile cutting through major crustal structures, e.g., the Espíritu Santo Fault (FES), which separate contrasting geomorphic domains, namely, the Antioqueño Plateau (AA) and Cauca river canyon (CRC). The results suggest Cretaceous crystallization ages of the eastern block, i.e. Antioquian Batholith close to 72 Ma, and

absence of cretaceous metamorphism on the western block located on the Cauca-Romeral fault zone (SFCR) where lithological features and Triassic ages (~229 Ma) indicate lithostratigraphic relationships with the basement of the Central Cordillera. Apatite and zircon (U-Th)/He ages document two phases of rapid cooling between 50-53 Ma and 39-43 Ma for both lithotectonic blocks, this indicate synchronous exhumation rates in the Paleocene/Eocene times of ~0,3-0,7 km/Ma. Partially reset ages of ~42 and ~25 Ma for ZHe and AHe are reported in the area of influence of the FES. These data along with the current configuration of the crustal structures suggest differential surface uplift of the blocks separated by this structure since Eocene times. These mechanisms may have favored the conservation of relict landscapes such as the AA and the evolution of rivers systems such as the CRC relatively isolated from Eocene/Oligocene. In this way, interrelationships between tectonic and geomorphic processes that shaped the current landscape of the northwestern tip of the Northern Andes are illuminated.

**Key words:** Thermotectonic, U/Pb zircon geochronology, (U-Th)/He thermochronology, differential uplift, exhumation by erosion, Espiritu Santo fault, Northern Andes, Cauca river canyon

## **2.1. Introducción**

El estudio de la historia termal de las rocas mediante el registro de movimientos verticales de un parcel de roca dentro de la corteza a lo largo del tiempo geológico es el objetivo de la termocronología (Reiners y Brandon, 2006). Estos movimientos se verifican a partir de procesos de levantamiento y exhumación, los cuales se traducen en el enfriamiento de parcelas de roca dentro de la corteza terrestre (Stüwe, 2007, entre otros). Se intenta por lo tanto reconstruir los caminos tiempo-temperatura (historias t-T) que definen la distribución geográfica, la temporalidad y la velocidad a las cuales se aproximan las rocas desde la corteza media hasta la superficie topográfica donde actualmente afloran (Reiners y Schuster, 2009). Esta aproximación permite cuantificar, espaciotemporalmente y en su magnitud, la naturaleza de una amplia gama de procesos tectónicos y geomorfológicos claves en el presente estudio tales como levantamiento, exhumación por erosión (ver Ring et al., 1999). Vale la pena mencionar que, aunque no será utilizada en este trabajo para este tipo de aproximación, la termocronología de baja temperatura y la geocronología U/Pb en circonita facilita abordar la proveniencia de material detrítico, el enterramiento y la exhumación en secuencias sedimentarias (ver Bernet et al., 2004; 2006; Carrapa, 2010; Bernet, 2013; Bermúdez et al., 2015), permitiendo estudiar de manera coordinada macizo cordillerano-cuenca sedimentaria.

El uso de diversos sistemas isotópicos en diferentes minerales permite definir la cronología en la ocurrencia de eventos de una amplia gama de procesos geológicos (magmáticos, metamórficos, tectónicos, etc.). Como aspecto fundamental del presente trabajo, esta característica de los sistemas geo y termo-cronológicos permite evaluar la estructura paleo-termal de la corteza, y sus tasas de cambio, en un rango de temperaturas entre 40-900 °C, y a una escala temporal de  $10^2$ - $10^8$  años. Si partimos de un ambiente tectónico con gradientes geotermales promedio (~20°C/Km) el rango de temperaturas de estos sistemas isotópicos permite explorar procesos tectonotermales en la corteza, en particular hasta los dos últimos kilómetros, donde la influencia

de procesos tanto superficiales como internos es notoria (levantamiento, exhumación, enterramiento, fallamiento, erosión, etc.), hasta más allá de la corteza profunda donde imperan procesos tectonomagmáticos y tectometamórficos (Reiners y Brandon, 2006; Reiners y Schuster, 2009). El uso combinado de estas herramientas constituye una poderosa herramienta para evaluar la historia tectonotermal de diversos tipos de rocas en un amplio rango espacial dentro de la corteza terrestre y en un número ilimitado de ambientes geológicos (márgenes activas y pasivas, convergentes y divergentes, litósfera continental y oceánica, escudos y cadenas orogénicas, etc.) (Ring et al., 1999; Burbank y Anderson, 2011, entre otros).

Este estudio presenta un análisis geo y termo-cronológico de los bloques litotectónicos separados por la FES en el borde noroccidental de la Cordillera Central, en los Andes del Norte. El objetivo principal de este estudio consistió en obtener edades U/Pb en circón y (U-Th)/He en circón y apatito y, a partir de la integración de estos con datos estructurales y geomorfológicos, establecer una aproximación a la evolución termotectónica del borde noroccidental de la Cordillera Central de Colombia. Mediante esta aproximación se reconstruye la historia termotectónica de la región.

## **2.2. Antecedentes**

### **2.2.1. Tectónica y termocronología**

En los bordes de placa convergentes la partición de la deformación, el desarrollo del estilo estructural, la ocurrencia de magmatismo, vulcanismo, metamorfismo, y en general la evolución de las márgenes activas está controlada por el ángulo de convergencia  $\alpha$  (Fossen et al., 1994, Casas et al., 2001), la reología de las masas litosféricas involucradas y su grado de anisotropía (Willingshofer, et al., 2005) y la proporción entre subducción y colisión (Lallemand et al., 2008; Faccenna et al., 2013). Por esta razón, las relaciones espaciales y temporales entre fallamiento, magmatismo y metamorfismo son factores claves para comprender los mecanismos de deformación cortical en cadenas orogénicas activas, ya que permiten evaluar la historia deformacional de una cadena montañosa y proveen los antecedentes para identificar y caracterizar fallas activas, focos de erosión/exhumación y relaciones entre procesos tectónicos y superficiales.

El principio de los análisis termocronológicos de baja temperatura en los sistemas helio y trazas de fisión se basa en la preservación de antiguas zonas de retención o borrado parcial respectivamente (partial retention zone - PRZ y partial annealing zone - PAZ) (ver Reiners y Brandon, 2006; Reiners y Schuster, 2009; Peyton y Carrapa, 2013). Dado un gradiente geotérmico, estas “bandas termales” definen un rango espacial en profundidad que sigue parcialmente la configuración topográfica de un terreno dado (Reiners y Schuster, 2009, Braun et al., 2006). Luego de un proceso de levantamiento tectónico estas bandas pueden ser exhumadas vía erosión y/o fallamiento (i.e., procesos morfotectónicos) y quedan expuestas en la superficie terrestre (Fitzgerald et al., 1995). Las PRZ (en el caso del helio) o PAZ (en el caso de las trazas de fisión) corresponden pues a un intervalo de temperaturas en la corteza que está definido por la difusión de masa de los sistemas cristalinos en función de la temperatura (Braun

et al., 2006). Durante el tránsito de una partícula de roca hacia la superficie la difusión de masa disminuye hasta alcanzar la temperatura de cierre  $T_c$ , temperatura que no es fija para un sistema isotópico-cristalino dado sin que varía también en función de la tasa de enfriamiento (Dodson, 1973). Los fragmentos de roca portadores de un sistema isotópico y cristalino (por ejemplo, el sistema helio en circón) ubicados en un ambiente cortical con temperaturas superiores a  $T_c$  se comportan como sistemas completa o parcialmente abiertos. Por su parte, fragmentos de roca por debajo de la  $T_c$  actúan como sistemas isotópicos cerrados donde la concentración de isótopos radioactivos padre  $N_p$  e hijo  $N_d$  solo varía significativamente dentro del sistema cristalino en función del tiempo, por medio del decaimiento radioactivo de cada sistema isotópico (vida media, tasa de decaimiento radioactivo; ver Braun et al., 2006). De esta manera empieza a “correr el reloj” geocronológico y a partir de este principio es posible extraer información de las rocas exhumadas para reconstruir la historia de enfriamiento y exhumación.

En zonas tectónicamente activas, la deformación litosférica se particiona dando lugar a bloques litotectónicos que determinan la evolución de las estructuras y, en conjunción con agentes externos (clima, gravedad, actividad fluvial, etc.), la progresión del paisaje. Esta deformación se concentra en los sistemas de fallas activos que actúan como interfaz entre bloques expresándose de forma directa mediante el metamorfismo dinámico y la ocurrencia de sismos (Scholz, 1990). En estas zonas de debilidad estructural la energía potencial acumulada por efecto del confinamiento y el coeficiente de fricción es liberada de manera periódica en forma de ondas mecánicas descritas por el modelo de rebote elástico y ciclo sísmico (Reid, 1910), pero además también se disipa energía en forma de calor (Molnar y England, 1990b; Von Herzen et al., 2001; Rice, 2006). Una de las evidencias geológicas son las pseudotaquilitas (Philpotts, 1964). Wang (2001) sugiere que el flujo de calor en zonas de falla alcanza hasta  $120 \text{ mWm}^{-2}$ , en comparación al flujo promedio de  $80 \text{ mWm}^{-2}$  en sistemas orogénicos (Furlong y Chapman, 2013), sin embargo el comportamiento termal de una falla depende del tipo de desplazamiento, de las características termales de los bloques fallados, de la disponibilidad de agua o fluidos, de la composición mineralógica, entre otros (Turcotte y Schubert, 1982).

Stüwe (2007) y Foeken (2007) presentan un análisis de la influencia de fallas sobre las isoterms cuando los procesos de levantamiento y exhumación son diferenciales. Esta característica permite evaluar la cronología y el grado de actividad de una falla (D'Alessio, 2004) cuando no han sido influenciados por fluidos hidrotermales u otros procesos que dan lugar a la paradoja del flujo de calor (Lachenbruch y Sass, 1980), en cuyo caso es factible evaluar el comportamiento bloques litotectónicos, fallas activas y procesos exógenos mediante el uso de la termocronología de baja temperatura (Stockli et al., 2003; Herman et al., 2009; Siebel et al., 2010; Bermúdez et al., 2011; Benowitz et al., 2011, ente otros).

Esto demuestra que el desarrollo y aplicación de metodologías modernas basadas en principios isotópicos como la geocronología y la termocronología de baja temperatura permiten no solo documentar la naturaleza de los procesos de formación de montañas (p.e. Spotila, 2005), sino que permiten también definir explícitamente su cronología y evolución a través del tiempo, es decir, esbozar la historia termotectónica de una región abriendo una ventana para explorar las relaciones entre tectónica y geomorfología (Reiners y Brandon, 2006, Braun et al., 2013, entre otros).

### **2.2.2. Marco tectónico del borde noroccidental de la Cordillera Central**

Los procesos orogénicos en los Andes constituyen un claro ejemplo de márgenes convergentes activas con importantes efectos climáticos, en particular para los Andes del Norte como margen acrecional activa donde diversos fragmentos de corteza han sido adosados a la margen al menos en cuatro fases en el Cenozoico. De estas fases se han documentado dos eventos antiguos en el centro de la Cordillera Central, la primera en el Paleoceno/Eoceno (Sáenz, 2003; Restrepo-Moreno et al., 2009; Villagómez, 2010) y la segunda en el Oligoceno/Mioceno (Restrepo-Moreno et al., 2009). Estos eventos son correlacionables con las fases Proto y Pre-Andina de van der Hammen (1960) en el territorio nacional y con las fases Incaica y Quechua en el contexto Andino en general (Mégard, 1984; Mégard et al., 1984). Sin embargo no se han reportado datos de esta naturaleza en la importante zona morfotectónica que constituye la transición del AA hacia el CRC en el extremo norte de la Cordillera Central. Allí se encuentran diferencias de elevación de más de 3000 metros que exponen profundidades paleo-corticales, así como estructuras de importancia regional. Estas características litotectónicas y geomórficas abordadas en sus conjunto pueden arrojar luces importantes sobre la historia morfotectónica de la región.

Los eventos de deformacionales post-Oligocenos no se han identificado en este sector de los Andes del Norte, a pesar de reportarse en los bloques litotectónicos circundantes (ver Farris et al., 2011; Parra, 2008; Mora et al., 2008, Cardona, 2010b). Adicionalmente, en el extremo occidental de la Cordillera Central se han desarrollado sistemas de deformacionales como el sistema de fallas de Cauca-Romeral (SFCR) producto de las interacciones entre las placas Nazca/Farallón, Caribe y Suramérica, marcando eventos de deformación en el Paleoceno/Eoceno (Vinasco, 2001; Vinasco y Cordani, 2012), el Oligoceno/Mioceno y el Mioceno Medio (Ramírez et al., 2012). En este contexto aparece la falla Espíritu Santo (FES), que en la actualidad es la única estructura regional con desplazamiento lateral derecho que limita el borde noroccidental de la Cordillera Central entre 5-8° N. La geometría y la cinemática reciente de la FES ha sido ampliamente documentada (Woodward-Clyde, 1980; Arias, 1981; Page 1986, Mesa y Lalinde, 2001), pero su origen, evolución y relaciones con el SFCR y la Cordillera Central permanecen como enigmáticas. Esto último puede deberse a diversos factores, entre estos, la falta de consenso respecto a las relaciones entre la FES y el SFCR (Mejía, 1984; Page, 1986; Chica et al., 2003; Chicangana, 2005) y a su paradigmático papel como límite de bloques litotectónicos exóticos (Etayo, 1986; Restrepo y Toussaint, 1988; González 1997, 2001; Ordóñez y Pimentel, 2002; Cediell, et al., 2003; Restrepo et al., 2009).

Bajo este contexto, la aplicación de métodos geo y termo-cronológicos en el borde noroccidental de la Cordillera Central contribuye al entendimiento de los procesos de fallamiento, levantamiento, erosión y exhumación, su cronología y distribución espacial y su influencia en la evolución del paisaje sobre una zona tectónicamente activa.

## 2.3. Métodos analíticos

La aproximación escogida para este trabajo involucra la recolección de muestras tanto de macizos cordilleranos (*in-situ*) sobre transectas verticales (Gallagher, 2005a; Braun, 2002) como detríticas modernas para desarrollar sobre estas análisis de geocronología U/Pb en circón y termocronología de baja temperatura en el sistemas (U-TH)/He en circón y apatito.

Se tomaron 20 muestras de roca *in situ* sobre un perfil transversal a la FES que atraviesa el AA y el CRC entre el sector de los Llanos de Cuivá y el puente Pescadero, a lo largo de la vía que comunica los municipios de Santa Rosa de Osos e Ituango. Se tomó una muestra de material detrítico en el sector de El Valle de Toledo. El muestreo *in situ* se realizó este sector debido al alto relieve relativo y diferencia altitudinal a lo largo del río San Andrés, esta característica del paisaje permite la recolección de muestras que simulan un perfil topográfico con una diferencia vertical de más de 2500 m, y a su vez abren una ventana para estimar variaciones de la edad de la corteza superior en función de la elevación, mientras que las muestras de material detrítico se realizaron aprovechando las características de la CRSA, es decir, la captación de material detrítico sobre ambos bloques litotectónicos para tener una idea global sobre las tasas de erosión a largo plazo de los terrenos fuentes aledaños y también porque una muestra de este tipo drena muchos sectores no considerados con la toma *in situ*.

Los sitios de muestreo *in situ* se realizaron aproximadamente cada 100 metros en la vertical sobre afloramientos de roca fresca y potencialmente fértil en apatito y circones, estas corresponden a rocas intrusivas del Batolito Antioqueno y rocas metamórficas localizadas sobre ambos flancos de la FES, evitando zonas con diques, alteraciones hidrotermales entre otros factores que pueden afectar los sistemas isotópicos de baja temperatura (ver Figura 1-9 y Tabla 1-4).

Un total de 9 muestras de roca y una muestra detrítica fueron completamente procesadas, indicando un porcentaje de éxito en la fertilidad, separación, procesamiento y análisis de circones y apatitos, cercano al 50%. Estos minerales se separaron mediante trituración y separación mineral estándar por gravimetría y susceptibilidad magnética en un equipo Franz Isodinámico® en el laboratorio de Termocronología de la Universidad EAFIT y en el *Mineral Separation Laboratory* de la Universidad de la Florida (UF). Luego de la separación magnética de minerales densos, se usaron líquidos densos como Tetrabrometano (TBE) y Ioduro de Metileno o Diyodometano (Mel) para mejorar la calidad de la separación de apatito y circón.

### 2.3.1. Geocronología U/Pb

Dos muestras de roca *in situ* y una de material detrítico fueron seleccionadas para separar cristales de circón y ser datados mediante LA-ICP-MS en el laboratorio ICP-MS del *Center for Isotope Geoscience* – UF. Los granos de circón fueron cuidadosamente seleccionados a mano bajo el binocular de alta resolución, luz transmitida y reflejada, con el fin de identificar cristales de circón sin inclusiones, para ser montados en un disco de resina epóxica junto con circones estándares FC-1 (Paces y Miller, 1993). Luego de exponer los núcleos de los granos mediante pulido manual, sus características morfológicas y geoquímicas fueron evaluados combinando

imágenes de luz reflejada y catodoluminiscencia (SEM-CL) usando un microscopio de barrido electrónico (EVO MA10 XVP) con el fin de identificar las zonas objetivo para análisis LA-ICP-MS.

Los análisis se efectuaron usando un ICP-MS (Nu-Plasma<sup>®</sup>) equipado con un láser ultravioleta de ablación de 213 nm, 12 colectores Faraday y 3 contadores de iones. Antes de la ablación se miden concentraciones de He y Ar por 20 segundos como medida de control (*blank*) y luego cada cristal fue sometido a ablación laser por 30 segundos con el fin de medir las concentraciones de <sup>238</sup>U, <sup>235</sup>U, <sup>207</sup>Pb, <sup>206</sup>Pb y <sup>204</sup>Pb. Los datos isotópicos se adquirieron durante la ablación usando un software TRA (*Time Resolved Analysis*) proporcionado por Nu-instruments, el cual muestra las relaciones isotópicas en tiempo real y permite derivar los intervalos de medición manualmente delimitando *plateaus* de esta forma se disminuye el error.

Los circones estándares del Duluth Gabbro (denotados como FC-1) fueron usados como medio de calibración externo. Los datos fueron colectados y ajustados usando el programa CALAMARI<sup>®</sup> v. 7.2, un código de reducción de datos para LA-ICP-MS. El protocolo analítico es descrito en in Muller et al. (2008). Los diagramas concordia de U/Pb en circón y la ponderación de las edades se calculó usando el programa ISOPLOT<sup>®</sup> v. 4.15.

### **2.3.2. Termocronología de baja temperatura (U-Th)/He**

Las edades (U-Th)/He en circón y apatito fueron medidas en alícuotas de 1 a 3 granos. Cada cristal fue seleccionado manualmente evitando especímenes con tamaños menores a 60  $\mu\text{m}$  o defectos cristalográficos como inclusiones, texturas irregulares, dislocaciones o fracturas que son considerados como fuentes de error significativo en esta técnica (Farley, 2000; Ehlers y Farley, 2003). Los análisis (U-Th)/He se efectuaron en el Laboratorio de Termocronología (U-Th)/He - UF.

La morfometría de los granos es crucial para llevar a cabo las correcciones por eyección alfa o corrección Ft (Farley, 2002). Para este propósito los cristales fueron medidos en tres de sus dimensiones (dos anchos de prisma y longitud) usando un estereomicroscopio Leica LED5000 SLI equipado con un sistema de adquisición de imágenes (Leica LAS Extended Annotation) para estimar parámetros tales como el área superficial y calcular el factor de corrección por eyección de <sup>4</sup>He, Ft en apatitos (Farley et al., 1996) y circones (Hourigan et al., 2005). Se usaron cristales de apatito Durango (Farley, 2000) y cristales de circón Fish Canyon Tuff (Reiners, 2005) como estándares, dispuestos cada 9 muestras, además de un espacio vacío (*blank*) para tener una segunda medida de control instrumental. Los granos de circón y apatito fueron empacados en cilindros de ~500  $\mu\text{m}$   $\times$  500  $\mu\text{m}$  compuestos por niobio y platino respectivamente, y puestos manualmente en planchetas de acero inoxidable con 3 mm de profundidad desde las cuales se realiza la desgasificación por calentamiento para medir las concentraciones de <sup>4</sup>He. Esta fase se desarrolló en la línea de extracción de helio del laboratorio de gases nobles del *Center for Isotope Geoscience* - UF.

Luego de calentar la muestra con un láser CO<sub>2</sub> IR de 193 nm se extrajo la concentración de <sup>4</sup>He. Posteriormente esta se mezcló con una concentración conocida de <sup>3</sup>He y se purificó con un captador NP-10. Las concentraciones isotópicas de <sup>4</sup>He/<sup>3</sup>He se midieron usando el

espectrómetro de masas cuadrupolar (Q-MS) *Pfeiffer-Blazers Prisma*<sup>®</sup> (MAP215-50). Al finalizar la extracción completa de <sup>4</sup>He, se desmontó la plancheta para medir las concentraciones de U, Th y Sm mediante análisis ICP-MS desde una solución. Para ello, los apatitos fueron disueltos en HNO<sub>3</sub> al 5% y la solución mezclada con concentraciones conocidas de U, Th y Sm para medir las concentraciones de U, Th y Sm radiogénicos usando el espectrómetro de masas Thermo Finnigan Element2<sup>®</sup> ICP-MS.

### 2.3.3. Estimación de tasas de exhumación a partir de datos termocronológicos

Se emplearon dos aproximaciones metodológicas para estimar tasas de enfriamiento/exhumación a partir de las edades termocronológicas obtenidas. En la primera se analizó la relación existente entre edad-elevación para un total de 6 edades (U-Th)/He en circón según el método de Gallagher et al., (2005a). Para este propósito se calculó una curva de ajuste usando el método de York (1969), se extrajo la edad ZHe localizada en la zona de influencia de la FES y se asumió que los bloques laterales se exhumaron bajo un mismo campo de esfuerzos de manera sincrónica en el Paleoceno/Eoceno. En la segunda aproximación se estimaron las trayectorias t-T de cada bloque litotectónico dividiendo la diferencia de temperatura de cierre (T<sub>c</sub>) para cada sistema termocronológico contra la diferencia de edades (U-Th)/He en circón y apatito. En el caso del circón se usó una T<sub>c</sub> de 215 ± 15 °C (Reiners et al., 2002) mientras que para apatito se usó una T<sub>c</sub> de 75 ± 15 °C (Wolf et al., 1998). La estimación de las tasas de exhumación se efectuó para diferentes escenarios variando el gradiente geotérmico entre 20 y 30 °C/km.

## 2.4. Resultados

### 2.4.1. Edades U/Pb

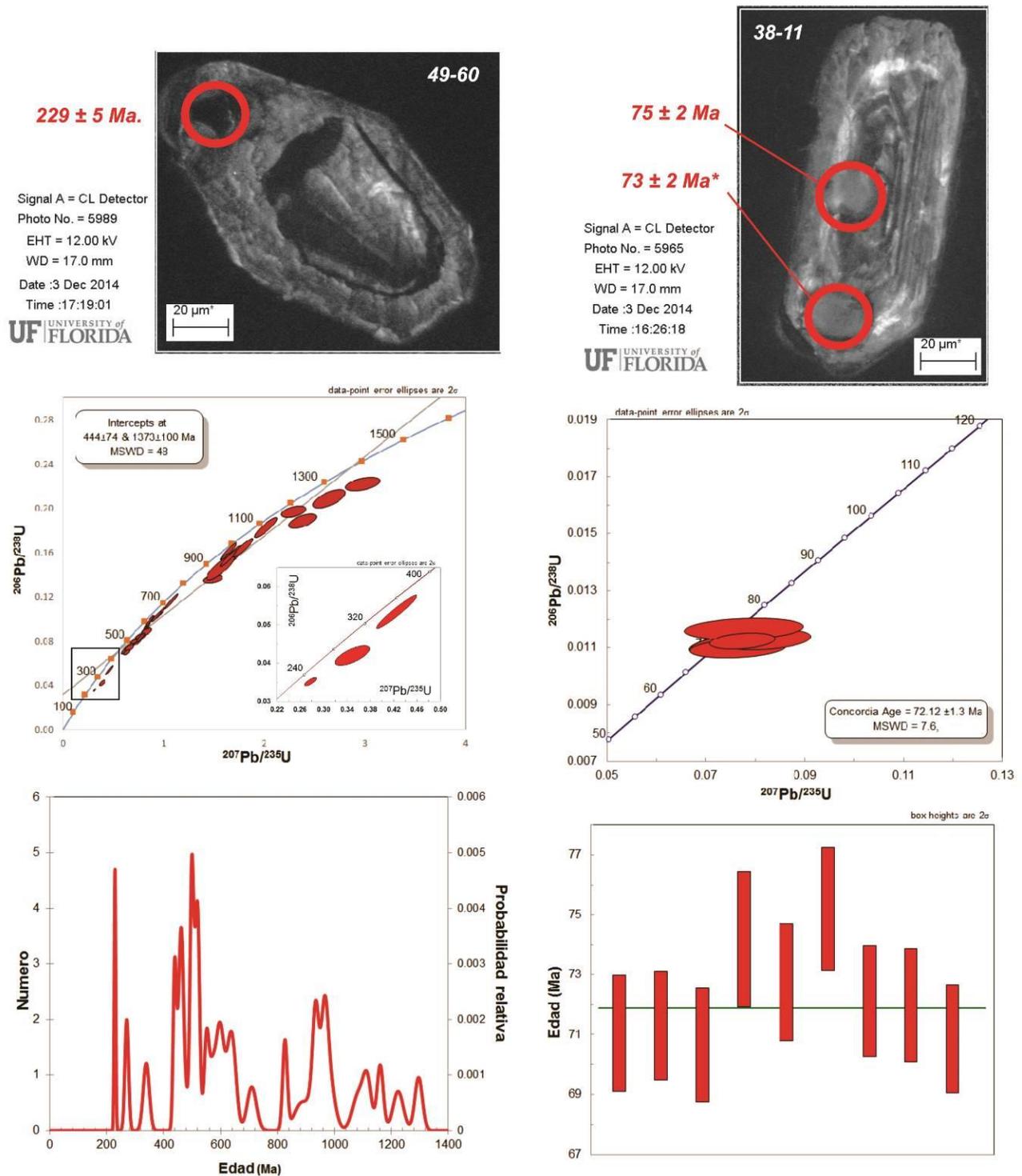
Las edades U/Pb por LA-ICP-MS en granos de circón para las muestras GET-PV-038, GET-PV-049 y GET-D-006 se presenta en las tablas 2-1 y 2-2, y las figuras 2-1 y 2-2.

**Tabla 2-1.** Edades U/Pb LA-ICP-MS en circón. Las letras “C” y “R” después del código de la muestra indican núcleo (Core) y borde (Rim) respectivamente. Debido a la naturaleza magmática de la muestra GET-PV-038 (Batolito Antioqueño) se evalúan solo 10 granos con edades concordantes, mientras que la GET-PV-049 corresponde al Gneis de Pescadero, razón por la cual se evalúan al menos 60 granos de circón.

Nombre grano	* <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	*2s error (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2s error (%)	(error corr,)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2s error (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U Edad	2 s error (abs)
<b>GET- PV- 038 (Granodiorita - Batolito Antioqueño)</b>									
38-2C	0,07459	8,9	0,01105	2,6	0,30	0,04894	8,479	<b>70,9</b>	1,8
38-2C	0,07387	7,6	0,01110	2,5	0,32	0,04829	7,183	<b>71,1</b>	1,7
38-2C	0,07638	10,4	0,01100	2,6	0,25	0,05036	10,047	<b>70,5</b>	1,8
38-6	0,08072	7,4	0,01153	2,9	0,39	0,05079	6,837	<b>73,9</b>	2,2
38-7	0,08206	9,1	0,01131	2,6	0,28	0,05261	8,758	<b>72,5</b>	1,9
38-11	0,07767	12,6	0,01168	2,6	0,21	0,04824	12,373	<b>74,8</b>	2
38-13R	0,07148	11,2	0,01122	2,4	0,22	0,04623	10,937	<b>71,9</b>	1,7

38-15	0,08198	5,1	0,01119	2,5	0,49	0,05311	4,434	<b>71,8</b>	1,8
38-16	0,08171	15,1	0,01103	2,4	0,16	0,05373	14,936	<b>70,7</b>	1,7
<b>GET - PV - 049 (Neis cuarzo feldespático - Complejo Cajamarca)</b>									
49-1C	0,5798	4,9	0,07227	4,1	0,85	0,05819	2,567	<b>449,8</b>	17,9
49-2C	199,534	4,5	0,18301	4,1	0,9	0,07907	1,986	<b>1083,4</b>	40,5
49-3	0,73812	4,4	0,08348	4	0,9	0,06413	1,865	<b>516,8</b>	19,6
49-4C	0,81492	4,1	0,0963	3,9	0,95	0,06137	1,314	<b>592,7</b>	22,2
49-5C	161,866	4,2	0,15569	3,9	0,95	0,0754	1,334	<b>932,7</b>	34,2
49-6	0,93315	4,3	0,10548	4	0,93	0,06416	1,522	<b>646,4</b>	24,6
49-7	0,8973	4,2	0,10286	3,9	0,94	0,06327	1,487	<b>631,1</b>	23,7
49-8	176,642	4,7	0,165	4,3	0,92	0,07764	1,851	<b>984,5</b>	39,2
49-9	0,82871	4,4	0,09867	4,2	0,95	0,06091	1,384	<b>606,6</b>	24,2
49-10	161,925	4,1	0,16159	3,9	0,95	0,07268	1,224	<b>965,6</b>	34,9
49-11	0,79356	4,5	0,09253	4,3	0,95	0,0622	1,414	<b>570,4</b>	23,5
49-13C	0,61901	4,7	0,07531	4	0,86	0,05961	2,42	<b>468</b>	18,1
49-16	0,70342	5,4	0,08045	3,9	0,73	0,06342	3,696	<b>498,8</b>	18,8
49-17	0,69843	4,2	0,08195	3,9	0,94	0,06181	1,478	<b>507,8</b>	19,1
49-18	0,4255	6,7	0,05393	6,4	0,96	0,05722	1,939	<b>338,6</b>	21,2
49-19C	104,689	5,1	0,11636	4,9	0,96	0,06525	1,345	<b>709,5</b>	32,7
49-20	0,34929	7	0,04278	4,9	0,69	0,05921	5,063	<b>270,1</b>	12,9
49-21	0,62136	5	0,07422	3	0,59	0,06072	4,015	<b>461,5</b>	13,2
49-22C	296,863	4,8	0,22271	2,3	0,48	0,09667	4,173	<b>1296,2</b>	26,9
49-23	146,414	5,4	0,13679	2,1	0,38	0,07763	5,021	<b>826,5</b>	16,1
49-24	163,177	4,5	0,15595	2,2	0,5	0,07589	3,902	<b>934,2</b>	19,5
49-25	153,999	7,4	0,14719	6,2	0,84	0,07588	3,949	<b>885,2</b>	51,4
49-26	0,73598	5,2	0,08413	2,4	0,47	0,06345	4,589	<b>520,7</b>	12,2
49-27	227,188	4,4	0,19738	2,1	0,47	0,08348	3,91	<b>1161,2</b>	21,9
49-28	0,79829	5,4	0,08911	3,1	0,58	0,06497	4,41	<b>550,3</b>	16,5
49-29	0,67335	4,4	0,08038	2,2	0,49	0,06076	3,87	<b>498,4</b>	10,5
49-30C	236,536	4,8	0,18893	2,9	0,6	0,0908	3,865	<b>1115,5</b>	29,5
49-44	263,433	5	0,20915	3,3	0,65	0,09135	3,842	<b>1224,3</b>	36,4
49-56R	0,59512	3,9	0,07034	2,5	0,63	0,06136	3,058	<b>438,2</b>	10,5
49-57R	0,35144	7,4	0,03666	2,6	0,34	0,06952	6,989	<b>966,4</b>	22,4
49-60R	0,27703	3,1	0,03614	2,4	0,78	0,0556	1,954	<b>229</b>	5

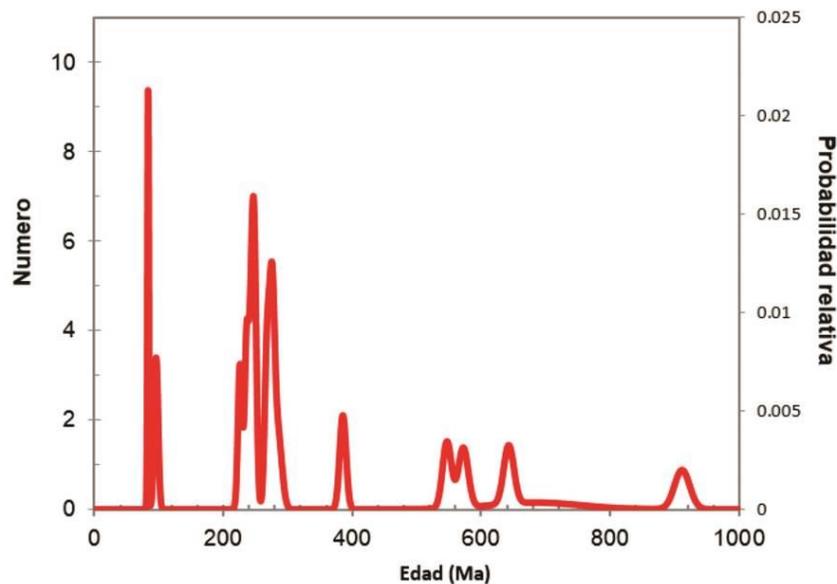
**Figura 2-1.** Resultados de las edades U/Pb en circón mediante LA-ICP-MS para las muestras GET-PV-038 y GET-PV-49.



**Tabla 2-2.** Edades U/Pb LA-ICP-MS en circones detríticos.

Nombre grano	* $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	*2s error (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2s error (%)	(error corr.)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2s error (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Edad	2 s error (abs)
<b>GET- D- 006 (Sedimentos activos del Río San Andrés)</b>									
D6-1	0,75401	3,3	0,08855	2,6	0,81	0,06176	1,925	<b>546,9</b>	13,8
D6-2	0,32275	7,1	0,03828	3	0,43	0,06115	6,397	<b>242,1</b>	7,2
D6-3	156,198	3,4	0,15191	2,8	0,81	0,07457	2,033	<b>911,7</b>	23,6
D6-4	888,042	5,2	0,33883	5,1	0,99	0,19009	0,683	<b>1881</b>	83,4
D6-5	0,3362	4,7	0,0437	2,8	0,59	0,0558	3,775	<b>275,7</b>	7,4
D6-5	0,3662	4,2	0,03565	2,9	0,68	0,0745	3,12	<b>225,8</b>	6,4
D6-7	0,39468	6,2	0,04513	4,4	0,71	0,06343	4,37	<b>284,6</b>	12,4
D6-8	0,37298	22,5	0,04236	2,8	0,13	0,06386	22,279	<b>267,4</b>	7,3
D6-9	0,10028	6,3	0,013	2,6	0,41	0,05596	5,762	<b>83,2</b>	2,1
D6-10	0,27563	4,2	0,03725	2,6	0,62	0,05366	3,288	<b>235,8</b>	6
D6-11	0,18028	11,2	0,01495	6,4	0,57	0,08749	9,192	<b>95,6</b>	6,1
D6-12	0,28618	4,2	0,03934	2,7	0,65	0,05277	3,171	<b>248,7</b>	6,6
D6-13	221,697	2,9	0,19905	2,7	0,94	0,08078	0,991	<b>1170,2</b>	29,4
D6-14	115,115	22,4	0,11214	21,3	0,95	0,07445	7,105	<b>685,1</b>	137,6
D6-15	0,28684	4,1	0,03895	2,7	0,66	0,05341	3,091	<b>246,3</b>	6,6
D6-16	0,49042	4,7	0,06161	2,6	0,56	0,05774	3,848	<b>385,4</b>	9,8
D6-17	0,86236	3,4	0,09282	2,8	0,82	0,06738	1,94	<b>572,2</b>	15,4
D6-18	0,90409	2,7	0,10485	2,6	0,94	0,06254	0,921	<b>642,7</b>	15,8

**Figura 2-2.** Edades U/Pb en circón mediante LA-ICP-MS para la muestra detrítica GET-D-006. El material detrítico se utilizó como complemento de las edades *in situ*, por esta razón no se realizó un análisis sobre al menos 80-90 cristales y se evaluaron tan solo 20 cristales.



### 2.4.2. Edades (U-Th)/He

Las edades (U-Th)/He en granos de circón y apatito se presentan en las tablas 2-3 y 2-4.

**Tabla 2-3.** Edades (U-Th)/He en circón.

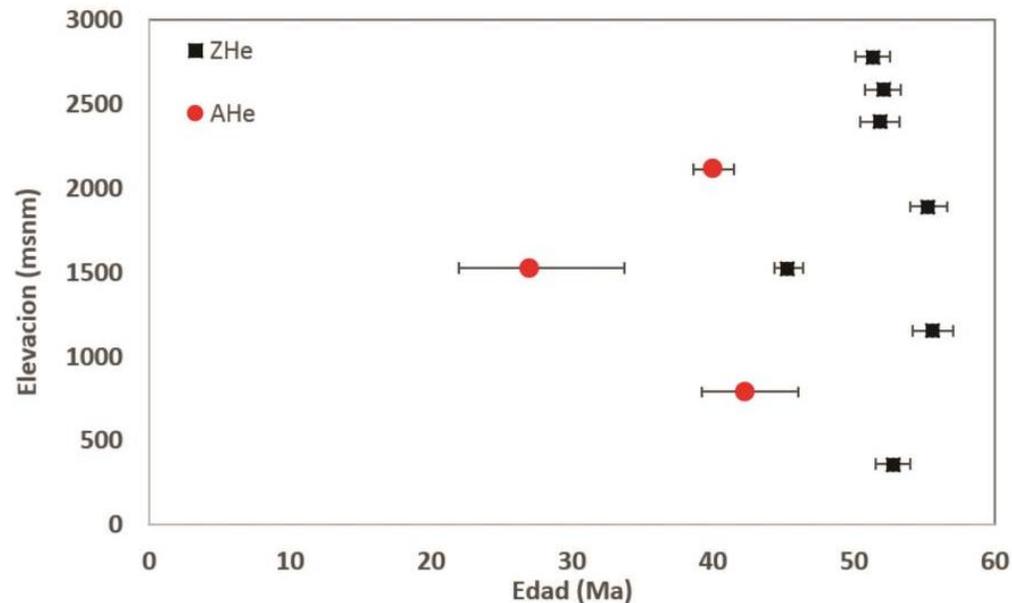
ID Muestra	Al.	No. de granos	Masa (g)	He (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	F <sub>T</sub>	Edad (U-Th)/He (Ma)	1σ*	Edad Ponderada (U-Th)/He (Ma)	1σ*
GET-PV-030	1	1	1.40E-06	0,17	244,54	46,55	0,6	47,1	1,2	51,3	1,3
	2	1	2.50E-06	0,1	121,69	34,07	0,7	51,8	1,3		
	3	1	4.70E-06	0,11	114,45	49,15	0,7	55	1,3		
GET-PV-032	1	1	3.40E-06	0,08	100,86	31,29	0,7	49	1,2	52,1	1,3
	2	1	4.50E-06	0,12	149,11	13,24	0,7	50,3	1,3		
	3	1	2.40E-06	0,16	178,86	67,96	0,7	56,9	1,4		
GET-PV-034	1	1	2.70E-06	0,08	89,01	36,39	0,7	55,9	1,4	51,9	1,3
	2	1	2.00E-06	0,08	107,26	29,56	0,7	50,4	1,3		
	3	1	2.80E-06	0,1	117,19	37,91	0,7	49,4	1,2		
GET-PV-040	1	1	2.70E-06	0,57	632,03	259,28	0,7	54,6	1,3	55,3	1,4
	2	1	2.90E-06	0,22	236,12	123	0,7	56	1,3		
GET-PV-042	1	1	5.30E-06	0,35	90,82	57,3	0,8	38,1	0,9	45,3	1,1
	2	1	1.30E-06	0,27	346,42	62,72	0,6	52,4	1,3		
GET-PV-044	1	1	3.00E-06	0,18	198,24	26,26	0,7	57,9	1,4	55,6	1,4
	2	1	3.00E-06	0,21	231,18	14,39	0,7	58,8	1,5		
	3	1	3.20E-06	0,12	140,97	27,32	0,7	50,2	1,3		
GET-PV-049	1	1	2.40E-06	0,12	180,17	7,22	0,7	45,1	1,1	52,7	1,3

**Tabla 2-4.** Edades (U-Th)/He en apatito.

ID Muestra	Al.	N o. gr ns	Masa (10 <sup>-6</sup> g)	He (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Sm (ppm)	U/Th	F <sub>T</sub>	Edad (U-Th)/He (Ma)	1σ*	Edad Pond. (U-Th)/He (Ma)	1σ*
GET-PV-38	1	2	3,79	0,054	84,99	46,51	162,99	1,827	0,67	39,4	1,4	39,9	1,5
	2	2	2,55	0,048	79,88	50,17	171,09	1,592	0,62	39,4	1,8		
	3	3	3,47	0,057	96,58	37,06	167,75	2,606	0,61	41,1	1,4		
GET-PV-42	1	2	2,82	0,005	14,6	6,12	118,33	2,384	0,64	25,2	5,1	25,0	6,8
	2	2	2,24	0,003	9,71	4,7	133,57	2,067	0,61	21,1	7,9		
	3	2	2,69	0,005	12,45	3,99	118,75	3,12	0,64	28,8	7,3		
GET-PV-47	2	2	2,22	0,034	53,82	24,75	103,23	2,174	0,63	42,3	3,1	42,3	3,0

La figura 2-3 muestra las relaciones edad-elevación para el sistema (U-Th)/He en circón y apatito. La figura 2-4a muestra la recta de ajuste y los resultados de la interpolación de edades localizadas a lado y lado de la FES con los valores de exhumación máximo y mínimo calculados según el método de York (1969), mientras que la figura 2-4b muestra las trayectorias t-T para los bloques litotectónicos localizados a lado y lado de la FES.

**Figura 2-3.** Relaciones de edad elevación para los resultados (U-Th)/He en apatito y circón.



## 2.5. Discusión

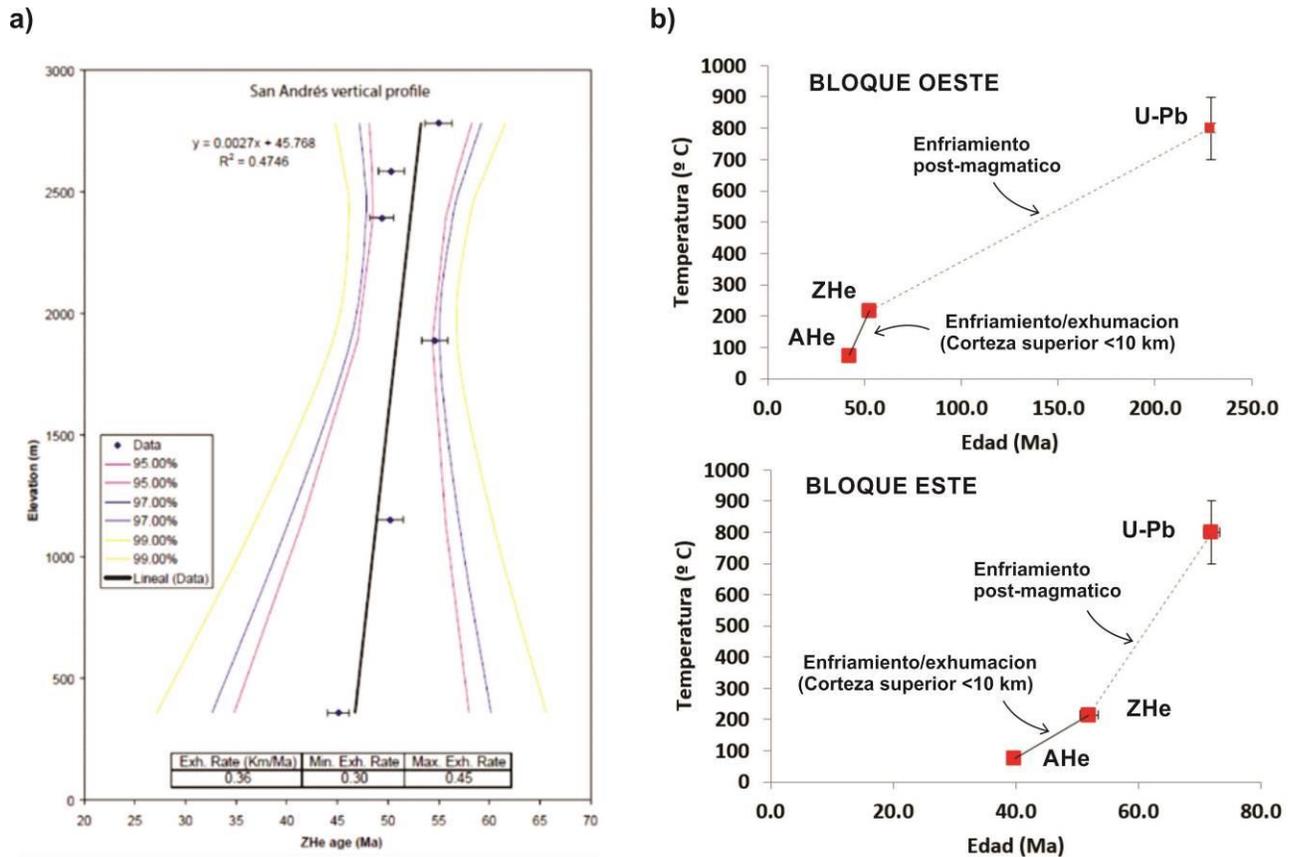
### 2.5.1. Edades U/Pb

Se analizaron 15 granos de la muestra GET-PV-038 y 61 granos en la muestra GET-PV-049 tanto en los bordes (R-rim) como en el centro (C-core), sin embargo solo 9 granos mostraron edades concordantes en la primera muestra y 31 edades concordantes en la segunda, todas estas con errores (1s) de menos del 10%.

El grano 49-60 de la muestra GET-PV-049 localizado en el bloque occidental, exhibe un núcleo heredado de posible origen sedimentario (?) y/o metamórfico, un borde relativamente grueso con caras bien definidas y una edad de  $229 \pm 5$  Ma que sugieren un evento de magmatogénesis y metamorfismo sin-tectónico Triásico reportado previamente en el borde occidental de la Cordillera Central (Vinasco et al., 2006).

La muestra GET-PV-38 por el contrario, presenta cristales euhedrales muy homogéneos de formas alargadas y con pinacoides bien desarrollados en su mayoría, con zonación oscilatoria (Ver Figura 2-2) característica de circones magmáticos (Corfú et al., 2003; Hanchar et al., 2001) y edades de entre 70-75 Ma registrando el momento de cristalización del Batolito Antioqueño en su extremo noroccidental.

**Figura 2-4.** Análisis de datos termocronológicos en función de las tasas de exhumación/erosión. a) relación edad elevación, b) trayectorias t-T.



Para la muestra GET-D-006 se analizaron 20 núcleos de cristales de circón, lo cual no constituye una población representativa de material detrítico. Esto se debe a que el material detrítico se usó de manera indirecta para complementar las muestras *in situ*, entre otras dificultades inherentes a los costos temporales y económicos de procesamiento en el laboratorio. Sin embargo, se obtuvo un espectro de edades que registra picos en el Precámbrico/Cámbrico, el Triásico y el Cretácico, validando la aproximación realizada mediante muestras de roca *in situ*. Estas edades indican afinidades Gondwánicas (Vinasco et al., 2006; Martens et al., 2014), además de registrar fases deformacionales relacionadas con la conformación y ruptura de Pangea y la dinámica de la placa Caribe/Farallones (Restrepo y Toussaint, 1988; Taboada et al., 2000; Chicangana, 2005; Kennan y Pindell, 2009; Cediél et al., 2011, entre otros).

Estos resultados en sí no permiten estimar la posición paleogeográfica relativa de estos bloques y por ende el comportamiento de la FES a finales del Mesozoico en relación con potenciales perturbaciones sobre los sistemas isotópicos del bloque occidental. Debe emplearse una aproximación diferente, por ejemplo mediante sistemas de mediana temperatura (i.e.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en feldespato potásico, hornblenda, muscovita o biotita) tanto en los bloques como en la zona de cizalla. Aun así, estos resultados indican que existen fragmentos de corteza inmersos en el SFCR con características litológicas y geocronológicas afines al basamento de la Cordillera Central.

### 2.5.2. Edades (U-Th)/He

Las edades (U-Th)/He en circón y apatito indican eventos de enfriamiento y/o exhumación cortical entre 55 y 39 Ma para los bloques litotectónicos oriental y occidental, con tasas de exhumación derivadas de la relación edad/elevación del orden de 0,3-0,45 km/Ma en el Paleoceno, además de tasas de enfriamiento de entre 11,6-13,4 °C/Ma y tasas de exhumación de 0,4-0,7 km/Ma en el Paleoceno/Eoceno derivadas de las trayectorias t-T. Estos resultados son consecuentes con las tasas de exhumación y enfriamiento reportados en otros sectores de los Andes (Restrepo-Moreno et al., 2009; Farris et al., 2011; Villagómez et al., 2011; Restrepo-Moreno et al., 2013, entre otros).

Ahora, el hecho de encontrar edades AHe del Eoceno tardío indica el establecimiento de una paleotopografía relativamente homogénea a ambos lados de la FES, con el inicio de la exhumación de la PRZ. Sin embargo, no es posible establecer si esta respuesta en las edades corresponde a un efecto de la erosión sobre las isothermas, en cuyo caso determinaría el inicio de la peneplanización y formación de superficies de erosión en la Cordillera Central y Occidental desde al menos 40 Ma. Esta situación es factible y de hecho sugiere relaciones entre procesos tectónicos y geomorfológicos debido a que la exhumación por erosión y el enfriamiento, actúan como mecanismos para alcanzar el estado de equilibrio termal y topográfico.

Por otro lado la muestra GET-PV-042 presenta sistemáticamente un desplazamiento (*offset*) en las edades (U-Th)/He en circón y apatito, ya que arrojan edades de  $45,3 \pm 1,3$  Ma y  $25,1 \pm 6,3$  Ma respectivamente, y tasas de exhumación que varían entre 0.20-0.35 km/Ma en el Oligoceno, muy por encima de las reportadas por Restrepo-Moreno et al., (2009) del orden de 0,02 km/Ma para la parte central del Batolito Antioqueño, en cuyo momento se presenta una fase de quiescencia, erosión y depositación de sedimentos en las cuencas interandinas controladas estructuralmente por el SFCR. Esta muestra de edad parcialmente reseteada corresponde a un fragmento del Batolito Antioqueño inmerso en la zona de influencia de la FES, en este sector se identificaron trazos de fallas satélites a la FES con expresión geológica y geomorfológica bien definida sobre la margen derecha del río San Andrés. De esta manera, la aplicación de la termocronología en zonas de fallamiento activo demuestra ser óptima como una herramienta de mapeado estructural (Bermúdez et al., 2011). Las edades más jóvenes reportadas en la zona de influencia de la FES pueden entenderse a la luz de procesos como: i) Efectos termales sobre los cristales de circón y apatito debido a la producción y flujo de calor a lo largo de la zona de influencia de fallas activas como la FES; ii) Efectos de fluidos hidrotermales que aprovechan la permeabilidad secundaria de las rocas a lo largo del SFCR y la FES y que reportan importantes mineralizaciones en Buriticá, Belmira, Sabanalarga, entre otros; con una edad probablemente post-Oligocena. iii) El desplazamiento de un bloque o cuña litotectónico inmerso en la zona de influencia de la FES que implica desplazamiento vertical y levantamiento diferencial de la superficie; y iv) una combinación de las anteriores como una aproximación más real de los fenómenos naturales. En síntesis, el levantamiento de la superficie a lo largo de la zona de influencia de la FES puede considerarse suficiente para potencializar la exhumación por erosión y por ende el reseteamiento de las edades junto con otros procesos que necesariamente indican el establecimiento y/o actividad de la FES.

### **2.5.3. Termotectónica y evolución del paisaje a largo plazo**

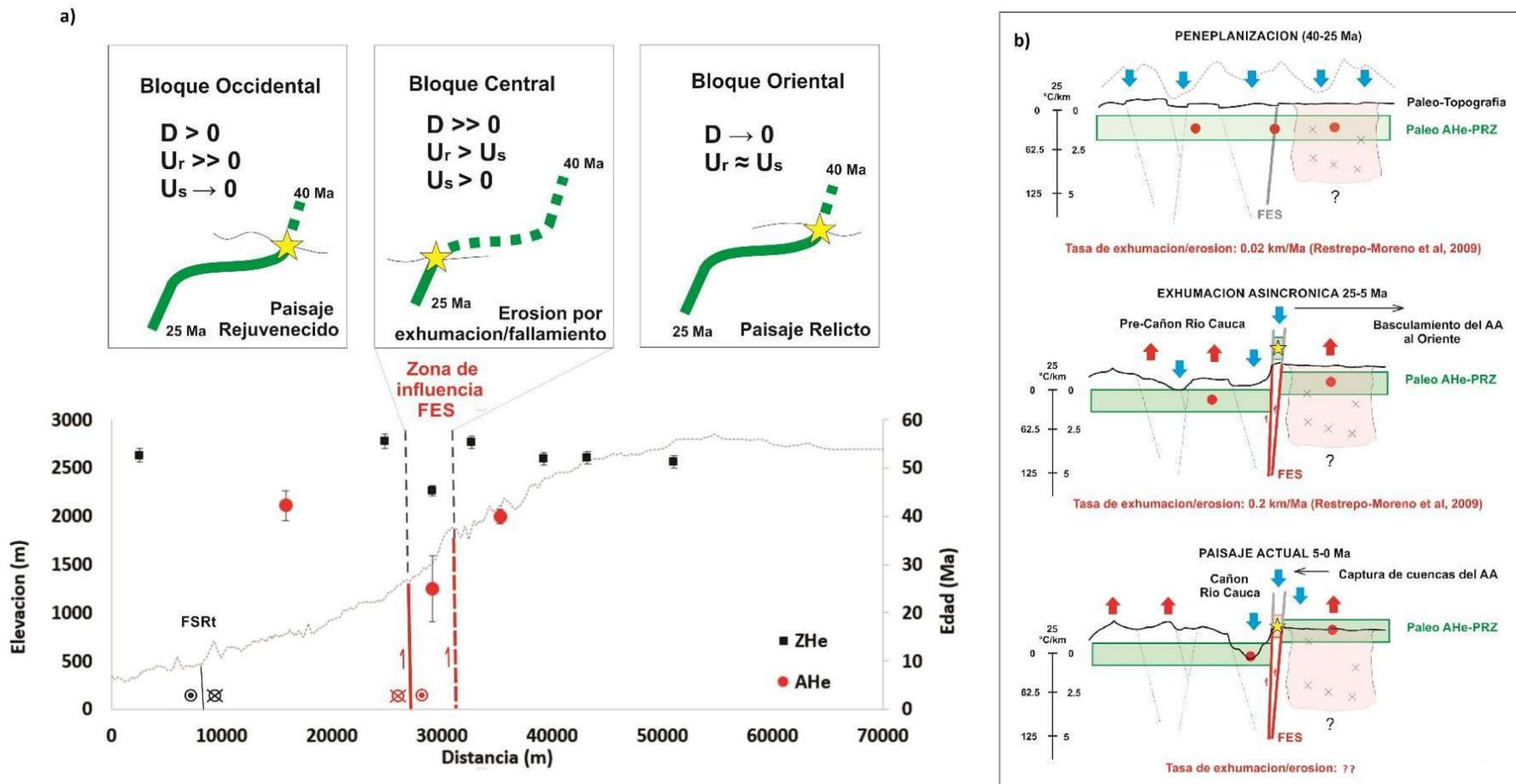
La ocurrencia de fallas sobre ambos flancos del cañón del río San Andrés y la exposición de fragmentos alargados del Batolito Antioqueño en la margen derecha de esta permiten inferir que se trata de un fragmento coherente de roca limitado por fallas con movimiento lateral derecho y componente inversa (Page, 1986, Arias, 1981; Mesa y Lalinde, 2001). En este caso la cuña tectónica se levanta y se rejuvenece mediante un proceso de exhumación por erosión en contraste con los bloques localizados a lado y lado de la FES. De esta manera la influencia tectónica de la FES sobre la evolución del paisaje ha sido registrada al menos desde tiempos Eocenos.

Si asumimos que el levantamiento diferencial de un pequeño bloque central dentro de la zona de falla, con un espesor medio de 1 km, es posible y tiene efectos termales importantes, es factible, que la parte baja de la PRZ quedara expuesta a la erosión produciendo exhumación por erosión y registrando un enfriamiento tardío, hacia 25 Ma (Figura 2-5). Esta aproximación puede implicar la aparición de una barrera morfológica entre el Altiplano Antioqueño y el río Cauca durante el Oligo/Mioceno (20-25 Ma), período en cual se produce la reactivación de la FES y el levantamiento diferencial de los bloques litotectónicos sobre ambos lados de la esta estructura, como respuesta a la reorganización y convergencia ortogonal de la placa Nazca/Farallones sobre el borde noroccidental de los Andes del Norte. Procesos morfotectónicos posiblemente acentuados por la colisión del bloque Panamá-Choco bajo un mecanismo de indentación tectónica.

Es importante resaltar que a pesar de la diferencia altitudinal cercana a 2000 metros entre las muestras GET-PV-030, GET-PV-032 y GET-PV-034 localizadas en el AA y la muestra GET-PV-049 el sector del Valle de Toledo, todas estas registran las mismas edades de enfriamiento ZHe y AHe. Esto sugiere que en tiempos Paleoceno/Eocenos la estructura termal y topográfica, es decir, los procesos de enfriamiento, fallamiento, levantamiento, exhumación y erosión se encontraban en estado de equilibrio formando paleotopografías de muy bajo relieve cerca al nivel del mar. Y que además, los procesos responsables de la formación del paisaje actual no alcanzaron a perturbar la estructura termal luego del Eoceno tardío (~40 Ma), exceptuando la zona de cizalla de la FES, y ni siquiera en el sistema AHe (< 3 km de profundidad cortical); por consiguiente los frentes de erosión están en un estado transitorio controlados por estructuras activas como la FES.

A partir de esta premisa y teniendo en cuenta el reseteamiento parcial que se registra en la zona de influencia de la FES, la Cordillera Central y su extremo occidental sobre el SFCR configuraban una paleotopografía de bloques tectónicos que sufrió un evento de exhumación sincrónica entre 40 y 55 Ma en el cual probablemente se inicia la fase de peneplanización de la topografía y aparición de superficies de erosión cerca al nivel del mar

**Figura 2-5.** Resultados del análisis termotectónico. a) Diagrama Edades-elevación-distancia de las muestras de roca analizadas, delimitación de bloques litotectónicos a ambos lados de la falla Espíritu Santo (FES) y comportamiento de la estructura termal de la corteza a partir de la ZRP del (U-Th)/He en apatito propuesta por Restrepo-Moreno et al., (2009) para el norte de la Cordillera Central. La línea verde representa los pulsos de exhumación reportados a 40 y 25 Ma, los trazos verdes punteados representan el avance de la erosión; b) Esquema interpretativo de la evolución tectonotermal y la respuesta morfotectónica de la zona de estudio, en particular se resaltan las relaciones entre tectónica y geomorfología durante la creación de superficies de erosión en el Cenozoico inferior, la reactivación (?) de la FES y el levantamiento diferencial del AA basculado al oriente (Arias, 1999) durante el Mioceno, finalmente la caída del nivel base y la expansión del frente de erosión del CRC produce un rejuvenecimiento del paisaje, con captura fluvial de sistemas fluviales del AA y conformación del paisaje actual.



que se extiende hasta el Oligoceno (Restrepo-Moreno et al., 2009) en una búsqueda del equilibrio termal y topográfico acoplado. Bajo estas condiciones es importante notar que los procesos tectónicos han influenciado directamente la evolución del paisaje en el noroccidente de la Cordillera Central, particularmente respecto al desarrollo y evolución de sistemas geomórficos contrastantes como el AA y el CRC al menos desde el Oligo/Mioceno.

Para el caso del bloque oriental la conservación de paisajes relictos como superficies de erosión onduladas y moderadamente incisadas indican que la denudación  $D$  ha sido relativamente baja, lo cual favorece una fase de meteorización química prolongada y el desarrollo de espesores de suelo/saprolito superiores a 50 m (ver Arias et al., 2000; Hermelin, 2007; Restrepo-Moreno, 2009). Ahora, si la topografía fue relativamente plana y estuvo cercana al nivel del mar en el Eoceno tardío (~ 40 Ma) y actualmente alcanza cerca 3,4 km de elevación, se puede estimar una tasa de levantamiento superficial  $U_s$  promedio máxima de 0.14 km/Ma asumiendo que la erosión ha afectado relativamente poco a los topes planos de la superficie de erosión Pre-A.

Además, si un fragmento de roca localizado aproximadamente a 3 km de profundidad en el Eoceno como lo indican las edades ZHe (39-42 Ma), fue exhumado hasta 2,7 km en la actualidad (elevación de las muestras del altiplano), se puede estimar un levantamiento de roca  $U_r$  promedio del orden 0,15 km/Ma. Esta aproximación indica que para el bloque oriental el levantamiento de roca  $U_r$  es comparable en magnitud con el levantamiento de la superficie  $U_s$ , favoreciendo la conservación de paisajes relictos en este bloque. Sin embargo, es necesario evaluar el efecto real de la erosión y la compensación isostática en el modelamiento local de la superficie.

Por el contrario, el bloque occidental muestra un paisaje relativamente renovado por los procesos fluviales del río Cauca y sus tributarios cuya edad absoluta se desconoce puesto que no se tiene información morfotectónica que permita estimar su desplazamiento vertical a partir de los sistemas de filos o terrazas. Sin embargo, dado que no se presenta un reseteamiento parcial de las edades AHe, como proxy de la topografía, y asumiendo paleo-elevaciones cercanas al nivel del mar en el Eoceno (Dueñas, 1982, comunicación oral a Mike James, en Page 1986), se estiman tasas de levantamiento de la superficie  $U_s$  de menos de 0,013 km/Ma. Esta aproximación marca un valor de levantamiento mínimo puesto que se desconoce su posición pasada respecto al nivel del mar.

Bajo este modelo simplificado no se incluyen los efectos en la topografía por compensación isostática ni por cambios eustáticos y solo recrea de manera parcial la evolución del paisaje en la zona de influencia de la FES. A pesar de esto y de manera concluyente, los sistemas de fallas localizados en el borde occidental de la Cordillera Central han influido directamente en la evolución del paisaje del borde noroccidental de la Cordillera Central al menos desde el Oligo/Mioceno.

## **2.6. Conclusiones**

Edades U/Pb LA-ICP-MS en circón registran el tiempo de cristalización del Cretácico tardío (70-78 Ma) sobre el borde occidental del Batolito Antioqueño y edades Triásicas (~225 Ma) de magmatogénesis sobre bloques litotectónicos metamórficos inmersos en el SFCR con afinidad a

la paleomargen continental de la Cordillera Central, quienes a su vez registran los eventos geodinámicos relacionados con la conformación del supercontinente Pangea en el Triásico y la dinámica de la placa Caribe/Farallones en el Cretácico.

Por su parte, la termocronología de baja temperatura con edades (U-Th)/He en circón y apatito en los bloques litotectónicos, documenta un evento de levantamiento/exhumación/enfriamiento en el Paleoceno/Eoceno (40-55 Ma) que afectó de manera sincrónica a los bloques litotectónicos localizados a ambos lados de la FES. Esta fase deformacional con implicaciones morfotectónicas se relaciona con la dinámica de las placas Caribe/Farallones y la colisión inicial del arco de Panamá (Montes et al., 2012a; Barat et al., 2014).

Las relaciones de edad/elevación en el sistema (U-Th)/He en circón arrojan tasas de exhumación sincrónica de entre ~0,3-0,8 km/Ma en el Paleoceno (~50-55 Ma). Las trayectorias t-T sugieren una tasa de enfriamiento de entre 11,6-13,4 °C/Ma y tasas de exhumación de 0,4-0,7 km/Ma en el Paleoceno/Eoceno (~40-55 Ma).

Las edades (U-Th)/He en circón y apatito muestran edades sistemáticamente más jóvenes (*offset*) de entre ~42 y 25 Ma respectivamente, lo que sugiere un reactivamiento sobre la zona de influencia de la FES desde el Eoceno/Oligoceno y/o un levantamiento diferencial de los bloques litotectónicos en tiempos post-Oligocenos. Esta respuesta morfotectónica marca la separación de los sistemas geomórficos contrastantes en el borde noroccidental de la Cordillera Central.

Las edades de enfriamiento/exhumación documentados se correlacionan con datos previamente reportados en diversos sectores de los Andes y las tasas de exhumación obtenidas presentan valores promedios estándares para este sistema orogénico (Restrepo-Moreno et al., 2009; Farris et al., 2011, entre otros).

La zona de influencia de la FES actúa como barrera morfológica entre bloques litotectónicos mediante la ocurrencia de fosas tectónicas locales y/o escapes tectónicos que aíslan cada bloque litotectónico favoreciendo la conservación de paisajes relictos de la Cordillera Central tipo superficie de erosión.

El bloque oriental se levanta bajo un régimen denudativo relativamente bajo conservando paisajes relictos de más de 30 Ma preservados en las partes altas del Altiplano Antioqueño, mientras que el bloque occidental da lugar al avance de los frentes de erosión del río Cauca y al rejuvenecimiento del paisaje sin afectación de las isothermas, es decir bajo tasas de erosión de menos de 1 km/Ma, sugiriendo una edad mínima del cañón del río Cauca de al menos 3 Ma.

### **3. Capítulo 3: Evidencias geomorfológicas de levantamiento reciente y evolución del paisaje en la zona de influencia de la falla Espíritu Santo: Una aproximación geomorfométrica.**

#### **Resumen**

La geomorfometría es una herramienta valiosa de aproximación cuantitativa a los procesos superficiales, la caracterización de sistemas fluviales y al análisis de la estructura del relieve. Este estudio examina la respuesta del paisaje a procesos tectónicos de largo plazo como el levantamiento/exhumación de bloques litotectónicos localizados en el borde noroccidental de la Cordillera Central. En particular, se evalúa el papel del fallamiento activo como un componente clave que permite establecer relaciones entre tectónica y geomorfología en el desarrollo de redes fluviales. Para este propósito, se analizaron características de la red de drenaje y la morfología de la cuenca del Río San Andrés (CRSA) mediante una evaluación de la morfología comparada de la CRSA y sus alrededores, el cálculo de índices morfométricos sobre el perfil longitudinal del río San Andrés y el análisis digital del terreno en la zona de influencia de la falla Espíritu Santo (FES). Los resultados muestran diferencias considerables en las tendencias de evolución geomorfológica de largo plazo en ambos dominios geomorfológicos a partir de múltiples indicadores morfotectónicos, principalmente documentados por los contrastes morfológicos e hipsométricos de las cuencas localizadas en cada dominio geomorfológico, las variaciones espaciales del levantamiento superficial evidenciados en la ecuación de potencia de la corriente del río San Andrés y la estructura del paisaje desarrollado en cada bloque litotectónico. Finalmente, se establece una alta correlación entre la dinámica de los procesos superficiales y los parámetros de análisis del terreno en relación con las características neotectónicas de la zona de influencia de las FES.

**Palabras clave:** Altiplano Antioqueño, Cañón del río Cauca, Captura de drenajes, evolución del paisaje, análisis digital del terreno, índices morfométricos.

#### **Abstract**

Geomorphometry is a valuable tool for a quantitative approach to surficial process, characterization of river systems and the analysis of relief-topography. This study uses geomorphometric techniques to examine the landscape response to long-term tectonic process such uplift /exhumation of discrete lithotectonic blocks located on the northwestern segment of the Central Cordillera. In particular, the role of active faulting is evaluated as a key component that establishes relationships between tectonic and geomorphology. For that purpose, we analyzed drainage network and basin morphology of the San Andrés river catchment (CRSA) through compared morphology evaluation of CRSA and other surrounding basins, calculation of morphometric indexes on longitudinal profile of the San Andrés River and DEM-derived landscape structure analyses over the influence zone of the FES. The results, which imply the use of

múltiples morfotectónicas índices, muestran diferencias significativas en las tendencias de largo plazo de evolución morfotectónica en ambos dominios geomorfológicos. Tales diferencias son principalmente representadas por contrastes morfológicos y hipsométricos entre cuencas hidrográficas para cada dominio geomorfológico, variaciones espaciales en el levantamiento superficial evidenciadas en la ley de potencia del poder de corriente del río San Andrés, y estructura del paisaje desarrollada para cada bloque litotectónico. Finalmente, nuestros datos sugieren un acoplamiento importante entre la dinámica de la superficie y los parámetros de análisis del terreno en relación con la dinámica del FES.

**Key words:** Antioquia Plateau, Río Cauca canyon, Drainage capture, landscape evolution, digital terrain analyses, morphometric indexes.

### **3.1. Introducción**

Los procesos tectónicos y climáticos trabajan combinadamente en la construcción de geoformas y en la transformación de la topografía en una lucha incesante hacia el estado de equilibrio estable, contexto en el cual los sistemas fluviales actúan como elementos determinantes en la evolución del paisaje, que guardan a su vez el registro de dicha evolución (Tucker y Slingerland 1997; Willett, 1999; Whipple y Tucker, 1999; Whipple, 2004; Charlton, 2008, Whittaker et al., 2008, Whittaker, 2012, Willett et al., 2014, entre otros).

En la actualidad, una amplia gama de técnicas modernas en ciencias de la tierra han permitido medir y estimar una variedad de procesos geológicos y geomorfológicos. Entre estas se destaca el mejoramiento en la obtención y calidad de información espacial a partir de sensores remotos, y la capacidad computacional de procesamiento de estas bases de datos como elementos claves en el desarrollo de la geomorfometría como la ciencia del análisis cuantitativo del paisaje bajo sistemas de información geográfica (Hengl y Reuter, 2009). La geomorfometría, también conocida como análisis digital del terreno, (Wilson y Gallant, 2000) puede brevemente definirse como una subdisciplina de la geomorfología encargada del análisis cuantitativo de la superficie terrestre (Pike, 1995, 2000). Esta subdisciplina involucra a su vez técnicas computacionales de matemáticas, estadística y de procesamiento de imágenes (e.g., fotos aéreas, imágenes satelitales multispectrales, modelos de elevación del terreno, etc.) que permiten parametrizar y/o cuantificar elementos de la superficie terrestre tales como la morfología del terreno (en planta y perfil), la hidrología, coberturas vegetales y nichos ecológicos, etc. Entre sus aplicaciones más comunes están las destinadas a parametrizar las redes de drenaje/cuencas fluviales y los rasgos topográficos-geomórficos en la superficie terrestre (Rasemann et al., 2004). Estas nuevas contribuciones han transformado la paradigmática naturaleza descriptiva de los estudios geomorfológicos hacia una ciencia de carácter cuantitativo.

Los análisis geomorfométricos en sistemas fluviales han sido ampliamente usados para caracterizar el estado de equilibrio de un conjunto de procesos que transforman la superficie terrestre de una región, particularmente para identificar anomalías geomorfológicas asociadas con la formación y levantamiento de cadenas montañosas, la ocurrencia de procesos erosivos puntuales y el modelado del paisaje en zonas de fallamiento activo (Whipple y Tucker, 1999; Whipple, 2004; Whittaker et al., 2008, Whittaker, 2012, Willett et al., 2014).

Este estudio presenta un análisis geomorfométrico en la cuenca del río San Andrés (CRSA) y sus alrededores con el fin de evaluar la estructura del paisaje y la respuesta morfotectónica asociada a los procesos orogénicos en el borde noroccidental de la Cordillera Central, sector en el cual se presentan sistemas geomórficos contrastantes como el CRC y el AA ambos separados por la FES.

## 3.2. Antecedentes

### 3.2.1. Procesos exógenos/endógenos y geomorfometría

En términos generales los procesos exógenos responden a perturbaciones de índole tectónica, pero están también fuertemente condicionados por el clima y por la gravedad<sup>2</sup>. En cuanto al clima, la radiación solar sobre la superficie terrestre y los movimientos orbitales de la tierra planteados por Kepler (1609) y Milankovitch (1920) ejercen controles de primer orden, aunque la concentración de gases atmosféricos (e.g., gases de efecto invernadero), la distribución de masas continentales vs. marinas, la distribución del hielo en zonas polares, etc. son también factores importantes. El desequilibrio energético de este sistema dinámico se expresa mediante flujos atmosféricos (Hadley, 1735) y corrientes marinas (Sandstrom, 1908; Defant, 1929) que regulan la temperatura de la superficie, los ciclos hidrológicos y las zonas morfoclimáticas, en particular en latitudes bajas (ver Young, 1989).

Estas características influyen el tipo, frecuencia, duración e intensidad de los procesos geomórficos (Ankert, 1987; 1999) y condicionan el modelado de geofomas en la superficie terrestre mediante sistemas de respuesta morfogenéticos (Peltier 1950; Büdel 1963) que permiten definir provincias morfoclimáticas (Ankert, 1976; 1987; 1996). Clima y tectónica, y en parte también controles litológicos, determinan las tasas de cambio de la topografía y la permanencia de paisajes relictos a diferentes escalas temporales y espaciales (ver Tabla 3-1), en particular en latitudes bajas (ver Wirthmann, 2000; Coltorti, M., y Ollier, C., 1999, 2000; Thomas, 1998; Wirthmann, 2000; Summerfield, 2001; Twidale, 1976; 2003).

Diversos autores han demostrado que la superficie terrestre se comporta como un sistema dinámico con flujos de entrada y salida de materia y energía que se autorregula y auto-organiza debido a su naturaleza fractal (ver Mandelbrot, 1975; Turcotte, 1991, 1997; Barton y La Pointe, 1995). Autores como Ankert (1970, 1984), Avouac y Burov, (1996), Stüwe (2007), entre otros, sugieren relaciones funcionales entre tasas de levantamiento y tasas erosión dependientes de la relación frecuencia-magnitud. Esto implica que los sistemas orogénicos no crecen *ad infinitum* sino que son auto-regulados mediante mecanismos de difusión de masa que varían en función de la elevación y la pendiente en un complejo sistema acoplado entre tectónica y clima (Stallard 1998; Willett y Brandon, 2002, entre otros). Sin embargo, los procesos de retroalimentación positiva y negativa entre estos flujos antagónicos no son claros y constituyen un tema

---

<sup>2</sup> Aunque es claro que los cambios en las dinámicas geomórficas (erosión exacerbada, modificación de la geometría y dinámicas de las redes/cuencas fluviales, exacerbación de los fenómenos hidrometeorológicos extremos, etc.) son un rasgo típico aunque no exclusivo del Antropoceno (Montgomery, 2007; Price et al., 2011; Hooke et al., 2012) en este trabajo se aluden fundamentalmente procesos a escalas de tiempo y espacio que están por fuera del rango antrópico (> 10<sup>5</sup> años).

ampliamente discutido en ciencias de la tierra (ver Molnar y England, 1990; Stolar et al., 2006; Roe et al., 2006b, entre otros).

**Tabla 3-1.** Clasificación y jerarquía de las características geomorfológicas terrestres por escala espacial y temporal. (Modificado de Chorley et al., 1984, tomado de Baker 1986).

Orden	Escala espacial (km)	Unidad geomórfica	Tiempo de duración (años)
1	$10^7$	Continentes, cuencas oceánicas	$10^8$ - $10^9$
2	$10^6$	Provincias fisiográficas, escudos, planicies de depositación	$10^8$
3	$10^4$	Unidades tectónicas de escala media (cuencas sedimentarias, macizos montañosos, levantamientos tectónicos)	$10^7$ - $10^8$
4	$10^2$	Unidades tectónicas de pequeña escala (Bloques fallados, volcanes, subcuencas sedimentarias, zonas montañosas individuales)	$10^7$
5	$10$ - $10^2$	Unidades geomorfológicas de gran escala (Deltas, valles mayores, piedemontes)	$10^6$
6	$10^{-1}$ - $10$	Unidades geomorfológicas de escala media (llanuras de inundación, abanicos aluviales, morrenas, valles y cañones pequeños)	$10^5$ - $10^6$
7	$10^{-2}$	Unidades geomorfológicas de pequeña escala o geoformas (Lomos, terrazas, dunas de arena)	$10^4$ - $10^5$
8	$10^{-4}$	Unidades de procesos geomórficos mayores (laderas, secciones de un canal de drenaje)	$10^3$
9	$10^{-6}$	Unidades de procesos geomórficos intermedios (barras de ríos, pits de disolución)	$10^2$
10	$10^{-8}$	Unidades de procesos de escala micro (ondulaciones fluviales o eólicas, estriaciones glaciares)	< 10

Los procesos formadores de cadenas montañosas ocurren a manera de pulsos tectónicos de adosamiento y levantamiento de bloques litotectónicos con la subsecuente respuesta erosiva y modelado del paisaje, de donde surgen los modelos clásicos del ciclo geográfico (Davis, 1889; Gilbert, 1909; Penk, 1924; Hack, 1960). Esto sugiere que para levantamientos oscilantes habrá respuestas erosivas igualmente oscilantes que se preservan en el tiempo y fundamentan el Principio de Catena (Scheideger, 1986). Este principio explica la inversión del relieve (Pain y Ollier, 1995), el rejuvenecimiento del paisaje y auto-reproducción de características morfológicas a lo largo del tiempo como consecuencia de las variaciones en los flujos de materia y energía.

Burbank y Anderson (2001) plantean que para escalas de tiempo de más de  $10^3$  años los procesos erosivos se convierten en un factor importante en la modificación del paisaje, y además sugieren que el modelamiento de la superficie y por lo tanto el estado de equilibrio topográfico, se basa en tres variables principales: i) La proporción entre la velocidad horizontal y vertical de masas litosféricas; ii) La eficiencia y capacidad erosiva de los sistemas fluviales, y iii) La difusividad de las laderas (ver Willet et al., 2001). En zonas tropicales tectónicamente activas como los Andes del Norte, los mecanismos de erosión fluvial adquieren relevancia debido a la disponibilidad de agua, el gradiente topográfico y las relativamente altas tasas de meteorización, factores que se combinan para generar altas tasas de producción de sedimentos que, bajo el marcado gradiente hidráulico que produce el alto relieve, son fácilmente evacuados de los macizos cordilleranos a las cuencas circundantes (Thomas, 1998; Wirthmann, 2000; Summerfield, 2001).

Los sistemas fluviales son uno de los más maravillosos ejemplos de fractales en la naturaleza (ver Horton, 1945; Mandelbrot, 1982; Tokunaga 1978; Chase 1992; Phillips, 1995; Pelletier, 1999; Turcotte, 2007, entre otros). Además las redes fluviales se comportan como un sistema dinámico que responde a procesos tectónicos y climáticos (Tucker y Slingerland 1997; Willett, 1999; Whipple y Tucker, 1999; Whipple, 2004; Charlton, 2008, Whittaker et al., 2008, Whittaker, 2012, Willett et al., 2014) que permiten evaluar el estado de equilibrio estacionario (Howard, 1965; Montgomery, 2001; Willet y Brandon, 2002) o dinámico (Hack, 1960; 1975). Este último es responsable del modelado y evolución del paisaje bajo el principio de antagonismo e inestabilidad (Scheideger, 1975; 1987) en busca del estado de equilibrio estacionario (Howard, 1965; Hack, 1960; 1975; Montgomery, 1989). Por esta razón los sistemas fluviales pueden ser usados como marcadores morfotectónicos de alta sensibilidad que provee información acerca del estado de equilibrio topográfico en intervalos de tiempo de  $10^2$ - $10^6$  años (Whittaker, et al., 2008; Cheng et al., 2012; Demoulin, 2011, 2012; Willett et al., 2014, entre otros).

En un sistema fluvial en estado de equilibrio estacionario o topográfico la tasa de levantamiento  $U$  y la tasa de erosión  $E$  son iguales (e.g. England y Molnar, 1990; Whipple y Tucker, 1999). Usualmente esto se expresa mediante una curva cóncava del canal principal que es función del área drenada  $A$  y la pendiente  $S$  mediante la ley de Flint (1974) o ecuación de potencia de la corriente. Una aproximación numérica que incluya estas variables viene determinada por la expresión:

$$S = k_s A^{-\Theta}$$

En dicha expresión,  $k_s$  y  $\Theta$  son respectivamente los índices de verticalidad y concavidad (Whipple y Tucker, 1999). Anomalías morfológicas de los perfiles longitudinales pueden ser identificadas a partir de valores altos del índice de verticalidad –  $k_s$ , en particular cuando la distribución espacial del levantamiento diferencial produce un punto de quiebre en el canal (*knickpoint*) y se establece un estado de equilibrio dinámico (Hack, 1973). Bajo este contexto y partiendo de que la geomorfometría es el estudio de las formas y las relaciones numéricas y geométricas del paisaje a partir de modelos de elevación digital del terreno (DEM) y sensores remotos, es decir el análisis cuantitativo de la superficie terrestre (Pike, 1995, 2000; Rasemann et al., 2004; Hengl y Reuter, 2009), es posible evaluar el estado de equilibrio estable de un sistema geomorfológico y la respuesta morfotectónica de una región mediante la parametrización y extracción de índices morfotectónicos que permitan examinar el tipo y la magnitud de los procesos que modelan la superficie terrestre principalmente en sistemas orogénicos activos como los Andes del Norte, ámbito geográfico-geológico ideal para identificar estados transitorios de los sistemas fluviales en respuesta a la dinámica cortical, los procesos de superficie y en especial al comportamiento de fallas activas.

### **3.2.2. Marco tectónico y geomorfológico de la CRSA**

Los Andes del Norte constituyen un sistema orogénico complejo, situado en la zona tórrida y por tanto marcado por la gran actividad erosiva debido a la confluencia de factores topográficos y climáticos (e.g. Gregory-Wodzicki, 2000). Esta cadena de montañas es producto de la convergencia compleja de las placas Nazca-Farallón, Caribe y Suramérica, sistema convergente

en el que participan también bloques litosféricos mayores como el BPC y en BNA (Restrepo y Toussaint, 1988; Taboada et al., 2000; Chicangana, 2005; Vinasco et al., 2006; Kennan y Pindell, 2009; Cediel et al., 2011; Vargas y Mann, 2013; Martens et al., 2014, entre otros). Este sistema convergente particiona la deformación en bloques litotectónicos separados por fallas regionales de orientación predominante NS desarrollando cadenas montañosas (i.e. Cordilleras Central, Occidental y Oriental) y valles lineales (Cauca-Patía, Magdalena, Atrato, entre otros) que definen las principales características geomorfológicas de los Andes colombianos. En particular, en el borde noroccidental de la Cordillera Central ocurren de manera simultánea sistemas geomórficos antagónicos como el AA y el CRC, separados por la FES y otras estructuras relacionadas con el SFCR. El AA abarca un conjunto de superficies de erosión escalonadas que registran la historia tectónica y climática del norte de la Cordillera Central (Page, 1986, Hermelin, 2007; Restrepo-Moreno et al., 2009) en el que ocurren relieves invertidos sobre sedimentos de la formación El Vergel (Arias et al., 2000; Arias y González, 2007; Hermelin, 2007), mientras que el CRC corresponde a una depresión lineal entre las Cordilleras central y occidental (ver Caballero et al., 2015), receptora de material sedimentario de la formación Amaga (Grosse, 1926; Sierra y McDonald, 2001; Sierra et al., 2003; Silva et al., 2008, Sierra y Marín-Cerón, 2011), ambas formadas desde el Eoceno/Oligoceno.

En la zona de interés el frente de erosión del CRC tiende a denudar el AA mientras que este tiende a levantarse por efecto de las fases finales de la orogenia Andina (<20 Ma) conformando un sistema acoplado entre procesos tectónicos, geomórficos y climáticos. El río San Andrés nace a cerca de 3000 m.s.n.m. sobre la superficie de erosión Pre-A y desemboca en el río Cauca aproximadamente a 300 m.s.n.m. En este recorrido vertical de casi 3 km el Río San Andrés muestra un notable control tectónico en la zona de influencia de la FES formando un cañón rectilíneo de aproximadamente 12 km de largo paralelo al rumbo de la falla. La CRSA tiene un carácter híbrido pues se distribuye tanto en el AA como en el CRC constituyendo un ejemplo de la ocurrencia de captura de drenajes en los Andes del Norte. Este rasgo no es exclusivo del Río San Andrés pues lo exhiben igualmente las cuencas del río Aurrá y el río Espíritu Santo, de esta manera estas cuencas se convierten en elementos clave para evaluar las relaciones entre procesos endógenos y exógenos y en particular para analizar la dinámica reciente de la FES en función de su comportamiento como falla activa y su incidencia en el modelado del paisaje.

El comportamiento actual de la FES se encuentra parcialmente documentado debido a la localización de proyectos de infraestructura en su área de influencia. Existen evidencias sismotectónicas (Page, 1986; Integral-Sedic, 1998), morfológicas y estructurales (Arias, 1981), y paleosismológicas (Paris et al., 2000; Mesa y Lalinde, 2001) que demuestran la actividad reciente de la FES, sin embargo su papel en el desarrollo y evolución del paisaje permanece desconocido.

Diversas aplicaciones geomorfométricas se han implementado en zonas tectónicamente activas (ver Bahrami, 2013; Antón et al., 2014; Andreani et al., 2014, entre otros). La aproximación geomorfométrica que aquí se plantea pretende no solo cuantificar las condiciones geomorfológicas del área de influencia de la FES sino que busca contribuir en el entendimiento de la evolución del paisaje en zonas tectónicamente activas, donde la señal del fallamiento activo puede quedar registrada en las geoformas que allí se desarrollan.

### 3.3. Método analítico

Se evaluó la estructura del relieve a partir de un DEM con el fin de cuantificar diversos parámetros geomorfológicos de la cuenca del río San Andrés y sus alrededores. Los parámetros morfotectónicos utilizados en esta investigación se presentan en la tabla 3-2. El análisis espacial de la zona de influencia de la FES se realizó usando el sistema información geográfica ArcGIS® 10.1. Los archivos de entrada fueron suministrados por el instituto geográfico Agustín Codazzi IGAC y corresponden a archivos digitales tipo vector que representan la base topográfica y la red de drenaje a una escala 1:100.000. Estos suministros fueron evaluados y corregidos manualmente para generar un modelo de elevación digital del terreno (DEM) de 30 metros de resolución espacial mediante interpolación de valores de elevación usando la herramienta “*Spatial analyst tools >> interpolation >> topo to raster*”.

El pre-procesamiento del DEM se ejecutó usando la extensión Arc Hydro Tools versión 2.0 (Djovik et al., 2011). El DEM obtenido se reacondicionó aplicando un suavizado e imprimiéndole la red de drenaje suministrada por el IGAC mediante el comando *Terrain Preprocessing >> DEM Manipulation >> DEM Reconditioning*. Posteriormente se procedió a la identificación de sumideros usando el comando *Terrain Preprocessing >> DEM Manipulation >> Sink Evaluation*, y luego se rellenaron para evitar errores en la estimación de los flujos de agua y la red de drenaje mediante el comando *Terrain Preprocessing >> DEM Manipulation >> Fill Sinks*, de esta forma se obtuvo un modelo de elevación digital corregido con cual se calcularon los parámetros hidrológicos y geomorfométricos. A pesar del pre-procesamiento, persisten zonas en el DEM que no representan de manera fiel la superficie terrestre, particularmente en zonas donde el gradiente es bajo y la separación entre curvas de nivel es muy amplio.

En la fase de procesamiento se generó la red de drenaje de la CRSA de la siguiente manera: Se calculó el gradiente máximo que controla la dirección de flujo mediante el comando *Terrain Preprocessing >> Flow Direction*. Luego se le asignó a cada celda el número de píxeles que aportan flujo de aguas desde las celdas de mayor elevación con el comando *Terrain Preprocessing >> Flow Accumulation*. Con el comando *Terrain Preprocessing >> Stream Definition* se construyó un archivo ráster que representa la red de drenaje, para minimizar el error respecto a la red de drenaje suministrada por el IGAC se usó un umbral de acumulación de 100 celdas para dar inicio al flujo de corriente. Posteriormente este ráster se segmentó y se le asignó un valor a cada tramo de drenaje para facilitar la jerarquización de corrientes usando el comando *Terrain Preprocessing >> Stream Segmentation*. Luego mediante la herramienta *Terrain Preprocessing >> Drainage Line Processing* se transformó el ráster a archivo de tipo vector para obtener la red de drenaje final. La jerarquización de la red de drenaje se realizó mediante la herramienta de *Spatial Analysis Tools >> Hidrology >> Stream Order*, usando el sistema de Strahler (1952).

#### 3.3.1. Morfología comparada de cuencas

La delimitación de las cuencas vecinas a la CRSA se realizó manualmente a partir de la base topográfica. A partir de esto se evaluaron parámetros morfológicos en las cuencas híbridas que nacen en el AA y drenan al CRC, (cuenca del río San Andrés, Espíritu Santo y Aurrá), y en

cuencas localizadas únicamente en el AA (Río Grande y Chico) y en el CRC (Santa María, Juan García) con el fin de analizar variables que definen la forma, tamaño, simetría, contorno y elongación de cuencas hidrográficas. El objetivo consistió en identificar tendencias y comparar comportamientos entre cuencas en relación con su contexto tectónico y geomorfológico. Los parámetros evaluados para caracterizar la morfología de la cuencas fueron: Factor de forma -  $R_f$  (Horton, 1932), índice de elongación -  $R_e$  (Bull y McFadden, 1977), índice de relieve -  $R_h$  (Schumm, 1956) y la razón de circularidad -  $R_c$  (Miller, 1935). Estos parámetros se calcularon a partir de las características geométricas que arroja el sistema de información geográfica para cada cuenca, mientras que el factor de asimetría -  $AF$  (Hare y Gardner, 1985) se evaluó mediante perfiles transversales al canal principal usando la extensión Transect Tool (Ferreira, 2014).

**Tabla 3-2.** Parámetros utilizados en el análisis geomorfométrico.

Parámetro	Formulación Matemática	Descripción	Referencias
Orden de los drenajes	n	Establece una jerarquía del sistema fluvial que pone sobre relieve su comportamiento fractal.	Horton, (1947); Stralher, (1952)
Densidad de drenaje	$D_d = \sum L_i / A$	Cantidad de drenajes por unidad de área.	Talling y Sowter, (1999); Keller y Pinter, (2002)
Factos de forma - $R_f$	$R_f = A/L^2$	Forma de la cuenca en un plano horizontal.	Horton, (1932).
Índice de elongación - $R_e$	$R_e = 2\sqrt{A}/L_b$	Grado de madurez de la cuenca con base en su forma planimétrica.	Bull y McFadden, (1977)
Índice de Relieve - $R_h$	$R_h = H/L$	Estimación de la pendiente total de la cuenca.	Schumm, 1956
razón de circularidad - $R_c$	$R_c = 4\pi A/P^2$	Relación del área de la cuenca con un círculo de igual perímetro.	Miller, 1953
Factor de asimetría - $AF$	$AF = A_y/A * 100$	Estimación de basculamientos laterales de la cuenca.	Hare y Gardner, 1985; Keller y Pinter, 2002
Índice SL	$SL = \Delta h / \Delta l * L$	Identificación de quiebres de pendiente o <i>knickpoints</i> .	Hack, 1973; Seeber y Gornitz, 1983; Burbank y Anderson, 2001; Bishop et al., 2005; Castillo y Lugo-Hubp, 2011.
Índice de concavidad - $\Theta$	$-\theta = m/n$	Estimación del grado de incisión fluvial y/o levantamiento.	Flint 1974, Whipple, 2001
Índice de verticalidad - $K_s$	$k_s = (U/K)^{1/n}$	Variaciones en la tasa de levantamiento i grado de incisión del cauce.	Flint 1974, Whipple, 2001
Curva hipsométrica		Indicador del estado de equilibrio de una cuenca.	Strahler, 1952; Cheng et al., 2012
Índice R	$R = I_b/I_r$	Indicador del estado de equilibrio de una cuenca.	Demoulin, 2010; 2011
Perfiles transversales		Permite estimar balances de masa y grados de incisión.	Baulig, 1926, en Tricart y Cailleux, 1958
Índice $V_f$	$V_f = 2V_{fw} / [E_{id} - E_{sc} + E_{rd} - E_{sc}]$	Procesos de socavación lateral o incisión vertical.	Bull y McFadden, 1977

### 3.3.2. Hipsometría

Se realizó un análisis comparativo de las curvas hipsométricas con el fin de evaluar el estado de estas en el ciclo de erosión (Strahler, 1952; Ohmori, 1993; Cheng et al., 2012). Para esto se construyó la curva hipsométrica de cada cuenca reclasificando las áreas en 100 intervalos iguales. Las áreas se calcularon multiplicando el valor de resolución espacial del DEM por el número de píxeles de cada cuenca. La altura máxima y mínima se extrajo directamente de cada cuenca y se dividió por 100 para normalizar. Se calcularon las áreas y alturas relativas. Posteriormente se calcularon líneas de tendencia polinómicas con ajustes  $R^2 > 0.99$  y sus respectivas ecuaciones para calcular manualmente el valor de la integral hipsométrica.

Para la cuenca del río San Andrés se evaluó el estado de equilibrio actual mediante el índice R1 y la temporalidad relativa del último evento de perturbación tectónica significativo en el canal (Demoulin, 2011, 2012). Para ello se integró la curva hipsométrica  $H_b$ , la longitud total de la red de drenaje de la cuenca  $H_n$  y la longitud del canal principal  $H_r$ , cada uno de estos se estimó a partir de los archivos vector correspondientes a la red de drenaje. De esta manera se estimó la respuesta morfológica de la cuenca a procesos tectónicos y erosivos en una escala temporal que varía entre  $10^3$  y  $10^6$  años.

### **3.3.3. Análisis del perfil longitudinal del Río San Andrés**

Se realizó un análisis detallado del perfil longitudinal del río San Andrés debido a que este presenta dominios geomorfológicos en el AA y en el CRC separados por la FES. La extracción del perfil longitudinal se realizó primero transformando el drenaje principal a un archivo *shapefile* y luego a una entidad 3D usando la herramienta *3D Analyst >> Functional Surface >> Interpolate Shape*, de esta forma se intercepta el *shapefile* con el ráster de elevación corregido (DEM) a una tasa o paso de 10 y se genera un segundo *shapefile* con valores de elevación que puede visualizarse mediante la función *3D Analyst >> Create Profile Graph*, de esta forma se pueden exportar los datos de elevación vs distancia a un programa de visualización.

Se evaluó el índice de longitud del canal -  $SL$  (Hack, 1973) calculando una pendiente local para cada tramo y multiplicándola por la distancia  $L$  al punto central del intervalo analizado, luego se estima la pendiente total del perfil y se grafican los valores de  $SL$  local vs  $SL$  total. Con el fin de visualizar transiciones en este parámetro se calculó una media móvil de 20 períodos para ver la tendencia del índice  $SL$ , e identificar los quiebres de pendiente más representativos (i.e.  $SL > 2$ ). Para evaluar el índice de concavidad -  $\theta$  (Whipple, 2001) y el índice de verticalidad -  $K_s$  (Snyder et al., 2000, Wobus et al., 2006) se estimó el área drenada a lo largo del perfil longitudinal multiplicando cada pixel del ráster *Flow accumulation* el cual representa el área acumulada de captación, por el valor del área del pixel (i.e.  $30\text{ m} \times 30\text{ m} = 900\text{ m}^2$ ), además se produjo un ráster de pendientes usando el comando *Spatial Analysis Tools >> Surface >> Slope*, de esta forma se extrajo la pendiente del canal principal usando la herramienta *3D Analyst >> Functional Surface >> Interpolate Shape*, sobre el ráster de pendientes.

El índice de ancho/profundidad del valle -  $V_f$  (Bull y McFadden, 1977) se evaluó a lo largo del perfil longitudinal mediante perfiles transversales al cauce principal en 18 puntos con el fin de estimar y contrastar el grado de incisión en ambos dominios geomorfológicos.

### **3.3.4. Análisis de superficie**

Se evaluó la estructura del paisaje mediante el análisis rutinario de mapas de pendientes, orientación de laderas y curvatura utilizando la herramienta *Spatial Analysis Tools >> Surface*, además de computar mapas de relieve relativo - RR (Nir, 1957), variabilidad de la pendiente - SV (Ruszkiczay-Rudiger et al., 2009), índices de rugosidad del terreno - TRI (Riley et al., 1999) e hipsometría - HI (Strahler, 1952, Schumm, 1956; Pike y Wilson, 1971; Ohmori, 1993) mediante un análisis de vecindad usando el comando *Spatial Analysis Tools >> Neighborhood >> Focal Statistics*, con cuadros de  $10 \times 10$ ,  $30 \times 30$ ,  $100 \times 100$  y  $300 \times 300$  pixeles que permiten ver la

estructura del paisaje a diferentes grados de resolución espacial (Tabla 3-3). Los valores de relieve local se estimaron computando valores promedio de elevación máxima y mínima usando las mismas características del análisis de vecindad.

**Tabla 3-3.** Parámetros usados en el análisis de superficie. La formulación matemática propuesta para cada parámetro es: RR – (Nir, 1957); SV - Ruszkiczay-Rudiger et al., (2009); TRI - Riley et al., (1999); HI - Pike y Wilson (1971)

Parámetro	Símbolo	Formula	Observaciones
<b>Relieve relativo</b>	<b>RR</b>	$RR = R_{max} - R_{min}$	Determina gradientes topográficos máximos y mínimos que permiten evaluar la distribución espacial del AA, el CRC y potenciales contrastes relacionados con la FES.
<b>Variabilidad de la pendiente</b>	<b>SV</b>	$SV = S_{max} - S_{min}$	Permite identificar variación de la pendiente relacionados con cambios litológicos, tectónicos y/o erosivos.
<b>Índice de rugosidad del terreno</b>	<b>TRI</b>	$TRI = \sqrt{( \sqrt{R_{max}} - \sqrt{R_{min}} )}$	Determina contrastes en la rugosidad del terreno relacionada con elementos topográficos que permiten discriminar dominios geomorfológicos.
<b>Integral hipsométrica</b>	<b>HI</b>	$HI = \frac{(H_{mean} - H_{min})}{(H_{max} - H_{min})}$	Permite evaluar la distribución de volumen respecto a un nivel basal de referencia.

Adicionalmente se estimó el valor de Isobase (Filosofov, 1960). Este parámetro permite estimar el avance y configuración de los frentes de erosión a partir de los drenajes de orden 2 y 3 según Strahler (1952), además permiten observar gradientes hidráulicos asociados con movimiento de fallas y/o permeabilidad secundaria de la roca. La isobase se calculó con ventanas de interpolación IDW variables entre 10, 30, 100 y 300, siguiendo la metodología de Grohmann, (ver Grohmann, 2004 y Grohmann et al., 2011) con el fin de observar la distribución de la tendencia hidrológica de las superficies de erosión o niveles base locales en relación con la dinámica de cada bloque litotectónico.

### 3.3.5. Perfiles transversales

Se realizaron 5 perfiles topográficos que cruzan la CRSA, la FES, y el AA en sentido Este-Oeste con el fin de estimar las características del relieve de cada dominio geomorfológico además de tener elementos de juicio sobre el balance de masa entre estos. Para este fin se extrajeron datos de elevación máxima, mínima y media usando la herramienta *3D Analyst >> Funtional Surface >> Interpolate Shape* a partir de archivos ráster remuestreados a 10x10 pixeles. De esta forma se puede observar el estado de avance delos procesos erosivos y la evolución del paisaje en una orientación que sigue el avance del frente de erosión del río Cauca.

## 3.4. Resultados

### 3.4.1. Morfología comparada de cuencas

Las características planimétricas y altimétricas de las siete cuencas analizadas se muestra en la tabla 3-4.

**Tabla 3-4.** Variables planimétricas y altimétricas de las cuencas analizadas. Las cuencas que nacen en el altiplano se identifican con el símbolo \* mientras que las cuencas híbridas se identifican con † y las restantes nacen en el CRC.

Parámetro	Símbolo	Cuencas hidrográficas						
		San Andrés †	Juan García	Santa María	Espíritu Santo †	Aurrá †	Chico*	Río Grande*
Área (km <sup>2</sup> )	A	500.05	127.06	168.26	378.98	250.96	242.03	588.52
Largo (km)	L	39.73	20.05	30.40	42.73	30.28	38.00	35.70
Área derecha (km <sup>2</sup> )	A <sub>d</sub>	276.66	32.36	103.48	187.74	142.31	169.15	362.78
Perímetro (km)	P	120.23	56.37	73.83	111.12	76.70	98.10	132.56
Elevación máx. (m)	E <sub>max</sub>	3321.99	3246.68	3231.61	2921.79	3025.36	3234.55	3308.95
Elevación mín. (m)	E <sub>min</sub>	259.90	476.62	255.66	170.86	485.49	2374.91	2378.11
Elevación media (m)	E <sub>med</sub>	1531.05	1385.03	1487.97	1375.47	1269.94	429.82	465.42
Diferencia de elevación (m)	H	3062.10	2770.06	2975.95	2750.93	2539.87	859.64	930.84
Longitud drenaje principal (km)	L <sub>d</sub>	56.38	21.77	38.03	54.04	37.98	33.36	59.53
Longitud total de drenajes (km)	L <sub>t</sub>	6.92	1.44	2.12	6.50	2.37	2.84	8.31

Los resultados obtenidos para el análisis comparativo de la morfología de las cuencas alrededor del área de estudio se muestran en la tabla 3-5.

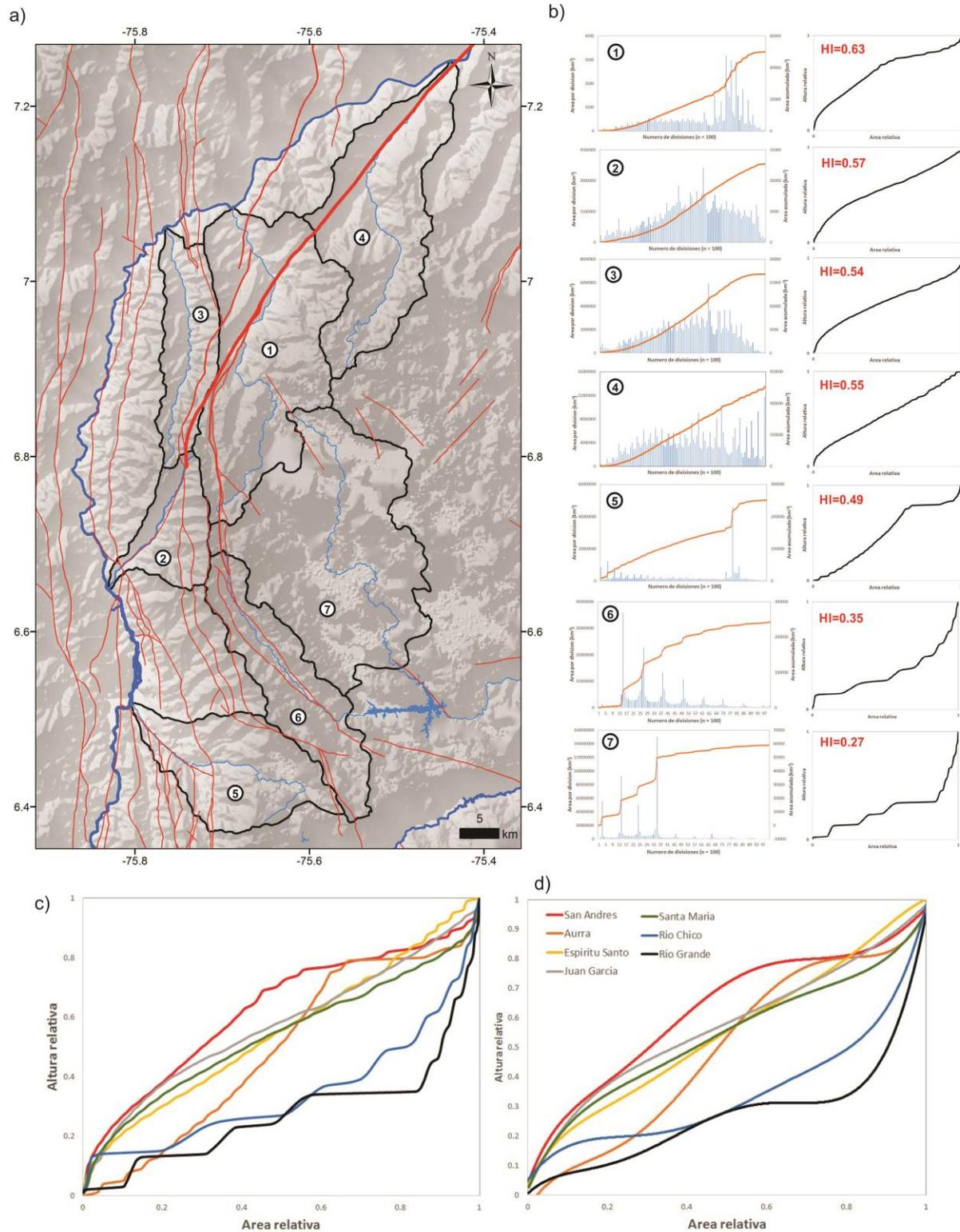
**Tabla 3-5.** Morfología comparada de las cuencas hidrográficas alrededor del sitio de estudio.

Parámetro	Símbolo	Cuencas hidrográficas						
		San Andrés	Juan García	Santa María	Espíritu Santo	Aurrá	Chico	Río Grande
Factor de Asimetría	AF	0.55	0.25	0.62	0.50	0.57	0.70	0.62
Factor de Forma	R <sub>f</sub>	0.32	0.32	0.18	0.21	0.27	0.17	0.46
Índice de elongación	R <sub>e</sub>	1.13	1.12	0.85	0.91	1.05	0.82	1.36
Índice de relieve	R <sub>h</sub>	77.07	138.16	97.89	64.38	83.88	22.62	26.07
Razón de circularidad	R <sub>c</sub>	0.43	0.50	0.39	0.39	0.54	0.32	0.42
Densidad de drenajes	D <sub>d</sub>	0.014	0.011	0.013	0.017	0.009	0.012	0.014

### 3.4.2. Hipsometría

El análisis comparativo de las características hipsométricas de siete cuencas incluyendo la CRSA se muestran en la Figura 3-1.

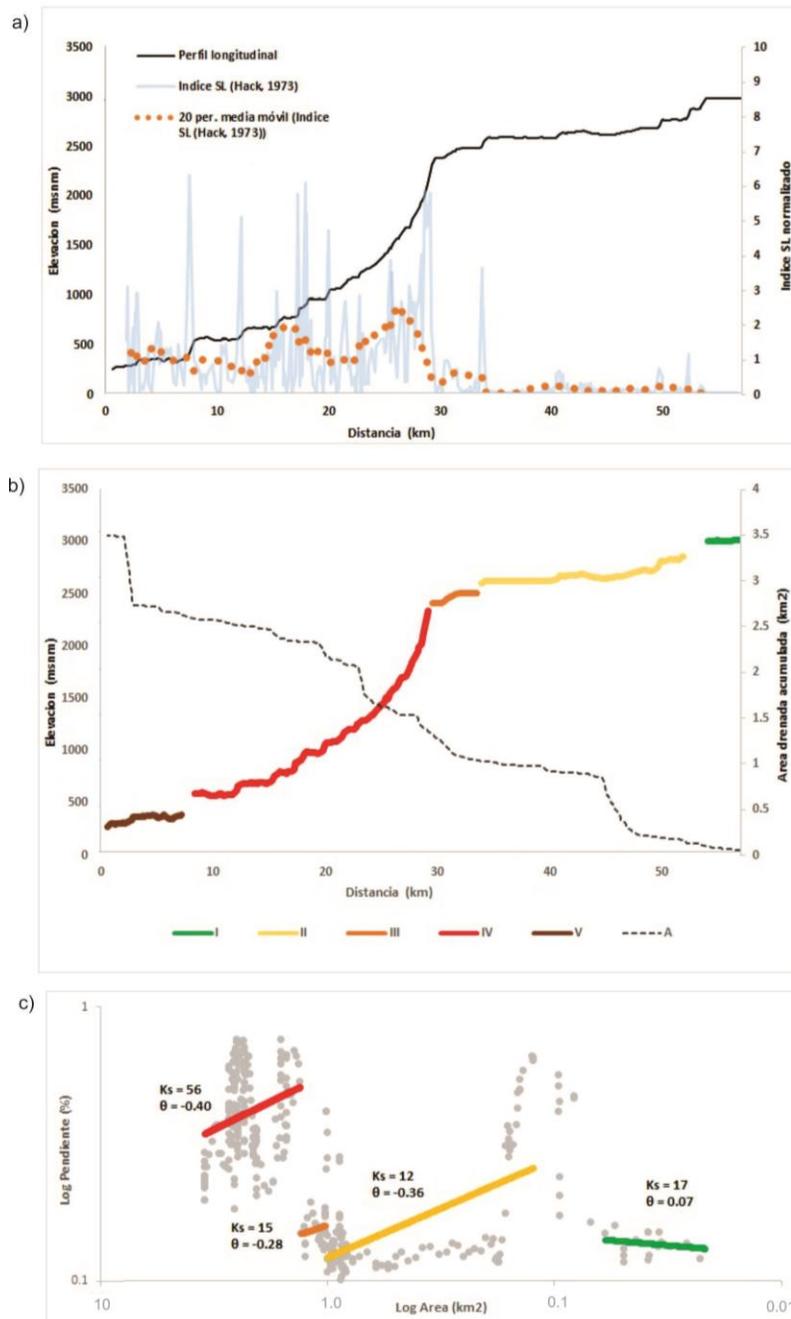
**Figura 3-1.** Características hipsométricas de la cuenca del río San Andrés y sus alrededores. a) Distribución espacial de las siete cuencas analizadas en el AA y el CRC; b) Distribución del área respecto a la elevación, además de las curvas y los valores de las integrales hipsométricas para cada cuenca analizada; c) Curvas hipsométricas comparadas sin suavizar, d) curvas hipsométricas suavizadas.



### 3.4.3. Análisis del perfil longitudinal del río San Andrés, índice SL, concavidad - $\theta$ y verticalidad - $K_s$

El perfil longitudinal del río San Andrés junto con el índice SL y una media móvil de 20 períodos se muestra en la figura 3-2, además se muestra la segmentación realizada sobre el río San Andrés a partir de los valores anómalos de SL y la relación log-log entre pendiente y área de la cuenca para cada tramo con su respectivo valor de concavidad  $\theta$  y verticalidad-  $K_s$ .

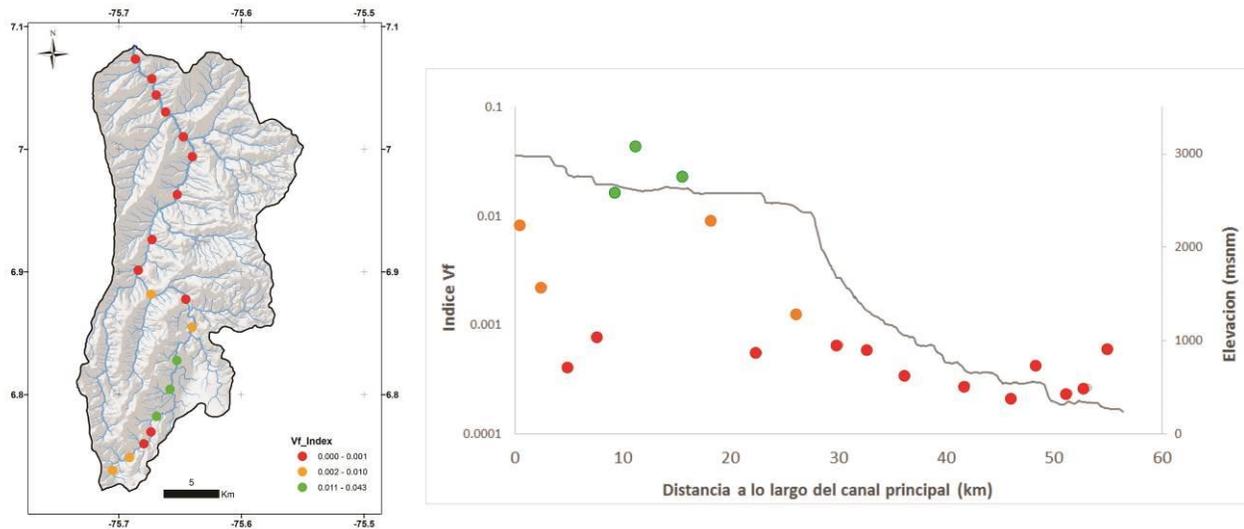
**Figura 3-2.** Análisis geomorfométrico del perfil longitudinal del río San Andrés. a) Perfil longitudinal del río San Andrés e índice SL; b) Segmentación del perfil longitudinal a partir de la identificación de knickpoints y distribución del área acumulada; c) Relación Área-Pendiente e índices de concavidad e inclinación para cada tramo identificado.



### 3.4.4. Índice $V_f$

La distribución espacial de valores del índice  $V_f$  a lo largo del río San Andrés se presenta en las figuras 3-3 y 3-4.

Figura 3-3. Resultados del índice  $V_f$  y contraste morfológico de la CRSA en términos del grado de incisión.



### 3.4.5. Índice $R1$

El comportamiento de las curvas  $H_b$ ,  $H_n$  y  $H_r$ , el valor del índice  $R1$  y las características geométricas de la CRSA se presentan en la figura 3-5.

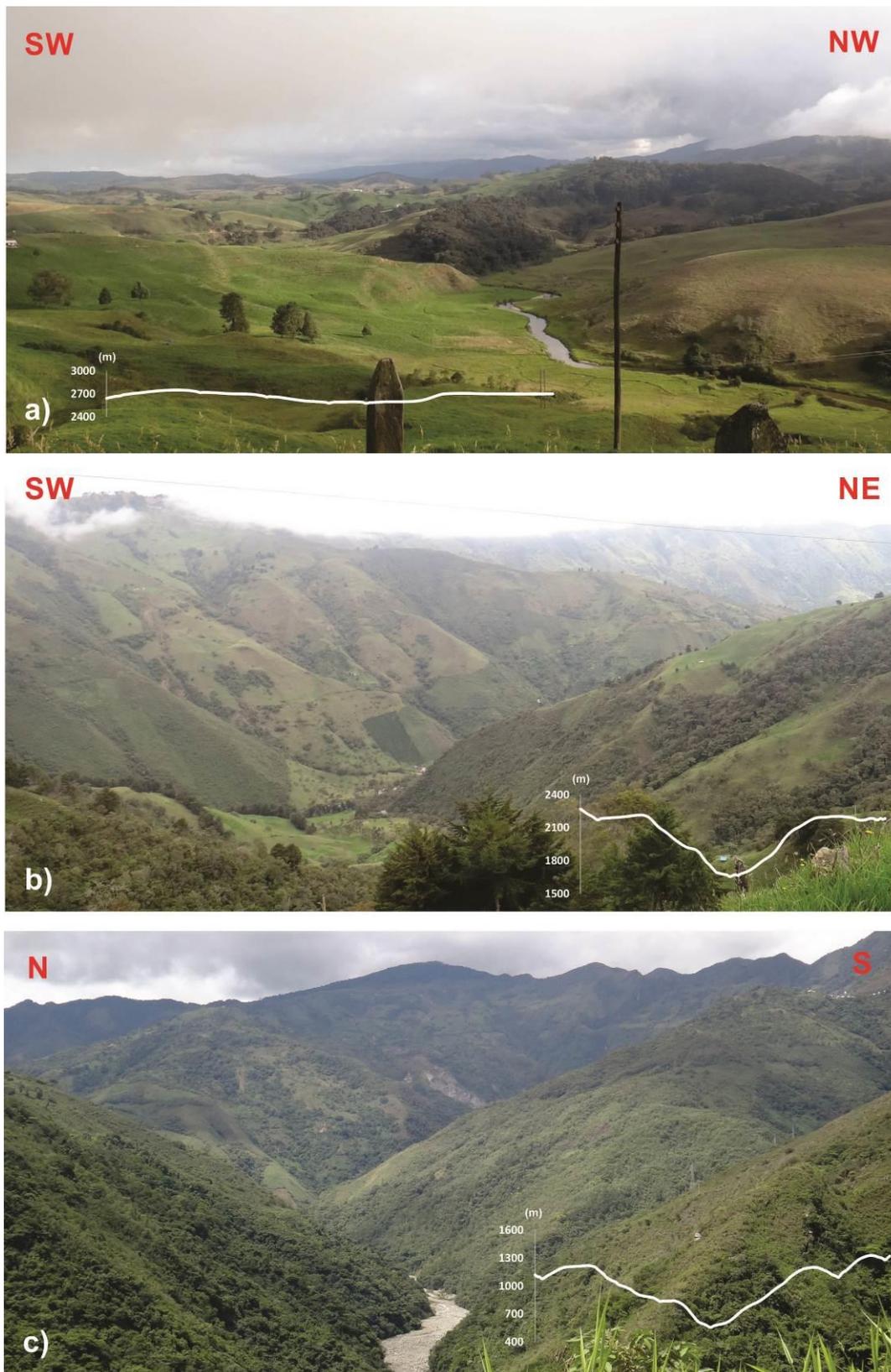
### 3.4.6. Análisis de superficie

Las características básicas derivadas del DEM para la zona de estudio corresponden a archivos ráster de elevación, pendiente, orientación de la pendiente y mapa de sombras. Estos datos se presentan en la figura 3-6. Los resultados del análisis de la estructura del paisaje para el relieve relativo – RR, la variación de la pendiente – SV, el índice de rugosidad del terreno – TRI, la integral hipsométrica – HI, y las superficies isobase se presentan en las figuras 3-7 a 3-11.

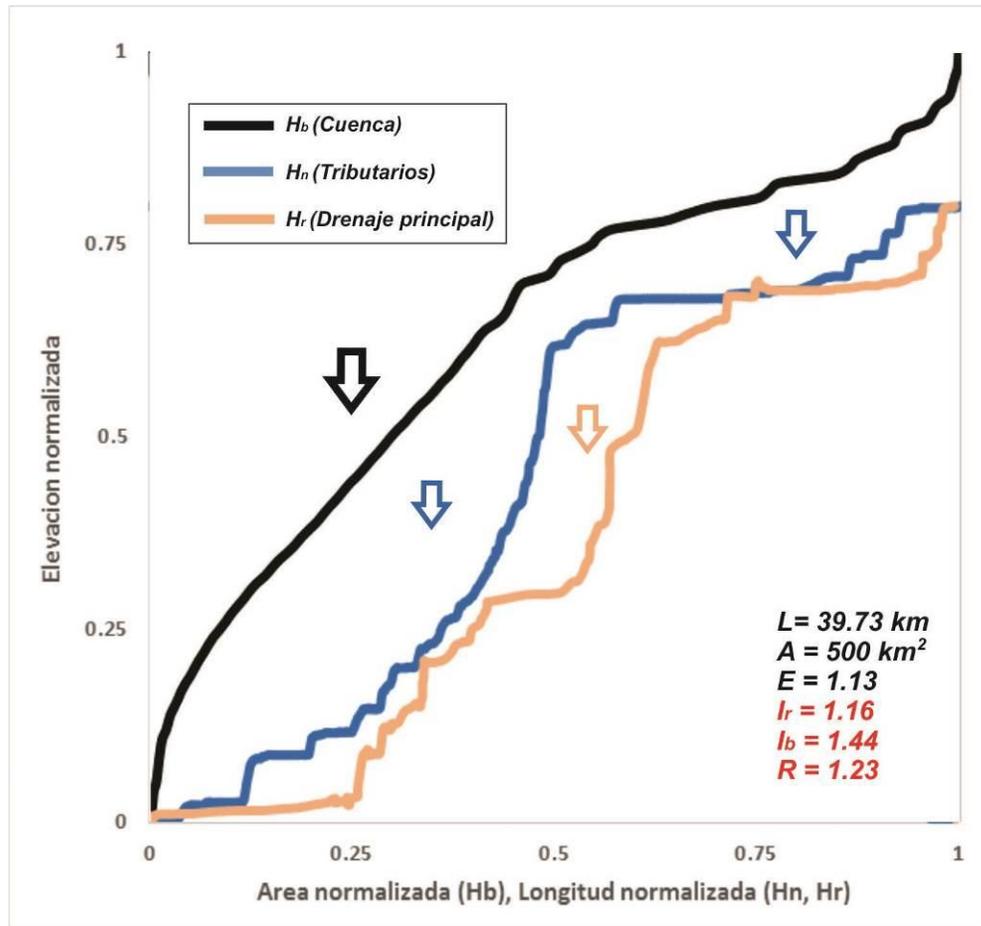
### 3.4.7. Perfiles transversales

Un total de cinco (5) perfiles transversales al frente de erosión del río Cauca se presentan en la figura 3-12, cada uno muestra el valor de variación de relieve máximo y mínimo para una malla de 10 x 10.

**Figura 3-4.** Expresión morfológica de los grados de incisión fluvial ( $V_f$ ) en tres tramos de la CRSA. a) baja incisión en el AA; b) moderada incisión en la zona de transición; c) incisión concentrada en la parte baja de la CRSA.



**Figura 3-5.** Resultados del índice R1 como aproximación al grado de avance del frente erosivo a diferentes escalas temporales:  $H_r$  a escala del canal principal,  $H_n$  a escala de canales tributarios y  $H_b$  a escala de cuenca, con respuestas temporales a perturbaciones tectónicas del orden de  $<10^3, 10^3-10^5 > 10^6$  años respectivamente.



**Figura 3-6.** Elementos básicos usados en el análisis de la estructura del paisaje: a) relieve, b) pendiente, c) Orientación de pendientes, d) Modelo de sombras.

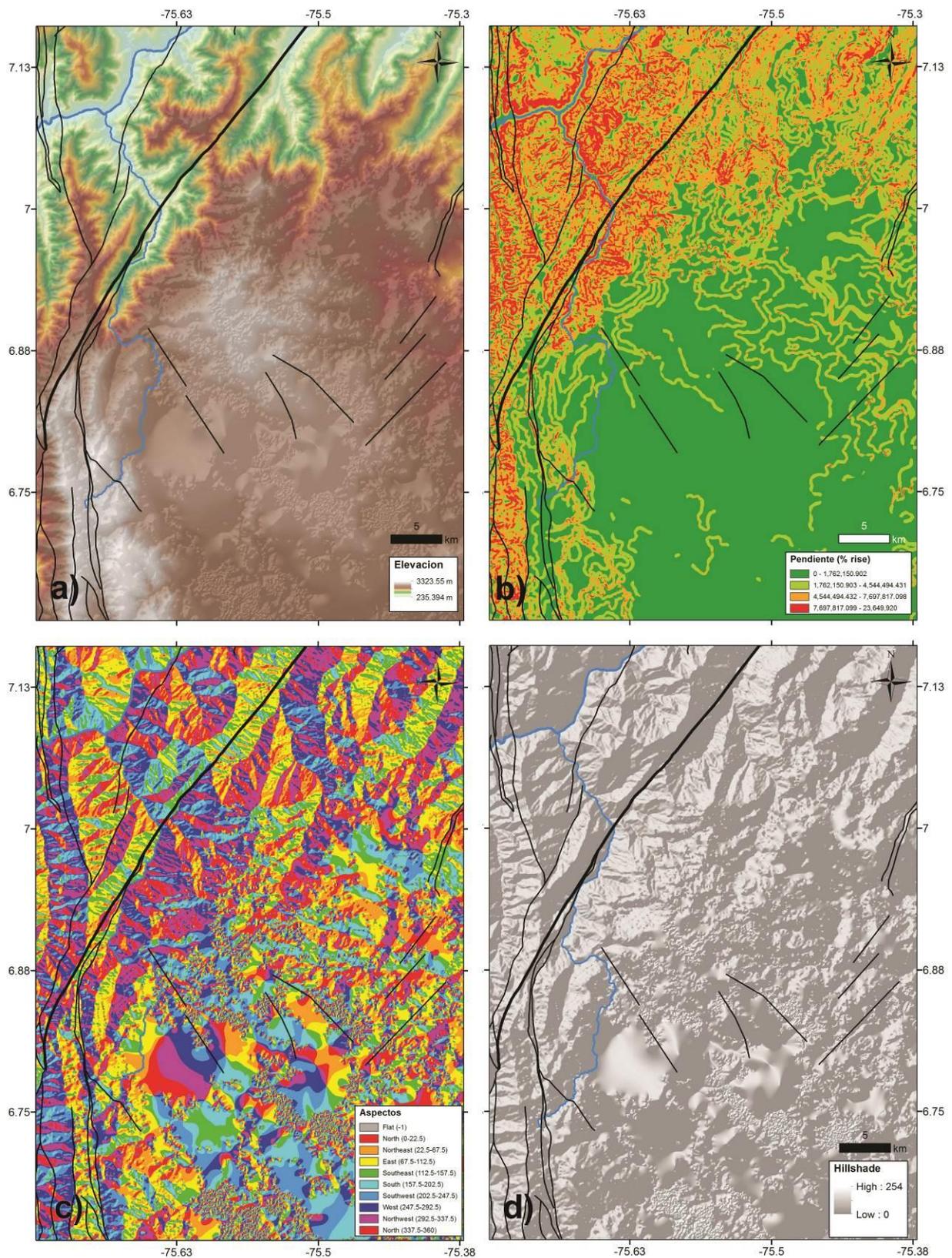


Figura 3-7. Relieve relativo – RR.

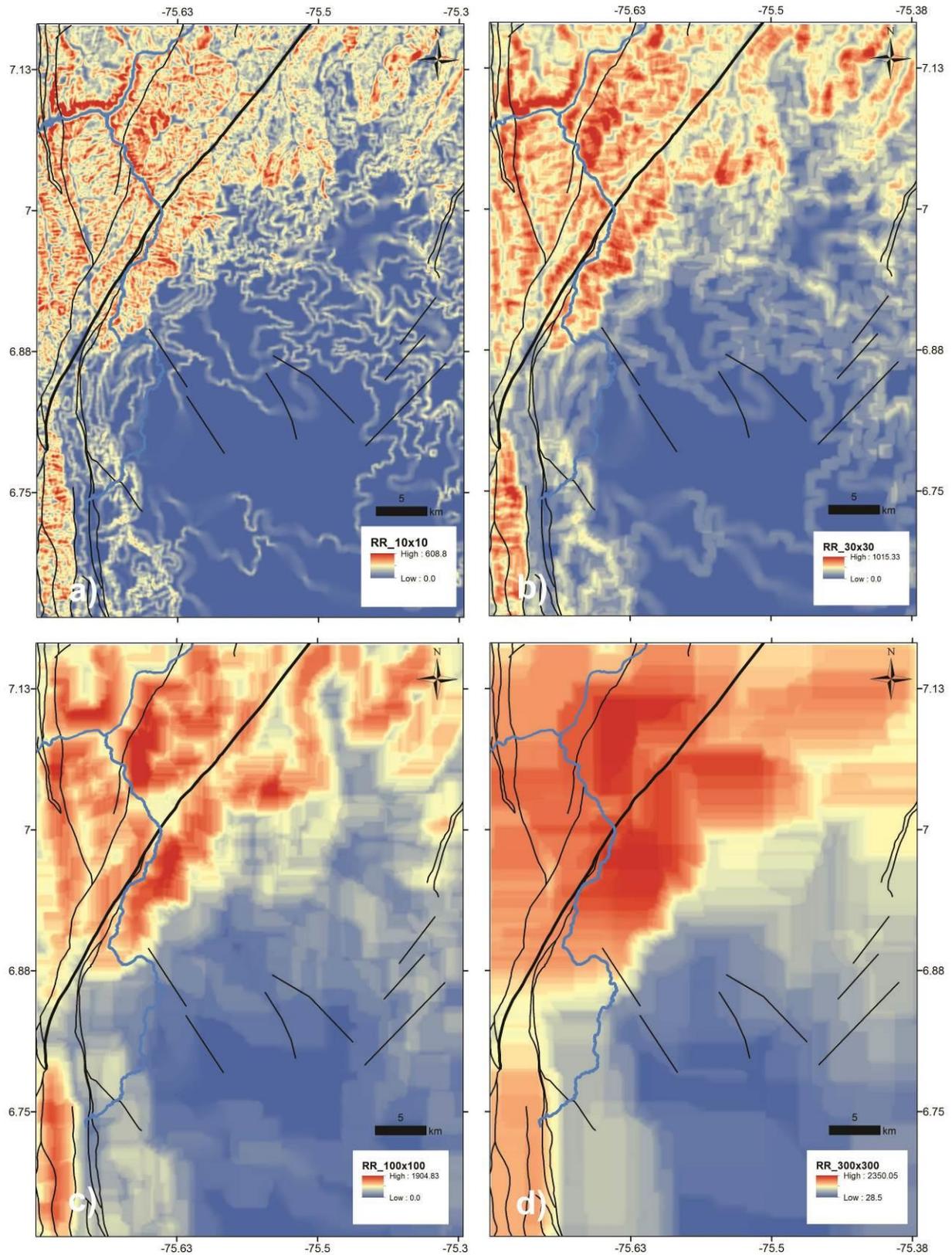


Figura 3-8. Variabilidad de la pendiente – SV.

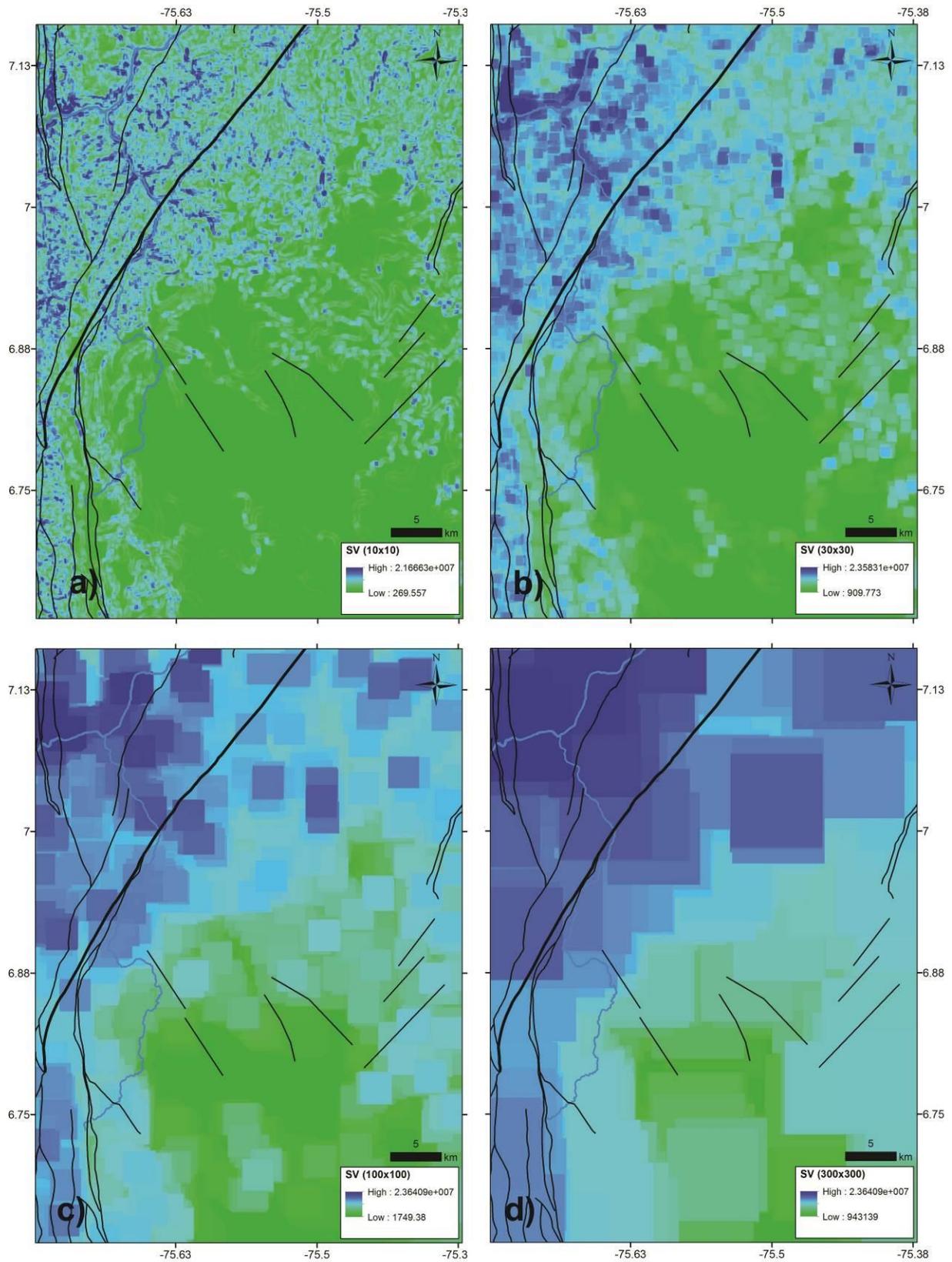


Figura 3-9. Índice de rugosidad del terreno – TRI.

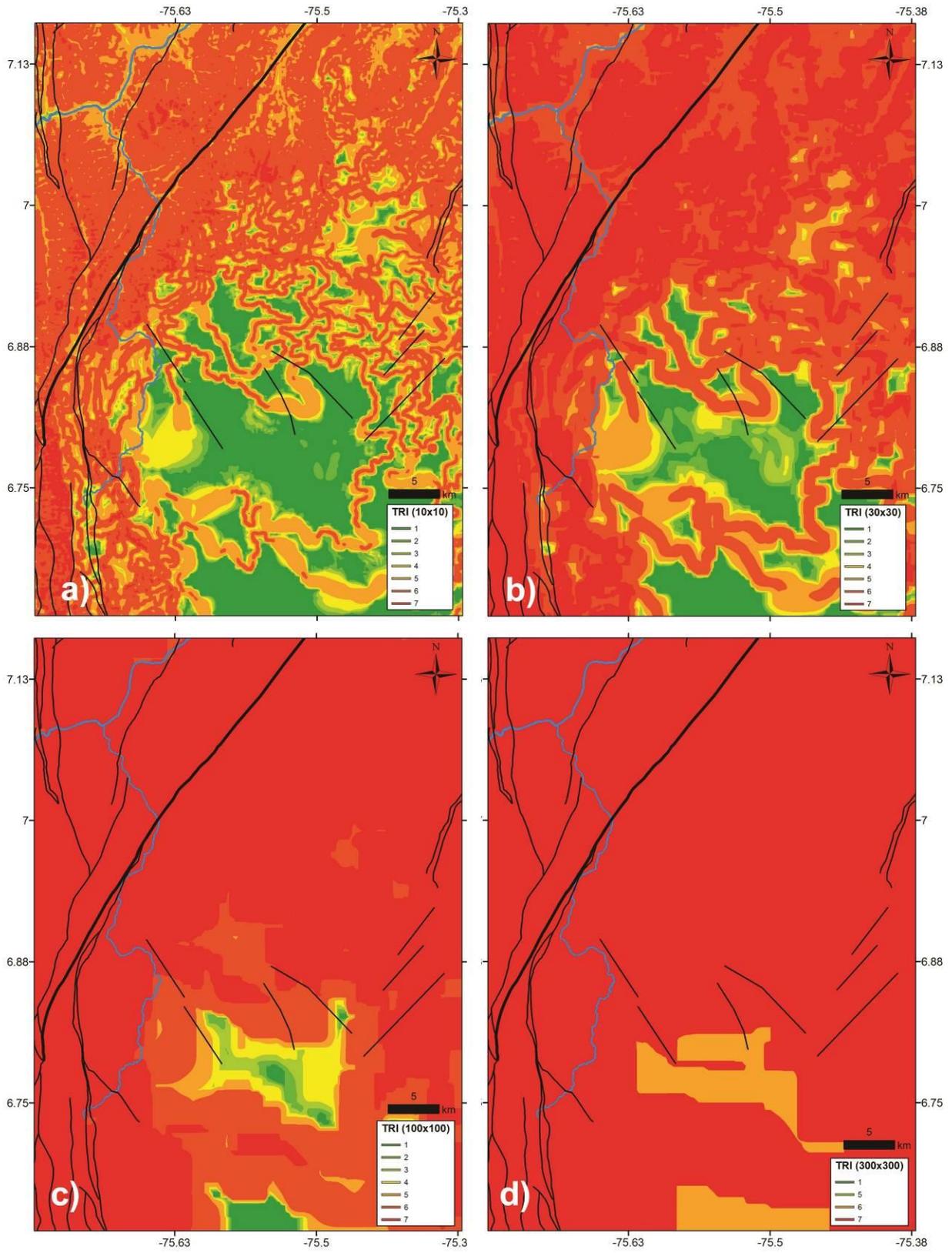


Figura 3-10. Integral hipsométrica – HI.

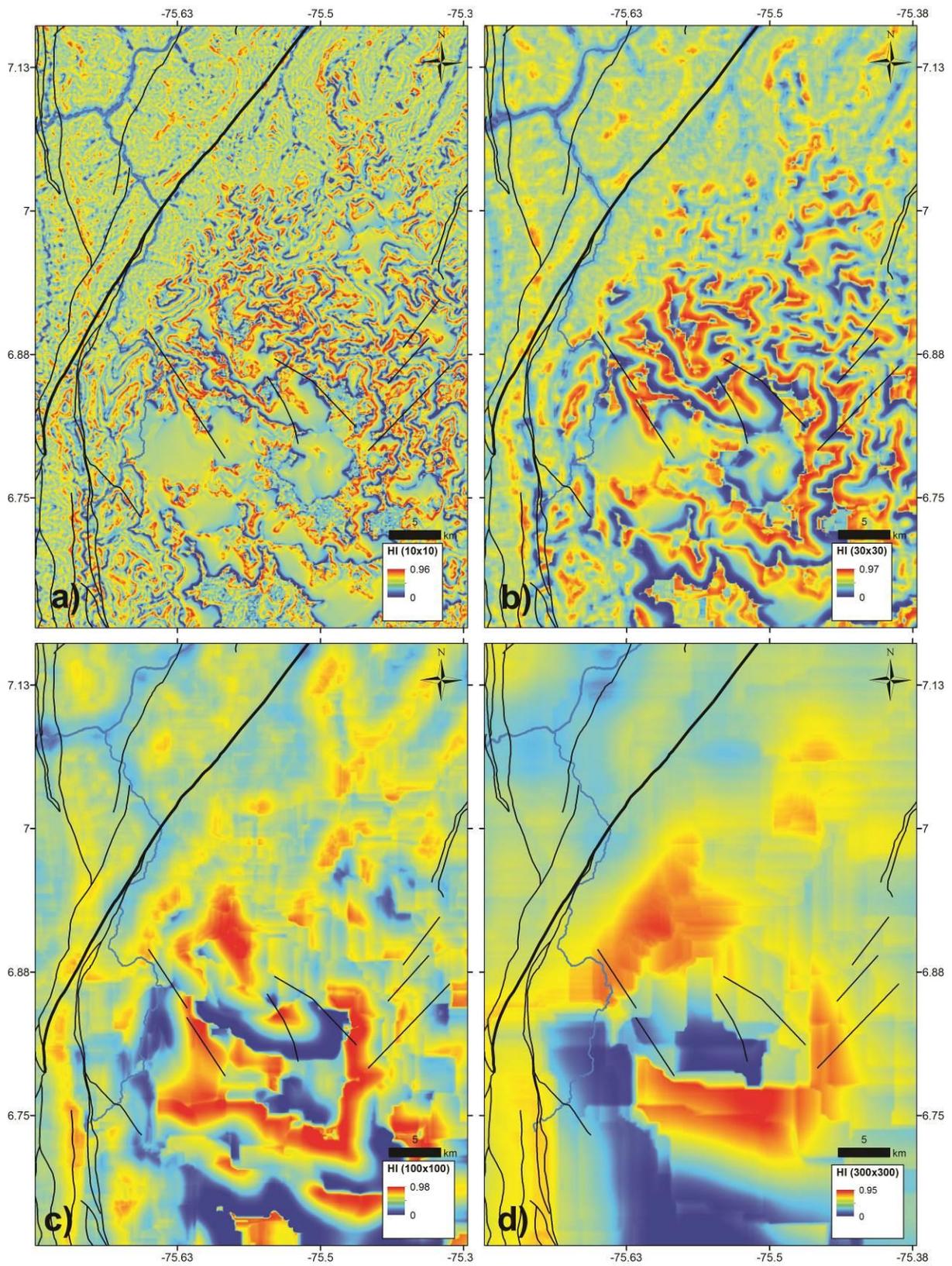


Figura 3-11. Superficies isobase.

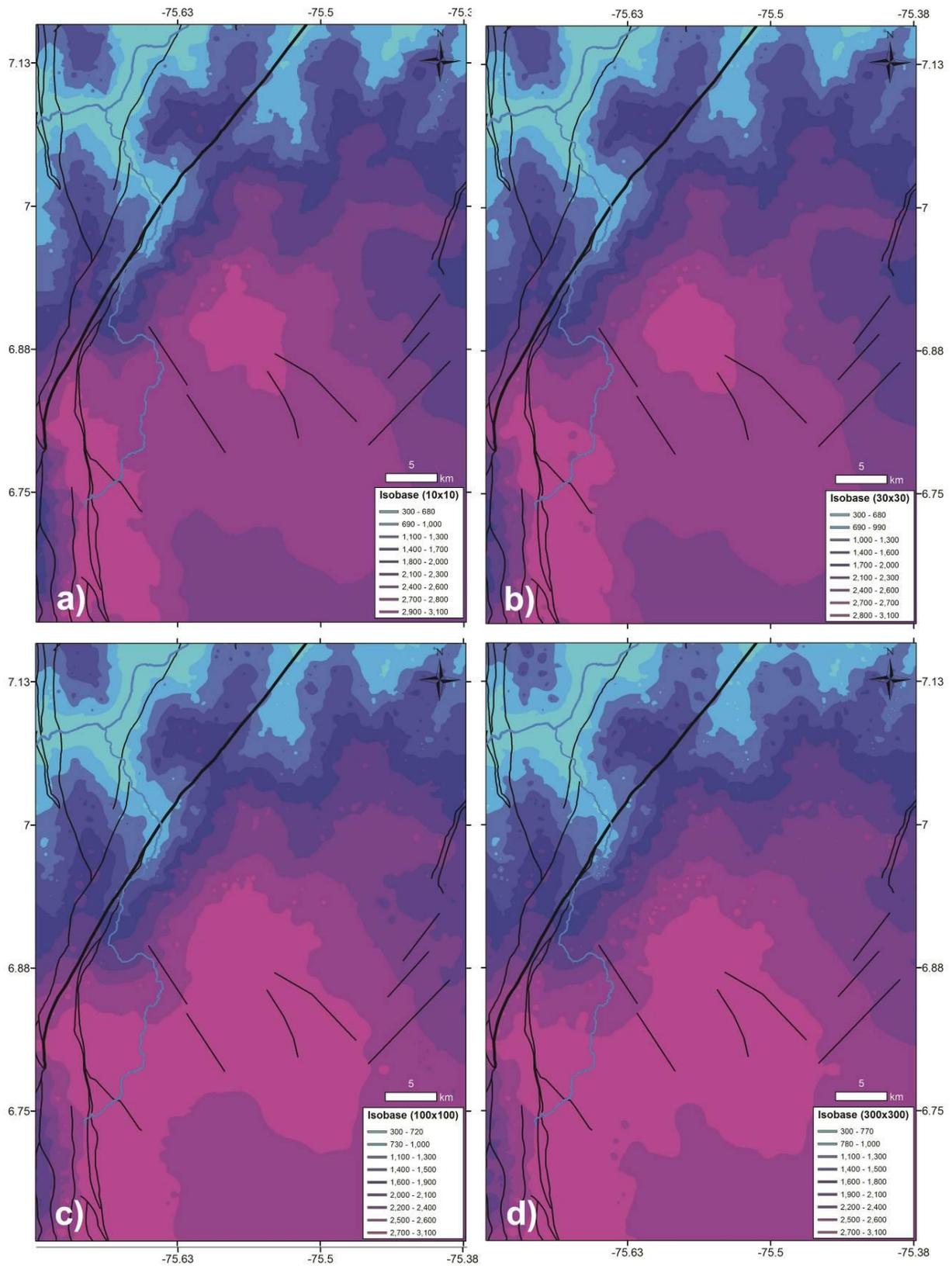
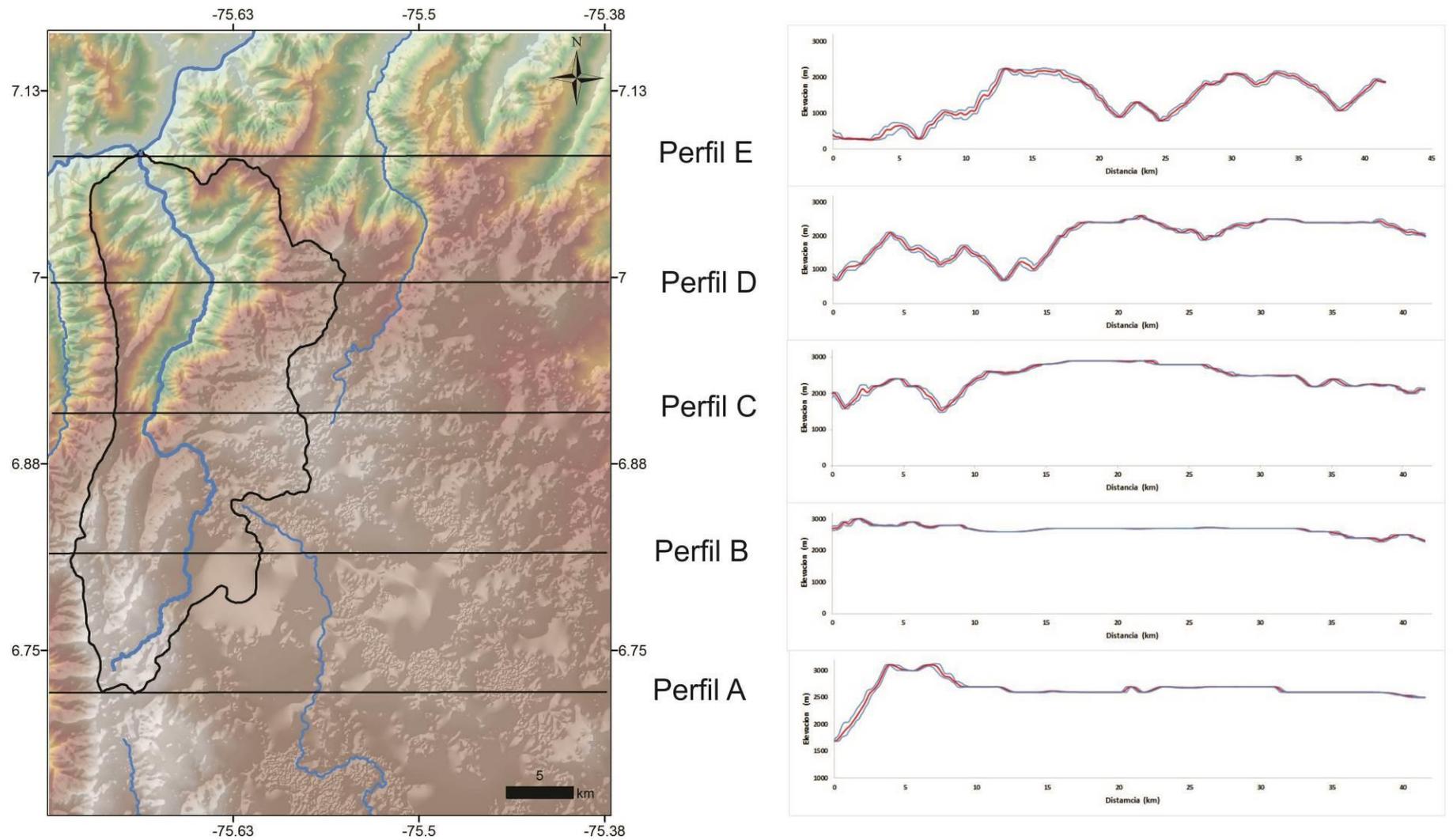


Figura 3-12. Perfiles transversales en sentido W-E a lo largo de la CRSA.



### **3.5. Discusión**

#### **3.5.1. Morfología comparada de cuencas**

El factor de asimetría AF en las cuencas analizadas varía entre 0.25 para la cuenca de la quebrada Juan García y 0.70 para la cuenca del río Chico. Este índice sugiere basculamientos (Hare y Gardner, 1985; Keller y Pinter, 2002) al occidente para las cuencas San Andrés, Juan García y Santa María relacionadas con el avance del frente de erosión del CRC. La cuenca del río Aurrá muestra basculamientos hacia el sur y la cuenca del río Espíritu Santo presenta asimetría nula. Por el contrario, las cuencas de los ríos Chico y Río Grande localizadas en el AA presentan valores de AF que sugieren basculamientos hacia el oriente, consecuentes con la hipótesis de basculamiento tectónico del AA como efecto de las fases finales de acreción provenientes del occidente (ver Arias, 1999).

El factor de forma  $R_f$  muestra valores entre 0.18-0.46 siendo mínimo en la cuenca de la quebrada Santa María y máximo en la cuenca del Río Grande. La CRSA muestra un valor de 0.36 indicando formas relativamente elongadas. El índice de elongación  $R_e$  en general varía entre 0.82 y 1.36, es  $<1$  para las cuencas Espíritu Santo, Santa María y Chico, siendo esta última la de mayor elongación, mientras que para las cuencas Juan García, Aurrá y Río Grande es  $> 1$  mostrando grados de elongación menor, la CRSA muestra un valor de 1.13 indicando formas relativamente ensanchadas. El índice de relieve  $R_h$  muestra variaciones entre 22 - 138 indicando el mayor gradiente topográfico para las cuencas Juan García y Santa María, ambas incluidas dentro del CRC, mientras que los valores más bajos corresponden a las cuencas Río Grande y Chico. La CRSA muestra un valor de 77.07 que indica un gradiente relativo intermedio. La razón de circularidad  $R_c$  presenta variaciones entre 0.32 y 0.54 siendo mayor en la cuenca del río Aurrá y menor en la cuenca del río Chico. La CRSA muestra un valor de 0.43 que sugieren circularidades intermedias.

Evidentemente, existe una relación entre los índices  $R_f$ ,  $R_e$ ,  $R_h$ ,  $R_c$ , el gradiente hidráulico y la tasa de erosión. Sin embargo los controles tectónicos y/o litológicos influyen en estos parámetros y por lo tanto son insuficientes para evaluar influencias tectónicas directas sobre el paisaje actual. Aun así la morfología de la CRSA en general muestra valores intermedios respecto a las cuencas vecinas indicando quizá un comportamiento híbrido condicionado por encontrarse simultáneamente en los dominios AA y CRC.

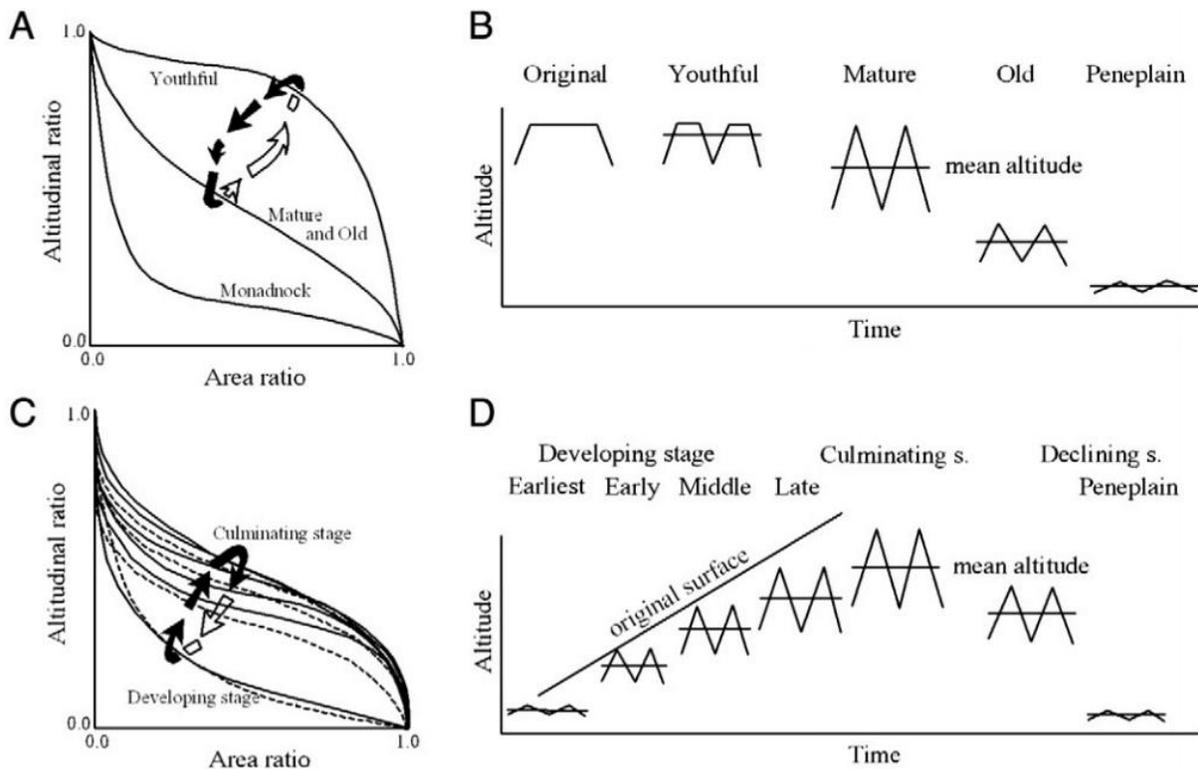
#### **3.5.2. Hipsometría**

Los valores de HI obtenidos varían entre 0.27 y 0.63 siendo máximos en la CRSA (ver figura 3-1). Las cuencas que nacen en el AA y drenan al CRC junto con las que se encuentran dentro de este muestran valores de HI intermedios que podrían indicar un estado de equilibrio meta-estable o transitorio en función de la erosión y el levantamiento. Estos datos indican que la CRSA posee un factor de rejuvenecimiento fluvial mayor en comparación con las cuencas de los ríos Aurrá y Espíritu Santo a pesar de encontrarse en condiciones de captura fluvial relativamente similares, algunos de los cuales se han reportado recientemente en otros lugares de los Andes del Norte

(e.g. Struth, et al., 2015) y otros sistemas orogénicos (Babault et al., 2013; Antón, 2014) alrededor del mundo.

En el caso de la CRSA es factible que esta anomalía esté relacionada con la actividad reciente de la FES cuya cinemática en el extremo suroccidental es predominantemente lateral derecho con componente inversa y/o la dinámica erosiva del CRC. Esta característica es importante porque demuestra un estado de equilibrio transitorio directamente relacionado con la actividad de la FES. Finalmente los valores más bajos de HI corresponden a las cuencas localizadas en el AA, indicando estados de evolución relativamente maduros característicos de paisajes relictos (ver Cheng et al., 2012) (ver Figura 3-13).

**Figura 3-13.** Estados de evolución de los sistemas fluviales en función de sus propiedades hipsométricas. a) Variaciones de la curva hipsométrica según Strahler (1952). b) Cambios en el relieve inferidos bajo el modelo Davisiano (Davis, 1899). c) Variaciones de la curva hipsométrica según Ohmori, (1993). d) Cambios en el relieve bajo el modelo de Hack (1976). Tomado de Cheng et al., (2012).



### 3.5.3. Perfil longitudinal del río San Andrés e índice SL

El perfil longitudinal exhibe un estado transitorio de la cuenca del río San Andrés (Figura 3-2a) que puede establecerse en el tiempo desde la formación de superficies de erosión antiguas en el AA. Sobre este perfil aparece un cambio de pendiente contrastante hacia la cota 2300 con valores de SL > 5 que se localiza en la zona de transición entre el AA y el CRC. Este punto coincide con la zona de influencia de la FES, indicando un cambio de pendiente o *knickpoint* tectónico según Castillo y Lugo-Hubp (2011). Una observación detallada del perfil y su relación

con el índice SL indica variaciones locales dentro de cada dominio permitiendo segmentar el perfil en tramos (Figura 3-2b). Dentro del AA se identifican tres segmentos, el primero y más antiguo representa el nacimiento del río San Andrés sobre la superficie de erosión Pre-A dentro del dominio AA como un paisaje relictivo que aún se conserva moderadamente incisado. El segundo segmento tiene como característica morfométrica principal una pendiente muy baja y un comportamiento fluvial de meandros encajonados y corresponde a la superficie de erosión SI de baja incisión. El tercero se reduce a un tramo corto de baja inclinación, y forma escalonada donde ocurre la transición entre AA y cañón del río San Andrés. El tramo del río San Andrés controlado por la FES define el cuarto segmento y se caracteriza por ser el tramo encañonado del río con procesos de incisión vertical, movimientos en masa y caída de rocas, mientras que el último tramo se identifica en la parte baja de la cuenca hacia el occidente de la FSRt y está caracterizado principalmente por valles encañonados que han sido rellenados por sedimentos formando sistemas de terrazas escalonadas en el sector del Valle de Toledo.

#### **3.5.4. Concavidad y verticalidad**

Los valores del índice de concavidad –  $\theta$  y verticalidad –  $K_s$  se muestran en la figura 3-2c. Aquí es notorio el contraste en los valores obtenidos para cada dominio geomorfológico con valores de  $K_s$  entre 12-17 y  $\theta$  menores de 0.36 en el AA, y valores de 56 y 0.4 para  $K_s$  y  $\theta$  respectivamente en el tramo del CRC. Estos datos ponen en evidencia el estado de equilibrio transitorio del perfil del río San Andrés en función del levantamiento diferencial de la superficie ( $U_s$ ) y la tasa de erosión (E) (ver Whipple, 2001; Snyder et al., 2000, Wobus et al., 2006; Whittaker et al., 2008, Whittaker, 2012). Estos valores por sí solos no permiten estimar un valor numérico de la tasa de erosión, pero sí permiten establecer relaciones espaciales con el levantamiento diferencial del AA donde se conservan geoformas en un estado de equilibrio meta-estable, además de indicar que la propagación de la onda erosiva y migración remontante de quiebres de pendiente a través del río San Andrés posee un importante control tectónico por parte de la FES.

#### **3.5.5. Índice $V_f$**

La distribución de valores del índice  $V_f$  a lo largo del perfil longitudinal del río San Andrés se representan en la figura 3-3. Los valores más bajos del índice  $V_f$  ( $< 0.001$ ) indican la predominancia de procesos de incisión marcada en tres tramos principales. El primero se encuentra en el escarpe que separa las superficies de erosión Pre-A y SI. El segundo aparece contrastantemente en la transición entre el AA y el CRC sobre la zona de influencia de la FES. El tercero y último tramo en la porción baja de la CRSA demarca el grado y distribución de la erosión remontante del CRC sobre el AA. Los valores más altos del índice  $V_f$ , se reportan sobre la superficie SI, indicando procesos de incisión fluvial incipiente, socavación de orillas y migración lateral del cauce consecuente con los bajos gradientes hidráulicos en este sector del AA. La superficie de erosión Pre-A muestra valores intermedios de  $V_f$  (ver figura 3-4).

### **3.5.6. Índice R1**

El valor del índice R1 para la cuenca del río San Andrés es de 1.23 indicando que  $I_b > I_r$ . Por lo tanto la cuenca se encuentra en un estado transitorio hacia el equilibrio (Figura 3-5). Es importante resaltar que la distribución espacial de los frentes de erosión a escala del canal principal  $H_r$  y los drenajes tributarios  $H_b$  presentan marcadas variaciones locales. En el sector de transición entre el AA y CRC el canal principal muestra un grado de incisión mayor respecto al avance de los tributarios, sugiriendo una propagación relativamente reciente del quiebre de pendiente en la zona de influencia de la FES como respuesta a una perturbación tectónica igualmente reciente, mientras que en los extremos superior e inferior las curvas  $H_r$  y  $H_b$  tienden a igualarse. Esta aproximación sugiere una respuesta morfotectónica del sistema fluvial a una perturbación tectónica en la zona de influencia de la FES del orden de  $10^5 - 10^6$  años y un estado de equilibrio meta-estable en el AA y la parte baja de la CRSA con respuestas morfotectónicas de más de  $10^6$  años (ver Demoulin, 2011, 2012).

### **3.5.7. Análisis de superficie y perfiles transversales**

Los resultados del análisis de la estructura del paisaje se presentan en las figuras 3-6 a 3-11. La figura 3-6 muestra los elementos base para realizar una caracterización de la estructura del paisaje mediante geomorfometría. Los contrastes morfológicos quedan expuestos con sólo observar la distribución de elevaciones, pendientes y orientación de las pendientes entre el AA y el CRC, sin embargo, hay que anotar que el modelo de elevación empleado para el análisis posee artefactos inherentes a su construcción, específicamente en las áreas donde las curvas de nivel son muy espaciadas.

Los valores máximos y mínimos de relieve relativo - RR se concentran en el cañón del río San Andrés y el CRC respectivamente (ver figura 3-7), definiendo un límite tajante a lo largo de la zona de influencia de la FES. Este se marca menos en las vertientes del extremo suroccidental de la cuenca donde se localizan las cuchillas alineadas del páramo de Santa Inés y la cuenca de la quebrada Juan García. El relieve relativo máximo alcanza valores de hasta 608 m y valores mínimos de 0 m para el análisis de vecindad 10x10, mientras que a 300x300 se obtiene un máximo de 2350 m y un mínimo de 28.5 m. Una estimación de las tasas de erosión es posible a partir de los valores de relieve local y la ecuación de Ahnert (1970). El valor promedio de relieve local en el AA varía entre 0 y 28.5 metros, mientras que en la parte baja de la CRSA varía entre 608 y 2350 metros. A partir de esto y usando la ecuación de Ahnert (1970) las tasas de erosión en el AA es de menos de 0.01 km/Ma y en la parte baja de la CRSA es de 0.08 y 0.35 km/Ma. Las mayores variaciones de pendiente - SV se localizan en el CRC y el CRSA, mientras que los menores gradientes se encuentran en el AA, exhibiendo un comportamiento similar en la zona de potencial captura del río San Andrés (ver figura 3-8).

La distribución espacial de las superficies de erosión Pre-A y SI y el frente de erosión del río Cauca y el río San Andrés se hacen visibles a diferentes escalas mediante el índice TRI (ver figura 3-9). En particular se nota una gradación creciente en la rugosidad entre SI, Pre-A, el CRC y el CRSA, siendo máximo en este último e indicando una concentración del frente de erosión en la zona de influencia de la FES. Es importante resaltar que existen zonas con valores de TRI

relativamente bajos en la cuenca media del río San Andrés, estas zonas corresponden a geformas colinadas de la superficie de erosión SI. La superficie de erosión Pre-A se alcanza a observar como un conjunto de elevaciones con topes planos y ondulados característicos de paisajes relictos.

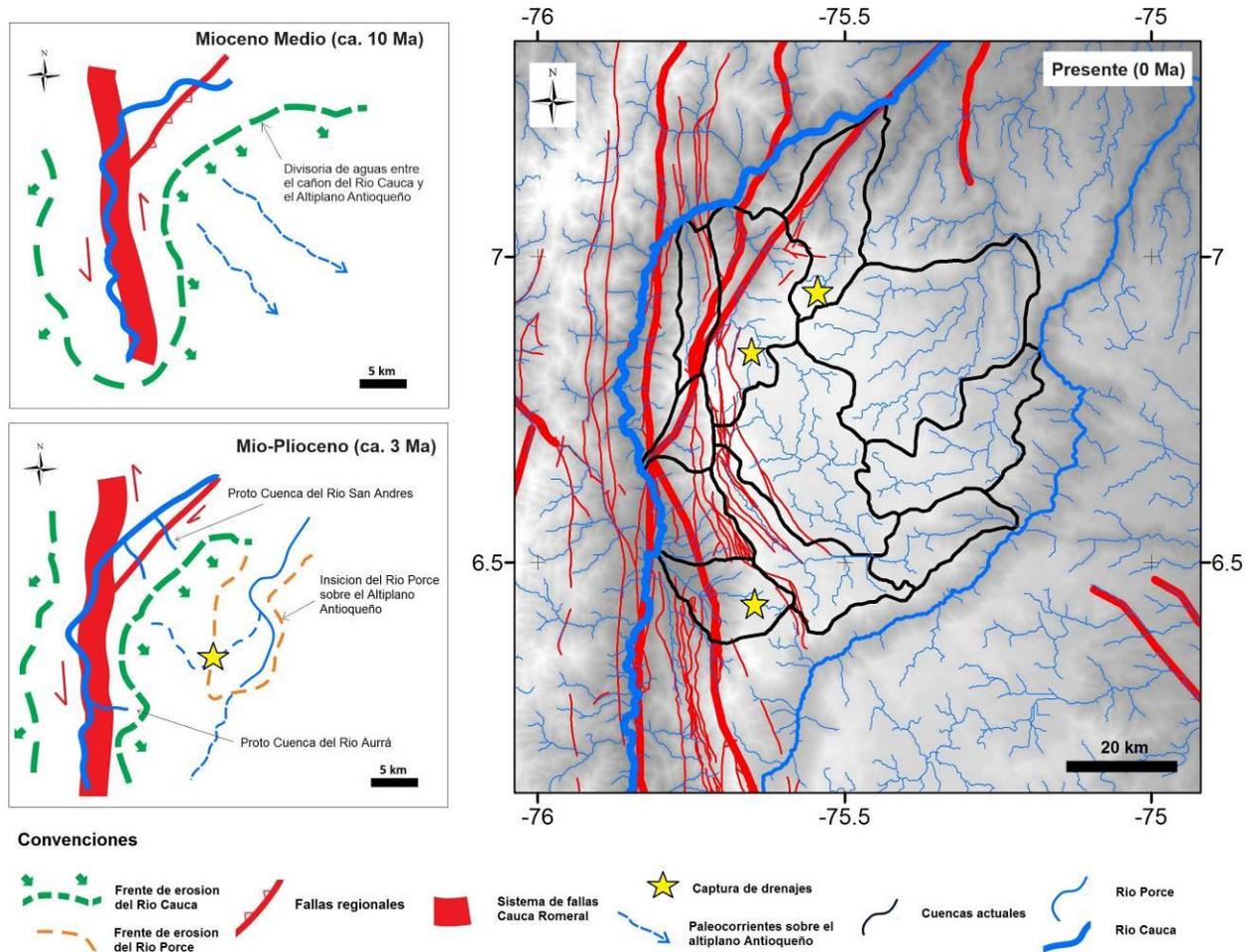
Los resultados del análisis hipsométrico sobre el DEM se presentan en la figura 3-10. Los valores máximos de HI se relacionan con estados transitorios de las cuencas ya que alcanzan entre 0.95-0.98, y los valores mínimos de HI que tienden a cero se relacionan con cuencas maduras o cercanas a un equilibrio estable. En general los valores bajos se concentran al oriente de la FES sobre el AA mostrando el estado de equilibrio local dentro de las superficies Pre-A y SI. Por el contrario al occidente de la FES los valores de hipsometría son predominantemente intermedios indicando el avance de los procesos erosivos remontantes. Las variaciones en la celda de remuestreo permiten observar donde se concentran zonas con valores extremos de hipsometría e indican una zona de muy bajo HI en la cuenca media del río San Andrés (ver Figura 3-10), donde probablemente ocurrió la captura del río San Andrés por parte del frente de erosión del río Cauca, separándola de la cuenca del Río Grande.

Los valores más altos de isobase se concentran al oriente de la FES y muestran indicios de una relación con las superficies de erosión reportadas en el AA, mientras que en el CRC y sus tributarios las isobases indican grados de erosión más avanzados. En este caso se observa un contraste bien definido aunque no tajante sobre la FES indicando quizá que en la actualidad los procesos tectónicos y erosivos poseen tasas relativamente similares. En el AA las superficies isobase a diferentes rectángulos de remuestreo indican una conexión entre las superficies de erosión ubicadas en las cabeceras de los ríos San Andrés y Río Grande y las cabeceras del río Espíritu Santo (ver figura 3-11). Es notable que las isobases indican un mayor gradiente en la potencial zona de captura del río San Andrés reflejando la tendencia de los sistemas de drenaje a fluir sobre la cuenca del Río Grande antes de ocurrir la captura por parte del CRC (Figura 3-14).

En síntesis, los contrastes morfológicos en la zona de estudio no se localizan sobre el trazo principal de la FES sino en su extremo oriental, sobre la margen derecha del río San Andrés dificultando una interpretación en términos de la predominancia de procesos tectónicos y/o erosivos. Esta situación plantea que a pesar de presentarse un fallamiento activo en la zona de influencia de la FES, los procesos erosivos también juegan un importante papel determinante en la evolución de la cuenca hasta el presente.

Los perfiles transversales realizados sobre la cuenca del río San Andrés proveen un barrido en sentido S-N contrario al avance del frente de erosión del río Cauca en dirección N-S, de esta manera se puede visualizar la evolución de un paisaje relictos con cerros testigos y penillanuras disectadas? (ver figura 3-12, perfil A) en relación con los procesos de erosión y modelado de la superficie. En particular, se puede observar la erosión de la superficie Pre-A y la inversión del relieve para la superficie de erosión SI (ver figura 3-12, perfiles B y C), así como los procesos de incisión fluvial recientes (ver figura 3-12, perfiles D y E) asociados a las etapas finales de la orogenia Andina (<12 Ma). Aún así no se tiene un control temporal detallado de los procesos erosivos en la cuenca del río San Andrés.

**Figura 3-14.** Esquema interpretativo (hipótesis) de la evolución por captura de sistemas fluviales en el AA por avance del frente de erosión del Río Cauca en sentido Norte-Sur.



### 3.6. Conclusiones

El análisis geomorfométrico llevado a cabo sobre las cuencas de los ríos San Andrés, Espíritu Santo, Aurrá, Río Grande, Chico, y las quebradas Santa María y Juan García en general sugiere basculamientos tectónicos heredados. Tales basculamientos podrían producir cambios en la dirección del drenaje, que controlan el sistema fluvial hacia el oriente en el AA y basculamientos de naturaleza fluvial al occidente sobre las cuencas que drenan sobre el Cauca.

Las características hipsométricas de las 7 cuencas analizadas sugieren estados de equilibrio meta-estable en el CRC, rejuvenecimiento de las cuencas del AA y un valor máximo de HI para la CRSA en comparación con las cuencas del río Espíritu Santo y el río Aurrá las cuales muestran condiciones similares de captura fluvial por parte del CRC, sugiriendo perturbaciones tectónicas de la FES sobre la CRSA.

El perfil longitudinal del río San Andrés muestra un estado de equilibrio transitorio con la ocurrencia de quiebres de pendiente en relación directa con la FES, sin embargo no se puede

descartar una componente de carácter erosivo determinada por el contacto litológico entre rocas metasedimentarias y graníticas que contribuya a la formación de *knickpoints* en la zona de influencia de la FES.

Los índices de concavidad –  $\theta$  y verticalidad –  $K_s$ , integrados con el índice  $V_f$ , soportan la ocurrencia de paisajes relictos en el AA y paisajes renovados en el CRC. Estos datos sugieren levantamientos diferenciales de la superficie con aumento del potencial erosivo en el bloque occidental y propagación de quiebres de pendiente en la zona de influencia de la FES y preservación de superficies de erosión bajo estados de equilibrio meta-estables.

El análisis de superficie aporta elementos para la caracterización de sistemas geomórficos contrastantes y evolución geomorfológica diferencial a ambos lados de la FES. Los valores de RR, HI, TRI e isobase reflejan condiciones morfológicas favorables para la reconfiguración del sistema fluvial y la captura de drenajes en el AA. Estas variables, en conjunto, sugieren que la cuenca del río San Andrés ha sufrido levantamientos diferenciales en función de la dinámica de bloques tectónicos en contacto fallado por la FES controlando los procesos erosivos que han modelado la superficie terrestre para configurar la actual cuenca del río San Andrés desde tiempos post-Miocenos.

Los perfiles transversales, debido a su arreglo geométrico, permiten evaluar los efectos topográficos del avance del frente de erosión del Río Cauca mostrando una transición entre paisajes relictos, la inversión de relieve y el rejuvenecimiento de la red de drenaje en la parte baja de la CRSA.

En conjunto, la morfología de las cuencas y los resultados del análisis hipsométrico caracterizan el comportamiento anómalo de la CRSA, mientras que los índices morfométricos derivados del perfil longitudinal del río San Andrés y la estructura del relieve sugieren un estado de equilibrio transitorio del canal principal relacionado espacialmente con levantamientos diferenciales sobre la zona de influencia de la FES a largo y corto plazo.

## **4. Capítulo 4: Reproductibilidad de edades observadas a lo largo de bloques litotectónicos en el noroccidente de la Cordillera Central a la historia geológica existente mediante modelamiento numérico termomecánico 2D y termocinemático 3D**

### **Resumen**

El modelamiento numérico se ha convertido en una valiosa herramienta para evaluar el comportamiento de diversos sistemas naturales debido a su capacidad de procesar una amplia cantidad de parámetros y reproducir múltiples escenarios a costos de tiempo y dinero relativamente bajos. El trabajo presentado en este capítulo constituye una aproximación metodológica al modelamiento termocronológico 2D y 3D usando los códigos QTQt<sup>®</sup> (Gallagher, 2013) y Pecube<sup>®</sup> (Braun, 2003; Braun et al., 2006, 2012), en los cuales se evalúan variables termocronológicas, isostáticas, estructurales y topográficas como acercamiento complementario para dilucidar acerca de la respuesta termotectónica de la corteza en conjunto con la evolución del paisaje. En particular, este estudio presenta el modelamiento termomecánico y las historias termales 2D a partir de un conjunto de edades AHe y ZHe usando QTQt<sup>®</sup>, además realiza un análisis de sensibilidad de la reproductibilidad de las edades observadas en la zona a partir de la historia geológica hasta ahora conocida usando Pecube<sup>®</sup>, gracias a la capacidad del modelamiento termocinemático directo (*forward*) 3D que adicionalmente permite evaluar el comportamiento de las tasas de exhumación en el borde noroccidental de la Cordillera Central, Andes del Norte.

Dos pulsos de exhumación/enfriamiento/levantamiento se identifican en las historias termales derivadas del modelamiento termomecánico QTQt<sup>®</sup>. Un primer pulso entre 55-40 Ma y un segundo entre 25-20 Ma, con perturbaciones de la estructura termal en el primero y una tasa de enfriamiento mayor respecto al segundo pulso, en el cual la erosión no altera la estructura termal y se preservan paisajes relictos a pesar de sufrir levantamiento tectónico.

Los escenarios evaluados en el modelamiento 3D usando Pecube<sup>®</sup> comprenden las cinco fases de exhumación previamente establecidas en la sección 1.2.2, asumiendo en todo momento una fase constructiva de la topografía desde el Paleoceno hasta el presente. Los parámetros de entrada se extrajeron principalmente de la literatura, se incluyó una estructura simple que delimita bloques litotectónicos y representa la FES. Las tasas de exhumación se variaron sistemáticamente en cada escenario hasta encontrar el menor valor de *misfit* en relación con nuevas edades termocronológicas (U-Th)/He en apatito y circón.

A pesar de esto los resultados expuestos son preliminares ya que existen limitaciones temporales para correr una mayor cantidad de modelos directos en relación con otras variables como la producción de calor, el espesor de la corteza, la evolución del paisaje, entre otros, para finalmente

implementar modelamientos inversos y confrontar los resultados de estos. Finalmente, las inversiones (*inverse modelling*) no se presentan en este trabajo debido a que se encuentran en fase de desarrollo.

**Palabras clave:** Bloques litotectónicos, Falla Espíritu Santo, Pecube<sup>®</sup>, modelamiento numérico, difusión de calor, tasas de exhumación, sensibilidad.

## Abstract

Numerical modeling has become a powerful tool for evaluating the behavior of various natural systems due to its ability to process a large number of parameters and play multiple scenarios at a relatively low economic and temporal costs. The work presented in this chapter is a methodological approach to 2D and 3D thermochronologic modeling using the QTQt<sup>®</sup> (Gallagher, 2013) and Pecube<sup>®</sup> codes (Braun, 2003; Braun et al., 2006, 2012), which include thermochronologic, isostatic, structural and topographic variables as a complementary approach to assess the thermotectonic response of the crust, in conjunction with the evolution of the landscape. In particular, this study presents the thermomechanical modeling and 2D thermal histories from a set of ZHe and AHe ages using QTQt<sup>®</sup>, also performed a sensitivity analysis of the reproducibility of observed ages in the area from the geological history using Pecube<sup>®</sup>, thanks to the ability of direct 3D thermokinematic modeling which further to assess the performance of exhumation rates in the northwestern edge of the Central Cordillera, Northern Andes.

Two pulses of exhumation/cooling/uplift were identified in the derived thermal modeling thermomechanical QTQt<sup>®</sup> stories. A first pulse between 55-40 Ma and a second between 25 to 20 Ma, with thermal perturbations in the first and a higher rate of cooling, for the second pulse erosion does not alter the thermal structure and preserved relict landscapes despite suffering tectonic uplift. The scenarios evaluated in 3D modeling using Pecube<sup>®</sup> comprise the five phases of exhumation previously set out in Section 1.2.2, assuming at all times constructive phase of the topography from the Paleocene to the present. The input parameters are mainly drawn from the literature, a simple fault structure that defines lithotectonic blocks were included and represents the FES. Exhumation rates were systematically varied in each stage to find the smallest value of misfit in relation to new thermochronological (U-Th)/He ages in apatite and zircon.

Despite this the results presented are preliminary because there are time limitations to run a greater amount of direct models in relation to other variables such as heat production, the thickness of the crust, landscape evolution, among others, to finally implement inverse models and compare the results of these. Finally, inversions (*inverse modeling*) are not presented in this work because they are under development.

**Key words:** Lithotectonic blocks, Espíritu Santo Fault, Pecube<sup>®</sup>, numeric modeling, heat diffusion, exhumation rates.

## 4.1. Introducción

El desarrollo de las bases teóricas que describen los fenómenos naturales y el refinamiento de los sistemas computacionales con una alta capacidad de procesamiento han permitido el surgimiento de herramientas de simulación y modelamiento que posibilitan el análisis integral de una amplia variedad de problemas en ciencias de la tierra, en particular porque se convierte en un instrumento valioso para incluir múltiples variables, identificar relaciones funcionales entre estas y simular una vasta cantidad de escenarios posibles (Braun et al., 2012). Sin embargo, los modelamientos numéricos poseen limitaciones intrínsecas para simular los fenómenos naturales a cabalidad, en parte por la complejidad mismas de los fenómenos que pretenden reproducir, y es necesario tener presente que estos constituyen tan solo una herramienta para procesar información, efectuar análisis estadísticos y lograr un acercamiento parcial a los procesos naturales (Gerya, 2010). Adicionalmente, un modelo numérico debe ser validado con observaciones o datos medidos en el terreno del fenómeno en cuestión para comparar y establecer el grado de desfase o ajuste (misfit) existente entre modelo y realidad.

QTQt<sup>®</sup> (Gallagher, 2013) es un código que permite evaluar la historia termal en dos dimensiones (2D) de un conjunto de edades termocronológicas bajo un espacio muestral usando cadenas de Markov Bayesiana transdimensional Monte Carlo (MCMC), de esta forma permite estimar las trayectorias *tiempo-temperatura* de mejor ajuste indicando variaciones en las tasas de enfriamiento como proxy de eventos tectónicos de carácter regional.

Pecube<sup>®</sup> (Braun, 2003; Braun et al., 2006; 2012) es un código que permite modelar el comportamiento termocinemático de la litósfera. Este sistema permite incluir variables termales, flexurales, estructurales, termocronológicas y topográficas, en tres dimensiones convirtiéndose en una herramienta avanzada para evaluar la historia tectonotermal de la corteza y su respuesta morfotectónica. De esta manera Pecube<sup>®</sup> adquiere relevancia para estimar relaciones entre procesos endógenos y exógenos. A pesar de esto, y teniendo en cuenta que los flujos de masa y energía procesados mediante este código valoran sólo la componente vertical, por lo tanto una de las limitaciones del código es que no constituye una herramienta suficiente para estimar el comportamiento de sistemas de fallas rumbo deslizantes u otros sistemas de fallas con mayor complejidad estructural.

En los Andes del Norte estas técnicas de modelamiento se encuentran en una fase inicial de exploración y aplicación, razón por la cual existen muy pocos trabajos de esta índole (Bustos, 2014; Bustos y Bermúdez, 2015; Bermúdez et al., 2011; 2015). En este capítulo se muestra un acercamiento metodológico al uso y aplicación de modelamientos numéricos en ambientes QTQt<sup>®</sup> y Pecube<sup>®</sup> para evaluar la historia termotectónica y la respuesta morfotectónica del borde noroccidental de los Andes Colombianos.

## 4.2. Antecedentes

### 4.2.1. Modelamiento numérico en ciencias de la tierra

Existen diversas formas de construir modelos en ciencias de la tierra. El modelo más simple es el descriptivo. Así por ejemplo, un mapa geológico-geomorfológico es una representación

simplificada de fenómenos diversos sobre la superficie terrestre que facilita la interpretación de geoformas y su distribución espacial (Stüwe, 2007). Un modelo conceptual también describe la naturaleza de forma cualitativa mediante la interrelación de conceptos que dan cuenta de un proceso o un conjunto de procesos. A partir de modelos conceptuales se pueden desarrollar modelos análogos que permiten evaluar los procesos naturales, en particular los tectónicos de manera experimental escalados en el laboratorio, (Graveleau, et al., 2012). Ahora, mientras más cantidad de variables involucra un modelo más complejo se vuelve (i.e. modelos de evolución del paisaje; (ver Braun y Sambridge 1997), y su procesamiento se dificulta. Sin embargo los modelos numéricos surgen como una alternativa relevante al poseer un carácter cuantitativo susceptible a análisis estadísticos.

En la actualidad, el desarrollo de las bases teóricas que describen de los fenómenos fisicoquímicos mediante ecuaciones diferenciales y herramientas matemáticas, el grado de refinamiento de los sistemas computacionales, el aumento de su capacidad operativa mediante el uso de supercomputadoras (*clusters*) y la optimización de lenguajes de programación ha catalizado la aplicación de modelos numéricos en la solución de una amplia variedad de problemas en ciencias de la tierra (ver Gerya, 2010); debido a su capacidad de procesar una amplia cantidad de datos y simular condiciones irreproducibles en el laboratorio.

Existen dos estrategias de modelamiento numérico ampliamente usadas en ciencias de la tierra: el modelado directo (*forward*) y el inverso (*inverse*). De manera simplificada el modelamiento directo parte de la formulación matemática o física de un fenómeno (e.g. ecuaciones diferenciales) y asume unos datos de entrada y unas condiciones de frontera para predecir el comportamiento de dicho fenómeno en el tiempo. Por otro lado el modelamiento inverso consiste en dejar libre una gran cantidad de parámetros y dejar que el código numérico escoja una o más familias de modelos que convergen a una solución basada en los ajustes entre datos observados y predichos por el modelo. Finalmente, la escogencia de los modelos se hace mediante el tratamiento estadístico del conjunto de datos u observaciones.

#### **4.2.2. Modelamiento termomecánico 2D y estimación de historias tiempo-temperatura**

En el caso del modelamiento tectono-termal (o termomecánico) el objetivo consiste en predecir edades termocronológicas y tasas de exhumación a partir de las ecuaciones que dominan los procesos de difusión termal y decaimiento radioactivo para posteriormente computar las trayectorias t-T de una muestra que mejor se ajustan a los datos de entrada (ver Ketcham 2005; Gallagher et al., 2005a, 2005b). Por el contrario la filosofía de modelamiento inverso en termocronología puede expresarse de la siguiente forma: si se conocen las concentraciones de isotopos padres e hijos y la geometría de los cristales de un conjunto de muestras, ¿cómo es la historia termal que muestra mejor grado de ajuste?

El modelamiento de historias tiempo-temperatura o termomecánico, es una técnica que usa aproximaciones numéricas para evaluar el comportamiento mecánico de un material, en este caso la corteza terrestre, en función de la temperatura usando métodos estadísticos. Este tipo de modelamiento permite estimar la evolución temporal de una falla (e.g. si se cuenta con datos termocronológicos en zonas de cizalla), pero no su geometría debido a que pequeñas variaciones en las condiciones de frontera producen diversos patrones geométricos (Gerya 2004, 2010).

Actualmente se han desarrollado diversas herramientas computacionales para procesar datos termocronológicos usando el modelamiento termomecánico (Ehlers et al., 2005). Entre las más utilizadas se incluyen HeFTy<sup>®</sup> (Ketcham, 2005), que extiende la funcionalidad de su predecesor llamado AFTSolve (Ketcham et al., 2000), y QTQt<sup>®</sup> (Gallagher, 2013), los cuales permiten construir modelos termomecánicos en 2D a partir de datos termocronológicos (i.e. (U-Th)/He, huellas de fisión, longitud de trazas de fisión, reflectancia de la vitrinita, entre otros).

HeFTy<sup>®</sup> tiene la capacidad de calcular simultáneamente soluciones hasta 7 termocronómetros diferentes para una única muestra, mientras que QTQt<sup>®</sup> tiene la ventaja de que permite inferir las historias termales usando múltiples muestras particularmente para los termocronómetros de baja temperatura como trazas de fisión o (U-Th)/He.

Mientras que el primer código utiliza métodos de Monte Carlo para el recorrido del espacio muestral, donde se quiere ajustar una función de densidad a los datos termocronológicos de entrada, el segundo programa QTQt<sup>®</sup> emplea los mismos principios, a diferencia de que permite examinar los modelos basados en las cadenas de Markov Bayesiana transdimensional Monte Carlo (MCMC) y en algoritmos de máxima verosimilitud. El desarrollo del método para modelar la historia térmica se da en Gallagher (2012b), mientras que un análisis de las ventajas comparativas y los escenarios de aplicación entre HeFTy<sup>®</sup> y QTQt<sup>®</sup> es presentado por Vermeesch y Tian (2015). QTQt<sup>®</sup> por ser un método iterativo es evaluado mediante el parámetro *Likehoon chain* el cual muestra mayor ajuste en función del número de iteraciones (Gallagher, 2013).

#### **4.2.3. Modelamiento termocinemático 3D**

Pecube<sup>®</sup> es un código desarrollado por Braun (2003) capaz de resolver la ecuación de difusión, producción de calor y advección de masa en 2D y 3D usando el método de elementos finitos (Burden y Faires, 2002). Una expresión general de estas ecuaciones combinadas posee la forma:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + v \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{A}{\rho c}$$

En dicha expresión  $k$  es la difusividad termal,  $v$  es un parámetro de flujo de calor por advección y  $A/\rho c$  es un parámetro de producción de calor. En este caso el modelamiento es de carácter termocinemático ya que permite predecir la respuesta de las isothermas, la topografía, la producción de calor radiogénico y por fricción en zonas de fallas a través del tiempo, además de incluir la topografía (i.e. modelo de elevación digital) y los sistemas de fallas como condiciones de frontera (Braun et al., 2012). Asumiendo el estado estacionario, y realizando una parametrización de las variables se puede expresar una solución de la forma:

$$T'_{(z')} = \frac{(1 - e^{-Pe z'})}{(1 - e^{-Pe})}$$

donde  $T'$  es la temperatura en función de la profundidad  $z'$  y  $Pe$  es el número de Peclet (ver Dowden, 2001), que es función de del flujo de calor  $v$ , el espesor cortical  $L$  y el coeficiente de difusión  $k$  mediante la expresión:

$$Pe = \frac{vL}{k}$$

Este parámetro permite evaluar el comportamiento de las isothermas en función de las tasas de exhumación y así evaluar el flujo de masa de entrada. De esta forma el software está en capacidad de integrar datos tectónicos y topográficos que permiten predecir la edad de cierre de diversos sistemas termocronológicos y la distribución espacial del campo de temperaturas en la vertical como respuesta a procesos de levantamiento/erosión/exhumación, y a partir de esto construir modelos termocinmáticos de la corteza y de evolución del paisaje (Braun et al., 2012).

Pecube<sup>®</sup> permite incluir la geometría y cinemática de fallas que posiblemente perturben las isothermas de forma local o regional. Para efectuar el modelamiento termocinmático se asume que no hay influencia del movimiento de fluidos y que la advección y conducción son los mecanismos dominantes de transferencia de calor en las rocas de la corteza (Braun et al., 2012).

Su aplicación en termocronología ha permitido refinar las estimaciones de las historias tectono-termales y también explorar las relaciones complejas entre procesos endógenos y exógenos (Van der Beek, 1995; Burbank y Anderson; 2001; Willet y Brandon, 2002; Bishop, 2002; 2010; Duretz et al., 2011; Braun et al., 2012). La integración de estas aproximaciones se ha convertido en una herramienta valiosa para construir y validar modelos teóricos sobre la historia termal, la morfotectónica y la evolución del paisaje en provincias geológicas muy diversas.

Para correr el modelamiento directo (*forward*) es necesario introducir condiciones iniciales y condiciones de frontera que definen un escenario de evolución termo-tectónico lo más cercano posible a las condiciones del área de estudio. Sin embargo, algunos parámetros de entrada como los intervalos o fases y las tasas de levantamiento/exhumación acelerado y la configuración y evolución de la superficie terrestre, parametrizada como el factor de amplificación topográfica ( $\beta$ ), varían significativamente con el tiempo y, al modificarlos Pecube<sup>®</sup>, pueden evaluar diversos escenarios de exhumación. Mediante métodos Lagrangianos y Eulerianos se estiman los flujos de masa y energía en dirección vertical, de forma que las edades predichas (resultados del modelo) se aproximen a las edades observadas (resultados de la termocronología). Por esta razón, se computan diversos modelos forward para abarcar una amplia gama de posibles soluciones en diferentes escenarios, predominantemente bajo el control de datos estructurales, litológicos, geotermales, etc. existentes en la literatura. La selección del modelo de mejor ajuste se basa en el cálculo del error cuadrático medio o '*misfit*' mediante la expresión:

$$Misfit = \frac{1}{n} \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (t_{obs}^i - t_{cal}^i)^2}{error_{obs}^i}}$$

donde  $n$  es el número de observaciones,  $t_{obs}$  y  $t_{cal}$  corresponde a las edades observadas y predichas por Pecube para cada una de las muestras  $i$ .

En los Andes del Norte la aplicación de modelamientos termales 3D apenas se inicia con los trabajos de Bermúdez et al (2011) y Bustos et al., (2013), demostrando ser una herramienta poderosa aún en proceso de implementación. Las aproximaciones presentadas en este capítulo constituyen uno de los primeros acercamientos a la metodología de modelamiento numérico usando el software Pecube® en Colombia (ver Bustos et al., 2013), razón por la cual los alcances del modelamiento son exclusivamente metodológicos.

### 4.3. Métodos analíticos

Dadas las características de cada aproximación metodológica, y la disponibilidad de datos geológicos en la literatura, el modelamiento termomecánico usando QTQt® y por ende la obtención de historias termales (T-t) se aplicó solo en el bloque oriental, mientras que el modelamiento termocinemático Pecube® se realizó sobre ambos bloques litotectónicos.

#### 4.3.1. Modelamiento de historias tiempo-temperatura usando QTQt®

Con la finalidad de reconstruir las historias de enfriamiento y de evolución termal de los bloques litotectónicos mencionados anteriormente en el Capítulo 1, se modelaron un total de 8 edades termocronológicas (U-Th)/He en apatito y circón usando el código QTQt® (Gallagher, 2013), tres edades sobre el bloque occidental y cinco para el bloque oriental. En ambos casos la diferencia vertical es de entre 800-900 metros. Los datos de entrada se muestran en la tabla 4-1.

**Tabla 4-1.** Datos de entrada y restricciones usados en el modelamiento termomecánicos usando QTQt®.

Edades termocronológicas de entrada para el bloque oriental				
Muestra	Elevación (msnm)	Método	Edad (Ma)	Error
GET-PV-030	2783	ZHe	51,3	1,3
GET-PV-032	2584	ZHe	52,1	1,3
GET-PV-034	2392	ZHe	51,9	1,3
GET-PV-038	2108	AHe	39,9	1,5
GET-PV-040	1889	ZHe	55,3	1,4
Restricciones empleados para el modelamiento QTQt®				
Muestra	Elevación (msnm)	Método	Edad (Ma)	Error
AB-8	2650	ZFT	55,9	1,2
AB-8	2650	AFT	46,1	2
SR-CC3	1070	AHe	24,2	1,2

El espacio muestral (*Ranges for General Prior*) se delimito para un rectángulo que cubre 50 Ma  $\pm$  50 Ma y 150 °C  $\pm$  70 °C con el fin de estimar la historia termal Meso-Cenozoica de la corteza superior, es decir los últimos 8 kilómetros (i.e. 220 °C con un gradiente geotermal promedio de 25 °C/km). Además, se utilizaron dos edades de huellas de fisión de Sáenz (2003), muestra AB-8 y una edad (U-Th)/He en apatito de Restrepo-Moreno et al., (2009), muestra SR-CC3, para definir regiones fijas en el espacio muestral (*restricciones o constrains*) que optimizan las

trayectorias tiempo-temperatura, particularmente sobre el bloque oriental, lo cual permite estimar la historia termal del Altiplano Antioqueño (AA). Por el contrario, el bloque occidental no posee datos publicados en la literatura que permitan modelar la historia termal. Por esta razón solo se efectuó el modelamiento en el bloque oriental con parámetros MCMC de 100.000 iteraciones. De esta manera las historias termales obtenidas permiten identificar la tendencia de enfriamiento acelerado y por lo tanto los pulsos de exhumación y levantamiento de los Andes del norte.

#### **4.3.2. Filosofía de modelamiento usando Pecube®**

Dadas las características geodinámicas y geomorfológicas de la zona de estudio (ver Capítulo 1) se evaluaron familias de modelos directos bajo un escenario de cinco pulsos de exhumación Cenozoicos correlacionables con las fases de levantamiento Andino descritas por ejemplo en (England y Johnston, 2004; Cawood y Buchan, 2007; Restrepo-Moreno et al., 2009, 2013; Cardona et al, 2010; Farris et al., 2011, entre otros), esto se hizo con la finalidad de estudiar la reproductibilidad de las edades observadas al estado del arte o conocimiento que se tiene de la zona de estudio, lo cual conduce a un análisis de sensibilidad.

Un análisis para caracterizar cada uno de los pulsos es necesario para seleccionar los rangos más adecuados de variación de tasas de exhumación y factores de amplificación de la topografía. Para estos modelos se asumió un factor de amplificación de la topografía en la fase inicial de  $\beta = 0$ , indicando que no existía topografía en el Paleoceno, momento el cual se producía la exhumación del Batolito Antioqueño y la formación de superficies de erosión en la Cordillera Central y Occidental cerca al nivel del mar (Dueñas, 1982, comunicación oral a Mike James, en Page 1986). Se asume también que los pulsos Miocenos son los responsables de producir el mayor relieve, i.e.,  $\beta > 0.8$ , detonando la migración remontante de los frentes de erosión y rejuveneciendo el relieve hasta su estado actual.

Con esta filosofía de modelamiento, adicionalmente es posible estimar el orden de las tasas de exhumación, a lo largo de los cinco pulsos de exhumación, necesarias para que el valor de edades calculadas por Pecube® se acerque al valor de edades observadas mediante el método (U-Th)/He en apatitos y circones. Para este fin se computaron un número aproximado de 56 escenarios con variaciones en el valor de las tasas de exhumación  $E$ , entre 0 y 1 km/Ma, tasas en el rango de escudo/cratón hasta Alpinas-Andinas (Montgomery, 2007; Burbank y Anderson, 2011), para finalmente seleccionar el arreglo con menor *misfit*. Un ejemplo de un escenario de exhumación se presenta en la tabla 4-2.

Los datos de entrada para el modelamiento directo corresponden a parámetros termales y flexurales (topo\_parameters.txt) y parámetros de falla (fault\_parameters.txt). Los valores usados en el modelamiento directo como condiciones iniciales y de frontera se resumen en la tabla 4-3.

#### **4.3.3. Parámetros termales y flexurales**

La topografía se derivó de un DEM de 30 metros remuestreado a 500 metros de resolución espacial, de manera que optimizara el tiempo de cálculo en cada escenario. Este archivo se transforma en ASCII.txt y luego se modifica para ser leído por Pecube® (sAndrés.txt). Las edades termocronológicas (U-Th)/He en apatito y circón observadas son colocadas en un archivo de

entrada junto con el número total de observaciones  $n$  con las cuales Pecube<sup>®</sup> calcula el valor de 'misfit'. Aquí se definió el número de fases de exhumación para cada escenario, los ajustes por compensación isostática y el factor de amplificación topográfico  $\beta$ .

#### 4.3.4. Parámetros de falla

En cuanto a los parámetros de falla se modeló la FES como una superficie planar simplificada, de buzamiento vertical, que divide dos bloques litotectónicos independientes dentro del área de trabajo, bloques Oriental y Occidental (de forma análoga a la presentada en Bermúdez et al., 2015; 2011). Dado que se desea ver el comportamiento termo-tectónico de cada bloque por separado, se han incluido dos segmentos de falla con simetría impar que determinan los campos de velocidades de cada bloque litotectónico según el método de Suppe (1983). No se parametrizó la FSRt, ni el bloque intermedio producido por la zona de influencia de la FES, constituyendo un limitante importante en la fase de modelado. Otra limitación relevante se deriva del hecho de que Pecube<sup>®</sup> sólo permite estimar la componente vertical del campo de velocidades, no se incluyen desplazamientos en el rumbo para el modelamiento de la FES, lo cual puede tener implicaciones relevantes en términos de la migración de frentes de erosión, captura fluvial y modelado del paisaje.

Tabla 4-2. Ejemplo de un escenario de exhumación usado en el modelamiento Pecube<sup>®</sup>.

Período – Velocidad (Ma/Km)	Factor de amplificación topográfico $\beta$	Observaciones de modelado	Observaciones de los eventos tectónicos y geomorfológicos
55. 40. -x	$\beta = 0$	Primer pulso entre <b>80 - 40 Ma</b> con una tasa de exhumación variable entre <u>0.3 - 0.7 km/Ma</u> (datos obtenidos en este trabajo). Incluye la temporalidad de las fases Larámica y Pre-Andina.	Convergencia oblicua de la Placa Caribe, exhumación, formación y levantamiento de la superficie de erosión Pre-A. Primer episodio (Eoceno) de la aceleración en la convergencia del sistema Nazca-Farallón/Sur América.
40. 25. -x	$\beta = 0.1$	Segundo pulso entre <b>40 - 25 Ma</b> con una tasa de exhumación de 0.02 km/Ma (Restrepo et al., 2009). Interludio/quiescencia entre las fases Pre-Andina y Proto-Andina.	Convergencia oblicua y desacelerada de la Placa Farallones, inicio de la colisión del arco de Panamá (?), levantamiento de la superficie de erosión Pre-A, formación de SI.
25. 12. -x	$\beta = 0.3$	Tercer pulso entre <b>25 - 12 Ma</b> con una tasa de exhumación de <u>0.24 km/Ma</u> (Restrepo-Moreno et al., 2009) y <u>0.3 km/Ma</u> (Parra 2008, Cordillera Oriental). Incluye las fases Pre-Andina y Eu-Andina I.	Convergencia ortogonal de la placa Nazca, segmentación del arco de Panamá y acortamiento cortical. Levantamiento de Pre-A y SI, formación de SII.
12. 5. -x	$\beta = 0.8$	Cuarto pulso entre <b>12 - 5 Ma</b> con una tasa de exhumación de <u>1 a 2 km/Ma</u> (Parra 2008, Cordillera Oriental) No se tienen datos para la Cordillera Central. Incluye las fases Eu-Andina I y II.	Convergencia ortogonal de la placa Nazca, acreción continuada del BPC y acortamiento cortical. Levantamiento de Pre-A, SI y SII, formación de SIII, basculamiento de las SE al Este.
5. 0. -x	$\beta = 0.95$	Quinto pulso entre <b>5 - 0 Ma</b> con una tasa de exhumación <u>1 a 2 km/Ma</u> (Parra 2008, Cordillera Oriental) y <u>-0.3 km/Ma</u> para la Cordillera Central. Incluye las fases Eu-Andina II a IV.	Convergencia ortogonal de la placa Nazca, acortamiento cortical de la fase final y colisión de la dorsal Carnegie. Levantamiento de y basculamiento de las SE.

**Tabla 4-3.** Parámetros de entrada para el modelamiento Pecube®.

Parámetro	Símbolo	Valor	Unidades	Referencias
<b>Parámetros termales</b>				
Espesor cortical	L	60	km	Poveda (2013)
Difusividad termal	$\alpha$	25	Km <sup>2</sup> /Ma	Braun y Robert, (2005)
Temperatura en la base del modelo	$T_z$	650	°C	Bermúdez et al., (2011)
Temperatura superficial	$T_0$	25	°C	
Tasa de variación atmosférica	$\gamma$	6	°C/km	Eslava, (1992)
Producción de calor cortical	A	0.92	°C/Ma	Braun y Robert, (2005)
<b>Parámetros flexurales</b>				
Densidad de la corteza	$\rho_c$	2700	kg/m <sup>3</sup>	Gómez et al., (2005)
Densidad del manto	$\rho_m$	3300	kg/m <sup>3</sup>	Gómez et al., (2005)
Módulo de Young	E	70	GPa	Gómez et al., (2005)
Módulo de Poisson	$\nu$	0.25		Gómez et al., (2005)
Espesor elástico efectivo	$T_e$	30	km	Galán y Casallas, (2010)

#### 4.4. Resultados

La historia termal obtenida mediante el código QTQt® para el bloque litotectónico oriental se presentan en la figura 4-1.

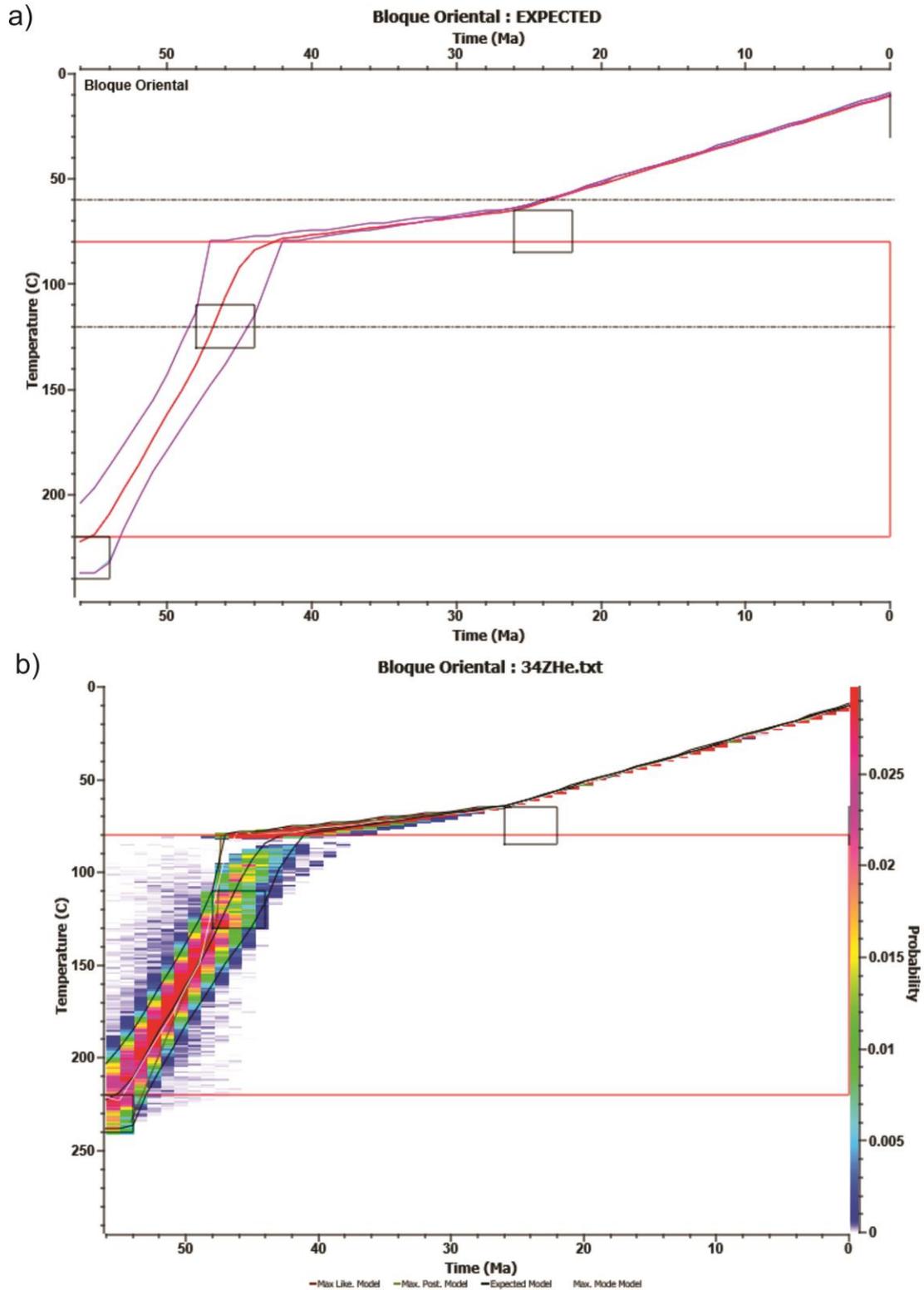
Los resultados del modelamiento directo usando Pecube® para el escenario de evolución tectonotermal que posee menor valor de misfit se presenta en la tabla 4-4 y en la figura 4-2.

**Tabla 4-4.** Parámetros usados en el modelamiento directo con menor valor de misfit.

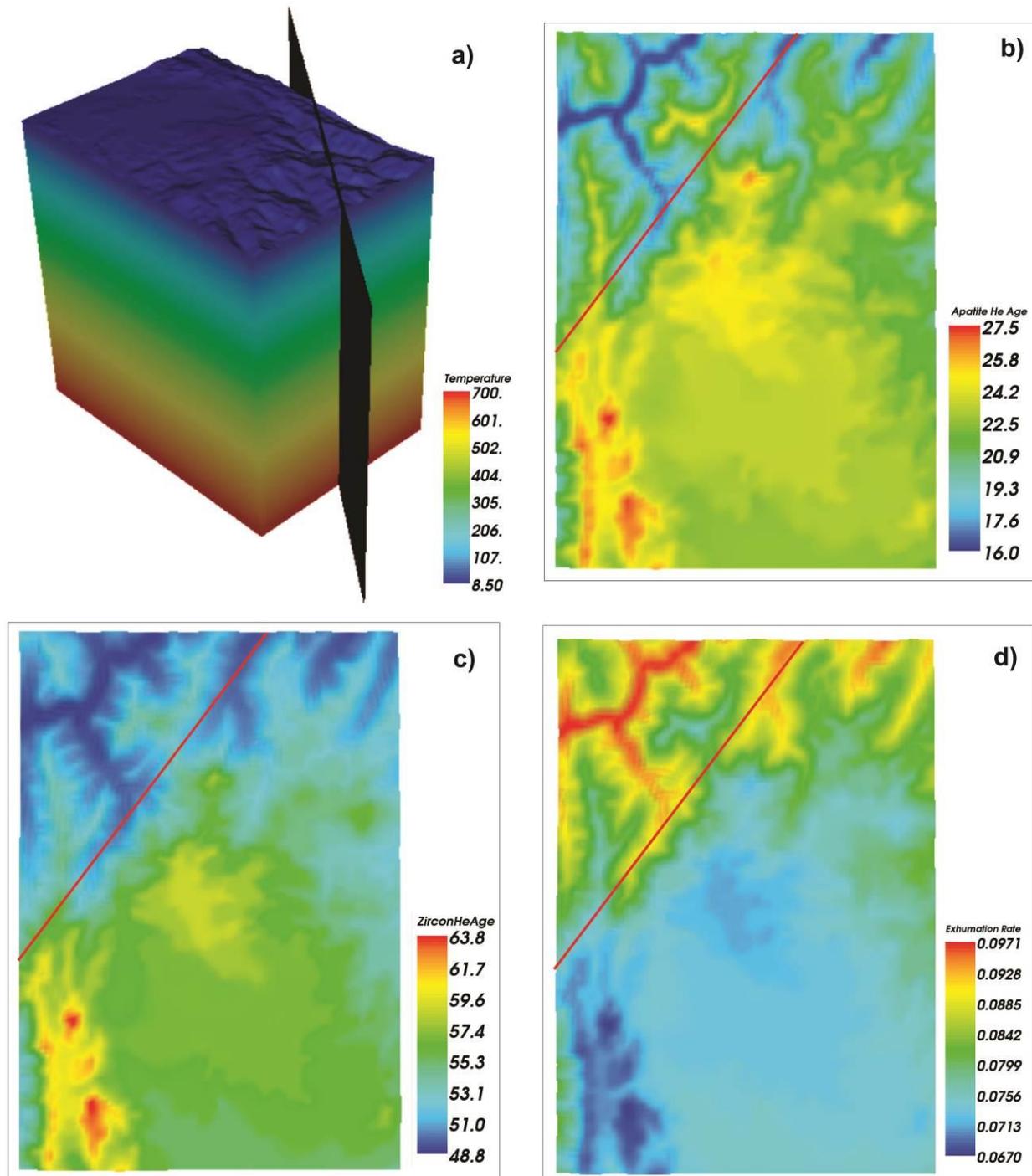
Numero de intervalos de exhumación = 5,					
Factor de amplificación topográfica ( $\beta$ ) = variable, construyendo topografía					
55. 0. 0. 1					
40. 0.1 0. 1					
25. 0.3 0. 1					
12. 0.8 0. 1					
5. 0.95 0. 1					
0. 1. 0. 1					
Período/Velocidad					Misfit
Pre-Andina	Quiescencia	Proto-Andina	Eu-Andina I	Eu-Andina II	
55. 40. -0.5	40. 25. -0.02	25. 12. -0.24	12. 5. -0.1	5. 0. -0.1	1.62601447

La comparación entre edades predichas por el modelo y las edades medidas a partir de los sistemas termocronológicos se presenta en la figura 4-3.

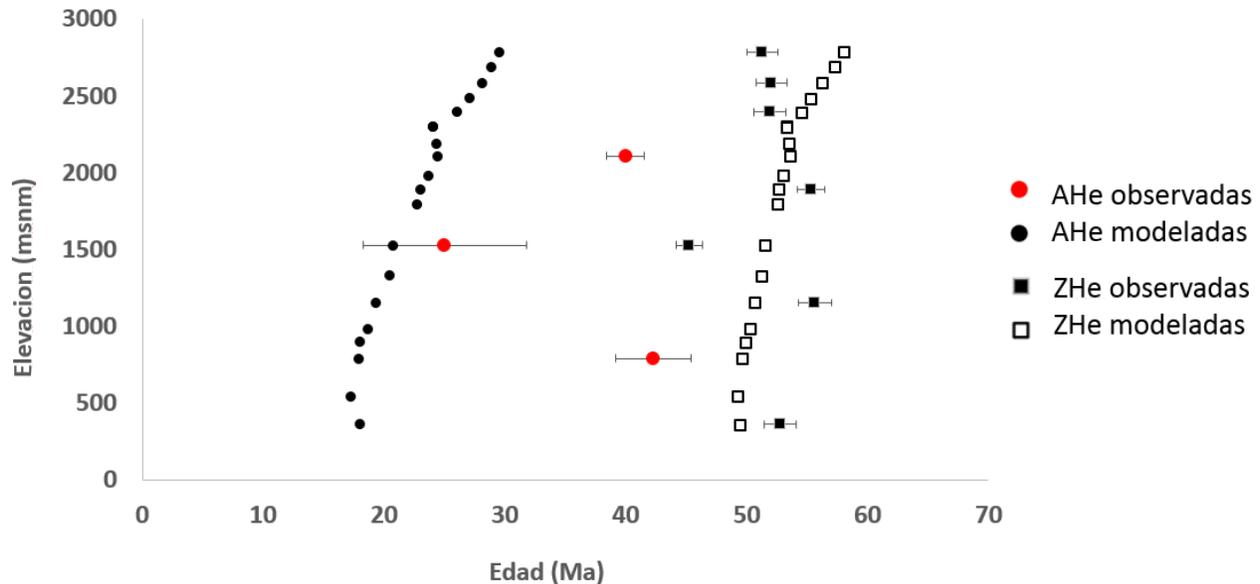
**Figura 4-1.** Resultados del modelamiento numérico en ambientes QTQt®. a) Historia termal (T-t) del bloque oriental, correspondiente al dominio del AA, con restricciones de Sáenz, (2003) y Restrepo-Moreno et al, (2009). b) Historia termal de la muestra GET-PV-034, con la distribución de probabilidad asociada a la mejor trayectoria T-t.



**Figura 4-2.** Resultados del modelamiento numérico en ambientes Pecube®. a) Estructura termal de la corteza en la zona de estudio. b) Edades AHe modeladas, c) Edades ZHe modeladas, d) del Tasas de exhumación computadas para la fase Eu-Andina.



**Figura 4-3.** Comparación de edades medidas vs edades modeladas bajo el código Pecube®.



#### 4.5. Discusión

Los resultados obtenidos durante la fase de modelamiento se enmarcan en un escenario de exhumación concreto de cinco pulsos acorde a los datos presentes en la literatura. De esta forma se integran al modelo datos parciales de las tasas de exhumación correspondientes a las fases iniciales de levantamiento/exhumación para predecir las tasas de levantamiento/exhumación en las etapas finales. Naturalmente esto constituye un sesgo en el análisis, razón por la cual los resultados aquí expuestos son preliminares y por lo tanto adquieren una importancia más metodológica que práctica.

La historia termal obtenida mediante modelamiento termomecánico QTQt® para el bloque oriental, sugiere una trayectoria T-t con dos pulsos principales de enfriamiento acelerado entre 55 y 40 Ma, y hacia 25 Ma (ver figura 4-1), indicando una etapa de exhumación Paleoceno/Eoceno relacionada espaciotemporalmente con la formación de las superficies de erosión características del bloque oriental y un enfriamiento por debajo de 50°C (i.e. < 2 km) a partir del Oligo/Mioceno en el que la estructura termal de la corteza no se ve afectada y se producen procesos predominantemente de levantamiento y modelado del paisaje. Esta aproximación es compatible con los resultados propuestos por Sáenz (2003); Restrepo-Moreno, et al., (2009) y Bustos et al., (2013). Es claro en el modelo obtenido que las tasas de exhumación/enfriamiento en el primer pulso son mayores que en el segundo, esto sugiere que durante el Paleoceno/Eoceno la exhumación por erosión pudo alterar la estructura termal de la corteza superior, mientras que luego del Oligo/Mioceno el levantamiento no fue lo suficientemente intenso como para que la erosión afectara las isotermas.

La estructura termal obtenida mediante modelamiento termocinemático Pecube® no presenta afectaciones considerables relacionadas con exhumación diferencial de bloques. Las edades modeladas presentan un muy buen grado de ajuste para el sistema ZHe, donde el error tiende a cero (ver figura 4-3). Por el contrario las edades AHe modeladas se alejan considerablemente de las edades AHe medidas con margen de más de 20 Ma, esto implica que a pesar de tener el menor valor de *misfit* (1,6260) no corresponden necesariamente al mejor modelo termocinemático y es necesario evaluar nuevos y más diversos escenarios de exhumación cambiando parámetros como las tasas de producción de calor, el espesor cortical, los cambios en la topografía, los campos de velocidad de cada bloque litotectónico, la difusividad termal, entre otras variables que varían significativamente en cada pulso.

En general los escenarios con menores valores de *misfit* corresponden a tasas de exhumación menores a 0,1 km/Ma para la fase Eu-Andina. En particular las tasas de exhumación son del orden de 0,09 km/Ma en el bloque occidental donde actúa el frente de erosión del río Cauca, mientras que en AA son de ~ 0,07 km/Ma. En las superficies de erosión más antiguas, Pre-A indica tasas de exhumación < 0.6 km/Ma que favorecen la preservación de paisajes relictos segmentados y/o afectados por sistemas de fallas relacionados con el SFCR (Bustos et al., 2013).

Es importante indicar que estas tasas de exhumación aunque típicas de sistemas Andino-Alpinos (Saenz, 2003; Restrepo-Moreno et al, 2009; Parra et al, 2009; Montgomery, 2007; Burbank y Anderson, 2011), no son lo suficientemente altas como para alterar el estado de equilibrio termal de la corteza (Reiners y Schuster, 2009; Braun et al., 2006, entre otros) luego de su cierre en tiempos Paleoceno/Eocenos y que las modificaciones posteriores se relacionan con mecanismos de levantamiento diferencial de la superficie terrestre que se marcan principalmente en el AA indicando levantamiento de la superficie topográfica y tasas de exhumación por erosión muy bajas que facilitan la preservación de paisajes relictos.

Los escenarios de modelamiento directo evaluados con 5 pulsos de exhumación y tasas de exhumación relativamente altas (~1 km/Ma), reproducen *misfits* > 4,6, mientras que los menores *misfits* (~1,6) arrojaron tasas de exhumación de < 0,1 km/Ma (ver Tabla 4-3 y Figura 4-1).

Por otro lado, los modelos propuestos por Bustos, (2014) bajo un escenario de 4 pulsos de exhumación y tasas de ~ 0,1km/Ma muestran *misfits* ~ 0,8, indicando igualmente tasas de exhumación bajas en las fases finales. Esto sugiere que posiblemente exista una familia de modelos que no pudo ser barrida con los modelamientos directos. De esta forma, los resultados preliminares indican una disminución en el tiempo de las tasas de exhumación. Si esto es así, y si además el control del modelado de la superficie es fuertemente influenciado por el clima en el Cenozoico tardío (Mora et al., 2008; Ramírez-Arias et al., 2012; Herman et al., 2013), entonces no hay forma de estimar tales tasas de exhumación con Pecube®.

Es evidente el contraste con las tasas de exhumación documentadas en la Cordillera Oriental que alcanzan entre 1-2 km/Ma, los modelos aquí presentados sugieren La evaluación de escenarios de exhumación con tasas de exhumación de entrada similares a las de la cordillera Oriental es hipotética y parte de un valor de referencia en una zona contigua geográficamente para el mismo periodo de tiempo, los últimos 5 Ma. Sin embargo la respuesta morfotectónica no

debe ser de igual magnitud en diferentes dominios litotectónicos, y esto se ve bien representado en los valores altos de *misfit* (>5.0) para estos primeros escenarios con tasas de exhumación altas (~1 km/Ma), indicando que las tasas de exhumación para la Cordillera Central donde actualmente no se han documentado, probablemente sean de un orden de magnitud menor.

Una posible explicación de este contraste en la respuesta termotectónica puede estar relacionada con las marcadas diferencias litológicas que conforman ambas cordilleras influyendo directamente en su comportamiento mecánico y reológico. Mientras que la Cordillera Oriental está compuesta predominantemente por secuencias sedimentarias Meso-Cenozoicas marinas y transicionales (falladas y plegadas) la Cordillera Central presenta cuerpos batolíticos con expresiones superficiales de cerca de 10000 km<sup>2</sup>, encajadas por contactos de intrusión en rocas metamórficas de zócalo continental (ver sección 1.2.2.). En este caso particular es factible sugerir una relación directa entre volumen, litología e inercia para el Batolito Antioqueño/rocas de caja, comportándose como un bloque lito-tectónico que se comporta como *backstopping*, disipando la energía mediante exhumación incipiente y basculamiento de las superficies de erosión (Arias, 1999).

Es importante anotar que los escenarios evaluados donde la exhumación de bloques fue diferencial, es decir, campos de velocidad diferentes para cada falla en el *fault\_parameters.txt*, produjeron un aumento del valor del *misfit* siendo contrario a las observaciones planteadas en el Capítulo 2. Esto puede obedecer a que la exhumación en Pecube<sup>®</sup> es función de la temperatura y el flujo de masa hacia la superficie.

Para lograr una mejor aproximación en términos de la reconfiguración de la red de drenaje y la captura fluvial en el AA es necesario procesar e integrar resultados de simulaciones derivadas del código Cascade<sup>®</sup> (Braun y Sambridge, 1997), mejor FastScape (Braun y Willett, 2013) u otros modelos de evolución del paisaje.

A pesar de ser consistentes los resultados obtenidos en esta investigación con Bustos (2014) y Bustos et al., (2015), estas conclusiones se encuentran en el límite de la especulación, sobre todo teniendo en cuenta que el modelamiento es una herramienta de aproximación al entendimiento de los fenómenos naturales con alcances limitados en cuanto a la reproducción de sistemas complejos.

#### **4.6. Conclusiones**

El modelamiento de historias termales usando el código QTQt<sup>®</sup> reproduce eventos de enfriamiento, exhumación, levantamiento en dos pulsos principales en el Paleoceno/Eoceno y el Oligo/Mioceno, mientras que en el primer pulso se afecta la estructura termal de la corteza superior, el segundo pulso sugiere una evolución del paisaje con procesos erosivos que no tienen incidencia en el comportamiento de las isothermas indicando que en las etapas finales los procesos erosivos no han modificado considerablemente la superficie terrestre, como lo evidencia la ocurrencia de paisajes relictos en el bloque oriental.

El procesamiento de datos termocronológicos, flexurales, estructurales y topográficos mediante el código Pecube<sup>®</sup> constituye una invaluable herramienta para evaluar una amplia gama de

escenarios de exhumación mediante modelamiento directo. Los resultados presentados constituyen una aproximación metodológica al modelamiento termocinemático 3D en ambientes Pecube® y su validación debe alcanzarse mediante la variación de otros parámetros tales como la tasa de producción de calor, el espesor cortical, los cambios en la topografía, los campos de velocidad de cada bloque litotectónico, la difusividad termal, entre otros, con los cuales se espera obtener valores más bajos del error cuadrático medio o *misfit*.

El valor de *misfit* obtenido es de 1.6260 mostrando un ajuste aceptable para el sistema ZHe, por el contrario los ajustes en las edades AHe poseen variaciones de hasta 20 Ma indicando que estos resultados no corresponden al modelo de mejor ajuste. Esto posiblemente sea efecto de la cantidad de muestras y el grado de error entre los datos ZHe y AHe, además de potenciales perturbaciones en las isothermas más superficiales registradas por el sistema AHe, y ausentes en el sistema ZHe en función de parámetros como la tasa de desplazamiento vertical y el factor de amplificación topográfica ( $\beta$ ).

Los resultados del modelamiento termocinemático en ambientes Pecube® para un escenario de cinco pulsos de exhumación con topografía constructiva sugieren tasas de exhumación de menos de 0.3 km/Ma para las fases finales de la orogenia Andina en el borde noroccidental de la Cordillera Central, esto a pesar de las simplificaciones inherentes al ejercicio de modelamiento. Estas tasas son bastante menores que las identificadas para el mismo período en la Cordillera Oriental. La inercia morfotectónica implicada por un control lito-estructural como el que representa el Macizo Central Antioqueño (i.e., Batolito Antioqueño y rocas de caja del Complejo Cajamarca, Botero, 1963), pueden ofrecer una explicación, y más aún bajo el concepto de indentación tectónica. Los escenarios de modelamiento evaluados con tasas de exhumación relativamente altas ( $> 0.7$  Ma) y/o exhumación diferencial tienden a producir valores más altos de *misfit* ( $>5$ ), mientras que los escenarios de modelamiento más aceptables se correlacionan con trabajos previos en la zona.

## **5. Capítulo 5: Discusión e integración de resultados**

Los sistemas orogénicos representan un complejo arreglo espacial y temporal de procesos tectónicos, metamórficos, magnéticos y geomórficos. Naturalmente los fenómenos relacionados con magmatismo, levantamiento, fallamiento, exhumación, enfriamiento, erosión, peneplanización, reorganización de los sistemas fluviales y modelado del paisaje pueden ocurrir de manera simultánea, bajo interacciones no lineales, a diferentes escalas temporales y espaciales dando lugar a relaciones de retroalimentación complejas entre estos fenómenos. Por esta razón, plantear una propuesta de desarrollo y evolución tectónica y geomorfológica de un sistema orogénico se convierte en una labor difícil. Bajo este panorama es importante establecer estrategias de análisis desde una perspectiva inter-multidisciplinaria (ver Morín, 2004) y es allí donde la recientemente establecida subdisciplina de la geomorfología tectónica emerge como alternativa al integrar herramientas modernas (Summerfield, 2005).

Este capítulo discute la geomorfología tectónica del borde noroccidental de la Cordillera Central a partir de la integración de los nuevos datos termocronológicos, geocronológicos, geomorfométricos y de modelamiento numérico generados en esta investigación, y contrastados con la información geológica, tectónica y geomorfológica disponible en la literatura, particularmente en relación con la zona de influencia de la FES. Esta aproximación se considera adecuada ya que contribuye al entendimiento de la historia morfotectónica/deformacional de largo plazo relacionada con procesos de magmatismo, metamorfismo, exhumación, levantamiento y fallamiento, en conjunto con la evolución del paisaje a diferentes escalas de tiempo y espacio.

Los resultados aquí presentados documentan al menos cuatro eventos termotectónicos-deformacionales en el borde noroccidental de la Cordillera Central. A partir de estos se esboza una historia morfotectónica plausible enmarcada en la geodinámica Meso-Cenozoica de los Andes del Norte, donde las condiciones geográficas naturales proveen un espacio adecuado para evaluar las relaciones entre procesos endógenos y exógenos.

### **5.1. Evento I: Metamorfismo, magmatismo y deformación Mesozoica**

Dos edades diferentes U/Pb en circón se documentan para cada bloque litotectónico analizado. Las edades U/Pb Triásicas (225-220 Ma) reportadas para el neis de Pescadero, o bloque occidental, son consecuentes con edades previas reportadas por Restrepo et al., (1991). Las características texturales y cristalográficas de estos circones indican procesos de magmatogénesis, estos rasgos se han documentado en los cuerpos plutónicos y neises intrusivos del borde occidental de la Cordillera Central (Vinasco et al., 2006). Además, el neis de Pescadero y las metasedimentitas de Sinifaná (Martens et al., 2012) constituyen unidades metamórficas afines al basamento de la Cordillera Central a pesar de estar localizados en la zona de influencia del SFCR. Esto sugiere un carácter para-autóctono de los bloques litotectónicos mencionados además de eventos de deformación Meso-Cenozoicos responsables de la segmentación y redistribución de unidades litológicas en relación íntima con la historia de deformación del SFCR y la potencial aparición de la FES. Por otro lado las edades U/Pb en

circón obtenidas en el bloque oriental corroboran las edades de cristalización para el borde occidental del Batolito Antioqueño entre 70-75 Ma (Ordoñez, 1997; González y Londoño, 1998; Restrepo-Moreno 2009; Ordoñez y Pimentel, 2001, entre otros), así como para otros sectores de la misma unidad litológica (Restrepo-Moreno, 2009; Restrepo-Moreno et al., 2007), intervalo para el cual se reporta magmatismo asociado a la subducción de la placa Caribe (Taboada et al., 2000; Kennan y Pindell, 2009, entre otros), además de la reorganización de placas tectónicas (Somoza, 2008) y la reactivación del SFCR (Vinasco, 2001, Vinasco y Cordani, 2012).

## **5.2. Evento II: Deformación Paleocena/Eocena y modelado del paisaje en el Eoceno/Oligoceno**

Todas las edades (U-Th)/He en circón y apatito obtenidas, excepto aquellas que se localizan sobre la FES, registran un pulso de enfriamiento/exhumación acelerada entre 50-55 Ma y 40-42 Ma respectivamente, indicando tasas de exhumación en el Paleoceno/Eoceno del orden de 0.3 – 0.7 km/Ma y tasas de enfriamiento del orden de 11 – 13 °C/Ma, comparables con las aproximaciones realizadas por Restrepo-Moreno et al., (2009) y Sáenz (2003), en el centro del Batolito Antioqueño. Esta fase de exhumación puede responder a perturbaciones de la placa Caribe/Farallones en su tránsito al NE y a la fase inicial de la colisión del Bloque Panamá Choco (Farris et al., 2011; Barat et al., 2014), período en el cual se produce un cambio en el campo de esfuerzos de escala regional (ver Cortés et al., 2005).

Teniendo en cuenta que el sistema (U-Th)/He en apatito, debido a su baja temperatura de cierre  $T_c$ , es sensible a la configuración de la topografía y que además se reportan superficies de erosión correlacionables en la Cordillera Central y Occidental (Page, 1986; Restrepo-Moreno et al., 2009), es factible proponer que la formación de estas superficies, en particular de la Pre-A, ocurre como resultado de procesos acoplados de levantamiento-erosión-exhumación que tienden a llevar los sistemas morfotectónicos al estado de equilibrio termal y topográfico en el Paleoceno/Eoceno como respuesta a los eventos deformacionales (tectono-magmáticos y tectono-metamórficos) del Cretácico superior.

Sin embargo la ocurrencia de edades (U-Th)/He en circón y apatito sistemáticamente rejuvenecidas en la zona de influencia de la FES entre 45 y 25 Ma sugiere un levantamiento diferencial de bloques litotectónicos que favorece la formación de fosas tectónicas entre el AA y cuencas segmentadas y controladas estructuralmente por el SFCR que conforman el proto-CRC, (Mejía, 1984). En este caso el proto-CRC corresponde a un sistema de cuencas transicionales entre zonas con relieve positivo de baja expresión (Cediel et al., 2003; Villamil, 1999) con influencia marina (Sierra y Marín-Cerón, 2011) y variaciones del nivel del mar característicos de esta fase (Miller et al., 2011).

De esta forma se favorece la formación de relieve, la inestabilidad de la topografía y la ocurrencia de flujos de sedimentos hacia las fosas del Cauca y el desarrollo de la superficie de erosión SI. Las cuencas de relleno están representadas, por la formación Amagá al occidente (Grosse, 1926; Sierra y McDonald, 2001; Sierra et al., 2003; Silva et al., 2008, Sierra y Marín-Cerón, 2011) y la formación El Vergel (Arias et al., 2000; Arias y González, 2007; Hermelin, 2007), además del

relleno sedimentario de lo que actualmente es la cuenca del río Atrato todas estas con edades entre el Eoceno superior y el Mioceno Inferior (ver Figura 5-1).

### **5.3. Evento III: Deformación Oligo/Miocena y modelado del paisaje en el Mioceno/Plioceno**

Durante el Oligoceno/Mioceno se produce una reconfiguración de las placas tectónicas debido a la fisión de la placa Farallones en las placas Cocos y Nazca. En esta reconfiguración la convergencia no solo se acelera (Pardo-Casas y Molnar, 1987) sino que el ángulo de convergencia tiende a ser mayor de  $80^\circ$ , favoreciendo un régimen compresivo en sentido W-E que determina la extrusión lateral de bloques litotectónicos (Goscombe et al., 2005, Willingshofer et al., 2005, Duretz et al., 2011), en sentido NNE, aprovechando fallas de rumbo preexistentes mediante un mecanismo de indentación tectónica en los Andes del Norte (Suter et al., 2008; Vargas y Mann, 2013). Estas respuestas en el régimen tectono-estructural tienen efectos directos sobre los procesos termo y morfotectónicos de escala regional entre Panamá y la actual Cordillera Oriental (Montes, 2012, Farris, 2012, Parra, 2008, Restrepo et al., 2009, Restrepo et al., 2013, Gómez, 2003). Este proceso se documenta a escala local con el levantamiento diferencial del AA, el rejuvenecimiento de las edades (U-Th)/He en apatito para la zona de influencia de la FES (Capítulo 2), el basculamiento de las superficies de erosión hacia el oriente (Arias, 1999), la afectación tectónica por parte del SFCR sobre las superficies de erosión mas occidentales (Bustos et al., 2013; Bustos, 2014) y la separación y evolución aislada de los sistemas geomórficos AA y proto-CRC que se desprenden del análisis geomorfométrico (Capítulo 3). Es factible que esta separación esté mediada por bloques alargados y fosas tectónicas locales que forman escarpes tectónicos y barreras morfológicas entre los dominios geomorfológicos de escala macro, los cuales actualmente controlan el tramo central del río San Andrés y el río Chico (Mejía, 1984), y constituyen la interface entre el AA y el CRC.

Esta reorganización del vector de esfuerzos, que de hecho corresponde al establecimiento del campo de esfuerzos actual (ver Egbue y Kellogg, 2010), produce una caída relativa considerable del nivel base en los Andes del Norte (e.g., aumento del relieve local), con una migración de los frentes de montaña y una transición del sistema fluvial del Río Cauca a un ambiente intramontano de mayor energía donde se potencializa su encañonamiento y migración remontante de los frentes de erosión, y el levantamiento de los altiplanos como producto del engrosamiento cortical. En esta fase ocurre el retrabajamiento fluvial de secuencias sedimentarias en la fosa del río Cauca, la depositación en la cuenca de Amaga (Sierra et al., 2003; Sierra y Marín-Cerón, 2011), la erosión incipiente de la superficie de erosión SI, el aumento de elevación y la inversión de relieve en sectores del AA (Page, 1986; Arias, 1996; Arias y González, 2007; Hermelin, 2007).

Al menos tres fases de levantamiento/exhumación relevantes se han documentado en los últimos 25 Ma para los Andes del Norte. Sin embargo, en la Cordillera Central tan solo se reporta el evento Oligo/Mioceno mediante técnicas termocronológicas. Este trabajo no documenta en detalle el comportamiento termotectónico de las fases finales de la orogenia Andina, y a pesar de evaluar su respuesta termal mediante modelamiento numérico, posee una gran ausencia de controles temporales sobre los depósitos en torno a los procesos superficiales del Neógeno y el Cuaternario.

**Figura 5-1.** Esquema simplificado de evolución tectónica y geomorfológica del borde noroccidental de la Cordillera Central de Colombia.

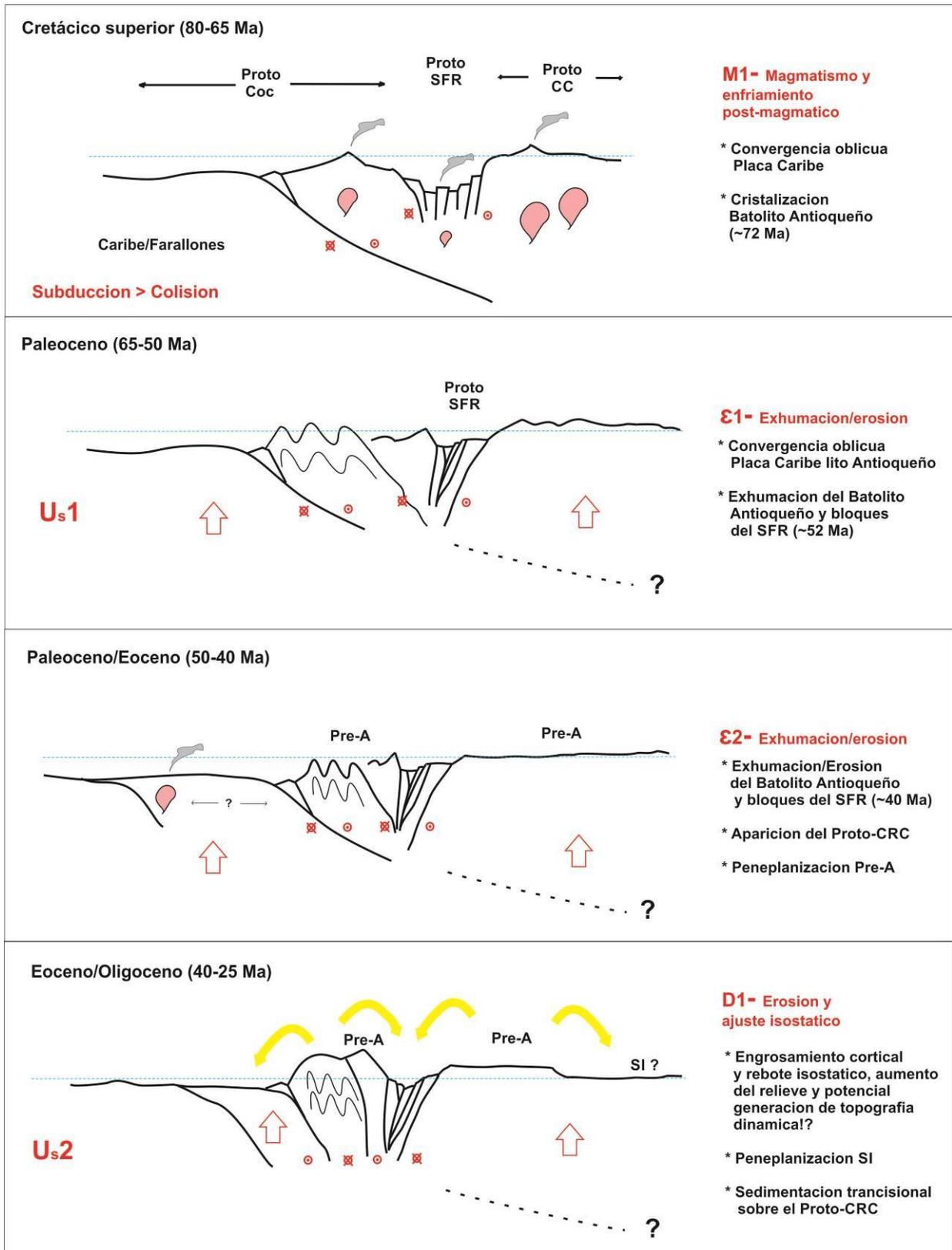
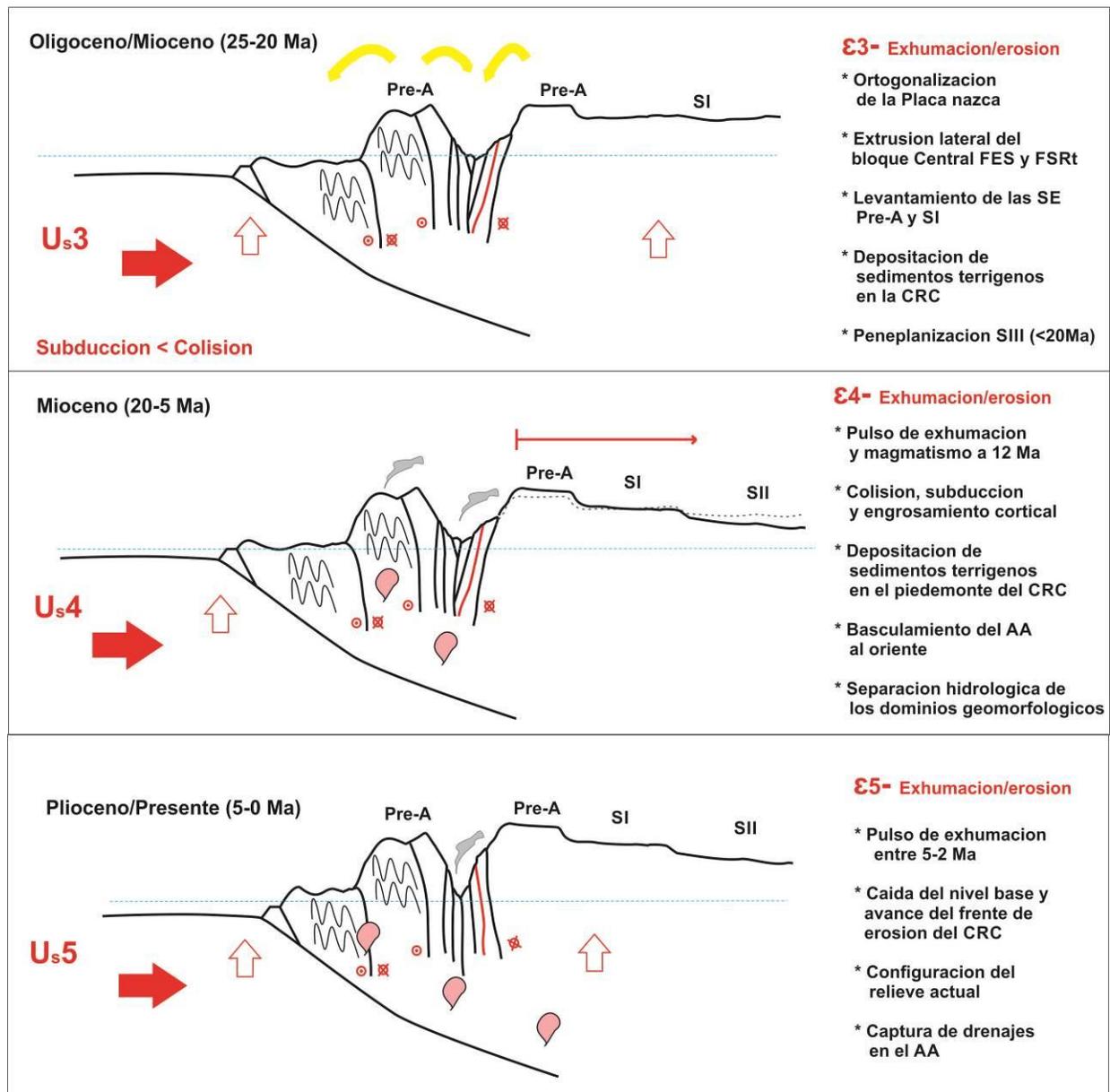


Figura 5-1. Continuación.



A este respecto, el análisis geomorfométrico permite integrar múltiples aproximaciones a la respuesta morfotectónica pos-Miocena. En particular los resultados de geomorfometría sugieren la ocurrencia de sistemas geomórficos contrastantes, separados por estructuras geológicas localizadas en el extremo oriental del SFCR como la FES, además de las fallas El Carmen, Trinidad, Río Chico, Morrón, Horizontes, entre otras (Mejía, 1984), así como estructuras que poseen influencia en el Valle de Aburrá como la fallas Calles y Acuarela entre otras, (Rendón, 2003; Arístizabal y Yokota, 2008). Este tipo de estructuración podría sugerir que el límite oriental del SFCR puede estar localizado al oriente de la Falla San Jerónimo. Al respecto habría que evaluar las relaciones de estas fallas con cuerpos graníticos de edad Cretácica como el Batolito de Sabanalarga (particularmente en la margen derecha del río Cauca), el Stock del Pescado y el

Stock de Altavista, y la redistribución de material bajo deformaciones en el Cenozoico tardío controlado por fallas que en la actualidad han sido subestimadas y que pudieron haber jugado un importante papel en el modelamiento del paisaje actual.

#### **5.4. Evento IV: Levantamiento/exhumación Miocena – Erosión/sedimentación Miocena/Pliocena**

Al inicio de esta fase los frentes de erosión avanzan de manera diferencial sobre ambos dominios geomorfológicos ya que se preservan características geométricas e hipsométricas de relieves maduros en el AA y paisajes rejuvenecidos en el CRC (Capítulo 3). Durante el Mioceno se produce un engrosamiento cortical que aún no ha sido estimado (ver Vargas y Mann, 2013). En teoría y como respuesta morfotectónica se produce reajuste isostático que controla directamente el nivel base, los flujos de sedimentos, los procesos de levantamiento-exhumación, la peneplanización y formación de topografía dinámica como ejemplo concreto de retroalimentaciones entre procesos tectónicos y superficiales. Sin embargo estos fenómenos deben ser abordados mediante futuras investigaciones usando aproximaciones termocronológicas, geofísicas (en particular para definir cambios en los espesores corticales, profundidad de estructuras, etc.), modelamiento numérico y/o análogo para estimar los efectos de cada variable. Tampoco es posible estimar el papel de la compensación isostática en la formación de superficies de erosión escalonadas y su temporalidad a pesar de mostrar una relación directa. En este sentido podría ser razonable proponer que en esta fase se produce la formación de la superficie de erosión SII y se intensifican los procesos erosivos post-orogénicos en el cañón del río Cauca que migran aguas arriba alterando el equilibrio meta-estable de los drenajes en el AA. Los datos presentados y discutidos en esta investigación no permiten estimar las tasas de erosión de mediano/corto plazo, además del momento de captura fluvial del río San Andrés en su parte superior, en cuyo caso es necesario aplicar técnicas de geocronología del cuaternario como isotopos cosmogénicos o termoluminiscencia (OSL). Sin embargo existen relieves invertidos en las divisorias de aguas que separan la cuenca del río San Andrés y Río Grande donde predominan depósitos aluviales que pueden arrojar nuevos datos sobre la paleo-hidrología del AA, y más concretamente sobre la edad de reorganización de la red de drenaje y captura fluvial como respuesta a eventos tectónicos y/o climáticos. A pesar de esto la estructura del relieve revelada mediante el análisis geomorfométrico (Capítulo 3) indica el establecimiento de sistemas geomórficos contrastantes con capturas fluviales en estado de evolución.

En este sentido es clave aplicar el actualismo como principio en geología especialmente en relación con el análisis e interpretación de perfiles transversales a la CRSA y paralelos al frente de erosión del CRC (Capítulo 3, ver Figura 3-12). Una observación de estos permite evidenciar como en la parte alta de la cuenca aún se conservan paisajes relictos en forma de fosas tectónicas, cerros testigos y superficies de erosión, mientras que a medida que avanza el frente de erosión, desde el CRC hacia el AA, el relieve se invierte y se produce un rejuvenecimiento del paisaje.

La fase de deformación final, usualmente documentada en el Plioceno (3-5 Ma) en el territorio colombiano, no se registra directamente con datos termocronológicos en el área de estudio de esta investigación. Es posible, sin embargo, establecer una aproximación estratigráfica y

geomorfológica, dado que el río San Andrés en su parte central y el valle del río Aburrá poseen diferencias altitudinales de aproximadamente 1000 metros y este último posee una edad mínima de 3 Ma (Rendón et al., 2006). Además los datos derivados del índice R1 en el perfil longitudinal del río San Andrés sugieren respuestas morfológicas de la cuenca a perturbaciones tectónicas relativamente jóvenes, consecuentes con el establecimiento de la red de drenaje moderna y el modelado del paisaje actual con una marcada influencia de la FES y una influencia desconocida de los procesos climáticos en las fases de glaciación recientes que indicarían el establecimiento del paisaje y los sistemas de drenaje actual en el Plioceno/Cuaternario.

## 6. Capítulo 6: Conclusiones y recomendaciones

### 6.1. Conclusiones

La integración de técnicas geocronológicas U/Pb en circón, termocronológicas (U-Th)/He en circón y apatito, geomorfométricas a partir de modelos de elevación digital (DEM) y visitas de campo, así como el procesamiento de múltiples parámetros mediante modelamiento termal y la integración de resultados a la luz de la geomorfología tectónica, documentan aspectos importantes de la historia termotectónica y geomorfológica del borde noroccidental de la Cordillera Central desde el Triásico hasta el presente. Mediante esta aproximación se hace un aporte al entendimiento de las relaciones entre procesos endógenos (magmatismo, metamorfismo, levantamiento, fallamiento, etc.) y exógenos (desarrollo de cañones y altiplanos, reorganización del sistema fluvial, etc.), como elementos esenciales en la evolución del paisaje en los Andes del norte.

Las edades U/Pb LA-ICP-MS en circón documentan dos eventos Mesozoicos principales en el borde occidental de la Cordillera Central, el más antiguo corresponde a un evento de magmatogénesis Triásica (~230 Ma) de las rocas metamórficas localizadas en la zona de influencia del SFCR. El segundo corresponde a un evento de cristalización Cretácica (70-75 Ma) para el borde occidental del Batolito Antioqueño. La diferencia de edades U/Pb en circón para los bloques litotectónicos analizados, y la ocurrencia de basamento metamórfico en la zona de influencia del SFCR sugiere eventos de deformación y segmentación de la corteza en períodos post-Cretácicos en donde potencialmente se dio lugar al desarrollo de la FES.

Las edades (U-Th)/He en circón documentan una fase de exhumación sincrónica en ambos lados de la FES hacia el Paleoceno (50-55 Ma), mientras que las edades (U-Th)/He en apatito indican eventos de exhumación/erosión sincrónica/acoplada hacia el Eoceno tardío (40-42 Ma), dando inicio a la formación de superficies de erosión más antiguas en la Cordillera Central (Pre-A) y posiblemente también en la Occidental. Estos eventos coinciden con las fases orogénicas Pre-Andina I y II reportadas para los Andes Colombianos (Van der Hammen, 1960). A partir de la relación edad-elevación (DEE) se obtienen tasas de exhumación para el Paleoceno que varían entre 0.3-0.45 km/Ma. Además, las trayectorias t-T durante el Paleoceno/Eoceno sugieren tasas de enfriamiento entre 11.6-13.4 °C/Ma y tasas de exhumación entre 0.4-0.7 km/Ma. Finalmente, las tasas de exhumación reportadas a partir de diferentes aproximaciones indican órdenes de magnitud consecuentes con los resultados de investigaciones anteriores en los Andes del norte y con las tasas de erosión predominantes en sistemas orogénicos activos tipo Andino-Alpino (Montgomery, 2007; Burbank y Anderson, 2011).

Se documenta sistemáticamente un reseteamiento parcial en las de edades (U-Th)/He en circón y apatito entre el Eoceno tardío/Mioceno temprano ( $45.3 \pm 1.3$  Ma y  $25.1 \pm 6.3$  Ma) para las muestras localizadas en la zona de influencia de la FES. Ambos sistemas termocronológicos registran caídas en la edad esperada de magnitud similar, sugiriendo reactivaciones de esta estructura relacionadas con la reconfiguración de la placa Nazca y el establecimiento del campo de esfuerzos actual en sentido W-E.

Como respuesta morfotectónica del evento deformacional Oligo/Mioceno se documenta una fase de levantamiento diferencial de la superficie en tiempos post-Eocenos con mayores tasas en el bloque oriental, esto produce la separación de los dominios geomorfológicos AA y proto-CRC hasta las fases finales de la orogenia Andina.

Los análisis hipsométricos y de morfología comparada efectuados a partir de modelos de elevación digital indican anomalías en la cuenca del río San Andrés en comparación con las cuencas del río Espíritu Santo y el río Aurrá, las cuales poseen sus cabeceras en el AA y muestran procesos de captura fluvial por parte del CRC hacia finales del Cenozoico. Parámetros geométricos de las cuencas analizadas sugieren basculamiento de las cuencas localizadas en el AA hacia el oriente y migración al occidente en el CRC. Múltiples indicadores morfométricos derivados del perfil longitudinal del río San Andrés ( $SL$ ,  $\theta$ ,  $K_s$ ,  $V_f$  y  $R1$ ) documentan estados de equilibrio transitorios en la CRSA en relación directa con la dinámica de la FES.

El análisis de la estructura del relieve derivado de DEM a diferentes ventanas de visualización documenta la ocurrencia de sistemas geomórficos contrastantes y la evolución geomorfológica diferencial sobre ambos lados de la FES. En el bloque oriental se preservan paisajes relictos que incluyen las superficies de erosión Pre-A y SI, mientras que en el bloque occidental se produce un rejuvenecimiento incipiente de la superficie por efecto de la migración remontante del frente de erosión del río Cauca. Actualmente la CRSA demuestra la ocurrencia de procesos erosivos y tectónicos acoplados evidenciados por la dinámica reciente de la FES y la captura fluvial de drenajes en el borde occidental del AA.

El modelamiento numérico realizado constituye una aproximación metodológica al uso de los códigos QTQt<sup>®</sup> y Pecube<sup>®</sup> que permiten evaluar diversas edades termocronológicas e incluir variables flexurales, termales, estructurales y topográficas como una aproximación al análisis de las relaciones entre procesos endógenos y exógenos. Los resultados del modelamiento termomecánico 2D exhiben dos pulsos de exhumación bien definidos entre 55-40 Ma y 25-20 Ma, con una mayor tasa de exhumación en el primero, y una estabilidad termal en el último, responsable de la preservación de paisajes relictos en el bloque oriental. Los resultados del modelamiento termocinemático 3D para escenarios de evolución termotectónica consecuentes con los datos aquí generados y con esquemas de evolución propuestos en la literatura, sugieren tasas de exhumación de menos de 0.1 km/Ma en tiempos post-Miocenos para el norte de la Cordillera Central en contraste con datos reportados en la Cordillera Oriental, lo cual se relaciona con las características litológico-estructurales, mecánicas, reológicas y climáticas de cada sistema cordillerano. Mientras que en la Cordillera Central predominan rocas intrusivas en un mosaico metamórfico segmentado, la Cordillera Oriental está compuesta por una espesa capa de rocas sedimentarias.

La respuesta mecánica de la deformación cortical en el Oligo/Mioceno indica bajas tasas de exhumación, levantamiento diferencial, fallamiento inverso y extrusión lateral de bloques determinando la cinemática de la FES desde el Cenozoico Medio hasta el presente. Las correlaciones espacio-temporales existentes entre estructuras geológicas, los patrones topográficos y las edades termocronológicas y geocronológicas demuestran las interacciones entre tectónica y geomorfología en la zona de influencia de la Falla Espíritu Santo.

En síntesis este trabajo presenta elementos en los que se evidencia la interacción de procesos tectónicos y geomorfológicos relacionados con las fases de levantamiento/exhumación/enfriamiento Paleoceno/Eoceno y la formación de superficies de erosión como una aproximación al estado de equilibrio termal y topográfico; el levantamiento diferencial de bloques litotectónicos post-Oligocenos, los posteriores flujos de materia y la evolución del paisaje en cada dominio geomorfológico; y la captura fluvial, la reorganización de la red de drenaje y el rejuvenecimiento del paisaje como efecto de las fases orogénicas finales y las fluctuaciones climáticas del cuaternario.

## 6.2. Recomendaciones

A continuación se plantean algunas recomendaciones con el fin de mejorar y/o reevaluar los resultados aquí presentados, además de potencializar futuras investigaciones en torno a la geomorfología tectónica del norte de los Andes:

- Refinar la red de muestreo en términos de la distribución espacial para estimar con mayor grado de confiabilidad el comportamiento termotectónico de los bloques litotectónicos involucrados.
- Implementar otros sistemas termocronológicos, en particular trazas de fisión en apatito con registro de longitud de trazas, dataciones Ar-Ar, e isótopos cosmogénicos, entre otros, para refinar las trayectorias t-T de cada bloque litotectónico y estimar tasas de erosión de mediano/corto plazo.
- Implementar nuevos y mejores ejercicios de modelamiento numérico en los diferentes ambientes. Para el caso Pecube®, avanzar en mejores modelos *forward* e *inverse*, integrando modelos de evolución del paisaje, y de esta manera derivar resultados mejores y más específicos.
- Implementar análisis termocronológicos en materiales detríticos sobre cada bloque litotectónico con el fin de mejorar las historias termotectónicas presentadas, particularmente usando huellas de fisión y longitud de trazas.
- Implementar el sistema Ar-Ar en las diferentes zonas de cizallamiento identificadas, especialmente sobre micas neoformadas, para estimar directamente la edad del último desplazamiento y reactivación de fallas geológicas.
- Realizar una cartografía geológica y una caracterización petrográfica detallada de las zonas de falla, en particular de la FES, con el fin de identificar la historia deformacional, las características cinemáticas y el grado de exhumación de esta zona de deformación.
- Realizar una cartografía detallada de los procesos morfodinámicos y los depósitos no consolidados para estimar con mayor precisión la respuesta morfotectónica, los flujos de sedimentos y la evolución del paisaje. En particular se recomienda evaluar la ocurrencia, distribución y cronología de terrazas aluviales y depósitos aluviales/aluviotorrenciales entre el AA y el CRC.
- Evaluar el registro estratigráfico y paleohidrológico a lo largo de la divisoria entre la CRSA y la cuenca del río Grande con el fin de caracterizar espacial y temporalmente la reorganización de las cuencas hidrográficas y la captura fluvial en el AA.
- Evaluar la ocurrencia de movimientos en masa, caída de rocas y procesos morfodinámicos de erosión concentrada en relación con las fallas geológicas de la zona, su dinámica y su desplazamiento reciente.

- Realizar análisis morfométricos de escala regional y no a escala de cuenca, que permitan implementar una evaluación estadística de los resultados en términos del comportamiento de cada bloque litotectónico y sus interfaces falladas.
- Realizar estimaciones de las tasas de erosión a mediano (isótopos cosmogénicos) y corto plazo (técnicas hidrológicas) para evaluar el estado de equilibrio topográfico a diferentes escalas temporales.
- Implementar estrategias de análisis que incluyan variables atmosféricas y/o sismotectónicas de corto plazo como la precipitación, los flujos atmosféricos, la tasa de esfuerzo sísmico, la energía sísmica, entre otras.
- Comparar toda la información derivada de los estudios geomorfométricos mediante análisis estadísticos como pruebas de hipótesis, análisis de correlación lineal y múltiple a fin de validar la significancia estadística de las observaciones derivadas de tales estudios.

## Referencias bibliográficas

Adlakha, V., Lang, K.A., Patel, R.C., Lal, N., and Huntington, K.W., 2013, Rapid long-term erosion in the rain shadow of the Shillong Plateau, Eastern Himalaya: *Tectonophysics*, v. 582, p. 76–83, doi:10.1016/j.tecto.2012.09.022.

Ahnert, F. (1976). Brief description of a comprehensive three-dimensional process-response model of landform development, *Z. Geomorphol. Suppl.*, 25, 29-49.

\_\_\_\_\_ (1984). Local relief and height limits of mountain ranges. *Am. J. Sci.* 284, 1035–1055.

\_\_\_\_\_ (1987). Ahnert, F., Process-response models of denudation at different spatial scales, in *Geomorphological Models*, Catena Verlag, Cremlingen, Germany, pp. 31-50.

\_\_\_\_\_ (1996). *Introduction to geomorphology*. Arnold; New York: Wiley, London.

Álvarez, E., y González, H. (1978) *Geología y geoquímica del Cuadrángulo I-7 (Urrao)*. Ingeominas. Informe 1761. Medellín. 347 p.

Álvarez, J., Rico, H., Vásquez, H., Hall, R. (1970). *Mapa geológico del Cuadrángulo H-8 (Yarumal) y parte del H-7 (Ituango)*. Escala 1:100.000. Ingeominas. Bogotá.

Andreani, L., Stanek, K., Gloaguen, R., Krentz, O., Domínguez-González, L. (2014). DEM-Based Analysis of Interactions between Tectonics and Landscapes in the Ore Mountains and Eger Rift (East Germany and NW Czech Republic) *Remote Sens. Vol. 6*, 7971-8001

Antón, L., De Vicente, G., Muñoz-Martín, A., Stokes, M. (2014). Using river long profiles and geomorphic indices to evaluate the geomorphological signature of continental scale drainage capture, Duero basin (NW Iberia). *Geomorphology* (206) 250–261.

Arboleda, G., Celada, C., Forero, S., Montealegre, V., Padilla, J.C., Carmona, J. Y Medina, E. (UTAGS-GE), (2009). *Cartografía Geológica y muestreo geoquímico en la parte norte de la Cordillera Occidental*, planchas 165 y 185 (396 kilómetros cuadrados) Contrato No. 392 de 2007 INGEOMINAS- UTAGS-GE. Bogotá. 172p. Bogotá. 178 p.

Arias, A. (1981). Actividad cuaternaria de la falla Espíritu Santo. *Revista CIAF*, 6(1-3), 1–16.

Arias, A. (1995). El relieve de la zona central de Antioquia Un palimpsesto de eventos tectónicos y climáticos. Universidad Nacional de Colombia. *Revista Facultad de Ingeniería: Universidad de Antioquia*. N 10; p. 9-24.

Arias, A. (1996). Altiplanos y cañones en Antioquia: Una mirada genética. *Revista Facultad de Ingeniería: Universidad de Antioquia*. Vol. 12. 84-96 p.

Arias, A., y L. Gonzales, L. (2007). *Morfología Del Altiplano De Santa Rosa De Osos (ASRO)*. Boletín de Geología, vol. 29, núm. 1, enero-junio, 2007, pp. 95-102

Arias L., A., González L, H., Arias G. (2000). *Historia del Relieve y los Suelos en el Altiplano de Santa Rosa de Osos – Antioquia - Región el Vergel*. Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín, Facultad de Ciencias. Corantioquia; 432p.

Arístizabal, E., y Yokota, S. (2008). Evolución geomorfológica del valle de Aburrá y sus implicaciones en la ocurrencia de movimientos en masa. *Boletín De Ciencias De La Tierra* Número 24. 5-17 p.

Armstrong, P. (2005). Thermochronometers in sedimentary basins. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. Vol. 58, pp. 499-520.

Aspden, J., (1987). The geology of the Western Cordillera and Pacific Coastal Plain in the Department of Valle del Cauca. (Sheets 261, 278, 279, 280 and 299). Ingeominas – Misión Británica (BGS), Cali. informe 1959. 61 p.

Ault, A. K., y Flowers, R. M., 2012, Is apatite U-Th zonation information necessary for accurate interpretation of apatite (U-Th)/He thermochronometry data?, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 79, 60-78.

- Avouac, J. y Burov, B. (1996). Erosion as driving mechanism of intracontinental mountain growth. *Journal of geophysical research*. Vol. 101. B8. 17747-17769.
- Babault, J., Teixell, A., Struth, L., Driessche, J., Arboleya, M. L., & Tesón, E. (2013). Shortening, structural relief and drainage evolution in inverted rifts: insights from the Atlas Mountains, the Eastern Cordillera of Colombia and the Pyrenees. In *Thick-Skin-Dominated Orogens: From initial inversion to full accretion*. p. 18.
- Bahrami, S. (2013). Analyzing the drainage system anomaly of Zagros basins: Implications for active tectonics. *Tectonophysics* 608 (2013) 914–928.
- Baker, V. (1986). Introduction: Regional landscape analysis. In Short, N. M., Blair, R. W., Goddard DAAC (Goddard Space Flight Center), & Data Distribution Laboratory (U.S.). (1999). *Geomorphology from space: A global overview of regional landforms*. Greenbelt, Md.: NASA.
- Barat, F., Mercier de Lépinay, B., Sosson, M., Müller, C., Baumgartner, P. O., & Baumgartner-Mora, C. (2014). Transition from the Farallon Plate subduction to the collision between South and Central America: Geological evolution of the Panama Isthmus. *Tectonophysics*, 622, 145–167. doi:10.1016/j.tecto.2014.03.008
- Barron, E. (1996). *Climatic variation in earth history*. University Corporation for Atmospheric Research. University Science Books. 35 pages.
- Barrero, D., (1979). *Geology of the Central Western Cordillera, west of Buga and Roldanillo, Colombia*. INGEOMINAS, Publ. Geol. Esp., 4: 1 - 75. Bogotá.
- Barton, C. C. y La Pointe, P. R. (1995). *Fractals in the Earth Sciences*, xviii + 265 pp. New York, London: Plenum Press.
- Baulig, H., (1926). Sur une méthode d'analyse altimétrique appliquée à la Bretagne. *Bulletin de l'Association de Géographie Française* 10, 7–9.
- Bayona, G., Cardona, A., Jaramillo, C., Mora, A., Montes, C., Valencia, V., 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. doi:10.1016/j.epsl.2012.03.015.
- Beckinsale, R. y Chorley, R. (1991). *The history of landforms or the development of geomorphology. Volume 3: Historical and regional geomorphology 1890–1950*. London and New York. 496 pp.
- Benowitz, J., et al. (2011). Variations in focused exhumation along a continental-scale strike-slip fault: The Denali fault of the eastern Alaska Range. *Geosphere*; April 2011; v. 7; no. 2; p. 455–467; doi: 10.1130/GES00589
- Bermúdez, M.A., Kohn, B.P., van der Beek, P.A., Bernet, M., O'Sullivan, P.B., and Shagam, R., (2010). Spatial and temporal patterns of exhumation across the Venezuelan Andes: Implications for Cenozoic Caribbean geodynamics: *Tectonics*, v. 29, TC5009, doi:10.1029/2009TC002635
- Bermúdez, M., van der Beek, P., Bernet, M. (2011). Asynchronous Miocene–Pliocene exhumation of the central Venezuelan Andes. *Geology*, February. Vol 39, N° 2. p. 139–142.
- Bermúdez, M., Hoorn, C., Bernet, M., Carrillo, E., van der Beek, P., Garver, J., Mora, J. (2015). The detrital record of late-Miocene to Pliocene surface uplift and exhumation of the Venezuelan Andes in the Maracaibo and Barinas foreland basins. *Basin Res.* doi:10.1111/bre.12154
- Bernet, M., Brando, M., Graver, J., Molitor, B., (2004). Fundamentals of detrital zircon fission tracks analysis for provenance and exhumation studies with examples from the European Alps. *Geological society of America. Special paper* 378. 12 p.
- Bernet, M., van der Beek, P., Pik, R., Huyghe, P., Mugnier, J., Szulc, A. (2006). Miocene to Recent exhumation of the central Himalaya determined from combined detrital zircon fission-track and U/Pb analysis of Siwalik sediments, western Nepal. *Basin Research* (2006) 18, 393–412, doi: 10.1111/j.1365-2117.2006.00303.x
- Bernet, M. (2013). Detrital Zircon Fission-Track Thermochronology of the Present-Day Isère River Drainage System in the Western Alps: No Evidence for Increasing Erosion Rates at 5 Ma. *Geosciences* 2013, 3, 528-542; doi:10.3390/geosciences3030528.

Berta, S. (2005). Geomorphology and Climate. Encyclopedia of World Climatology. Encyclopedia of Earth Sciences Series 2005, pp 385-388

von Bertalanffy, L. (1968). General system theory: Essays on its foundation and development, rev. ed. New York: George Braziller.

Beychok, M. (2013). Atmospheric science. Retrieved from <http://www.eoearth.org/view/article/51cbf2f47896bb431f6ab51b>.

Bierman, P. R., y Nichols, K. K., (2004). Rock to sediment—slope to sea with  $^{10}\text{Be}$ —rates of landscape change: Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences, v. 32, p. 215–255.

Bishop, P. (2002). Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. Earth Surf. Process. Landforms 32, 329–365.

Bishop, P., Hoey, T., Jansen, J., Lexartza, I., (2005). Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland. Earth Surf. Process. Landf. 30, 767–778.

Botero, G. (1963). Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia. Anales Facultad de Minas Medellín. 57, 7–101.

Botero, G. (1975). Edades radiométricas de algunos plutones colombianos. Revista Minera. Vol. 27. Medellin.

Bourgeois, J., Glacon, G., Tourmon, J., Toussaint, J. (1983). Edades Paleoceno y Eoceno inferior en el norte de la Cordillera Occidental de Colombia. Conf. Geol. Caribe, Mem. 370 p. Cartagena.

Bradley, R. (1999). Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary, Second. Edition. – Harcourt Academic Press, 1-613.

Braun, J. (2002). Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships. Earth and Planetary Science Letters 200. 331-343

Braun, J. (2003). Pecube: A new finite-element code to solve the 3D heat transport equation including the effects of a time-varying, finite amplitude surface topography. Computers & Geosciences, 29, 787–794.

Braun, J., y Sambridge, M. (1997). Modelling landscape evolution on geologic time scales: A new method based on irregular spatial discretization, Basin Res., 9, 27-52.

Braun, J., y Robert, X. (2005). Constraints on the rate of post-orogenic erosional decay from low-temperature thermochronological data: application to the Dabie Shan, China. Earth Surface Processes and Landforms, v. 30, p. 1203-1225.

Braun, J., y Willett, S. (2013). A very efficient  $O(n)$ , implicit and parallel method to solve the stream power equation governing fluvial incision and landscape evolution. Geomorphology 180–181 (2013) 170–179.

Braun, J., van der Beek, P., Batt, G. (2006). Quantitative Thermochronology. Numerical Methods for the Interpretation of Thermochronological Data. Cambridge university. 272 p.

Braun, J., van der Beek, P., Valla, P., Robert, X., Herman, F., Glotzbach, C., Pedersen, V., Perry, C., Simon-Labric, T., and Prigent, C., (2012). Quantifying rates of landscape evolution and tectonic processes by thermochronology and numerical modeling of crustal heat transport using PECUBE: Tectonophysics, v. 524-525, p. 1-28.

Brook, M. (1984). New radiometric age data from S.W. Colombia. Reporte. Técnico. 10, INGEOMINAS - Misión Británica, Cali, 25p.

Brown, R. W., R. Beucher, S. Roper, C. Persano, F. Stuart, and P. Fitzgerald (2013), Natural age dispersion arising from the analysis of broken crystals. Part I: Theoretical basis and implications for the apatite (U–Th)/He thermochronometer, Geochimica et Cosmochimica Acta, 122(0), 478-497.

Büdel, J. (1963): Klima-genetische Geomorphologie. Geographische Rundschau 15, pp. 269-85.

- Bull, W. y McFadden L. (1977). Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: Doehring D.O. (Ed.), Proceedings of Eighth Annual Geomorphology Symposium, Geomorphology in Arid Regions. State University of New York, Binghamton, 115–138.
- Burbank, D. (2002). Rates of erosion and their implications for exhumation. *Mineralogical Magazine*, February 2002, Vol. 66(1), pp. 25-52.
- Burbank, D. y Anderson, R. (2001). *Tectonic geomorphology*. Chichester, UK: John Wiley & Sons Ltd.. 454 p.
- Burbank, D. y Pinter, N. (1999). Landscape evolution: interactions of tectonics and surface processes. *Basin research*. Vol. 11, 1-6.
- Burden, R. y Faires, J. (2002). *Numerical Analysis*. Cengage Learning Publisher ISBN 13: 9780538733519.
- Bustamante, A. (2008). "Geotermobarometría, geoquímica, geocronología e evolución tectónica das rochas da fácies xisto azul nas áreas de Jambaló (Cauca) e Barragán (Valle del Cauca), Colombia." PhD. Thesis, Universidade de Sao Paulo. 178 p. Available online at [www.teses.usp.br](http://www.teses.usp.br)
- Bustos, X. (2014). Caracterización de las superficies de erosión en los andes del norte a través de métodos numéricos termocinmáticos y geomáticos. Universidad Central de Venezuela. Tesis de Doctorado. Caracas Venezuela. 195 p.
- Bustos, X., y Bermúdez, M. (2015). Caracterización De Las Superficies De Erosión En Los Andes Del Norte A Través De Métodos Numéricos Termocinmáticos Y Geomáticos. Universidad Central De Venezuela VRAC - Centro De Estudios Integrales Del Ambiente. Cuadernos CENAMB. Venezuela, 58 pags.
- Bustos, X., Bermúdez, M. A., Toro, G. M., Bernet, M., Rojas, O., & Marin-cerón, M. I. (2013). Caracterización de superficies de erosión mediante geomorfología cuantitativa, Altiplano Antioqueño, Cordillera Central de Colombia. *Terra*, 46, 43–67.
- Caballero, J. H., Rendón, A., Gallego, J., Uasapud, N. (2015). Inter-Andean Cauca River Canyon. *Landscapes and Landforms of Colombia*. Part of the series World Geomorphological Landscapes pp 155-166.
- Calle, B., González, H., de la Peña, R. Escorce, E., Durango, J. y otros. (1980). Mapa Geológico de la Plancha 166 - Jericó, Escala 1:100.000, INGEOMINAS, Bogotá.
- Calvet, M., Gunnell, Y., Farine, B. (2015). Flat-topped mountain ranges: Their global distribution and value for understanding the evolution of mountain topography. *Geomorphology*. 241 (2015) 255–291.
- Caneva, A, et al., (2002). Estudio de sismicidad regional para el análisis de la amenaza sísmica en Bogotá. I Congreso Latinoamericano y II Colombiano de sismología. Disponible en: [http://www.ciees.org/doc\\_estudios/2004\\_caneva\\_salcedo\\_hissenhoven\\_alfaro.pdf](http://www.ciees.org/doc_estudios/2004_caneva_salcedo_hissenhoven_alfaro.pdf)
- Carrapa, B. (2010). Resolving tectonic problems by dating detrital minerals. *Geology*; 38; 191-192.
- Cardona, C., Salcedo, E. Y Mora, H. (2010a). Caracterización Sismotectónica y Geodinámica de la Fuente Sismogénica de Murindó – Colombia. Disponible en: [www.geoslac.org/memorias2/memorias/.../sismot\\_geodinamica\\_col.pdf](http://www.geoslac.org/memorias2/memorias/.../sismot_geodinamica_col.pdf), mayo 27/2010.
- Cardona, A., Valencia, V., Weber, M., Villagómez, D. (2010b). Transient Cenozoic tectonic stages in the southern margin of the Caribbean plate: U-Th/He thermochronological constraints from Eocene plutonic rocks in the Santa Marta massif and Serranía de Jarara, northern Colombia. *Geologica Acta*, Vol. 9 N° 3-4. pp 1—12.
- Casas, A.M.; Gapais, D.; Nalpas, T.; Besnard, K.; Román-Berdiel, T. (2001). Analogue models of transpressive systems. *Journal of Structural Geology* 5: 733-743.
- Castillo, M., Lugo-Hubp, J., (2011), Estado actual del conocimiento, clasificación y propuesta de inclusión del término knickpoint en el léxico geológico-geomorfológico del español: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63, 353-364.
- Cawood, P. A., y Buchan, C. (2007). Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly. *Earth-Science Reviews*, 82, 217–256.

- Cediel, F., Shaw, R. P., & Cáceres, C. (2003). Tectonic assembly of the Northern Andean block, 815–848. Retrieved from <http://archives.datapages.com/data/specpubs/memoir79/CHAPTER37/CHAPTER37.HTM>
- Cediel, F., Leal-Mejía, H., Shaw, R., Melgarego, J., & Restrepo-Pace, P. (2011). Petroleum geology of Colombia: Regional geology of Colombia. Fondo editorial U. Eafit. Vol. 1, p. 220.
- Chamberlain, R. y Anderson, O. (1989). The Laramide Zuni Uplift, Southeastern Colorado Plateau: Microcosm of Eurasian-Style Indentation-Extrusion Tectonics? New Mexico Geological Society Guidebook, A0th Field Conference. Pp. 81 – 90.
- Chang, Z., Vervoort, J.D., McClelland, W.C., and Knaack, C., (2006). UPb dating of zircon by LA-ICP-MS: Geochemistry, Geophysics, Geosystems, American Geophysical Union, v. 7, no. 5, 14 p.
- Chase, C. G., (1992). Fluvial landsculpting and the fractal dimension of topography, *Geomorphology*, 5, 39-57.
- Charlton, R. (2008). Fundamentals of fluvial geomorphology. *Progress in Physical Geography*, 32 (3). pp. 347-349.
- Chenevart, C. (1963). Les dorsales transverses anciennes de Colombie et leurs homologues d'Amérique latine. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 56 (2): 907-927
- Cherniak, D.J., y Watson, E.B., (2001). Pb diffusion in zircon: *Chemical Geology*, v. 172, p. 5-24.
- Cheng, K., Hung, J., Chang, H., Sung, Q. (2012). Scale independence of basin hypsometry and steady state topography. *Geomorphology* 171-172:1-11
- Chicangana, G. (2005). The Romeral fault system: a shear and deformed extinct subduction zone between oceanic and continental lithospheres in Northwestern South America. *Earth Sciences Research Journal*, 9(1), 51–66.
- Chica A., Buitrago, J., Monsalve, G., y Morales, J. (2003) Codificación sísmológica de un segmento de la falla Cauca – Almaquer y sus aplicaciones en el departamento de Antioquia. *Rev. Acad. Colomb. Cienc.* 27(102): 53-69.
- Chorley, R. (1962). *Geomorphology and general systems theory. Theoretical papers in the hydrologic and Geomorphic sciences.* Geological Survey Professional Paper. 14 p.
- Chorley, R., Schumm, S., Sugden, E. (1984). *Geomorphology.* Methuen, London, 607 p.
- Clark, K., Royden, L., Whipple, X., Burchfiel, C., Zhang, X., Tang, W. (2006). Use of a regional, relict landscape to measure vertical deformation of the eastern Tibetan Plateau. *Journal of geophysical research*, vol. 111, f03002, doi:10.1029/2005jf000294
- Coates et al., (1992). En Montes et al., (2012). Closure of the Isthmus of Panama: the near-shore marine record in Costa Rica and western Panama. *Geol Soc. Amer. Bull.* 104:814-828
- Coates, A.G., Collins, L.S., Aubry, M.-P., and Berggren, W.A., (2004). The geology of the Darien, Panama, and the late Miocene–Pliocene collision of the Panama arc with northwestern South America: *Geological Society of America Bulletin*, v. 116, no. 11–12, p. 1327–1344, doi:10.1130/B25275.1.
- Cochrane, R. (2013). U/Pb thermochronology, geochronology and geochemistry of NW South America: rift to drift transition, active margin dynamics and implications for the volume balance of continents. Thèse de doctorat: Univ. Genève, 2013, no. Sc. 4566.
- Cohen, S., Willgoose, G.R., Hancock, G.R., (2008). A methodology for calculating the spatial distribution of the area–slope equation and the hypsometric integral within a catchment. *Journal of Geophysical Research* 113, F03027.
- Colgan, J., Shuster, D. Reiners, P. (2008). Two-phase Neogene extension in the northwestern Basin and Range recorded in a single thermochronology sample. *Geology*. Vol. 36, N° 8. 631-634 p.
- Colmenares, L. & M. D. Zoback, 2003. Stress field and seismotectonics of northern South America, *Geology*, v. 31, pp. 721-724.
- Collins, L.S., Coates, A.G., Jackson, J.B.C., and Obando, J.A., (1995). En Montes et al., (2012). Timing and rates of emergence of the Limon and Bocas del Toro basins: Caribbean effects of Cocos Ridge subduction?: *Geological Society of America Bulletin*, v. 295, p. 263–289.

Collins, L.S., Coates, A.G., Berggren, W.A., Aubry, M.-P., and Zhang, J., 1996, The late Miocene Panama isthmian strait: *Geology*, v. 24, no. 8, p. 687–690.

Coltorti, M., y Ollier, C., (2000). Geomorphic and tectonic evolution of the Ecuadorian Andes: *Geomorphology*, v. 32, p. 1-19.

Coltorti, M., y Ollier, C., (1999). The significance of high planation surfaces in the Andes of Ecuador., in Smith, B.J., Whalley, W.B., and Warke, P.A., eds., *Uplift, erosion and stability: perspectives on long-term landscape development*, Volume 162: Special Publications: London, Geological Society, p. 239-253.

Comoner, B. (1990). *Making Peace with the Planet*. New York: Pantheon. The new Press. 304 pages.

Compston, W., Williams, I., Meyer, C. (1984) U–Pb geochronology of zircons from lunar Breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *Journal of Geophysical Research* 89: B525–B534.

Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P., (2003). Atlas of zircon textures: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 53, p. 469-500.

Correa, A. M., Pimentel, M., Restrepo, J., Nilson, A., Ordoñez, O., Martens, U., Laux, J., Junges, S. (2006). U/Pb zircon ages and Nd-Sr isotopes of Altavista Stock and the San Diego Gabro: New insights of Cretaceous arc magmatism in the Colombian Andes. V SSAGI, Punta del Este, Uruguay.

Cortes, M., Angelier, J., Colleta, B. (2005). Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on plate kinematics of the South Caribbean region. *Tectonics*, Vol. 24, 27 p.

Cossio, U. (2000). Geología de las planchas 127, 128, 143 y 144. Ingeominas Informe Inédito 101 p. Medellín.

Cross, H. (1998). *Los ingenieros y las torres de Marfil*. McGraw-Hill, Ed. 2 ed., p. 113.

D'Alessio, M. (2004). *The Thermal and Mechanical Behavior of Faults*. University of California, Berkeley. Doctoral Thesis. 162 p.

Davis, W. M. (1899). The geographical cycle. *Geography Journal*, 14, 481–504.

Davy, p. & Cobbold, P.R. 1988. Indentation tectonics nature and experiment: 1. Experiments scaled for gravity. *Bulletin of the Geological Institutions of Uppsala*. Vol. 14. pp.129 – 141.

Dowden, J. M., (2001). *The mathematics of thermal Modelling*, Chapman & Hall / CRC, London.

Defant, A. (1929), *Dynamische Ozeanographie*, J. Springer, Berlin. p. 222.

DeMets, et al., 2010. Geologically current plate motions. *Geophys. J. Int.* (2010) 181, 1–80. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x

Demoulin, A. (2011). Basin and river profile morphometry: a new index with a high potential for relative dating of tectonic uplift. *Geomorphology*, 126 (2011), pp. 97–107.

Demoulin A., (2012). Morphometric dating of the fluvial landscape response to a tectonic perturbation. *Geoph. Res. Lett.* 39, L15402, doi:10.1029/2012GL052201.

Devi, R.K.M., Bhakuni, Bora, P.B., (2011). Tectonic implication of drainage set-up in the Sub-Himalaya: a case study of Papumpare district, Arunachal Himalaya, India. *Geomorphology* 127, 14–31.

Dickin, A. (2005). *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press. 492 p.

Djovik, D., Ye, Z., Dartiguenave, C. (2012). *Arc Hydro Tools Overview*. Version 2.0. ESRI. USA. 18 p.

Dodson, M. H., (1973). Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 40, p. 259-274.

Dueñas, H., y Duque, H. 1981. Geología del Cuadrángulo F-8 (Planeta Rica). Ingeominas, Bol. Geol., 24(1): 1-35 Bogotá.

Duque-Caro, H. (1989). El Arco de Dabeiba: Nuevas aportaciones al conocimiento del noroccidente de la Cordillera Occidental. V Congreso Colombiano de geología. Tomo I. p 108-126. Bucaramanga.

Duque-Caro, H. (1990). The Chocó block in the northwestern corner of South America: Structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 3(1), 71–84. doi:10.1016/0895-9811(90)90019-W

Duretz, T., Gerya, T. V. y May, D. A. (2011), Numerical modelling of spontaneous slab breakoff and subsequent topographic response, *Tectonophysics*, 502(1–2), 244–256, doi:10.1016/j.tecto.2010.05.024.

Ego, F., Sébrier, M., y Yepes, H. 1996. Is the Cauca-Patia and Romeral Fault System left or right lateral?. *Geophysical Research Letters*, 22: 33–36. doi: 10.1029/94GL02837.

Ehlers, T., et al., (2005). Computational Tools for Low-Temperature Thermochronometer Interpretation. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1), 589–622. doi:10.2138/rmg.2005.58.22

Ehlers, T.A. y Farley, K.A. (2003) Apatite (U-Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes, *Earth Planet Sci. Letts* ,206, 1-14

Elverfeldt, K. y Glade, T (2011). Systems theory in Geomorphology. A challenge. *Zeitschrift für Geomorphologie* 55, Suppl. 3: 87-108.

England, J. M., Johnston. S. T., (2004). The Laramide Orogeny: What Were the Driving Forces?: *International Geology Review*, 46, 833–838.

England, P. y Molnar, P. (1990). Surface uplift, uplift of rocks and exhumation of rocks. *Geology* Vol. 18. pp 1173-1177.

Eslava, J. (1992). Perfil altitudinal de la temperatura media del aire en Colombia. *Geofísica Colombiana*. 1:37-52.

Estrada, B., Lalinde, C., Cañola, E., Rendón, P., Ríos, C, Ruíz, M. (2005). Morfología tectónica y segmentación de fallas al occidente de Medellín". En: CD Memorias X Congreso Colombiano de Geología, Julio 2005.

Etayo, F., (1986). Mapa de terrenos geologicos de Colombia. *Publicaciones Geologicas Especiales*, 14(I), 1–235.

Etayo-Serna, F., D. Barrero, H. Q. Lozano, A. Espinosa, H. González, A. Orrego, I. T. Ballesteros, H. O. Forero, C. Q. Ramírez, F. Zambrano-Ortiz, H. Duque-Caro, R. H. Vargas, A. Núñez, J. Álvarez, U. C. Ropain, E. P. Cardozo, N. Galvis, L. R. Sarmiento, J. P. Albers, J. E. Case, D. A. Singer, R. W. Bowen, B. R. Berger, D. P. Cox, y C. A. Hodges, (1986). Mapa de terrenos geológicos de Colombia: *Publicaciones especiales, Ingeominas*, v. 14: Bogotá, 235 p.

Faccenna, C., T.W. Becker, L. Jolivet, and M. Keskin, 2013b. Mantle convection in the Middle East: Reconciling Afar upwelling, Arabia indentation and Aegean trench rollback, *Earth planet. Sci. Lett.*, 375, 254-269, doi :10.1016/j.epsl.2013.05.043

Farbiartz, F., Estrada, E. (2002). Comparación de la actividad sísmica de colombiana antes y después de la instalación de la red sismológica nacional *Boletín De Ciencias De La Tierra*. Vol. 14. pp 14 – 29.

Farley, K., Wolf, R., Silver, L. (1996). The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages. *Geochim Cosmochim Acta* 60:4223-4229

Farley, K. (2000). Helium diffusion from apatite: general behavior as illustrated by Durango Fluorapatite. *J. Geophys. Res.* 105, 2903–2914.

Farley, K. (2002). (U-Th)/He Dating: Techniques, Calibrations, and Applications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 47, p. 819-844.

Farley, K.A., Shuster, D.L., Ketcham, R.A., (2011). U and Th zonation in apatite observed by laser ablation ICP-MS, and implications for the (U–Th)/He system. *Geochim. Cosmochim. Acta* 75 (16), 4515–4530.

Farris et al., (2011). Fracturing of the Panamanian Isthmus during initial collision with South America. *Geology*; v. 39; no. 11. pp 1007-1010.

Faure, G. y Mensing, T. (2004). *Isotopes: Principles and Applications*, Wiley editors. 3rd Edition. 928 p.

- Ferreira, M. (2014). Transect tool for ArcGIS 10.1 available online at <http://gis4geomorphology.com/stream-transects-partial>.
- Filosofov, V. P., (1960). Brief guide to morphometric methods in search of tectonic structures. Saratov University Publishing House, Saratov.
- Fitzgerald, P., Sorkhabi, R., Redfield, T., Stump, E. (1995). Uplift and denudation of the central Alaska Range: A case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters. *Journal Of Geophysical Research-all Series*. Vol 110. Pág. 20,175-20,191.
- Flint, J., (1974). Stream gradient as a function of order magnitude and discharge. *Water Resour. Res.* 10, 969–973.
- Foeken, J. (2007) Role of topography in isotherm perturbation: Apatite (U-Th)/He and fission track results from the Malta tunnel, Tauern Window, Austria. *Tectonics*, Vol. 26, , doi:10.1029/2006TC002049. 15 p.
- Fossen, H., Tikoff, B., Teyssier, C., (1994). Strain modeling of transpressional and transtensional deformation. *Norsk Geol. Tidsskr.* 74, 134-145 p.
- Franco, E., Rengifo, F., Llanos, D., Pérez, J., Bedoya, N., Bermúdez, M. Martínez, S., Duarte, J., Rengifo, R., Ojeda, A. (2002). Sismicidad registrada por la red sismológica de Colombia durante el tiempo de operación: junio de 1993 hasta agosto de 2002. I simposio Colombiano de Sismología. Bogotá – Colombia.
- Furlong, K. y Chapman, D. (2013). Heat Flow, Heat Generation, and the Thermal State of the Lithosphere. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* Vol. 41: 385-410.
- Galán, R. y Casallas, I. (2010). Determination of effective elastic thickness of the Colombian andes using satellite-derived gravity data. *Earth Sci Res J*. Vol. 14. N 1. 7-16.
- Gallagher, K., (2012a). Uplift, denudation and their causes and constrains over geological timescales
- Gallagher, K., (2012b). Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology. *J. Geophys. Res., Solid Earth* 117 (B2), 2156–2202.
- Gallagher, K. (2013). QTQt User Guide v.5. 48 pages.
- Gallagher, K., Stephenson, J., Brown, R., Holmes, C., and Fitzgerald, P. (2005a) Low temperature thermochronology and modeling strategies for multiple samples 1: Vertical profiles. *Earth and Planetary Science Letters*, 237. pp. 193-208.(doi:10.1016/j.epsl.2005.06.025).
- Gallagher, K., John Stephenson, J., Brown, R. Holmes, C., Ballester, P. (2005b). Exploiting 3D Spatial Sampling in Inverse Modeling of Thermochronological Data. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* 14 Vol. 58, pp. 375-387.
- Gautheron, C., Tassan-Got, L., Ketcham, R., Dobson K. (2012). Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U–Th–Sm)/He geochronology: 3D modeling of diffusion, zoning, implantation, and abrasion *Geochim. Cosmochim. Acta*, 96 (2012), pp. 44–56
- Gerya, T. (2010). *Introduction to Numerical Geodynamic Modelling*. Cambridge university press. 359 p.
- Gilbert, G. (1909). The Convexity of Hilltops. *The Journal of Geology*, Vol. 17, No. 4, pp. 344-350.
- Giraldo, M. (2010). Esquema geodinámico de la parte noroccidental de la cordillera central de Colombia. Facultad de Minas, Medellín. Universidad Nacional de Colombia, Tesis de maestría en ingeniería-materiales y procesos. 146 p.
- Göbel, V., y Stibane, F. (1979). K/Ar hornblende ages of tonalite plutons, Cordillera Occidental, Colombia. *U. Nal., Publ. Esp. Geol.*, (19):pp. 1-2. Medellín.
- Gómez, A., Moreno, M., y Pardo, A., (1995). Edad y origen del “Complejo Metasedimentario Aránzazu Manizales” en los alrededores de Manizales (departamento de Caldas, Colombia), *Geología Colombiana*, v. 19, p. 83-93.
- Gómez, E., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Hegarty, K., Kelley, S., and Heizler, M., (2003). Controls on architecture of the Late Cretaceous to Cenozoic southern Middle Magdalena Valley Basin, Colombia: *Geological Society of America Bulletin*, v. 115, no. 2, p. 131-147.

- Gómez, E., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Cardozo, N., (2005). Development of the Colombian foreland-basin system as a consequence of diachronous exhumation of the northern Andes. *GSA Bulletin*, v.117 (9), p.1272-1292.
- Gómez, J., Nivia, A., Montes, N., Jiménez, D., Tejada, M. L., Sepúlveda, M., Mora, M. (2007). Mapa Geológico de Colombia, escala 1:2.800.000. Bogotá D.C.: Ingeominas.
- Gómez-Tapias, (2015). Catálogo de dataciones radiométricas de Colombia en ArcGIS y google earth. Servicio geológico Colombiano. Bogotá – Colombia. 286 p.
- González, H., (1976). Geología del cuadrángulo J-8 Sonsón. Ingeominas, informe 1704, 421p. Bogotá.
- González, H. (1978). El Melange de Romeral y sus implicaciones tectónicas en la evolución de la cordillera Central, de los Andes Colombianos. II congreso Colombiano de Geología. Resúmenes, 14p.
- González, H. (1980). Geología de las planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina). Boletín Geológico, Ingeominas, Vol. 23 (1): pp 1-174, Bogotá.
- González, H. (1997). Mapa geológico del Departamento de Antioquia, escala 1:400.000. Memoria Explicativa. Ingeominas, Informe 2199, 232 p. Santafé de Bogotá.
- González, H. (2001). Memoria explicativa del Mapa Geológico del Departamento de Antioquia. Escala 1:400.000. INGEOMINAS, 240 P. Medellín.
- González, H. (2010). Geología y geocronología de las unidades litológicas asociadas al sistema de fallas Cauca-Romeral, sector centro-sur. Tomo I. Ingeominas, informe interno. 413 p.
- González, H., y Londoño, A. (1998). Edades K/Ar en algunos plutones del Graben del Cauca y norte de la Cordillera Occidental. *U. Nal., Rev. Geol. Col.*, 23: pp. 117-131. Santa Fe de Bogotá.
- González, H., y Londoño, A. (2002a). Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia, Batolito de Mandé, Cordillera Occidental, departamentos de Antioquia, Chocó y Risaralda. INGEOMINAS. 26 p.
- \_\_\_\_\_ (2002b). Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia, Monzonita del Páramo de Frontino, Cordillera Occidental, departamento de Antioquia. INGEOMINAS. 16 p.
- González, H.; Restrepo, J. J.; Toussaint, J. F.; Linares, E. (1978). Edad radiométrica K/Ar del Batolito de Sabanalarga. *U. Nal., Publ. Esp. Geol.*, 8:1-5. Medellín.
- Goscombe, B., Gray, D., Hand, M., (2005). Extrusional tectonics in the core of a transpressional orogen: the Kaoko Belt, Namibia. *Journal of Petrology* 46, 1203-1241.
- Graveleau, F., Malavieille, J., Dominguez, S. (2012). Experimental modelling of orogenic wedges: a review. *Tectonophysics*, 538–540), pp. 1–66.
- Gregory-Wodzicki, K. (2000). Uplift history of the Central and Northern Andes: A review. *GSA Bulletin*; July 2000; v. 112; no. 7; p. 1091–1105.
- Grohmann, C. H. (2004). Morphometric analysis in geographic information systems: applications of free software GRASS and R. *Computers & Geosciences*, 30(9-10), 1055–1067. doi:10.1016/j.cageo.2004.08.002
- Grohmann, C. H., Riccomini, C., & Chamani, M. a. C. (2011). Regional scale analysis of landform configuration with base-level (isobase) maps. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(5), 1493–1504. doi:10.5194/hess-15-1493-2011
- Grosse, E., (1926). El Terciario Carbonífero de Antioquia. Ed. Reimer, Berlín, pp 1-361.
- Guarnieri, P. y Pirrotta, C., (2008). The response of drainage basins to the late Quaternary tectonics in the Sicilian side of the Messina Strait (NE Sicily). *Geomorphology* 95, 260–273.
- Gutscher, M., J. Malavieille, J., S. Lallemand, S., Collot, J. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters* 168. 255–270.
- Hack, J. (1960) – Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *American Journal of Science*, 258A, 80-97.

- Hack, J. (1973). Stream profile analysis and stream gradient index. U.S. Geological Survey Journal Research Exploration, Athens, vol. 1, pp. 421–429.
- Hack, J. (1975). Chapter - 5 Dynamic equilibrium and landscape evolution, in Melhorn, W., and Flemal, R., eds., Theories of Landform Development: Publications in Geomorphology, SUNY Binghamton, p. 91-102.
- Hadley G. (1735). On the cause of the general trade winds. Phil. Trans., Roy. Soc. 34: 58–62.
- Haffer, J., (1967). On the geology of Urabá and Chocó regions, NW Colombia. Colombian Petroleum Company. COLPET, Gr-351. Bogotá.
- Hall, R., Álvarez, J., Rico, H. & Vásquez, H. (1972): Geología de los departamentos de Antioquia y Caldas (sub-zona II-A). Ingeominas, Bol. Geol., 20(1):1-85. Bogotá.
- Han, Z., Wu, L., Ran, Y., Ye, Y., (2003). The concealed active tectonics and their characteristics as revealed by drainage density in the North China Plain (NCP). Journal of Asian Earth Sciences 21, 989–998.
- Hanchar, J.M., Finch, R.J., Hoskin, P.W.O., Watson, E.B., Cherniak, D.J., y Mariano, A.N. (2001) Rare earth elements in synthetic zircon: Part 1. Synthesis, and rare-earth element and phosphorous doping of zircon. American Mineralogist, 86, 667–680.
- Hare, P. W. and Gardner, T. W. (1985). Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica, In: Tectonic Geomorphology: Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium, (Eds) Morisawa, M. and Hack, J. T., September 1984, Allen and Unwin, Boston, 90–104.
- Harrison, T., y Zeitler, P. (2005). Fundamentals of Noble Gas Thermochronometry. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Vol. 58, pp. 123-149.
- Hay, W., Soeding, E., DeConto, R., Wold, C. (2002). The Late Cenozoic uplift–climate change paradox. Int. J. Earth Sci. 91. 746–74.
- Hays, D., Imbrie, J., Shackleton, N. (1976). Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. Science, Vol. 194, No. 4270 (Dec. 10, 1976), pp. 1121-1132.
- Hengl, T., y Reuter, H. I. (2008). Geomorphometry: Concepts, Software, Applications. Developments in Soil Science, vol. 33, Elsevier, 772 pp.
- Herman, F., Cox, S. C. y Kamp, P. (2009), Low-temperature thermochronology and thermokinematic modeling of deformation, exhumation, and development of topography in the central Southern Alps, New Zealand, Tectonics, 28, TC5011, doi:10.1029/2008TC002367.
- Herman, F., Seward, D., Valla, P.G, Carter, A., Kohn, B., Willett, S.D., Ehlers, T.A. (2013). Worldwide acceleration of mountain erosion under a cooling climate. Nature/Letter, v. 504, p. 423–426. doi:10.1038/nature12877
- Hermelin, M. (2007). Sistemas morfogénicos contrastados en el norte de la cordillera central colombiana. Revista de La Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 31(119), 199–216.
- Hooghiemstra, H. (2006). Immigration of oak into northern South America: a paleoecological document. In: Kappelle, M. (Ed.), Ecology and conservation of neotropical montane oak forests. : Studies in Ecology, 185. Springer Verlag, Berlin–Heidelberg, Germany, pp. 17–28.
- Hooghiemstra, H. y van der Hammen, T. (2004). Quaternary Ice-Age dynamics in the Colombian Andes: developing an understanding of our legacy. Phil. Trans. R. Soc. Lond. B. 359, 173–181.
- Hooke, R., Martin-Duque, J., Pedraza, J. (2012). Land transformation by humans: A review. GSA Today, v. 22, no. 12, doi: 10.1130/GSAT151A.1.
- Horton, R. (1932). Drainage basin characteristics. Am.Geophys. Union, Trans. 13, 348–352
- Horton, R. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology: Geological Society of America Bulletin, v. 56, p. 275–370.

- House, M.A., Wernicke, B.P., Farley, K.A., (1998). Dating topography of the Sierra Nevada, California, using apatite (U–Th)/He ages. *Nature* 396, 66–69.
- Hourigan, J., Reiners, P., Brandon, M. (2005) U-Th zonation dependent alpha-ejection in (U-Th)/He chronometry, Part I: Theory. *Geochim Cosmochim Acta* 69:3349-3365
- Howard, A. (1965). Geomorphological systems--equilibrium and dynamics. *American Journal of science*. Vol. 263. 302-312.
- Huggett, R. (2007). *Fundamentals of Geomorphology*, 3rd edition. Routledge, London.
- Hurtado, O. y Leuro, E. (2000). Modelo gravimétrico del espesor de la corteza terrestre en Colombia. *Revista Geofísica Colombiana*. N° 4. pp. 11-22.
- Ibañez-Mejía, M., Tassinari, C.C.G., Jaramillo-Mejía, J.M., 2007. U/Pb zircon ages of the "Antioquian Batholith": geochronological constraints of Late Cretaceous magmatism in the Central Andes of Colombia. 11th Colombian Geological Congress, extended abstracts. 11 p.
- Insel, N., Poulsen, C., Ehlers, F. (2009). Influence of the Andes Mountains on South American moisture transport, convection, and precipitation. *Clim Dyn*. DOI 10.1007/s00382-009-0637-1
- Integral-Sedic, (1998). Proyecto Hidroeléctrico del Nechí. Sismología. Informe final. Evaluación de la amenaza sísmica. Documento No 3045-04 rev 0. Consorcio Integral-Sedic, 130 p.
- Jaffey, A.H., Flynn, K.F., Glendenin, L.E., Bentley, W.C., y Essling, A.M., (1971). Precision measurements of half-lives and specific activities of <sup>235</sup>U and <sup>238</sup>U: *Physical Review C: Nuclear Physics*, v. 4, p. 1889–1906, doi:10.1103/PhysRevC.4.1889.
- Jaramillo, J. M. (1978). Determinación de las edades de algunas rocas de la Cordillera Central de Colombia por el método de huellas de fisión. 2 Congr. Col. Geol., Resúmenes. Bogotá.
- Keller, E. A., Pinter, N., (2002). *Active Tectonics. Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ (362 pp.).
- Kellogg, J. y Vega, V. (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: constrain for global positioning system geodetic studies and gravity. *Geological society of America. Special Paper* 295.
- Kendrick, E., Smalley, R., Brooks, B., Barriga, R., Lauría, E., Souto, L. (2003). The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences* 16.125–131
- Kennan, L., y Pindell, J. (2009). Dextral shear, terrane accretion and basin formation in the Northern Andes: best explained by interaction with a Pacific-derived Caribbean Plate? *Geological Society, London, Special publications*. pp. 1–58.
- Kepler, J. (1609). *Astronomia nova. Physica coelestis, tradita commentariis De motibus stellae martis, ex observationibus G.V. Tychoonis Brahe*. Praga.
- Ketchum R. A., Donelick, R. A., Donelick, M. B. (2000) AFTSolve: A program for multi-kinetic modeling of apatite fission-track data. *Geol Mat Res*. Vol 2. N 1. 32 pags.
- Ketchum, R. A. (2005). Forward and Inverse Modeling of Low-Temperature Thermochronometry Data. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1), 275–314. doi:10.2138/rmg.2005.58.11
- Koyi, H. (1997). Analogue modelling: from a qualitative to a quantitative technique: A historical outline. *Journal of Petroleum Geology*, vol. 20(2). pp. 223-238
- Kusznir, N.J., Park, R.G., (1982). Intraplate lithosphere strength and heat flow. *Nature* 299, 540–542.
- Lachenbruch, A. y Sass, J. (1980). Heat Flow and Energetics of the San Andreas Fault Zone. *Journal of geophysical research*, vol. 85, no. B11, pages 6185-6222.
- Lalleman, S., Heuret, A., Faccena, C., Funiciello, F. (2008). Subduction dynamics as revealed by trench migration. *Tectonics*, Vol. 27, TC3014, doi:10.1029/2007TC002212

Langbein, W. (1947) Topographic Characteristics Of Drainage Basins. USGS Water Supply Paper 968-C, p. 125-157.

Lee, J., Williams, I., David J. Ellis, D. (1997). Pb, U and Th diffusion in natural zircon. *Nature* 390, pp. 159-162.

Leopold, L. (2004). Geomorphology: A Sliver Off the Corpus of Science. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2004. 32:1–12.

Lonsdale, P. (2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404(3-4), 237-264.

López, A., Sierra, G., Ramírez, D. (2006). Vulcanismo Neógeno En El Suroccidente Antioqueño Y Sus Implicaciones Tectónicas. Departamento de Geología, Universidad EAFIT. *Boletín De Ciencias De La Tierra*, Número 19, noviembre. Medellín.

Loseliani, A. (2014). Value Inquiry Book Series. 2014, Technosphere Vol. 276, p455-455. En *Global studies encyclopedic dictionary*. Edited by Alexander N. Chumakov, Ivan I Mazour, William C. Gay.

Luebert, F., y Muller, L. (2015). Effects of mountain formation and uplift on biological diversity. *Frontiers in genetic*. Vol. 6. 1-2.

MacDonald, W.D., (1980). Anomalous paleomagnetic directions in Late Tertiary andesitic intrusions of the Cauca Depression, Colombian Andes: *Tectonophysics*. pp. 339-348.

Mandelbrot, B. B. (1975), *Les Objets Fractals: Forme, Hasard et Dimension*, Engl. ed., Flammarion, Paris.

\_\_\_\_\_ (1982). *The Fractal Geometry of Nature*. Freeman, San Francisco.

Marín-Cerón, M., y Vinasco, C. 2012. Contribuciones al conocimiento de la evolución geológica del sistema de fallas de Romeral. *Presentación Tema Especial. Boletín de ciencias de la tierra*, N° 32. pp. 61-64.

Martens, U., Restrepo, J., Solari, L. (2012). Sinifaná Metasedimentites And Relations With Cajamarca Paragneisses Of The Central Cordillera Of Colombia. *Revista Boletín Ciencias de la Tierra*, Nro. 32, pp. 99-110. Medellín.

Martens, U., Restrepo, J., Ordoñez, O., Correa, A. (2014). The Tahamí and Anacona Terranes of the Colombian Andes: Missing Links between the South American and Mexican Gondwana Margins. *The Journal of Geology*, volume 122, p. 507–530.

Mattauer, M. (1976). Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre. *Omega*, 540 p.

Mattson, P.H. (1984). Caribbean structural breaks and plate movements. In: *Geological Society of America Memoir* 162, 131- 152.

Mégard, F., 1984, The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru: *Journal of the Geological Society of London*, v. 141, p. 893-900.

Mégard, F., Noble, D.C., and McKee, E.H., 1984, Multiple pulses of Neogene compressive deformation in the Ayacucho intermontane basin, Andes of Central Peru: *Geological Society of America Bulletin*, v. 95, p. 1108-1117.

Mejía, N. (1984). Geología y geoquímica de las planchas 130 (Santafé de Antioquia) y 146 (Medellín Occidental), escala 1:100.000, memoria explicativa. Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS).

Mesa, M. I., & Lalinde, C. P. (2001). Actividad de la falla Espíritu Santo. *Revista Horizontes Naturales*, (4), 31–39.

Meschede, M.; Frisch, W. (1998). A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics*, 296: 269-291

Milankovitch, M. (1920). *Theorie Mathematique des Phenomenes Thermiques produits par la Radiation Solaire*. Gauthier-Villars Paris.

Miller, V. C., (1953), A Quantitative Geomorphology study of drainage basin characteristics in the Clinch Mountain Area, Virginia and Tennessee; Department of Geology, Columbia, Technical Report 3.

Miller, K., Mountain, G., Browning, J. (2011). A 180-Million-Year Record of Sea Level and Ice Volume Variations from Continental Margin and Deep-Sea Isotopic Records. *Oceanography* 24(2):40–53.

- Molin, P., Fubelli, G., Nocentini, M., Dramis, F. (2012). Interaction of mantle dynamics, crustal tectonics, and surface processes in the topography of the Romanian Carpathians: A geomorphological approach. *Global and planetary change*. Volumes 90–91, Pages 58–72.
- Molnar, P. y England, P. (1990a). Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature* 346:29–34.
- Molnar, P. y England, P. (1990b). Temperatures, heat flux, and frictional stress near major thrust faults. *Journal of geophysical research*, Volume 95, Issue B4. Pages 4833–4856.
- Monsalve, J. H. (1998). Geometría de la Subducción de la Placa de Nazca en el Noroeste de Colombia: Implicaciones tectónicas y sísmicas: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Postgrado en Ciencias de La Tierra, Tesis Msc, 107p.
- Montes, C., Hatcher, R., Restrepo-Pace, P. (2005). Tectonic reconstruction of the northern Andean blocks: Oblique convergence and rotations derived from the kinematics of the Piedras–Girardot area, Colombia. *Tectonophysics*. Vol. 399. p 221 – 250.
- Montes, C., Bayona, G., Cardona, A., Busch, D.M., Silva, C.A., Morón, S.A., Hoyos, N., Ramírez, D.A., Jaramillo, C., Valencia, V., (2012a). Arc-Continent Collision and Orocline Formation: Closing of the Central America Seaway. *J. Geophys. Res.* doi:10.1029/2011JB008959.
- Montes, C., Cardona, A., McFadden, R., Moron, S. E., Silva, C. a., Restrepo-Moreno, S., Flores, J. a. (2012b). Evidence for middle Eocene and younger land emergence in central Panama: Implications for Isthmus closure. *Geological Society of America Bulletin*, 124(5-6), 780–799. doi:10.1130/B30528.1
- Montes-Correa, L. F. (2007). Exhumación de las rocas metamórficas de alto grado que afloran al Oriente del Valle de Aburrá, Antioquia. Tesis de Maestría, Universidad Eafit. Medellín – Colombia. 134 p.
- Montgomery, K. (1989) Concepts of equilibrium and evolution in geomorphology: the model of branch systems. *Progress in Physical Geography* 13: 47–66.
- Montgomery, K. (2001). Slope distributions, threshold hillslopes, and steady-state topography. *American Journal of Science*, Vol. 301, April/May, 2001, P. 432–454.
- Montgomery, K. (2007). *Dirt: Erosion of civilizations*. University of California Press, Berkeley, CA, 295 pp.
- Montgomery, D. R., y E. Foufoula-Georgiou (1993), Channel network source representation using digital elevation models, *Water Resour. Res.*, 29, 3925 – 3934.
- Mora, H. (1995). Central and South American GPS Geodesy: Relative plate motions determined from 1991 to 1994 measurements in Colombia, Costa Rica, Ecuador, Panamá and Venezuela, Master Theses, University of South Carolina.
- Mora, H. y López, S. (2011). El proyecto GEORED del Ingeominas: Instrumentación orientada a las investigaciones espaciales para el estudio de la dinámica terrestre en Colombia. XIV Congreso Latinoamericano de Geología. Medellín.
- Mora, H., Trenkamp, R., Kellogg, J., Freymueller, J., Ordoñez, M. (2002). Resultados del uso de geodesia satelital para estudios geodinámicos en Colombia. Primer Simposio Colombiano De Sismología. “Avances de la Sismología en los últimos veinte años”. Bogotá – Colombia.
- Mora, A., Parra, M., Strecker, M. R., Sobel, E. R., Hooghiemstra, H., Torres, V., & Vallejo, J. (2008). Climatic forcing of asymmetric orogenic evolution in the Eastern Cordillera of Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 120(7-8), 930–949. doi:10.1130/B26186.1
- Morín, E. (2004). *Introducción al pensamiento complejo*. Editorial Gelisa. México. 168 págs.
- Moreno-Sánchez, M., Gómez-Cruz, A., & Toro, L. M. (2008). Proveniencia del material clástico del complejo Quebradagrande y su relación con los complejos estructurales adyacentes. *Boletín de Ciencias de La Tierra*, 22, 27–38.
- Muller, P., Kamenov, G., Heatherington, A, Richards, J. (2008). Crustal Evolution in the Southern Appalachian Orogen: Evidence from Hf Isotopes in Detrital Zircons. *The Journal of Geology*, 2008, volume 116, p. 414–422.

Nir, D. (1957). The Ratio of Relative and Absolute Altitude of Mt. Carmel. *Geographical Review* 27: 564-569.

Nivia, A., (1996). El Complejo Estructural Dagua, Registro de deformación de la Provincia Litosférica Oceánica Cretácica Occidental: Un prisma acrecionario: VII Congreso Colombiano de Geología, Cali, Colombia, v. III, p. 54–67.

Norabuena, E., Dixon, T., Stein, S., & Harrison, C. (1999). Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific Plate motions. *Geophysical Research Letters*, 26(20), 3405–3408.

Noriega, S. y Caballero, H. (2015). Morfotectónica de la falla Abriaquí y sismicidad histórica asociada con el sismo de 1903 en Frontino, Antioquia. *Revista de la academia Colombiana de Ciencias exactas físicas y naturales*. Vol. 39, núm. 150. 100-111.

Ollier, C. D. y Pain, C. F. (). The origin of mountains.

Ordoñez, O. (1997). O Pre Cambriano na parte norte da Cordilheira Central dos Andes Colombianos. Trabalho de Dissertação, U. De Brasília, Instituto de Geociencias, 90 p.

Ohmori, H., 1993. Changes in the hypsometric curve through mountain building resulting from concurrent tectonics and denudation. *Geomorphology* 8, 263–277.

Ordoñez, O., y Pimentel, M. (2001). Consideraciones geocronológicas e isotópicas del batolito Antioqueño. *Revista de La Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas Y Naturales*, 24(94), 27–35.

Ordoñez, O., y Pimentel, M. (2002). Rb-Sr and Sm-Nd isotopic study of the Puquí complex, Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 173–182.

Ordóñez, O., Restrepo, J. J. and Pimentel, M. M., (2006). Geochronological and isotopic review of pre Devonian Crustal basement of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 21: pp. 372–382.

Oreskes, N., Shrader-Frechette, K., Belitz, K. (1994). Verification, Validation, and Confirmation of Numerical Models in the Earth Sciences. *Science*. Vol. 263 no. 5147 pp. 641-646. DOI: 10.1126/science.263.5147.641

Paces, J. y Miller, J. (1993). U-Pb ages of the Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: geochronologic insights into physical, paleomagnetic and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga mid-continent rift system. *American Geophysical Union Journal of Geophysical Research*, v. 98, no. B8, p. 13997-14013.

Padilla, L. (1981). Geomorfología de posibles áreas peneplanizadas en la Cordillera Occidental de Colombia. *Revista CIAF*, v. 6 (1-3) pp. 391-402.

Page, W. (1986). Seismic geology and seismicity of Northwestern Colombia. Medellín. p. 200.

Page, W.D. y James, M.E. (1981). "The Antiquity of the erosion surfaces and the Late Cenozoic deposits near Medellín, Colombia: implications to tectonics and erosion rates" *Rev. CIAF*, 6 (1-3): 421-454.

Pain, C. F. y Ollier, C. D. (1995) Inversion of relief: a component of landscape evolution. *Geomorphology* 12, 151–65.

Pardo, A., Cardona, A., Silvia, J., Borrero, C. y Tamayo, J. (2011). Geocronología U/Pb en circones detríticos del Complejo Quebradagrande: Nuevos datos sobre la procedencia de los sedimentos cretáceos en la margen NW de Suramérica. Poster, XIV Congreso Latinoamericano de Geología. Medellín.

Pardo-Casas, F., y Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous time. *Tectonics*, Vol. 6, N° 3. 233- 248 pp.

Paris, G., Machette, M., Dart, R., & Haller, K. (2000). Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Colombia and its Offshore Regions. Pag. 53.

Parra, M. (2008). Cenozoic foreland-basin evolution in the northern Andes : insights from thermochronology and basin analysis in the Eastern. Universität Potsdam.

Parra, M., Mora, A., Jaramillo, C., Strecker, M. R., Sobel, E. R., Quiroz, L. I., Rueda, M., and Torres, V., (2009). Orogenic wedge advance in the northern Andes: Evidence from the Oligocene-Miocene sedimentary record of the Medina Basin, Eastern Cordillera, Colombia: *Geological Society of America Bulletin*, v. in press.

Pazzaglia, F. J., (2003). Landscape evolution models, in Gillespie, A. R., Porter, S. C., and Atwater, B. F., eds., *The Quaternary Period in the United States*: Amsterdam, Elsevier, p. 247-274.

Pazzaglia, F. J. and Brandon,

Persson, K. y Sokoutis, D. (2002). Analogue models of orogenic wedges controlled by erosion. *Tectonophysics*. Vol. 356. pp. 323 – 336.

Pelletier, J. D., (1999). Self-organization and scaling relationships of evolving river networks. *J. Geophys. Res.* 104, 7259–7375.

Peltier, L. (1950) The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic Geomorphology, *A.A.A. Geogr.* 40, pp. 216-230.

Penck, W. (1924). *Die Morphologische Analyse (Morphological Analysis of Landforms)*: J. Engelhorn's Nachfolger, Stuttgart, 283 p. K.C., London, 1953, St. Martin's Press, New York, 429 pp.

Peyton, L., y Carrapa, B. (2013). An introduction to low-temperature thermochronologic techniques, methodology, and applications, *in* C. Knight and J. Cuzella, eds., *Application of structural methods to Rocky Mountain hydrocarbon exploration and development: AAPG Studies in Geology* 65, p. 15–36.

Phillips, J. (1995). Self-organization and landscape evolution. *Progress in Physical Geography* 19, 309 – 321.

Phillips, J. (2002). Erosion, isostatic response, and the missing peneplains. *Geomorphology* 45 (2002) 225–241

Phillips, J. (2009). Landscape evolution space and the relative importance of geomorphic processes and controls. *Geomorphology* 109 (2009) 79–85.

Philpotts, A.R. (1964). Origin of pseudotachylytes. *American Journal of Science*, 262 pp. 1008–1035

Pike, R.J., (1995). Geomorphometry—process practice and prospect. *Z. Geomorphol., Suppl.* 101, 221 – 238.

Pike, R.J., (2000). Geomorphometry - diversity in quantitative surface analysis *Progress in Physical Geography*. Mar2000, Vol. 24 Issue 1, p1-20. 20p.

Pike, R. J., y Wilson, S. E. (1971) Elevation relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis. *Geol. Soc. Am. Bull.* 82, 1079–1084.

Pindell, J., 1985. Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the gulf of Mexico, Bahamas, and Proto Caribbean. *Tectonics* 4 (1), 1–39.

Pindell, J., y Dewey, J., 1982. Permo-Triassic reconstruction of Western Pangea and the evolution of the gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics* 1, 179–211.

Pollack, H. y Chapman, D. (1977). On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness. *Tectonophysics*. 38(1977) 279-296.

Poveda, H. (2013). Discontinuidades sísmicas en la litósfera bajo la zona andina y el occidente colombianos a partir de formas de onda de sismos distantes. Universidad Nacional de Colombia. Tesis de maestría. Bogotá – Colombia. 116 p.

Price, S., Ford, J., Cooper, A., Neal, C. (2011). Humans as major geological and geomorphological agents in the Anthropocene: the significance of artificial ground in Great Britain. *Phil. Trans. R. Soc. A* (2011) 369, 1056–1084 doi:10.1098/rsta.2010.0296

Pulido, N. (2003). Seismotectonics of the northern Andes (Colombia) and the development of seismic networks. *Bulletin of the International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, Special Edition*, pp. 69-76.

Ramírez, J., Sierra, G. M., & Marín-cerón, M. I. (2012). Anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) del miembro superior de la formación Amagá, sección quebrada Sabaleticas, SW antioqueño y su relación con los movimientos del sistema de fallas Romeral en el Cenozoico tardío. *Boletín de Ciencias de La Tierra*, 32, 125–142.

- Ramírez-Arias, J., Mora, A., Rubiano, J., Duddy, I., Parra, M., Moreno, N., Stockli, D., Casallas, W. et al. (2012). The asymmetric evolution of the Colombian Eastern Cordillera. Tectonic inheritance or climatic forcing? New evidence from thermochronology and sedimentology: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 39, p. 112-137.
- Rasemann, S., Schmidt, J., Schrott, L. and Dikau, R., 2004. Geomorphometry in mountain terrain. In: M.P. Bishop and J.F. Shroder, ed. *GIS & Mountain Geomorphology*. Springer, Berlin, 101–145.
- Raymo, M. E. (1994). The initiation of northern hemisphere glaciation. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1994.22:353-83.
- Reid, H. F., (1910). The mechanics of the earthquake, v. II of Lawson, A.C., Chairman, The California earthquake of April 18, 1906: Report of the State Earthquake Investigation Commission: Carnegie Institution of Washington Publication 87, 192 p.
- Reiners, P. (2005). Zircon (U-Th)/He Thermochronometry. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. Vol. 58, pp. 151-179.
- Reiners P. W., Farley K. A., y Hickey H. J. (2002) He diffusion and (U-Th)/He thermochronometry of zircon: Initial results from Fish Canyon Tuff and Gold Butte. *Tectonophysics*. 349, 247–308.
- Reiners, P., y Brandon, M. (2006). Using Thermochronology to Understand Orogenic Erosion. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* Vol. 34. pp 419–66.
- Reiners, P., y Schuster, D. (2009). Thermochronology and landscape evolution. *Physics today* 62 (9), 31–36. American Institute of Physics.
- Regard, V., Faccenna, C., Martinod, J., and Bellier, O. (2005). Slab pull and indentation tectonics: insights from 3D laboratory experiments. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 149, 99-113.
- Rendón, D. A., (2003). Tectonic and sedimentary evolution of the Upper Aburrá Valley, northern Colombian Andes. Tesis de Maestría, Universidad de Shimane. Japón. Pp. 1-123 p.
- Rendón, D. Toro, G.E., Hermelín, M. (2006). Chronostratigraphic model for the slope deposits in the upper Aburrá Valley. Abstract, I.A.G. Regional Conference on Geomorphology, IV Brazilian Symposium on Geomorphology, Goiania, Brasil: Tropical and subtropical Geomorphology.
- Restrepo, J. (2008). Obducción y metamorfismo de ofiolitas triásicas en el flanco occidental del terreno Tahamí, cordillera central de Colombia. *Boletín de Ciencias de La Tierra*, 22, 49 – 100.
- Restrepo, J., y Toussaint, J. F. (1988). Terranes and continental accretions in the Colombian Andes. *Episodes*, 11(3), 189 – 193.
- Restrepo, J., Toussaint, J. F., Gonzalez, H., Cordani, U., Kawashita, K., Linares, E., & Parica, C. (1991). Precisiones geocronológicas sobre el occidente colombiano. In *Simposio sobre magmatismo andino y su marco tectónico* (pp. 1–21).
- Restrepo, J., Ordoñez, O., Martens, U., & Correa, A. M. (2009). Terrenos, Complejos y provincias en la Cordillera Central de Colombia. *Ingeniería Investigación Y Desarrollo*, 9(2), 49–56. Retrieved from [http://virtual.uptc.edu.co/revistas2013f/index.php/ingenieria\\_sogamoso/article/view/908](http://virtual.uptc.edu.co/revistas2013f/index.php/ingenieria_sogamoso/article/view/908)
- Restrepo-Moreno, S. A. (2009). Long-term morphotectonic evolution and denudation chronology of the Antioqueño Plateau, Cordillera Central, Colombia. Doctoral thesis. University of Florida. 223 pags.
- Restrepo-Moreno, S., Foster, D., Stockli, D., & Parra, N. (2009). Long-term erosion and exhumation of the “Altiplano Antioqueño”, Northern Andes (Colombia) from apatite (U–Th)/He thermochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 278(1-2), 1–12. doi:10.1016/j.epsl.2008.09.037
- Restrepo-Moreno, S. A., Min, K., Berner, M., Barbosa, A., Marín-Cerón, M. I., Mesa, J., Hardwick, E., Pardo, A., Kamenov, G. (2013). Thermotectonic history of the Farallones del Citará Batholith (Colombia’s Western Cordillera) through multi-system, vertical profile thermochronology/geochronology: Tectonic, geomorphic and climatic implications. Ponencia en el XIV Congreso Colombiano de Geología.
- Restrepo-Pace, P.A., Colmenares, F., Higuera, C., and Mayorga, M., (2004). A fold-and-thrust belt along the western flank of the Eastern Cordillera of Colombia. Style, kinematics, and timing constraints derived from seismic data and

detailed surface mapping, in McClay, K.R., ed., Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir 82, p. 598–613.

Rice, J. R. (2006), Heating and weakening of faults during earthquake slip, *J. Geophys. Res.*, 111, B05311, doi:10.1029/2005JB004006.

Riley, J., DeGloria, D., y Elliot, R. (1999). A terrain ruggedness index that quantifies topographic heterogeneity. *Intermountain Journal of Sciences* 5(1-4): 23-27.

Ring, U., Brandon, M., Willet, S., Lister, G. (1999). Exhumation process. En *Exhumation process: Normal faulting, ductile flow and erosion*. Geology society. London, Special publications 154. p 1-2.

Rodríguez-Jiménez, V. (2010). *Fábrica y emplazamiento de la Diorita de Pueblito, NW Cordillera Central de Colombia: análisis de fábrica magnética y mineral*. Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Colombia.

Rodríguez, G. y Sierra, M. (2010). Las Sedimentitas de Tripogadí y las Brechas de Triganá: Un registro de Volcanismo de Arco, Corrientes de Turbidez y Levantamiento Rápido Eoceno en el noroccidente de Sur América. *Geología Colombiana*, Vol. 35, pp.74-86. Bogotá, Colombia

Rodríguez, G., y Arango, M. (2012). Formación Barroso: arco volcánico toleítico y diabasas de San José de Urama: un prisma acrecionario T-Morb en el segmento norte de la Cordillera Occidental de Colombia. *Boletín Ciencias de la Tierra*, Nro. 33, pp. 17-38.

Rodríguez, G., y Zapata, G., (2013). Análisis comparativo entre la formación Barroso y el complejo Quebradagrande: un arco volcánico toleítico-calcoalcalino, segmentado por el sistema de fallas de romeral en los andes del norte? *Boletín Ciencias de la Tierra*, Nro. 33, pp. 39-58.

Rodríguez, G., Zapata, G. y Gómez, J.F., 2010. Geología de la parte oriental de la Plancha 114 Dabeiba. INGEOMINAS. Medellín. 172 P.

Rodríguez, G., Arango, M., y Bermúdez, J., (2012). Batolito de Sabanalarga, plutonismo de arco en la zona de sutura entre el basamento oceánico y continental de los Andes del norte. *Boletín Ciencias de la Tierra* N° 32, pp. 81-98.

Roe, G.H., Stolar, D.B., Willett, S.D., (2006a). Response of a steady-state critical wedge orogen to changes in climate and tectonic forcing. In: Willett, S.D., Hovius, N., Brandon, M.T., Fisher, D.M. (Eds.), *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution*, volume 398. Geological Society of America Special Paper, pp. 227–239.

Roe, G., Whipple, K. Fletcher, J. (2006b). Feedbacks among climate, erosion, and tectonics in a critical wedge orogen. *American Journal of Science* 308(7). 815-842.

Ruszkiczay-Rudiger, Z., Fodor, L., Hovath, E., Telbisz, T., (2009). Discrimination of fluvial, eolian and neotectonic features in a low hilly landscape: a DEM-based morphotectonic analysis in the Central Pannonian Basin, Hungary. *Geomorphology* 104, 203–217.

Sáenz, E. (2003). Fission track thermochronology and denudational response to tectonics in the North of the Colombian Central cordillera. Master Thesis, Shimane University, Japan. 138 p.

Salinas, R.; Muñoz, R.; Burgath, K. & Tistl, M., (1992). Mineralizaciones primarias de elementos del Grupo del Platino en el Complejo Ultramáfico Zonado del Alto Condoto, Chocó, Colombia. *Convenio Colombo - Alemán, Ingeominas*, 216 p. Medellín.

Salinas, R. & Tistl, M., (1991). Rocas básicas y ultrabásicas en la región del Alto Condoto, Cordillera Occidental (Chocó), Colombia. *Mem. Simp. Magmatismo andino y su marco tectónico.*, 1: 81 – 98. Manizales.

Sánchez-Arredondo, L. H. y Giraldo, O. (2014). Potential for geologically active faults Department of Antioquia, Colombia. *Revista DYNA* Vol. 81, N° 185, pp. 24-27.

Sandstrom, J. (1908). Dynamische Versuche mit Meerwasser. " *Ann. Hydrogr. Mar. Meteorol.* 36, 6–23.

Scheidegger, E. (1975). *Physical Aspects of Natural Catastrophes*. Elsevier Scientific Publishing Co. 289 p.

\_\_\_\_\_, E. (1983). Instability principle in geomorphic equilibrium. *Zeitschrift für Geomorphologie* NF 27. 1–19.

\_\_\_\_\_, E. (1986). The catena principle in geomorphology. *Z. Geomorphol.*, 30: 257–273.

\_\_\_\_\_, E. (1987). The fundamental principles of landscape evolution: *Catena Supplement*, v. 10, p. 199-210.

Schoene, B. (2014). U–Th–Pb Geochronology. *Treatise on Geochemistry vol 4: The Crust*. 2nd edition, Pages 341–378.

Scholz, C. H. (1990). *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. xxii + 439 pp.

Schumm, S. A. (1956). Evolution of Drainage Systems & Slopes in Badlands at Perth Anboy, New Jersey. *Bulletin of the Geological Society of America*, 67, pp 597-646.

Schumm, S.A., (1997). Drainage density: problems of prediction'. In: Stoddart, D.R. (Ed.), *Process and Form in Geomorphology*, Routledge, London, pp. 15–45.

Searle, R. C. (1989). Location and segmentation of the Cocos-Nazca spreading center west of 95 degrees W. *Marine Geophysical Researches*, 11(1), 15-26.

Seeber, L. & Gornitz, V. (1983). River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. *Tectonophysics*, v. 92, p. 335-367.

Shephard, G., Müller, D., Liu, L., y Gurnis, M. (2010). Miocene drainage reversal of the Amazon River driven by plate–mantle interaction. *Nature Geoscience* 3, 870–875.

Siebel, W. et al (2010). Age constraints on faulting and fault reactivation: a multi-chronological approach. *International Journal of Earth Sciences*, Volume 99, Issue 6, pp 1187-1197

Sierra, G. M. y McDonald, W. (2001). Correlation of early Tertiary terrestrial deposits of Amaga basin, Cauca depression, Colombian Andes. En: *Estados Unidos Eos, transactions, American Geophysical Union*. V 28. P. 125.

Sierra, G. M. Silva, J. Correa, L. (2003). Estratigrafía secuencial de la formación Amaga. *Boletín de ciencias de la tierra*. Vol. 15. 9-12 p.

Sierra, G. M. y Marín-Cerón, M. I., (2011). Amagá, Cauca Patía Basin. In *Petroleum Geology of Colombia*. Editor. Fabio Cediél. Vol. (2) Fondo Editorial Universidad EAFIT. 104 p.

Sierra, G. M., Marín-Cerón, M. I., & MacDonald, W. D. (2012). Evolución tectónica de la cuenca de tracción Irra. Evidencias de cambios en el movimiento de rumbo de la zona de falla de Romeral, zona norte de la Cordillera Central de los andes, Colombia. *Boletín de Ciencias de La Tierra*, 32, 143–159. Retrieved from <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=169525406013>

Sillitoe, R., Jaramillo, L., Damon, P. E., Shafiqullah, M., Escovar, R. (1982). Setting, characteristics, and age of the Andean porphyry copper belt in Colombia. *Econ. Geol.*, 77: 1837-1850.

Silva, J. C., Sierra, G. M., y Correa, L. G., (2008). Tectonic and climate driven fluctuations in the stratigraphic base level of a Cenozoic continental coal basin, northwestern Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 26, 369 - 382.

Smith, B. J., Whalley, W. B. y Warke, P. A. (1999). Uplift, Erosion and Stability." *Perspectives on Long-term Landscape Development*. Geological Society, London, Special Publications, 162.

Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E., Merritts, D.J., Bras, R.L., (2000). Landscape response to tectonic forcing: digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. A stochastic approach to modeling the role of rainfall variability in drainage basin evolution. *Geol. Soc. Am. Bull.* 112, 1250–1263.

Soeters, R. (1981). Algunos datos sobre la edad de dos superficies de erosión en la Cordillera Central de Colombia, *Revista del Centro Interamericano de Fotointerpretación* 6 (1-3): 525-528, Bogotá.

Solari, L.A., and Tanner, M., (2011). U/Pb age, a fast data reduction script for LA-ICP-MS U/Pb geochronology: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 28, p. 83-91.

- Somoza, R. (2005). Cenozoic convergence in western South America: Subduction of the Nazca, Farallon, and Aluk plates. 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts: 681-684.
- Somoza, R. (2008). Major mid-Cretaceous plate reorganization as the trigger of the Andean orogeny. 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice), Extended Abstracts: 509-512.
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagómez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., & Beate, B. (2014). The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75Ma). *Gondwana Research*. doi:10.1016/j.gr.2014.06.004
- Spotila, J. (2005). Applications to low Thermochronology to quantification of recent exhumation in mountains belts. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. Vol. 58, pp. 449-463.
- Stallard, R. (1998). Terrestrial sedimentation and the carbon cycle: Coupling weathering and erosion to carbon burial. *Global biogeochemical cycles*, vol. 12, no. 2, p. 231-257.
- Stockli, D. (2005). Applications of low temperature Thermochronology to extensional tectonic settings. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. Vol. 58, pp. 411-439.
- Stockli, D. F., Dumitru, T. A. McWilliams, M. O. y Farley, K. A. (2003). Cenozoic tectonic evolution of the White Mountains, California and Nevada, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 115, 788– 816.
- Stolar, D., Willet, S. Roe.,G. (2006). Climatic and tectonic forcing of a critical orogen. *Geological society of America. Special paper 398*. Pag. 241-250.
- Strahler, A. N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography, *Geological Soc. Am. Bull.*, 63, pp 1117-1141.
- Strahler, A. N. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions, American Geophysical Union* 38, 913–920.
- Struth, L., Babault, J., Teixell, A. (2015). Drainage reorganization during mountain building in the river system of the Eastern Cordillera of the Colombian Andes. *Geomorphology*. Vol 250. P 370-383.
- Stüwe, K. (2007). *Geodynamics of the Lithosphere*, 2nd ed. Berlin, Heidelberg. 493 p.
- Stüwe K. y Barr T. D. (1998). On uplift and exhumation during convergence. – *Tectonics* 17: 80–88.
- Summerfield, M. (2001). *Global geomorphology*. John Wiley & Sons Ltd, Chichester. Pages 367.
- Summerfield, M. A. (2005). The changing landscape of geomorphology. *Earth Surf. Process. Landforms*, 30: 779–781. doi: 10.1002/esp.1250
- Summerfield, M. y Brown, R. (1998). Geomorphology factors in the interpretation of fission-track data. In: Van den Haute, P. and de Corte, F., (Eds.), *Advances in fission-track geochronology*. Kluwer, Dordrecht, pp.19-32.
- Suppe, J. (1983). Geometry and kinematics of fault–bend folding: *American Journal of Science*, v. 283, p. 684–721.
- Suter, F. (2008). Structural imprints at the front of the Chocó-Panamá indenter: Field data from the North Cauca Valley Basin, Central Colombia. *Tectonophysics* 460(1):134-157.
- Tabares, L., Mora, H., Salcedo, E. (1999). Actividad sísmica y tasa de deformación sismotectónica en la zona del Viejo Caldas, Colombia. *Revista de la Academia Colombiana de ciencias físicas, naturales y exactas*. Vol. 28, No.88, pp 359—373.
- Taboada, A., Rivera, L. A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Rivera, C. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19(5), 787–813. Retrieved from <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2000TC900004/full>
- Talling, P.J., Sowter, M.J., (1999). Drainage density on progressively tilted surfaces with different gradients, Wheeler Ridge, California. *Earth Surface Processes and Landforms* 24, 809–824.

- Tapponnier, P. & Molnar, P. (1976). Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature*. Vol. 264. pp. 319 - 324.
- Tera, F. y Wasserburg G. J. (1972b) U–Th–Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters*. 14: 281–304.
- Thomas, M. (1998) *Geomorphology in the Tropics: A Study of Weathering and Denudation in Low Latitudes*. John Wiley & Sons Ltd. 460 p.
- Tokunaga, E. (1978), Consideration on the composition of drainage networks and their evolution, *Geographical Rep. Tokyo Metro. Univ.*, 13, 1-27.
- Toro, G., Restrepo, J., Poupeau, G., Saenz, E. y Azdimousa, A., (1999). Datación por trazas de fisión de circones rosados asociados a la secuencia volcano – sedimentaria de Irra (Caldas). *Boletín de Ciencias de la Tierra*. Vol 13. pp. 28 – 34.
- Toussaint, J. & Restrepo, J., (1978). Edad K/Ar de dos rocas básicas del flanco noroccidental de la Cordillera Central. *Boletín de Ciencias de la Tierra* N°15. Universidad Nacional de Colombia. Medellín, 1 p.
- Trenkamp, R. Kellog, J., Freymueller, J., Mora, H. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS, observations. *Journal of South American earth sciences*. Vol.15. pp. 157-171.
- Tricart, J., y Cailleux, A., (1958). *Cours de Geomorphologie I: Geomorphologie Structurale*. C.D.U., Paris. 252pp.
- Tucker, G., y Slingerland, R. (1997). Drainage basin responses to climate change. *Water Resources research*, Vol. 33, NO. 8, Pages 2031-2047
- Turcotte, D. (1991). Fractals in geology: What are they and what are they good?. *GSA Today*. 1 (1). 2-4.
- \_\_\_\_\_ (1997). *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*, 2-nd ed, Cambridge University Press, 398 pp
- \_\_\_\_\_ (2007). Self-organized complexity in geomorphology: Observations and models. *Geomorphology* 91. 302–310.
- Turcotte, D. & Schubert, G. 1982. *Geodynamics*. Wiley, New York. 863 p.
- Twidale, C. R. (1976). On the survival of paleoforms. *American Journal of Science* 276, 77–95.
- \_\_\_\_\_, C. R. (2003). The Enigma of Survival: Problems Posed by Very Old Paleosurfaces. *Physical Geography*. Volume 24, Issue 1, pages 26-60.
- van der Beek, P. (1995). Tectonic evolution of continental rift: inferences from numerical modeling and fission track thermochronology. Doctoral thesis. Vrije University. 127 p.
- van der Beek, P., Robert, X., Mugnier, J., Bernet, M., Huyghe, P., Labrin, E. (2006). Late Miocene – Recent exhumation of the central Himalaya and recycling in the foreland basin assessed by apatite fission-track thermochronology of Siwalik sediments, Nepal. *Basin research* Volume 18, Issue 4, Pages 413–434.
- van der Beek, P., Valla, P.G., Herman, F., Braun, J., Persano, C., Dobson, K.J., Labrin, E., (2010). Inversion of thermochronological age-elevation profiles to extract independent estimates of denudation and relief history—II: application to the French Western Alps. *Earth Planet. Sci. Lett.* 296, 9–22.
- van der Hammen, T. (1960). Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continentales y tectogenesis de los Andes Colombianos: Bogotá D.C. Bol. p. 74.
- Vargas, C. a., & Mann, P. (2013). Tearing and Breaking Off of Subducted Slabs as the Result of Collision of the Panama Arc-Indenter with Northwestern South America. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(3), 2025–2046. doi:10.1785/0120120328
- Vermeesch, P. y Tian, Y. (2015). Thermal history modelling: HeFTy vs. QTQt. *Earth-Science Reviews* 139 (2014) 279–290.

- Villagómez, D. (2010). Thermochronology, geochronology and geochemistry of the western and central cordilleras and Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia: The tectonic evolution of NW South America. Doctoral Thesis. 166 p.
- Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W., & Beltrán, A. (2011). Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *LITHOS*, 125(3-4), 875–896. doi:10.1016/j.lithos.2011.05.003
- Villamil, T. (1999). Campanian–Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. 153 239–275.
- Vinasco, C. (2001). A Utilização da Metodologia 40AR - 39AR para o Estudo de Reativações Tectônicas em Zonas de Cisalhamento, Paradigma - O Falhamento de Romeral nos Andes Centrais da Colombia. Dissertação (Mestrado), Universidade de Sao Paulo São Paulo. 85 P.
- Vinasco, C. J., Cordani, U. G., y González, H., Weber, M., Peláez, C. (2006). Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granitic gneisses and granitoids of the Colombian Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 21, 355–371. doi:10.1016/j.jsames.2006.07.007
- Vinasco, C. y Cordani, U. (2012). Reactivation episodes of thermal fault system in northwestern part of central Andes, Colombia, through Ar-Ar and K-Ar results. *Boletín de ciencias de la tierra*. N° 32. pp. 111-124.
- Von Herzen, R. P., C. Ruppel, P. Molnar, N. Nettles, S. Nagihara, y G. Ekstrom. (2001). A constraint on the shear stress at the Pacific-Australian plate boundary from heat flow and seismicity at the Kermadec forearc, *J. Geophys. Res.*, 106, 6817 – 6833, 2001.
- Wang, Y. (2001). Heat flow pattern and lateral variations of lithosphere strength in China mainland: constraints on active deformation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Volume 126, Issues 3–4, 1 November 2001, Pages 121–146.
- Watts, A. B. (2001). *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press. 458 pp.
- Wayland, E. J., (1933). Penplains and some other erosional platforms, Annual Report and Bulletin, Protectorate of Uganda, Geological Survey Dept., Notes 1, 74, 376–377.
- Weber, M., Gómez-Tapias, J., Cardona, A., Valencia, V. (2011). Geochemistry of the Santa Fe Batholith and Buriticá Tonalite in NW Colombia - Evidence of subduction initiation beneath the Colombian Caribbean Plateau. *Journal of South American Earth Sciences*. vol 62. P. 257-274.
- Wegner, W., Worner, G., Harmon, S. Jicha, B. (2011). Magmatic history and evolution of the Central American Land Bridge in Panamá since Cretaceous times. *Geological Society of America Bulletin*, v, 123, p. 703-724.
- Wetherill, G. W. (1956). Discordant uranium–lead ages. *Transactions of the American Geophysical Union* 37: 320–326.
- Whipple, K. (2004). Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 32, 151–185.
- Whipple, K. (2009). The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts. *Nature geoscience*. Vol. 2. P. 97-104.
- Whipple, K., y Tucker, G., (1999). Dynamics of the stream-power model: implications for the height limits of mountain ranges, landscape response timescales and research needs. *J. Geophys. Res.* 104, 17661–17674.
- Whipple, X., y Brendan J. (2006). Orogen response to changes in climatic and tectonic forcing. *Earth and Planetary Science Letters* 243(1-2): 218-228.
- Whittaker, A. (2012). How do landscapes record tectonics and climate? *Lithosphere*; v. 4; no. 2; p. 160–164.
- Whittaker, A.C.; Attal, M.; Cowie, P.A.; Tucker, G.E.; Roberts, G. (2008). Decoding temporal and spatial patterns of fault uplift using transient river long profiles. *Geomorphology*, 100, 506–526.
- Wijns, C., Boschetti, F., and Kowalczyk, P., (2003). What if your inversion has no numerical target? ASEG 16 th Geophysical Conference and Exhibition, February, Adelaide, Extended Abstracts.

- Willett, S. D. (1999). Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts. *Journal of Geophysical Research*, 104(B12), 28,957–28,981.
- Willett, D. y Brandon, T. (2002). On steady states in mountain belts. *Geology*; February 2002; v. 30; no. 2; p. 175–178.
- Willett, S.D., Slingerland, R. & Hovius, N. (2001). Uplift, shortening, and steady state topography in active mountain belts. *American Journal of Science*, 301, 455–485.
- Willett, D., McCoy, S., Perron, T., Goren, L., Chen, C. (2014). Dynamic Reorganization of River Basins. *Science* 343, 1248765 (2014). DOI: 10.1126/science.1248765
- Williams, I. (1998) U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben MA, Shanks WC III, and Ridley WI (eds.) *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes*. *Reviews in Economic Geology*, vol. 7, pp. 1–35. Littleton, CO: Society of Economic Geologists.
- Willingshofer, E., Sokoutis, D., and Burg, J.-P., (2005). Lithospheric-scale analogue modelling of collision zones with a pre-existing weak zone, in Gapais, D., et al., eds., *Deformation mechanisms, rheology and tectonics: From minerals to the lithosphere: Geological Society of London Special Publication 243*, p. 277–294.
- Wilson, J. (1966). "Did the Atlantic close and then re-open?". *Nature* 211 (5050): 676–681.
- Wilson, J., y Gallant, J. (2000). *Terrain Analysis: Principles and Applications*. Wiley. 520 pages.
- Wirthmann, A., (2000). *Geomorphology of the Tropics*. Springer, Berlin.
- Wolf, R. A., Farley, K. A, Kass, D. M. (1998). Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (U-Th)/ He thermochronometer. *Chem. Geol.* 148:105–14.
- Woodward-Clyde Consultants. (1980). Phase I, Preliminary Seismic Hazard Study Ituango Proyecto, Colombia: San Francisco, California, Woodward-Clyde Consultants unpublished report for Integral Ltda., and ISA, Medellín 97 p.
- Yamada, R., Matsuda, T., Omura, K. (2005). Zircon Fission-Track Dating of NIED Nojima Fault Drilling Cores at Hirabayashi Borehole. Technical note of the National Research Institute for Earth Sciences and Disaster prevention N° 272. 39 p.
- York, D. (1969). Least-squares fitting of a straight line, *Can. J. Phys.*, 44, 1079-1088.
- Young, K. R. (1989). The tropical Andes as a morphoclimatic zone. *Progress in Physical Geography*, 13(1), 13-22.
- Zapata, G., y Rodríguez, G. (2011). Basalto De El Botón, Arco Volcánico Mioceno De Afinidad Shoshonítica Al Norte De La Cordillera Occidental De Colombia. *Boletín De Ciencias De La Tierra - Número 30*, pp 77-92.
- Zapata-Villada, J. P. (2013). Análisis petrográfico, geoquímico y geocronológico de la secuencia de rocas básicas de Altamira. Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia. Tesis de pregrado. Medellín. 65 p.
- Zuluaga, J. E., Hoyos, P. (1978). Estudio Geológico del Grupo Cañasgordas: Sección Boquerón del Toyo Dabeiba. Univ. Nal. Medellín. Tesis de grado, inédita, 147.
- Zweigel, P. (1998). Arcuate accretionary wedge formation at convex plate margin corners: results of sandbox analogue experiments. *Journal of Structural Geology*. Vol. 20. pp. 1597-1609.