

Geología de la hoja 3247-i Monterrey, Alajuela, Costa Rica

Geology of the Sheet 3247-i Monterrey, Alajuela, Costa Rica

Martín Rojas-Barrantes

Ministerio de Ambiente y Energía (Minae), Dirección de Geología y Minas (DGM), San José,
Costa Rica

martinr@minae.go.cr

(Recibido: 24/01/2022; aceptado: 15/05/2022)

RESUMEN: La hoja Monterrey se ubica al noroeste de Costa Rica en el límite del arco volcánico activo y la cuenca de San Carlos (CSC), asociado con la sedimentación, el vulcanismo y la tectónica de la región tras-arco de América Central meridional. El objetivo y método de trabajo fue desarrollar el cartografiado geológico de los depósitos sedimentarios y volcánicos, la tectónica y el muestreo para dataciones radiométricas, geoquímica y petrografía de las diferentes unidades geológicas. Las rocas más antiguas de la Hoja Monterrey están constituidas por los sedimentos clásticos de la Formación Venado depositados en un ambiente de plataforma y transición continental de edad Mioceno Medio – Superior. La geocronología U-Pb del grupo de zircones detríticos más jóvenes en estos sedimentos, registran una edad de sedimentación máxima de $6,9 \pm 0,2$ Ma, sugiriendo una edad del Mioceno tardío y Plioceno de los sedimentos en esta región de la cuenca de San Carlos, correlacionable con dataciones previas de microfóraminíferos, palinología y una edad radiométrica $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ del vulcanismo que sobreyace estos sedimentos. La sedimentación del Plioceno en el área se interpreta como la colmatación de la cuenca asociado al cierre del istmo Centroamericano, registrado por una discordancia angular posiblemente asociado al evento tectónico registrado durante el final del Mioceno e inicios del Plioceno. El vulcanismo del Mioceno Superior es sub-alcalino de marcada afinidad toleítica y calco-alcalina y de transición a ambas series, variando de basaltos hasta dacitas. Los análisis geoquímicos sugieren una fuerte diferenciación de estos magmas a partir de fuentes de transición de tipo OIB (para las rocas de afinidad calco-alcalina/alcalina) a fuentes de tipo MORB (para los basaltos de afinidad toleítica) modificadas por los procesos de subducción. El vulcanismo piroclástico del Plio-Pleistoceno se asocia a ignimbritas de composición dacítica-andesítica calco-alcalina. En relación con magmas primarios, los análisis sugieren mayores o altos grados de la fusión parcial con un aporte de fluidos y sedimentos pelágicos carbonatados de la placa subducida al metasomatismo del manto. La normalización al manto primitivo indica enriquecimiento en LILE y deficiencias en HFSE asociado al aporte de fluidos y deshidratación de sedimentos marinos de la placa subducida al metasomatismo del manto, típico del vulcanismo de arco con una componente alcalina que puede estar más relacionada al vulcanismo del tras-arco que al vulcanismo del intra-arco del norte de Costa Rica. La Formación Monteverde de edad Pleistoceno inferior, abarca la mayor parte del área cerca del 78%, mayormente formando suelos de transición y residuales, constituido principalmente por andesitas, asociado también con un vulcanismo piroclástico y volcano-sedimentario presente en el sector suroeste de la hoja. La Formación Buena Vista conforma la actividad volcánica posterior a la Formación Monteverde y está constituido por depósitos volcánico-clásticos (lahares) que forman brechas volcánicas muy endurecidas. Los depósitos piroclásticos Holocénicos del volcán Arenal (tefras) son de composición andesítica-andesítica basáltica



calco-alcalina y se distribuyen al sur de la hoja. La tectónica compresiva del Mioceno Medio–Superior en el área está registrada por la deformación tectónica de fallas inversas en los sedimentos de la Formación Venado y la tectónica transtensiva del Plioceno y Pleistoceno por fallas principalmente de desplazamiento de rumbo consideradas activas. Las edades Cenozoicas y Mesozoicas obtenidas en zircones detríticos de la Formación Venado, registran el desarrollo y evolución del arco de islas de América Central meridional. En tanto, las edades Proterozoicas y Paleozoicas registran una posible conexión con el norte de América Central o sur de México, o un posible origen Gondwanico o Laurentiano. Sin embargo, podrían indicar también la presencia de fragmentos de corteza continental por debajo de América Central meridional. Estas edades de zircones primordiales son un aporte nuevo al conocimiento geocronológico y evolutivo de estos complejos continentales y proveen un paradigma para futuros estudios sobre la evolución geológica y geotectónica del istmo Centroamericano.

Palabras clave: geoquímica; geocronología; $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$; geología estructural; estratigrafía; zircones detríticos.

ABSTRACT: The Monterrey sheet is located in the northwest of Costa Rica in the limit of the active volcanic arc and the San Carlos basin (SCB), associated with the sedimentation, the volcanism and the tectonic of the back-arc region of southern Central America. The objective and methods were to develop the geological mapping of the sedimentary and volcanic deposits, the tectonic and the sampling for radiometric dating, geochemistry and petrography of the different units. The older rocks are conformed by clastic sediments belonging to Venado Formation, deposited in a shelf and transitional continental environment of Middle–Upper Miocene age. U–Pb geochronology for the youngest group of detrital zircons in these sediments constrained to a maximum depositional age of $6,9 \pm 0,2$ Ma, suggesting a late Miocene to Pliocene age sedimentation of the basin in this region of the SCB, which is in agreement with previous microforaminiferal and palynological dating and one $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ radiometric age of the overlying volcanism on this sediments. The Pliocene sedimentation corresponds to the sealing of the basin associated with the Central American isthmus closure, recognized by an angular discordance associated with the tectonic event registered at the end of the Miocene and the beginning of the Pliocene. The Upper Miocene volcanism is subalkaline of marked tholeiitic and calc-alkaline affinity and transition to both series, varying from basalts to dacites. The geochemical analysis suggest a strong differentiation of these magmas from OIB type source (calc-alkaline/alkaline rocks) to MORB type source (tholeiitic basalts) modified by the subduction processes. The Plio–Pleistocene pyroclastic volcanism is associated to ignimbrites of calc-alkaline dacitic-andesitic composition. Related to primary magmas, the analysis suggest greater or high degrees of partial melting with an input of fluids and carbonate pelagic sediments from the subducting slab to the mantle metasomatism. The primitive mantle normalization shows LILE enrichments and HFSE depletions associated with the input of marine fluids and sediments dehydration of the subducted slab to the mantle metasomatism, typical of arc volcanism with an alkaline component that may be more related to the back-arc rather than the intra-arc volcanism of northern Costa Rica. The Monteverde Formation of the lower Pleistocene, cover most of the area of about 78%, forming transitional and sedentary soils mainly of andesite composition, associated also to a pyroclastic and volcanoclastic volcanism in the southwest of the sheet area. The Buena Vista Formation conform the subsequent volcanism of Monteverde Formation and is constituted by volcanoclastic deposits (lahars) of very indurated volcanic breccia. The pyroclastic Holocene deposits of Arenal volcano (tephra) are calc-alkaline of andesitic-basaltic andesite composition and are distributed to the south of the sheet. The compressive tectonic of the Middle to Upper Miocene is registered in the area by the tectonic deformation of thrusting faults in the sediments of the Venado Formation and the transtensive tectonic of the Plio–Pleistocene by mainly strike-slip faults considered active. The Cenozoic and Mesozoic detrital zircon ages of the Venado Formation, they register the development and evolution of the southern Central America volcanic arc, meanwhile, the Proterozoic and Paleozoic detrital zircon ages a possible connection with northern Central America or southern Mexico, or a possible Gondwanic or Laurentian origin. However, it could also indicate the presence of hidden continental crust fragments underneath southern Central America. These ancient detrital zircons ages constitute a new contribution to the geochronological knowledge and evolution of these continental complexes and provide a paradigm for future studies about the geologic and geotectonic evolution of the Central America isthmus.

Keywords: geochemistry; geochronology; $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$; structural geology; stratigraphy; detrital zircons.

Introducción

Se realiza el cartografiado geológico de la hoja Monterrey y áreas circundantes (hoja 3247-I del Instituto Geográfico Nacional a escala 1:50 000) (Fig. 1). La mayor parte del área está cubierta por depósitos volcánicos y sedimentarios del Pleistoceno que forman suelos residuales laterizados y por vegetación, por lo que la mayor cantidad de información se obtuvo de ríos y quebradas donde había mayor exposición de la geología volcánica y sedimentaria, algunos sitios con evidencias de tectónica activa. El resultado es el mapa geológico para una mejor comprensión espacial y temporal de los depósitos sedimentarios y volcánicos que afloran en esta área dentro del contexto tectónico de la región tras-arco de Costa Rica, correspondiente al límite sur de la cuenca de San Carlos (CSC) y el arco volcánico de Tilarán (figuras 1 y 2).

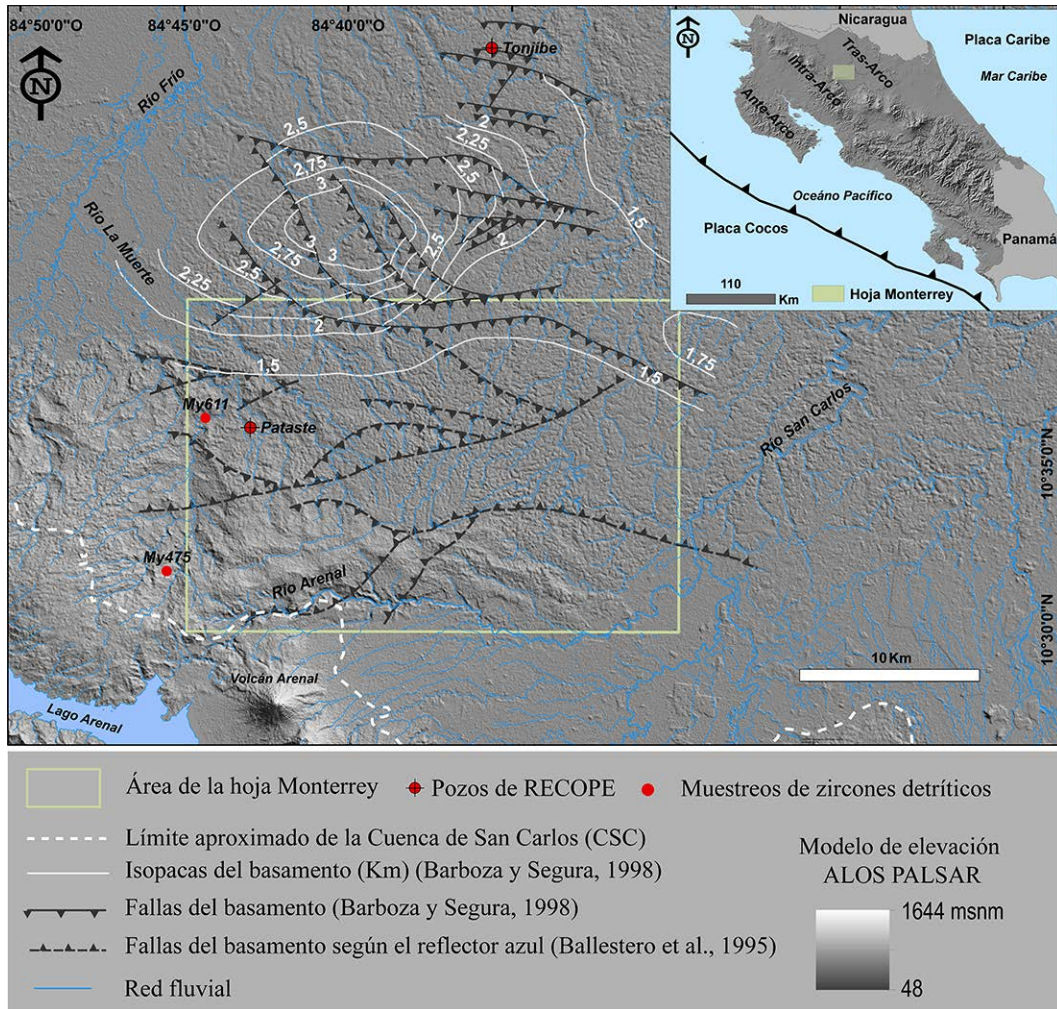


Fig. 1: Ubicación y contexto tectónico del basamento del área según datos sísmicos (campana de exploración de hidrocarburos de Recope, 1980 – 1990).

Estudios geológicos anteriores en el área se incluyen los de Malavassi (1962) y Malavassi y Madrigal (1970) los cuales realizan un reconocimiento geológico de la zona norte de Costa Rica identificando los sedimentos volcánoclasticos y carbonatados cercanos al arco volcánico del Mioceno Medio a Superior. Taylor (1966) realiza un reconocimiento del área de Venado con el fin de identificar vetas de lignito. Sen Gupta, Malavassi, L. y Malavassi, E. (1986) estudian la edad de sedimentación volcánoclastica superior de la Formación Venado basado en foraminíferos bentónicos. Durante la década de los 80 el área fue de interés para las campañas de exploración de hidrocarburos de la Refinadora Costarricense de Petróleo (Recope) con el levantamiento de líneas de reflexión sísmica y la perforación de los pozos Pataste 1 (1979 m), Monterrey 1 (620 m) y 2 (320 m) de PCIAC/Recope (1987, 1988), a raíz del estudio de las cuencas sedimentarias para tal fin y de las manifestaciones de petróleo y gas en superficie. De este proyecto se incluyen también otros informes y documentos internos de Recope como Keating (1985) y Barboza y Segura (1998) (Fig. 1). Obando (1986) realiza un estudio la estratigrafía de la Formación Venado y rocas sobreyacentes del Mioceno al Reciente. Calvo y Bolz (1987) realizan el estudio de la secuencia sedimentaria de la Formación Venado y su ambiente de depositación. Otros estudios de la cuenca de San Carlos corresponden con Astorga, Fernández, Barboza, Campos, Aguilar y Obando (1991); Astorga (1992), Ballester, Dobrinescu, Jager y Mayers (1995); Barboza, Fernández, Barrientos y Botazzi (1997). También se incluye la revisión del Atlas Tectónico de Costa Rica de Denyer, Montero y Alvarado (2003) y el mapa geológico de Costa Rica a escala 1:400 000 (Denyer y Alvarado, 2007). Gazel,

Alvarado, Obando y Alfaro, 2005 estudian la geología y evolución magmática del Arco de Sarapiquí dentro de la CSC. Más recientemente Ulloa, Aguilar, Goicoechea y Ramírez (2011) realizan un estudio de las zonas kársticas de Costa Rica en relación a su descripción, clasificación y aspectos geológicos incluyendo las cavernas de Venado. Durán, Porras y Rojas (2017) y más recientemente Porras, Alvarado, Arroyo-Solórzano, Durán y Echandi (2021) estudian la estructura y tectónica de la CSC durante el Mioceno Superior al Plioceno.

Metodología

El método de trabajo consistió en el levantamiento geológico y muestreos, análisis geoquímicos de 29 muestras, dataciones radiométricas tipo $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ en rocas ígneas y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en circones detríticos, análisis mineralógicos mediante microsonda electrónica, difracción y microscopio polarizado. Se obtuvo información geológica relacionada a aspectos como litología, estratigrafía, tectónica, evaluación de recursos mineros y muestreos para análisis geoquímicos, petrográficos y dataciones radiométricas. Se presentan nuevos datos geocronológicos, mineralógicos y geoquímicos. En total se visitaron 655 afloramientos dentro de la hoja y áreas cercanas (Fig. 2). También se consultó la información de los pozos Pataste 1, Tonjibe 1, Monterrey 1 y 2 (Fig. 1) y líneas sísmicas de PCIAC/Recope (1987, 1988), estudios realizados durante las campañas de investigación y exploración de hidrocarburos. Se realizaron 6 dataciones radiométricas mediante el método $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, 4 de las cuales fueron en rocas ígneas y 2 en rocas piroclásticas (ignimbritas) (Fig. 2 y Cuadro 1). De este análisis solo tres muestras ígneas resultaron aptas para datación (My212, My374 y My444). Se realizaron 29 análisis geoquímicos de los cuales 18 corresponden a rocas ígneas y 11 a rocas piroclásticas (ignimbritas y tefras) (Fig. 2 y Cuadro 2). El método de análisis corresponde a roca total según la norma AQ200. Los resultados de los análisis fueron procesados en el programa GCDkit (Janoušek, Farrow y Erban, 2006 y Janoušek, Moyen, Martin, Erban y Farrow, 2016). Se realizaron tres análisis mineralógicos por microsonda, dos en roca ígnea (My265 y My321) y en una ignimbrita (My476). Se realizaron 10 análisis mineralógicos por difracción, de estos 9 corresponden con rocas volcánicas (1 tefra, 2 ignimbritas y 6 sedimentos epivolcánicas) incluyendo los pozos Pataste 1 y Tonjibe 1 (niveles superior e inferior) y un análisis a roca ígnea (My321). Los resultados obtenidos de estos análisis se correlacionaron con los análisis geoquímicos y petrografía.

Dataciones U-Pb en circones detríticos de la CSC

Se muestrearon sedimentos volcánicos de la Formación Venado para separar y datar circones detríticos. Los muestreos se realizaron en el área de los ríos Nilo y La Muerte y en cortados de roca de los pozos Pataste 1 y Tonjibe 1 en el margen sur y norte de la CSC (Fig. 1). Las areniscas fueron puntos de interés debido a que el tamaño de grano se considera preserva mejor el registro de proveniencia y diversidad de origen de rocas en una región. De los 7 muestreos solo 5 resultaron exitosos para la separación de circones (My475, My611, P1s, P2i, T1s y T2i) (Fig. 1). Se lograron separar 340 cristales de zircón para datación U-Pb mediante el método LA-ICPMS (*laser ablation inductively-couple plasma mass spectrometry*). La preparación y análisis fueron realizados en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la UNAM, México. El procedimiento analítico y detalles técnicos están dados en Solari, González-León, Ortega-Obregón, Valencia-Moreno y Rascón-Heimpel (2018). Las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ fueron consideradas para dataciones <1000 Ma, en tanto las edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para dataciones >1000 Ma.

Marco geológico y tectónico

El área se ubica en la región tras-arco de Costa Rica en la transición del arco volcánico activo y el límite sur de la CSC (Fig. 1). La CSC pertenece a la región tras-arco de América Central desarrollada en el margen convergente de la placa oceánica del Coco que subduce bajo la placa continental del Caribe. La CSC representa una estructura elongada de 145×55 km que cubre un área aproximada de 8000 km², situada al noroeste de Costa Rica y sur de Nicaragua ($10^{\circ}22'$ – $11^{\circ}08'$) (Ballesterero

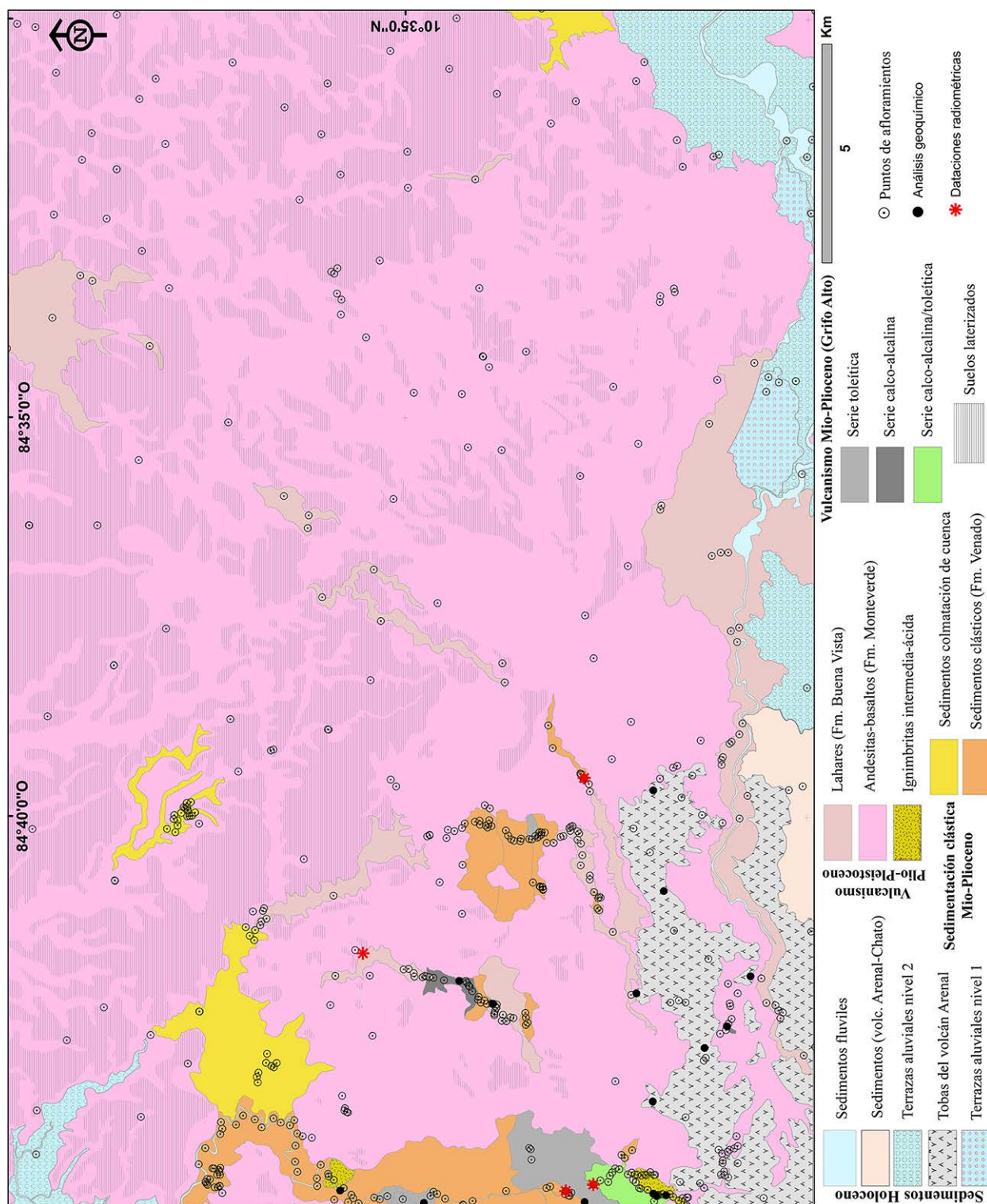


Fig. 2: Mapa geológico y ubicación de puntos de afloramiento, análisis geoquímicos y dataciones radiométricas dentro de los seis procesos de sedimentación y vulcanismo del área de estudio.

Cuadro 1

Dataciones radiométricas en rocas ígneas del área de estudio.

Código	CRTM Norte	CRTM Este	Formación	Litología	Método	Edad	Referencia
CR-MV-02-40	1168643	417136	Grifo Alto	Traquiandesita	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	$5,65 \pm 0,03$	Sen Grupta et al. (1986)
CR-212	1171286	423925	Monteverde	Andesita basáltica	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$1,7 \pm 0,2$	Alvarado y Gans (2012)
My212	1166013	418640	Grifo Alto	Dacita	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	$8,7 \pm 1,5$	Presente trabajo
My374	1166644	418491	Grifo Alto	Basalto	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	$7,7 \pm 1,0$	Presente trabajo
My444	1166225	427939	Grifo Alto	Andesita basáltica	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	$5,2 \pm 0,8$	Presente trabajo
T2i (Tonjibe)	1193393	435093	Vulcanismo del Mioceno (CSC)		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$15,4 \pm 0,5$	Presente trabajo

et al., 1995) (Fig. 1). Comprende rocas volcano-sedimentarias del edad Paleógeno y Neógeno y el basamento de la cuenca es de edad Mesozoica (Jurásico Medio al Cretácico Superior), compuesto por rocas ígneas máficas, ultramáficas (serpentinitas) y radiolaritas (Fm. Loma Chumico) (Porrás et al., 2021). Las rocas sedimentarias más antiguas de la CSC pertenecen a la Fm. Machuca de edad Paleoceno – Eoceno, compuesta por turbiditas y depósitos de talud sobreyacidas discordantemente por las rocas volcánicas del Arco de Sarapiquí (Malavassi y Madrigal, 1970; Astorga et al., 1991; Barboza et al., 1997; Gazel, Hoernle, Feigenson, Szymanski, Hauff y van den Boggard, 2009; Gazel, Alvarado, Obando y Alfaro, 2005). El espesor de estos sedimentos crece gradualmente desde el sur de Nicaragua a Costa Rica y pueden alcanzar entre 2000 – 3000 m (Malavassi y Madrigal, 1970; Van de Kamp, 1985; Astorga et al., 1991; Astorga, 1992; Barboza et al., 1997; Gazel et al., 2005; Denyer y Alvarado, 2007). La Fm. Venado de edad Mioceno Medio – Superior, se relaciona a un ambiente de sedimentación deltaico y su espesor puede alcanzar los 700 m según los datos de los pozos Pataste 1 y Tonjibe 1 (Fig. 1) y los datos de campo (Sen Gupta et al., 1986; Obando, 1986; Calvo y Bolz, 1987; Pizarro, 1993; Rojas, 2019). Los datos de pozos profundos, perfiles sísmicos y la estratigrafía de la cuenca indican el desarrollo de una tectónica extensional durante el Paleógeno al Mioceno, con el desarrollo de fallas normales y grábenes típicos de una cuenca de rift de rumbo NO-SE, con depositación de sedimentos carbonatados y clásticos marinos Cenozoicos y alineadas con la depresión de Nicaragua, y el desarrollo de una fase compresiva durante el Mioceno Tardío y Plioceno con la formación de fallas inversas y plegamiento asociado con rumbo E-O e intrusiones locales del Plioceno Inferior (p.ej. Astorga et al., 1991; Astorga, 1992; Ballesteros et al., 1995; Barboza et al., 1997; Barboza y Segura, 1998; Obando, 1986; Calvo y Bolz, 1987; Denyer y Alvarado, 2007; Durán, Porrás y Rojas, 2017; Barat, Mercier de Lépinay, Sosson, Müller, Baumgartner y Boumgartner-Mora, 2014; Porrás et al., 2021) (Fig. 1). La sedimentación y vulcanismo de la CSC fue afectada por una tectónica transtensiva durante el Plioceno y Cuaternario (Porrás et al., 2021). Actualmente el ante-arco norte de Costa Rica exhibe fallas de rumbo paralelas al margen y un movimiento de “sliver” que corta la CSC en su margen oeste (Montero, Lewis y Araya, 2017). El vulcanismo del área es sub-alcalino de edad Mioceno Tardío al Plioceno. El vulcanismo calco-alcalino del Pleistoceno (Fm. Monteverde) cubre extensamente los sedimentos del Mioceno en el borde sur de la cuenca en el área de estudio, y el vulcanismo del Oligoceno Tardío al Mioceno Tardío de la Fm. Cureña el área norte y noreste de la cuenca. Depósitos sedimentarios continentales del Cuaternario cubren las áreas norte y noroeste.

Estratigrafía

Las unidades geológicas descritas en este trabajo están referidas al mapa geológico a escala 1:50 000 de la Dirección de Geología y Minas (2019). La geología del área se separó en formaciones y unidades dentro de seis procesos de sedimentación y vulcanismo: Sedimentación clástica del Mioceno Medio – Superior (Fm. Venado); Vulcanismo del Mioceno Superior – Plioceno (Fm. Grifo Alto); Sedimentación clástica del Plioceno Inferior (colmatación de cuenca); Vulcanismo del Plioceno – Pleistoceno Inferior (ignimbritas indiferenciadas); Vulcanismo del Pleistoceno Inferior (Formaciones Monteverde y Buena

Cuadro 2

Análisis geoquímicos de las rocas volcánicas del área de estudio.

Punto alforamiento	CRTM Norte	CRTM Este	Localidad	Formación	Litología
My199	1163464	421764	Santa Eulalia	Depósitos Recientes	Lapilitas del volcán Arenal
My212	1166013	418640	Quebrada Pavas	Fm. Grifo Alto	Dacita (Tajo)
My238	1162413	423405	Palma	Depósitos Recientes	Lapilitas del volcán Arenal
My243	1164400	425353	Monterrey	Depósitos Recientes	Lapilitas del volcán Arenal
My251	1168572	417136	Quebrada La Mina	Fm. Grifo Alto	Andesita basáltica
My262	1164735	417577	Río Nilo	Fm. Grifo Alto	Dacita del río Nilo
My265	1164551	417752	Río Nilo	Fm. Grifo Alto	Dacita del río Nilo
My273	1164653	420544	Santa Eulalia	Depósitos Recientes	Lapilitas del volcán Arenal
My274	1164431	417700	Río Nilo	Fm. Grifo Alto	Dacita río Nilo
My291	1166002	418072	Río Nilo	Fm. Grifo Alto	Basalto cerca del río Nilo
My293	1166212	418243	Río Nilo	Fm. Grifo Alto	Basalto del río Nilo
My321	1169080	423298	Pataste Arriba	Fm. Grifo Alto	Basalto del río Jicarito
My345	1168307	422778	Pataste Arriba	Fm. Grifo Alto	Traquiandesita basáltica del río Jicarito
My374	1166644	418491	Río Nilo	Fm. Grifo Alto	Basalto del río Nilo
My380	1175187	417659	Sobre camino, San Josecito	Unidad indiferenciada	Ignimbrita
My411	1164351	418395	Quebrada, Venado	Unidad indiferenciada	Ignimbrita
My416	1164560	418371	Quebrada, Venado	Formación Venado	Arenisca gruesa a brechosa calcárea
My417	1164580	418389	Venado	Unidad indiferenciada	Ignimbrita
My418	1164628	418425	Venado	Unidad indiferenciada	Ignimbrita
My444	1166225	427939	Monterrey	Fm. Grifo Alto	Andesita basáltica del río Purgatorio
My452	1162950	422256	Río Arenal, Palma	Fm. Grifo Alto	Traquiandesita basáltica
My461	1169887	418223	Río La Muerte	Fm. Grifo Alto	Andesita basáltica del río La Muerte
My467	1167350	417345	Quebrada El Túnel, Venado	Fm. Grifo Alto	Andesita basáltica de la Quebrada El Túnel
My476	1164642	418435	Venado	Unidad indiferenciada	Ignimbrita
My629	1171808	418504	Río La Muerte	Unidad indiferenciada	Ignimbrita
My746	1165027	423010	Santa Eulalia	Depósitos Recientes	Lapilitas del volcán Arenal
My758	1164640	427656	Monterrey	Depósitos Recientes	Lapilitas del volcán Arenal
Ar14	1177200	409939	Río Quéquer, Margarita	Monteverde	Basalto
Ar24	1165040	416045	Río La Muerte, Venado	Fm. Grifo Alto	Basalto
Ar30	1169594	392470	Río Piedra, Guadalajara	Monteverde	Dacita
Ar43	1170278	398403	Finca Cote, Laguna Cote	Monteverde	Andesita

Vista); Sedimentos clásticos y volcánicoclásticos del Holoceno (tobas, tobas de lapilli y lapillitas del volcán Arenal, terrazas aluviales, sedimentos epivolcánicos y fluviales) (Fig. 2). Se realiza una descripción de las unidades de la más antigua a la más joven considerando aspectos fundamentales como antecedentes, descripción, petrografía, interpretación, estratotipo, relaciones estratigráficas, extensión y espesor, aspectos regionales, génesis y edad.

Sedimentación clástica y carbonatada del Mioceno Medio – Superior: Formación Venado (Nfmv)

Antecedentes

Taylor (1966) realizó un reconocimiento de vetas de lignito al noroeste del pueblo de Venado. Malavassi y Madrigal (1970) se refieren a calizas, lutitas, limolitas y areniscas, con faunas de astrácodos, bivalvos, foraminíferos y pelicipedos. Obando (1986) describe calizas, lutitas, areniscas tobáceas, brechas, conglomerados y abundantes horizontes de carbón de edad Mioceno Medio – Tardío y la presencia de microfósiles plantónicos y bentónicos datables, así como abundantes macrofósiles de moluscos (bivalvos y gastrópodos), artrópodos, equinodermos y colónterata. Calvo y Bolz (1987) describen la retrobarra por alternancias de tobitas, lumaquelas, areniscas fosilíferas y lentes de carbón y la barra arenosa carbonatada por detrito de moluscos, balánidos, ostras y lumuquelas. Sen Gupta et al. (1986) indican que la parte basal de la Formación Venado está dominada por lutitas y ocasionales limolitas y areniscas, la parte media por calizas bioclásticas recristalizadas y la parte superior por una alternancia de lutitas/limolitas y areniscas, foraminíferos bentónicos y plantónicos, horizontes de macrofósiles de bivalvos y ostrácodos. La presencia de carbón lo asocian a horizontes en la parte basal y superior y estiman un espesor total de la secuencia de 600 – 650 m (Sen Gupta et al., 1986). Bold, 1986 (en Sen Gupta et al., 1986) describe la sección marino somera más superior de las calizas constituida por una acumulación de ostrácodos.

Descripción

Está constituida por areniscas de grano fino a grueso, limolitas, lutitas, calizas bioclásticas, calcarenitas, brechas calcáreas y conglomerados (figuras 3, 4 y 5). La estratificación varía desde laminar hasta métrica y es común la presencia de capas de carbón intercaladas entre lutitas y areniscas cuyos espesores varían entre los 0,1–3 metros (figuras 3a, 3b y 4a, 4b). Se observaron además intrusiones de diques basálticos (Fig. 3f). Algunos sitios muestran la presencia de fauna marina y detrito bioclástico en areniscas y lutitas (gasterópodos y bivalvos) y artrópodos (balánidos?) (Fig. 6a). La ocurrencia de carbón y materia orgánica se puede observar casi en toda el área donde aflora la secuencia sedimentaria, así como la ocurrencia de madera fósil (Fig. 6b) en los ríos Pataste, Jicarito, La Muerte y quebrada Pavas. La ocurrencia de madera fósil es tanto de origen sedimentario como producto del vulcanismo del Pleistoceno.

Petrografía

Generalmente son areniscas no calcáreas, soporte por grano y matriz, cristales de feldespato y máficos ($\approx 15\text{-}20\%$), fragmentos líticos volcánicos, clásticos re trabajados y sedimentarios ($\approx 15\text{-}25\%$), con alteración y reemplazamiento a minerales de arcilla y óxidos de hierro y trazas de materia orgánica (figuras 4c, 4d y 5c, 5d). El análisis de dos muestras de areniscas indica mucho aporte volcánico así como resedimentación, clasificando como wake feldespática inmadura y arenita subarcósica inmadura (Pettijohn, 1975) (figuras 4 y 5).

Interpretación

Los sedimentos inmaduros generalmente se acumulan en ambientes neríticos y llanuras de inundación, también relacionado con actividad tectónica intensa y subsidencia (Folk, 1980). La presencia importante de componentes volcánicos primarios y pómez, fragmentos clásticos heredados y la presencia de fauna y microfauna marina de ambiente



Fig. 3: Sedimentos clásticos de la Formación Venado. (A) Intercalación de areniscas y lutitas bituminosas con estratificación centimétrica y laminar (río Pataste, coord.. 426695-1167195); (B) Intercalación decimétrica a métrica de areniscas, lutitas y capas de carbón (río Pataste, coord.. 426637-1167207); (C) Areniscas en el cauce del río Burío (coord.. 416984-1171956), mostrando diaclasas de alto ángulo posiblemente asociado a una tectónica transtensiva; (D) Arenisca calcárea con diaclasamiento de alto ángulo en el cauce de la quebrada Danta (coord.. 419317-1165372); (E) Caliza masiva bien estratificada en paquetes decimétricos (río Nilo, coord.. 417857-1165708); (F) Arenisca con intrusiones de diques basálticos (cuenca baja del río Nilo, coord.. 417834-1165639).

somero y posiblemente lagunar (figuras 4c, 4d, 5c, 5d y 6) se interpreta como la ocurrencia de actividad volcánica durante la depositación de los sedimentos en un ambiente nerítico y de transición continental. Los minerales primarios muestran baja alteración y reemplazamiento indicando baja intensidad de meteorización química de la roca madre y un transporte corto de la fuente (5c y 5d).

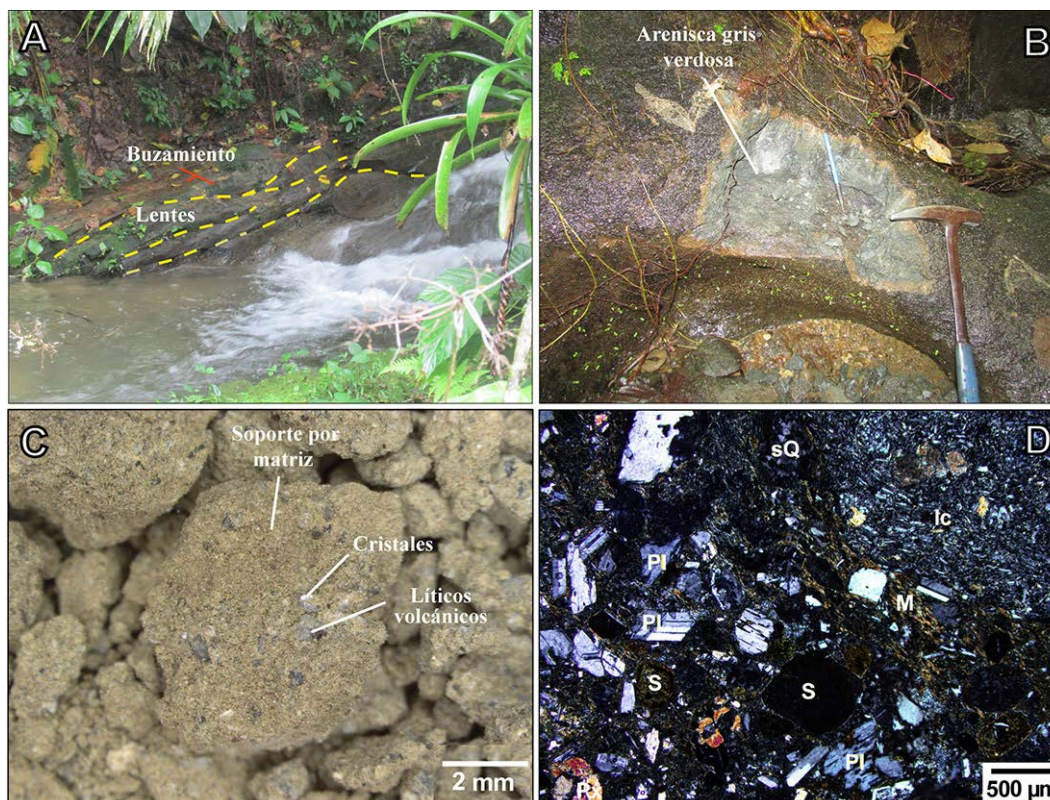


Fig. 4: Características estratigráficas y petrográficas de la arenisca en el sitio My475 (cuena del río Nilo, coord.. 417003-1164329). (A) Fotografía del sitio mostrando las características estratigráficas de buzamiento y lentes de arenisca de espesor decimétrico ligeramente buzantes al sureste-este; (B) Acercamiento mostrando una arenisca muy endurecida de grano medio color gris verdoso; (C) Características petrográficas de la muestra bajo microscopio binocular y (D) bajo microscopio polarizado [NC4X], varios tipos de líticos ígneos [Ic] de texturas diferentes y líticos sedimentarios [S] alterados a minerales de arcilla, cuarzo secundario [sQ] y ceolitas, plagioclasa [Pl], piroxeno [Px], anfíbol y fragmentos biogénicos. Los componentes minerales primarios son plagioclasa 25%, clinopiroxeno <5% y hornblenda <1%, secundarios de cuarzo <2% y ceolitas <10%, líticos volcánicos y sedimentarios alterados a mineral de arcilla (clorita, nontronita y sericita) y pómez. La matriz [M] compuesta por minerales de arcilla y ceolitas <20%.

Estratotipo

Es difícil establecer una sección tipo de la Formación Venado debido a su variabilidad lateral y vertical y la tectónica, sin embargo por su continuidad y buena exposición se considera la sección de la cuena media del río La Muerte como el estratotipo (Obando, 1986). En la presente investigación también hay congruencia de que la mejor exposición de la Formación Venado es la cuena media del Río La Muerte.

Relaciones estratigráficas

Se presume que la Formación Venado sobreyace discordantemente y se interdigita con el vulcanismo más antiguo de Aguacate del Mioceno Inferior – Medio según los datos recabados en la presente investigación. Es sobreyacida discordantemente por el vulcanismo y sedimentación volcanoclástica del Plioceno y Pleistoceno (Formación Monteverde), depósitos piroclásticos y sedimentos de colmatación de cuena del Plio - Pleistoceno.

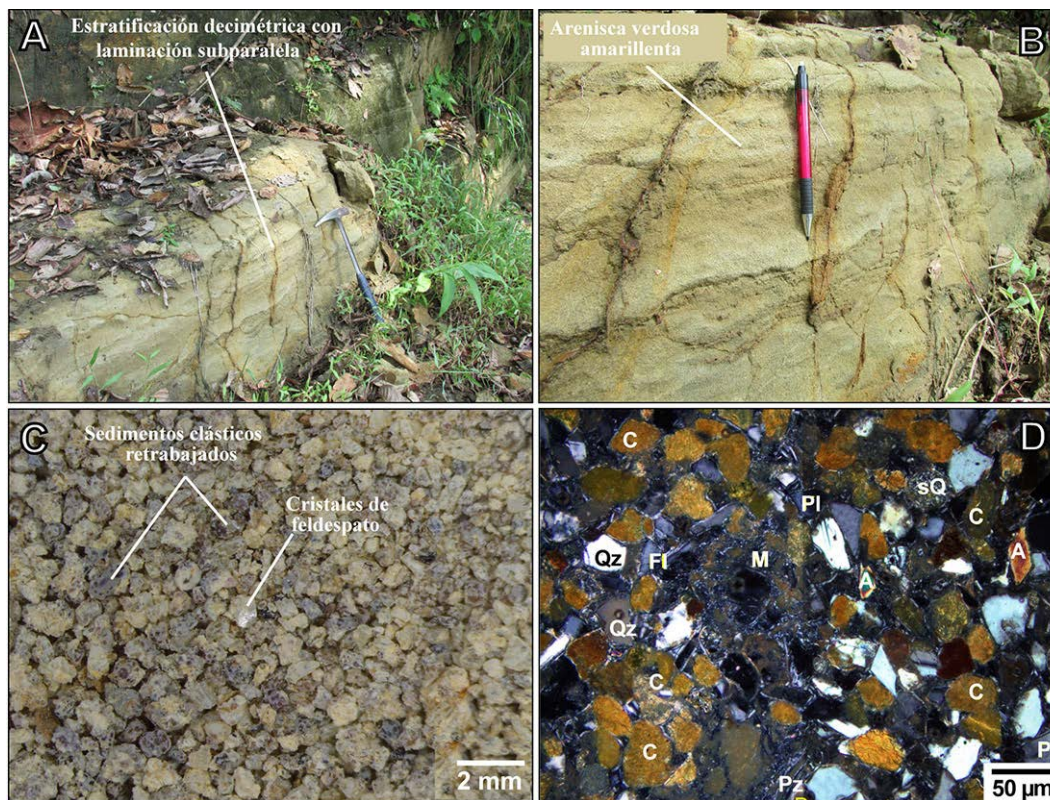


Fig. 5: Características estratigráficas y petrográficas de la arenisca en el sitio My611 (cuenca media del río La Muerte, coord.. 419162-1172836). (A) Fotografía del sitio mostrando algunas características estratigráficas de muy bajo buzamiento y estratificación decimétrica a métrica con laminación interna ligeramente buzando hacia el noreste-norte; (B) Acercamiento mostrando una arenisca muy endurecida de grano medio color verdoso amarillento; (C) Características petrográficas de la muestra bajo microscopio binocular y (D) bajo microscopio polarizado [NC10X] compuesta por líticos sedimentarios re trabajados subredondeados [C], fragmentos volcánicos de pómez [Pz], cristales de cuarzo primario [Q], cuarzo secundario [sQ], plagioclasa [Pl], anfíbol [A] ortopiroxeno, clinopiroxeno, mica y fragmentos biogénicos. Los componentes minerales primarios son plagioclasa 20%, clinopiroxeno <2%, cuarzo <2%, hipersteno <1%, biotita <5%, hornblenda <1%, minerales de arcillas, líticos volcánicos y sedimentos clásticos alterados a mineral de arcilla (clorita, nontronita, sericita y óxidos de hierro), pómez 5%. La matriz se compone de minerales de arcilla y sílice.

Extensión y espesor

El área expuesta se calcula en 13,1 km² (2,6% del área total) en las cuencas de los ríos La Muerte, Nilo, Pataste, Jicarito y Purgatorio. El contacto inferior de esta formación no se observa en el campo, sin embargo los datos del pozo Pataste basado en microforaminíferos y palinología (esporas terrestres, polen, dinoflagelados marinos y palimorfos terrestres) ubican el contacto superior en el Mioceno Tardío a 680 m e inferior a 965 m, sobreyacida por la sedimentación del Plioceno y parte del Cuaternario hasta los 150 m de profundidad, por lo que tomando en cuenta las diferencias en elevación a la que aflora, podría estimarse un espesor de 700 m. Es difícil establecer una secuencia continua de la base al techo debido a la tectónica que ha afectado y afecta el área y las variaciones laterales de la sedimentación.

Aspectos regionales

No existe una zonación bioestratigráfica detallada del Neógeno de Costa Rica (Sen Gupta et al., 1986). Algunas formaciones del Mioceno en Costa Rica parcialmente equivalentes en tiempo con la Formación Venado son Uscari y Río Banano

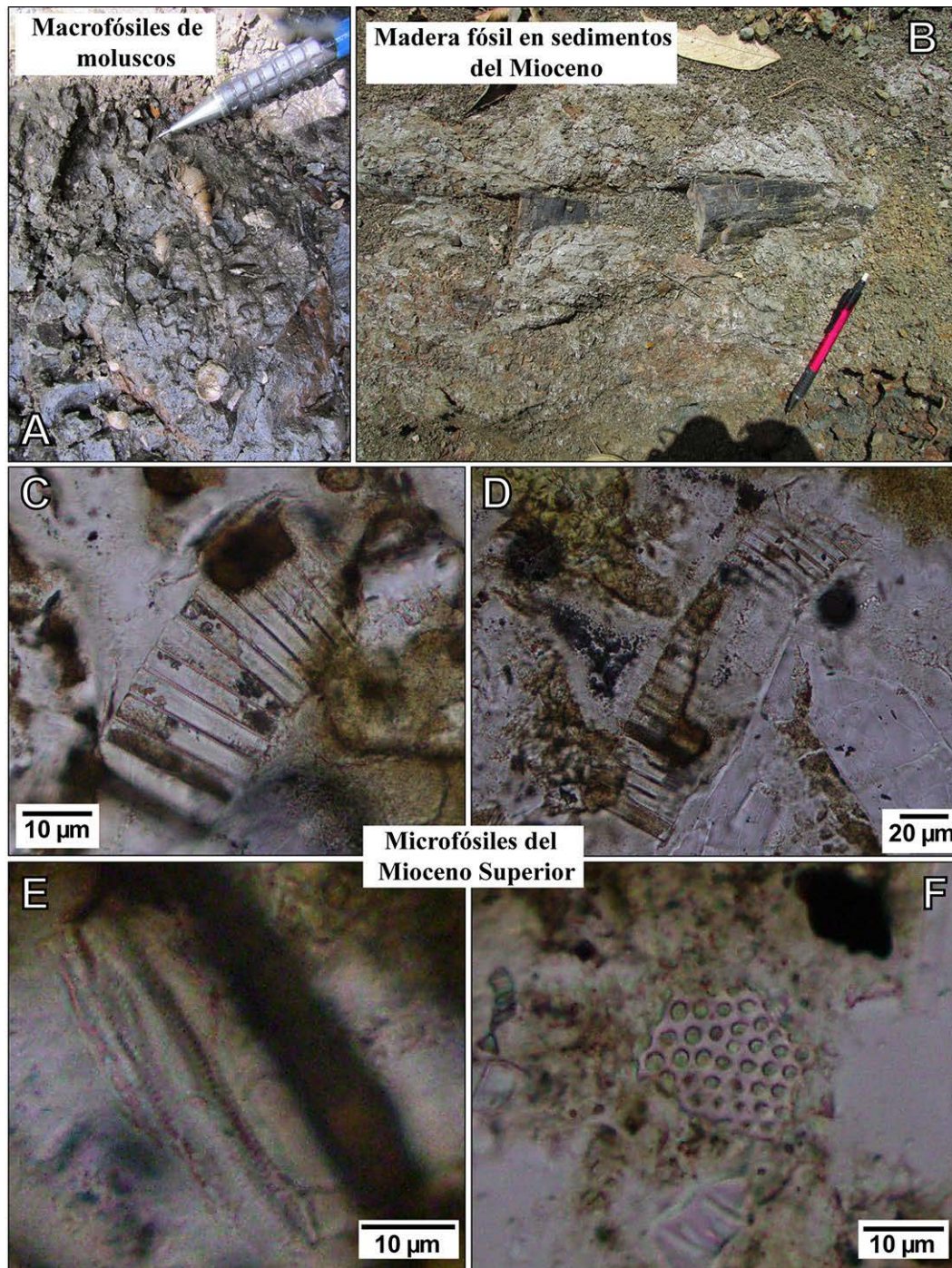


Fig. 6: Algunas características sedimentológicas de la Formación Venado. (A) Arenas y lutitas con detrito bioclástico de moluscos (gasterópodos y bivalvos), cuenca baja del río Nilo hacia el río La Muerte (coord. 418592-1167001); (B) Restos de madera fósil carbonizada en areniscas, lutitas y capas de carbón en zona de falla, buzantes 18° hacia el 005° (río Pataste, coord.. 426803-1168430). Microfotografías de los sedimentos de la Formación Venado en el sitio de la figura 5 My611 (coord.. 419162-1172836), (C) [NP40X], (D) [NP40X] y (E) [NP40X], mostrando la presencia de fragmentos biogénicos (microfósiles de diatomeas?: (F) [NP40X] sitio My172 (coordenadas 1166292,1–428001,7) y My475, mostrando la presencia de fragmentos de microfósiles (radiolarios?, briozoos?).

en la cuenca de Limón, Térraba, Curré y Punta Carballo en el Pacífico sureste y central y Punta Carballo en el Pacífico norte en la Península de Nicoya, San Miguel, Coris Turrúcares y los depósitos parálicos de la Formación La Cruz en la cuenca de Candelaria del Valle Central, sin embargo la evidencia bioestratigráfica para estas correlaciones es pobre y escasa (Sen Gupta et al., 1986).

Génesis

La presencia de sedimentos clásticos y carbonatados, abundante fauna y microfauna de ambiente marino somero y salobre, materia orgánica, carbón, madera fósil y material volcanoclástico son evidencia de un ambiente de depositación marino somero de plataforma nerítica continental y de transición continental a deltas y fan deltas, con mucho aporte volcánico durante la sedimentación y variaciones laterales.

Malavassi y Madrigal (1970) se refieren a sedimentos depositados en un ambiente de estero o marisma. Obando (1986) a sedimentos depositados en tierras bajas con mucho aporte de sedimentos continentales y aguas marinas y salobres. Calvo y Bolz (1987) se refieren a dos sistemas deposicionales del Mioceno Medio, uno de laguna o retrobarra y otro de barra arenosa carbonatada, asociado a un estuario tropical con un aporte importante volcanoclástico e influencia fluvial. Sen Gupta et al. (1986) asocian la sedimentación a una cuenca somera con mucho influjo de sedimentos terrígenos desde el norte y oeste del territorio.

Edad

Malavassi y Madrigal (1970) la ubican en el Mioceno Medio. Sen Gupta et al. (1986) basado en la edad $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ de una traquiandesita que sobreyace los sedimentos más jóvenes y la edad de ostrácodos de una unidad más antigua sugieren una edad Tortonense – Messiniense. Además, basado en criterios de foraminíferos bentónicos indican una sedimentación somera del Mioceno Tardío. Calvo y Bolz (1987) basado en asociaciones de moluscos le asignan una edad de Mioceno Medio. Linkimer y Aguilar (2000) hacen referencia a una edad Mioceno Medio – Mioceno Tardío basado en foraminíferos plantónicos. Según estos autores la edad es del Mioceno Medio al Mioceno Terminal.

Las edades de los grupos de circones detríticos más jóvenes en las muestras de los sedimentos del Mioceno (Fig. 7), restringe una edad máxima de sedimentación de $6,9 \pm 0,2$ Ma (My611, 30 circones) hasta $8,2 \pm 0,7$ Ma (My475, 5 circones), $9,1 \pm 0,3$ Ma (T1s del pozo Tonjibe, edades mínimas del Mioceno) y $10,6 \pm 0,3$ Ma (muestra P1s del pozo Pataste, 6 circones), estableciendo una edad del Mioceno Medio hasta el Mioceno Superior Tardío y Plioceno Temprano.

Edades Precámbricas y Fanerozoicas en circones detríticos de la CSC

Los análisis U-Pb en circones detríticos registraron un amplio rango de edades (para detalles ver Rojas-Barrantes, Huapaya-Rodríguez, Solari y Žáček, 2021). El 88% de los granos de zircón analizados registraron edades del Cenozoico (79%) y Mesozoico (9%), y están asociados al desarrollo y evolución del arco de islas de América Central. Los granos de zircón que registraron edades Proterozoicas (8%) y Paleozoicas (4%) es posible que estén relacionados al norte de América Central o sur de México, o de posible origen Gondwanico o Laurenciano. Estas edades también pueden sugerir la posible presencia de fragmentos de corteza continental debajo de América Central Meridional (ver [Archivos Complementarios](#)).

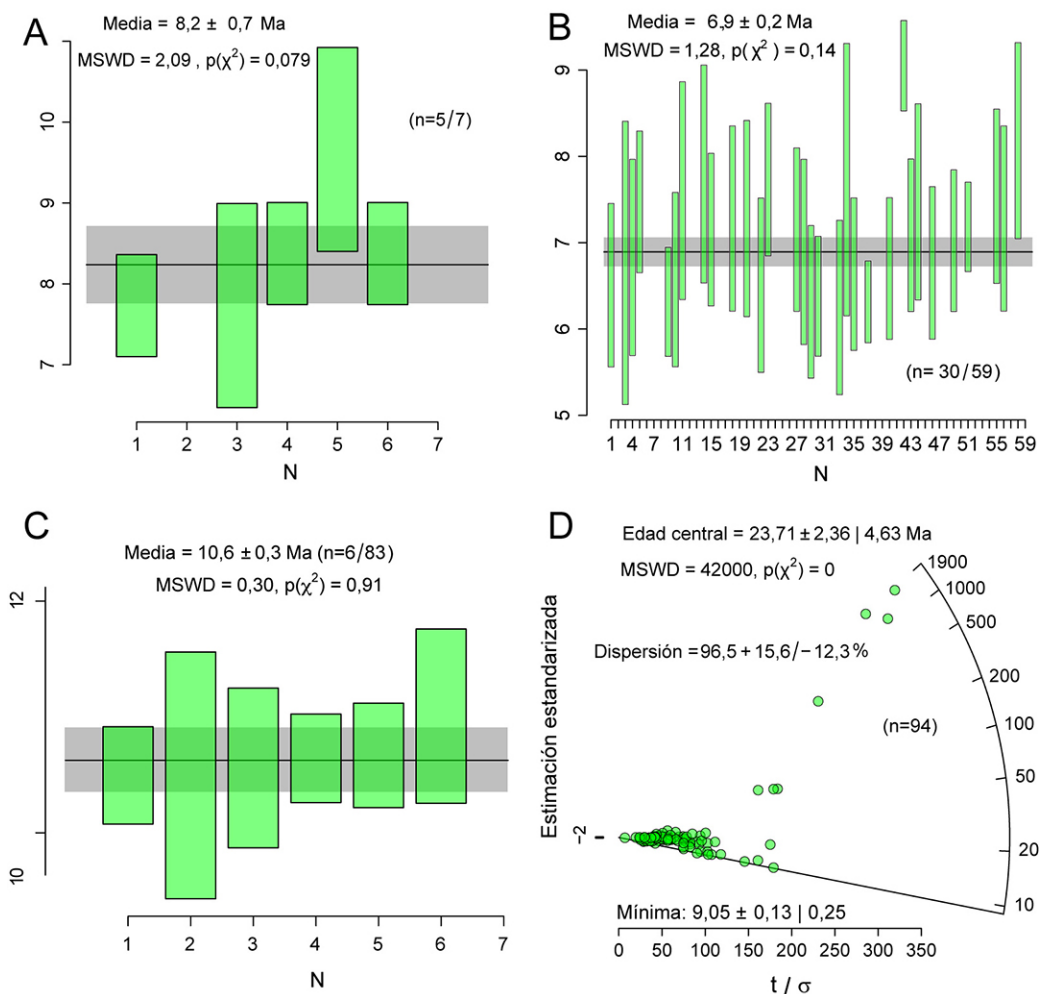


Fig. 7. Análisis geocronológico U-Pb en zircones detríticos de los sedimentos clásticos de la Formación Venado. Se reportan las medias ponderadas del grupo de circones más jóvenes y los errores a 2σ del valor de confianza. (A) Muestra My475 definiendo una edad de sedimentación máxima de 8.2 ± 0.7 Ma; (B) Muestra My611 definiendo una edad de sedimentación máxima de 6.9 ± 0.2 Ma; (C) Muestra P1s (coord.. 421659-1172307), definiendo una edad de sedimentación máxima de 10.6 ± 0.3 Ma; (D) Diagrama radial (Galbraith, 1990) mostrando el grupo de zircones Miocénicos más jóvenes en la muestra T1s (coord.. 435093-1193393), definiendo una edad mínima de 9.1 ± 0.3 Ma.

Sedimentación clástica del Plioceno

Unidad Indiferenciada (a-luNpl)

Antecedentes

No existe a la fecha una diferenciación en la sedimentación clástica del Plioceno y Pleistoceno Inferior en la CSC.

Descripción

Constituida por sedimentos volcánoclasticos que varían desde lutitas hasta areniscas gruesas líticas con mucho aporte volcánico. La estratificación varía desde laminar a decimétrica hasta métrica, con laminación paralela interna entre los estratos (Fig. 8a y 8b). Se han reconocido también sedimentos lacustres basculados ubicados cerca del área de las trazas de fallas inversas y en contacto discordante con lahares de la Formación Buena Vista (Fig. 8e y 8f).

Petrografía

Algunas muestras indican la presencia de mucho aporte volcánico primario como feldespato, cuarzo, piroxeno, hornblenda, trazas de biotita e hipersteno y material tobáceo. La presencia de líticos heredados de andesita, dacita e hipoabisal, fragmentos piroclásticos de ignimbrita y pómez. También la presencia de minerales de origen hidrotermal como cuarzo secundario, epidota, biotita-cuarzo, cuarzo-biotita, cuarzo-sericita, cuarzo-epidota, trazas de ceolitas, silicificación, sericitización, clorita y óxidos de hierro. La difracción en estos sedimentos determinó la presencia de sílice o cuarzo amorfo hidratado y plagioclasa cálcica (anortita), minerales de arcilla pertenecientes al grupo del caolín (nacrita), esmectita y del grupo de la vermiculita.

Interpretación

El alto aporte volcánoclastico primario (rocas y minerales) sugieren actividad volcánica durante la depositación de los sedimentos. El registro geológico de pozo Pataste hace referencia a la sedimentación del Plioceno y parte del Cuaternario en la columna estratigráfica, así mismo algunas líneas sísmicas de la margen sur de la CSC en la Hoja Monterrey, muestran reflectores superficiales que en conjunto se ha interpretado como los sedimentos de colmatación de cuenca del Plioceno asociados al cierre del istmo Centroamericano. Una característica de esta sedimentación es la presencia de una discordancia angular erosiva en el río Caño Ciego (Fig. 8c y 8d), lo cual se ha interpretado está asociado con el evento tectónico documentado en el límite Mioceno – Plioceno. Por otro lado los bajos buzamientos de estos sedimentos entre los 4° y 18° sugieren buzamientos primarios con poca afectación por tectónica.

Estratotipo

Es difícil establecer una sección tipo para esta unidad, ya que aflora en áreas muy restringidas. Sin embargo por su buena exposición podría definirse el sitio My731 como localidad tipo, 2,4 km al noroeste de Jicarito en el río homónimo, muy cerca de la carretera principal N°4.

Relaciones estratigráficas

Está cubierta y subyace discordantemente en su mayor parte por el vulcanismo del Plio-Cuaternario (unidad indiferenciada de ignimbritas y las formaciones Monteverde y Buena Vista) (Fig. 8e, 8f) y posiblemente yace discordante a la Fm. Venado.

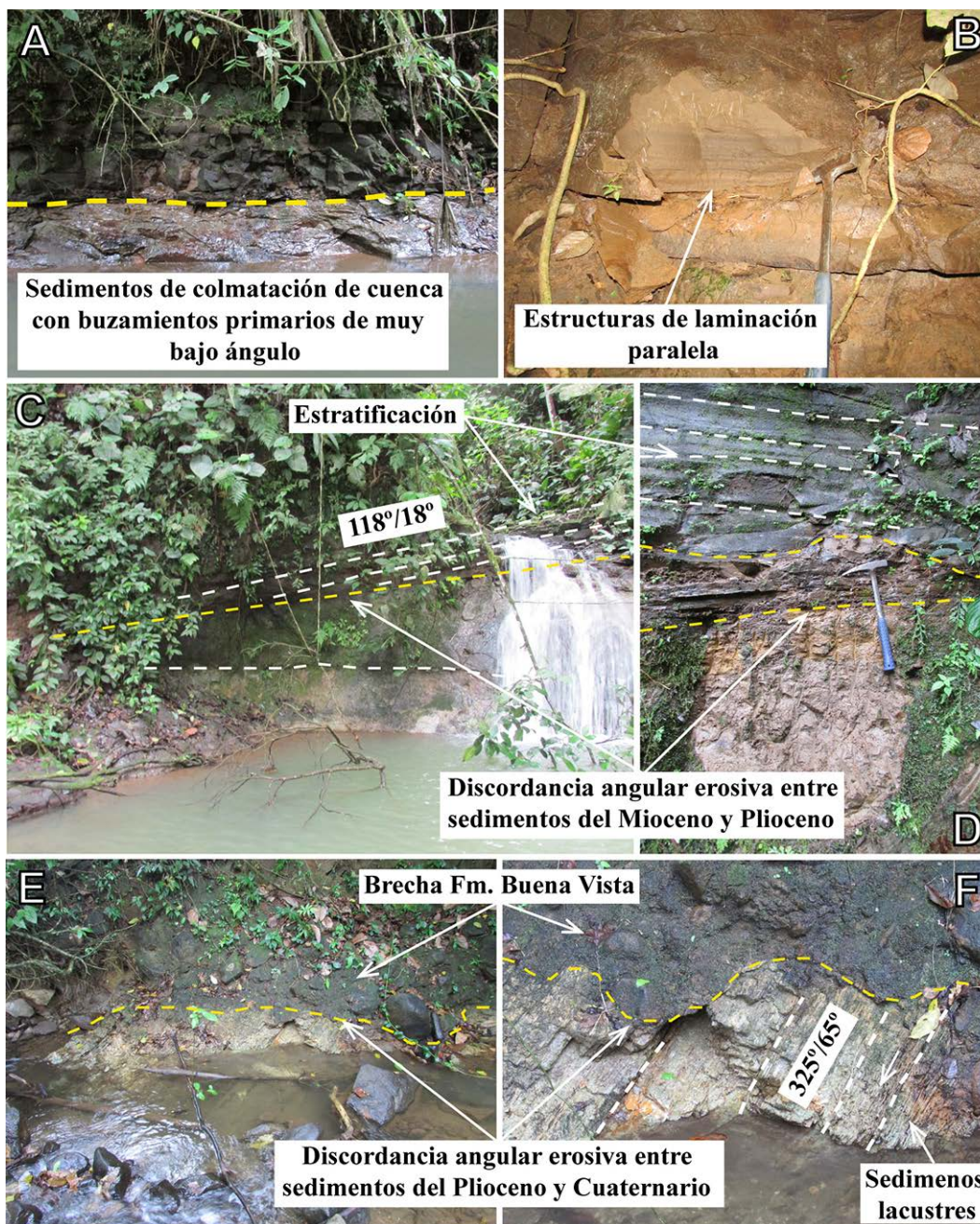


Fig. 8: Sedimentos de colmatación de cuenca. (A y B) (río Caño Ciego, coord.. 427178-1175286) mostrando una intercalación de areniscas de grano fino a medio, nótese el bajo buzamiento de los estratos (A) y (B) un acercamiento al detalle de los sedimentos con estratificación laminar en areniscas de grano fino; (C y D) (río Caño Ciego, coord.. 427068-1175254) mostrando una discordancia angular erosiva entre dos fases de sedimentación de areniscas y limolitas-lutitas; (E y F) Sedimentos lacustres del Plioceno (río Jicarito, coord.. 422564-1167570), obsérvese la estratificación centimétrica y basculamiento asociado a la tectónica de fallas inversas y en discordancia con la brechas de la Formación Buena Vista.

Extensión y espesor

Su extensión se limita a los cauces de los ríos Jicarito, Pataste y Caño Ciego en las cercanías de Puerto Seco y Finca La Garita y a las quebradas Estero y Perra en las cercanías de Esterito y Buenos Aires, sectores noroeste y sureste de la hoja. El área expuesta se calcula en 10 km² (2% del área total). Basado en los datos del pozo Pataste y los sitios donde aflora se estima un espesor de 630 m.

Aspectos regionales

Algunas formaciones equivalentes en tiempo y sedimentación pueden ser Montezuma en la cuenca Sámara Cabo Blanco, Chires en la cuenca de Parrita, Charco Azul en la cuenca Osa-Burica, Paso Real en la cuenca Térraba y Limón en la cuenca de Limón.

Génesis

Considerando la relación y características estratigráficas de esta unidad y su composición, puede constituir un ambiente de sedimentación de fan delta-bahía transicional a litoral hasta continental con aporte de actividad volcánica durante la sedimentación.

Edad

Por relación estratigráfica, las edades de los zircones detríticos más jóvenes y los datos del pozo Pataste se le ha asignado una edad del Plioceno aunque podría extenderse hasta el Pleistoceno inferior, relacionado también al cierre del istmo Centroamericano.

Vulcanismo del Mioceno Superior al Pleistoceno Inferior: Formación Grifo Alto (β Nag , $\alpha\beta$ Nag , ζ , β)

Antecedentes

Kussmaul, Tournon y Alvarado (1991) y Alvarado, Kussmaul, Chiesa, Gillot, Appel, Wörner, y Rundle (1992) basado en dataciones radiométricas de Amos y Rogers (1983) la definen como serie calco-alcalina de basaltos ricos en álcalis hasta andesitas con frecuentes intercalaciones de tobas, ignimbritas, aglomerados, brechas y lahares del Mioceno Superior – Plioceno. Denyer y Arias (1991) estudian esta formación asociado a secuencias de lavas, depósitos de bloques y cenizas y numerosos diques cercanos a los centros de emisión. Tournon y Alvarado (1997) la definen como serie Aguacate II calco-alcalina del Mioceno Superior. Alvarado y Gans (2012) lo asocian a una fase de basculamiento con el desarrollo de lavas, brechas e ignimbritas asociado al Paleo-Arco.

Descripción

Es un vulcanismo diferenciado que varía de basaltos a dacitas. Muestran una textura afanítica y afanítica porfirítica, masivas y en algunos casos poco vesiculares, de color grisáceo a negro, generalmente muy poco alteradas y de alta dureza,

mostrando estructuras que varían desde disyunción columnar y lajeamiento mostrando estratificación y buzamiento asociado a basculamiento tectónico y no a buzamientos primarios hasta lavas masivas, fracturación y diaclasamiento variable desde bajo hasta alto grado (figuras 9 y 10). Las dacitas presentan una típica estructura de disyunción columnar y fracturación leve en afloramientos asociado posiblemente a extrusión de domos (Fig. 9a y 9b). Las andesitas basálticas (Fig. 9c y 9d) y basaltos (Fig. 10a y 10b) generalmente muestran fracturación moderada, cierta disyunción columnar y lajeamiento asociado posiblemente a la mecánica del flujo de lava (Fig. 10b). En algunos casos se le observó como intrusiones de diques en los sedimentos del Mioceno Superior (Fig. 3f). Las traquiandesitas basálticas se presentan en dos sitios y presentan mayor grado de alteración (Fig. 10c y 10d).

Petrografía

Las dacitas presentan una textura hipocristalina porfirítica, constituida por una matriz de vidrio y microlitos de plagioclasa con cierta textura fluidal y alteración incipiente a clorita y sericita?, magnetita, biotita, piroxeno, microvesículas rellenas de cuarzo y biotita secundaria. Los fenocristales comprenden plagioclasa hipidiomórfica con inclusiones de piroxeno y biotita, algunas con alteración incipiente a clorita y trazas de calcita, augita alterada o reemplazada a mineral de arcilla y trazas de calcita, hornblenda, hipersteno, magnetita y trazas de cuarzo?. Minerales de alteración son clorita, biotita secundaria, cuarzo y trazas de calcita. Análisis mediante microsonda (My265), determinó la presencia de vidrio volcánico, anortita con inclusiones de apatito e ilmenita, titanomagnetita, ilmenita y apatito. Las andesitas basálticas muestran una textura holocristalina porfirítica-intersertal, constituida por una matriz de microlitos de plagioclasa hipidiomórfica, augita y magnetita. Los microfenocristales y fenocristales son plagioclasa hipidiomórfica, sin o baja zonación, a veces glomeroporfirítica con augita, olivino y magnetita. Minerales de alteración son clorita alterando o reemplazando olivino y plagioclasa y en vetillas muy finas. Los basaltos presentan una textura holocristalina porfirítica-seriada, constituida por una matriz de microlitos de plagioclasa de textura intersertal e intergranular con alteración incipiente a nontronita, augita, olivino, hipersteno y magnetita. Los fenocristales son plagioclasa hipidiomórfica hasta xenomórfica en textura seriada, con inclusiones de minerales máficos y opacos, alteración incipiente a nontronita diseminada y en vetillas muy finas, sin a zonación moderada, olivino alterado o reemplazado a nontronita, augita con alteración a nontronita e hipersteno. Los minerales secundarios en la matriz son trazas de calcita y ceolitas (<5%) formando cristales tabulares y agregados, nontronita reemplazando ferromagnesianos. Análisis de microsonda (My321) determino la presencia de vidrio volcánico, anortita, olivino, augita, cuarzo, titanomagnetita y esmectita y el análisis difractométrico la presencia de anortita y labradorita, augita y vermiculita.

Estratotipo

Denyer y Arias (1991) definen la localidad tipo al sureste de la población de Grifo Alto en la hoja Río Grande. Dada la variabilidad petrográfica y geoquímica de esta formación en el área de estudio es difícil establecer un estratotipo. Sin embargo, para el caso de las dacitas se puede establecer una localidad tipo en el sitio My265 en la cuenca media del río Nilo (Fig. 9a y 9b).

Relaciones estratigráficas

Este vulcanismo interrumpe la sedimentación del Mioceno Medio – Superior de la Formación Venado como cuerpos ígneos subvolcánicos que pueden corresponder con intrusiones como las observadas en el sitio My288 (Fig. 3f) o yacer discordantemente tales sedimentos. Aunque no se observó, se interpreta que subyace discordante y está cubierta por el vulcanismo y sedimentación del Plioceno y Cuaternario en el área.



Fig. 9: Vulcanismo del Mioceno Superior (Fm. Grifo Alto). (A y B) Dacitas con disyunción columnar en la cuenca alta del río Nilo (coord.. 417752-1164551). Corresponde a una serie de cuerpos ígneos que afloran a lo largo de 1,2 km en el río Nilo; (C) Andesitas basálticas en la cuenca alta del río Purgatorio (coord.. 427939-1166225) y (D) en la cuenca media del río La Muerte (coord.. 418223-1169887).

Extensión y espesor

Corresponde con una serie de cuerpos ígneos que afloran en al menos 38 sitios del cuadrante suroeste de la hoja en un área aproximada de 5 km² (1% del área total), en los ríos Nilo, La Muerte, Jicarito, Pataste y Purgatorio, así como en tres sitios de extracción minera o tajos de la zona al suroeste de la hoja en la margen del camino en la localidad de Esperanza. Afloran de forma continua y discontinua entre los 500 y 2000 m. Basado en la continuidad y distribución de los afloramientos, se estima que su espesor puede superar los 500 m.

Aspectos regionales

Dado los aspectos litológicos, petrográficos, petrológicos y edad se asocia con el vulcanismo del Mioceno Superior del Grupo Aguacate asociado a la Cordillera de Tilarán y sus estribaciones norte y sur, así como las estribaciones sur de la Cordillera Volcánica Central en los Montes del Aguacate, y las estribaciones noroccidentales y parte central de la Cordillera de Talamanca.



Fig. 10: Vulcanismo del Mioceno Superior (Fm. Grifo Alto). (A) Basaltos a lo largo de la cuenca baja del río Nilo (coord.. 418243-1166212) y (B) con desarrollo de estratificación primaria por flujo y posterior basculamiento tectónico a largo de la cuenca alta del río Jicarito (coord.. 423312-1169425), nótese el buzamiento de la estructura en capas; (C) Traquiandesitas basálticas en la cuenca alta del río Jicarito (coord.. 422778-1168307) y (D) aguas arriba de un afluente del río Arenal (coord.. 422256-1162950).

Génesis

Este vulcanismo se ha interpretado producto de una actividad magmática subvolcánica a través de debilidades corticales.

Edad

Según las edades $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ de cuatro muestras del área de estudio y la geoquímica (cuadros 1 y 2) se asocia con el vulcanismo de la Formación Grifo Alto del Mioceno Superior. La muestra T2i del pozo Tonjibe se interpreta como una muestra ígnea cuya edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de concordia es de $15,4 \text{ Ma} \pm 0,5$, interpretada como la edad de cristalización de la unidad dentro de la CSC, asociado con el vulcanismo más antiguo del Grupo Aguacate.

Unidad indiferenciada (igNQpt)

Antecedentes

Se asocia con el vulcanismo piroclástico del Plio-Pleistoceno presente al sur de la región (hojas Quesada, Naranjo, Aguas Zarcas y Las Juntas).

Descripción

Corresponde con un depósito de una corriente de densidad piroclástica concentrada (ignimbrita) endurecida con bajo grado de soldamiento, color grisáceo, crema a blanquecina y alteración leve a moderada. Presenta un contenido de pómez >35% con tamaños de hasta 5 cm, matriz tobácea conteniendo cristales de feldespato, magnetita y líticos lávicos (Fig. 11a, b, c y d).

Petrografía

Son de composición dacítica hasta andesítica. Presenta una textura piroclástica en una matriz de toba parcialmente vítrea con esquirlas de vidrio volcánico con bajo grado de soldamiento. Los componentes piroclásticos son cristales de plagioclasa con zonación baja a moderada, augita, lapilli de pómez de variado tamaño ligeramente alteradas a mineral arcilloso, fragmentos accesorios heredados de roca volcánica e hipoabisal algunos con alteración hidrotermal (cuarzo secundario, sericita, clorita, epidota y óxidos de hierro), vidrio volcánico y ceolitas producto de desvitrificación incipiente (Fig. 11e y 11f). Análisis de microsonda (My476) determinó la presencia de vidrio volcánico, anortita con inclusiones de apatito, piroxeno, titanomagnetita, ilmenita y xenolitos conteniendo anortita, titanomagnetita, anfíbol y vidrio volcánico desvitrificado y el análisis difractométrico (My380 y My476) la presencia de andesina, esmectita y vermiculita.

Estratotipo

Se puede establecer la sección tipo de esta unidad el sitio My411 en el cauce de un afluente de la quebrada Pavas (Fig. 11a y b).

Relaciones estratigráficas

Sobreyace discordantemente los sedimentos del Mioceno en la quebrada Pavas (My416) y posiblemente el vulcanismo del Mioceno Superior de Grifo Alto. Es sobreyacida posiblemente discordante por el vulcanismo de la Fm. Monteverde.

Extensión y espesor

Aflora en la quebrada Catarata (afluente del río Nilo), quebrada Pavas (Santa Eulalia), río Jicarito (entre Linda Vista y Pataste Arriba), río La Muerte (oeste del pueblo de Jicarito) y cerca de la carretera que conduce a Guatuso (poblado Cucaracha). El área expuesta se calcula en 0,8 km² (0,2% del área total) en tres áreas del sector oeste de la hoja siendo posible que esté cubierta por los depósitos volcánicos del Cuaternario o ha sido erosionada. Su espesor se calcula en 100 m.

Aspectos regionales

Por su extensión en tiempo puede correlacionarse con el vulcanismo de la Unidad Alto Palomo en la hoja Miramar.

Génesis

Se asocia como producto de una corriente de densidad piroclástica proveniente del vulcanismo del Paleo-Arco de la cordillera de Tilarán.

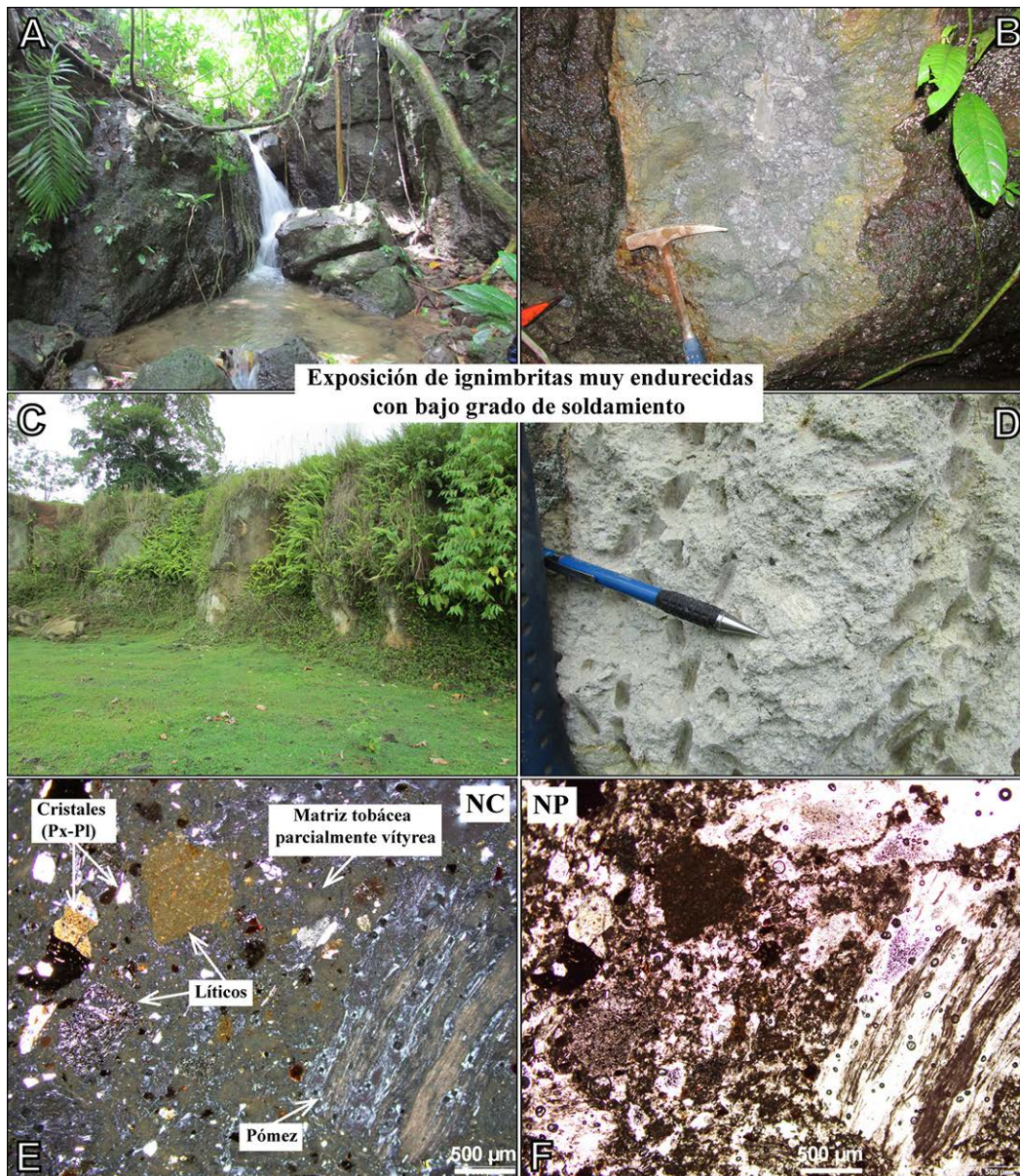


Fig. 11. Corriente de densidad piroclástica. (A) (un afluente de la quebrada Pavas, coord.. 418395-1164351); (B) acercamiento mostrando el bajo grado de soldamiento y el contenido de pómez; (C) (coord.. 417659-1175187) expuesto en un talud cerca del camino, 1 km al sur de la ruta N°4 Monterrey–Guatuso; (D) un acercamiento mostrando el bajo grado de soldamiento y el contenido de pómez; (E) Microfotografía del depósito (coord.. 418389-1164580) en luz polarizada (NC4x) que muestra la textura y contenido piroclástico (feldespato, clinopiroxeno, líticos y pómez y (F) (NP4x). NC: nicóles cruzados; NP: nicóles paralelos.

Edad

Se intentaron datar dos muestras por el método $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, pero no resultaron aptas por la dificultad de separar minerales primarios con potasio y por la alteración. Por relación estratigráfica con otras hojas cartográficas y estar sobreyaciendo a la Formación Venado se le ha asignado una edad de Plioceno Superior e inicios del Pleistoceno.

Formación Monteverde (α - β Qmv)

Antecedentes

Chaves y Sáenz (1974) se refieren como una intercalación de lavas andesitas y tobas. Arauz (1983) a latianandesitas con intercalaciones de tobas. Cigolini y Chaves (1986) a un magmatismo calco-alcalino Plio-Cuaternario constituido por andesitas e ignimbrita riódacítica. Alvarado et al. (1992) y Alvarado y Gans (2012) al vulcanismo andesítico hasta basáltico de edad Plio-Pleistoceno (2,1 – 1,1 Ma). Alan (1993) a flujos de lava andesítica, tobas, ignimbritas, brechas volcánicas, diques y lahares. Guillot, Chiesa y Alvarado (1994) a la mayor actividad volcánica fisural (1,3 Ma) de lavas andesíticas intercaladas con brechas, tobas y lahares que cubren en algunos sitios los flujos de lava y depósitos de pómez. Kussmaul (2000) las refiere como lavas andesíticas hasta traquíticas de composición mineralógica similar a los estratovolcanes jóvenes de las cordilleras volcánicas. Kyckl et al. (2010) a lavas andesíticas, rocas piroclásticas y localmente depósitos de lahar. Alvarado (2009) a lavas muy poco alteradas de composición basáltica hasta andesítica con edades de 2,1 y 1 Ma. En Tilarán y Montes del Aguacate, estas lavas son más sanas, en gran parte sin alteración hidrotermal en facies distales, sin mineralizaciones de oro, con una frecuente meseta o escudo andesítico, con petrografía andesítica y coladas basálticas subordinadas (Alvarado y Gans, 2012).

Descripción

Está constituida en el área por lavas andesíticas hasta basálticas de textura afanítica y afanítica porfirítica (como remanentes de bloques de lava con meteorización esferoidal) que forman suelos residuales laterizados de color café pardo a rojizo (Fig. 12a y 12b). También se incluye el vulcanismo volcánico del Pleistoceno constituido por cenizas, tobas de lapilli y brechas volcánico-sedimentarias con restos de madera petrificada y materia vegetal carbonizada en una matriz generalmente cinerítica y limo arenosa endurecida color grisácea a verdosa.

Petrografía

Una muestra típica de esta formación (Fig. 12 c y d) muestra una lava andesítica de textura hipocristalina porfirítica-seriada, matriz (42%) compuesta por vidrio volcánico (\approx 20%), microlitos de plagioclasa, biotita?, magnetita y clinopiroxeno. Los fenocristales y microfenocristales de plagioclasa hipidiomórfica en textura seriada (35%), con maclas bien definidas y zonación, algunas corroídas y con inclusiones de máficos e intercrecimiento en cumulitos de plagioclasa y piroxeno, augita (10%), hipersteno (5%) y opacos (8%) (Fig. 12e y 12f). Los minerales de alteración son clorita en la matriz y en máficos y biotita posiblemente secundaria.

Localidades tipo

Localidades típicas de este vulcanismo calco-alcalino es en la ruta 142 que conduce del El Tanque al río Arenal (My379 de un tajo) (Fig. 12c y d), en la ruta 5 (Muelle de San Carlos después del río Peñas Blancas), ruta 35 entre Muelle y Kopper (hoja Aguas Zarcas), después del km 50 en la ruta 35 (carretera que conduce hacia Los Chiles, hoja San Jorge) y localidades de San Andrés y Buenos Aires. El vulcanismo volcánico solo está presente al suroeste de la hoja restringido a los cauces de las quebradas Catarata, Pavas y Flor, y afluentes menores del río Arenal.

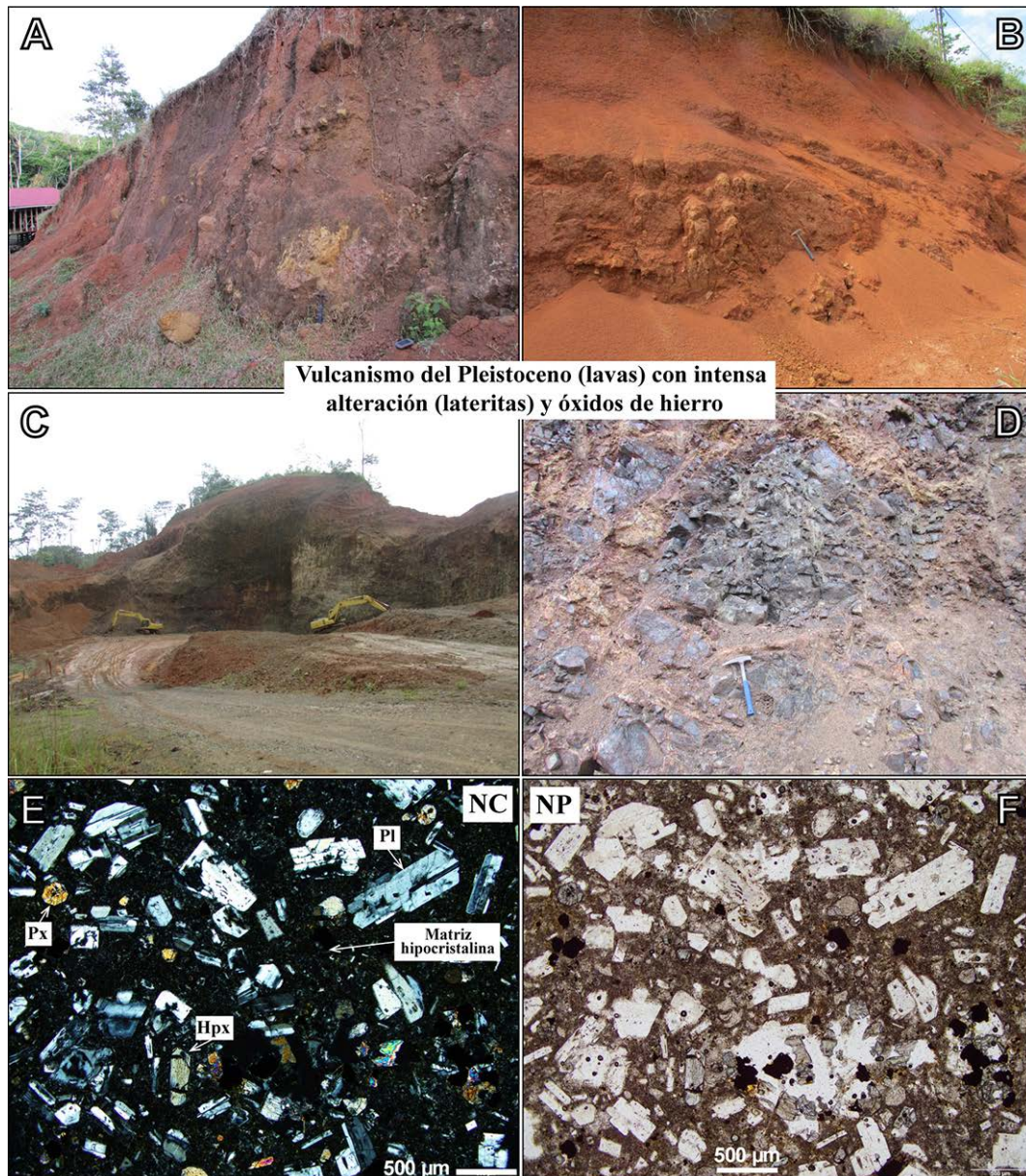


Fig. 12: Depósitos de la Formación Monteverde. (A) (coord.. 443579-1168222), mostrando la formación de suelo residual producto de la alteración de una lava (laterización) con remanentes de bloques y clastos con meteorización esferoidal y (B) (coord.. 441859-1176917) mostrando la formación de suelo residual producto de alteración de la lava, se observan remanentes de clastos de lava muy alterados con meteorización esferoidal y formación de laterita; (C) (coord.. 434953-1160259) utilizado como cantera para extraer material de agregados y (D) un acercamiento mostrando las características de alteración; (E) Microfotografía de una muestra del sitio, mostrando una típica andesita, [NC4x] imagen en luz polarizada mostrando una textura hipocristalina porfírica seriada de plagioclasa, clinopiroxeno e hipersteno y (F) [NP4x] mostrando la matriz parcialmente vítrea. Pl: plagioclasa; Px: piroxenos; Hpx: hipersteno; NC: nicoles cruzados; NP: nicoles paralelos.

Relaciones estratigráficas

Se interpreta sobreyace discordante el vulcanismo y sedimentos clásticos del Plioceno, así como los sedimentos clásticos del Mioceno y el vulcanismo del Mioceno Superior.

Extensión y espesor

Se reconoce como el último vulcanismo extendido en el área de estudio. Aflora en la mayor parte de la hoja Monterrey del sector norte, noreste y suroeste, en un área aproximada de 391 km² (78% del área total). El desarrollo de laterita es predominante en esta formación lo cual se calcula cubre un área de 148 km² (38%). Su espesor con base en los datos del pozo Pataste y su extensión superficial se estima en 150 m.

Aspectos regionales

Se incluye el vulcanismo que aflora en las estribaciones norte y sur de la cordillera de Tilarán y al noroeste de la cordillera de Guanacaste (Denyer y Alvarado, 2007).

Génesis

Se ha asociado con diferentes centros eruptivos todavía conservados de la cordillera de Tilarán (Schulz, Koeppen, Ludington, Kussmaul y Gray, 1987). Chaves y Sáenz (1974), Carr et al. (2007) y Alvarado y Gans (2012) se refieren a mesetas de lavas andesíticas hasta basálticas posiblemente asociadas a vulcanismo fisural aunque podría corresponder con escudos andesíticos. Se considera que forma parte del profuso vulcanismo efusivo del Neo-Arco posterior a la formación del Frente Paleo-Volcánico de edad 2,1 – 1,1 Ma (Alvarado y Gans, 2012).

Edad

Existe una datación ⁴⁰K/⁴⁰Ar de un bloque de lava dentro de la hoja asociado a este vulcanismo (Cuadro 1). Por relación estratigráfica y el grado de alteración de los depósitos así como la edad establecida para este vulcanismo se considera del Pleistoceno Inferior.

Formación Buena Vista (lhQpt)

Antecedentes

Malavassi y Madrigal (1970) se refieren a depósitos de lahares complejos constituidos por gran cantidad de material volcánico y cúmulos de bloques de basaltos y andesitas que forman topografías plano onduladas de edad Plio-Cuaternaria. Obando (1986) se refiere a depósitos de lahares extremadamente meteorizados con bloques de lavas brechosos y clastos volcánicos desde angulosos hasta redondeados de variable tamaño hasta 3 m, dispersos en una matriz areno arcillosa y tobácea.

Descripción

Corresponde con depósitos de lahar que forman brechas volcánicas muy endurecidas con clastos volcánicos ígneos, desde redondeados hasta subangulosos, con tamaños variables desde pocos centímetros hasta bloques de tamaño métrico, flotantes en una matriz volcanoclástica muy endurecida (Fig. 13a, 13b y 13c). La matriz está constituida por sedimentos limo arenosos muy endurecidos de composición volcánica. También se asocian con estos depósitos sedimentos epivolcánicos pseudoestratificados producto de flujos de escombros volcánicos, de granulometría tobácea hasta arena gruesa menos consolidados que la matriz de las brechas (Fig. 13c y 13d). Corresponden con varios o múltiples flujos de lahar producto de la actividad volcánica.

Petrografía

Los clastos y bloques en las brechas son generalmente de composición andesítica y basáltica, en tanto la matriz de las brechas y sedimentos generalmente presentan líticos lávicos de variada composición, pómez, cristales de plagioclasa y piroxenos y ceniza volcánica.

Localidad tipo

Aflora en la mayor parte de la cuenca del río Arenal dentro de la hoja Monterrey, en los ríos Pataste, Jicarito, Purgatorio, Pocosol y Chambacú y en la quebrada Estero al este de la hoja.

Relaciones estratigráficas

Se observó en contacto discordante con los sedimentos del Plioceno (figs. 8e y 8f). Con excepción de este sitio, el contacto inferior no se observa en otros sitios, pero es posible que esté en contacto discordante con la Formación Monteverde y la Formación Venado.

Extensión y espesor

Están distribuidos en el sector sur, central y noreste de la hoja en los cauces de los ríos y quebradas. El área expuesta se calcula en 31 km² (6% del total del área). Asumiendo la exposición a lo largo del cauce del río Arenal, su espesor puede superar los 100 m.

Aspectos regionales

Malavassi y Madrigal (1971) interpretan que este vulcanismo está ampliamente distribuido en la vertiente norte de la cordillera de Tilarán. Sin embargo, revisiones recientes de la estratigrafía volcánica y dataciones radiométricas la restringen al vulcanismo asociado a facies distales de los estratovolcanes asociado al Neo-Arco en la vertiente del Caribe norte de Costa Rica (Alvarado y Gans, 2012; Denyer y Alvarado, 2007).

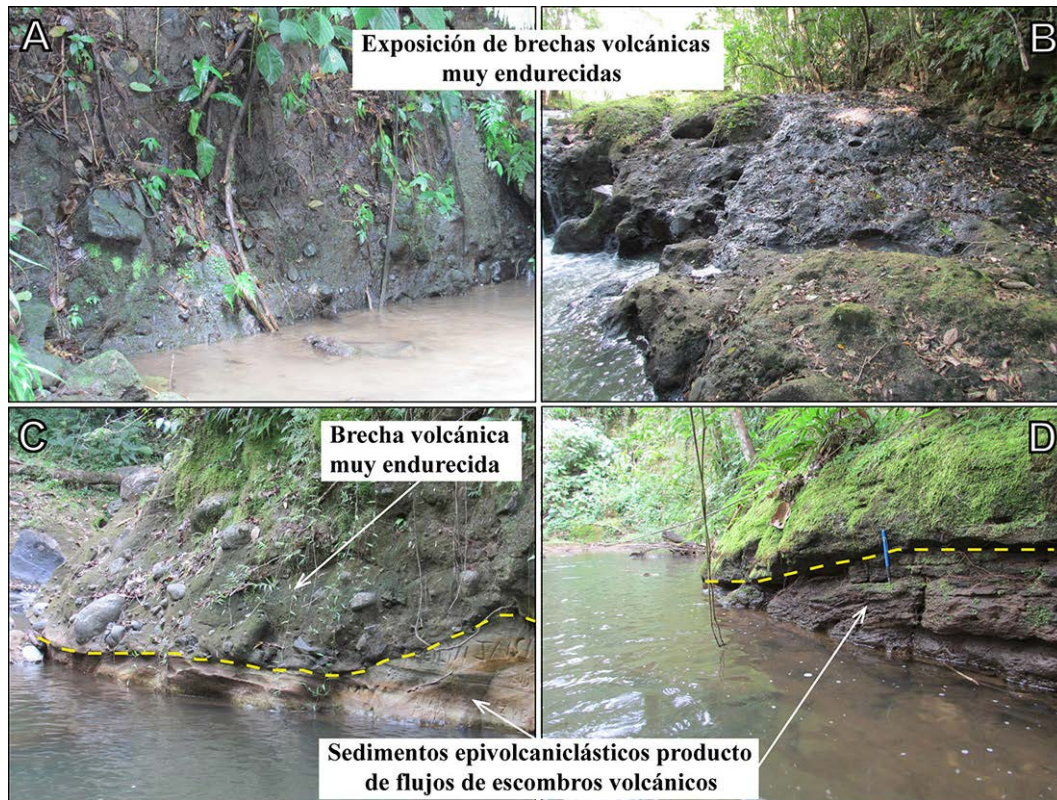


Fig. 13: Depósitos volcanoclásticos de la Formación Buena Vista. (A) (cuenca alta del río Arenal, coord.. 422445-1161729), donde se observa una brecha volcánica muy endurecida con clastos ígneos sanos dispersos de tamaño variable; (B) (cuenca alta del río Purgatorio, coord.. 430119-1168040) mostrando una brecha volcánica muy endurecida; (C) (cuenca media del río Pataste, coord.. 424719-1173494), mostrando un contacto entre brecha volcánica y sedimentos epivolcánicos compactos, producto de un de detritos volcánicos; (D) (cuenca media del río Purgatorio, coord.. 432074-1172217), mostrando sedimentos epivolcánicos pseudoestratificados producto de un flujo de detritos volcánicos.

Génesis

Se asocia con el vulcanismo volcano-sedimentario del Neo-Arco asociado a la cordillera volcánica de Tilarán.

Edad

Por relación estratigráfica y las revisiones geocronológicas del vulcanismo en esta área (Alvarado y Gans, 2021) se sugiere una edad del Pleistoceno medio hasta tardío.

Depósitos volcánicos y sedimentarios del Holoceno: Unidad de tobas y lapillitas del volcán Arenal

Antecedentes

Soto y Sjöbohm (2005) presentan un cuadro cronológico de las erupciones históricas del volcán Arenal desde el año 5060 antes de la era común, donde recalcan la erupción AR-17 ocurrida en el año 750 de la era común (hace 1265 años), con una distribución anómala hacia el norte del volcán Arenal abarcando una parte de la Hoja Monterrey.

Descripción

Corresponden con tefras de la actividad histórica del volcán Arenal con espesores que varían entre los 50 cm hasta los 3 m, con intercalaciones de capas de toba, toba de lapilli y de lapilli fino hasta grueso, con espesores de 5 cm hasta 70 cm, en los cuales se pueden identificar hasta siete horizontes. El lapilli está constituido por líticos lávicos masivos angulosos y vesiculares de textura afírica y porfirítica con escasa escoria volcánica. Las tobas y tobas de lapilli se presentan como depósitos compactos en tanto los horizontes de lapilli con menor grado de compactación. La parte superior de estos depósitos corresponden con tefras más recientes (toba y lapilli) asociadas a las últimas erupciones del volcán Arenal que mantean el área del extremo suroeste de la hoja, y que sobreyacen las tefras de las erupciones históricas del volcán Arenal.

Petrografía

El lapilli es de composición principalmente andesítica y en la fracción de cristales se pueden identificar plagioclasa (20-25%), piroxenos <3%, trazas de mica (biotita <2%), posible anfíbol (horblenda verde <2%). Minerales de alteración son óxidos de hierro y mineral de arcilla (clorita y sericita) en líticos lávicos.

Relaciones estratigráficas

Sobreyacen los depósitos volcánicos de las formaciones Buena Vista y Monteverde.

Extensión y espesor

Afloran principalmente a lo largo del camino que conduce de Monterrey hacia Santa Eulalia, Palma y Cerro Indio, en el extremo suroeste de la hoja en un área aproximada de 22 km² (4% del área total). Alcanzan espesores de hasta los 3 m principalmente a lo largo de los cortes de caminos.

Genesis

Se asocia con el vulcanismo piroclástico reciente del volcán Arenal.

Edad

Según las correlaciones y registro de edades en Soto y Sjöbohm (2005), corresponde con las erupciones históricas del volcán Arenal del siglo XIII.

Terrazas aluviales, depósitos fluviales y sedimentos epivolcanoclásticos

Corresponden con depósitos antiguos de abanico aluvial y paleoaluviones, en algunos sitios cubiertos por suelos lateríticos y en otros asociados a un levantamiento relativo. Están constituidos por gravas y bloques que constituye más del 50%, en una matriz areno limosa, limo arenosa o limo arcillosa localizados al norte del río Arenal (sureste de la hoja). Depósitos de abanico aluvial más recientes están constituidos por gravas, bloques, arenas, limos y arcillas presentes en el río Arenal y el río Pataste al sureste y noroeste de la hoja. Los depósitos fluviales son los sedimentos más recientes restringidos a los cauces de los ríos Arenal, La Muerte y Pataste y están constituidos por sedimentos epiclásticos (volcánicos y sedimentarios) de variada granulometría desde bloques hasta limos. Los sedimentos epivolcánicos inconsolidados de los volcanes Arenal y Chato corresponden con bloques, gravas, arenas y limos de composición andesítica presentes al sur del río Arenal (sector central oeste de la hoja). El espesor de estos depósitos sedimentarios varía de los 50 cm hasta los 20 m para las terrazas más antiguas.

Geoquímica de las rocas volcánicas

Se analizaron 29 muestras, 18 rocas ígneas y 11 rocas piroclásticas (6 ignimbritas y 5 tobas) (Cuadro 2). Las rocas volcánicas se clasifican como subcalcalinas con una marcada tendencia toleítica y calco-alcalina y de transición a ambas series (Fig. 14a y b). Dado que el vulcanismo es mayormente de composición máfica a intermedia se utiliza el contenido de MgO para analizar los procesos de diferenciación. También los óxidos mayores como los contenidos de SiO₂, TiO₂, Fe₂O₃, Na₂O, K₂O (datos en porcentaje de peso, p.p.), los elementos trazas Ni, Zr, Sr, Nb, Co, Sc y Rb, las razones Ba/La, Zr/Nb, U/Th, La/Yb, Th/Nb, La/Nb, los REE normalizados a condritos y la normalización al manto primitivo (datos en ppm) para analizar la fuente de los magmas, los grados y mecanismos de fusión parcial y el aporte de sedimentos y fluidos al metasomatismo del manto. Algunas preguntas importantes a discutir con los resultados y anomalías encontradas son: (1) ¿son anomalías típicas de un ambiente de zona de subducción o corresponden a eventos particulares en la cámara magmática o el proceso de transporte de los magmas hasta la superficie? (2) ¿se pueden caracterizar geoquímicamente las diferentes posiciones del arco volcánico? (3) ¿porqué hay una tendencia toleítica y otra calco-alcalina tan marcada?

Vulcanismo del Mioceno Superior

Es un vulcanismo diferenciado que varía de basaltos a dacitas asociado a la Formación Grifo Alto (48,2–66,3% SiO₂) (Fig. 14a). Presenta una marcada tendencia toleítica y calco-alcalina y de transición con una mayor representación toleítica (2/3) principalmente para los basaltos y andesitas basálticas (Fig. 14b). El diagrama SiO₂ vs. K₂O agrupa este vulcanismo dentro de la serie calco-alcalina pobres en potasio y con alto potasio indicando una componente alcalina (Fig. 14c). La razón Rb/Sr muestra una relación negativa del Sr respecto al Rb con la diferenciación de las unidades, con bajos y altos valores de Rb (5,3–64,9 ppm) y Sr (309,5–943,5 ppm) indicativos de una fuerte asimilación y diferenciación de los magmas de estas unidades (Fig. 14d). En general los óxidos mayores SiO₂, Na₂O y K₂O muestran como se espera buena correlación negativa respecto al MgO, en tanto el Fe₂O₃, CaO y TiO₂ una correlación positiva típica de los óxidos compatibles (Fig. 15). Por otro lado los elementos trazas Ni, Sr, Co y Sc muestran correlaciones positivas con el MgO, indicando el carácter compatible, en tanto el Zr y Nb una correlación negativa indicando un carácter incompatible (Fig. 16). La figura 17 muestra un análisis de relaciones con elementos trazas de las unidades analizadas (adaptado de Gazel et al., 2005). Un aspecto importante a discutir a partir de los resultados geoquímicos es la presencia de cuatro facies magmáticas diferenciables muy marcadas en un área

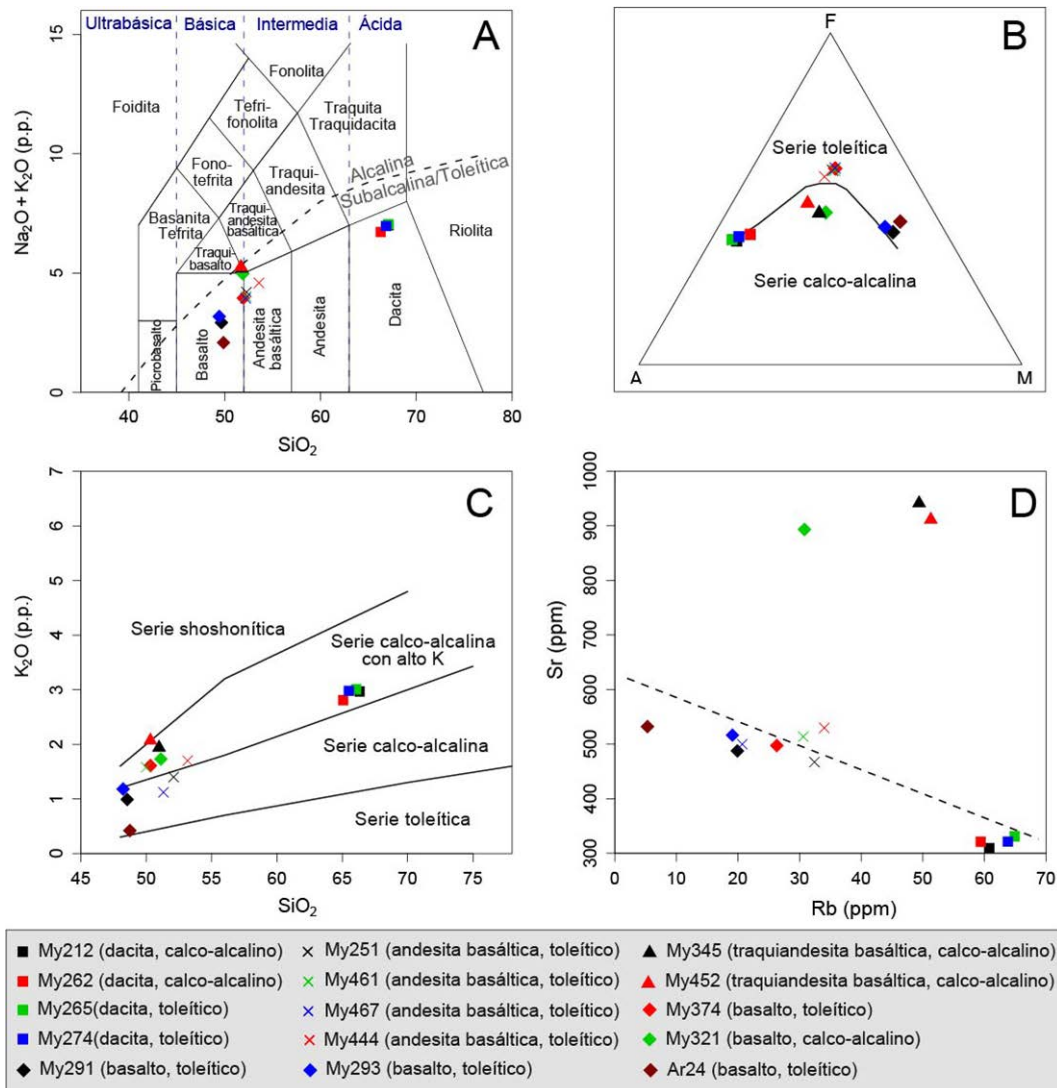


Fig. 14: Diagramas de clasificación geoquímica de las rocas ígneas en el área de estudio (Mioceno Superior). (A) Diagrama TAS (Le Bas, Le Maitre, Streckeisen y Zanettin, 1986); (B) Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971); (C) Diagrama SiO₂ vs. K₂O (Peccerillo y Taylor, 1976); (D) Relación Rb/Sr de las muestras analizadas.

aproximada de poca extensión de 103 km², con variaciones de altos a bajos contenidos de álcalis y magnesio, mayor contenido de hierro y contenidos intermedios de álcalis, magnesio y hierro dentro de las series toleítica y calco-alcalina (Fig. 14b).

El grupo de los basaltos (Fig. 14a) presentan el mayor grado de diferenciación con una marcada tendencia toleítica y calco-alcalina (Fig. 14b). El contenido de Fe₂O₃ varía de 10,05-13,12% en tanto el TiO₂ disminuye de 1,46% a 0,59% con la diferenciación de esta unidad indicativo de la serie toleítica (Fig. 15). En relación con magmas primarios, presentan bajos y altos valores de MgO (4,33-9,66%) y bajos valores de TiO₂ (0,59-1,46%), Nb (1,2-9.2 ppm), Ni (20-147 ppm), Zr (35,1-126,2 ppm) (figs. 15 y 16). La razón Zr/Nb vs. La/Ba muestra los valores promedio para las fuentes OIB y MORB en el contexto de las muestras analizadas. Se puede observar que las rocas de mayor tendencia alcalina tienen más afinidad con fuentes de tipo

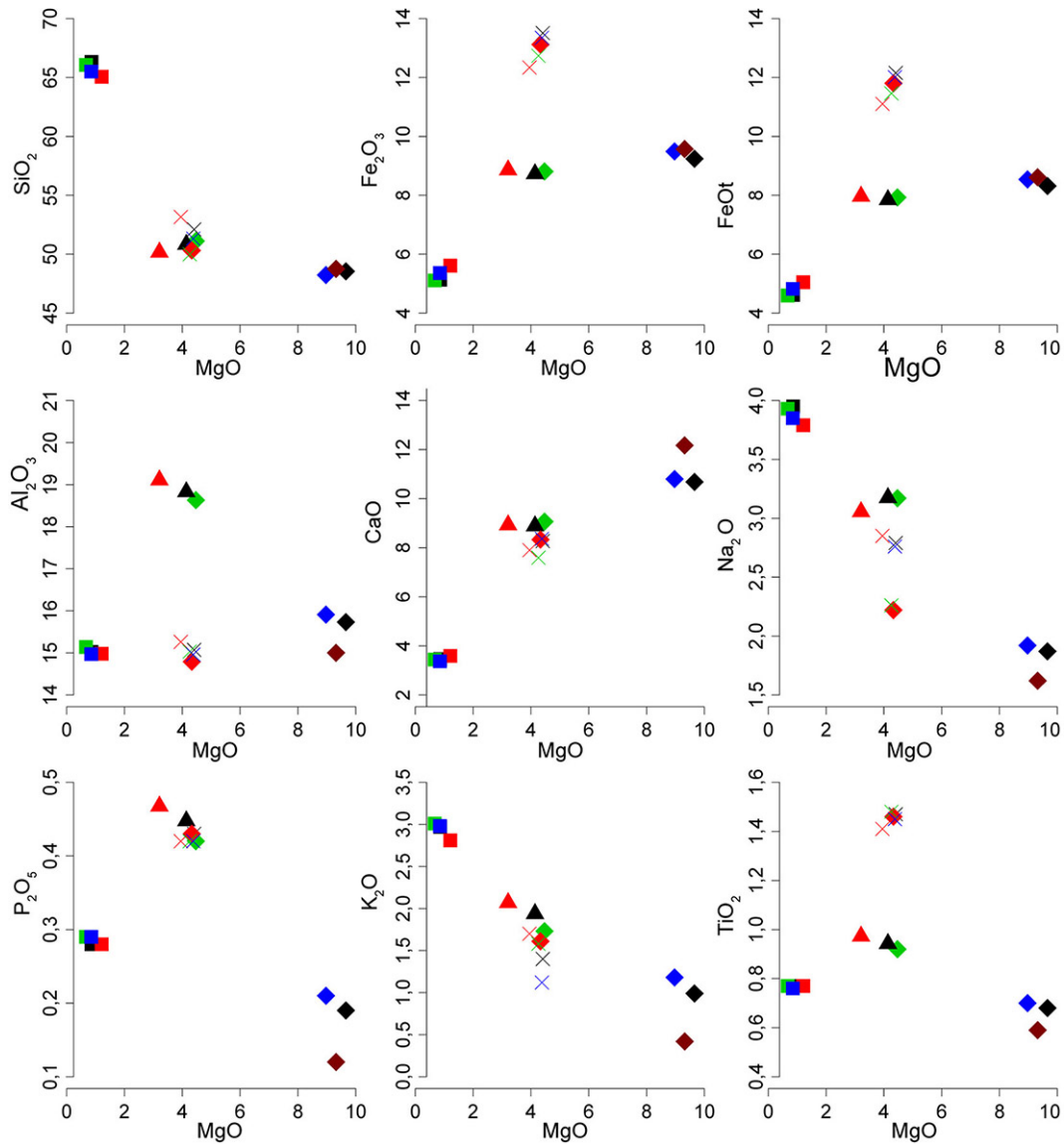


Fig. 15: Diagramas de variación de óxidos mayores utilizando el MgO como índice de diferenciación. La simbología es la misma de la figura 14.

OIB en tanto los basaltos de afinidad toleítica con una fuente tipo MORB (Fig. 17a). La normalización a condritos de REE muestra dos tendencias: (1) la primera con un patrón de curva de mayor pendiente indicando enriquecimiento en LREE y bajo grado relativo de fusión parcial para los basaltos de afinidad calco-alcalina y (2) una de menor pendiente y enriquecimiento en LREE de mayor grado relativo de fusión parcial para los basaltos de afinidad toleítica (Fig. 18a). Todo lo anterior puede estar asociado a mayores o altos grados relativos de la fusión parcial de esta unidad con un incremento en los basaltos de afinidad toleítica (Fig. 17b). La razón La/Yb es relativamente baja (4,56-16,6) $\sim 7,5$ (Fig. 17b) sugiriendo igual mayores grados de fusión parcial y el valor relativamente alto de Ba/La (25,17-50) $\sim 39,6$ sugiere un aporte de fluidos de la placa subducida a la fusión parcial (figs.18d). El bajo valor de la razón U/Th (0,39-1,88) $\sim 0,8$ (Fig. 17c) y la normalización al manto primitivo muestra claras anomalías positivas en Ba, U y Sr y negativas en Nb, Ta y Zr (Fig. 18b), sugiriendo que posiblemente el metasomatismo del manto se originó a partir del aporte de sedimentos pelágicos carbonatados de la placa subducida (Fig. 17c). La marcada reducción en Nb, Ta, Zr y Ti y a veces incremento en Pb en esta unidad puede estar asociado al típico vulcanismo

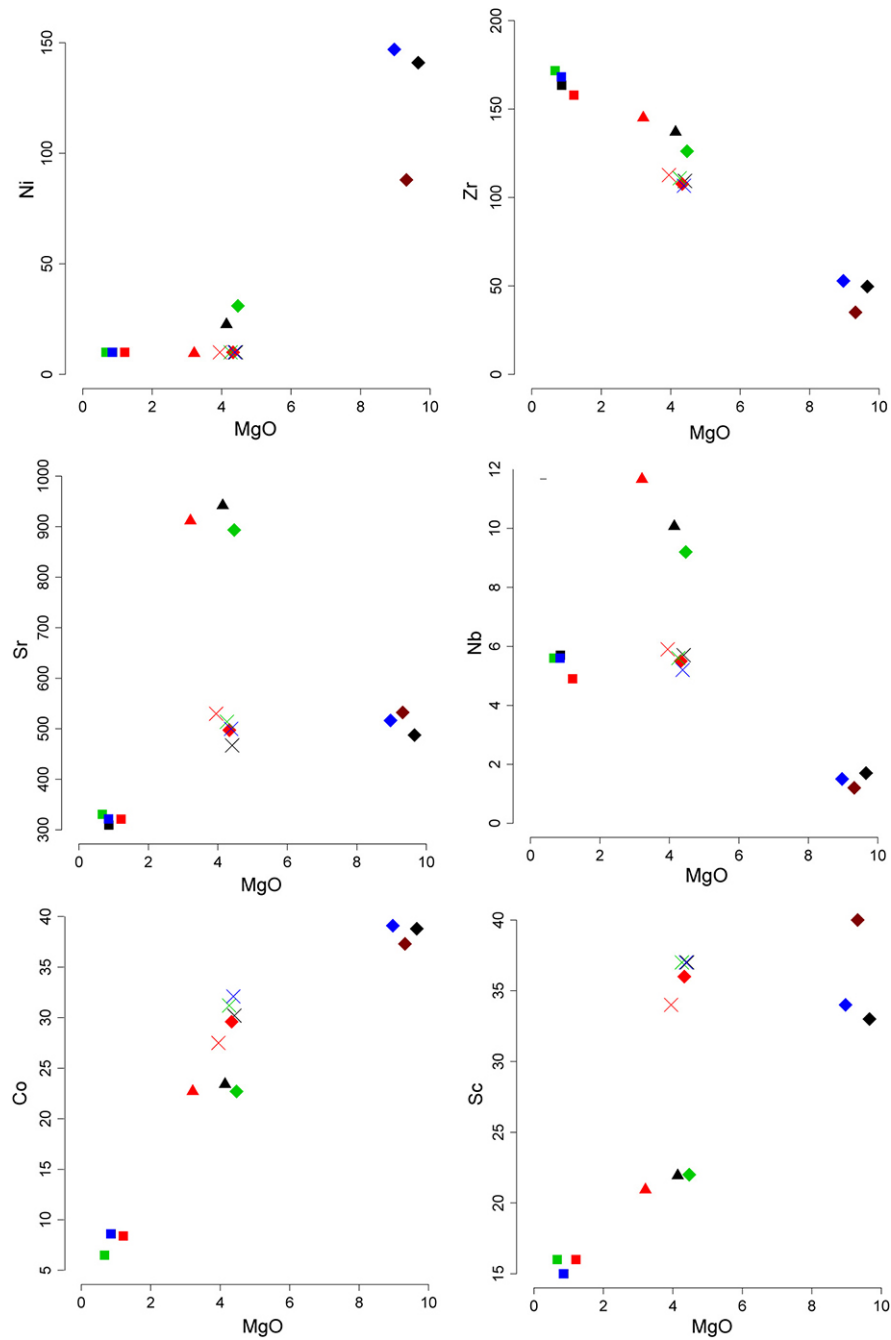


Fig. 16: Diagramas de variación de elementos trazas utilizando el MgO como índice de diferenciación. La simbología es la misma de la figura 14.

de arco con una componente alcalina que puede estar más emparentada al vulcanismo del tras-arco que del arco volcánico interno del norte de Costa Rica.

El grupo de andesitas basálticas (Fig. 14a) presentan una clara tendencia toleítica (Fig. 14b). El contenido de Fe_2O_3 es relativamente constante ($\sim 12,98\%$) al igual que el TiO_2 ($\sim 1,45$) sugiriendo baja diferenciación de esta unidad. En relación a

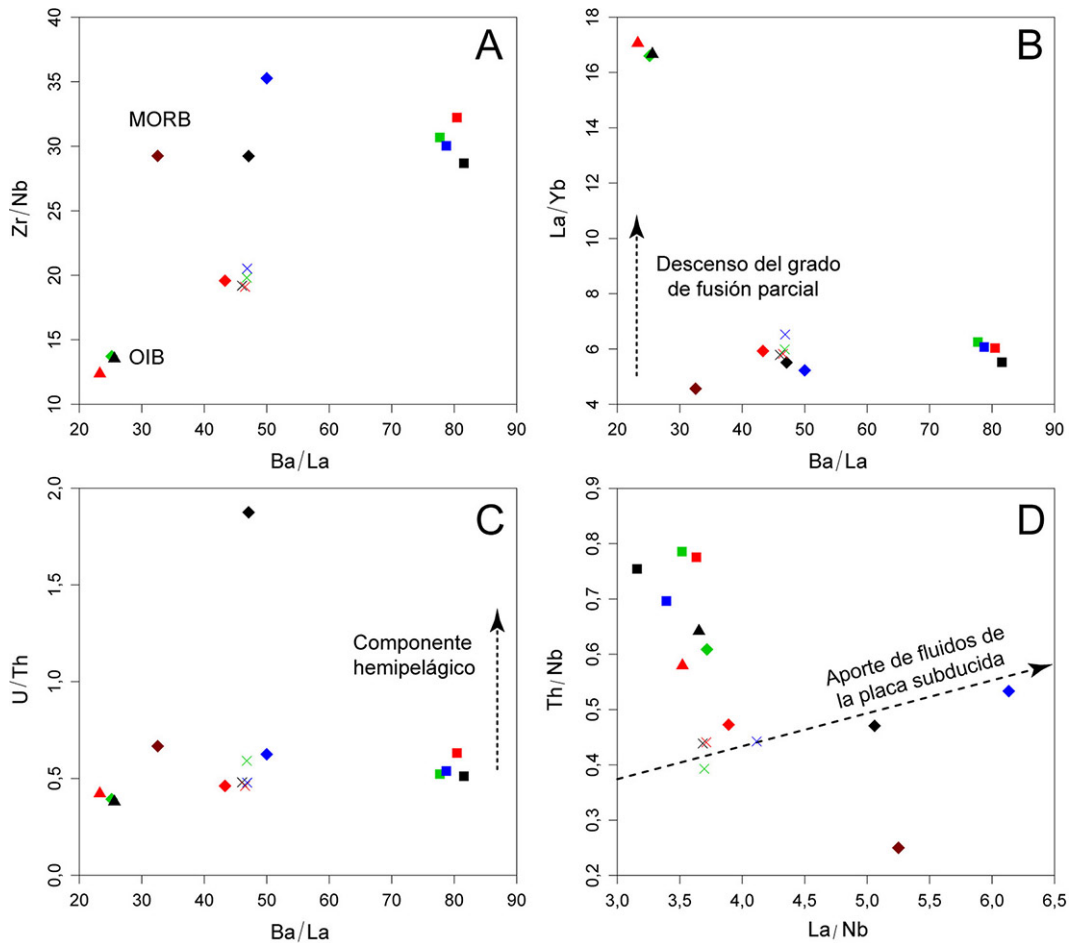


Fig. 17: Razones de elementos trazas para evaluar el tipo de fuente mantélica, el aporte de fluidos y sedimentos de la placa subducida de las muestras analizadas (adaptado de Gazel et al., 2005). (A) Valores promedio de las razones Zr/Nb y Ba/La para las fuentes mantélicas OIB y MORB con los valores del área de estudio; (B) La razón La/Yb aumenta al disminuir el grado de fusión parcial, las traquiandesitas basálticas y basaltos de afinidad calco-alcalina presentan el menor grado de fusión parcial; (C) La razón U/Th (<1) indica que el aporte de los fluidos de la placa subducida fue a partir de sedimentos pelágicos carbonatados; (D) Componentes de fundido vs fluidos a nivel global en zonas de subducción para distinguir entre arcos dominados por fluidos de aquellos que requieren una componente de sedimentos en el fundido (Flores y Gazel, 2020 según Zamboni et al., 2016). Muestra que las rocas de afinidad toleítica tienen mayor aporte de fluidos de la placa subducida a la fusión parcial, en tanto las de afinidad calco-alcalina mayor aporte de sedimentos a la fusión parcial. La simbología es la misma de la figura 14.

magma primarios, presentan valores relativamente bajos de MgO (3,95-4,41%), Nb (5,2-5,9 ppm), Ni (~10 ppm) y valores intermedios de TiO₂ (~1,45%) y Zr (106,7-112,7 ppm). Presentan la interacción de una fuente de tipo OIB con una fuente menor tipo MORB (Fig. 17a). La normalización a condritos de REE muestra pendientes relativamente altas indicando enriquecimiento en LREE y leve deficiencia en Eu indicando una fuente algo empobrecida en plagioclasa (Fig. 18c). Lo anterior sugiere similares mayores o altos grados relativos de la fusión parcial (Fig. 17b). La razón La/Yb es relativamente baja (5,78-6,52) ~ 6 (Fig. 17b) sugiriendo mayores grados de fusión parcial y el valor relativamente alto de Ba/La ~ 46,5 sugiere un aporte de fluidos de la placa subducida a la fusión parcial (Fig. 18d). El bajo valor de la razón U/Th (0,46-0,59) ~ 0,5 (Fig. 17c) y la normalización al manto primitivo muestra claras anomalías positivas en Ba y U y negativas en Nb, Ta, Pb, Zr y Ti (Fig. 18d) sugiriendo que posiblemente el metasomatismo del manto se originó a partir del aporte de sedimentos pelágicos carbonatados de la placa subducida. La marcada reducción en Nb, Ta, Pb, Zr y Ti en esta unidad al igual que los basaltos puede estar asociado al típico vulcanismo de arco.

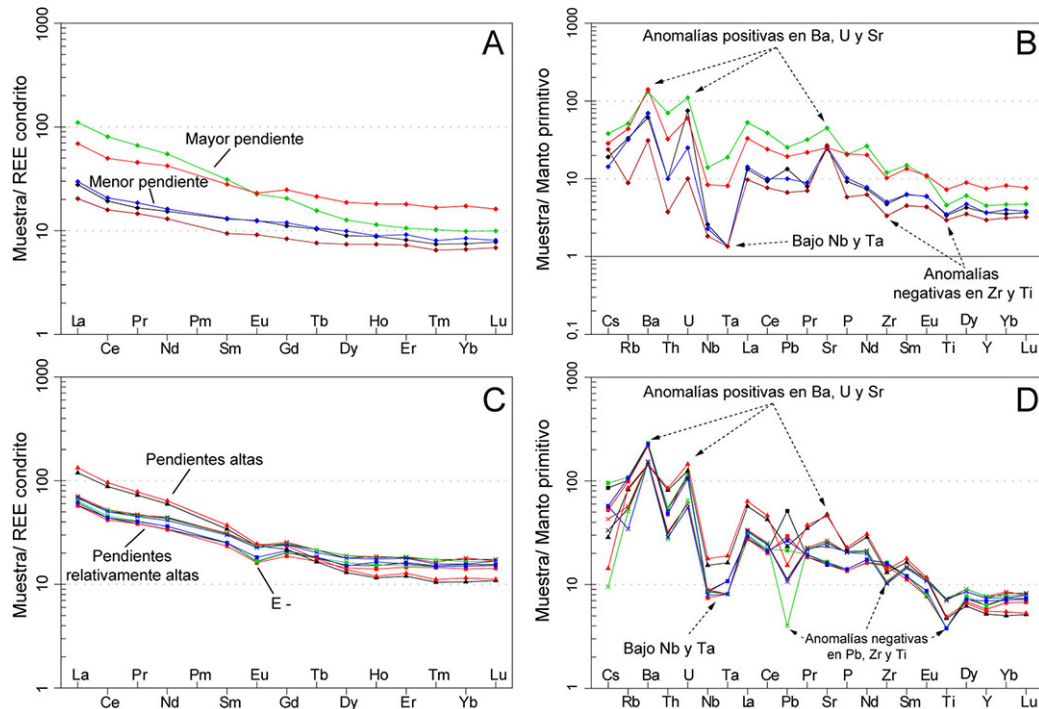


Fig. 18: Normalización de REE a condritos (Boyton, 1984) y elementos trazas al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). (A) Normalización a condritos de los basaltos, los de afinidad toleítica muestran menor pendiente sugiriendo mayores grados de fusión parcial, en tanto los de afinidad calco-alcalina mayor pendiente sugiriendo menores grados de fusión parcial; (B) Normalización al manto primitivo de los basaltos mostrando las anomalías que sugieren el aporte de sedimentos carbonatados de la placa subducida a la fusión parcial asociado al típico vulcanismo de arco; (C) Normalización a condritos de las otras muestras mostrando pendientes relativamente altas sugiriendo menores grados relativos de fusión parcial y la anomalía negativa de E indicando una fuente empobrecida e plagioclasa; (D) Normalización al manto primitivo de las otras muestras mostrando un comportamiento similar y la anomalía de Pb asociado al vulcanismo de arco. La simbología es la misma de la figura 14.

Las traquiandesitas basálticas (Fig. 14a) se agrupan dentro de la serie calco-alcalina de alto potasio, una de ellas en el límite alcalino clasificando como shoshonita (Fig. 14a, b y c). En relación a magmas primarios, en general presentan valores relativamente bajos de MgO (3,21-4,14%) y TiO₂ ~0,96%, Nb~10,9 ppm, Ni (10-23 ppm) y Zr (137,5-145,6 ppm). Entre las unidades presentan una clara y mayor afinidad con una fuente de tipo OIB (Fig. 17a). La normalización a condritos de REE muestra las mayores pendientes positivas entre las unidades indicando un mayor enriquecimiento en LREE y deficiencia en Eu indicando una fuente empobrecida en plagioclasa (Fig. 18c). Estos valores en relación con las dos unidades anteriores sugieren un menor o bajos grados relativos de fusión parcial entre las unidades analizadas (Fig. 17b, 18a y 18c). La razón La/Yb ~16,9 es alto sugiriendo menores grados de fusión parcial y el valor relativamente alto de Ba/La ~24,4 sugiere un aporte de fluidos de la placa subducida a la fusión parcial. El bajo valor de la razón U/Th (0,38-0,42) ~0,40 y la normalización al manto primitivo muestra anomalías positivas en Ba, U y Sr y negativas en Nb, Ta, Pb, Zr y Ti sugiriendo que posiblemente el metasomatismo del manto se originó a partir del aporte de sedimentos pelágicos carbonatados de la placa subducida.

El grupo de las dacitas (Fig. 14a) muestran la transición de la serie toleítica a calco-alcalina (Fig. 14b). El contenido de Fe₂O₃ (5,11-5,61%) y MgO (0,67-1,21%) aumentan levemente con la diferenciación de esta unidad, en tanto el contenido de TiO₂ ~0,77% se mantiene constante. En relación con magmas primarios, presentan bajos valores de MgO y TiO₂, Nb (4,9-5,7 ppm), Ni~10 ppm) y alto Zr (157,9-171,8 ppm). La normalización a condritos de REE muestra un patrón cóncavo hacia abajo con una pendiente positiva relativamente fuerte indicando enriquecimiento en LREE y una clara anomalía negativa de Eu indicativo de una fuente empobrecida en plagioclasa (Fig. 18c). Lo anterior puede posiblemente estar asociado a mayores grados relativos de la fusión parcial. La razón La/Yb es relativamente baja ~5,97 sugiriendo mayores grados de fusión parcial y el valor relativamente alto de Ba/La ~ 79,6 sugiere un aporte de fluidos de la placa subducida a la fusión parcial. El bajo

valor de la razón U/Th $\sim 0,55$ y la normalización al manto primitivo muestra anomalías positivas en Ba, U y Pb y negativas en Nb, Ta y Ti sugiriendo que posiblemente el metasomatismo del manto se originó a partir del aporte de sedimentos pelágicos carbonatados de la placa subducida.

Vulcanismo del Plioceno (ignimbritas)

Es un vulcanismo de composición dacítica y andesítica (Fig. 19a). El contenido de sílice (SiO_2) varía entre 56,6 – 60%. El vulcanismo que generó estas ignimbritas es mayormente calco-alkalino con excepción de la muestra My629 (toleítica) (Fig. 19b). La normalización a condritos de REE muestra una curva relativamente plana con bajo enriquecimiento en LREE y ligeras anomalías negativas de Ce y Eu (Fig. 19c). La muestra My380 muestra un patrón de mayor pendiente y concentración de estos elementos y una anomalía negativa de Ce muy marcada (Fig. 19c). La anomalía de Cerio tan marcada en esta unidad puede indicar la presencia de rocas y sedimentos de origen oceánico con aporte de sedimentos pelágicos de la placa subducida y fluidos de origen marino al metasomatismo del manto durante la generación de estos magmas. La normalización al manto primitivo (Fig. 19d) muestra en general un enriquecimiento en elementos LIL y deficiencias en elementos HFS asociado al aporte de fluidos de la placa subducida y deshidratación de sedimentos al metasomatismo del manto típico de un ambiente de vulcanismo de arco.

Vulcanismo del Pleistoceno (Monteverde)

Es un vulcanismo diferenciado que varía de basaltos a dacitas asociado a la Formación Monteverde ($\text{SiO}_2 \sim 50,56\text{--}63,16\%$) (Fig. 19a) y de marcada tendencia calco-alkalina (Fig. 19b). La normalización a condritos de REE muestra tres niveles de concentración de estos elementos según la composición de la roca, con un patrón de curva de mayor pendiente y concavidad hacia abajo, mayor enriquecimiento en LREE, ligeras anomalías negativas de Ce y una marcada anomalía negativa de Eu para el caso de la composición dacítica indicando una fuente empobrecida en plagioclasa (Fig. 19c). La normalización al manto primitivo (Fig. 19d) muestra en general un enriquecimiento en elementos LIL y deficiencias en elementos HFS asociado al metasomatismo del manto por el aporte de fluidos de la placa subducida y deshidratación de sedimentos típico de un vulcanismo de arco.

Vulcanismo del Holoceno (tefras del volcán Arenal)

Clasifican como andesitas y andesitas basálticas (Fig. 19a). El contenido de sílice (SiO_2) varía entre 55,39 – 56,75%. El vulcanismo del volcán Arenal que generó estas tefras es calco-alkalino (Fig. 19b). La normalización a condritos de REE muestra un patrón de curva cóncavo hacia abajo indicando enriquecimiento en LREE y leve anomalía positiva de Eu (Fig. 19c). La normalización al manto primitivo muestra similar un enriquecimiento en elementos LIL y deficiencias en elementos HFS asociado al metasomatismo del manto por el aporte de fluidos de la placa subducida y deshidratación de sedimentos típico de un vulcanismo de arco.

Interpretación

El vulcanismo magmático en el área se manifiesta por cuatro facies magmáticas bien diferenciadas que varían en composición desde basaltos a dacitas desarrolladas durante el Mioceno Superior. El vulcanismo es subalkalino con una marcada tendencia toleítica y calco-alkalina y de transición a ambas series. Según las dataciones $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ las dacitas son más antiguas ($8,7 \text{ Ma} \pm 1,5$), por lo que se ha tenido una transición de un vulcanismo calco-alkalino a toleítico hacia facies magmáticas más máficas. Los análisis de óxidos mayores y de elementos trazas indican una fuerte diferenciación de estos magmas a partir de

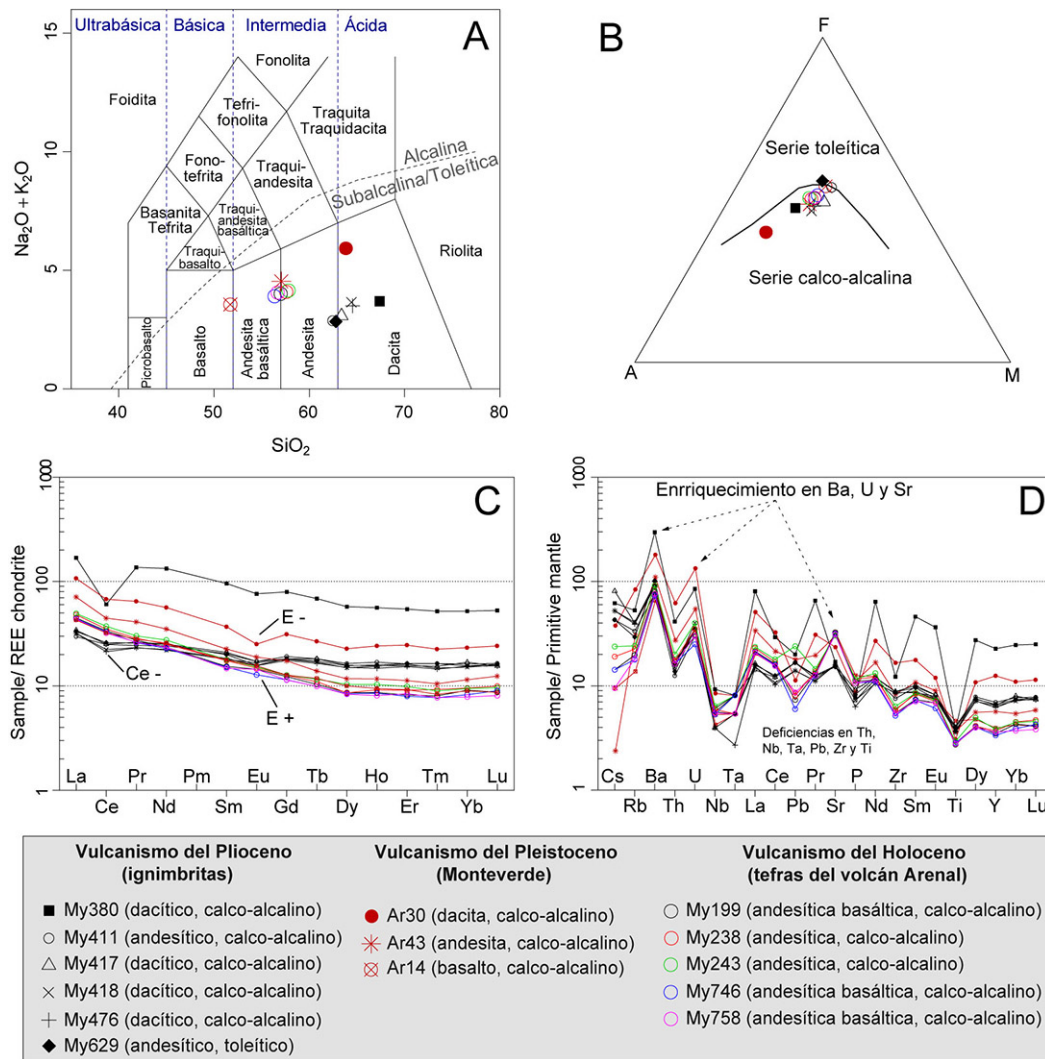


Fig. 19: Diagramas de clasificación geoquímica de las rocas ígneas y piroclásticas del área de estudio (Plioceno - Cuaternario). (A) Diagrama TAS (Le Bas et al., 1986); (B) Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971). Normalización de REE a condritos (Boyton, 1984) de las muestras analizadas, mostrando deficiencias en Ce y E (para detalles ver texto); (D) Normalización de elementos trazas al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) de las muestras analizadas mostrando un patrón similar asociado al vulcanismo de arco. La simbología es la misma de la figura 14.

fuentes de transición tipo OIB (para las rocas de afinidad calco-alcalina/alcalina) a tipo MORB (para los basaltos de afinidad toleítica) modificadas por los procesos de subducción. En general la comparación con magmas primarios, los análisis indican mayores o altos grados relativos de fusión parcial con una disminución para los basaltos de afinidad toleítica y con un aporte de fluidos de la placa subducida a la fusión parcial. Los análisis también sugieren que hubo un aporte de sedimentos pelágicos carbonatados de la placa subducida al metasomatismo del manto. Las anomalías positivas en Ba, U y Sr y negativas en Nb, Ta, Zr y Ti en conjunto con los análisis de óxidos mayores y de elementos trazas sugieren que estas facies magmáticas están asociadas al típico vulcanismo de arco con una componente alcalina que puede estar más emparentada al vulcanismo del trasarco que al arco volcánico interno del norte de Costa Rica. Durante el Plioceno y Cuaternario el vulcanismo piroclástico y magmático en el área es marcadamente calco-alcalino a diferencia del vulcanismo magmático del Mioceno Superior donde se tiene una marcada tendencia toleítica y calco-alcalina y de transición a ambas series. Se caracteriza por ser muy bien diferen-

ciado desde basaltos hasta dacitas donde el vulcanismo efusivo del Pleistoceno es el que presenta mayor grado de diferenciación. El análisis de elementos trazas muestra típicas anomalías de un vulcanismo de ambiente de arco donde la generación de magmas y el metasomatismo del manto son influenciados por el aporte de sedimentos y fluidos marinos de la placa subducida.

Geología estructural

La Hoja Monterrey se ubica en un sector de transición del arco volcánico de Tilarán y el borde sur de la cuenca de San Carlos. La interpretación estructural de la cuenca de San Carlos con estudios de geofísica y pozos ((p.ej. Ballester et al., 1995; Barboza et al., 1997; Barboza y Segura, 1998; Denyer et al., 2003; Mescua et al., 2017; Brandes y Winseman, 2018) muestran un complejo fallamiento normal e inverso de rumbo E–O con deflexiones al O–SO y E–SE a profundidades entre los 0,5 y 4 km (Fig. 1). El reconocimiento de las líneas sísmicas de PIAC/Recope (1987-89) sugiere rasgos en la estructura de la cuenca como plegamientos y posibles fallas inversas. Se determinó la manifestación de hidrocarburos cerca del pueblo de Pataste (p.ej. Keating, 1985) cerca de los pozos Monterrey 1 y 2, lo cual posiblemente está relacionado con la migración de hidrocarburo a través de un sistema de fallas. Las líneas sísmicas con rumbos 358° - 010° y 065° - 125° muestran posibles estructuras de deformación compresiva y sobrecorrimientos de bajo ángulo hacia los bordes de cuenca, así como posibles fallas de rumbo transtensivas. Durante el Plioceno al Reciente se desarrolla un evento transtensivo responsable del graben de Nicaragua y focalizado al suroeste de la CSC (Porrás et al., 2021). La secuencia sedimentaria del área estudiada presenta buzamientos que varían entre 2° y 85° y direcciones de buzamiento que varían en un amplio rango azimutal (Fig. 20). Esta característica estratigráfica de las capas sedimentarias son evidencia de la historia tectónica del área y que los sedimentos clásticos del Mioceno Medio–Superior han sido basculados y afectados por fallas inversas y desplazamiento de rumbo. Es clara la presencia de zonas de deformación tectónica que afectan tanto depósitos sedimentarios y volcánicos del Neógeno como del Cuaternario (al menos 23 sitios con indicadores cinemáticos) y la presencia de fallas activas en el sector suroeste de la hoja (cuadros 3, 4 y 5). La fase de deformación reciente corresponde con fallas principalmente de desplazamiento de rumbo con componentes oblicuas, sin embargo en pocos casos es posible discriminar entre desplazamiento sinistral o dextral mediante indicadores cinemáticos claros, por lo que se realizó un análisis cinemático de los datos para encontrar la mejor solución según los datos obtenidos (Cuadro 5). La fase de deformación observada en los sedimentos del Mioceno se interpretan como fallas inversas y posiblemente sobrecorrimientos. Esta fase de deformación sería el resultado de la inversión tectónica ocurrida durante el Mioceno Medio-Superior e inicios del Plioceno a partir de algunas estructuras extensionales del Paléogeno y Mioceno temprano (Porrás et al., 2021).

Sistema de fallas inversas E-O y pliegues asociados

Afloran en superficie principalmente en las cuencas de los ríos Nilo, La Muerte, Pataste y Jicarito con rumbo general E-O (Fig. 21). Estas fallas han sido propuestas en los mapas regionales con los estudios de tectónica y sísmica de la región, y corroboradas en estos sitios como zonas de deformación tectónica en los sedimentos clásticos del Mioceno de la Formación Venado (Fig. 22a, 22b y 22c) y el vulcanismo del Mioceno Superior siendo sobrecorrido por los sedimentos de la Formación Venado (Fig. 22d). En la cuenca del río La Muerte, depósitos holocénicos se observan en una posición estratigráfica superior, lo cual se asocia a un levantamiento relativo de los sedimentos del Mioceno producto del fallamiento inverso (Fig. 22e y 22f). Estas fallas son más difíciles de medir ya que se presentan como zonas de deformación tectónica (Fig. 22a, 22b, 22c, 22d), sin embargo un análisis cinemático en cuatro sitios más relevantes tomando en cuenta el rumbo y buzamiento dan soluciones con rumbo E-ENE ($\sigma_1 \approx 175^{\circ}$) acorde con el rumbo propuesto para estas fallas (Cuadro 3 y Fig. 23a). En cuanto a los pliegues interpretados, son cubiertos, cuyos ejes tienen un rumbo aproximado E–O paralelo al rumbo de las fallas inversas, y se han trazado también en función de la expresión geomorfológica. La amplia variación en las direcciones de buzamiento y buzamiento de los estrados asociado a la tectónica hace difícil establecer con claridad los ejes de pliegues y sus orientaciones (Fig. 20).

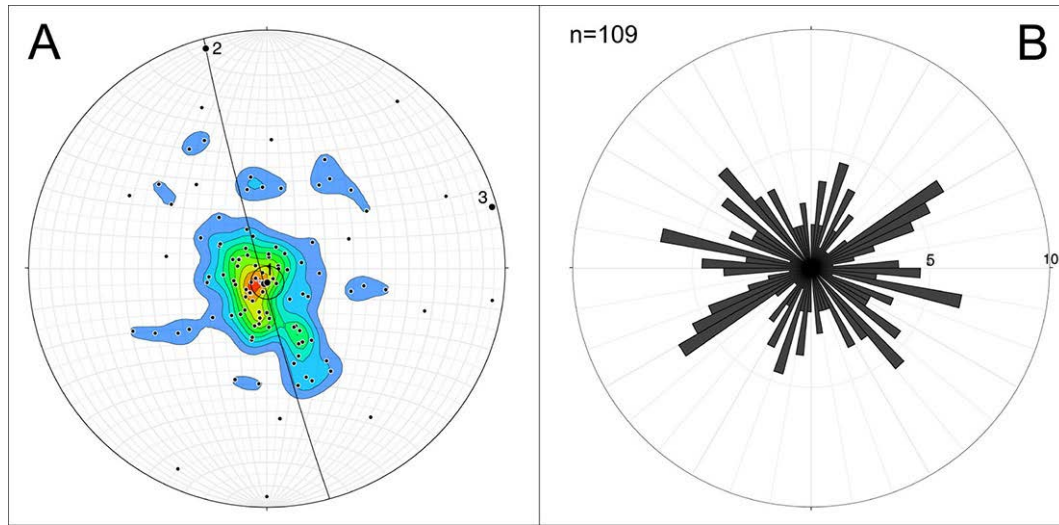


Fig. 20: Direcciones de buzamientos y buzamientos de los estratos sedimentarios de la Fm. Venado. (A) Diagrama de polos en red estereográfica de igual área en isovalores de 1%; (B) Direcciones de rumbo (rosa de rumbos cada 5°). Muestran el amplio rango azimutal en las direcciones estratigráficas y los ángulos de buzamientos de los estratos asociados a la historia tectónica. Diagramas obtenidos de Stereonet 10.1.0 (Allmendinger, Cardozo y Fisher, 2012; Cardozo y Allmendinger, 2013).

Fallas normales asociadas al fallamiento inverso

Localmente se observan zonas de falla normales (por factores de escala no indicadas en el mapa de la figura 21) asociadas a una relajación local de esfuerzos producto del fallamiento inverso, en zonas por ejemplo cerca de anticlinales (Fig. 24a, 24b, 24c y 24d). Un análisis cinemático en seis sitios tomando la dirección y buzamiento de los planos y algunos indicadores cinemáticos dan soluciones con rumbo E-O similar al rumbo de las fallas inversas y los pliegues, posiblemente asociado a esfuerzos de relajación ($\sigma_3 \approx 024^\circ$) orientados NNE (Cuadro 4 y Fig. 23b).

Fallas de desplazamiento de rumbo y lineamientos asociados

Según el modelo de deformación para Costa Rica en esta área (p.ej. Montero, 2001; Montero, 2014; Kobayashi, LaFemina, Geirsson, Chichaco, Abrego, Mora y Camacho, 2014; Montero et al. 2017; Mescua et al., 2017; Porras et al., 2021), las fallas de rumbo dextrales deben de tener rumbo NO-SE o NNO-SSE. El sitio My434 es el más representativo de este tipo de fallas de desplazamiento de rumbo dextral (Fig. 24e) que afecta depósitos volcánicos del Pleistoceno y se extiende por al menos 300

Cuadro 3

Resumen de los datos de fallas inversas medidas en el área de estudio.

Sitio	Litología	CRTM Norte	CRTM Este	Elevación (m snm)	Plano Falla	Rumbo Plano	Buzamiento
My179	Fm. Venado	1168013	426737	231,1	212	302	76
My259	Fm. Venado-Grifo Alto	1165077	417487	317,8	135	225	68
My359	Fm. Venado	1167553	422291	363,5	11	101	88
My359	Fm. Venado	1167553	422291	363,5	183	273	38

Cuadro 4

Resumen de los datos de fallas normales medidas en el área de estudio.

Sitio	Litología	CRTM Norte	CRTM Este	Elevación (msnm)	Plano Falla	Rumbo Plano	Buzamiento	Dirección de estrías	Inmersión	Rake
My172	Fm. Venado	1166292	428030	355,1	257	347	45	215	41	48
My232	Fm. Monteverde	1164833	418867	447,6	218	308	65	190	60	62
My575	Fm. Venado	1168415	426885	245,0	10	100	47			
My575	Fm. Venado	1168415	426885	245,0	353	83	65			
My612	Fm. Venado	1172783	418930	120,0	12	102	32			
My628	Fm. Venado	1171724	418560	157,0	280	10	80			
My652	Fm. Monteverde	1182749	439843	96,0	94	184	15	124	12	

metros desde el sitio en la quebrada Catarata hasta el río Nilo. El sitio My275 también muestra una falla de este tipo observada en el campo (Fig. 24f). La evidencia de campo de estas fallas es principalmente en el sector suroeste de la hoja (no representadas en el mapa de la Fig. 21 por razones de escala), pero se han interpretado en el mapa geológico como fallas dextrales interpretadas con la misma tendencia de rumbo (Fig. 21 y Cuadro 5). A estas direcciones de fallas inferidas también se han asociado lineamientos con la misma dirección. De igual forma según el modelo de deformación, las fallas sinestrales deberían tener direcciones de rumbo NE-SO o NNE-SSO. Se caracterizaron según los datos dos fallas de este tipo en los sitios My277 y My434 (Cuadro 5). En el sitio My277 de la quebrada Catarata es evidente la presencia de arcilla de falla y la presencia de estrías de falla con al menos dos direcciones principales. Al igual que el sitio anterior My434, estas fallas no afloran dentro de la hoja del mapa geológico y no están representadas en el mapa de la figura. 21 por razones de escala, pero fallas inferidas sinestrales con estos rumbos son mostradas en el mapa de la figura 21. De igual forma a estas direcciones de fallas inferidas se han asociado lineamientos de igual rumbo. El cuadro 5 y figuras 23c y 23d muestran un análisis cinemático en algunas de estas zonas de falla tomando las direcciones y buzamientos de los planos y algunos indicadores cinemáticos obteniendo soluciones con rumbo ONO (fallas dextrales) y ENE (fallas sinestrales). En sitios como el My652 (Fig. 24c y 24d) los depósitos volcánicos del Pleistoceno presentan deformación tectónica que se ha asociado a la tectónica transtensiva del Plio-Pleistoceno.

Historia geológica

Durante el Mioceno Medio a Terminal se desarrolla una sedimentación clástica proveniente del desarrollo y vulcanismo

Cuadro 5

Resumen de los datos de fallas de desplazamiento de rumbo medidas en el área de estudio.

Sitio	Litología	CRTM Norte	CRTM Este	Elevación (m snm)	Plano Falla	Rumbo Plano	Buzamiento	Dirección de estrías	Inmersión	Rake	Tipo
My202	Fm. Monteverde	1163063	419348	642,1	63	153	65	346	10	13	Dextral
My275	Fm. Monteverde	1164453	417751	385,8	278	8	88	188	4	0	Dextral
My434	Fm. Venado	1164161	418008	441,8	207	297	52	120	2	3	Dextral
My434	Fm. Venado	1164176	417993	441,8	35	305	88	120	20	5	Dextral
My228	Fm. Monteverde	1164600	418859	471,9	100	190	70	45	55	35	Dextral
My277	Fm. Monteverde	1164379	417763	395,7	243	333	68	328	25	5	Sinestral
My434	Fm. Venado	1164145	418032	441,8	90	180	80	170	20	10	Sinestral

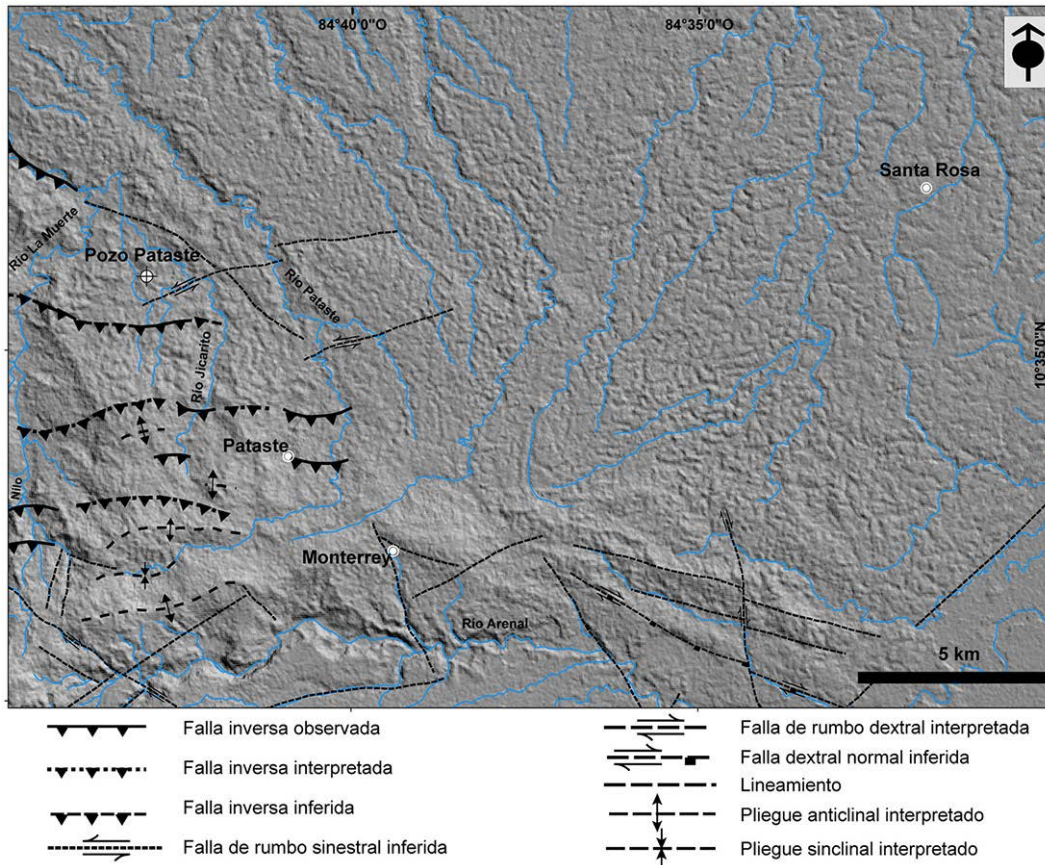


Fig. 21: Mapa de estructuras geológicas interpretadas en el área de estudio.

del arco volcánico activo. Esta sedimentación denominada como Fm. Venado se desarrolla en la plataforma continental y de transición litoral que incluye un rango de litologías en ambientes de baja a media energía desde areniscas hasta lutitas, brechas, conglomerados, calizas, depositación de materia orgánica y desarrollo de carbón, micro y macro-fauna de ambientes de plataforma y transición litoral y posiblemente continental con mucho aporte volcánico durante la sedimentación. Durante el Plioceno se desarrolla una sedimentación denominada como la colmatación de la cuenca, que se caracteriza mayormente por estratificación con buzamientos primarios de muy bajo ángulo de poca afectación tectónica. Esta sedimentación es dominada por areniscas de grano fino a grueso en un ambiente de mayor energía y bajo transporte y con mucho aporte volcánico durante la sedimentación. Se caracteriza por una discordancia angular erosiva entre la sedimentación del Mioceno y el Plioceno, posiblemente asociado al evento tectónico registrado para esta época. La geocronología U-Pb del grupo de zircons detríticos más jóvenes ($6,9 \pm 0,2$ Ma) sugieren que la colmatación de la cuenca y el cierre del istmo Centroamericano se desarrolló durante el Mioceno tardío y Plioceno temprano. Las edades Cenozoicas y Mesozoicas obtenidas en los zircons detríticos de estos sedimentos sugieren que durante el Mioceno Medio – Superior hubo un aporte muy importante de sedimentos provenientes del arco volcánico activo en desarrollo y del norte de América Central. Las edades Proterozoicas y Paleozoicas en zircons detríticos primordiales de estos sedimentos establecen una posible conexión con el norte de América Central o sur de México durante el Mioceno Medio – Superior o un posible origen Gondwanico o Laurentiano, sugiriendo una actividad geotectónica compleja durante el Mioceno. Sin embargo, no se descarta también la posible presencia de fragmentos de corteza continental debajo de América Central meridional. Durante el Mioceno Superior se desarrolla un vulcanismo magmático bien diferenciado desde basaltos hasta dacitas, de marcada afinidad toleítica y calco-alcalina y de transición a ambas series. La geoquímica de estas rocas indica una fuerte diferenciación de estos magmas a partir de fuentes de transición tipo OIB (para las rocas

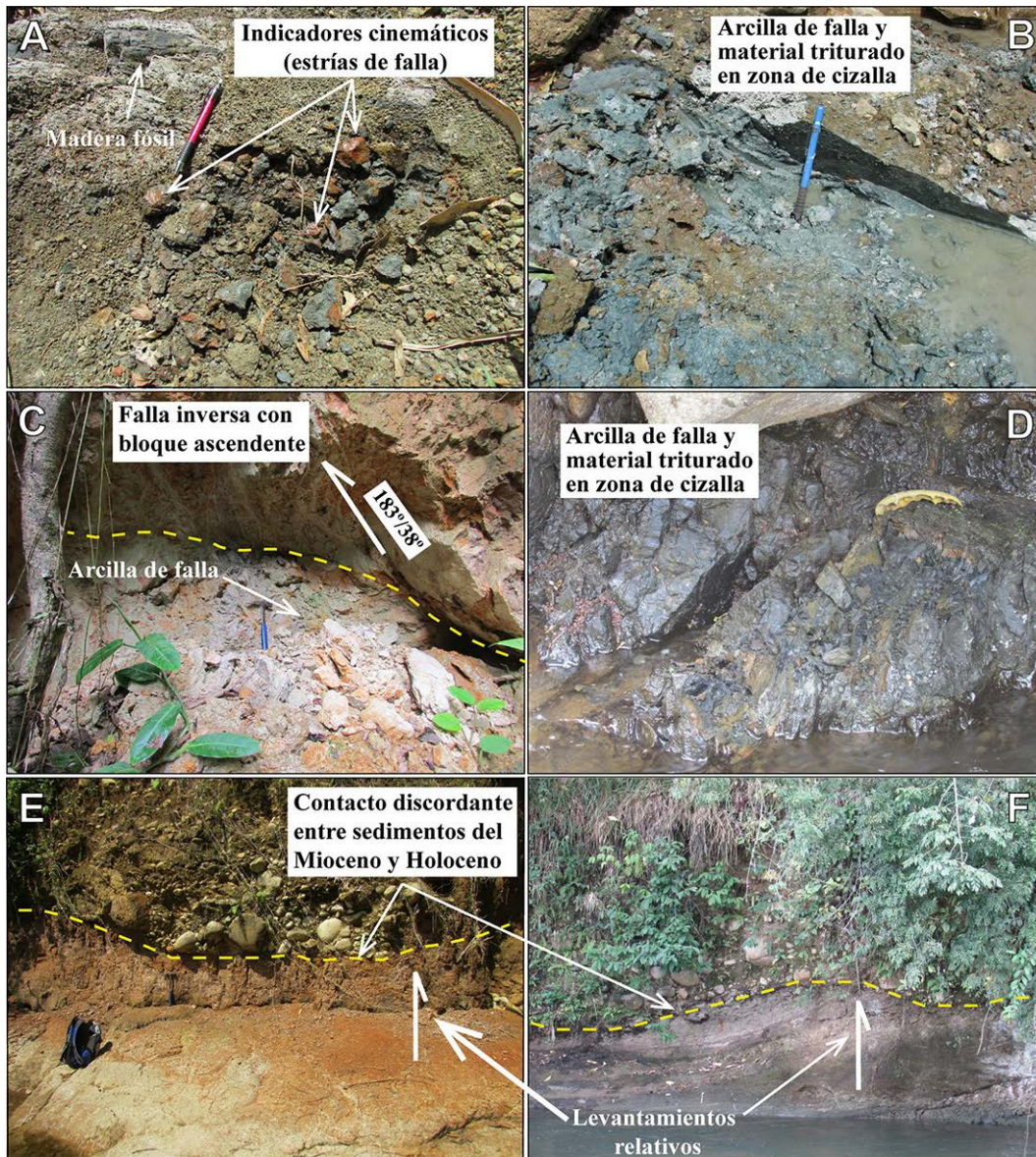


Fig. 22: Depósitos sedimentarios de la Formación Venado. (A) Evidencias de deformación tectónica producto de fallas inversas (cuenca alta río Pataste, coord.. 426803-1168430); (B) Zona de falla inversa posiblemente relacionado a un sobrecojamiento (cuenca alta río Nilo, coord.. 417487-1165077); (A) y (B) representan el afloramiento en superficie de fallas inversas; (C). Zona de falla inversa mostrando arcilla de falla y bloque ascendente (cuenca alta río Jicarito, coord.. 422291-1167553); (D) Roca ígnea alterada en zona de falla inversa siendo sobrecojida por los sedimentos de la Formación Venado (cuenca alta río Jicarito, coord.. 422870-1168653); (E y F) Depósitos Holocénicos a lo largo de la cuenca alta y media del río La Muerte, que reflejan un levantamiento relativo de los sedimentos de la Formación Venado producto de la tectónica inversa, (E) (coord.. 419475-1174889) y (F) (coord.. 418338-1171029).

de afinidad calco-alcalina/alcalina) a tipo MORB (para los basaltos de afinidad toleítica) modificadas por los procesos de subducción, así como mayores o altos grados relativos de la fusión parcial con un aporte de fluidos y sedimentos pelágicos carbonatados marinos de la placa subducida a la fusión parcial y al metasomatismo del manto, típico del vulcanismo de arco con una componente alcalina que puede estar más emparentada al vulcanismo del tras-arco que al arco volcánico interno del norte de Costa Rica. Durante el Plioceno se desarrolla un vulcanismo piroclástico proveniente del arco volcánico activo

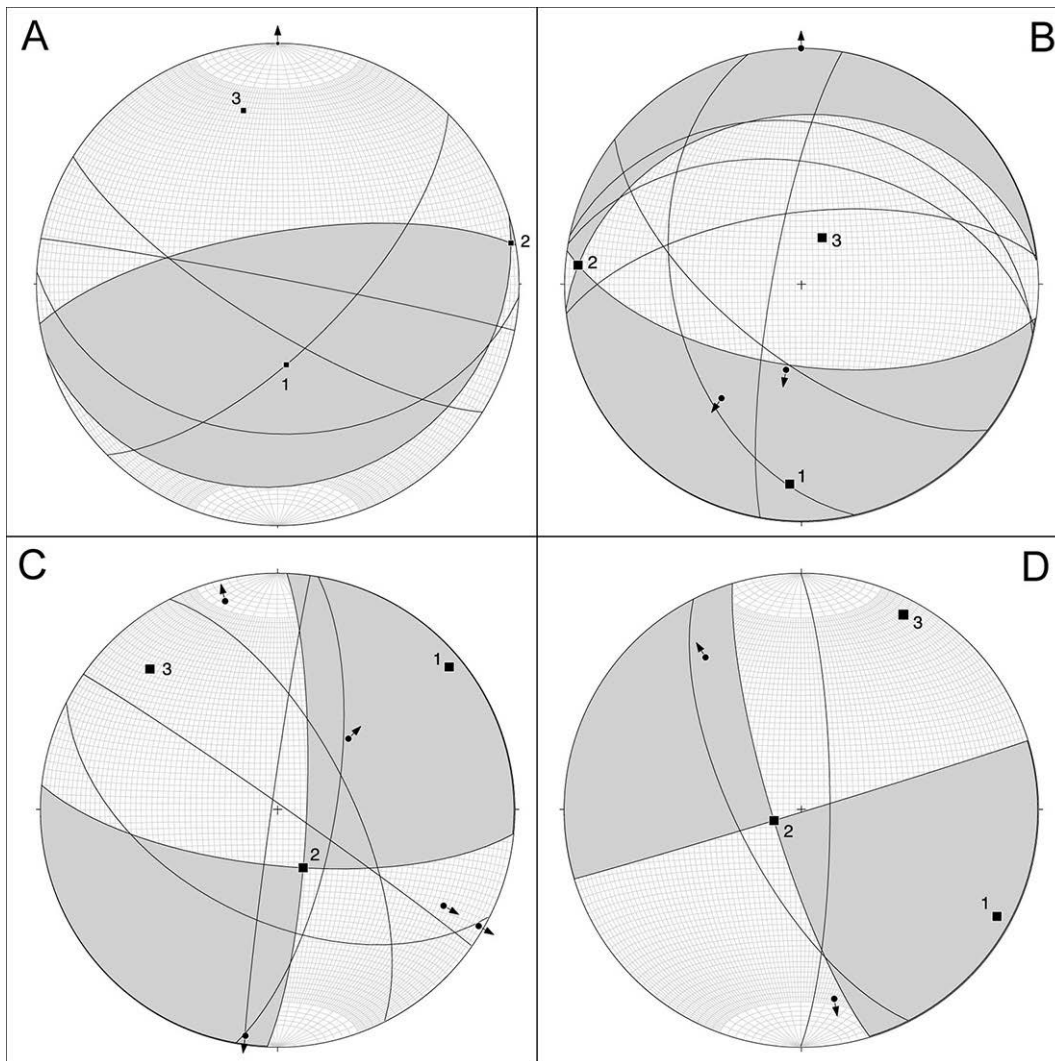


Fig. 23: Análisis cinemático y soluciones de las fallas medidas en el área de estudio. (A) Fallas inversas; (B) Fallas normales; (C) Fallas de rumbo dextrales; (D) Fallas de rumbo sinestrales. Diagramas obtenidos de FaultKin 7.5 (Allmendinger et al., 2012 y Merrett y Allmendinger, 1990).

de composición dacítica y andesítica y de afinidad calco-alkalina, el cual cubre ciertas áreas incluyendo los sedimentos del Mioceno aunque posiblemente una parte de este haya sido erosionado. Durante el Pleistoceno se desarrolla el vulcanismo efusivo asociado a la Fm. Monteverde, como extensas plataformas de lava de composición variable desde basaltos hasta dacitas y de marcada afinidad calco-alkalina. Este vulcanismo desarrolla en el área mayormente suelos de transición y residuales laterizados. Asociado a este vulcanismo se tienen también depósitos volcano-sedimentarios de granulometrías y composición variables. Durante el Holoceno se desarrollan depósitos piroclásticos (tefras) del arco volcánico actual en el sector suroeste del área, de composición andesítica-andesítica basáltica calco-alkalina. La tectónica que ha afectado el área se manifiesta como deformación tectónica en los sedimentos del Mioceno de la Fm. Venado, asociado a fallas inversas durante el Mioceno Medio-Superior y parte del Plioceno. Durante el Plioceno y Pleistoceno se desarrolla un régimen tectónico transtensivo asociado a variaciones en el ángulo y dirección de la convergencia de las placas Caribe y Coco y que se manifiesta principalmente por fallas de desplazamiento de rumbo dextral consideradas activas.

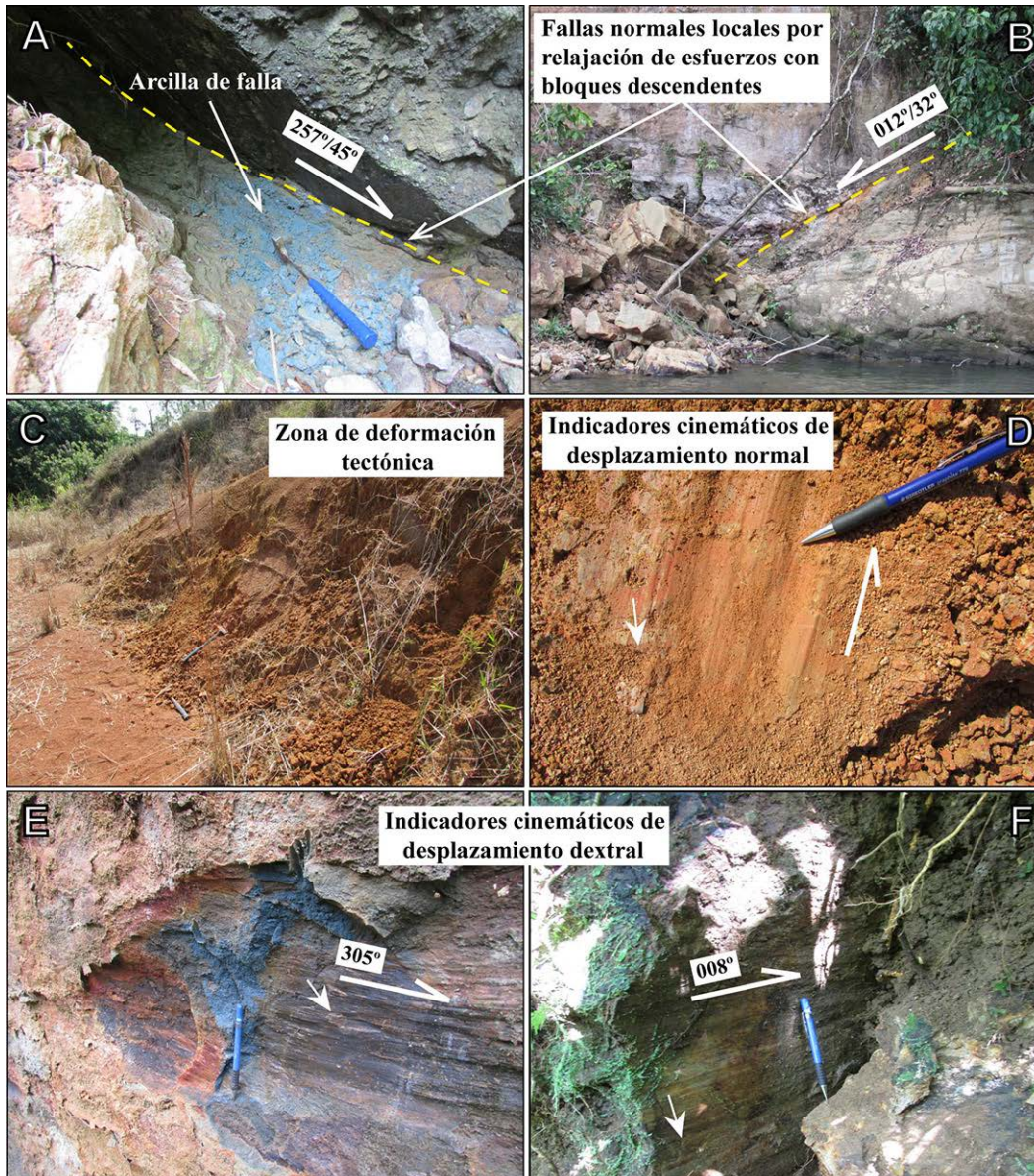


Fig. 24: Depósitos sedimentarios del Mioceno (A y B) y volcánicos del Pleistoceno (C y D) siendo afectados por fallas normales. (A) (cuenca alta del río Purgatorio, coord.. 428031-1166292); (B) (cuenca media del río La Muerte, coord.. 418930-1172783); (C y D) Mostrando evidencias físicas de deformación tectónica e indicadores cinemáticos (coord.. 439843-1182749); (E) Mostrando indicadores cinemáticos de una falla de corrimiento lateral dextral (quebrada Catarata, coord.. 418008-1164161); (F) Mostrando indicadores cinemáticos de una falla de corrimiento lateral dextral (río Nilo, coord.. 417751-1164453).

Coclusiones

La mayor parte del área de la hoja Monterrey (78%) está cubierta por depósitos volcánicos del Cuaternario que forman en la mayoría de los casos suelos de transición y residuales. Sin embargo, la cartografía geológica en las cuencas de los ríos principales del área ha mostrado una gran variedad de depósitos sedimentarios y volcánicos del Mioceno hasta el Holoceno. Los sedimentos clásticos se asocian a la Fm. Venado, depositados en un ambiente de plataforma y transición continental y a la sedimentación clástica de colmatación de la cuenca del Plioceno asociado al cierre del istmo Centroamericano. La geocro-

nología U-Pb en zircones detríticos de estos sedimentos indica una amplia variedad de edades. Las edades Proterozoicas (8%) y Paleozoicas (4%), pueden indicar una conexión con el norte de América Central o el sur de México, o un posible origen Gondwanico o Laurentiano. Sin embargo, también podrían indicar la posible presencia de fragmentos de corteza continental debajo de América Central meridional. Estas edades son un aporte nuevo al conocimiento geocronológico y evolución de estos complejos continentales del norte de América Central y constituyen un paradigma para futuros trabajos sobre la evolución geológica y geotectónica del istmo Centroamericano. Si estos granos de zircón primordiales son reciclados de estos complejos continentales y sedimentarios, el registro sedimentario prueba ser una herramienta muy valiosa en el conocimiento sobre estos complejos continentales y el desarrollo evolutivo del arco de islas Centroamericano, además de representar un repositorio de datos radiométricos más completo en el registro sedimentario acerca de estos complejos continentales. Las edades Mesozoicas (9%) y Cenozoicas (79%) están asociados al desarrollo y evolución del arco de islas de América Central meridional. Las edades del grupo de zircones más jóvenes en cada muestra analizada establecen una edad máxima de sedimentación del Mioceno Superior hasta Plioceno, lo cual se correlaciona bien con dataciones micropaleontológicas previas de foraminíferos y palinología, así como con una datación radiométrica $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ del vulcanismo que sobreyace estos sedimentos. El vulcanismo del Mioceno Superior es sub-alcalino (mayormente toleítico) y varía desde basaltos hasta dacitas. El vulcanismo piroclástico del Plioceno se asocia a ignimbritas de composición dacítica-andesítica y afinidad calco-alcalina. La Fm. Monteverde del Pleistoceno Inferior abarca la mayor parte del área, en la mayoría de los casos formando suelos de transición y residuales, constituido principalmente por andesitas, a la cual también se le asocia un vulcanismo piroclástico y volcano-sedimentario distribuido en el sector suroeste de la hoja. La Fm. Buena Vista constituye un vulcanismo volcanoclástico posterior a la Fm. Monteverde, constituida por lahares y sedimentos volcánicos asociados, que forman en la mayoría de los casos brechas volcánicas muy endurecidas presentes principalmente a lo largo del cañón del río Arenal al sur de la hoja. Los depósitos piroclásticos y sedimentarios del Holoceno constituyen el vulcanismo reciente de los volcanes Arenal y Chato, principalmente tefras presentes al sur de la hoja. La geoquímica de estos depósitos indica que son calco-alcalinos de composición andesítica y andesitas basálticas. Los sedimentos de la Fm. Venado registran la deformación tectónica compresiva correspondiente al Mioceno Medio – Superior, manifestado por una serie de zonas de falla y deformación tectónica que se ha interpretado como el afloramiento de estas fallas inversas. Asociado a esta deformación se desarrolla localmente esfuerzos distensivos con generación de fallas normales locales (representadas en los datos pero no en el mapa por razones de escala). La tectónica del Plio-Pleistoceno está registrada por una serie de zonas de falla principalmente de rumbo con componentes oblicuas (representadas en los datos como fallas dextrales y sinestras pero no en el mapa por razones de escala), presentes principalmente en el vulcanismo del Pleistoceno como fallas activas y correlacionadas con una tectónica transtensiva (*sensu* Porras et al., 2021).

Referencias bibliográficas

- Allmendinger, R. W., Cardozo, N. C., y Fisher, D. (2012). *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors in structural geology*. Cambridge, Inglaterra: Cambridge University Press.
- Amos, B. J., y Rogers, P. J. (1983). *The Geology and Exploration Geochemistry of the Cordillera Tilarán-Montes del Aguacate Gold Field, Costa Rica*. San José: Institute of Geological Sciences, Overseas Division, Open File Report.
- Astorga, A., Fernández, J., Barboza, G., Campos, L., Obando, J., Aguilar, A., y Obando, L. (1991). Cuencas sedimentarias de Costa Rica: evolución geodinámica y potencial de hidrocarburos. *Revista Geológica de América Central*, 13, 25–59.
- Astorga, A. (1992). Descubrimiento de corteza oceánica Mesozoica en el norte de Costa Rica y el sur de Nicaragua. *Revista Geológica de América Central*, 14, 109–112.
- Alvarado, G. E., Kussmaul, S., Chiesa, S., Gillot, P.-Y., Appel, H., Wörner, G., y Rundle, C. (1992). Resumen cronoestratigráfico de las rocas ígneas de Costa Rica basado en dataciones radiométricas. *Journal of South American Earth Sciences*, 6(3), 151–168.
- Alvarado, G. E. (2009). Geología de la Hoja Fortuna, Alajuela, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 41, 117–122.
- 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.

- Ballester, L., Dobrinescu, M., Jager, G., y Mayers, I. (1995). An Integrated Geological and Geophysical Interpretation of the San Carlos Basin, Costa Rica. *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. En R. L. Miller, G. Escalante, J. A. Reinemund y M. J. Bergin (eds), Energy and Mineral Potential of the Central American-Caribbean Regions (Earth Science Series, 16; pp. 95–1003). Heidelberg: Springer Berlin.*
- Barat, F., Mercier de Lépinay, B., Sosson, M., Müller, C., Baumgartner, P. O., y Baumgartner-Mora, C. (2014). Transition from the Farallon Plate subduction to the collision between South and Central America: Geological evolution of the Panama Isthmus. *Tectonophysics*, 622, 145–167. doi: 10.1016/j.tecto.2014.03.008.
- Barboza, G., Fernández, J., Barrientos, J., y Bottazzi, G. (1997). Costa Rica: Petroleum geology of the Caribbean margin. *The Leading Edge*, 16 (12), 1787-1794.
- Barboza, G. y Segura, G. (1998). San Carlos Basin time structure map on blue horizon top of Miocene. San José: Refinadora Costarricense de Petróleo (Recope).
- Boynnton, W. V. (1984). Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. En P. Henderson (ed). *Rare Earth Element Geochemistry* (Vol. 2, pp. 63-114). Amsterdam: Elsevier.
- 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. *Wiley Island Arc*, e12255. doi: 10.1111/iar.12255
- Calvo, V., y Bolz, A. (1987). La secuencia de Venado, un estuario lagunar del Mioceno Medio, San Carlos, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 6, 1-24.
- Cardoso, N., y Allmendinger, R. W. (2013). Spherical projections with OSXStereonet. *Computers & Geosciences*, 51, 193-205. doi: 10.1016/j.cageo.2012.07.02
- Carr, M. J., Saginor, I., Alvarado, G. E., Bolge, L. L., Lindsay, F. N., Milidakis, K., Turrin, B. D., Feigenson, M. D., y Swisher, C. C. (2007). Element fluxes from the volcanic front of Nicaragua and Costa Rica. *Geochemical, Geophysical and Geosystems*, 8, Q06001. doi: 10.1029/2006GC001396
- Chaves, R., y Sáenz, R. (1974). Geología de la Cordillera de Tilarán. *Informes técnicos y notas geológicas*, 53, 1-49.
- Cigolini, C., y Chaves, R. (1986). Geological, petrochemical and metallogenic characteristics of the Costa Rica gold belt: contribution to new explorations. *Geologische Rundschau*, 75(3), 737–754.
- Denyer, P., y Arias, O. (1991). Estratigrafía de la Región Central de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 12, 1-59.
- Denyer, P., Montero, W., y Alvarado, G. E. (2003). *Atlas tectónico de Costa Rica*. San José: Editorial Universidad de Costa Rica.
- Denyer, P., y Alvarado, G. (2007). *Mapa Geológico de Costa Rica*. Escala 1:400 000. San José: Librería Francesa.
- Durán, P., Porras, H., y Rojas, M. (2017). Estructura de la Cuenca de San Carlos: Evidencias de inversión tectónica durante el Mioceno Superior/Plioceno en el norte de Costa Rica. Presentado en *Congreso Geológico Universidad Nacional*, Costa Rica. UCR-UNA-DGM.
- Flores, K. E., y Gazel E. (2020). A 100 m.y. record of volcanic arc evolution in Nicaragua. *Island Arc*, 29, e12346. doi: 10.1111/iar.12346
- Folk, R. (1980). *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Texas: Hemphill Publishing Company.
- Galbraith, R. F. (1990). The radial plot: Graphical assessment of spread in ages. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 17(3), 207–214.
- Gazel, E., Alvarado, G. E., 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., Hoernle, K., Feigenson, M. D., Szymanski, D., Hauff, F., y van den Boggard, 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
- Guillot, P-Y., Chiesa, S., y Alvarado, G. E. (1994). Chronostratigraphy of Upper Miocene-Quaternary Volcanism in Northern Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 17, 45-53.
- Irvine T. M., y Baragar W. R. (1971). A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), 523–548. doi: 10.1139/e71-055
- Janoušek, V., Farrow, C. M., y Erban, V. (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6), 1255-1259.

- Janoušek, V., Moyen, J-F., Martin, H.M., Erban, V., y Farrow, C. (2016). GCDkit 4.1. Geochemical Modelling of Igneous Process – Principles and Recipes in R Language. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag.
- Keating, L. F. (1985). *Evaluation of the Hydrocarbon Potential of Costa Rica*. San José: Petro-Canada International Assistance Corporation (PCIAC).
- Kobayashi, D., P. LaFemina, H. Geirsson, E. Chichaco, A. A. Abrego, H. Mora, y Camacho, E. (2014). Kinematics of the western Caribbean: Collision of the Cocos Ridge and upper plate deformation. *Geochemical, Geophysical and Geosystems*, 15. doi: 10.1002/2014GC005234.
- Kussmaul, S., Tournon, J., y Alvarado, G. E. (1991). Evolución de las rocas plutónicas y volcánicas subcalcinas del Neógeno y Cuaternario de Costa Rica. Presentado en *Simposio sobre Magmatismo Andino y su marco Tectónico*. Manizales, Colombia.
- Kussmaul, S. (2000). Estratigrafía de las rocas ígneas. En P. Denyer y S. Kussmaul (eds), *Geología de Costa Rica* (pp. 63-86). Cartago: Editorial Tecnología de Costa Rica.
- Kycl, P., Zacek, V., Cech, S., Grygar, R., Hrazdira, P., Huapaya, S. ... Svabenicka, L. (2010). *Estudio geológico de las Hojas Miramar, Chapernal y Juntas, Costa Rica*. Praga-San José: Servicio Geológico Checo (CGS) y Dirección de Geología y Minas (DGM).
- Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A., y Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750. doi: 10.1093/petrology/27.3.745
- Linkimer, L., y Aguilar, T. (2000). Estratigrafía sedimentaria. En P. Denyer y S. Kussmaul (eds), *Geología de Costa Rica* (pp. 43-62). Cartago: Editorial Tecnología de Costa Rica.
- Malavassi, E. (1962). *Nota geológica preliminar sobre la región norte de Tilarán, entre laguna Cote y áreas de Venado*. San José: Departamento de Geología Minas y Petróleo. Manuscrito inédito.
- Malavassi, E., y Madrigal, R. (1970). Reconocimiento geológico de la Zona Norte de Costa Rica. *Informes técnicos y notas geológicas*, 38, 1-18.
- Marrett, R. A., y Allmendinger, R. W. (1990). Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 12, 973-986.
- 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. doi: 10.1002/2017TC004626
- Montero, W. (2001). Neotectónica de la región central de Costa Rica: Frontera oeste de la microplaca de Panamá. *Revista Geológica de América Central*, 24, 29-56.
- Montero, W. (2014). Neotectónica en la Revista Geológica de América Central. *Revista Geológica de América Central, Número Especial 2014: 30 Aniversario*, 83-98. doi: 10.15517/rgac.v0i0.16571
- 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. (1986). Estratigrafía de la Formación Venado y rocas sobreyacentes (Mioceno-Reciente), provincia de Alajuela, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 5, 73-104.
- Peccerillo, A., y Taylor, SR. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineral Petrology*, 58, 63-81. doi: 10.1007/BF00384745
- Petro-Canada International Assistance Corporation (PCIAC)/Refinadora Costarricense de Petróleo (Recope). (1987). *Tonjibe I, Final Well Report*. XL Geological Consultants. Manuscrito inédito.
- Petro-Canada International Assistance Corporation (PCIAC)/Refinadora Costarricense de Petróleo (Recope). (1988). *Geological Evaluation of the Well Pataste I*. AHM International. Manuscrito inédito.
- Pettijohn, F. J. (1975). *Sedimentary rocks* (3rd edition). New York: Harper and Row.
- Pizarro, D. (1993). Los pozos profundos perforados en Costa Rica: Aspectos litológicos y bioestratigráficos. *Revista Geológica de América Central*, 15, 81-85.
- Porras, H., Alvarado, G. E., Arroyo-Solórzano, M., Durán, P., y Echandi, E. (2021). La depresión tectónica de Nicaragua

- en Costa Rica: estructura interna, estilo estructural, edad, extensión y actividad de la cuenca de San Carlos. *Revista Geológica de América Central*, 65, 1-22.
- Rojas, M. (2019). Mapa geológico de la hoja Monterrey (3247-I). *Escala 1:50 000*. San José: Dirección de Geología y Minas, Ministerio de Ambiente y Energía.
- Rojas-Barrantes, M., Huapaya-Rodríguez Parra, S., Solari, L. A., y Žáček, V. (2021). U-Pb geochronology of detrital zircons from San Carlos Basin, Costa Rica: evidence of Miocene volcanism and implications for the Precambrian and Paleozoic history of the Central American isthmus. *Journal of South American Earth Sciences*, 110(103311). doi: 10.1016/j.jsames.2021.103311
- Schulz, K., Koeppen, R., Ludington, S., Kussmaul, S., y Gray, K. (1987). Marco vulcanológico de los yacimientos auríferos de la cordillera de Tilarán y los montes del Aguacate, Costa Rica. En USGS, DGMH, UCR (eds), *Evaluación de los recursos minerales de la República de Costa Rica* (I-map Series, 1865; pp. 34-43). Reston, Va.: USGS.
- Sen Gupta, K., Malavassi, L. R., y Malavassi, E. (1986). Late Miocene shore in northern Costa Rica: Benthic foraminiferal record. *Geology*, 14(3), 218-220.
- Solari, L. A., González-León, C. M., Ortega-Obregón, C., Valencia-Moreno, M., y Rascón-Heimpel, M. A (2018). The Proterozoic of NW Mexico revisited: U–Pb geochronology and Hf isotopes of Sonoran rocks and their tectonic implications. *International Journal of Earth Sciences*, 107(3), 845-861. doi: 10.1007/s00531-017-1517-2.
- Soto, G. J. y Sjöbohm, L. (2005). *Sobre el mapeo de los peligros volcánicos del Arenal (Costa Rica) como una herramienta para la planificación del uso del suelo y la mitigación de desastres*. San José: Memoria VIII Seminario de Ingeniería Estructural y Sísmica.
- Sun S. S., y McDonough W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En A. D. Saunders y M. Norry (eds), *Magmatism in Ocean Basins* (Special Publications 42(1), pp. 313-345). Londres: Geological Society of London. doi: doi:10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19
- Taylor, H. (1966). *Informe interno visita a Venado*. San José: Costarricense de Electricidad. Manuscrito inédito.
- Tournon, J., y Alvarado, G. E. (1997). Mapa geológico de Costa Rica. Escala: 1:500 000. Cartago: Editorial Tecnológica de Costa Rica.
- Ulloa, A., Aguilar, T., Goicoechea, C., y Ramirez, R. (2011). Descripción, clasificación y aspectos geológicos de las zonas kársticas de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 45, 53-74.
- Van de Kamp, P. C. (1985). Evaluation of Stratigraphy, Source Rock Potential, Tectonics, Structure, and Reservoir Potential for Hydrocarbon Exploration in Costa Rica. GeoResources Associates, Partners Cornelis Corporation. San José: Recope. Manuscrito inédito.
- Zamboni, D., Gazel, E., Ryan, J. G., Cannatelli, C., Lucchi, F., Atlas, Z., y De Vivo, B. (2016). Contrasting sediment melt and fluid signatures for magma components in the Aeolian Arc: Implications for numerical modeling of subduction systems. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17, 2034–2053.