

La depresión tectónica de Nicaragua en Costa Rica: estructura interna, estilo estructural, edad, extensión y actividad de la cuenca de San Carlos

The tectonic depression of Nicaragua in Costa Rica: internal structure, structural style, age, extension and current activity in the San Carlos basin

Hernán Porras^{1*}, Guillermo E. Alvarado^{2,3}, Mario Arroyo-Solórzano^{4,5}, Patrick Durán^{5,6}
y Ernesto Echandi⁷

¹Universidad Nacional (UNA), Departamento de Física (Sinamot-OPCOS), Heredia, Costa Rica

²Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias (CNE), Unidad de Investigación y Análisis del Riesgo, San José, Costa Rica

³Universidad de Costa Rica (UCR), Centro de Investigación en Ciencias Geológicas (CICG), San José, Costa Rica

⁴Universidad de Costa Rica (UCR), Red Sismológica Nacional, San José, Costa Rica

⁵Universidad de Costa Rica (UCR), Escuela Centroamericana de Geología (ECG), San José, Costa Rica

⁶Ambitum Geología y Ambiente S.A., San José, Costa Rica

⁷Consultores de Aguas Subterráneas S.A., Curridabat, San José, Costa Rica

*Autor para contacto: hernan.porras.espinoza@una.cr

(Recibido: 21/02/2021; aceptado: 17/03/2021)

ABSTRACT: Nicaragua's tectonic depression extends from El Salvador to the plains in northern Costa Rica and is limited by strike-slip faults with a normal component. Based on a set of unpublished seismic lines, geology of the area, drilling data and surface seismicity, an analysis and interpretation of tectonic events in the SE sector of the Nicaraguan tectonic depression was carried out, in its extension towards Costa Rica in the San Carlos basin. The analysis of the seismic lines allowed a structural cross section and a schematic-evolutionary model. According to the chronology of deformation events, the San Carlos basin shows complex structural styles related to the different tectonic events affecting the region. The first structural style is associated with the development of an elongated graben implanted in the basement and limited by normal faults. This graben would have been inverted during the Middle-Upper Miocene, thus generating the second structural style, characterized by a series of inverse faults, folds and syn-orogenic basins. Finally, the third structural style associated with a transtensive event (Nicaragua graben), would be focused on the SW edge of the San Carlos basin and towards the N, in the lakes of Nicaragua during the Pliocene to present.

Keywords: Nicaragua Graben; San Carlos Basin; Seismic Lines; Structural Styles; Nicaraguan Tectonic Depression.



RESUMEN: La depresión tectónica de Nicaragua se extiende desde El Salvador hasta las llanuras en el Norte de Costa Rica y es limitada por fallas de rumbo con componente normal. Con base en un conjunto de líneas sísmicas inéditas, geología de la zona, datos de perforaciones y sismicidad superficial, se realizó un análisis e interpretación de los eventos tectónicos en el sector SE de la depresión tectónica de Nicaragua, en su extensión hacia Costa Rica en la cuenca de San Carlos. El análisis de las líneas sísmicas permitió crear perfiles estructurales y un modelo esquemático-evolutivo de la cuenca de San Carlos. Según la cronología de los eventos, la cuenca de San Carlos muestra estilos superpuestos de deformación relacionados a los diferentes eventos tectónicos que han afectado la región. El primer estilo estructural se asocia con el desarrollo de un depocentro alargado denominado cubeta de Nicaragua, implantado en las rocas del basamento y limitado en sus bordes por fallas normales. Esta cuenca extensional habría sido invertida durante el Mioceno Medio-Superior, generando así el segundo estilo estructural, caracterizado por una serie de fallas inversas, pliegues. Finalmente, el tercer estilo estructural asociado a un evento transensivo estaría focalizado en el borde SW de la cuenca de San Carlos y hacia el N, en los lagos de Nicaragua y sería el responsable del origen del actual graben de Nicaragua o depresión tectónica de Nicaragua en el Plioceno al presente.

Palabras clave: graben de Nicaragua; cuenca San Carlos; líneas sísmicas; estilos estructurales; depresión tectónica de Nicaragua.

INTRODUCCIÓN

La existencia de una depresión tectónica que limita a los dos grandes lagos de Nicaragua, el lago Nicaragua (Cocibolca) y el lago Managua (Xolotlán), se conoce desde los inicios del siglo XX. Sapper (1937) es quizás quien por primera vez señala que los lagos de Nicaragua quedan encerrados por las divisorias de aguas tanto en el litoral pacífico como por la cordillera de Chontales hacia el Caribe, donde dicha gran cuenca se extendería hacia Costa Rica, llegando a cerrarse, según su propuesta, en el volcán Irazú. En su mapa geológico del sur de Nicaragua y Costa Rica, propone un conjunto de fallas principales con dirección NW-SE en territorio nicaragüense, donde posteriormente se llamaría el graben de Nicaragua (Fig. 1).

A partir de esta primera observación, Vinson y Brineman (1963) definen la cubeta de Nicaragua (*Nicaragua trough*), como una gran depresión interoceánica desarrollada desde el Cretácico Tardío hasta el Plioceno. Lloyd (1963) la denomina Depresión de Nicaragua y la establece para el Plioceno. Contemporáneamente, el término graben de Nicaragua fue propuesto por primera vez por Dengo (1962a, b) quien lo define como una depresión limitada por fallas normales desarrolladas durante el Plioceno temprano, rellena por una gran cantidad de sedimentos Cenozoicos, tanto en el pacífico sur de Nicaragua como en Guanacaste, Costa Rica.

La estructura del graben propuesto es mapeada a lo largo de gran parte de América Central como fallas bien definidas, rectilíneas, con sentido NW-SE (Dengo, 1968; Dengo et al. 1970), en concordancia con lo propuesto por Sapper (1937). Ello dio lugar para que fuese dibujada la estructura tectónica en el tercer mapa geológico de Costa Rica (Dóndoli, Dengo y Malavassi, 1968). La idea de la “cubeta de Nicaragua” desarrollada desde el Cretácico Superior sería mantenida por Weyl (1980), quien prolongaría esta depresión hasta el golfo de Fonseca entre Nicaragua y El Salvador, aunque en este último país la continuaría bajo la denominación de fosa central de El Salvador. Weyl (1980) establece que el término depresión de Nicaragua es probablemente más apropiado que el de graben de Nicaragua, dada su complejidad estructural a modo de bloques. Así, la depresión tendría una longitud de 600 km y un ancho de unos 50 km (McBirney y Williams, 1965; Weinberg, 1992).

Los estudios posteriores han detallado el tipo de fallamiento y el grado de actividad tectónica y sísmica de dicha depresión, desde Nicaragua hasta El Salvador, donde ha sido descrito un movimiento de rumbo (Alonso-Henar et al., 2015; Canora et al., 2014).

En Costa Rica, aunque existe una gran cantidad de información asociada con el mapeo superficial y la geocronología de los eventos magmáticos (Alvarado y Gans, 2012; Gazel, Alvarado, Obando y Alfaro, 2005), apoyado con perforaciones petroleras profundas con los pozos Tonjibe y Pataste (Pizarro, 1983) y geofísica detallada (Ballesteros et al., 1995), el límite sur de esta estructura no está del todo establecido (Fig. 1). Además, varios autores (Astorga et al., 1995; Pizarro, 1993; Rojas, 2019; Sen Gupta, Malavassi y Malavassi, 1986) presentan diferentes edades para los diferentes episodios de deformación, por lo que no es del todo claro desde cuándo se estableció la depresión tectónica de Nicaragua como una continuidad estructural hacia



Fig. 1: Área de estudio y marco morfotectónico regional simplificado. La línea discontinua representa el límite NE simplificado del Bloque Antearco Centroamericano a lo largo de las Fallas del Arco Volcánico (FAV) de acuerdo con Franco et al. (2012). Otras estructuras tectónicas son: Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP), la cuenca San Carlos (DSC), Estructura Machuca (EM), Estructura Venado (EV) y Zona de Fractura de Panamá (ZFP). Depresión de San Carlos (DSC), Estructura Machuca (EM), Estructura Venado (EV).

Costa Rica, así como la relación con la sismicidad y el vulcanismo actual. Lo anterior en parte debido a que aún no está del todo definida la temporalidad y estilo estructural que caracteriza la geometría interna en este sector conocido como la cuenca San Carlos. Todos estos aspectos se discutirán con base en la literatura, una serie de perforaciones somera inéditas ubicadas en el margen NW de la cuenca de San Carlos y 5 líneas sísmicas de exploración petrolera en el área de San Carlos, igualmente inéditas, datos sísmológicos recientes y modelos estructurales que reinterpretan algunos aspectos tectónicos y sedimentarios.

Así, el objetivo del presente trabajo será el tratar de contestar las siguientes preguntas para lo que corresponde el territorio costarricense: a) ¿Desde cuándo se estableció la depresión tectónica de Nicaragua como una continuidad estructural y como parte de la cuenca San Carlos? b) ¿Cuál es su geometría interna y profundidad máxima? c) ¿Hasta dónde se extiende en su extremo más SE en el territorio costarricense? d) ¿Qué tipo de fallamiento la define? e) ¿Se encuentra dicha estructura sísmicamente activa y si no, cuándo fue su última actividad relevante? f) ¿Cómo se explica que la depresión de Nicaragua es de tipo intra-arco volcánico en el resto de América Central, es decir, los volcanes están dentro de ella, pero pasa a ser tras-arco en Costa Rica?

DEPRESIÓN TECTÓNICA DE NICARAGUA

La estructura dentro de la depresión de Nicaragua es compleja y muestra fallas que se encuentran en el borde SW del lago de Nicaragua (Fig. 1 y 2), con orientación NW-SE que se inclinan hacia el NE conformando de esta manera un graben. El movimiento de estas estructuras es normal con una fuerte componente lateral derecho, el cual es evidenciado por mecanismos focales (Funk, Mann, McIntosh y Stephens, 2009; Mann, Rogers y Gahagan, 2007) y análisis morfotectónico (Alonso-Henar, Schreurs, Martínez-Díaz, Álvarez-Gómez y Villamor, 2015; Denyer, Montero y Alvarado, 2003; Mann et al., 2007). Dentro del lago de Nicaragua también se presentan algunas estructuras menores correspondientes a fallas normales con orientación NE-SW (Alonso-Henar et al., 2015). Los eventos volcánicos pos-Miocénicos se asocian a la intrusión de magmas basálticos a andesíticos a lo largo de la costa del Pacífico como parte del arco del Mioceno y fueron controlados por el sistema extensional de tendencia NW (Ramos, 2010). Posterior a este evento se desarrolló hacia el SW el arco volcánico moderno durante el Plioceno-Pleistoceno (Ehrenborg, 1996). Esta migración en el vulcanismo es interpretada por Ramos (2010) como una propagación de la extensión hacia la trinchera.

Su génesis, además, no está del todo establecida y se han propuesto varios modelos estructurales diferentes para explicar el origen de las estructuras en el lago de Nicaragua:

a) El primer modelo sugiere que la depresión de Nicaragua se desarrolló como un graben asimétrico (Carr, 1976; Mann, Schubert y Burke, 1990; McBirney y Williams, 1965; Weinberg, 1992), relacionado con la extensión generada por el retroceso de la placa (*slab roll-back*) y la migración del frente volcánico hacia la trinchera (Mann et al., 2007; Plank, Balzer y Carr, 2002), posiblemente provocada por una rotura de la placa (*slab break-off*) durante el Mioceno (Plank et al., 2002; Rogers, Karason y van der Hilst, 2002), o debido a un mayor ángulo de subducción (Brandes y Winseman, 2018).

b) El segundo modelo propone un retroceso de la placa (*slab roll-back*) produjo una rotación de los esfuerzos, lo que provocó la migración del arco volcánico hacia el suroeste hasta su posición actual (Alonso-Henar et al., 2015). Durante esta fase, un régimen extensional generó el semigraben (hemigraben) de Nicaragua (Alonso-Henar et al., 2015; Ramos, 2010), altamente asimétrico, con fallas normales de deslizamiento oblicuo (Funk et al., 2009). El régimen tectónico actual reactivó las fallas normales como fallas de rumbo transtensional y la deformación se concentra en ellas (Canora et al., 2012) originando fallas de deslizamiento lateral derecho (*sliver*).

c) Por último, un modelo propone que la depresión estaría asociada a un sinclinal desarrollado por un evento de acortamiento durante el Plioceno (Borgia y van Wyk Vries, 2003; Van Wyk Vries, 1993).

CUENCA SAN CARLOS

Gran parte de la superficie de la cuenca está cubierta por depósitos aluviales y volcánicos recientes, con la excepción de los sitios a lo largo de las orillas del río San Juan y en el área de Venado (Calvo y Bolz, 1987). De acuerdo con la interpretación de la magnetometría en el área de estudio, la cuenca se profundiza desde Los Chiles hacia el sur (Ballesterio, Dobrinescu, Jager y Mayers, 1995) y alcanza su máximo espesor a los 6 km desde donde se infiere un eje de la cuenca en dirección E-W.

Los estudios geofísicos han demostrado que las subcuencas están divididas por altos topográficos (*ridges*) de basamento (Fig. 2), debajo de la llanura de San Carlos (Ballesterio et al., 1995). En esta cuenca se han identificado discordancias de origen tectónico durante el Neógeno (Ballesterio et al., 1995) asociadas a diferentes estilos estructurales de extensión y compresión. Astorga et al. (1995) proponen un origen y edad de algunas de estas discordancias desde un enfoque sedimentológico, donde los depósitos sin-extensionales muestran diferentes grados de deformación compresiva (Astorga et al., 1995; Ballesterio et al., 1995), lo cual sugiere al menos dos episodios de deformación, el primero extensional que generó los espacios de acomodo y el segundo compresivo que deformó la secuencia (Astorga et al., 1991).

La mayor parte de las fallas inversas corresponden mayormente a estructuras de orientación E-W y, en menor medida, a estructuras de rumbo NE-SW, lo que podría ser el resultado de una rotación local de los esfuerzos o de la reactivación de estructuras preexistentes (Mescua et al., 2017). Estas orientaciones coinciden con la orientación del alto estructural de la cuenca extensional, lo que sugiere que estas fallas inversas son producto de la reactivación de las fallas normales o de un control por la geometría extensional previa.

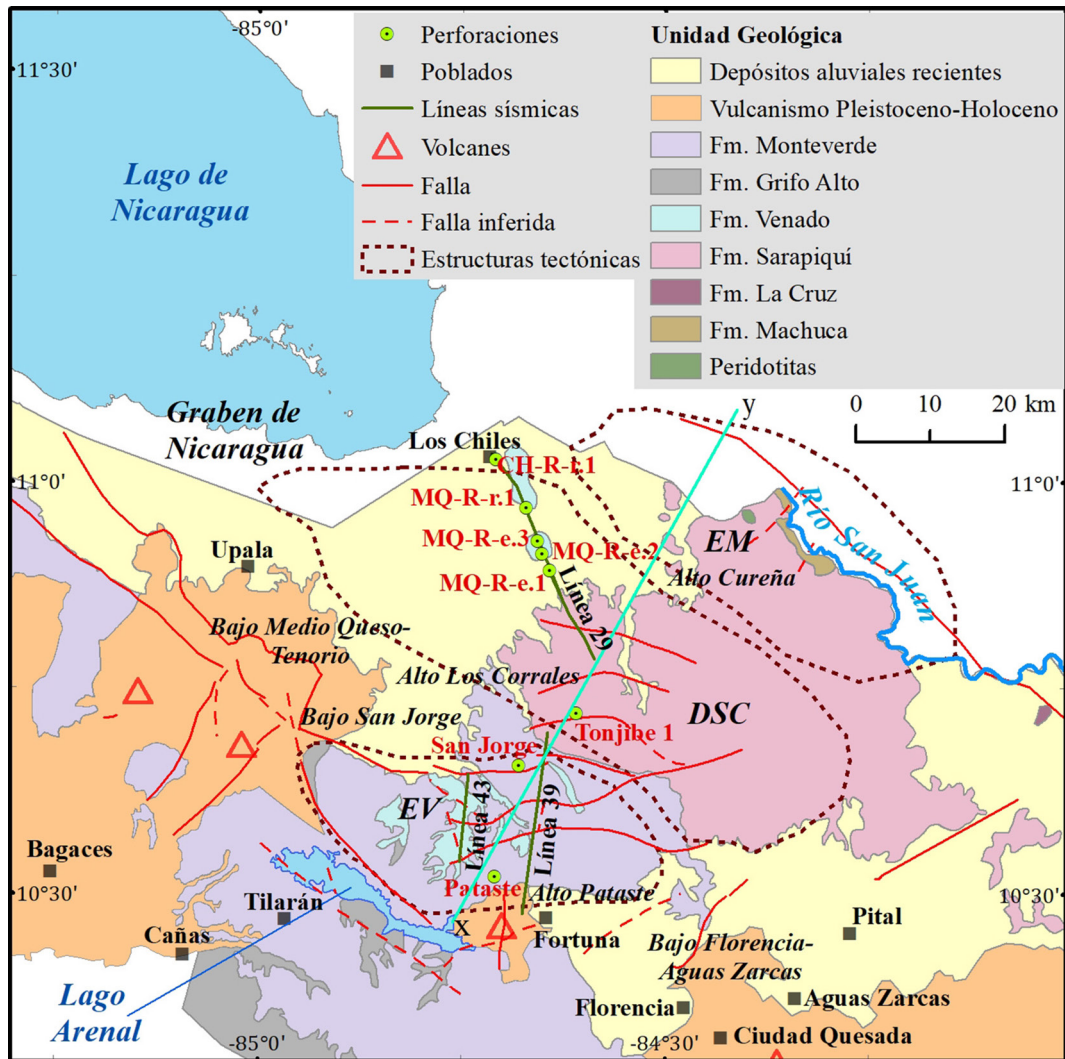


Fig. 2: Mapa geológico (modificado de Denyer y Alvarado, 2007), donde se muestran las líneas sísmicas y pozos. Depresión de San Carlos (DSC), Estructura Machuca (EM), Estructura Venado (EV). Dirección de los perfiles mostrados en la figura 8 (X-Y).

SUCESIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LA CUENCA DE SAN CARLOS

Rocas del Basamento

Las rocas del basamento son peridotitas asociadas al complejo de Santa Elena (Astorga, 1992) que afloran en el norte del área de estudio y fueron también halladas en el pozo Tonjibe N°1 (Fig. 2). Sobre este basamento se deposita una secuencia pre-extensional durante el Albiano Superior compuesta por sedimentos silíceos y bituminosos (Pindell y Kennan, 2001), de un ambiente pelágico asociado a una cuenca marina profunda sin influencia continental (Calvo y Bolz, 1994), denominados Formación Loma Chumico (Fig. 3). Tiene un espesor variable de 271 m dentro de la cuenca medido en el pozo Tonjibe N°1 (Pizarro, 1993).

Secuencias del Paleoceno/Eoceno - Mioceno

Durante el Paleoceno-Eoceno se desarrolla una cuenca extensional donde las secuencias sedimentarias que la rellenan presentan fuertes variaciones de espesor, de manera que pueden estar ausentes en algunas áreas o tener varios kilómetros de espesor en otras. Los datos de las secciones sísmicas analizadas en varios estudios (Astorga et al., 1991; Ballesteros et al., 1995; Barboza et al., 1995) sugieren que el hundimiento de la cuenca está vinculado a fallas normales con tendencias E-W y NW-SE. Mientras que el relleno de la cuenca está relacionado con un sistema deltaico que inició en el Paleoceno-Eoceno y continuó hasta el Mioceno (Fig. 3).

Esta secuencia se deposita, de manera discordante sobre el basamento y los flancos de un arco volcánico primitivo, una serie de conglomerados y areniscas volcánicas con intervalos de lutitas asociados a la Formación Machuca (Fig. 4) (Malavassi y Madrigal, 1970). Esta formación es litológicamente similar y correlativa en el tiempo con la Formación Tuis, que aflora al SE de la cuenca (Denyer y Alvarado, 2007).

A partir del Oligoceno-Mioceno se formó el frente volcánico activo en ese momento, representado por la Formación Sarapiquí (Gazel et al., 2005; Alvarado y Gans, 2012; Saginor et al., 2013). Estas rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno de la Formación Sarapiquí, son equivalentes al Grupo Tamarindo y a las rocas volcánicas del Mioceno pertenecientes al Grupo Coyol presentes en Nicaragua (Weyl, 1980; Gazel et al., 2005), y sobreyacen a la Formación Machuca.

Secuencias Mioceno-Plioceno

Estas rocas se caracterizan por un vulcanismo compuesto por basálticos toleíticos, datados mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 29,2 a 24 Ma (Gazel et al., 2009; Alvarado y Gans, 2012) con pulsos eruptivos andesíticos producidos alrededor de los 23-21 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: plag.) y 18-16 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: plag.), el cual cambia a un vulcanismo dacítico y riolítico alrededor de los 16 y 10,9 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: plag.).

Contemporáneamente, entre el Mioceno Medio y el Plioceno, se desarrolla una progradación de la secuencia (Calvo y Bolz, 1987) y se establecen las condiciones para la sedimentación de calizas de plataforma asociadas a la Formación Venado (Sen Gupta et al., 1986; Pizarro, 1993). Esta formación se asocia a un ambiente marino somero con una fuerte influencia de sedimentos continentales, lo cual sugiere un ambiente de llanura donde la depositación de turba ocurre en zonas pantanosas o planos aluviales poco drenados (Obando, 1986). Los dos pozos profundos en el área (Tonjibe 1 y Pataste 2) perforaron un espesor 728 m y 1007 m, respectivamente, de la Formación Venado (Obando, 1986; Pizarro, 1993).

La edad de la Formación Venado ha sido establecida del Mioceno Medio al Plioceno Tardío (~ 14 hasta ~ 3 Ma), principalmente durante el Plioceno entre los 7 y los 3 Ma, por medio de dataciones de basadas en el registro fósil (Sen Gupta et al., 1986; Pizarro, 1993; ver Alvarado y Gans, 2012 para detalles), sin embargo, Rojas (2019) restringe la edad del Mioceno Medio al Superior utilizando U-Pb en circones detríticos mediante la técnica LA-ICP-MS.

Secuencias Plioceno-reciente

Después de una brecha en el vulcanismo con casos aislados de actividad a los 6,1-5,65 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: mtz: plat.), se genera el vulcanismo calcoalcalino de la Formación Monteverde, predominantemente entre 2,1 y 1,1 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: mtz) (Alvarado y Gans, 2012).

Finalmente, las rocas alcalinas datadas mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (mtz) en basaltos alcalinos, basanitas y leucitita con olivino, se agrupan en tres fases constructivas (Alvarado y Gans, 2012): a) Lomas Sierpe-Colorado-Coronel (3,60-3,06 Ma), b) Cerros Nispero-Mercedes (2,01-1,20 Ma) y c) conos de Aguas Zarcas (0,3 Ma). Una de las fallas maestra del graben, la más oriental, desplaza en sentido dextral y con componente normal, las rocas alcalinas de las lomas de Sierpe o Azules (Denyer et al., 2003; Alvarado y Denyer, 2007)

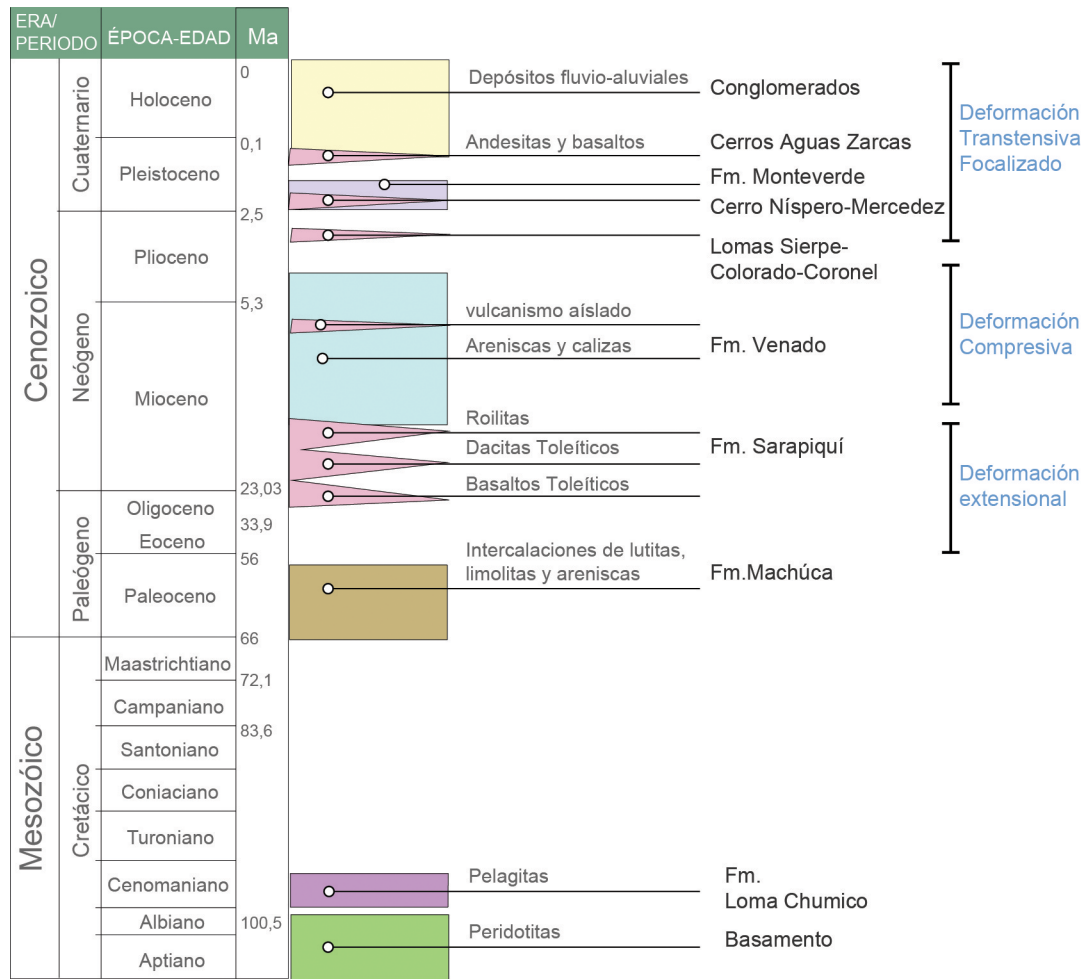


Fig. 3: Columna estratigráfica generalizada y eventos tectónicos del área de la cuenca de San Carlos.

METODOLOGÍA

El límite SE de la depresión de Nicaragua forma parte de la cuenca San Carlos en el NE de Costa Rica, es un área que fue explorada en búsqueda de hidrocarburos desde la década de 1980 por lo que existen datos impresos inéditos de sismica de reflexión y descripción de núcleos de perforación de pozos exploratorios someros inéditos presentados en un informe interno por Echandi y Jager (1986), así como pozos exploratorios profundos e interpretaciones sedimentológicas publicadas en diversos estudios (Astorga et al.,1991; Pizarro, 1993). Además, en la región se han desarrollado una serie estudios de sismicidad disponibles en las bases de datos públicas de la RSN-UCR y mediciones con GPS-GNSS (Ovsicori-UNA), que dan una idea general de la deformación actual. Por tanto, existen datos publicados e inéditos que cubren el área de la cuenca San Carlos, los cuales permiten dar una visión actualizada y aportar nuevas ideas.

Las ubicaciones de las líneas sísmicas (Fig. 2) utilizadas en este trabajo para construir nuestro modelo se muestran en la Figura 3 y corresponden con las líneas 29, 39, 43, 44, 44E. Además, a lo largo de la línea sísmica 29, se realizaron 3 perforaciones de 600 m de profundidad ubicadas sobre los puntos de tiro 240, 210 y 186, denominadas MQ-R-e.1, MQ-R-e.2 y MQ-R-e.3 y 2 perforaciones de reconocimiento de 130 m de profundidad al N del punto 186, denominados MQ-R-r.1 y CH-R-r.1.

La edad y la distribución de la deformación observada en las líneas sísmicas y perforaciones, junto con la historia geológica, proporcionan información sobre los procesos tectónicos regionales que afectan la región de San Carlos. Este trabajo integra datos inéditos de sísmica de reflexión y pozos exploratorios someros, con los datos tomados en los altos topográficos del basamento ubicados en la estructura de Venado, la sísmica de reflexión, y el registro de los pozos profundos del bajo San Jorge, dentro de la depresión de San Carlos, presentados por Pizarro (1993).

Para el análisis de la sismicidad se consultaron estudios previos que estiman el potencial sísmico (Benito et al. 2012; Alvarado et al., 2017; Arroyo, 2019) y la distribución de la sismicidad del catálogo de la Red Sismológica Nacional desde 1975 hasta 2020 (RSN-UCR, 2020), para aquellos sismos con profundidad ≤ 10 km. A su vez se incorporó la sismicidad instrumental e histórica registrada entre 1651 y 1975 de acuerdo con los estudios de Rojas et al. (1993) y del proyecto Resis II, así como información de catálogos internacionales, como el del *International Seismological Centre* (ISC) y de la red sísmica de Nicaragua (Ineter).

RESULTADOS

Estilo estructural y arquitectura interna de la depresión de Nicaragua en la cuenca de San Carlos

La cuenca San Carlos tiene tres principales morfoestructuras descritas por Ballesterero et al. (1995), y nombradas en este trabajo como las estructuras de Venado y Machuca en los bordes N y S separadas por la depresión de San Carlos, definidas por una serie de bajos topográficos rellenos por depósitos volcánicos y sedimentarios en la parte media de la cuenca (Fig. 3).

Estas estructuras tienen los mayores rechazos en los bordes de la cuenca y disminuyen hacia el centro de la misma. Esta característica produjo altos topográficos o relieves positivos, ubicados al norte y sur de la cuenca, denominados en este trabajo como estructura de Machuca y de Venado respectivamente (Fig. 2). Estos relieves positivos se encuentran separados por una serie de depresiones rellenas por depósitos aluviales y coladas de lava (Ballesterero et al., 1995), aunque difieren en algunos aspectos estratigráficos y estructurales; al norte de la depresión, los estratos expuestos son Cretácico y Paleoceno (e.g. Peridotita de Santa Elena, Formación Machuca y Formación Sarapiquí), mientras que al sur predominan las unidades de edad Miocena (e.g. Formación Venado y Grupo Aguacate).

Estructura de Machuca

A lo largo del borde norte de la cuenca de San Carlos se ubica la estructura de Machuca, la cual incluye basamento del Cretácico, que se eleva a lo largo de fallas inversas (Fig. 2 y 4). Existe un contacto discordante entre el basamento ultramáfico de la región con las rocas de las Formaciones Machuca y Loma Chumico (Malavassi y Madrigal, 1970; Alvarado y Gans, 2012). La arquitectura está constituida por pliegues asimétricos de flancos suaves cuyos ejes se orientan NE-SW. La menor longitud de onda se presenta en el sector norte de la zona cerca del sector del río San Juan, donde las rocas se encuentran basculadas hasta casi la verticalidad y el basamento ultramáfico se encuentra exhumado, lo cual sugiere un fuerte control estructural asociado a fallamiento inverso.

Estructura Venado

Las imágenes sísmicas muestran un anticlinal asimétrico, cuyo plano axial se eleva gradualmente hacia el S, en donde afloran las sucesiones de las Formaciones Venado y el Grupo Aguacate. La morfología muestra un pliegue con un flanco trasero ligeramente inclinado, un flanco frontal corto con inclinación moderada hacia el este y una traza axial con una continuidad de hasta 20 km (Fig. 5). En la estructura Venado pueden reconocerse estratos de crecimiento en los flancos del pliegue, ya que las unidades tienen forma de cuña lo que sugiere que se depositaron a medida que crecía el anticlinal.

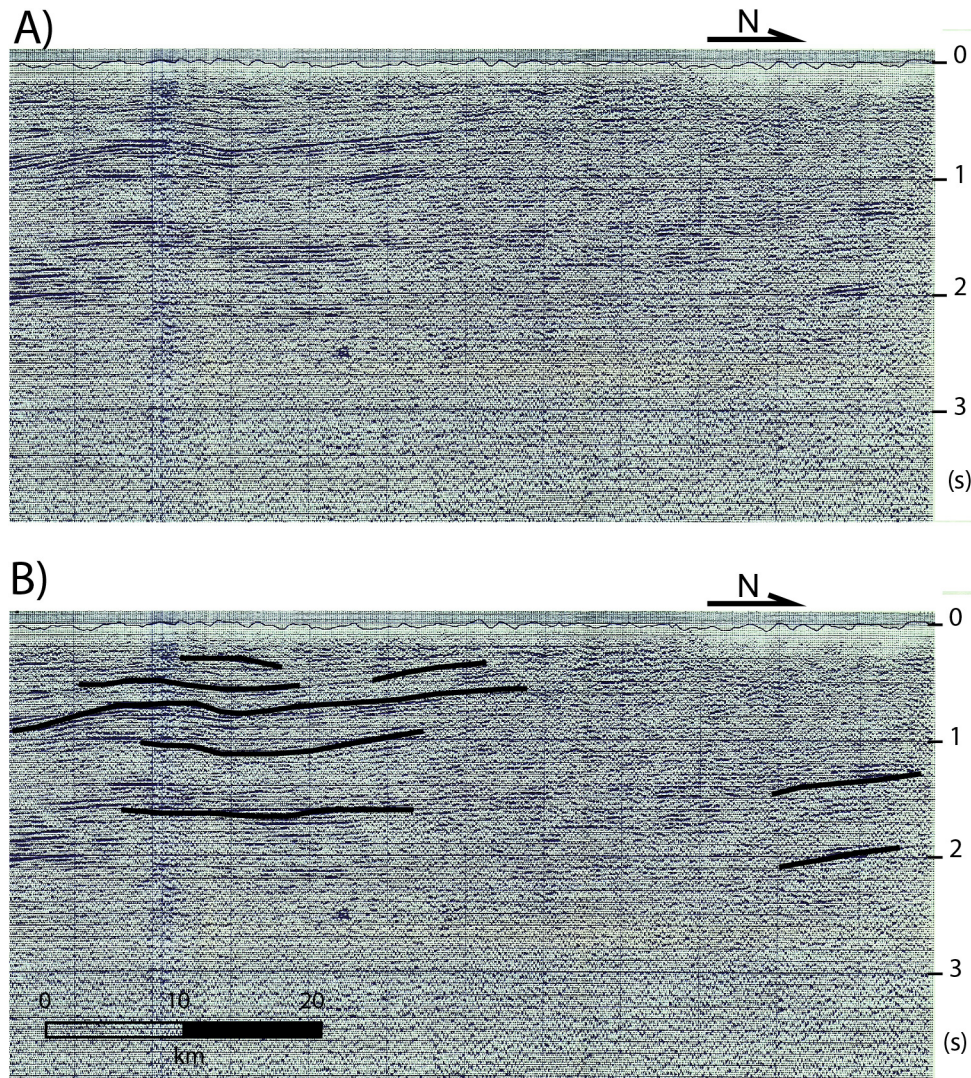


Fig. 4: A) Segmento N de la Línea sísmica 44. Interpretación Estructura Machuca.

En este sector se observa un conjunto de fallas E-W paralelas o ligeramente oblicuas entre ellas. Estas fallas inversas con vergencia hacia el sur (Fig. 3 y 7) han sido interpretadas como *buttress* (Barboza et al., 1997) o *wrench* (Ballesterio et al., 1995) y sugieren un estilo de deformación de piel fina. La estructura de Venado está cubierta por el vulcanismo de la Formación Monteverde, el cual cubre una extensa superficie y no exhiben deformación asociada al episodio compresivo.

Depresión de San Carlos

La cuenca de San Carlos contiene tres depresiones principales, Florencia-Aguas Zarcas, San Jorge y Tenorio-Medio Queso (Fig. 2) cuyo punto más profundo en contacto con el basamento se ubica actualmente a 4 km de profundidad. Estas depresiones están separadas entre sí por los paleo-altos el Pataste y Los Corrales que incluyen basamento dentro de su deformación (Obando, 1986; Ballesterio et al., 1995). El alto Los Corrales lo conforman una serie de sobrecorrimientos con vergencia

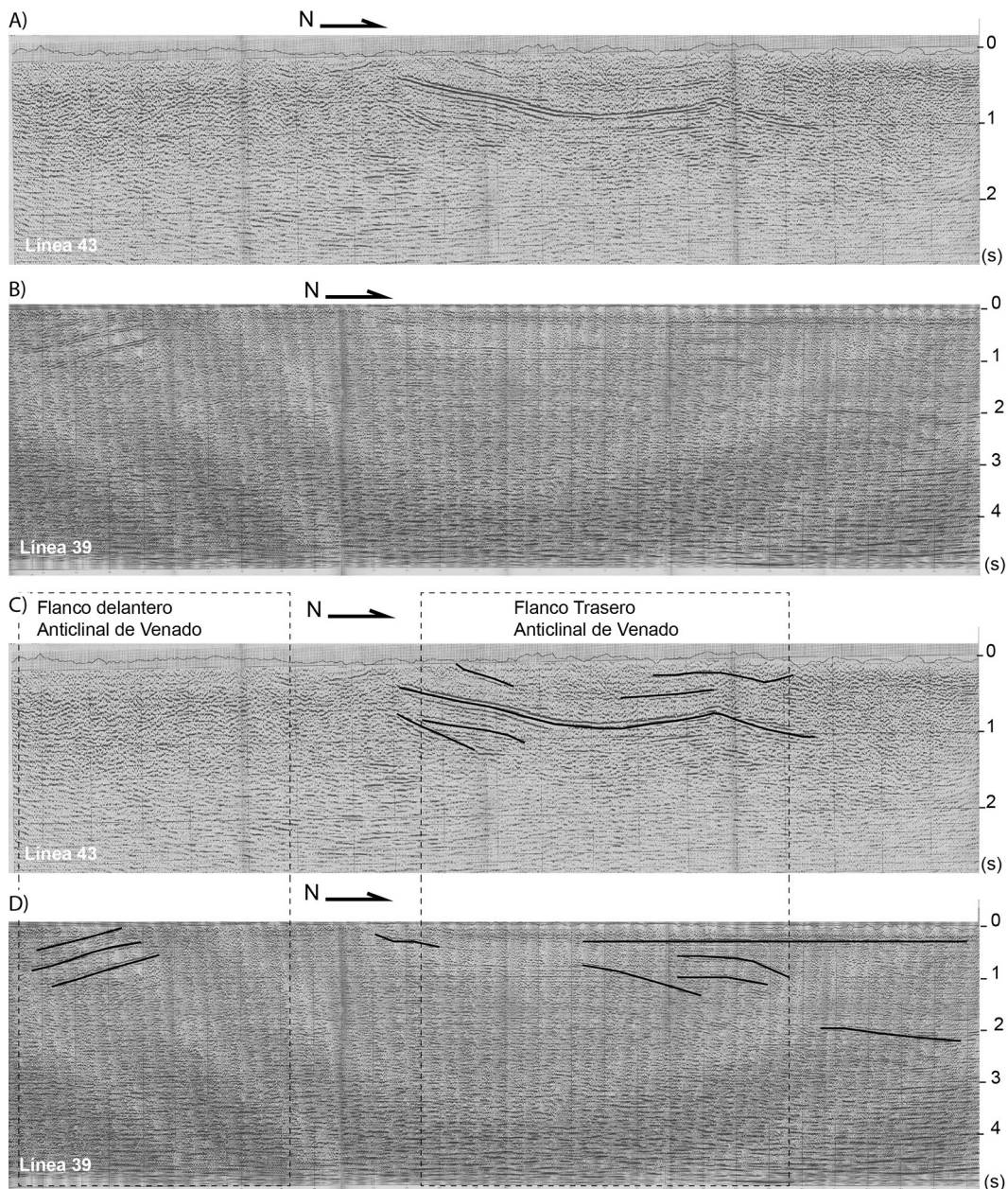


Fig. 5: Líneas sísmicas L43, L39. A-B) Líneas sísmicas originales C-D) Líneas sísmicas interpretadas.

norte que desarrollan un anticlinal con una corta longitud de onda y elevan el basamento a ~2 km de profundidad (Fig. 6). La secuencia del pozo Tonjibe 1, perforado sobre este paleo-alto resuelve la columna estratigráfica para el alto Los Corrales y sitúa el basamento asociado al complejo de Santa Elena a los 1965 m de profundidad (Astorga, 1992; Pizarro, 1993). Además, el Alto Pataste fue perforado por el pozo Pataste 1, el cual cortó las formaciones cenozoicas y las rocas volcánicas asociadas con la Formación Monteverde (Fig. 6).

Las líneas sísmicas y las estructuras de Venado y Machuca proporcionan una imagen general de la arquitectura interna de la cuenca, principalmente lo referente a la deformación cenozoica (Figs 4, 5 y 6). Sin embargo, las evidencias de deformación

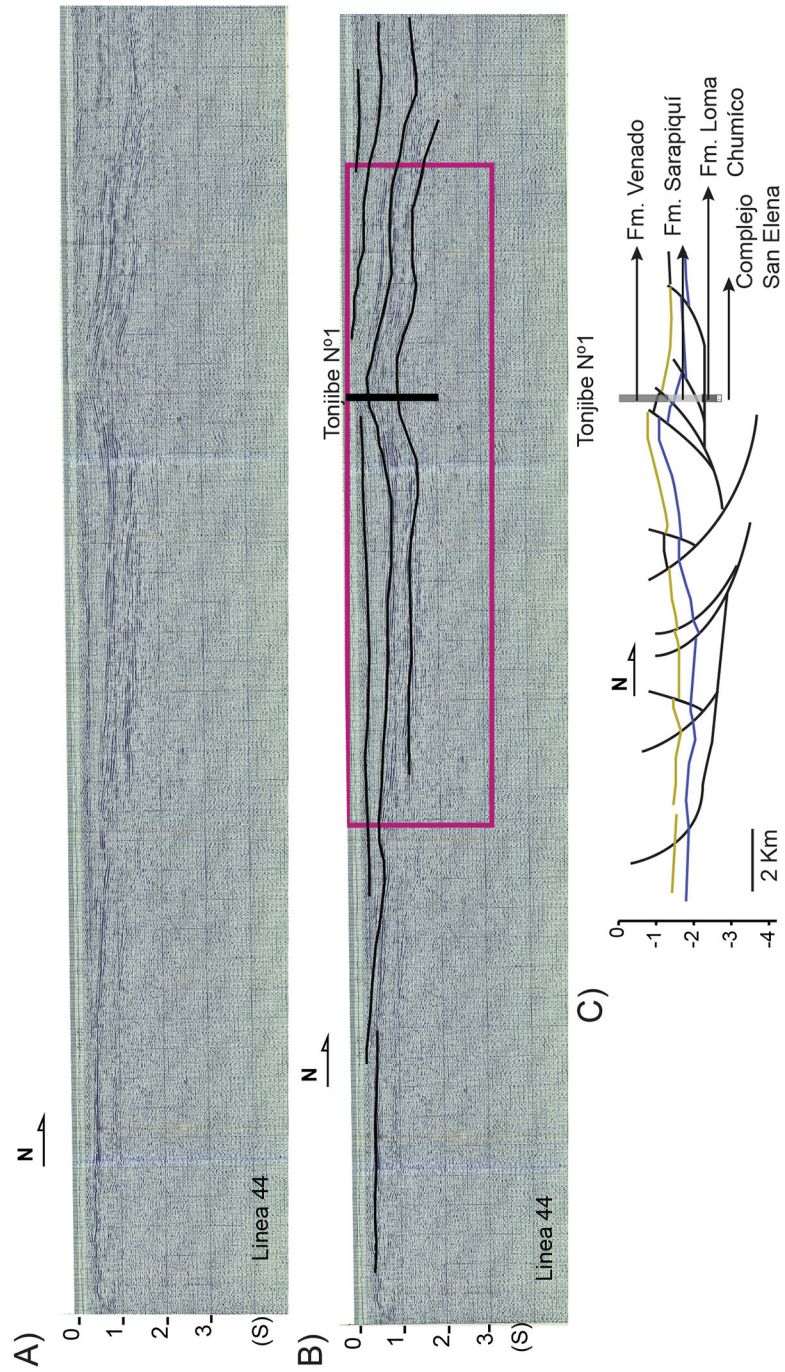


Fig. 6: A) Línea sísmica 44 segmento S. Depresión de San Carlos. B) interpretación sísmica. C) Correlación geológica con los pozos profundos de Pizarro (1993).

post-Pliocena no son del todo claras. Los pozos exploratorios a lo largo de la línea 29, dentro de la depresión de San Carlos, ayudan a establecer una correlación detallada entre la imagen sísmica, la litología y la deformación del Neógeno (Fig. 7). Los resultados de la descripción litológica de los pozos se presentan en el cuadro 1.

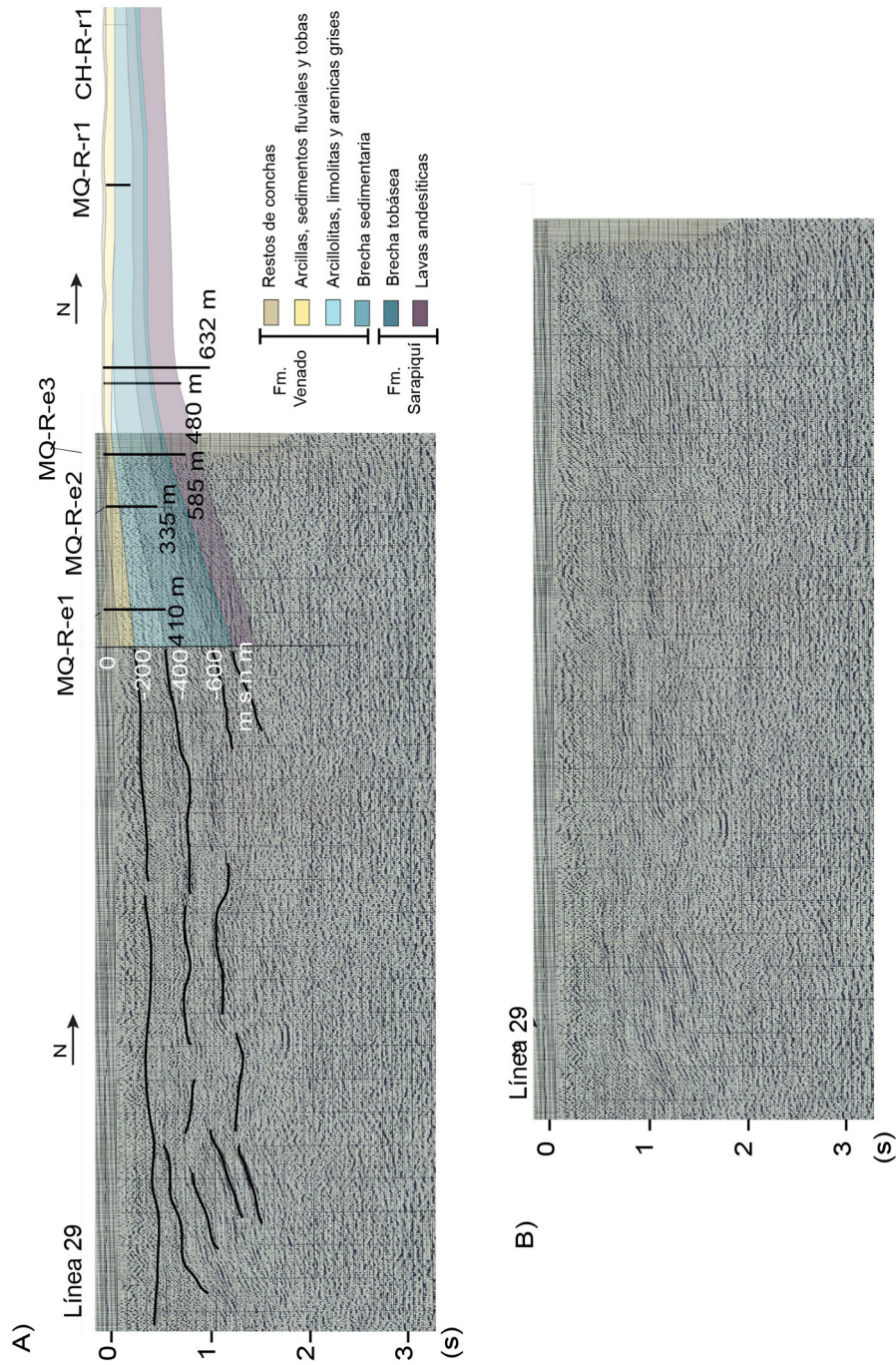


Fig. 7: A) Línea sísmica 29. B) correlación de los pozos.

Cuadro 1

Descripción de los pozos de la línea sísmica 29 (Ehandi y Jager, 1986).

Perforación	Profundidad	Litología	Ambiente
MQ-R-e.1	0-130 m	Depósitos fluviales y piroclásticos, con algunos pequeños lentes de carbón y restos de plantas.	Secuencia continental
	130 - 210 m	Limolitas tobáceas con lentes de arena.	Continental con aporte volcánico
	210 m	Limolitas y areniscas con muchos fragmentos de conchas a partir de los 210 m.	Marino somero
MQ-R-e.2	0- 21 m	Depósitos fluviales y piroclásticos.	Continental
	21 - 113	Areniscas y limolitas poco consolidadas.	Transición Continental-Marino
	113 - 247	Fragmentos de conchas.	Marino Somero
	247 m	Brecha sedimentaria.	Litoral somero
	0-19 m	Arcillas y arenas fluviales.	Continental
	19 - 72 m	Areniscas y limolitas poco consolidadas.	Continental
MQ-R-e.3	72 - 124 m	Limolitas y areniscas verdosas con restos de conchas.	Transición continental-Marino somero
	124 - 354 m	Brecha sedimentaria sin fósiles.	Continental
	354 - 494	Tobas y brechas volcánicas.	Continental con aporte volcánico
	494 - 632 m	Lavas andesíticas.	Continental volcánico
MQ-R-r.1/ CH-R-r.1	0 - 32 m		Continental
	32 - 106	Sedimentos clásticos.	Marino somero
	106-132 m	Brecha con fragmentos volcánicos.	Continental con aporte volcánico

La correlación entre los pozos indica que las unidades más antiguas son las Lavas andesíticas encontradas en el MQ-R-e.3 entre los 494 m hasta los 632 m de profundidad, sin llegar a la base. Separados por una discontinuidad, representada por un paleosuelo negro, sobreyacen ~10 m de sedimentos limo-arcillosos que marcan la transición a una secuencia tobácea de 140 m de espesor denominada unidad de Toba brechosa. Esta se alterna entre arenas gruesas y medias, con brechas de matriz epivolcánica, depositado en un ambiente marino, posiblemente asociado a la colmatación de la cuenca durante el periodo cuspidal de la Formación Venado (Fig. 7). Le sobreyace una brecha constituida por fragmentos de lavas, pómez y clastos sedimentarios. Las distintas profundidades en las que se halló el techo de esta brecha sugieren la existencia de un paleorelieve que se extiende hacia el norte y se inclina hacia el sur con aproximadamente 5° (Fig. 7), posiblemente asociado a la estructura que levantó el alto topográfico de Machuca.

Este paleo-relieve está cubierto por una capa de limolitas y areniscas que aumentan su espesor hacia el S y se divide en una facies inferior con restos de conchas y estratos calcáreos de poco espesor y una facies superior con poca influencia marina, sin restos fósiles y con delgadas capas de carbón. La facies inferior es característica de una sedimentación en un ambiente semi restringido, constituido por grandes extensiones planas, afectadas por mareas y limitadas al mar abierto por un antiguo arco volcánico, que disminuye su espesor hacia el N, mientras que la facies superior mantiene un espesor constante. Esta unidad se extiende por toda la región y está cubierta en su totalidad por los sedimentos fluviales y depósitos piroclásticos recientes cuyo espesor es variable. La perforación MQ-R-e.1 presenta 130 m de espesor de la secuencia continental, mientras en los pozos MQ-R-e.2 y MQ-R-e.3 los espesores varían entre 8 y 20 m, lo cual sugiere que la cuenca se profundiza hacia el S.

Por último, la interpretación de la línea sísmica 29, y la correlación entre los puntos de tiro 240 y 210 con los pozos (MQ-R-e.1, 2 y 5) muestra que las unidades geológicas presentan un buzamiento al S. Sin embargo, a partir de ahí, la interpretación de la línea sísmica muestra un aumento del valor de la pendiente de esas capas (Fig. 7).

SISMICIDAD Y DEFORMACIÓN CORTICAL DURANTE EL PLIOCENO-CUATERNARIO

La sismicidad en las zonas del tras-arco norte de Costa Rica y al sur del Caribe de Nicaragua, ocurre esporádicamente en fallas no claramente identificadas que existen en esta zona (Fig. 8). Los sismos muestran una concentración de epicentros mayoritariamente hacia el frente volcánico, a alrededor de ~ 20 km al S del Lago de Nicaragua.

Los principales sismos compilados numerados en la Figura 8a ($M_w > 5,0$) se ubican en el sector SE del Lago de Nicaragua. Los eventos resaltados corresponden cronológicamente con el terremoto de 1651 (1) y el terremoto de octubre de 1911 (2), ambos de M_w 6,5, a 12 y 10 km de profundidad, respectivamente. El primero de estos sismos se ubicó en la región intra-arco dentro del Lago de Nicaragua y el segundo cerca del frente volcánico de Guanacaste, asociado con la falla Cote-Arenal, en el límite de la Estructura Venado (EV) con el frente volcánico (Peraldo y Montero, 1994; Denyer et al., 2003; Benito et al., 2012; Alvarado et al., 2017). Posteriormente, ocurren los eventos sísmicos de 1916 de M_w 5,7, 1931 de M_w 6,0 y el de 1951 de M_w 5,3 (3, 4 y 5, respectivamente), todos muy someros (< 5 km) y ubicados en el sector occidental de la cuenca de San Carlos, posiblemente asociados con la interacción de esta depresión tectónica con las fallas del frente volcánico (FAV). Se han presentado también algunos sismos importantes muy someros (< 5 km) hacia el S de la cuenca de San Carlos como el de 1968 de M_w 5,4 (6) y el de 2002 de M_w 5,0 (7), en los límites de la Estructura Venado (EV), la cual corresponde con la estructura tectónica más activa sísmicamente de las estudiadas, donde se aprecian las zonas de más alta sismicidad (A y B), que se muestran en los perfiles sísmicos (Figura 7b y 7c). Por último, en 2005 en el sector del Lago de Nicaragua también se ha registrado un evento sísmico de M_w 5,0 y superficial (8).

El perfil A-A' evidencia una sismicidad difusa en el sector N, cerca del Lago de Nicaragua, mientras que hacia el S disminuye la sismicidad somera (< 10 km) cerca del frente volcánico. El perfil B-B' muestra una tendencia opuesta, con sismicidad agrupada principalmente hacia el SW, en la estructura Venado (EV), donde se presenta alta densidad de sismos, posiblemente asociados a la falla Cote-Arenal, la cual representa el límite entre el frente volcánico y la depresión tectónica de Nicaragua y evidencia mayor estrés sísmico en este sector. En la depresión de San Carlos (DSC) y la Estructura Machuca (EM), la sismicidad tiende a ser difusa y no es fácilmente asociable a una estructura en específico.

DISCUSIÓN

La cuenca tras-arco de San Carlos comprende un depocentro alargado NW-N incrustado en la corteza del Cretácico. Su origen se asocia a un periodo extensional durante el Cenozoico temprano, que afectó el margen sur de Centroamérica (Astorga et al., 1991) y se habrían formado posterior a los eventos transpresionales del Oligoceno descritos por Andjić, Baumgartner-Mora, Baumgartner y Petrizzo (2018). Las estructuras extensionales que afectaron toda la cuenca durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano se caracterizan principalmente por el desarrollo de fallas normales que forman un graben (Fig. 9).

La generación de los centros de expansión CNS-1, 2 y 3 generó un cambio gradual en el ángulo de convergencia entre las placas del Coco y de Nazca produciendo subducción ortogonal a lo largo la trinchera de América Central (Meschede, Barckhausen y Worm, 1998; Mescua et al., 2017; Porras et al., 2021). Como consecuencia durante el Mioceno Medio y Superior, se desarrolló un episodio compresivo ampliamente distribuido por todo el territorio de Costa Rica y registrado en el sur de Nicaragua (Mescua et al., 2017), posiblemente asociado con la deformación observada por Borgia y van Wyk Vries (2003). Este evento afectó la depresión de Nicaragua, produciendo una rotación del Istmo de Nicaragua e invirtió parcialmente la cuenca de San Carlos (Fig. 9). La sedimentación marina somera contemporánea con este evento de deformación compresiva se focalizó en el borde N de la depresión de San Carlos, originando una serie de depocentros las cuales subsidiaron debido a la acumulación de sedimentos y al aumento de la deformación.

El final de este periodo de compresión se observa en la interpretación de los registros de pozos, donde se aprecia una progresión de un ambiente marino somero a un ambiente con mayor aporte continental, posiblemente asociado a un episodio de compresión y levantamiento de la cuenca durante el periodo cuspidal de la Formación Venado (Fig. 9). La existencia de un paleorelieve que se extiende hacia el norte y se inclina hacia el sur con aproximadamente 5° , el cual es sobreyacido por una capa de limolitas y areniscas que aumentan su espesor (estratos de crecimiento) hacia el S, es concordante con sedimentos que se depositan de manera sincrónica con el alzamiento de las estructuras. Sin embargo, la facies superior de esta capa de limolitas y areniscas mantiene un espesor constante, lo cual sugiere que el alzamiento en este periodo es significativamente

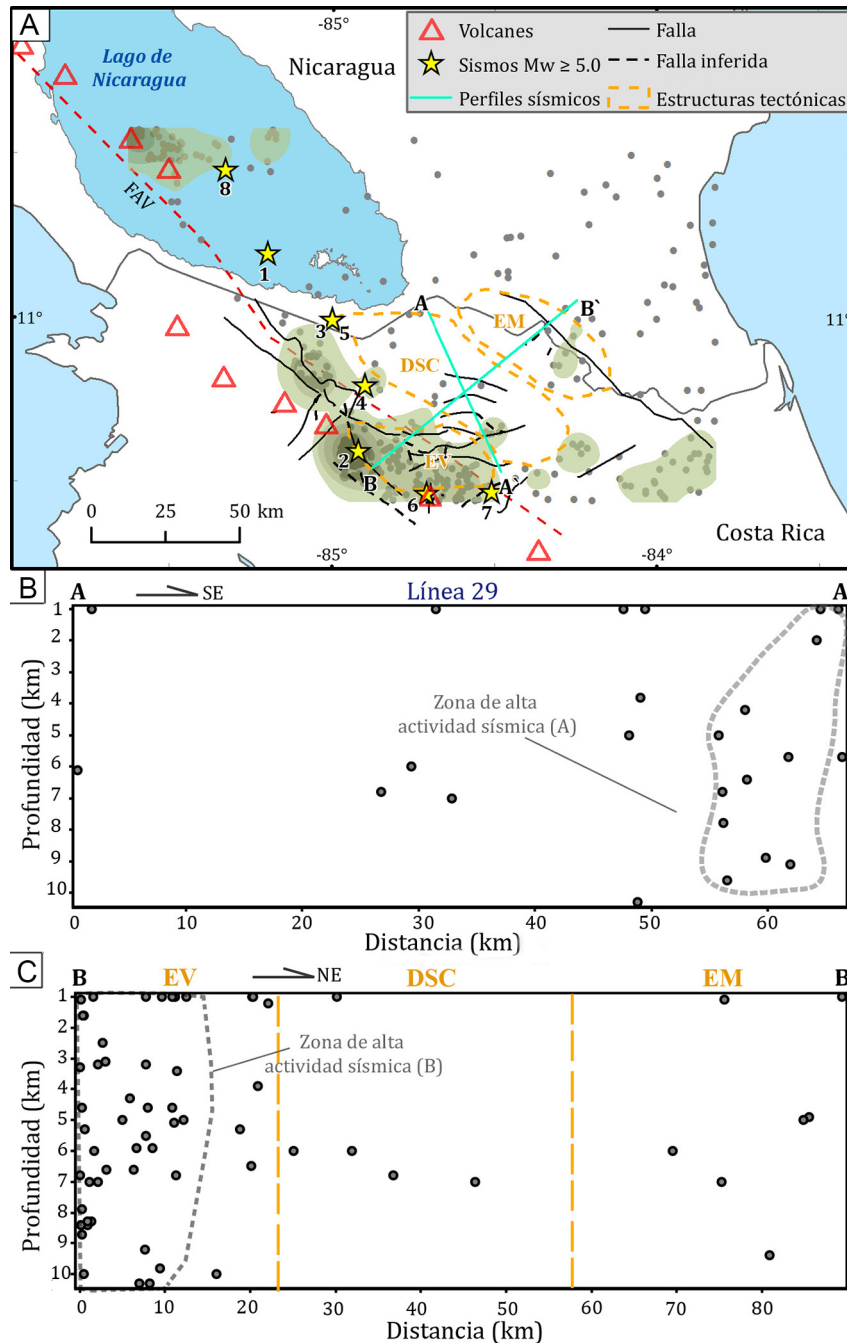


Fig. 8: A) Sismicidad del área de estudio hasta 10 km de profundidad. Los tonos verdes oscuros representan las zonas de mayor cantidad de sismos. Se muestra la distribución espacial de la sismicidad histórica e instrumental de la RSN y el Ineter entre 1651 y 2020, las fallas geológicas según el Atlas tectónico de Costa Rica (Denyer y Alvarado, 2007; Denyer et al., 2003) y las estructuras tectónicas de la cuenca de San Carlos. Se señalan los sismos con $M_w \geq 5,0$. B) Perfil sísmico A-A' (línea sísmica 29). C) Perfil sísmico B-B' (sobre estructuras tectónicas de la cuenca de San Carlos). Cuenca de San Carlos (DSC), Estructura Machuca (EM), Estructura Venado (EV).

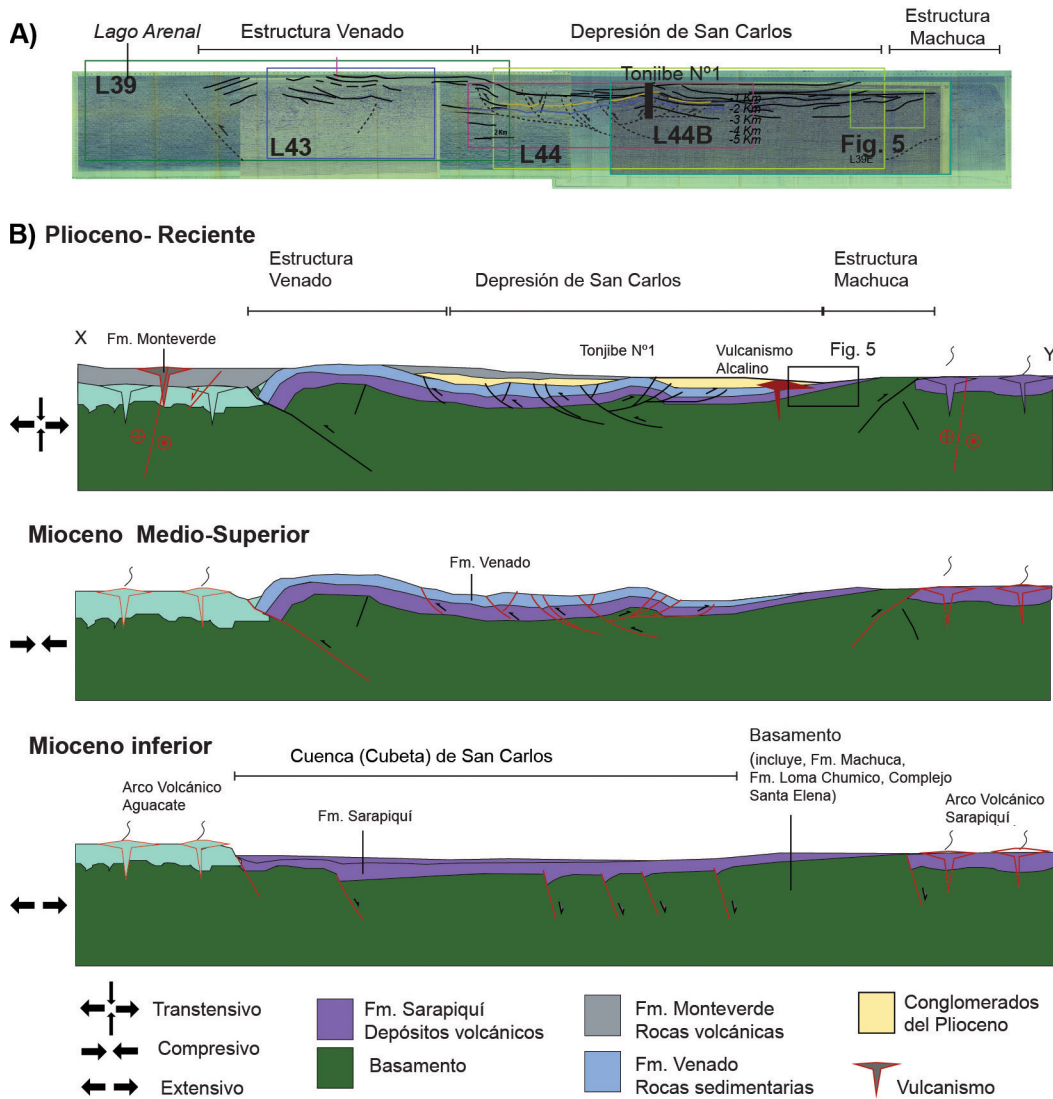


Fig. 9: A) Perfil estructural de la cuenca de San Carlos. Imagen sísmica compuesta a partir de las líneas 39, 43, 44, 40E. Incluye la interpretación estructural de Ballestero (L44B). Recuadro marcado como Fig. 7, muestra la proyección aproximada de las perforaciones sobre la línea 40E. B) Modelo esquemático evolutivo de la cuenca de San Carlos.

menor que la tasa de sedimentación y lo interpretamos como el final del episodio compresivo. Esta unidad se extiende por toda la región y está cubierta en su totalidad por los sedimentos fluviales y piroclastos recientes cuyo espesor es variable (Fig. 9).

El límite superior del episodio compresivo se encuentra cercano al Plioceno donde un cambio significativo en la cinemática del antearco norte (LaFemina et al., 2009) y central de Costa Rica (Porrás et al., 2021) generan un sistema de fallas corticales con desplazamiento de rumbo. Como consecuencia, las rocas alcalinas hacia la llanura de Tortuguero con edades máximas de 3,6 Ma (Alvarado y Gans, 2012), son indicadoras del régimen extensional-transtensivo. Denyer et al. (2003) y Denyer y Alvarado (2007) muestran uno de estos cerros desplazado de modo dextral en las lomas de Sierpe o Lomas Azules (llanura de Tortuguero) y con una posible componente normal.

Posteriormente, hacia el NW, desde Nicaragua hasta El Salvador, se desarrolla el graben de Nicaragua con una serie de fallas dextrales con componente normal y un alto grado de actividad tectónica durante el Plioceno-Pleistoceno/Holoceno, incluyendo terremotos importantes (Alonso-Henar et al., 2015; Canora et al., 2014). Sin embargo, las evidencias del graben de Nicaragua hacia el límite SE, son escasas y la poca sismicidad reseñada sugiere una baja deformación cortical actual. Por otro lado, la sismicidad ubicada al SW de la cuenca de San Carlos sugiere que las estructuras activas se encuentran en este sector. Mientras que la actividad cercana de la estructura Machuca podría ser atribuible a una falla con rumbo NW-SE, aunque la ausencia de mecanismos focales, o solución de fuente sísmica en este sector, dificulta atribuirlo a una estructura en específico.

Los campos de velocidades geodésicos (LaFemina et al., 2009) muestran un fuerte movimiento de sliver a lo largo del antearco norte de Costa Rica (LaFemina et al., 2009; Feng et al., 2012; Montero et al., 2017), mientras que los vectores dentro de la cuenca de San Carlos muestran un movimiento poco significativo, lo cual también sugiere que en la actualidad la deformación no se transfiere significativamente hasta el tras-arco.

Resulta interesante el hecho de que la mayoría de los volcanes activos y dormidos de América Central entre El Salvador y Nicaragua se ubican dentro de la depresión tectónica de Nicaragua, es decir, son intra-arco, mientras que la prolongación tectónica y sedimentaria de dicha depresión hacia Costa Rica forma parte del tras-arco. Esto es una particularidad a nivel mundial, que no es sencilla de explicar (Mann et al., 2007). Por otro lado, la estructura antigua del escarpe de Hess, parece afectar en cierto grado la geometría Neógena de la depresión de Nicaragua, aunque se requieren de más estudios fronterizos con mayor resolución hacia el Caribe de Nicaragua.

CONCLUSIÓN

Según la cronología de los eventos de deformación muestra estilos estructurales relacionados a los diferentes eventos tectónicos que han afectado la región. El primer estilo estructural se asocia con el desarrollo de un graben alargado implantado en las rocas del basamento y limitado en sus bordes por fallas normales en forma de graben. Este graben habría sido invertido durante el Mioceno Medio-Superior, generando así el segundo estilo estructural, caracterizado por una serie de fallas inversas, pliegues y cuencas sin-orogénicas. Finalmente, el tercer estilo estructural estaría asociado a un evento transtensivo del Plioceno al presente, responsable del graben de Nicaragua, el cual estaría focalizado en el borde SW de la cuenca de San Carlos y hacia el N, en los lagos de Nicaragua. El término cubeta de Nicaragua (*Nicaragua trough*) (Vinson y Brineman, 1963) está asociada con la deformación extensional cenozoica temprana, que originó la cuenca de San Carlos en el territorio costarricense, mientras que el término graben de Nicaragua, propuesto inicialmente por Dengo (1962a, b), se refiere a la depresión tectónica de Nicaragua, limitada por fallas de rumbo con componente normal, desarrolladas durante el Plioceno al presente.

AGRADECIMIENTOS

Los revisores Jorge Obando y José Mescua por sus atinadas sugerencias y comentarios, que mejoraron substancialmente el manuscrito. A los editores de la presente edición de la Revista Geológica de América Central, Percy Denyer y Lepolt Linkimer, por su paciencia y comprensión, así como a Benjamín Acevedo por la labor de diagramación. A la Red Sismológica Nacional, por proporcionar la base de datos sismológica.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abratis, M. y Wörner G. (2001). Ridge collision, slab-window formation, and the flux of Pacific asthenosphere into the Caribbean realm. *Geology*, 29(2), 127-130. doi:10.1130/0091-7613(2001)029<0127:RCSWFA>2.0. CO;2.
- Alonso-Henar, J., Schreurs, G., Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A. y Villamor, P. (2015). Neotectonic development of the El Salvador Fault Zone and implications for deformation in the Central America Volcanic Arc: Insights from 4-D analog modeling experiments. *Tectonics*, 34, 133– 151. doi:10.1002/2014TC003723.

- Alvarado, G. E. y Gans, P. B. (2012). Síntesis geocronológica del magmatismo, metamorfismo y metalogenia de Costa Rica, América Central. *Revista Geológica de América Central*, 46, 7-122.
- Alvarado, G., Benito, B., Staller, A., Climent, Á., Camacho, E., Rojas, W. y Lindholm, C. (2017). The new Central American seismic hazard zonation: Mutual consensus based on up to day seismotectonic framework. *Tectonophysics*, 721 (2017) 462-476.
- Andjić, G., Baumgartner-Mora, C., Baumgartner, P. O. y Petrizzo, M. R. (2018). Tectono-stratigraphic response of the Sandino Forearc Basin (N-Costa Rica and W-Nicaragua) to episodes of rough crust and oblique subduction. *The Depositional Record*, 4, 90-132. doi: 10.1002/dep2.40.
- Arroyo, M. (2019). *El parámetro sísmico b de la Relación Gutenberg-Richter en Costa Rica* (Tesis de licenciatura inédita). Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.
- Astorga, A. (1992). Descubrimiento de la corteza oceánica mesozoica en el norte de Costa Rica y sur de Nicaragua. *Revista Geológica de América Central*, 13, 25-59.
- Astorga, A., Fernández, J.A., Barboza, G., Campos, L., Obando, J., Aguilar, A. y Obando, L. G. (1991). Cuencas sedimentarias de Costa Rica: Evolución geodinámica y potencial de hidrocarburos. *Revista Geológica de América Central*, 13, 25-59.
- Astorga A., Fernández, J.A., Barboza, G., Campos, L., Obando, J., Aguilar, A., y Obando, L. (1995). Sedimentary Basins of Costa Rica: Late Mesozoic-Cenozoic Evolution and Hydrocarbon Potential. En R. L. Miller, G. Escalante, J. A. Reinemund, M. J. Bergin (eds), *Energy and Mineral Potential of the Central American-Caribbean Region. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series 16* (pp 85-94). Berlin, Heidelberg: Springer. doi: 10.1007/978-3-642-79476-6_10
- Ballester C. L. E., Dobrinescu M. M., Jager G. C. y Mayers I. R. (1995). An Integrated Geological and Geophysical Interpretation of the San Carlos Basin, Costa Rica. En R. L. Miller, G. Escalante, J. A. Reinemund, M. J. Bergin (eds), *Energy and Mineral Potential of the Central American-Caribbean Region. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series 16* (pp. 95-103). Berlin, Heidelberg: Springer. Springer, Berlin, Heidelberg. doi: 10.1007/978-3-642-79476-6_11
- Barboza, G., Barrientos, J. y Astorga, A. (1995). Tectonic evolution and sequence stratigraphy of the Central Pacific margin of Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 6, 1-24.
- Barboza, G., Fernández, A., Barrientos, J. y Bottazzi, G. (1997). Costa Rica: Petroleum geology of the Caribbean margin. *Leading Edge*, 16, 1787-1794.
- Benito, M. B., Lindholm, C., Camacho, E., Climent, A., Marroquín, G., Molina, E., Rojas, W., Escobar, J. J., Talavera, E., Alvarado, G. E., y Torres, Y. (2012). A new evaluation of seismic hazard for the Central America Region. *Bulletin Seismological Society of America*, 102(2), 504-523. doi: 10.1785/0120110015
- Borgia, A. y van Wyk de Vries, B. (2003). The volcano- tectonic evolution of Concepción, Nicaragua. *Bulletin of Volcanology*, 65, 248-266.
- Brandes, C. y Winsemann, J. (2018). From incipient island arc to doubly-vergent orogen: A review of geodynamic models and sedimentary basin-fills of southern Central America. *Island Arc*, 27(5), e12255. doi: 10.1111/iar.12255

- Calvo, C. y Bolz, A. (1987). La secuencia de Venado, un estuario lagunar tropical del Mioceno Medio, San Carlos, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 6, 1-24.
- Calvo, C. y Bolz, A. (1994). Der älteste Inselbogen-Vulkanismus in Costa Rica. Marine Pyroklastika der Formation Loma Chumico (Alb bis Campan). *Profil*, 7, 235-264.
- Canora, C., Martínez-Díaz, J., Villamor, P., Staller, A., Berryman, K., Álvarez-Gómez, J., Capote, R. y Díaz, M. (2014). Structural evolution of the El Salvador Fault Zone: an evolving fault system within a volcanic arc. *Journal of Iberian Geology*, 40(3), 471-488. doi: 10.5209/rev_JIGE.2014.v40.n3.43559
- Carr, M. (1976). Underthrusting and Quaternary faulting in Central America. *Geological Society of America Bulletin*, 87, p. 825-829, doi: 10.1130/0016-7606(1976)87<825:UAQFIN>2.0.CO;2
- Climent, A, Rojas, W, Alvarado, G. y Benito, B. (2008). *Proyecto Resis II, Evaluación de la amenaza sísmica en Costa Rica*. San José, Costa Rica: Upm, NORSAR.
- de Boer, J. Z., Drummond, M. S., Bordelon, M. J., Defant, M. J., Bellon, H. y Maury, R. C. (1995). Cenozoic magmatic phases of the Costa Rican island arc (Cordillera de Talamanca). En P. Mann (ed.), *Geologic and tectonic development of the Caribbean Plate Boundary in southern Central America* (Geological Society of America Special Paper, 295, 35-55). Boulder, CO: Geological Society of America. doi: 10.1130/SPE295-p35
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. y Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101(2), 425-478.
- DeMets, C. (2001). A new estimate for present-day Coco-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc. *Geophysical Research Letters*, 28, 21, 4043-4046. doi: 10.1029/2001GL013518.
- Dengo, G. (1962a). *Estudio geológico de la región de Guanacaste, Costa Rica*. San Jose: IGN.
- Dengo, G. (1962b). Tectonic-igneous sequence in Costa Rica. En A. E. J. Engel, H. L. James y B. F. Leonard (eds.), *A Volume to Honor A.F. Budington* (GSA Special Vol., 133-161). EE. UU.: Geological Society of America.
- Dengo, G. (1968). *Estructura geológica, histórica y morfología de América Central*. México: Instituto Centroamericano de Investigación y Tecnología Industrial (ICAITI).
- Dengo, G., Bohnenberger, O. y Bonis, S. (1970). Tectonics and volcanism along the Pacific Marginal Zone of Central America. *Geologische Rundschau*, 59, 1215-1232.
- Denyer, P. y Alvarado, G. E. (2007). *Mapa geológico de Costa Rica [escala 1:400000]*. San José: Librería Francesa.
- Denyer, P., Montero, W. y Alvarado, G. E. (2003). *Atlas Tectónico de Costa Rica*. San José, Costa Rica: Editorial Universidad de Costa Rica.
- Dóndoli, C., Dengo, G. y Malavassi, E. (1968). *Mapa geológico de Costa Rica, 1: 700 000*. San José: Ministerio de Industria y Comercio, Dirección de Geología, Minas y Petróleo.
- Echandi, E. y Jager, G. (1986). *Informe final del proyecto de perforaciones estratigráficas sobre una parte de la línea sísmica #29. Inf. Interno Gerencia de Producción Primaria, Proyecto Limón Norte-San Carlos (Limnscar), Geología Geofísica Perforación*. San José: Recope.

- Ehrenborg J. (1996). A new stratigraphy for the Tertiary volcanic rocks of the Nicaraguan Highland. *Geological Society of America, Bulletin*, 108: 830–842.
- Feng, L., Newman, A. V., Protti, M., González, V., Jiang, Y. y Dixon, T. H. (2012). Active deformation near the Nicoya Peninsula, northwestern Costa Rica, between 1996 and 2010: interseismic megathrust coupling. *Journal of Geophysical Research*, 117 (B6). doi: 10.1029/2012JB009230
- Franco, A., Lasserre, D., Lyon-Caen, H., Kostoglodov, V., Molina, E., Guzman-Speziale, M. ... Manea, V. C. (2012). Fault kinematics in northern Central America and coupling along the subduction interface of the Cocos Plate, from GPS data in Chiapas (Mexico), Guatemala and El Salvador. *Geophysical Journal International*, 189(3), 1223-1236. doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05390.x
- Funk, J., Mann, P., McIntosh, K. y Stephens, J. (2009). Cenozoic tectonics of the Nicaraguan depression, Nicaragua, and Median Trough, El Salvador, based on seismic-reflection profiling and remote-sensing data. *Geological Society of America Bulletin*, 121(11-12), 1491-1521. doi: 10.1130/B26428.1
- Gazel, E., E. Alvarado, G., Obando, J. y Alfaro, A. (2005). Geología y evolución magmática del Arco de Sarapiquí, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 32, 13-31.
- Gazel, E., Carr, M. J., Hoernle, K., Feigenson, M. D., Szymanski, D., Hauff, F. y van den Bogaard, P. (2009). Galapagos-OIB signature in southern Central America: Mantle refertilization by arc-hot spot interaction. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 10(2). doi: 10.1029/2008GC002246
- LaFemina, P., Dixon, T. H., Govers, R., Norabuena, E., Turner, H., Saballos, A., Mattioli, G., Protti, M. y Strauch, W. (2009). Fore-arc motion and Cocos Ridge collision in Central America. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 10, Q05S14. doi: 10.1029/2008GC002181
- Lloyd, J. J. (1963). Tectonic history of the south Central-American Orogen. En O. E. Childs y B. W. Beebe (eds), *Backbone of the Americas. A symposium. Tectonic history from pole to pole. The American Association of Petroleum Geologists (Memoria 2, pp. 88-100)*. American Association of Petroleum Geologists. doi: 10.1306/M2358
- Mann, P., Schubert, C. y Burke, K. (1990). Review of Caribbean neotectonics. En G. Dengo y J. E. Case (eds.), *The Geology of North America* (Vol. H, pp. 307-338). Geological Society of America.
- Mann, P., Rogers, R. D. y Gahagan, L. (2007). Overview of plate tectonic history and its unresolved tectonic problems. En J. Bundschuh y G. E. Alvarado (eds), *Central America: Geology, Resources and Hazards* (Vol. 1, pp. 2001-237). Londres: Taylor & Francis.
- Malavassi, E. y Madrigal, R. (1970). *Reconocimiento Geológico de la Zona Norte de Costa Rica. Informe técnico y notas geológicas N.º 38*. San José: Dirección de Geología, Minas y Petróleo.
- Marshall, J. S., Fisher, D. M. y Gardner, T. W. (2000). Central Costa Rica deformed belt: Kinematics of diffuse faulting across the western Panama block. *Tectonics*, 19(3), 468-492. doi: 10.1029/1999TC001136
- McBirney, A. R. y Williams, H. (1965). Volcanic history of Nicaragua. *University of California Publications in Geological Sciences*, 55, 1-65.

- Meschede, M., Barckhausen, U. y Worm, H. U. (1998). Extinct spreading on the Cocos Ridge. *Terra Nova*, 10(4), 211–216. doi: 10.1046/j.1365-3121.1998.00195.x/abstract
- Mescua, J. F., Porras, H., Durán, P., Giambiagi, L., de Moor, M., Cascante, M., Salazar, E., Protti, M. y Poblete, F. (2017). Middle to Late Miocene Contractional Deformation in Costa Rica Triggered by Plate Geodynamics. *Tectonics*, 36(12), 2936-2949. doi.org/10.1002/2017TC004626
- Montero, W., Lewis, J. C. y Araya, M. C. (2017). The Guanacaste Volcanic Arc Sliver of Northwestern Costa Rica. *Scientific Reports*, 7, 1797. doi: 10.1038/s41598-017-01593-8
- Obando, L.G. (1986). Estratigrafía de la Formación Venado y rocas sobreyacentes (Mioceno-reciente) provincia de Alajuela, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 5, 73-104.
- Peraldo, G. y Montero, W. (1994). *Temblores del período colonial de Costa Rica*. Cartago, Costa Rica: Ed. Tecnológica de Costa Rica.
- Pindell, J. L. y Kennan, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. En K. James, M. A. Lorente y J. Pindell (eds), *The geology and evolution of the region between North and South America* (Special Publications, 328(1), 1–55). Geological Society: London. doi: 10.1144/SP328.1
- Pizarro, D. (1993). Los pozos profundos perforados en Costa Rica: Aspectos Litológicos y bioestratigráficos. *Revista Geológica América Central*, 15, 81- 85.
- Plank, T., Balzer, V. y Carr, M. (2002). Nicaraguan volcanoes record paleoceanographic changes accompanying closure of the Panama gateway. *Geology*, 30, 1087-1090.
- Porras, H., Mescua, J., Durán, P., Cascante, M., Giambiagi, L. y Muller, C. (2021). Changing tectonic regimes in the central Costa Rica forearc between the Paleogene and the present: Insights from structural analysis and focal mechanisms. *Journal of Geodynamics*, 143. doi: 10.1016/j.jog.2020.101814
- Ramos, V. A. (2010). The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal*, 45(1), 2-25. doi: 10.1002/gj.1193
- RSN-UCR. (2020). *The Costa Rica National Seismological Network Catalog during 1975-2020*. doi: 10.15517/TC
- Rogers, R. D., Karason, H. y van der Hilst, R. D. (2002). Epeirogenic uplift above a detached slab in northern Central America. *Geology*, 30,1031-1034.
- Rojas, M. (2019). *Mapa geológico de la hoja Monterrey (3247-I)* [Escala 1:50000]. San José: Dirección de Geología y Minas, Ministerio Nacional de Ambiente y Energía.
- Saginor, I., Gazel, E., Condie, C. y Carr, M. J. (2013). Evolution of geochemical variations along the Central American volcanic front. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 14, 4504-4522. doi: 10.1002/ggge.20259
- Sapper, K. (1937). *Mittelamerika. Handbuch der Regionalen Geologie*. Heidelberg: Carl Winter's Universitätsbuchhandlung.

- Sen Gupta, B. K., Malavassi, L. R. y Malavassi, E. (1986). Late Miocene shore in northern Costa Rica: Benthic foraminiferal record. *Geology*, 14(3), 218-219.
- van Wyk de Vries, B. (1993). *Tectonics and Magma Evolution of Nicaraguan Volcanic Systems* (Tesis de doctorado inédita). Milton Keynes Open University, UK.
- Vinson, G. L. y Brineman, J. H. (1963). Nuclear Central America, hub of Antillean Transverse Belt. En O. E. Childs y B. W. Beebe (eds). *Backbone of the Americas. A symposium. Tectonic history from pole to pole* (Memoria 2, 101-112). The American Association of Petroleum Geologists. doi: 10.1306/M2358
- Weinberg, R. F. (1992). Neotectonic development of western Nicaragua. *Tectonics*, 11, 1010-1017. doi: 10.1029/92TC00859
- Weyl, R. (1980). *Geology of Central America*. Berlín: Gebrüder Borntraeger.