

Características geoquímicas y significado tectónico del complejo de diques y domos félsicos del Paleoceno-Eoceno de La Tesorera, Zacatecas, en la Mesa Central, México

Margarito Tristán-González¹, Alfredo Aguillón-Robles¹, José Rafael Barboza-Gudiño¹, Judith Cruz-Márquez², María Elena García-Arreola¹, Hervé Bellon³, Marcaurelio Franzetti³ y Guillermo Labarthe-Hernández¹

¹ Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Av. Dr. Manuel Nava #5, Zona Universitaria, San Luis Potosí, S.L.P., México.

² Posgrado en Geología Aplicada, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Av. Dr. Manuel Nava #5, Zona Universitaria, San Luis Potosí, S.L.P., México.

³ Unité Mixte de Recherche (UMR) 6538, Domaines Océaniques, Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM), Université de Bretagne Occidentale, 6, Av. Le Gorgeu, BP 809, F-29285 Brest Cedex, Francia.

* mtristan@uaslp.mx

RESUMEN

El Complejo Ígneo La Tesorera (CIT) está compuesto por una secuencia sedimentaria y vulcanosedimentaria mesozoica perteneciente al terreno Guerrero (TG) así como de sedimentos calcáreos del Cretácico Temprano, deformados por el evento de acortamiento de la orogenia Laramide, y finalmente intrusionado por la Granodiorita Tesorera alrededor de 74 Ma. En el Paleógeno tardío se emplazaron domos volcánicos de lavas dacíticas sobre la granodiorita, seguidos de un conjunto de diques y domos riolíticos extravasados en el rango de 50 y 44 Ma. La secuencia vulcanosedimentaria cretácica se depositó en un ambiente de intra- a tras-arco. El desarrollo del arco volcánico de la Sierra Madre Occidental durante el Cretácico Tardío es contemporáneo a la orogenia Laramide y está asociado con el cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental, provocando el ensamble final del terreno Guerrero con el terreno Sierra Madre. En la Granodiorita Tesorera, diques y domos félsicos asociados al arco volcánico de la Sierra Madre Occidental, fueron emplazados a lo largo de fallas y fracturas con orientación NW con anchos variables hasta de 500 m y longitud de ~5 km y sobre las unidades mesozoicas que forman el arco volcánico Asientos-La Tesorera (definido así en este trabajo). Los intrusivos granodioríticos de esta porción meridional de la Mesa Central no presentan deformación contractil laramídica y se emplazaron en la zona donde se intersectan el sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (SFSLT) y el hombro oriental del graben de Aguascalientes. Los diques eocénicos presentan rumbo promedio de N60°W, con inclinación entre 45° y 85° SW, sugiriendo una extensión en dirección ~NE-SW para este periodo de tiempo. De acuerdo con la edad de las rocas volcánicas del área de estudio, la deformación que originó los conductos para el ascenso de las lavas pertenece a las etapas iniciales de la tectónica extensional. La orientación de los diques coincide con la orientación del SFSLT en el tramo San Luis de la Paz-Salinas de Hidalgo, cuya actividad principal se dio durante el Paleógeno. Las características geoquímicas, tales como los elementos mayores y los traza, de las rocas ígneas que conforman el CIT indican que son subalcalinas a alcalinas y peraluminosas, con

índice de saturación de alúmina > 1 [$Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)>1$]. Las lavas evolucionaron a partir de un ambiente tectónico de arco volcánico hacia un volcanismo de tipo intraplaca a partir de magmas derivadas del manto por procesos de cristalización fraccionada, dando como resultado una roca intrusiva de composición granodiorítica y rocas extrusivas de composición riolítica que formaron los diques y domos volcánicos.

Palabras clave: diques y domos félsicos; Granodiorita Tesorera; volcanismo; Mesa Central; Complejo Ígneo; edades K-Ar.

ABSTRACT

The Tesorera igneous complex (CIT) is composed of Mesozoic sedimentary and volcano-sedimentary sequences belonging to the Guerrero terrane (TG) and Early Cretaceous calcareous sediments, deformed by the shortening of the Laramide orogeny and the intrusion of the Tesorera granodiorite around 74 Ma. During Paleogene, dacitic lava domes were emplaced on the granodioritic rock, and were followed by the extrusion of rhyolitic dikes and volcanic domes between 44 to 50 Ma. The Upper Cretaceous volcano-sedimentary sequence was deposited in an intra- or back-arc setting. The development of the Sierra Madre Occidental volcanic arc during the Late Cretaceous is contemporary to the Laramide orogeny and is associated with the folds and thrusts belt of the Sierra Madre terrane. The Tesorera Granodiorite pluton, dykes and felsic domes associated with the development of the Sierra Madre Occidental arc were settled along faults and fractures with variable widths up to 500 m and lengths of ~5 km. They were emplaced on the volcano-sedimentary units that form the Asientos-La Tesorera volcanic arc (referred with this name in this work). The granodioritic plutons of this southern part of the Mesa Central do not show laramidic contractile deformation and were emplaced where the San Luis-Tepehuanes Faults System (SLTFS) and the eastern shoulder of the Aguascalientes graben intersect. Structural data of dykes have an average direction N60°W and a dip between 45° and

85° SW, suggesting an extension direction ~ NE-SW. In accordance with the age of the volcanic rocks of the study, the deformation that caused these faults belongs to the initial stages of the extensional tectonics that formed the Basin and Range Province. The orientation of the dykes coincides with the orientation of the SLTFS, mainly at the San Luis de la Paz-Salinas de Hidalgo stretch, whose main activity occurred during the Paleogene time. The geochemical characteristics, like major and trace elements, for the igneous rocks that make up the volcanic complex indicate that they are sub-alkaline to alkaline rocks, and peraluminous with an alumina saturation index >1 , $[Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O) > 1]$. The lavas evolved from a volcanic arc tectonic environment into an intraplate volcanism. They were associated with mantle-derived magmas and fractional crystallization processes, and resulted in intrusive rocks of granodioritic composition and extrusive rock of rhyolitic composition that formed dikes and volcanic domes.

Key words: felsic dikes and domes; Tesorera Granodiorite; Mesa Central volcanism; igneous complex; K-Ar ages.

INTRODUCCIÓN

El Complejo Ígneo La Tesorera (CIT) se localiza al oriente de la ciudad de Zacatecas en el límite con el estado de San Luis Potosí. Cubre un área aproximada de 120 km², se ubica en el extremo poniente de la provincia Fisiográfica de la Mesa Central, que se caracteriza por ser una región con gran potencial minero, asociado a los eventos volcánicos y tectónicos del Paleógeno (Figura 1). El CIT también forma parte de la porción sur-oriental de la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental (SMO), donde predominan ignimbritas voluminosas (McDowell y Clabaugh, 1979), mientras que en la Mesa Central (MC) sobresalen campos volcánicos formados principalmente por domos de lava y depósitos piroclásticos de menor volumen con respecto a las lavas, que ocurrieron en un intervalo de tiempo de ~45–23 Ma (Labarthe-Hernández et al., 1982; Henry y Aranda-Gómez, 1992; Ferrari et al., 2002; Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández 2003; Tristán-González et al., 2005; Tristán-González, 2008; Aguillón-Robles et al., 2009; López-García, 2010; Tristán-González et al., 2012), que constituyó un episodio tectono-magmático ocurrido durante el Paleógeno asociado a la subducción de la Placa Farallón debajo de la placa de Norteamérica (Ferrari et al., 2005; Ferrari et al., 2007; Bryan et al., 2008; Bryan y Ferrari, 2013). Esta fase de extensión cortical que originó la provincia de Cuencas y Sierras de México estuvo acompañada de eventos magmáticos y mineralizantes importantes, sobre todo durante el Oligoceno. En la porción sur-oriental de la provincia de la SMO se distinguen varios campos volcánicos que se desarrollaron primordialmente en la porción suroriental de la Mesa Central, cuyo vulcanismo fue principalmente constituido por domos de composición riolítica, como los campos de San Luis Potosí, Guanajuato y Río Santa María (Labarthe-Hernández et al., 1982; Labarthe-Hernández et al., 1989; Martínez-Reyes, 1992; Aguillón-Robles et al., 2009).

En la porción oriental del estado de Zacatecas sobresale el CIT, que se caracteriza por la presencia de un cuerpo plutónico de granodiorita, dentro del cual se emplazó un complejo de diques y, en algunos de sus tramos, se emplazaron domos de lava. En el CIT, además del sistema de diques y domos, se dieron otros eventos volcánicos en forma de lavas y flujos piroclásticos de composición riolítica, localizados esencialmente en el margen poniente de la Granodiorita Tesorera. Las rocas volcánicas del CIT son semejantes en composición y edad a la secuencia volcánica félsica basal del Eoceno medio que aflora en las inmediaciones de la ciudad de Zacatecas (riolita La Bufa, K-Ar, roca entera, 40.5 ± 0.9 Ma; Tristán-González et al., 2012; Aguillón-Robles et al., 2009) y con las

rocas volcánicas del Complejo Volcánico de Charcas, S.L.P. (Tristán-González, 2008; López-García, 2010). En la mayoría de los campos volcánicos del Paleógeno de la porción meridional de la Mesa Central donde se emplazaron domos, no es posible observar los conductos alimentadores, por lo que el área del CIT reviste una vital importancia debido a que aquí sí es posible apreciar los diques alimentadores de los domos y, por lo tanto, es factible estudiar la forma de emplazamiento en la región. Esta zona tiene una historia minera sobresaliente, principalmente relacionada con la Granodiorita Tesorera.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El CIT se localiza sobre la porción oriental del terreno Guerrero (TG) muy cerca del límite de los afloramientos occidentales del terreno Sierra Madre (TSM; Campa y Coney, 1983; Figura 1); fisiográficamente se ubica en la parte centro-occidental de la MC (Raisz, 1959; Nieto-Samaniego et al., 2005) y al sur-oriente de la Provincia Volcánica de la SMO (Ferrari et al., 2005). El extremo oriental del TG, carece de un basamento cristalino pre-Mesozoico, infiriéndose que se encuentra ensamblado tectónicamente sobre el TSM (Centeno-García y Silva-Romo, 1997), descansando sobre un basamento precámbrico que aparentemente fue acrecionado a Norteamérica en el Paleozoico tardío por la colisión entre Norte y Sudamérica durante la formación de Pangea (Yañez et al., 1991; Stewart et al., 1993).

El TSM se caracteriza por la presencia de rocas siliciclásticas del Triásico Tardío, rocas volcánicas y volcanoclasticas del Jurásico Medio y caliza-arenisca-lutita del Cretácico. Estas unidades afloran principalmente en las áreas de Peñón Blanco y Charcas hacia la parte sureste y noreste respectivamente del área de estudio y están representadas por las formaciones Zacatecas, Nazas, Zuloaga, La Caja, Taraises, Tamaulipas, Indidura y Caracol (Silva-Romo et al., 2000; Tristán-González y Torres-Hernández, 1994; Barboza-Gudiño et al., 2010).

El TG está caracterizado por vulcanismo submarino y formado a la vez por cinco terrenos, que registran un vasto y complejo proceso relacionado a subducción influenciado por translación con fallamiento. Los cinco terrenos en cuestión son Teloloapan, Guanajuato, Arcelia, Tahue y Zihuatanejo, en este último se encuentra el área de estudio. El terreno Zihuatanejo fue formado por ensambles de sedimentos pelágicos depositados sobre un piso oceánico y acrecionados hacia el fin del Triásico y en el Jurásico Temprano (complejo de subducción), los cuales están sobreyacidos discordantemente por ensambles de rocas vulcanosedimentarias relacionadas a un arco marino del Jurásico Tardío-Cretácico (Centeno-García et al., 2008). Las unidades referidas están representadas por las Formaciones Zacatecas y La Borda respectivamente, esta última también nombrada como Roca Verde, Unidad Vulcanosedimentaria o Complejo Vulcanosedimentario Las Pilas (Burckhardt, 1906; Pérez-Martínez et al., 1961; McGehee, 1976; Yta, 1992; Caballero-Martínez et al., 1999; Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Escalona-Alcázar et al., 2009; Tristán-González et al., 2012). Estas rocas vulcanosedimentarias también se han correlacionado con la Formación Chilitos del área de Fresnillo (Cserna, 1976); y con las que afloran en el arroyo El Gallinero en el Saucito, Zacatecas, formadas por basaltos en almohadilla interestratificados con depósitos siliciclásticos (Yta, 1992).

Durante el Cenozoico se dieron episodios magmáticos y tectónicos que originaron la SMO (Ferrari et al., 2005; Bryan et al., 2008; Bryan y Ferrari, 2013). Al occidente del CIT, en las inmediaciones de la ciudad de Zacatecas y en el hombro oriental del graben de Aguascalientes, se emplazaron lavas que formaron domos de composición félsica (riolita La Bufa en Zacatecas) durante el Eoceno medio, parcialmente

cubiertos por depósitos piroclásticos y volcanoclásticos del Oligoceno (Tristán-González, 2008; Tristán-González *et al.*, 2012). En la porción sur y suroriental de la MC se localizan varios campos volcánicos, donde sobresalen el de San Luis Potosí, Guanajuato, Río Santa María y Charcas (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Aranda-Gómez *et al.*, 2005; Rodríguez-Ríos *et al.*, 2007; Aguillón-Robles *et al.*, 2009; Tristán-González *et al.*, 2009a; López-García, 2010; Aguillón-Robles *et al.*, 2012) que están formados por paquetes gruesos de rocas volcánicas félsicas y cuya actividad se inició durante el Eoceno medio. Los primeros pulsos volcánicos en estos campos se iniciaron con un vulcanismo andesítico (45–40 Ma), continuando en el Oligoceno con un vulcanismo voluminoso de lavas y flujos piroclásticos de composición félsica extravasados entre los 32 y 25 Ma, en ocasiones intercalados con lavas de composición básica (Tristán-González *et al.*, 2009a; Rodríguez-Ríos y Torres-Aguilera, 2009; Aguillón-Robles *et al.*, 2014).

GEOLOGÍA LOCAL

Estratigrafía

La columna estratigráfica del área de estudio comprende rocas sedimentarias y vulcanosedimentarias del Mesozoico, un evento plutónico del Cretácico Tardío y un evento volcánico del Eoceno, que se inició con la emisión de una lava de composición dacítica que formó un domo en la parte central de la Granodiorita Tesorera. Posterior a la dacita le siguieron efusiones de lavas félsicas inyectadas a través de un complejo de diques en la parte central y en la periferia de la Granodiorita Tesorera, llegando a desarrollar en algunos tramos de su traza domos endógenos de diferentes dimensiones. Después de la salida de las lavas félsicas, se llevaron a cabo otros tres eventos, uno efusivo riolítico y dos de flujos piroclásticos (Figuras 2 y 3).

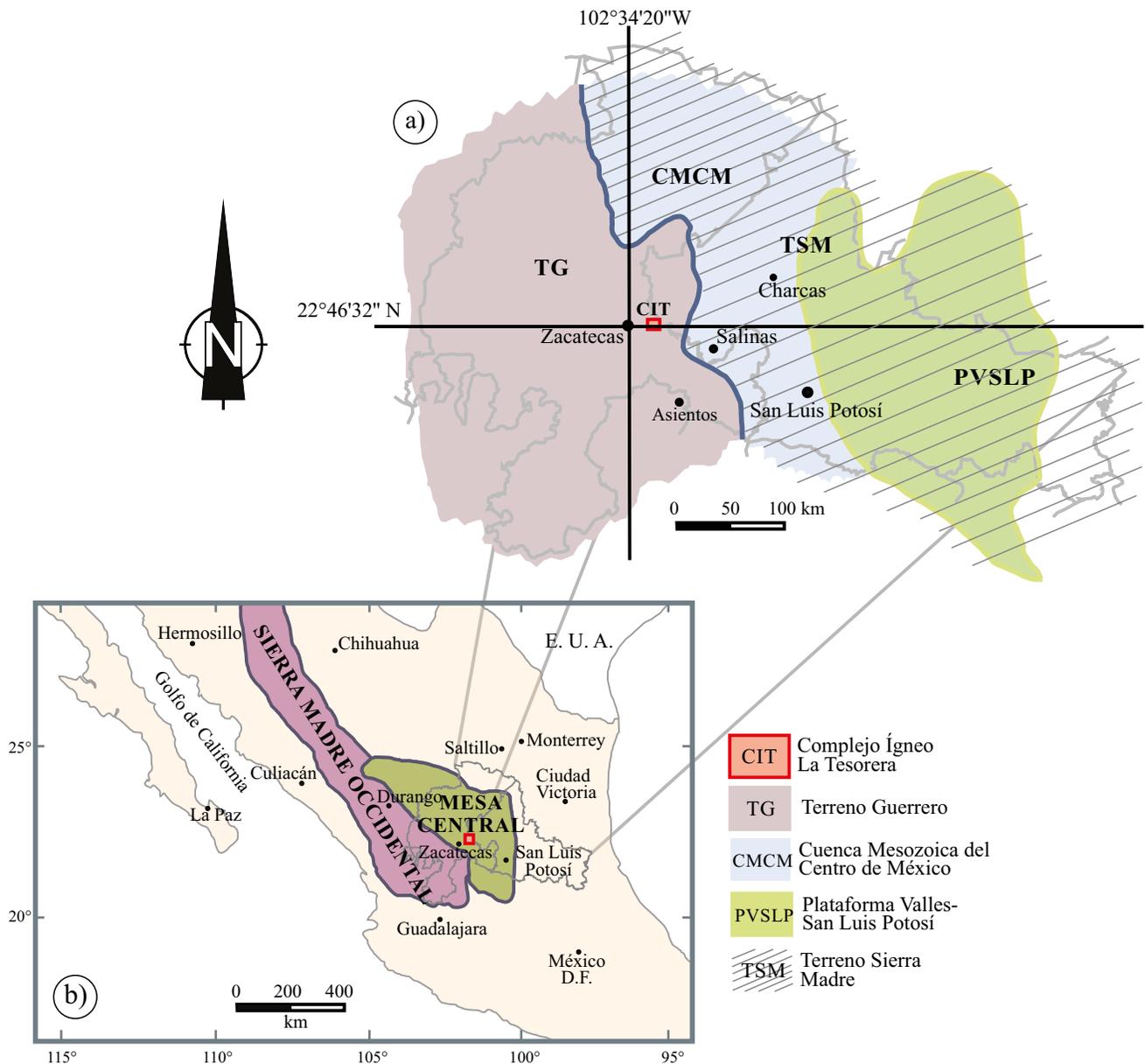


Figura 1. Mapa de localización del Complejo Ígneo La Tesorera. a) Límite de terrenos propuesto por Campa y Coney (1983). b) Esquema de las provincias fisiográficas dentro del área de estudio.

Secuencia mesozoica

La secuencia mesozoica sobre la cual descansan las rocas volcánicas del CIT, está constituida por la Unidad Vulcanosedimentaria (roca Verde), la cual ha sido objeto de numerosos estudios. Originalmente fue descrita por Burckhardt (1906) y Burckhardt y Scalia (1906), quienes las reconocieron en el área del Arroyo Calavera o Pimienta al poniente de la ciudad de Zacatecas. Cserna (1976) estudió rocas semejantes en las inmediaciones de la Mina de Fresnillo, Zacatecas y las nombró como Formación Chilitos describiéndolas como un conjunto de lavas almohadilladas y brechas de color verde. Yta (1992) nombró a esta unidad como Unidad Vulcanosedimentaria, constituida por lavas básicas almohadilladas, intercaladas con calizas micríticas con nódulos de pedernal y radiolaritas. Escalona-Alcázar et al. (2009) utilizaron el nombre de Complejo Vulcanosedimentario Las Pilas.

En el sector oriental del CIT aflora una sucesión vulcanosedimentaria que se encuentra expuesta en el poblado del Saucito, sobre el lecho del arroyo El Gallinero (Figura 3), con su mejor exposición debajo del puente de la carretera La Tesorera-Noria del Cerro (Yta et al., 1990). Esta unidad se compone de una secuencia de horizontes de lava de composición basáltica a andesítica de color verde a gris verdoso, de estructura masiva a almohadillada, con textura de vesículas y/o amígdalas rellenas de arcilla o cuarzo; con intercalación de capas de lutita, caliza y radiolarita de estratificación delgada a media. Dicha secuencia presenta un metamorfismo de bajo grado con alteraciones de clorita y epidota. En esta área fue fechada con radiolarios como del Valanginiano-Hauteriviano (Yta et al., 1990). Esta unidad puede

ser correlacionada con la Formación Chilitos del área de Fresnillo, en donde Cserna (1976) le asignó una edad del Triásico Tardío. En el área es sólo una ventana aislada entre gravas y aluviones, por lo que no se aprecian sus relaciones estratigráficas. Centeno-García y Silva-Romo (1997), sugirieron que el depósito de las rocas del terreno Guerrero ocurrió en aguas profundas, en un escenario de intra-arco o cuenca tras-arco (*back arc*). Escalona-Alcázar et al. (2014) proponen que la secuencia del Campo Volcánico de Zacatecas pertenece a un arco primitivo, asociado a la parte norte del terreno Guerrero.

En gran parte del área de estudio y en la periferia de la Granodiorita Tesorera, aflora una secuencia calcárea correspondiente a la Formación Cerro Gordo, la cual es muy semejante litológicamente a las rocas calcáreas que afloran en la región de Fresnillo Zacatecas, en la cima del Cerro Gordo al norte del libramiento de la carretera a Durango-Torreón y que Cserna (1976) nombró como caliza Cerro Gordo. Tristán-González et al. (1994) identificaron secuencias calcáreas semejantes en varias localidades cercanas a la ciudad de Zacatecas, para las cuales utilizaron el nombre de Cerro Gordo, incluyendo los afloramientos de La Tesorera. En el área del CIT esta formación aflora en las inmediaciones de los poblados Saucito-Noria del Cerro, en la periferia norte y nororiental del cuerpo principal de la Granodiorita Tesorera (Figura 3).

Su litología consiste de capas de caliza micrítica de color gris oscuro, de textura *mudstone* a *wackestone* (Dunham, 1962), en estratos delgados a medianos, con laminación rítmica tipo turbiditas distales; en la parte media se intercalan bandas delgadas y lentes de pedernal

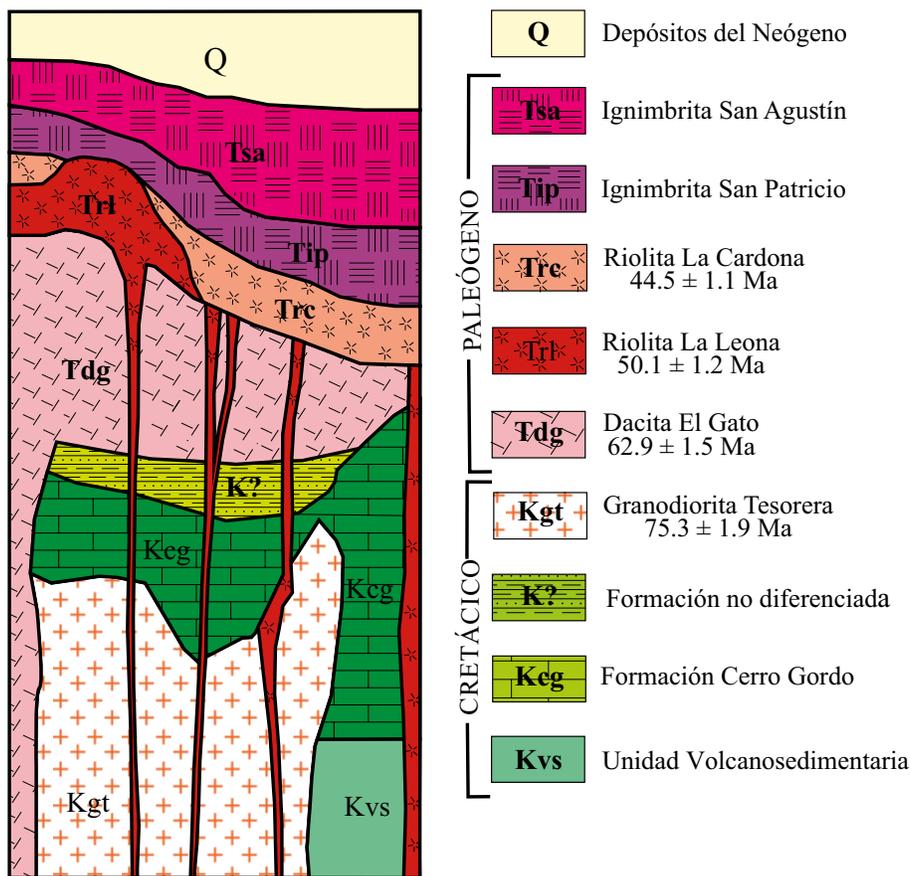


Figura 2. Columna estratigráfica esquematizada que muestra las principales unidades geológicas del Complejo Ígneo La Tesorera. Las edades isotópicas fueron obtenidas por el método K-Ar en roca entera para las unidades Trc, Trl y Tdg; para la Kgt se usó el mismo método que en biotita, obtenido para este trabajo (Franzetti, 2009).

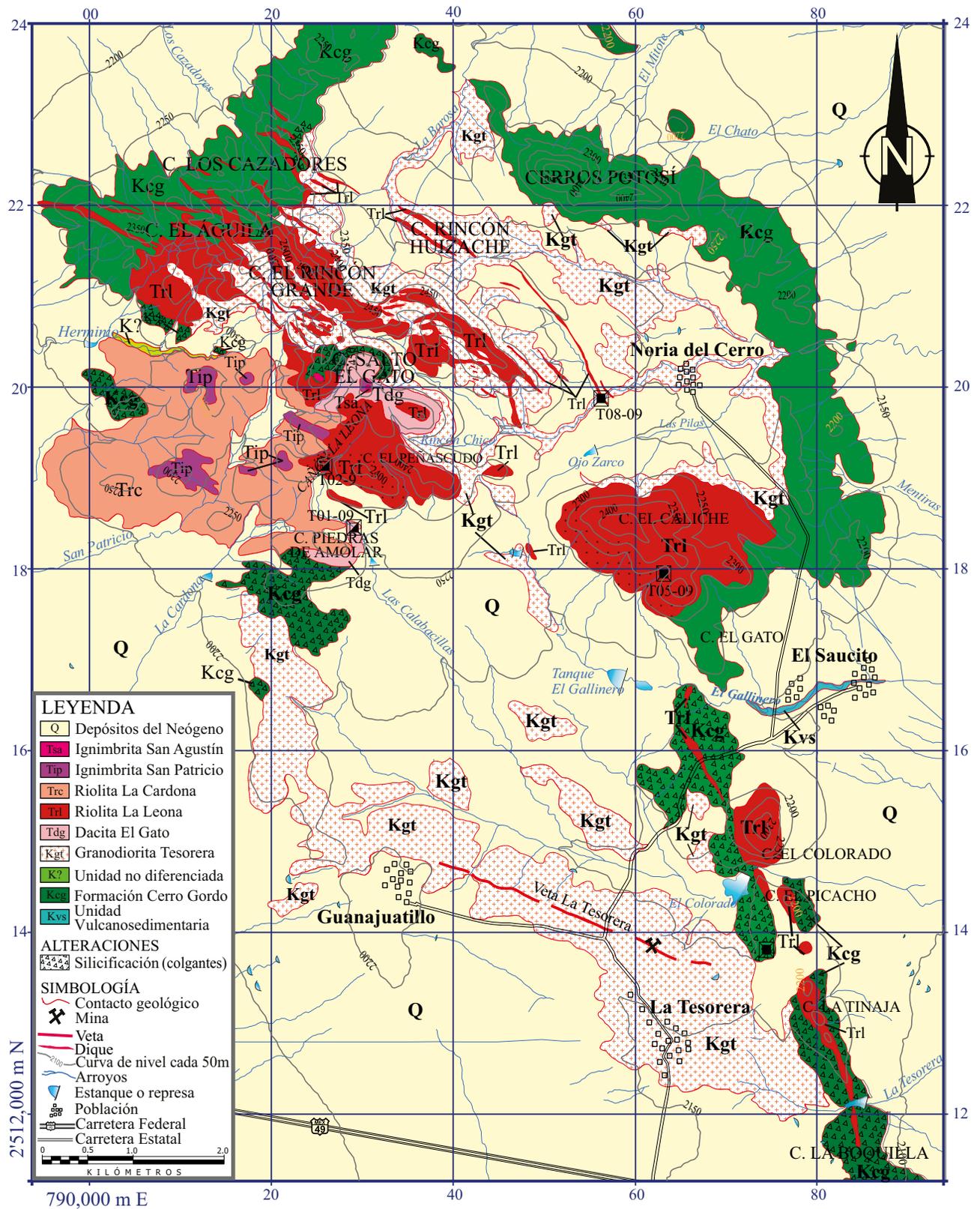


Figura 3. Mapa geológico del Complejo Ígneo La Tesorera. El área se localiza en el cuadrante 13Q; coordenadas UTM, WGS84.

negro, con horizontes laminares de limolita y lutita de color violáceo, hacia la cima el pedernal es escaso presentándose en forma de nódulos. Varios de sus afloramientos se encuentran sobre la cúpula del intrusivo en forma de techos colgantes, algunos de ellos reemplazados por sílice, como los que afloran al norponiente de los poblados Guanajuatillo, norte y oriente de los poblados La Tesorera y norponiente del Saucito. Alencáster (1971) clasificó la fauna de los afloramientos del área de Fresnillo, Zacatecas ubicándola en la edad Albiano tardío.

En la zona del CIT la Formación Cerro Gordo está intrusionada por la Granodiorita Tesorera y por diques de la riolita La Leona. También en algunos sitios está cubierta discordante por las rocas volcánicas del CIT. En el límite occidental del área de estudio sobre el lecho del arroyo Herminio (Figura 3), aflora una ventana de una secuencia no diferenciada, cuya litología es parecida a Formación Caracol descrita por Imlay (1936), formada como una alternancia rítmica de capas de lutita y arenisca de estratificación delgada media de color verde a gris oscuro que intemperizan a amarillo ocre. Los componentes mineralógicos de la arenisca son cuarzo, feldespato y muscovita en una matriz de arena fina que ocupa ~30%. Sus afloramientos en el área están cubiertos por depósitos de gravas y por derrames de la riolita La Cardona. En su afloramiento se aprecia como una secuencia *flysch* que por lo reducido de sus afloramientos no se puede asociar a una formación en especial.

El área de estudio se encuentra afectada por un cuerpo intrusivo que aflora en toda la zona del CIT, denominado para este trabajo como Granodiorita Tesorera, que se ha descrito por varios autores con nombres diferentes, Yta (1992) lo describió como un granito monzonítico con textura equigranular compuesto de feldespato, cuarzo, biotita y hornblenda. Tristán-González et al. (1994) lo definieron como un cuerpo granítico hipabisal de textura porfirítica, con fenocristales de cuarzo, ortoclasa y biotita, en una matriz microcristalina de cuarzo y feldespato, formado por varios apófisis y diques, el cual produjo en su periferia aureolas de metamorfismo de contacto con las rocas calcáreas que ahí afloran. Varios autores lo han clasificado como un cuerpo intrusivo de composición granítica o granodiorítica de textura holocristalina, inequigranular, porfirítica con 30 a 40% de plagioclasa con maclas de albita-periclina, feldespato potásico con maclas de microclina, hornblenda, biotita parcialmente alterada a clorita, augita-egirina y cuarzo (González-Arroyo et al., 1997; Larrañaga-Obregón y Caballero-Martínez., 2000; Quevedo-Coronado, 2007; Solé et al., 2007; Cuéllar-Cárdenas et al., 2012). En este trabajo se observó su composición mineralógica compuesta de ortoclasa alotriomorfa > cuarzo alotriomorfo de 0.5–2 mm > biotita ~1 mm en agregados parcialmente oxidados > plagioclasa hipidiomorfa > de hornblenda

xenomorfa (Figura 4a). En la zona de contacto con las rocas calcáreas, este intrusivo provocó la recrystalización de la caliza, cuerpos lenticulares de wollastonita y zonas silicificadas. También hay manifestaciones de mineralización de Ag, Pb, Zn y Cu en filones dentro del cuerpo intrusivo, sobresaliendo la Mina de San José, en la periferia norte del poblado La Tesorera.

Se han reportado edades radiométricas del Campaniano tardío-Maastrichtiano. Mújica-Mondragón y Albarrán (1983) obtuvieron una edad de 74 ± 6.0 Ma por K-Ar en biotita; Solé et al. (2007), 77 ± 3.0 Ma K-Ar en biotita parcialmente cloritizada; Franzetti (2009) una edad K-Ar en biotita para este trabajo de 75.28 ± 1.90 Ma y en feldespato de 76.8 ± 1.9 Ma. Se considera que la edad ponderada obtenida por Cuéllar-Cárdenas et al. (2012), 73.3 ± 0.3 Ma por U-Pb en circón como edad de cristalización, puede representar un evento magmático tardío de la Granodiorita Tesorera, dado que las temperaturas de cierre para estos sistemas son diferentes, para U-Pb en circón alrededor de 800 °C y para K-Ar en biotita de 373 °C y en feldespato de 230 °C (Harrison y McDougall, 1980); la Granodiorita Tesorera intrusionó a la secuencia Mesozoica deformada que aflora en el área.

Secuencia volcánica del Paleógeno

La unidad volcánica basal del CIT corresponde a un domo de composición dacítica que se emplazó en la porción central del complejo, nombrada en este trabajo como dacita El Gato (Figuras 2 y 3). La erupción de la lava dacítica estuvo precedida por un depósito piroclástico de ~6 m de espesor. La matriz de este depósito piroclástico está constituida por ceniza fina que engloba líticas abundantes sub-angulosos de 0.5 a 5 cm de diámetro de rocas sedimentarias e ígneas. La estructura del depósito es laminar con estratificación cruzada (oleada piroclástica) pasando hacia su cima a un flujo de ceniza parcialmente soldado. Sobre el flujo piroclástico se encuentra la brecha basal de la lava (Figura 4b), la cual es una roca de color pardo rojizo, hipocristalino, porfídico, de estructura fluidal, que contiene de 10 a 15% de fenocristales de 2–4 mm de plagioclasa y de feldespato idiomorfo a hipidiomorfo de 1–2 mm. La matriz está desvitrificada con silicificación moderada a fuerte. Esta lava se derramó sobre la Granodiorita Tesorera. La edad K-Ar obtenida para este trabajo con la roca entera fue de 62.9 ± 1.5 Ma (Tabla 1).

La riolita La Leona es el segundo evento constituido por una serie de diques y domos félsicos que se emplazaron dentro y en las márgenes de la Granodiorita Tesorera, en franjas de dirección NW en el centro del intrusivo, y NNW en la margen suroriental del área (Figuras 2 y 3). Los diques afloran principalmente en los cerros El Águila, El Rincón Grande y El Gato y los domos forman los cerros El Peñascudo, El

Tabla 1. Edades isotópicas de unidades asociadas al Complejo Ígneo La Tesorera.

Unidad ígnea	Número muestra	Coordenadas		Edad $\pm 1\sigma$	$^{40}\text{Ar}^*$ (e^{-6} cc)	% $^{40}\text{Ar}^*$	K_2O (wt %)	Fracción	Peso analizado (g)	Ref.** análisis
		Latitud N	Longitud W							
Trc	T06-09	22°45'43.1"	102°09'36.4"	44.5 \pm 1.1	7.251	91.2	4.99	re	0.3008	B7286
Trl	T12-09	22°26'41.6"	102°04'56.9"	44.4 \pm 1.2	7.065	73.3	4.88	re	0.4560	B7257
Trl	T08-09	22°45'38.1"	102°07'16.1"	50.1 \pm 1.2	14.800	71.7	9.10	re	0.5073	B7258
Tdg	T01-09	22°44'54.0"	102°08'53.6"	62.9 \pm 1.5	9.462	91.0	4.71	re	0.5125	B7263
Kgt	T11-09	22°46'25.8"	102°10'01.8"	46.4 \pm 1.1	7.415	92.2	4.89	fds	0.2564	B7329
				69.1 \pm 1.9	18.160	68.5	8.00	bio	0.1007	B7265
Kgt	Tgt3	22°45'17.0"	102°07'45.6"	75.3 \pm 1.9	17.350	82.2	7.00	bio	0.1543	B7221
				76.8 \pm 1.9	9.000	88.9	3.56	fds	0.2478	B7328
Kgt	PLN-001†			73.3 \pm 0.3				cir		

Unidad ígnea; Trc: Riolita La Cardona; Trl: Riolita La Leona; Tdg: Dacita El Gato; Kgt: Granodiorita Tesorera. * Material usado; fds: feldespato; re: roca entera; bio: biotita; cir: circón. ** Referencia del laboratorio del análisis realizado en el Laboratorio de Geocronología, Université de Bretagne Occidentale, Brest, France. † Edad obtenida por Cuéllar-Cárdenas et al. (2012).

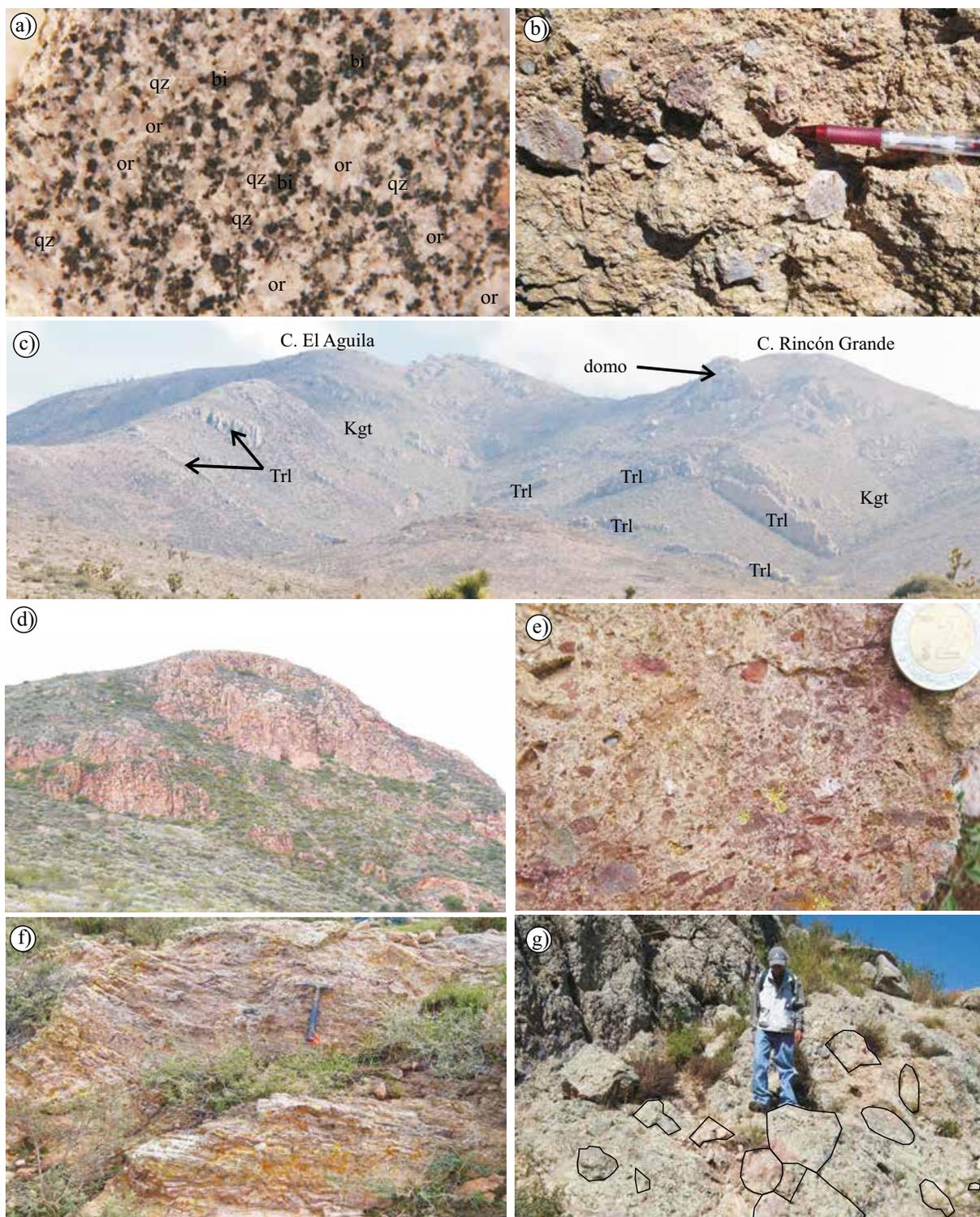


Figura 4. Compendio de imágenes que muestran algunos detalles de las diferentes unidades que forman la estratigrafía local del área del CIT. a) Textura porfírica de la Granodiorita Tesorera, observándose fenocristales de cuarzo (qz), ortoclasa (or) y biotita (bi), muestra colectada en la localidad de Noria del Cerro, coordenadas UTM 796,150-2'519,893. b) Brecha basal de desintegración de la dacita El Gato, donde se aprecia la dacita autobrechada, con fragmentos ~4 cm (fotografía tomada en el C. Salto El Gato). c) Panorámica que muestra el sistema de diques de la riolita La Leona, emplazados en la Granodiorita Tesorera en los cerros El Águila y Rincón Grande, sistema de diques en un arreglo paralelo de orientación NW-SE, remanente de un domo en el cerro Rincón Grande, Granodiorita Tesorera (Kgt), riolita La Leona (Trl; Panorámica viendo al norte). d) domo Cerro Colorado, emplazado sobre la margen oriental de la granodiorita Tesorera. e) Derrame piroclástico basal de la riolita La Cardona, contenido alto de líticos alargados y angulosos de 2 cm de largo; afloramiento al sur del cerro Piedras de Amolar en la zona de contacto con un techo colgante de la Formación Cerro Gordo. f) Afloramiento en el lecho del arroyo al sur del cerro Piedras de Amolar, observándose estructura fluidal con ligera oxidación que corresponde a la riolita La Cardona. g) Brecha de rezagó, con fragmentos de hasta 50 cm de diámetro de la ignimbrita San Patricio, asociado a una fuente de emisión cercana; afloramiento localizado aguas arriba del Arroyo San Patricio.

Caliche y El Colorado (Figura 4c y 4d). De manera general, la roca se describe como de color pardo rojizo claro, porfídica, hipocristalina, llega a presentar estructura fluidal, contiene de 10 a 30% de fenocristales de 2–6 mm de feldespato idiomorfo del tipo sanidino y ortoclasa, cuarzo idiomorfo en escasos fenocristales de 2–4 mm, algunos rotos o corroídos, plagioclasa idiomorfa a hipidiomorfa de 2–8 mm y escasa biotita en cristales tabulares alargados de 1–2 mm. La matriz es afanítica desvitrificada con silicificación y oxidación notoria. Los diques varían desde 4 a 100 m de ancho y hasta 5 km de longitud (Figura 3 y Figura 4c) y en sitios puntuales fueron los alimentadores de las lavas que formaron los domos. En la porción suroriente del área, sobre la traza de los diques se conservan algunos remanentes de esos domos, donde sobresale el cerro Colorado (Figura 3 y Figura 4d). La edad de los diques y domos del CIT se considera tentativamente contemporánea con la secuencia volcánica félsica basal de las inmediaciones de la ciudad de Zacatecas (riolita La Bufa), donde Loza-Aguirre *et al.* (2008) obtuvieron una edad ponderada de cristalización $Ar^{40}-Ar^{39}$ con sanidino de 48.91 ± 0.09 Ma y Tristán-González (2008) por K-Ar roca total de 49.8 ± 1.0 Ma, lo que corresponde al Eoceno medio. En la localidad de la Saucedá, donde aflora la Granodiorita Tesorera al sur del CIT, se obtuvo una edad K-Ar con roca entera, para un dique de la misma composición que los del CIT de 46.08 ± 1.16 Ma (Franzetti, 2009). En este trabajo se tomó en cuenta la edad K-Ar con roca entera de 44.4 ± 1.2 Ma (Tabla 1).

El tercer evento dentro del CIT corresponde a la Riolita La Cardona, que es un flujo de lava riolítica muy fluidal fácilmente distinguible de los flujos piroclásticos que la cubren (Figuras 2 y 3). Aflora principalmente al norte del poblado Guanajuatillo en el cerro Piedras de Amolar, donde se aprecian dos eventos: 1) etapa explosiva que dio origen a un flujo piroclástico que constituye su base, de color crema-amarillento, con un 10 a 15 % de fenocristales de cuarzo y sanidino, contiene líticos abundantes de 0.3 a 0.8 cm y pómez sin colapsar (Figura 4e). Hacia su cima disminuyen los líticos y está parcialmente soldado. Su espesor es de aproximadamente 10 m; 2) etapa efusiva, cuya roca es de color pardo rojizo, hipocristalina, porfídica con matriz afanítica desvitrificada, de estructura fluidal. Contiene 20 % de fenocristales de feldespato idiomorfo de 2–5 mm, cuarzo idiomorfo de 1–2 mm y escasos máficos (biotita) dispersos en la matriz. Presenta estructura fluidal (Figura 4f). Para este trabajo se obtuvo una edad isotópica K-Ar con roca entera de 44.5 ± 1.1 Ma (Tabla 1).

El cuarto evento del CIT, se encuentra la ignimbrita San Patricio (Figuras 2 y 3) que se describe en este trabajo por primera vez, aflora en la porción norte del poblado Guanajuatillo, al poniente de Noria del Cerro y en el cerro Salto El Gato. Es una roca de color ocre amarillento, con líticos angulosos a subredondeados de 2 a 8 cm de diámetro soportados en matriz de ceniza muy fina. Este depósito corresponde a un flujo piroclástico sin soldar masivo, aunque en algunos sitios se aprecian horizontes reomórficos. En la base se presenta una brecha de rezago con fragmentos gruesos hasta de 20 cm de diámetro dentro de un arreglo caótico (Figura 4g). El espesor de esta ignimbrita es de ~30 m. Para este estudio no se realizó ninguna edad isotópica, pero se puede correlacionar con el vulcanismo félsico que se dio en la zona de los campos volcánicos del Eoceno-Oligoceno en Zacatecas, San Luis Potosí y Guanajuato (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González *et al.*, 2009b; Aguillón-Robles *et al.*, 2009; Loza-Aguirre *et al.*, 2008).

La unidad más joven del CIT es la ignimbrita San Agustín, descrita en este trabajo como un flujo piroclástico que aflora en remanentes aislados localizados al poniente del poblado de Noria del Cerro, en la cima del cerro Salto El Gato. Se trata de una roca de color beige que en su base presenta 20 % de líticos soportados en una matriz de ceniza que es predominantemente vítrea, además de pómez sin colapsar. Los líticos son angulosos a subredondeados de 2 a 15 mm hasta de 30 cm de diámetro. El depósito es masivo, su arreglo es caótico, donde

algunos horizontes tienen soldamiento fuerte. No se cuenta con edad isotópica ni se tienen datos de otros fechamientos de ignimbritas cercanas. Sobreyace a los depósitos piroclásticos de la dacita El Gato y a los colgantes de caliza silicificada de la Formación Cerro Gordo en las inmediaciones del poblado La Tesorera.

Sedimentos neógenos

Son depósitos sin consolidar formados de grava, depósitos de pie de talud (coluvión), suelo residual y aluvión. Los depósitos de gravas están compuestos por fragmentos pobremente clasificados del tamaño de gravas finas a gruesas, angulosos a subredondeados y composición polimíctica (riolita, basalto, caliza y pedernal), soportadas en una matriz del tamaño de arcilla-arena gruesa sin consolidar.

Los depósitos de coluvión se componen de fragmentos y bloques producto del fracturamiento, meteorización y erosión de las rocas preexistentes (riolita, dacita, granodiorita) que se han depositado sobre las laderas de los cerros. Los depósitos aluviales del área están compuestos principalmente por sedimentos clásticos en etapa de consolidación, de la fracción de arcilla, limo, arena y grava, siendo mayormente de la composición de las rocas preexistentes en el área.

TECTÓNICA REGIONAL

El área de estudio se localiza en el límite oriental del terreno Guerrero. Centeno-García y Silva-Romo (1997), mencionan que las rocas correspondientes a dicho terreno están expuestas en el Saucito y Fresnillo, Zacatecas, donde muestran una diferencia significativa con las rocas marinas, contemporáneas, del terreno Sierra Madre (TSM). Las rocas del norte del TG incluyen secuencias de arco-oceánico del Cretácico, compuestas principalmente de rocas volcánicas y volcánicas clásticas (Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Escalona-Alcázar *et al.*, 2009 y 2014). El medio ambiente de depósito durante el Cretácico Temprano se interpreta como de aguas profundas y corresponde a las formaciones que afloran en la Sierra de Zacatecas, como La Borda, Unidad Vulcanosedimentaria, Complejo Las Pilas y Roca Verde de Zacatecas (Burckhardt y Scalia, 1906; Pérez-Martínez *et al.*, 1961; McGehee, 1976; Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Escalona-Alcázar *et al.*, 2009; 2014; Tristán-González *et al.*, 2012) y en Fresnillo la Formación Chilitos (Cserna, 1976) y en El Saucito, Zacatecas (Yta, 1992). Centeno-García y Silva-Romo (1997) sugieren que estas secuencias vulcanosedimentarias pudieron depositarse en un ambiente de intra-arco o tras-arco.

Durante el Cretácico Tardío, en la porción occidental de México, se desarrolló el arco volcánico de la SMO y, como parte de él, se emplazó la Granodiorita Tesorera posteriormente a la deformación contractiva laramídica.

En las localidades de Real de Asientos-Tepezalá y Saucedá de Mulatos localizadas en el hombro oriental del graben de Aguascalientes, aflora una secuencia vulcanosedimentaria, la cual es muy parecida a la reportada por Aranda-Gómez *et al.* (1989), para la localidad de La Tomatina en el hombro occidental del mismo graben, cuya edad determinada con radiolarios fue del Jurásico Tardío. En la zona de Real de Asientos-Tepezalá la secuencia está formada por un ensamble tectónico, donde se aprecia que la roca más antigua es una secesión de capas de caliza-lutita que se intercalan con horizontes de andesita, dispuesta en una serie de despegues formando un abanico imbricado de fallas inversas, la cual está sobreyacida también de forma tectónica por la secuencia de arenisca-lutita denominada *flysch* de Asientos (Tristán-González *et al.*, 1994).

En la Mesa Central (Cuenca Mesozoica del Centro de México; Carrillo-Bravo, 1982) ocurrió un cambio de facies pasando de una

sedimentación de calizas (Jurásico Medio-Cretácico Temprano) a sedimentos terrígenos con materiales detríticos de origen volcánico en el Cretácico Tardío (Formación Caracol), lo que se ha interpretado que marca el inicio de la orogenia Laramide (Centeno-García y Silva-Romo, 1997). El frente orogénico migró de occidente a oriente y la edad máxima de la deformación queda limitada por las edades de las rocas deformadas más jóvenes, que son maastrichtianas, en tanto que la edad mínima de la deformación está definida por las edades de las rocas continentales y plutónicas no deformadas (Mujica-Mondragón y Albarrán, 1983; Zimmermann *et al.*, 1990; Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Aranda-Gómez *et al.*, 2007; Solé *et al.*, 2007; Tristán-González, 2008; Botero-Santa, 2011).

Las rocas ígneas más antiguas no deformadas que se han fechado en esta región corresponden a cuerpos intrusivos graníticos de 53–51 Ma (Zimmermann *et al.*, 1990; Aranda-Gómez *et al.*, 2007; Tristán-

González, 2008; Botero-Santa, 2011). Sin embargo, las edades obtenidas para la Granodiorita Tesorera no deformada (Tabla 1), así como la más reciente de Cuéllar-Cárdenas *et al.* (2012) de 73 Ma, de U-Pb en circón (Tabla 1), sugieren que el evento de deformación laramídico terminó en esta zona a finales del Cretácico Tardío y no en el Terciario temprano como se ha sugerido para esta porción del límite del TG y la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM) (Carrillo-Bravo, 1982; Tristán-González, 2008). Este conjunto de intrusivos no deformados se alinean burdamente a lo largo del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (SFSLT) y Bajío (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). El área del CIT queda comprendida dentro de la franja del SFSLT (Figura 5), la cual es una franja de fallas que abarca el límite norte y sur de la MC y buena parte de su límite occidental. El SFSLT consiste de un gran lineamiento de dirección NW-SE que se extiende desde San Luis de La Paz, Guanajuato, hasta Tepehuanes, Durango; con evidencias de actividad durante el

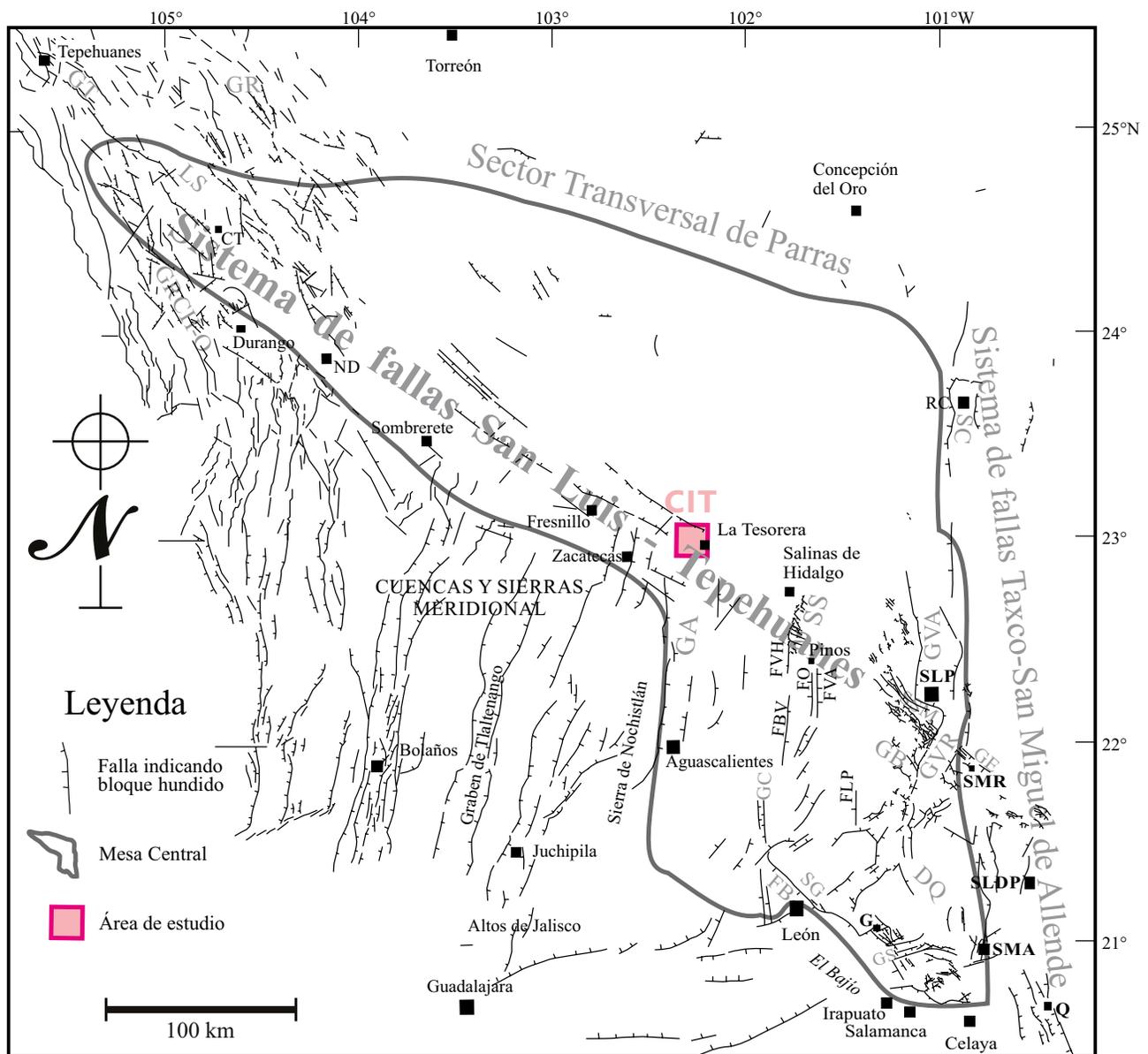


Figura 5. Ubicación del CIT, dentro del Sistemas de Fallas San Luis-Tepehuanes en el tramo Salinas de Hidalgo-Zacatecas, al suroriente se localiza la zona de Cuencas y Sierras meridional (modificado de Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

Eoceno y Oligoceno, y actividad plioceno-cuaternaria solamente en su segmento NW. Su traza coincide burdamente con el límite donde se truncan las secuencias de rocas volcánicas cenozoicas de la Sierra Madre Occidental, con las secuencias vulcanosedimentarias mesozoicas y con el límite norte de los grábenos que forman la provincia de Cuencas y Sierras meridional (Figura 5). En el SFSLT se pueden reconocer dos segmentos; uno está constituido por la porción oriental que se extiende de San Luis de la Paz hasta Salinas de Hidalgo y constituye el límite entre las regiones meridional y septentrional de la Mesa Central. Dentro de este segmento, entre San Luis de la Paz y Santa María del Río, se ha cartografiado un sistema formado por numerosas fallas normales con rumbo NW-SE y buzamiento al SW, que en algunos lugares forman fosas tectónicas y desplazan principalmente a rocas del Oligoceno temprano (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González, 1986), lo que indica una edad máxima de actividad en el Oligoceno tardío. Otro de los segmentos importantes dentro del SFSLT se localiza en las inmediaciones de la ciudad de Zacatecas, donde se han cartografiado dos sistemas de fallas mayores (Ponce y Clark, 1988; González-Arroyo *et al.*, 1997; Loza-Aguirre *et al.*, 2008; Tristán-González, 2008; Tristán-González *et al.*, 2012). Las fallas más antiguas tienen dirección NW-SE, en su mayoría con buzamiento de $\sim 50^{\circ}$ – 70° al SW y longitudes que varían entre 4 y 16 km y son las que alojan vetas mineralizadas. Las más grandes y mejor conocidas son: La Plomosa, Tajos de Pánuco, Veta Grande, Mala Noche, Bote, Cantera y San Rafael (Ponce y Clark, 1988; Tristán-González *et al.*, 2012). El sistema NW está cortado por fallas N-S que limitan la sierra de Zacatecas, y la configuran como un pilar tectónico. Estas fallas N-S se observan cortadas por fallas NW-SE, lo que se interpreta como una reactivación del SFSLT ocurrida a finales del Oligoceno tardío o posterior (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

Para la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras de México (Stewart, 1978, 1998; Henry y Aranda-Gómez, 1992; Ferrari *et al.*, 2005), se propuso la existencia de una tectónica distensiva en el Paleógeno, desarrollando un patrón de fallas normales con rumbo predominante NW-SE. En la MC dicho evento produjo la máxima extensión en el Oligoceno (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Henry y Aranda-Gómez, 1992; Aranda-Gómez *et al.*, 2000, 2005; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999; Tristán-González, 2008).

En la región de Zacatecas ocurrieron pulsos volcánicos de carácter explosivo relacionados a las diferentes etapas de fallamiento: el primero ocurrió durante el Eoceno medio, con la erupción de la ignimbrita Los Alamitos (piroclásticos y volcánoclasticos Los Alamitos de 46.8 Ma con K-Ar con biotita; Ponce y Clark, 1988) que precedió al emplazamiento de la riolita La Bufa. Otro pulso importante está representado por la ignimbrita La Virgen de 37.1 \pm 0.9 Ma (Tristán-González, 2008; Tristán-González *et al.*, 2009b). Otros depósitos piroclásticos emplazados durante el Oligoceno corresponden a la ignimbrita Garabato de 28.0 \pm 0.8 Ma y riolita Sierra Fría de 27.0 \pm 0.7 Ma (Loza-Aguirre *et al.*, 2008; K-Ar, en sanidino), que corresponden ya al evento extensional de Cuencas y Sierras.

Los sedimentos marinos que afloran en la zona del CIT, presentan dos deformaciones compresivas mesozoicas y una etapa extensional post-laramídica que produjo una serie de fracturas de orientación NW-SE en las que se emplazaron una serie de diques de lava riolítica (Quevedo-Coronado, 2007; Tristán-González *et al.*, 2009b; Cruz-Márquez, 2010).

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La mayor parte del CIT se encuentra en una elevación que se extiende sobre una llanura de 2,150 hasta 2,600 m en sus partes más elevadas; esta sierra tiene una forma ligeramente elíptica de ~ 15 km

por ~ 9.0 km donde sobresalen los afloramientos de la Granodiorita Tesorera. Se realizó un análisis estructural con datos de campo de los diques y foliaciones de flujo de lava de la riolita La Leona (Figura 6).

Análisis estructural del sistema de diques La Leona en el Complejo Ígneo La Tesorera

Se analizaron un total de 43 datos estructurales de los diques tomados en campo con el programa *Stereo 32*, versión 1.0.2. (Klaus Roller, Claudia A. Trepman 2003-2010). En el diagrama de la Figura 7a, se aprecia una población dominante de planos que marcan un rumbo que varía entre N45°W y N60°W e inclinación de sus planos entre 45°–85° SW, sugiriendo una extensión en dirección NE-SW. El diagrama de densidades de la Figura 7b, ilustra la concentración máxima de los polos de planos de los diques, donde la dirección de buzamiento se encuentra entre N60°–70°E. En la Figura 7c, el diagrama de rosas muestra el rumbo preferente de los diques entre N45°–60°W.

Se midieron las direcciones de buzamiento de los planos de fluidez de la lava en los afloramientos de la riolita La Leona, tomados en los cerros El Águila y Rincón Grande. En la Figura 8a el conjunto de planos de foliación muestran una dirección de buzamiento al NE y SW cuya actitud es perpendicular al rumbo de los diques, lo cual sugiere que la lava fluyó hacia ambos lados del dique alimentador, determinando con el promedio de densidad de polos de los planos su dirección de buzamiento NE-SW, con ángulos de inclinación de los planos de fluidez entre los 42°–75° (Figura 8a). En el diagrama de rosas se obtuvo el rumbo de los planos de fluidez de la lava entre N35°–70°W, el cual es semejante con el rumbo de los diques (Figura 8c).

La actitud que muestran estos diques sugiere que se formaron bajo un campo de esfuerzo donde la extensión regional estuvo orientada NE-SW, probablemente influenciada por las primeras etapas de tectónica distensiva que afectó la región. La traza de estos diques coincide con la orientación del sistema fallas San Luis de la Paz-Salinas de Hidalgo, dentro del SFSLT el cual muestra evidencia de actividad durante el Eoceno y Oligoceno (Nieto-Samaniego *et al.*, 1997). Dichas estructuras ejercieron un control para el emplazamiento de rocas volcánicas, hipabisales y depósitos minerales a lo largo de sus trazas, sin que se pueda precisar los mecanismos por los que se dio ese control (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Cabe hacer notar que los diques presentan mayor anchura en la parte central de la Granodiorita Tesorera, y en su porción suroriente se emplazaron siguiendo su periferia donde se formaron algunos domos endógenos (Cerro Colorado y Cerro La Tinaja), por lo que el emplazamiento de los diques pudiera estar relacionado al mismo sistema de esfuerzos que permitieron el emplazamiento del intrusivo.

Una característica de este intrusivo es que no se aprecia deformado (Tristán-González *et al.*, 1994; Quevedo-Coronado, 2007; Cuéllar-Cárdenas *et al.*, 2012). Se infiere que una etapa de extensión temprana, permitió el emplazamiento de los diques en el Eoceno medio.

Geoquímica de las unidades volcánicas

Se colectaron 22 muestras de las unidades volcánicas del CIT; una de la dacita El Gato; siete de la riolita La Leona; dos de la riolita La Cardona; seis de la ignimbrita San Patricio; dos de la ignimbrita San Agustín y cuatro de la Granodiorita Tesorera. Los análisis de elementos mayores (Tabla 2), se obtuvieron por el método de XRF (de las siglas en inglés, fluorescencia de rayos X), en el Departamento de Geociencias del Instituto Francés de Investigación y Explotación del Mar (siglas en francés, IFREMER), según la técnica analítica propuesta por El Maghraoui *et al.*, (1999), los elementos traza de las mismas fracciones de muestras, se analizaron en el laboratorio de geoquímica del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí (Tabla 3), según el método propuesto por Almaguer-Rodríguez (2010). A partir de los resultados obtenidos, se identifican rocas intrusivas con

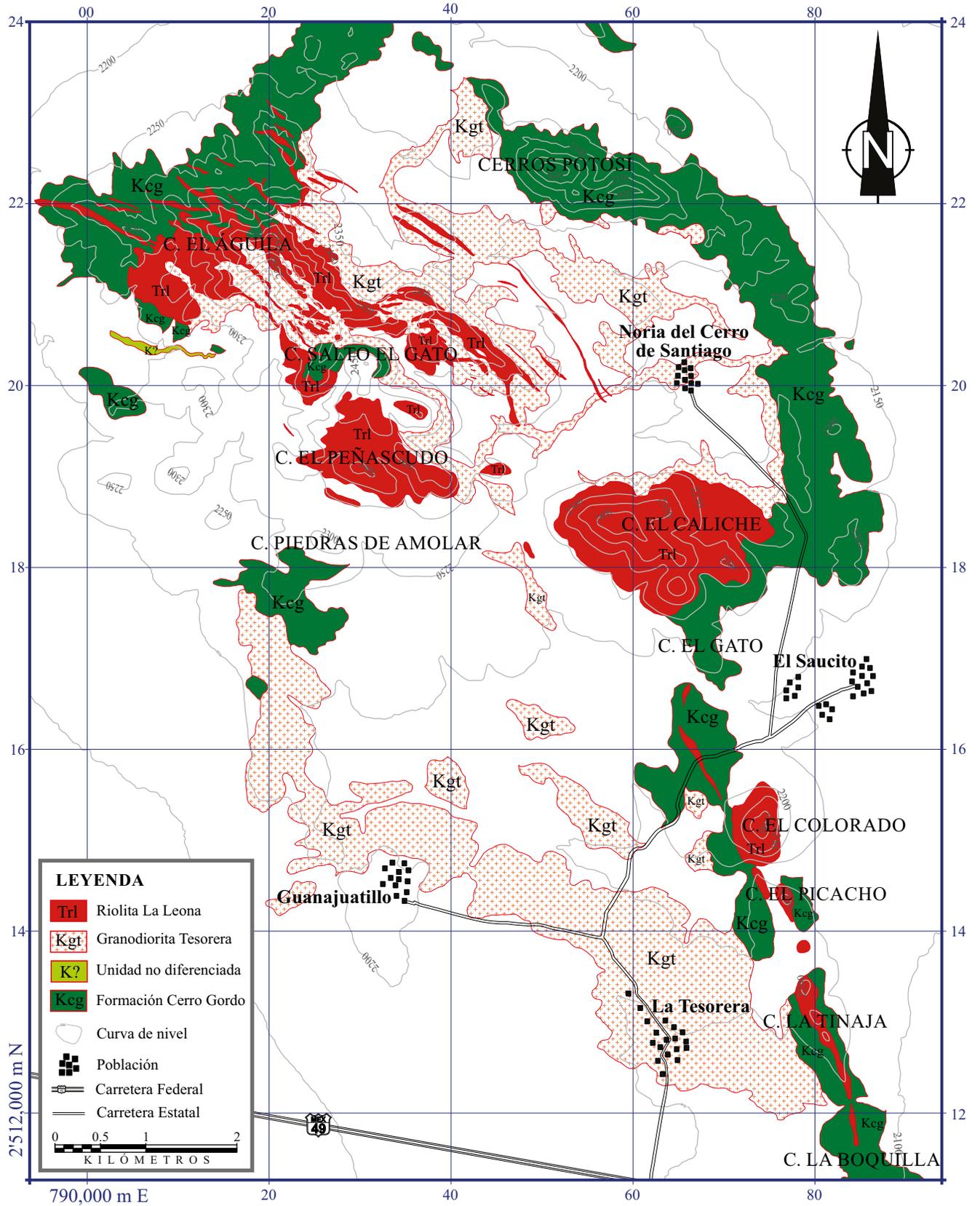


Figura 6. Mapa geológico del sistema de diques y domos de la riolita La Leona en el Complejo Ígneo La Tesorera. Localización del área dentro del cuadrante 13Q; coordenadas UTM, WGS84.

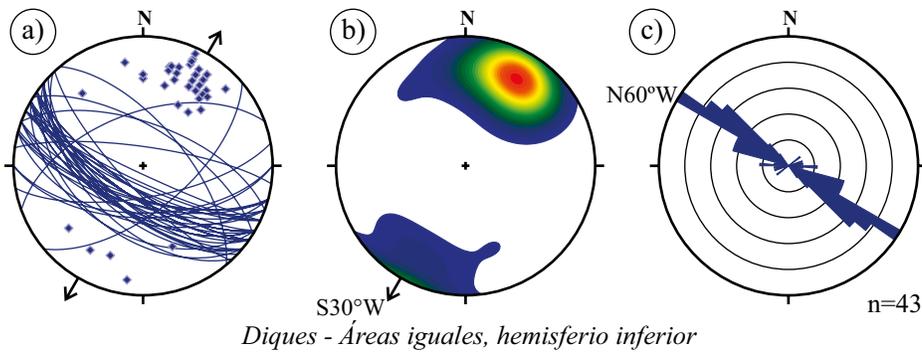


Figura 7. Análisis de planos del sistema de diques de la riolita La Leona, realizado con el programa Stereo 32, Versión 1.0.2. (Klaus Roller, Claudia A. Trepman, 2003-2010), de 43 datos de rumbo e inclinación medidos en los cerros El Águila y Rincón Grande. a) Planos de los diques con inclinación preferente al SW, con ángulos de inclinación de medios a altos; las flechas indican la dirección de extensión, obtenida con el promedio de concentración máxima de polos. b) Diagrama de densidad de polos, que muestra el promedio de dirección de inclinación de los diques. c) Diagrama de rosas que representa el promedio de rumbo de los diques.

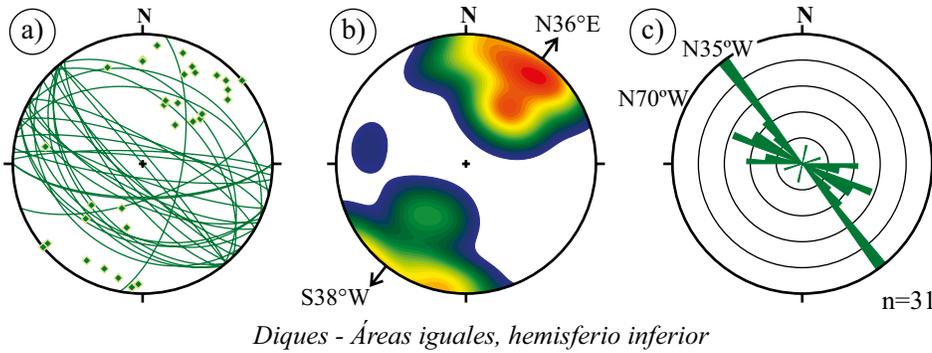


Figura 8. Análisis de planos de fluidez de la lava, medidos en las márgenes de los diques y remanentes de los lóbulos de los domos. a) El arreglo de población de los planos de foliación de la lava presenta buzamientos con direcciones al SW y NE. b) Diagrama de densidades de polos, cuyos máximos muestran el promedio de dirección de inclinación de los planos de foliación. c) Promedio de rumbo de planos de foliación de flujo de la lava. Mediciones obtenidas en los cerros El Águila y Rincón Grande.

composición tonalítica con altas concentraciones de $\text{SiO}_2 > 68\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 > 12\%$; y álcalis ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) superior a 5%, mostrando además tendencia de cristalización fraccionada (Granodiorita Tesorera), acordes a las fases mineralógicas modales reportadas para esta unidad (Figura 4a; Quevedo-Coronado, 2007; Cuéllar-Cárdenas et al., 2012); un conjunto de diques de composición riolítica variando desde subalcalina a alcalina, con tendencias de ser productos de una fusión parcial con ligera asociación de cristalización fraccionada (riolita La Leona); las demás unidades son derrames de lava e ignimbrita que tienen características de composición riolítica principalmente subalcalina; y la dacita El Gato presenta composición traquidacítica (Figura 9a). Todas las unidades presentan altas concentraciones en Al_2O_3 , de acuerdo con el índice de saturación en alúmina [$\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > 1$] con valores que varían desde 0.85 a 1.72 (ASI en Tabla 2); las variaciones de minerales normativos son cuarzo > 20 (qz) y corindón ($c \sim 2$), estas rocas se consideran del tipo peraluminoso y se interpreta que podrían ser derivadas de magmas saturados en sílice; la Granodiorita Tesorera es una roca metaluminosa, presenta valores de ASI < 1 (Figura 9b; Tabla 2), se identificaron fases mineralógicas como hornblenda y augita (Quevedo-Coronado, 2007; Cuéllar-Cárdenas et al., 2012). En la composición global de las muestras analizadas se observa que los contenidos en elementos mayores presentan tendencia negativa en Al_2O_3 , MgO, CaO, TiO_2 y Fe_2O_3 conforme aumenta el SiO_2 y tendencia positiva en Na_2O , K_2O y P_2O_5 (Figura 10).

Los elementos de tierras raras normalizados a condritas, presentan un pequeño fraccionamiento en tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras pesadas, con ligera a marcada anomalía de Eu. En elementos compatibles, se presentan anomalías positivas con respecto a los elementos vecinos de Ba, Th, U y K. En los elementos compatibles y tierras raras pesadas se muestra un patrón horizontal, con anomalías negativas en Nb, Pb, P, Eu y Ti, lo que representa características que pueden estar asociadas a magmas derivados desde el manto y con procesos de cristalización fraccionada que originaron magmas félsicos (Figura 11).

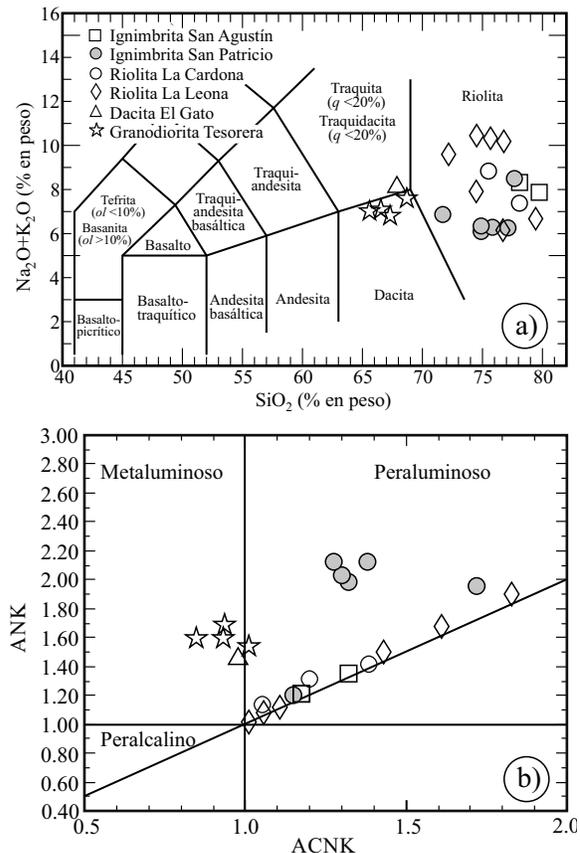


Figura 9. Diagramas geoquímicos de elementos mayores de las unidades volcánicas del Complejo Volcánica La Tesorera. a) Diagrama de elementos alcalinos totales vs. sílice (LeBas et al., 1986); q: cuarzo; ol: olivino normativos. b) Diagrama de saturación de alúmina de las unidades volcánicas del CIT.

Tabla 3. Composición de elementos traza, en mg/kg, de las unidades volcánicas del Complejo Igneo La Tesorera.

Muestra	T01-09	T18-09	T20-09	T02-09	T05-09	T08-09	T09-09	T10-09	SLP02-09	T12-09	T03-09	T06-09	SLP0512A	SLP0612	SLP0712	T0709A	T04-09	T07-09	T11-09	Tgt-3	Tgt-32	SLP08-12
TR	TD	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	D	D	D
UI	Tdg	Tsa	Tsa	Tfl	Th	Th	Th	Th	Th	Th	Trc	Trc	Tip	Tip	Tip	Tip	Tip	Tip	Kgt	Kgt	Kgt	
Cs	10.74	17.52	18.82	15.24	16.99	5.81	9.56	8.24	6.96	12.77	11.42	6.09	24.99	21.45	71.19	64.65	13.28	31.46	9.52	8.58	4.32	2.14
Rb	161.32	265.64	341.00	569.52	335.54	508.97	465.23	304.11	570.85	241.58	221.38	219.07	269.07	789.89	439.84	252.54	248.72	223.07	176.66	173.40	107.74	66.06
Ba	1,423.33	1,563.34	1,197.5	68.49	960.65	918.39	100.52	92.89	2,024.60	321.40	94.70	19.49	258.89	216.68	41.1	563.75	138.61	1,078.46	994.25	1,719.24	1,888.63	1,058.18
Sr	256.36	15.22	24.83	16.69	36.54	36.97	18.98	16.72	163.91	44.04	21.45	12.43	554.82	42.26	102.76	2,160.81	23.89	1613.37	554.03	615.39	704.61	526.08
Y	30.05	24.30	29.63	33.37	23.40	37.25	32.69	22.12	46.00	28.89	32.44	29.51	44.01	99.01	70.57	50.17	43.76	32.15	23.37	27.05	26.87	24.44
Zr	213.06	66.38	70.24	122.86	72.45	99.03	100.71	97.93	79.60	71.91	135.23	114.50	180.06	161.83	150.8	172.39	128.26	153.61	38.55	29.82	101.77	96.4
Nb	16.41	17.44	15.88	20.56	12.05	49.17	17.13	14.97	14.68	17.28	18.80	20.64	23.25	21.46	26.24	27.44	20.98	19.78	11.22	11.05	12.00	12.04
Th	19.86	38.85	26.80	27.28	20.99	51.66	24.71	27.04	23.29	30.01	30.29	33.73	60.57	61.65	76.55	43.27	30.65	30.91	16.66	20.26	17.16	15.7
U	4.03	3.85	3.60	4.32	3.70	9.07	3.74	4.98	4.99	5.41	5.27	3.13	6.75	6.75	4.64	5.96	3.24	7.13	2.69	3.39	2.14	3.9
Pb	21.86	15.18	16.19	25.65	16.02	17.12	24.76	18.12	18.51	21.11	33.10	27.15	32.84	35.62	45.04	41.15	24.83	45.77	13.00	20.65	19.52	23.22
Ta	1.12	2.74	2.64	2.44	1.52	4.26	2.16	2.03	1.32	1.71	2.12	1.64	2.17	1.34	2.32	2.11	2.27	2.14	1.12	1.94	1.2	1.59
Hf	5.69	5.07	3.13	5.02	2.66	6.55	4.54	4.15	3.45	3.37	5.07	4.45	5.86	5.17	5.24	5.78	4.84	5.89	1.54	1.32	1.87	2.08
Ni	4.70	9.05	5.55	6.30	6.01	5.90	6.20	2.73	11.73	8.12	9.84	1.11	5.08	6.23	9.53	7.38	1.88	0.86	4.93	11.67	6.97	6.71
V	50.73	16.56	14.56	6.64	17.33	6.59	8.52	4.33	20.17	15.16	5.55	4.32	6.04	6.89	11.41	8.73	8.91	4.72	10.95	81.89	83.15	75.31
Cr	14.19	11.86	12.03	16.84	17.15	14.87	15.31	6.32	14.06	19.98	24.73	3.03	3.97	7.85	7.07	5.99	5.35	1.45	16.83	60.02	28.12	27.14
Co	4.48	2.57	0.85	0.30	1.11	0.19	0.22	0.24	0.81	1.95	0.32	0.15	2.18	1.76	1.75	1.94	0.78	0.63	4.24	8.11	7.64	7.51
La	54.16	13.93	17.40	23.97	44.42	5.40	19.89	24.81	54.06	29.85	39.82	22.89	35.73	97.67	63.07	42.71	37.14	41.10	44.63	45.6	57.15	30.45
Ce	93.08	32.19	38.38	56.93	74.37	16.34	45.88	48.96	143.52	60.90	76.52	50.26	90.6	239.36	164.3	91.93	79.49	83.57	79.1	81.46	118.66	70.07
Pr	12.61	6.47	5.6	6.66	10.05	2.13	6.77	7.97	13.46	8.27	9.85	6.82	7.32	26.2	15.13	9.11	11.32	19.16	10.51	11.01	10.47	16.07
Nd	49.18	23.85	20.28	30.07	39.29	8.63	24.24	25.86	51.67	32.18	40.42	26.55	35.56	120.43	80.11	47.27	41.99	44.15	41.79	43.03	51.64	34.39
Sm	8.73	8.04	6.00	7.56	6.79	3.02	6.74	6.82	11.52	8.01	6.76	5.82	8.05	25.86	19.87	10.75	10.23	8.35	7.44	8.46	9.06	7.43
Eu	1.76	0.48	0.21	0.30	1.22	0.23	0.17	0.19	1.55	0.47	0.36	0.18	0.48	1.39	0.51	0.49	0.51	0.49	1.56	2.12	1.76	1.43
Gd	7.12	5.76	5.26	6.49	5.32	2.81	5.97	5.13	9.72	6.91	5.92	5.02	9.71	18.7	14.83	10.85	8.80	6.36	6.01	6.68	9.22	8.09
Tb	1.01	1.25	0.91	1.08	0.79	0.66	1.02	0.79	1.62	1.17	0.95	0.84	1.51	2.96	2.28	1.63	1.44	1.00	0.81	0.93	1.26	1.09
Dy	5.31	8.37	5.21	6.12	4.19	5.13	6.00	4.25	8.10	6.20	5.50	4.97	9.16	17.8	13.2	9.77	8.05	5.65	4.15	4.84	6.88	6.08
Ho	1.02	1.47	1.00	1.18	0.81	1.20	1.22	0.82	1.74	1.19	1.10	0.99	1.42	2.78	1.94	1.48	1.53	1.15	0.78	0.91	0.97	0.87
Er	2.71	4.04	2.92	3.51	2.33	3.96	3.56	2.55	4.31	3.02	3.35	2.73	3.62	7.33	4.94	3.64	4.49	3.46	2.05	2.69	2.25	2.00
Tm	0.41	0.53	0.41	0.50	0.32	0.74	0.52	0.38	0.54	0.48	0.48	0.44	0.55	1.46	0.86	0.63	0.62	0.53	0.31	0.37	0.37	0.26
Yb	2.58	3.60	2.68	3.31	1.97	5.31	3.26	2.58	3.32	3.00	3.11	2.86	4.51	8.48	5.88	4.3	4.04	3.59	1.96	2.44	2.25	2.04
Lu	0.39	0.51	0.38	0.47	0.28	0.79	0.47	0.37	0.47	0.44	0.45	0.42	0.71	1.34	0.92	0.65	0.57	0.54	0.28	0.36	0.37	0.32

UI: unidad ígnea; Tdg: dacita El Gato; Tsa: ignimbrita San Agustín; Th: riolita La Leona; Trc: riolita La Cardona. TR: tipo de roca presentado de acuerdo al diagrama TAS (Le Bas et al., 1986); R: riolita; TD: traquidacita; Tip: ignimbrita San Patricio; Kgt: intrusivo Tesorera.

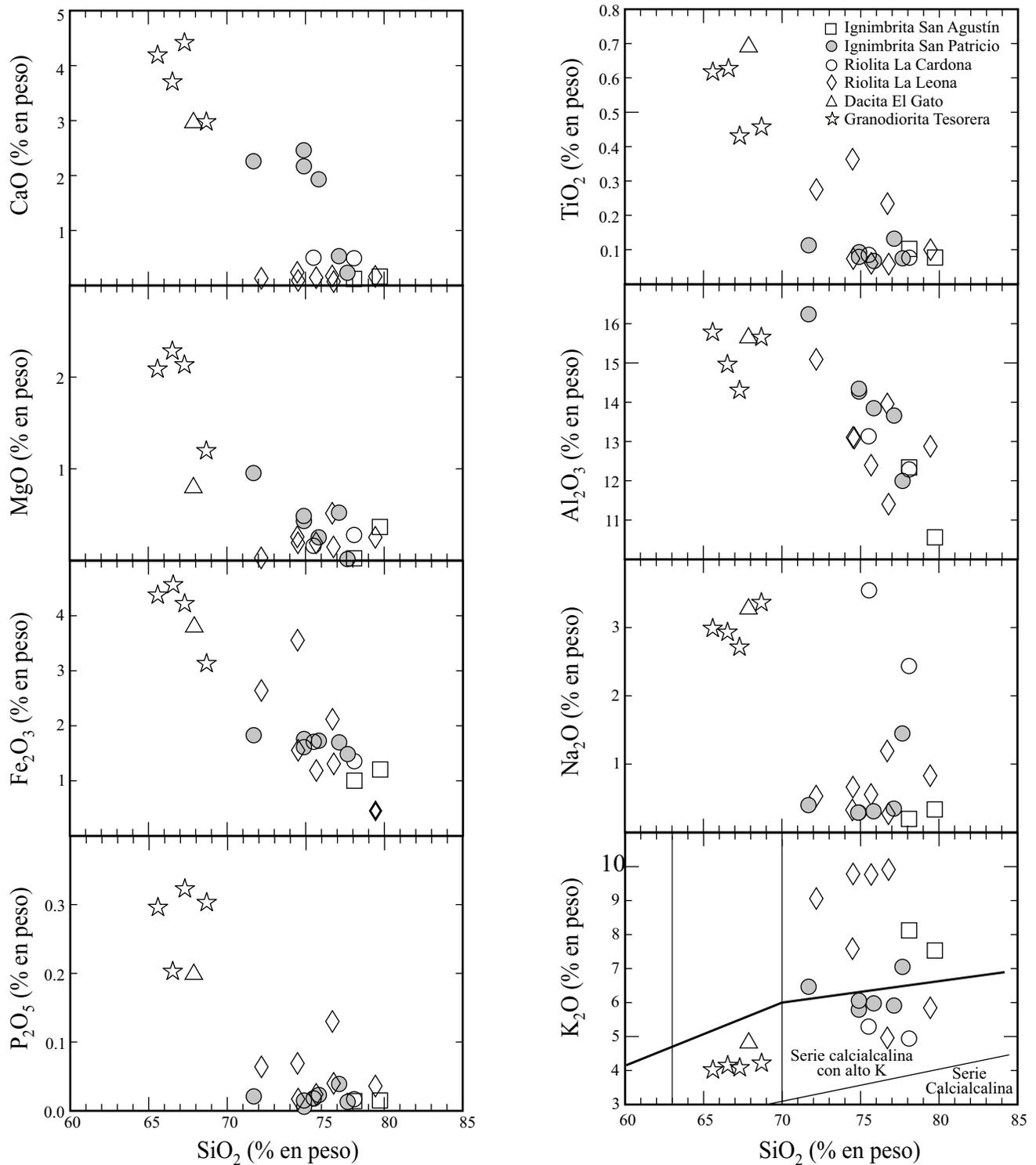


Figura 10. Diagrama del tipo Harker (Harker, 1909) mostrando la variación de elementos mayores con relación al aumento o disminución de SiO₂ de las unidades volcánicas del Complejo Ígneo La Tesorera (CIT). En el diagrama K₂O vs. SiO₂ de Peccerillo y Taylor (1976) las rocas del CIT muestran uncontenido alto a enriquecido en potasio.

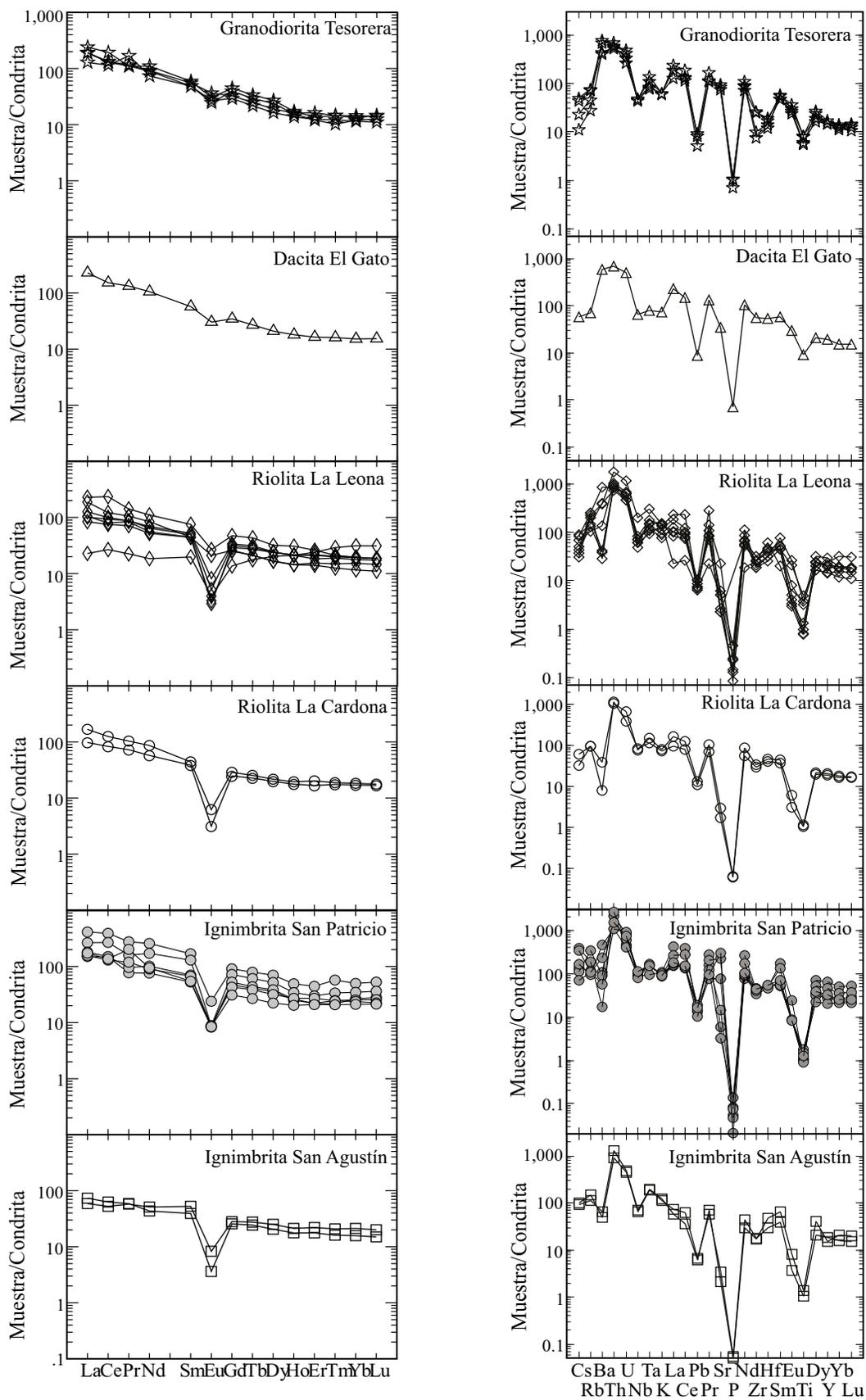


Figura 11. Diagrama multielemental y de tierras raras normalizados a condritas de las rocas asociadas a la formación del CIT (valores de normalización de condrita C1, Sun y McDonough, 1989).

EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL COMPLEJO ÍGNEO LA TESORERA

Con base en los emplazamientos de las rocas ígneas en la porción suroriental de la SMO, apoyados en la interpretación de elementos geoquímicos asociados (elementos traza) y en diagramas de discriminación tectónica para rocas graníticas (Pearce *et al.*, 1984), es posible interpretar la evolución tectónica del área para finales del Cretácico y Paleógeno (Figura 12), en donde el magmatismo está relacionado a un arco continental que evoluciona en el tiempo a vulcanismo de intraplaca, determinándose al menos tres eventos tectónicos importantes. El primero es un régimen compresivo, relacionado a la acreción del terreno Guerrero con el terreno Sierra Madre (Figura 13a) produciendo deformación, fallas de cabalgadura y corrimiento que prevaleció hasta el Cretácico Tardío, culminando con el evento tectónico o fase orogénica mayor de la orogenia Laramide, lo que produjo empuje y cabalgaduras hacia el oriente. La fase orogénica laramídica final para esta región se había considerado tomando en cuenta las edades de las rocas graníticas no deformadas de Peñón Blanco en San Luis Potosí y Comanja en Jalisco obtenidas por diferentes autores, cuya edad máxima es de ~53 Ma (Mújica-Mondragón y Albarrán, 1983; Zimmermann *et*

al., 1990; Aranda-Gómez *et al.*, 2007; Solé *et al.*, 2007; Tristán-González, 2008; Botero-Santa, 20011). Quevedo-Coronado (2007), basándose en el fechamiento obtenido por Mújica-Mondragón y Albarrán (1983), sugiere que la Granodiorita Tesorera se emplazó en una secuencia previamente deformada (Figura 13b), además de que la granodiorita no presenta deformación que pudiera estar relacionada a la etapa compresiva. Probablemente la Granodiorita Tesorera estuvo influenciada por la subducción en un margen continental activo, emplazándose en la placa continental sobre la zona de subducción donde son comunes los magmas calcialcalinos de granodiorita rica en hornblenda (Barbarín, 1990; 1999), ocurriendo tensión y compresión alternadamente. Escenarios como este son documentados por Pitcher (1993). El proceso del emplazamiento de este arco magmático guardó cierto paralelismo con la trinchera, influenciado por un sistema de extensión regional NE-SW, al tiempo que el frente orogénico laramídico aún estaba activo en la Sierra Madre Oriental (Eguiluz-de Antuñano *et al.*, 2000).

Las rocas volcánicas eocénicas del CIT se emplazaron durante el segundo evento tectónico, el cual corresponde a la transición entre la última fase de la orogenia Laramide y el inicio de Cuencas y Sierras. El emplazamiento de la secuencia volcánica del CIT se inicia con la extrusión de la dacita El Gato en el Paleoceno tardío (Figura 13c; Tabla 1);

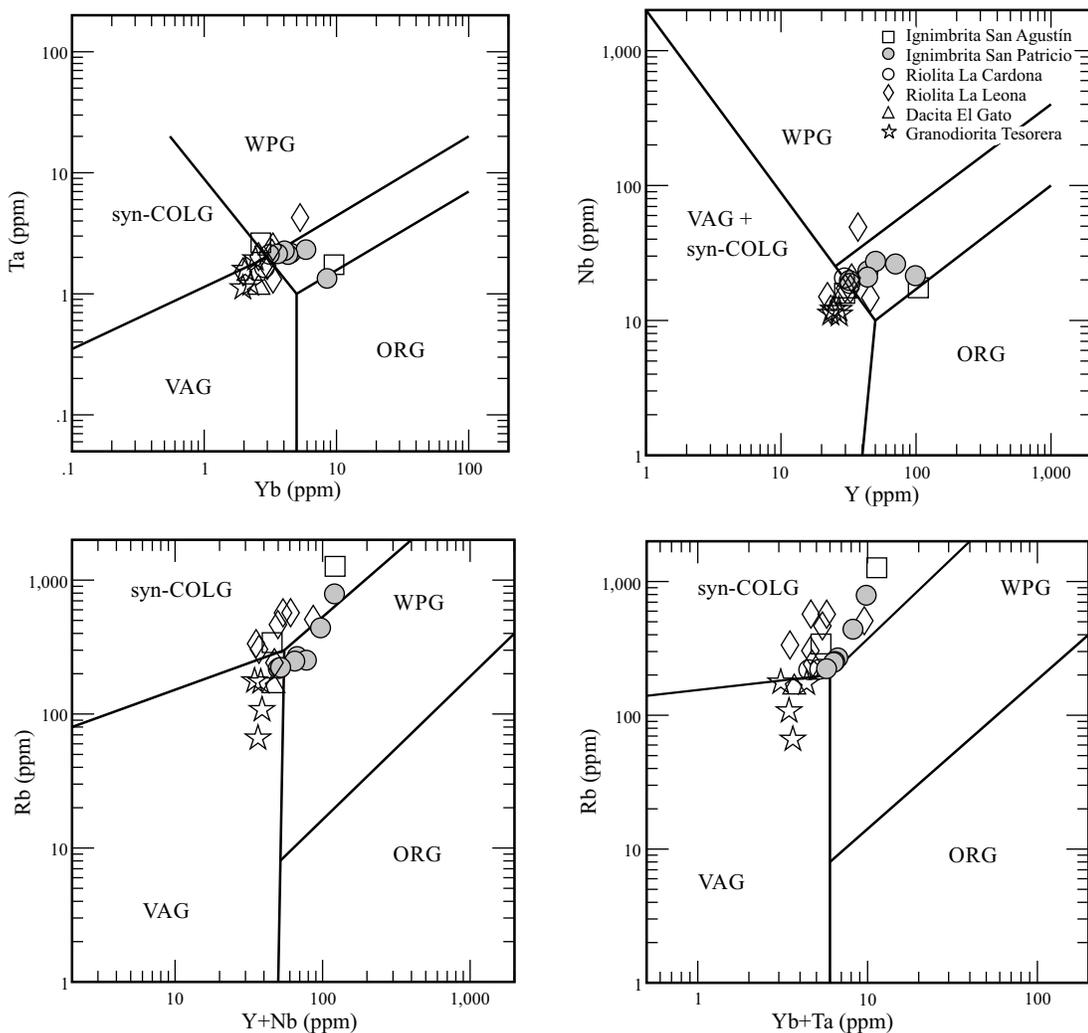


Figura 12. Diagramas de discriminación tectónica para rocas graníticas propuestos por Pearce (1984). WPG: granito intraplaca; ORG: granito orogénico; VAG: granitos de arco volcánico; syn-COLG: granito sin-colisional.

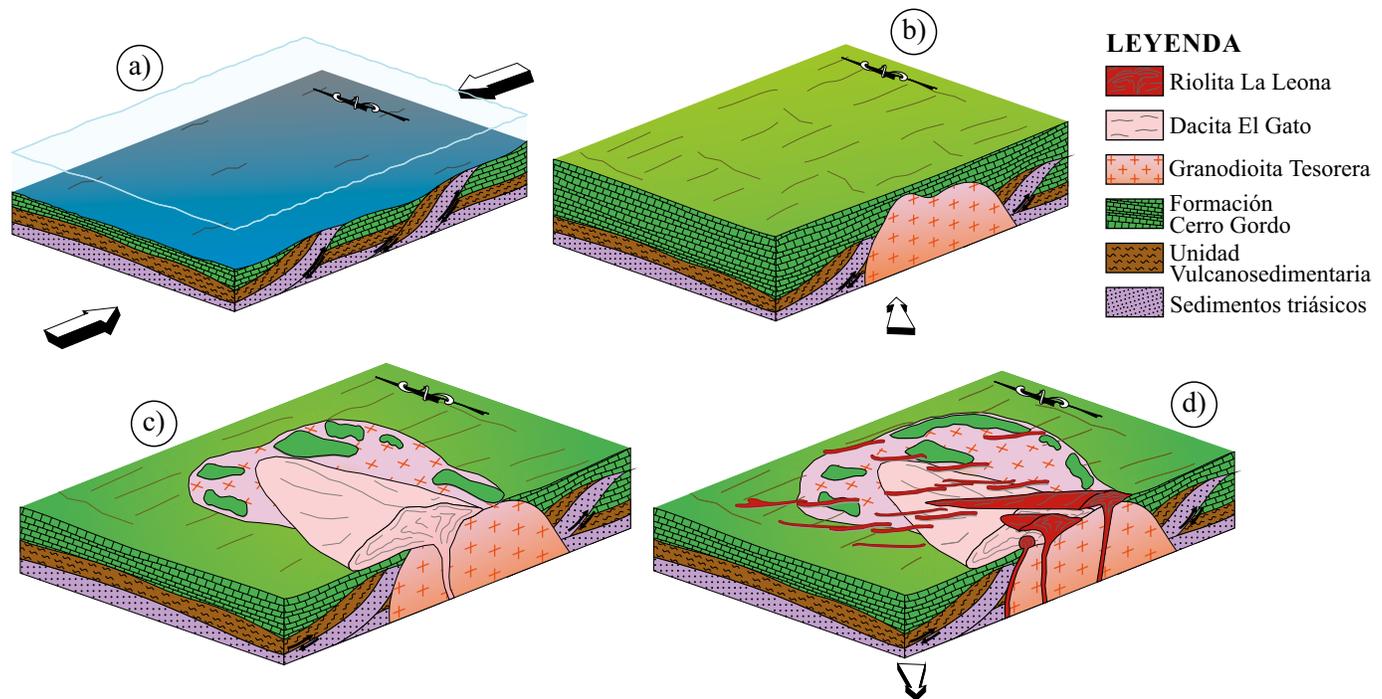


Figura 13. Modelos esquemáticos propuestos para el emplazamiento de los diques y domos riolíticos, influenciado por la evolución tectónica regional. a) Acreción del terreno Guerrero con el terreno Sierra Madre, formando fallas de cabalgaduras. b) Intrusión de la Granodiorita Tesorera en las capas de caliza previamente deformadas. c) Emplazamiento de la dacita El Gato formando estructuras dómicas amplias. d) Emplazamiento de diques y domos riolíticos La Leona, durante las primeras etapas de extensión NE-SW cortan a los cuerpos intrusivos, a la dacita y a los sedimentos marinos con orientación NW-SE.

continuando hasta el Eoceno medio con la intrusión del sistema de diques La Leona (Figura 13d; Tabla 1); este evento de transición se ha documentado en la región como una etapa de transtensión y transpresión (Tristán-González, 2008; Tristán-González *et al.*, 2012). También estas evidencias se observan en la zona de Real de Asientos donde las vetas minerales fueron emplazadas bajo este régimen tectónico (Cuéllar-González, 2015). El último evento documentado en la región corresponde a la tectónica extensional que dio origen a la Provincia de Cuencas y Sierras (Henry y Aranda-Gómez, 1992).

AGRADECIMIENTOS

Se agradece al Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí por el apoyo financiero y logístico para el desarrollo de la presente investigación y al Proyecto FAI (C09-FAI-O3-31.31) por facilitar los recursos para financiar parte de los análisis químicos de las muestras y trabajos de campo. A Céline Liorzou del IUEM de la UBO (Instituto Universitario Europeo del Mar de la Universidad de Bretaña Occidental) por la realización de análisis geoquímico de las rocas para la obtención de elementos mayores por fluorescencia de rayos X en el IFREMER; al Laboratorio de Geocronología del IUEM en Brest, Francia, por la obtención de edades isotópicas por el método K-Ar. A los Doctores F.J. Escalona Alcázar y G. Silva Romo por su minuciosa revisión al manuscrito. Al Dr. Luca Ferrari Coeditor en Jefe de la Revista Mexicana de Ciencias Geológicas por sus comentarios en la segunda revisión; al Dr. Ángel F. Nieto Samaniego editor científico de esta misma revista, por sus acertados comentarios en la primera y segunda versión. Al Ing. Erasmo Mata Martínez, del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, por el apoyo en la preparación de las muestras petrográficas.

REFERENCIAS

- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G.J., Bellon, H., 2009, Syn-extensional intra-plate trachydacite-rhyolitic dome volcanism of the Mesa Central, southern Sierra Occidental volcanic province, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 187, 33-52.
- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., López-Doncel, R.A., García-Arreola, M.E., Almaguer-Rodríguez, J.L., Maury, R.C., 2012, Trace elements geochemistry and origin of volcanic units from the San Luis Potosí and Río Santa María volcanic fields, Mexico: the bearing of ICP-QMS data: *Geofísica Internacional*, 51(3), 293-308.
- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G.J., López-Doncel, R.A., Bellon, H., Martínez-Esparza, G., 2014, Eocene to Quaternary mafic-intermediate volcanism in San Luis Potosí, central Mexico: The transition from Farallon plate subduction to intra-plate continental magmatism: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 276, 152-172, DOI: 10.1016/j.volgeores.2014.02.019.
- Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., 2003, Fissure ignimbrites: Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting: *Geology*, 31(9), 773-776, DOI: 10.1130/G19665.1.
- Alencáster, G., 1971, Rudistas del Cretácico Superior de Chiapas: *Universidad Nacional Autónoma de México, Paleontología Mexicana*, 34, 1-91.
- Almaguer-Rodríguez, J.L., 2010, Estudio geoquímico de elementos traza en unidades volcánicas del CVSLP: método ICP-MS (validación del método): San Luis Potosí, México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, trabajo recepcional, 89 pp.
- Aranda-Gómez, J. J., Aranda-Gómez, J.M., Nieto-Samaniego, A.F., 1989, Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la Sierra de Guanajuato y la parte meridional de la Mesa Central: *Universidad Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, 8(1), 33-46.
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Luhr, J., 2000, Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional

- de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53(1), 59-71.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T.B., Valdez-Moreno, G., Chávez-Cabello, G., 2005, El vulcanismo tipo intraplaca del Cenozoico Tardío en el centro y norte de México: una revisión: Boletín Sociedad Geológica Mexicana, 53(3), 187-225.
- Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza R., McDowell, F.W., Vasallo-Morales, L.F., Ortega-Rivera, A.M., Solorio-Munguía, J.G., Aguillón-Robles A., 2007, The relationship between volcanism and extension in the Mesa Central: the case of Pinos, Zacatecas, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 24(2), 216-233.
- Barbarín, B., 1990, Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting: Geological Journal, 25 (3-4), 227-238, DOI: 10.1002/gj.3350250306.
- Barbarín, B., 1999, A review of the relationships between granitoid types, their origin and their geodynamic environments: Lithos 46 (3), 605-626.
- 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.
- Botero-Santa, P.A., 2011, Origen y evolución de la falla de El Bajío en el sector noroeste: Juriquilla, Qro, México, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 113 pp.
- Bryan, S.E., Ferrari, L., 2013, Large igneous provinces and silicic large igneous province: Progress in our understanding over the last 25 years: Geological Society of America Bulletin, 125 (7-8), 1053-1078, DOI: 10.1130/B30820.
- Bryan, S.E., Ferrari, L., Reiners, P.W., Allen, C.M., Petrone, C.M., Ramos-Rosique, A., Campbell, I.H., 2008, New insights into crustal contributions to large volume rhyolite generation at the mid-Tertiary Sierra Madre Occidental Province, Mexico, revealed by U-Pb geochronology: Journal of Petrology, 49, 47-77, DOI: 10.1093/petrology/egm070.
- Burckhardt, C., 1906, Sobre el descubrimiento del Triásico marino en Zacatecas: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 2, 43-45.
- Burckhardt, C., Scalia, S., 1906, Geologie des environs de Zacatecas en Guide des excursions: Congreso Geológico Internacional X, México D.F., 16, 26.
- Caballero-Martínez, J.A., Blanco, J.I., Luevano-Pinedo, A., 1999, Carta Geológico Minera, Zacatecas, F13B58, 1:50000: Servicio Geológico Mexicano (SGM), 1 mapa
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, 20, 1040-1051.
- Carrillo-Bravo, J., 1982, Exploración Petrolera de la Cuenca Mesozoica del Centro de México: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 34(1), 21-46.
- 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., Guerrero-Suastegui, M., Talavera-Mendoza, O., 2008, The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone: Geological Society of America Special Paper 436, 279-308.
- Cruz-Márquez, J., 2010, El sistema de diques y domos félsicos del Eoceno en el Complejo Ígneo de La Tesorera, Zacatecas: características geoquímicas y significado tectónico: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, tesis de maestría, 117 pp.
- Cserna, Z., 1976, Geology of the Fresnillo area, Zacatecas, México: Geological Society of America Bulletin, 87, 1191-1199.
- Cuéllar-Cárdenas, M.A., Nieto-Samaniego, A.F., Levresse, G., Alaniz-Álvarez, S.A., Solari L., Ortega-Obregón, C., López-Martínez, M., 2012, Límites temporales de la deformación por el acortamiento Laramide en el centro de México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 29(1), 179-203.
- Cuéllar-González, G., 2015, Control estructural de la mineralización del Distrito Minero de Asientos, Aguascalientes. San Luis Potosí, México, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, tesis de maestría, 73 pp.
- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, en Ham, W.E. (ed.), Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, 108-121.
- Eguiluz-de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marret, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Occidental, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana LIII, 1-26.
- El Maghraoui, M., Joron, J.L., Etoubleau, J., Combon, P., Treuil, M., 1999, Determination of forty four major and trace elements in GPMA magmatic rock reference materials using X-ray Fluorescence Spectrometry (XRF) and Instrumental Neutron Activation Analysis (INAA): Geostandards Newsletter, 23(1), 59-68.
- Escalona-Alcázar, F.J., Delgado-Argote, L.A., Weber, B., Núñez-Peña, E.P., Valencia, V.A., Ortiz-Acevedo, O., 2009, Kinematics and U-Pb dating of detrital zircons from the Sierra de Zacatecas, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 26(1), 48-64.
- Escalona-Alcázar, F.J., Delgado-Argote, L.A., Nebel, O., Velasco-Tapia, F., Weber, B., Núñez-Peña, E.P., 2014, Maturing arc signatures monitored by trace elements and Hf isotope systematics in the Early Cretaceous Zacatecas Volcanic Field, Mexico: The Journal of Geology 122(5), 549-566, DOI: 10.1086/677045.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J., 2002, Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: Implications for the late subduction history of the Farallon plate: Tectonics, 21(4), DOI: 10.1029/2001TC001302.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2005, Magmatismo y tectónica de la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, LVII (3), 343-378.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S. E., 2007, Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and their relation to the evolution of the western margin of North America: Geological Society of America, Special Papers 442, 139.
- Franzetti, M., 2009, Contribution à l'étude des massifs plutoniques de la Tesorera et de la Saucedá, Mexique: Université de Bretagne Occidentale, Brest, France, mémoire master 1, 39 pp.
- González-Arroyo, A., Martínez-Tovar, M., Montañez-Castillo, A., Chávez-Rangel F.J., García-Ruiz J.M., 1997, Carta Geológica-Minera, Zacatecas (F13-6), escala 1:250,000: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales (COREMI), 1 mapa
- Harker, A., 1909, The Natural History of Igneous Rocks: London, Methuen, 258 pp.
- Harrison, T.M., McDougall, I., 1980, Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand- I. Thermal, chronological and isotopic constraints: Geochimica et Cosmochimica Acta 44(12), 1985-2003.
- Henry, C.D., Aranda-Gómez, J.J., 1992, The real southern Basin and Range: Mid-to late Cenozoic extension in México: Geology, 20, 701-704.
- Imlay, R.W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico. Part IV Geology of the Western part of the Sierra de Parras: Geological Society of America Bulletin, 47, 1091-1152.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aranda-Gómez, J. J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 85, 208 pp.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Jimenez-López, L.S., Romero, A., 1989, Cartografía Geologica 1:50000 de las hojas El Refugio y Mineral El Realito, Estado de San Luis Potosí-Guanajuato: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 112, 76 pp.
- Larrañaga-Obregón, G., Caballero-Martínez, J.A., 2000, Carta geológico-minera Zacatón, F13-B59, escala 1:50,000: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: Journal of Petrology, 27 (3), 745-750.
- López-García, L.D., 2010, Geología del Complejo Volcánico de Charcas: San Luis Potosí, México: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, trabajo recepcional, 107 pp.
- Loza-Aguirre, I., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Iriondo, A., 2008, Relaciones estratigráficas-estructurales en la intersección del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes y el graben de Aguascalientes, México Central: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 25(3), 533-548.
- Martínez-Reyes, J., 1992, Mapa geológico de la Sierra de Guanajuato: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Serie Cartas Geológicas y Mineras, no 8. 1 mapa con texto.

- McDowell, F.W., Clabaugh, S.E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico: Geological Society of America, Special Paper 180, 113-124.
- McGehee, R.V., 1976, Las rocas metamórficas del arroyo de La Pimienta Zacatecas, Zacatecas: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 37(1), 1-10.
- Middlemost, E.A.K., 1989, Iron oxidation ratios, norms and classification of volcanic rocks: Chemical Geology, 77(1), 19-26.
- Mújica-Mondragón, R., Albarrán, J., 1983, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del Altiplano Mexicano: Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección Técnica de Exploración, Proyecto C-1156, informe técnico (Inédito).
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., 1997, La deformación cenozoica poslaramídica en la parte meridional de la Mesa Central, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 14, 13-25.
- Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., Alaniz Alvarez, S.A., Labarthe Hernández, G., Rosas Elguera, J., 1999, Variation of cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico: Geological Society America Bulletin, 111(3), 347-363.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., Camprubí i Cano, A., 2005, La Mesa Central: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica: Boletín Sociedad Geológica Mexicana, 57 (3), 285-318.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tidle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: Journal of Petrology, 25 (4), 956-983.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey: Contributions to Mineralogy and Petrology 58 (1), 63-81.
- Pérez-Martínez, J., Mapez-Vásquez, E., Pesquera-Velázquez, R., 1961, Bosquejo geológico del distrito minero de Zacatecas: Consejo de Recursos Naturales No Renovables, 52, 1-38.
- Pitcher, W.S., 1993, Granite type and tectonic environment, *en* Hsu, K. (ed.), Mountain Building Processes: Academic Press, London, 19-40.
- Ponce, B.F.S., Clark, K.F., 1988, The Zacatecas Mining District: A Tertiary Caldera Complex Associated with Precious and Base Metal Mineralization: Economic Geology, 83(8), 1668-1682.
- Quevedo-Coronado, A.L., 2007, Geología y estructura de las zonas afectadas por la intrusión de los cuerpos plutónicos de Peñón Blanco, La Sauceda y Noria del Cerro, Estado de San Luis Potosí y Zacatecas: San Luis Potosí, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, trabajo recepcional, 66 pp.
- Raisz, E., 1959, Landforms of Mexico, scale 1:3 000 000: Cambridge, Massachusetts, U. S., Office of Naval Research, Geography Branch, 1 mapa.
- Rodríguez-Ríos R., Torres-Aguilera J.M., 2009, Evolución petrológica y geoquímica del vulcanismo bimodal oligocénico en el Campo Volcánico de San Luis Potosí (México): Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 26 (3), 658-673.
- Rodríguez-Ríos R., Aguillón-Robles, A., Leroy, J.L., 2007, Evolución petrológica y geoquímica de un complejo de domos topacíferos en el Campo Volcánico de San Luis Potosí (México): Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 24(3), 328-343.
- Silva-Romo, G., Arellano-Gil, J., Mendoza-Rosales, C., y Nieto-Obregón, J., 2000, A Submarine Fan in The Mesa Central: Journal of South American Earth Sciences, 13: (4-5) 429-442.
- Solé, J., Salinas, J.C., González-Torres, E., Cendejas-Cruz, J.E., 2007, Edades K/Ar de 54 Rocas Ígneas y Metamórficas del Occidente, Centro y Sur de México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 24(1), 104-119.
- Stewart, J.H., 1978, Basin-range structure in western North America - a review: Geological Society of America Memoir, 152, 1-30.
- Stewart J. H., 1998, Regional characteristics, tilt domains, and extensional history of the later Cenozoic Basin and Range Province, western North America, *in* Faulds J. E., Stewart, J. H. (eds.), Accommodation Zones and Transfer Zones: The Regional Segmentation of the Basin and Range Province: Geological Society of America Special Paper, 323, 47-74.
- Stewart, J.H., Blodgett, R.B., Boucot, A.J., Carter, J.L., 1993, Middle Paleozoic exotic terrane near Ciudad Victoria, northeastern Mexico, and the southern margin of Paleozoic North America *in* Ortega-Gutiérrez F., Coney P.J., Centeno-García E., Gómez-Caballero A. (eds.), Proceedings, First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Guanajuato, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 147-149.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle compositions and processes, *en* Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.), Magmatism in the ocean basin: Geological Society of London Special Publication 42, 313-345.
- Tristán-González, M., 1986, Estratigrafía y tectónica del graben de Villa de Reyes, en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 107, 91 pp.
- Tristán-González, M., 2008, Evolución tectono-magmática durante el Paleógeno en la porción sur-oriental de la Mesa Central. Juriquilla, Querétaro, México, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis doctoral, 207 pp.
- Tristán-González, M., Torres-Hernández, J.R., 1994, Geología de la Sierra de Charcas, Estado de San Luis Potosí, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 11(2), 117-138.
- Tristán-González, M., Torres-Hernández, J.R., Mata-Segura, J.L., 1994, Correlación estratigráfica de la geología de la Mina Proaño y Plateros, Zacatecas, con otras localidades del terreno Guerrero al suroriente del Estado de Zacatecas: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Informe interno no publicado, 97 p.
- Tristán-González, M., Labarthe-Hernández, G., Aguillón-Robles, A., Aguirre-Díaz, G.J., 2005, Los domos exógenos del Oligoceno sin-extensionales de la Mesa Central: Características físicas: Reunión Anual Unión Geofísica Mexicana 2005 (GEOS), Puerto Vallarta, Jalisco, p. 203.
- Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J.R., Torres-Hernández, J.R., Bellon, H., López-Doncel, R.A., Rodríguez-Ríos, R., Labarthe-Hernández, G., 2009a, Geocronología y distribución espacial del Campo Volcánico de San Luis Potosí: Boletín Sociedad Geológica Mexicana, 61(3), 287-303.
- Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., Torres-Hernández, J.J., Bellon, H., 2009b, Post-Laramide and pre-Basin and Range deformation and implications for Paleogene (55-25 Ma) volcanism in central Mexico: A geological basis for a volcano-tectonic stress model: Tectonophysics, 471, 136-152, DOI: 10.1016/j.tecto.2008.12.021.
- Tristán-González, M., Torres-Hernández, J.R., Labarthe-Hernández, G., Aguillón-Robles, A., Yza-Guzmán, R., 2012, Control estructural para el emplazamiento de vetas y domos félsicos en el distrito minero de Zacatecas, México: Boletín Sociedad Geológica Mexicana, 64(3), 353-367.
- Verma, S.P., Sotelo-Rodríguez, Z.T., Torres-Alvarado, I.S., 2002, SINCLAS: Standard Igneous Norm and Volcanic Rock Classification System: Computer & Geosciences, 28(5), 711-715.
- Verma, S.P., Torres-Alvarado, I.S., Velasco-Tapia, F., 2003, A revised CIPW norm: Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 83(2), 197-216.
- Yañez, P., Ruiz, J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., Gehrels, G., 1991, Isotopic studies of the Acatlán Complex, southern Mexico: Implications for Paleozoic North American tectonics: Geological Society of America Bulletin, 103, 817-828.
- Yta, M., 1992, Etude géodynamique et métallogénique d'un secteur de la "Faja de Plata", Mexique: la zone de Zacatecas-Francisco I. Madero-Saucito: Orleans, France, Université d'Orleans, tesis doctoral, 287 pp.
- Yta, M., Lapierre, H., Monod, O., Wever, P., 1990, Magmatic and structural characteristics of the Lower Cretaceous arc-volcano-sedimentary sequences of Saucito-Zacatecas-Fresnillo (Central Mexico); Geodynamic implications: München, Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium, Ludwig-Maximilians-Universität, Mémoire, 85.
- Zimmermann, J.L., Stein, G., Lapierre, H., Vidal, R., Campa, M.F., Monod, O., 1990, Données géochronologiques nouvelles sur les granites laramiens du centro et l'ouest du Mexique (Guerrero et Guanajuato): Société Géologique de France, Réunion des Sciences de la Terre, 13, Grenoble, France, p. 127.

Manuscrito recibido: Diciembre 19, 2014

Manuscrito corregido recibido: Septiembre 17, 2015

Manuscrito aceptado: Septiembre 19, 2015