

VOLCANO-ESTRATIGRAFÍA Y TECTÓNICA DEL VALLE CENTRAL OCCIDENTAL Y LAS ESTRIBACIONES DE LOS MONTES DEL AGUACATE A LO LARGO DE LA RUTA 27, COSTA RICA

VOLCANO-STRATIGRAPHY AND TECTONICS OF THE WESTERN CENTRAL VALLEY AND MONTES DEL AGUACATE ALONG ROAD 27, COSTA RICA

Hernán Porras^{1*}, Monserrat Cascante¹, Raquel Granados² & Guillermo E. Alvarado^{3,4}

¹Departamento de Geología, FCFM, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile

²Fundación de la Universidad de Costa Rica para la Investigación, San José, Costa Rica

³Instituto Costarricense de Electricidad, Apdo. 10032, 1000 San José, Costa Rica

⁴Centro de Investigaciones en Ciencias Geológicas, Apdo. 214-2060 San Pedro, Montes de Oca, Costa Rica

*Autor para contacto: porrashernan@gmail.com

(Recibido: 10/07/2012 ; aceptado: 17/12/2012)

ABSTRACT: Route 27, known as Ciudad Colón-Caldera Highway, offers excellent geological sections showing much of the volcanic and sub-volcanic stratigraphy of the western part of the Central Valley and the Aguacate Mountains foothills. Here a volcanoclastic succession correlated with the Grifo Alto Formation (Pliocene) is exposed. It consists of lavas, breccias and epivolcanic deposits (hyperconcentrated fluvial and debris avalanche deposits) that locally show strong propylitic alteration. In some places the succession is slightly to moderately tilted, faulted and cut by dykes. A series of old debris avalanche deposits is also present, related to the volcanic activity in the Aguacate Mountains. Locally, a series of monomictic mesobreccias units is exposed consisting of glassy andesitic blocks in a vitro-crystalline matrix ash interpreted as block and ash-flow deposits, which is probably coeval with the volcanic Monteverde Formation (Lower Pleistocene). At least, 4 units of debris flow/debris avalanche deposits are associated with Nuestro Amo Formation. At the upper part of the succession, several porphyritic andesitic lava-flows, correlated to the Lower Colima Formation are followed by ignimbrites of the Puente de Mulas and Tiribí Formations, of middle Pleistocene age, containing hyperconcentrated fluvial-ignimbrite deposits with decreasing thicknesses. A propagation fold deforms these ignimbrites, indicating the existence of a thin-skinned type overthrust with a SW vergency, which was active since, at

least, the middle Pleistocene. The tilting of the rocks exposed along Route 27, the type of fracturing/faulting and folding, and the existence of some structural highs, is well explained with the thrust faulting model proposed in this article.

Keywords: Route 27, Volcano-stratigraphy, tectonics, Occidental Central Valley, Río Grande Quadrangle, Costa Rica.

RESUMEN: La Ruta 27, también conocida como carretera Ciudad Colón-Caldera, ofrece cortes geológicos de entre 5 y 40 m de altura que muestran una buena parte de la estratigrafía, en su mayoría volcánica y subvolcánica, del extremo occidental del Valle Central y las estribaciones de los Montes del Aguacate. Se observa una secuencia volcánica correlacionable con la Formación Grifo Alto (Plioceno), profundamente hidrotermalizada (alteración propilítica) en varios sectores, compuesta por lavas, brechas y depósitos epivolcánicos, (depósitos fluviales de corrientes hiperconcentradas, depósitos de *debris avalanches*) algunos ligeros a moderadamente basculados, cortados por diques. Una serie de depósitos de *debris avalanches* antiguos también está presente, relacionados con el vulcanismo de los Montes del Aguacate. Localmente, una secuencia de varias unidades de mesobrechas de bloques andesíticos vídriosos, monomícticos en una matriz de cenizas vitro-cristalina, se interpreta como posibles depósitos asociados a flujos de bloques y cenizas, posiblemente en correspondencia con un vulcanismo coetáneo con la Formación Monte Verde (Pleistoceno Inferior). Al menos 4 unidades de depósitos de *debris flow/debris avalanche* del Pleistoceno Medio se asocian a la Formación Nuestro Amo (Pleistoceno Medio). Sobre ellos se presentan los pórfidos andesíticos de la Formación Colima Inferior, seguidos de las ignimbritas de las formaciones Puente de Mulas y Tiribí, todas del Pleistoceno Medio, las que contienen niveles ignimbriticos hiperconcentrados e intercalaciones fluviales con espesores decrecientes. Un pliegue de propagación, que afecta a estas ignimbritas, es considerado indicio de la existencia de una tectónica de cabalgamiento de tipo piel delgada con vergencia al SW, activa al menos desde el Pleistoceno Medio. Gran parte del basculamiento de las rocas expuestas a lo largo de la Ruta 27, su tipo de fracturamiento, fallamiento y plegamiento, y la existencia de algunos altos estructurales, se podría explicar por un sistema de corrimientos con componente de rumbo.

Palabras clave: Ruta 27, Volcano-estratigrafía, tectónica, Valle Central occidental, Hoja Río Grande, Costa Rica.

INTRODUCCIÓN

Desde hace varias décadas se tenía planificada la construcción de la carretera Ciudad Colón-Caldera. En 1994 se le dio un fuerte impulso, para nuevamente sufrir retrasos a inicios del presente siglo. Esta nueva carretera agilizaría el paso hacia el Pacífico costarricense, dado que las dos rutas que existían eran prácticamente las mismas utilizadas desde la Colonia, la carretera de San José-Esparza-Puntarenas (Carretera Interamericana Norte, Ruta Nacional 1, tomando la Ruta Nacional 17) o la carretera San José-Atenas-Orotina (Carretera Interamericana Norte, Ruta Nacional 1, tomando la Ruta Nacional 3). Ambas rutas son serpenteantes, angostas, de fuertes pendientes y de una vía en cada sentido, por lo que no permiten un rápido flujo vehicular. La denominada Ruta 27 inició su construcción a finales del siglo XX, pero no fue hasta el 2010, en que finalmente se pudo inaugurar.

Dicha carretera, concebida para un mayor y más rápido flujo, debe poseer un trazado con

curvas más amplias y pendientes menores. En un sector montañoso como el de los montes del Aguacate y en un país en donde no se suelen construir túneles, ello implica que los cortes de la carretera deben ser muy profundos para mantener estas condiciones. Con el objeto de mitigar el riesgo que implica la alta pendiente de los taludes, se debió recurrir a obras de “terraceo” y estabilización, con un incremento substancial en los costos de estabilización y de expropiación de terrenos.

Independientemente de las obras de ingeniería y su diseño, así como de la geopolítica y otros menesteres fuera de los objetivos del presente trabajo, los nuevos cortes de carretera permitieron observar con todo lujo de detalle una estratigrafía y estructura, que hasta ahora se encontraba mayormente oculta y, en consecuencia, no del todo clara para este sector del Valle Central occidental y las estribaciones de los Montes del Aguacate. Por lo tanto, el objetivo principal de este estudio es analizar la estratigrafía, estructura y tectónica de la parte oeste del Valle Central.

ANTECEDENTES

Dengo (1962) identificó la sucesión de rocas volcánicas que posteriormente se denominaría Grupo Aguacate. Castillo (1969) en la Hoja Abra y parte de la Hoja Río Grande estableció los primeros antecedentes estratigráficos Denyer & Arias (1991), detallaron la estratigrafía, diferenciando cinco unidades, tanto de ambiente marino como volcánico.

Tournon (1984), Appel (1994) y Appel et al. (1994) aportaron los primeros antecedentes petroquímicos de las rocas volcánicas en los Montes del Aguacate e incluyen dataciones radiométricas que les permiten ubicarlas en el Plioceno superior. Marshall et al. (2003) y Pérez et al. (2006), realizaron análisis geoquímicos y dataciones radiométricas de las ignimbritas en parte de la Hoja Río Grande.

Méndez & Hidalgo (2004) describieron la unidad *debris avalanche* del Coyol. Alvarado & Gans (2012) compilaron las dataciones radiométricas de la hoja Río Grande y publican resultados inéditos.

METODOLOGÍA

Los trabajos de investigación geológica realizados incluyen la búsqueda y estudio de la literatura existente, levantamientos y descripción de cortes geológicos de carretera de la Ruta 27 y sitios vecinos, análisis de fotografías aéreas e imágenes satelitales, mapas y modelos de elevación digital, descripción de secciones delgadas y análisis de las estructuras principales. Para la geología en los alrededores del poblado de Turrúcares, se contó con trabajo de campo por parte de los autores, y con un mapa geológico inédito realizado por el ICE (1980).

Las ubicaciones de las estaciones geológicas fueron determinadas con GPS y referidas a puntos geográficos oficiales de los mapas del Instituto Geográfico Nacional, o identificadas con los nombres no oficiales (p. ej., peaje de San Rafael), o con los kilómetros demarcados en la Ruta 27, escritas con mayúscula por corresponder con una localidad (p.ej., km 42+300). Todas las localidades se encuentran en la hoja topográfica

Río Grande, a excepción de las que se especifica. Las coordenadas corresponden con la proyección WGS-84 Lambert Norte, con excepción de las figuras regionales donde también se incluyen las coordenadas geográficas. Se indica la coordenada norte seguida de la coordenada este.

Adicionalmente, la información analizada en este trabajo, incluye una base histórica de menos de 20 años de registro sistemático de los sismos ocurridos en la región (Red Sismológica Nacional). La mayoría de los sismos con una profundidad menor a 20 km, ocurridos en la hoja Río Grande, a partir del año 1992 hasta 2010, están clasificaron en función de 3 parámetros fundamentales: la profundidad a la que se registra el sismo, el número de estaciones que lo registraron el sismo, las cuales deben ser como mínimo 4 y el valor RMS, el cual varía dependiendo de la profundidad del sismo y el número de estaciones, sin embargo, este último que se ha mantenido como válido varía entre 0,2 y 0,9.

Se aplicaron métodos analíticos para extraer información acerca de la ubicación los quiebres en la pendiente (*knickpoints*) ubicados a lo largo de cauces de los ríos principales siguiendo las técnicas de Horton (1999), Whipple & Tucker (2002), Tucker & Whipple (2002) y Whipple & Meade (2004).

MARCO TECTÓNICO REGIONAL

El istmo centroamericano ocupa una zona de deformación compleja que responde a la interacción de cuatro placas tectónicas (Caribe, Coco, Nazca y Suramericana) y la microplaca de Panamá (Sak et al., 2009), ver figura 1. La deformación en el antearco al sur de América Central se debe a la subducción rápida de la placa de Coco bajo la placa Caribe y el bloque Panamá (Corrigan et al., 1990; Gardner et al., 1992; Kolarsky et al., 1995; Marshall et al., 2000; Fisher et al., 1998, 2004).

A lo largo de la Fosa Mesoamericana de Costa Rica, la tasa de convergencia relativa aumenta hacia el sur, en el segmento de Nicoya es de ~8,5 cm/año mientras para el segmento de Osa 9,1 cm/año (Dixon, 1993; DeMets, 2001). Al sur de Quepos, la convergencia Coco-Caribe es de

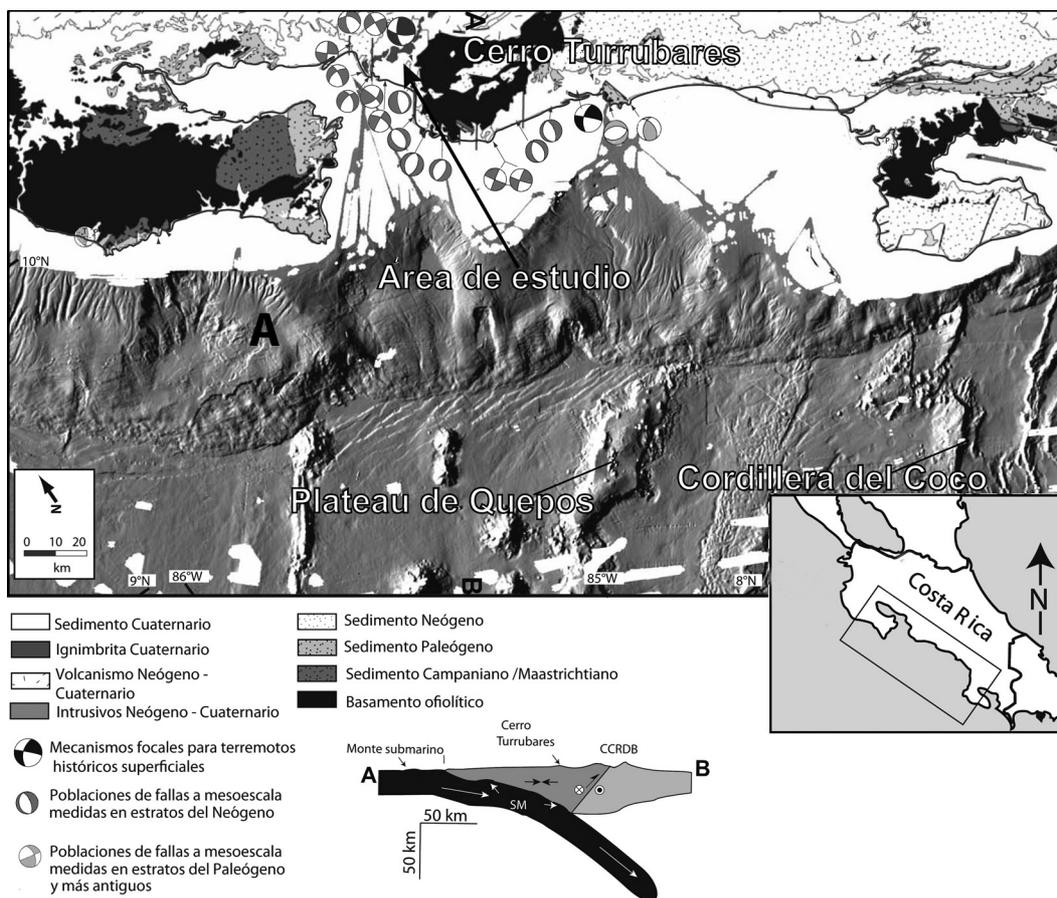


Fig. 1: Figura de ubicación regional, marco tectónico general del Istmo de América Central con las características tectónicas más importantes, modificado de Sak et al. (2009). El mapa muestra la batimetría en la región de la trinchera en América Central (Ranero et al., 2003), así como la geología de la zona del antearco (Sak et al., 2009), la distribución de las poblaciones de fallas a mesoescala de Marshall et al. (2000), Fisher et al. (2004) y Sak et al. (2009) y los mecanismos focales de terremotos de placa superior de Montero (1999) y Pacheco et al. (2006). Los mecanismos de los planos de falla representan los ejes de acortamiento y extensión de las poblaciones de falla mesoescala. Las estrías y morfologías de movimiento varían en función de la litología.

hasta 4 cm/año, esta mayor velocidad origina el desarrollo de una faja plegada y corrida en la Fila Costeña (Sitchler et al., 2007).

El cartografiado de la placa del Coco, mediante batimetría de alta resolución, revela una morfología áspera caracterizada por serranías y montes submarinos, que en gran parte corresponde con la cordillera del Coco (Kimura et al., 1997; Vannucchi et al., 2001, 2003). La rugosidad batimétrica de la placa del Coco cambia al sureste, donde se ubican una serie de montes sub-

marinos cónicos, con una orientación oblicua de bajo ángulo relativo al vector de convergencia, los efectos de la subducción de la corteza rugosa se limitan a estrechas regiones a lo largo del margen (Fisher et al., 1998). Los montes submarinos exhiben bases amplias (~15-20 km) y se elevan >1,5 km sobre el fondo del océano (von Huene et al., 1995, 2000).

La subducción (*underthrusting*) de la litosfera oceánica irregular, tiene un fuerte impacto en la morfología y la estructura del antearco, donde

los máximos batimétricos entran en la trinchera y el eje de esta se desvía hacia el arco. Los montes submarinos en el antearco, presentan un sistema de fallas activas de alto ángulo en el margen oriental de la faja plegada y corrida de traspais (Fisher et al., 1998; Marshall et al., 2000), en esta región se ubica el cerro Turrubares, el cual corresponde a un monte submarino acrecionado (Arias, 2003). La magnitud y distribución de la elevación durante el Cuaternario de la costa Pacífica sugiere que sólo puede ser debida al empuje de este monte submarino (Gardner et al., 1992.; Fisher et al., 1998; Gardner et al., 2001; Sak et al., 2004)

GEOMORFOLOGÍA

La zona de estudio constituye una región tectónica intra-montaña limitada al oeste por el cerro Turrubares y al este por el valle Central. A partir del análisis de imágenes satelitales, fotografías aéreas y cartografiado digital, se ha elaborado un mapa geomorfológico (Fig. 2), ya que el delimitar las unidades morfológicas ayuda a definir con mayor detalle las unidades litológicas presentes en el área.

Unidad montañosa prominente

Corresponde con los relieves positivos propios de los Montes del Aguacate, los cuales sobresalen sobre las áreas adyacentes, debido a que corresponden con relictos volcánicos constituidos

por rocas del Plioceno. Las morfo-estructuras presentan formas agudas y pendientes abruptas, algún producto del fuerte tectonismo y de la alteración hidrotermal, que favorece los deslizamientos.

Unidad de transición

Se refiere a los sectores intermontanos ubicados entre las unidades morfológicas montañosas. Se extiende desde el frente montañoso del Aguacate hasta alcanzar el nivel base de erosión local, por lo general, corresponde con el río Grande de Tárcoles. En estas zonas de relieves importantes, se originan geoformas de acumulación, tales como depósitos producto de remociones en masa por colapso de edificios volcánicos (identificadas como depósitos de *debris avalanches*), abanicos aluviales y coluviales, en algunos casos afectados por la tectónica cuaternaria. Todavía se logran reconocer algunas lomas aisladas de la morfología *hummocky* dejada por los depósitos de *debris avalanche*. La litología predominante es muy variada, tanto textural como composicionalmente, dependiendo del área de procedencia.

Unidad de planicie intermontaña

Se ubica al este del área, contigua a la unidad de transición. Es una zona importante donde se origina la acumulación de materiales de depositación rápida. Se destacan los depósitos

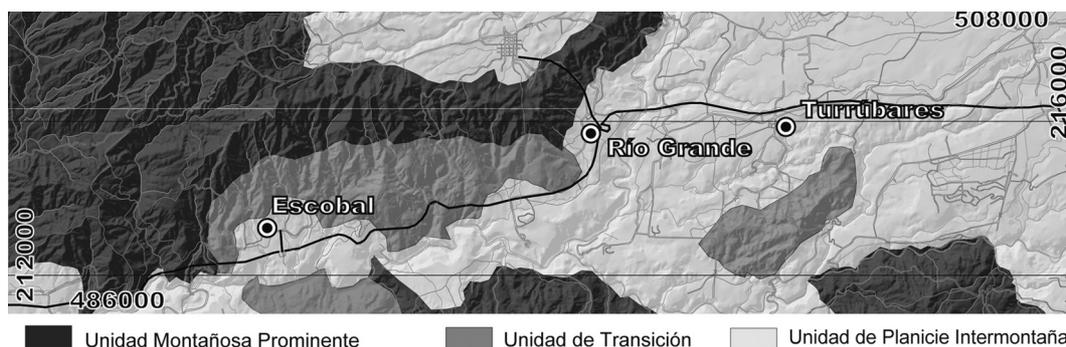


Fig. 2: Mapa geomorfológico de la zona de estudio.

epivolcánicos del tipo *debris flow/debris avalanche*, con un considerable desarrollo areal, y las ignimbritas con un área reducida y limitada al occidente al cañón del río Grande de Tárcoles. La morfología característica de cada unidad estratigráfica facilita su trazado. Sin embargo, estas formaciones son depósitos cuaternarios y dificulta trazar con precisión las estructuras tectónicas presentes en el área.

VOLCANO-ESTRATIGRAFÍA

A continuación se describirán las principales unidades (Fig. 3), que se presentan en el mapa geológico (Fig. 4), iniciando de la unidad más antigua a la más joven.

Formación Peña Negra y Formación Turrúcares

Estas unidades sedimentarias afloran dentro del área, pero no a lo largo de la carretera, por lo tanto, se mencionan brevemente y no fueron estudiadas. Estas formaciones, aunque son claramente diferentes entre sí, sin embargo, para fines prácticos del presente trabajo, serán tomadas en cuenta por su importancia composicional y la relación que esta tiene en cuanto a la deformación presente en la zona.

La Formación Peña Negra fue definida por Denyer & Arias (1991) como una secuencia de areniscas medias y finas, lutitas y areniscas finas con niveles concrecionales, intercalaciones de estratos delgados de tobas. Hacia la parte superior, las areniscas poseen mucha influencia volcánica y se vuelven de grano medio a grueso, con intercalaciones guijarrosas y estratos de caliza aislados. Su edad es miocena media (Fig. 3).

La Formación Turrúcares fue definida por Castillo (1969). Según Denyer & Arias (1991), consiste de estratificaciones decimétricas a métricas de areniscas bioclásticas y volcanoclásticas, con capas de conglomerado ocasionales y

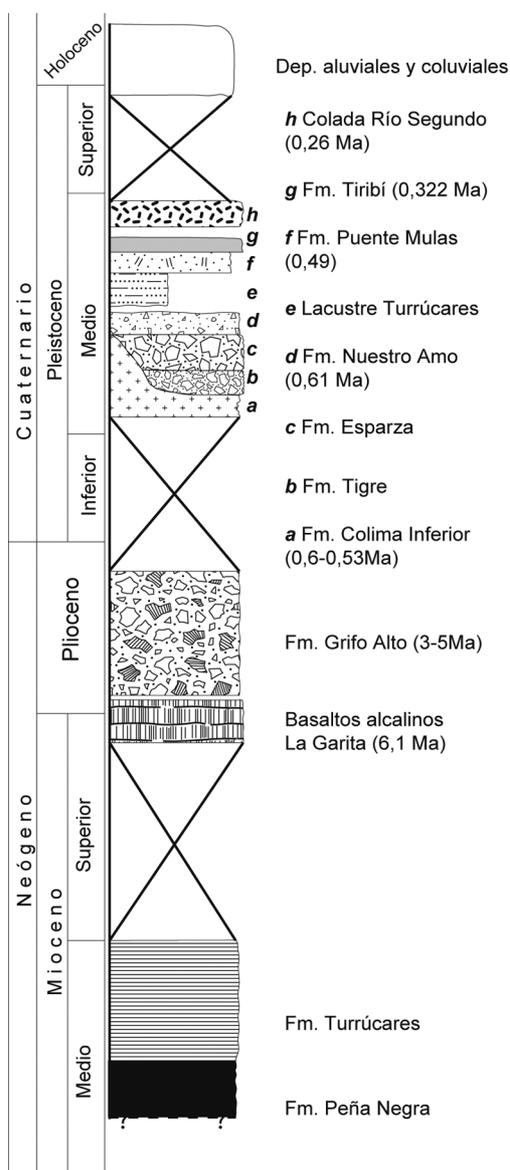


Fig. 3: Columna estratigráfica regional.

tobas intercaladas, culminando con areniscas que contienen corales arrecifales. Su edad es del Mioceno inferior cuspidal a Mioceno Superior alto (Fig. 3).

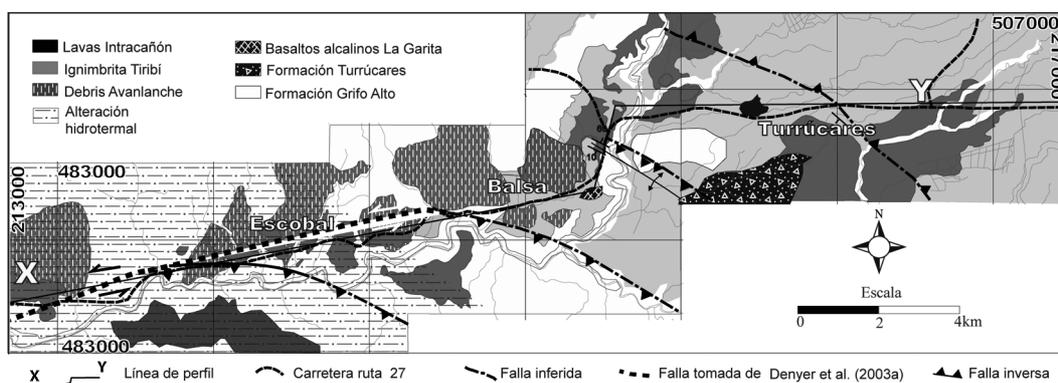


Fig. 4: Mapa Geológico del área aledaña a la ruta 27.

Basaltos alcalinos La Garita

Weyl (1969) describe por primera vez un basalto alcalino aflorando en el puente de La Garita. Recientes dataciones aportan edades de $5,52 \pm 0,08$ Ma (Marshall et al., 2003) y en $6,47 \pm 0,21$ Ma (Gazel et al., 2009) y en $6,10 \pm 0,15$ Ma (Alvarado & Gans, 2012) (Fig. 3). En las cercanías de la localidad de Pan de Azúcar (214588/496423), se observaron basaltos porfíricos, ricos en fenocristales de clinopiroxenos y olivinos, intruidos por filones de grano más fino, muy similares a las lavas alcalinas (basanitas, traquibasaltos y basaltos alcalinos) localizadas en el mencionado tajo, hoy día abandonado, contiguo al histórico puente La Garita.

Formación Grifo Alto

Dengo (1962) describió, en la quebrada Concepción, andesitas augíticas e hipersténicas-augíticas, coladas de basaltos iddingsíticos y abundantes brechas o aglomerados en la parte inferior, brechas andesíticas y tobas en la parte media, y tobas andesíticas y conglomerados andesíticos de matriz tobácea en la parte superior de esta formación. Sin embargo, no señaló la presencia de abundantes diques, que si fueron obser-

vados por Appel (1990). Denyer & Arias (1991), definieron la Formación Grifo Alto para aquellas rocas volcánicas no basculadas y del Plioceno, expuestas en los montes del Aguacate.

A lo largo de la Ruta 27, sin embargo, la Formación Grifo Alto aflora formando una sucesión inclinada ($N40^{\circ}W/30^{\circ}$), constituida predominantemente por brechas volcánicas de diversos tipos, como las que se encuentran a la entrada de la localidad de Balsa (214329/496075), que están constituidas por fragmentos de pómez y de lavas, y depósitos aluvionales. Subordinadamente, contiene algunas coladas de lava.

La petrografía de una de estas lavas (muestra C-19: 213866/493685) corresponde con una andesita porfírica compuesta por grandes listones (hasta 1,3 cm de largo) de megafenocristales de plagioclasa (13%), idiomórficas con golfos de corrosión, en una matriz intergranular de microlitos de plagioclasa, minerales opacos (1%, mayoritariamente magnetita), así como calcita y algo de clorita secundarias. Es notoria la ausencia de piroxenos.

Se observa gran cantidad de mesobrechas volcánicas, coladas de lava y diques/sills, en algunos sectores con una profusa alteración propilítica (212200/487200 hasta 211361/483700). Claramente, los cortes de la carretera dejan entrever la estructura interna de un antiguo estratovol-

cán, dada la concentración de cuerpos hipoabisales y las zonas con fuerte alteración hidrotermal (p. ej. quebradas Salitral y Concepción).

En el km 39+200 (213240/491100), se presentan coladas de lava muy meteorizadas y tectonizadas, con dique que buzcan S45°W/15°. Cerca de allí, en el km 39+800 (212931/490853) se observan depósitos epivolcánicos (depósitos de flujos hiperconcentrados) representados por niveles pobremente estratificados, con fragmentos de 2 cm o menos y bloques casuales de hasta 25 cm, el afloramiento presenta mala selección. Los estratos presentan un buzamiento aproximado de 15°/SE, mientras que el dique que los intruye tiene un rumbo N70°E, buzando 60°NW (Fig. 4).

En el afloramiento ubicado en el km 47 (211338/484572) se observa una zona de profusa alteración hidrotermal con fuerte olor sulfurado (H₂S), con rocas de colores café, anaranjados y grises con tonos azulados, en donde todavía se logra reconocer la roca madre, lavas algo basculadas y quizás rocas piroclásticas con textura perlítica, cortadas por fallas y fracturas con rumbo predominante N15-25°E, y unas pocas con rumbo N55°E. Esta zona, pudo haber sido parte de un acuífero geotermal fósil en ebullición o de fase vapor, donde las fracturas posiblemente fueron utilizadas en el pasado como conductos preferenciales (chimeneas) para el transporte de fluidos ácido-sulfatados, en donde la transformación del H₂S en H₂SO₄, y quizás la presencia de HCl, causó lixiviación ácida y alteración argilítica, lo que se produce generalmente entre 100 y 300 °C, dando como resultado una roca con un carácter poroso y un residuo silíceo. Durante los meses de enero y febrero del 2012, el afloramiento mencionado se cubrió por florescencias y masas de minerales amarillento-verdosos y blanquecinos que, posiblemente, corresponden a melanterita (Fe[SO₄]₁•7H₂O), de color verde pálido con matices blanquecinos, que se vuelven amarillentos por alteración. Se forma a partir de aguas sulfatadas muy saturadas y en un ambiente enriquecido de oxígeno, en yacimientos piritíferos alterados, donde la marcasita (también FeS₂) se suele disgregar con más facilidad que la pirita, con la consecuente formación de sulfatos ferrosos y ácido sulfúrico, formando melanterita.

En otros sectores (p.ej., km 44, 212402/487330) se presentan al menos tres unidades de brechas monomíticas, constituidas por 35-40% de bloques de lava grises, subangulares a subredondeados, desde 4 cm hasta 2 m de diámetro (predominantemente entre 5 cm y 35 cm), con gradación inversa tosca, en una matriz vitro-cristalina blanco-amarillenta. El depósito se interpreta como un flujo de bloques y cenizas. La petrografía de uno de los bloques (muestra C-22: 212404/487230) corresponde con una andesita porfirítica vidriosa, compuesta por fenocristales de plagioclasa (30%), clinopiroxenos (3%), ortopiroxenos (3%) y opacos (3%), en una matriz intersertal de microlitos de plagioclasa, piroxenos, minerales opacos (magnetita) y vidrio café. Posee glomerofenocristales de plagioclasa, piroxenos y magnetita.

Formación Colima Inferior

Williams (1952) la llama como Lavas Intracañón. Fernández (1969), cambia a nombres geográficos designándola como Formación Colima. Echandi (1981) divide a la Formación Colima en Miembro Colima Inferior, Ignimbritas Puente de Mulas y Miembro Colima Superior.

La mayoría de las rocas expuestas se asocian a una secuencia espesa (al menos 160 m) de lavas, rocas piroclásticas y epiclásticas, con edades de 0,75-0,59 Ma (Alvarado & Gans, 2012). Corresponde con coladas andesíticas porfíricas, vesiculares (10%), ricas en megafenocristales de plagioclasa, correlacionables con Colima Inferior, las cuales se observaron en la coordenada 216355/500548. La petrografía de una colada (muestra C-13: 216355/500548) cubierta por 3 depósitos de *debris flows/avalanche*, corresponde con un pórfido andesítico, compuesto por grandes listones (hasta 1 cm de largo) de megafenocristales de plagioclasa (25%), clinopiroxenos (3%), trazas de posibles fenocristales de olivinos y ortopiroxenos (0,5%) y opacos (2%), en una matriz intersertal de microlitos de plagioclasa, clinopiroxenos, minerales opacos (magnetita) y vidrio.

Un único afloramiento anómalo de andesitas africanas, las cuales no concuerdan con las lavas

descritas antes y que por ese motivo se atribuyen más bien a la Formación Colima Superior, aflora bajo la ignimbrita de Tiribí cerca del poblado de Turrubares (fuera del área de estudio de la Fig. 4) una localidad bastante alejada de las lavas de Colima Superior (Alvarado & Gans, 2012). Su estudio en detalle se dejará para trabajos posteriores.

Formación Nuestro Amo

Méndez & Hidalgo (2004) describieron en la zona de estudio una mesobrecha con bloques de lava, tobas y brechas volcánicas de diferente composición, desde basaltos hasta andesitas, de grano grueso hasta fino, sanas e hidrotermalizadas, contacto flotante hasta puntual, a veces con estructura imbricada, en una matriz volcánicoclástica color café a rojiza. Para Alvarado & Gans (2012) la Unidad Coyol puede ser el equivalente de la Formación Nuestro Amo (Echandi, 1981) y la Formación Tivives (Madrigal, 1970) sería su equivalente distal. Esta última aflora, conforme nos acercamos a Esparza (p. ej., 211272/482947), bajo los depósitos aluviales de la Formación Tigre.

Cerca del peaje de ciudad Colón (hoja Abra, 218890/510369, sentido San José-Caldera, después de cruzar el río Virilla), al menos dos eventos que parecen de depósitos de *debris flows* (lahares), se presentan intercalados en un paleosuelo rojizo. La unidad superior, de unos 15 m de espesor, presenta bloques de lava (4-100 cm de diámetro, normalmente 15-20 cm) algo más frescos, con estructura compacta y masiva, incluidos en una matriz café claro rica en cristales de plagioclasa piroxeno y hornblenda. Cerca de allí (215769/509042), se observa que la unidad superior posee megabloques (métricos), algunos de hasta 12 m de diámetro, con estructura deformada y con inyección de matriz dentro de los bloques (diques sedimentarios), estructura en mosaico, bloques de lava fracturados, bloques de paleosuelos incorporados y deformados, sobreyaciendo igualmente a otro depósito más alterado a través de un paleosuelo. La matriz suele representar entre el 60 y el 80%. En ciertos sectores todavía se preservan las morfologías de “*hummocks*”. Las

estructuras de estos depósitos se interpretan como de *debris avalanche*, aunque en ciertos sectores, poseen aspecto de un depósito de *debris flow*, lo que puede explicarse por una transformación de *debris avalanche* a *debris flow* por incorporación local de agua (Fig. 2).

Similarmente, entre el km 20 y el km 23, cerca del Coyol (216536/507988; 216535/506162; 216485/505705), aflora un depósito clástico muy alterado con fragmentos de lava (10%) de distintas litologías, meteorizados, de tamaños centimétricos y decimétricos, en una matriz de ceniza alterada. En algunos sectores (p.ej. km 23, 216484/505622) se observan dos o más unidades de espesor métrico, muy meteorizadas, que están plegadas y presentan niveles erosivos entre las fracciones finas en contacto entre ellas debido al movimiento de un flujo sobre el infrayacente. El llano plano-ondulado, sobre el cual se asienta el poblado de Escobal, está en su mayor parte compuesto por esta unidad.

Localmente, esta formación se encuentra subyaciendo a la Formación Tiribí (216302/508833), y sobreyaciendo a la Formación Colima Inferior (216315/500700). Alvarado & Gans (2012) le confieren una edad de ~0,61 Ma.

Lacustre de Turrúcares

Sandoval (1966) describe la sucesión de sedimentos que conforma el lacustre de Turrúcares como sigue: unidad ácida (basal) formada por más de 30 m de sedimentos piroclásticos ácidos; unidad de diatomita compuesta por estratos de diatomita de variado espesor, generalmente 2 a 3 pies (0,6 a 0,9 m), intercalados con estratos muy delgados (2 cm) de sedimentos piroclásticos; sobre ésta unidad aparece un manto de sedimentos piroclásticos ácidos de aproximadamente 15 m de espesor formado por intercalaciones de estratos de cenizas, arenas y tobas de variado espesor. Brenes (1967), indica que en el área de San Miguel de Turrúcares el lacustre se encuentra constituyendo restos de cerros de diatomita que se explotan como tajos. De acuerdo con Sandoval (1966), la cuenca de sedimentación en la que se formó el lacustre de Turrúcares alcanzaba una superficie de aproximadamente 558 m². En di-

cho trabajo fue posible observar cerca de la población de San Miguel de Turrúcares, una secuencia de depósitos lacustres constituidos por capas de arcillas, diatomita, tobitas, areniscas pumíceas, con un espesor aproximado de 50 m.

Alvarado & Gans (2012) deducen por correlaciones regionales, que puede tener una edad entre 0,53 y 0,32 Ma, dado que parece que sobreyace a la Formación Nuestro Amo e infrayace a la Formación Tiribí.

Formación Puente de Mulas

Al oriente de Río Grande, en el km 28+500 (216580/499777), se observa una buena parte de la estratigrafía del Valle Central occidental, particularmente la Formación Puente de Mulas, dispuesta entre las formaciones Tiribí y Nuestro Amo. Bajo la Formación Tiribí y separada de ésta por un paleosuelo de algunos metros de espesor, que contiene bloques de lava, se presenta una ignimbrita que posee una parte superior masiva, pero no soldada, con escorias negras y una parte inferior con estructura prismática bien desarrollada, con pocos líticos y mucha matriz vítreo-clástica, color gris oscuro. Esta ignimbrita, que sobreyace a un depósito de *debris avalanche* (Formación Nuestro Amo) y se encuentra separada por un paleosuelo, está datada en el piso del Valle Central en 0,50-0,49 Ma (Alvarado & Gans, 2012).

Formaciones Tigre y Esparza

Denyer et al. (2003a) definieron la Formación Tigre en los afloramientos de la calle El Tigre, e indican que está constituida por conglomerados y arenitas volcánicos, con clastos centimétricos de lavas e ignimbritas, así como de pómez gris y escorias, en una matriz crema hasta grisácea y arenosa, que representa el 60% de la roca. La Formación Esparza, por su parte, representa el tope de la meseta de Esparza, caracterizada por depósitos lateríticos con bloques de lava, algunos completamente silicificados, estudiada originalmente por Madrigal (1970),

y después por Marshall (2000), Marshall et al. (2003) y Denyer et al. (2003a).

En la Ruta 27, se observaron afloramientos de las Formaciones Tigre y Esparza, al oeste de la quebrada Salitral (211328/483082), en donde comienzan a aflorar los sedimentos epivolcánicos (aluviones y lahares), constituyendo la gran terraza de Esparza. Esta unidad está sobreyacida localmente por las facies distales de la Formación Tiribí, llamadas localmente como Formación Orotina (p. ej. 211422/483244, hoja Barranca 211135/481259). Corresponden con depósitos fluviales, principalmente lentes de gravas, conglomerados, arenas y tobitas, con estructuras de erosión y relleno, acñamientos laterales, tanto masivos como estratificados, correspondiendo con depósitos de *debris flows*, hiperconcentrados y de escorrentía superficial tranquila, producto del antiguo sistema fluvial del río Grande de Tárcoles y sus tributarios. Sus componentes suelen ser lavas de diversos tipos, guijarros de cuarzo de los Montes del Aguacate y minoritariamente ignimbritas.

Se sabe que estas formaciones sobreyacen a la Tivives (equivalente de Nuestro Amo) e infrayacen a la Tiribí, y puesto que la Formación Tigre está compuesta de clastos de ignimbritas (ver Denyer et al., 2003a; Alvarado & Gans, 2012) debe de proceder posiblemente de la erosión de la Puente de Mulas u alguna equivalente, por ello, la edad de estas unidades estará comprendida aproximadamente entre 0,49 y 0,32 Ma.

Formación Tiribí

La ignimbrita de la Formación Tiribí, datada en 322 ± 2 ka (Pérez et al., 2006), se observa en varios sectores, ya sea constituyendo mesetas o bien como rellenos de paleo-canales. Presenta dos facies bien diferenciadas, previamente descritas con detalle para otras localidades y para parte del área de estudio por Pérez (2000) y Pérez et al. (2006): a) la facies de brechas y de ignimbritas ricas en *fiammes* y bombas decimétricas (pómez vesiculares negras), color gris oscuro, típica de los alrededores de La Garita-Río Grande, y b) las

facies bien soldadas, color gris claro, similares a un sillar, denominadas de Orotina.

Se encuentran facies con grandes escorias o bombas negras (5-15%), decimétricas, normalmente 5-50 cm de diámetro; excepcionalmente de 2,4 m de diámetro (km 31+800, 215735/496935), algunas con bordes vidriosos, otros verdaderos clastos de obsidianas (p.ej. 216595/508420), con líticos no juveniles (10-30%) de hasta 20 cm de diámetro, representan el 20-25% del depósito, en una matriz (55-85%) de ceniza rica en trizas de vidrio, cristales (predominantemente plag+cpx+opx) y detritos de lavas pre-existentes, color gris a gris oscuro.

Las facies soldadas, masivas, algunas con disyunción columnar, se presentan algo desvitrificadas, lo que les imprime un carácter similar a un sillar. Afloran en las partes más planas cercanas a la costa pacífica y suelen rellenar paleocanales pequeños (p. ej. 216467/505629; 216170/497096; 211422/483244, hoja Barranca 211135/481259). Sus espesores varían entre 3 hasta 15 m.

Localmente, la ignimbrita Tiribí sobreyace a la mayoría de las formaciones previas: Esparza (213077/489596), Nuestro Amo (km 28+700, 216337/498565), así como a aluviones antiguos (211422/483244) e inclusive a Colima Inferior (km 28, 216419/500330) y Puente de Mulas (km 28+500, 216580/499777).

En otros sectores, se observan varias unidades de depósitos de flujos piroclásticos, separadas por tobas y por depósitos de retrabajo, que corresponden a arenas guijarrosas no consolidadas, compuestas por vidrios, pómez negra y clastos de lava (p.ej. 215036/496789). En dicha localidad, la ignimbrita inferior es un flujo de escorias y cenizas con escorias de 10 cm de diámetro, flotando al tope, existiendo escorias más pequeñas de 3 a 5 cm, algunas con bandeamiento (mezcla de magma), algunos fragmentos de pómez blancos de 1 a 2 cm y pocos líticos en una matriz que representa el 80%. Sobreyaciendo a este nivel, se presenta un depósito fluvial formado por el retrabajo de dicha ignimbrita, que se inicia con 10 cm de arenas guijarrosas, escorias y pómez, con algunos líticos, mal seleccionados, con laminación paralela y ondulante, y fuertes

acuñamientos; algunos niveles presentan concentración de guijarros y escorias. Seguido concordantemente, se presenta una toba café con algunos niveles de escorias y particularmente reconocible por ser rica en lapilli acrecional (10 cm). Le sigue un nivel de 22 cm de conglomerados guijarrosos con fragmentos de escorias centimétricas, pómez, arenas, líticos de lavas. Finalmente, previo bajo la ignimbrita superior, existe una toba de grano medio, gris, de unos 15 cm de espesor, seguida por el paquete espeso de arena guijarrosa mal seleccionada, pobremente estratificada, compuesta por guijarros de escoria, pómez y líticos, que presenta una laminación acuñada bien marcada.

Colada de Río Segundo

Fueron descrita y definidas por Echandi (1981) como coladas de Cebadilla y de San Antonio, como parte de la Formación Barba, aunque en dichas localidades, también afloran depósitos de *debris avalanche*, por lo que Alvarado & Gans (2012) prefieren llamarlas de río Segundo, dado que allí se manifiesta sin ninguna duda como una lengua, que morfológicamente sobresale del relieve circundante.

Cerca del río Segundo (hoja Abra, 215322/509490), a unos 3,5 km al SW de Ojo de Agua, se presenta una colada andesítica-basáltica (unos 6 m de espesor), con vesículas estiradas paralelamente a la horizontal y algo de disyunción columnar. La colada sobreyace a un paleosuelo rico en bloques de lava, producto de la alteración de un lahar antiguo (Formación Nuestro Amo). La petrografía (muestra C-04: 215392/509418) corresponde con un basalto vesicular compuesto por fenocristales de plagioclasa (10%) con inclusiones de minerales, clinopiroxeno (6%), olivinos (5%) idiomórficos, algunos iddingsitizados, ortopiroxenos (2%) y opacos (3%) en una matriz intergranular de microlitos de plagioclasa, piroxenos y minerales opacos (magnetita).

En efecto, estas extensas lenguas de lava, se extendieron de manera serpenteante por el piso volcánico, directamente sobre la ignimbri-

ta Tiribí hacia el sector de La Reforma, y sobre Formación Nuestro Amo, siendo el evento efusivo más reciente del piso volcánico del Valle Central. Están datadas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 0,27-0,26 Ma (Alvarado & Gans, 2012).

ANÁLISIS CUANTITATIVO DE LA TASA DE INCISIÓN SOBRE EL RÍO GRANDE DE TÁRCOLES

Se hizo la diagramación logarítmica de la elevación con respecto a la longitud del cauce relacionando la erosión y los puntos de perturbación a lo largo del cauce del río denominados *knickpoints*. Estos se definen como una región escarpada a lo largo del perfil de un río que pueden variar desde una cascada a una región de alto gradiente que se extiende por varios kilómetros. (e.g., Horton, 1999; Whipple & Tucker, 2002; Tucker & Whipple, 2002 y Whipple & Meade, 2004). Ver figura 5.

La línea de mayor concavidad, representa el perfil inicial del río y la de menor concavidad corresponde con el perfil de equilibrio, los distintos cambios de pendiente son la evidencia de una perturbación en los diferentes estados de erosión, el cual puede relacionarse con un rasgo tectónico o con la presencia de una litología resistente a la erosión (Whipple & Tucker, 2002). Ver figura 6.

Se ha definido la longitud de los cauces con respecto a distancias específicas, el río Grande de Tárcoles corresponde a la distancia a lo largo del cauce entre T^1 y T^2 , G^1 y G^2 es la distancia a lo largo del cauce del Río Grande y V^1 y V^2 la longitud del cauce del río Virilla (Fig. 6).

Estos son los tres ríos principales que atraviesan el área de estudio, es posible observar la curva de erosión normal del río sin variación significativa. Sin embargo, se observan cambios en la pendiente de la curva que corresponde a los *knickpoints* que indican los sitios en los que se generan anomalías en el cauce. El hecho de que los *knickpoints*, tengan altura similar en los diferentes afluentes, son un punto de apoyo para la ubicación de las estructuras tectónicas.

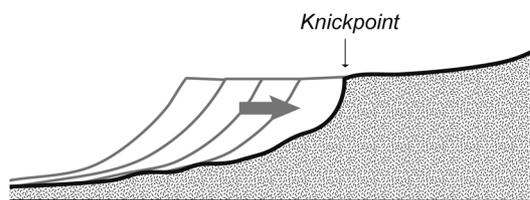


Fig. 5: Perfil esquemático del retroceso del cauce. El *knickpoint* define el límite móvil entre el ajuste y la porción del canal relictivo. Los perfiles de color gris demuestran cómo ha migrado el perfil aguas arriba. Las flechas indican la dirección de retirada del *knickpoint*. Modificado de Whipple & Tucker, (2002).

SISMICIDAD EN LA HOJA RÍO GRANDE

Los registros de eventos sísmicos localizados en la hoja Río Grande e incluidos en el presente trabajo, están basados en la información histórica documentada de sismos de baja intensidad ocurridos en esta región brindan una idea difusa sobre la ubicación de las estructuras presentes en la zona, sin embargo, arroja algunas evidencias sobre el comportamiento de las estructuras en profundidad. Montero (1999) establece los mecanismos focales para la región de tipo inverso con componente de rumbo (Fig. 1). La distribución de estos sismos se aprecia en un perfil W-E, (Fig. 7).

Se destaca el hecho de que una cantidad importante de los sismos de toda la región se generan a una profundidad bastante acotada entre los 0-10 km, dejando entrever esta profundidad como la posible zona de despegue del sistema de corrientes regional del área. En el área más restringida de nuestro estudio, la profundidad a la cual se generaron estos sismos no supera los 6 km. Esto apoyaría la existencia de un nivel de despegue local somero, que de acuerdo con Montero (1999) sería de componente inversa con un movimiento sinistral.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Se ha observado una serie de zonas de falla cortando las rocas de la Formación Grifo Alto. Además se aprecian estructuras sintectónicas

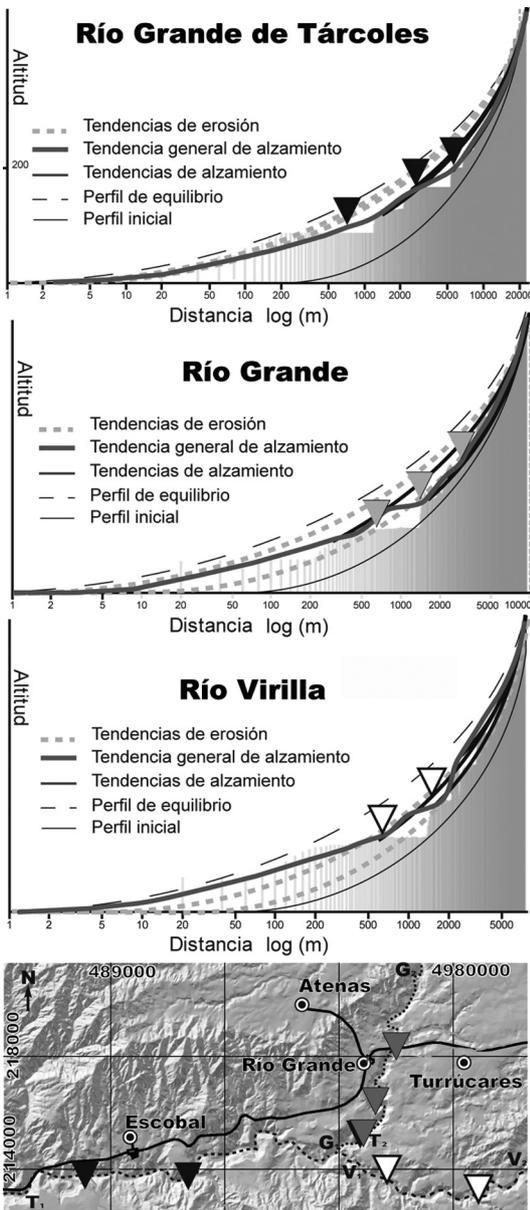


Fig. 6: Perfil de la propagación de los ríos Grande de Tárcoles, Grande y Virilla. Los triángulos indican los posibles *knickpoint*, para cada cauce, estos puntos se encuentran representados geográficamente en el mapa inferior. T¹ y T²; es la distancia medida a lo largo del cauce del Río Grande de Tárcoles, G¹ y G²; distancia medida a lo largo del cauce del Río Grande, V¹ y V²; distancia medida a lo largo del cauce del río Virilla.

deformando los depósitos de ignimbrita de la Formación Tiribí y en algunos casos cortando los depósitos de *debris avalanche*. Las evidencias de campo sugieren, la existencia de un patrón estructural más complejo que el propuesto hasta la fecha. Se realizó un análisis metódico de los datos obtenidos in situ, para correlacionarlos con los datos obtenidos mediante el procesamiento digital de fotografías aéreas, los modelos numéricos de elevación digital de la zona y el registro sísmico histórico de la hoja Río Grande.

El análisis determinó la existencia de fallas inversas de bajo ángulo, con un estilo de deformación de piel fina (*thin skinned*), dado que no involucran el basamento durante deformación, la poca longitud de onda que muestran los pliegues en las secciones y porque se involucra un delgado espesor de capas (Rodgers, 1971), además un criterio indirecto estaría dado por la sismicidad de la zona ya que rara vez supera los 10 km de profundidad.

ANÁLISIS ESTRUCTURAL

se toma en consideración el contexto de los actuales modelos de tectónica horizontal o alóctonos para deformación en los niveles de la corteza superior, las fallas de alto ángulo se tornan horizontales en profundidad hacia un nivel de despeque principal (Coward, 1983, Erslev, 1986; Narr & Suppe, 1994). Para su estudio es necesario considerar tres factores fundamentales, estos son: la geometría de la falla principal, el comportamiento mecánico del basamento y la respuesta de la cobertura sedimentaria (Narr & Suppe, 1994). Con respecto a la geometría, se pueden diferenciar fallas planares, ya sea con buzamiento constante o con inflexiones y fallas lítricas, cilíndricas o con curvatura variable (Erslev, 1986; Turienzo, 2005).

Referente al comportamiento mecánico, hay que tomar en consideración la deformación de las rocas del basamento, en donde se asume una disminución en el buzamiento en las fallas, el cual en nuestro caso es río arriba, generalmente asociadas a fallas de bajo ángulo, que generan

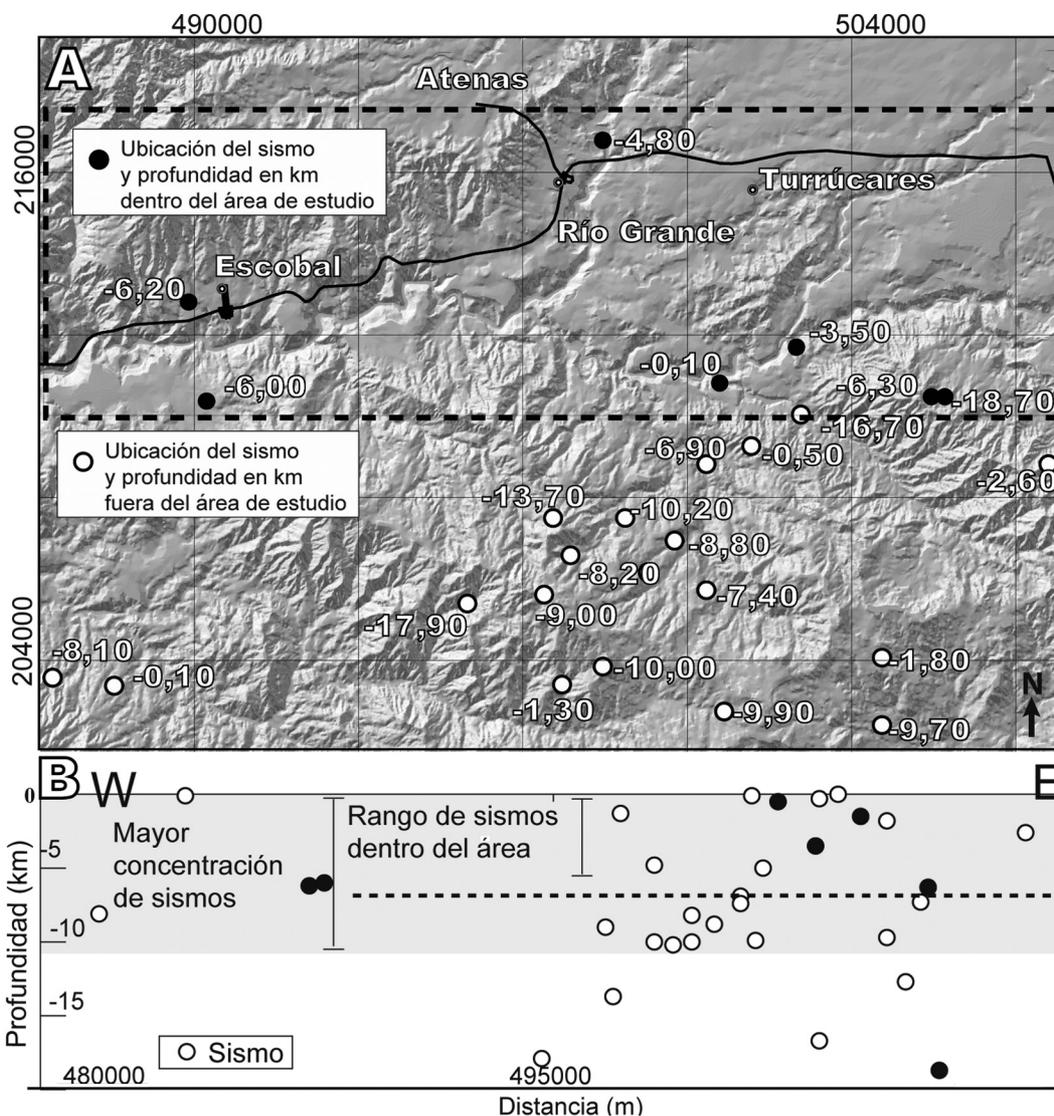


Fig. 7: A. Mapa de ubicación de los principales sismos registrados desde el año 1999 al 2002, se destaca la ubicación del sismo y la profundidad. B. Perfil de los sismos registrados, se observa como la mayoría se concentra en una profundidad menor a los 10 km, en el área de estudio estos no superan los 6 km de profundidad.

un anticlinal por flexión en falla (*fault-bend anticline*; Narr & Suppe, 1994, y Mitra & Mount, 1998), y se modelan acortamientos y engrosamientos de las capas, que indican compresión, aunque puede ocurrir extensión asociada al acomodo de los bloques principales (Narr & Suppe, 1994; Erslev 1986; 1991, Erslev & Rogers, 1993).

Para el análisis se midieron rumbo e inclinación de los estratos en cada localidad, la orien-

tación de planos fallas, estrías de falla, y ejes de pliegues. Esta información se combinó con la información obtenida de los *knickpoints*, con el fin de trazar con mayor precisión las fallas que atraviesan la zona de estudio. Se llegaron a definir cuatro fallas o estructuras mayores, las cuales corresponden con la zona de falla Escobal, la zona de falla Balsa, falla Río Grande y la falla Turrúcares. Asociado a la falla Balsa se determi-

nó la posible existencia de un pliegue de orientación NW-SE y de fallas cuatro fallas principales, con dirección NW-SE, obteniéndose el mapa estructural de la figura 8.

Las fallas propuestas Turrúcares, Río Grande, Balsa y Escobal, son paralelas entre sí Asociadas a la falla Balsa, se determinó la existencia un pliegue con eje de orientación similar a la de la falla. En una primera etapa de análisis de los datos, la interpretación se basó en el principio básico de que, la dirección y el sentido del movimiento observados sobre el plano de falla (definidos por la estría), son paralelos al esfuerzo de cizalla máximo resuelto sobre el plano de falla.

El análisis de las estrías no permitió determinar el tensor de stress, debido a que estas fueron medidas en menos de cuatro fallas, sin embargo, la dirección de empuje o transporte tectónico deducida a partir de la orientación de las fallas y ejes de pliegues asociados permite señalar que éste fue hacia el NE.

Falla Turrúcares

El análisis de los knickpoint permitió identificar un lineamiento asociado a anomalías en la red de drenaje, que permiten inferir un alzamiento de falla inversa con orientación NW-SE.

La presencia de esta estructura, se interpreta con base en anomalías en la red de drenaje y morfológicamente se manifiestan con un mayor grado de incisión en los cauces y el desarrollo de pequeños arroyos tributarios sobre el bloque elevado (Fig. 8). La interpretación de esta falla es consistente con la zona de fractura inversa observada cerca de la represa la Garita. Está cortando los depósitos volcánicos de la Formación Grifo Alto y se habría iniciado la deformación en los depósitos del Plioceno y Pleistoceno.

Falla Río Grande

En este sitio, cercano al peaje de Río Grande, en Atenas (215,013/496,772) se encuentran los depósitos de la Formación Tiribí y posiblemente los de la Formación Puente de Mulas, las cuales presentan un plegamiento asimétrico y de tipo

chevron. Su superficie axial se ubica en dirección NW-SE, se caracteriza por mostrar el flanco frontal con un buzamiento bastante elevado mientras que el flanco trasero/dorsal tiene un buzamiento más suave (Fig. 9a), indicando una vergencia hacia el NE.

Se reconocieron estructuras sintectónicas en el flanco trasero del pliegue generando estructuras en del tipo estratos de crecimiento en sobreposición (*overlap*), lo que sugiere que la deformación y consecuente levantamiento son más acelerados que la sedimentación (Fig. 9b). Estas estructuras indican que la falla estaba activa entre la depositación del primer flujo piroclástico y el siguiente. Sobre el flanco trasero del pliegue es posible observar pequeños grábenes en las ignimbritas, producto del acomodo tensional del pliegue progradante. La cinemática de deformación que más se ajusta con los datos obtenidos es la de pliegues por propagación de falla, asociados directamente a la presencia de una falla, tal y como se ha propuesto para otras regiones (p.e., Narr & Suppe, 1994; Erslev & Rogers, 1993, Fig. 9c). A partir de esta interpretación y asumiendo que la edad de las ignimbritas de la Formación Tiribí es de $0,332 \text{ Ma} \pm 0,008 \text{ Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ (Pérez et al., 2006), podemos precisar esta misma edad para la falla Río Grande.

Las estimaciones geométricas y el grado de deformación observado en estas estructuras, sugieren una profundidad para esta falla menor a 1000 m.

Zona de falla Balsa

Cerca de la entrada a Balsa (213833/493232, se localizó una zona de falla que mantiene una disposición predominante N35°W,70°SW, posiblemente inversa sinistral, afectando a la unidad de *debris avalanche* y a la Formación Grifo Alto. Se destaca una fuerte tectónica que genera fracturas verticales con rumbos N20°W, con una extensa zona de alteración hidrotermal, por las cuales habrían subido los fluidos hidrotermales (e.g. 213866/493685, N90°E, 70°N), generando un enrejado complejo, dificultando el reconocimiento del buzamiento original.

Zona de falla Escobal

Se localiza al extremo oeste del poblado de Escobal (212509/487023). Esta zona de falla fue observada en el campo con un rumbo predominante en dirección NW-SE (Fig. 6). En las cercanías del sitio Quebradas (212425/487243) se midió el plano en tres lugares diferentes: N60°E, 70°N, a la cual no se le pudo determinar el movimiento; N40°E, 85°NW de tipo dextral-inversa; N45°E, 70°NW con estrías no muy claras, que parecen indicar un movimiento sinistral.

En el sector de la carretera donde se corta esta zona de falla es notoria la ausencia de deformación en los depósitos posteriores por lo que a esta falla se le podría asignar una edad del Plioceno inferior. La presencia de esta falla habría generado el desarrollo de importantes alteraciones hidrotermales existentes en la zona.

Como consecuencia de su movimiento al NE, los sedimentos de relleno fueron acumulados en su frente orogénico, favoreciendo la formación de una cuña sedimentaria compuesta principalmente por estratos de los depósitos de *debris avalanche* y los rellenos coluviales y aluviales del cuaternario.

Según estas evidencias de campo se trataría de una falla inversa con componente de rumbo. Su extensión total no está definida en este trabajo, sin embargo, abarca toda el área de estudio.

Zona de desgarre Tárcoles

Denyer et al. (2003a) la denominan Falla Tárcoles y la describen con un rumbo que varía de N40°E a N55°E. Tiene un movimiento sinistral (Denyer et al., 2003b), mientras que Marshall (2000) indica un movimiento vertical, en que el bloque NW baja con respecto al SE, lo cual deja un graben con la falla Jesús María, por donde fluyó la Formación Tivives; por ello se le llama el graben de Tivives. Está catalogada como una falla cuaternaria (Denyer et al., 2003b).

La Falla Tárcoles, descrita como una falla doble sinistral muestra una extensión considerable para Costa Rica, alrededor de 90

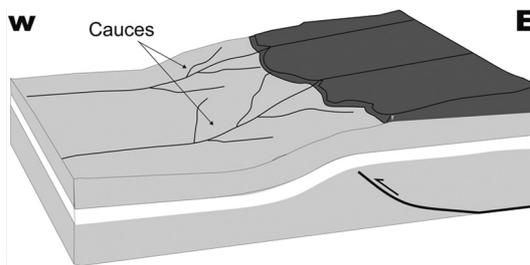


Fig. 8: Representación esquemática de una superficie de erosión generada a partir del alzamiento de una falla inversa.

km (Madrigal, 1970; Denyer et al., 2003a, b; Denyer & Alvarado, 2007), que dentro del modelo preliminar propuesto acá, podría representar una falla de desgarre importante, dado que a partir de esta surgen los principales corrientes de la zona de estudio. Sumado a esto, el modelo de acreción de un monte submarino estaría generando una estructura sigmoidal típicamente alargada, con fallas de desgarre situadas en los flancos laterales del mismo y con importantes fallas inversas en su frente de acreción. Sin embargo, se requiere de más investigación y trabajo de detalle para soportar mejor todo lo anterior, ya que esta se encuentra fuera del área de estudio y la interpretación que se le da es netamente teoría.

Interpretación estructural

Mediante la integración de los datos superficiales y los datos sismológicos registrados en la zona, se ha hecho una interpretación preliminar de las posibles zonas de ruptura. Los mecanismos focales indican un sistema de fallas inversas con componente de rumbo. De este modo, y teniendo en cuenta el marco tectónico regional, se ha elaborado una sección esquemática, que representa una posible interpretación del estilo estructural del sector y cuantifica el acortamiento existente en esta región en forma genérica (Fig. 10).

El acortamiento horizontal mínimo obtenido para el perfil es de 2,2 km, equivalente a un porcentaje de acortamiento de 8,99%.

Para las estructuras aflorantes en el área de estudio, se propone un mecanismo de evolución

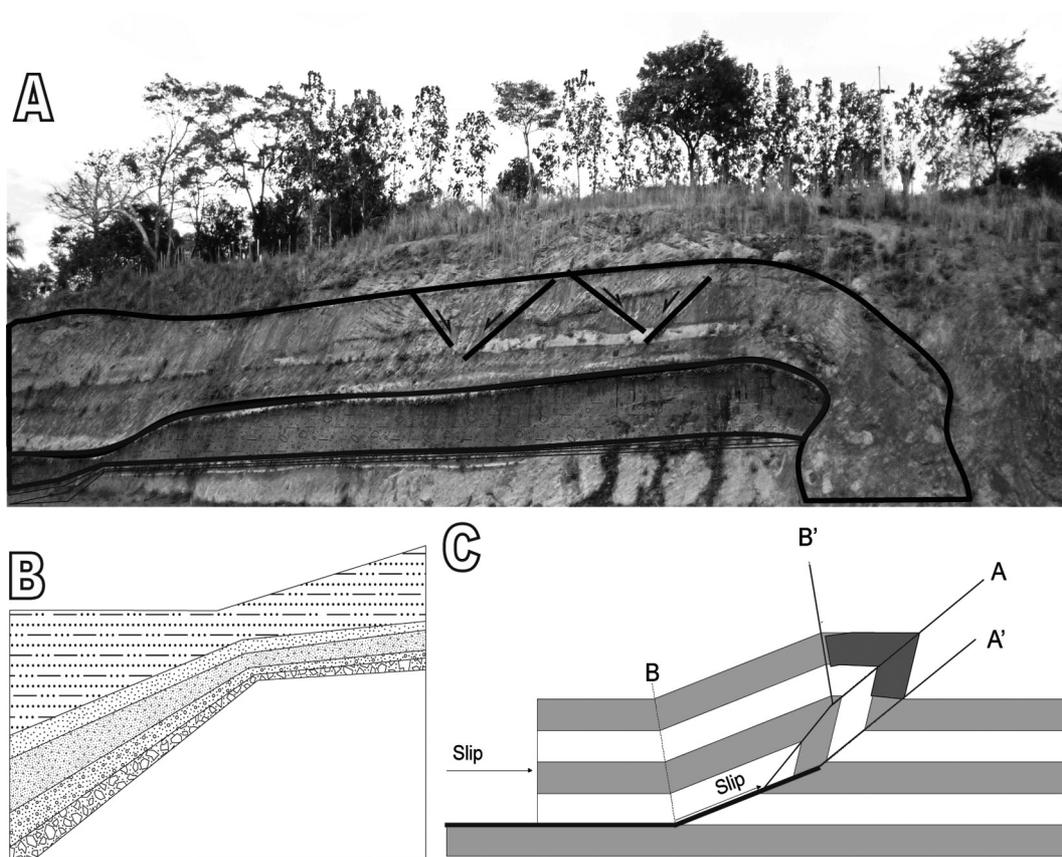


Fig. 9: A. Pliegue por propagación de falla deformando la cobertura de ignimbritas de la Formación Tiribí. Vista hacia el NW. Observar los pequeños grábenes producto del acomodo del bloque en la parte superior de la capa de ignimbritas B. Esquema mostrando estratos de crecimiento en *onlap* (*Growth onlap*), en la parte izquierda de la foto (A), que ponen en evidencia que la sedimentación fue sintectónica en condiciones de mayor rapidez de deformación que de sedimentación. C. Perfil esquemático de un pliegue por propagación de falla. El área sombreada representa la sección vista en el afloramiento.

de la deformación según una secuencia de fallas en secuencia hacia el antepaís (*foreland*) de suroeste a noreste, sobrepuesto a una secuencia de corrimientos con dirección al traspáis (*hinterland*) la cual corresponde a parte de la formación producida por las fallas de empuje frontal propuestas por Sitchler et al. (2007) Fig. 11.

Tomando en cuenta estas consideraciones, la deformación observada corresponde a una zona de piel fina (*thin skinned*), cuyo nivel de despegue basal sería cercano a los 2 km de profundidad. La estratigrafía de la zona sugiere que esta profundidad de despegue coincide con la profundidad de la Formación Peña Negra, constituida por materiales incompetentes como lutitas y pelitas negras.

CONCLUSIONES

El presente trabajo cumple con rescatar la estratigrafía de afloramientos que paulatinamente se han ido cubriendo con concreto lanzado, obras de estabilización y por la vegetación, y de proveer un modelo estructural, diferente a los previamente propuestos, aspectos que podrán afinarse y corroborarse con posteriores trabajos de campo.

La geología de la Ruta 27 permite definir, por primera vez con detalle, una geología del extremo occidental del Valle Central y su correlación con la meseta de Orotina, que solía en su mayor parte estar reportada en perforaciones (p.ej. Echandi, 1981), como lo son las formaciones Nuestro Amo

y Puente de Mulas, y el observar las relaciones estratigráficas con Colima Inferior. De igual modo, permitió ver la estructura interna del antiguo eje volcánico de los Montes del Aguacate, con sus diques y profusa alteración hidrotermal, y los depósitos epivolcánicos laterales. La propuesta inicial de Méndez & Hidalgo (2004) de que la Unidad Coyol podía ser un depósito de *debris avalanche* y en parte la existencia de depósitos de *debris flows*, quedó comprobada y enmarcada en lo que se denomina Formación Nuestro Amo, constituida por lo menos por cuatro unidades de flujo volcániclastico. Todavía se requiere de un mayor detalle geológico en los Montes del Aguacate y de algunas estructuras circulares, observadas en las fotografías aéreas, pero ubicadas fuera del área de estudio.

El modelo estructural propuesto difiere con respecto al de los trabajos previos, en los que las fallas eran principalmente dextrales (rumbo NW-SE) o sinestrales (rumbo NE-SW). El movimiento sinistral paralelo al sistema es consistente con la cinemática de movimiento reconocida en la desembocadura del Tárcoles. En dicha interpretación es necesario considerar que para la región de estudio el ángulo de convergencia entre las placas Cocos y Caribe, es cercano a 0° (LaFemina et al., 2009) (Fig. 11a). Esto es un factor importante para el régimen de deformación dentro de una placa subdu-

cida ya que el esfuerzo normal actúa en estos casos contra un orógeno ocasionando acortamiento y engrosamiento de la corteza (Scheuber et al., 1994) (Fig 11b).

Por tal motivo, se propone que las fallas de rumbo, trazadas en trabajos anteriores (p.e., Denyer et al., 2003a, b; Denyer & Alvarado, 2007), poseen una fuerte componente inversa a modo de corrimientos. Estos se habrían originado durante el Cenozoico, cuando comenzó la deformación en el antearco interno y donde se exponen tres grandes fallas de empuje frontal que forman parte de la faja plegada y corrida que propone Sitchler et al. (2007), en secuencia hacia el traspaís (*hinterland*), de la cual forma parte la Falla Turrúcares.

Aunque el comienzo de la deformación no está establecido de forma precisa, los Montes del Aguacate están constituidos por rocas del Plioceno (Alvarado & Gans, 2012), sobre las cuales se generan los principales corrimientos que cortan en superficie. Estas sobreyacen a un basamento ígneo y sedimentario del Cretácico Superior al Eoceno, que no aflora en el área, y rocas sedimentarias del Oligo-Mioceno, que afloran en las vecindades del área de la Ruta 27. Están cubiertas lateralmente por rocas volcánicas y volcániclasticas del Cuaternario, las cuales se hallan deformadas. De acuerdo con lo anterior, se propone que la defor-

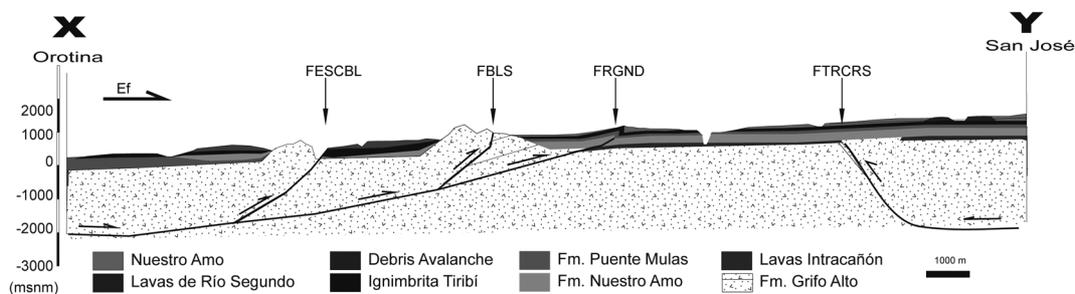


Fig. 10: Perfil esquemático de la ruta 27, de orientación SW-NE, mostrando dos fallas convergentes: Uno más antiguo con vergencia al SW y otro más reciente con vergencia al NE, o sea, hacia el antepaís. FSCBL: falla Escobal; FBLS: falla Balsa; FRNGD: falla Río Grande; FTRCRS: falla Turrúcares.

mación se pudo originar a finales del Plioceno y haber continuado hasta la actualidad.

La deformación provocada por la acreción del cerro Turrubares, en lo que hoy se denomina el promontorio de Herradura, sería la responsable de la reactivación de las estructuras pre-existentes asociadas a los sistemas de fallas con vergencia suroccidental, así como de la generación de nuevas estructuras con una vergencia nororiental. Esta estructura, con altos topográficos, estaría asociado a un *pop-up* con una geometría típicamente sigmoidal y alargada (Fig. 12).

Esta deformación posiblemente no migró de manera significativa hacia el norte, donde se halla la zona de Atenas, debido a que debió chocar contra el eje volcánico del Aguacate, los cuales tienen una importante propilitización y silicificación (Laguna, 1984; Alvarado & Gans, 2012), atribuyéndole una mayor dureza y menor deformación dúctil. Por lo tanto, afecta la región al SE de la zona de desgarre de Tárcoles, esta se debe a que en esta región se encuentran las unidades estratigráficas con menor dureza y mayor ductilidad, como por ejemplo la formación Peña Negra.

Las primeras estructuras en formarse en el área de estudio, serían los corrimientos de Escobal y Balsa, ya que estos están directamente relacionado con la zona de desgarre conocida como falla Tárcoles. Se establece que la deformación migra de Suroeste a Noreste hacia el antepaís (*foreland*). Esta deformación, se vincula al empuje proveniente de estructuras profundas en el sector oriental del área de estudio. Estas primeras estructuras se encuentran afectadas por los fluidos hidrotermales y cortan únicamente los depósitos más antiguos de la Formación. Grifo Alto. Además están asociadas a la acreción del monte submarino denominado del bloque Herradura al suroeste de la región e interactuaron con la cobertura de rocas cenozoicas migrando a una deformación de piel fina en la cual nos concentramos en este artículo.

Se puede así proponer dividir la región en dos dominios estructurales predominantes; (a) el

Oriental, que corresponde al sector donde se propone la deformación de piel fina la cual migra en una secuencia progresiva hacia el NE donde se ubica el antepaís y (b) el Occidental el cual involucra una deformación en sentido contrario, la cual estaría migrando hacia el *hinterland*, esta deformación inicialmente estaría ligada a los corrimientos asociados a la falla Turrúcares y por ende a la faja plegada y corrida propuesta por Sitchler et al. (2007).

El estilo de deformación de piel fina, presumiblemente tendría un nivel de despegue en

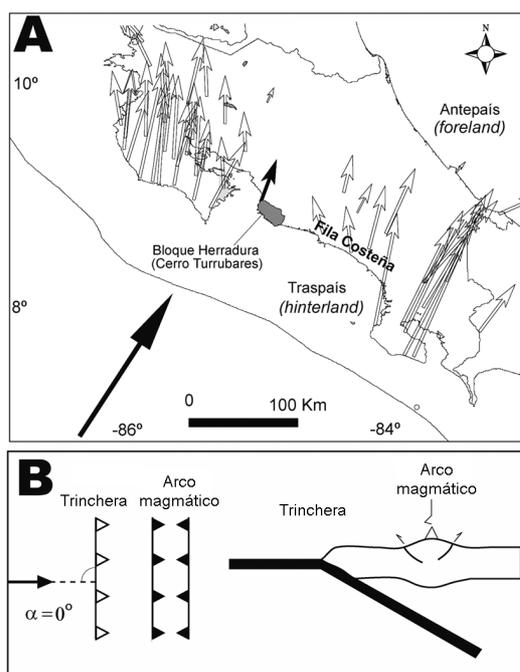


Fig. 11. A. Mapa de Costa Rica, con los principales vectores de convergencia, las flechas oscuras muestran el ángulo de convergencia entre las placas del coco y Caribe con un ángulo cercano a 0° en el área de estudio (modificado de Lafemina et al., 2009). B. modelo esquemático cuando la oblicuidad es de 0° , el esfuerzo normal actúa como un orógeno ocasionando acortamiento y engrosamiento de la corteza (modificado de Scheuber et al., 1994).

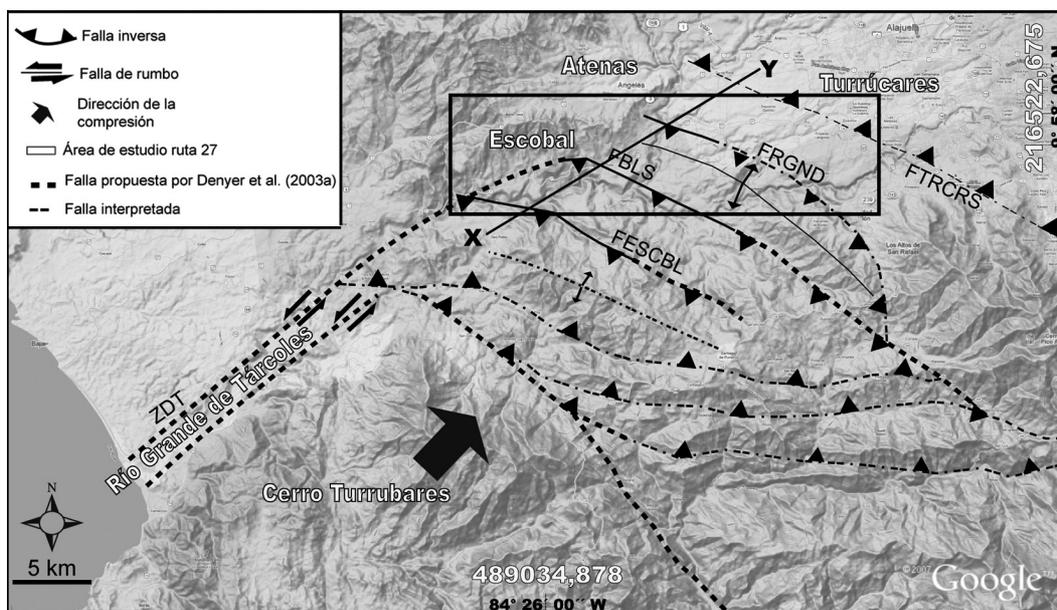


Fig. 12: *Pop-up*, muestra la deformación producida por la acreción del cerro Turrubares contra la costa Pacífica central. Las trazas de las fallas marcadas con líneas discontinuas, están basadas en Denyer et al. (2003b). Las demás fallas en líneas continuas, se trazan con respecto a la interpretación de imágenes satelitales. ZDT: zona de desgarre de Tarcoles; FESCBL: falla Escobal; FBLS: falla Balsa; FRNGD: falla Río Grande; FTRCRS: falla Turricares.

la Formación Peña Negra, lo que genera el desarrollo de los principales sobrecorrimientos de la región, de este a oeste son: Escobal, Balsa y Río Grande. Estos se asume que poseen en su parte frontal, un ángulo de corte de entre 60° y 80° . La deformación debió de avanzar hacia el nororiente, por lo que las estructuras en este sector son relativamente más recientes y altera los depósitos de ignimbritas con edades de 0,3 y 0,4 Ma, pertenecientes a la Formación Tiribí y a la Formación Puente de Mulas, ya sea cortándolos o formando pliegues.

AGRADECIMIENTOS

La presente investigación se inició como parte del trabajo de campo en el curso de Vulcanología de nivel de cuarto año de bachillerato en Geología de la Universidad de Costa Rica, del I Semestre

del 2010. La CNE colaboró con las giras posteriores con el fin de que se pudiera definir mejor el contexto tectónico, particularmente gracias a la desinteresada colaboración de Lidier Esquivel y Katherina Blanco Pocasangre. La RSN aportó los datos sismológicos. El presente trabajo es una contribución al proyecto Fortalecimiento de la investigación en Estratigrafía y Tectónica, 830-B0-242, del Centro de Investigaciones en Ciencias Geológicas de la Universidad de Costa Rica. Un especial agradecimiento a los revisores externos de este trabajo por sus valiosos comentarios y observaciones; Reinaldo Charrier, investigador del Departamento de Geología de la FCFM de la Universidad de Chile, Andrés Folguera, investigador del Departamento de Ciencias Geológicas de la FCEN de la Universidad de Buenos Aires, y a Percy Denyer investigador de la Escuela Centroamericana de Geología de la Universidad de Costa Rica.

REFERENCIAS

- ALVARADO, G.E. & GANS, P.B., 2012: Síntesis geocronológica del magmatismo, metamorfismo y metalogenia de Costa Rica, América Central.- *Rev. Geol. Amér. Central*, 46: 7-122.
- APPEL, H., 1990: Geochemie und K/Ar-Datierung an Magmatiten in Costa Rica, Zentralamerika.- 153 págs. Univ. Mainz, Alemania [Tesis de Diploma].
- APPEL, H., WÖRNER, G., ALVARADO, G.E., RUNDLE, C. & KUSSMAUL, S., 1994: Age relations in igneous rocks from Costa Rica.- *Profil* 7: 63-69.
- ARIAS, O., 2003: Redefinición de la Formación Tulín (Mastrichtiano-Eoceno Inferior) del Pacífico Central de Costa Rica.- *Rev. Geol. Amér. Central*, 28: 47-68.
- BARKHAUSEN, U., RANERO, C., VON HUENE, R., CANDE, S. & ROESER H., 2001: Revised tectonic boundaries in the Cocos Plate off Costa Rica: Implications for the segmentation of the convergent margin and for plate tectonic models.- *J. Geophys.* 106(B9): 19207–19220.
- CASTILLO, R., 1969: Geología de los mapas básicos Abra y partes de Río Grande, Costa Rica. 40 págs +1 mapa. MEIC, San José.
- CORRIGAN, J., MANN, P. & INGLE, J.C., 1990: Forearc response to subduction of the Cocos Ridge, Panama-Costa Rica.- *Geol. Soc. Am. Bull.* 102: 628–653.
- COWARD, M.P., 1983: Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned, and the continuation of thrusts to deep in the crust.- *J. Struct. Geol.* 5(2): 113-123.
- DECELLES P.G. & GILES K.A., 2003: Foreland basin systems.- *Basin Res.* 8: 105-123.
- DENGO, G., 1962: Tectonic-igneous sequence in Costa Rica.- En: ENGEL, A.E.J., JAMES, H.J. & LEONARD, B.F. (eds): A volume to honor A.F. Budington.- *Geol. Soc. Amer. Spec. Vol.*: 133-161.
- DENYER, P. & ARIAS, O., 1991: Estratigrafía de la región Central de Costa Rica.- *Rev. Geol. Amér. Central*, 12: 1-59.
- DENYER, P. & ALVARADO, G.E., 2007: Mapa Geológico de Costa Rica 2007.- Escala 1: 400 000, Librería Francesa S.A., San José.
- DENYER, P., AGUILAR, T. & ALVARADO, G.E., 2003a: Geología y estratigrafía de la Hoja Barranca, Costa Rica.- *Rev. Geol. Amér. Central*, 29: 105-125.
- DENYER, P., MONTERO, W. & ALVARADO, G.E., 2003b: Atlas tectónico de Costa Rica.- 81 pags., Ed. Univ. Costa Rica, San José.
- DIXON, T.H., 1993: GPS measurements of relative motion of the Cocos and Caribbean plates and strain accumulation across the Middle America Trench.- *Geophys. Res. Letters*, 20: 2167–2170: DOI: 10.1029/93GL02415.
- DEMETS, C., 2001: A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc.- *Geophys. Res. Letters*, 28: 4043–4046: DOI: 10.1029/2001GL013518.
- ECHANDI, E., 1981: Unidades volcánicas de la vertiente norte de la cuenca del río Virilla.- 123 págs +1 mapa. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis Lic.].

- ERSLEV, E., 1986: Basement balancing of Rocky Mountain foreland uplifts.- *Geology*, 14(3): 259-262.
- ERSLEV, E. & ROGERS, J., 1993: Basement-cover geometry of Laramide fault-propagation folds.- En: SCHMIDT, C.J., CHASE, R.B., y ERSLEV, E.A. (eds): *Laramide Basement Deformation in the Rocky Mountain Foreland of the Western United States*.- Boulder, Colorado, Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 280: 125-146.
- FISHER, D.M., GARDNER, T.W., MARSHALL, J.S., SAK, P. & PROTTI, M., 1998: Effect of subducting seafloor roughness on forearc kinematics, Pacific coast, Costa Rica.- *Geology*, 26: 467-470.
- FISHER, D.M., GARDNER, T.W., MARSHALL, J.S. & MONTERO, W., 1994: Kinematics associated with late Cenozoic deformation in central Costa Rica: Western boundary of the Panama microplate.- *Geology*, 22: 263-266.
- FISHER, D.M., GARDNER, T.W., SAK, P.B., SANCHEZ, J.D., MURPHY, K., AND VANNUCCHI, P., 2004. Active thrusting in the inner forearc of an erosive convergent margin, Pacific coast, Costa Rica.- *Tectonics*, 23 TC2007. DOI: 10.1029/2002TC001464.
- GARDNER, T.W., VERDONCK, D., PINTER, N.M., SLINGERLAND, R., FURLONG, K.P., BULLARD, T.F. & WELLS, S.G., 1992: Quaternary uplift astride the aseismic Cocos Ridge, Pacific coast, Costa Rica.- *Geol. Soc. Am. Bull.* 104: 219-232.
- GARDNER, T.W., MARSHALL, J., MERRITTS, D., BEE, B., BURGETTE, R., BURTON, E., COOKE, J., KEHRWALD, N., PROTTI, M., FISHER, D. & SAK, P., 2001: Holocene forearc deformation in response to seamount subduction, Peninsula de Nicoya, Costa Rica.- *Geology*, 29: 151-154.
- GAZEL, E., CARR, M.J., HOERNLE, K., FEIGENSON, M.D., SZYMANSKI, D., HAUFF, F. & VAN DER BOGAARD, P., 2009: Galapagos-OIB signature in southern Central America: Mantle refertilization by arc-hot spot interaction.- *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 10 (32), Q02S11 doi:10.1029/2008GC002246.
- HORTON, B. K. 1999: Erosional control on the geometry and kinematics of thrust belt development in the central Andes.- *Tectonics*, 18: 1292-1304.
- KIMURA, G., SILVER, E.A. & BLUM, P. (eds.), 1997: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Report 170*.- College Station TX Ocean Drilling Program, doi:10.2973/odp.proc.ir.170.app.1997
- KOLARSKY, R.A., MANN, P., & MONTERO, W., 1995: Island arc response to shallow subduction of the Cocos Ridge, Costa Rica.- En: MANN, P. (ed.): *Geologic and Tectonic development of the Caribbean plate boundary in southern Central America*.- *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 295: 235-262.
- LAFEMINA, P., 2009: Fore-arc motion and Cocos Ridge collision in Central America.- *Geochem. Geophys. Geosystem*, 10(57). DOI:10.1029/2008GC002181.
- LAGUNA, J., 1984: Efectos de alteración hidrotermal y meteorización en vulcanitas del Grupo Aguacate, Costa Rica.- *Rev. Geol. Amér. Central*, 1: 1-17.

- MADRIGAL, R., 1970: Geología del mapa básico Barranca, Costa Rica.- 55 págs. Dirección de Geología, Minas y Petróleo. San José [Inf. interno].
- MAKAY M.E. & MOORE, G.F., 1990: Variation in deformation of the south Panama accretionary prism: Response to oblique subduction and trench sediment variation.- *Tectonics*, 9: 683-698.
- MANN P. & KOLARSKY R.A., 1995: East Panama deformed belt: Structure, age, and neotectonic significance.- En: MANN, P. (ed.): *Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in southern Central America*.- *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 295: 111-130.
- MARSHALL, J.S., 2000: Active tectonics and Quaternary landscape evolution across the western Panamablock, Costa Rica, Central America.- xiii + 304 págs. The Pennsylvania State Univ., Pennsylvania [Tesis Ph.D.].
- MARSHALL, J.S., FISHER, D.M. & GARDNER T.W., 2000: Central Costa Rica deformed belt: Kinematics of diffuse faulting across the western Panama block.- *Tectonics*, 19: 468-492.
- MARSHALL, J.S., IDLEMAN, B.D., GARDNER, T.W. & FISHER, D.M., 2003: Landscape evolution within a retreating volcanic arc, Costa Rica, Central America.- *Geology*, 31 (5): 419-422.
- MÉNDEZ, J. & HIDALGO, P.J., 2004: Descripción geológica del depósito de *debris avalanche* El Coyol, Formación Barva, Costa Rica.- *Rev. Geol. Amér. Central*, 30: 41-58.
- MITRA S. & MOUNT, V. 1998: Foreland basement-involved structures.- *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 82(1): 70-109.
- MONTERO, W., 1999: El terremoto del 4 de Marzo 1924 (Ms 7.0): ¿Un gran temblor interplaca relacinado al límite incipiente entre la Placa Caribe y la Microplaca de Panamá?.- *Rev. Geol. Amér. Central*, 22: 25-62.
- MONTERO, W., 2001: Neotectónica de la Región Central de Costa Rica: Frontera oeste de la microplaca de Panamá.- *Rev. Geol. Amér. Central*, 24: 29-56.
- NARR, W., & SUPPE, J., 1994: Kinematics of basement-involved compressive structures.- *Amer. J. Sci.* 294: 802-806. DOI:10.2475/ajs.294.7.802.
- PACHECO, J.F., QUINTERO, R., VEGA, F, SEGURA, J., JIMÉNEZ, W., & GONZÁLEZ, V., 2006: The Mw 6.4 Damas, Costa Rica, earthquake of 20 November 2004: Aftershocks and slip distribution.- *Bull. Seismological Soc. Amer.* 96: 1332-1343.
- PÉREZ, W., 2000: Vulcanología y petroquímica del evento ignimbrítico del Pleistoceno Medio (0,33 M.a.) del Valle Central de Costa Rica.- xvi + 192 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis Lic.].
- PÉREZ, W., ALVARADO, G.E. & GANS, P.B., 2006: The 322 ka Tiribí Tuff: stratigraphy, geochronology and mechanisms of deposition of the largest and most recent ignimbrite in the Valle Central, Costa Rica.- *Bull. Volcanol.* 69: 25-40.
- RODGERS, J., 1971: The Taconic Orogeny.- *Geol. Soc. Am. Bull.* 82(5): 1141-1178.
- RANERO, C.R., PHIPPS MORGAN, J., MCINTOSH, K., AND REICHERT, C., 2003: Bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America Trench.- *Nature*, 425: 367-373. DOI: 10.1038/nature01961.

- SAK, P.B., FISHER, D.M. & GARDNER, T.W., 2004: Effects of subducting seafloor roughness on upper plate vertical tectonism: Osa Peninsula, Costa Rica.- *Tectonics*, TC1017. DOI:10.1029/2002TC001474.
- SAK, P.B., FISHER, D.M., GARDNER, T.W., MARSHALL, J. S. & LAFEMINA, P., 2009: Rough crust subduction, forearc kinematics, and Quaternary uplift rates, Costa Rican segment of the Middle American Trench.- *Geol. Soc. Am. Bull.* 121: 992-1012.
- SITCHLER, J.C., FISHER, D.M., GARDNER, T.W. & PROTTI, J.M., 2007 : Constraints on inner forearc deformation from balanced cross sections, Fila Costeña thrust belt, Costa Rica.- *Tectonics*, 26, TC6012. DOI:10.1029/2006TC001949
- SILVER, E.A., REED, D.L., TAGUDIN, J.E., & HEIL, D.J., 1990: Implications of the north and south Panama thrust belts for the origin of the Panama orocline.- *Tectonics*, 9: 261-281.
- SCHEUBER, E., BOGDANIC, T., JENSEN, A. & REUTTER, K.J., 1994 : Tectonic development of the North Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic.- En: REUTTER, K.J., SCHEUBER, E., & WIGGER, P., (eds): *Tectonics of the Southern Central Andes*.- Springer-Verlag, Berlin: 121–139.
- TOURNON, J., 1972: Présence de basaltes alcalins récents au Costa Rica (Amérique Centrale).- *Bull. Volcanol.* 36: 140-147.
- TOURNON, J., 1984: Magmatismes du Mésozoïque à l'Actuel en Amérique Centrale: L'exemple de Costa Rica, des Ophiolites aux Andésites.- 335 págs. Univ. Curie, París [Tesis Ph.D.].
- TUCKER, G.E. & WHIPPLE K.X., 2002: Topographic outcomes predicted by stream erosion models: Sensitivity analysis and intermodel comparison.- *J. Geophys. Res.* 107(B9): 1-16.
- TURIENZO, M.M. & DIMIERI, L.V., 2005: Interpretación de la estructura del frente montañoso en la zona del río Diamante, Mendoza.- *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 60(2): 336-352.
- VANNUCCHI, P., SCHOLL, D.W., MESCHEDÉ, M., & MCDOUGALL-REID, K., 2001: Tectonic erosion and consequent collapse of the Pacific margin of Costa Rica: Combined implications from ODP Leg 170, seismic offshore data, and regional geology of the Nicoya Península.- *Tectonics*, 20: 649–668. DOI: 10.1029/2000TC001223.
- VANNUCCHI, P., RANERO, C.R., GALEOTTI, S., STRAUB, S.M., SCHOLL, D.W., & MCDOUGALL-REID, K., 2003: Fast rates of subduction erosion along the Costa Rica Pacific margin: Implications for non-steady rates of crustal recycling at subduction zones.- *J. Geophys. Res.* 108: 2511. DOI: 10.1029/2002JB002207.
- VILLEGAS, A., 1997: Geodinámica de la Cordillera de Tilarán, relación entre la volcanología y la tectónica.- v + 182 págs + 2 mapas. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis Lic.].
- VON HUENE, R., BIALAS, J., FLUEH, E., CROPP, B., CSERNOK, T., FABEL, E., HOFFMANN, J., EMEIS, K., HOLLER, P., JESCHKE, G., LEANDRO, M., PERÉZ-FERNANDÉZ, C., CHAVARRIA, S.J., FLOREZ, H.A., ESCOBEDO, Z.D., LEÓN, R. & BARRIOS, L.O., 1995: Morphotectonics of the Pacific convergent margin of Costa Rica.- En: MANN, P. (ed.): *Geologic and*

Tectonic development of the Caribbean plate boundary in southern Central America.- *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 295: 291–307.

VON HUENE, R., RANERO, C., WEINREBE, W., & HINZ, K., 2000: Quaternary convergent margin tectonics of Costa Rica: segmentation of the Cocos Plate and Central American volcanism.- *Tectonics*, 9: 314-334.

WHIPPLE, K.X. & MEADE, B.J., 2004: Controls on the strength of coupling among climate, erosion, and deformation in two-sided, frictional orogenic wedges at steady state.- *J. Geophys. Res.* 109(F01011): 1-24.

WHIPPLE, K.X., & TUCKER, G.E., 2002: Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution.- *J. Geophys. Res.* 107(B2): 1-20.