

# ANÁLISIS DE DEFORMACIÓN TECTÓNICA EN EL PIEDEMONTE DE LAS CORDILLERAS CENTRAL Y OCCIDENTAL VALLE DEL CAUCA, COLOMBIA

Trabajo de grado para optar al título de Maestría en Ciencias de la Tierra

Por:

**MYRIAM CARLOTA LÓPEZ CARDONA**

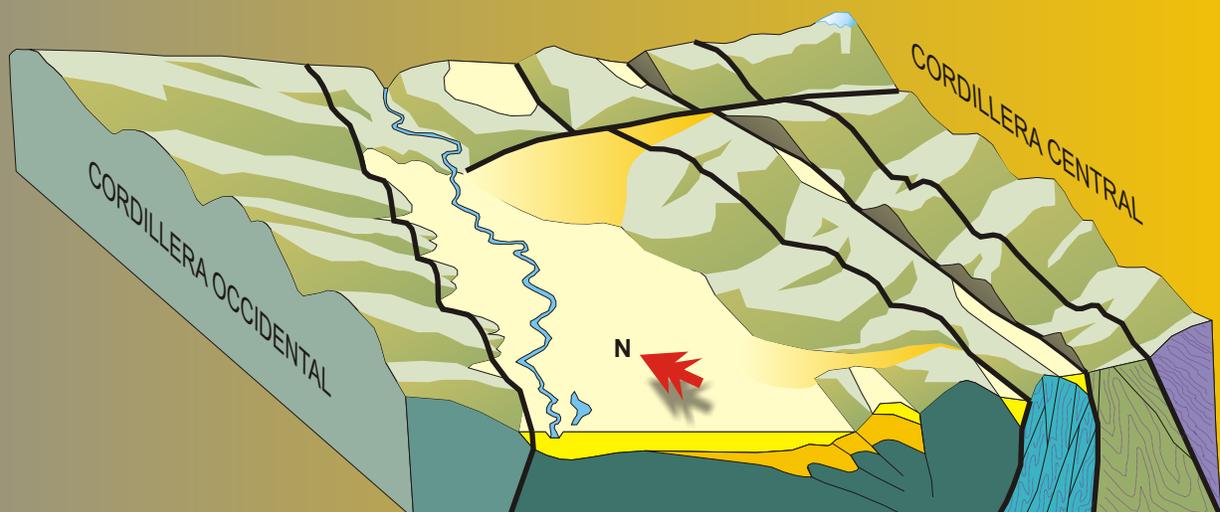
Directores:

Prof. Franck A. Audemard  
Prof. Gloria Elena Toro

UNIVERSIDAD EAFIT  
Programa de GEOLOGÍA

Medellín  
Agosto de 2006

## ANEXOS



## **ANEXO 1**

METODOLOGÍA: AMPLIACIÓN DE CONCEPTOS

## **ANEXO 2**

EL REGISTRO GEOMORFOLÓGICO DE DEFORMACIÓN TECTÓNICA EN LOS  
PIEDEMONTES DE LAS CORDILLERAS CENTRAL Y OCCIDENTAL, VALLE DEL CAUCA,  
COLOMBIA: DETALLE

## **ANEXO 3**

EL REGISTRO ESTRATIGRÁFICO DE DEFORMACIÓN TECTÓNICA EN LOS  
PIEDEMONTES DE LAS CORDILLERAS CENTRAL Y OCCIDENTAL, VALLE DEL CAUCA,  
COLOMBIA : DETALLE

## **ANEXO 4**

RELACIONES DE LAS FALLAS CON LOS ESFUERZOS PRINCIPALES: DIEDRO RECTO

## **ANEXO 5**

CUANTIFICAR EL TERREMOTO: MAGNITUDES

Análisis de deformación tectónica en los piedemontes de las Cordilleras  
Central y Occidental Valle del Cauca,  
Colombia - Contribuciones Paleosísmicas

**Por:**  
Myriam C. López C.  
Universidad EAFIT

## **ANEXO 2**

**EL REGISTRO GEOMORFOLÓGICO DE DEFORMACIÓN  
TECTÓNICA EN LOS PIEDEMONTES DE LAS  
CORDILLERAS CENTRAL Y OCCIDENTAL: DETALLES**

# **EVIDENCIAS GEOMORFOLÓGICAS DE ACTIVIDAD TECTÓNICA\_\_\_\_\_**

## **PIEDEMONTES OCCIDENTAL DE LA CORDILLERA CENTRAL**

El piedemonte occidental de la Cordillera Central se divide en tres superficies: un frente montañoso principal, una superficie de aplanamiento levantada (o peniplanicie elevada) y una zona de colinas bajas (Figuras 1 y 2). En contacto con el frente montañoso principal, el oriente, se encuentra la superficie de aplanamiento levantada la cual está ampliamente distribuida y es el resultado de la peneplanización de las unidades del Neógeno (Grupo Valle senso Nivia, 1301). Esta superficie de aplanamiento está cubierta por depósitos cuaternarios. El tope de la secuencia cuaternaria presenta una cubierta pelicular de cenizas volcánicas de caída de edad holocena provenientes de la cadena Ruíz-Tolima (Toro y Marín, 1994). Esta superficie cuelga sobre el piso del valle del Cauca unos 100 m. Resultado principalmente de la acumulación de sedimentos se encuentran otras dos superficies (Figuras 1 y 2): la superficie mas inferior corresponde al actual piso del valle aluvial del río Cauca (Llanura aluvial baja), ésta se inclina ligeramente hacia el Norte. La segunda superficie (Colinas bajas) intermedia en elevación entre las dos, está unas decenas de metros sobre el piso del valle y corresponde principalmente al tope del abanico aluvial de Tuluá (colinas bajas). El tope de estas superficies generalmente está conformado por depósitos cuaternarios constituidos en la base por un nivel de gravas que suprayace en discordancia la secuencia sedimentaria del Neógeno compuesta en este sitio por la Formación La Paila (Tp) del Grupo Valle. Este nivel de gravas está suprayacido por flujos de detritos y arenitas de grano fino con abundante contenido de material volcánico retransportado. El análisis de este material volcánico permitió correlacionarlo con cenizas del pleistoceno-holoceno provenientes del volcán Machín (Comunicación verbal Ricardo Méndez).

Buenos ejemplos de deformación tectónica reciente se encuentran directamente relacionados con el Anticlinal de Andalucía y el Anticlinal de Sonso. Estos pliegues se presentan con una topografía profundamente disectada que permite seguir fácilmente las capas, o como un suave abombamiento de la superficie. Cuanto más alejados se encuentran del frente montañoso la disección es más profunda. Los ríos principales hacen incisiones profundas dejando terrazas colgadas mientras que los drenajes secundarios se alteran. Cuando el río corta alrededor de un cierre periclinal se forman terrazas no pareadas. El número de terrazas siempre es mayor en el lado interno del anticlinal. Varias de las anomalías documentadas por Audemard (1299) en el drenaje de tercer o menor orden están presentes. Los sinclinales están cubiertos por los sedimentos recientes y se hacen evidentes cuando están parcialmente excavados por un sistema de drenaje radial centripeto.

Cuatro de los sectores analizados con más detalle se encuentran en las estribaciones occidentales de la Cordillera Central, entre los Municipios de Bugalagrande y Buga. En estos sectores los depósitos de abanicos subrecientes y recientes de los ríos Bugalagrande, Tuluá y Guadalajara, suprayacen las unidades clásticas y volcanoclásticas del Neógeno. En varios lugares, donde la cubierta es pelicular, estos depósitos transparentan la estructura de las unidades que las infrayacen y muestran deformaciones tectónicas recientes. Esta porción del piedemonte, prolífica en deformaciones ameritó que en este trabajo se hiciera el análisis en tres sectores, así: Río Bugalagrande, Tuluá y Saliente de Sonso.

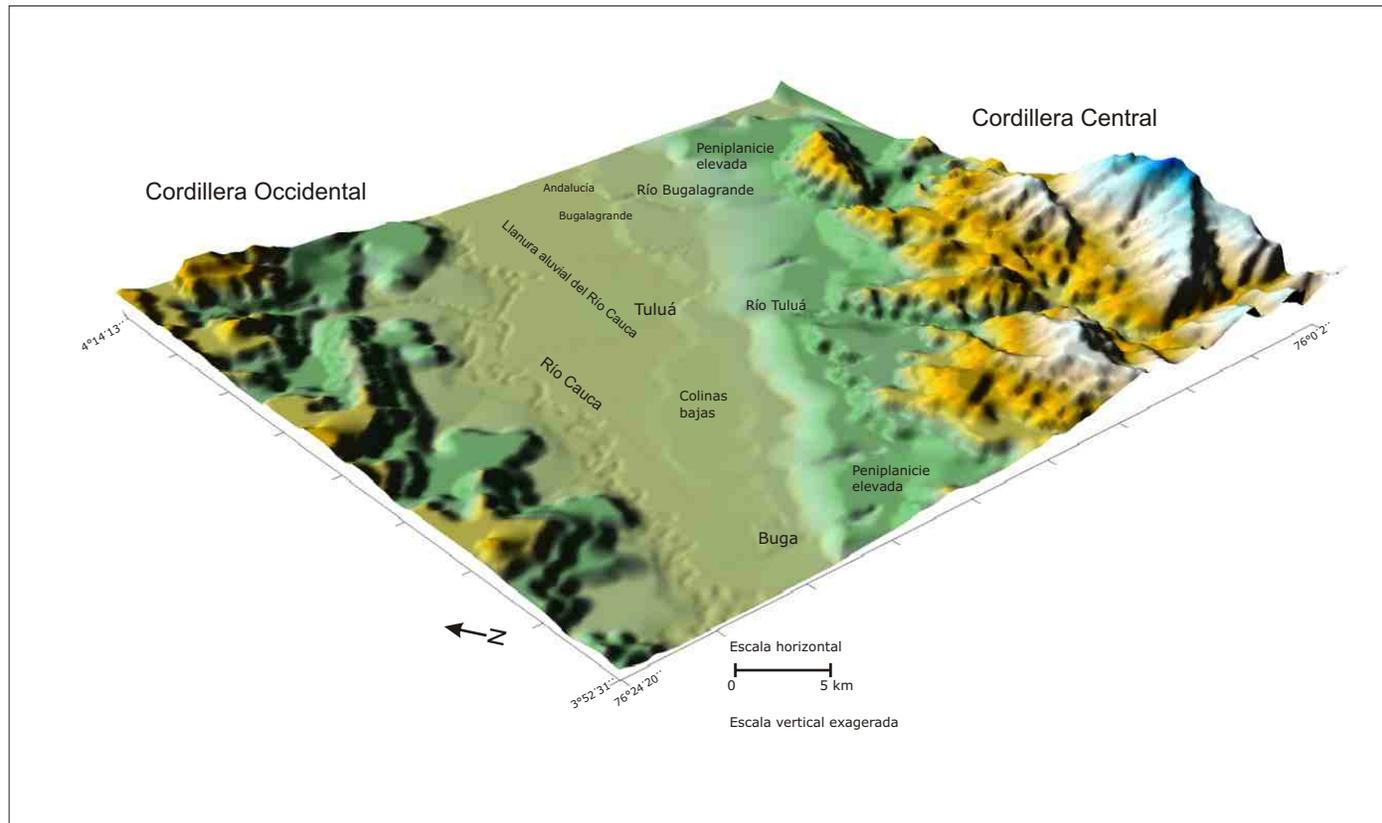


Figura 1. El piedemonte occidental de la Cordillera Central esta conformado por una superficie de aplanamiento levantada o peniplanicie elevada, una zona de colinas bajas y la llanura aluvial reciente. Modelo de elevación del terreno generado mediante el programa Surfer® a partir de curvas de nivel cada 25 m (plano digital de la CVC).

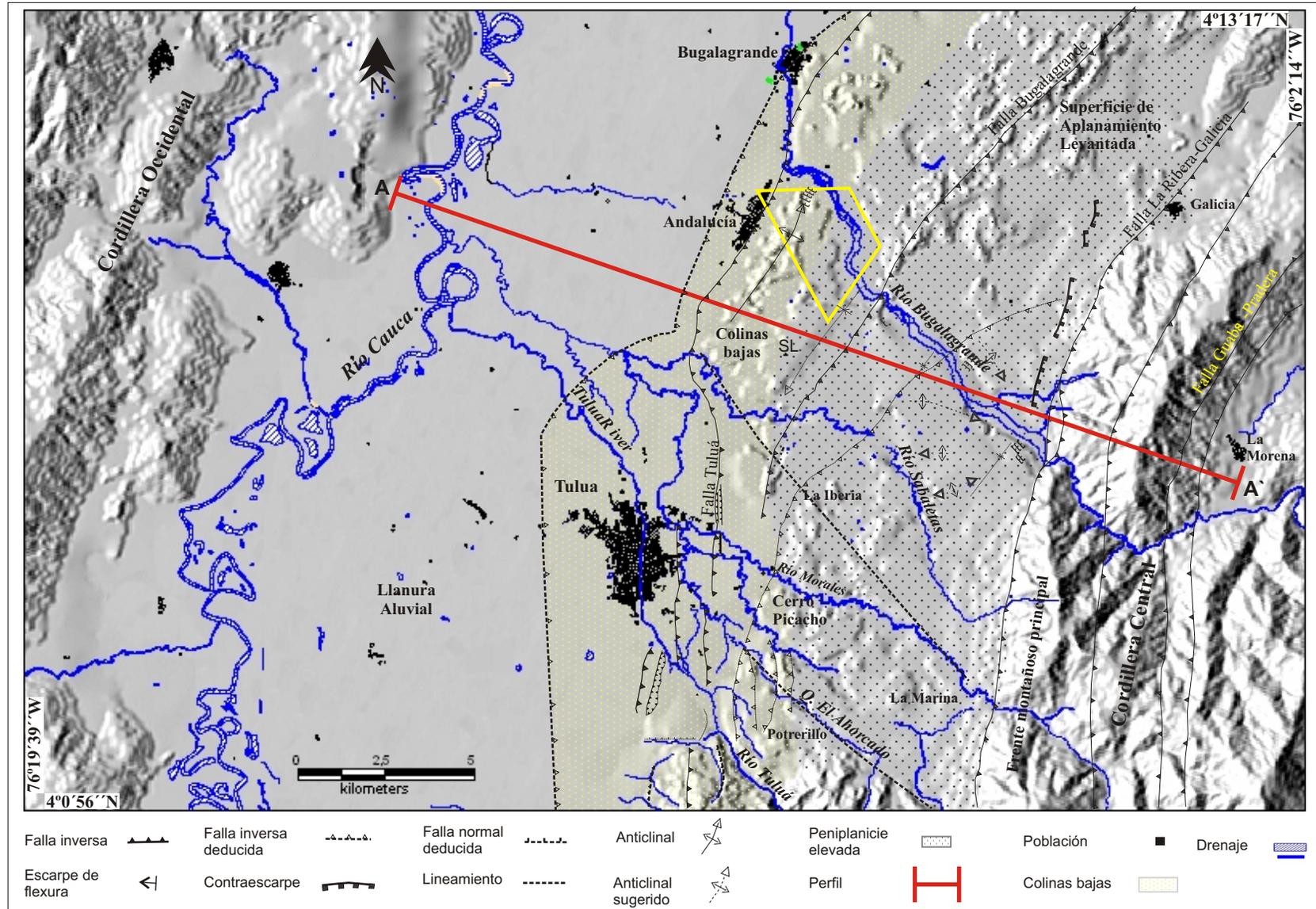


Figura 2. Principales superficies geomorfológicas y estructurales del sector Bugalagrande-Tuluá. Trazadas sobre un modelo de sombras realizado a partir de curvas cada 25m. En la zona de colinas bajas, SL representa la superficie inclinada La Llanada. AA' es la sección presentada en la Figura 40 del documento principal. El trapecio amarillo muestra el área fotografiada en el mosaico de la Figura 3.

## **Sector Río Bugalagrande**

A partir del sitio de deyección del río Bugalagrande, en el contacto entre el frente montañoso principal y la superficie de aplanamiento elevada se distinguen los siguientes rasgos morfológicos, de importancia para entender la tectónica del área.

### **□ Depósitos de conos de deyección - Abanicos aluviales**

En las márgenes de la superficie de aplanamiento, al pie del frente montañoso principal, existen depósitos pequeños en extensión areal, con eje largo menor de 2 km. Estos depósitos provenientes del frente montañoso principal, tienen forma de cono y reposan discordantemente sobre la superficie de aplanamiento elevada.

A menos de 1km del frente montañoso principal la superficie de estos depósitos recientes está interrumpida, por escarpes de dirección NS, EW y NE (Figura 2). Un rasgo sobresaliente es un contraescarpe de dirección general NS, que aflora discontinuo en 6 tramos de aproximadamente 1 km de longitud, a través de la cubierta pelicular que presentan los depósitos provenientes del frente montañoso. Este contraescarpe ha sido denominado “Contraescarpe de Galicia” (ver cg en Figuras 1 y 2).

Hacia el sur del sitio anterior, existe un abombamiento en sentido NE, con doble plunge. En el extremo suroeste de este escarpe hay inversión de drenaje, un depósito represado y los afluentes del río Sabaletas se comportan como subsecuentes. La prolongación de estos tres rasgos confluye hacia el río Bugalagrande (ver anticlinales sugeridos en Figura 2).

Al Norte del río Bugalagrande una depresión en sentido NW es concordante con la asimetría de la cuenca San José y terrazas no pareadas de la margen derecha del río Bugalagrande.

### **□ Terrazas - Superficie La Llanada - Anticlinal de Andalucía**

A partir del frente montañoso principal, en la margen izquierda del río Bugalagrande, se desprenden entre cinco y siete niveles de terrazas no pareadas. También se observan unos 2 km aguas abajo en la margen derecha, y de nuevo unos tres kilómetros aguas abajo en la margen izquierda. La altura promedio entre terrazas es de 100 m y la diferencia de nivel entre la superficie de aplanamiento y el valle actual del río Bugalagrande oscila entre 300 y 700 m.

En el contacto entre la superficie de aplanamiento elevada y la zona de colinas bajas, los depósitos cuaternarios (Qs) se inclinan hacia el este, a partir de un eje NNE. Esta superficie que se inclina hacia el este se denominada en este trabajo “Superficie La Llanada”. Esta superficie tiene un escarpe-contracuesta, que mira hacia el oeste (Figura 3).

Entre todas estas superficies la Superficie La Llanada que es la más elevada es la más antigua y a partir de esta se pueden establecer las edades relativas de la serie de terrazas que se desprenden a partir de este sitio hasta el lecho del Río Bugalagrande (Figuras 4 a 8). El mayor número de niveles de terrazas se encuentra cerca del punto más alto de la Superficie La Llanada, un kilómetro al este del eje del Anticlinal de Andalucía. Esto es de esperar si se asume que el mayor levantamiento cerca de esta área se dio muy cerca del eje del Anticlinal de Andalucía. Por el contrario la porción oriental de la Superficie La Llanada, la más baja, forma un sinclinal suave y fallado. En este sector el desarrollo de terrazas ha sido más restringido o no es tan evidente. La Superficie La Llanada fue una superficie de depositación de sedimentos fluviales y de abanicos aluviales constituídos por lodolitas, arenas y gravas inconsolidadas.

Estos depósitos de hallan cubriendo discordantemente las rocas de la Formación La Paila (Tp). También se puede decir que la Formación La Paila fue sometida a un plegamiento previo a los depósitos de La Llanada. Esto se puede deducir por la disarmonía entre el Anticlinal de Andalucía y el eje del pliegue de la Superficie La Llanada. Igualmente el Anticlinal de Andalucía es un pliegue apretado cuyo flanco oriental buza cerca de 30° y su flanco occidental buza 55°, lo que contrasta con la inclinación de los depósitos de la Superficie La Llanada que es cerca de 4°.

Aguas abajo, a partir de la Superficie La Llanada son evidentes las superficies de estratificación de las unidades de la Formación La Paila (Ts) con una disposición general NNE/E y diferentes niveles de terrazas (Qt). En la [Figura 3](#) se muestra el área fotografiada desde la Superficie La Llanada hacia el occidente. En la [Figura 4](#) se muestra un esquema interpretativo de las principales rasgos de deformación que se pueden visualizar con mas detalle en las [Figuras 5 a 8](#). El drenaje que se desarrolla sobre esta superficie es concordante con la estructura subyacente. Siguiendo la dirección de la cuesta se desarrolla un patrón de drenaje centrípeto, su forma parece delinear un sinclinal. Al oriente de este sitio hay estrangulamiento del Río Bugalagrande.

Unos 15 km aguas abajo del frente montañoso principal aflora el Anticlinal de Andalucía ([Figuras 4 a 8](#)), un rasgo conspicuo en el paisaje entre Bugalagrande y Andalucía. Este anticlinal afecta rocas de la Formación La Paila (Ts), la orientación general del eje es N28E. En relación con este anticlinal se encontró una cubierta pelicular de sedimentos del Cuaternario afectados por plegamiento. Aguas abajo, a partir del eje de este anticlinal y sobre la misma margen izquierda del río Bugalagrande se desprenden entre cinco y siete niveles de terrazas. Estas terrazas (Qt1 a Qt6) se ilustran en detalle en las [Figuras 6 a 8](#).

El Anticlinal de Andalucía está truncado en su terminación sur por una falla de dirección NW que controla el cauce del Río Sabaletas. En este sitio esta falla está paralela a una colina alargada cerca de la salida del piedemonte a la llanura aluvial. Esta estructura genera un desplazamiento aparente sinistral del frente de cabalgamiento.

Aunque el rasgo morfológico de esta estructura es muy marcado en las imágenes de sensores remotos, no se han encontrado aún evidencias en el registro estratigráfico de su actividad. Estructuras de esta misma orientación están relacionadas con los cauces de los rios principales que atraviesan este sector. Estas estructuras se muestran con más detalle en la sección de lineamientos.

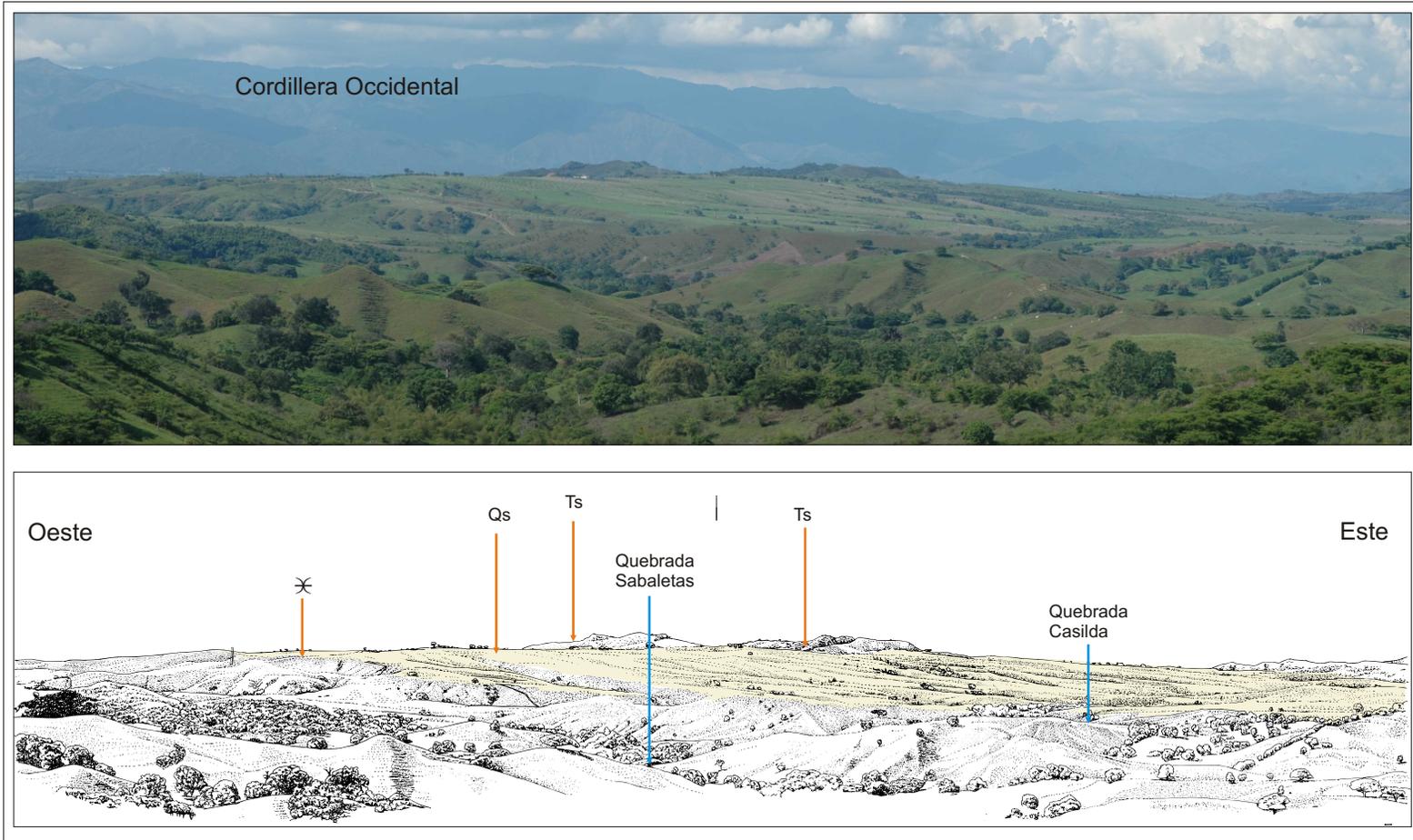


Figura 3. Arriba, mosaico fotográfico de la superficie La Llanada vista desde el sureste. Abajo dibujo interpretativo, Qs corresponde a depósitos suavemente plegados de edad Cuaternaria que se localizan al este del Anticlinal de Andalucía. Con amarillo claro se resalta la inclinación al este de estos depósitos. Ts representa unidades de la Formación La Paila. El símbolo  $\otimes$  muestra el eje del anticlinal conformado por los depósitos cuaternarios de la superficie La Llanada. Dibujó Mario Moreno-Sánchez.

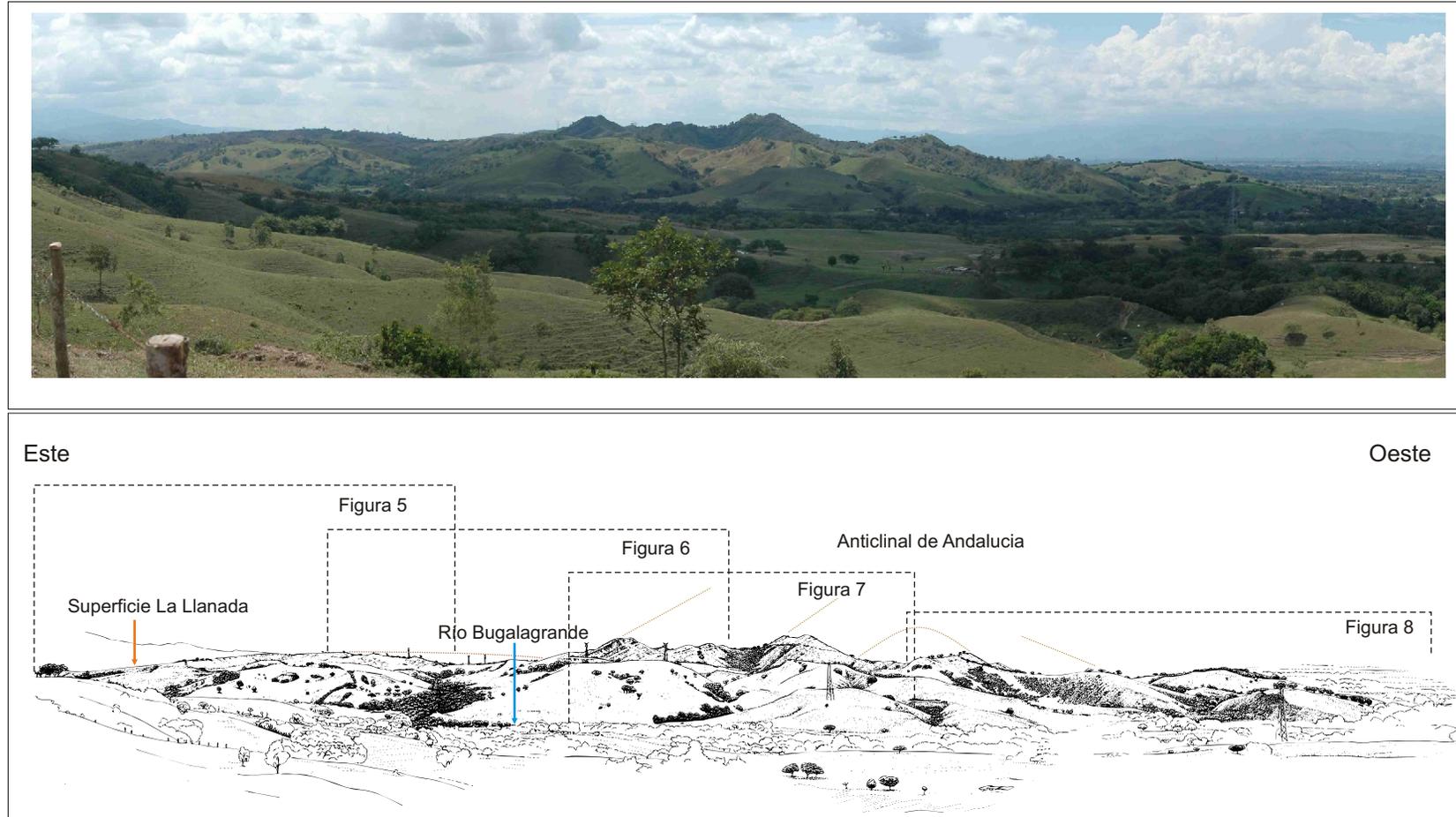


Figura 4. Arriba mosaico fotográfico del sector Río Bugalagrande. Anticlinal de Andalucía y depósitos cuaternarios. Vista hacia el sur desde la carretera a Galicia. Abajo dibujo esquemático interpretativo que muestra las estructuras geológicas principales y la ubicación de las secciones detalladas en las figuras 5, 6, 7 y 8. Dibujó Mario Moreno-Sánchez.

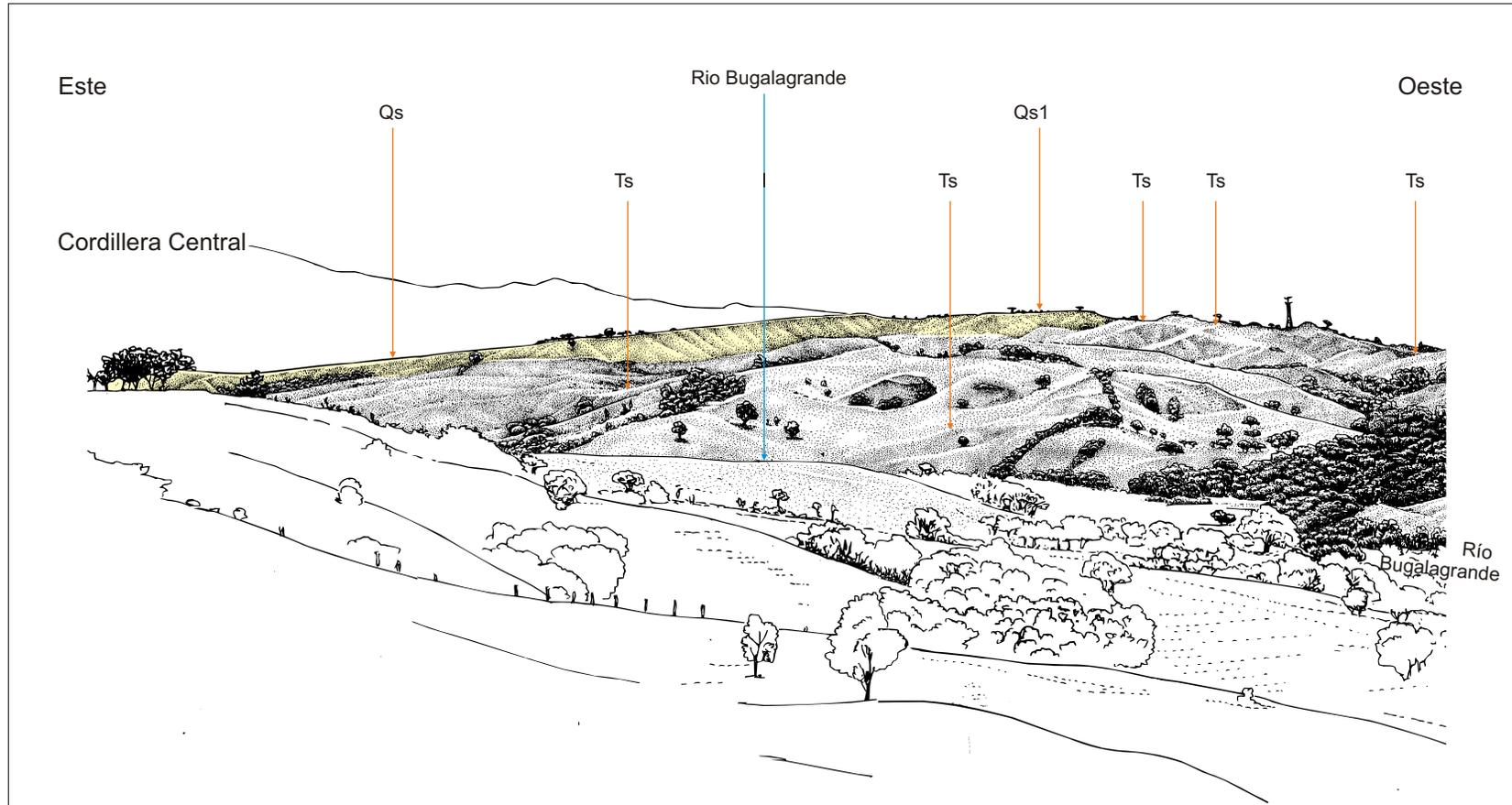


Figura 5. Detalle de la Figura 3. Ts representan superficies de estratificación inclinadas al este, de rocas pertenecientes a la Formación La Paila. Esta unidad está cubierta parcialmente por depósitos cuaternarios, sin discriminar en el esquema. Qs, en amarillo, corresponde a la superficie más conspicua del Cuaternario en el área (La Llanada) con inclinación hacia el oeste. Dibujó Mario Moreno-Sánchez.

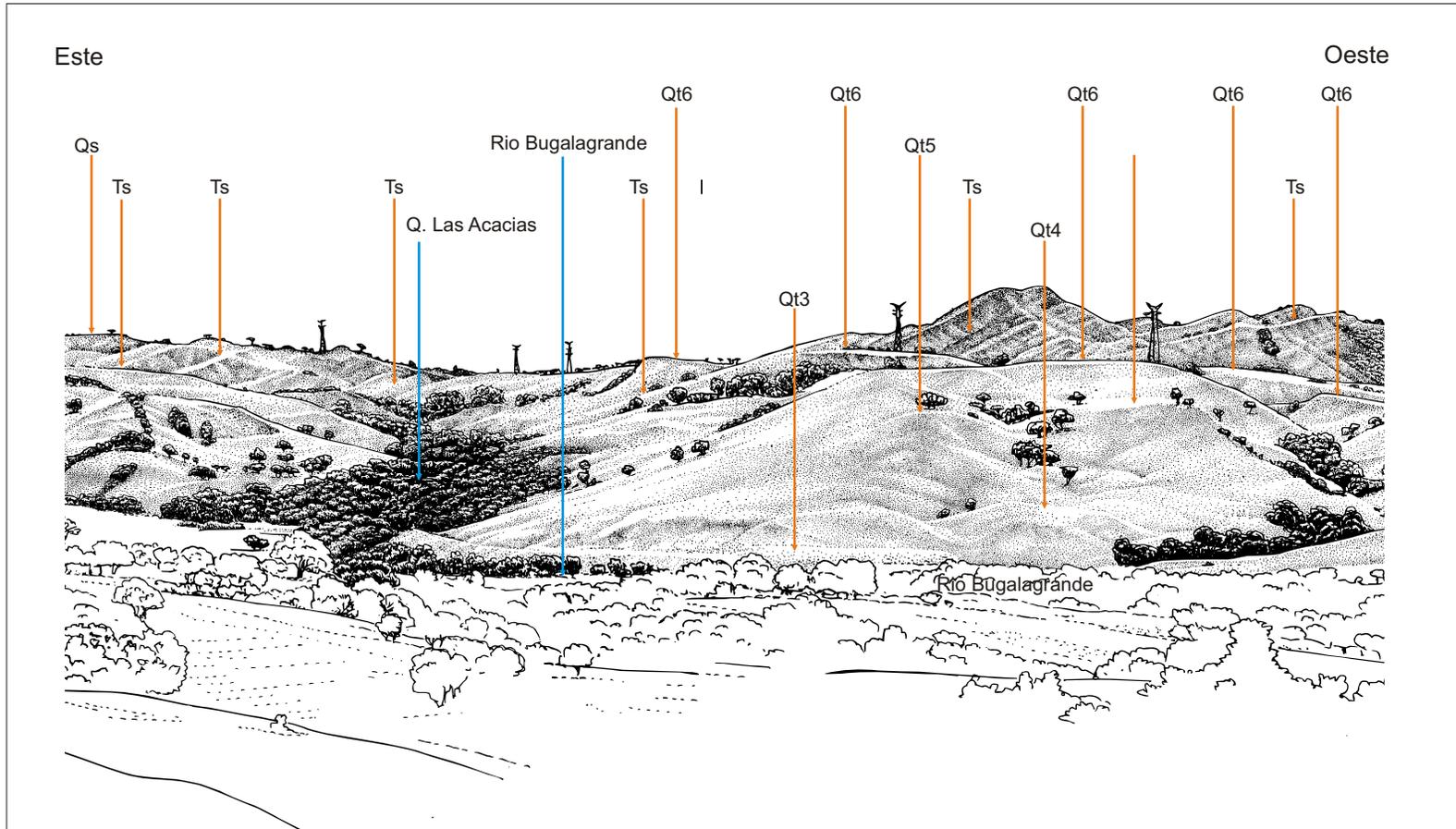


Figura 6. Detalle de la Figura 4. Ts representa superficies de estratificación inclinadas al este, de rocas pertenecientes a la Formación La Paila. Esta unidad está cubierta parcialmente por depósitos cuaternarios que conforman las terrazas en diferentes niveles, siendo Qt6 la más antigua y Qt1 la más reciente. Qs corresponde a la superficie de La Llanada (ver Figura 12). Las terrazas Qt inclinadas suavemente hacia el oeste, representan remanentes de erosión de Qs. Dibujó Mario Moreno-Sánchez.

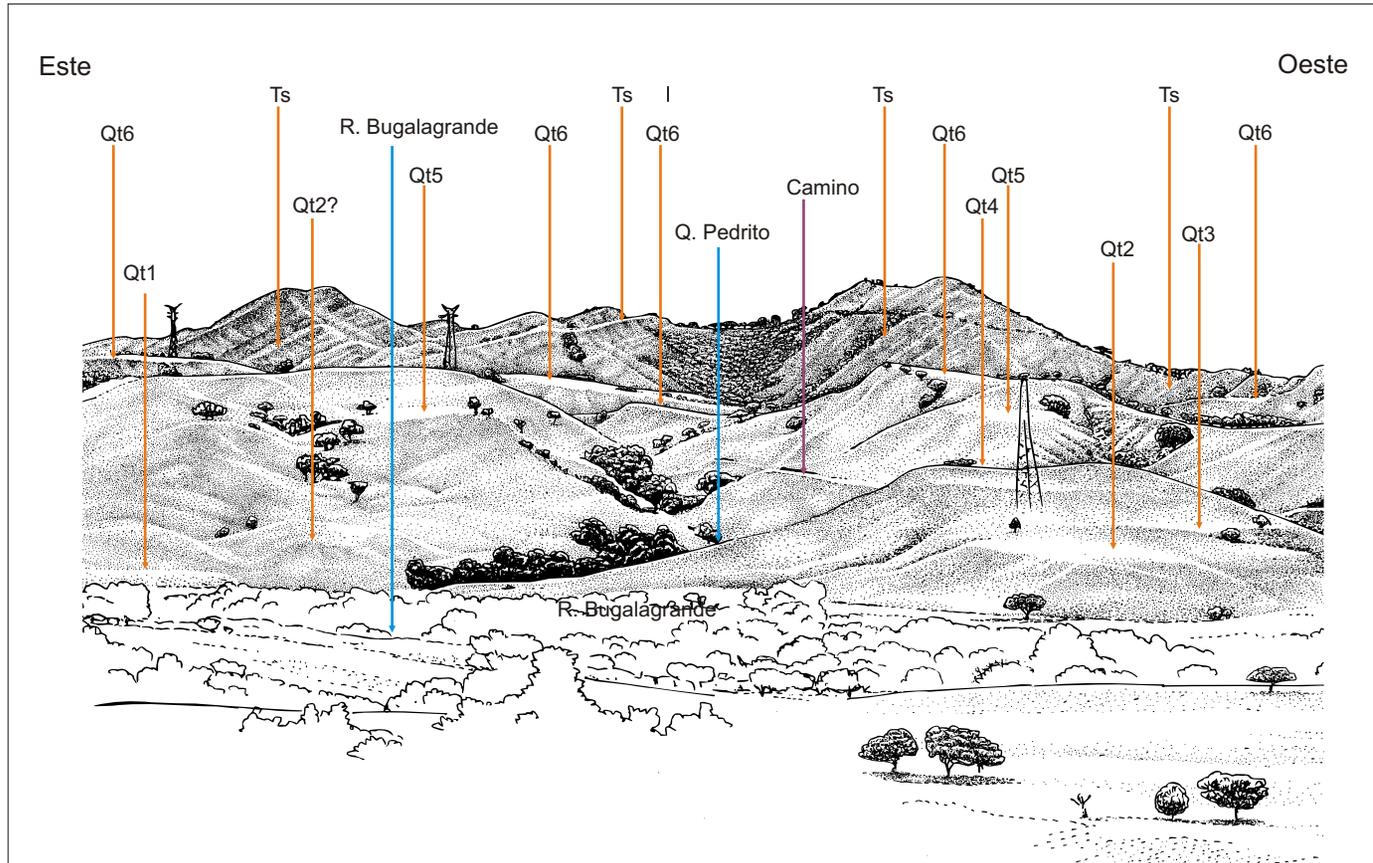


Figura 7. Detalle de la Figura 4. Ts representa superficies de estratificación inclinadas al este, de rocas pertenecientes a la Formación La Paila. Esta unidad aflora en la parte alta de la vertiente del Río Bugalagrande y está cubierta en la parte baja por depósitos cuaternarios que conforman diferentes niveles de terrazas, siendo Qt6 la más antigua y Qt1 la más reciente. Qs corresponde a la superficie de La Llanada (ver Figura 12). Las terrazas Qt6 inclinadas suavemente hacia el oeste, representan remanentes de la erosión de Qs. Dibujó Mario Moreno-Sánchez.

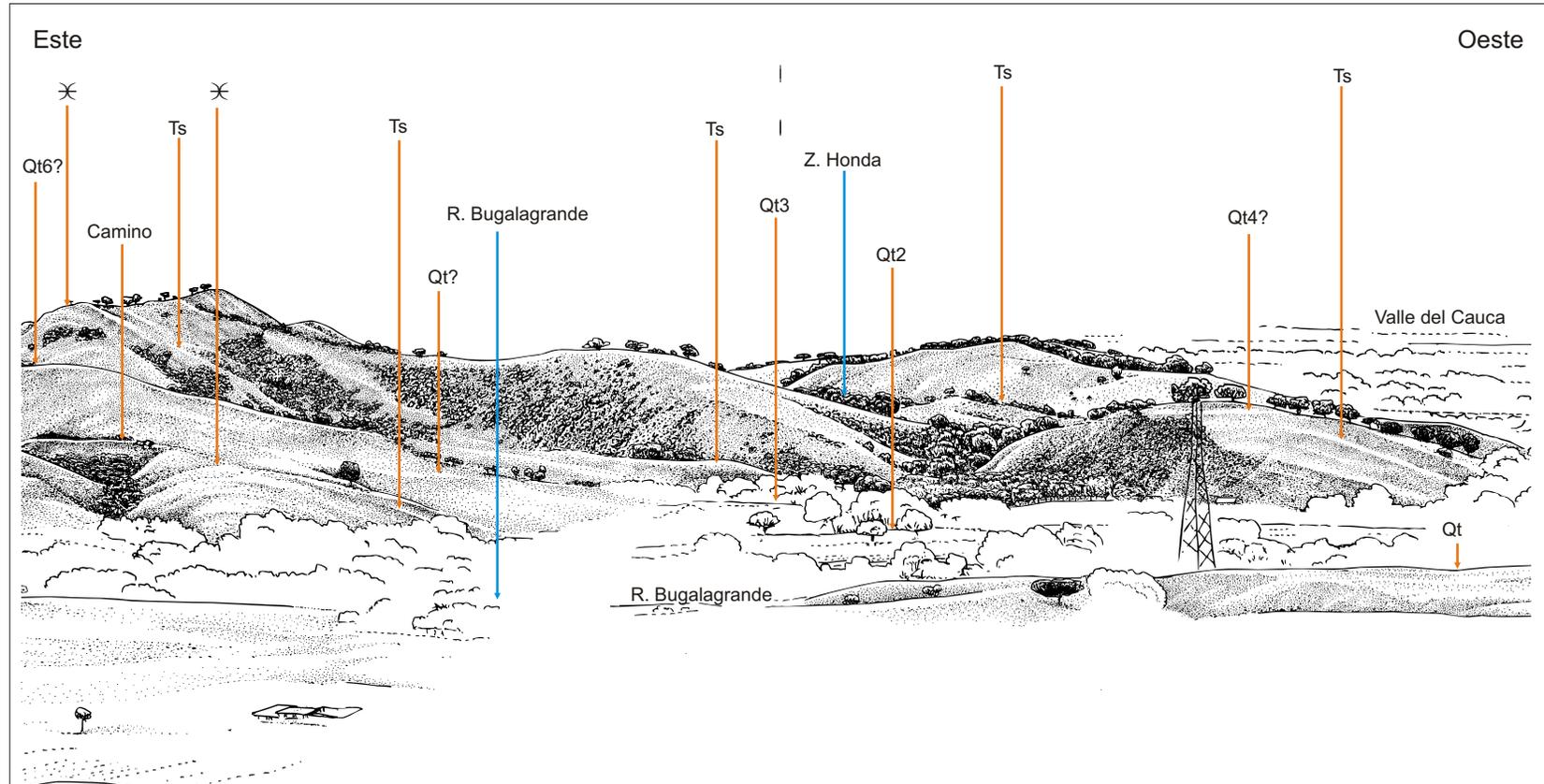


Figura 8. Detalle de la Figura 4. Flanco oeste del Anticlinal de Andalucía. Ts representa superficies de estratificación inclinadas al oeste de rocas pertenecientes a la Formación La Paila. En el dibujo se resaltan los diferentes niveles de terrazas (Qt2 a Qt6?) expuestos en el costado sur del río Bugalagrande. Qt representa una terraza baja situada en el costado norte de este río. El símbolo ⌘ representa lugares donde se observa el eje del anticlinal de Andalucía. Dibujó Mario Moreno-Sánchez.

#### □ **Fallas Bugalagrande, Tuluá y La Ribera-Galicia**

La mayoría de los rasgos de deformación tectónica reciente se evidencian mediante imágenes de satélite, modelos de elevación digital generados a partir de datos del STRM y en fotografía aérea. En los modelos del STRM se documentan rasgos hasta de 2 km de longitud. Con la fotografía aérea se documentan accidentes menores de 2 km de longitud. En el modelo de elevación del terreno realizado a partir de datos del STRM (Figura 9) se resaltan los principales rasgos estructurales observables también en imágenes de satélite Landsat y en fotografías aéreas. Las fallas NS con componente inversa conforman el frente montañoso principal. La exageración vertical del modelo (30 veces) hace que la falla se muestre con un ángulo mucho mayor al real. También son notorios los lineamientos NW que controlan los principales drenajes del área, Río Bugalagrande, Río Sabaletas, Río Morales y Río Tuluá. En la Figura 10 se resaltan estructuras NE y el contraeskarpe de Galicia.

Al oriente de la “Superficie La Llanada”, existe otro eskarpe con cara hacia el oeste. La prolongación hacia el norte del eje de este eskarpe coincide con alineamiento NE de la divisoria de aguas (Figura 11). En este trabajo se denominó la Falla de Bugalagrande. En los sitios 1, 2 y 3 de la Figura 11 se midieron planos de falla y en el sitio 4 de la misma figura se midió plano de falla relacionado con una grieta formada en el eje de un anticlinal, la grieta está rellena con suelos holocenos.

En la superficie de aplanamiento como en la zona de colinas bajas se identifica un sistema de fallas conjugadas. En las Figuras 9 y 10 realizadas a partir de datos del STRM, se resaltan los lineamientos NW. Tanto a este nivel de escala como en fotografías aéreas, a escalas más detalladas, es notorio que estos lineamientos están limitados en sus extremos por los lineamientos (o fallas) de tendencia NS. Presentan relevos izquierdos que generan desplazamientos aparentes de los lineamientos NS. En otros casos se desprenden de lineamientos NE. Las fallas o lineamientos de dirección NS tienen relación directa con los escarpes morfológicos documentados en este estudio. Un ejemplo son los escarpes de Oreja, Ahorcado y Sur Río Tuluá.

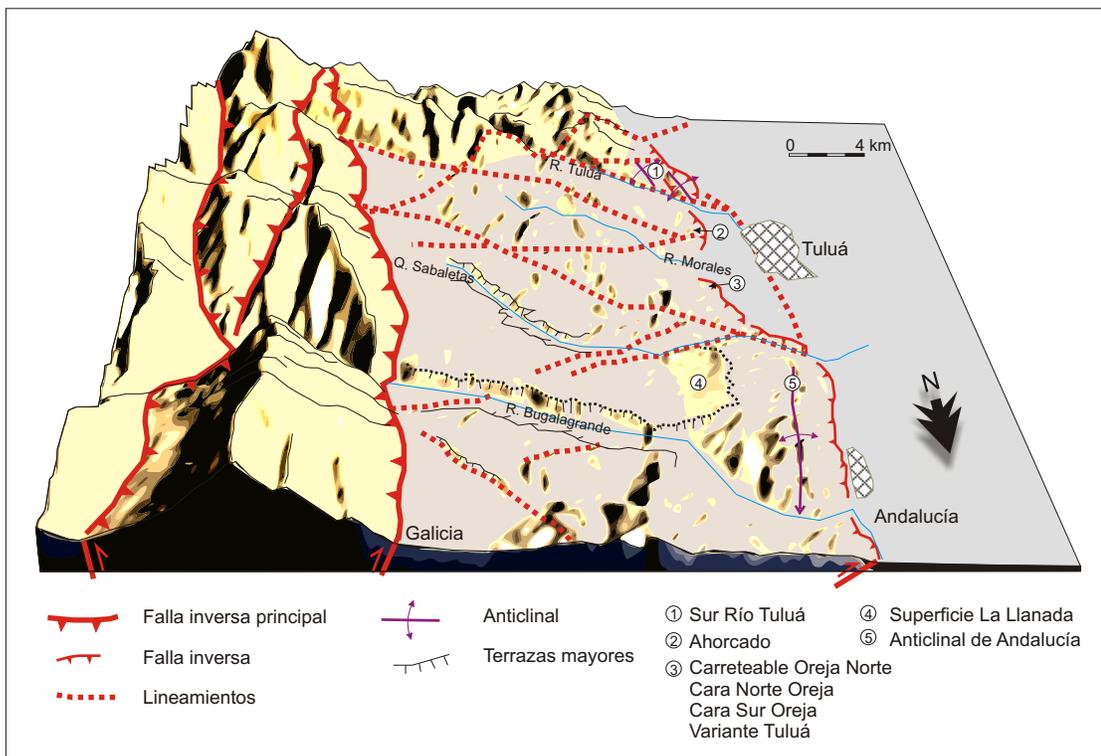
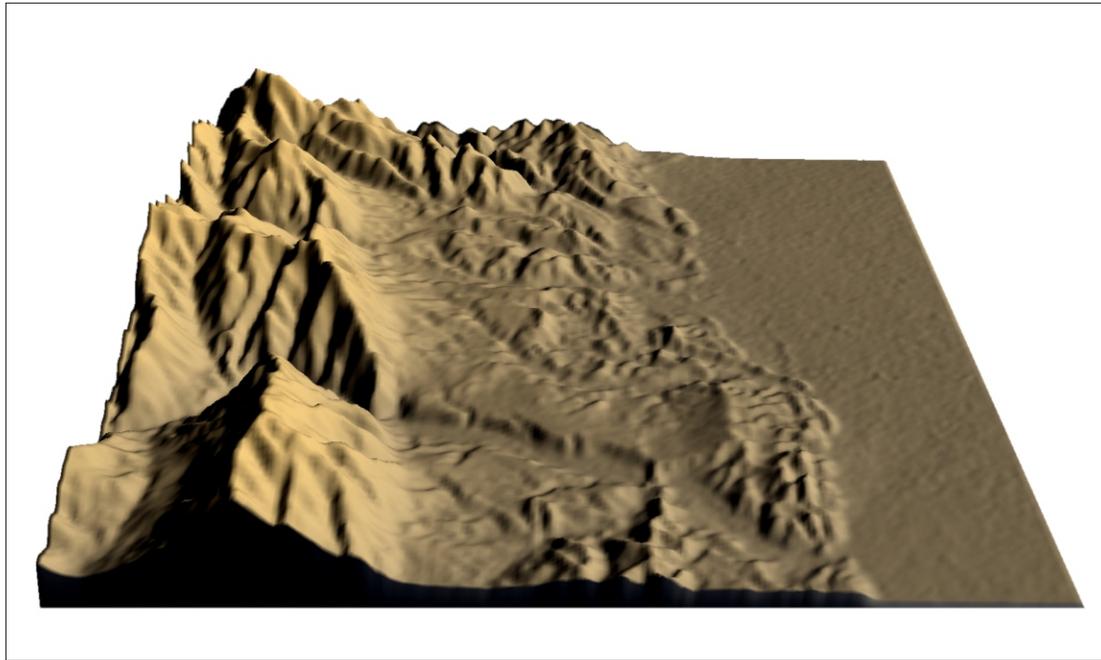


Figura 9. Arriba modelo de elevación digital del terreno de los sectores Río Bugalagrande y Tuluá realizado a partir de datos de STRM. Abajo principales estructuras interpretadas a partir del modelo. Con números encerrados en círculos las localidades mencionadas en este trabajo. El relieve está exagerado 30 veces.

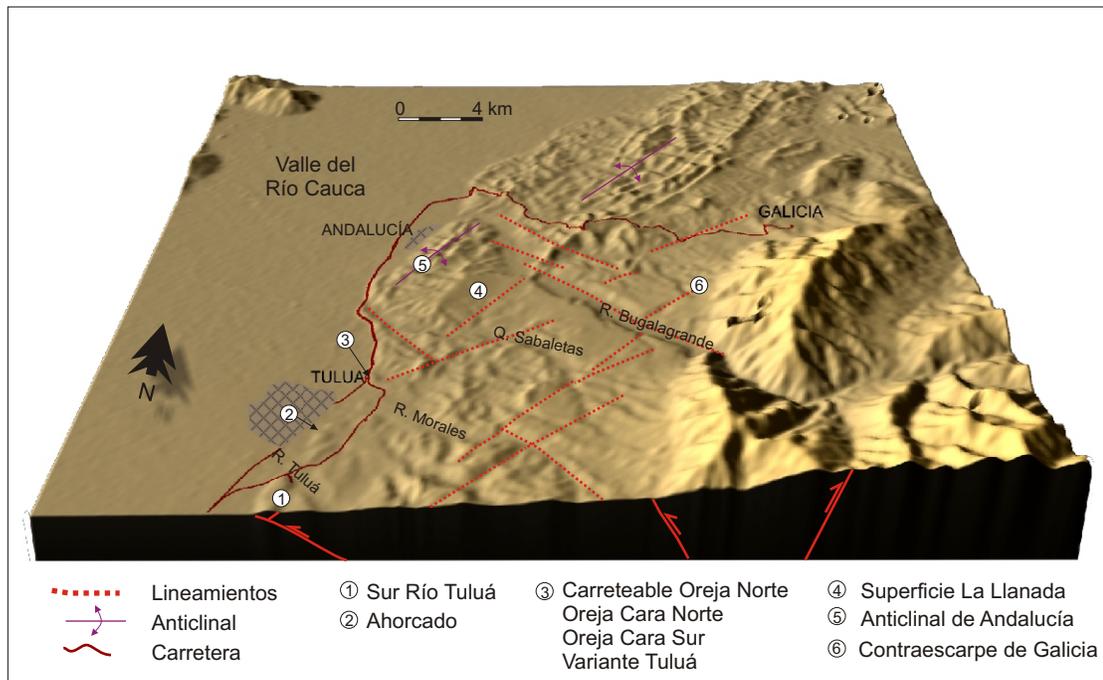


Figura 10. Modelo de elevación digital del terreno (realizado a partir de datos del STRM) de los sectores Río Bugalagrande y Tuluá vistos desde el sur. En líneas punteadas los lineamientos mas destacados en esta proyección. Las fallas inversas no fueron trazadas en planta, pero se pueden observar en la Figura 2. Con números encerrados en círculos las localidades mencionadas en este trabajo. El relieve está exagerado 15 veces.

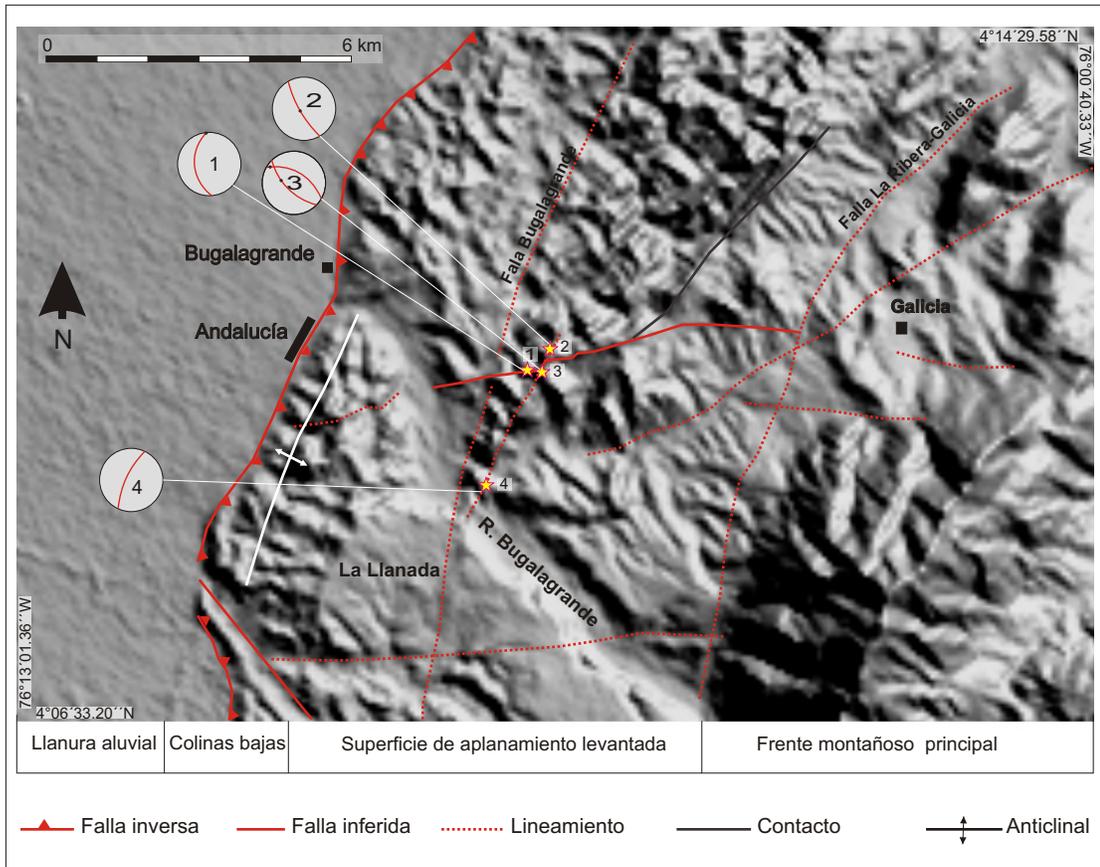


Figura 11. Fallas observadas sobre la carretera que conduce de Bugalagrande a Galicia. Arriba, DEM del sector Bugalagrande-La Llanada-Galicia donde se resaltan estructuras ENE truncando las unidades del terciario (al norte del Río Bugalagrande). En los sitios 1 a 4 se hicieron mediciones de planos de falla; en 4 plano de falla relacionado con grieta en eje anticlinal. Inferior izquierda, falla de ángulo alto con desplazamiento en el sentido del buzamiento tomado en el punto 3. Inferior derecha, falla con desplazamiento de rumbo tomada en el punto 1.

## Sector Tuluá

La zona de *colinas bajas*, está formada principalmente por una serie de escarpes que afectan los depósitos aluviales recientes (Qal) y los depósitos del abanico de Tuluá (Qa) que reposan en discordancia sobre la Formación La Paila (Tp) (Figura 12). Los rasgos morfológicos que resaltan en este sector son principalmente abombamientos del terreno y/o pliegues (ver 1, 2 y 3 en Figuras 12 y 13), cuestas, contracuestas, terrazas y el comportamiento del drenaje que muestra concordancia con los rasgos del relieve .

### □ Depósitos de conos de deyección - Abanicos aluviales

El abombamiento “Río Morales” tiene un eje alargado en dirección NW (1 en Figura 12). Se extiende aproximadamente 3 km desde el contacto entre el frente montañoso principal y la zona de colinas bajas hasta el inicio de la llanura aluvial reciente. El río Morales recorre en subsecuencia el borde sur de este abombamiento. La terminación oeste (o inmersión) de este abombamiento lo constituyen una serie de colinas con eje alargado en dirección NNE (Figuras 12 y 13). En los afloramientos “Carreteable Oreja Norte”, “Cara Norte Oreja”, “Cara Sur Oreja” y “Variante Tuluá-N” y “Variante Tuluá-S” se documentan evidencias de ruptura de fallas en el registro estratigráfico (Ver A, B, C, D y E en Figura 12). Estas colinas de dirección general NNE se extienden hasta el sur del río Tuluá, donde presentan mayor elevación (Figura 12).

En general el sistema de drenaje es subsecuente con relación a estos escarpes (s en Figura 12). Adicionalmente los drenajes principales como la Quebrada Sabaletas, Río Morales, Quebrada El Ahorcado y Río Tuluá, disectan los escarpes comportándose como drenajes antecedentes y resecentes en otros (ver a y r en Figura 12). Un ejemplo es la Quebrada El Ahorcado que limita en subsecuencia la porción este del abombamiento “El Ahorcado”, con eje alargado en dirección NE, y lo corta en antecedenencia en su terminación norte. En la porción media de este escarpe se documentaron evidencias de fallamiento en el registro estratigráfico (Ver 2 en Figura 9 y F en Figura 12). A nivel más detallado, visible en fotografías aéreas, varios drenajes siguen o delimitan los abombamientos y/o escarpes. Drenajes de orden uno se unen al drenaje principal hasta la desembocadura en el río Tuluá. El río Tuluá y sus tributarios forman un patrón en rastrillo atrás del abombamiento o escarpe “Sur Río Tuluá”. Estos drenajes tienen un comportamiento subsecuente (bs en Figura 12). Existen varios drenajes en la cara oeste del escarpe “Sur Río Tuluá”, aislados de la red de drenaje principal, éstos se denominan drenajes colgados (hg en Figura 12). Al frente del escarpe “Sur Río Tuluá” se observan varios drenajes que corren hacia el oriente, en sentido contrario a la pendiente regional (id en Figura 12). Varios drenajes son capturados por el río Tuluá y por la quebrada El Ahorcado, estas capturas generan un patrón en rastrillo (cd en Figura 12). También existen antiguas gargantas de ríos con una incisión profunda que hoy no llevan ningún drenaje activo. El Zanjón del Sastre localizado al sur del escarpe “Sur Río Tuluá” es una garganta abandonada (ag en Figura 12). Al frente de estas gargantas abandonadas se observan pequeños conos de deyección inactivos, por ejemplo en San Pedro. En este trabajo se denominan abanicos aluviales abandonados (aa en Figura 12).

El escarpe El Ahorcado, es claramente identificable en el paisaje. Mientras que otros, al Oeste de Tuluá, son muy sutiles desde el punto de vista morfológico. Esto se atribuye a su juventud producto del progresivo crecimiento hacia el Oeste de escamas de cabalgamiento del piedemonte occidental de la Cordillera Central. Los drenajes colgados (o wind gaps) (Hg en Figura 12) son una característica común en ambos tipos de escarpes; capturas e inversiones de drenaje ocurren atrás de ellos junto con patrones de drenaje en rastrillo (broom-shaped). Goteras tectónicas e inversiones de ríos se observan tanto en el frente como atrás de los escarpes de flexura (tg y id en Figura 12). Las inversiones se generan por basculamiento por carga y las goteras por retro-basculamiento rotacional de la superficie del terreno.

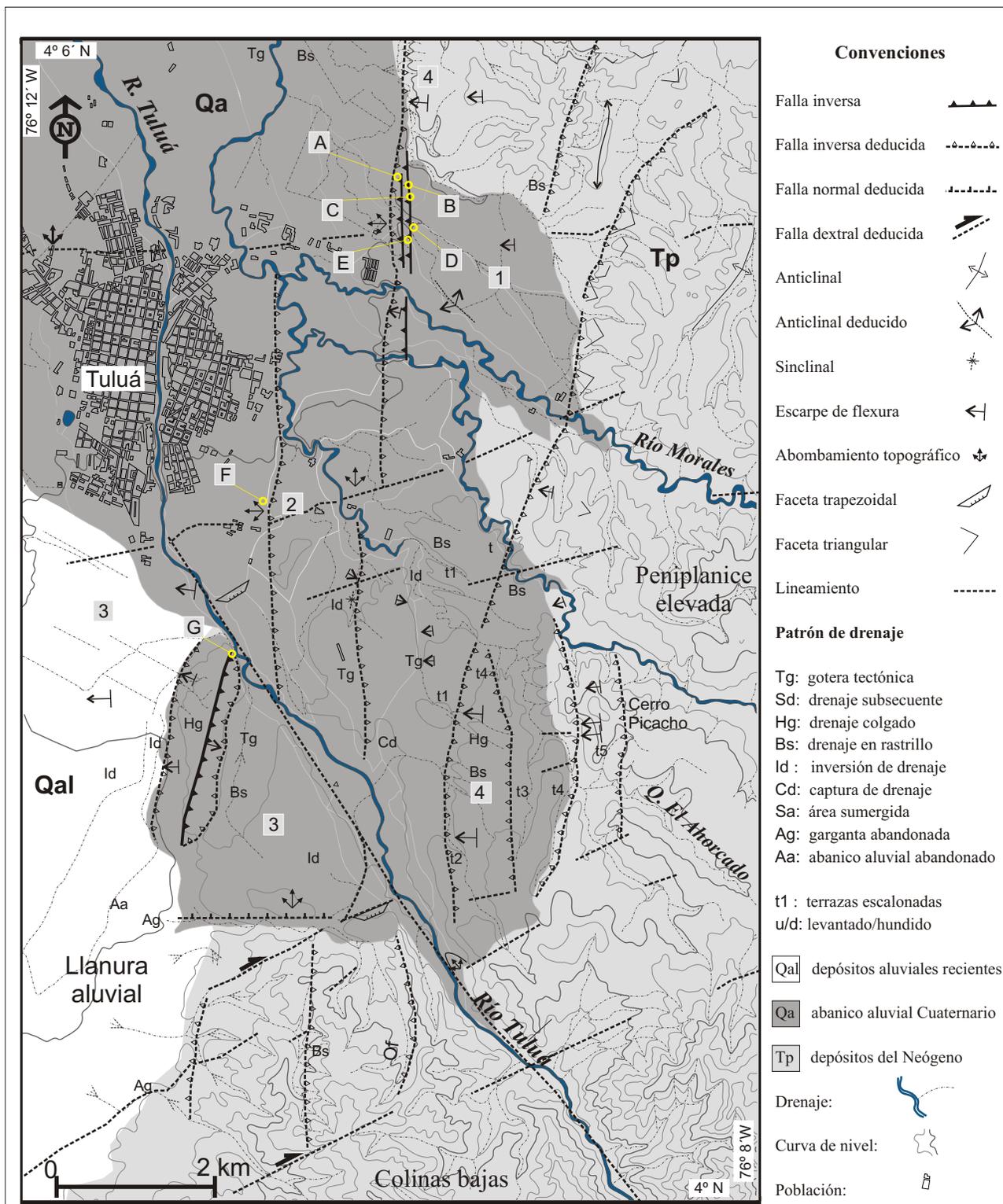


Figura 12. Mapa geomorfológico y estructural del sector de Tuluá. Abombamientos del terreno: 1) Río Morales, 2) El Ahorcado, 3) Sur Río Tuluá, 4) Frente Picacho. Afloramientos-trincheras: A) “Carreteable Oreja Norte”, B) “Cara Norte Oreja”, C) “Cara Sur Oreja”, D) “Variante Tuluá-N”, E) “Variante Tuluá-S”, F) “El Ahorcado”, G) “Sur Río Tuluá”.

Algunos de los escarpes se encuentran en el frente de lomos o colinas de presión, por ejemplo en el sector de la “Oreja de Tuluá” y al Sur de Tuluá, en la margen izquierda del río Tuluá. Estos abombamientos crecen verticalmente entre fallas de cabalgamiento de vergencia este y sus retrocabalgamientos, ambos con tendencia N-S. Al sur del Río Tuluá, el drenaje con patrón en rastrillo se genera para acomodarse al crecimiento vertical del abombamiento. Aunque el río Tuluá corta la colina su curso es empujado hacia el Norte. Adicionalmente, una gotera tectónica se desarrolla al este paralela al retrocabalgamiento. De manera similar el río Morales también requiere de la unión de varios afluentes (con patrón en rastrillo), para sobrepasar la colina El Ahorcado.

Las evidencias tectónicas y estratigráficas que confirman que estas geoformas recientes son producto de fallas de retrocabalgamiento se observan en los sitios La Oreja y Variante que corresponden a cortes de carretera (sitios 1 y 3 en Figura 12). Evidencias adicionales se reportan en el sitio 2 de la Figura 12, trinchera El Ahorcado (López et al., 2003; López et al., 2006 en revisión).

#### □ Terrazas, cuestras y contracuestras

En el abanico de Tuluá, desde el Cerro Picacho, al noreste del río Tuluá (margen derecha) se desprenden entre cinco y seis niveles de terrazas (t1 a t5 en Figura 12). Estas terrazas con superficie cubierta por depósitos del Cuaternario (Qa) presentan eje alargado NS y se relacionan con contracuestras de las unidades de la Formación La Paila (Tp en Figura 12).

Estas terrazas están limitadas por escarpes de flexura y retrocabalgamientos. Un rasgo particular de estas terrazas es que están limitadas en el norte y en el sur por lineamientos de dirección NE (Figura 12). El comportamiento del drenaje también es subsecuente a estas geoformas, allí hay drenajes colgados (Hd), en rastrillo (Bs) y goteras tectónicas (Tg) (Figura 12). Relacionadas con las terrazas se observan la mayoría de anomalías de drenaje, que son comparables con las propuestas por Audemard (1999) para la identificación y caracterización de fallas de cabalgamiento ocultas. También se encuentra relación entre los lineamientos NW y algunos de los escarpes morfológicos documentados atrás. Los lineamientos EW son cortos, pues un trazo continuo por lo general no supera los 2 km. En el sector de Bugalagrande constituyen el borde sur de los conos de deyección del frente montañoso. En el sector de Tuluá los lineamientos de tendencia general ENE-WSW separan abruptamente unidades morfológicas con texturas notoriamente diferentes y controlan parte de la red de drenaje (p.e., El Zanjón del Sastre, al sur de Tuluá) (zs en Figura 12). Estos lineamientos están relacionados con facetas trapezoidales con cara hacia el norte (ver Figura 12). En la prolongación occidental de estas estructuras por lo general se observan divisorias deflectadas dextralmente, por ejemplo en la margen izquierda del río Tuluá y sitio principal de deyección del río, en la zona de colinas bajas. Otra faceta trapezoidal existe en la margen derecha del río Tuluá, unos cuatro kilómetros aguas abajo del anterior sitio.



Figura 13. Aspecto morfológico del escarpe “Oreja” localizado en la terminación oeste del abombamiento del Río Morales. Con letras la localización de los afloramiento que evidencian fallamiento en el Cuaternario.

## **Sector Saliente de Sonso**

### **□ Anticlinal de Sonso - Cantera El Vínculo.**

El Anticlinal de Sonso también es otra estructura con expresión conspicua en el paisaje que forma la terminación sur de la Saliente de Buga, al sur de esta ciudad (Figura 14). Este anticlinal tiene un eje de dirección general NNE, afecta las unidades de la Formación La Paila, suprayacidas en discordancia por depósitos del Cuaternario (Qs). Estos depósitos suavizan la superficie del anticlinal y presentan un suave arqueamiento que permite inferir que los depósitos cuaternarios forman un suave anticlinal con inclinación más pronunciada hacia el oeste (Figuras 14 y 15). Recientemente este anticlinal ha sido excavado por los trabajos de la malla vial del Departamento en la Cantera El Vínculo, allí se documentan las estructuras principales que afectan este sector del piedemonte occidental de la Cordillera Central.

### **□ Lineamientos - Fallas principales**

En el modelo de elevación del terreno realizado con datos del STRM se resaltan las estructuras, lineamientos y fallas que tienen expresión más sobresaliente en este sector de la Saliente de Buga. Bordeando el piedemonte, el lineamiento más occidental corresponde al cabalgamiento que origina el relieve más prominente en este sector de la cordillera. Su trazo ondulado siguiendo el piedemonte se debe al ángulo bajo que presenta esta estructura.

Adicionalmente se resaltan estructuras NS más adentro afectando el frente montañoso principal. Con un trazo más recto indican el ángulo más verticalizado que tienen estas estructuras. Los lineamientos NW tienen relevos izquierdos y los lineamientos ENE tienen relevos izquierdos, un ejemplo es el lineamiento del río Guadalajara. La terraza del río Guadalajara al parecer se genera a partir de un relevo izquierdo y su margen norte podría estar controlada por esta estructura (Figura 14).

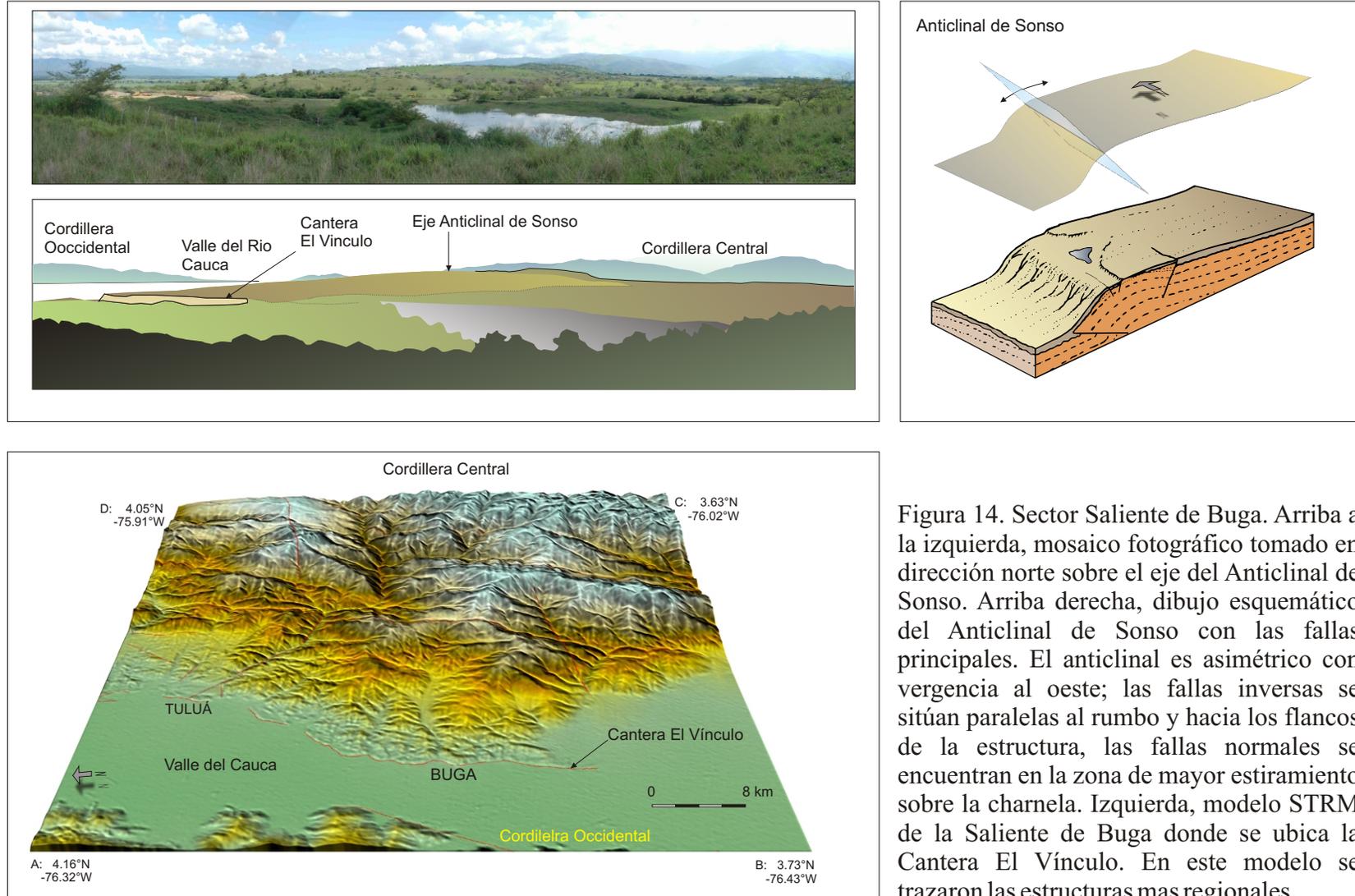


Figura 14. Sector Saliente de Buga. Arriba a la izquierda, mosaico fotográfico tomado en dirección norte sobre el eje del Anticlinal de Sonso. Arriba derecha, dibujo esquemático del Anticlinal de Sonso con las fallas principales. El anticlinal es asimétrico con vergencia al oeste; las fallas inversas se sitúan paralelas al rumbo y hacia los flancos de la estructura, las fallas normales se encuentran en la zona de mayor estiramiento sobre la charnela. Izquierda, modelo STRM de la Saliente de Buga donde se ubica la Cantera El Vínculo. En este modelo se trazaron las estructuras mas regionales.

Myriam C. López C / Universidad EAFIT

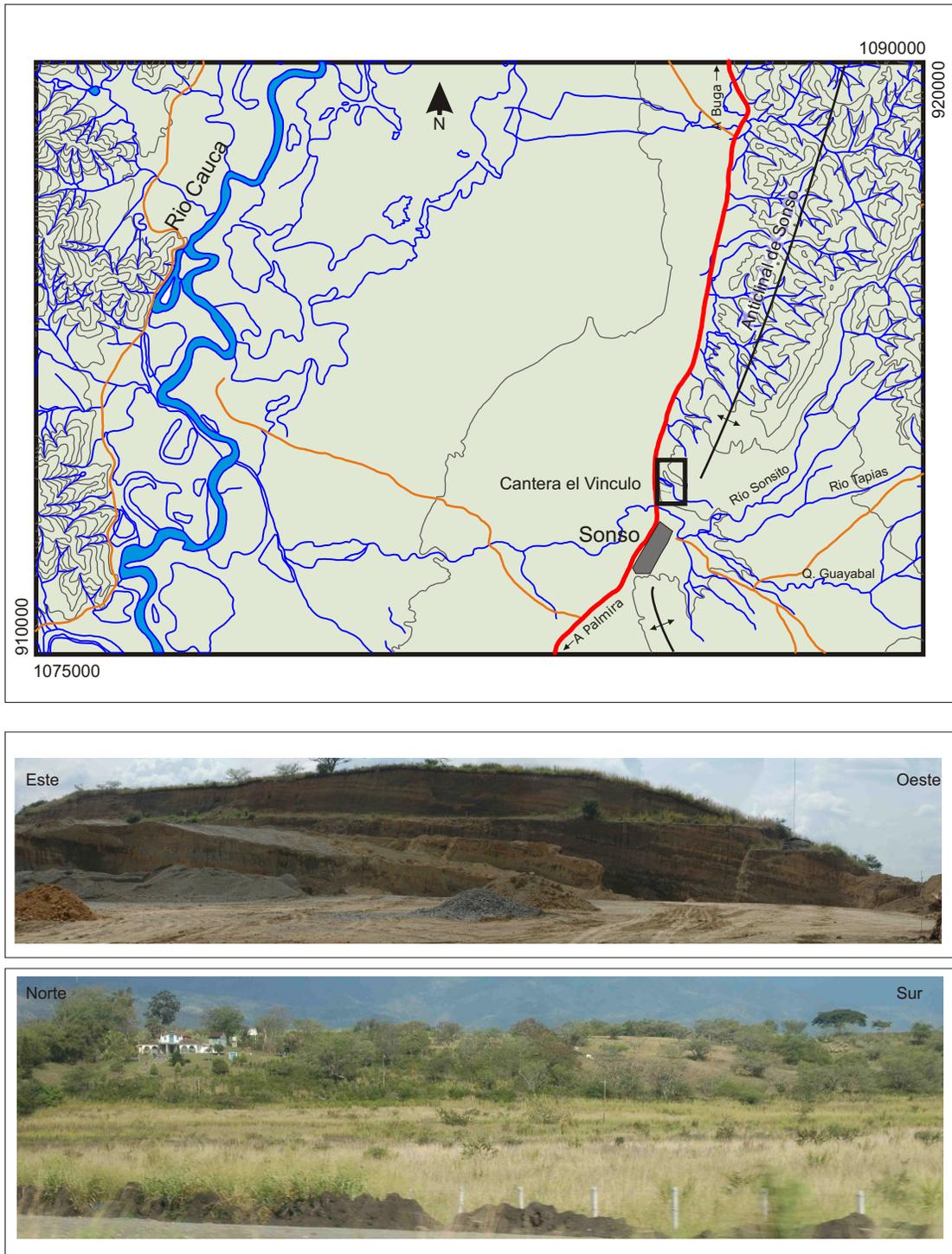


Figura 15. Arriba, mapa topográfico del extremo sur de la Saliente de Buga. En el recuadro se muestra la ubicación de la Cantera El Vínculo. En el centro, flanco oeste del Anticlinal de Sonso cortado por los trabajos de la Cantera El Vínculo. Abajo, terminación sur del Anticlinal de Sonso vista desde la carretera Palmira-Buga.

## **Sector Amaime**

En el sector comprendido entre la Saliente de Buga y Amaime, se presentan una serie de abombamientos en el terreno con eje largo en sentido NW. Estos abombamientos se presentan de manera discontinua en tramos no mayores de 2 km de longitud, desde Amaime hasta el sur del Río Tapias. Estos rasgos son visibles en fotografías aéreas donde es claro que la red de drenaje se comporta en subsecuencia a los escarpes, los cuales tienen una expresión más sutil en los modelos de elevación generados con datos del STRM. Estos escarpes están alineados con los escarpes donde Woodward-Clyde Consultants realizó en el año 1283 las Trincheras Venecia y Piedechinche. A continuación se describen de norte a sur estos abombamientos alineados en sentido NW-SE:

En el sector comprendido entre los ríos Guabas y Tapias, en el sitio de deyección del Río Guabas, existen depósitos de flujos de detritos que bajaron por la Quebrada La Magdalena. La superficie de estos depósitos se inclina hacia el NW. La represa Pichichí se construyó sobre una colina aterrizada, con escarpe que mira hacia el oeste. Esta colina está conformada por rocas de la Formación Amaime suprayacida por depósitos recientes.

Sobre la margen izquierda del río Zabaletas, en la Hacienda La Novillera, un abombamiento de dirección NW con doble inmersión (**Figura 16**) sobresale en los depósitos recientes del frente montañoso. En este sector la Quebrada Zabaletas presenta un comportamiento subsecuente al lado este del abombamiento y en la terminación norte. Siguiendo hacia el Sur, en el sector de Quebrada Honda, norte del río Amaime, a menos de un kilómetro de la Hacienda El Paraíso, la superficie se encuentra abombada en sentido NW, allí es visible el saprolito de la Formación Amaime. Estos abombamientos levantan la superficie de los depósitos de las márgenes de los abanicos de los ríos Cerrito, Quebrada Honda y Zabaletas. El drenaje en este escarpe tiene patrón en rastrillo (**Figura 17**).

Entre Quebrada Honda y el Río Amaime, la superficie del abanico presenta abombamientos que se alinean en dirección NW, a la latitud de la Hacienda Potrerillo. El patrón de drenaje distributivo está interrumpido por estos escarpes formando patrones en rastrillo. El mejor ejemplo se presenta en la Quebrada Honda. En este mismo sector y un poco más al este en el frente montañoso principal existen varios conos de deyección colgados y alineados en sentido NW. En muchos sectores se observan quebradas descabezadas, desequilibrio entre la amplitud del canal y el caudal, por lo general los cauces son secos. Uno de los depósitos más grandes en este frente es el Pomo. Este depósito conserva la superficie de despegue recta y alineada con escalones en la ladera y con una colina cizallada más al Sur. También se encuentra dislocado en el sitio de deyección del río Cerrito Viejo.

Aguas arriba del sitio de deyección actual del río Nima, su margen derecha está conformada por pequeño conos de deyección (longitudes no mayores de 500 m) alineados en sentido NW. Estos depósitos se desprenden de los afluentes principales del río Nima con gradientes mayores de 13° en su parte apical. Adicionalmente donde disminuye el gradiente en la parte baja existe una terraza disectada por el río Nima. De esta terraza quedan reductos en la margen izquierda hacia San Emigdio. El patrón distributivo de los drenajes que irrigan los abanicos del sector de Amaime, está alterado por rasgos o abombamientos en sentido NW. Desde el segundo sitio de deyección del río Nima existe una depresión “la depresión de San Emigdio – El Piñal”. Se infiere que esta depresión se generó por un colapso gravitacional del que hoy quedan cicatrices de deslizamientos rotacionales al Norte y traslaciones al Este. El depósito presenta escalones en la superficie que por estar alineados NS parecen estar afectados por la traza de falla que pasa por los Lagos de Maracaibo.

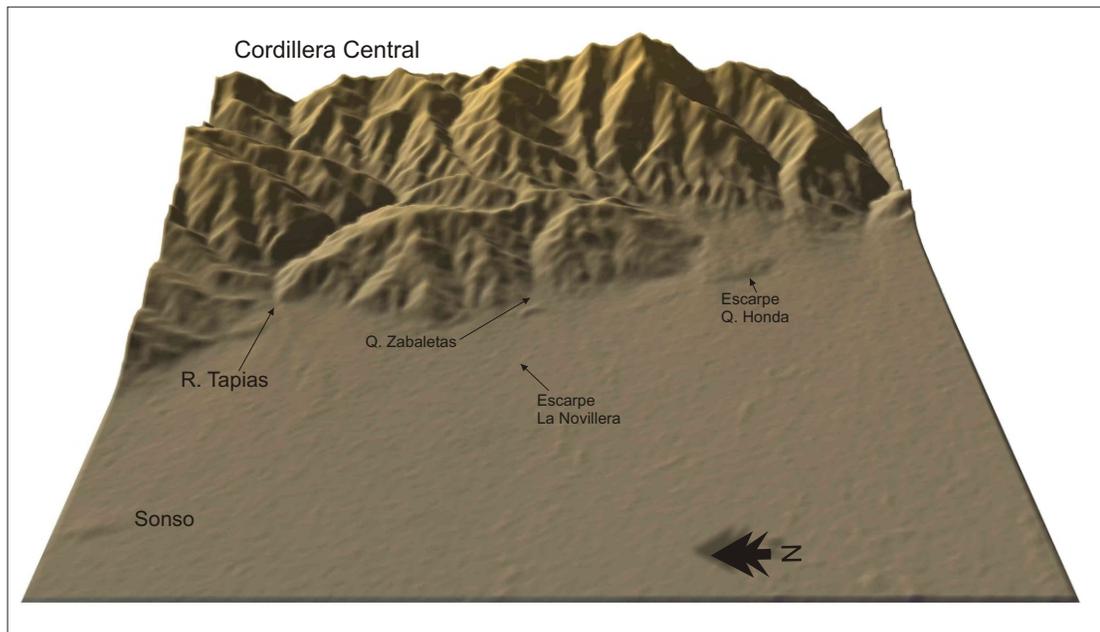
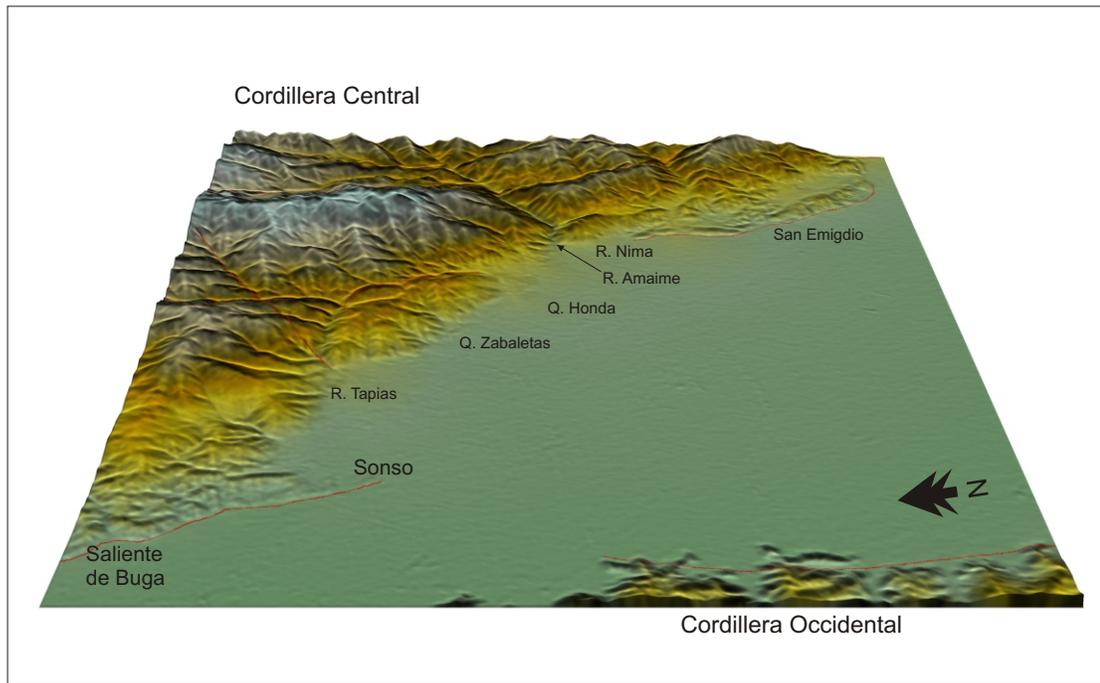


Figura 16. Modelos de elevación digital del terreno del sector Sonso-Amáime realizados a partir de datos de STRM. Se resaltan los escarpes que componen la rampa lateral del sistema cabalgante frontal. Escarpes Quebrada Honda y La Novillera. Arriba el relieve está exagerado 5 veces y abajo 10 veces.

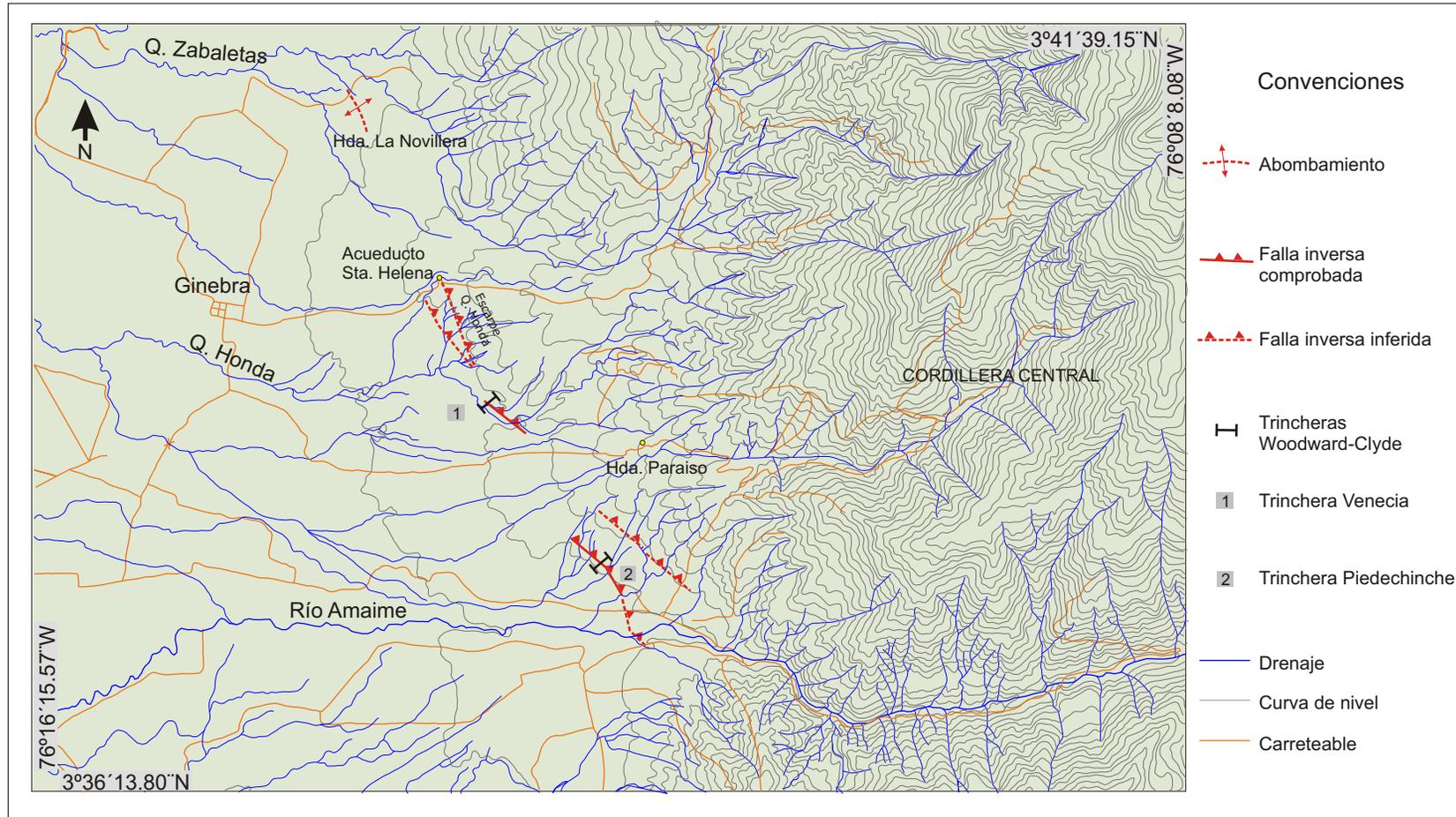


Figura 17. Mapa topográfico con la localización de las trincheras de Woodward-Clyde y de los escarpes La Novillera, Quebrada Honda, Venecia y Potrerillo.

# EVIDENCIAS GEOMORFOLÓGICAS DE ACTIVIDAD TECTÓNICA \_\_\_\_\_

## PIEDEMONTES ORIENTALES DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL

En el piedemonte oriental de la Cordillera Occidental, el rasgo más conspicuo de fallamiento superficial lo constituye una serie de trazos rectilíneos en dirección NNE limitando el flanco más oriental de la cordillera con el valle (Figura 18). Ocasionalmente pequeñas colinas tienen eje largo paralelo a este rasgo. La más sobresaliente en este sector se encuentra a la latitud del Corregimiento San Marcos. Esta colina está separada del frente montañoso por un valle alargado.

### Sector San Marcos

La falla de dirección general NNE que se observa en este sector es quizás la estructura principal que controla el piedemonte de la Cordillera Occidental en este sector del valle del Río Cauca (Figura 18). En el costado occidental de un pequeño valle alargado en la misma dirección afloran las Calizas de Vijos de edad Paleógeno y en el flanco este afloran los basaltos de la Formación Volcánica de edad Cretácico Superior; lo anterior sugiere que este valle representa una estructura de hundimiento.

El trazo rectilíneo de esta falla indica que la geometría del plano es muy vertical y por tanto se trataría de fallas rumbodeslizantes. En este caso desde Cali hasta el norte del valle se ven varios segmentos de fallas con escalones que sugieren un sistema riedel dextral. Esto puede confirmarse con los datos tomados en el afloramiento “Variante San Marcos” documentado más adelante.

### Sector Cali

En Cali las deformaciones geomorfológicas más conspicuas se pueden ver en las dislocaciones del abanico de Pance y del Abanico fósil de Cali. Un análisis de la superficie potenciométrica en el acuífero de Cali (López y Vokler, 2000), muestra que existe relación entre las estructuras aquí señaladas y el comportamiento de aguas subterráneas. En la Figura 19, superpuesto a un modelo de elevación del terreno, se presentan las evidencias morfotectónicas del sector de Cali. Con letras en minúscula se señalan de occidente a oriente los rasgos indicativos. La concurrencia de estas evidencias permite definir que el segmento se conecta más al norte con el principal rasgo del piedemonte oriental de la Cordillera Occidental, documentado con datos estructurales más adelante. Algunas de éstas anomalías reportadas en López et al (2005) se señalan en la Figura 19 y son:

Afectando principalmente unidades precuaternarias y el abanico fósil de Cali:

#### □ Segmento alto:

a) valle intramontaño, a lo largo de la Quebrada Las Nieves que puede estar relacionado con una trinchera de falla; b) depósitos de antiguos deslizamientos alineados en sentido NS donde han sido construidos los centros poblados de los corregimientos Felidia, Pichindé, La Leonera, El Saladito; c)

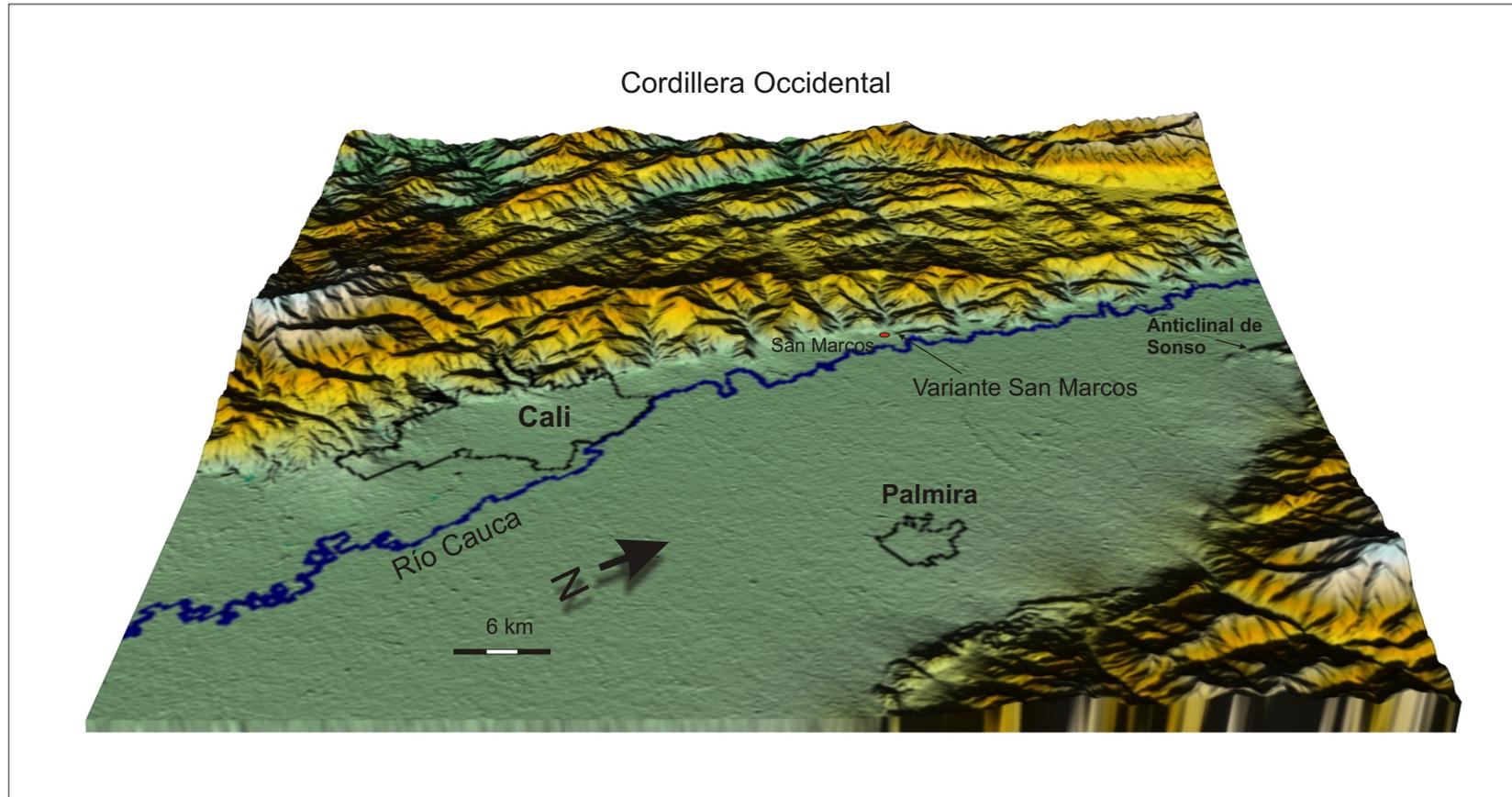


Figura 18. En la imagen sobresale el Piedemonte oriental de la Cordillera Occidental controlado por una falla con trazo muy recto en sentido NNE. El control estructural de este rasgo se obtuvo en la Variante San Marcos (Figura 48). Modelo de elevación del terreno realizado a partir de datos del STRM.

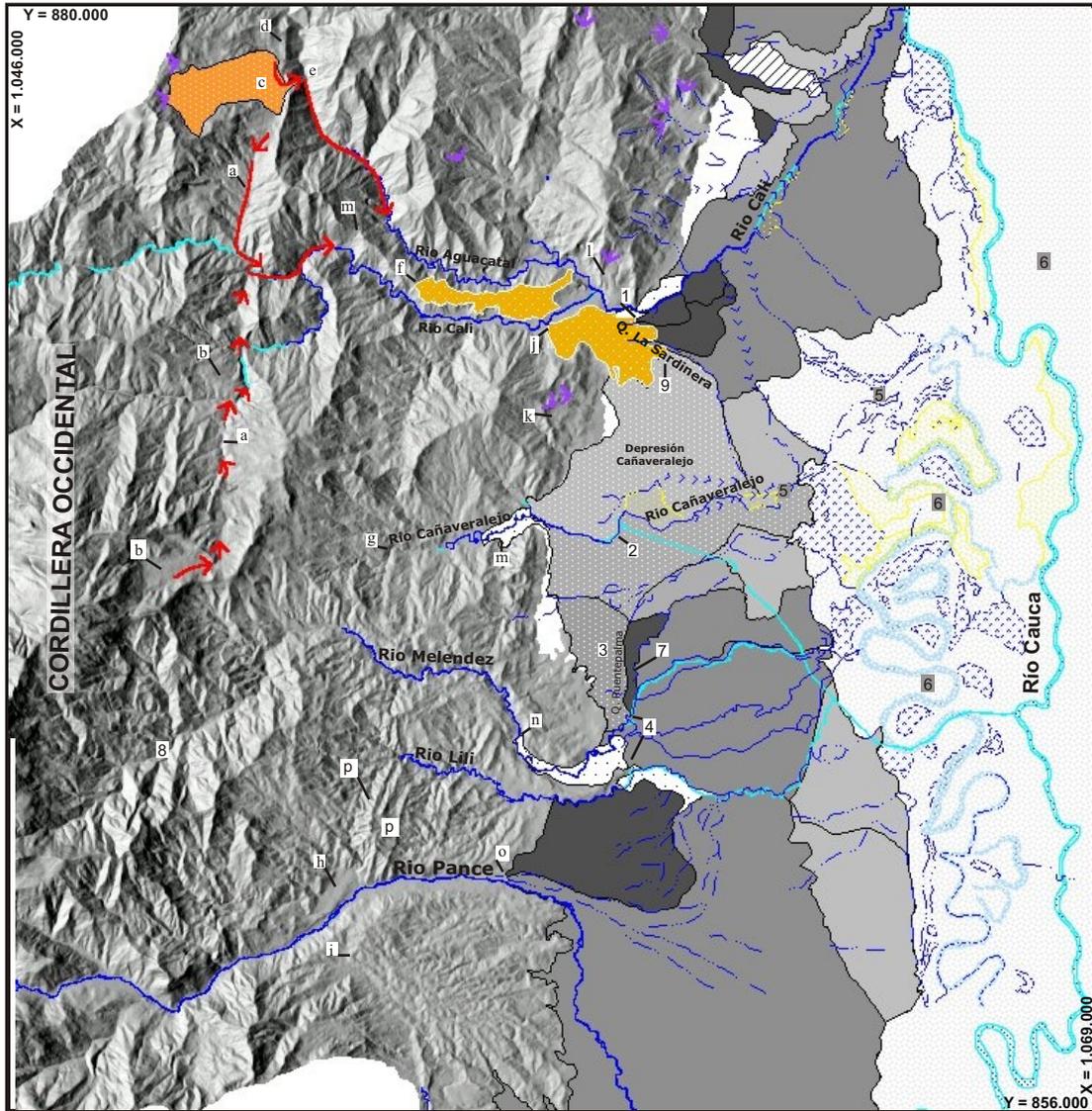


Figura 19. Evidencias morfo-tectónicas en Cali. En tono naranja el ‘‘abanico fósil de Cali’’, en grises los abanicos aluviales recientes. Tomada de López y Vokler (2000).

depósito de antiguo deslizamiento localizado en el sector conocido como San Miguel. Es interpretado como un colapso gravitacional localizado en la terminación oeste de este segmento; d) cuchilla alineada paralelamente (NS) al trazo de este segmento; e) captura de uno de los principales afluentes del río Aguacatal relacionado con la colina de dirección NS.

#### □ **Segmento intermedio**

f) límite occidental de los depósitos del abanico de Cali, punto proximal al antiguo ápice; g) descabezamiento del río Cañaveralejo; h) Terraza del río Pance; i) antiguo sitio de deyección o ápice del abanico de Pance.

#### □ **Segmento intermedio-bajo**

j) dislocación del abanico antiguo de Cali en el barrio Bellavista; k) depósitos de antiguos deslizamientos; l) coluvión de Normandía; m) terraza del río Cañaveralejo; n) Terraza del río Meléndez; o) ápice actual del abanico de Pance; p) deflexión de pliegues terciarios.

El límite occidental del relieve fósil del abanico (m` en Figura 19) del antiguo valle aluvial que hoy se encuentra levantado, coincide con una de las mayores deflexiones del río Pichindé, o río Cali, en dirección NE, sitio donde el relieve se empina abruptamente. El límite de los depósitos que conforman el “abanico fósil de Cali” (f en Figura 19) ubicados en el Barrio Terrón Colorado a la latitud de la Cantera Saratoga, coincide con un lineamiento NE. Los ejes de pliegues terciarios se ven deflectados o interrumpidos por lineamientos ENE y NE (p en Figura 19).

#### □ **Segmento bajo**

Sobre unidades cuaternarias en abanicos aluviales, con tonos grises en la Figura 19, los siguientes rasgos morfológicos han sido relacionados con tectónica: 1) sitio de deyección del abanico de Cali; 2) desvío del antiguos cauces del río Cañaveralejo; 3) desvío de quebradas menores, como la Quebrada Puente Palma; 4) desvío de los cauces antiguos de los ríos Lili y Meléndez. El límite sur del abanico está truncado en dirección general NE. La importancia de este límite NE que parece ser tectónico radica en la concurrencia de otras evidencias también señaladas en la Figura 19: 5) alineación de antiguos humedales y del antiguo cauce del río Cañaveralejo hasta su desembocadura en el río Cauca; 6) posición del cinturón de meandros del río Cauca, aparentemente desplazado; 7) desvío de la antigua Quebrada Puente Palma; 8) en la zona montañosa control del río Meléndez con un patrón escalonado.

La acción de las estructuras NE estaría relacionada con una estructura conjugada de dirección NW. Este lineamiento al parecer incidió en la formación de la depresión existente al Sur del abanico de Cali (Depresión Cañaveralejo) cuyo límite es delineado por la antigua Quebrada La Sardinera (9 en Figura 19) (López and Vokler, 1300). Se infiere que los depósitos localizados al sur del abanico de Cali, en la depresión del Cañaveralejo, son coetáneos con el inicio del levantamiento de este sector del piedemonte de la Cordillera Occidental.

# EVIDENCIAS GEOMORFOLÓGICAS DE ACTIVIDAD TECTÓNICA\_\_\_\_\_

## VALLE DEL RÍO CAUCA

### Comportamiento del río Cauca

#### □ El río Cauca y afluentes principales (yazoo´s)

El río Cauca, con la mayor parte de su curso recostado contra la Cordillera Occidental, recorre en su cuenca media, departamentos del Valle del Cauca y Cauca, de sur a norte un valle alargado en sentido general NNE, que se cierra al norte de Cartago y en el sur a la latitud de Timba. En su porción media, a la latitud de Buga, el valle del río Cauca tiene un máximo estrangulamiento, generado por la “Saliente de Buga” (Figura 20). Un rasgo particular en la geografía actual es la Laguna de Sonso, uno de los principales humedales de la región, ubicada en el sur de este accidente.

Otro rasgo importante en la geografía del valle son los drenajes que adquieren un patrón tipo yazoo (nombre tomado de un afluente del río Mississippi), que sin influencia tectónica es controlado por los albardones naturales del río. Este patrón se presenta repetidamente en varios tramos a lo largo del río Cauca, en cuatro de ellos alcanza longitudes aproximadas de 25 km. Entre las latitudes de Buga-Tulúa, Yumbo-Amaime está bien desarrollado y entre Bugalagrande-La Paila y Obando-Cartago está en formación. En el último tramo este patrón se encuentra, comparativamente con los anteriores, más alejado del río, bordeando la barrera topográfica que emerge al oeste de la Serranía de Santa Bárbara. No siempre el “albardón natural” del río está bordeado por estos drenajes, por el contrario en el sector de la Saliente de Buga, no existe y el río Guadalajara desciende en dirección este-oeste hacia el río.

#### □ Gradiente del Río Cauca

El tramo del Río Cauca entre Cartago y Cali presenta algunas características importantes como por ejemplo poseer un eje promedio rectilíneo ubicado contra el piedemonte de la Cordillera Occidental. Para determinar el gradiente del Río Cauca se usaron datos del STRM cada 100 metros entre Cali y Cartago, siguiendo una línea recta paralela al eje del río (Figura 21). El punto de inicio en Cali es 3.4276 Latitud, -76.5323 Longitud; y el punto final en Cartago es 4.8667 Latitud, -75.9231 Longitud. El perfil longitudinal a lo largo del valle del Río Cauca desde el sur de Cali hasta Cartago se puede dividir en tres sectores según los distintos patrones que forman los puntos del ploteo de los datos de altura y distancia: la Subcuenca de Cali al sur, el sector de la Saliente de Buga en el centro y la Subcuenca de Cartago en el norte. El intervalo utilizado en las medidas de la Subcuenca Cali es 8600m-46700m con relación al punto de inicio en Cali. Los primeros 8600 metros fueron descartados del análisis dado que tocan el abanico de Cali. El intervalo utilizado en la Saliente de Buga fue 46700m-112900m con relación al punto de origen en Cali. Para la Subcuenca de Cartago se tomó el intervalo 112900m-163800m descartándose los últimos metros por corresponder a la zona de abanico del Quindío.

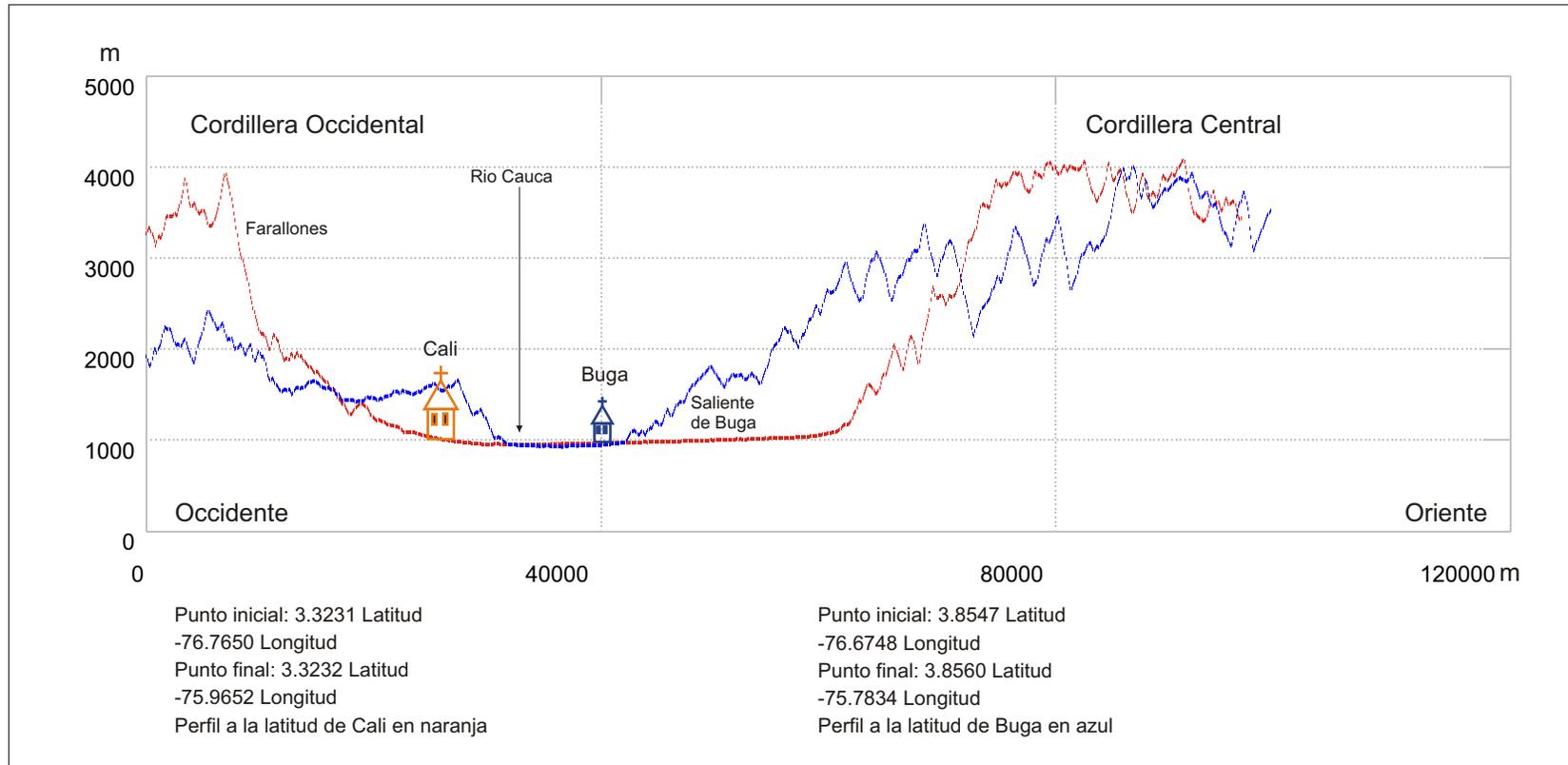


Figura 20. Perfiles topográficos este - oeste del valle del río Cauca a las latitudes de Buga y Cali. El mayor estrangulamiento del valle esta relacionado con la saliente de Buga. El Río Cauca se mantiene en general recostado contra el piedemonte de la Cordillera Occidental. Perfiles realizados a partir de datos del SRTM.

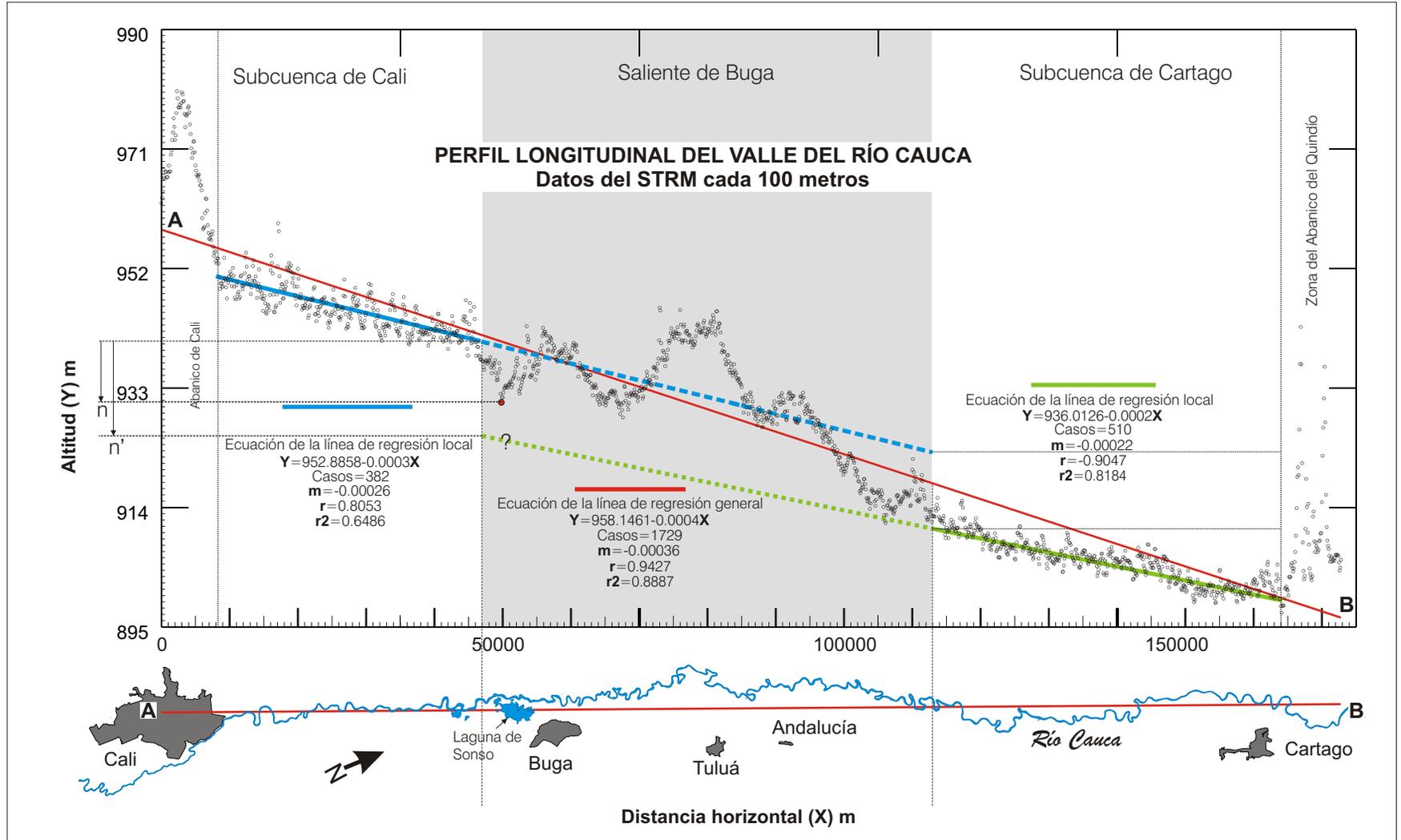


Figura 21. Perfil topográfico longitudinal (datos del STRM cada 100 metros) de sur a norte del valle del Río Cauca. En él se han separado tres sectores de acuerdo con las variaciones en el gradiente: en el sur y en el norte, las subcuencas de Cali y Cartago con pendiente regional entre 0.00026 y 0.00022 respectivamente; en el centro La Saliente de Buga con marcadas variaciones en el gradiente. Para cada sección ha sido trazada la curva de regresión, con diferentes puntos de origen (los valores de intercepto son relativos). Punto de inicio (A): 3.4276 Latitud, -76.5323 Longitud; Punto final (B): 4.8667 Latitud, -75.9231 Longitud. n' y n indican el desnivel máximo y mínimo del Río Cauca en el sector de la laguna de Sonso. Abajo vista en planta de la sección dibujada arriba.

Tanto el sector de la Subcuenca Cali como el de la Subcuenca de Cartago se caracterizan por ser superficies relativamente llanas con una pendiente baja, mientras que el sector de la Saliente de Buga presenta valores que se alejan más de la media. Las mayores variaciones en el gradiente topográfico del valle están en el sector de la Saliente de Buga, sitio donde el valle del río presenta el máximo estrangulamiento y el río se desplaza de su eje natural hacia el occidente (Figura 21). Por tanto el perfil realmente muestra el efecto en la topografía que tienen las áreas ubicadas inmediatamente al este del cauce. Debe entenderse entonces que el cauce del río en esta sección está delimitado por los valores topográficos mínimos en la gráfica. Es así que a una distancia cercana a los 50 km medidos desde Cali aparece un mínimo topográfico ( $n$ ) que está más cerca del valor potencial (proyectado) del cauce en este sector ( $n'$ ). En este punto también es notable la aparición de zonas de inundación como la Laguna de Sonso.

Para hacer el análisis del gradiente se utilizó el método de la regresión lineal cuyas fórmulas se dan a continuación:

$$b = \frac{\sum xy - n\bar{x}\bar{y}}{\sum x^2 - n(\bar{x})^2}$$

$$a = \bar{y} - b\bar{x}$$

Donde  $x$  representa la distancia al punto de inicio de las mediciones en Cali y  $y$  la altura respectiva, valores medidos desde el punto de inicio en Cali. Así, la ecuación de la recta obtenida es:

$$Y = a + bX$$

Donde  $a$  es el valor de altura (y intercepto) en el punto de inicio de la recta y  $b$  el gradiente.

La ecuación general de la recta obtenida para el tramo estudiado entre Cali y Cartago es:

$$Y = 958,15 - 0,00036X$$

Esto significa que la altura inicial en Cali es 958,15 msnm con un gradiente regional hasta Cartago de 0,00036 (0,036%). Para las Subcuencas Cali y Cartago, las ecuaciones resultantes fueron:

$$Y = 952,89 - 0,00026X \quad (1)$$

$$Y = 936,01 - 0,00022X \quad (2)$$

Teniendo en cuenta los valores esperados de altura, usando las ecuaciones(1) y (2), en los dos extremos de la Saliente de Buga, se obtiene que la pendiente promedio en este intervalo debe ser de 0.044%, siendo este sector el de mayor gradiente medido. Sin embargo este valor no explica bien los datos observados, si se observan los valores en las inmediaciones de la Laguna de Sonso se tiene un valor mínimo de altura de 930,78 m con relación a los valores esperados para este sitio (distancia desde el punto de inicio: 49.800 m). Con base en la ecuación (1) se deduce que el valor de altura esperado para este punto es 939,94 m (asumiendo que el gradiente de la Subcuenca de Cali se hubiese mantenido constante en la Saliente de Buga). Esto significa que la mayor caída de pendiente se encuentra en la Laguna de Sonso, donde la diferencia de altura con relación a la Subcuenca de Cali es de 9,16 m ( $n$  en Figura 21) por debajo del valor esperado. Tomando en cuenta que la distancia entre estos puntos es de 3100 m se deduce un gradiente de pendiente de 0,003 (0,3%), siendo esta la mayor pendiente medida

entre Cartago y Cali. En el intervalo restante la pendiente sería de 0.0003 (0.03%), valor más cercano a los encontrados en la Subcuenca de Cali.

El coeficiente de determinación  $r^2$  está dado por

$$r^2 = \frac{[\sum (x - \bar{x})(y - \bar{y})]^2}{\sum (x - \bar{x})^2 \sum (y - \bar{y})^2}$$

Esto nos indica el porcentaje de variación explicado por el modelo, es decir la variación de la altura ( $y$ ) relacionada con la variación de la distancia ( $x$ ). Cuanto más cercanos son los valores de altura a la predicha por el modelo los valores se acercan a 1, para la Subcuenca Cali el valor de  $r^2 = 0,65$  y para la Subcuenca Cartago  $r^2 = 0,82$ .

#### □ Sinuosidad del Río Cauca

Para complementar el análisis morfométrico del comportamiento del Río Cauca se determinó el índice de sinuosidad ( $S$ ) según la fórmula de Schumm et al.(2002):

$$S = \frac{L_c}{L_v}$$

Donde  $L_c$  es la longitud del canal y  $L_v$  es la longitud del valle. Cuando un cauce es rectilíneo el valor de  $S$  es igual a 1, por lo tanto los valores mayores a 1 indican índices de sinuosidad altos.

En la [Figura 22](#) se muestra el índice de sinuosidad calculado en distancias constantes de 10 km para el mismo intervalo usado para el cálculo de los gradientes, desde Cali hasta Cartago. En esta gráfica se resaltaron tres sectores aproximadamente iguales a los de la Figura 21. El primer intervalo (Subcuenca Cali) presenta un índice de sinuosidad promedio de 1.42, el segundo (Saliente de Buga) de 1.84 y el tercero (Subcuenca Cartago) con 1.52. El máximo valor de sinuosidad obtenido (2.47) se encuentra a 30 kilómetros después de la Laguna de Sonso.

En resumen en la Saliente de Buga, el mayor gradiente de descenso del Río Cauca se caracteriza por la aparición de una serie de lagunas en la que destaca la Laguna de Sonso, seguido por un aumento en la sinuosidad que alcanza el pico a unos 25 km aguas abajo. Según Schumm et al.(2002) ríos sometidos a subsidencia tienden a aumentar la sinuosidad. Dada la buena correlación entre los datos de gradiente y sinuosidad, se sugiere que en este sector el valle del río está en hundimiento probablemente debido al peso producido por el avance de los cabalgamientos de la Saliente de Buga. Otro factor que contribuye a que el Río Cauca esté recostado contra la Cordillera Occidental es la existencia de abanicos aluviales activos en el flanco occidental de la Cordillera Central, sin embargo el factor tectónico parece tener mayor influencia en la Saliente de Buga, dado que aquí los abanicos no son tan grandes como los de la Subcuenca Cali. Por otro lado se sugiere que las fallas del borde oriental de la Cordillera Central tienen una influencia pasiva en el cauce del Río Cauca, contribuyendo a que el río tenga una orientación regional relativamente rectilínea.

Entonces, la Laguna de Sonso, el pico de hundimiento, la mayor sinuosidad del río, y la desembocadura del Río Guadalajara en dirección EW indican que hay un hundimiento en este sitio probablemente generado por el peso del escarpe de la Saliente de Buga, tal como se deduce de la [Figura 23](#). Este sector del valle coincide con las expresiones morfológicas más conspicuas del frente de cabalgamiento entre Buga y Andalucía. Adicionalmente la deflexión que presentan muchos de los ríos principales antes de

formar el “yazoo” coincide con los sitios de máxima depresión. La emergencia de las escamas de cabalgamiento más occidentales, no visibles a simple vista en superficie se está reflejando en esta máxima depresión que muestra la topografía superficial del valle. En la **Figura 23** los cortes del valle del río Cauca transversales al anticlinal de Sonso y al río muestran saltos pequeños en la llanura aluvial que pueden ser generados por la emergencia de estas fallas, ya que varios de los niveles de terrazas documentados entre Sonso y Andalucía son generados por esta estructura.

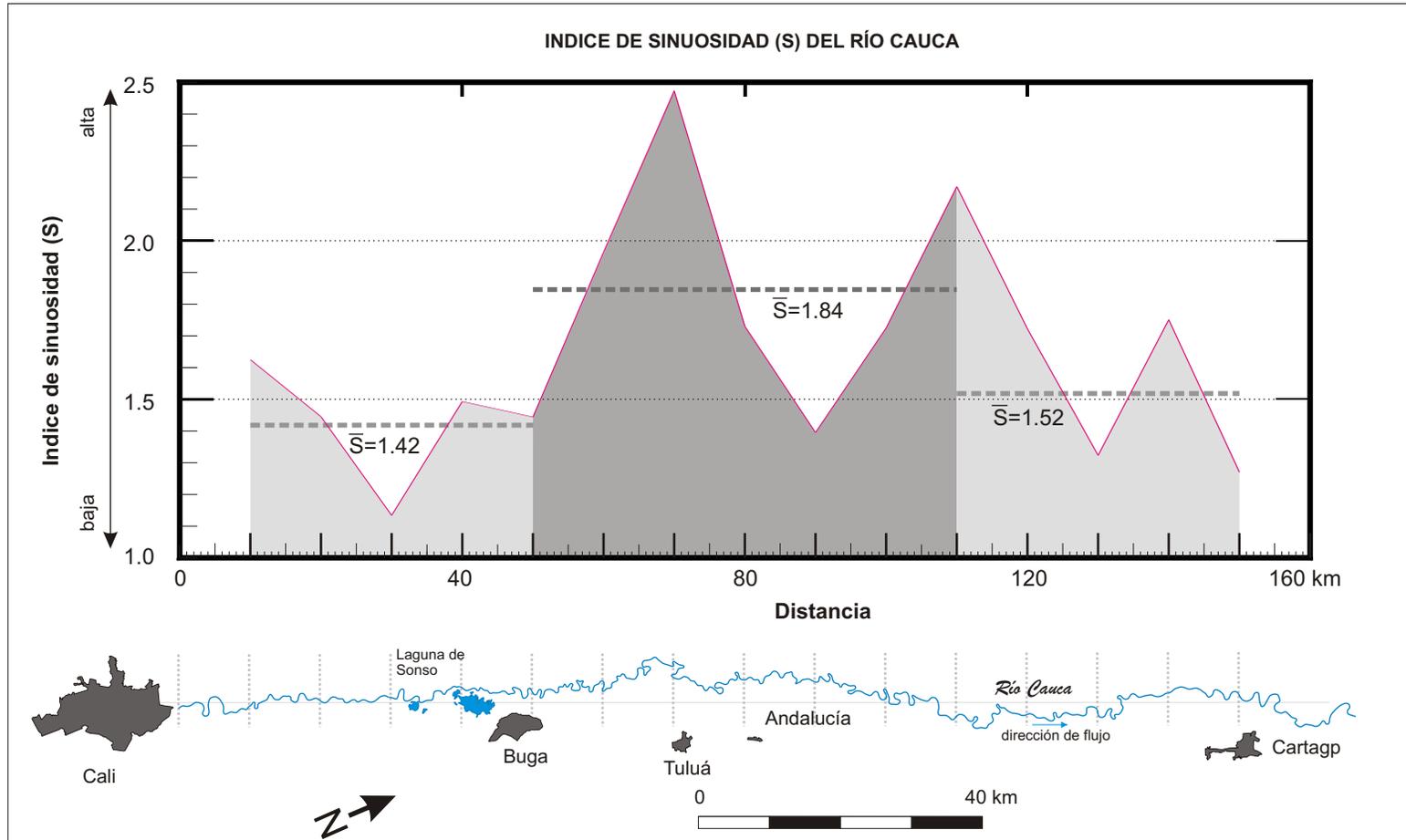


Figura 22. Arriba, gráfica de índice de sinuosidad del Río Cauca entre Cali y Cartago. El máximo de sinuosidad (2.47) se alcanza en el sector de la Saliente de Buga. Los valores promedio de sinuosidad en los sectores de Cali, Saliente de Buga, y Cartago se trazaron con líneas punteadas. Abajo, esquema en planta del Río Cauca con segmentos de 10 km utilizados para el cálculo de sinuosidad.

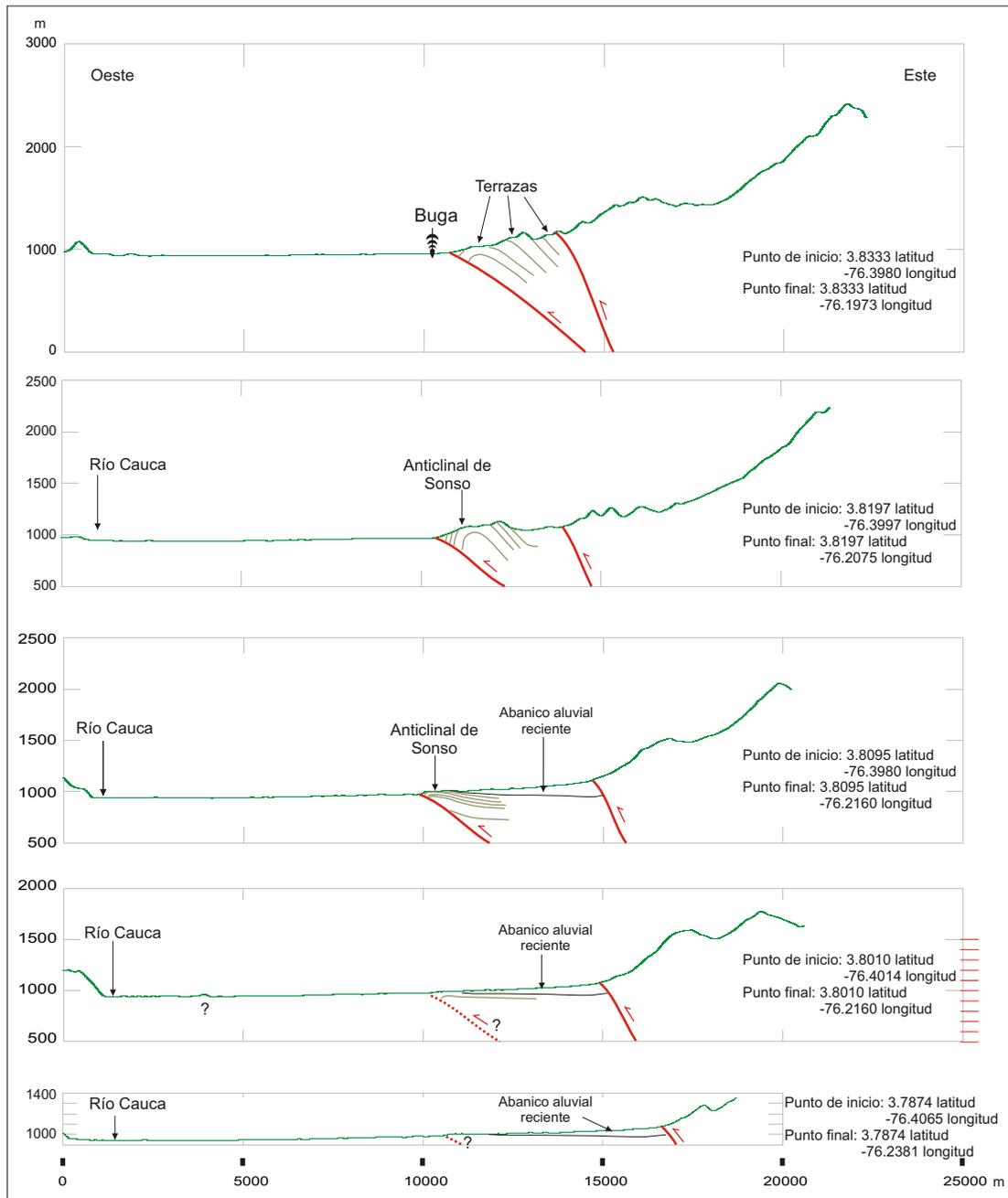


Figura 23. Perfiles topográficos en dirección este-oeste, elaborados con datos del STRM, tomados en el piedemonte occidental de la Cordillera Central entre el Sur de la población de Sonso y Buga. El Anticinal de Sonso es una estructura que gradualmente incrementa su expresión de sur a norte. La estructura culmina al este de la población de Buga, donde se ven por lo menos tres niveles de terrazas que se desarrollan sobre el anticinal. Los abanicos aluviales recientes al sur de Buga se han depositado atrás de esta estructura.

## Referencias Consultadas

- Audemard, F. A., 1999, Morpho-structural expression of active thrust fault systems in the humid tropical foothills of Colombia and Venezuela: *Z. Geomorph. N. F.*, v. 118, p. 227-244.
- López, M. C., y H. Vokler, 2000, Evaluación de los niveles potenciométricos en el acuífero de Cali, Cali, Observatorio Sismológico del Suroccidente, Universidad del Valle, Corporación OSSO, p. 23.
- López, M. C., A. A. Velásquez, G. H. Toro, F. A. Audemard, H. Meyer, y M. Hermelín, 2003, Avances de las investigaciones paleosísmicas en el Valle del Cauca: IX Congreso Colombiano de Geología. Conocer la tierra para un futuro mejor. Medellín, Colombia
- López, M. C., A. A. Velásquez, y G. H. Toro, 2005, Evidencias Geomorfológicas y Geocronológicas de Actividad Tectónica en el Cuaternario de la Cordillera Occidental, Cali, Colombia.: X Congreso Colombiano de Geología. Bogotá
- López, M. C., F. A. Audemard, y A. A. Velásquez, 2006, Paleoseismic evidence of Holocene compression at Tuluá in the valle del Cauca, along the west foothills of the Central Cordillera of Colombia: *Geological Society of America*, v. In review.
- Nivia, A., 2001, Mapa Geológico del Departamento del Valle, Cali, Ingeominas.
- Schumm, S. A., J. F. Dumont, y J. M. Holbrook, 2002, *Active tectonics and aluvial rivers*: Cambridge, University Press, 276 p.
- Toro, G. H., y W. Marín, 1994, Tefraestratigrafía del Valle y Sur del Quindío. Informe de Campo, Universidad Eafit – Ingeominas.