

Contribución al conocimiento geológico del Mesozoico en la parte Norte del Terreno Tahué, México

Contribution to the geological knowledge of the Mesozoic in the northern part of the Tahué terrane, Mexico

Samuel Eguiluz y de Antuñano^{1,*}

¹ Geólogo consultor, Rinconada Precolombina, Bonampak 103, Coyoacán, C.P. 4700, CDMX.

* Autor para correspondencia: (S. Eguiluz y de Antuñano) seguiluz662@gmail.com

Cómo citar este artículo:

Eguiluz y de Antuñano, S., 2025, Contribución al conocimiento geológico del Mesozoico en la parte Norte del Terreno Tahué, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 77(1), A041124. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2025v77n1a041124>

Manuscrito recibido: 8 de Mayo, 2024.
Manuscrito corregido: 4 de Noviembre, 2024.
Manuscrito aceptado: 8 de Noviembre, 2024

La revisión por pares es responsabilidad de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Este es un artículo Open Access bajo la licencia CC BY-NC-SA (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>)

RESUMEN

La estratigrafía de las unidades vulcano-sedimentarias, marinas y continentales del Mesozoico en la Sierra Madre Occidental ha sido poco documentada, debido a que la mayoría de los estudios se centran en la cubierta volcánica más joven del Oligoceno-Neógeno. Este trabajo aporta datos nuevos sobre la litología, los ambientes de depósito y la cronología de las unidades que afloran en un área de aproximadamente 30,000 km² en las barrancas de Durango y Sinaloa, al norte del Terreno Tahué. Se reconocen tres secuencias estratigráficas separadas por discordancias mayores. La secuencia I, asignada a la Formación Canelas, comprende lutita negra carbonosa, areniscas marinas y tobas con un espesor superior a 200 m. La presencia de fósiles como *Tmetoceras kirki*, *Erycitoides* sp. y *Bositra buchii* indican una edad del Jurásico Medio. Esta unidad muestra un notable acortamiento estructural, evidencia de un evento tectónico posiblemente vinculado a la evolución de la margen continental. La secuencia II se encuentra en discordancia angular sobre la anterior. Inicia con conglomerados continentales cuyos circones detríticos muestran edades desde el Proterozoico hasta el Jurásico, lo que sugiere una fuente proveniente de un basamento complejo. Esta unidad gradúa hacia una sucesión vulcano-sedimentaria de ambiente litoral a marino, con microfauna del Tithoniano-Berriasiense. En su parte superior, se reconocen más de 1,000 m de depósitos terrígenos y lavas, seguidos por caliza lagunar con moluscos y foraminíferos bentónicos asignada a la Formación Cosalá, de edad Aptiano a Albiano medio. La secuencia III está compuesta por rocas clásticas y volcánicas de ambiente continental, con microbialitas, icnogéneros, madera fósil y palinomorfos. Edades U-Pb de granos de circones varían entre ± 90 y ± 87 Ma, pero es posible que su depósito sea más joven. Estas unidades yacen en discordancia bajo la cubierta volcánica félsica del Oligoceno-Neógeno. Estas evidencias permiten proponer tres fases de evolución geodinámica para el Terreno Tahué durante el Mesozoico, diferenciándolo del Terreno Zihuatanejo y otros terrenos vecinos.

Palabras clave: Cronoestratigrafía U-Pb en el Terreno Tahué, magmatismo Mesozoico, evolución tectónica del occidente de México.

ABSTRACT

The stratigraphy of Mesozoic volcanic-sedimentary, marine, and continental rocks in the Sierra Madre Occidental is poorly documented, as most studies have focused on the younger Oligocene-Neogene volcanic cover. This study provides new data on the lithology, depositional environments, and chronology of units exposed over an area of approximately 30,000 km² in the canyons of Durango and Sinaloa, in the northern part of the Tahué Terrane. Three stratigraphic sequences are recognized, separated by major unconformities. Sequence I, assigned to the Canelas Formation, consists of carbonaceous black shale, marine sandstones, and tuffs with a thickness exceeding 200 m. Fossils such as *Tmetoceras kirki*, *Erycitoides* sp., and *Bositra buchii* indicate a Middle Jurassic age. This unit is characterized by significant structural shortening, suggesting a tectonic event likely related to the evolution of the continental margin. Sequence II unconformably overlies the previous unit. It begins with continental conglomerates containing detrital zircons with U-Pb ages ranging from the Proterozoic to the Jurassic, indicating a source from a complex basement. This sequence transitions into a volcanic-sedimentary succession deposited in coastal to marine environments, with microfossils dated to the Tithonian-Berriasian. Upsection, more than 1,000 m of terrigenous deposits and lava flows are overlain by a lagoonal limestone containing benthic foraminifera and mollusks, assigned to the Cosalá Formation, with an Aptian to middle Albian age. Sequence III comprises continental clastic and volcanic rocks, including microbialites, various ichnogenera, fossil wood, and palynomorphs. The youngest detrital zircon ages range from ± 90 to ± 87 Ma, suggesting stratigraphic continuity into the Paleogene. These units are unconformably overlain by the felsic volcanic cover of the Oligocene-Neogene Sierra Madre Occidental. The stratigraphic and geochronological evidence presented here supports the recognition of three distinct geodynamic phases during the Mesozoic evolution of the Tahué Terrane, distinguishing it from the Zihuatanejo Terrane and neighboring terranes.

Keywords: U-Pb chronostratigraphic Tahué Terrain, Mesozoic magmatism, tectonic evolution western Mexico.

1. Introducción

Se tiene limitada información geológica sobre la estratigrafía de sucesiones vulcano-sedimentarias del Mesozoico en el Terreno Tahué en la Sierra Madre Occidental (SMOc). Estudios previos en esta región se concentran en las características geológicas de la cubierta volcánica del Paleógeno y Neógeno. La estratigrafía y magmatismo de la SMOc en trabajos antecedentes ha sido dividida en dos secuencias, el Complejo Volcánico Inferior (CVI), compuesto por rocas vulcano-sedimentarias, de ambientes continental y marino, afectadas por plutonismo Cretácico y Paleógeno, que subyace en discordancia angular al Supergrupo Volcánico Superior (SVS), formado por ignimbrita y derrames de composición félsica (Henry, 1975; McDowell y Keiser, 1977; Aranda-Gómez *et al.*, 1997; Clark *et al.*, 1981; Henry *et al.*, 2003; Ferrari *et al.*, 2005; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012; Ferrari *et al.*, 2018, 2020).

La edad del CVI se ha considerado entre ~101 a ~46 Ma (Henry y Fredrikson, 1987; Aranda-Gómez *et al.*, 1997) la edad reportada del SVS es ~35 a ~20 Ma (Ferrari *et al.*, 2020).

En el Terreno Tahué hay problemas no resueltos. La estratigrafía del Mesozoico tiene descripciones estratigráficas lacónicas, con nombres informales improcedentes, correlaciones estratigráficas inapropiadas y pocos datos geocronológicos sobre la naturaleza de su basamento, por lo tanto, es difícil comprender su geología.

1.1. ANTECEDENTES

La información más relevante sobre la estratigrafía de rocas sedimentarias y volcánicas del Mesozoico en la subprovincia de barrancas de la SMOc ha sido brevemente descrita en pocos trabajos.

Cortés-Obregón, *et al.* (1964) describieron extensos afloramientos de arenisca, lutita y pizarra, que consideraron de edad indiferenciada. Trabajos posteriores (López-Ramos, 1970; Carrasco-Centeno *et al.*, 1980; Torres-Ortiz *et al.*, 1999), dieron a estas rocas edades del Paleozoico,

Jurásico y Cretácico, con base en su aspecto litológico, su metamorfismo de grado variable y correlación especulativa con rocas de áreas distantes.

Carrasco-Centeno (1980, 1993) señaló la presencia de sucesiones sedimentarias, que, infiere sin probar, son del Jurásico y Cretácico, sepultadas bajo el SVS de la SMOc. Extensos afloramientos de rocas sedimentarias depositadas en ambiente marino fueron considerados de edad Jurásico Inferior o Calloviano (Geocartografía, 2000a, 2000c; Abril-Martínez, 2001; Ramírez-Salamanca, 2019). Eguiluz y de A. *et al.* (2022) confrontaron la edad anterior al describir la taxonomía de fósiles del Aaleniano (Jurásico Medio) contenidos en estas rocas.

Sobre la litología anterior yace en discordancia angular conglomerado. Terrones-Benítez (1922) refirió, de forma lacónica, la presencia de conglomerado y rocas volcánicas en el distrito minero de Guanaceví (Figura 1), a un cuerpo volcánico le dio el nombre (informal) de andesita Guanaceví. Sin embargo, Terrones (1940) y Díaz-Unzueta (1983) citan el nombre Guanaceví para conglomerado en la base, así como para estratos de arenisca en la cima, con discordancia entre sí. La edad de estas rocas la consideraron Paleoceno y Eoceno, respectivamente. Cruz-Pérez y Ríos-Vázquez (1998), citan de manera informal, como Formación Guanaceví al conglomerado, y describen la presencia de arenisca, toba y caliza con microfósiles del Cretácico Inferior (*Calpionella alpina*, *Calpionella elliptica* y *Tintinophsella carpathica*, sin aportar pruebas), rocas que (indebidamente) incluyeron en el CVI, siguiendo el criterio de otros trabajos realizados por el Servicio Geológico Mexicano en la región, institución que adicionalmente, dio nombres informales a diferentes litologías (Figura 2).

Eguiluz y de A. y López (2024) describen que la sucesión estratigráfica sobre este conglomerado (Guanaceví) es un cambio litológico gradual y dan pruebas taxonómicas para constatar que los calpionélidos datan a las rocas depositadas en el Tithoniano-Berriasiano medio, que el conglomerado y estas rocas marinas subyacen a una potente sucesión vulcano-sedimentaria, y el conjunto de

todas estas rocas, constituye una secuencia sedimentaria limitada, en la base y cima, por discordancias prominentes.

La Compañía GEOCA (1961) realizó numerosos trabajos de exploración para Uranio Mexicano (URAMEX) y describió diversas litologías de rocas sedimentarias y volcánicas a las que dieron nombres informales, sin establecer su edad. En estas rocas Miranda *et al.* (1982) reportaron palinomorfos que sugieren ser del Cretácico Superior. Eguliz y de A. y Hernández (2020) reconocen icnogéneros en estas rocas vulcano-sedimentarias que confirman su depósito en ambiente continental. Guzmán-Lugo, *et al.* (2021) mediante U-Pb en circones detríticos determinaron una edad máxima para el depósito de estas rocas en el Cretácico Superior. Este conjunto de litologías yace discordante sobre la secuencia estratigráfica

del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior, e infrayace al SVS.

En el contexto regional, en localidades aledañas al área del presente trabajo, hay rocas sedimentarias con vulcanismo asociado del Mesozoico. Al sur de Sonora King (1939) describió una sucesión mayormente arenosa (Formación Potrero), con numerosa fauna de equinodermos, corales, pelecípodos, gasterópodos y ammonitas, entre las que destacan *Phylloceras forbesianum*, *Engonoceras* sp. y *Gryphaea mucronata*, que yacen bajo una sucesión de caliza masiva potente (Formación Palmar). Ambos conjuntos litológicos confirman el depósito marino de edad Aptiano y Albiano inferior. Bonneau (1969, 1972) y Holguín (1978) describen caliza y toba con fósiles marinos del Albiano inferior en las localidades La Vainilla, Choix y El Fuerte, en Sinaloa (Figura 1).

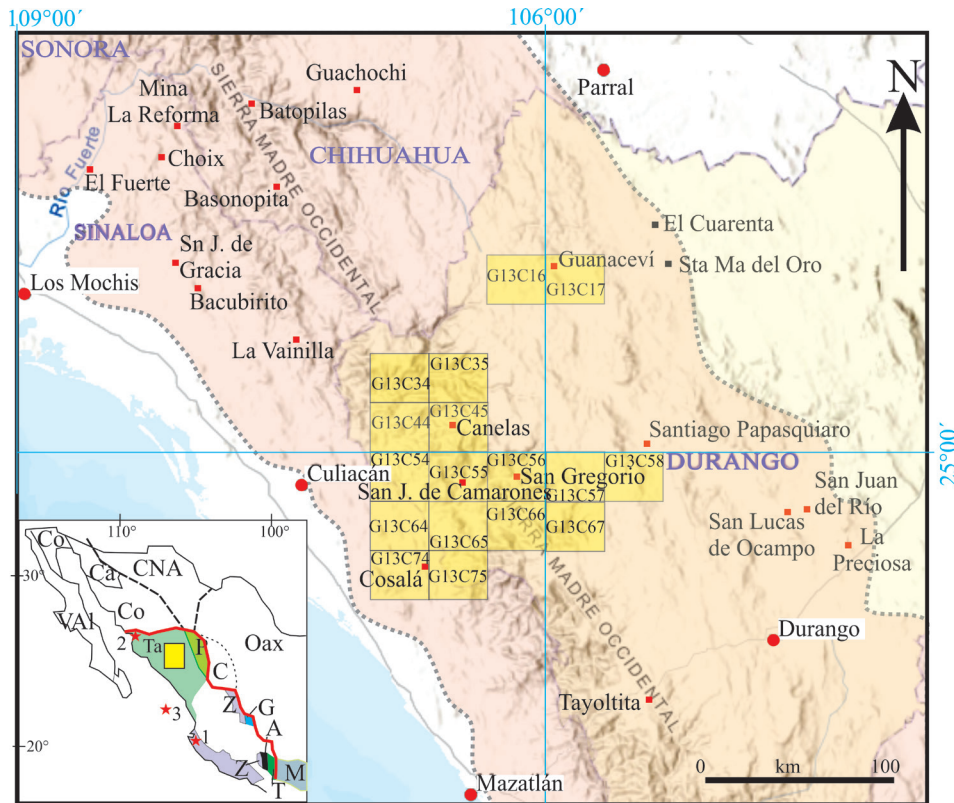


Figura 1 Ubicación de cartas geológico-mineras del Servicio Geológico Mexicano (SGM) y localidades citadas en el texto. En recuadro inferior: Super-terreno Guerrero Compuesto (línea roja, modificado de Centeno-García, 2017) con los terrenos: Tahué (Ta), Zihuatanejo (Z), Teloloapa (T), Arcelia (A), Guanajuato (G) y Parral (P). Otros terrenos circundantes son Cortés (Co), Caborca (Ca), Vizcaíno-Alisitos (VAL), Cratón de Norteamérica (CNA), Oaxaquia (Oax), Central (C) y Mixteca (M). Localidades de Cuale (1), Sonobari (2), Isla María (3).

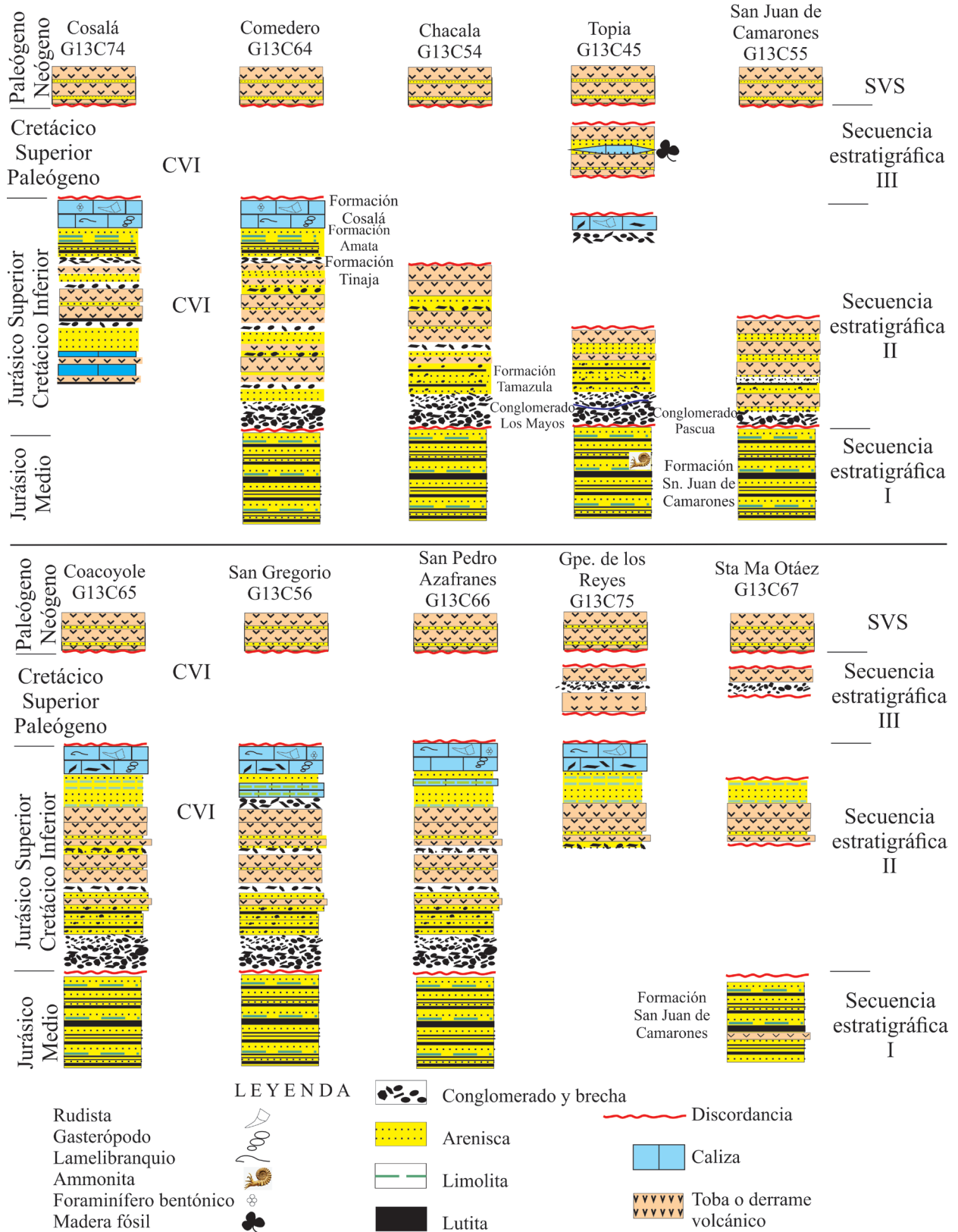


Figura 2 Secciones estratigráficas y nomenclaturas de cartas geológico-mineras del Servicio Geológico Mexicano ubicadas en la Figura 1. Modificaciones propuestas en el texto de este trabajo.

Ortega *et al.* (1979) describieron en Bacubirito (Figura 1) caliza con fósiles (cf. *Paracanthoplites* sp. y cf. *Eoscaphtes* sp.) del Albiano, que yace sobre rocas de posible afinidad ofiolítica. En la zona minera Lluvia de Oro, Chihuahua (108° 01'47"; 27° 07' 49"), Escamilla-Torres (2000) reportó estratos de conglomerado, caliza, pedernal, arenisca, riolita y andesita, así como lavas almohadilladas de basalto, que corresponden a una sucesión vulcano-sedimentaria marina, en donde previamente Burrows (1908) reportó *Rhynchonella lacumosa* y belemnites, sin aportar pruebas de estos fósiles.

Según Imay (1938) los fósiles pueden incluir el Berriasiano o Valanginiano. Cerca de la localidad antes citada, de la concha de un belemnite se reportó *Saccocoma* sp., *Crassicollaria massutinianna* y *C. brevis*, fósiles del Tithoniano tardío, sin aportar pruebas de estos fósiles (Escamilla-Torres, T., 2000).

En San José de Gracia, Sinaloa, se cita la presencia de *Proniceras* sp., *Aulacosphinctes wilfrides*, *Berriasella zacatecana* y *Substeuroceras* sp., conjunto fosilífero que data a los estratos Tithoniano-Berriasiano, sin aportar pruebas (Esquivel y Zaragoza, 1989). En esta región hay sucesiones con metabasitas derivadas de flujos de andesita, basalto y toba, a las que se da el nombre de Complejo Borahui, cubiertas por arenisca, toba, pedernal y calizas pelágicas de la Formación Bacurato (Servais *et al.*, 1982; Cuevas-Pérez *et al.*, 1985), nombres dados, sin atender el protocolo apropiado en su momento (ACSN, 1970; NACSN, 1981).

En Santa María del Oro, Durango, afloran esquistos del Paleozoico y hay rocas de ambiente marino del Jurásico Inferior, Jurásico Superior y Cretácico (Araujo y Arenas, 1986; Contreras-Montero *et al.*, 1988; Eguiluz y de A. *et al.*, 2014). Bissig, *et al.* (2008), refieren que hay sedimentos marinos deformados del Jurásico Superior en Cuale, Jalisco (Figura 1). Sucesiones de rocas carbonatadas y vulcano-sedimentarias marinas del Cretácico afloran ampliamente en Colima y Jalisco (Böse, 1910; Buitrón, 1973; Cuevas-González, 1982; Rosales-Franco y Rodríguez-Lara, 2008; Omaña *et al.*, 2012).

En cuanto a la concepción del Terreno Guerrero, originalmente se extendió desde Guerrero hasta Sinaloa (Coney, 1983; Campa y Coney, 1983). Sedlock *et al.* (1993) designaron Terreno Tahué, al norte, separado del Terreno Náhuatl, al sur. Posteriormente, se definió el Terreno Guerrero Compuesto (Figura 1), configurado por los terrenos Tahué, Zihuatanejo, con adición de Arcelia, Teloapan y Guanajuato (Centeno-García *et al.*, 2003, 2008; Centeno-García, 2005, 2017, 2021); sin embargo, inexplicablemente, la sucesión estratigráfica Mezcalera se excluyó de este terreno compuesto y se propone como terreno independiente (Centeno-García, 2017). De acuerdo con la clasificación de terrenos antecedente el área estudiada en este trabajo queda en el Terreno Tahué, incluido en el vasto Terreno Guerrero Compuesto (TGC).

1.2. OBJETIVOS

Los objetivos de este trabajo son aportar la descripción de las características litológicas de las sucesiones vulcano-sedimentarias del Mesozoico que afloran en la parte medular al norte del Terreno Tahué. Se propone una nomenclatura estratigráfica más apropiada para litologías distintas y el orden cronológico de depósito que forman las sucesiones sedimentarias, éstas se incluyen en las secuencias sedimentarias I, II y III. Se reconocen tres discordancias prominentes que separan a las secuencias; de forma general, se interpretan los ambientes de depósito de las sucesiones sedimentarias. Mediante la datación U-Pb en circones procedentes de siliciclastos se infiere la posible naturaleza del basamento. Se interpreta el entorno geotectónico del Terreno Tahué y su correlación tectonoestratigráfica con los terrenos vecinos.

1.3. METODOLOGÍA

1.3.1. TRABAJO DE CAMPO Y GABINETE

El método utilizado consistió en consultar y analizar los diferentes trabajos publicados, con énfasis

en las cartas geológico-mineras e informes respectivos del Servicio Geológico Mexicano (SGM). Con la información integrada se realizaron varias campañas para hacer los trabajos necesarios en las áreas seleccionadas (Garame de Abajo, Canelas, Guanaceví y Cañada de San Gregorio-Cosalá).

El acceso a las áreas de este trabajo se realizó por la carretera federal que comunica a las ciudades de Durango con Santiago Papasquiaro, de esta ciudad parten carreteras y caminos a Canelas, Garame de Abajo y San Gregorio, vía Altares. Los caminos de terracería y brechas dan acceso limitado a las áreas de estudio. La medición de columnas estratigráficas se realizó con clisímetro o báculo, con GPS se ubicaron 125 afloramientos estudiados referidos en la Tabla 1 en coordenadas Universal Transversa Mercator (UTM) DATUM WGS84.

El apoyo de cartas topográficas de INEGI, así como cartas geológico-mineras del SGM e imágenes satelitales de Google Earth, permitieron la elaboración de mapas geológicos en las áreas seleccionadas para este trabajo. Los datos litológicos y su descripción sirvieron para elaborar secciones estratigráficas representativas de unidades vulcano-sedimentarias y con apoyo paleontológico e isotopía, se ordenó su depósito cronológico para hacer correlaciones con otras localidades en la región. La clasificación textural de muestras de mano para caliza proviene de Dunham (1962) y para microscopio petrográfico en lámina delgada de Folk (1959), con lupa para arenisca de Folk *et al.* (1970), la terminología para conglomerado de Wentworth (1935) y Pettijhon (1975) y las rocas volcánicas son referidas a la clasificación de Maitre *et al.* (2004). En el campo, con cámara se obtuvieron imágenes de alta resolución que documentan la litología para interpretación de ambientes de depósito que este trabajo describe.

1.3.2. ANÁLISIS DE PIRÓLISIS Y REFLECTANCIA

En el Centro de Investigación en Geociencias Aplicadas de la Universidad Autónoma de Coahuila, con equipo Rokeval 6 Turbo®, se

realizaron estudios de pirólisis para dos muestras de lutita, obteniendo resultados del contenido de Carbono Orgánico Total (COT), potencial petrolífero de las muestras de roca y la riqueza orgánica (IH).

Análisis de reflectancia de vitrinita (Ro) se realizaron con microscopio Axiotron MPM® Carl Zeiss, en la Universidad de Santander, en Bucaramanga, Colombia, análisis con los criterios establecidos bajo los lineamientos de la NTC ISO/IEC 17025:2005 y los estudios ópticos de mediciones son acordes con patrones internacionales.

1.3.3. ANÁLISIS DE DIFRACCIÓN

En el Laboratorio de Difracción de Rayos X del Instituto de Geología, UNAM, se obtuvieron los difractogramas de dos muestras de lutita con Difractómetro EMPYREAN®, equipado con filtro de Ni, tubo de cobre de foco fino y detector PIXcel3D®. La cuantificación se realizó utilizando el método de Rietveld implementado en el software HIGHScore v 4.5 y las bases de datos del ICDD (International Center for Diffraction Data) y ICSD (Inorganic Crystal Structure Database).

1.3.4. ANÁLISIS DE ISOTOPIA U-PB

En el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México, tres muestras de conglomerado fueron fechadas con U-Pb en circones detriticos, mediante el sistema de ablación láser acoplado a espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inducido (LA-ICP-MS). Solari *et al.* (2018) brindan una descripción detallada de los métodos empleados en el LEI. Se obtuvieron imágenes de catodoluminiscencia de las probetas para visualizar la estructura interna de los circones para seleccionar los sitios óptimos para realizar la ablación láser.

1.3.5. ANÁLISIS PETROGRÁFICOS

Se utilizó microscopio petrográfico de polarización, con el que se identificó en lámina delgada la

Tabla 1. Ubicación UTM oeste del meridiano de Greenwich y NAD 23 de las localidades estudiadas. Muestras para análisis U-Pb en circones en números rojos.

Garame	X	Y	Canelas	X	Y		Guanacevi	X	Y		San Gregorio	X	Y
2	447797	2761292	1	343261	2775187		1	400120	2 870 967		1	379025	2748005
3	447728	2761309	2	345080	2772978		2	400170	2 870 742		2	380368	2748150
4	447618	2761396	2a	344752	2773040		3	396410	2 872 305		3	381950	2749350
5	447517	2761434	3	344586	2773446		4	396646	2 871 917		4	381834	2751305
6	447386	2761451	4	344600	2773470		5	397268	2 871 554		5	382000	2752010
7	447304	2761441	5	344852	2773913		6	397406	2 871 544		6	382798	2752870
8	447342	2761512	6	344958	2773872		7	397587	2 871 372		7	383471	2753529
9	447300	2761534	7	345044	2774000		8	397959	2 871 098		8	384562	2753435
10	447064	2761626	8	345056	2774049		9	398094	2 870 961		9	385568	2753720
11	448227	2762002	9	345063	2774055	3163	10	398357	2 870 838		10	386200	2752003
12	446450	2762736	10	345117	2774061		11	399758	2 871 148				
13	448640	2762577	11	344586	2774667		12	402943	2 867 174				
14	445970	2762681					13	403116	2 867 026				
15	448626	2762896					14	403342	2 867 302				
16	449030	2763429					15	403211	2 867 507				
17	449329	2763204					16	403511	2 867 478				
18	449785	2763266					17	403680	2 867 480				
19	449667	2763325					18	403970	2 867 175				
20	449631	2763378					19	404120	2 867 019				
21	449412	2763656					20	404310	2 867 114				
22	449356	2763680					21	402972	2 869 443				
23	449324	2763717					22	401815	2 870 554				
24	449228	2763627					23	401834	2 870 674				
25	440890	2763912					24	401970	2 870 822				
26	448879	2763925					25	401920	2 870 878				
27	448647	2763902					26	402164	2 871 023				
28	448601	2763721					27	402352	2 872 030				
29	448537	2763500					28	402425	2 872 112				
30	448483	2763389					29	402657	2 871 300				
31	448227	2762943					30	402913	2 871 241				
32	451985	2764559					31	403143	2 871 329				
33	452268	2763493					32	401674	2 871 723				
34	450653	2763120					33	401805	2 871 802				
35	451069	2762784					34	404133	2 870 009				
36	451154	2762657					35	403131	2 867 570				
37	451350	2762431					36	402975	2 868 187				
38	451601	2762047					37	403265	2 868 350				
39	451361	2761999					38	403644	2 868 440				
40	450936	2761514					39	397306	2 871 839				
41	450593	2761398					40	396201	2 870 910	3200			
42	445013	2761958					41	398883	2 870 846				
43	445239	2762115					42	402203	2 867 113				
44	445414	2762101					43	41680	2 867 835				
45	445619	2762251					44	398064	2 870 118				
46	445768	2762358					45	401328	2 870 672	3168			
47	446461	2762707											
48	446712	2763127											
49	446962	2763599											
50	447607	2764245											
51	448140	2764157											
52	448358	2764358											

estructura parcial de madera fósil mediante cortes tridimensionales. Así mismo, con microscopio digital DinoLite® de muestras de caliza; se obtuvieron imágenes de láminas delgadas proporcionadas por el SGM.

2. Estratigrafía

2.1. CONSIDERACIÓN PRELIMINAR

El término secuencia se ha usado de manera coloquial para describir la acumulación de conjuntos sedimentarios (Bonneau, 1969; Centeno-García, 2017, 2021). La definición y sentido específico propuesto por Sloss *et al.* (1949) y Sloss (1963) para referir el uso de secuencia, obedece a describir la acumulación de conjuntos de rocas, que están limitados por discordancias, estas discordancias se

vinculan con prominentes eventos geológicos relacionados a cambios que denotan transgresiones o regresiones y entorno tectónico, además, y más importante es, su uso como una metodología de trabajo estratigráfico. Trabajos posteriores (Vail *et al.*, 1977; Catuneanu *et al.*, 2009), usan el término secuencia para reconocer geometrías de acomodo sedimentario, que sirven para interpretar períodos de nivel alto, o nivel bajo, zonas de inundación máxima, etc., que agrupan parasecuencias de diferente orden de magnitud, afines a variaciones de cambios del nivel del mar o tectónica. Para mayor detalle se remite al lector a las referencias indicadas.

Este trabajo reconoce la acumulación de rocas que se identifican como sucesiones vulcano-sedimentarias y se agrupan en tres conjuntos estratigráficos, al estar separadas por discordancias mayores estos conjuntos representan tres

secuencias estratigráficas, en sentido estricto de su definición, sin abordar mayor detalle para reconocer elementos geométricos internos que describen la estratigrafía secuencial, cuyo análisis sale del alcance de este trabajo. Como preámbulo para el lector, la descripción estratigráfica aquí separa su estudio en cuatro áreas, en ellas se describen las secuencias estratigráficas de depósito reconocidas, formadas por litologías heterogéneas a las que se designan como sucesión o complejo, o bien, cuando su litología es más homogénea se designan como formaciones.

2.2. DESCRIPCIÓN ESTRATIGRÁFICA

Cartas geológico-mineras e informes respectivos del SGM en la región de este estudio describen conjuntos sedimentarios y volcánicos de afinidad marina y continental del Mesozoico: Cosalá (SGM G13 C74; Escamilla-Torres, 2001), Comedero (SGM G13 C64; González y Martínez,

1999), Chacala (SGM G13 C54; Geoprosos Analíticos e Informáticos, 1999a), Topia (SGM G13 C45; Geocartografía, 2000a), San Juan de Camarones (SGM G13 C55; Geocartografía, 2000b), Coacoyole (SGM G13 C65; Geoprosos Analíticos e Informáticos, 1999b), San Gregorio (SGM G13 C56; Torres-Ortiz *et al.*, 1999), San Pedro Azafranes (SGM G13 C66; Geoprosos Analíticos e Informáticos, 1999b), Guadalupe de los Reyes (SGM G13 C75; Saldaña-Saucedo y Maraver-Romero, 2003), Santa María de Otáez (SGM G13 C67; Geocartografía, 2000c), Metatitos (SGM G13 C35; González *et al.*, 2000), El Salitre (SGM G13 C16; Ríos- Vázquez y Dircio-Castro, 2001), Guanaceví (SGM G13 C17; Cruz-Pérez y Ríos-Vázquez, 1998), San Francisco (SGM G13 C57; Guzmán-Lugo, 2024), Llano Prieto (SGM G13 C58; Guzmán-Lugo *et al.*, 2021) y Sianori (SGM G13 C44; SGCN, 2000). En esta cartografía se ha dado nomenclatura informal a diferentes litologías que este trabajo analiza (Figura 2).

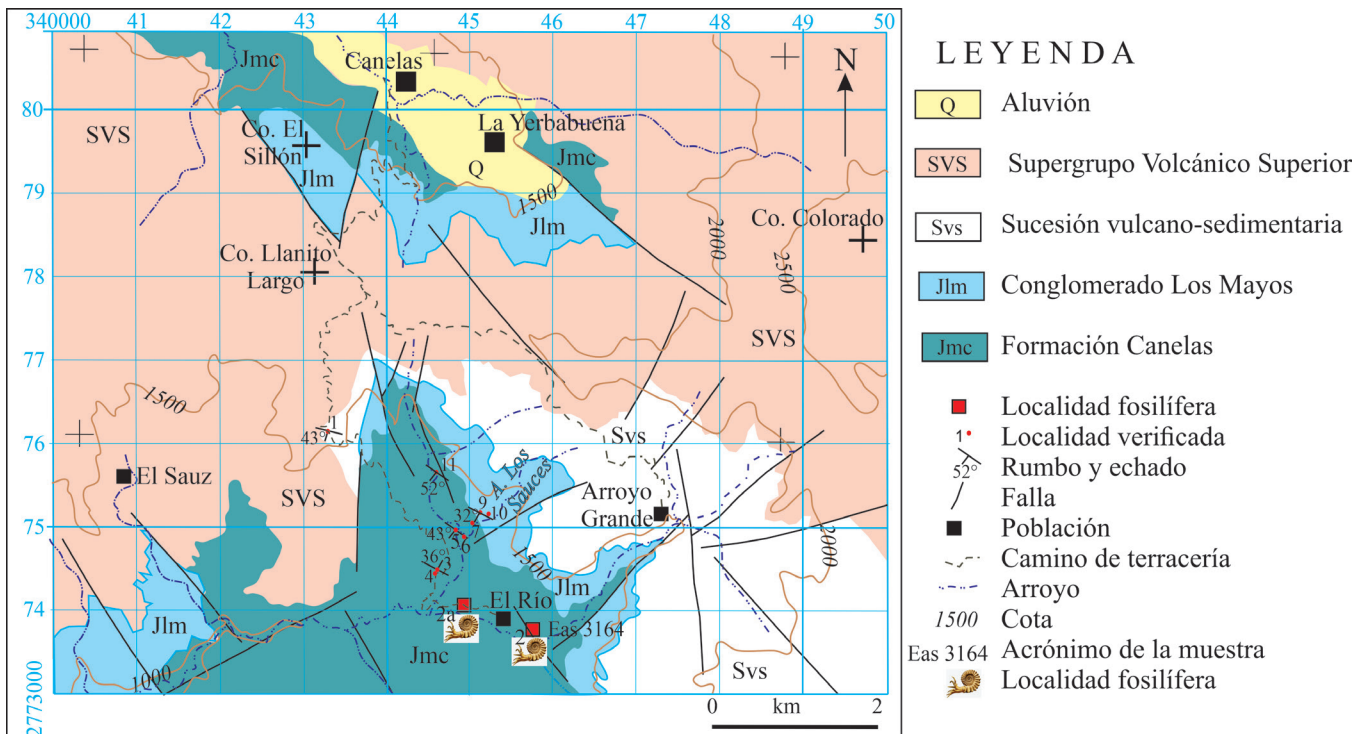


Figura 3 Mapa geológico del área Canelas, Durango (tomado de Geocartografía, 2000b; modificado en este trabajo). Explicación en el texto.

Las sucesiones estratigráficas en este trabajo se distribuyen en un área de ~30,000 km². Cuatro localidades estratégicas aportan datos litológicos que distinguen tres secuencias vulcano-sedimentarias, separadas por discordancias relevantes. La correlación litoestratigráfica y cronoestratigráfica apropiada y la litología permiten interpretar, de forma general, los posibles ambientes de depósito. El sustrato basal (o basamento *sensu stricto*) no aflora en esta área, sin embargo, los datos que este trabajo aporta dan idea de su naturaleza.

2.2.1. ÁREA CANELAS-TOPIA

2.2.1.1. SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA I

FORMACIÓN CANELAS

La intención de definir a la Formación Canelas obedece a la importancia de reconocer una litología de ambiente marino, edad Aaleniano,

pobremente estudiada en trabajos previos, con distribución regional, que subyace en discordancia angular a rocas post-Aaleniano y da evidencia para documentar un evento de deformación no reportado anteriormente en la geología de México. Su contenido de carbón orgánico total (COT) preliminar reviste interés petrolero. El procedimiento para definir a esta formación se funda en lo que establece la Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica (2024), en el orden cronológico que se indica en sus artículos.

Se define como Formación Canelas a un conjunto de rocas con la categoría litoestratigráfica y rango de formación. Se selecciona el nombre Canelas derivado de la proximidad con la población más importante y próxima al afloramiento como localidad tipo, ubicada en el paraje El Río, ~6 km al SE de la citada población, en el estado de Durango (Figura 3), en las coordenadas geográficas 345,082 Este; 2'772,988 Norte, del sistema Universal Transversa Mercator.

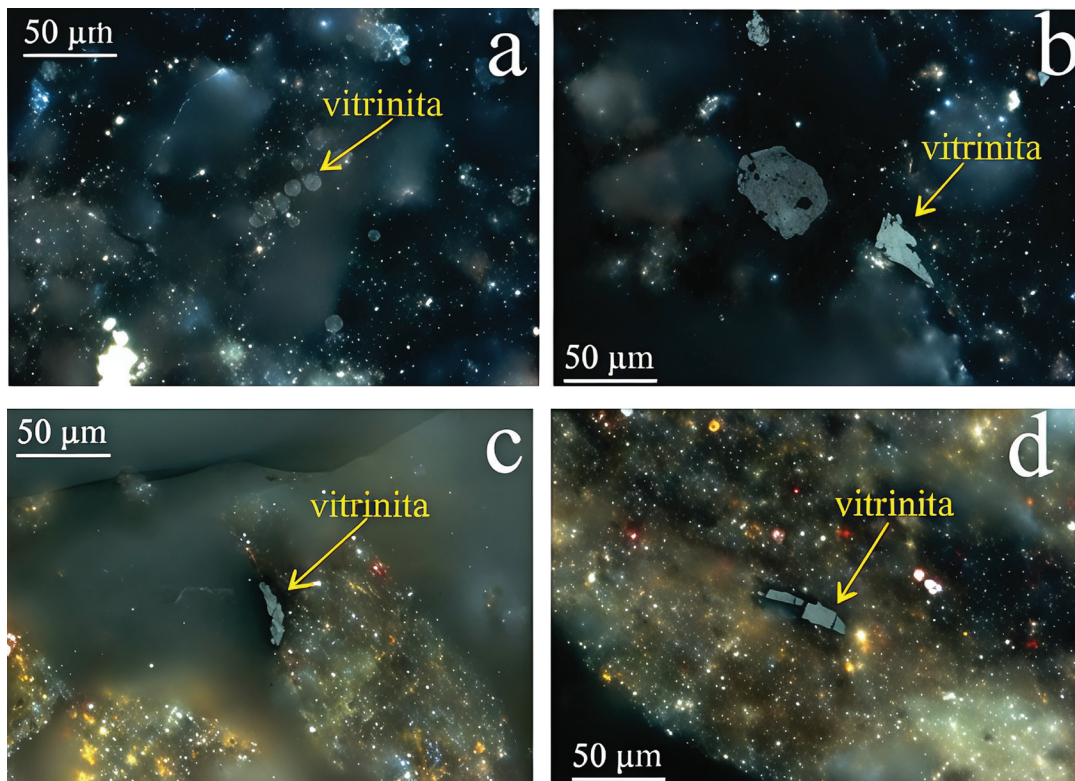


Figura 4 Imágenes con luz reflejada que presentan vitrinita en las muestras Eas 3161 (a y b) y Eas 3162 (c y d).

Tabla 2. Resultado de difractogramas de Rx en muestras de lutita de la Formación Canelas (a). Tolerancia de Corrección (GOFI), Filosilicatos² (la determinación detallada de los filosilicatos no se realizó en las fracciones orientadas de la arcilla) * La medición del índice de cristalinidad de la illita es aproximado y sin calibración con estándares.

Muestra	Clave usuario	Fases identificadas	Semicuant (RIR) + Rietveld	Observaciones
DRX1	3161	Cuarzo: SiO ₂	59.6	GOF1 = 0.9295 ICillita = 0.553*
		Plagioclasa sódica: (Na, Ca)(Si, Al)3O ₈	1.2	
		Feldespato potásico:(K, Na)(Si, Al)4O ₈	1.3	
		Clinopiroxeno tipo augita:(Ca, Mg, Fe)2(Si, Al)2O ₆	2.2	
		Magnetita: Fe ₃ O ₄	3.1	
		Mineral del grupo de la alunita tipo jarosita: KFe ₃ +3(SO ₄)2(OH) ₆	4.4	
		FILOSILICATOS ² :		
Illita-smectita (I/S)	14.7			
Illita-mica:(K, H ₃ O)(Al, Mg, Fe)2(Si, Al)4O ₁₀	13.4			
DRX2	3162	Cuarzo: SiO ₂	55.3	GOF1 = 0.8792 ICillita = 0.7820*
		Plagioclasa intermedia: (Na, Ca)(Si, Al)3O ₈	2.2	
		Feldespato potásico:(K, Na)(Si, Al)4O ₈	0	
		Magnetita: Fe ₃ O ₄	3.8	
		FILOSILICATOS ² :		
		Illita-smectita (I/S)	1.7	
		Illita-mica:(K, H ₃ O)(Al, Mg, Fe)2(Si, Al)4O ₁₀	19.8	
Caolinita: Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	11.9			
Filosilicatos a ~14Å de tipo clorita y/o esmectita**	5.3			

Su litología está compuesta por lutita, limolita y arenisca de grano muy fino a grano fino, de color negro o gris oscuro, con materia carbonosa, biotita, moscovita y piritita diseminada. La roca meteoriza en color café, pardo o rojizo. Difractogramas de muestras de lutita (localidad 7 en Figura 3) indican que esta roca está formada por cuarzo (~57%), illita-smectita, illita-mica (~28% a ~31%), magnetita (~3.5%) y caolinita (~5%) y otros minerales en porcentaje menor (Tabla 2). En microscopía de luz reflejada (Figura 4) se observa que las muestras arriba indicadas tienen vitrinita y exinita como materia orgánica de tipo II (algáceo) y tipo III (herbácea-leñosa). La reflectancia de vitrinita (Ro) indica un grado de alteración bajo a moderado de 0.4% a 1.3% (Tabla 3). El contenido de carbono orgánico total (COT) varía de 0.4 a

1.5 % (Tabla 4), estos datos revisten posible potencial petrolero. Los estratos individuales son de 30 cm a 50 cm de espesor, no obstante, agrupados alcanzan 3 m a 5 m de grosor, o puede haber cuerpos de la misma litología que amalgamados son de 20 m a 40 m de espesor (Figura 5a). Hay estratos delgados que internamente presentan laminación paralela, estratificación cruzada de ángulo bajo, rizaduras de corriente y turboglifos. Hay sucesiones de grano medio en la base que pasan a grano fino a la cima y equivalen a secuencias Bouma incompletas (abc, bcd). En esta formación se distinguen estratos de caliza impura con limolita, arenisca de grano fino y arenisca calcárea, con lentes de pedernal negro. En Santa María de Otáez (sobre el río Los Remedios) afloran estratos de toba andesítica intercalados entre la sucesión

Tabla 3. Valores máximos y mínimos de %Ro, número de lecturas, desviación estadística y estimación porcentual de la mediana de las muestras Eas 3161 y 3162.

Muestra	Reflectancia de la vitrinita				
	% Ro Min	% Ro Max	No lecturas	Desviación estándar	% Ro (mean)
Eas 3161	0.42	0.67	40	0.05	0.53
Eas 3162	1.12	1.34	15	0.07	1.23

Tabla 4. Datos de Pirólisis RockEval 6® con valores de las muestras Eas 3161 y 3162. S1 (hidrocarburos libres), S2 (hidrocarburos liberados), PI (Potencial generador), Tmax (Temperatura máxima en °C), S3 (hidrocarburos y compuestos liberados), TOC% (Carbono Orgánico Total en %), HI (Índice de Hidrógeno), OI (Índice de Oxígeno).

Código	S1 mgHC/g	S2 mgHC/g	PI	Tmax	S3 (mg/g)	TOC %	HI	OI
Eas 3161	0.01	0.02	0.28	403	0.02	1.41	1	1
Eas 3162	0.02	0.02	0.51	360	0.14	0.34	6	41

sedimentaria marina (Geocartografía, 2000c). En esta formación el difractograma identifica plagioclasa intermedia, dato congruente con el reporte de la toba andesítica de Santa María de Otáez.

En la Formación Canelas hay pliegues isoclinales que tienen dirección de acortamiento diverso (Figuras 5b y 5c), esta deformación oblitera estructuras contorsionadas por deslizamiento de sedimentos no consolidados (*slumps*) y un estudio a mayor detalle es necesario para distinguir el plegamiento tectónico, del posible plegamiento sin-sedimentario que puede haber. Así mismo, hay fallas laterales, normales e inversas, con planos inclinados con diversa orientación. La deformación induce a suponer que los pliegues y fallas inversas son de origen estructural ya que transforman a la roca en pizarra y dan foliación.

El contacto inferior de la Formación Canelas no aflora en la región estudiada, mientras que el contacto superior, en la localidad de El Río, yace en discordancia angular abajo del conglomerado Los Mayos, cuyas características se describen más adelante. Antecedentes históricos de esta litología fueron reconocidos en cartas geológico-mineras e informes respectivos del Servicio Geológico

Mexicano (Figura 2). Esta litología fue nombrada de manera informal como formación San Juan de Camarones, descrita en el lecho del río y aledaña a la localidad del mismo nombre (Figura 2). Su litología lacónicamente se describió compuesta por arenisca, meta-arenisca, lutita y pizarra, como una sucesión de turbidita y asignada al Jurásico Superior (Geocartografía, 2000b). Otros trabajos de la misma institución, por la presencia de *Tmetoceras scissum*, la refieren al Jurásico Medio, sin embargo, inexplicablemente, se contradicen al ubicar a este fósil (y conjunto de rocas que lo contienen) en edad Sinemuriano.

El espesor de la Formación Canelas no se conoce, su contacto inferior no aflora y los pliegues y fallas no permiten medir un espesor real; sin embargo, se estima que puede superar más de 200 m de grosor. Sus características litológicas se reconocen en localidades distantes, en San Gregorio, San Juan de Camarones y Topia, estado de Durango y Chacala, estado de Sinaloa, por lo que su distribución cubre un área mayor a 20,000 km² (Figura 1). Es la roca más antigua que aflora en la región y se encuentra en el fondo de cañadas profundas.

La presencia de ammonitas *Tmetoceras kirki* y *Erycitoides* sp. y el bivalvo *Bositra buchi* datan a la Formación Canelas en el Aaleniano tardío (Eguiluz y de A. *et al.*, 2022). Los fósiles mejor preservados fueron hallados en la localidad El Río, ~6 km al SE del poblado de Canelas, Durango, motivo adicional por el que se selecciona a esta localidad como tipo; sin embargo, en otros afloramientos aledaños se observan fósiles de tipo similar (Localidades 2a, 5 y 11 en Figuras 3 y 5b). No se descarta que esta formación tenga alcances estratigráficos más amplios.

Rocas de esta edad son el primer registro documentado en México, su correlación se vincula con sucesiones litológicas de esta edad en California, Oregón, Columbia Británica y Alaska (Imlay, 1980), así como en Chile y Argentina (Westermann y Riccardi, 1972), en donde el género *Erycitoides* está en el dominio Pacífico. La presencia de rocas de esta edad, su litología, deformación y relación estratigráfica superior discordante, son características distintivas que no están reportadas en el Terreno Zihuatajeo y revisten interés prominente en la evolución tectónica regional, como se discutirá posteriormente.

2.2.1.2. SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA II

Esta secuencia tiene varias sucesiones litológicas con características que permiten individualizar su identificación:

CONGLOMERADO LOS MAYOS

El nombre conglomerado Los Mayos fue dado de manera informal en el informe de una compañía (González y Martínez, 1999). Su localidad tipo fue referida sobre el cauce del río Tamazula, a 2 km al norte franco del rancho Los Mayos. Se describió mayormente como brecha y subordinado conglomerado polimíctico, compuesto por guijarros, guijas y cantos rodados, de aspecto masivo y de color púrpura y violáceo. Se refirió que pasa en la cima a estratos medios de arenisca con limolita de color verde, con espesor de 90 m. Este conglomerado se reporta con distribución regional (Figura 2) en

varias cartas geológico-mineras (Figura 1). En la carta geológico-minera Topia (Geocartografía, 2000a), que incluye al área de Canelas de este estudio, este conglomerado fue designado con el nombre informal de Pascua y en la carta geológico-minera Guanaceví (Cruz-Pérez y Ríos-Vázquez, 1998) se excluye su nombre. Definir la nomenclatura formal de esta litología queda fuera del alcance de este estudio.

Este trabajo reconoce en la Cañada Grande, área de Canelas y al norte de la localidad El Río, a una brecha y conglomerado polimíctico, en estratos gruesos, con estructuras de corte y relleno (Figura 5d), formado por clastos de pedernal negro, andesita, metacuarcita, gneis, cuarzo lechoso, filita finamente laminar, escasos fragmentos de esquisto bandeado, arenisca con fragmentos de moluscos, así como clastos de lutita y arenisca negra, estas dos últimas litologías similares a la Formación Canelas y posiblemente derivadas de ella.

El conjunto de clastos es soportado por granos con contactos sintaxiales, con matriz de arenisca de grano grueso que rellena espacios intergranulares, firmemente cementada por sílice. Su granulometría es variada, desde 0.5 cm hasta 10 cm de diámetro, de forma bien redondeada a subangular, de color gris oscuro (Figura 5e). Los estratos en la base son de 1 m o mayor grosor; sin embargo, al subir estratigráficamente la granulometría y espesor de los estratos decrecen; así mismo, se observan espesores variables de lutita negra intercalada.

Esta brecha y conglomerado polimíctico puede cambiar entre localidades distantes al incluir mayor cantidad de clastos de pizarra y andesita, pero el pedernal negro, cuarzo lechoso y gneis se conservan en las localidades con las que se correlaciona, en San Gregorio, San Juan de Camarones, Guanaceví y Topia (Figura 2). Una muestra (Eas 3163) en la base del conglomerado Los Mayos colectada en la Cañada Grande, en lámina delgada presenta granos de pedernal, gneis, esquisto, filita, feldespato, cuarzo lechoso, arenisca, metacuarcita, mica y circones. La composición de este conglomerado sugiere provenir de un orógeno reciclado, asumiendo similitud con la clasificación para are-

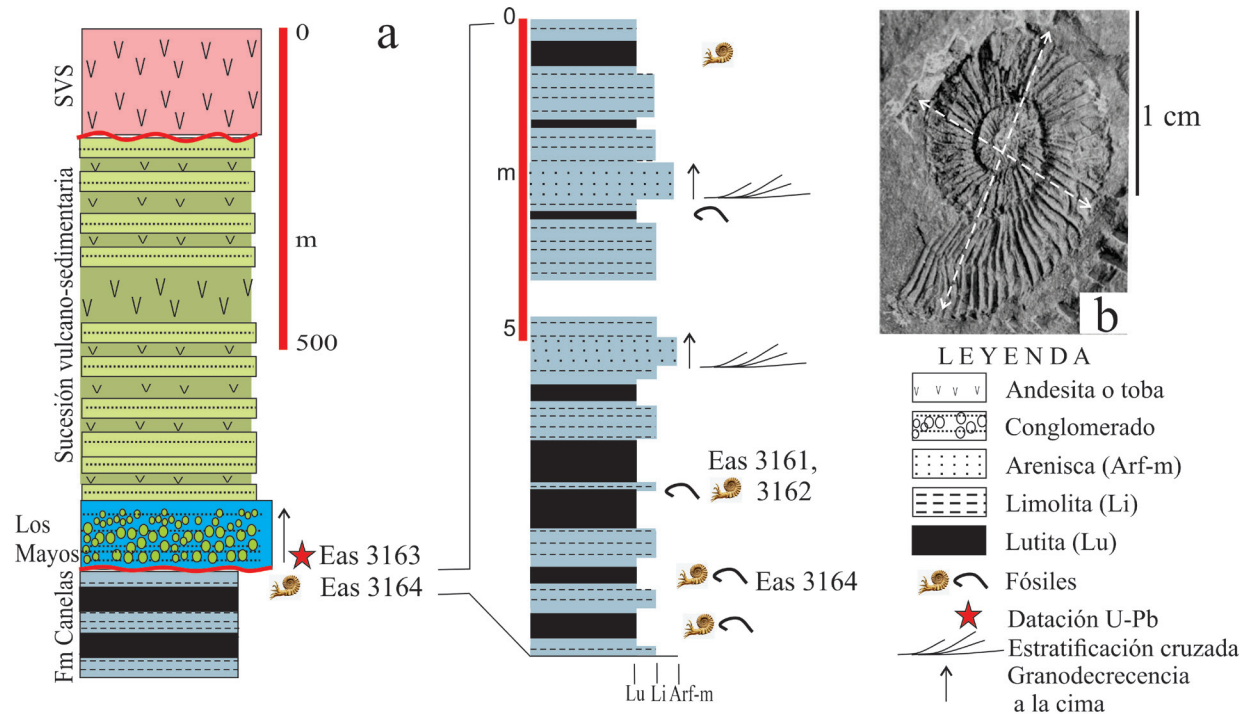


Figura 5 Columna estratigráfica del área Canelas, los acrónimos Eas ubican las muestras para diferentes análisis (a). *Tematoceras kirki* (Eguiluz *et al.*, 2022) con deformación por cizalla (b), en localidad 2 de la Figura 3. Pliegues anisópacos en la Formación Canelas con plano axial inclinado a recumbente (~30° a ~10°) y buzamiento de la charnela del pliegue ~30° según Ramsay (1967), con vergencia generalmente al NE (c). Estratos gruesos del conglomerado Los Mayos con estructuras de corte y relleno en la base de los estratos (d). Constituyentes del conglomerado Los Mayos en la base de la sucesión (e): arenisca (ar), andesita (an), gneis (gn), pedernal (p), esquisto (e), cuarzo lechoso (q), feldespato (fd), contactos sintaxiales (si), fracturas rellenas de cuarzo (fr). Constituyentes del conglomerado polimíctico Los Mayos y procedencia se explican en el texto (f).

niscas en diagramas ternarios de Dickinson (1985; Figura 5f), conglomerado no reportado en otros lugares del TGC.

Un análisis U-Pb de circones detríticos de la muestra arriba indicada presenta picos con abundantes edades de ~2,600 Ma, ~1,750 Ma y ~1,210 Ma (80%), con picos menores de ~460, ~372 y ~253 Ma (17%) y un grano de 176.8 Ma (Figuras 6a, 6b y Tabla 5). En este trabajo la edad del depósito para este conglomerado se considera post Aaleniano y posiblemente Bathonian(?) o Jurásico Superior como se analizará más adelante.

En la Cañada Grande, inmediata al norte de El Río, el conglomerado tiene espesor de ~200 m, en otras localidades su espesor varía desde ~15 m a ~300 m. El conglomerado Los Mayos yace en discordancia angular sobre la Formación Canelas, su contacto superior pasa de forma gradual a una sucesión vulcano-sedimentaria compleja.

SUCESIÓN VULCANO-SEDIMENTARIA

Este conjunto tiene estratos gruesos de grauvaca de grano medio a fino, con limolita que subyace a estratos de arenisca, caliza arenosa, lutita (Figura 6c) y continúa en ascenso a cuerpos gruesos de andesita, brechas de andesita y toba andesítica,

de colores gris, verde y magenta, que en conjunto tienen más de 300 m de espesor (Figura 5a). Estas rocas tienen cambios litológicos laterales y verticales en corta distancia que hacen complejo su estudio. Esta sucesión vulcano-sedimentaria fue referida por el Servicio Geológico Mexicano como CVI, separada del conglomerado Los Mayos. Esta sucesión se describe con mayor detalle en las áreas de Guanaceví y San Gregorio.

2.2.2. ÁREA GUANACEVÍ

2.2.2.1. SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA II

FORMACIÓN GUANACEVÍ

La intención de designar formalmente a la litología, conocida de manera informal como Formación Guanaceví, es describir variaciones litológicas que la integran, las relaciones estratigráficas e importancia geológica de su depósito en el contexto regional. Se define como una unidad litoestratigráfica y rango de formación (Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica, 2024). El nombre se selecciona y deriva del pueblo de Guanaceví, en dónde aflora ampliamente entre esta población y la comunidad de San Pedro, en

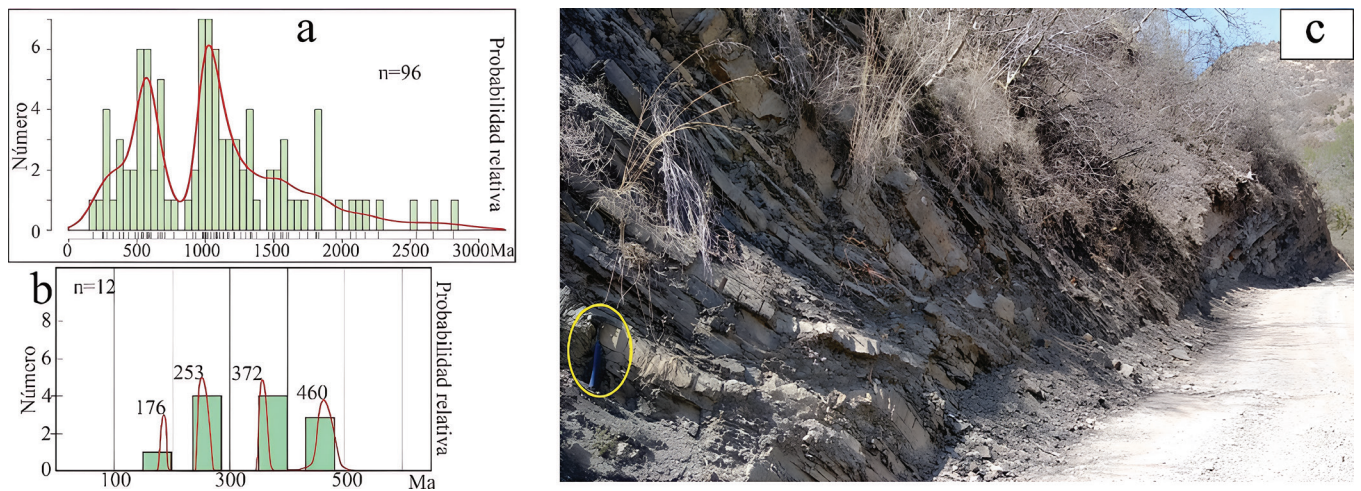


Figura 6 Histograma edades U-Pb en circones detríticos del conglomerado Los Mayos (muestra Eas 3163), predominan edades del Proterozoico (a). Población más joven con picos de edad Ordovícico, Devónico Medio, Pérmico Inferior y Jurásico Inferior (b), el grano más joven arrojó 176.8 Ma. Afloramiento de la sucesión vulcano-sedimentaria (con estratos de caliza, arenisca, lutita y toba) yace sobre el conglomerado Los Mayos. Localidad 1, Figura 3. Martillo de escala en el círculo amarillo.

Tabla 5. Isotopía U-Pb en circones del conglomerado Los Mayos (Eas 3163).

U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	RELACIONES ²										EDAD (Ma)							
			²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁹ Pb	$\pm 2\sigma$ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	$\pm 2\sigma$ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	$\pm 2\sigma$ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³² Th	$\pm 2\sigma$ abs	Rho	(σ/Rho)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	$\pm 2\sigma$	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁹ Pb	$\pm 2\sigma$	Edad (Ma)	$\pm 2\sigma$		
EAS-3163_Zm-01	122.8	66.5	0.54	0.03491	0.00612	0.29810	0.03886	0.03896	0.00147	0.01277	0.00109	0.222	246.4	9.10	269.6	26.67	11.5.3	341.30	246.4	9.10
EAS-3163_Zm-02	116.8	116.9	1.00	0.10805	0.00426	4.90750	0.19941	0.32716	0.00828	0.08800	0.00513	0.312	1824.3	40.22	1799.7	33.76	1754.6	70.34	1754.6	70.34
EAS-3163_Zm-03	851.7	28.2	0.03	0.15509	0.00240	8.25621	0.11386	0.38281	0.00906	0.00961	0.00117	0.366	2089.1	42.27	2259.0	12.70	2400.5	26.18	2400.5	26.18
EAS-3163_Zm-04	235.8	138.5	0.59	0.07613	0.00191	1.92124	0.05733	0.18096	0.00477	0.05672	0.00352	0.583	1071.9	25.94	1086.0	20.12	1086.8	53.00	1071.9	25.94
EAS-3163_Zm-05	320.4	133.5	0.42	0.08164	0.00894	2.30861	0.08115	0.20275	0.00682	0.06769	0.00532	-0.146	1189.8	36.44	1212.4	25.03	1226.5	93.95	1189.8	36.44
EAS-3163_Zm-06	209.9	134.7	0.42	0.07639	0.00277	2.09922	0.06634	0.18055	0.00415	0.03582	0.00305	0.076	1069.8	22.66	1081.0	23.33	1082.5	74.62	1069.8	22.66
EAS-3163_Zm-07	196.6	131.3	0.67	0.09764	0.00531	3.34360	0.16073	0.44601	0.00930	0.08002	0.00463	0.187	1417.5	48.18	1489.2	37.79	1568.4	100.94	1468.4	100.94
EAS-3163_Zm-08	392.8	262.9	0.67	0.18181	0.00418	1.11931	0.30329	0.44689	0.01058	0.11670	0.00644	0.557	2381.3	47.04	2538.5	25.48	2667.3	38.21	2667.3	38.21
EAS-3163_Zm-09	203.7	243.0	1.19	0.10213	0.00836	3.85309	0.11158	0.27375	0.00775	0.07593	0.00451	0.207	1559.6	39.19	1602.8	23.37	1657.8	58.60	1637.8	58.60
EAS-3163_Zm-10	697.5	974.6	1.40	0.06010	0.00188	0.81672	0.03371	0.09822	0.00336	0.03032	0.00203	0.642	603.7	19.71	604.1	18.38	602.5	71.95	603.7	19.71
EAS-3163_Zm-11	83.4	66.4	0.80	0.07165	0.00872	0.10632	0.06326	0.02599	0.00259	0.02662	0.00267	-0.257	466.4	17.94	559.7	37.91	902.5	227.33	466.4	17.94
EAS-3163_Zm-12	125.1	75.8	0.61	0.07506	0.00457	1.83489	0.11443	0.17888	0.00551	0.03293	0.00357	0.220	1060.5	30.07	1074.9	40.50	1025.4	123.46	1060.5	30.07
EAS-3163_Zm-13	555.8	272.0	0.49	0.06605	0.00169	1.13953	0.02828	0.12521	0.00307	0.03083	0.00220	0.376	760.4	17.66	757.3	14.63	795.6	53.26	760.4	17.66
EAS-3163_Zm-14	440.2	38.0	0.13	0.07157	0.00191	1.62484	0.03956	0.16385	0.00370	0.05087	0.00352	-0.008	978.0	20.47	981.8	14.04	960.6	55.62	978.0	20.47
EAS-3163_Zm-15	49.1	39.5	0.81	0.05973	0.00536	0.88043	0.07788	0.10684	0.00421	0.03243	0.00283	0.008	653.9	24.48	638.1	46.26	476.6	233.21	653.9	24.48
EAS-3163_Zm-16	237.8	135.0	0.57	0.07040	0.00283	1.37419	0.05281	0.14097	0.00368	0.04543	0.00266	0.069	849.9	20.78	879.7	24.40	927.6	90.47	849.9	20.78
EAS-3163_Zm-17	55.2	119.7	2.17	0.07535	0.00530	1.60253	0.11339	0.16225	0.00563	0.04899	0.00291	0.057	968.6	31.20	990.7	42.80	991.6	149.17	968.6	31.20
EAS-3163_Zm-18	263.8	98.5	0.37	0.10735	0.00316	4.61371	0.15915	0.30832	0.00786	0.09032	0.00569	0.515	1732.1	38.82	1749.1	29.33	1748.0	54.33	1748.0	54.33
EAS-3163_Zm-19	474.7	358.9	0.76	0.07554	0.00214	1.56111	0.05524	0.15092	0.00399	0.04784	0.00271	0.888	906.0	22.33	953.8	21.86	1077.1	55.60	906.0	22.33
EAS-3163_Zm-20	136.7	123.0	0.90	0.07104	0.00673	1.04690	0.09760	0.10700	0.00351	0.03630	0.00866	0.147	655.1	20.39	717.2	48.45	843.6	208.54	655.1	20.39
EAS-3163_Zm-21	477.8	45.0	0.09	0.07894	0.00225	1.99393	0.05099	0.18456	0.00420	0.03456	0.00405	-0.045	1091.8	22.86	1112.4	17.32	1146.9	56.22	1091.8	22.86
EAS-3163_Zm-22	24.8	16.5	0.67	0.08754	0.00695	2.76997	0.24605	0.22690	0.01025	0.07130	0.00695	0.575	1315.9	54.10	1315.3	76.06	1338.5	154.33	1315.9	54.10
EAS-3163_Zm-23	128.2	328.1	0.41	0.07955	0.00459	1.99006	0.11304	0.18157	0.00493	0.03911	0.00391	0.071	1106.1	26.84	1106.1	38.44	1149.0	117.09	1075.3	26.84
EAS-3163_Zm-24	422.4	248.1	0.59	0.07382	0.00171	1.71476	0.03950	0.16907	0.00434	0.05142	0.00279	0.497	1006.8	23.90	1019.7	14.89	1026.9	46.04	1006.8	23.90
EAS-3163_Zm-25	157.2	76.5	0.49	0.05240	0.00607	0.28697	0.03003	0.04013	0.00148	0.01301	0.00103	-0.083	255.6	9.19	252.3	23.88	150.5	238.53	253.6	9.19
EAS-3163_Zm-26	219.7	109.4	0.30	0.05268	0.00347	0.43453	0.02922	0.05943	0.00168	0.01938	0.00140	0.241	372.1	10.23	363.7	20.99	249.7	161.41	372.1	10.23
EAS-3163_Zm-27	540.4	171.5	0.32	0.07655	0.00378	1.23338	0.05391	0.10689	0.00328	0.06072	0.00439	0.138	648.8	19.09	768.4	25.83	1096.0	103.04	648.8	19.09
EAS-3163_Zm-28	222.4	54.4	0.24	0.05992	0.00875	0.76447	0.04289	0.09430	0.00332	0.03054	0.00244	0.175	580.7	19.50	578.9	27.19	568.2	128.34	580.7	19.50
EAS-3163_Zm-29	300.7	33.9	0.08	0.11118	0.00197	4.93259	0.10600	0.32222	0.00730	0.09717	0.00702	0.520	1800.3	35.53	1809.4	17.87	1813.6	32.41	1813.6	32.41
EAS-3163_Zm-30	233.6	143.2	0.56	0.05793	0.00296	0.69786	0.02967	0.08750	0.00232	0.02664	0.00189	0.015	540.7	13.74	535.5	18.01	506.5	99.35	540.7	13.74
EAS-3163_Zm-31	354.5	521.7	1.47	0.05542	0.00317	0.43833	0.02995	0.00203	0.00203	0.01971	0.00118	0.342	407.4	12.27	408.0	20.36	390.6	125.82	407.4	12.27
EAS-3163_Zm-32	128.8	88.7	0.69	0.06363	0.00909	0.74800	0.09785	0.08525	0.00435	0.02990	0.00327	-0.025	327.2	25.88	327.2	25.88	358.9	322.72	327.2	25.88
EAS-3163_Zm-33	274.5	234.2	0.85	0.05968	0.00323	0.72083	0.03636	0.08785	0.00217	0.02700	0.00156	-0.011	542.7	12.84	555.0	19.82	567.4	108.27	542.7	12.84
EAS-3163_Zm-34	263.1	188.7	0.72	0.05759	0.00316	0.68181	0.03162	0.08652	0.00236	0.02774	0.00173	-0.287	534.8	14.02	525.6	19.04	454.6	124.75	534.8	14.02
EAS-3163_Zm-35	160.1	104.2	0.65	0.08249	0.00237	2.33963	0.06947	0.20489	0.00486	0.06301	0.00349	0.329	1201.3	25.98	1222.1	21.19	1245.2	57.38	1201.3	25.98
EAS-3163_Zm-36	960.9	79.9	0.08	0.07009	0.00244	1.01640	0.03128	0.10485	0.00285	0.03776	0.00862	0.112	642.7	16.63	711.4	15.78	921.3	70.84	642.7	16.63
EAS-3163_Zm-38	81.2	55.4	0.68	0.07036	0.00593	1.61207	0.12985	0.16681	0.00501	0.03533	0.00412	-0.041	994.2	27.74	964.0	31.63	843.1	197.41	994.2	27.74
EAS-3163_Zm-39	174.5	92.2	0.53	0.08811	0.00522	1.90425	0.09975	0.15844	0.00501	0.05064	0.00369	-0.188	1078.9	27.81	1078.9	35.62	1354.7	127.14	947.9	27.81
EAS-3163_Zm-40	201.5	78.4	0.39	0.07490	0.00300	1.87960	0.06393	0.18821	0.00495	0.05571	0.00868	-0.125	1084.1	26.96	1070.7	22.83	1055.6	77.45	1084.1	26.96
EAS-3163_Zm-41	92.2	46.0	0.50	0.08957	0.00442	2.79660	0.13539	0.22758	0.00579	0.07043	0.00507	0.072	1321.4	30.39	1346.7	35.82	1377.8	97.16	1321.4	30.39
EAS-3163_Zm-42	94.6	22.3	0.24	0.06521	0.00400	1.02494	0.06515	0.11475	0.00438	0.03701	0.00405	0.338	698.3	25.18	709.6	22.85	705.8	143.20	699.8	25.18
EAS-3163_Zm-43	296.1	137.7	0.46	0.05700	0.00331	0.61660	0.03666	0.07882	0.00230	0.02481	0.00166	0.231	489.0	13.73	489.4	22.85	456.2	119.82	489.0	13.73
EAS-3163_Zm-44	41.6	26.9	0.65	0.09714	0.00551	3.48577	0.20746	0.26144	0.00825	0.08015	0.05666	0.324	1496.2	41.96	1510.0	48.25	1518.1	114.48	1518.1	41.96
EAS-3163_Zm-45	186.2	296.0	1.59	0.11111	0.00279	5.04992	0.12176	0.33102	0.00765	0.09392	0.00473	0.169	1842.9	37.04	1825.0	20.82	1808.0	46.03	1808.0	46.03
EAS-3163_Zm-46	151.8	112.2	0.74	0.05720	0.00708	0.31404	0.03664	0.04025	0.00174	0.01268	0.00119	0.117	254.3	10.80	274.5	28.06	320.9	292.12	254.3	10.80
EAS-3163_Zm-47	198.0	114.0	0.38	0.07128	0.00281	1.47185	0.06236	0.14929	0.00421	0.04805	0.00291	0.180	896.7	23.65	914.8	25.65	972.3	84.78	896.7	23.65
EAS-3163_Zm-48	829.8	71.1	0.09	0.18859	0.00293	12.87001	0.20194	0.49846	0.01058	0.119512	0.02469	0.267	2607.1	45.51	2669.8	14.90	2728.3	25.55	2728.3	25.55
EAS-3163_Zm-49	82.5	42.2	0.51	0.07593	0.00479	1.70663	0.11222	0.16302	0.00494	0.04689	0.00359	0.289	973.1	27.32	1010.0	38.54	1064.1	118.81	973.1	27.32
EAS-3163_Zm-50	159.3	76.5	0.48	0.05529	0.00399	0.40246	0.08324	0.00249	0.00249	0.00249	0.00249	-0.103	515.3	14.84	495.9	24.53	463.0	158.51	515.3	14.84
EAS-3163_Zm-51	62.4	34.9	0.56	0.07640</																

Tabla 5 (continuación). Isotopía U-Pb en circones del conglomerado Los Mayos (Eas 3163).

	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	RELACIONES ²										EDAD (Ma)						
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³² Th	±2σ abs	Rho (6/8σ ² /5)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	Edad (Ma)	±2σ
EAS-3163-Zrn-54	532.2	446.6	0.84	0.05675	0.00298	0.46116	0.02294	0.03161	0.00146	0.01898	0.00106	0.081	370.5	8.87	432.7	109.11	370.5	8.87		
EAS-3163-Zrn-55	994.3	37.7	0.04	0.08093	0.00248	2.21687	0.07640	0.19769	0.00544	0.05760	0.00088	-0.252	1162.8	29.33	1185.5	23.99	1211.6	85.88	1162.8	29.33
EAS-3163-Zrn-56	143.9	73.5	0.51	0.09820	0.00401	3.61072	0.13500	0.27045	0.01222	0.08098	0.00478	0.458	1542.4	62.20	1550.7	29.98	1583.9	78.49	1583.9	78.49
EAS-3163-Zrn-57	276.5	208.6	0.75	0.05556	0.00418	0.33668	0.02995	0.04403	0.00151	0.01454	0.00135	0.248	277.7	9.34	293.3	19.87	424.3	132.68	277.7	9.34
EAS-3163-Zrn-58	41.6	44.3	1.07	0.13533	0.00336	6.94105	0.25930	0.37965	0.01315	0.11165	0.00714	0.386	2072.8	61.55	2106.9	36.40	2152.0	69.39	2152.0	69.39
EAS-3163-Zrn-59	255.6	52.4	0.20	0.07285	0.00250	1.68117	0.03886	0.16878	0.00484	0.04959	0.00370	0.363	1005.1	26.73	999.2	23.27	995.1	67.70	1005.1	26.73
EAS-3163-Zrn-60	556.8	642.0	1.15	0.07512	0.00244	1.73529	0.06311	0.16886	0.00416	0.05215	0.00281	0.465	1005.7	22.93	1019.7	23.27	1060.8	65.51	1005.7	22.93
EAS-3163-Zrn-61	2389.1	353.3	0.15	0.05861	0.00156	0.49869	0.01890	0.06209	0.00187	0.02060	0.00138	0.715	388.3	11.39	410.4	12.83	546.2	38.50	388.3	11.39
EAS-3163-Zrn-62	355.4	241.0	0.68	0.14281	0.00214	7.43127	0.11729	0.37893	0.00864	0.10853	0.00550	0.449	2070.8	40.34	2163.5	14.09	2257.8	26.39	2257.8	26.39
EAS-3163-Zrn-63	1120.8	223.5	0.20	0.07431	0.00240	4.90831	0.03197	0.08859	0.00227	0.20333	0.00150	0.425	547.2	13.43	655.1	17.32	1038.7	68.72	547.2	13.43
EAS-3163-Zrn-64	211.7	69.4	0.33	0.07185	0.00278	1.67210	0.05316	0.17038	0.00497	0.04902	0.00329	-0.75	1013.8	27.40	995.6	20.51	975.4	75.55	1013.8	27.40
EAS-3163-Zrn-65	124.8	48.2	0.39	0.07255	0.00340	1.67890	0.08209	0.16782	0.00534	0.05165	0.00420	0.338	999.5	30.36	994.8	30.47	963.1	97.40	999.5	30.36
EAS-3163-Zrn-66	54.9	1.08	0.019	0.19498	0.00618	4.35118	0.43518	0.55695	0.01609	0.15376	0.00884	0.238	2852.4	66.55	2808.4	27.85	2775.9	51.44	2775.9	51.44
EAS-3163-Zrn-67	388.9	116.1	0.30	0.10193	0.00346	2.92409	0.08905	0.21006	0.00645	0.06556	0.00465	0.173	1228.9	34.19	1387.1	22.11	1652.8	63.17	1228.9	34.19
EAS-3163-Zrn-68	711.6	307.7	0.43	0.05599	0.00194	0.53943	0.01680	0.07065	0.00171	0.02195	0.00123	0.638	440.0	10.30	439.9	12.23	426.9	79.68	440.0	10.30
EAS-3163-Zrn-69	82.5	168.0	2.04	0.06887	0.00296	0.83967	0.11107	0.09468	0.00481	0.03052	0.00216	0.458	382.8	28.37	640.7	60.79	777.9	261.62	382.8	28.37
EAS-3163-Zrn-71	934.0	297.1	0.32	0.07785	0.00153	2.13186	0.04022	0.19819	0.00469	0.05938	0.00315	0.292	1168.8	27.58	1158.2	12.90	1135.9	39.53	1168.8	27.58
EAS-3163-Zrn-72	96.7	74.9	0.77	0.10120	0.00332	3.93130	0.13097	0.28021	0.00770	0.08993	0.00484	0.162	1591.7	38.63	1615.8	26.62	1642.1	64.80	1642.1	64.80
EAS-3163-Zrn-73	387.6	389.4	1.00	0.08434	0.00327	2.36022	0.09800	0.20172	0.00543	0.06323	0.00347	0.367	1184.4	29.06	1228.3	29.49	1289.4	74.47	1184.4	29.06
EAS-3163-Zrn-75	293.2	113.1	0.39	0.07442	0.00263	1.78926	0.06410	0.17425	0.00434	0.05325	0.00325	0.198	1035.2	23.80	1038.2	23.62	1046.2	69.94	1035.2	23.80
EAS-3163-Zrn-76	104.9	0.9	0.01	0.05944	0.00471	0.73705	0.06362	0.09609	0.00339	0.06783	0.03977	0.222	591.2	19.97	381.5	36.14	499.9	180.11	591.2	19.97
EAS-3163-Zrn-78	326.5	63.0	0.19	0.05831	0.00248	0.74788	0.03269	0.09275	0.00222	0.02987	0.00230	0.226	571.7	13.09	564.8	19.01	505.0	96.62	571.7	13.09
EAS-3163-Zrn-79	124.1	60.9	0.49	0.09074	0.00246	3.33555	0.08708	0.26480	0.00625	0.07911	0.00508	0.217	1514.0	31.76	1486.4	20.43	1429.5	50.73	1429.5	50.73
EAS-3163-Zrn-80	925.0	653.9	0.70	0.10543	0.00169	2.38447	0.10529	0.16359	0.00671	0.04228	0.00317	0.632	975.6	37.00	1231.8	31.68	1717.3	29.38	975.6	37.00
EAS-3163-Zrn-81	109.2	29.6	0.27	0.07197	0.00347	1.65654	0.07656	0.16650	0.00402	0.05146	0.00440	0.083	992.6	22.25	986.9	28.83	946.1	97.48	992.6	22.25
EAS-3163-Zrn-82	89.9	126.8	1.41	0.06209	0.00545	0.73668	0.06968	0.08805	0.00257	0.02882	0.00181	0.218	543.9	15.22	563.1	40.94	625.5	177.73	543.9	15.22
EAS-3163-Zrn-83	113.2	79.1	0.70	0.13028	0.00361	6.65180	0.12356	0.37067	0.00940	0.10834	0.00598	-0.130	2031.7	44.31	2068.3	18.14	2090.6	49.61	2090.6	49.61
EAS-3163-Zrn-84	458.4	282.7	0.62	0.05138	0.00301	0.19631	0.01733	0.02780	0.00098	0.00891	0.00087	-0.196	176.8	6.16	181.3	14.73	182.8	237.31	176.8	6.16
EAS-3163-Zrn-85	453.3	169.2	0.37	0.09724	0.00244	3.68658	0.09624	0.27169	0.00651	0.08148	0.00474	0.305	1549.2	32.99	1567.0	20.88	1565.9	47.16	1565.9	47.16
EAS-3163-Zrn-86	379.1	165.4	0.44	0.07786	0.00232	2.07487	0.06616	0.19063	0.00482	0.05860	0.00364	0.373	1126.2	26.11	1138.8	21.94	1133.9	60.48	1126.2	26.11
EAS-3163-Zrn-87	110.7	147.1	1.33	0.05932	0.00420	0.79517	0.05576	0.09497	0.00319	0.03052	0.00206	0.057	384.7	18.78	387.9	31.99	539.4	164.18	384.7	18.78
EAS-3163-Zrn-88	192.4	184.5	0.96	0.09799	0.00378	2.94760	0.11763	0.21683	0.00611	0.06692	0.00378	0.305	1264.7	32.46	1390.0	30.42	1569.4	72.19	1264.7	32.46
EAS-3163-Zrn-89	276.2	96.8	0.35	0.07496	0.00470	1.77141	0.10585	0.16890	0.00537	0.04815	0.00503	0.037	1005.9	29.62	1032.4	37.55	1047.4	124.61	1005.9	29.62
EAS-3163-Zrn-90	146.0	210.5	1.44	0.06057	0.00386	0.82901	0.05428	0.09708	0.00294	0.03338	0.00192	0.068	597.1	17.27	607.0	29.92	569.3	150.40	597.1	17.27
EAS-3163-Zrn-91	369.3	225.3	0.61	0.05370	0.00407	0.29532	0.02321	0.03951	0.00143	0.01303	0.00091	0.236	249.8	8.89	260.7	17.97	236.2	183.69	249.8	8.89
EAS-3163-Zrn-92	183.2	121.3	0.65	0.10933	0.00328	4.94151	0.16614	0.32385	0.00925	0.09458	0.00516	0.447	1807.4	45.23	1804.5	27.92	1774.8	55.08	1774.8	55.08
EAS-3163-Zrn-93	283.4	140.3	0.49	0.07779	0.00225	2.15532	0.06410	0.19829	0.00478	0.06161	0.00342	0.292	1165.9	29.62	1164.1	20.78	1127.0	58.35	1165.9	29.62
EAS-3163-Zrn-94	66.3	28.3	0.43	0.07369	0.00453	1.68211	0.10570	0.16392	0.00559	0.05012	0.00440	0.338	974.0	30.97	992.0	39.72	997.0	118.58	974.0	30.97
EAS-3163-Zrn-95	345.9	402.8	1.16	0.05397	0.00351	0.38678	0.02491	0.03156	0.00174	0.01705	0.00110	0.156	324.0	10.66	330.7	18.18	312.7	153.42	324.0	10.66
EAS-3163-Zrn-96	188.8	16.0	0.08	0.08929	0.00552	2.91486	0.10883	0.23450	0.00616	0.08227	0.00067	0.112	1357.8	32.11	1383.3	28.01	1397.3	75.37	1357.8	32.11
EAS-3163-Zrn-97	37.7	13.1	0.35	0.08669	0.00541	2.65377	0.16339	0.22018	0.00767	0.07737	0.00737	0.217	1281.7	40.52	1289.4	128.04	1289.4	128.04	1281.7	40.52
EAS-3163-Zrn-98	556.9	422.0	0.76	0.06239	0.00159	0.93653	0.02302	0.10723	0.00249	0.03449	0.00186	0.204	656.6	14.51	670.2	12.07	675.1	53.79	656.6	14.51
EAS-3163-Zrn-99	201.1	114.6	0.57	0.08185	0.00292	2.45649	0.07754	0.21621	0.00567	0.06726	0.00412	0.183	1261.4	30.07	1261.1	24.13	1221.6	68.39	1261.4	30.07
EAS-3163-Zrn-100	54.9	20.7	0.38	0.09945	0.00492	4.24107	0.19996	0.30426	0.01148	0.11400	0.00600	0.297	1721.2	61.71	1672.6	39.25	1577.5	92.97	1577.5	92.97

el estado de Durango (Figura 7). El estratotipo se ubica a ~500 m al sureste de la comunidad de San Pedro, sobre el arroyo originalmente llamado San Pedro (Terrones-Benítez, 1922) y designado en cartas topográficas por INEGI como Guanaceví, arroyo que fluye hacia el poblado Guanaceví y expone la mayor sección.

La Formación Guanaceví consiste en brecha polimíctica y conglomerado con clastos de esquisto, gneis, filita, andesita, cuarzo lechoso, arenisca, pedernal negro y escasos fragmentos de caliza, el tamaño de clastos es variable, desde gránulos, guijas, guijarros a bloques, de forma angular, subangular y subredondeada, fuertemente cementados por sílice. El conjunto litológico tiene colores guinda, morado y magenta. Su fábrica está soportada por los clastos, con estructuras canalizadas de corte y relleno con disminución de grano a la cima (Figuras 8, 9a y 9b). Estratos

gruesos parecen masivos al amalgamarse entre sí e individualmente tienden a acuñarse lateralmente. Los esporádicos intervalos de toba, limolita, lutita y arenisca se encuentran intercalados entre el conglomerado o la brecha, lo que indica vulcanismo contemporáneo al depósito.

La parte superior de la sucesión anteriormente descrita conserva la composición de los clastos, pero su tamaño y angularidad es menor, su color es crema, rojizo y café, con oxidación de minerales de hierro (Figuras 8, 9a y 9b). En la cima de este intervalo se incrementan intervalos de arenisca de grano muy grueso y conglomerado y aparece cementante de carbonato de calcio.

El contacto inferior de esta formación no aflora, mientras que el contacto superior pasa de forma gradual y concordante hacia arenisca conglomerática, que se describirá posteriormente. El límite superior de la Formación Guanaceví se

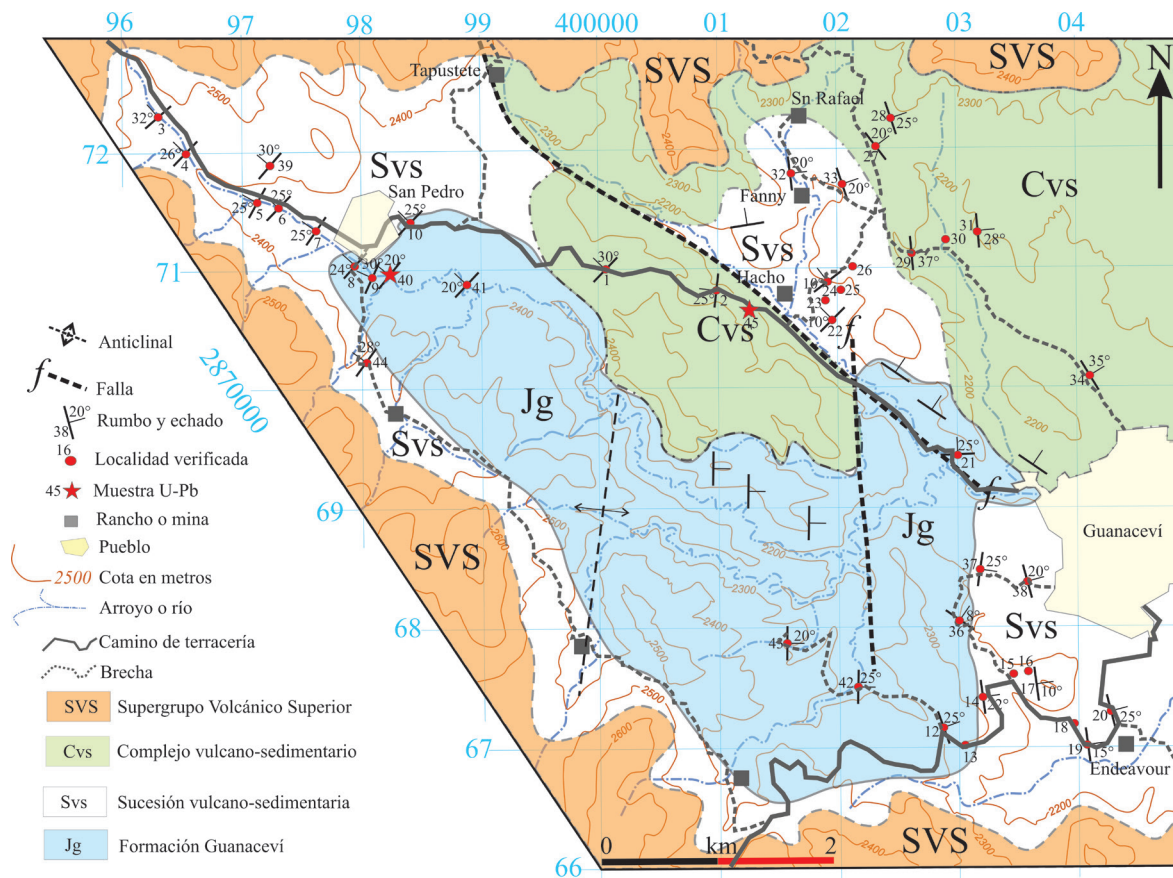


Figura 7 Mapa geológico del área Guanaceví. Explicación en el texto.

establece en donde el conglomerado tiene una proporción menor de 50% con respecto a arenisca conglomerática.

Como antecedentes históricos la primera referencia es de Terrones-Benítez (1922) que introdujo el nombre de Guanaceví para un cuerpo de andesita, que aflora en el distrito minero con el mismo nombre y está sobre un conglomerado, sin establecer su edad. Terrones (1940) y Díaz-Unzueta (1983) dieron el nombre de Guanaceví a un conglomerado, que yace en discordancia debajo de un paquete grueso de arenisca, toba y andesita, con el mismo nombre, de edad Paleoceno y Eoceno sin dar sustento de esto. Cruz-Pérez y Ríos-Vázquez (1998) refieren el nombre Guanaceví al conglomerado, separado y en paso gradual concordante con la unidad superior compuesta por arenisca, toba y caliza con microfósiles del Berriasiano, sin

aportar evidencia taxonómica para confirmar el hallazgo paleontológico. Este trabajo coincide con la opinión de que la litología mayormente de conglomerado (como unidad inferior) se puede separar, de una unidad superior que pasa de forma gradual a la sucesión vulcano-sedimentaria, que corresponde a otra litología y ambiente de depósito diferente, de esta forma, se conserva el nombre Guanaceví para la litología constituida mayormente por conglomerado y brecha, que yace bajo una sucesión mayormente de arenisca. El espesor de esta formación es mayor de ~400 m, al no conocer su base.

Una muestra obtenida hacia la cima de la Formación Guanaceví (Figura 9b), mediante análisis U-Pb en granos de circones detríticos, presentan edades con picos de poblaciones mayormente Paleozoico (67%) y Proterozoico (23%), un grano

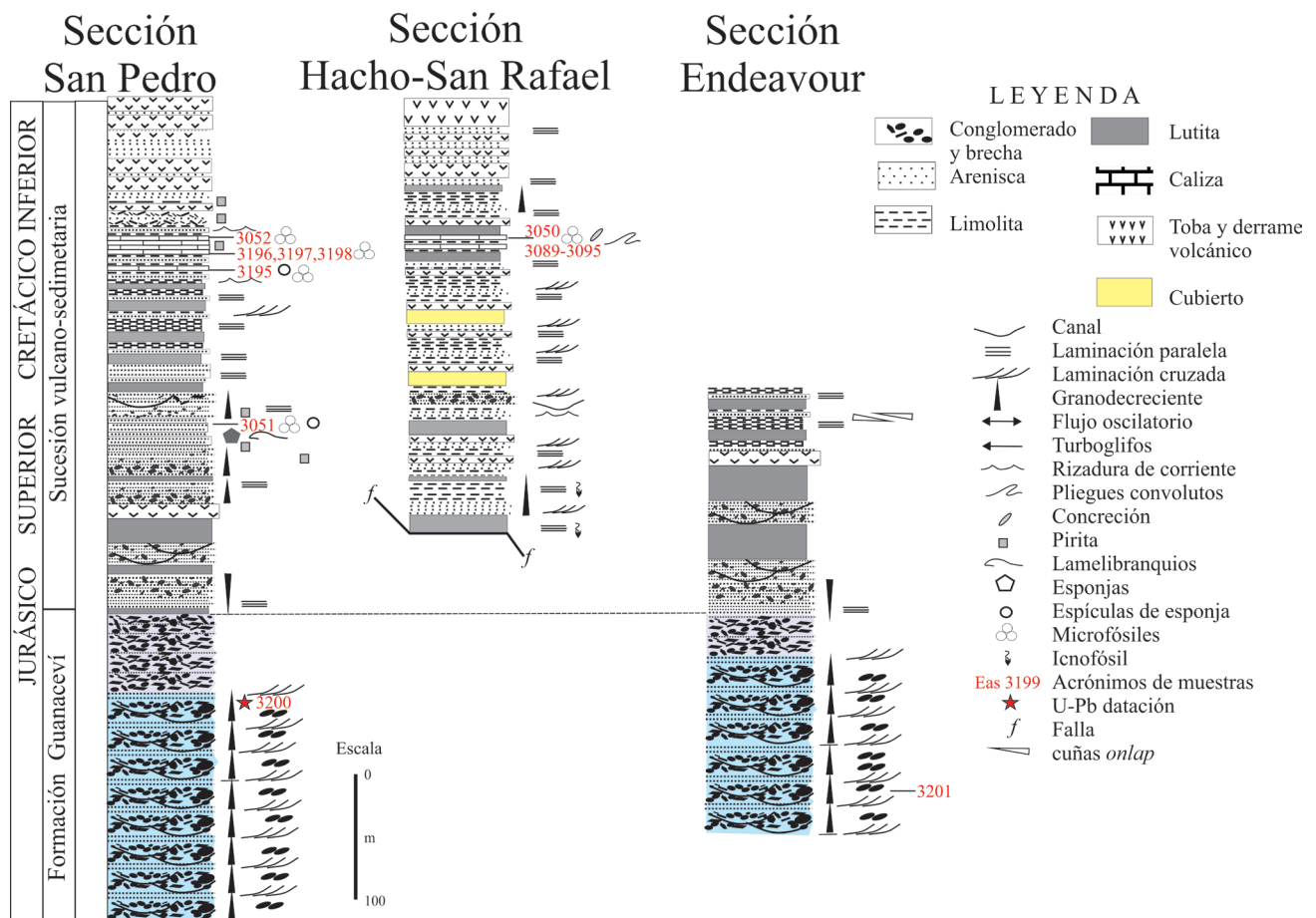


Figura 8 Secciones estratigráficas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior en el área de Guanaceví. Explicación en el texto.

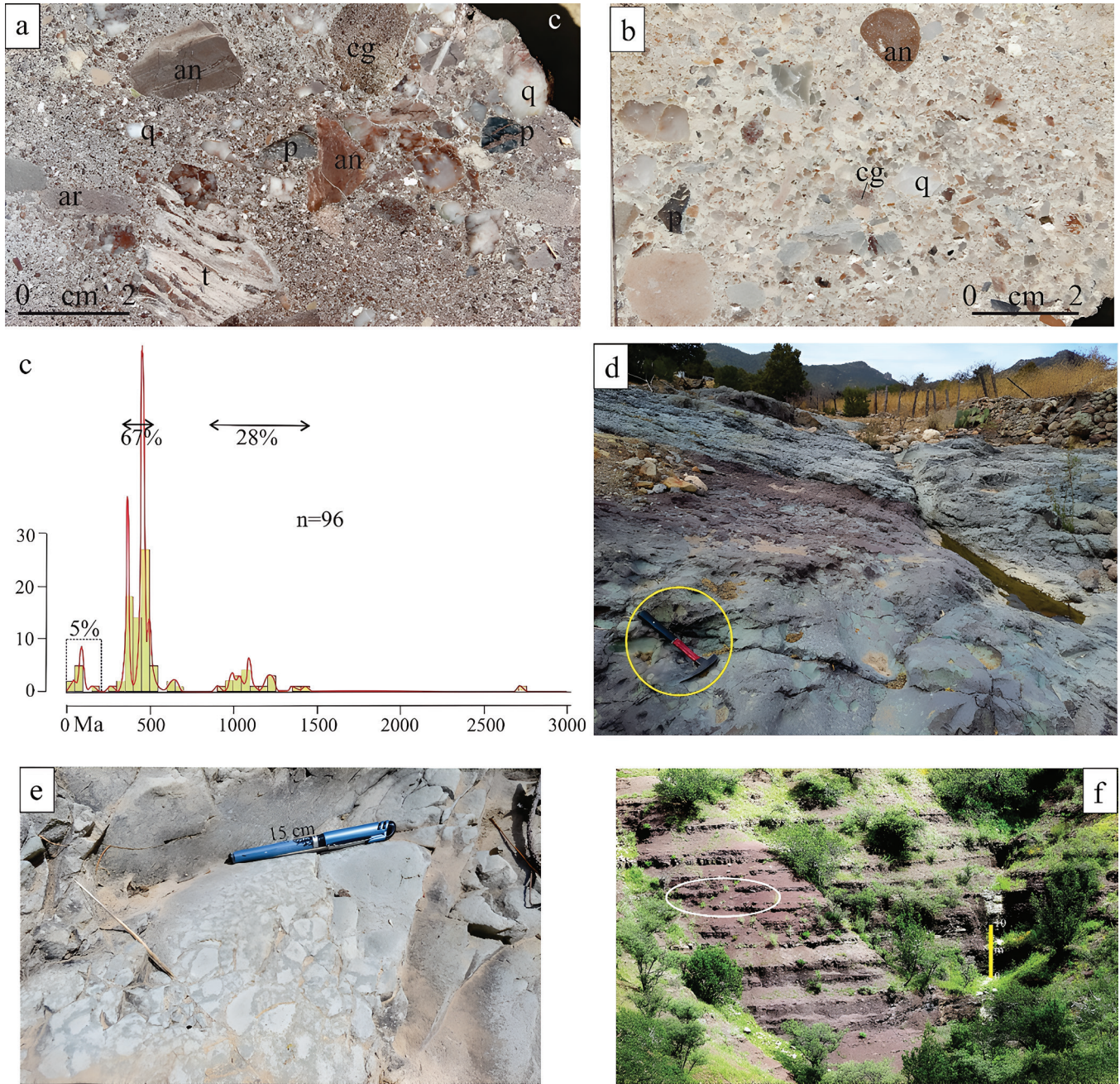


Figura 9 Corte pulido de conglomerado en la base de la Formación Guanaceví (a, muestra Eas 3201) y en la cima (b, muestra Eas 3200), clastos de: andesita (an), cuarzo lechoso (q), pedernal (p), arenisca (ar), conglomerado (cg), toba (t), matriz de arenisca de grano grueso y cementada por sílice (Eas 3201) y por calcita (Eas 3200). El histograma de la muestra Eas 3200 concentra picos de edades Proterozoico y Paleozoico (c) cambio gradual del conglomerado hacia arenisca y toba cementadas por carbonato de calcio en la base de la sucesión vulcano-sedimentaria (d) martillo de escala. Brechas de toba (e) sobre estratos de la muestra 3052 en la sección San Pedro (Figura 8), escala 15 cm. Alternancia de limolita, toba y cuñas de arenisca conglomerática (en círculo blanco) en la base de la sección Hacho-San Rafael (f).

con 151 Ma (2%) y otro grano 2750 Ma (2%), sin embargo, y no obstante que el análisis realizado tiene concordancia de datos, hay edades diferentes (Tabla 6) que posteriormente se discutirán (Figura 9c). Por posición estratigráfica, con base en su contacto estratigráfico superior, la edad para la Formación Guanaceví es post-Aaleniano y pre-Tithoniano, como se documenta más adelante.

La Formación Guanaceví se correlaciona con el conglomerado Los Mayos, cuyos aspectos litológicos y relaciones del contacto superior son similares; sin embargo, el contacto inferior de la Formación Guanaceví en su localidad tipo se desconoce, motivo por el cual se requieren estudios adicionales a fin de verificar si son o no, la misma unidad. La Formación Guanaceví se correlaciona con la Formación Nazas o Tres Varones que afloran en Santa María del Oro, Durango (Eguiluz y de A. *et al.*, 2014). Así mismo, García *et al.* (2021) citan un conglomerado al que refieren como Guanaceví, con litología y edad similar ubicado en la mina La Preciosa, que yace sobre esquisto de posible edad Ordovícico, distante ~250 km del área de este estudio, lo que presume la posible distribución regional del conglomerado.

SUCESIÓN VULCANO-SEDIMENTARIA

En la localidad de San Pedro (Figuras 7 y 8), la Formación Guanaceví pasa concordante y gradual a arenisca compuesta por cuarzo, feldespato y líticos, de grano grueso a grano medio, de formas subangular a subredondeada, cementada por carbonato de calcio, con lentes de guijas de conglomerado constituido de roca volcánicas, cuarzo lechoso y de arenisca de grano grueso, este conjunto es de colores guinda y gris verdoso.

La sucesión es grano decreciente a la cima, presenta estratificación laminar cruzada de ángulo alto con truncamiento, corte y relleno en cuerpos lenticulares; el conglomerado tiene grano grueso a la cima, o grano grueso hacia la base, sin orden de acomodo (Figuras 8 y 9d). El espesor de este cuerpo es de ~130 m.

En ascenso estratigráfico se tiene 25 m de are-

nisca de la composición mineralógica anterior, de grano medio a fino y cementada por carbonato de calcio, de color gris verdoso, gris claro y abundantes cubos de pirita de ~1 mm; la presencia de colonias de esponjas y contenido de *Chitinoidella bonetti* y *Chitinoidella* sp. son indicativos de sedimentación marina del Tithoniano tardío (Eguiluz y de A. y López, 2024).

Esponjas en este intervalo, posiblemente pertenecen a Demospongiae (Phylum Porifera), estas segregan antioxidantes y ácidos grasos (Pastrana-Franco *et al.*, 2019; Quiroz-Lobo *et al.*, 2021) que pudieron afectar la preservación de otros organismos, motivo por el que es difícil encontrar restos de otros fósiles. Estratos superiores de limolita, arenisca de grano fino y toba, en cuerpos de 1 m a 2 m, con estructura laminar paralela, color magenta, morado y verde claro, se suceden con conglomerado y arenisca conglomerática, con clastos bien redondeados, suman un espesor de ~80 m.

La parte superior es limolita calcárea con laminación paralela, caliza de textura mudstone color negro y gris oscuro, lutita y arenisca de cuarzo de grano fino, con escasos lentes de pedernal, hay rizaduras de corriente, laminación cruzada de ángulo bajo y laminación paralela, con ~20 m de espesor (Figura 8). En este intervalo hay estratos de caliza con espículas de esponjas y radiolarios, *Crassicollaria massutinniana* y *Crassicollaria* sp., que subyecen a estratos con *Tintinnopsella carpathica* y *Remaniella ferasini*, que datan a estas rocas del Tithoniano superior al Berriasiano medio (Eguiluz y de A. y López, 2024). Estos datos confrontan edades U-Pb en circones detríticos del conglomerado Guanaceví, que en la discusión se abordarán.

Sobre el intervalo descrito hay brecha de andesita (Figuras 8 y 9e), estas brechas pasan a cuerpos gruesos de toba dacítica y dacita micro-lítica, con partículas angulosas o subangulosas de andesita, dacita, cuarzo y arcilla, ferromagnesianos diseminados con clorita, limolita y hematita que da colores verdes o rojizos a la roca. En ascenso hay estratos de andesita, brechas volcánicas, conglomerado de guijas y guijarros con

Tabla 6. Isotopía U-Pb en circones de la Formación Guanaceví (Eas 3200).

3200_Zm-01	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	RELACIONES				EDAD CORREGIDA (Ma)				EDAD (Ma)	±2se						
				±2se abs	±2se abs	±2se abs	±2se abs	±2se abs	±2se abs	±2se abs	±2se abs								
3200_Zm-01	491.8	224.1	0.46	0.02353	0.42830	0.01976	0.05874	0.00179	0.01919	0.00142	0.069	367.9	10.91	114.65	367.9	10.91			
3200_Zm-02	256.5	92.3	0.36	0.08896	0.02488	2.81933	0.08284	0.22987	0.06507	0.00445	0.315	1337.2	38.18	1337.2	38.18	33.09	1337.2	38.18	
3200_Zm-03	479.3	301.0	0.63	0.00268	0.05545	0.02428	0.00129	0.00220	0.00192	0.00146	-0.126	446.3	10.73	446.3	10.73	15.80	446.3	10.73	
3200_Zm-04	178.1	60.5	0.34	0.05913	0.01284	0.01881	0.01534	0.00102	0.00327	0.00121	-0.150	98.1	6.49	105.9	69.3	574.60	98.1	6.49	
3200_Zm-05	208.7	108.4	0.52	0.05931	0.04001	0.64863	0.03002	0.08022	0.00304	0.02959	-0.018	497.2	18.13	504.2	490.1	152.19	497.2	18.13	
3200_Zm-06	147.4	150.1	1.02	0.06082	0.00668	0.36400	0.05941	0.06775	0.00277	0.02030	0.058	422.5	16.71	447.5	37.41	438.7	250.57	422.5	16.71
3200_Zm-07	255.3	121.1	0.47	0.05395	0.00384	0.44877	0.02365	0.05880	0.00215	0.01874	-0.206	388.2	13.10	374.3	17.82	385.1	162.77	388.2	13.10
3200_Zm-08	356.6	238.4	0.67	0.05274	0.04344	0.03566	0.05924	0.00224	0.01895	0.00143	-0.141	370.9	13.66	363.2	25.45	206.9	228.96	370.9	13.66
3200_Zm-09	256.6	210.4	0.82	0.06031	0.00454	0.04237	0.07444	0.00270	0.02120	0.00168	-0.086	462.8	16.20	481.4	601.1	144.48	462.8	16.20	
3200_Zm-10	317.8	109.2	0.34	0.09232	3.10143	0.09573	0.24448	0.00759	0.02330	0.00517	0.147	1409.4	41.32	1430.1	24.21	1438.7	65.15	1438.7	41.32
3200_Zm-12	101.4	42.4	0.42	0.05725	0.00350	0.38162	0.05026	0.07376	0.00359	0.02497	0.00296	458.4	21.54	457.5	36.25	361.9	222.84	458.4	21.54
3200_Zm-13	181.0	110.4	0.61	0.05920	0.00458	0.60345	0.04367	0.07297	0.00273	0.02322	-0.233	453.9	16.37	474.9	26.81	491.6	177.40	453.9	16.37
3200_Zm-14	553.8	138.1	0.26	0.05558	0.00316	0.44754	0.02176	0.05952	0.00199	0.01812	0.120	372.7	12.10	379.6	17.88	395.7	128.13	372.7	12.10
3200_Zm-15	308.5	156.3	0.51	0.05841	0.00279	0.81750	0.03336	0.10192	0.00334	0.03118	0.138	625.5	19.35	604.3	19.79	500.6	106.75	625.5	19.35
3200_Zm-16	304.3	188.2	0.62	0.05380	0.00363	0.43914	0.02933	0.05872	0.00190	0.00142	0.110	367.8	11.59	367.0	20.66	266.7	160.97	367.8	11.59
3200_Zm-17	306.2	121.7	0.40	0.07125	1.64093	0.06887	0.16437	0.00370	0.05342	0.00398	0.544	980.6	31.56	981.9	25.63	943.5	71.64	980.6	31.56
3200_Zm-18	132.5	114.6	0.87	0.08927	0.00761	2.01713	0.18041	0.16438	0.00705	0.05413	0.308	980.6	38.97	1110.6	60.05	1356.1	165.25	980.6	38.97
3200_Zm-19	286.8	183.5	0.64	0.05715	0.00360	0.56816	0.03249	0.07250	0.00275	0.00187	0.160	451.7	16.31	458.8	23.37	454.0	138.51	451.7	16.31
3200_Zm-20	449.2	61.7	0.14	0.07817	0.00244	1.96972	0.06250	0.17879	0.00553	0.06220	0.303	1060.1	30.26	1102.9	21.57	1137.0	64.29	1060.1	30.26
3200_Zm-21	467.6	167.6	0.36	0.05599	0.00339	0.57366	0.03338	0.07352	0.00239	0.02261	-0.002	457.3	14.37	457.6	21.11	412.3	122.58	457.3	14.37
3200_Zm-22	1077.4	264.2	0.25	0.05652	0.00197	0.36083	0.01948	0.07098	0.00200	0.02339	-0.022	442.1	12.02	451.2	11.97	465.1	72.71	442.1	12.02
3200_Zm-23	183.9	169.4	0.92	0.06249	0.00706	0.60611	0.06321	0.07139	0.00299	0.00257	0.013	444.5	17.96	476.3	683.5	197.67	444.5	17.96	
3200_Zm-24	214.3	178.2	0.83	0.05115	0.00850	0.09929	0.01592	0.01395	0.00101	0.00482	-0.119	89.3	6.44	98.2	15.74	-105.4	471.27	89.3	6.44
3200_Zm-25	384.7	101.5	0.26	0.04744	0.00925	0.08591	0.01661	0.01332	0.00079	0.00478	-0.046	85.3	5.05	82.9	15.50	-318.2	632.65	85.3	5.05
3200_Zm-26	410.2	122.0	0.30	0.08640	0.00311	2.43004	0.08100	0.20289	0.00623	0.06618	0.076	1190.6	33.34	1249.2	24.38	1333.3	70.43	1190.6	33.34
3200_Zm-27	370.3	192.9	0.52	0.05345	0.00419	0.44199	0.02811	0.05846	0.00200	0.01933	0.109	366.2	12.19	369.2	274.3	164.70	366.2	12.19	
3200_Zm-28	234.1	103.4	0.44	0.05747	0.00525	0.57410	0.05706	0.07231	0.00340	0.02226	0.285	449.9	20.47	456.5	34.25	406.0	224.05	449.9	20.47
3200_Zm-29	271.2	181.7	0.67	0.05955	0.00551	0.65515	0.04908	0.08241	0.00349	0.02607	0.231	510.4	20.78	520.8	37.98	518.4	200.28	510.4	20.78
3200_Zm-30	693.2	134.6	0.19	0.06251	0.00588	0.62476	0.02334	0.02334	0.00237	0.02334	-0.363	450.7	14.22	491.4	32.71	637.2	194.82	450.7	14.22
3200_Zm-31	416.0	84.5	0.20	0.05393	0.00276	0.42879	0.02015	0.05655	0.00191	0.01879	-0.133	354.5	11.64	361.1	14.27	364.7	115.26	354.5	11.64
3200_Zm-32	135.5	74.5	0.55	0.05654	0.00564	0.53935	0.04736	0.07082	0.00287	0.02201	0.108	440.9	17.31	431.6	32.64	439.2	191.30	440.9	17.31
3200_Zm-33	64.9	10.4	0.16	0.05802	0.01004	0.41463	0.06301	0.05375	0.00343	0.01930	-0.125	337.1	20.99	350.1	50.71	310.9	400.61	337.1	20.99
3200_Zm-34	81.6	46.6	0.57	0.07452	0.01224	0.76415	0.11080	0.07603	0.00414	0.02807	0.00411	472.2	24.79	564.3	62.30	823.0	357.28	472.2	24.79
3200_Zm-35	97.3	55.6	0.57	0.05668	0.00628	0.55251	0.05973	0.07060	0.00314	0.02145	0.00228	439.5	18.95	437.1	39.46	228.1	307.66	439.5	18.95
3200_Zm-36	400.5	233.7	0.58	0.05686	0.00617	0.54852	0.06642	0.07038	0.00323	0.02224	0.390	438.4	19.49	440.7	41.98	419.3	237.24	438.4	19.49
3200_Zm-38	1364.3	285.3	0.21	0.05545	0.00146	0.56107	0.01382	0.07228	0.00229	0.02190	0.326	449.8	13.78	451.6	10.33	443.9	59.57	449.8	13.78
3200_Zm-39	60.7	30.4	0.50	0.06114	0.00823	0.65954	0.08120	0.07921	0.00402	0.02307	-0.031	491.0	24.03	498.0	47.15	315.4	300.66	491.0	24.03
3200_Zm-40	429.9	17.4	0.41	0.07690	0.00730	1.94678	0.17355	0.18398	0.00781	0.06101	0.00727	1087.6	42.40	1076.2	58.22	979.3	183.73	1087.6	42.40
3200_Zm-41	225.9	115.7	0.50	0.05463	0.00452	0.53001	0.03929	0.07086	0.00271	0.02229	-0.091	441.2	16.28	427.7	25.92	294.5	189.58	441.2	16.28
3200_Zm-42	233.0	139.0	0.60	0.05383	0.00370	0.32086	0.03064	0.07143	0.00257	0.02322	-0.042	444.6	15.47	427.7	22.25	282.9	167.43	444.6	15.47
3200_Zm-43	835.2	234.2	0.28	0.08189	0.00209	2.05501	0.05185	0.18337	0.00507	0.04902	0.00441	1085.3	27.65	1133.0	17.22	1236.6	50.05	1085.3	27.65
3200_Zm-44	409.4	206.3	0.50	0.05636	0.00384	0.46724	0.03114	0.06005	0.00194	0.01948	0.108	375.9	11.81	386.4	21.72	365.7	168.03	375.9	11.81
3200_Zm-45	273.1	46.8	0.17	0.05783	0.00437	0.43111	0.02917	0.05451	0.00214	0.01742	-0.132	342.1	13.08	362.2	20.45	446.2	173.19	342.1	13.08
3200_Zm-46	484.0	190.0	0.39	0.06609	0.00397	0.54394	0.04493	0.06159	0.00335	0.02315	0.020	385.3	20.32	439.8	29.62	438.4	201.76	385.3	20.32
3200_Zm-47	201.7	34.4	0.17	0.07852	0.00325	2.25132	0.09652	0.20808	0.00791	0.06389	0.324	1217.6	42.08	1191.5	30.48	1131.9	82.35	1217.6	42.08
3200_Zm-48	80.7	36.9	0.46	0.07332	1.48310	0.09390	0.14843	0.00620	0.04731	0.00410	-0.077	891.4	34.59	914.7	37.69	984.3	150.91	891.4	34.59
3200_Zm-49	993.9	595.1	0.60	0.04971	0.00356	1.67773	0.01194	0.02442	0.00083	0.00818	0.150	155.5	5.20	157.0	10.33	108.1	177.43	155.5	5.20
3200_Zm-50	177.8	79.6	0.45	0.07331	0.00348	1.79003	0.01170	0.04997	0.00399	0.00399	0.018	1029.5	32.96	1037.7	26.05	1040.1	95.08	1029.5	32.96
3200_Zm-51	1021.7	456.9	0.45	0.05885	0.00231	0.44655	0.01706	0.05923	0.00180	0.01936	-0.093	374.0	10.94	374.0	12.00	367.4	101.27	374.0	10.94
3200_Zm-52	99.0	67.7	0.68	0.05855	0.00568	0.56465	0.05029	0.04322	0.00233	0.00233	-0.102	447.3	19.36	447.9	33.06	391.8	235.54	447.3	19.36
3200_Zm-53	338.5	253.6	0.75	0.05114	0.00282	0.35619	0.02350	0.07273	0.00224	0.02178	0.048	452.6	13.50	437.9	16.78	329.7	103.67	452.6	13.50
3200_Zm-54	189.8	111.1	0.59	0.05363	0.00387	0.54152	0.04029	0.07336	0.00255	0.02406	0.215	456.2	15.31	435.1	26.73	227.7	195.84	456.2	15.31

Tabla 6 (continuación). Isotopía U-Pb en circones de la Formación Guanaceví (Eas 3200).

U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	RELACIONES										EDAD CORREGIDA (Ma)							
			²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	$\pm 2\sigma$ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	$\pm 2\sigma$ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³² Th	$\pm 2\sigma$ abs	Rho (6/87/3)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	$\pm 2\sigma$	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	$\pm 2\sigma$	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	$\pm 2\sigma$	EDAD (Ma)	$\pm 2\sigma$			
3200_Zrn-55	255.0	35.1	0.14	0.05699	0.00374	0.40062	0.03096	0.05625	0.00206	0.01826	0.00240	0.124	35.27	12.55	339.2	22.20	190.7	173.80	352.7	12.55
3200_Zrn-56	1188.6	296.0	0.25	0.05587	0.00303	0.42484	0.02525	0.05597	0.00175	0.01721	0.00139	0.474	35.11	10.65	358.7	18.20	468.7	94.75	351.1	10.65
3200_Zrn-57	252.8	121.1	0.48	0.05629	0.00360	0.57147	0.03591	0.07386	0.00231	0.02304	0.00202	-0.013	45.13	13.85	455.6	23.24	413.3	142.01	459.3	13.85
3200_Zrn-58	361.2	116.8	0.32	0.06481	0.00483	0.94906	0.07298	0.10826	0.00424	0.02961	0.00341	0.269	650.8	24.61	674.2	36.95	730.0	151.67	650.8	24.61
3200_Zrn-59	458.2	11.0	0.02	0.07760	0.00244	2.20529	0.06540	0.20637	0.00591	0.03721	0.01230	0.008	1209.2	31.61	1180.1	20.49	1119.9	62.32	1209.2	31.61
3200_Zrn-60	560.0	377.9	0.67	0.05373	0.00297	0.41710	0.01972	0.05723	0.00175	0.01773	0.00125	-0.139	338.7	10.65	352.7	14.39	319.9	128.91	338.7	10.65
3200_Zrn-61	297.6	243.9	0.82	0.05940	0.00443	0.60692	0.04312	0.07450	0.00257	0.02925	0.00172	-0.018	463.1	15.40	477.0	27.43	508.8	164.19	463.1	15.40
3200_Zrn-62	284.3	135.3	0.35	0.06848	0.00764	0.99121	0.08853	0.08089	0.00294	0.04776	0.00666	0.254	501.3	17.53	686.3	46.51	1265.4	182.82	501.3	17.53
3200_Zrn-63	525.6	342.8	0.65	0.05655	0.00283	0.44144	0.02114	0.05671	0.00179	0.01693	0.00125	0.087	355.5	10.90	369.9	14.92	423.4	114.47	355.5	10.90
3200_Zrn-64	135.5	90.9	0.67	0.05699	0.00384	0.65665	0.04210	0.08533	0.00372	0.02846	0.00257	0.227	527.5	22.06	519.6	23.78	484.1	144.11	527.5	22.06
3200_Zrn-65	432.8	251.6	0.58	0.05265	0.00289	0.52939	0.02983	0.07180	0.00232	0.02212	0.00176	0.143	446.9	15.15	429.0	19.76	303.0	128.00	446.9	15.15
3200_Zrn-66	208.1	190.1	0.91	0.19818	0.00610	13.67936	0.40163	0.49356	0.01467	0.14184	0.00947	0.230	2586.1	63.26	2727.0	27.54	2808.4	49.89	2808.4	63.26
3200_Zrn-67	370.1	139.4	0.43	0.05561	0.00290	0.44190	0.02800	0.07065	0.00231	0.02250	0.00174	-0.089	440.0	13.88	440.9	18.24	435.0	112.56	440.0	13.88
3200_Zrn-68	121.4	26.6	0.22	0.07532	0.00398	1.69015	0.08651	0.16923	0.00616	0.03617	0.00558	0.220	974.1	34.16	1005.8	35.12	1051.5	112.87	974.1	34.16
3200_Zrn-69	488.9	482.3	0.99	0.05378	0.00244	0.42389	0.01941	0.05705	0.00177	0.01814	0.00126	0.218	357.6	10.79	357.6	13.92	318.5	106.40	357.6	10.79
3200_Zrn-70	461.9	239.9	0.52	0.05644	0.00242	0.57322	0.02294	0.07339	0.00231	0.02287	0.00177	-0.115	456.5	13.84	459.1	14.51	480.1	99.00	456.5	13.84
3200_Zrn-72	165.0	89.5	0.54	0.05532	0.00408	0.59383	0.03918	0.07806	0.00272	0.02619	0.00232	-0.303	484.4	16.28	474.8	26.66	387.2	166.52	484.4	16.28
3200_Zrn-73	361.5	194.7	0.54	0.05529	0.00274	0.57053	0.02911	0.07448	0.00236	0.02925	0.00168	0.207	463.0	14.17	456.2	18.85	373.6	114.83	463.0	14.17
3200_Zrn-75	281.6	171.0	0.61	0.05655	0.00292	0.62198	0.03156	0.07949	0.00263	0.02926	0.00214	0.155	493.0	15.67	488.7	19.75	421.0	116.56	493.0	15.67
3200_Zrn-76	308.7	243.2	0.79	0.04711	0.00590	0.09392	0.01175	0.01426	0.00083	0.00502	0.00054	-0.021	91.3	5.24	90.4	10.85	-151.8	337.18	91.3	5.24
3200_Zrn-77	1437.0	688.6	0.47	0.05670	0.00148	0.44190	0.01069	0.05605	0.00157	0.01737	0.00112	0.030	351.6	9.58	371.2	7.53	465.7	57.81	351.6	9.58
3200_Zrn-78	405.3	174.2	0.43	0.05755	0.00287	0.58455	0.02837	0.07331	0.00227	0.02302	0.00163	0.094	456.0	13.65	465.4	18.07	463.3	112.79	456.0	13.65
3200_Zrn-79	172.8	197.9	1.15	0.05837	0.00500	0.56373	0.04614	0.07000	0.00233	0.02164	0.00166	-0.002	436.0	15.23	448.5	29.86	453.9	180.30	436.0	15.23
3200_Zrn-80	490.5	369.7	0.75	0.05015	0.01044	0.04130	0.00769	0.00611	0.00034	0.00178	0.00029	0.009	393.3	2.16	40.7	7.42	-153.7	449.96	393.3	2.16
3200_Zrn-81	386.4	168.2	0.44	0.08025	0.00259	2.33106	0.06719	0.20909	0.00587	0.02681	0.00434	-0.144	1223.8	31.31	1219.3	20.28	1186.0	63.02	1223.8	31.31
3200_Zrn-82	474.4	308.2	0.65	0.05849	0.00308	0.58342	0.03128	0.07173	0.00227	0.02187	0.00146	0.130	446.5	13.66	464.2	19.95	494.4	117.53	446.5	13.66
3200_Zrn-83	1395.4	288.7	0.15	0.05589	0.00153	0.55508	0.01487	0.07138	0.00203	0.02401	0.00180	0.086	444.4	12.20	447.7	9.72	432.4	62.18	444.4	12.20
3200_Zrn-84	223.3	87.5	0.39	0.07412	0.00320	1.87966	0.07501	0.18279	0.00593	0.03498	0.00382	0.048	1081.8	32.32	1069.7	26.21	1013.3	87.32	1081.8	32.32
3200_Zrn-85	177.1	309.6	1.75	0.06086	0.00407	0.88382	0.05485	0.10487	0.00352	0.03359	0.00219	0.005	642.7	20.56	637.7	29.59	547.3	153.31	642.7	20.56
3200_Zrn-86	291.3	41.9	0.14	0.06039	0.00465	0.64506	0.04380	0.07833	0.00342	0.03144	0.00382	-0.038	486.0	20.42	503.3	27.35	562.1	180.29	486.0	20.42
3200_Zrn-87	634.7	365.5	0.58	0.05665	0.00430	0.44657	0.03126	0.05756	0.00172	0.01819	0.00151	-0.294	360.7	10.49	373.5	21.66	427.9	164.65	360.7	10.49
3200_Zrn-88	831.9	112.6	0.14	0.05857	0.00314	0.58535	0.03033	0.07344	0.00251	0.02829	0.00255	0.091	456.8	15.05	467.0	19.38	530.4	114.33	456.8	15.05
3200_Zrn-89	946.9	1337.2	1.41	0.05489	0.00364	0.43936	0.02537	0.03812	0.00190	0.01818	0.00119	-0.159	364.1	11.58	369.0	18.05	372.7	154.09	364.1	11.58
3200_Zrn-90	837.2	10.9	0.01	0.07767	0.00276	1.93641	0.07378	0.18235	0.00618	0.03835	0.01142	0.409	1079.7	33.66	1092.5	25.75	1131.4	79.05	1079.7	33.66
3200_Zrn-91	683.9	112.2	0.16	0.07835	0.00205	1.81356	0.06990	0.16630	0.00486	0.04792	0.00333	0.219	991.6	26.83	1048.6	17.11	1143.5	52.96	991.6	26.83
3200_Zrn-92	255.8	145.8	0.57	0.05684	0.00344	0.57269	0.03437	0.07250	0.00239	0.02374	0.00171	0.182	451.1	14.37	456.8	21.73	417.7	130.84	451.1	14.37
3200_Zrn-93	1980.1	137.2	0.69	0.05873	0.00518	0.59032	0.04772	0.01742	0.00285	0.02470	0.00267	-0.039	444.6	17.16	468.7	30.49	494.7	194.78	444.6	17.16
3200_Zrn-94	253.0	211.8	0.83	0.05174	0.01910	0.54521	0.01940	0.07058	0.00091	0.00279	0.00078	0.102	487.7	5.16	53.0	18.67	362.9	716.71	487.7	5.16
3200_Zrn-95	1608.2	747.3	0.46	0.04911	0.00373	0.95980	0.00711	0.01409	0.00033	0.00550	0.00047	0.144	90.2	3.34	92.6	6.57	62.4	176.56	90.2	3.34
3200_Zrn-96	374.2	155.0	0.41	0.06418	0.00724	0.76517	0.02929	0.08754	0.00488	0.02541	0.00308	0.448	540.8	29.00	573.6	36.47	692.1	303.83	540.8	29.00
3200_Zrn-97	421.0	264.5	0.63	0.05669	0.00282	0.56664	0.02843	0.07299	0.00272	0.02352	0.00179	0.259	454.0	16.29	453.9	18.20	434.8	112.29	454.0	16.29
3200_Zrn-98	248.3	22.6	0.09	0.05596	0.00331	0.59284	0.05788	0.07861	0.00406	0.03133	0.00640	0.178	487.7	24.32	469.4	36.36	350.3	925.44	487.7	24.32
3200_Zrn-99	508.4	309.1	0.61	0.05492	0.00265	0.44339	0.02197	0.05819	0.00180	0.01956	0.00144	0.183	364.6	10.93	371.2	15.53	353.5	117.83	364.6	10.93
3200_Zrn-100	182.6	134.1	0.73	0.06274	0.01747	0.36096	0.02740	0.04173	0.00237	0.01340	0.00232	-0.482	263.5	15.87	308.2	60.53	481.0	498.56	263.5	15.87

canales, que se interrumpen por paquetes de toba piroclástica, limolita y lutita, finamente laminadas, de colores verde, guinda y morado. Varios cuerpos de andesita de color verde, en muestra de mano, presentan textura fanerítica, con cristales subhedrales de plagioclasa y mica cloritizada, en mesostasis con matriz afanítica.

Al microscopio la roca tiene moderada alteración, presenta color gris verdoso, textura microporfídica y ligeramente perlítica, formada por cristales microcristalinos y fenocristalinos, subhedrales de oligoclasa y andesina (~45%) con maclas y fragmentados que alteran a epidota y calcita, cuarzo con bordes irregulares y posible plagioclasa, abundante vidrio amorfo (~25%), calcita, epidota, biotita cloritizada, montmorillonita, hematita y clorita forman parte de los accesorios y matriz (~30%). Esta última litología tiene más de 200 m de espesor, en ella no se identificaron rasgos litológicos que indiquen un depósito marino, se especula pueda ser un depósito subaéreo continental, por lo que requiere estudios adicionales. Su cima está en discordancia angular y erosiva cubierta por ignimbritas del SVS.

La sección Lacho o Hacho-San Rafael se localiza entre los caseríos del mismo nombre y la mina San Rafael (Figuras 7 y 8). Esta sección en la base tiene lutita, limolita y arenisca de grano fino, con estructura interna laminar paralela y cruzada de ángulo bajo, hay trazas de icnofósiles (cf. *Thalassinoides* isp.), forma cuerpos homogéneos de una misma litología con 5 m a 10 m de espesor; interrumpidos por tobas y derrames de andesita de 5 m a 20 m de espesor, se intercalan estratos de conglomerado de 30 cm a 50 cm de espesor, en este depósito hay estratos que se acuñan lateralmente (Figura 9f). El color de estas rocas es magenta, guinda, con estratos delgados verde claro. En la parte media hay estratos delgados de arenisca de cuarzo y feldespato, de grano mediano a grano grueso y de formas subangulosas a subredondeadas, con cuerpos de toba intercalados, ambas litologías de color verde claro. En la cima de esta sección predominan derrames de andesita y toba de coloración gris y magenta.

Sobre la litología anterior, cerca de la mina Fanny, hay caliza gris parcialmente dolomitizada, en estratos de 20 cm de espesor, intercalada entre limolita y lutita laminar de 5 cm a 10 cm de espesor, con estructura contorsionada (*slumps*) y concreciones de caliza y limolita calcárea. Por la contorsión de estratos y parcial exposición no es posible estimar su espesor real, pero se considera que no es mayor a 5 m. En los estratos de caliza se ha reportado *Calpionella alpina*, *C. elliptica* y *Tintinnopsella carpathica* (Cruz-Pérez y Ríos-Vázquez, 1998), por lo que estos estratos del Berriasiano se correlacionan con estratos de caliza de la misma edad en la sección de San Pedro (Figura 8).

El contacto inferior de la sección El Lacho-Calera está por falla con la secuencia estratigráfica III, mientras que el contacto superior está en discordancia angular bajo la misma secuencia que posteriormente se describe.

En la sección Endeavor está bien expuesta la sucesión vulcano-sedimentaria, entre los puntos de verificación 20 y 43 (Figuras 7, 8 y Tabla 1). Esta sección comparte parcialmente la descripción litológica de San Pedro; sin embargo, tiene variación en el espesor de estratos con geometrías de cuñas de escala métrica (*onlap*). Estratos de arenisca socavan estratos inferiores de limolita y forman canales, la arenisca tiene grano grueso en la base y grano fino en la cima, con espesor de 10 cm a 50 cm de limolita, lutita y toba que internamente tiene laminación contorsionada (*slump*), así como estructuras *flaser*, de flama (Figuras 10a y 10b), rizaduras y turboglifos.

Escasos estratos de caliza muy delgados se intercalan con toba y al microscopio se identifican radiolarios y espículas de esponjas. En la sucesión predomina la coloración rojiza y guinda contra el color gris verdoso; el espesor de la sección Endeavor es mayor a 400 m. La base de la sucesión Endeavor pasa de forma gradual a la Formación Guanaceví, mientras que el contacto superior de esta sucesión subyace discordante a toba, derrames volcánicos y conglomerado de la secuencia estratigráfica III (Cretácico Superior).

2.2.2.2. SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA III

COMPLEJO VULCANO-SEDIMENTARIO

En el camino que comunica a los poblados de Guanaceví y San Pedro la secuencia estratigráfica III litológicamente es heterogénea (Figuras 7 y 11). En la base hay conglomerado de guijas, guijarros y bloques de andesita, dacita, arenisca y conglomerado redepositado en formas subangulares a subredondeadas, soportados por arenisca de grano grueso, en estratos de 60 cm a 80 cm de espesor, con estructuras de corte y relleno. En ascenso hay brecha y conglomerado subangular, con estratificación cruzada con direcciones de flujo opuestas, está soportado por arenisca cuarzo-feldespática, de grano muy grueso, con estructuras de corte y relleno en forma de canales y cuñas laterales que están separados por estratos de arcosa de la misma composición, de grano muy grueso, cementadas

por sílice. Su color es gris pardo y por la intemperie tiene pátina color guinda y ocre (Figuras 10c y 10d).

En estratos superiores predomina arenisca de cuarzo, feldespato y líticos de andesita, de grano grueso a grano mediano y forma subangular a redondeada, con guijas de arenisca retrabajada, los estratos son de 40 cm a 60 cm de grosor y forma tabular. Hay estratificación cruzada de ángulo bajo, así como conjuntos de estratos de arenisca con laminación festoneada. Estos estratos pasan de manera gradual a limolita y lutita que forma cuerpos de 3 m o más espesor, se alternan con los estratos de arcosa con cementante calcáreo, de color guinda o magenta (Figura 10c). En estos cuerpos de grano más fino hay formas tubulares con desarrollo vertical de icnofósiles (cf. *Ophiomorpha* isp.). Intercalada en esta sucesión hay tobas y derrames de andesita de coloración verde claro y morado con 10 m de espesor.



Figura 10 Sucesión vulcano-sedimentaria de la Secuencia estratigráfica II en la sección Endeavour, con estructuras de flama (a), flaser (b) y laminación cruzada en las localidades 18 y 19 en la Figura 7. Complejo vulcano-sedimentario de la secuencia estratigráfica III en la localidad 2, con estratos de conglomerado polimíctico (cg) con cuarzo lechoso, andesita, esquisto y pedernal, que gradúan a arenisca (ar) y limolita (Li) con cf. *Ophiomorpha* isp., con ~5 m de espesor (c). Arenisca de grano medio (d), con numerosas pistas de *Palaeophicus* isp. (Ph) en las localidades 29 y 30 en la Figura 7.

En otra sección, al oriente de la mina Fanny y en el camino al pueblo de Guanaceví, hay limolita, lutita, arenisca y tobas, de conspicua coloración guinda y magenta, en estos estratos abundan galerías de cf. *Palaeophicus* isp. (Figura 10d). Los cuerpos de estas litologías amalgamadas varían de 20 m a 30 m y están interrumpidas por lavas de andesita y toba y en conjunto tienen ~300 m de espesor. La cima de esta sección estratigráfica tiene toba de color blanco (Figura 11b).

Una muestra obtenida de la localidad entre Guanaceví y San Pedro (Eas 3168), con análisis de U-Pb en granos de circón, datan a la roca en ~87 Ma, dentro de un pico que representa el 80% de la muestra, lo que hace considerar la edad máxima del depósito en el Cretácico Superior o Paleógeno. Hay 20% de granos subordinados que arrojan edades del Proterozoico, Paleozoico, Jurásico y Cretácico Inferior (Figura 11c y Tabla 7). El

espesor de esta sucesión tiene más de 300 m y se correlaciona litológicamente de forma estrecha con rocas expuestas en Garame de Abajo (Eguiluz y de A. y Hernández, 2020), que se describen posteriormente. El contacto inferior de esta secuencia estratigráfica III está en discordancia angular con la secuencia estratigráfica II y cubre litologías que denotan profunda erosión, el contacto superior subyace en discordancia angular y erosiva a ignimbritas del SVS.

2.2.3. ÁREA SAN GREGORIO-COSALÁ

2.2.3.1. SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA II

SUCESIÓN VULCANO-SEDIMENTARIA

Entre los poblados de San Gregorio, San Diego Tensáenz, San Miguel del Cantil, Montoros y

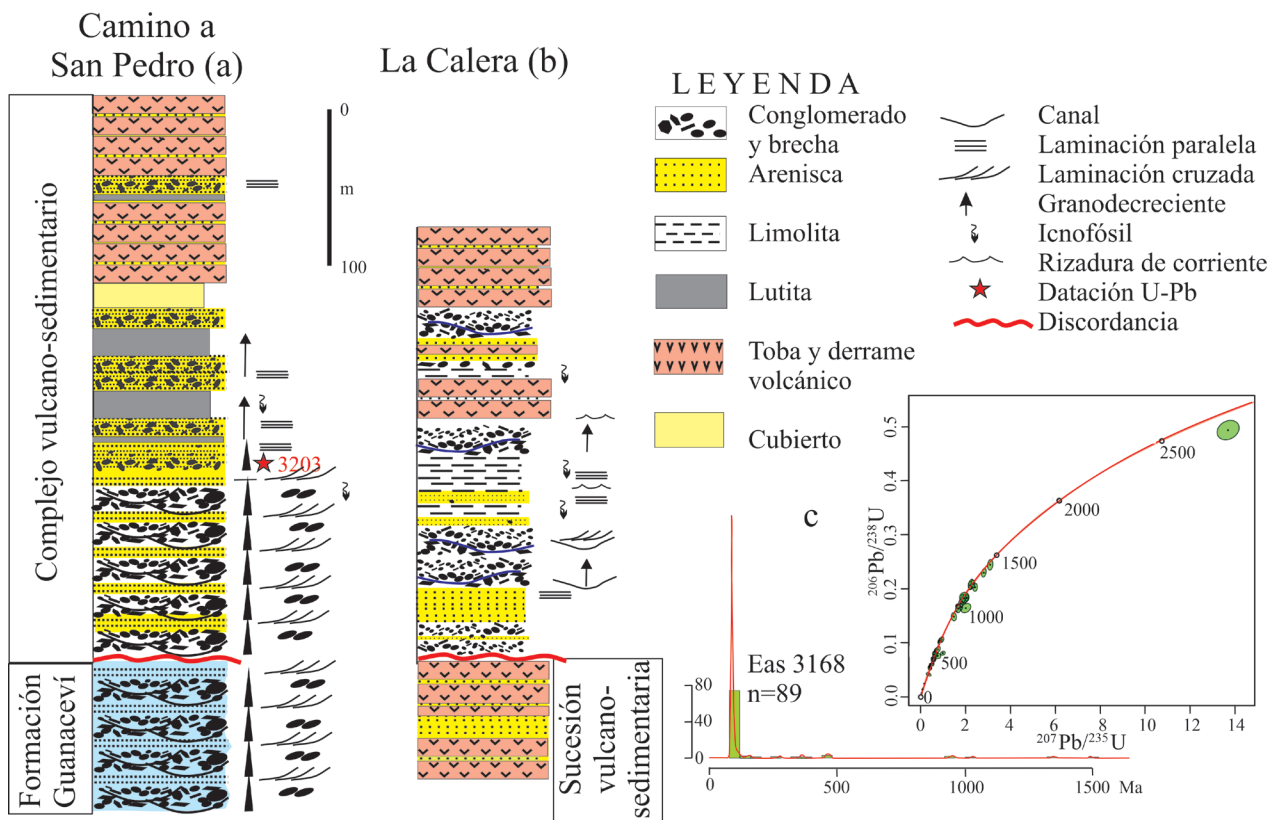


Tabla 7. Isotopía U-Pb en circones de la secuencia estratigráfica III (Eas 3168).

U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	RELACIONES ²										EDAD CORREGIDA (Ma)							
			²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁹ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³² Th	²⁰⁶ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³² Th	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Edad (Ma)	$\pm 2\sigma$		
EAS-3168_Zrn-01	1011.7	1451.9	1.44	0.04806	0.00338	0.08869	0.00601	0.01338	0.00026	0.00444	0.00018	-0.323	85.7	1.62	5.61	25.5	196.99	85.7	1.62	
EAS-3168_Zrn-02	818.8	1511.1	1.85	0.05124	0.00359	0.09244	0.00868	0.01317	0.00045	0.00376	0.00019	-0.260	84.3	2.83	8.04	123.3	245.76	84.3	2.83	
EAS-3168_Zrn-03	432.3	578.8	1.34	0.06145	0.00847	0.11014	0.01430	0.01303	0.00070	0.00461	0.00045	0.067	83.4	4.46	13.06	452.3	339.60	83.4	4.46	
EAS-3168_Zrn-04	709.5	1388.0	1.97	0.05175	0.00612	0.10904	0.01259	0.01533	0.00060	0.00491	0.00028	0.031	88.1	3.79	10.46	11.43	87.7	293.95	88.1	3.79
EAS-3168_Zrn-06	676.9	1059.1	1.56	0.04605	0.00321	0.08860	0.00977	0.01400	0.00054	0.00432	0.00030	0.064	89.6	3.42	8.58	9.09	-287.7	338.86	89.6	3.42
EAS-3168_Zrn-07	548.8	1032.0	1.88	0.05391	0.00384	0.09773	0.01012	0.01321	0.00037	0.00458	0.00033	-0.189	84.6	2.38	9.42	9.33	210.5	236.44	84.6	2.38
EAS-3168_Zrn-08	1668.8	595.6	0.36	0.05388	0.00147	0.34023	0.01171	0.04360	0.00084	0.02031	0.00081	0.380	275.1	5.21	297.1	8.85	436.6	386.4	275.1	5.21
EAS-3168_Zrn-09	467.9	580.8	1.24	0.05886	0.00895	0.10799	0.01575	0.01335	0.00055	0.00465	0.00035	0.041	85.5	3.51	103.5	14.46	447.2	320.34	85.5	3.51
EAS-3168_Zrn-10	381.6	430.5	1.13	0.04823	0.00491	0.10141	0.01698	0.01483	0.00049	0.00465	0.00027	-0.079	94.9	3.12	97.6	10.00	45.5	243.17	94.9	3.12
EAS-3168_Zrn-12	195.4	38.2	0.20	0.05819	0.01031	0.12301	0.01791	0.01573	0.00100	0.00682	0.00159	-0.444	100.6	6.36	117.3	15.99	336.2	419.53	100.6	6.36
EAS-3168_Zrn-13	191.4	163.6	0.85	0.05153	0.00431	0.09811	0.00793	0.01378	0.00053	0.00415	0.00032	0.028	88.2	3.36	94.8	7.36	153.5	233.89	88.2	3.36
EAS-3168_Zrn-14	308.0	139.2	0.45	0.04900	0.00371	0.09656	0.00778	0.01393	0.00035	0.00453	0.00026	-0.138	89.2	2.21	93.4	7.19	74.2	212.33	89.2	2.21
EAS-3168_Zrn-15	274.0	147.7	0.54	0.05433	0.00560	0.09926	0.01029	0.01313	0.00044	0.00442	0.00041	0.120	84.1	2.78	85.8	9.49	273.3	246.31	84.1	2.78
EAS-3168_Zrn-16	237.0	139.1	0.67	0.05050	0.00426	0.09777	0.00831	0.01406	0.00037	0.00446	0.00031	0.036	90.0	2.35	94.4	7.62	86.0	201.54	90.0	2.35
EAS-3168_Zrn-17	471.9	289.4	0.61	0.04775	0.00249	0.09157	0.00315	0.01386	0.00028	0.00423	0.00020	0.187	88.8	4.78	88.8	4.78	53.5	118.56	88.7	1.77
EAS-3168_Zrn-18	167.4	170.7	1.02	0.05110	0.00616	0.09541	0.01166	0.01353	0.00057	0.00422	0.00030	0.262	86.6	3.64	92.0	10.77	62.3	300.87	86.6	3.64
EAS-3168_Zrn-19	199.8	87.6	0.44	0.04955	0.00466	0.10065	0.00943	0.01478	0.00045	0.00327	0.00043	0.074	94.6	2.88	96.9	8.65	33.2	249.05	94.6	2.88
EAS-3168_Zrn-21	124.6	60.2	0.48	0.03808	0.00867	0.10124	0.01374	0.01310	0.00053	0.00451	0.00056	-0.232	83.9	3.38	97.0	12.63	327.5	342.22	83.9	3.38
EAS-3168_Zrn-22	259.6	206.5	0.80	0.04974	0.00472	0.09279	0.00863	0.01364	0.00040	0.00446	0.00028	0.013	87.3	2.56	89.7	7.99	17.0	243.26	87.3	2.56
EAS-3168_Zrn-23	78.4	50.3	0.64	0.08844	0.00270	2.80611	0.09875	0.23029	0.00488	0.06820	0.00263	0.101	1335.7	21.33	1354.3	27.11	1376.2	61.47	1335.7	21.33
EAS-3168_Zrn-25	272.9	238.0	0.95	0.05783	0.00601	0.10898	0.01123	0.01376	0.00041	0.00460	0.00031	0.069	88.1	2.60	104.4	10.27	263.3	286.72	88.1	2.60
EAS-3168_Zrn-26	376.9	368.2	0.98	0.03318	0.00502	0.10227	0.00936	0.01399	0.00037	0.00427	0.00031	-0.035	89.6	2.37	98.5	8.65	229.1	228.45	89.6	2.37
EAS-3168_Zrn-27	292.4	265.7	0.94	0.05232	0.00623	0.10064	0.01156	0.01410	0.00040	0.00439	0.00030	-0.094	90.3	2.55	96.7	10.55	48.0	287.68	90.3	2.55
EAS-3168_Zrn-28	285.4	222.3	0.78	0.04770	0.00359	0.08693	0.00698	0.01324	0.00038	0.00407	0.00031	0.200	84.8	2.39	84.4	6.51	-58.7	207.00	84.8	2.39
EAS-3168_Zrn-29	281.3	274.1	0.97	0.05959	0.00694	0.11086	0.01408	0.01309	0.00060	0.00437	0.00036	-0.049	83.8	3.84	106.1	12.75	459.7	313.83	83.8	3.84
EAS-3168_Zrn-30	576.0	81.2	0.14	0.03193	0.00334	0.18420	0.01430	0.02587	0.00060	0.01659	0.00146	-0.288	164.7	3.80	171.3	12.25	212.2	202.53	164.7	3.80
EAS-3168_Zrn-31	304.9	188.3	0.62	0.05108	0.00500	0.09243	0.00898	0.01317	0.00036	0.00436	0.00033	0.086	84.3	2.42	89.4	8.32	228.95	84.3	2.42	
EAS-3168_Zrn-32	267.3	137.6	0.51	0.06290	0.00296	0.64448	0.03109	0.07442	0.00129	0.02388	0.00110	-0.069	462.7	7.73	503.8	19.43	663.3	107.59	462.7	7.73
EAS-3168_Zrn-33	324.2	343.7	1.06	0.03817	0.00498	0.10260	0.00847	0.01293	0.00040	0.00412	0.00023	-0.050	82.8	2.57	98.8	7.79	438.7	193.37	82.8	2.57
EAS-3168_Zrn-34	818.0	50.3	0.06	0.04910	0.00247	0.09989	0.00495	0.01478	0.00030	0.00653	0.00061	-0.105	94.6	1.90	96.6	4.58	124.9	112.99	94.6	1.90
EAS-3168_Zrn-35	80.3	45.8	0.57	0.05796	0.01036	0.10845	0.01964	0.01388	0.00071	0.00483	0.00053	0.057	88.8	4.54	102.6	17.89	49.5	590.21	88.8	4.54
EAS-3168_Zrn-36	826.0	104.1	0.32	0.07255	0.00211	1.56848	0.07291	0.15559	0.00454	0.04795	0.00187	0.706	931.9	25.39	955.1	28.63	991.1	58.70	931.9	25.39
EAS-3168_Zrn-37	371.7	292.8	0.79	0.04811	0.00389	0.08909	0.00693	0.01372	0.00038	0.00422	0.00021	0.129	87.8	2.42	86.4	6.42	-2.3	192.35	87.8	2.42
EAS-3168_Zrn-38	785.0	385.5	0.49	0.04785	0.00245	0.09298	0.00484	0.01409	0.00031	0.00430	0.00021	0.076	90.2	1.96	90.2	4.50	60.0	114.45	90.2	1.96
EAS-3168_Zrn-39	714.3	530.8	0.74	0.04963	0.00311	0.09358	0.00604	0.01367	0.00033	0.00436	0.00021	0.123	87.5	2.12	90.7	5.60	88.0	158.00	87.5	2.12
EAS-3168_Zrn-40	266.6	194.6	0.73	0.04821	0.00442	0.09229	0.00789	0.01403	0.00049	0.00415	0.00023	0.010	89.8	3.09	89.3	7.36	-24.4	225.11	89.8	3.09
EAS-3168_Zrn-41	102.3	92.7	0.91	0.05425	0.00836	0.12026	0.01839	0.01602	0.00086	0.00493	0.00054	-0.082	103.1	5.43	113.6	16.71	305.4	357.46	103.1	5.43
EAS-3168_Zrn-42	292.5	99.4	0.34	0.05134	0.00496	0.09581	0.00908	0.01363	0.00038	0.00498	0.00033	-0.049	85.3	2.43	92.5	8.41	65.0	264.43	85.3	2.43
EAS-3168_Zrn-43	217.4	147.5	0.68	0.04982	0.00359	0.09024	0.00895	0.01338	0.00050	0.00429	0.00037	-0.092	85.6	3.18	87.3	8.29	17.0	238.12	85.6	3.18
EAS-3168_Zrn-44	763.0	306.1	0.40	0.05018	0.00353	0.09630	0.00710	0.01398	0.00038	0.00451	0.00033	0.182	89.5	2.42	93.2	6.57	134.7	173.10	89.5	2.42
EAS-3168_Zrn-45	828.8	184.2	0.22	0.03224	0.00347	0.17121	0.01233	0.02385	0.00089	0.00397	0.00050	0.377	151.9	5.60	160.1	10.75	238.3	136.49	151.9	5.60
EAS-3168_Zrn-46	191.1	133.0	0.70	0.05141	0.00733	0.08669	0.01410	0.01403	0.00069	0.00466	0.00046	0.071	89.8	4.37	95.1	12.91	168.4	287.81	89.8	4.37
EAS-3168_Zrn-47	275.0	155.7	0.57	0.06180	0.00672	0.12275	0.01320	0.01504	0.00080	0.00562	0.00067	0.543	96.2	5.09	121.7	14.89	550.8	259.82	96.2	5.09
EAS-3168_Zrn-48	444.1	477.4	1.08	0.04862	0.00371	0.08789	0.00652	0.01314	0.00029	0.00416	0.00018	-0.063	84.1	1.87	85.3	6.06	1.2	188.86	84.1	1.87
EAS-3168_Zrn-49	319.4	298.2	0.93	0.04862	0.00367	0.09350	0.00720	0.01406	0.00047	0.00467	0.00025	0.234	90.0	2.99	90.5	6.69	-12.0	206.26	90.0	2.99
EAS-3168_Zrn-50	544.1	315.8	0.58	0.05023	0.00372	0.08996	0.00630	0.01310	0.00028	0.00416	0.00022	-0.149	83.9	1.81	87.3	5.87	85.5	181.97	83.9	1.81
EAS-3168_Zrn-51	298.3	153.7	0.65	0.05512	0.00636	0.09665	0.01032	0.01301	0.00048	0.00425	0.00035	-0.039	83.3	3.08	83.1	9.62	340.6	233.45	83.3	3.08
EAS-3168_Zrn-53	399.8	389.5	0.97	0.06398	0.00657	0.11113	0.01122	0.01260	0.00048	0.00442	0.00035	0.145	80.7	3.07	106.7	10.23	652.4	229.65	80.7	3.07
EAS-3168_Zrn-54	778.0	512.4	0.66	0.05027	0.00300	0.12941	0.00740	0.01883	0.00039	0.00614	0.00033	-0.197	120.3	2.49	123.3	6.65	163.0	131.62	120.3	2.49
EAS-3168_Zrn-55	324.2	70.1	0.22	0.07321	0.00320	1.73809	0.05489	0.17350	0.00318	0.05423	0.00251	0.371	1031.2	17.49	1021.3	20.41	1020.1	43.89	1031.2	17.49
EAS-																				

Tabla 7 (continuación). Isotopía U-Pb en circones de la secuencia estratigráfica III (Eas 3168).

U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	RELACIONES ²										EDAD CORREGIDA (Ma)						
			²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁹ Pb	±2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³² Th	±2σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ abs	Rho (6/8x7/5)	±2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁹ Pb	±2σ	Edad (Ma)	±2σ	
EAS-3168_Zm-58	497.2	448.6	0.90	0.04948	0.00457	0.00821	0.01356	0.00040	0.00439	0.00022	-0.026	86.8	2.56	89.0	7.57	-17.8	230.79	86.8	2.56
EAS-3168_Zm-59	37.2	49.1	0.56	0.06006	0.00839	0.02170	0.01931	0.00087	0.00603	0.00079	0.023	123.3	5.48	145.7	19.11	51.5	304.20	123.3	5.48
EAS-3168_Zm-61	623.3	61.2	0.10	0.04929	0.00227	0.09660	0.01419	0.00030	0.00497	0.00047	0.003	90.8	1.93	93.5	4.52	115.4	110.28	90.8	1.93
EAS-3168_Zm-63	284.7	165.5	0.58	0.05155	0.00485	0.10212	0.00887	0.00442	0.00465	0.00081	0.081	92.3	2.89	98.5	9.03	262.2	178.45	92.3	2.89
EAS-3168_Zm-65	128.1	77.9	0.61	0.06207	0.00861	0.61733	0.03432	0.00131	0.02358	0.00109	0.096	452.4	7.87	485.7	21.52	617.0	121.49	452.4	7.87
EAS-3168_Zm-66	901.0	106.4	0.12	0.06207	0.00249	0.15647	0.01709	0.00033	0.01291	0.00075	0.316	109.2	3.37	147.4	6.46	801.4	74.40	109.2	3.37
EAS-3168_Zm-67	211.5	140.3	0.66	0.05215	0.00525	0.09654	0.01370	0.00051	0.00446	0.00026	0.215	87.7	3.22	93.1	8.80	44.2	274.71	87.7	3.22
EAS-3168_Zm-70	336.9	322.0	0.96	0.04891	0.00369	0.09241	0.01363	0.00038	0.00429	0.00022	0.139	87.2	2.42	89.5	6.68	0.5	209.39	87.2	2.42
EAS-3168_Zm-71	1061.2	812.9	0.77	0.05128	0.00837	0.09811	0.00626	0.01383	0.00029	0.00468	-0.136	88.5	1.83	94.8	5.78	156.8	164.71	88.5	1.83
EAS-3168_Zm-73	216.4	94.3	0.44	0.06009	0.00619	0.11512	0.01397	0.00044	0.00509	0.00049	-0.042	89.4	2.79	110.0	10.12	512.7	210.25	89.4	2.79
EAS-3168_Zm-74	923.2	168.3	0.18	0.04810	0.00555	0.09700	0.01473	0.00035	0.00481	0.00035	0.025	94.3	1.86	93.9	4.60	40.8	127.27	94.3	1.86
EAS-3168_Zm-75	752.7	432.7	0.57	0.04917	0.00233	0.09691	0.01423	0.00037	0.00450	0.00020	0.238	91.1	2.32	93.8	4.63	154.5	109.10	91.1	2.32
EAS-3168_Zm-76	337.6	329.9	0.98	0.05740	0.00180	0.45894	0.03773	0.00096	0.01810	0.00071	0.025	361.8	5.87	383.0	11.25	487.3	69.67	361.8	5.87
EAS-3168_Zm-77	303.2	146.6	0.48	0.07882	0.00459	1.64081	0.06811	0.00359	0.04797	0.00247	0.324	943.4	20.29	982.5	23.12	1076.1	38.71	943.4	20.29
EAS-3168_Zm-78	255.8	174.2	0.68	0.05288	0.00555	0.09331	0.00977	0.01284	0.00422	0.00026	0.108	82.2	2.63	90.1	9.00	80.4	266.66	82.2	2.63
EAS-3168_Zm-79	186.9	105.4	0.56	0.06483	0.00609	0.11521	0.01304	0.00039	0.00515	0.00044	-0.194	83.5	2.49	110.2	9.23	597.6	217.29	83.5	2.49
EAS-3168_Zm-80	214.3	64.2	0.30	0.05214	0.00461	0.11544	0.01008	0.01615	0.00046	0.00042	-0.020	103.3	2.89	110.4	9.14	153.0	226.91	103.3	2.89
EAS-3168_Zm-81	110.2	93.5	0.85	0.03360	0.00702	0.10251	0.01422	0.01392	0.00038	0.00040	0.454	89.1	3.66	98.1	13.07	351.5	310.05	89.1	3.66
EAS-3168_Zm-82	155.8	86.7	0.56	0.09530	0.00232	3.38094	0.11383	0.25699	0.00578	0.00281	0.491	1474.0	29.73	1486.1	26.79	1527.3	46.23	1527.3	26.79
EAS-3168_Zm-83	245.1	204.6	0.83	0.04869	0.00364	0.09116	0.00712	0.01350	0.00038	0.00023	-0.100	86.5	2.43	88.3	6.61	11.4	224.15	86.5	2.43
EAS-3168_Zm-84	310.9	312.0	1.00	0.05069	0.00331	0.09133	0.00620	0.01337	0.00044	0.00021	0.226	85.6	2.81	88.6	5.57	130.8	164.44	85.6	2.81
EAS-3168_Zm-85	295.4	275.7	0.93	0.04661	0.00320	0.08821	0.00626	0.01348	0.00034	0.00019	0.189	86.3	2.18	83.8	5.83	-41.2	137.71	86.3	2.18
EAS-3168_Zm-86	222.1	181.0	0.81	0.04902	0.00486	0.09063	0.00897	0.01348	0.00038	0.00413	0.00025	86.3	2.43	87.7	8.36	-86.6	306.87	86.3	2.43
EAS-3168_Zm-87	175.9	109.8	0.62	0.04716	0.00509	0.08678	0.00797	0.01376	0.00043	0.00030	-0.120	88.1	2.70	84.2	7.42	-54.7	237.70	88.1	2.70
EAS-3168_Zm-88	121.6	64.7	0.53	0.05139	0.00285	0.42241	0.02120	0.03744	0.00132	0.01691	0.00083	360.0	8.04	356.6	15.09	329.9	123.34	360.0	8.04
EAS-3168_Zm-89	180.2	118.0	0.65	0.05493	0.00461	0.09698	0.00868	0.01279	0.00040	0.00035	0.214	81.9	2.52	93.6	8.00	248.4	218.96	81.9	2.52
EAS-3168_Zm-90	136.3	83.7	0.61	0.06182	0.00591	0.11756	0.01131	0.01400	0.00038	0.00033	0.166	89.6	3.67	112.2	10.19	491.1	219.89	89.6	3.67
EAS-3168_Zm-91	265.6	189.9	0.69	0.04807	0.00537	0.09057	0.01110	0.01374	0.00057	0.00048	0.194	88.0	3.62	87.4	10.27	-13.3	276.43	88.0	3.62
EAS-3168_Zm-92	274.8	284.2	1.03	0.05966	0.00297	0.60615	0.03253	0.07437	0.00142	0.00165	0.00094	462.4	8.54	478.9	20.66	567.8	107.56	462.4	8.54
EAS-3168_Zm-93	816.9	1764.2	2.16	0.04607	0.00343	0.08718	0.00738	0.01358	0.00032	0.00016	0.176	87.0	2.05	84.6	6.83	-52.1	185.51	87.0	2.05
EAS-3168_Zm-94	437.4	432.3	0.99	0.05038	0.00506	0.09464	0.00927	0.01383	0.00049	0.00029	-0.155	88.6	2.49	91.4	8.64	69.0	263.12	88.6	2.49
EAS-3168_Zm-95	420.2	395.9	0.94	0.05137	0.00482	0.09723	0.00903	0.01387	0.00045	0.00035	0.091	88.8	2.84	93.8	8.35	128.7	217.85	88.8	2.84
EAS-3168_Zm-96	366.6	240.1	0.65	0.06027	0.00551	0.12883	0.01151	0.01566	0.00047	0.00038	0.004	100.2	2.98	122.4	10.29	498.8	198.80	100.2	2.98
EAS-3168_Zm-97	195.6	127.3	0.65	0.05357	0.00747	0.09939	0.01258	0.01400	0.00049	0.00040	0.121	89.6	3.09	95.4	11.68	233.2	267.30	89.6	3.09
EAS-3168_Zm-98	824.0	793.0	0.96	0.04744	0.00348	0.08678	0.00643	0.01333	0.00033	0.00040	0.030	85.3	2.11	84.3	6.00	-3.1	172.13	85.3	2.11
EAS-3168_Zm-99	492.1	546.9	1.11	0.04899	0.00328	0.09050	0.00665	0.01341	0.00037	0.00032	0.285	83.9	2.38	87.8	6.20	79.1	167.16	83.9	2.38
EAS-3168_Zm-100	162.6	106.9	0.66	0.05107	0.00596	0.09620	0.01060	0.01386	0.00053	0.00043	0.010	88.7	3.38	92.7	9.80	-35.0	318.51	88.7	3.38

Santa María de Otáez, afloran las formaciones Canelas, Los Mayos y la parte inferior y media de la sucesión vulcano-sedimentaria citada por el SGM como CVI (Figura 12a). La descripción litológica de estas rocas se describió en las áreas de Canelas y Guanaceví, por lo que aquí se omite su descripción. La parte superior de esta sucesión vulcano-sedimentaria aflora entre los poblados arriba citados y tienen dos litologías distintivas (Figura 12b). La parte inferior del tercio superior de esta sucesión está formada mayormente por brecha y subordinado conglomerado, ambos mayormente de composición andesítica, a la cima hay brechas y tobas de dacita; sin embargo, también se reconocen clastos de caliza, pedernal y arenisca (Figura 13a). Los clastos varían de dimensiones, desde gránulos a matatenas y bloques que alcanzan un metro de diámetro o mayor tamaño, los clastos están soportados por granos, hay estructuras canalizadas, cuñas, gradación grano decreciente, con pliegues sinsedimentarios (*slumps*). Entre las bre-

chas hay estratos de arenisca de grano mediano en estratos individuales o amalgamados (Figura 13b).

La matriz de la brecha en lámina delgada tiene líticos y cuarzo, de forma angular y subangular, vidrio alterado, minerales opacos, clorita, fragmentos de plagioclasa y cemento en mosaico de calcita. Estas brechas y conglomerados afloran en varias localidades de las cartas geológico-mineras e informes geológicos de Comederos, Cocoyole, Cosalá y San Juan de Camarones, por lo que tienen una distribución regional (Figura 2), más no tienen propuesto nombre alguno. Estas brechas tienen ~300 m de espesor, su contacto inferior pasa de forma gradual a estratos gruesos de siliciclastos y tobas descritas en la sucesión vulcano-sedimentaria en las áreas de Guanaceví y Canelas, mientras que su contacto superior pasa de forma gradual hacia brechas de caliza (Figura 12c), arenisca, limolita y estratos de caliza con moluscos de la Formación Cosalá.

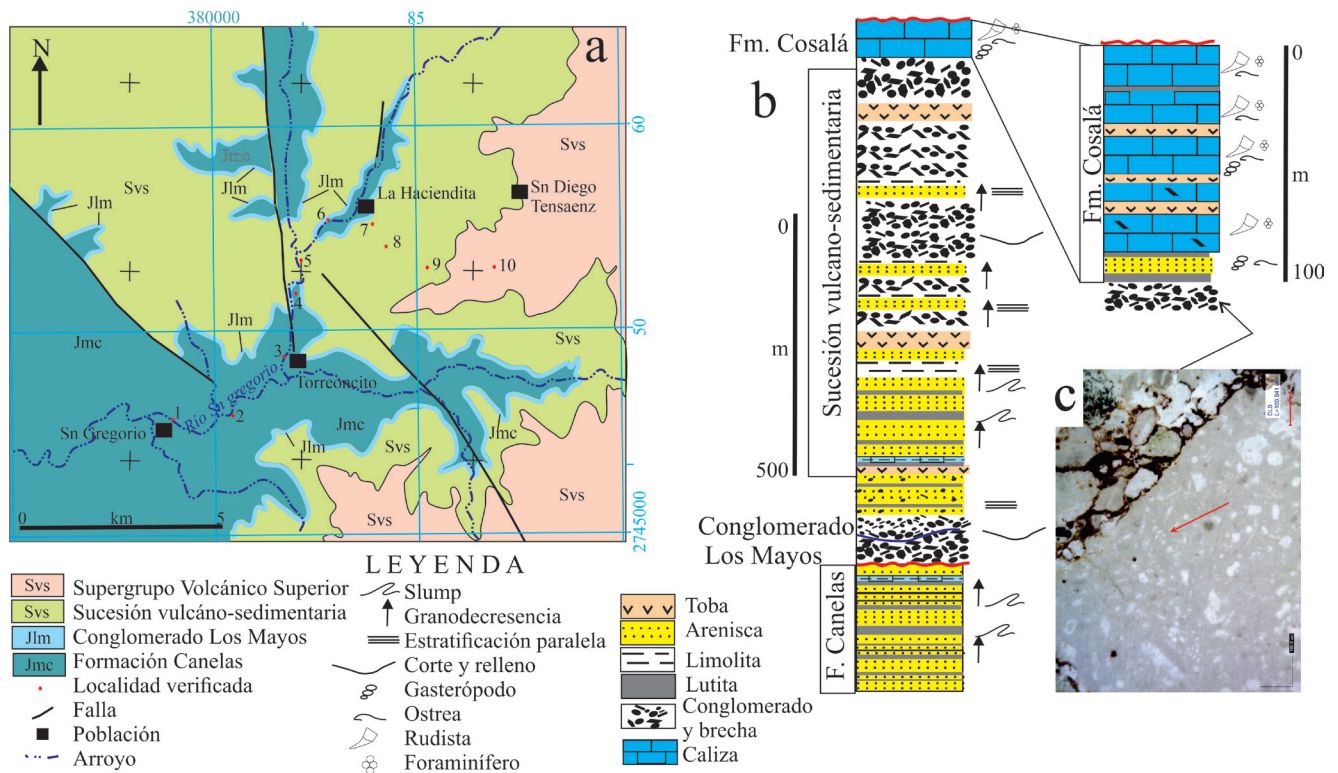


Figura 12 Mapa geológico del área de San Gregorio-Diego Tensaenz (a). Sección estratigráfica en el Río San Gregorio, con énfasis en la descripción del tercio superior de la sucesión vulcano-clástica y detalle la Formación Cosalá (b). Imagen de un fragmento de brecha vista con microscopio petrográfico (c). Aloquímicos señalados con la flecha.

FORMACIÓN COSALÁ

Se propone designar formalmente a la Formación Cosalá para reconocer caliza, toba y siliciclastos, que se distinguen a nivel regional y tienen particular importancia en la evolución geológica. Su nombre define a una unidad litoestratigráfica y rango de formación (Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica, 2024). El nombre se selecciona y deriva de la población de Cosalá, estado de Sinaloa, como referencia geográfica más apropiada. La localidad tipo aflora en el arroyo Carrizal, al pie del cerro El Barretero, ubicado a 3.5 km al oeste de la ranchería Los Molinos (Figura 14a). La Formación Cosalá se compone, en la base de arenisca de grano medio, limolita y lutita con laminación paralela, toba y caliza arcillosa con fragmento de moluscos (Figura 14b). Su color es gris claro y pardo, con estratos tabulares de 0.8 m a 2 m de espesor, en repetidos ciclos que alcanzan ~80 m de espesor. En ascenso estratigráfico hay olistolitos y brechas formadas por litoclastos de caliza *wackestone* y *packstone*, con espesor variable, así mismo, hay estratos gruesos de caliza de textura caliza de color gris claro, con gasterópodos, rudistas y foraminíferos bentónicos y se tienen intercalaciones de tobas de andesita y dacita, de 0.50 m a 1 m de espesor, de color café pardo.

Las muestras de caliza obtenidas por el SGM

y láminas delgadas proporcionadas para el presente trabajo muestran aloquímicos de litoclastos y foraminíferos (cf. *Orbitolina* sp., miliólidos, cf. *Favusella* sp.; Figuras 14c-e). Su contacto inferior es concordante y gradual con brechas de andesita y dacita de la sucesión vulcano-sedimentaria (descrita en áreas citadas previamente). Su contacto superior cambia a caliza de textura *packstone* y *grainstone*, en estratos gruesos que predominan a estratos delgados, con toba intercalada. Su cima está en discordancia erosiva y angular debajo del complejo volcánico (secuencia estratigráfica III), o es cubierta por el SVS.

Los antecedentes históricos para designar a esta formación provienen de Cibula (1975), que refirió calizas con el nombre Cosalá. González y Martínez (1999) informalmente propusieron como formación a la caliza, con el nombre Cosalá y de manera breve la describen que está compuesta por “caliza con material arcilloso, brechas calcáreas y bloques exóticos con rudistas, nerineas y corales, en estratos desde 8 m a 80 cm de espesor”. Su localidad tipo se propuso en el flanco occidental del valle del arroyo Carrizal con espesor de ~350 m. Este trabajo está acorde con la localidad tipo y espesor del criterio antecedente propuesto.

La edad dada a esta formación corresponde al Aptiano-Albiano con base en el hallazgo de los foraminíferos cf. *Orbitolina* sp., cf. *Favusella* sp., en

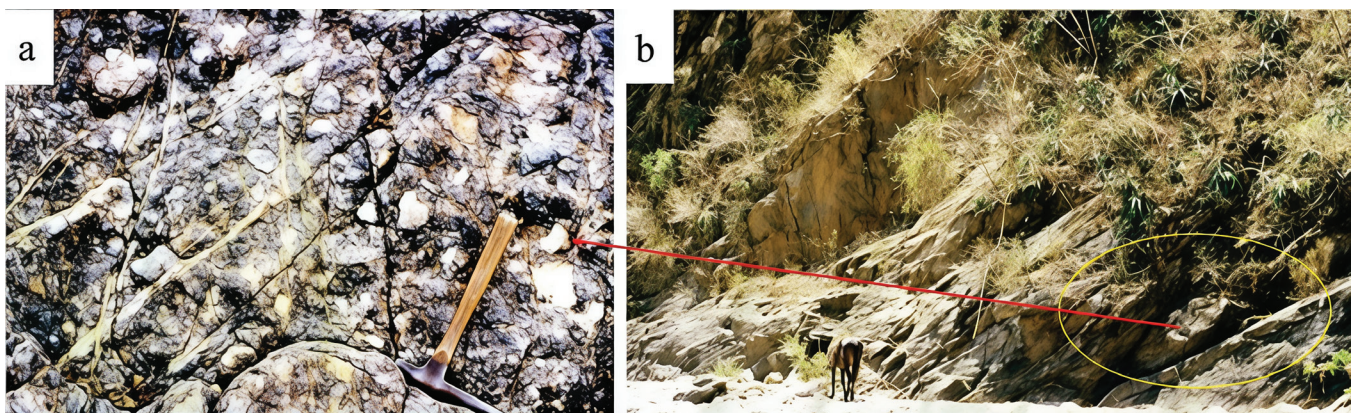


Figura 13 Estratos de brecha y conglomerado con clastos mayormente de andesita y arenisca, pedernal y caliza subordinados en San Gregorio (a). Estructuras de corte y relleno, cuñas y gradación de grano grueso en la base a fino en la cima, con estratos intercalados de arenisca (b).

su localidad tipo. Estos cuerpos de caliza se reportan en las localidades de Culiacán, Sinaloa de Leyva y Choix, en el estado de Sinaloa (Bonneau, 1969; Holguín, 1978). En esas áreas la presencia de *Calcomana* sp., *Caprinuloidea* sp., y *Chondrodonta* sp., datan a estas rocas en edad Albiano inferior-medio, que es congruente con la presencia de *Orbitolina* sp. reportada en Tayoltita por Randall (1972), en Cosalá por Cibula (1975) y en el área de San Gregorio en este trabajo. Informes del

SGM reportan, sin dar evidencia, *Adiozoptyxis* cf. *A. hidakensis* y *A. coquandiane*, estos fósiles sugieren que la parte inferior de esta formación es Aptiano.

La Formación Cosalá se correlaciona de manera regional con descripciones litológicas equivalentes en las cartas geológico-mineras e informes respectivos de Comederos, Cocoyole, San Pedro Azafranés, Topia y San Gregorio. En el área de San Gregorio aflora la Formación Cosalá, su litología y relaciones estratigráficas coinciden

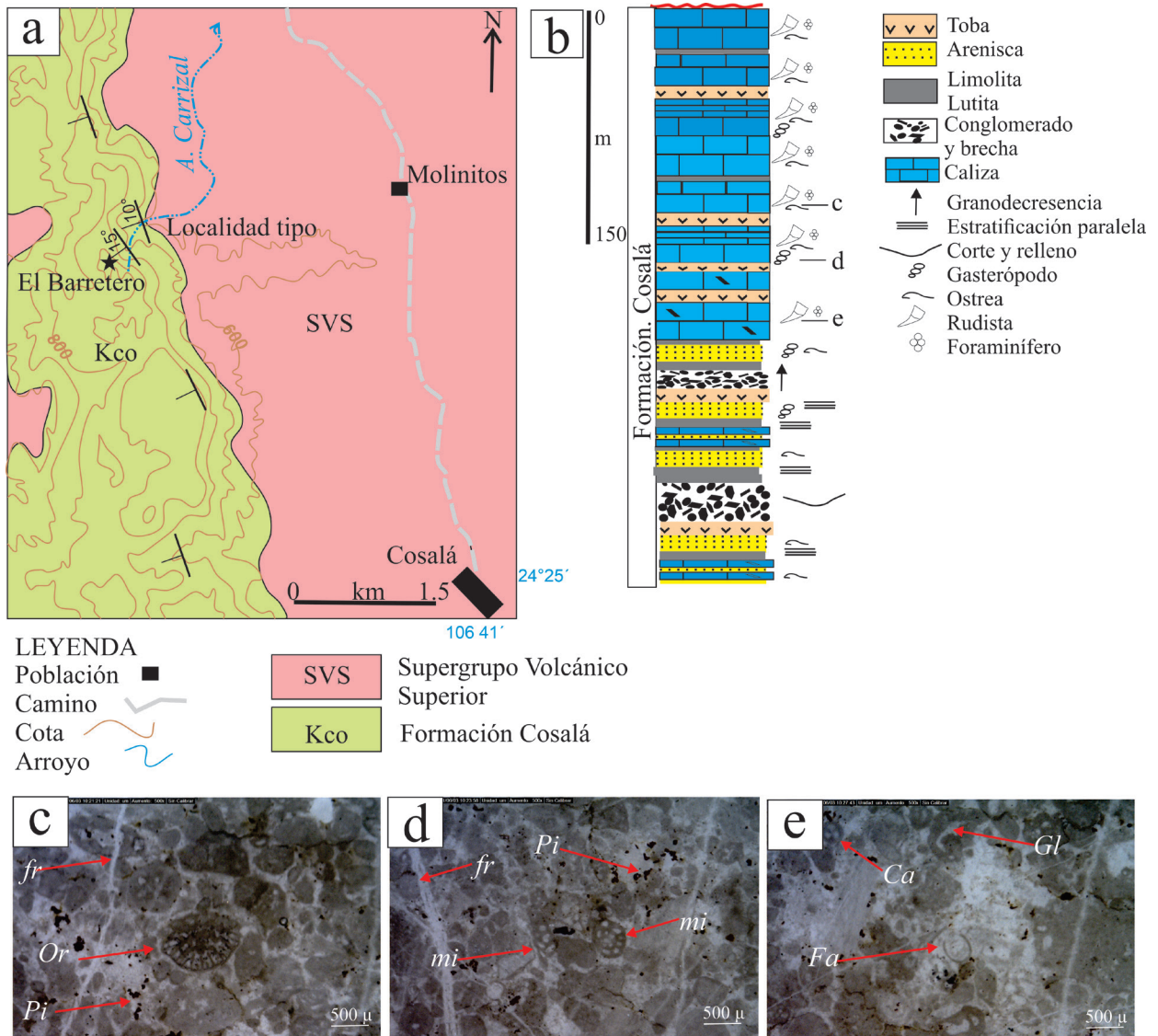


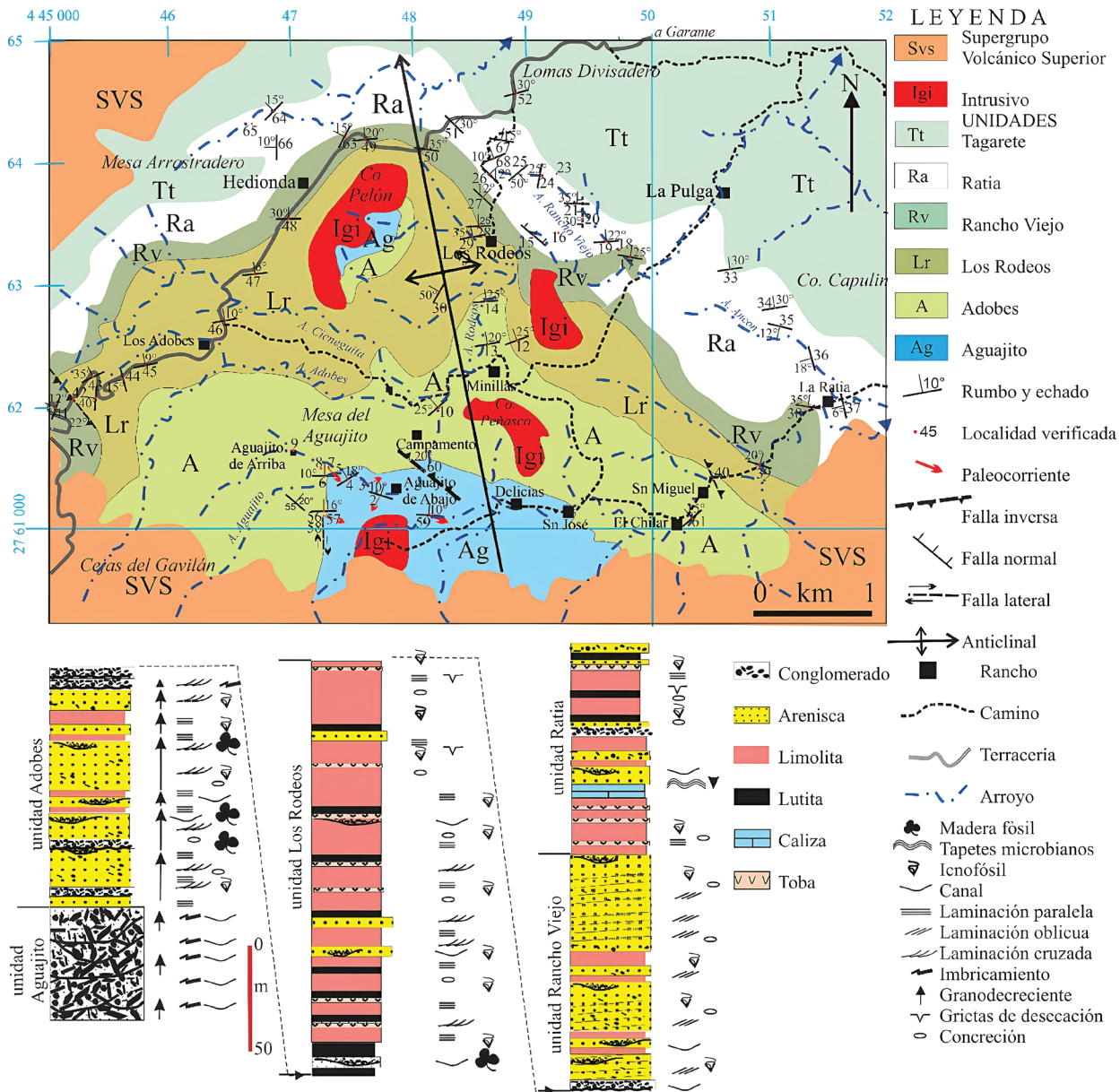
Figura 14 Mapa geológico de la localidad tipo de la Formación Cosalá (a, tomado de Escamilla-Torres, 2001, modificado en este trabajo). Sección estratigráfica tipo (b), descripción en el texto. Láminas delgadas (c, d, e) de la Formación Cosalá con aloquímicos (peloides y microfauna bentónica señalado con la flecha roja), cf. *Orbitolina* sp. (*Or*), miliolidos (*m*), cf. *Favusella* sp. (*Fa*), cf. *Glomospira* sp. (*Gl*), cf. *Calciesphaerula* sp. (*Ca*). Abundantes fracturas (*fr*) y pirita (*Pi*).

con la descripción dada en la localidad tipo; sin embargo, su espesor es menor (~100 m; Figura 12b), esta localidad se toma como sección de referencia.

King (1939) mencionó la presencia de conglomerado que yace bajo arenisca, lutita y caliza nodular, con derrames de andesita (Formación Potrero) y pasa a estratos de caliza masiva con arenisca en la cima (Formación Palmar), la presencia de ammonitas y otros fósiles confirma en esas

formaciones una edad Albiano inferior. Estudios posteriores confirmaron una edad del Aptiano-Albiano inferior (Monreal,1997), lo cual es correlacionable con los estratos de arenisca y caliza del área que aborda este trabajo.

En la región estudiada no hay registro de rocas sedimentarias marinas más jóvenes que el Albiano medio, lo que representa una diferencia notable con el Terreno Zihuatanejo.



2.2.4. ÁREA GARAME DE ABAJO

2.2.4.1. SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA III

COMPLEJO VULCANO-SEDIMENTARIO

En el área Garame de Abajo, Durango, afloran rocas del Cretácico Superior y posiblemente Paleógeno, no hay rocas más viejas expuestas en esta localidad (Figura 15a). Eguiluz y de A. y Hernández (2020) describieron la litología, icnotaxonomía e interpretación de ambientes de depósito de unidades litoestratigráficas informales (Aguajito, Adobes, Los Rodeos, Rancho Viejo y Ratia); este trabajo retoma su descripción.

La unidad Aguajito es la litología más antigua que aflora, está compuesta por conglomerado de guijas y guijarros de dacita y diorita, soportado por arenisca de grano grueso. Se presentan estructuras de corte y relleno, los estratos son de 40 cm a 60 cm de espesor, lateralmente continuos y tabulares, a simple vista aparentan ser estratos masivos. Su color es guinda y morado, con espesor de 67 m (Figura 15) y su base no aflora, la cima pasa en forma gradual y rápida a la unidad Adobes.

La unidad Adobes está integrada por arenisca de grano grueso a grano mediano y algunos estratos con arenisca conglomerática de forma subangulosa y brechoide, compuesta por cuarzo, líticos de roca sedimentaria y volcánica, feldespato y muscovita, con matriz arcillosa y cemento de sílice (Figuras 15 y 16a). Se observa laminación plana paralela y cruzada, hay clastos “flotados” y esporádicos turboglifos hacia la base de estratos, así como estructuras de corte rellenas por conglomerado con imbricación. Los estratos son de 20 cm a 40 cm de espesor y color verde manzana. Restos de troncos fosilizados contienen minerales de uranio. Hay trazas de los géneros *Planolites* y *Palaeophycus* (Eguiluz y de A. y Hernández, 2020).

Esta unidad tiene ~100 m de espesor con su base y cima en paso gradual con las unidades que la limitan. Hay *Polyplacadites* sp. y *Faveotriencolpites* sp. (Miranda, *et al.*, 1982) que sugieren la edad Cretácico Superior al Paleoceno para esta formación. Cortes tridimensionales de madera fósil, en

lámina delgada (Figuras 16b y c), identifican estructuras de la familia *Gymnosepermae* (aff. *Coniferophyta*). Por su alteración neomórfica no pudo dar mayor detalle taxonómico del grupo perteneciente.

La unidad Los Rodeos se compone de limolita y arenisca de grano fino, en estratos de 3 m a 4 m de espesor (Figura 15). Se observan rizaduras simétricas en la cima de los estratos, así como laminación plana paralela y cruzada de bajo ángulo, estratos de toba y lentes de conglomerado se intercalan en el depósito. Su color es mayormente magenta y alterna con color verde, con espesor de ~200 m (Figura 16d). Icnogéneros *Planolites* y *Comburygma* están asociados con galerías de rizolitos (Eguiluz y de A. y Hernández, 2020).

La unidad Rancho Viejo es grauvaca de grano mediano con feldespato, líticos, poco cuarzo y mica, todo cementado por sílice. Presenta laminación paralela y estratificación cruzada de ángulo bajo, estratos de conglomerado con estructura de corte y relleno son lenticulares, predominan estratos tabulares y lateralmente continuos de 40 cm a 80 cm de espesor que aparentan ser masivos. Su coloración es verde jade. El espesor es de ~150 m y sus contactos, inferior y superior, pasan en forma gradual con las unidades que la limitan (Figuras 15 y 16e).

La unidad Ratia tiene litología heterogénea. Hacia su base hay arenisca de grano fino, limolita y lutita, en estratos de 20 cm a 30 cm de espesor, lateralmente continuas, de color rojizo similar a la unidad Los Rodeos. Estratos superiores son ignimbrita y tobas, arenisca de coloración verdosa y caliza *mudstone* y *wackestone* con microbialitas, en estratos de 10 cm a 30 cm de espesor (Figuras 16f-h). Sobre esta litología hay ignimbrita y toba intercaladas entre sedimentos siliciclásticos. En la base su color varía de magenta a violáceo y en la parte media y cima de la unidad coloraciones ocre, crema o verdoso, o incluso blanquecino. El espesor de esta unidad supera 100 m.

Análisis U-Pb de granos de circones detríticos en la unidad Ratia (Guzmán-Lugo *et al.*, 2021) arrojan edades con picos de 240 Ma (10%), 138 Ma (28%) y 90 Ma (60%), lo cual sugiere

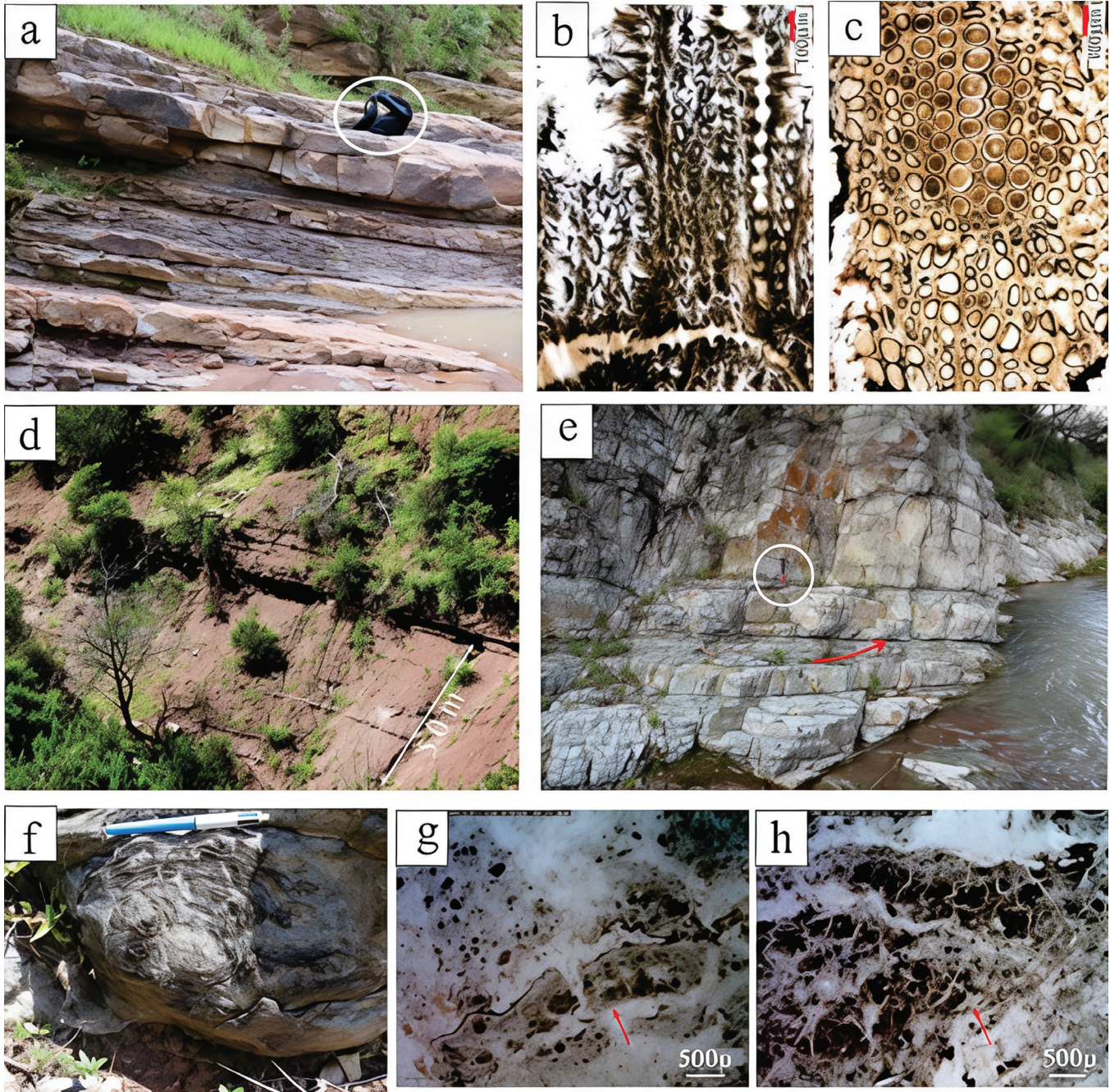


Figura 16 Unidad Adobes con estratos tabulares de arenisca de grano mediano a grueso intercalados con limolita y arenisca de grano fino a mediano, mochila de escala 40 cm (a). Corte tangencial (b) y transversal (c) de madera fósil Coniferophyta. Estratos métricos de limolita y lutita laminar, con estratos intercalados de arenisca y toba con mayor resistencia a la erosión en la unidad Los Rodeos (d), escala indicada. Estratos tabulares amalgamados de grauvacas de grano mediano a grueso de la unidad Rancho Viejo, con estructura de canal indicada por la flecha, martillo de escala 30 cm (e). Microbialitas con crecimiento de estromatolito en caliza lacustre, estilógrafo de escala 12 cm (f). Imágenes de la estructura interna de microbialita en lámina delgada con microscopio petrográfico (g y h).

una edad máxima del depósito en el Cretácico Superior, congruente con polen (*Polyplacadites* sp. y *Faveotriencolpites* sp.).

Castillo-Reynoso *et al.* (2022) en la unidad Adobes confirman la edad para estas rocas; estas unidades se correlacionan con la secuencia estratigráfica III descrita en el área de Guanaceví, así mismo, tiene afinidad litológica y correlación con la Formación Tarahumara (Amaya-Martínez y González, 1993; McDowell *et al.*, 2001; Beraldi-Campesi *et al.*, 2004; García-y Barragán y Jaques-Ayala, 2011).

La unidad Tagarete está formada por toba de espesor potente que cubre a la unidad Ratia, este trabajo no incluye su estudio. La sucesión estratigráfica arriba descrita está en discordancia por debajo de ignimbritas del SVS, el cual constituye una potente cubierta de tobas e ignimbritas de edad Paleógeno y Neógeno, distribuida a lo largo y ancho de la SMOc (Ferrari *et al.*, 2020). Estas rocas yacen en discordancia sobre las secuencias mesozoicas descritas en las localidades estudiadas y es una litología no descrita aquí y fuera de los alcances de este trabajo.

3. Tectónica

El comportamiento estructural de las rocas que aborda este trabajo requiere datos adicionales, aquí se describen de forma sucinta los rasgos más sobresalientes que distinguen a las secuencias estratigráficas estudiadas. La secuencia estratigráfica I tiene deformación isoclinal que se considera generada principalmente por acortamiento estructural, hay posibles pliegues sinsedimentarios obliterados parcialmente por esta deformación. La vergencia de los pliegues generalmente es hacia el noreste, pero hay desviaciones de su polaridad que requieren mayor análisis. En esta sucesión hay metamorfismo regional de bajo grado que transforma a las rocas en pizarra y filita y está en discordancia angular debajo de la secuencia estratigráfica II, por lo tanto, existe un evento de deformación importante en el Jurásico, citado,

pero indefinido en trabajos previos (De Cserna, 1970; López-Ramos, 1985; Sutter, 1987; Coleman *et al.*, 1988; Centeno-García *et al.*, 2008; Helbig *et al.*, 2012; Eguiluz y de A. *et al.*, 2014; Centeno-García, 2017; Vázquez-Serrano *et al.*, 2019).

Las secuencias estratigráficas II y III tienen plegamiento con radio de curvatura amplio, no se reconoce la orientación preferente de sigma 1, no obstante, a partir de la orientación del eje anticlinal o sinclinal, se infiere acortamiento dirigido burdamente NNE-SSW y NNW-SSE (Figuras 7 y 15).

Fallas inversas son esporádicas, con orientación variable en rumbo y vergencia (Figura 17), no obstante, hay estructuras con orientación de σ -1 similar al que se presenta en sectores del orógeno mexicano (Eguiluz y de A. *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2018). Las fallas normales predominan sobre las fallas laterales, ambas fallas se reconocen a nivel de afloramiento con desplazamiento limitado (Figura 17). Se distingue su movimiento por la inclinación que tienen las estrías en los planos de falla. Las estructuras de mayor relevancia se muestran en planos geológicos de este trabajo y en cartas geológico-mineras del SGM, con dominio de fallas normales orientadas NNW-SSE y NW-SE.

En las secuencias estratigráficas II y III las vetas mineralizadas son oblicuas al fallamiento normal y posiblemente se vinculan a sistemas Ridel. El fallamiento normal es de extensión regional, puede datarse por la mineralización epitermal de edad Eoceno y Oligoceno-Mioceno que se aloja en vetas-fallas (Camprubí y Albison, 2006), posiblemente asociadas a diferentes etapas de evolución tectónica en el Cenozoico (González-León *et al.*, 2010; Duque-Trujillo *et al.*, 2014).

La base de la secuencia estratigráfica III tiene su contacto con profunda erosión sobre la secuencia estratigráfica II, lo que indica un periodo de exhumación y duración de denudación importante. En general las sucesiones sedimentarias II y III se reconocen sin metamorfismo dinámico, el metamorfismo es skarn y mármol por contacto con cuerpos intrusivos.

4. Discusión

4.1. REVISIÓN DE LA NOMENCLATURA ESTRATIGRÁFICA

Trabajos publicados en diversas localidades de esta región, así como en cartas geológico-mineras e informes respectivos del SGM (anteriormente citados), por posición estratigráfica y sin mayor sustento, integran a rocas del Jurásico Superior y Cretácico Inferior en el CVI para agrupar litologías heterogéneas y utilizan los prefijos de serie, secuencia, complejo, grupo o paquete volcánico inferior. Así mismo, se dan nombres informales a diversas litologías del CVI (Figura 2), como Amata

y Tinaja, en la carta geológico-minera Comedero (González y Martínez, 1999), el nombre Tamazula, en la carta Chacala (Geoprosesos Analíticos e Informáticos, 1999a), a lutita, arenisca fosilífera y caliza con rudistas como formaciones Vuelta del Cerro (Bunneau, 1969; López-Ramos, 1979), o unidad La Vainilla (Holguín, 1978; Soto-Araiza *et al.*, 2010). Otras rocas se citan de manera informal como Complejo Borahui y Formación Bacurato (compuestas por tobas, arenisca y derrames de andesita) y una litología superior de arenisca y caliza con rudistas la refieren como caliza Pericos (Servais *et al.*, 1982; Cuevas-Pérez *et al.*, 1985). Estas sucesiones estratigráficas del Cretácico se propusieron como arco Alisitos de Sinaloa,

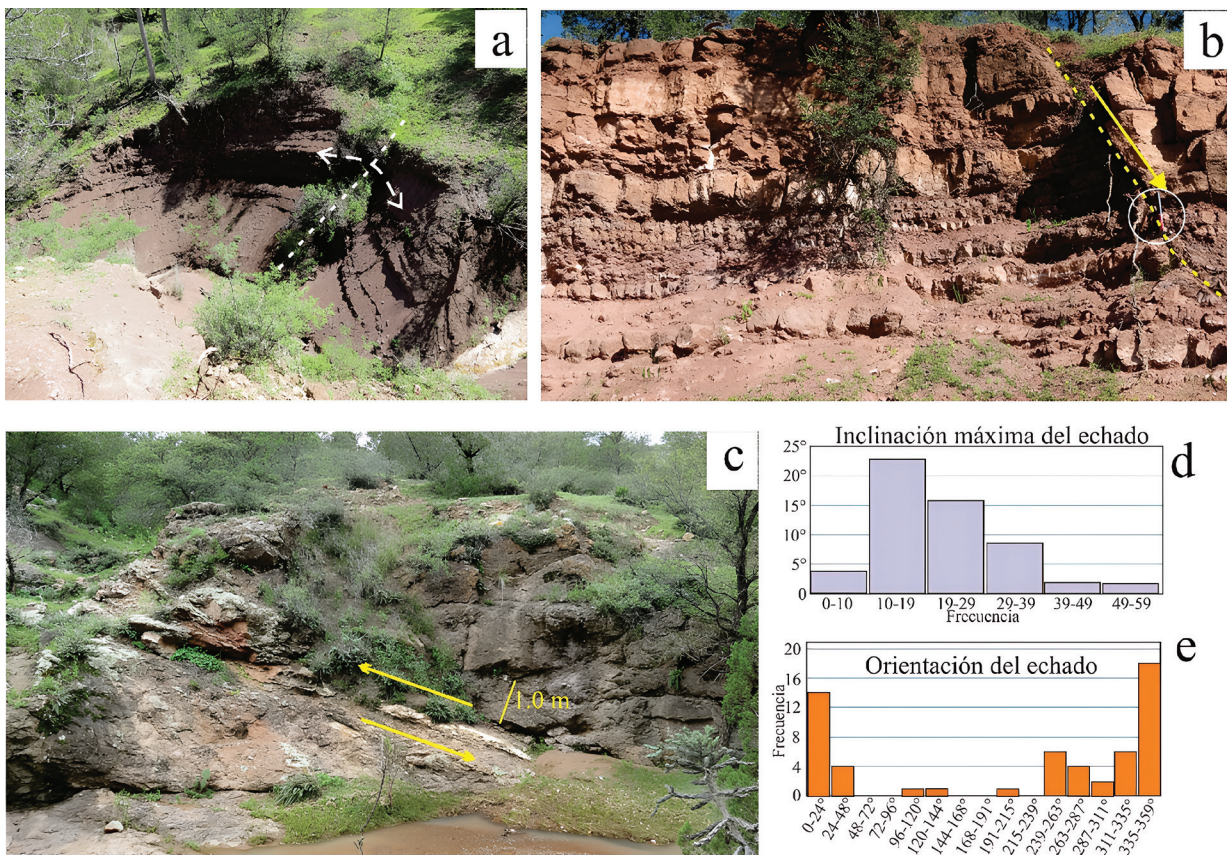


Figura 17 Estructuras en el área de Garamé de Abajo: Pliegue anticlinal (¿drag-fold?) en la unidad Ratia (a). Estratos gruesos de toba y arenisca conglomerática se intercalan con estratos delgados de limolita en la unidad Ratia, con falla normal indicada por la línea amarilla cortada, con desplazamiento de 0.90 m entre bloque de techo y bloque de piso (b). Martillo de escala 30 cm. Falla inversa en la cima de la unidad Aguajito (c). La rampa tiene su plano de máxima inclinación orientado 142°/22', con estrías en veta de cuarzo blanco paralelas a σ_1 . Línea amarilla 1.0 m de escala. Los histogramas indican la inclinación máxima de los estratos (d) y orientación del echado (e).

correlacionables con la Formación Alisitos en Baja California (Santillán y Barrera, 1930; Almazán-Vázquez, 1988); sin embargo, un término se usa para designar un ambiente tectónico y el mismo nombre se usa para la unidad litoestratigráfica respectivamente, por lo tanto, no es adecuado su uso.

King (1939) propuso las formaciones Potrero y Palmar para litologías de terrígenos y caliza con moluscos del Aptiano-Albiano inferior en el área de Sahuaripa, al oriente de Sonora. Monreal y Longoria (2000) redefinieron formalmente diversas litologías (formaciones Aliso, Agua Salada, Lampazos, Espinazo del Diablo y Picachos) en la misma área de Sonora. La edad de estas formaciones es Aptiano-Albiano medio y su depósito corresponde mayormente a facies de plataforma externa y cuenca, con excepción de un espesor breve en la Formación Espinazo del Diablo, con facies lagunar de alta energía. Las litologías descritas por estos últimos autores en el área Lampazos, Burckhardt (1930) las relacionó con afloramientos similares en Parral, Chihuahua, equivalentes a turbiditas que Araujo y Arenas (1986) denominan Mezcalera.

No obstante que hay litologías similares en edad entre Sinaloa y Sonora, la evolución estratigráfica es diferente (Monreal y Longoria, 2000), por lo tanto, la extrapolación nomenclatural no es apropiada para el área de este trabajo. Adicionalmente, el uso de serie (Servais *et al.*, 1982) para designar a la sucesión litoestratigráfica es impropio. La serie se aplica en sentido cronoestratigráfico específico (Barragán *et al.*, 2010). En otros casos se usa secuencia, sin reconocer discordancias para un cuerpo litológico (Bonneau, 1969; SGM, 2019), lo que es inadecuado pues secuencia se define para establecer una sucesión sedimentaria que se acumula sin interrupción, con límites dados por discordancia o concordancia correlativa, que identifica procesos geológicos dinámicos, tectónicos o cambios de nivel del mar mayores (Sloss, 1963; Catuneanu, 2006). Según el Código Estratigráfico (Barragán *et al.*, 2010) el uso de grupo o paquete resulta inadecuado para referirse a la sucesión estratigráfica II.

Este trabajo propone dar nomenclatura formal

a las formaciones Canelas, Guanaceví y Cosalá, sus rasgos litológicos y edad las distinguen de sucesiones heterogéneas. No obstante que el conglomerado Los Mayos comparte rasgos litológicos y posición estratigráfica de la Formación Guanaceví, la edad y la composición de sus clastos difiere parcialmente, motivo por el cual el conglomerado Los Mayos requiere estudios adicionales para definir un nombre formal. El CVI fue propuesto originalmente para incluir rocas de 101 Ma a 40 Ma (Henry, 1975; McDowell y Keizer, 1977). En Tayoltita hay caliza afectada por metasomatismo de contacto, es la roca más antigua que se incluyó en el CVI (Aranda-Gómez *et al.*, 1997), esta caliza probablemente pertenece a la Formación Cosalá, este trabajo propone incluir a esa caliza en la secuencia estratigráfica II, separada del CVI que corresponde a la secuencia estratigráfica III.

Una limitación de este trabajo es no poder dar un nombre apropiado para designar a las rocas que sobreyacen a la Formación Guanaceví o al conglomerado Los Mayos y subyacen a estratos de la Formación Cosalá. Los cambios litológicos laterales y verticales complican su correlación en corta distancia, por lo tanto, se requiere trabajo de campo adicional para distinguir formaciones, grupos, supergrupos o designar “complejo”, para la sucesión de litología volcánica y sedimentaria depositada en varios ambientes durante el Jurásico Superior y Cretácico Inferior en el área estudiada.

Este trabajo acepta, de forma preliminar, usar CVI para designar a las litologías del Cretácico Superior y posible Paleógeno descritas en Guanaceví y Garama de Abajo, que este trabajo incluye en el complejo vulcano-sedimentario de la secuencia estratigráfica III. La litología de estas rocas tiene afinidad con la Formación Tarahumara, el léxico estratigráfico del SGM acepta como unidad formal a esta formación en el sentido propuesto por McDowell *et al.* (2001). Un rasgo peculiar de la litología es el complejo vulcano-sedimentario, de ambiente continental, es el depósito de caliza lacustre (Chacón-Baca *et al.*, 2002; Beraldi-Campesi y Cevallos-Ferriz, 2005; García-y Barragán y Jacques-Ayala, 2011;

Vega-Granillo *et al.*, 2012); sin embargo, y según la localidad, estas litologías reciben diferentes nombres formales (formaciones Tarachi, Tuli, Guamochil, Amoles, o grupos Cabullona, El Chanate y Complejo Volcánico El Charro, en García-y Barragán y Jacques-Ayala, 2011), lo cual hace compleja su correlación en espacio y tiempo, por lo tanto, el nombre Tarahumara, posiblemente como grupo o supergrupo sea apropiado, no obstante, este postulado requiere estudios adicionales.

Las rocas del CVI tienen características litológicas diferentes a las formaciones Cerro de la Vieja, Cutzamala, Mezcala y Grupo Balsas, del Cretácico Superior-Paleógeno y se distinguen con rocas de similar edad del Terreno Zihuatanejo.

4.2. AMBIENTES SEDIMENTARIOS

La descripción litológica y características estratigráficas de las rocas citadas en párrafos anteriores dan la pauta para hacer, de forma preliminar, la interpretación de ambientes de depósito.

4.2.1. AMBIENTE SEDIMENTARIO DE LA SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA I

La litología descrita anteriormente para la Formación Canelas corresponde a una sucesión pelítica y arenosa, con estratos de caliza y moluscos de ambiente marino que datan Aaleniano a esta formación. La gradación gruesa en la base fina hacia la cima indica que el sedimento es alejado de una fuente de suministro y transportado en suspensión, seleccionado por flujo de corrientes de turbidez (Amott, 2010), como sucesión Bouma (1962). La presencia de conchas de pelecípodos (*Bositra buchii*) sugiere que el depósito puede ser de ambiente nerítico medio a externo, en una plataforma abierta. El dominio de partículas terrígenas caracterizadas por difracción de Rx clasifican al depósito como hemipelágico (Ochoa *et al.*, 2013). La presencia regional de tobas de composición andesítica intercaladas en la sucesión (Geocartografía, 2000c), así como minerales afines a este magmatismo identificados con difractogramas de Rx, indican que durante el Aaleniano hubo

vulcanismo periférico a la cuenca, relacionado a un posible arco magmático. La deformación estructural que tiene la Formación Canelas, bajo la discordancia con el conglomerado Los Mayos, indica que cesó el ambiente de depósito para la Formación Canelas, luego, ocurrió acortamiento y exhumación de la cuenca marina como se analizará más adelante.

4.2.2. AMBIENTES SEDIMENTARIOS DE LA SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA II

El conglomerado Los Mayos descansa en discordancia angular sobre la Formación Canelas. El Conglomerado Guanaceví yace discordante sobre el esquisto en otras áreas (García *et al.*, 2021). La descripción litológica de ambos conglomerados se realizó en párrafos anteriores y tienen en común estructuras sedimentarias de corte y relleno, con granulometría decreciente de la base a la cima entre estratos individuales, así como en ascenso estratigráfico. La parte inferior de ambas sucesiones de conglomerado tiene selección granulométrica y angularidad pronunciada, pasan de forma gradual a la cima de ambas unidades con decremento de tamaño de grano y angularidad de su forma.

Las edades de algunos circones detríticos (matriz y clastos) de los conglomerados Los Mayos y Guanaceví indican que proceden de basamento complejo (que posteriormente se analiza). Estas características sugieren que existió una superficie inicial irregular abrupta (paleorelieve), que estuvo sujeta a erosión subaérea y fue menos irregular conforme se rellenó la cuenca sedimentaria. La descripción litológica, con énfasis en las estructuras sedimentarias que presentan ambos conglomerados, descritas en párrafos anteriores, inducen a considerar condiciones propicias para, primero, el depósito de abanicos aluviales (Miall, 2010), que posteriormente graduaron a depósitos fluviales y planicies aluviales (Allen, 1983), con vulcanismo contemporáneo, todo esto en ambiente continental. La edad de depósito de estos conglomerados se asume post-Aaleniano y pre-Tithoniano o incluso Bathoniano. Los conglomerados Los Mayos y

Guanaceví en la cima pasan de forma gradual a terrígenos de grano más reducido, cementados por carbonato de calcio. La distribución de estos conglomerados en cuanto a su posición estratigráfica es regional, en Lluvia de Oro, Topia, Canelas, Guanaceví, San Gregorio, mina La Preciosa, etc.

El cambio gradual entre conglomerado y la sucesión litológica superior (sucesión vulcano-sedimentaria) que aflora en las localidades de San Pedro, Lacho y Endeavour (Figuras 7 y 8), tiene estructuras sedimentarias (descritas previamente) con características para interpretar un ambiente de depósito litoral, de alta energía (Dalrymple, 2010; Nilo y Yang, 1991; Stride, 1982), con vulcanismo piroclástico y coladas de lava andesítica. Este ensamble litológico se asocia a arcos volcánicos marinos y mixtos (Cabrera y Pérez-Torrado, 2008).

En ascenso estratigráfico, el predominio de cuerpos de arenisca y caliza (previamente descritos) con calpionélidos y tintínidos, icnofósiles, esponjas y espículas de esponjas, con toba vítrea, se interpreta propio de ambiente marino vulcano-sedimentario, en una plataforma abierta con influencia piroclástica (Cabrera y Pérez-Torrado, 2008). La base de esta sucesión vulcano-sedimentaria es transgresiva, está dada por su contenido fósil Tithoniano-Berriasiano (Eguiluz y de A. y López, 2024). En Lluvia de Oro, Chihuahua, rocas de esta edad tienen almohadillas de lava intercaladas entre estratos de arenisca, caliza y toba (Cuevas-Orozco *et al.*, 2000).

En estratos superiores de la sucesión vulcano-sedimentaria desaparece la caliza y predominan cuerpos de andesita, como litofacies volcánicas efusivas, con limolita, lutita y arenisca que alternan con tobas, repitiendo ciclos de estas litologías en monótono apilamiento y espesor potente. Los siliciclastos tienen estructuras sedimentarias citadas previamente, que indican transporte subaéreo. Las variaciones litológicas de esta sucesión son contrastantes entre las localidades estudiadas o las reportadas en Lluvia de Oro, Cosalá, San Juan de Camarones, Topia, etc. En Guanaceví no se identificaron almohadillas de lava, peperitas,

elongación de clastos que constatan vulcanismo acuoso; sin embargo, la petrografía de andesitas y brechas volcánicas en la sucesión sugieren procesos de propilitización que resaltan por el color verde de la roca volcánica, que pudo alterarse por soluciones hidrotermales al margen de intrusivos (Lemish, 1955; Díaz-Unzueta, 1983), o pudieran ser depositadas en ambiente marino o lacustre intermitente, como lo sugieren la petrografía de coladas de andesita, autobrecha y brecha descritas en Topia y San Gregorio, que se describe más adelante. La litología descrita para este intervalo en la secuencia estratigráfica II se interpreta depositada en “edificios” volcánicos, parcial o intermitentemente emergidos de ambiente marino y continental (Cabrera y Pérez-Torrado, 2008). Por posición estratigráfica el intervalo descrito puede situarse durante el intervalo post-Berriasiano y pre-Aptiano.

El vulcanismo en el tercio superior y cima de la secuencia estratigráfica II presenta brechas de andesita, dacita, como depósitos removilizados, y caliza con moluscos (Figuras 12b y 12c), las características litológicas abordadas en su descripción estratigráfica sugieren que este ensamble litológico tiene interpretación ambiental ambigua. Pueden ser derrames con autobrechas volcánicas subacuosas marinas, en los que no se identifican estructuras propias de este ambiente, o interpretarse como flujos caóticos de escombros hiperconcentrados en aprones subacuosos (Stow y Mayal, 2000; Shanmugam, 2016; Cabrera y Pérez-Torrado, 2008), al margen de aparatos volcánicos subaéreos conforme al modelo de Carey y Sigurdsson (1984) y Payne y colaboradores (2004), sin poder distinguir en este trabajo sí se vincula a emersión y erosión muy activa de “edificios” volcánicos, o es parte de un proceso de subsidencia e inundación marina, relacionado al evento anóxico global Selli del Aptiano (Monreal y Longoria, 2000; Núñez-Useche *et al.*, 2014).

El cambio gradual de estas brechas volcánicas (posibles aprones) en la base, hacia brechas de caliza *rudstone* y caliza *packstone* con fósiles bentónicos y planctónicos en la cima, se interpreta como

el paso gradual de sedimentación y vulcanismo marino, hacia el desarrollo de plataformas carbonatadas marinas (posibles atolones), asociadas a “edificios” volcánicos de ambiente híbrido. El contenido fósil (*Adiozoptyxis*, cf. *A. hidakensis* y *A. coquandiane*, *Calcomana* sp., *Caprinuloidea* sp., *Chondrodonta* sp., *Orbitolina texana* y cf. *Paracanthoplites* sp.) sitúa la edad Aptiano - Albiano medio para rocas de estas plataformas. Las rocas carbonatadas tienen cambios litológicos laterales al pasar de ambiente o facies de laguna y borde, a facies de talud (Figuras 12b y 14b), con intervalos intercalados de piroclásticos. Esta facies tectónicamente puede interpretarse, que representa la subsidencia del arco volcánico y estabilidad temporal relativa. La cima de la secuencia II tiene discordancia erosiva profunda y angular con la secuencia estratigráfica III.

La evolución sedimentaria Aptiano-Albiano medio descrita para el Terreno Tahué es un evento transgresivo. Evolución similar de esta edad ocurrió en Jalisco, en el Terreno Zihuatanejo en Colima, Michoacán y Guerrero (Alencáster y Pantoja, 1986; Omaña *et al.*, 2012). Por el contrario, en el Albiano medio y Cenomaniano en el Terreno Zihuatanejo continuó sedimentación de caliza de facies mixtas, con turbiditas derivadas de plataformas lagunares (Formación Madrid) descritas por Eguiluz y de A. *et al.* (2019). Rocas de estas edades y facies no están reportadas en el Terreno Tahué que aborda este trabajo, ya sea por erosión o no depósito y guarda similitud con la sucesión Morita-Mural de Sonora, en donde las rocas del Aptiano-Albiano (en parte marinas), subyacen a facies continentales de la Formación Cintura del Albiano medio-Cenomaniano (García-y Barragán y Jacques-Ayala, 2011). La Formación Alisitos tiene espesor potente de rocas volcánicas y sedimentarias instaladas en un arco (Almazán-Vázquez, 1988; Silver *et al.*, 1963; Busby *et al.*, 2006), la edad Aptiano-Albiano se ha dado con base en fósiles ubicados hacia la cima del conjunto pétreo, por lo que puede tener una edad más amplia pre-Aptiano y correlacionarse más apropiadamente con el conjunto de la secuencia estratigráfica II.

En el área que cubre este trabajo no hay registro de rocas depositadas entre el Albiano tardío y el Santoniano.

4.2.3. AMBIENTES SEDIMENTARIOS DE LA SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA III

En las áreas de Guanaceví y Garame de Abajo se han descrito las características litológicas de las rocas de esta secuencia estratigráfica III, con esos datos se interpretan aquí de manera breve los ambientes de depósito. En especial, en el área de Garame de Abajo, Eguiluz y de A. y Hernández (2020), mediante el análisis litológico y reconocimiento de icnofósiles interpretaron previamente los ambientes sedimentarios aluvial, planicie de inundación y lacustre.

El conglomerado en la base de la sección Guanaceví-San Pedro (Figura 11a) y de Garame de Abajo (Figura 15), por su granulometría gruesa y brechas que contiene se interpreta que se vincula al margen de relieves altos. Las estructuras de corte y relleno amalgamadas, cuñas laterales, gradación de grano grueso a fino a la cima, aunado a otras descripciones dadas, pueden ser interpretadas como depósitos de abanicos aluviales (Miall, 2010). En la Figura 11a, en ascenso estratigráfico, de forma gradual, el conglomerado en la base, pasa a litologías de grano más fino, así como en la sección La Calera (Figura 11b), las estructuras sedimentarias son de carácter hidrodinámico moderado con icnofósiles (cf. *Ophiomorpha* y *Palaeophicus*), lo que sugiere ser depósitos de planicie de inundación o lacustre (Bohacs *et al.*, 2000; Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010), alternados con depósitos intermitentes de tobas de caída y derrames de lava.

El contacto inferior de la sucesión estratigráfica III es discordante con la Formación Guanaceví y por las edades U-Pb en granos de circones entre ambas litologías, se interpreta erosión profunda entre estos depósitos. El contacto superior de la secuencia estratigráfica III en las localidades descritas está en discordancia angular y superficie de erosión bajo ignimbritas del SVS.

Análisis U-Pb en granos de circones detríticos

de arenisca en la localidad del camino San Pedro a Guanaceví arrojan una edad máxima de depósito de ~80.7 Ma (Figura 11c, Tabla 4) y en Garame de Abajo ~75 Ma (Guzmán-Lugo *et al.*, 2021). Este complejo vulcano-sedimentario se correlaciona con el CVI y con la Formación Tarahumara.

4.3. SUSTRATO BASAL O BASAMENTO

Las edades U-Pb en granos de circón en los conglomerados Los Mayos y Guanaceví (Tablas 5 y 6), de forma indirecta, aportan datos de la posible cercana procedencia de rocas del sustrato basal del Terreno Tahué. Los conglomerados polimícticos son representantes de grano grueso de las familias de areniscas lítica y arcósica (Pettijohn, 1970), por lo que pueden dar evidencia vinculante del régimen tectónico (Dickinson, 1985). La madurez de los conglomerados (Los Mayos y Guanaceví) descritos en este trabajo sugieren interpretar su depósito cercano a la fuente de aporte, con relieve alto y poco transporte, motivo por el cual se deduce que son representantes del sustrato basal (o basamento) del Terreno Tahué.

El conglomerado Los Mayos (muestra Eas 3163) contiene clastos que proceden de esquistos bandedados, gneis, metacuarcita, filita laminar, meta-arenisca con fragmentos de moluscos, lutita y arenisca negra filitizadas similares a la Formación Canelas, por lo que pueden proceder de esta unidad (Figura 5e). Este trabajo presenta datos generales de la edad obtenida por isotopía U-Pb en circones detríticos, estudios a mayor detalle serán convenientes. La edad numérica dada con U-Pb en granos de circones detríticos es referida respectivamente a la carta cronoestratigráfica internacional (IUGS, 2019). En el conglomerado Los Mayos (Figura 18a) hay: 3% Arqueano (2667.3-2775.9 Ma), 13% Paleo-Proterozoico (~2,400.5-1642.1 Ma), 35% Meso-Proterozoico (1583.9-1000.5 Ma), 30% Neoproterozoico (999.5-542.7 Ma).

Estas edades son reportadas en las provincias Mojave, Yavapai y Matzatzal en Nevada, SW de Arizona (basamento Laurencia) y sus equivalentes mexicanos que afloran en la región de Caborca

(Iriondo *et al.*, 2004; Iriondo y Premo, 2011), sin embargo, hay edad Neoproterozoica en el Complejo Acatlán (Talavera-Mendoza *et al.*, 2005; Keppie *et al.*, 2006; Helbig *et al.*, 2012) y edad Mesoproterozoica en el Complejo Oaxaqueño (Solari *et al.*, 2014), ambos complejos de afinidad periférica de Gondwana. Hay granos con 540.7-254.6 Ma (15% Paleozoico), con picos Cámbrico (5%), Ordovícico Medio (4%) y Pérmico (3%), otros son Ordovícico, Silúrico, Misisípico (3%). Los granos más jóvenes son Triásico (2%) y Jurásico Inferior (1%). Rocas de estas edades afloran en Sonora (Ross *et al.*, 1991; Almazán-Vázquez *et al.*, 2006), Chihuahua (Haenggi, 2001) y Sinaloa (Mullan, 1978; Poole *et al.*, 2005; Arvizu *et al.*, 2009). La edad del grano más joven en el conglomerado Los Mayos es 176.8 Ma (Jurásico Inferior), edad dada para el “Arco Nazas” (Stern y Dickinson, 2010; Bartolini *et al.*, 2003; Barboza-Gudiño *et al.*, 2010), edad que posteriormente será discutida.

En el conglomerado Guanaceví (Eas 3200) hay clastos de litología diversa, un análisis isotópico arroja circones con edades U-Pb (Figura 18b): 13% Mesoproterozoico (1459.7-1029.5 Ma), 8% Neoproterozoico (991.6-625.5 Ma), 8% Cámbrico (540.8-486.0 Ma), 29% Ordovícico (484.4-443.7 Ma), 8% Silúrico (442.1-422.5 Ma), 14% Devónico (385.3-360.7 Ma), 9% Misisípico (358.7-337.1 Ma) y 4% son granos de edad Arqueano, Paleoproterozoico y Pérmico. La edad de un circón aporta 155.5 Ma (Kimmeridgiano), si bien es limitado su número, es congruente con la posición del conjunto de fósiles del Tithoniano y Berriasiano que yacen sobre este conglomerado en la localidad de San Pedro (Eguiluz y de A. y López, 2024).

Estas edades se vinculan mayormente con el basamento Laurencia, indicado también para el conglomerado Los Mayos. Los diagramas de concordancia tipo Tera-Wasserburg para las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ para los circones de ambas localidades (Figuras 18c-e) no presentan discordancias significativas. En ambas muestras las relaciones Th/U tienen valores promedio de

~0.5 y menor que sugieren la génesis de circones mayormente ígneos y pocos metamórficos (Hoskin y Schaltegger, 2003).

La muestra analizada del conglomerado Guanaceví tiene ~7% de granos de circones detríticos con edades entre 98.1 a 39.3 Ma. Estos datos se confrontan con el contenido fósil del Tithoniano-Berriasiano que sobreyacen y su paso litológico gradual sobre el conglomerado en la secuencia estratigráfica II. No hay evidencia de falla o discordancia entre el conglomerado y la sucesión superior. Se descarta contaminación en el análisis y las gráficas de concordancia no admiten error mayor en la medición (Figuras 18d y 18e). La cátodo-luminiscencia en cristales de circón tiene zonamiento normal, posiblemente de origen hidrotermal. Los circones con zoneamiento han

sido vinculados a yacimientos de minerales metálicos de baja a media temperatura y baja presión (Hoskin y Schaltegger, 2003).

Etapas magmáticas en la región se presentan con el vulcanismo andesítico y dacítico en la secuencia estratigráfica II (~130 Ma), con el emplazamiento batolítico (~110-90 Ma, Ferrari *et al.*, 2005) y eventos epitermales con mineralización de Pb, Ag, Au, Cu y Zn, (~48 Ma a 31.6 Ma), alojados en vetas de cuarzo en la secuencia estratigráfica III (Díaz-Uzeta, 1983; Camprubí *et al.*, 2003; Camprubí y Albison, 2006). La carta magnetométrica del SGM indica un cuerpo intrusivo en el subsuelo del área de Guanaceví. En la secuencia estratigráfica III hay presencia de uranio. Se desconoce si lo arriba enunciado pudo alterar las relaciones de isótopos U-Pb, introducir

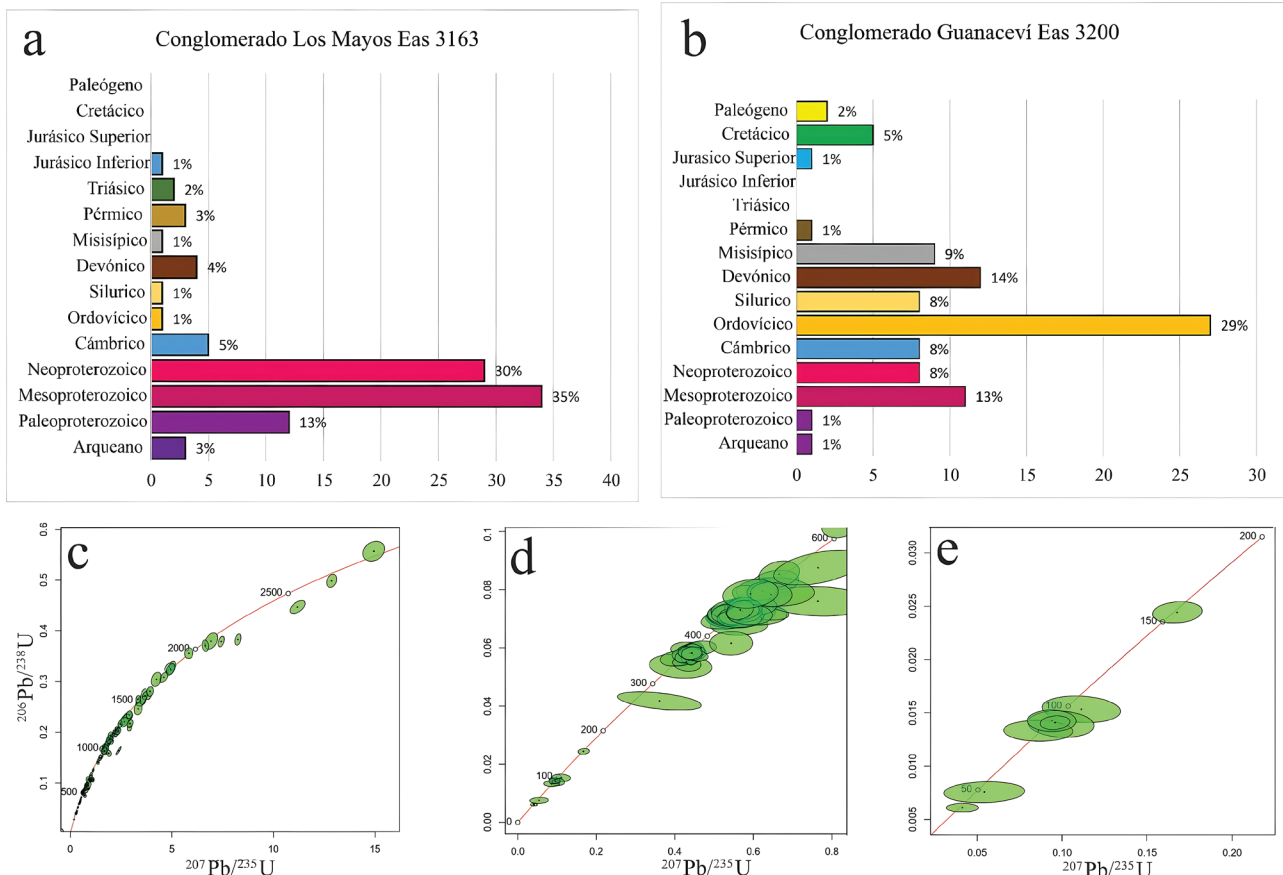


Figura 18 Histogramas con edades U-Pb en circones en muestras de conglomerado Los Mayos (a) y Guanaceví (b). Diagramas de concordancia tipo Tera-Wasserburg para el conjunto de todos los datos del conglomerado Los Mayos (c) y para el conglomerado Guanaceví en el Fanerozoico (d). Datos del conglomerado Guanaceví (edad 90 Ma a 39 Ma) en (e). Explicación en el texto.

fluidos hidrotermales, o reiniciar la edad numérica que de explicación a las edades isotópicas 98.1 a 39.3 Ma obtenidas para la Formación Guanaceví, por lo tanto, se requieren estudios adicionales, fuera del alcance de este trabajo.

En la literatura geológica hay trabajos que describen edades de reinicio (*reset*) dado por isotopía, edades confrontadas por el entorno geológico (Ashwald *et al.*, 2007; Bomparola *et al.*, 2007; Nolwasi-Magwaza, 2019), o bien, por datos paleontológicos y la sucesión estratigráfica. En Bacubirito, Sinaloa, hay basaltos almohadillados y calcarenita turbidítica de ambiente pelágico en donde se reporta *Paracanthopites* sp. y *Eoescaphites* sp., fósiles que datan sin duda Aptiano-Albiano temprano y Albiano tardío respectivamente, estos fósiles no son compatibles en edad para un mismo estrato, sin embargo, están en la misma sección estratigráfica (Ortega *et al.*, 1979).

Al sur de Bacubirito, en una muestra de basalto almohadillado de una sucesión similar a la anterior, con $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se obtuvo una edad de 86.3 ± 2.4 Ma, como edad de enfriamiento (Gastil *et al.*, 1999). Las edades dadas, Santoniano por isotopía se confronta con la edad Aptiano-Albiano dada con fósiles. El marco sedimentario regional del Cretácico Superior (secuencia estratigráfica III) se depositó en ambiente continental, por lo tanto, la edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenida de una sucesión marina es cuestionable para el marco geológico de la secuencia III que regionalmente no es de ambiente marino, motivo por el que la edad isotópica puede estar reiniciada según Centeno-García *et al.* (2008).

La Formación Alamitos, en San Luis Potosí, datada por U-Pb en circones detríticos tiene pocos granos con ~ 159 Ma, edad inconsistente para el depósito de esta formación que se considera del Jurásico Inferior (Venegas-Rodríguez *et al.*, 2009). Geocronología preliminar obtenida de U-Pb en conodontos se confronta con la edad taxonómica del fósil y arroja edades marcadamente discordantes (Lara-Peña *et al.*, 2024). Se sospecha que la movilización de U-Pb durante etapas de bajo metamorfismo en el Jurásico o magmatismo

Cretácico-Paleógeno, lo cual pudo alterar la edad numérica y estudios adicionales se recomiendan. Bartolini *et al.* (2003) consideran que edades geocronológicas pueden estar reiniciadas (*reset*) para rocas ígneas (Arco Nazas). En síntesis, los datos de campo y entorno geológico deben ser analizados sobre los datos numéricos.

La edad del conglomerado Guanaceví en la mina La Preciosa, mediante geocronología U-Pb, en un flujo dacítico interestratificado, arroja 162.1 ± 1 Ma, (García *et al.*, 2021), edad pre-Tithoniano admitida para la Formación Guanaceví.

En síntesis, los datos geocronológicos obtenidos de los conglomerados Guanaceví y Los Mayos indican que el sustrato del Terreno Tahué hay rocas que aportan circones de edad Arqueano, Paleoproterozoico, Mesoproterozoico, Neoproterozoico y Paleozoico (Figuras 6a, 9c, 18a y 18b), la composición litológica de los detritos de estos conglomerados sugiere la procedencia de un orógeno reciclado, vinculado mayormente a Laurasia. Este tipo de rocas no están reportadas en el Terreno Zihuatanejo (Centeno-García *et al.*, 2005), lo que hace una diferencia notable con la región aquí estudiada.

4.4. EVOLUCIÓN TECTÓNICO-ESTRATIGRÁFICA DEL TERRENO TAHUÉ

4.4.1. MARCO TEÓRICO

La teoría de tectónica de placas ha hecho posible el análisis geológico integral para comprender la interacción de placas continentales y oceánicas, convergentes y divergentes, así como la evolución en sistemas de cordilleras en arcos subaéreos y oceánicos. Las regiones en donde se generan sistemas de arco-trinchera por la interacción de placas litosféricas que chocan, ocurre en una placa que se sumerge bajo otra que se conserva emergida, los constituyentes litológicos de la placa que subduce se funden a profundidad en la astenosfera bajo la placa emergida y se genera vulcanismo como resultado del ascenso del material ígneo procedente de las rocas fundidas a profundidad.

Dickinson y Seely (1979) describen las caracte-

rísticas que distinguen a estos sistemas de arco-trincheras y definen tres elementos morfológicos y petroectónicos mayores. Uno es formado por el arco magmático, como prominencia levantada por apilamiento de lava y sedimentos que se acumulan y son lateralmente continuos a un eje, este arco puede ubicarse en ambiente continental, marino o mixto, sensiblemente paralelo a la trincheras localizada hacia la zona de subducción. Anexo al arco se ubica el ante-arco (*fore arc*) con una fisiografía de artesa que recibe aporte sedimentario y volcánico. El tercer elemento es la región ubicada atrás del arco volcánico, denominado cuenca tras-arco (*back arc*) o inter-arco (Stern y Dickinson, 2010), configurado por una depresión receptora de sedimentos, generada por una zona de apertura (*rift*) litosférica oceánica o continental. A partir del arco estas regiones mantienen simetría aproximadamente bilateral y continuidad longitudinal que forman un conjunto integral.

Dickinson y Seely (1979) describen los sistemas de arco-trincheras con estructuración variable. Unos arcos pueden situarse sobre la margen de una placa continental que choca con una placa oceánica que subduce, el post-arco puede generar simultáneamente un cinturón de pliegues y cabalgaduras, o puede tener una cuenca sedimentaria no deformada durante su desarrollo. Los arcos que se ubican sobre litosfera oceánica y que actúan en un extremo de la placa de manera convergente, generan otro arco al chocar con otra placa oceánica que subduce, en este caso, el post-arco puede tener una cuenca con una zona de apertura *rift* y extensión oceánica con magmatismo, o bien, carecer de ésta.

La subducción entre las placas oceánicas y la posición del arco puede asumir una polaridad normal, cuando se desplaza el arco insular y el post-arco en el mismo sentido que se mueve la margen de una placa continental, o puede existir una subducción inversa, cuando el arco insular y el tras-arco se desplazan contra una placa oceánica que está yuxtapuesta pasivamente al margen de una placa continental (Figura 19). La posición del arco y post-arco es dinámica y puede variar en

tiempos geológicos de corta duración (Dickinson, 1974; Stern y Dickinson, 2010). Durante la existencia de un arco en un tiempo y espacio particular puede quedar dicho arco sobrepuesto con arcos más jóvenes que se acrecionan, o estos arcos pueden migrar lateralmente entre sí con el tiempo. El arco magmático se distingue por un conjunto de rocas, plutónicas graníticas y dioritas, volcánicas como andesita y dacita, sin excluir basaltos en estadios iniciales del arco y riolitas en procesos tardíos de su evolución, ceniza y piroclásticos diversos, así como rocas meta-volcánicas, en conjunto predominan rocas de tipo calco-alcalino (Dickinson, 1970, 1988; Dickinson y Suczek, 1979). Las cuencas de ante-arco tienen depósito de sedimentos clásticos derivados del arco volcánico y sus raíces (Dickinson, 1974), pueden ser de ambiente continental subaéreo o marino con batimetría variable, depósitos en donde su espesor depende del aporte sedimentario y la subsidencia (Dickinson y Seely, 1979).

Las cuencas de antearco en la actualidad están distantes del prisma de acreción y trincheras oceánicas por decenas de kilómetros (Coulbourn y Moberly, 1977). En estas cuencas la deformación es tenue, predominan fallas de extensión y tienen considerable potencial petrolero (Bachman *et al.*, 1983). El prisma de acreción y trincheras oceánicas es una zona con sedimentación de ambiente profundo, caracterizado por sedimentación de turbiditas, pelitas, radiolaritas, *melange* y ofiolitas, con gran deformación y metamorfismo de los sedimentos.

La cuenca tras-arco puede ser ubicada sobre corteza continental (*back-arc rift*) o corteza marina (*back-arc oceanic basin*). En el primer caso tiene una etapa inicial formada por sedimentos fluvio-lacustres, seguida por una etapa paulatina de inundación marina, con facies multivariadas de ambiente somero a marino profundo. En el segundo caso prevalece la sedimentación de detritos derivados del arco, rocas carbonatadas con fósiles abundantes, derrames de basalto, tobas y flujos piroclásticos, así mismo, derrames de rocas andesíticas y dacitas interestratificados

entre la sucesión sedimentaria, generalmente de ambiente marino intermedio a profundo, con turbiditas, flujos de escombros y aprones (Carey y Schneider, 2011; Zhao-Guangtao *et al.*, 2016). Las cuencas post-arco desarrollan expansión del fondo marino detrás de un arco magmático activo, mientras que las cuencas inter-arco no presentan expansión del fondo marino, son como una etapa de evolución abortada (Stern y Dickinson, 2010). Adicionalmente, la orientación de la zona de expansión puede ser ortogonal, oblicua o paralela al eje del arco y depende de variados factores tectónicos (Lirong y Zhixin, 2021).

En el marco de la tectónica de placas la idea fundamental de los terrenos del occidente de México es que carecen de un basamento cristalino (*sensu stricto*), el sustrato basal se describe formado por esquisto y gneis, con protolitos de diferente edad y procedencia, este sustrato yace en discordancia angular bajo la cubierta sedimentaria y volcánica con deformación variable, que se agrupa en bloques estrato-tectónicos de procedencia alóctona desconocida, cuyos límites son tectónicos. Parafraseando a Longoria (1993) la definición de terreno: “es el conjunto litológico (basamento o sustrato y la cubierta pétreo) con una historia geodinámica de dominio paleogeográfico específico, que es trasladado, o rotado, de

4.4.2. TERRENO TAHUÉ

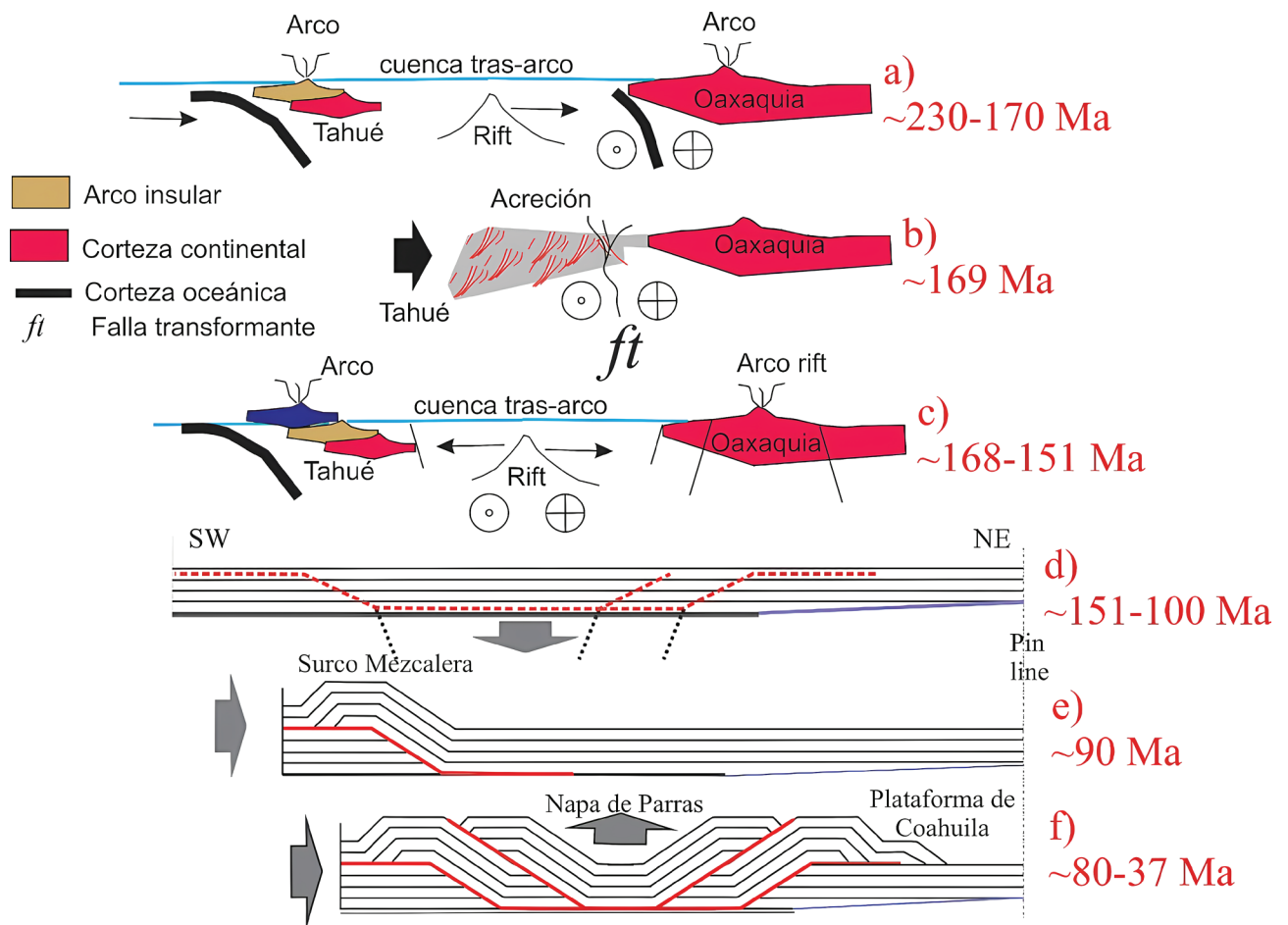


Figura 19 Evolución tectónica: Triásico Superior-Aaleniano (a). Post-Aaleniano - Bajociano? (b). Jurásico Medio-Superior (c). Subsistencia tectónica entre cuencas y bloques (d). Albiano tardío exhumación del surco Mezcalera-Arperos (e). Cretácico Superior-Paleógeno acortamiento y exhumación (pull-up) de la napa de Parras y cuencas de antepaís (f). Mayor explicación en el texto.

una posición original (que tiene sospechosa aloctonía) y se yuxtapone o traslapa tectónicamente a sucesiones petrotectónicas adyacentes a las que se adhiere (acreciona) con límites marcados por discontinuidad o sutura tectónica”.

La interpretación de terrenos tectono-estratigráficos del occidente de México tiene diversas interpretaciones geodinámicas y paleogeográficas. Una idea, con variantes menores, concibe a los terrenos peri-pacíficos (Tahué y Zihuatanejo) como terrenos exóticos, vinculados a la placa Farallón, con arcos insulares oceánicos y una zona de subducción al oriente. En esta zona se instaló una cuenca oceánica en la que se acumularon turbiditas y flujos de escombros (Abanico(s) del Potosí). Al oriente de esta cuenca estuvo una masa continental (Oaxaquia-Laurasia), tectónicamente convergente con la cuenca (modelo de doble arco). El cierre tectónico de esta cuenca acrecionó a Oaxaquia los dominios petrotectónicos de arco y cuenca (Coney, 1978, 1983; Campa y Coney, 1983; Coney y Campa, 1987; Tardy *et al.*, 1994; Dickinson and Lawton, 2001; Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Silva-Romo *et al.*, 2000; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007).

Otra idea (modelo de un arco), propone que al occidente de una masa continental (Oaxaquia-Laurasia) se emplazó un arco oceánico con subducción (frontal u oblicua) a la placa Farallón en el occidente y su existencia perduró en el Mesozoico (Cabral-Cano *et al.*, 2000; Elías-Herrera *et al.*, 2000; Centeno-García *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2011, 2014; Parolari *et al.*, 2022).

El problema de estas interpretaciones es la información geológica limitada que existe entre los terrenos peri-pacíficos, en extrapolar datos de un terreno hacia otro, en distinguir la ubicación, temporalidad y geoquímica del magmatismo, en desplazamientos mayores que dificultan armar su reconstrucción temporal y a traslapes tectónicos (napas o transformantes) en que sus límites obliteran cambios litológicos esenciales (Centeno-García *et al.*, 2017).

En particular, la cubierta sedimentaria del Terreno Tahué ha sido poco estudiada, de igual forma, la estratigrafía del surco Mezcalera es

imprecisa e insuficiente, los límites tectónicos del Terreno Tahué son indefinidos y la aloctonía del bloque de Baja California dificulta reconstruir la evolución geológica vinculada con la margen continental en el Mesozoico y Paleógeno. Interpretaciones sobre la evolución magmática Triásico-Jurásico (Arco Nazas), en espacio y temporalidad son imprecisas y especulativas con el modelo tectónico que se escoja.

Para comprender la evolución tectono-sedimentaria del Terreno Tahué en el Mesozoico se requiere restituir al bloque peninsular de Baja California anexo a la actual masa continental (Gastil *et al.*, 1981; Sedlock *et al.*, 1993; Duque-Trujillo *et al.*, 2014) y considerar su desprendimiento en el Oligoceno tardío-Mioceno (Ferrari *et al.*, 2005, 2018). Al noreste de esta península hay rocas del Ordovícico, Devónico, Misisípico y Pérmico, (Gastil, 1993; Navas-Parejo *et al.*, 2018), que se correlacionan con depósitos de edad similar al sur de Sonora (con facies de ambiente contrastante profundo y somero respectivamente), estas rocas se consideran la continuidad del orógeno Marathon-Ouachita (Poole *et al.*, 2005; Navas-Parejo, 2018), por lo tanto, la parte norte del Terreno Tahué puede tener rocas de estas edades, como lo sugieren los datos geocronológicos presentados en este trabajo.

En el borde oriente del Terreno Tahué, en Durango, hay esquistos verdes (Formación Pescaditos) con metamorfismo datado por K-Ar en anfíbol con 326 ± 26 Ma (Zaldívar y Garduño, 1984; Araujo y Arenas, 1986; Loredó-López y Cerón-Lima, 1999) y ~ 360 Ma por Ar^{40}/Ar^{39} (Iriondo citado por Centeno-García, 2005). Afloramientos similares hay en San Juan del Río (Iriondo *et al.*, 2003), San Lucas de Ocampo (Zaldívar y Garduño, 1984), Cinco de Julio (SGCN, 2006) y en la mina La Preciosa hay análisis U-Pb en circones que datan el protolito de esta roca entre 467.2 ± 16.8 a 577.5 ± 16.8 Ma (García *et al.*, 2021), edades que varían desde el Ordovícico al Misisípico.

Estos datos revelan ser parte del sustrato que yace al surco Mezcalera (Eguiluz y de A. y Campa,

1982) y conciben la extensión de rocas paleozoicas metamórficas debajo de la cubierta de rocas del Mesozoico en la margen oriental del Terreno Tahué, lo que hace una distinción sustantiva con el Terreno Zihuatanejo, sin complejo basal conocido (Centeno-García *et al.*, 2008; Centeno-García, 2017).

El esquisto Pescaditos se correlaciona con rocas de petrología y edad similar en Miquihuana y mayor edad en Aramberri (Barboza-Gudiño *et al.*, 2011), por lo tanto, el basamento de un sector de la Sierra Madre Oriental y del Terreno Mezcalera pueden tener un hipotético complejo basal de esquistos compartido, esquistos que facilitan el despegue de la napa de Parras (Tardy, 1980) y su traslape tectónico cubre los cambios de facies entre los terrenos vecinos (Eguiluz y de A., 2022b).

La litología del sustrato del Terreno Tahué es diversa. El Complejo Sonobari que aflora en el área de El Fuerte, Sinaloa, lo integran rocas meta-sedimentarias e ígneas del Ordovícico y Silúrico (Mullan, 1978; Poole *et al.*, 2005; Vega-Granillo, *et al.*, 2008), que están en discordancia angular con una sucesión de meta-aglomerado (post-Tithoniano?) que tiene fragmentos de aplita datada en ~ 151 Ma (Vega-Granillo *et al.*, 2011). En las sierras de Sonobari y San Francisco, al oeste de El Fuerte, orthogneises arrojan edades de ~ 220 y 206 Ma (Anderson y Schmitd, 1983, Keppie *et al.*, 2006 respectivamente), estas rocas (toleitas) están intrusionadas por granitoides con circones U-Pb que arrojan 162.9 ± 2.5 Ma y 159.1 ± 1.1 Ma (Sarmiento-Villagrana *et al.*, 2016).

En la isla María Madre (Figura 1) un gneis bandeado del Complejo Papelillo, datado con U-Pb en circones, arrojó una edad de ~ 170 Ma, en contacto con un cuerpo de migmatita datado en 162.7 ± 2.9 Ma (Pompa-Mera *et al.*, 2013). Estas litologías se interpretan por los autores arriba citados como raíces periféricas exhumadas de un arco magmático Triásico Superior, emplazadas en un ambiente de apertura (rift), como cuenca tras-arco (Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Keppie *et al.*, 2006), con deformaciones sobrepuestas e intrusionadas por magmatismo posterior.

Otras rocas de este sustrato basal afloran en Birimoa, al suroeste de Canelas ($25^{\circ} 04' 30''$, $106^{\circ} 37' 00''$), en pizarra hay el fósil *Camarotechia strugi* sp., que data el Devónico-Misisípico (González y Guzmán, 1981). Al sur de Sonora hay meta-sedimentos del Misisípico, Pensilvánico y Pérmico de ambiente somero, traslapados tectónicamente por rocas equivalentes en edad de ambiente profundo (Malpica-Cruz, 1972; Poole *et al.*, 2005; 2008; 2010). No se conocen otros datos de afloramientos que indiquen la naturaleza del sustrato basal del Terreno Tahué.

Al occidente de la posición del Terreno Tahué (restituyendo al bloque peninsular de California), durante el Triásico Superior-pre-Aaleniano, se interpreta un prisma de acreción representado por un complejo ofiolítico y rocas afines de la Formación San Hipólito (Moore, 1985; Castro-Leyva *et al.*, 2001; Kimbrough y Moore, 2003), el depósito es contemporáneo a litologías de las sierras San Francisco y Sonobari (Robinson, 1975; Finch y Abott, 1977; Pessagno *et al.*, 1979). Este trabajo considera válido el modelo geodinámico propuesto por Kimbrough y Moore (2003), que concibe el occidente de Baja California como: “...la evolución de arcos magmáticos relacionados a cuencas ante-arco, con un periodo inicial con apertura oceánica en una zona de suprasubducción durante el Triásico Superior y Jurásico Medio y la posterior sobreimpresión de otro arco durante el Jurásico Superior-Cretácico, estos conjuntos forman parautoctonos construidos en la margen occidental del arco continental Mesozoico”.

Rocas vulcano-sedimentarias del Triásico-Jurásico Inferior y Aaleniano afloran en Nevada, California, Oregón, Columbia Británica y Alaska (Imlay, 1980), así como en el terreno Tahué, sin embargo, no están reportadas en el Terreno Zihuatanejo, esto es una distinción significativa entre ambos terrenos.

4.4.2.1. MAGMATISMO MESOZOICO

En el Terreno Tahué hay la superposición (en tiempo y espacio) de eventos magmáticos. La litología que tiene la secuencia estratigráfica I

con tobas (Formación Canelas) se interpreta que su depósito ocurrió en una cuenca rift post-arco con vulcanismo (Figura 19a), acorde a modelos de Dickinson y Seely (1979). Depósitos marinos del Triásico Superior y Jurásico Inferior han sido propuestos en este tipo de cuenca, como las formaciones Gran Tesoro, La Ballena, Charcas, Peñón Blanco y Zacatecas, con turbiditas con o sin vulcanismo (Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Keppie *et al.*, 2006; Eguiluz y de A. *et al.*, 2014), así mismo, Taray y el Complejo Chilar como flujos de escombros submarinos (Dávila-Alcocer *et al.*, 2013; Díaz-Salgado, 2004). En esta cuenca tras-arco hay cambios litológicos laterales significativos, que se relacionan con la ubicación del borde paleogeográfico que los rodea (Oaxaquia-Laurasia). Rocas de ambiente litoral y deltaico son los grupos El Antimonio y Barranca en la paleo-bahía Antimonio y cuenca San Marcial (Stewart y Roldán-Quintana, 1991; González-León *et al.*, 2009) y las formaciones Huayacocotla y Cerro El Mazo-Alamitos (Rueda-Gaxiola *et al.*, 1993; Venegas-Rodríguez *et al.*, 2009).

Rocas de ambiente continental (volcánicas y sedimentarias) o ambiente mixto (litoral y delta) son las formaciones El Alamar, Cerro Carrizalillo y Plomosas (Barboza *et al.*, 2010, 2016; Lawton *et al.*, 2018).

Es relevante distinguir las dataciones para las formaciones vulcano-sedimentarias Nazas y La Boca. Pantoja-Alor (1972) fechó la parte más baja de la Formación Nazas (unidad Tr n₂) en 230±20 Ma, sin embargo, Bartolini *et al.* (2003) y Lawton y Molina (2014), en estratos superiores a la unidad Tr n₂, con ⁴⁰Ar/³⁹Ar y U-Pb en circones, respectivamente, obtuvieron edades más jóvenes 195.3±5.5 y 170±2, 169±2 Ma (50% de las muestras NR05 y NR06) y en la cima de esta formación circones arrojaron 165.3±1.3 Ma (~20% de la muestra NR04).

4.4.2.2. DISCORDANCIAS EN EL JURÁSICO

En la sucesión vulcano-sedimentaria de la Formación Nazas hay discordancias estratigráficas omitidas en las dataciones arriba citadas (Eguiluz

y de A. *et al.*, 2014). En la Formación La Boca se distinguen dos secuencias, el miembro inferior de la Formación La Boca, con circones detríticos arroja edades de 184-183 Ma, mientras que el miembro superior de la misma formación, separado por discordancia angular, arroja 167-163 Ma. Los datos ponen en evidencia la existencia de dos eventos vulcano-sedimentarios continentales (Fastovsky *et al.*, 2005; Molina-Garza *et al.*, 2020; Busby y Centeno, 2022).

Las relaciones estratigráficas entre la Formación Canelas (Aaleniano), plegada y foliada por acortamiento, en discordancia angular con el conglomerado Los Mayos (post-Aaleniano), pone en evidencia: un episodio de acortamiento tectónico entre ambas litologías, la extinción del modelo de tras-arco y arco-trinchera del Triásico Superior pre-Bathoniano, la rapidez temporal de esta deformación (post-Aaleniano) y su posible relación con la reorganización de placas tectónicas y apertura del ancestral Golfo de México (Anderson y Schmidt, 1983; Centeno-García *et al.*, 2008; Martini y Ortega, 2018; Pindell *et al.*, 2021; Barboza-Gudiño *et al.*, 2021), cuya invasión marina se data Bajociano (Amezcuza *et al.*, 2020).

4.4.2.3. TECTOGENIA AMERICANA

Rocas del Triásico y Jurásico Inferior tienen cuando menos dos fases de deformación cinemática que sugieren acortamiento en las formaciones Zacatecas (Tristán-González y Torres-Hernández, 1994), Taray (Díaz-Salgado, 2004) y Complejo Chilar (Vázquez-Serrano *et al.*, 2022). Observaciones similares se pueden hacer para las formaciones Charcas, La Ballena, así como metamorfismo variable de pizarra, filita o esquisto en las formaciones Gran Tesoro, Cerro Carrizalillo, Plomosas, Nazas y La Boca (unidades inferiores), Huayacocotla y grupos El Antimonio y Barranca.

No hay datos suficientes para definir a esta deformación como orogenia con levantamiento creador de relieve o montañas, motivo por el que el concepto tectogenia se propuso, de forma preliminar, como una etapa de deformación sui generis

para este evento (Eguiluz y de A. *et al.*, 2014), con deformación, sin crear montañas (Dana, 1873; Haarmann, 1926).

Esta deformación por acortamiento, o en bloques altos y bajos, pudo suceder con transtensión y/o transpresión (según modelos de Burchfield y Stewart, 1966; Doodley y McClay, 1997), en tiempo corto (Stern y Dickinson, 2010), en donde la cuenca tras-arco, por acortamiento, se amalgamó a bloques cratónicos relativamente estables (Figura 19b).

Trabajos previos reconocen las relaciones estratigráficas y estructurales de esta deformación. De Cserna (1970) propuso el nombre “Fallamiento Zacatecas”, incluido en el Ciclo Geotectónico Mexicano. Eguiluz y de A. *et al.* (2014) sugieren se identifique como Tectogenia Americana por su distribución regional de Sonora a Chiapas (Godínez-Urban *et al.*, 2011) y Ecuador (Baby *et al.*, 2004). Otros trabajos, sin darle nombre, reconocen su extensión en numerosas localidades (Coleman *et al.*, 1988; Centeno-García *et al.*, 2008, Helbig *et al.*, 2012; Centeno-García 2017; Busby y Centeno-García, 2022). Las relaciones estratigráficas de discordancia angular entre la Formación Huayacocotla (Jurásico Inferior), versus las formaciones Cahuwasas (volcano-sedimentaria) - Tenezcate (predominantemente volcánica), o Huehuetepic (Bathoniano) - Tepéxic (Calloviano), muestran deformación, exhumación y sobrepuesto un ciclo de depósito vulcano-sedimentario nuevo (Carrillo-Bravo, 1965; López-Ramos, 1985; Sutter, 1987, 1990).

Esta etapa de deformación pudo ocurrir durante el controvertido corrimiento Mojave-Sonora (Anderson y Silver, 2005), que asume la traslación del basamento y la cubierta del Terreno Caborca, de una posición boreal, hacia una posición meridional. Otros criterios consideran la traslación del basamento más antiguo (Gehrels y Stewart, 1988) y otros proponen su rotación sin la traslación originalmente propuesta (Irrondo y Premo, 2011). Unos más suponen a los terrenos Tahué, Cortés y Caborca integrados y trasladados a una posición austral, diferente al concepto de su

traslado meridional (Molina-Garza and Geissman, 1999; Bartolini *et al.*, 2003; Barboza-Gudiño *et al.*, 2022).

En síntesis, los datos arrojan que hay magmatismo Triásico-Aaleniano (~230-170 Ma), separado por discordancia prominente con magmatismo post-Aaleniano (~169-150 Ma), de composición geoquímica diferente entre ellos (Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Bartolini *et al.*, 2003; Keppie *et al.*, 2006; Sarmiento-Villagrana *et al.*, 2016; Parolari *et al.*, 2022), el magmatismo más joven se propone denominarlo como “rift Nazas” (Busby y Centeno, 2022).

En el Terreno Zihuatanejo, el Complejo Curácuaro del intrusivo Tumbiscatio, con U-Pb arroja 163 ± 3 Ma (Centeno-García *et al.*, 2003) y en Cuale en circón de una riolita 157.2 ± 0.5 a 154.0 ± 0.9 (Bissig *et al.*, 2008). Estos datos sugieren que durante el Jurásico Superior hay magmatismo simultáneo en los terrenos Zihuatanejo y Tahué, más no hay reportes de magmatismo Triásico-Jurásico Inferior en el primer terreno.

4.4.2.1. MAGMATISMO POST-AALENIANO

La secuencia estratigráfica II tiene litología variada que hace compleja su interpretación tectónica. Las características litológicas vulcano-sedimentarias y ambientes de depósito en el Jurásico-Superior-Berriasiano (de continental a marino) indican apertura *rift* en una cuenca que se interpreta de tras-arco (Figura 19c). Un nuevo arco vulcano-clástico resurgió (~169-131 Ma), al que se designa *rift* Nazas (Busby y Centeno-García, 2022), nombre que requiere revisiones futuras, fuera del alcance de este trabajo.

En ascenso estratigráfico en la secuencia estratigráfica II hay andesita, conglomerado, estratos de siliciclastos y tobas interestratificadas que pueden ser tectónicamente la evolución de edificios volcánicos al margen del arco, o desarrollos de intra-arco emergidos en condiciones subaéreas. En el contexto regional la posición estratigráfica particular del límite Tithoniano-Berriasiano coincide con una regresión general en las cuencas

sedimentarias del noreste de México (Eguiluz y de A., 2011).

La parte superior de la secuencia estratigráfica II está formada por coladas de lava de andesita y dacita, brechas de la misma composición y pasa gradualmente a siliciclastos y caliza en el Aptiano-Albiano. Este depósito se interpreta emplazado en ambiente tectónico de arco volcánico en sumersión oceánica. Este episodio se vincula al oriente con la evolución progresiva del cinturón turbidítico Mezcalera y Arperos cuyo registro sedimentario marino inicia en el Jurásico Superior (Damon *et al.*, 1981; Eguiluz y de A. *et al.*, 2014) y se extingue en el Albiano (Araujo y Arenas, 1986; Martini *et al.*, 2014), como se interpreta que ocurrió en el Terreno Tahué.

Es conveniente que en un futuro se analice la designación de placa Mezcalera, el surco turbidítico Mezcalera no corresponde con la edad y evolución tectónica de la cuenca *rift* en que se propone (Dickinson y Lawton, 2001; Busby y Centeno-García, 2022), su análisis requiere datos adicionales.

En el occidente del Terreno Tahué la secuencia estratigráfica II la integra el complejo de ante-arco y arco, constituido por las formaciones Eugenia y Alisitos (Almazán-Vázquez, 1988; Silver *et al.*, 1963; Busby *et al.*, 2006). Este conjunto tectónico y estratigráfico posiblemente se extinguió en el Albiano medio, contemporáneo a la edad 105 Ma a 90 Ma reportada para el emplazamiento del batolito del occidente de México (Silver y Chappell, 1981; Silver *et al.*, 1988; Gastil *et al.*, 1991).

Al oriente del Terreno Tahué hay magmatismo extrusivo e intrusivo asociado a terrígenos continentales y rocas carbonatadas post-Aaleniano, en las formaciones Nazas (Lawton y Molina-Garza, 2014), Gran Tesoro (Barboza-Gudiño *et al.*, 2021), La Boca superior (Molina-Garza *et al.*, 2020), Minas Viejas (Garrison y McMillan, 1999; Cross, 2012), Chapulhuacán y Cahuasas (Suter, 1987, 1990) y Tenezcate (<https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Tenexcate.pdf>), Xonamanca (Carrasco-Velázquez, 1978) y Chivillas (Mendoza-

Rosales *et al.*, 2013), litologías vinculadas con la geodinámica *rift* del Golfo de México. Así mismo hay datos de vulcanismo de esta edad en la Formación Cucurpe (Mauel *et al.*, 2011) y otras áreas (Busby y Centeno-García, 2022). Estudios geoquímicos adicionales se requieren para caracterizar el magmatismo al oriente y poniente de México con edades diferentes.

La sucesión estratigráfica III en el Terreno Tahué se interpreta que ocurrió en un entorno tectónico de arco continental, sobrepuesto a los arcos antecedentes acrecionados a la margen continental en evolución. La ausencia de registro que data rocas Albiano tardío-Coniaciano en el Terreno Tahué sugiere un prolongado periodo de levantamiento y erosión, sin depósito conocido.

En un modelo de arco-trinchera de margen continental versus placa oceánica convergente, las formaciones Valle, Rosario, Malarrimo, Tepetate y Bateque, en la península de Baja California, representan depósitos sedimentarios de pre-arco. El post-arco corresponde al mar interior representado por depósitos de antepaís del Cretácico Superior y Paleógeno del oriente de México (Tardy *et al.*, 1974; Lawton *et al.*, 2009; Juárez-Arriaga *et al.*, 2019). Es posible que la fuente de procedencia ciliciclástica de antepaís proceda del Terreno Tahué exhumado y no de fuentes muy lejanas (Lawton *et al.*, 2009).

Los datos estructurales observados en la secuencia estratigráfica III en el Terreno Tahué muestran que hay deformación por acortamiento, suave y esporádica, la mineralización está alojada en fallas de extensión y Ridel, con movimiento lateral que se interpreta ocurrió en el Eoceno, característico de extensión en ambientes tectónicos de arco o intra-arco en donde se alojan yacimientos epitermales de clase mundial (Camprubí y Albinson, 2006). Estas características estructurales contrastan con la deformación del orógeno mexicano (Fitz-Díaz *et al.*, 2018).

Trabajos previos proponen que la deformación del orógeno mexicano es consecuencia del modelo de cuña crítica (Davis *et al.*, 1983), en el que el mecanismo que deforma a la cubierta sedi-

mentaria, como un buldócer, se localiza distante, al occidente, y el bloque del Terreno Tahué puede ser la pala de este proceso mecánico (Figuras 19d y 19e).

De la explicación anterior se deduce que la deformación en el arco y antearco Cretácico es discreta, mientras que en el post-arco afectó de forma intensa, primero al surco turbidítico Mezcalara (Figura 19e), y posteriormente a la cordillera orogénica de la Sierra Madre Oriental y, entre ambos dominios, los contactos entre los terrenos son traslapes tectónicos (Figura 19f) que ocultan los cambios de facies sedimentarias entre sí (Eguiluz y de A., 2022a).

El SVS es la evolución del arco magmático continental en el occidente de México, su análisis queda excluido de este trabajo y se remite al lector para su consulta en referencias selectas (Aranda-Gómez, *et al.*, 1997; McDowell y McIntosh, 2012; Ferrari *et al.*, 2005, 2018, 2020).

4.5. IMPORTANCIA ECONÓMICA

La Formación Canelas tiene 1.4 %w de COT, por lo tanto, puede ser una roca generadora de hidrocarburos de un *play* hipotético no considerado previamente (Eguiluz y de A., 2022b). Rocas del Jurásico Medio en el occidente de Canadá son rocas litológicamente equiparables con la Formación Canelas y potenciales objetivos petroleros (Ferri *et al.*, 2004).

En la Formación Alisitos se ha encontrado gas (Eguiluz, 2016). Cuencas asociadas a sistemas de arcos tienen bloques colapsados por fallas y rellenos con sedimentos con potencial y producción petrolera (Bachman *et al.*, 1983; Geist *et al.*, 1987; Folguera *et al.*, 2003; Ramadham-Sulistyo, 2016). En este tipo de cuencas los flujos de calor son altos, así como la deformación de extensión y acortamiento es compleja a moderada, condiciones complicadas para evaluar sistemas petroleros (Lirong y Zhixin, 2021).

En cuanto a la exploración de minerales metálicos no hay reportes que daten yacimientos de este tipo durante el depósito vulcano-sedimentario de las secuencias estratigráficas I, II y III de este

trabajo (Díaz-Unzueta, 1983; Camprubí *et al.*, 2003; Camprubí y Albinson, 2006). Los yacimientos metálicos (Au, Ag, Pb, Zn, Cu, etc.) se vinculan con la intrusión de plutones (~90 Ma) y con veta-falla con yacimientos hidrotermales (~48-40 Ma, ~36-27 y 23-18 Ma), en donde la roca huésped es más vieja. Esta observación sugiere que el emplazamiento mineral es posterior al depósito vulcano-sedimentario, posiblemente relacionado a tectónica de extensión o trans-tensión.

El emplazamiento mineral puede estar vinculado con la litología. La cima de la Formación Guanaceví tiene un cambio litológico gradual, de continental a litoral, en la cima con cementante calcáreo y porosidad, este cambio químico y litológico parece favorecer el emplazamiento de mantos estratiformes con Pb, Ag, Zn y Cu (área de San Pedro), mantos que no ocurren en otras litologías con minerales similares solamente alojados en vetas-falla.

5. Conclusiones

Las edades determinadas con base en U-Pb, en circones detriticos, procedentes de conglomerados de este trabajo, sugieren interpretar que el basamento del Terreno Tahué está formado de rocas del Proterozoico y Paleozoico, procedente de un orógeno reciclado vinculado al basamento de Laurasia.

Se propone dar nombres formales de Formación Canelas para rocas sedimentarias depositadas en ambiente marino, de edad Aaleniano. A la Formación Guanaceví para un conglomerado de facies continental y edad pre-Tithoniano y a la Formación Cosalá para caliza y vulcano-clastos de edad Aptiano-Albiano. Otras unidades estratigráficas requieren mayor estudio para dar la nomenclatura apropiada.

Las secciones estratigráficas muestran tres secuencias estratigráficas, separadas por discordancias de primer orden. Estas secuencias se interpretan generadas en ambiente tectono-sedimentario en cuencas marinas y continentales

de tras-arco e intra-arco durante el Mesozoico y posiblemente Paleógeno.

La discordancia angular que separa a la Formación Canelas (Aaleniano), del conglomerado Los Mayos (post-Aaleniano) pone en evidencia temporal un periodo de deformación coincidente con la apertura del Golfo de México y con el cambio geodinámico en la reorganización de placas tectónicas. A este evento tectónico se sugiere dar el nombre de Tectogenia Americana.

Contribución de los autores

Los trabajos de campo, conceptualización del tema, elaboración de figuras, tablas y análisis de los datos fue labor del autor.

Financiamiento

El financiamiento de este trabajo fue realizado por el autor.

Agradecimientos

Se agradece a los revisores Dr. Luca Ferrari, Dr. José Rafael Barboza Gudiño y un revisor anónimo, por los valiosos comentarios y sugerencias que mejoraron la realización de este trabajo. A la Mtra. Flor de María Harp Iturribarria, a los ingenieros, Héctor A. Alba Infante, Eduardo Rivera Carranza, José Guadalupe Ramírez Gutiérrez, Juan José Islas Tenorio y Antares Guzmán Lugo, como personal del Servicio Geológico Mexicano, por sus comentarios y apoyo sobre la geología del área.

Al Dr. Luigi Solari por el gran apoyo dado para realizar los análisis U-Pb en circones. Al Dr. Emilio Estrada por la identificación de coníferas fósiles. A la Dra. Teresa Pi Puig por su apoyo en los análisis de difracción de Rx de las muestras. Al Dr. Luis Fernando Camacho Ortegón por apoyar el estudio de Rockeval-6 realizado en el Centro de Investigación en Geociencias Aplicadas, Universidad Autónoma de Coahuila y

al Dr. Mario García González por los estudios de reflectancia de vitrinita en el laboratorio de geoquímica del petróleo, Universidad de Santander, Colombia. A la Bióloga Margarita Livas por las observaciones dadas a microfósiles en láminas delgadas.

Al Dr. José Francisco Vega, Editor de este Boletín por sus sugerencias y especial reconocimiento al equipo para la publicación de este trabajo. Al M. C. Miguel Ángel Basañez Lovola por la revisión final del texto. Al señor José Cristóbal Quiñones, por su colaboración como guía de campo en el área de Garama. A todos ellos se expresa gratitud para lograr plasmar el presente trabajo.

Este trabajo lo dedico a la memoria de Peter Coney y María Fernanda Campa, colegas con los que compartí experiencias de campo y dejaron un preciado legado al conocimiento geológico de México.

Conflictos de interés

El autor declara no haber conflicto de intereses.

Editor a cargo

Francisco J. Vega.

Referencias

- Abril-Martínez, F.J., 2001, Geología regional y yacimientos minerales del área Topia-Canelas y la Ciénega de Guadalupe en el Estado de Durango: México, Universidad de Sonora, División de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Geología, tesis de licenciatura, 51 p.
- Alencáster, G., Pantoja, A.J., 1986, Coalcomana ramosa (Boehm) (Bivalvia_hippuritacea) del Albiano temprano del cerro de Tuxpan, Jalisco: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 47(1), 33-46. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM1986v47n1a3>
- Allen, J.R.L., 1983, Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complex and

- sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders: *Sedimentary Geology*, 33, 237-293.
- Almazán-Vázquez, E., 1988, Marco paleosedimentario y geodinámico de la formación Alisitos en la península de Baja California: *Revista del Instituto de Geología*, 7(1), 41-51.
- Almazán-Vázquez, E., Buitrón-Sánchez B.E., Franco-Vega, O., 2006, Formación Pozo Nuevo: una nueva secuencia litoestratigráfica de plataforma del Ordovícico Temprano de la región central de Sonora, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23(1), 23-38.
- Amaya-Martínez, R., González, M.M. 1993, Las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara y su relación con las secuencias vulcano-sedimentarias en la porción centro-oriental del Estado de Sonora (resumen), en *Memorias del II Simposio de la Geología de Sonora y Áreas Adyacentes*: Hermosillo, Sonora, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología y Universidad de Sonora, Departamento de Geología, 32 p.
- American Commission on Stratigraphic Nomenclature (ACSN), 1970, Code of stratigraphic nomenclature (2nd ed.): American Association of Petroleum Geologists, 45 p.
- Amezcuca, N., Rochin, H., Martínez, L.E., 2020, Preliminary Strontium Isotope Stratigraphy of the Jurassic Minas Viejas Formation, México: *Search and Discovery*, 51652, 1-17.
- Amott, R.W., 2010, Deep-Marine Sediments and Sedimentary Systems, in *Facies Models* 4, in James, N.P., Dalrymple, R.W. (eds.), *Canadian Sedimentology*, Chapter 12: Canada, Geological Association of Canada, 295-322.
- Anderson, T.H., Schmidt, V.A., 1983, A model of the evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time: *Geological Society of America Bulletin*, 94, 941-966.
- Anderson, T.H., Silver, L.T., 2005, The Mojave-Sonora megashear—Field and analytical studies leading to the conception and evolution of the hypothesis, in Anderson, T.H. (ed.), *The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives*: Geological Society of America Special Paper 393, 1-50.
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Luhr, J.F., McDowell, F.W., 1997, Cenozoic volcanism and tectonics in NW Mexico a transect across the Sierra Madre Occidental volcanic field and observations on extension related magmatism in the southern Basin and Range and Gulf of California tectonic provinces, in Aguirre-Díaz, G.J., Aranda-Gómez, J.J., Carrasco-Núñez, G., Ferrari, L. (eds.), *Magmatism and tectonics in the central and northwestern Mexico a selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursions*: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 41-84.
- Araujo, M.J., Arenas, P.R., 1986, Estudio tectónico-sedimentario, en el mar mexicano Estados de Chihuahua y Durango: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 47(2), 43-87. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM1986v47n2a2>
- Arvizu, H.E., Iriondo, A., Izaguirre, A., Chávez-Cabello, G., Kamenov, G.D., Solís-Pichardo, G., Foster, D.A., Lozano-Santa Cruz, R., 2009, Rocas graníticas pérmicas en la Sierra Pinta, NW de Sonora, México: Magmatismo de subducción asociado al inicio del margen continental activo del SW de Norteamérica: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(3), 709-728.
- Ashwal, L.D., Armstrong, R.A., Roberts R.J., Schmitz M.D., Corfu, F., Hetherington, C.J., Burke, K., Gerber, M., 2007, Geochronology of zircon megacrysts from nepheline-bearing gneisses as constraints on tectonic setting: implications for resetting

- of the U-Pb and Lu-Hf isotopic systems: Contributions to Mineralogy and Petrology 153, 389-403. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0153-9>
- Baby, P., Rivadeneira, M., Barragán, R., 2004, La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo, Travaux de l'Institut Français d'Études Andines: France, 144, 295 p.
- Bachman, S.B., Lewis, S.D., Schweller, W.J., 1983, Evolution of a Forearc Basin, Luzon Central Valley, Philippines, The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 67, 1143-1162.
- Barboza-Gudiño, J.R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., Barajas-Nigoche, L.D., 2010, Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance: Geosphere, 6(5), 621-640. <https://doi.org/10.1130/GES00545.1>
- Barboza-Gudiño, J.R., Ramírez-Fernández, J.A., Torres-Sánchez, S.A., Valencia, V.A., 2011, Geocronología de circones detríticos de diferentes localidades del Esquisto Granjeno en el noreste de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63(2), 201-216. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2011v63n2a5>
- Barboza-Gudiño, J.R., Torres-Hernández, J.R., Villasuso-Martínez, R., 2016, Revisión estratigráfica y estructural de la Sierra Plomosa, Chihuahua: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 33, 221-238.
- Barboza-Gudiño, R., Zavala-Monsiváis, A., CastellanosRodríguez, V., Jaime-Rodríguez, D., Almaraz-Martínez, C., 2021, Subduction-related Jurassic volcanism in the Mesa Central province and contemporary Gulf of Mexico opening: Journal of South American Earth Sciences, 108. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102961>
- Barragán, R., Campos-Madrigal, E., Ferrusquía-Villafranca, I., López-Palomina, I., Tolson, G., 2010, Código Estratigráfico Norteamericano: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 117, 48 p.
- Bartolini, C., Lang, H., Spell, T., 2003, Geochronology, geochemistry, and tectonic setting of the Mesozoic Nazas arc in north-central Mexico, and its continuation to northern South America, in Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J.F. (eds.), The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 79, 427-461.
- Beraldi-Campesi, H., Cevallos-Ferriz, S.R.S., Chacón-Baca, E., 2004, Microfossil algae associated with Cretaceous stromatolites in the Tarahumara Formation, Sonora, Mexico: Cretaceous Research, 25(2), 237-253.
- Beraldi-Campesi H., Cevallos-Ferriz, S., 2005, Diversidad de microfósiles en la Formación Tarahumara, Sonora: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22(2), 261-271.
- Bissig, T., Mortensen, J.K., Tosdal, R.M. Hall, B.V., 2008, The rhyolite-hosted volcanogenic massive sulfide District of Cuale, Guerrero Terrane, West-Central, Mexico. Silver-rich, base metal mineralization emplaced in a shallow marine continental margin setting: Society of Economic Geologists, Inc., Economic Geology, 103, 141-159.
- Bohacs, K.M., Carroli, A.R., Neal, J.E., Mankiewicz, P.J., 2000, Lake basin type, source potential and hydrocarbon character: an integrated sequence-stratigraphic-geochemical framework, in Gierlowski-Kordesch, E.H. y Keits, K.R. eds. Lake basins through space and time: American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology 46, 3-33.
- Bomparola, R.M., Ghezzi, C., Belousova, E., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., 2007, Resetting of the U-Pb Zircon System in Cambro-Ordovician Intrusives of the Deep Freeze Range, Northern Victoria Land, Antarctica: Journal of Petrology, 48(2), 327-364. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl064>
- Bonneau, M., 1969, Una nueva área cretácica

- fosilífera en el estado de Sinaloa: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 32(2), 159-167. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM1969v32n2a4>
- Bonneau, M., 1972, Données nouvelles sur les Séries Crétacées de la Côte Pacifique du Mexique, Bulletin de la Société Géologique de France, 14(7), 55-65.
- Böse, E., 1910, Nuevos datos para la estratigrafía del Cretácico en México: Parergones Instituto Geológico de México, 3(5), 257-280.
- Bouma A.H., 1962, Sedimentology of Some Flysch Deposits: Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- Buitrón, B.E., 1973, Equinoides del Cretácico medio de Colima: Paleontología Mexicana, 36, 21-29.
- Burchfiel, B.C., Stewart, J.H., 1966, Pull-Apart Origin of the Central Segment of Death Valley, California: Bulletin of the Geological Society of America, 77(4), 439-442.
- Burckhardt, C. 1930, Etude Synthétique Sur le Mésozoïque-Mexicain: Memoir. Soc. Pal. Suisse, 49-50, 280.
- Burrows, R.H., 1908, Sobre rhynchonellas y belemnites del Jurásico en Lluvia de Oro, Chihuahua: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 4, 15-16.
- Busby, C.J., Fackler A.B., Mattinson, J., De Oreo, S., 2006, View of an intact oceanic arc, from surficial to mesozonal levels: Cretaceous Alisitos Arc, Baja California, Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 149, 146.
- Busby, C.J., Centeno-García, E., 2022, The "Nazas Arc" is a continental rift province: Implications for Mesozoic tectonic reconstructions of the southwest Cordillera, U.S. and Mexico, Geosfera, 18(2), 647-669.
- Cabral-Cano, E., Lang, H.R., Harrison, C.G.A., 2000, Stratigraphic assessment of the Arcelia-Teloloapan area, southern Mexico: Implication for southern Mexico's post-Neocomian tectonic evolution: Journal of South American Earth Sciences, 13, 443-457. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(00\)00035-3](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00035-3)
- Cabrera, M.C., Pérez-Torrado, F.J., 2008, Vulcanismo y Sedimentación: Interrelación en ambientes costeros, Geo-Guías 5. Itinerarios geológicos por las Islas Canarias: Gran Canaria, Editores Francisco José Pérez Torrado, María del Carmen Cabrera, Sociedad Geológica de España, Excursión intra-congreso, 3, 73-88.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, 20, 1040-1051.
- Camprubí, A., Albinson, T., 2006, Depósitos epitermales en México: Actualización de su conocimiento y reclasificación empírica: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 58(1), 27-81.
- Camprubí, A., Ferrari, L., Cosca, M., Cardellach, E., Canals, A., 2003, Age of epithermal deposits in Mexico: regional significance and links with the evolution of Tertiary volcanism: Economic Geology, 98, 1029-1037.
- Carey, S., Sigurdsson, H., 1984, A model of volcanogenic sedimentation in marginal basins, in Kokelaar, B.P., Howells, M.F. (eds.), Marginal basin geology: Volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins: London, Geological Society of London, Special Publications, 16, 37-58.
- Carey, N.J., Schneider, J.L., 2011, Volcaniclastic Processes and Deposits in the Deep-Sea: Developments in Sedimentology, 63, 457-515.
- Carrasco-Centeno, M.L., 1980, Carta y provincias metalogénicas del Estado de Durango, México: México, D.F., Consejo de Recursos Minerales, Publicación 22-E, 63 p.
- Carrasco-Centeno, M.L., 1993, Monografía geológico - minera del Estado de Durango: México, D.F., Consejo de Recursos Minerales, Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Publicación M-10 e, 203 p.
- Carrasco-Centeno, M.L., Sandoval, H., Guevara,

- L.G., 1980, Geología y evaluación preliminar de los distritos mineros de San Miguel del Cantil, Montoros y San Andrés de la Sierra, Municipio de Santiago Papasquiaro, Durango: Geomimet, 104, 1-20.
- Carrillo-Bravo, J., 1965, Estudio geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 17, 73-96.
- Castillo-Reynoso, J.C., Luca-Ferrari, Billarent-Cedillo, A., Gilles-Levrasse, Inguaggiato, C., 2022, Unraveling the origin of geothermal heat in absence of recent volcanism: The Santiago Papasquiaro hydrothermal area, Central-Eastern Sierra Madre Occidental, Mexico: Geothermics, 104. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2022.102432>
- Castro-Leyva, T.D.J., Delgado-Argote L.A., Garcia-Abdeslem J., 2001, Geología y magnetometría del complejo máfico-ultramáfico Puerto Nuevo en el área de San Miguel, Península de Vizcaíno, Baja California Sur: Geos, 21, 3-21.
- Carrasco-Velázquez, B., 1978, Estratigrafía de unas lavas almohadilladas y rocas sedimentarias del Cretácico inferior en Tehuacán, Puebla: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 10, 78-82.
- Catuneanu, O., 2006, Principles of Sequence Stratigraphy: Amsterdam, Elsevier, 336 p.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.S.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E., Winker, C., 2009, Towards the standardization of sequence stratigraphy: Earth-Science Reviews, 92, 1-33.
- Centeno-García, E., 2005, Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography, in Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (eds.), The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives: Geological Society of America Special Paper 393, 233-258. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2393-0.233>
- Centeno-García, E., 2017, Mesozoic tectono-magmatic evolution of Mexico: An overview, Ore: Geology Reviews, 81, 1035-1052.
- Centeno-García, E., 2021, Volcanismo submarino del Jurásico-Cretácico de México y sus yacimientos minerales (ponencia en línea): México, GEOCURSOS82 TS, Universidad Nacional Autónoma de México, publicado 9 de febrero, 2021, disponible en <https://www.youtube.com/results?search_query=elena+centeno+terreno+guerrero>.
- Centeno-García, E., Silva-Romo, G., 1997, Petrogenesis and tectonic evolution of central México during Triassic-Jurassic time: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 14, 244-260.
- Centeno-García, E., Corona-Chávez, P., Talavera-Mendoza, O., Iriondo, A., 2003, Geology and tectonic evolution of the Western Guerrero terrane—A transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, México, in Geologic Transects across Cordilleran México, guidebook for field trips of the 99th GSA Cordilleran Section Meeting: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial, 1, 201-228.
- Centeno-García, E., Gehrels, G., Diaz-Salgado, C., Talavera-Mendoza, O., 2005, Zircon provenance of Triassic (Paleozoic?) turbidites from central and western Mexico: Implications for the early evolution of the Guerrero Arc: Geological Society of America Bulletin, 37, 4, 12.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., Talavera-Mendoza, O., 2008, The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a

- supra-subduction zone, in Draut, A., Clift, P.D., Scholl, D.W. (eds.), *Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones: Geological Society of America Special Paper 436*, 279-308. [https://doi.org/10.1130/2008.2436\(13\)](https://doi.org/10.1130/2008.2436(13))
- Chacón-Baca, E., Beraldi-Campesi, H., Cevallos-Ferriz, S.R.S., Knoll, A., Golubic, S., 2002, 70 Ma Nonmarine diatoms from Northern Mexico: *Geology*, 30(3), 279-281.
- Cibula, D.A., 1975, *The Geology and ore deposits of the Cosalá district: Cosalá, Sinaloa, México*, The University of Iowa, master of sciences thesis, 173 p.
- Clark, K.F., Damon, P.E., Shafiquillah, M., Ponce, B.F., Cárdenas, D., 1981, Sección geológica-estructural a través de la parte sur de la Sierra Madre Occidental, entre Fresnillo y la costa de Nayarit: México, Asociación de Ingenieros Mineros, Metalúrgicos y Geólogos de México, Memoria Técnica XIV, 69-99.
- Coleman, R.G., Manning, C.E., Mortimer, N., Donato, M.M., Hill, L.B., 1988, Tectonic and regional metamorphic framework of the Klamath Mountains and adjacent Coast Ranges, California and Oregon, in Ernst, W.G., (ed.), *Metamorphism and crustal evolution of the western United States: Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall*, 1061-1097.
- Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica (Comité ad hoc: Núñez-Useche, F., Bernal Rodríguez, L.R., Castro Mora, M., López-Doncel, R.A., López-Palomino, I., Mesa, V., Ramos Collorana, W.), 2024, Código Estratigráfico Norteamericano: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 76(1), A240124. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2024v76n1a240124>
- Coney, P.J., 1978, Mesozoic-Cenozoic Cordilleran plate tectonics: *Geological Society of America Memoir 152*, 33-49.
- Coney, P.J., 1983, Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte: América del Sur y el Caribe: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 15(1), 6-15.
- Coney, P.J., Campa, M.F., 1987, Lithotectonic Terrain Map of México (west of the 91st meridian), scale: 1:10,000,000: U.S.A., U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map and Report MF-1874-D, 1 sheet.
- Contreras-Montero, B., Martínez Cortés A., Gómez Luna, M.E., 1988, Bioestratigrafía y sedimentología del Jurásico Superior en San Pedro del Gallo, Durango: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 20(3), 5-49.
- Cortés-Obregón, S., Elvir Aceituno, R., Gamboa-Avitia, A., García-Castañeda, F., 1964, Recorrido geológico minero de Culiacán, Sin., a Tepehuanes, Dgo.: México, Consejo de Recursos Naturales no Renovables, Publicación 14 E, 12 p.
- Coulbourn, W.T., Moberly, R., 1977, Structural evidence of the evolution of forearc basins off South America: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14, 102-116.
- Cross, G.E., 2012, *Evaporite deformation in the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico: Décollement kinematics in an evaporite-detached thin-skinned fold belt: Austin, U.S.A., University of Texas at Austin, doctoral thesis*, 547 p.
- Cruz-Pérez, R., Ríos-Vázquez, J.R., 1998, Informe de la carta Geológico-Minera y Geoquímica Guanaceví G13 C17, Durango, escala 1:50,000: México, Servicio Geológico Mexicano, 1-71.
- Cuevas-González, M.C., 1982, Estudio bioestratigráfico del Cretácico Medio en un área de la Cuenca Colima-Jalisco: *Revista Ingeniería Petrolera*, 22(12), 5-20.
- Cuevas-Pérez, E., Servais, M., Vortisch, W., Monod, O., 1985, Una interpretación tectónica de Sinaloa a San Luis Potosí, México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 37(2), 31-56.
- Cuevas-Orozco, G., Martínez-Gómez, V., Sánchez-García, R., 2000, Informe final sobre la cartografía minera de la carta Río

- Batopilas G13 A51, escala 1:50,000: México, Compañía CASCABEL, Servicio Geológico Mexicano, Tomo 1, 1-35.
- Dalrymple, R.W., 2010, Tidal Depositional Systems, in Facies Models 4, James N.P., Dalrymple, R.W., Canadian sedimentology, GEOText 6: Canada, Geological Association of Canada, 201-231.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Clark, K.F., 1981, Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the southern Cordillera: Arizona Geological Society Digest, 14, 137-154.
- Dana, J.D., 1873, On some results of the earth's contraction from cooling, including a discussion of the origin of mountains and the nature of the earth's interior: American Journal Sciences, 5, 423-443, 6-14, 104-115, 161-171.
- Dávila-Alcocer, V.M., Centeno-García, E., Meriggi, L., 2013, Caracterización y ambiente tectónico de las rocas máficas del Complejo El Chilar: evidencias de un prisma de acreción pre-Jurásico Tardío en el centro de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 65(1), 83-98. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2013v65n1a7>
- De Cserna, Z., 1970, Mesozoic sedimentation, magmatic activity and deformation in northern Mexico, in The West Texas Geological Society, The Geologic framework of the Chihuahua Tectonic Belt, A symposium in honor of Ronald K. Ford: Held in Midland, November 4-6, 1970, Ken Seewald and Dan Sundeen Eds., 99-117.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Clark, K.F., 1981, Age trend of igneous activity in relation to metallogenesis in Southern Cordillera, en Dickinson, W.R., Payne, W.D., (eds.), Relations to ore deposits in Southern Cordillera Arizona: Tucson, Arizona, U.S.A. Geological Society Digest, 137-154.
- Davis, D.M., Suppe, J., Dahlem, F.A., 1983, Mechanics of fold-and thrust belts and accretionary wedges: Journal of Geophysical Research, 88, 1153-1172.
- Díaz-Salgado, C., 2004, Caracterización tectónica y procedencia de la Formación Taray, región de Pico de Teyra, Estado de Zacatecas: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, tesis de maestría, 95 p.
- Díaz-Unzueta, R., 1983, Controles de la mineralización y procedimientos de exploración en el distrito minero de Guanaceví, Durango: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis de licenciatura, 125 p.
- Dickinson, W.R., 1970, Interpreting detrital modes of graywacke and arkose: Journal of Sedimentary Petrology, 40, 695-707.
- Dickinson, W.R., 1974, Sedimentation within and beside ancient and modern magmatic arcs, in Modern and ancient geosynclinal sedimentation, deposits in magmatic arc and trench systems: SEPM Special Publication 19, 230-239.
- Dickinson, W.R., 1985, Interpreting Provenance Relations from Detrital Modes of Sandstones, in Zuffa, G.C. (ed.), Provenance of Arenites: Dordrecht, The Netherlands, Reidel Publishing Company, 333-362. https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_15
- Dickinson, W.R., 1988, Provenance and Sediment Dispersal in Relation to Paleotectonic and Paleogeography of Sedimentary Basins, in Kleinspehn, K.L., Paola, C. (eds.), New Perspectives in Basin Analysis: Springer-Verlag, 3-25.
- Dickinson, W.R., Seely, D.R., 1979, Structure and stratigraphy of forearc regions: AAPG Bulletin, 63, 2-31.
- Dickinson, W.R., Suczek, C., 1979, Plate tectonics and Sandstone Compositions: The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 63, 2164-2182.
- Dickinson, W.R., Lawton, T.L., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: Geological Society of America Bulletin, 113, 1142-1160.

- Doodley, T., McClay, K., 1997, Analog modeling of pull-apart basins: American Association of Petroleum Geologists, 81(11), 1804-1826.
- Duque-Trujillo, J., Ferrari, L., Norini, G., López-Martínez, M., 2014, Miocene faulting in the southwestern Sierra Madre Occidental, Nayarit, Mexico: kinematics and segmentation of the initial rifting in the southern Gulf of California: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 31(3), 283-302.
- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in Ham, W.E. (ed.), Classification of Carbonate Rocks: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1, 108-121.
- Eguiluz y de A., S., 2011, Secuencias estratigráficas del Berriasiano-Aptiano en la Cuenca de Sabinas: su significado en el entendimiento de la evolución geológica del noreste mexicano: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63(2), 285-311. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2011v63n2a10>
- Eguiluz y de A., S., 2016, Exploración petrolera en áreas frontera del occidente de México: Ingeniería Petrolera, 56(6), 350-360.
- Eguiluz y de A., S., 2022a, Estratigrafía y evolución estructural del Bloque de Coahuila, noreste de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 74(2), A110522. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2022v74n2a110522>
- Eguiluz y de A., S., 2022b, ¿Existe un sistema petrolero en la Sierra Madre Occidental?: Maya Revista de Geociencias, 44-48.
- Eguiluz y de A., S., Campa, M.F., 1982, Problemas tectónicos del sector de San Pedro El Gallo, en los Estados de Chihuahua y Durango: Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 34, 5-42.
- Eguiluz y de A., S., Hernández Ocaña M.I., 2020, Icnofósiles en una sucesión fluvio-lacustre en la Sierra Madre Occidental, Durango, México: Paleontología Mexicana, 9(1), 17-30.
- Eguiluz y de A., S., Aranda-García, M., Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, LIII, 1-26. <https://doi.org/10.18268/bsgm2000v53n1a1>
- Eguiluz y de A., S., Aranda-García, M., Buitrón-Sánchez, B.E., 2014, Las formaciones Gran Tesoro y Nazas: evolución de las secuencias Triásico Superior-Jurásico Inferior en México y su significado tectogenético: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 66(3), 507-539. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2014v66n3a8>
- Eguiluz y de A., S., Moreno-Bedmar, J.A., Amezcua, N., Livas-Vera, M., Puente-Fragoso, L.Á., 2019, Presencia de Mortonicerias sp. en la Formación Madrid, Estado de Colima: su importancia en la evolución paleogeográfica del Albiano tardío en México: Paleontología Mexicana, 8(2), 121-128.
- Eguiluz y de A., S., Villaseñor, A.B., Ibarra-Bustos, P.D., Centeno-Olivares, M., 2022, Record of ammonites and bivalves from Aalenian (early Middle Jurassic) in Canelas, Durango, western México: Journal of South America Earth Sciences, 114, 1-11.
- Eguiluz y de A., S., López Martínez R., 2024, Calpionélidos en una sucesión vulcanosedimentaria en Guanaceví, Durango, occidente de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 76(1), A300124. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2024v76n1a300124>
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., 2000, Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Tejuipilco area, southern Mexico: New constraints on its tectonic interpretation: Journal of South American Earth Sciences, 13, 355-375. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(00\)00029-8](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00029-8)
- Escamilla-Torres, T., 2000, Informe de la cartografía geológico-minera y geoquímica, carta Huatabampo clave G12-6, estados de Sinaloa, Sonora y Chihuahua, escala 1:250,000: México, Servicio Geológico Mexicano, Consejo de Recursos Naturales,

- 118 p.
- Escamilla-Torres, T., 2001, Informe de la carta Geológico-Minera y Geoquímica Cosalá G13-C74, escala 1:50,000: Estado de Sinaloa, Servicio Geológico Mexicano, Consejo de Recursos Naturales, 63 p.
- Esquivel-Victoria, J.S., Zaragoza-Balderas, J.A., 1989, Geología y prospección minera en el distrito de San José de Gracia: Sinaloa, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis de licenciatura, 60 p.
- Fastovsky, D.E., Hermes, O.D., Strater, N.H., Bowring, S.A., Clark, J.M., Montellano, M., Hernandez, R.R., 2005, Pre-Late Jurassic, fossil-bearing volcanic and sedimentary red beds of Huizachal Canyon, Tamaulipas, Mexico, in Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (eds.), The Mojave Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives: Geological Society of America Special Paper 393, 401-426.
- Ferri, F., Osadetz, K., Evenchiks, C., 2004, Petroleum source rock potential of Lower to Middle Jurassic clastic, intermontane basins, British Columbia: Resource Development and Geoscience Branch, Summary of Activities 2004, British Columbia Ministry of Energy and Mines, 87-98.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S.E., 2005, Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57(3), 343-378. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2005v57n3a5>
- Ferrari, L., Teresa Orozco-Esquivel, Scott E. Bryan, Margarita López-Martínez, Argelia Silva-Fragoso, 2018, Cenozoic magmatism and extension in western Mexico: Linking the Sierra Madre Occidental silicic large igneous province and the Comondú Group with the Gulf of California rift: Earth Science Reviews, 183, 115-152.
- Ferrari, L., Gilles L., Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Valencia-Moreno, M., Ochoa Landín, L., 2020, Tectonomagmatic Pulses and Multiphase Mineralization in the Sierra Madre Occidental, Mexico: Virginia, Guidebook Series of the Society of Economic Geologists, inc. Guidebook, 61, 1-47.
- Finch, J.W., Abbott, P.L., 1977, Petrology of a Triassic marine section, Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico: Sedimentary Geology, 19, 253-273.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T.F., Juárez-Arriaga, E., Chávez-Cabello, G., 2018, The Cretaceous Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics: Earth-Science Reviews, 183, 56-84. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.002>
- Folguera, A., Ramos, V.A., Melnick, D., 2003, Recurrencia en el desarrollo de cuencas de intra-arco. Cordillera Neuquina (37°30'-38°S): Revista de la Asociación Geológica Argentina, 58(1), 3-19.
- Folk, R.L., 1959, Practical petrographic classification of limestone: American Association of Petroleum Geologists, 43(1), 1-38. <https://doi.org/10.1306/0BDA5C36-16BD-11D7-8645000102C1865D>
- Folk, R.L., Andrews, P.B., Lewis, D.W., 1970, Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand: New Zealand Journal Geology and Geophysics, 13, 937-968.
- García-y Barragán, J.C., Jacques-Ayala, C., 2011, Estratigrafía del Cretácico de Sonora, México, in Calmus, T. (ed.), Panorama de la geología de Sonora, México: Boletín del Instituto de Geología, 118, 113-199.
- García, J.A., Mahar, M.A., Goodell, P.C., Molina, C., Ricketts, J.W., 2021, Petrology, geochemistry, stratigraphy, zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic compositions of subsurface lithologies in northwestern Mesa Central, Durango, Mexico: Implications for the tectonomagmatic evolution of northwestern Mexico: Gondwana Research,

- 93, 1-25.
- Garrison, J.M., McMillan, N.J., 1999, Jurassic continental rift volcanism in northeast Mexico: Allogenic metaigneous rocks in the El Papalote evaporite diapir, La Popa basin, Nuevo León, Mexico, in Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Geological Society of America Special Paper 340, 319-332.
- Gastil, R.G., 1993, Prebatholithic history of peninsular California, in Gastil, R.G., Miller, R.H., (eds.), The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California: Boulder, Geological Society of America Special Paper, 279, 145-156.
- Gastil, R.G., Morgan, G.J., Krummenacher, D., 1981, The tectonic history of peninsula California and adjacent México, in Ernest, W.G. (ed). The Geotectonics Development of California: Englewood Cliffs, N.S. Prentice Hall, Inc, 284-306.
- Gastil, G., Rector, R., Hazelton, G., Al-Riyami, R., Hanes, J., Farrar, E., Böhnell, H., Ortega-Rivera, A., García-Guzmán, J., 1999, Late Cretaceous pillow basalt, siliceous tuff and calc-turbidite near Porohui, northern Sinaloa, Mexico: Geological Society of America Special Paper, 340, 145-150.
- Gehrels, G.E., Stewart, J.H., 1998, Detrital zircon U-Pb geochronology of Cambrian to Triassic miogeoclinal and eugeoclinal strata of Sonora, Mexico: Journal of Geophysical Research, 103, 2471-2487.
- Geist, E.L., Childs, J.R., Scholl, D.W., 1987, Evolution and petroleum geology of Amlia and Amukta intra-arc summit basins, Aleutian Ridge: Marine and Petroleum Geology, 4, 334-352.
- GEOCA, 1961, Avance geológico de los trabajos geológicos - radiométricos y de reconocimiento llevados a cabo en la Sierra de Garama, Municipio de Santiago Papatzi, Durango: México, periodo: 1-31 enero, Brigada No. 4, Servicio Geológico Mexicano, Consejo de Recursos Minerales No Renovables, 1-47.
- Geocartografía, 2000a, Informe de la carta Geológico-Minera y Geoquímica Topia G13 C45, Estado de Durango, escala 1:50,000: México, Servicio Geológico Mexicano, Consejo de Recursos Minerales No Renovables, 72 p.
- Geocartografía, 2000b, Informe de la carta Geológico-Minera y Geoquímica San Juan de Camarones G13 C55, Estado de Durango, escala 1:50,000: México, Servicio Geológico Mexicano, Consejo de Recursos Minerales No Renovables, 54 p.
- Geocartografía, 2000c, Informe de la carta Geológico-Minera Santa María de Otáez G13 C67, escala 1:50,000, Estado de Durango: México, Servicio Geológico Mexicano, Consejo de Recursos Minerales No Renovables, 66 p.
- Geoprosesos Analíticos e Informáticos, 1999a, Informe Carta Geológico-Minera Chacala G13 C54 escala 1:50,000, Estados de Durango y Sinaloa: México, Servicio Geológico Mexicano, Consejo de Recursos Minerales No Renovables, 55 p.
- Geoprosesos Analíticos e Informáticos, 1999b, Informe Carta Geológico-Minera Coacoyole G13 C65 escala 1:50,000, Estados de Durango y Sinaloa: México, Servicio Geológico Mexicano, Consejo de Recursos Minerales No Renovables, 49 p.
- Godínez-Urban, A., Lawton, T.F., Molina-Garza, R.S., Iriondo, A., Weber, B., López-Martínez, M., 2011, Jurassic volcanic and sedimentary rocks of La Silla and Todos Santos Formations, Chiapas: Record of Nazas arc magmatism and rift-basin formation prior to opening of the Gulf of Mexico: Geosphere, 7, 121-144. <https://doi.org/10.1130/GES00599.1>
- González-León, C.M., Valencia, V.A., Lawton, T.F., Amato, J.M., Gehrels, G.E., Leggett, W.J., Montijo-Contreras, O., Fernández, M.A., 2009, The Lower Mesozoic record

- of detrital zircon U-Pb geochronology of Sonora, México, and its paleogeographic implications: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(2), 301-314.
- González-León, C.M., Valencia, V.A., López-Martínez, M., Bellon, H., Valencia-Moreno, M., Calmus, T., 2010, Arizpe sub-basin: A sedimentary and volcanic record of Basin and Range extension in north-central Sonora, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27(2), 292-312.
- González, S., Martínez, G., 1999, Informe de la carta Geológico-Minera y Geoquímica Comedero, G13 C64 escala 1:50,000, estados de Durango y Sinaloa: *Geo-Procesos Analíticos e Informáticos*, Servicio Geológico Mexicano, Consejo de Recursos Minerales, 18 p.
- González, M., Amaya Martínez, R., López Escalona, J., 2000, Informe carta Geológico-Minera Metatitos G13 C35, escala 1:50,000, Estado de Durango: México, Servicio Geológico Mexicano, Consejo de Recursos Minerales, 62 p.
- Guzmán-Lugo, A., Doria-Alvarado, H., Enríquez-Olmos, J., 2021, Informe Geológico Llano Prieto G13 C58, escala 1:50,000, Estado de Durango: México, Servicio Geológico Mexicano.
- Guzmán-Lugo A., 2024, Informe Geológico San Francisco G13 C57, escala 1:50,000, Estado de Durango: México, Servicio Geológico Mexicano.
- Haarmann, E., 1926, Tektogenese oder Gefügebildung statt Orogenese oder Gebirgsbildung: *Deutsch Geologen Ges.* 78, 105-107.
- Haenggi, T.W., 2001, Tectonic history of the Chihuahua trough, Mexico and adjacent USA, Part I: the pre-Mesozoic setting: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LIV, 28-66.
- Helbig, M., Keppie, J.D., Murphy, B., Solari, L., 2012, U-Pb geochronological constraints on the Triassic-Jurassic Ayú Complex southern Mexico: derivation from the western margin of Pangea-A: *Gondwana Research* 22(3-4), 910-927. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.03.004>
- Henry, C.D., 1975, Geology and geochronology of the granitic batholithic complex, Sinaloa, Mexico: U.S.A., University of Texas, doctoral thesis, 158 p.
- Henry, C.D., Fredrikson, G., 1987, Geology of part of southern Sinaloa, Mexico, adjacent to the Gulf of California: *Geological Society of America Maps and Charts Series*, MCH 063, 1 sheet, 14 p.
- Henry, C.D., McDowell, F.W., Silver, L.T., 2003, Geology and geochronology of granitic batholithic complex, Sinaloa, México: Implications for Cordilleran magmatism and tectonics, in Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., Martín-Barajas, A. (eds.), *Tectonic Evolution of Northwestern Mexico and the Southwestern USA: Geological Society of America Special Paper*, 374, 237-273.
- Holguín, Q.N., 1978, Estudio estratigráfico del Cretácico Inferior en el norte de Sinaloa, México: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, X(1), 6-13 p.
- Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., 2003, The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1), 27-62. <https://doi.org/10.2113/0530027>
- Imay, R.W., 1938, Studies of the Mexican geosyncline: *Geological Society of America Bulletin*, 49(11), 1651-1694.
- Imlay, R.W., 1980, Jurassic Paleobiogeography of the Conterminous United States in Its Continental Setting: *Geological Survey Professional Paper*, 1062, 1-134.
- Iriondo, A., Premo, W.R., 2011, Las rocas cristalinas proterozoicas de Sonora y su importancia para la reconstrucción del margen continental SW de Laurentia—La pieza mexicana del rompecabezas de Rodinia, in Calmus, T. (ed.), *Panorama de*

la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, 25-55.

- Iriondo, A., Kunk, M.J., Winick, J.A., Consejo de Recursos Minerales, 2003, 40Ar/39Ar dating studies of minerals and rocks in various areas in Mexico. USGS/CRM Scientific Collaboration (Part I): U.S. Geological Survey Open-File Report 2003-020, 79 p.
- Iriondo, A., Premo, W.R., Martínez-Torres, L.M., Budahn, J.R., Atkinson, W.W., Jr., Siems, D.F., Guarás-González, B., 2004, Isotopic, geochemical and temporal characterization of Precambrian basement rocks in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico—its implications for the tectonic reconstruction of southwestern North America: *Geological Society of America Bulletin*, 116(1-2), 154-170.
- International Union of Geological Sciences (IUGS), 2019, International Chronostratigraphic Chart, International Commission on Stratigraphy, disponible en <www.stratigraphy.org>.
- Juárez-Arriaga, E., Lawton, T.F., Zul, Y., Ocampo-Díaz, E., Stockli, D.F., Solari, L. 2019, Sediment provenance, sediment-dispersal systems, and major arc-magmatic events recorded in the Mexican foreland basin, North-Central and northeastern Mexico: *International Geology Review*, 1-25.
- Keppie, D.J., Dostal, J., Miller, B.V., Ortega-Rivera, A., Roldán-Quintana, J., Lee, J.W.K., 2006, Geochronology and geochemistry of the Francisco Gneiss: Triassic continental rift tholeiites on the Mexican margin of Pangea metamorphosed and exhumed in a Tertiary core complex: *International Geology Review*, 48(1), 1-16. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.48.1.1>
- Kimbrough, D.L., Moore, T.E., 2003, Ophiolite and volcanic arc assemblages on the Vizcaino Peninsula and Cedros Island, Baja California Sur, Mexico: Mesozoic forearc lithosphere of the Cordilleran magmatic arc, in Johnson, S.E. (ed.), *Tectonic Evolution of Northwestern Mexico and the Southwestern USA, A Volume in Honor of R. Gordon Gastil: Geological Society of America Special Paper*, 374, 43-71.
- King, R.E., 1939, Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 50(11), 1625-1722.
- Lara-Peña, R.A., Navas-Parejo, P., Solari, L., Blanco-Ferrera, S., 2024, Explorando el uso de conodontos en geocronología, en XVIII Congreso Nacional de Paleontología de la Sociedad Mexicana de Paleontología, A.C.: Morelia, Michoacán, México, 77 p.
- Lawton, T.F., Bradford, I.A., Vega, F.J., Gehrels, G.E., Amato, J.M., 2009, Provenance of Upper Cretaceous-Paleogene sandstones in the foreland basin system of the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico, and its bearing on fluvial dispersal systems of the Mexican Laramide Province: *Geological Society of America Bulletin*, 121(5-6), 820-836.
- Lawton, T.F., Molina-Garza, R.S., 2014, U-Pb geochronology of the type Nazas Formation and superjacent strata, northeastern Durango, Mexico: Implications of a Jurassic age for continental-arc magmatism in north-central Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 126(9-10), 1181-1199.
- Lawton, T.F., Ruiz Urueña, J.E., Solari, L.A., Tarango Terrazas, C., Juárez-Arriaga, E., Ortega-Obregón, C., 2018, Provenance of Upper Triassic-Middle Jurassic strata of the Plomosas uplift, east-central Chihuahua, Mexico, and possible sedimentologic connections with Colorado Plateau depositional systems, in Ingersoll, R.V., Lawton, T.F., Graham, S.A. (eds.), *Tectonics, Sedimentary Basins, and Provenance: A Celebration of William R. Dickinson's Career: Geological Society of America Special Paper* 540, 481-507. [https://doi.org/10.1130/2018.2540\(22\)](https://doi.org/10.1130/2018.2540(22))

- Lemish, J., 1955, The Geology of the Topia Mining District, Topia, Durango Mexico: Ann Arbor Michigan, University of Michigan, 205 p.
- Lirong, D., Zhixin, W., 2021, Classification and exploration potential of sedimentary basins based on the superposition and evolution process of prototype basins: Petroleum Exploration and Development, 48(6), 1271-1288. [https://doi.org/10.1016/S1876-3804\(21\)60286-0](https://doi.org/10.1016/S1876-3804(21)60286-0)
- Longoria, J.F., 1993, La terreno estratigrafía: un ensayo de metodología para el análisis de terrenos con un ejemplo en México: Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, XLIII(2), 30-48.
- López-Ramos, E., 1970, Carta Geológica del Estado de Sinaloa: México, Instituto de Geología, UNAM.
- López-Ramos, E., 1979, Geología General y de México: México, Ediciones Escolares, Tomo II, 423 p., Tomo III, 454 p.
- López-Ramos, E., 1985, Geología de México, Tomo II: México, D.F. CONACyT, 454 p.
- Loredo López, T.B., Cerón Lima, J.E., 1999, Informe final de la cartografía geológica-minera y geoquímica de la carta Huejotitán C13-A46, escala 1:50,000: México, Servicio Geológico Mexicano, 64 p.
- Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M., Bonin, B., Bateman, P., 2004, Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Cambridge, UK, Cambridge University Press, 252 p.
- Malpica-Cruz, R., 1972, Rocas marinas del Paleozoico tardío, en el área de San José de Gracia, Sinaloa: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 2, Memoria, 174-175.
- Martini, M., Mori, L., Solari, L., Centeno-García, E., 2011, Sandstone provenance of the Arperos Basin (Sierra de Guanajuato, central Mexico): Late Jurassic-Early Cretaceous back-arc spreading as the foundation of the Guerrero terrane: The Journal of Geology, 119, 597-617. <https://doi.org/10.1086/661989>
- Martini, M., Solari, L., López-Martínez, M., 2014, Correlating the Arperos Basin from Guanajuato, central Mexico, to Santo Tomás, southern Mexico: Implications for the paleogeography and origin of the Guerrero terrane, Geosphere, 10(6), 1385-1401, <https://doi.org/10.1130/GES01055.1>
- Martini, M., Ortega-Gutiérrez, F., 2018, Tectono-stratigraphic evolution of eastern Mexico during the break-up of Pangea: A review: Earth Science Reviews, 183, 38-55.
- Mauel, D.J., Lawton, T.F., González-León, C.M., Iriando, A., Amato, J.M., 2011, Stratigraphy and age of Upper Jurassic strata in north-central Sonora, Mexico: Southwestern Laurentian record of crustal extension and tectonic transition: Geosphere, 7, 390-414, <https://doi.org/10.1130/GES00600.1>
- McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., Conelly, J.N., 2001, Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 113, 521-531.
- McDowell, F.W., McIntosh, W.C., 2012, Timing of intense magmatic episodes in the northern and central Sierra Madre Occidental, Western Mexico: Geosphere, 8, 1505-1526.
- McDowell, F.W., Keizer, R.P., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango city and Mazatlan, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 88, 1479-1487.
- Mendoza-Rosales, C.C., Silva-Romo, G., Centeno-García, E., Campos-Madrigal, E., Rodríguez-Otero, M., 2013, La Formación Chivillas en Tehuacán, Puebla, México: definición, análisis de facies y procedencia: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 65(3), 457-480. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2013v65n3a3>
- Miall, A., 2010, Alluvial Deposits, Facies Models 4, in James, N.P., Dalrymple, R.W. (ed.), Canadian Sedimentology: Canada, Geological Association of Canada, 105-138.

- Miranda, E.C., Aquilez, L., Munguía, A.O.M., 1982, Resultado del trabajo de exploración geológica-radiométrica en la paleocuenca sedimentaria de Santiago Papasquiaro, Dgo.: México, URAMEX, Informe Inédito Uranio Mexicano, 1-56.
- Molina-Garza, R.S., Geissman, J.W., 1999, Paleomagnetic data from the Caborca terrane, Mexico: Implications for Cordilleran tectonics and the Mojave-Sonora megashear hypothesis: *Tectonics*, 18(2), 293-325.
- Molina Garza, R.S., Lawton, T.F., Barboza Gudiño, J.R., Sierra Rojas, M.I., Figueroa Guadarrama, A., Pindell, J., 2020, Geochronology and correlation of the Todos Santos Group, western Veracruz and eastern Oaxaca States, Mexico: Implications for regional stratigraphic relations and the rift history of the Gulf of Mexico, in Martens, U., Molina Garza, R.S. (eds.), *Southern and Central Mexico: Basement Framework, Tectonic Evolution, and Provenance of Mesozoic-Cenozoic Basins: Geological Society of America Special Paper*, 546, 1-28, [https://doi.org/10.1130/2020.2546\(06\)](https://doi.org/10.1130/2020.2546(06))
- Monreal, R., 1997, Microfacies of a Lower Cretaceous Marine Succession in Cerro Las Conchas, Sonora, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(1), 38-49.
- Monreal, R., Longoria, J.F., 2000, Stratigraphy and structure of the Lower Cretaceous of Lampazos, Sonora, (northwest Mexico) and its relationship to the Gulf Coast succession: *American Association of Petroleum Geologists*, 84(11), 1811-1831.
- Moore, T.E., 1985, Stratigraphy and tectonic significance of the Mesozoic tectonostratigraphic terranes of the Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico, in Howell, D., *Tectonostratigraphic terranes of the Circum Pacific region: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series*, 1, 315-329.
- Mullan, H.S., 1978, Evolution of part of the Nevadan orogen in northwestern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 89(8), 1175-1188.
- Navas-Parejo, P., Lara-Peña, R.A., Torres-Martínez, M.A., Martini, M., 2018, Biostratigraphy and petrography of upper Paleozoic rocks of Sierra Las Pintas, northern Baja California: *Journal of South American Earth Sciences*, 84, 160-171. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.03.010>
- Navas-Parejo, P., 2018, Carboniferous biostratigraphy of Sonora: a review: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 35(1), 41-59.
- Nieto-Samaniego, Á.F., Barajas-Gea, C.I., Gómez-González, J.M., Rojas, A., Alanís-Álvarez S.A., Shunshan Xu, 2012, Geología, evolución estructural (Eoceno al actual) y eventos sísmicos del Graben de Santiaguillo, Durango, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(1), 115-130.
- Nilo, S.D., Yang, C.S., 1991, Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: are view, in Smith, D.G., Reinson, G.E., Zaitlin, B.A., Rahmani, R.A. (eds.), *Clastic Tidal Sedimentology: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir* 16, 3-28.
- Nolwasi-Magwaza, B., 2019, Isotopic resetting of zircon: influence of age, temperature and chemical environment: South Africa, University of Johannesburg, doctoral thesis, 269 p.
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (NACSN), 1981, Draft North American stratigraphic code: *Canadian Society of Petroleum Geologists*, 63 p.
- Núñez-Useche, F., Barragán, R., Moreno-Bedmar, J.A., Canet, C., 2014, Mexican archives for the major Cretaceous Oceanic Anoxic Events: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(3), 491-505. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2014v66n3a7>
- Ochoa, J., Wolak, J., Gardner, M.H., 2013, Recognition criteria for distinguishing between hemipelagic and pelagic mudrocks in the characterization of deep-water reservoir

- heterogeneity: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 97(10), 1785-1803.
- Omaña, L., Centeno-García, E., Buitrón-Sánchez, B.E., 2012, Comunidades bentónicas de plataformas del Cretácico asociadas a arcos magmáticos en la parte occidental de México: *Paleontología Mexicana*, 62, 121-132.
- Ortega-Gutiérrez, F., Prieto-Vélez, F., Zúñiga, Y., Flores, S., 1979, Una secuencia volcano-plutónica-sedimentaria cretácica en el norte de Sinaloa ¿Un complejo ofiolítico?, *Universidad Nacional Autónoma de México: Revista del Instituto de Geología*, 3(1), 1-8.
- Pantoja-Alor, J., 1972, La Formación Nazas del Levantamiento de Villa Juárez, Estado de Durango in *Ia Convención Nacional, Memoria de la Sociedad Geológica Mexicana*, 25-31, 194-196.
- Parolari M, Martini M, Gómez-Tuena A, Ortega-Gutiérrez F, Errázuriz-Henao C, Cavazos-Tovar J.G., 2022, The petrogenesis of Early-Middle Jurassic magmatism in southern and central Mexico and its role during the break-up of Western Pangaea: *Geological Magazine*, 159(6), 873-892. <https://doi.org/10.1017/S0016756822000061>
- Pastrana-Franco, O, Santafé-Patiño, G., Sánchez-Romero, E., 2019, Perfil lipídico y ensayos de las actividades antioxidante, insecticida y antialimentaria de la esponja marina *Iotrochota birotulata* (Iotrochotidae: Demospongiae): *Revista de Biología Tropical*, 67(1), <https://doi.org/10.15517/RBT.V67I1.32357>
- Payne, J.L., Markes E.J., Ledesma-Vázquez, L., 2004, Lower Cretaceous Alisitos Formation at Punta San Isidro, Coastal sedimentation and volcanism: *Ciencias Marinas*, 30(2), 365-380.
- Pessagno, E.A., Jr., Finch, J.W., Abbott, P.L., 1979, Upper Triassic Radiolaria from the San Hipolito Formation, Baja California: *Micropaleontology*, 25, 160-197.
- Pettijohn, F.J., 1970, *Rocas Sedimentarias*: Argentina, Editorial Universitaria de Buenos Aires, 731 p.
- Pettijohn, F.J., 1975, *Sedimentary Rocks*: New York, Harper and Row Publishers, 628 p.
- Pindell, J., Villagómez, D., Molina-Garza, R., Graham, R., Weber, B., 2021, A revised synthesis of the rift and drift history of the Gulf of Mexico and surrounding regions in the light of improved age dating of the Middle Jurassic salt, in Davison, I., Hull, J.N.F., Pindell, J. (eds.), *The Basins, Orogens and Evolution of the Southern Gulf of Mexico and Northern Caribbean*: London, Special Publications, Geological Society, 504(1), 29-76. <https://doi.org/10.1144/SP504-2020-43>
- Pompa-Mera, V., Schaaf, P., Hernández-Treviño, T., Weber, B., Solís-Pichardo, G., Villanueva-Lascurain, D., Layer, P., 2013, Geology, geochronology, and geochemistry of Isla María Madre, Nayarit, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30(1), 1-23.
- Poole, F.G., Perry Jr., W.J., Madrid, R.J., Amaya-Martínez, R., 2005, Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate-tectonic model: *Geological Society of America Special Paper* 393, 543-596, <https://doi.org/10.1130/0-8137-2393-0.543>
- Poole, F.G., Gehrels, G.E., Stewart, J.H., 2008, Significance of detrital zircons in Upper Devonian ocean-basin strata of the Sonora allochthon and Lower Permian synorogenic strata of the Mina México foredeep, central Sonora, México, in Blodgett, R.B., Stanley, G.D., Jr (eds.), *the terrane puzzle: New perspectives on paleontology and stratigraphy from the North American Cordillera*: Boulder, Geological Society of America Special Paper, 442, 121-131.
- Poole, F.G., Amaya-Martínez, R., Premo, W.R., Berry, W.B.N., Sandberg, C.A.,

- Roldán-Quintana, J., Herrera-Urbina, S., 2010, Age and depositional setting of deep-marine Ordovician Río Fuerte and San José de Gracia formations in northern Sinaloa, Mexico: remnants of the early Paleozoic Iapetus Ocean, *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 42(5), 268 p.
- Quiroz-Lobo, Y., Santafé Patiño, G., Quirós-Rodríguez, J.A., 2021, Caracterización de los ácidos grasos y actividad antimicrobiana del extracto en metanol de *Holothuria princeps* (Holothuriida: Holothuriidae): *Revista de Biología Tropical*, 69(1), 36-44. <https://doi.org/10.15517/rbt.v69i1.41518>
- Ramadhani-Sulistyo, Z. 2016, Volcanostratigraphy of submarine volcano Kumbang fm. in Capar area, Kuningan: implication to potential volcano-clastic play in west Java basin, proceedings, Indonesian petroleum association Fortieth Annual Convention & Exhibition, Abstract.
- Ramírez-Salamanca, G.A., 2019, Caracterización de los eventos hidrotermales de mineralización en los yacimientos Au-Ag en la Sierra Madre Occidental, ejemplos en las zonas de Bacís y La Ciénega: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, tesis de maestría, 93 p.
- Ramsay, J.G., 1967, *Folding and fracturing of rocks*: New York, McGraw-Hill Book Co., 568 p.
- Randall, J.A., 1972, Metallization sequence in the Tayoltita Region San Dimas, Durango, Mexico: Montreal, Canada, 24th International Congress.
- Renaut, W.R., Gierlowski-Kordesch, E.H., 2010, Lakes, Facies Models 4, in James, N.P., Darymple R.W, (eds.), *Geotex 6*, Canadian Sedimentology: Canada, 541-575.
- Ríos-Vázquez, J.R., Dircio-Castro, D., 2001, Informe de la carta Geológico-Minera El Salitre G13 C16, escala 1:50,000, Estado de Durango: México, Servicio Geológico Mexicano, Consejo de Recursos Minerales, 64 p.
- Robinson, J.W., 1975, Reconnaissance geology of the northern Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico: U.S.A., San Diego State University, master thesis, 114 p.
- Rosales-Franco, E., Rodríguez-Lara, V., 2008, Informe de la carta Geológico Minera Colima E13-B44, escala 1:50,000: Secretaría de Economía, Servicio Geológico Mexicano, 80 p.
- Ross, R.J., Jr., James, N.P., Hintze, L.F., Ketner, K.B., 1991, Early middle Ordovician (Whiterockian) paleogeography of basin ranges: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 75(2), 378.
- Rueda-Gaxiola, J., López, O.E., Dueñas, M.A., Rodríguez, J.L., 1993, Los Anticlinorios de Huizachal-Peregrina y de Huayacocotla: Depósitos de la fosa Huayacocotla El Almar: 1, El Alogrupo Los San Pedros: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 53(1), 1-33.
- Saldaña-Saucedo, G., Maraver-Romero, D.A., 2003, Informe de la carta Geológico-Minera Guadalupe de los Reyes G13 C75, escala 1:50,000, Sinaloa y Durango: México, Servicio Geológico Mexicano, Consejo de Recursos Minerales, 77 p.
- Santillán, M., Barrera, T., 1930, Las posibilidades petrolíferas en la costa occidental de la Baja California, entre los paralelos 30° y 32° de latitud norte: *Instituto Geológico Mexicano, Anales*, 5, 1-37.
- Sarmiento-Villagrana, A., Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., Vidal-Solano, J.R., 2016, New age constraints on magmatism and metamorphism of the Western Sonobari Complex and their implications for an earliest Late Cretaceous orogeny on northwestern Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 33(2), 170-182.
- Sedlock, L.R., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, C.R., 1993, *Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico*: U.S.A., The

- Geological Society of America, Special Paper 278, 153 p.
- Servais, M., Rojo, Y.R., Colorado, L.D., 1982, Estudio de las rocas básicas y ultrabásicas de Sinaloa y Guanajuato; postulación de un paleogolfo de Baja California y de una digitación tethysiana en México central: *Geomimet*, 3, 53-71.
- Servicios geológicos y cartográficos del Noroeste (SGCN), 2000, Carta Geológico-Minera Sianori G13 C44, escala 1:50,000, Durango: México, Servicio Geológico Mexicano, informe técnico, 88 p.
- Servicios geológicos y cartográficos del Noroeste (SGCN), 2006, Carta Geológico-Minera Cinco de Julio G13-C88 Durango: México, Servicio Geológico Mexicano, informe técnico.
- Shanmugam, G., 2016, Submarine fans: A critical retrospective (1950-2015): *Journal of Paleogeography*, 5(2), 110-184.
- Silva-Romo, G., Arellano-Gil, J., Mendoza-Rosales, C., Nieto-Obregón, J., 2000, A submarine fan in the Mesa Central, Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 429-442. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(00\)00034-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00034-1)
- Silver, L.T., Stehli, F.G., Allen, C.R., 1988, Lower Cretaceous pre-batholithic rocks of northern Baja California, Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 47, 2054-2059.
- Silver, L.T., Chappell, B.W., 1988, The Peninsular Ranges Batholith: an insight into the evolution of the Cordilleran batholiths of southwestern North America: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A79, 105-121.
- Sloss, L.L., 1963, Sequence in the cratonic interior of North America: *Geological Society of America Bulletin*, 74, 93-114.
- Sloss, L.L., Krumbein, W.C., Dapples, E.C., 1949, Integrated facies analysis, en Longwell, C.R. (ed.), *Sedimentary Facies in Geologic History*: Nueva York, Geological Society of America, 91-124.
- Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Ortega-Obregón, C., Macías-Romo, C., Reyes-Salas, M., 2014, Detrital provenance of the Grenvillian Oaxacan Complex, southern Mexico: a zircon perspective: *International Journal of Earth Sciences*, 103, 1301-1315. <https://doi.org/10.1007/s00531-013-0938-9>
- Solari, L.A., González-León, C.M., Ortega-Obregón, C., Valencia-Moreno, M., 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, 845-861. <https://doi.org/10.1093/ajcn/nqy030>
- Soto-Araiza, R.G., Herrera-Monreal, J.C., Dorantes-Salgado, E., 2010, Carta Geológica Minera Santa Cruz, G13 C22, escala 1:50,000, Estado de Sinaloa: Servicio Geológico Mexicano, Informe técnico, 88 p.
- Stern, R.J., Dickinson W.R., 2010, The Gulf of Mexico is a Jurassic backarc basin: *Geosphere*, 6(6), 739-754.
- Stewart, J.H., Roldán-Quintana, J., 1991, Upper Triassic Barranca Group: Nonmarine and shallow-marine rift-basin deposits of northwestern Sonora, México, in Jacques, C., and Pérez, F. (eds.), *Studies in Sonoran Geology: U.S.A.*, Geological Society of America, Special Paper 254, 19-36.
- Stow, D.A.V., Mayall, M., 2000, Deep-water sedimentary systems: new models for the 21st century: *Marine and Petroleum Geology*, 17(2), 125-135.
- Stride, A.H., 1982, *Offshore tidal sands: processes and deposits*: New York, Chapman and Hall, 222 p.
- Suter, M., 1987, Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 98, 249-264.
- Sutter, M., 1990, *Geología de la Hoja Tamazunchale, estados de Hidalgo, Querétaro y San Luis*

- Potosí, Hoja Tamazunchale 14Q - e (5), Serie de 1:100,000: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 22, 1-55.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Meza-Figueroa, D.M., Vega-Granillo, R., Campa-Uranga, M.F., 2005, U-Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico: *Earth and Planetary Science Letters* 235, 682-699. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.013>
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Valencia, V.A., Centeno-García, E., 2007, Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): New insights for the tectonic evolution of the southwestern North America during the late Mesozoic: *Geological Society of America Bulletin*, 119, 1052-1065.
- Tardy, M., 1980, Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre Orientale du Mexique: Paris, France, Université Pierre et Marie Curie, thesis doctoral, 459 p.
- Tardy, M., Sigal, J., Glacon, G., 1974, Bosquejo sobre la estratigrafía y paleogeografía de los flysh cretácicos del Sector Transversal de Parras, Sierra Madre Oriental, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Serie Divulgación, 2, 12-28.
- Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J.B., Mercier de Lepinay, B., Beck, C., Martinez, J., Talavera, M., Ortiz, E., Stein, G., Bourdier, J.L., Yta, M., 1994, The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): A late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous: *Tectonophysics*, 234, 49-73.
- Terrones-Benitez, A., 1922, Engineering and Mining: *Journal Press*, 114(4), 139-144.
- Terrones, L.A., 1940, Estudio geológico de la zona noroeste del distrito minero de Guanaceví, Durango, El subdistrito San Pedro: México: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, 70 p.
- Torres-Ortiz, J.C., Ochoa-Camarillo, H., Guzmán-Nateras, D.B., Aragón-Galván, I., 1999, Informe de la carta Geológico-Minera y Geoquímica San Gregorio, G13 C56, escala 1:50,000, Estado de Durango: México, Consejo de Recursos Minerales, Servicio Geológico Mexicano, 17 p.
- Vail, P.R., Mitchum Jr., R.M., Thompson III, S., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap, en Payton, C.E. (ed.), *Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration*: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, 63-81.
- Vásquez-Serrano, A., Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S., Rangel-Granados, E., 2019, Shortening and kinematics of the Late Triassic rocks in the Tolimán area, central Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 95, 102303. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102303>
- Vega-Granillo, R., Salgado-Souto, S., Herrera-Urbina, S., Valencia-Gómez, V., Ruiz, J., Meza-Figueroa, D., Talavera-Mendoza, O., 2008, U-Pb detrital zircon data of the Rio Fuerte Formation (NW Mexico): its periGondwanan provenance and exotic nature in relation to southwestern North America: *Journal South American Earth Sciences*, 26, 343-354. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.08.011>
- Vega-Granillo R., Salgado-Souto S., Herrera-Urbina S., Valencia-Gómez, V., Vidal-Solano, J.R., 2011, Metamorphism and deformation in the El Fuerte region: their role in the tectonic evolution of NW Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(1), 10-23.
- Vega-Granillo, R., Vidal-Solano, J.R.,

- Herrera-Urbina, S., 2012, Island arc tholeiites of Early Silurian, Late Jurassic and Late Cretaceous ages in the El Fuerte region, northwestern Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 2(2), 492-513.
- Venegas-Rodríguez, G., Barboza-Gudiño, J.R., López-Doncel, R.A., 2009, Geocronología de circones detríticos en capas del Jurásico Inferior de las áreas de la Sierra de Catorce y El Alamito en el estado de San Luis Potosí: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(2), 466-481.
- Wentworth, C.K., 1935, The terminology of coarse sediments: *Bulletin of Natural Research Council*, 98, 225-246.
- Westermann, G.E., Riccardi, A.C., 1972, Middle Jurassic ammonoid fauna and biochronology of the Argentinian-Chilean Andes. Part I: Hildocerataceae: *Palaeontographica A*, 140, 1-116.
- Zaldívar, R.J., Garduño, M.V.F., 1984, Estudio estratigráfico y estructural de las rocas del Paleozoico Superior de Santa María del Oro, Dgo., y sus implicaciones tectónicas, en VII Convención Geológica Nacional: México, D.F., Sociedad Geológica Mexicana, 37-38.
- Zhao, G., Luo, W., Lai, Z., Tian, L., Xu, C., 2016, Influence of subduction components on magma composition in back-arc basins: a comparison between the Mariana and Okinawa troughs: *Geological Journal* 51(S1), 357-367. <https://doi.org/10.1002/gj.2820>