



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE GEOCIENCIAS

**Deformación y volcanismo cenozoicos al noroeste de la Mesa Central,
región Tepehuanes-Canatlán, Durango.**

T E S I S
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA)

P R E S E N T A
ISIDRO LOZA AGUIRRE

DIRECTOR
Dr. ÁNGEL F. NIETO SAMANIEGO
CENTRO DE GEOCIENCIAS

COMITÉ TUTOR:
Dr. Susana A. Alaníz Álvarez, Centro de Geociencias, Dr. José Jorge Aranda Gómez,
Centro de Geociencias, Dr. Ángel F. Nieto Samaniego, Centro de Geociencias.

Querétaro, Qro., Septiembre, 2013



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

ÍNDICE	i
RESUMEN	v
ABSTRACT	vi
ÍNDICE DE FIGURAS	viii
1. GENERALIDADES	1
1.1 Contexto Geológico	1
1.2 Área de Estudio	6
1.3 Antecedentes	6
1.4 Objeto de Estudio	8
1.5 Objetivo del Estudio	8
1.6 Metodología	9
2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	10
2.1 Estratigrafía Regional	10
<i>2.1.1 Paleozoico</i>	10
<i>2.1.2 Mesozoico</i>	11
<i>2.1.2.1 Rocas del Triásico Superior</i>	11
<i>2.1.2.2 Rocas del Jurásico Temprano-Medio</i>	16

2.1.2.3 <i>Rocas Marinas del Jurásico Superior-Cretácico Superior</i>	18
2.1.3 <i>Cenozoico</i>	19
2.1.3.1 <i>Sedimentos Continentales del Paleoceno-Eoceno</i>	19
2.1.3.2 <i>Eoceno Temprano-Medio</i>	23
2.1.3.3 <i>Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano</i>	30
2.1.3.4 <i>Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano</i>	31
2.1.3.5 <i>Rocas máficas del Neógeno-Cuaternario</i>	32
2.1.3.6 <i>Sedimentos continentales del Neógeno-Cuaternario</i>	35
2.1.3.7 <i>Cuerpos Intrusivos</i>	36
2.2 Estructura Regional	38
2.2.1 <i>Sistema de fallas San Luis-Tepehuanes</i>	38
2.2.2 <i>Sistema de Cuencas y Sierras</i>	42
3. ESTRATIGRAFÍA DE LA HOJA SANTIAGO PAPASQUIARO, ESCALA	
1:50,000	45
3.1 Estratigrafía Cenozoica	47
3.1.1 Eoceno Temprano	47
3.1.1.1 <i>Ignimbrita Antigua</i>	47
3.1.2 Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano.	50

3.1.2.1 Ignimbrita Altamira	50
3.1.2.2 Andesita El Cazadero	51
3.1.2.3 Riolita Venadita	53
3.1.2.4 Ignimbrita Puente Negro	54
3.1.2.5 Ignimbrita Fresnos	56
3.1.2.6 Ignimbrita Balín	57
3.1.3 Oligoceno tardío	59
3.1.3.1 Formación Santiago	59
3.1.4 Mioceno.	60
3.1.4.1 Formación Metates	60
3.1.5 Neógeno-Cuaternario.	61
3.1.5.1 Sedimentos del Neógeno-Cuaternario	61
3.1.6 Intrusivo Diorítico	62
4. ESTRUCTURA DE LA REGIÓN TEPEHUANES-CANATLÁN	63
4.1 El Sistema de Fallas San Luis-Tepehuanes	65
4.1.1 El Graben de Tepehuanes	65
4.1.2 El Graben de Santiaguillo	67

4.2 El Sistema de Cuencas y Sierras	72
<i>4.2.1 El Graben de Río Chico- Otinapa</i>	72
<i>4.2.2 El Pilar de Ciénega de Escobar-Santa María del Oro</i>	77
5. PULSOS DE ACTIVIDAD VOLCÁNICA EN LA REGIÓN TEPEHUANES- CANATLÁN	81
5.1 Pulso del Eoceno Temprano-Medio	84
5.2 Pulso del Eoceno tardío-Oligoceno temprano	85
5.3 Volcanismo durante el Neógeno-Cuaternario	87
6. EVOLUCIÓN GEOLÓGICA CENOZOICA DE LA REGIÓN TEPEHUANES- CANATLÁN	92
7. CONCLUSIONES	96
BIBLIOGRAFÍA	100
ANEXO FECHAMIENTOS U-Pb	112
ANEXO FOTOGRÁFICO	133

RESUMEN

La región de Tepehuanes-Canatlán se ubica al noroeste de la Mesa Central, entre esta provincia y el llamado “núcleo no extendido” de la Sierra Madre Occidental. Mediante la cartografía geológica de la hoja Santiago Papasquiari escala 1:50,000, recorridos de reconocimiento en las hojas Santiago Papasquiari y Durango escala 1:250,000, y fechamientos isotópicos por el método U-Pb de ablación láser en circones, se reconocieron cuatro grupos litoestratigráficos. Estos son: (1) rocas volcánicas intermedias a félsicas, intercaladas con algunos depósitos piroclásticos félsicos, de edad Eoceno temprano-medio; (2) depósitos piroclásticos félsicos con derrames félsicos a intermedios intercalados, de edad Eoceno tardío-Oligoceno temprano; (3) sedimentos continentales consolidados del Oligoceno tardío-Mioceno temprano; y (4) sedimentos continentales no consolidados y rocas volcánicas máficas del Neógeno-Cuaternario. En la zona de estudio el pulso volcánico más importante de la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental corresponde al segundo grupo, que tuvo una duración máxima de *ca.* 10 Ma. Entre los dos pulsos de volcanismo del Eoceno-Oligoceno se reconoció un *hiatus* con una duración promedio ~ 12 Ma. La extensión comenzó en el Eoceno tardío-Oligoceno temprano, posiblemente contemporánea con la actividad volcánica, basculó gradualmente a las rocas volcánicas del segundo pulso de volcanismo y formó al pilar de Ciénega de Escobar-Santa María del Oro, de rumbo NNW; afectó además a los grabenes de Tepehuanes y Santiaguillo, de rumbo NW, y al sector norte del Graben de Río Chico-Otinapa, de rumbo NNW. En el Oligoceno tardío-Mioceno temprano se desarrolló el enlace entre los grabenes de Tepehuanes y Santiaguillo. Para el Mioceno temprano-medio la deformación se propago, hacia el sur-sureste reactivando algunas estructuras del sector norte del Graben de

Río Chico-Otinapa, y desarrollándose el sector sur de esta estructura; y hacia el este-sureste continuando el desarrollo del Graben de Santiaguillo. Durante el Neógeno-Cuaternario la actividad volcánica ha sido esporádica y de magnitudes reducidas, contemporánea con fases discretas de deformación extensional.

ABSTRACT

The Tepehuanes-Canatlán region is located northwest of the Mesa Central, between this province and the Sierra Madre Occidental “unextended core”. Geological mapping in the Santiago Papasquiario 1:50,000 scale sheet, regional reconnaissance surveys in the Santiago Papasquiario and Durango 1:250,000 scale sheets, and dating of key units using U-Pb laser ablation method on zircons, permitted to identify four lithostratigraphic groups. These are: (1) early-middle Eocene volcanic intermediate to acid rocks with interlayered acid pyroclastic deposits; (2) late Eocene-early Oligocene acid pyroclastic deposits with interlayered acid to intermediate lava flows; (3) late Oligocene-early Miocene continental consolidated sediments; and (4) Neogene-Quaternary continental unconsolidated sediments and mafic volcanic rocks. Within the studied area, the main volcanic pulse of the Sierra Madre Occidental volcanic province corresponds to the second group, which lasted *ca.* 12 Ma. Extension began in late Eocene-early Oligocene, probably contemporaneous with volcanic activity, gradually tilting units of the late Eocene-early Oligocene group and formed the NNW striking Ciénega de Escobar-Santa María Del Oro horst, the NW striking Tepehuanes and Santiaguillo grabens, and the northern segment of the NNW striking Río Chico-Otinapa graben. The link between Tepehuanes and Santiaguillo grabens was

developed during late Oligocene-early Miocene. Deformation propagated gradually to the south-southeast reactivating some Río Chico-Otinapa graben northern segment structures and generating the structures that formed the southern segment of this graben, and to the east-southeast in the Santiaguillo graben. Volcanic activity during Neogene-Quaternary has been sporadic and lesser magnitude, contemporaneously with discrete extensional deformation phases.

ÍNDICE DE FIGURAS

1. a) República Mexicana. El recuadro en negro señala el área b de esta misma figura. c) Área de estudio que comprende las hojas INEGI Santiago Papasquiario y Durango escala 1:250,000, esta área corresponde a la Figura 8. d) Área de la Figura 10. El contorno azul delimita a la provincia fisiográfica de la Mesa Central (Modificado de Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). El contorno rojo delimita a la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Occidental (Modificado de: Henry y Aranda-Gómez, 2000; Ferrari *et al.*, 2002; Ferrari *et al.*, 2005). MAZ: Mazatlán, DGO: Durango, ZAC: Zacatecas, SLP: San Luis Potosí, TAM: Tampico. Figura generada a partir de los datos del continuo de elevación del INEGI. 1

2. Estado de Durango. Las principales vías de comunicación se muestran en líneas delgadas color gris. Las principales poblaciones de la región son: M: Mazatlán, ES: El Salto, D: Durango, F: Fresnillo, SP: Santiago Papasquiario, R: Rodeo, GP: Gómez Palacio, HP: Hidalgo del Parral. El recuadro negro en SP delimita el área de la Figura 16. En línea gruesa de color gris se delimita la porción noroeste de la Mesa Central (Modificado de Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). En gris los afloramientos de rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental (Modificado de Ferrari *et al.*, 2005). 2

3. a) República Mexicana y la ubicación del Estado de Durango. b) Estado de Durango. El recuadro blanco delimita el área de estudio. En negro las principales vías de comunicación dentro del área de estudio. Principales ciudades: D: Durango, C: Canatlán, NI: Nuevo Ideal, StP: Santiago Papasquiario, R: Rodeo, N: Nazas, Tep: Tepehuanes, SMDO: Santa María del Oro. En tonos oscuros las mayores

elevaciones, en tonos claros las menores elevaciones. Figura generada a partir de los datos del continuo de elevación del INEGI. 6

4. Mapa geológico regional de la región comprendida entre Durango y Santa María del Oro (SMDO), Durango. Incluye el área de los mapas INEGI Santiago Papasquiario y Durango escala 1:250,000. Geología modificada de: Mungía-Rojas *et al.* (1998), Mungía-Rojas *et al.* (2000), Ferrari *et al.* (2005), Nieto-Samaniego *et al.* (2005), y SGM (2007). SLO/100: San Lucas de Ocampo/Diez de Octubre. Las líneas grises segmentadas delimitan el área de influencia del Sistema de Fallas San Luis-Tepehuanes. 12

5. Mapa Geológico de la Mesa Central y zonas vecinas. Las líneas grises segmentadas delimitan la zona de influencia del Sistema de Fallas San Luis Tepehuanes. Ags: Aguascalientes, PB: Peñón Blanco, Durango (noroeste del mapa), PB: Peñón Blanco, San Luis Potosí (sureste del mapa), S14: Sierra de Catorce, SLP: San Luis Potosí, SSM: Sierra de San Miguelito, SSal: Sierra de Salinas, PT: Pico de Teyra. (Modificado de Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). 14

6. Datos U-Pb obtenidos por LA-ICP-MS de la muestra IL-BUFA tomada de un derrame de la riolita La Bufo, definida anteriormente por Loza-Aguirre *et al.* (2008), al norte de la ciudad de Zacatecas. a) Diagrama Tera-Wasserburg que muestra los resultados concordantes de la muestra IL-BUFA. b) Diagrama de edad media ponderada para esta muestra. 21

7. Columna litoestratigráfica de la región del graben de Santiaguillo entre Nuevo Ideal-Canatlán, Durango. ¹Fechamiento isotópico por el método K-Ar, ²Fechamiento

- isotópico por el método Ar-Ar, ³Fechaamiento isotópico por el método U-Pb. (Modificada de Nieto-Samaniego et al., 2012). 26
- 8.** Columna litoestratigráfica de la región de Nazas (modificada de Aguirre-Díaz y McDowell, 1991). 27
- 9.** Columna litoestratigráfica de los alrededores de la ciudad de Durango, Durango (tomada de Swanson *et al.*, 1978). MHM: Miembro férrico El Mercado. Las letras a la derecha de las edades representan el mineral utilizado para el fechamiento K-Ar, F: feldespatos alcalinos y agregados de feldespatos, P: plagioclasa, A: anfíbol, B: biotita, R: roca total (tomada de McDowell y Keizer, 1977). 28
- 10.** Columna litoestratigráfica de la región entre Zacatecas y Aguascalientes (tomado de Loza-Aguirre *et al.*, 2008). ¹Fechamientos realizados por Loza-Aguirre *et al.* (2008). ²Fechamientos realizados por Ponce y Clark (1988). 29
- 11.** Principales sistemas de falla en los alrededores de la Mesa Central (modificado de Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). El sistema de fallas San Luis-Tepehuanes de rumbo NW se ha reconocido desde San Luis de La Paz en Guanajuato hasta Tepehuanes en Durango y divide a la Mesa Central en sector norte y sur. El sistema de Cuencas y Sierras meridional está formado por fallas de rumbos que van de NNW a NNE. Localidades en caracteres negros: TEP: Tepehuanes, SP: Santiago Papasquiari, GP: Gómez Palacio, SLP: San Luis Potosí, SLDP: San Luis de la Paz, Q: Querétaro. Estructuras en caracteres azules: GT: Graben de Tepehuanes, SGR: Semi-Graben de Rodeo, GS: Graben de Santiaguillo, GRCO: Graben de Río Chico-Otinapa. El recuadro punteado en la esquina superior izquierda señala el área de estudio. 39

12. El Campo Volcánico de Durango se ubica al noreste de la ciudad de Durango, abarca un área aproximada de 2000 km², y está compuesto de lavas basálticas con edades del Pleistoceno-Holoceno, que están afectadas por fallas de rumbo NW (Aranda-Gómez *et al.*, 1997; Aranda-Gómez *et al.*, 2005). Estas fallas de rumbo NW son consideradas parte del SFSLT, lo que confiere a este sistema una edad de actividad, para esta región, del Cuaternario (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005), actividad que ha sido asociada con sismicidad en las regiones vecinas (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012). Imagen tomada de Google Earth. 41

13. Estructuras Cenozoicas principales en el área de estudio y regiones aledañas. Estas están formadas por fallas normales con rumbos NW a NNW. GT: Graben de Tepehuanes, SGR: Semi-Graben de Rodeo, GS: Graben de Santiaguillo, GRCO: Graben de Río Chico-Otinapa. Otras abreviaciones como en Figuras 2 y 3. Recuadro a: ubicación de la hoja Santiago Papasquiario escala 1:50,000 que fue cartografiada y cuya geología se describe en el capítulo 3. Recuadro b: área que comprenden las hojas Santiago Papasquiario y Durango, escala 1:250,000. 43

14. Mapa topográfico G13C48 Santiago Papasquiario 1:50,000. Santiago Papasquiario se ubica en un valle alargado de rumbo NW a NNW y una altura de ~1,700 msnm, bordeado al oeste por alturas cercanas a los 3,000 msnm y cercanas a los 2,300 msnm al este. 46

15. Mapa geológico de Santiago Papasquiario, Durango, 1:50,000, elaborado sobre la base topográfica G13-C48 (INEGI, 2000). Se muestran las edades isotópicas obtenidas en el presente trabajo y las reportadas previamente en la literatura. El valle de

- Santiago Papasquiario tiene un rumbo NW en su porción norte y NNW en su porción central y sur. 48
- 16.** Datos U-Pb obtenidos por LA-ICP-MS de la muestra Fres-b de la ignimbrita Antigua.
a) Diagrama Tera-Wasserburg que muestra los resultados concordantes de esta muestra. b) Diagrama de edad media ponderada para esta muestra. 49
- 17.** Datos U-Pb obtenidos por LA-ICP-MS de la muestra And-cl de la andesita El Cazadero. a) Diagrama Tera-Wasserburg que muestra los resultados concordantes obtenidos de la muestra And-cl. b) Diagrama de edad media ponderada obtenida para la muestra And-cl. 52
- 18.** Datos U-Pb obtenidos por LA-ICP-MS de la muestra Caz-l de la andesita El Cazadero.
a) Diagrama Tera-Wasserburg que muestra los resultados concordantes obtenidos de la muestra Caz-l. b) Diagrama de edad media ponderada obtenida para la muestra Caz-l. 53
- 19.** Datos U-Pb obtenidos por LA-ICP-MS de la muestra Pas-nc de la ignimbrita Puente Negro. a) Diagrama Tera-Wasserburg que muestra los resultados concordantes obtenidos de la muestra Pas-nc. b) Diagrama de edad media ponderada obtenida para la muestra Pas-nc. 55
- 20.** Datos U-Pb obtenidos por LA-ICP-MS de la muestra Pas-wb de la ignimbrita Balín. a) Diagrama Tera-Wasserburg que muestra los resultados concordantes obtenidos de la muestra Pas-wb. b) Diagrama de edad media ponderada obtenida para la muestra Pas-wb. 58

21. Mapa de elevación de la región comprendida entre Durango (DGO) y Santa María del Oro (SMDO). Se muestran las principales estructuras tomadas de la literatura así como interpretadas a partir de imágenes de satélite y modelos de elevación. CDE: Ciénega de Escobar, TEP: Tepehuanes, SP: Santiago Papasquiario, NI: Nuevo Ideal, R: Rodeo, N: Nazas, C: Canatlán, O: Otinapa. La línea punteada de rumbo NW marca la ubicación del perfil de la figura 34. 64

22. El Graben de Tepehuanes con un rumbo promedio $N60^{\circ}W$ y una longitud de ~21 km. Se presentan los estereogramas de planos de falla y estrías de falla medidos en ambos hombros de este graben. Los planos de falla grafican un rumbo principal NW y las estrías de falla representan un movimiento predominantemente normal. Datos graficados en el hemisferio inferior, proyección equiareal, en el programa TectonicsFP (Ortner et al., 2002). GT-SW: falla suroeste del graben de Tepehuanes, GT-NE: falla noreste del graben de Tepehuanes. Las estructuras meridionales de este graben terminan en las cercanías de Santiago Papasquiario. Se muestra el sitio en el que se tomó la muestra de ignimbrita SCT-02. Imagen tomada de Google Earth. 66

23. Datos U-Pb obtenidos por LA-ICP-MS de la muestra SCT-02 de la ignimbrita observada en la cima del conjunto de rocas volcánicas que afloran en el hombro suroeste del Graben de Tepehuanes. a) Diagrama Tera-Wasserburg que muestra los resultados concordantes obtenidos de la muestra SCT-02. b) Diagrama de edad media ponderada obtenida para la muestra SCT-02. 67

24. El Graben de Santiaguillo con un rumbo promedio NW y una longitud aproximada de 80 km. GS-NEa: falla meridional del hombro noreste del Graben de Santiaguillo, GS-NEb: falla septentrional del hombro noreste del Graben, GS-SW: falla con mayor desplazamiento en el hombro suroeste del Graben. El recuadro en línea punteada de color gris marca el área de estudio de Nieto-Samaniego *et al.* (2012). En el extremo noroeste del graben se midieron planos de falla que graficaron una orientación principal NW y una población menor de rumbo NE. Las estrías de falla medidas representan un movimiento principalmente normal. Datos de falla y estría graficados en el hemisferio inferior proyección equiareal. Imagen tomada de Google Earth. 68

25. Enlace entre los grabenes de Tepehuanes y Santiaguillo (A). GT-SW: falla suroeste del Graben de Tepehuanes, GRCO-SP: falla Santiago Papasquiario del Graben de Río Chico-Otinapa, GS-NEb: falla septentrional del hombro noreste del Graben de Santiaguillo. Entre las estructuras mayores (en línea gris gruesa) se observa una zona de acomodo de bajo relieve similar a la del modelo propuesto por Rosendahl (1987) (en recuadro B). Cerca de la parte superior derecha de A, la flecha blanca señala una mesa de basaltos, considerados del Pleistoceno por Mungía-Rojas *et al.* (2000), que posfechan la actividad de este enlace. A-A': Línea de sección de la sección diagramática que muestra la estructura de este traslape (C) (exageración vertical 500%). Esta zona se caracteriza por fallas normales de rumbo NW que producen bloques basculados al NE y SW. En este enlace la falla con mayor desplazamiento vertical es la falla en el hombro suroeste del graben de Tepehuanes (GT-SW), lo que genera una estructura asimétrica. La cola sureste de esta falla fue

cortada por la falla al oeste de Santiago Papasquiario de rumbo NNW del Graben de Río Chico-Otinapa (GRCO-SP). Imagen tomada de Google Earth. 70

26. Durante el presente trabajo se midieron planos de falla al noreste del Campo Volcánico de Durango, aproximadamente en el área delimitada por el rectángulo en línea segmentada color gris. Los planos tienen un rumbo principal NW, buzando principalmente al NE, y las estrías de falla registran un movimiento principalmente normal. 71

27. Página anterior. Graben de Río Chico-Otinapa con un rumbo promedio $N20^{\circ}W$ y una longitud aproximada de 150 km. SDA: San Diego de Alcalá, GRCO-SDA: falla de San Diego de Alcalá del Graben de Río Chico-Otinapa, GRCO-SP: ver Figura 25. Se midieron planos de falla asociados a esta estructura que se presentan en los estereogramas con una orientación principal $N10-20^{\circ}W$, y las estrías de falla medidas representan un movimiento principalmente normal. Datos graficados en el hemisferio inferior de la proyección equiareal. Se señalan los sitios en que se tomaron las muestras LA-DGO-03 y LA-DGO-05. Imagen tomada de Google Earth. 74

28. Datos U-Pb obtenidos por LA-ICP-MS de la muestra LA-DGO-03 de la riolita que es cortada por la falla oriental del Graben de Río Chico-Otinapa cerca de San Diego de Alcalá (GRCO-SDA en Figura 27). a) Diagrama Tera-Wasserburg que muestra los resultados concordantes obtenidos de la muestra LA-DGO-03. b) Diagrama de edad media ponderada obtenida para la muestra LA-DGO-03. 75

29. Datos U-Pb obtenidos por LA-ICP-MS de la muestra LA-DGO-05 de la ignimbrita observada en la cima de la serie de rocas volcánicas que afloran en el hombro oriental del Graben de Río Chico-Otinapa cerca de San Diego de Alcalá (GRCO-SDA en Figura 27). a) Diagrama Tera-Wasserburg que muestra los resultados concordantes obtenidos de la muestra LA-DGO-05. b) Diagrama de edad media ponderada obtenida para la muestra LA-DGO-05. 75

30. Detalle de la estructura en el área de la hoja Santiago Papasquiari 1:50,000. En esta zona se encuentran los grabenes de Tepehuanes y Río Chico-Otinapa. Los planos medidos tienen orientaciones que van de NNW a NW, los planos de falla también presentan estas orientaciones predominando la NNW del graben de Río Chico-Otinapa. Las estrías de falla representan un movimiento principalmente de tipo normal. Los tensores de deformación obtenidos para el norte y sur de la hoja son muy similares. Datos de falla graficados en el hemisferio inferior proyección equiareal. 76

31. Pilar de Ciénega de Escobar-Santa María del Oro que posee un rumbo promedio N20°W y una longitud de ~80 km. PCS-EN: falla norte hombro oriental, PCS-ES: falla sur hombro oriental, PCS-ON: falla norte hombro occidental, PCS-OC: falla central hombro occidental, PCS-OS: falla sur hombro occidental. Dentro y en los bordes de esta estructura se midieron planos de falla que presentan una orientación principal NNW, así como estrías de falla que representan movimiento principalmente normal. Datos graficados en el hemisferio inferior proyección equiareal. Se indica el sitio en el que se recolectó la muestra LA-STP-11 de la cual

se obtuvo una edad U-Pb de 33.8 +0.50/-0.50 Ma. SMDO: Santa María del Oro, CDE: Ciénega de Escobar, TEP: Tepehuanes. Imagen tomada de Google Earth. 78

- 32.** Datos U-Pb obtenidos por LA-ICP-MS de la muestra LA-STP-11 de una andesita que subyace a una ignimbrita rica en líticos ubicada en la cima del conjunto de rocas observadas dentro del Pilar de Ciénega de Escobar-Santa María del Oro. a) Diagrama Tera-Wasserburg que muestra los resultados concordantes obtenidos de la muestra LA-STP-11. b) Diagrama de edad media ponderada obtenida para la muestra LA-STP-11. 79

- 33.** Perfil diagramático en el que se presenta la estructura de la región entre Nazas y Tayoltita. En este se observan estructuras del sistema de Cuencas y Sierras (Graben Río Chico-Otinapa y Semi-Graben de Rodeo) y del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (Graben de Santiaguillo). Los círculos verdes señalan los afloramientos reportados de rocas pre-cenozoicas. La línea gris punteada representa el contacto entre las unidades pre-cenozoicas y cenozoicas. Se puede considerar que, en conjunto ambos sistemas de falla (CyS y SFSLT), actuaron durante el Oligoceno como una zona de falla normal buzante hacia el SW que desplazó entre 500 y 1000 m a las rocas pre-cenozoicas. 80

- 34.** Ubicación de los fechamientos disponibles en la región. En rojo las edades del Eoceno temprano-medio, en naranja las edades del Eoceno tardío-Oligoceno temprano, y en amarillo las rocas con edades del Neógeno al Cuaternario. Los números dentro de los polígonos indican el trabajo en que se reportó el fechamiento: ¹ fechamientos obtenidos en el presente trabajo, ² McDowell y Keizer (1977), por no contar con las

coordenadas de ubicación de las muestras se marcaron al oeste de Durango y se indica el número de fechamientos reportados por grupos de edad, ³Aguirre-Díaz y McDowell (1991), ⁴Aranda-Gómez *et al.* (1997), ⁵Henry y Aranda-Gómez (2000), ⁶Luhr *et al.* (2001), por la cercanía entre la ubicación de las muestras fechadas por estos autores se utilizó un pentágono de mayores dimensiones indicando el número de fechamientos, ⁷Enríquez y Rivera (2001), ⁸Iriondo *et al.* (2003), ⁹Solé *et al.* (2007), ¹⁰Nieto-Samaniego *et al.* (2012). 82

35. Página anterior. Correlación litoestratigráfica regional. ¹Tomada de Enríquez y Rivera (2001). ²Tomada de Henry y Aranda-Gómez (2000). ³Columna litoestratigráfica presentada en este trabajo para el área de Santiago Papasquiario. ⁴Tomada de Nieto-Samaniego *et al.* (2012). ⁵Tomada de McDowell and Keizer (1977). ⁶Tomada de Lhur *et al.* (2001). ⁷Tomada de Aguirre-Díaz y McDowell (1991). ⁸Tomada de Solé *et al.* (2007). ⁹Otros fechamientos realizados en el presente trabajo. Las líneas gruesas negras punteadas representan las fases principales de deformación. Dos fases de deformación extensional fueron reconocidas en la región de Santiago Papasquiario (D1 y D2). *Edad U-Pb obtenida para la muestra de riolita Gm-26 al norte de Nuevo Ideal. 83

36. Datos U-Pb obtenidos por LA-ICP-MS de la muestra Gm-26 de una riolita que aflora al norte de Nuevo Ideal, en el hombro noreste del Graben de Santiaguillo. a) Diagrama Tera-Wasserburg que muestra los resultados concordantes obtenidos de la muestra Gm-26. b) Diagrama de edad media ponderada obtenida para la muestra Gm-26. 85

- 37.** Foto en la que se observa a un dique básico emplazado en una falla normal de rumbo N15°W entre Nuevo Ideal y Santiago Papasquiario (Coordenadas 13R 0471205, 2765723). 89
- 38.** Lavas del Plioceno-Pleistoceno (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Aranda-Gómez *et al.*, 1997; Henry y Aranda-Gómez, 2000) al suroeste de San Diego de Alcalá (Coordenadas 13R 0481907, 2703896). 90
- 39.** Falla normal de rumbo NNW que corta a lavas del Cuaternario (fechamientos por Henry y Aranda-Gómez, 2000) y produce desniveles topográficos de hasta 100 m, al suroeste de San Diego de Alcalá. 91

Tabla 1. Resultados de los fechamientos isotópicos U-Pb por LA-ICP-MS en circones magmáticos realizados durante el presente trabajo. 21

1. GENERALIDADES

1.1 Contexto Geológico

La región de estudio se encuentra entre las provincias fisiográficas de la Mesa Central (MC) y de la Sierra Madre Occidental (Figura 1), la litología predominante en la zona es parte de la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental (SMOc) (Figura 2).

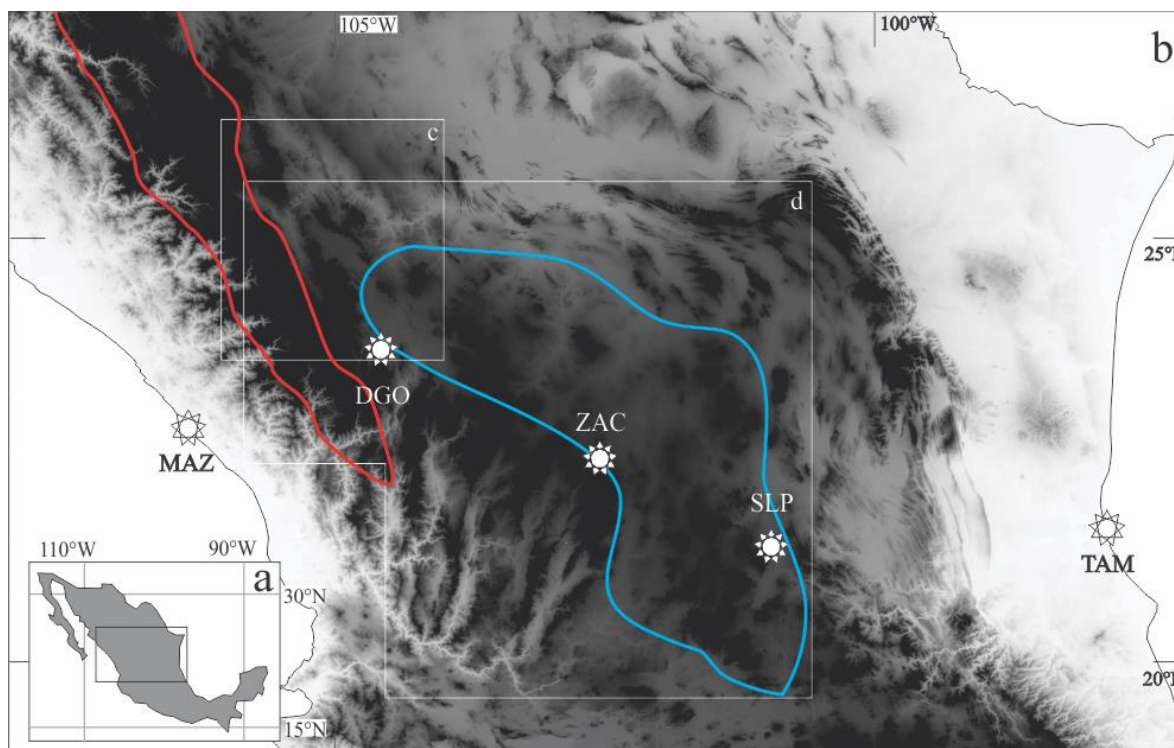


Figura 1. a) República Mexicana, el recuadro en negro señala el área b de esta misma figura. c) Área de estudio que comprende las hojas INEGI Santiago Papsquiario y Durango escala 1:250,000, esta área corresponde a la Figura 8. d) Área de la Figura 10. El contorno azul delimita a la provincia fisiográfica de la Mesa Central (Modificado de Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). El contorno rojo delimita a la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Occidental (Modificado de: Henry y Aranda-Gómez, 2000; Ferrari *et al.*, 2002; Ferrari *et al.*, 2005). MAZ: Mazatlán, DGO: Durango, ZAC: Zacatecas, SLP: San Luis Potosí, TAM: Tampico. Figura generada a partir de los datos del continuo de elevación del INEGI.

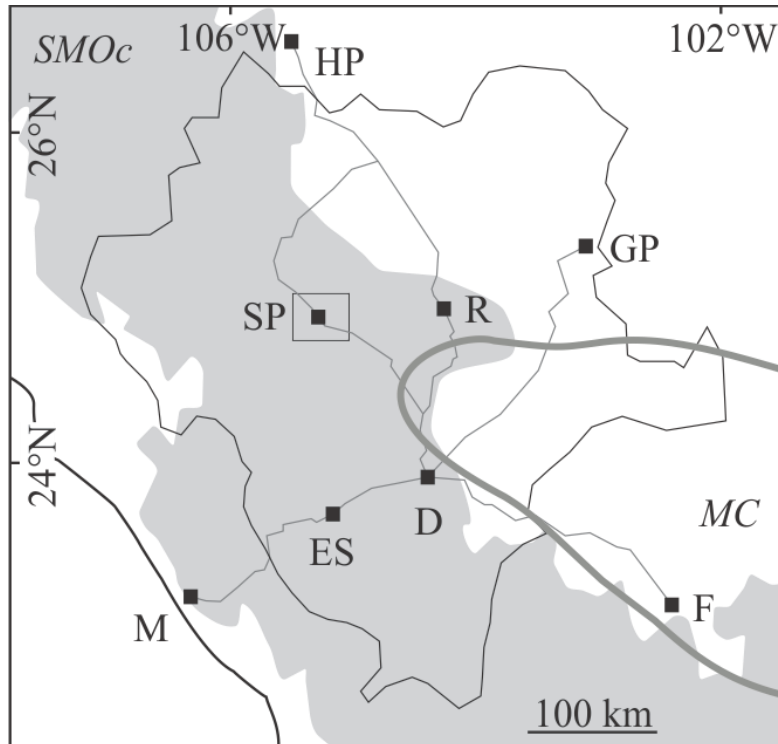


Figura 2. Estado de Durango. Las principales vías de comunicación se muestran en líneas delgadas color gris. Las principales poblaciones de la región son: M: Mazatlán, ES: El Salto, D: Durango, F: Fresnillo, SP: Santiago Papasquiari, R: Rodeo, GP: Gómez Palacio, HP: Hidalgo del Parral. El recuadro negro en SP delimita el área de la Figura 16. En línea gruesa de color gris se delimita la porción noroeste de la Mesa Central (Modificado de Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). En gris los afloramientos de rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental (Modificado de Ferrari *et al.*, 2005).

La SMOc se caracteriza por un grueso apilamiento de ignimbritas silíceas intercaladas con riolitas y andesitas, que cubren gran parte del occidente de México (Ferrari *et al.*, 2005) (Figura 2). La MC se ha dividido en porción norte y sur, la primera se caracteriza por planicies amplias con serranías aisladas en las que afloran principalmente rocas volcánicas cenozoicas, y rocas sedimentarias mesozoicas, mientras que su parte sur es una zona montañosa cubierta principalmente por rocas volcánicas de la SMOc (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Esta región del país ha sido afectada por extensión durante el Cenozoico (Ferrari *et al.*, 2005; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005), lo que ha generado una

topografía de cuencas y sierras alargadas en la parte occidental de este sector de México y una compleja topografía de amplias planicies y serranías aisladas en la parte central (Figura 1). Las cuencas alargadas de la porción centro occidental de México presentan direcciones que varían entre NE y NW, llegan a tener longitudes superiores a cien kilómetros (Figura 1), y se han reportado espesores de sus rellenos sedimentarios de varios cientos de metros (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Esas cuencas, dadas sus dimensiones, son estructuras tectónicas relevantes, por lo que su estudio es de suma importancia para entender la evolución cenozoica de esta parte de México.

En la región de estudio afloran rocas metamórficas paleozoicas en Santa María del Oro y San Lucas de Ocampo/Diez de Octubre, ubicados al noroeste y norte de Durango capital, respectivamente (Araujo-Mendieta y Arenas-Partida, 1986; Iriondo *et al.*, 2004), además afloran rocas metamórficas consideradas paleozoicas en Bacís, localizado al oeste de Durango capital (Mungía-Rojas *et al.*, 1998). Ascendiendo en la columna litoestratigráfica se encuentran rocas sedimentarias y volcánicas continentales del Jurásico que afloran en la porción noreste del área (Pantoja-Alor, 1963; López-Infanzón, 1986; Mungía-Rojas *et al.*, 1998; Bartolini *et al.*, 2003), y al norte, en la localidad de Santa María del Oro, donde sobreyacen a las rocas paleozoicas (Mungía-Rojas *et al.*, 1998). Le siguen rocas sedimentarias marinas con edades del Jurásico Superior-Cretácico Superior, pertenecientes a la porción occidental de la Cuenca Mesozoica del Centro de México, que afloran principalmente en el noreste del área (Carrillo-Bravo, 1971; Carrillo-Bravo, 1982; Aranda-García *et al.*, 1987; Contreras-Montero *et al.*, 1988; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). El conjunto de rocas del Mesozoico se encuentra plegado y cabalgado hacia el NE (Eguiluz *et al.*, 2000). Yaciendo discordantemente sobre las rocas del Mesozoico hay rocas

volcánicas que poseen composiciones que varían de félsica a máfica, y sedimentarias continentales del Terciario, ambas litologías afectadas por fallamiento extensional. En comparación, las rocas volcánicas terciarias son más abundantes que los sedimentos continentales terciarios. Las rocas volcánicas cenozoicas más antiguas, de edades Eoceno-Oligoceno, están distribuidas ampliamente y suelen ser de composición félsica a intermedia, mientras que las más jóvenes, de edad Mioceno-Pleistoceno son escasas, se presentan en afloramientos aislados, son de composición máfica y se encuentran comúnmente intercaladas con sedimentos continentales recientes no consolidados (Albritton, 1958; McDowell y Keizer, 1977; Swanson *et al.*, 1978; McDowell y Clabaugh, 1981; Córdoba, 1988; Aguirre-Díaz y McDowell, 1991, 1993; Aranda-Gómez *et al.*, 1997; Horner y Enríquez, 1999; Henry y Aranda-Gómez, 2000; Enríquez y Rivera, 2001; Luhr *et al.*, 2001; Iriondo *et al.*, 2004; Ferrari *et al.*, 2005; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Solé *et al.*, 2007).

Dentro de la zona de estudio coexisten dos sistemas regionales de falla con distintas características: el primero es el Sistema de Fallas San Luis-Tepehuanes (SFSLT) de rumbo NW que ha sido reconocido desde San Luis de la Paz, en el estado de Guanajuato, hasta Tepehuanes, en el estado de Durango, posee una longitud aproximada de 700 km (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Loza-Aguirre *et al.*, 2008); y el segundo es el sistema de “Cuencas y Sierras Mexicano” caracterizado por fallas de rumbo NNW a NNE reconocido en gran parte del norte-noroeste de México (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Aranda-Gómez *et al.*, 1997; Henry y Aranda-Gómez, 2000).

Velez-Scholvink (1990) propuso la existencia de una zona de falla a la que llamó “San Miguel de Allende-Cuernavaca” de rumbo NNW, la cual “... está manifestada por

una serie de alineamientos que pueden corresponder a fallas o fracturas...”, que se localiza al sur del sistema de Fallas San Luis-Tepehuanes (SFSLT) y que pasa por la Ciudad de México. El lineamiento propuesto por Velez-Scholvink (1990) no corresponde al SFSLT. Este último ha sido cartografiado en muchos puntos a lo largo de su traza, caracterizándose por fallas con movimiento principalmente normal y un rumbo principal NW (Nieto-Samaniego et al., 1997; Xu et al., 2004; Nieto-Samaniego et al., 2005; Loza-Aguirre, 2005; Loza-Aguirre et al., 2008, 2012; Nieto-Samaniego et al., 2012); estas características muestran que la dirección y la ubicación de ambas estructuras son distintas, lo cual diferencia al SFSLT del lineamiento propuesto por Velez-Scholvink (1990).

1.2 Área de Estudio

En la Figura 3 se presenta en tonos de gris al estado de Durango y su relieve, el recuadro blanco delimita el área de estudio (recuadro “c” en Figura 1), ésta comprende los mapas topográficos escala 1:250,000 Santiago Papasquiario y Durango, editados por el Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI), los cuales cubren una extensión total de 44,000 km². El área se localiza en la parte central del estado de Durango, en donde convergen algunas cuencas alargadas de origen tectónico (Figura 3). Las poblaciones más importantes son: Durango, capital del estado, Canatlán, Nuevo Ideal, Santiago Papasquiario, Tepehuanes, Santa María del Oro, Rodeo y Nazas, que están comunicadas por las carreteras federales 23, 44 y 45.

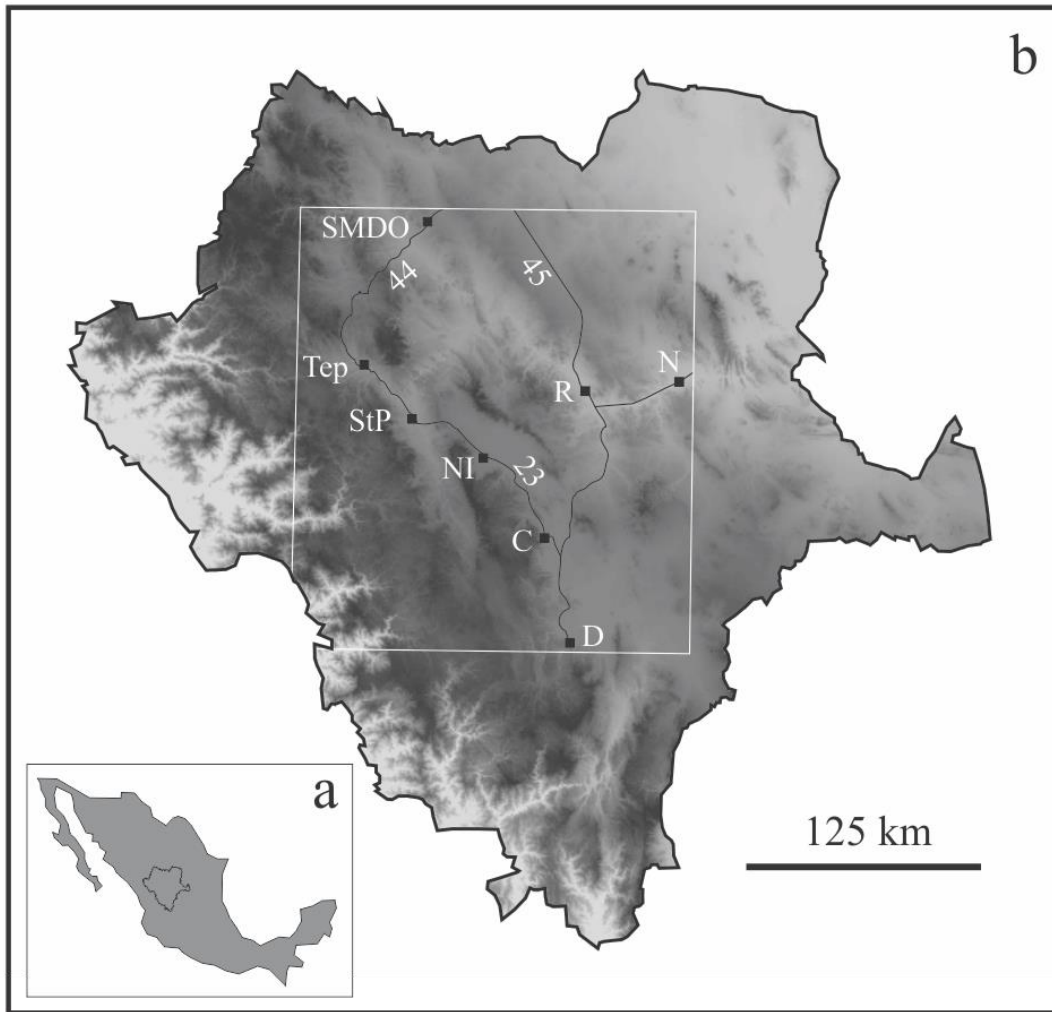


Figura 3. a) República Mexicana y la ubicación del Estado de Durango. b) Estado de Durango. El recuadro blanco delimita el área de estudio. En negro las principales vías de comunicación dentro del área de estudio. Principales ciudades: D: Durango, C: Canatlán, NI: Nuevo Ideal, StP: Santiago Papasquiaro, R: Rodeo, N: Nazas, Tep: Tepehuanes, SMDO: Santa María del Oro. En tonos oscuros las mayores elevaciones, en tonos claros las menores elevaciones. La base de esta figura fue generada a partir de los datos del continuo de elevación del INEGI.

1.3 Antecedentes

McDowell y Keizer (1977) estudiaron la secuencia volcánica del Cenozoico en un transecto Durango-Mazatlán. Swanson *et al.* (1978) definieron la columna litoestratigráfica para el Terciario de los alrededores de la ciudad de Durango, Dgo., asociada a la Caldera de

Chupaderos. Esta caldera se ubica al noroeste de la ciudad de Durango y la primer referencia a ella fue hecha por Lyons (1975) (tomado de McDowell y Keizer, 1977). Araujo-Mendieta y Arenas-Partida (1986) realizaron un estudio “tectónico-sedimentario” en los estados de Chihuahua y Durango en el que, entre otras cosas, describen las rocas paleozoicas en Santa María del Oro, Dgo. Posteriormente, Aranda-García y colaboradores (1987) reportaron la existencia de rocas del Jurásico Superior, y Contreras-Montero *et al.* (1988) estudiaron la bioestratigrafía y sedimentología del Jurásico Superior, estos dos trabajos se realizaron en el noreste de la región de estudio. La estratigrafía volcánica de la región localizada entre la Sierra de Gamón y la Laguna de Santiaguillo fue estudiada por Córdoba (1988). Aguirre-Díaz y McDowell (1991, 1993) definieron la columna litoestratigráfica para el Cenozoico en la región de Nazas, Dgo., y reportaron un evento de deformación extensional, con dirección principal de extensión ENE ocurrido entre 31 y 29 Ma, que generó fallas de rumbo NNW. En la región de Rodeo Aranda-Gómez *et al.* (1997) definieron dos episodios de fallamiento extensional, uno anterior a 28 Ma y el segundo alrededor de 24 Ma, con una dirección principal de extensión ENE, que generaron estructuras de rumbo NNW, entre ellas, las fallas que forman el semigraben de Rodeo. Según Aranda-Gómez *et al.* (1997) la parte sur del graben de Río Chico-Otinapa fue formada en un evento de deformación extensional que ocurrió entre los 13 y los 2 Ma, caracterizado por una dirección principal de extensión ENE. La extensión y el volcanismo máfico alcalino del Terciario en la zona de Rodeo y Nazas fueron estudiados por Luhr *et al.* (2001). Iriando *et al.* (2003, 2004) realizaron fechamientos isotópicos de rocas ígneas y metamórficas en la región. También Solé *et al.* (2007) reportan algunos fechamientos de rocas ígneas localizadas dentro de la zona de estudio. En la región de Nuevo Ideal Nieto-Samaniego *et al.* (2012) establecieron la columna litoestratigráfica y cartografiaron el

sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (SFSLT), de rumbo NW, que forma al graben de Santiaguillo. Estos autores proponen una dirección ENE para la orientación del esfuerzo compresivo mínimo asociado a dicho graben.

1.4 Objeto de Estudio

Las características geológicas que marcan visiblemente esta área son: la presencia de grandes estructuras de origen tectónico (el graben de Río Chico-Otinapa, el graben de Santiaguillo y el graben de Tepehuanes) y una gruesa pila de rocas volcánicas terciarias. El origen y la evolución de la deformación extensional y la actividad volcánica en la región entre Tepehuanes y Canatlán, en el estado de Durango, representan el objeto de estudio de la presente tesis.

1.5 Objetivo del Estudio

El objetivo general de este trabajo es: elaborar un modelo de la evolución geológica cenozoica del área de estudio, a partir del conocimiento de la actividad volcánica y la actividad de las estructuras tectónicas mayores. Para alcanzar este objetivo general se establecieron los siguientes objetivos específicos: (1) refinar la litoestratigrafía volcánica cenozoica con el apoyo de fechamientos isotópicos U-Pb y así identificar los periodos de actividad e inactividad volcánica; (2) identificar, localizar y documentar las características geométricas, así como la edad de actividad de las estructuras mayores; (3) integrar la información sobre la evolución del volcanismo y la deformación en el área de estudio, con

la reportada previamente en regiones aledañas de la Mesa Central y la Sierra Madre Occidental.

1.6 Metodología

Para conocer la estratigrafía y las estructuras de la región se llevó a cabo una recopilación de la literatura y cartografía existente, se interpretaron fotografías aéreas en escala 1:75,000, así como imágenes de Google Earth, y se realizaron recorridos regionales en las hojas Durango y Santiago Papasquiario escala 1:250,000 muestreando algunas unidades de roca de interés para realizar fechamientos isotópicos U-Pb. Para afinar y conocer el detalle se realizó la cartografía geológica de la hoja Santiago Papasquiario escala 1:50,000, de la cual se redefinió su columna estratigráfica con ayuda de fechamientos isotópicos por el método U-Pb de ablación láser en circones. En la hoja Santiago Papasquiario escala 1:50,000 convergen las tres estructuras que se mencionaron anteriormente, que son los grabenes de Santiaguillo, Río Chico-Otinapa y Tepehuanes. Conociendo los parámetros de las estructuras y las particularidades de la columna estratigráfica en la hoja Santiago Papasquiario, se puede extrapolar esta información y complementarla con la recabada en otras regiones del área de estudio. Además, se hizo una recopilación de información acerca de la deformación extensional y actividad volcánica durante el Cenozoico en el occidente de la Mesa Central y la parte centro-oriental de la Sierra Madre Occidental, para poder comparar los resultados obtenidos en el presente trabajo con los obtenidos en trabajos anteriores y de esa manera, esbozar una evolución regional de la deformación y el volcanismo cenozoicos.

2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 Estratigrafía Regional

A continuación se describen a grandes rasgos los diferentes conjuntos litológicos que afloran en esta porción de la Mesa Central y regiones vecinas, haciendo énfasis en la ubicación que guardan con respecto a la traza del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes. El registro litológico en esta región comprende rocas con edades del Paleozoico Superior al Cuaternario.

2.1.1 Paleozoico

En la región afloran rocas consideradas de edad Paleozoica en: Santa María del Oro, localidad ubicada en el límite norte de la Figura 4; San Lucas de Ocampo/Diez de Octubre, ubicado al norte de Canatlán, y en Bacís, al suroeste de Santiago Papasquiaro (Figura 4).

En Santa María del Oro Araujo-Mendieta y Arenas-Partida (1986) reportaron afloramientos de esquistos de muscovita y anfíbol, que Mungía-Rojas *et al.* (2000) consideraron presentan facies de esquistos verdes y las consideran como Formación Gran Tesoro; Araujo-Mendieta y Arenas-Partida (1986) reportaron una edad K/Ar de 326 ± 26 Ma, la cual representa al último evento de metamorfismo, por lo que estas rocas tienen una edad mínima del Mississípico.

En San Lucas de Ocampo/Diez de Octubre Mungía-Rojas *et al.* (1998) reportaron afloramientos de calcoesquistos y milonitas, mientras que Iriondo *et al.* (2003) mencionan en la misma localidad afloramientos de esquisto y gneiss. Iriondo *et al.* (2003) obtuvieron

una edad de metamorfismo Ar/Ar de 252 Ma en moscovita de un esquistos, por lo que se considera una edad mínima del Pérmico Tardío para estas rocas.

En la región de Bacís Mungía-Rojas *et al.* (1998) reportan afloramientos de pizarra, filita con intercalaciones de meta-andesita, capas ocasionales de meta-arenisca y meta-conglomerados con fragmentos de pizarra y filita, a las que consideran del Paleozoico Superior. Para las rocas metamórficas de Bacís no existen fechamientos isotópicos reportados en la literatura.

Es importante señalar que las rocas que presentan un mayor grado metamórfico y de las que se tiene mayor certeza de su edad Paleozoica, afloran sobre y al norte de la traza del SFSLT, esto es en San Lucas de Ocampo/Diez de Octubre y Santa María del Oro; mientras que las rocas cuyo grado metamórfico es menor, de las que no existe certeza de su edad, afloran al suroeste del SFSLT, en Bacís (Figura 4).

2.1.2. Mesozoico

2.1.2.1. Rocas del Triásico Superior

En la región se han reportado afloramientos de rocas del Triásico en Zacatecas y Pico de Teyra, en el estado de Zacatecas, y en Peñón Blanco, Sierra de Salinas, Charcas y Sierra de Catorce, en el estado de San Luis Potosí (Figura 5). Al sur de la traza del SFSLT no se han reportado afloramientos de rocas del Triásico en esta región de México.

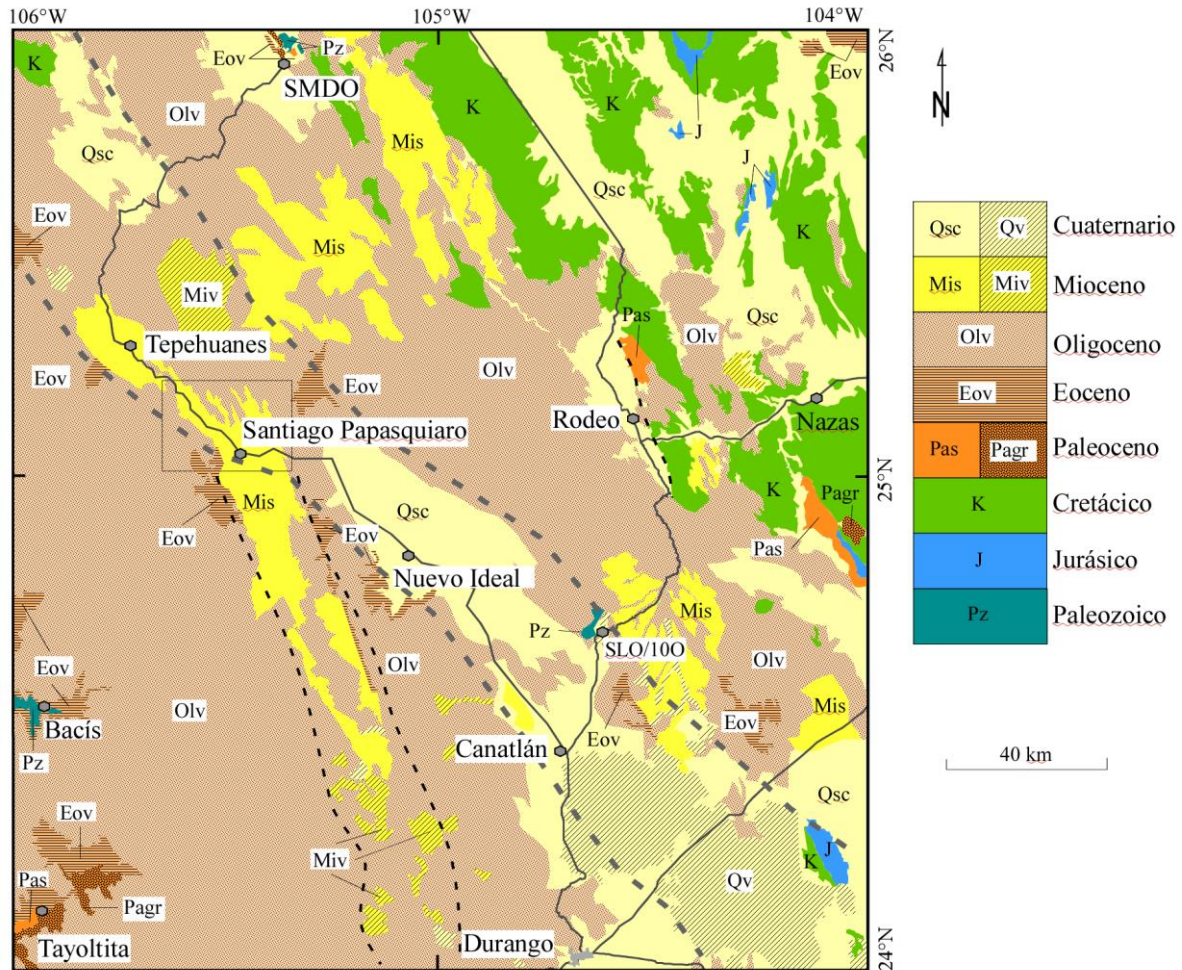


Figura 4. Mapa geológico regional de la región comprendida entre Durango y Santa María del Oro (SMDO), Durango. Incluye el área de los mapas INEGI Santiago Papasquiario y Durango escala 1:250,000. Geología modificada de: Mungía-Rojas *et al.* (1998), Mungía-Rojas *et al.* (2000), Ferrari *et al.* (2005), Nieto-Samaniego *et al.* (2005), y SGM (2007). SLO/100: San Lucas de Ocampo/Diez de Octubre. Las líneas grises segmentadas delimitan el área de influencia del Sistema de Fallas San Luis-Tepehuanes.

La secuencia expuesta en la Sierra de Catorce, S.L.P., consiste principalmente de lutitas y grauvacas; por sus características litológicas y posición estratigráfica se le ha correlacionado con la Formación Zacatecas del Triásico Tardío (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). Al norte y noroeste de la ciudad de San Luis Potosí, en Charcas y Peñón Blanco respectivamente, aflora la *Formación La Ballena*, unidad que comprende una secuencia

areno-arcillosa afectada por metamorfismo regional de facies esquistos verdes (Silva-Romo, 1993; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Barboza-Gudiño *et al.*, 2010). La Formación La Ballena está formada principalmente por depósitos siliciclásticos que incluyen pizarra negra, arenisca rica en cuarzo y algunos conglomerados (Silva-Romo, 1993; Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998). Centeno-García y Silva-Romo (1997) argumentan que las estructuras primarias que se observan en la *Formación La Ballena* indican que esos sedimentos fueron depositados por corrientes de turbidez en un ambiente marino profundo. En la región de Peñón Blanco, S.L.P., han sido reconocidas facies medias y externas de abanico submarino, mientras que en la región de Charcas hay indicios de ambiente de talud, como plegamiento gravitacional y brechamiento asociado a ese plegamiento (Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998). A la *Formación La Ballena* se le ha asignado una edad del Triásico Tardío a partir de su contenido de fósiles del Cárnico reportados por Cantú-Chapa (1969) y Silva-Romo (1993).

En la región de Pico de Teyra, localizada en el norte del Estado de Zacatecas (Figura 5), aflora la *Formación Taray* que consiste de una secuencia turbidítica compuesta por estratos de arenisca de cuarzo, limolita y lutita en proporciones variables, también se observa un conglomerado con fragmentos de esquistos, arenisca, lutita, cuarzo lechoso y granito, y presenta una intercalación de rocas volcánicas máficas similares a lavas almohadilladas (Silva-Romo *et al.*, 1994). Para la *Formación Taray* el Servicio Geológico Mexicano reporta un fechamiento Ar/Ar de 83 Ma, edad que consideraron como edad de la deformación que presentan las rocas de esta unidad (Chávez-Rangel, 2003). Tomando en cuenta sus características litológicas y las similitudes que presenta con la *Formación La*

Ballena, Silva-Romo *et al.* (1994) asignan a la *Formación Taray* una edad tentativa del Triásico, y la correlacionan con las formaciones *Zacatecas* y *La Ballena*.

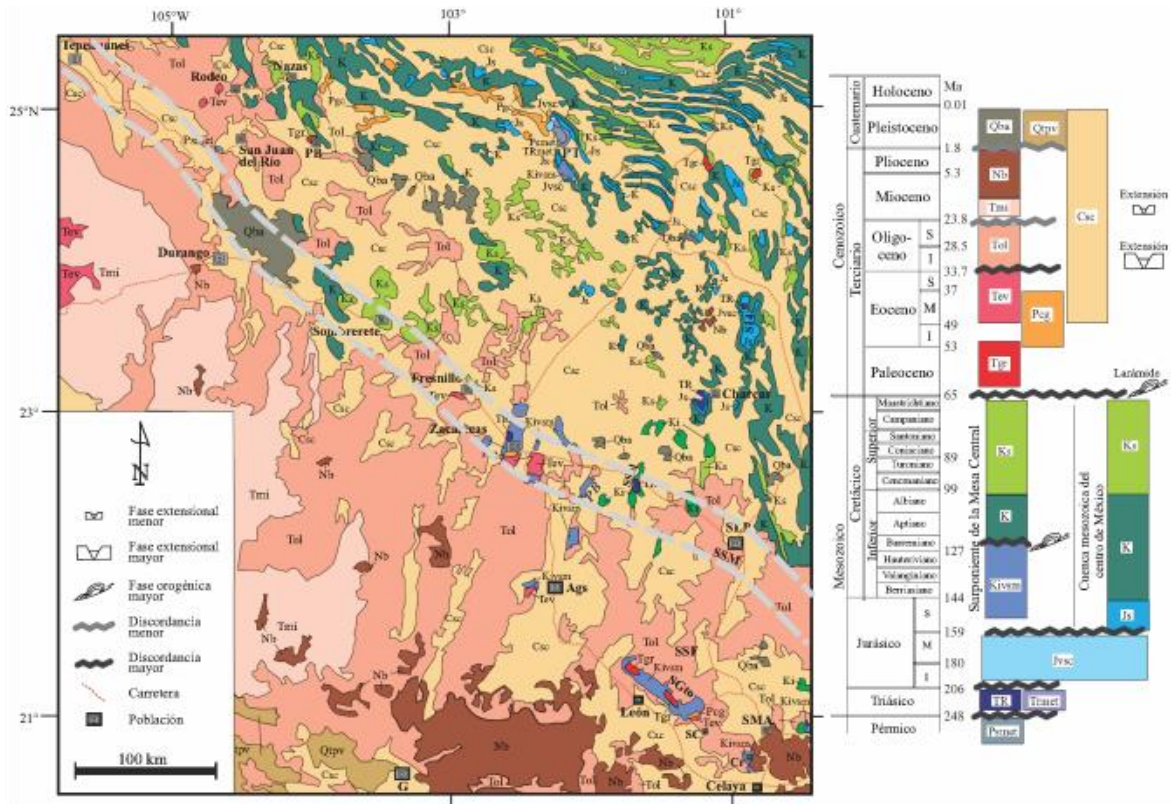


Figura 5. Mapa Geológico de la Mesa Central y zonas vecinas. Las líneas grises segmentadas delimitan la zona de influencia del Sistema de Fallas San Luis Tepehuanes. Ags: Aguascalientes, PB: Peñón Blanco, Durango, PB: Peñón Blanco, San Luis Potosí, S14: Sierra de Catorce, SLP: San Luis Potosí, SSM: Sierra de San Miguelito, SSal: Sierra de Salinas, PT: Pico de Teyra. (Modificado de Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

Al oeste-noroeste de la ciudad de Zacatecas aflora la *Formación Zacatecas* (Burckhardt, 1906; Carrillo-Bravo, 1982) (Figura 5), compuesta de sedimentos clásticos con grados bajos de metamorfismo. Se trata de una filita en la que se pueden encontrar cuerpos lenticulares de metaconglomerado, cuarcita y mármol (McGehee, 1976; Ranson *et*

al., 1982). Centeno-García y Silva-Romo (1997) dividen a la *Formación Zacatecas* en dos miembros, a los que observan en contacto por falla, desconociéndose su relación estratigráfica primaria. Se desconoce sobre qué unidad fue depositada la *Formación Zacatecas*, Centeno-García y Silva-Romo (1997) establecen que esta formación subyace a rocas cretácicas, siendo el contacto una cabalgadura. La edad de la *Formación Zacatecas* se considera del Triásico Tardío por su contenido de fósiles del Cárnico (Burckhardt, 1906; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Barboza-Gudiño *et al.*, 2010). Recientemente Escalona-Alcázar *et al.* (2009) propusieron con base en el fechamiento de circones detríticos, que la edad máxima de depósito para esta unidad en los alrededores de la ciudad de Zacatecas es el Cretácico Temprano.

Las formaciones Zacatecas y La Ballena, del Triásico Tardío, presentan estructuras asociadas a dos fases de deformación (Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998). La primer fase de deformación reconocida en la Formación La Ballena se caracteriza por plegamiento apretado y foliación incipiente, principalmente paralela a la estratificación, con una dirección general N40°-60°E. Mientras que en la Formación Zacatecas la primer fase de deformación se caracteriza por foliación incipiente a bien desarrollada, plegamiento apretado, y algunas zonas de cizalla con texturas miloníticas. La segunda fase de deformación se caracteriza en la Formación La Ballena por pliegues abiertos a cerrados y un clivaje axial bien desarrollado, mientras que en la Formación Zacatecas se caracteriza por cabalgamientos locales y plegamiento abierto a cerrado con desarrollo de clivaje axial local (Centeno-García y Silva-Romo, 1997). También se ha propuesto que la Formación Zacatecas presenta tres eventos de deformación compresiva (Bartolini *et al.*, 2003).

Rocas del Triásico Tardío fueron erosionadas y redepositadas al suroeste en la Cuenca de Arperos constituyendo parte de los sedimentos que componen a la Formación Esperanza en la Sierra de Guanajuato (Tardy *et al.*, 1994; Martini *et al.*, 2011). Las rocas del Triásico Tardío juegan un papel relevante en el entendimiento de la evolución geológica de México durante el Mesozoico temprano (Martini *et al.*, 2011).

2.1.2.2 Rocas del Jurásico Temprano-Medio

En la región que comprende esta síntesis afloran rocas del Jurásico Temprano-Medio, en el norte y noreste de Durango, en el norte de Zacatecas y el norte de San Luis Potosí (Barboza-Gudiño *et al.*, 1998; Bartolini *et al.*, 2003; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Barboza-Gudiño *et al.*, 2008; Venegas-Rodríguez *et al.*, 2009). Todos esos sitios están localizados al norte de la traza del SFSLT (Figura 5). Los conjuntos litológicos asociados a este arco magmático están compuestos por rocas volcánicas, sedimentarias y graníticas (Bartolini *et al.*, 2003).

En el noreste del estado de Zacatecas aflora la *Formación Rodeo* (Rogers *et al.*, 1961) que comprende derrames andesíticos y tobas afectadas por metamorfismo termal y cataclasis (López-Infanzón, 1986). Una muestra de andesita de esta formación fue fechada por López-Infanzón (1986), quien obtuvo una edad K/Ar de 183 ± 8 Ma, edad que consideró como de metamorfismo, asignando a la *Formación Rodeo* una edad mínima del Jurásico Temprano-Medio.

Al este y noreste de la ciudad de Durango afloran rocas volcánicas Jurásicas de composición intermedia a félsicaa intercaladas con lodolita, limolita, arenisca y escasos conglomerados, conjunto de rocas al que Pantoja-Alor (1972) llamó *Formación Nazas*. Las características de los depósitos clásticos evidencian un ambiente de depósito continental de

tipo lacustre o fluvial con variaciones aluviales. Para la *Formación Nazas* Pantoja-Alor (1972) reportó una edad plomo-alfa de 230 ± 20 Ma, fechamiento que ubica a esta unidad en el Triásico Tardío. Esta formación también aflora al noreste del estado de Zacatecas y en la Sierra de Catorce, S.L.P. (Barboza-Gudiño *et al.*, 1998; Bartolini *et al.*, 2003; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Barboza-Gudiño *et al.*, 2008; Venegas-Rodríguez *et al.*, 2009). Al norte de Durango la *Formación Nazas* subyace a la Formación La Gloria del Jurásico Tardío, mientras que en el noreste de Zacatecas subyace discordantemente a la Formación Zuloaga del Jurásico Tardío y sobreyace en discordancia angular a la Formación Taray del Triásico; en la Sierra de Catorce sobreyace discordantemente a la Formación Zacatecas del Triásico Tardío y subyace a la Formación Zuloaga del Jurásico Tardío (Barboza-Gudiño *et al.*, 1998; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Barboza-Gudiño *et al.*, 2008; Venegas-Rodríguez *et al.*, 2009). En el noreste de Zacatecas, la *Formación Nazas* es intrusionada por el intrusivo Caopas cuya edad es del límite Jurásico Temprano-Medio (176 Ma) (López-Infanzón, 1986). En la región de Real de Catorce presenta una marcada foliación generada por metamorfismo de contacto provocada por la intrusión del Tronco de Real de Catorce. Así, tomando en cuenta las posiciones estratigráficas descritas y las edades isotópicas disponibles, se asigna a la *Formación Nazas* una edad del Jurásico Temprano-Medio (López-Infanzón, 1986; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998; Bartolini *et al.*, 2003; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Barboza-Gudiño *et al.*, 2008; Venegas-Rodríguez *et al.*, 2009).

Las unidades rocosas que componen a las formaciones Nazas y Rodeo, que afloran al norte de la traza del SFSLT, registran una etapa en la cual la Mesa Central estuvo emergida (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005), y han sido consideradas parte de un arco magmático continental del Triásico-Jurásico, cuyos afloramientos definen un cinturón de

rumbo NW que va del oeste de los Estados Unidos de Norteamérica hasta Guatemala (Bartolini *et al.*, 2003).

2.1.2.3. Rocas Marinas del Jurásico Superior-Cretácico Superior

El registro litológico del Jurásico Superior en la región se caracteriza por rocas marinas calcáreas, caliza de plataforma en la parte inferior y limolita calcárea con estratos de pedernal en la parte superior (Imlay, 1938; Carrillo-Bravo, 1971, 1982; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). El Cretácico Temprano-Superior comprende dos secuencias que afloran en áreas distintas: los depósitos de la Cuenca Mesozoica del Centro de México presentes en casi toda la Mesa Central (Imlay, 1938; Roldan-Quintana, 1968; Carrillo-Bravo, 1971, 1982; López-Doncel, 2003; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005), y una secuencia volcanosedimentaria marina que aflora al occidente y sur de la Mesa Central (Ranson *et al.* 1982; Centeno-García y Silva Romo, 1997; Freydier *et al.*, 1996; Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Mortensen *et al.*, 2003; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Las rocas cretácicas de la Cuenca Mesozoica del Centro de México afloran al norte de la traza del SFSLT, principalmente del segmento entre Zacatecas y Tepehuanes, mientras que la secuencia volcanosedimentaria marina aflora sobre y al sur de la traza de este sistema de fallas (Figura 5). La Cuenca Mesozoica del Centro de México comprende una secuencia de rocas marinas que sobreyace concordantemente a las rocas del Jurásico Superior y consiste de: caliza arcillosa que pasa a lutita calcárea, y hacia la cima rocas clásticas, arenisca con clastos de rocas volcánicas principalmente, abarcando del Berriasiano al Coniaciano-Maastrichtiano (Imlay, 1938; Roldan-Quintana, 1968; Carrillo-Bravo, 1971, 1982; López-Doncel, 2003; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). La secuencia volcanosedimentaria marina está compuesta por basalto almohadillado, derrames, y cuerpos intrusivos de diabasa, que

se encuentran intercalados con capas de toba, pizarra, pedernal, radiolarita, lutita, arenisca y caliza aisladas, con una edad del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Ranson *et al.*, 1982; Freydier *et al.*, 1996; Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Mortensen *et al.*, 2003; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Esta secuencia marina presenta metamorfismo en facies de esquistos verdes (Ranson *et al.*, 1982; Freydier *et al.*, 1996; Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Mortensen *et al.*, 2003; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

2.1.3. Cenozoico

2.1.3.1. Sedimentos Continentales del Paleoceno-Eoceno

Estos depósitos consisten principalmente de arenisca y conglomerado con algunas rocas volcánicas máficas intercaladas, así como material piroclástico de composición félsica (Edwards, 1955; Rogers *et al.*, 1961; Pantoja-Alor, 1963; Córdoba, 1988; Aguirre-Díaz y McDowell, 1991; Aranda-Gómez y McDowell, 1998; Horner y Enriquez, 1999; Escalona-Alcázar *et al.*, 2003; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Loza-Aguirre, 2005; Aranda-Gómez, *et al.*, 2007; Tristán-González, 2008; Loza-Aguirre *et al.*, 2008; Escalona-Alcázar *et al.*, 2012). Dentro de la región se han reportado afloramientos de estas rocas en los estados de Durango y Zacatecas, conociéndose también su existencia en Guanajuato (Figura 5).

En el límite occidental de la región que comprende esta síntesis, al oeste de Durango, Dgo., aflora la *Formación Las Palmas* que cubre discordantemente a rocas volcánicas del Cretácico Superior-Paleoceno (Horner y Enriquez, 1999) (Figura 4). Al norte y noreste de Durango, Dgo., aflora la *Formación Ahuichila* (Rogers *et al.*, 1961), que

en la región de Nazas cubre discordantemente a calizas y lutitas cretácicas de las formaciones Cuesta del Cura, Indidura y Caracol del Cretácico Tardío (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991). La *Formación Ahuichila* consiste de un conglomerado rojo a gris compuesto por fragmentos, subangulosos a subredondeados de tamaño de arena media a grava gruesa, principalmente de roca caliza y pedernal, y fragmentos de lutita, arenisca y andesita en menor medida, intensamente cementados por limonita y/o calcita (Pantoja-Alor, 1963; Aguirre-Díaz y McDowell, 1991). Al norte de Durango esta unidad está cubierta por depósitos pertenecientes al Grupo Río Chico Superior, del Oligoceno temprano (Córdoba, 1988). Córdoba (1988) reportó que esta formación contiene fragmentos de la andesita basal de 51.6 Ma (McDowell y Keizer, 1977; Swanson *et al.*, 1978), por lo que se asigna a la *Formación Ahuichila* una edad del Paleoceno-Eoceno.

En los alrededores de Zacatecas, Zac., aflora el *Conglomerado Zacatecas* que consiste de intercalaciones de conglomerado y arenisca (Edwards, 1955; Nájera-Garza, 1997 (en Tristán-González, 2008); Escalona-Alcázar *et al.*, 2003; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Loza-Aguirre *et al.*, 2008; Tristán-González, 2008; Escalona-Alcázar *et al.*, 2012) (Figura 5). Este depósito está constituido por fragmentos de rocas sedimentarias, granito, rocas volcánicas y roca verde ígnea (Edwards, 1955). El *Conglomerado Zacatecas* rellena una fosa tectónica de rumbo NW delimitada al norte por estructuras del SFSLT (Loza-Aguirre *et al.*, 2008). Esta unidad sobreyace discordantemente a rocas del Mesozoico (Edwards, 1955; Escalona-Alcázar *et al.*, 2003; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Loza-Aguirre *et al.*, 2008), al norte de la ciudad de Zacatecas se observa cubierto discordantemente por derrames de la riolita La Bufa del Eoceno Temprano (Loza-Aguirre *et al.*, 2008). De uno de los derrames de la riolita La Bufa se obtuvo, durante el presente

trabajo, una edad U-Pb por LA-ICP-MS de $43.85 \pm 0.65/-0.45$ Ma (muestra IL-BUFA, 93% de confiabilidad de un grupo coherente de 8 circones, Tabla 1, Figura 6, Anexo LA-ICP-MS 1). Recientemente, Escalona-Alcázar *et al.* (2012) propusieron que esta unidad tuvo un período de depósito que abarcó del Cretácico Tardío al Oligoceno temprano.

Tabla 1. Resultados de los fechamientos isotópicos U-Pb por LA-ICP-MS en circones magmáticos realizados durante el presente trabajo.

Muestra	Unidad	Localización	Tipo de Roca	Edad (Ma)
SCT-02	--	105.90° E, 25.26° N	Ignimbrita	31.5 +0.30/-0.20
LA-DGO-03	--	105.12° E, 24.49° N	Riolita	32.2 +0.50/-0.30
LA-DGO-05	--	105.10° E, 24.51° N	Ignimbrita	32.7 +1.0/-0.40
PAS-WB	Ignimbrita Balin	105.59° E, 25.08° N	Ignimbrita	33.2 +0.50/-0.20
LA-STP-11	--	105.57° E, 25.75° N	Andesita	33.8 ±0.50
PAS-NC	Ignimbrita Puente Negro	105.54° E, 25.19° N	Ignimbrita	34.0 +0.50/-0.70
CAZ-L	Andesita El Cazadero	105.56° E, 25.09° N	Andesita	35.95 +0.45/-0.5
AND-CL	Andesita El Cazadero	105.54° E, 25.08° N	Andesita	37.2 +0.30/-0.40
IL-BUFA	Riolita La Bufa	102.55° E, 22.77° N	Riolita	43.85 +0.65/-0.45
FRES-B	Ignimbrita Antigua	105.57° E, 25.11° N	Ignimbrita	51.75 +0.34/-0.45
GM-26	--	104.79° E, 24.93° N	Riolita	56.4 +0.50/-0.70

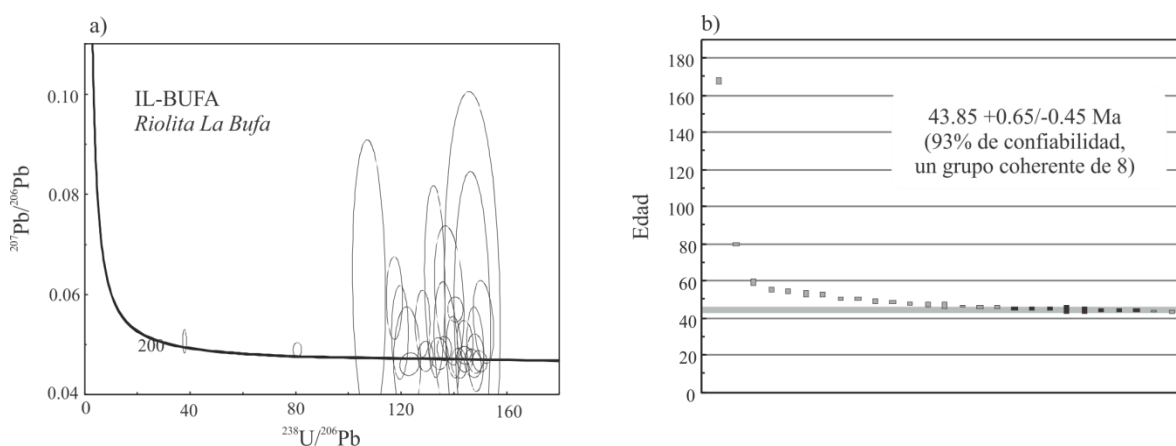


Figura 6. Datos U-Pb obtenidos por LA-ICP-MS de la muestra IL-BUFA tomada de un derrame de la riolita La Bufa, definida anteriormente por Loza-Aguirre *et al.* (2008), al norte de la ciudad de Zacatecas. a) Diagrama Tera-Wasserburg que muestra los resultados concordantes de la muestra IL-BUFA. b) Diagrama de edad media ponderada para esta muestra.

En la región de Pinos, Zacatecas, sobreyacen en discordancia angular a las rocas mesozoicas los *lechos rojos Pinos* (Aranda-Gómez, *et al.*, 2007). Estos lechos rojos están formados por arenas conglomeráticas y conglomerados polimícticos de grano fino a medio soportados por matriz. Los fragmentos que componen los lechos rojos Pinos son de caliza, arenisca, lutita, andesita, roca volcánica félsica y de granito de muscovita con turmalina (Aranda-Gómez, *et al.*, 2007). La edad de los lechos rojos Pinos está constreñida por una ignimbrita intercalada de 32.3 ± 1.5 Ma (K-Ar, concentrado de Sanidino, Aranda-Gómez *et al.*, 2007) y por la edad del granito de muscovita que arrojó una edad de meseta de 50.94 ± 0.47 Ma (Ar-Ar, fenocristales de muscovita, Aranda-Gómez *et al.*, 2007) del que existen fragmentos dentro de estos lechos rojos. Estos lechos rojos se depositaron como abanicos aluviales en fosas formadas por fallas de rumbo NW entre el Eoceno medio y el inicio del Oligoceno (Aranda-Gómez *et al.*, 2007).

En los alrededores de la ciudad de Guanajuato, Guanajuato, aflora el *Conglomerado Guanajuato* (Edwards 1955; Aranda-Gómez y McDowell, 1998; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005) (Figura 5). Está compuesto por fragmentos de rocas volcánicas así como de granito, diorita, caliza y pedernal, y ha sido interpretado como un conjunto de abanicos aluviales coalescentes depositados en una fosa tectónica (Edwards 1955; Aranda-Gómez y McDowell, 1998). Estos depósitos sobreyacen discordantemente a rocas mesozoicas y subyacen concordantemente a rocas volcánicas del Eoceno medio-tardío. Aranda-Gómez y McDowell (1998) obtuvieron una edad K-Ar de 49.3 ± 1 Ma para un derrame de basalto intercalado hacia la base del conglomerado, por lo que es considerado del Paleoceno-Eoceno.

Los depósitos de sedimentos continentales del Paleoceno-Eoceno se han asociado al desarrollo de fosas tectónicas que posfechan la deformación contráctil laramídica (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Las relaciones estratigráfico-estructurales y características de depósito sugieren que después de la Orogenia Laramide, durante el Paleoceno-Eoceno, sobrevino en la región un evento de extensión continental caracterizado por fallamiento normal que generó una topografía de pilares y fosas de rumbos variados en las que se depositaron estos sedimentos continentales productos de la erosión de los altos topográficos (Edwards, 1955; Rogers *et al.*, 1961; Pantoja-Alor, 1963; Córdoba, 1988; Aguirre-Díaz y McDowell, 1991; Aranda-Gómez y McDowell, 1998; Horner y Enriquez, 1999; Escalona-Alcázar *et al.*, 2003; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Loza-Aguirre, 2005; Tristán-González, 2008; Loza-Aguirre *et al.*, 2008; Escalona-Alcázar *et al.*, 2012).

2.1.3.2. Eoceno Temprano-Medio

Sobreyaciendo a los sedimentos continentales del Paleoceno-Eoceno se encuentran, en algunos sitios en contacto discordante y en otros concordante, un conjunto de rocas y depósitos de origen volcánico que conforman el volcanismo de la Sierra Madre Occidental (Ferrari *et al.*, 2005; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Aguirre-Días y McDowell (1991) propusieron la separación de ese conjunto volcánico en vulcanismo eocénico y vulcanismo oligocénico, ya que identificaron en la región de Nazas una secuencia volcánica cuyas edades abarcan de 52 a 40 Ma y que yace debajo de rocas volcánicas del Oligoceno.

En el presente trabajo las rocas de la cubierta volcánica cenozoica consideradas parte de la Sierra Madre Occidental se agruparon en tres conjuntos litológicos: el primero

de edad Eoceno temprano-medio, el segundo de edad Eoceno tardío-Oligoceno temprano y el tercero del Mioceno temprano. Las rocas volcánicas del Eoceno temprano-medio presentan composiciones intermedias a acidas, comprenden coladas andesíticas y riolíticas, depósitos piroclásticos de composición riolítica, así como cuerpos subvolcánicos de composición diorítica, habiéndose reportado espesores de hasta 1,500 m al sur de Bacís (Horner y Enríquez, 1999; Enríquez y Rivera, 2001; Ferrari *et al.*, 2005) (Figura 4). Los espesores de estas unidades disminuyen hasta el punto de desaparecer hacia el norte y noreste de la traza del SFSLT. Por lo general se encuentran rocas de composición intermedia hacia la base, cubiertas por rocas de composición félsica (McDowell y Keizer, 1977; Swanson *et al.*, 1978; Córdoba, 1988; Aguirre-Días y McDowell, 1991; Enríquez y Rivera, 2001; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012). Las rocas del Eoceno temprano-medio afloran principalmente en los bordes de la Sierra Madre Occidental, algunos afloramientos se localizan sobre o en las inmediaciones de la traza del SFSLT. También se han reportado afloramientos en algunos de los cañones que cortan a la SMOc en su borde occidental (Ferrari *et al.*, 2005). Dentro del área de estudio afloran al oeste de Durango, en la región de Tayoltita, en los alrededores de la ciudad de Durango, en Canatlán, Nuevo Ideal, Rodeo y Nazas, Fresnillo y en Zacatecas (McDowell y Keizer, 1977; Swanson *et al.*, 1978; Córdoba, 1988; Aguirre-Días y McDowell, 1991; Enríquez y Rivera, 2001; Barajas-Gea, 2008; Loza-Aguirre *et al.*, 2008; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012) (Figuras 4 y 5).

En la región de Tayoltita, Enríquez y Rivera (2001) reportaron un fechamiento K-Ar para una lava riolítica que arrojó una edad de 39.9 ± 1.1 Ma. En la región de Canatlán-Nuevo Ideal, el conjunto de rocas del Eoceno temprano-medio está conformado por la Andesita Coneto, que se encuentra en la base, la cual tiene una edad U-Pb de 40.15 ± 0.35 Ma.

0.95 Ma y una edad Ar-Ar de 35.0 ± 0.6 Ma y por la Ignimbrita Altamira que tiene una edad K-Ar de 38.8 ± 1.0 Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012) (Figura 7). En Nazas Aguirre-Díaz y McDowell (1991) reportaron un conjunto de rocas volcánicas del Eoceno temprano-medio compuesta por: la Andesita Playas, con una edad K-Ar de 48.8 ± 1.8 Ma, los Domos Agua Nueva, con una edad K-Ar de 45.2 ± 0.6 Ma, la toba Boquillas Coloradas, de 42.9 ± 2.0 Ma, y la Andesita Almagre, con una edad K-Ar de 40.3 ± 1.0 Ma (Figura 8). En los alrededores de Rodeo, Luhr *et al.* (2001) reportaron una toba con una edad Ar-Ar de 42.13 ± 0.11 Ma, a la que consideraron similar a la *Toba Boquillas Coloradas* de Aguirre-Díaz y McDowell (1991). Por otra parte, Solé y colaboradores (2007) obtuvieron una edad K-Ar de 42 ± 1 Ma para una ignimbrita riolítica localizada 40 km al sur de Santa María del Oro, Dgo., edad que coincide con la reportada anteriormente para la Toba Boquillas Coloradas de la región de Nazas. En los alrededores de la ciudad de Durango, aflora la *Andesita Basal* del Eoceno temprano, también llamada andesita vieja (*old andesite*), para la que existe un fechamiento K-Ar que arrojó una edad de 51.6 ± 1.3 Ma (McDowell & Keizer, 1977; Swanson *et al.*, 1978; Córdoba, 1988) (Figura 9). Al sureste, en Fresnillo, se reportó una edad K-Ar de 38.3 ± 0.8 Ma para un depósito piroclástico que sobreyace discordantemente a rocas mesozoicas y subyace a una secuencia de rocas volcánicas del Oligoceno (Lang *et al.*, 1988). Al sur de la ciudad de Zacatecas aflora un conjunto de rocas del Eoceno temprano-medio, que fue dividida por Loza-Aguirre *et al.* (2008) en las unidades siguientes, enumeradas en orden estratigráfico: riolita La Bufa, con edades 48.91 ± 0.09 Ma (Ar-Ar en sanidino, en Loza-Aguirre *et al.*, 2008), y $43.85 +0.65/-0.45$ Ma (U-Pb en circones, obtenida en este trabajo, ver Figura 6 y Tabla 1), ignimbrita Los Alamitos, de 46.8 Ma (K-Ar en sanidino), ignimbrita El Devisador, volcaniclástico Las Viejas, Formación Presillas, de edad 42.3 ± 1.6 Ma (K-Ar en sanidino), andesita Genaro Codina, y Formación

La Virgen (Figura 10). Esta última unidad fue fechada por Ponce y Clark (1988) en 36.8 Ma (K-Ar).

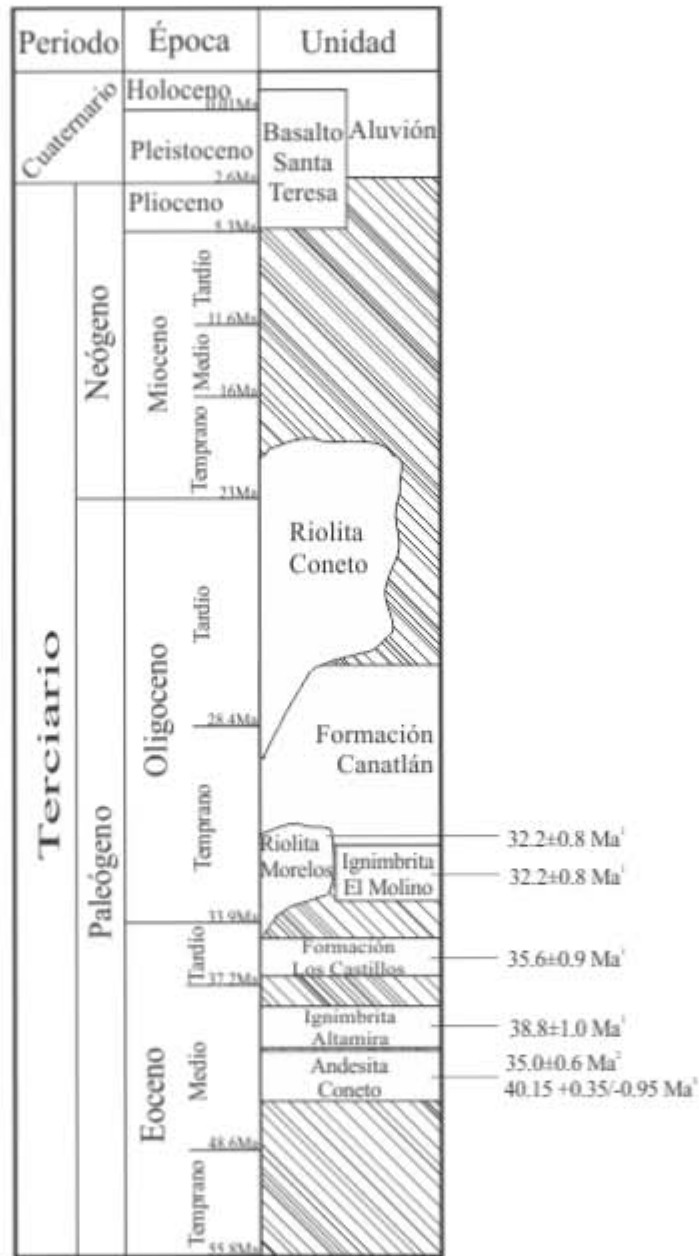


Figura 7. Columna litoestratigráfica de la región del graben de Santiaguillo, entre Nuevo Ideal y Canatlán, Durango. ¹Fechamiento isotópico por el método K-Ar, ²Fechamiento isotópico por el método Ar-Ar, ³Fechamiento isotópico por el método U-Pb. (Modificada de Nieto-Samaniego *et al.*, 2012).

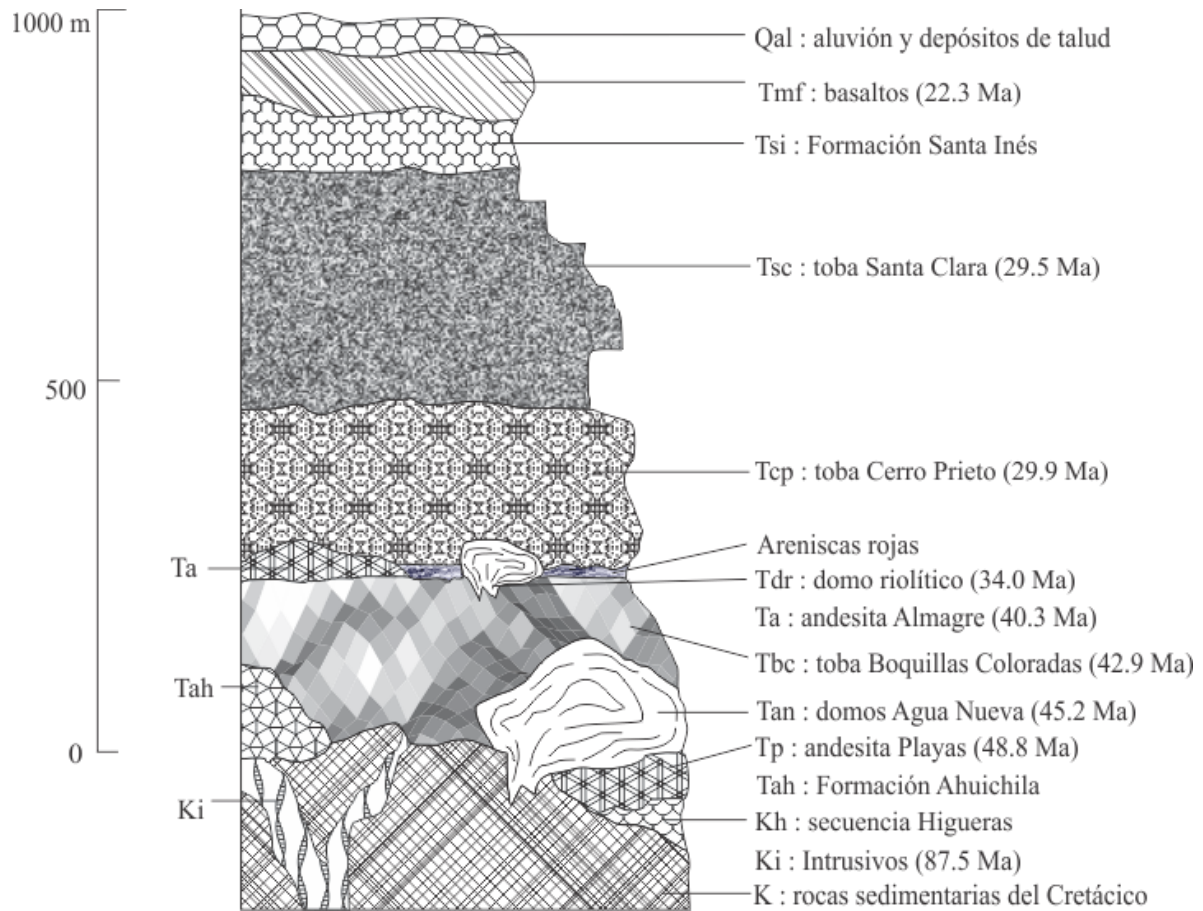


Figura 8. Columna litoestratigráfica de la región de Nazas (modificada de Aguirre-Díaz y McDowell, 1991).

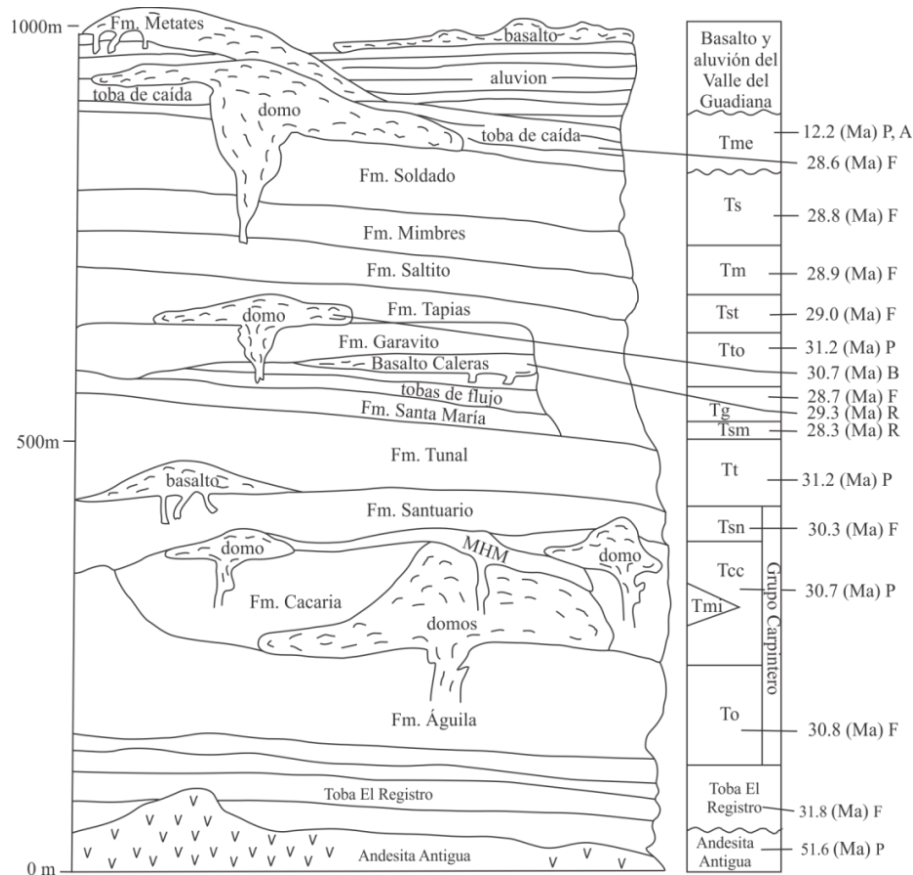


Figura 9. Columna litoestratigráfica de los alrededores de la ciudad de Durango, Durango (tomada de Swanson *et al.*, 1978). MHM: Miembro férrico El Mercado. Las letras a la derecha de las edades representan el mineral utilizado para el fechamiento K-Ar, F: feldespato alcalino y agregado de feldespato, P: plagioclasa, A: anfíbol, B: biotita, R: roca total (tomada de McDowell y Keizer, 1977).

La *riolita La Bufa* comprende un conjunto de domos, cuellos volcánicos y derrames aislados de composición riolítica que afloran al sureste, este y norte de la ciudad de Zacatecas, Zac., la edad que reportan Loza-Aguirre *et al.* (2008) fue obtenida de un cuello volcánico que aflora ~ 20 km al sureste de dicha ciudad, mientras que la reportada en este trabajo fue obtenida de una muestra del derrame que aflora inmediatamente al norte de la zona urbana de la ciudad de Zacatecas. Tristán-González (2008) reporta para esta unidad una edad K-Ar en roca total de 49.9 ± 1.0 Ma.

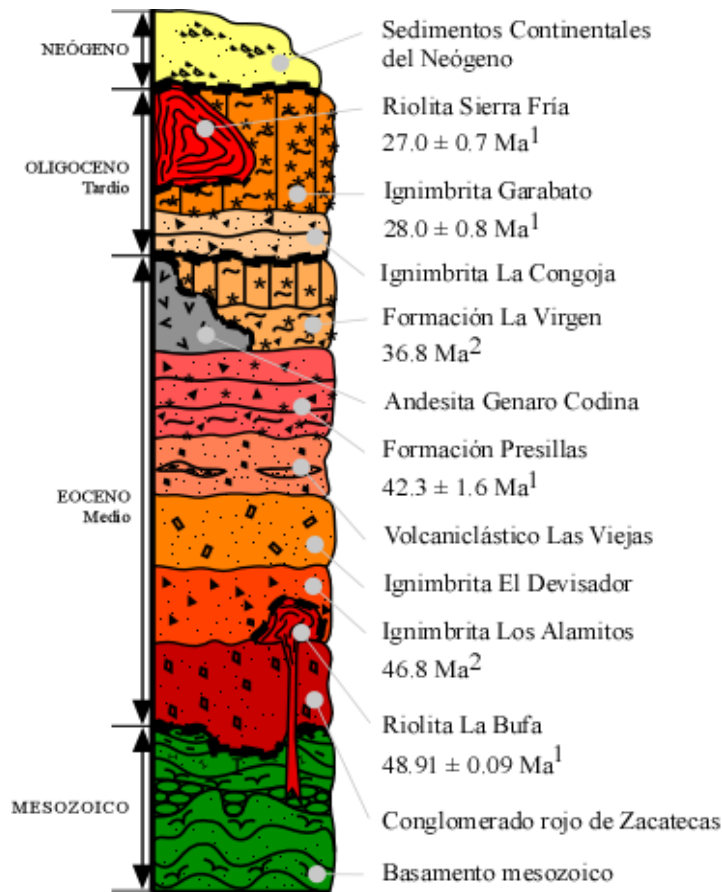


Figura 10. Columna litoestratigráfica de la región entre Zacatecas y Aguascalientes (tomado de Loza-Aguirre *et al.*, 2008). ¹ Fechamientos realizados por Loza-Aguirre *et al.* (2008). ² Fechamientos realizados por Ponce y Clark (1988).

Las rocas volcánicas del Eoceno temprano-medio están asociadas a la subducción de la placa Farallón debajo de la placa de Norteamérica (Ferrari *et al.*, 2005), sus afloramientos son reducidos y se localizan en los bordes y el núcleo de la SMOc, lo que se puede interpretar como que la actividad volcánica de esa edad haya sido escasa y puntual, o que estas rocas estén presentes ampliamente debajo de las rocas más jóvenes.

2.1.3.3 Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano

Las rocas del Eoceno tardío-Oligoceno temprano son principalmente depósitos de origen piroclástico y composición riolítica, hay también derrames y domos riolíticos, y en menor cantidad, andesitas. Las rocas volcánicas con edades del Eoceno tardío-Oligoceno temprano han sido reportadas en: Nuevo Ideal, Rodeo, Nazas y Durango (McDowell y Keizer, 1977; Swanson *et al.*, 1978; Lang *et al.*, 1988; Aguirre-Díaz y McDowell, 1991, 1993; Luhr *et al.*, 2001; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012) (Figura 4), y en Fresnillo y Zacatecas (Lang *et al.*, 1988; Loza-Aguirre *et al.*, 2008) (Figura 5).

En la región de Nazas se observa un domo riolítico del que existe un fechamiento K-Ar de 34 Ma (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991). Al oeste de la ciudad de Durango aflora un conjunto de rocas volcánicas de composición riolítica compuesto principalmente por ignimbritas del Oligoceno temprano con un espesor total de ~ 800 m, que están asociadas a la actividad de la Caldera de Chupaderos (Swanson *et al.*, 1978) (Figura 9). Swanson *et al.* (1978) separaron dichos depósitos y reportan las siguientes unidades y edades: *La Toba El Registro*, con una edad K-Ar de 31.8 Ma; el *Grupo Carpintero*, compuesto por las formaciones: *Águila*, con una edad K-Ar de 30.8 Ma, *Cacaria*, con una edad K-Ar de 30.7 ± 0.7 Ma, y *Santuario*, con una edad K-Ar de 30.3 Ma; el *Grupo Río Chico Inferior*, que comprende las formaciones: *Tunal*, con una edad K-Ar de 31.2 ± 0.7 Ma, *Santa María*, con una edad K-Ar de 28.3 ± 0.6 Ma, y *Garavito*, con una edad K-Ar de 28.7 Ma, el basalto *Caleras*, con una edad K-Ar de 29.3 Ma; y el *Grupo Río Chico Superior*, compuesto por las formaciones: *Tapias*, con una edad K-Ar de 31.2, *Saltito*, con una edad K-Ar de 29.0 Ma, *Mimbres*, con una edad K-Ar de 28.9 ± 0.6 Ma, y *Soldado*, con una edad K-Ar de 28.8 ± 1.1 Ma (Figura 9). Al este-noreste de Canatlán, Dgo., Córdoba (1988) denominó

“equivalente toba Registro” a unas rocas de color morado-rojo que sobreyacen a la andesita basal. En la región de Rodeo, Luhr y colaboradores (2001) obtuvieron una edad Ar-Ar de 30.62 ± 0.09 Ma para una toba que consideran pudiera ser parte de la *toba Santa Clara*, descrita anteriormente por Aguirre-Díaz y McDowell (1991) en la región de Nazas. En la región de Nazas, ubicada al noreste de la ciudad de Durango, Dgo., aflora una secuencia de rocas pertenecientes al pulso del Eoceno tardío-Oligoceno temprano, compuesta por: la *Toba Cerro Prieto*, con una edad K-Ar de 29.9 ± 1.6 Ma, y la *Toba Santa Clara*, con una edad K-Ar de 29.5 ± 0.6 Ma (Aguirre-Díaz y McDowell, 1993). Recientemente Nieto-Samaniego *et al.* (2012) reportaron las siguientes unidades del Eoceno Tardío-Oligoceno temprano: la formación Los Castillos de 35.6 ± 0.9 Ma, la riolita Morelos y la ignimbrita El Molino, ambos con edad de 32.2 ± 0.8 Ma, y encima de estas reportan a la formación Canatlán y la riolita Coneto, de las cuales no existen fechamientos isotópicos.

2.1.3.4 Oligoceno tardío-Mioceno temprano

Este conjunto se compone de algunos depósitos de origen piroclástico, depósitos continentales y lavas de composición riolítica (Pantoja-Alor, 1963; Córdoba, 1988; Lang *et al.* 1988; Aguirre-Díaz y McDowell, 1991, 1993; Luhr *et al.*, 2001; Ferrari *et al.*, 2005; Loza-Aguirre *et al.*, 2008). Las rocas con edades del Oligoceno tardío-Mioceno temprano que afloran en la región de Nazas son: la *Formación Santa Inés*, que comprende un conjunto de depósitos clásticos continentales a los que se les ha asignado una edad del Oligoceno tardío (Pantoja-Alor, 1963; Aguirre-Díaz y McDowell, 1991, 1993). Al norte de Durango se reportó una secuencia de arenisca de grano fino y arcilla con intercalaciones de

toba híbrida llamada *Formación San Pablo*, que en algunos puntos se observa debajo de la Formación Gamón y encima de unidades pertenecientes al Grupo Río Chico Inferior, por lo que se considera a la Formación San Pablo con una edad del Oligoceno tardío (Córdoba, 1988). La *Formación Gamón* aflora en la región de Nazas-Rodeo, y se compone de un depósito de ignimbrita y de riolitas (Córdoba, 1988). Al oeste de Durango, en Tayoltita afloran rocas del Oligoceno-Mioceno temprano, se trata de paquetes de ignimbritas y lavas riolíticas (Ferrari *et al.*, 2005).

Cerca de Fresnillo, Zacatecas, Lang *et al.* (1988) reportan la presencia de depósitos de origen piroclástico y lavas riolíticas con edades de 29 a 27 Ma. Al sur de la ciudad de Zacatecas, Zac., se reportaron unidades del Oligoceno tardío que son: las ignimbritas La Congoja y Garabato, esta última con una edad de 28.0 ± 0.8 Ma (K-Ar en sanidino) y la riolita Sierra Fría, con una edad de 27.0 ± 0.7 Ma (K-Ar en sanidino) (Loza-Aguirre *et al.*, 2008).

2.1.3.5 Rocas máficas del Neógeno-Cuaternario

En la región se han reportado rocas volcánicas máficas con edades del Neógeno al Cuaternario, estas se caracterizan por escasos y aislados afloramientos de lavas de composición máfica que suelen estar asociadas a estructuras del SFSLT y del sistema de Cuencas y Sierras (Loza-Aguirre *et al.*, 2012). Rocas similares afloran en todo el norte de México, al norte de la Faja Volcánica Transmexicana, Aranda-Gómez *et al.* (2005) llaman a este conjunto de rocas como la Provincia Extensional del Norte de México, ya que consideran que la presencia de estas rocas es independiente de provincias volcánicas más

antiguas, de límites entre provincias geológicas o tectónicas y de límites entre terrenos tectonoestratigráficos.

En la región de Nazas-Rodeo se han reportado afloramientos de lavas de composición hawaítica con edades de 20 a 24 Ma (K-Ar), predominando las que arrojaron edades de alrededor de 24 Ma (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991, 1993; Aranda-Gómez *et al.*, 1997). En la región de Rodeo las hawaítas afloran en el bloque del alto de la falla maestra del semigraben de Rodeo, intercaladas con depósitos clásticos que rellenan esa fosa, incluso algunas gravas del relleno y coladas de lava son cortadas por fallas normales paralelas a la falla maestra del semigraben (Aranda-Gómez *et al.*, 1997).

La *Formación Metates* (Córdoba, 1963) sobreyace discordantemente a los depósitos piroclásticos oligocénicos que afloran al oeste de la ciudad de Durango y comprende basalto con megacrístales y xenolitos. Se han reportado afloramientos de esta unidad en y cerca del Graben de Río Chico-Otinapa (Córdoba, 1963; McDowell y Keizer, 1977; Swanson *et al.*, 1978), así como al norte y noroeste de la ciudad de Durango (Córdoba, 1988). Para la Formación Metates McDowell y Keizer (1977) obtuvieron una edad K-Ar en hornblenda de 12.0 Ma, lo que la ubica a mediados del Mioceno. Recientemente Loza-Aguirre *et al.* (2012) llamó “basaltos equivalentes a la Formación Metates” a un conjunto de derrames que afloran al este de Santiago Papasquiario, para uno de los cuales se había reportado una edad de 10.95 ± 0.02 Ma (Ar-Ar en matriz volcánica, Iriando *et al.*, 2004). La edad de esta unidad es el argumento principal para fechar un pulso de fallamiento normal al este de la Sierra Madre Occidental contemporáneo con la formación del Golfo de California (Henry y Aranda-Gómez, 2000).

Se ha reportado la presencia de rocas volcánicas máficas del Cuaternario en el Graben de Río Chico-Otinapa, en la región del Graben de Santiaguillo y al norte y noreste de Durango. Dentro del Graben de Río Chico-Otinapa, al norte de Otinapa, afloran flujos de lava máfica intercalados con grava y arenisca, de estos flujos se han reportado edades K-Ar en roca entera de 2.3 a 2.5 Ma (Aranda-Gómez *et al.*, 1997; Henry y Aranda-Gómez, 2000). El más importante por el área que cubren es el Campo Volcánico de Durango, emplazado sobre la traza del SFSLT (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). El *Campo Volcánico de Durango* (CVD) se ubica al noreste de la ciudad de Durango (Figura 5), comprende rocas volcánicas basálticas que forman una meseta extensa que cubre aproximadamente 2100 km² (Figura 5). Albritton (1958) encontró que las lavas basálticas del CVD están intercaladas con gravas del Cuaternario, mientras que Aranda-Gómez *et al.* (2005) obtuvieron una edad cero (Ar-Ar) de una muestra de un *maar* de este campo volcánico. Aranda-Gómez *et al.* (2005) a partir de un análisis de la degradación que presentan algunos conos cineríticos consideraron que existen volcanes más viejos, del Cuaternario temprano o incluso Plioceno. Nieto-Samaniego *et al.* (2012) llamaron Basalto Santa Teresa a una unidad litoestratigráfica compuesta por aparatos volcánicos y derrames de lava de composición máfica que afloran en la cima de la secuencia volcánica en la región de Nuevo Ideal-Canatlán. El basalto Santa Teresa consiste en coladas de lavas máficas con estructura en bloques y algunas coladas masivas, aparece generalmente rellenando cauces de arroyos y zonas de topografía baja. Nieto-Samaniego *et al.* (2012) correlacionan al basalto Santa Teresa con lavas del Campo Volcánico de Durango, pues tienen composición similar, contienen cristales de olivino y xenolitos de peridotita, y ocupan la misma posición estratigráfica.

2.1.3.6 Sedimentos continentales del Neógeno-Cuaternario

Los depósitos de sedimentos continentales del Neógeno-Cuaternario son producto de la erosión de las unidades mencionadas anteriormente y, aunque sus afloramientos están presentes en toda el área de estudio, están más extendidos al noreste de la traza del SFSLT (Figura 5). Estos depósitos sobreyacen discordantemente a rocas mesozoicas y cenozoicas, y tienen espesores muy variables, a menudo se encuentran rellenando fosas de origen tectónico, formadas por fallas pertenecientes a los sistemas de fallas SFSLT y de Cuencas y Sierras (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Dada la importante presencia de estos depósitos en toda la región, y las similitudes que guardan todos ellos, a continuación se presentan a manera de ejemplo las unidades pertenecientes a este grupo descritas en la literatura entre las ciudades de Durango y Tepehuanes:

La *Formación Los Llanos*, de edad Plioceno-Pleistoceno, comprende depósitos clásticos continentales que afloran al norte de Durango. Consta principalmente de grava, arena, arcilla y limo, siendo derivados principalmente de rocas volcánicas preexistentes de composición félsica (Córdoba, 1988). La *Formación Guadiana* aflora al norte de Durango y en las tierras bajas intermontanas cercanas a esa ciudad, y comprende depósitos pleistocénicos de aluvión (Albritton, 1958). Más al norte y noroeste de Durango sobreyace discordantemente a las rocas volcánicas del Cenozoico un conglomerado polimíctico con fragmentos subangulosos a subredondeados de caliza, andesita e ignimbrita en una matriz areno-arcillosa (Mungía-Rojas *et al.*, 2000). Este depósito rellena las fosas de Santiago Papasquiario, General Escobedo-Santa María del Oro, y Rodeo. La *Formación Pueblito* aflora en los alrededores de la ciudad de Durango, y se compone de sedimentos lacustres, de talud y aluvión (Albritton, 1958). Estos depósitos más recientes descansan

discordantemente sobre las rocas volcánicas terciarias y sobreyacen a la Formación Guadiana. El relleno de las depresiones topográficas en los alrededores de la ciudad de Zacatecas, Zac., está constituido de acumulaciones de arenisca y conglomerado polimítico inmaduros y mal cementados compuestos por fragmentos de filita, lutita, andesita, riolita e ignimbrita en menor proporción, que sobreyacen discordantemente a las unidades del Oligoceno tardío (Loza-Aguirre *et al.*, 2008).

2.1.3.7 Cuerpos Intrusivos

En el área de estudio se ha reportado la presencia de cuerpos intrusivos:

En el estado de Zacatecas las edades reportadas de intrusivos van de 220 a 68 Ma. En el norte del estado aflora el *Intrusivo Caopas* que intrusiona a las formaciones *Taray*, *Rodeo* y *Nazas* (López-Infanzón, 1986). Este intrusivo muestra variaciones composicionales que van de granodiorítica a diorítica, siendo su textura original porfídica aunque por efectos de metamorfismo dinámico exhibe foliación que lo hace ver esquistoso a gnéisico (López-Infanzón, 1986). Fries y Rincón-Orta (1976) reportaron para este intrusivo edades Rb-Sr que van de 220 a 141 Ma. López-Infanzón (1986) consideró al intrusivo Caopas como un cuerpo hipabisal, para el que reportó edades K-Ar en plagioclasa sódica de 78 ± 4 y 73 ± 4 Ma, edades que dicho autor consideró de recalentamiento por actividad intrusiva laramídica en la región. En la región central del estado, en las cercanías de la ciudad de Zacatecas, se han reportado cuerpos intrusivos de composición cuarzomonzonítica a diorítica que intruyen a las formaciones Zacatecas del Triásico Tardío y La Borda del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Yta *et al.*, 2003). Al norte de

Zacatecas se reportó la presencia de una diorita con edades de 73.8 ± 2.1 y 75.1 ± 1.9 Ma que intrusión a rocas Triásicas (Ranson *et al.*, 1982). Cuéllar-Cárdenas *et al.* (2012) reportaron dos edades U-Pb en circones para rocas intrusivas de Zacatecas: para un cuerpo intrusivo de composición monzonítica, de la región de Francisco I. Madero ubicada al suroeste de la ciudad de Zacatecas, reportan una edad de $68.7 +0.5/-0.3$ Ma, mientras que para un cuerpo de composición granodiorítica, que aflora al oeste de Zacatecas, obtuvieron una edad de $73.3 +0.3/-0.3$ Ma.

En el estado de Durango las edades reportadas de cuerpos intrusivos van de 87 a 36 Ma. En la región de Nazas afloran rocas intrusivas de composición diorítica, monzonítica, y un pórfido riolítico, que afectan a rocas sedimentarias plegadas mas no se ha reportado deformación de este tipo en ellos (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991; Cuélla-Cárdenas *et al.*, 2012). El intrusivo diorítico ubicado al norte de Nazas intrusión a calizas y lutitas de la Formación Cuesta del Cura, y se obtuvo para él una edad K-Ar en hornblenda de 87 ± 1.8 Ma (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991). El intrusivo monzonítico que aflora al sur de Nazas, intruye areniscas y lutitas de la Formación Indidura-Caracol, mientras que el pórfido riolítico se observa al norte de Nazas y está en contacto con rocas de la Formación Cuesta del Cura (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991). Para este intrusivo Cuéllar-Cárdenas *et al.* (2012) reportan una edad U-Pb en circones de $50.1 +0.3/-0.3$ Ma, edad que interpretan como edad de la cristalización del cuerpo intrusivo. Al oeste de Durango, en Tayoltita, Enríquez y Rivera (2001) reportaron una edad K-Ar de 45.1 ± 1.1 Ma para el batolito de Piaxtla y de 45.9 ± 1.2 Ma para el stock Corral de Piedra. El llamado complejo batolítico de Piaxtla presenta composiciones diorítica, granodiorítica y granítica (Enríquez y Rivera, 2001). Para una unidad, de esta misma región, llamada informalmente *andesita intrusiva* existen edades isotópicas de 39.9 ± 1.0 Ma y 37.9 ± 1.0 Ma (Enríquez y Rivera, 2001). El

stock de Arana es posterior a la andesita intrusiva, con edades de 38.8 ± 1.0 Ma a 36.1 ± 1.0 Ma (Enríquez y Rivera, 2001). Estas dos unidades están afectadas por fallas de rumbo NNW presentando basculamientos de $\sim 35^\circ$ ENE (Enríquez y Rivera, 2001).

2.2 Estructura Regional

En la región de estudio existen sistemas de fallas normales de rumbo NW a NNE que afectan a las rocas volcánicas y sedimentarias del Cenozoico, formando fosas, semifosas y pilares tectónicos de dimensiones variadas. Los dos sistemas de falla más importantes en la región son: El Sistema de Fallas San Luis-Tepehuanes (Nieto-Samaniego *et al.*, 1997; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005) y el Sistema de Cuencas y Sierras meridional (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Henry y Aranda-Gómez, 2000) (Figura 11).

2.2.1. Sistema de fallas San Luis-Tepehuanes

El sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (SFSLT) es un conjunto de fallas normales que integran un gran lineamiento de rumbo NW-SE que se extiende desde San Luis de La Paz, en el estado de Guanajuato, hasta Tepehuanes, en el estado de Durango, con una longitud aproximada de 600 km y edades de actividad que van del Paleoceno-Eoceno al Cuaternario (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005) (Figura 11). Este sistema es el límite entre las provincias fisiográficas de la Sierra Madre Occidental y la Mesa Central, y atraviesa a esta última provincia dividiéndola en los sectores: meridional y septentrional (Nieto-Samaniego *et al.*, 1997; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

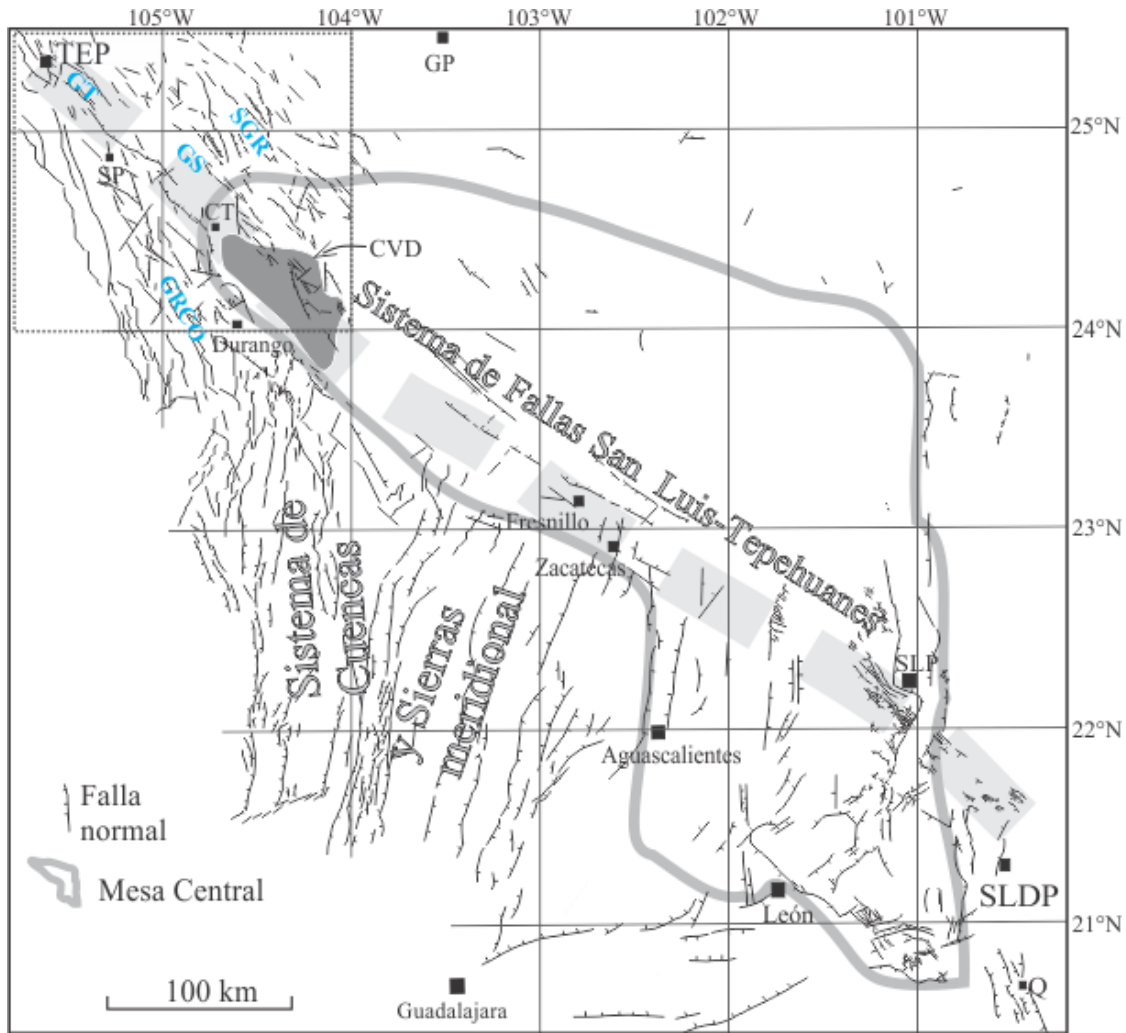


Figura 11. Principales sistemas de falla en los alrededores de la Mesa Central (modificado de Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). El sistema de fallas San Luis-Tephuanes de rumbo NW va de San Luis de La Paz en Guanajuato hasta Tephuanes en Durango y divide a la Mesa Central en sector norte y sur. El sistema de Cuencas y Sierras meridional está formado por fallas de rumbos que van de NNW a NNE. Localidades en caracteres negros: TEP: Tephuanes, SP: Santiago Papatquiario, GP: Gómez Palacio, SLP: San Luis Potosí, SLDP: San Luis de la Paz, Q: Querétaro. Estructuras en caracteres azules: GT: Graben de Tephuanes, SGR: Semi-Graben de Rodeo, GS: Graben de Santiaguillo, GRCO: Graben de Río Chico-Otinapa. El recuadro punteado en la esquina superior izquierda señala el área de estudio.

El SFSLT ha sido cartografiado en los siguientes segmentos a lo largo de su traza: Entre San Luis de La Paz y Santa María del Río, en donde se estimó una edad máxima de actividad del Oligoceno tardío a fallas normales de rumbo NW (Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1981; Tristán-González, 1986). En la Sierra de San Miguelito se ha

asignado una primera fase de actividad previa al Oligoceno, y posteriores reactivaciones en el Oligoceno temprano y en el Oligoceno tardío a fallas normales de rumbo NW (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1992, 1994; Nieto-Samaniego *et al.*, 1997; Xu *et al.*, 2004). En la Sierra de Salinas-La Ballena-Peñón Blanco se ha establecido una edad de actividad para el Eoceno temprano-medio a fallas normales de rumbo NW (Silva-Romo, 1996; Aranda-Gómez *et al.*, 2007; Tristán-González, 2008; Tristán-González *et al.*, 2009).

En Zacatecas y Fresnillo se han cartografiado fallas de rumbo WNW a NW (De Cserna, 1976; Lang *et al.*, 1988; Caballero-Martínez *et al.*, 1999; Caballero-Martínez y Rivera-Venegas, 1999; Loza-Aguirre *et al.*, 2008; Tristán-González, 2008; Tristán-González *et al.*, 2012), consideradas en el presente trabajo por sus orientaciones, cinemática y edad de actividad, parte del SFSLT. Al sur de la ciudad de Zacatecas fueron cartografiadas fallas de rumbo WNW y buzamientos principalmente al NE para las que se reportó una primer fase de actividad durante el Paleoceno tardío-Eoceno temprano y una segunda fase durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano (Loza-Aguirre *et al.*, 2008). En Fresnillo Lang *et al.* (1988) reportaron la presencia de rocas volcánicas de 38.3 ± 0.8 Ma (K-Ar) basculadas por fallas de rumbo NW y buzamiento hacia el noreste y posteriormente cubiertas por rocas volcánicas no deformadas de 29.1 ± 0.6 Ma (K-Ar), lo que constriñe su actividad entre el Eoceno tardío-Oligoceno temprano.

Al noreste de la ciudad de Durango, sobre la traza del SFSLT se ubica el Campo Volcánico de Durango (Figura 12), compuesto por lavas basálticas con edades del Plioceno-Holoceno que están afectadas por fallas normales de rumbo NW (Aranda-Gómez *et al.*, 1997; Aranda-Gómez *et al.*, 2005), estructuras que han sido consideradas parte del SFSLT (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005) (Figura 12). Así, se considera para este sistema de

fallas una fase de actividad del Cuaternario en esta región, esta actividad se ha asociado a sismicidad reciente en las regiones vecinas como en Nuevo Ideal, al noroeste de este campo volcánico (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012). En Nuevo Ideal, al noroeste de Durango, se encuentra el graben de Santiaguillo, una de las estructuras más noroccidentales del SFSLT (Figura 13). Nieto-Samaniego *et al.* (2012) reportan que esta estructura se desarrolló entre el Eoceno medio y el final del Oligoceno, y además que actualmente se encuentra en una fase de actividad.

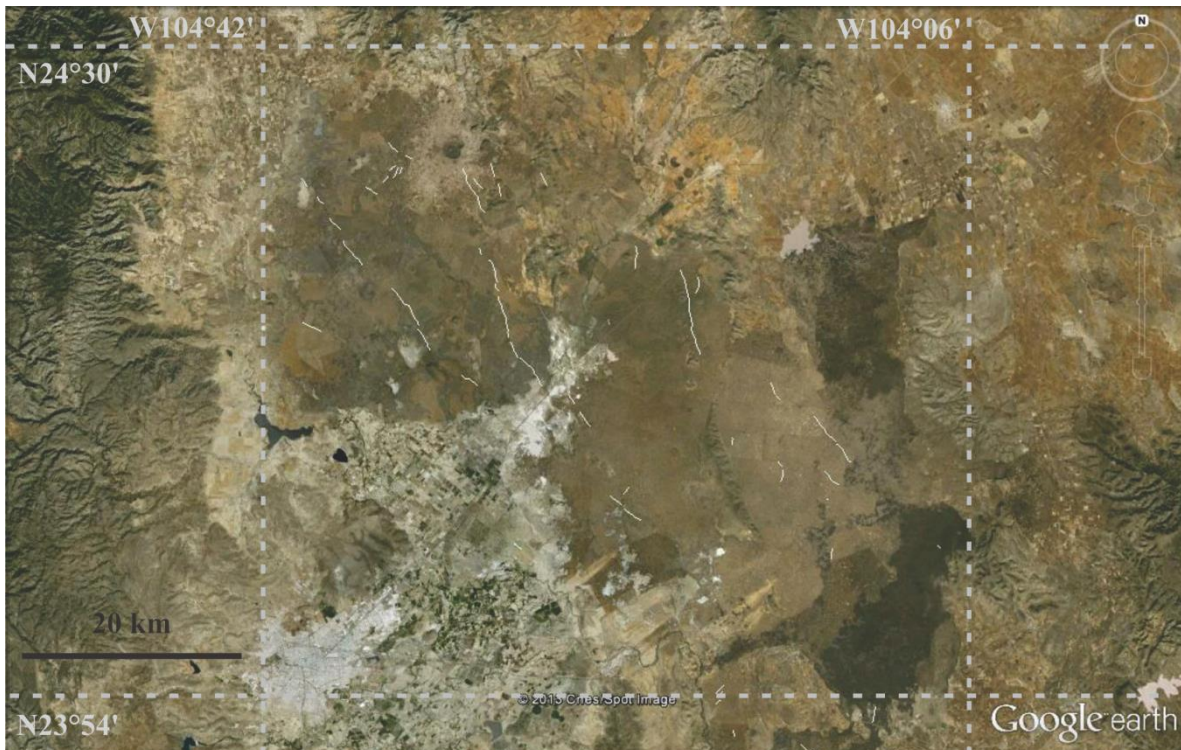


Figura 12. El Campo Volcánico de Durango se ubica al noreste de la ciudad de Durango, abarca un área aproximada de 2000 km², y está compuesto de lavas basálticas con edades del Pleistoceno-Holoceno, que están afectadas por fallas de rumbo NW (Aranda-Gómez *et al.*, 1997; Aranda-Gómez *et al.*, 2005) (líneas blancas). Estas fallas de rumbo NW son consideradas parte del SFSLT, lo que confiere a este sistema una edad de actividad, para esta región, del Cuaternario (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005), actividad que ha sido asociada con sismicidad en las regiones vecinas (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012). Imagen tomada de Google Earth.

2.2.2. Sistema de Cuencas y Sierras.

El sistema de Cuencas y Sierras se extiende al norte de la Faja Volcánica Transmexicana por todo el centro y el noroeste de México (Henry y Aranda-Gómez, 1992, 2000), y se caracteriza por fallas normales de rumbo NNE a NNW (Figura 11) que generaron una topografía de fosas y pilares alargados como los que se observan al oeste y suroeste de la Mesa Central (Figura 1). Este sistema de fallas afecta a la mayor parte de la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental y sus alrededores, salvo por su zona central que no presenta extensión significativa (Henry y Aranda-Gómez, 1992, 2000; Ferrari *et al.*, 2005). Según Henry y Aranda-Gómez (1992, 2000) el sistema de fallas de Cuencas y Sierras se formó por extensión de rumbo este-noreste en tres episodios: el primero, y el de menor intensidad, ocurrió alrededor de los 30 Ma, seguido por dos episodios de mayor intensidad uno en el límite Oligoceno-Mioceno y el otro en el Mioceno medio. Henry y Aranda-Gómez (1992, 2000) consideran que actualmente existe extensión ENE que está generando actividad en el sistema de Cuencas y Sierras ya que observaron fallas de rumbo NNW cortando a lavas recientes del Campo Volcánico de Durango, aunque mencionan que estas orientaciones pueden ser heredadas de estructuras preexistentes.

Algunas de las estructuras más importantes de este sistema de fallas en la región de la Mesa Central son: los grabenes de Aguascalientes, Juchipila, Bolaños, Tlaltenango, del Mezquital y de Río Chico-Otinapa, entre otros. El graben de Río Chico-Otinapa tiene una longitud de ~ 150 km, se ubica al oeste del graben de Santiaguillo y posee un rumbo promedio NNW (Figura 13). Henry y Aranda-Gómez (1992, 2000) consideran que esta estructura se formó alrededor de los 12 Ma de manera contemporánea con el inicio de la apertura del Golfo de California.

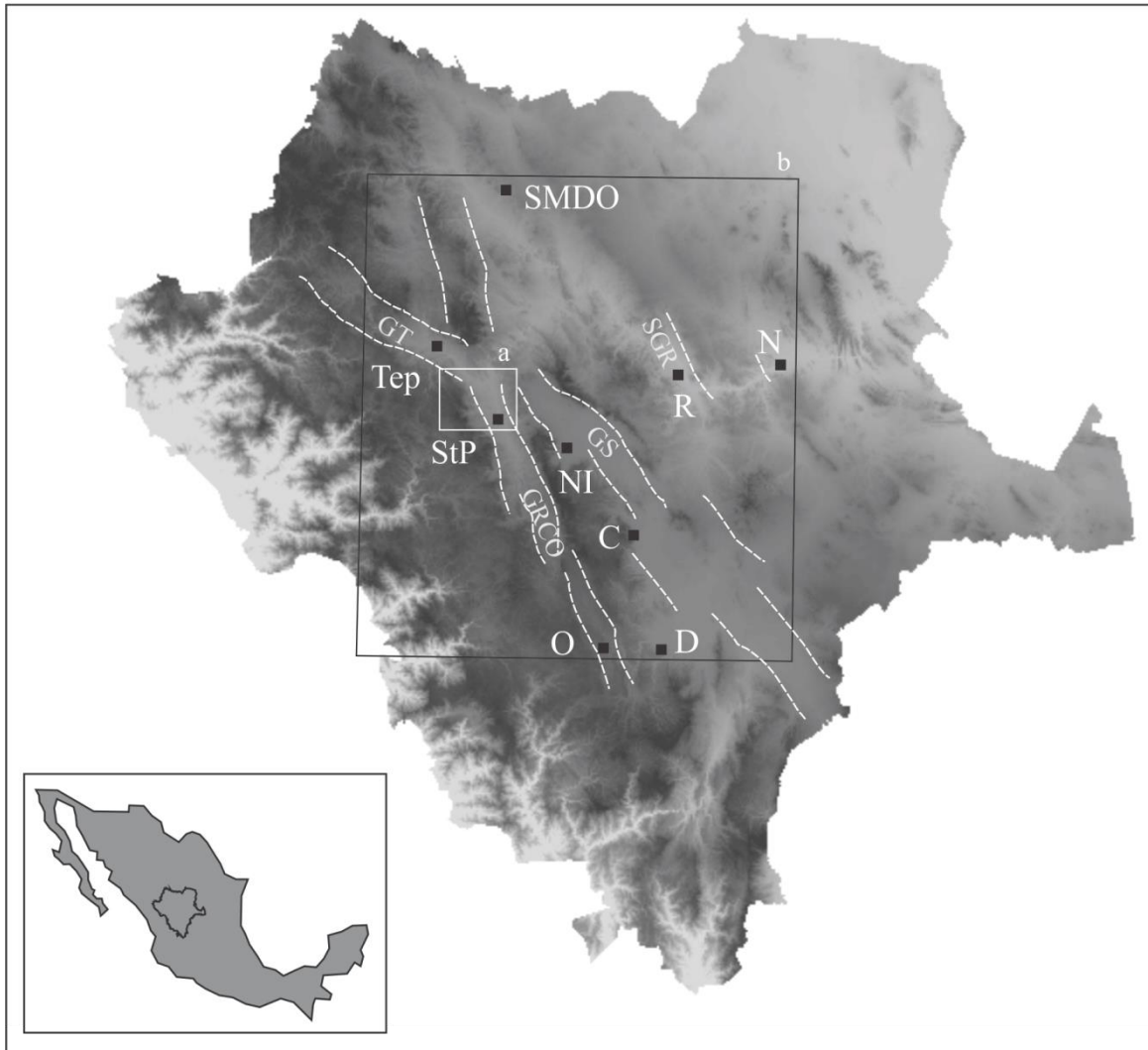


Figura 13. Estructuras Cenozoicas principales en el área de estudio y regiones aledañas. Estas están formadas por fallas normales con rumbos NW a NNW. GT: Graben de Tepehuanes, SGR: Semi-Graben de Rodeo, GS: Graben de Santiaguillo, GRCO: Graben de Río Chico-Otinapa. Otras abreviaciones como en Figuras 2 y 3. Recuadro a: ubicación de la hoja Santiago Papasquiario 1:50,000 que fue cartografiada y cuya geología se describe en el capítulo 3. Recuadro b: área que comprenden las hojas Santiago Papasquiario y Durango, escala 1:250,000.

3. ESTRATIGRAFÍA DE LA HOJA SANTIAGO PAPASQUIARO, ESCALA

1:50,000

La ciudad de Santiago Papasquiari se ubica a 130 km al noroeste de Durango (Figura 13), en el sur de la hoja INEGI G13C48 que lleva su nombre (Figura 14). La morfología del terreno representado en esta carta se caracteriza por la existencia de un valle alargado de rumbo NNW a NW bordeado al oeste por elevaciones cercanas a los 3,000 msnm y de hasta 2,200 msnm al este, mientras que la parte profunda del valle tiene alturas de ~1,700 msnm (Figura 14). Dentro de esta carta convergen el extremo sur del graben de Tepehuanes y el extremo norte del graben de Río Chico-Otinapa, la presencia de estas estructuras condicionó la morfología presente. Dado que en la hoja Santiago Papasquiari existen estructuras de los dos sistemas principales de falla en la región, y es de interés para el presente trabajo conocer las fases de actividad de estos sistemas así como su interrelación, se decidió realizar la cartografía de la hoja Santiago Papasquiari. Definiendo la columna litoestratigráfica de esta hoja, identificando las estructuras principales y sus relaciones de corte, será posible proponer una evolución de la deformación y el volcanismo en la región de Santiago Papasquiari, evolución que se puede extrapolar a la región Tepehuanes-Canatlán agregando datos recabados estratégicamente. Durante la realización de la cartografía se encontró que las unidades de roca presentes en el área son del Cenozoico, continentales y principalmente de origen volcánico, además que las estructuras medidas poseen rumbos principales NW a NNW.

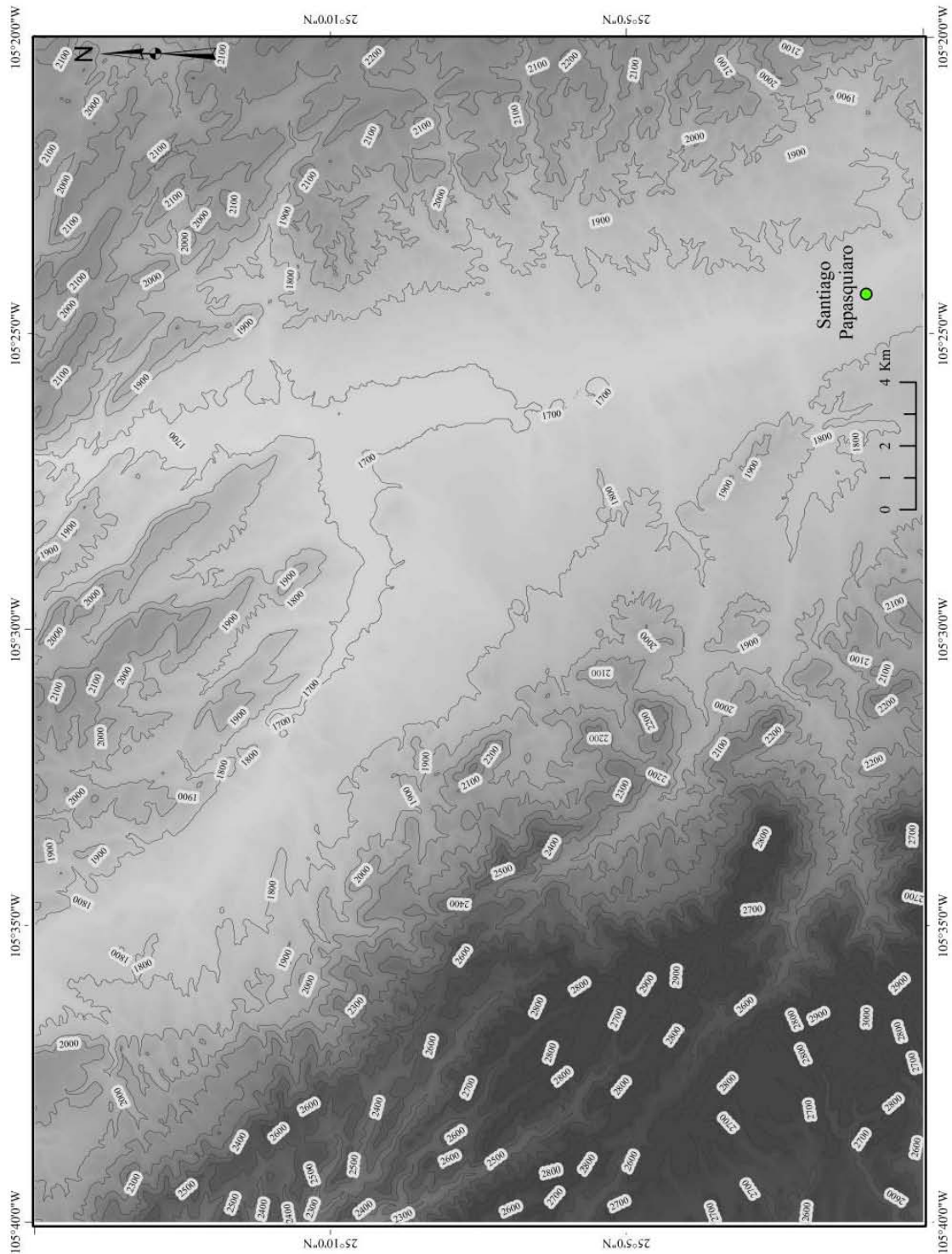


Figura 14. Mapa topográfico G13C48 Santiago Papasquiario escala 1:50,000. Santiago Papasquiario se ubica en un valle alargado de rumbo NW a NNW y una altura de ~1,700 msnm, bordeado al oeste por alturas cercanas a los 3,000 msnm y cercanas a los 2,300 msnm al este.

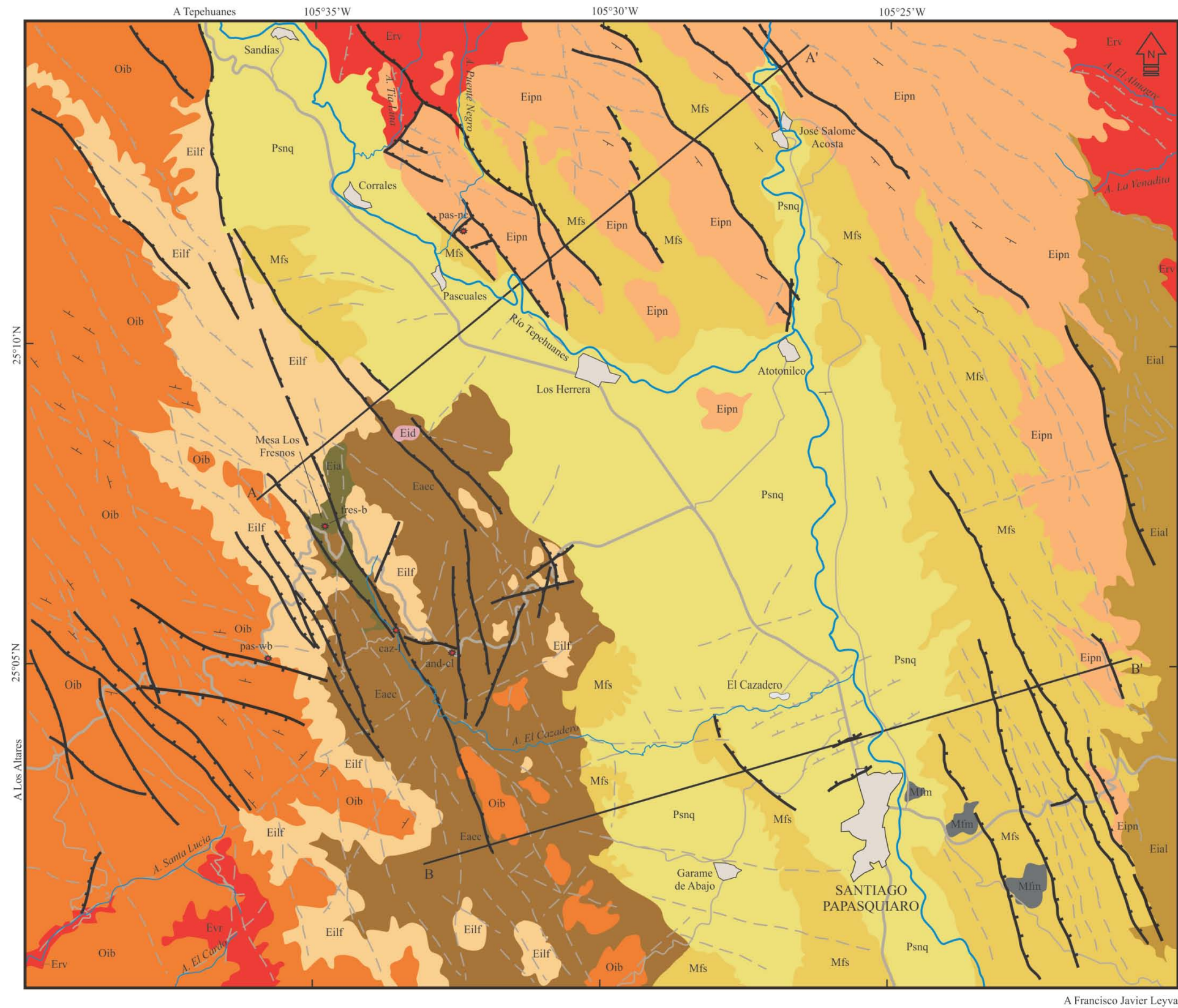
3.1. Estratigrafía Cenozoica

3.1.1. Eoceno Temprano

3.1.1.1. Ignimbrita Antigua

En el presente trabajo se le dio el nombre informal de ignimbrita Antigua a los depósitos que se encuentran en la base de la columna estratigráfica en la región de Santiago Papasquiario. Esta unidad aflora en la parte más septentrional de la carretera Santiago Papasquiario-Los Altares, dentro del área de estudio (Figura 15).

La ignimbrita Antigua está conformada por depósitos piroclásticos de color rosa densamente soldados, con líticos, pómez y cristales, soportados por una matriz de ceniza. Los fenocristales son de cuarzo, sanidino y biotita, en tamaños de hasta 5 mm. Los fragmentos de pómez colapsadas alcanzan tamaños de hasta 10 cm de longitud. Los líticos son de una roca compacta y afanítica de color rojo oscuro, son angulosos y de hasta 15 cm de diámetro. En el microscopio petrográfico se observa una textura hipocristalina, con menos del 20% de fenocristales anhedrales a subhedrales de cuarzo, sanidino, biotita y hornblenda, con cuarzo y calcita como minerales secundarios. Se estima para esta unidad un espesor mínimo de 50 m, considerando que no aflora su base.



LEYENDA

Periodo	Epoca	Edad Ma	Estratigrafía	
Cuaternario	Holoceno	0.01	Psnq Sedimentos del Neogeno-Cuaternario	Carretera
	Pleistoceno			Brecha
Neogeno	Plioceno	2.58	Mfm Formación Metates 10.63 ± 0.05 Ma (Ar-Ar ¹)	Rio
	Mioceno	5.33		Arroyo
Paleogeno	Oligoceno	23.03	Mfs Formación Santiago	Falla normal
				Falla normal fotointerpretada
	Eoceno	33.9	Oib Ignimbrita Balin 33.2 ^{+0.5/-0.20} Ma (U-Pb ²)	Lineamiento
			Oilf Ignimbrita Los Fresnos 34.0 ^{+0.30/-0.30} Ma (U-Pb ²)	
		Eipn Ignimbrita Puente Negro 34.0 ^{+0.30/-0.30} Ma (U-Pb ²)	Ubicación muestra de roca	
		Erv Riolita Venadita		
		Eid Intrusivo Diorítico		
		Ealc Andesita El Cazadero 37.2 ^{+0.30/-0.40} Ma (U-Pb ²)		
		Eial Ignimbrita Altamira 38.7 ± 1.0 Ma (K-Ar ³)		
		55.8	Ean Ignimbrita Antigua 51.75 ^{+0.35/-0.45} Ma (U-Pb ²)	

MAPA GEOLOGICO SANTIAGO PAPANQUIARO, DGO. BASE TOPOGRAFICA INEGI (G13C48)



¹ Iriondo et al. (2004), ² Edades U-Pb obtenidas en el presente trabajo: Ignimbrita Antigua, muestra fres-b; Andesita El Cazadero, muestra and-cl; Ignimbrita Puente Negro, muestra pas-nc; Ignimbrita Balin, muestra pas-wb. ³ Barajas-Gea (2008).

Figura 15. Mapa geológico de Santiago Papasquiaro, Durango, escala 1:50,000, elaborado sobre la base topográfica G13-C48 (INEGI, 2000). Se muestran las edades isotópicas obtenidas en el presente trabajo y las reportadas previamente en la literatura. El valle de Santiago Papasquiaro tiene un rumbo NW en su porción norte y NNW en su porción central y sur.

La ignimbrita Antigua subyace discordantemente a la andesita El Cazadero. Se obtuvo una edad U-Pb por LA-ICP-MS en circones de una muestra representativa de esta unidad (muestra Fres-b) que arrojó una edad de $51.75 \pm 0.35/-0.45$ Ma (promedio de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, 95% de confiabilidad, $n= 26$, Figura 16, Tabla 1 y Anexo LA-ICP-MS 2). Esta edad se interpreta como una edad de cristalización de circones magmáticos muy cercana a la edad de emplazamiento de la roca (enfriamiento) ya que se obtuvo del grupo coherente más joven de edades concordantes, obtenida del borde de los circones. La ignimbrita Antigua pudiera formar parte de un pulso de actividad volcánica junto con rocas reportadas por Aguirre-Díaz y McDowell (1991) en la región de Nazas, que consisten de un conjunto de rocas volcánicas piroclásticas silíceas, lavas y domos de composición intermedia, con edades entre 48.8 ± 3 y 40.3 ± 1 Ma (K-Ar, en plagioclasa, biotita, sanidino, hornblenda, reportados por Aguirre-Díaz y McDowell, 1991).

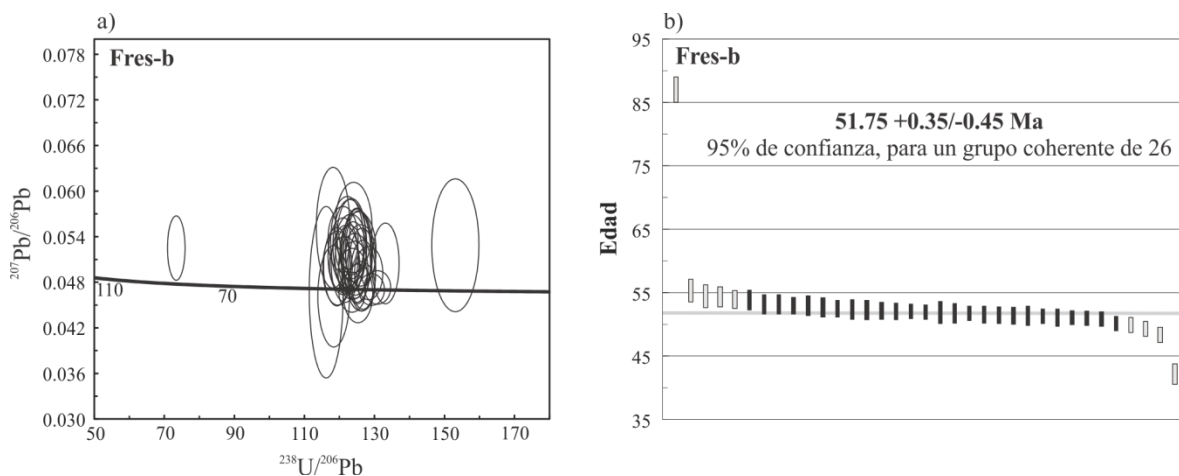


Figura 16. Datos U-Pb obtenidos por LA-ICP-MS de la muestra Fres-b de la ignimbrita Antigua. a) Diagrama Tera-Wasserburg que muestra los resultados concordantes de esta muestra. b) Diagrama de edad media ponderada para esta muestra.

3.1.2 Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano

3.1.2.1 Ignimbrita Altamira

Se le dio el nombre informal de ignimbrita Altamira a un depósito de origen piroclástico densamente soldado que aflora en el este y sureste del área de estudio (Figura 15). Se trata del miembro A1 de la ignimbrita Altamira reportada por Barajas-Gea (2008) en la región de Nuevo Ideal-Canatlán.

Los depósitos de esta unidad son masivos y soldados, de color rosa que intemperiza a café rojizo, compuestos de fragmentos de cristales, fiammes y líticos soportados por una matriz afanítica. Los cristales son de cuarzo, sanidino, biotita y hornblenda. El tamaño de las *fiammes* de hasta 8 cm de largo, y el de los líticos es de hasta 5 cm de diámetro, angulosos, de rocas volcánicas máficas afaníticas, rocas metamórficas y sedimentarias. En el microscopio petrográfico se observan cristales abundantes de cuarzo anhedral, sanidino, biotita y hornblenda alteradas, algunos óxidos y fenocristales de olivino dispersos. El espesor mínimo estimado para esta unidad es de 80 m.

Durante los trabajos de campo se observó a la ignimbrita Altamira yaciendo bajo la ignimbrita Puente Negro y la formación Santiago (Figura 15). En el área de Nuevo Ideal, Barajas-Gea (2008) obtuvo para esta unidad una edad de 38.8 ± 1.0 Ma (K-Ar en sanidino). Esta unidad pudiera formar parte del pulso de volcanismo del Eoceno tardío-Oligoceno temprano reportado en Nazas por Aguirre-Díaz y McDowell (1991), compuesto por domos riolíticos y tobas con edades de 34.0 ± 0.8 Ma a 29.5 ± 1.0 Ma.

3.1.2.2 Andesita El Cazadero

Se agrupó con el nombre informal de andesita El Cazadero una intercalación de lavas, brechas y tobas andesíticas, así como depósitos clásticos continentales compuestos de fragmentos de andesita, que afloran al oeste de El Cazadero, en la porción oeste suroeste del área de estudio (Figura 15). En trabajos anteriores esta unidad había sido llamada como “andesita-brecha volcánica andesítica” (Mungía-Rojas *et al.*, 2000; Luévano-Pineda *et al.*, 2003).

Las lavas andesíticas son de color verde, morado y rojo, con fenocristales soportados por una matriz vítrea. Los fenocristales son principalmente de anfíbol y plagioclasa, en proporciones variables y tamaños de hasta 5 mm. En el arroyo El Cazadero presenta un color de intemperismo rojo oscuro, y morado a pardo en roca fresca, presentando lajeamiento incipiente, bandeamiento de flujo y fenocristales de anfíbol y plagioclasa en tamaños de hasta 5 mm. En algunos afloramientos de la carretera Santiago Papasquiari-Los Altares se observan fragmentos líticos aislados reabsorbidos, así como bandeamiento de flujo en colores café claro y rojo. Esos fragmentos son de andesita en tamaños de 1 a 10 cm. Al microscopio petrográfico se observó una textura hipocristalina de grano medio, con menos del 25% de la roca compuesto por fenocristales subhedrales a euhedrales de anfíbol, plagioclasa y cuarzo.

La brecha andesítica presenta color verde en distintas tonalidades, con fragmentos subangulosos a subredondeados de andesita, soportados por una matriz compuesta por fragmentos en tamaño de arena fina a media. Subyace discordantemente a la brecha volcánica una arenisca de grano grueso que contiene fragmentos de andesita, presenta

silicificación y un color rojo. Intercalado entre depósitos clásticos y lavas de la andesita El Cazadero se observó un depósito piroclástico de color claro que contiene fragmentos de pómez, así como huecos dejados por fragmentos de pómez erosionados, líticos de 5 mm hasta 10 cm de diámetro, y cristales aislados de biotita en tamaños de hasta 5 mm. Aunque es muy variable, se estima para la andesita El Cazadero un espesor cercano a 200 m.

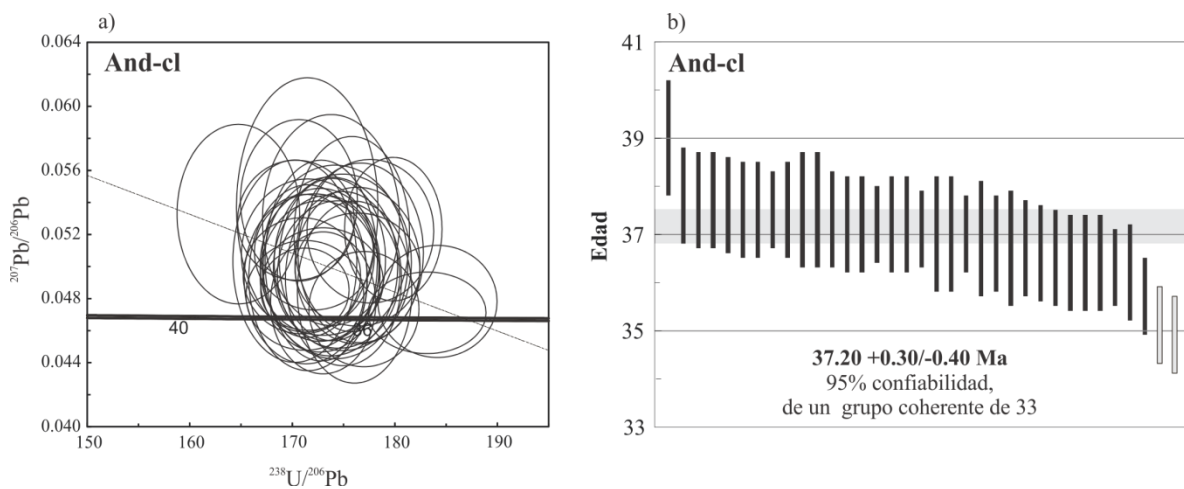


Figura 17. Datos U-Pb obtenidos por LA-ICP-MS de la muestra And-cl de la andesita El Cazadero. a) Diagrama Tera-Wasserburg que muestra los resultados concordantes obtenidos de la muestra And-cl. b) Diagrama de edad media ponderada obtenida para la muestra And-cl.

La andesita El Cazadero sobreyace a la ignimbrita Antigua. Se obtuvieron edades U-Pb de dos lavas de esta unidad por LA-ICP-MS en circón. Los resultados de los fechamientos fueron $37.2 \pm 0.30/-0.40$ Ma (edad promedio $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, 95% de confiabilidad, $n=33$, Tabla 1, Figura 17, Anexo LA-ICP-MS 3) para la muestra And-cl y $35.95 \pm 0.45/-0.5$ Ma (edad promedio $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, 96.1% de confiabilidad, $n=12$, Tabla 1, Figura 18, Anexo LA-ICP-MS 4) para la muestra Caz-1, edades de cristalización de circones magmáticos que se interpretan como edades muy cercanas a la edad de emplazamiento. La andesita El

Cazadero es parte, junto con la andesita Coneto de la región de Nuevo Ideal, de la cual existe una edad Ar-Ar en plagioclasa de 35.0 ± 0.6 Ma y una edad U-Pb de $40.15 \pm 0.35/-0.95$ Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012), del pulso de volcanismo del Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano.

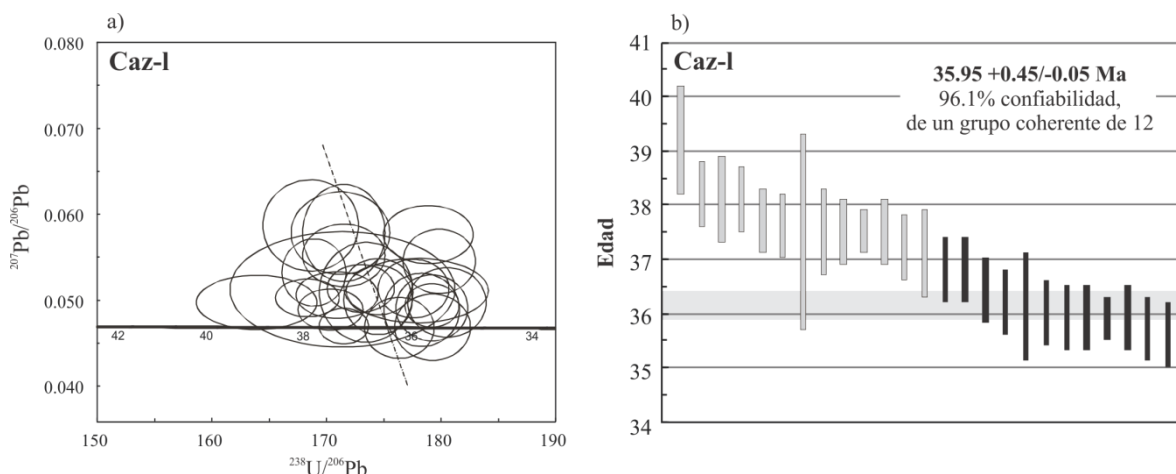


Figura 18. Datos U-Pb obtenidos por LA-ICP-MS de la muestra Caz-1 de la andesita El Cazadero. a) Diagrama Tera-Wasserburg que muestra los resultados concordantes obtenidos de la muestra Caz-1. b) Diagrama de edad media ponderada obtenida para la muestra Caz-1.

3.1.2.3 Riolita Venadita

En el presente trabajo se le dio el nombre informal de riolita Venadita al conjunto de domos de lava que sobreyacen a la ignimbrita Altamira y a la andesita El Cazadero. Esta unidad aflora en los arroyos: La Venadita y El Almagre, al noreste de Santiago Papasquiario, Santa Lucía y El Cardo, al suroeste, y Puente Negro y Tía Lina al norte (Figura 15).

La riolita Venadita es una roca de color rojo oscuro, presenta una textura porfirítica con fenocristales de cuarzo y sanidino soportados por una matriz devitrificada. Usualmente

presenta autobrechas y vitrificados basales, así como foliación de flujo. En algunos afloramientos presenta desarrollo de textura esferulítica. En el microscopio petrográfico se observaron fenocristales subhedrales que representan un 10 a 20% de la muestra. Los fenocristales son principalmente de cuarzo, sanidino, biotita, plagioclasa y anfíbol, y magnetita como mineral accesorio. La matriz esta devitrificada y presenta fracturamiento perlítico. El espesor de la riolita Venadita es variable pero se considera un máximo de 100 m.

La riolita Venadita subyace discordantemente a la ignimbrita Puente Negro. Por sus similitudes litológicas y posición estratigráfica se correlaciona a esta unidad con el domo riolítico de 34.0 ± 08 Ma reportado en la región de Nazas, Dgo. (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991). Se asigna la riolita Venadita una edad del Eoceno tardío-Oligoceno temprano.

3.1.2.4 Ignimbrita Puente Negro

Se le dio el nombre informal de ignimbrita Puente Negro a un depósito piroclástico masivo de color gris claro que afloran al norte y noreste de Santiago Papasquiario. Esta unidad al norte de Santiago Papasquiario presenta una morfología de mesetas alargadas y basculadas al SW (Figuras 14 y 15).

La ignimbrita Puente Negro presenta un grado medio de soldamiento. Está compuesta por fragmentos de pómez, cristales y líticos, soportados por una matriz de ceniza. Los fragmentos de pómez presentan un grado medio de aplastamiento y tamaños de hasta 5 cm de largo. Los cristales son de cuarzo, sanidino y biotita en tamaños menores a 5

mm. Los líticos son escasos, subangulosos, presentan tamaños de hasta 3 cm y son de una roca porfirítica de color oscuro. En el microscopio petrográfico se observa que posee una textura hipocristalina de grano medio, porfirítica, con fenocristales soportados por una matriz criptocristalina. Está formada por menos de un 10% de fenocristales subhedrales de cuarzo, sanidino, plagioclasa y biotita. El espesor estimado de esta unidad es de 100 m.

La ignimbrita Puente Negro sobreyace a la ignimbrita Altamira y a la riolita Venadita, subyace en discordancia angular a la formación Santiago y a sedimentos continentales del Neógeno-Cuaternario. Se obtuvo una edad U-Pb de $34.0 \pm 0.50/-0.70$ Ma (edad promedio $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, 94.3% de confiabilidad, $n=14$, Tabla 1, Figura 19, Anexo LA-ICP-MS 5) de una muestra representativa de esta unidad (muestra Pas-nc). Esta unidad es parte del pulso volcánico del Eoceno tardío-Oligoceno temprano.

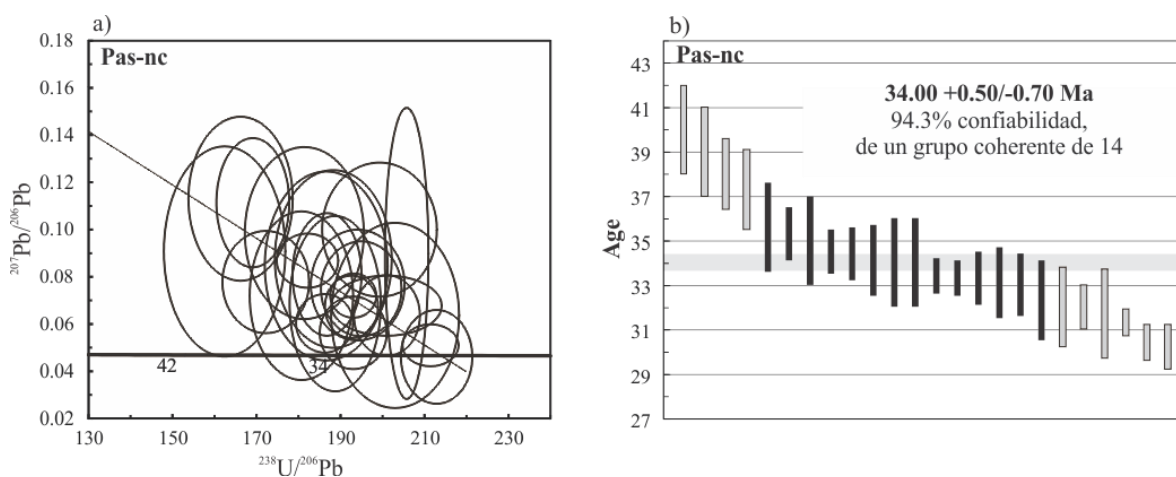


Figura 19. Datos U-Pb obtenidos por LA-ICP-MS de la muestra Pas-nc de la ignimbrita Puente Negro. a) Diagrama Tera-Wasserburg que muestra los resultados concordantes obtenidos de la muestra Pas-nc. b) Diagrama de edad media ponderada obtenida para la muestra Pas-nc.

3.1.2.5 Ignimbrita Fresnos

La ignimbrita Fresnos se compone de una serie de depósitos piroclásticos que afloran al oeste y noroeste de Santiago Papasquiario (Figura 15). Esta unidad se puede observar en cortes de la carretera Santiago Papasquiario-Los Altares y en la Mesa Los Fresnos. Los depósitos que comprende esta unidad habían sido agrupados con otros depósitos volcánicos y llamados “ignimbrita-toba riolítica” por Luévano-Pinedo *et al.* (2003).

Los depósitos superiores de la ignimbrita Fresnos presentan tonalidades rojizas y un grado medio de soldamiento; están compuestos de líticos y pómez, así como por cristales, todo esto soportado por ceniza. Los fragmentos líticos son de rocas afaníticas, en tamaños menores a 1 cm, aunque se observaron algunos fragmentos aislados de hasta 3 cm. Los fragmentos de pómez son menores a 1 cm y presentan un grado moderado de aplastamiento, algunos presentan cloritización. Solo se observaron fenocristales de cuarzo en tamaños de hasta 3 mm. Los depósitos inferiores presentan un color rosa, y están compuestos por fragmentos de roca, cristales y pómez, soportados por matriz de ceniza. Los líticos son de rocas volcánicas y alcanzan tamaños de hasta 15 cm. Los cristales son principalmente de cuarzo y biotita, en tamaños de hasta 5 mm. Los fragmentos de pómez presentan un grado medio de aplastamiento y alcanzan tamaños de hasta 10 cm. En la base de la ignimbrita Fresnos hay una intercalación de depósitos de caída y de flujo piroclástico con un espesor total de ~ 2 m. Las capas poseen espesores individuales menores a 5 cm, presentando colores rojo y amarillo. En el microscopio petrográfico se observó una textura hipocristalina de grano fino a medio. La roca está compuesta por un 20 a 30 % de fenocristales subhedrales a anhedrales de cuarzo, sanidino, biotita y plagioclasa. Se

encontró calcita como mineral secundario. El espesor estimado de la ignimbrita Fresnos es de 150 m.

La ignimbrita Fresnos sobreyace discordantemente a la ignimbrita Antigua, a la andesita El Cazadero y a la riolita Venadita, y subyace de manera concordante a la ignimbrita Balín. No existen actualmente fechamientos isotópicos para estos depósitos en el área de estudio, pero por su posición estratigráfica se le considera de una edad del Oligoceno temprano, parte del pulso ignimbrítico del Eoceno tardío-Oligoceno temprano (Figura 15).

3.1.2.6 Ignimbrita Balín

Se le dio el nombre de ignimbrita Balín a un depósito piroclástico que aflora en la porción oriental del área de estudio, en la carretera Santiago Papasquiaro-Los Altares (Figura 15). En trabajos previos este depósito había sido agrupado con otros, llamados genéricamente como “ignimbrita-toba riolítica” (Luévano-Pinedo et al., 2003).

La ignimbrita Balín es un depósito piroclástico de color gris con tonalidades morado claro que presentan un grado medio a alto de soldamiento. En algunos afloramientos se le observa pseudoestratificación y fracturamiento columnar mal desarrollado. Los depósitos están compuestos principalmente por fragmentos de cristales, pómez y líticos. Los cristales son de cuarzo, sanidino y biotita, en tamaños de hasta 5 mm. Los fragmentos de pómez se observan medianamente aplastados en tamaños de hasta 10 cm de largo. En las partes superiores de estos depósitos se observan oquedades de pómez de hasta 10 cm de largo, que son los huecos dejados por fragmentos de pómez erosionados. Los líticos son subangulosos

en tamaños de hasta 5 cm. Hacia la base de esta unidad el tamaño de los fragmentos líticos es de hasta 10 cm. En sección delgada se observó que posee una textura hipocristalina de grano medio, compuesta por menos de 20% de fenocristales subhedrales a anhedrales de cuarzo, sanidino y plagioclasa. Se observó biotita como mineral accesorio. Se estima para esta unidad un espesor de ~ 200 m.

La ignimbrita Balín sobreyace concordantemente a la ignimbrita Fresnos y discordantemente a la andesita El Cazadero. Se obtuvo una edad U-Pb de $33.2 \pm 0.50/-0.20$ Ma (edad promedio $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, 95% de confiabilidad, $n=27$, Tabla 1, Figura 20, Anexo LA-ICP-MS 6) de una muestra representativa de esta unidad (Pas-wb). Este fechamiento la ubica en la base del Oligoceno temprano, así, se la considera parte de los depósitos del pulso volcánico del Eoceno tardío-Oligoceno temprano.

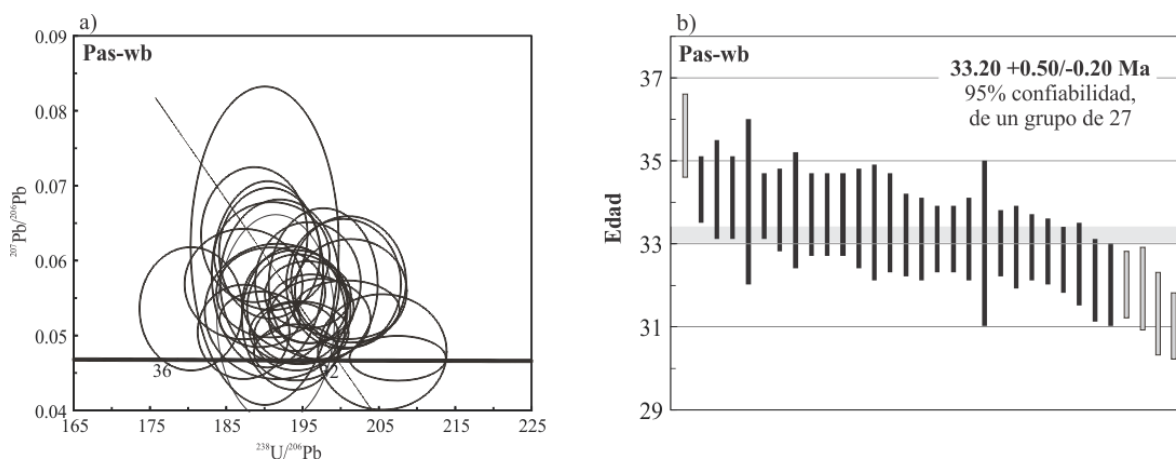


Figura 20. Datos U-Pb obtenidos por LA-ICP-MS de la muestra Pas-wb de la ignimbrita Balín. a) Diagrama Tera-Wasserburg que muestra los resultados concordantes obtenidos de la muestra Pas-wb. b) Diagrama de edad media ponderada obtenida para la muestra Pas-wb.

3.1.3 Oligoceno tardío

3.1.3.1 Formación Santiago

Se le dio el nombre de formación Santiago a un conjunto de depósitos epiclásticos de color café claro-amarillo de arena media a gruesa, grava y conglomerado, moderadamente litificados, que afloran en los bordes este, oeste y norte del valle de Santiago Papasquiario (Figura 15). En trabajos previos estos depósitos habían sido designados como “brecha riolítica-toba riolítica” (Luévano-Pinedo et al., 2003). Los afloramientos más accesibles se ubican en la carretera Santiago Papasquiario-Nuevo Ideal, así como en la carretera Santiago Papasquiario-Garame de Abajo (Figura 15).

En los afloramientos al sur de Santiago Papasquiario, estos depósitos están compuestos principalmente por fragmentos subangulosos a subredondeados de roca, cristales y pómez, en tamaños de arena media a gruesa (hasta 3 mm). La matriz está compuesta de arena fina, con algunos fragmentos aislados de pómez retrabajada. Intercalados con los depósitos de arena se observaron horizontes lenticulares de fragmentos mayores, con clastos de hasta 15 cm, algunos aislados de hasta 30 cm, y fragmentos de pómez en tamaños de hasta 5 cm. En los afloramientos al norte de Santiago Papasquiario los clastos son de hasta 60 cm. Los cristales son de cuarzo y sanidino, en tamaños de hasta 5 mm, y biotita en tamaños de ~1 mm. Algunas muestras de arenisca de esta unidad fueron analizadas al microscopio petrográfico y se observó que están compuestas en un 10 a 40% por fragmentos subangulosos a subredondeados de roca, cristales, pómez y vidrio devitrificado. La fuente de estos depósitos debió ubicarse al norte de la zona de estudio,

dado que el tamaño de los fragmentos es mayor hacia el norte. El espesor de esta unidad es variable, se le estima un espesor promedio estimado de 100 m.

La formación Santiago sobreyace en discordancia angular a la ignimbrita Puente Negro y subyace en discordancia angular a flujos de lava de la formación Metates. Por similitudes litológicas y posición estratigráfica esta unidad se correlaciona con la formación Santa Inés reportada en la región de Nazas, que es sobreyacida por basaltos de 24 Ma (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991). Por su posible correlación y posición estratigráfica, yaciendo sobre la ignimbrita Puente Negro y debajo del basalto Metates y sedimentos recientes, se le asigna un rango de edad Oligoceno tardío-Mioceno medio (Figura 15).

3.1.4. Mioceno

3.1.4.1. Formación Metates

La Formación Metates fue definida por Córdoba (1963) al oeste de la ciudad de Durango, alrededor de 130 km al sureste de Santiago Papasquiario. Esta unidad está compuesta por flujos y diques de lava basáltica, que cubren y/o intrusionan al conjunto de depósitos piroclásticos del Eoceno tardío-Oligoceno temprano. En la región de Santiago Papasquiario afloran pequeños flujos de basalto al este de la ciudad, también afloran algunos diques y flujos en la carretera Santiago Papasquiario-Nuevo Ideal y en el camino Santiago Papasquiario-Francisco Javier Leyva (Figura 15).

La Formación Metates comprende flujos de lava de color oscuro, que usualmente presentan brechas en sus partes basal y superior. En muestra de mano se observan

fenocristales aislados en tamaños de 5 mm y algunos xenolitos al parecer de olivino de *ca.* 15 mm. Al microscopio petrográfico se observó una textura holo- a hipocristalina de grano fino con menos del 10% de fenocristales subhedrales a euhedrales de plagioclasa, biotita y piroxeno, en una matriz de plagioclasa. Los espesores máximos observados para estos flujos de lava son de 10 m.

En los alrededores de Santiago Papasquiario, la Formación Metates sobreyace discordantemente a la formación Santiago y está intercalado con los depósitos del Neógeno-Cuaternario. Iriondo *et al.* (2004) reportaron una edad Ar-Ar de 10.63 ± 0.05 Ma (edad isócrona, en matriz volcánica) para una muestra de estos derrames colectada al este de Santiago Papasquiario, dentro del área cartografiada en el presente trabajo, lo que ubica a la Formación Metates en la base del Mioceno tardío (Figura 15).

3.1.5 Neógeno-Cuaternario

3.1.5.1 Sedimentos del Neógeno-Cuaternario

La depresión topográfica del semigraben de Santiago Papasquiario está parcialmente rellena por depósitos de arena, grava y lacustres (Figura 15). Los depósitos lacustres son ricos en carbonatos, de color claro y compuestos principalmente de material fino con fragmentos aislados de líticos, cristales y pómez, en tamaños menores a 5 mm. Están intercalados con depósitos de arena fina a gruesa que muestra estratificación cruzada. La estratificación tiene espesores variables de 5 a 20 cm. Los sedimentos del Neógeno-Cuaternario también incluyen depósitos de grava subangulosa a subredondeada, compuestos por fragmentos de rocas volcánicas y metamórficas, en tamaños de 2 mm hasta

15 cm. Estos depósitos de grava están intercalados con depósitos compuestos de fragmentos aislados de rocas volcánicas en tamaños de ~20 cm y fragmentos de lacustres, soportados por una matriz arcillosa. Otros depósitos están compuestos de arena de grano medio, de color rojizo con fragmentos de lacustres. Estas arenas presentan estratificación incipiente y contienen matriz de arcilla en algunas zonas. Los espesores estimados para los sedimentos del Neógeno-Cuaternario son de hasta 300 m (INEGI, 1990). Estos depósitos sobreyacen en discordancia angular a las formaciones Metates, Santiago y a la ignimbrita Puente Negro, mostrando un alcance estratigráfico del Neógeno al Cuaternario (Figura 15).

3.1.6 Intrusivo Diorítico

Al oeste-suroeste de la comunidad de Los Herrera aflora un intrusivo diorítico (Figura 15). Esta intrusión fue reportada por Mungía-Rojas *et al.* (2000) y Luévano-Pinedo *et al.* (2003). Se trata de una roca compacta de color gris y verde con abundantes cristales de anfíbol, en tamaños de hasta 8 mm, y de plagioclasa en tamaños de hasta 5 mm. En el microscopio petrográfico se encontró que esta roca está formada en un 20-30% por fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo, apatito y mica blanca como minerales accesorios. La matriz está formada por plagioclasa y cuarzo. No se observó el contacto con la roca encajonante, pero su afloramiento se observa rodeado por afloramientos de rocas de la formación El Cazadero del Eoceno tardío.

4. ESTRUCTURA DE LA REGIÓN TEPEHUANES-CANATLÁN

En la región de estudio se encuentran estructuras pertenecientes a los sistemas de fallas San Luis-Tepehuanes (SFSLT) (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012) y de Cuencas y Sierras meridional (Henry y Aranda-Gómez 1992; Aranda-Gómez *et al.*, 1997; Henry y Aranda-Gómez, 2000) (Figuras 11 y 13). El SFSLT está representado en la región por el graben de Tepehuanes y el graben de Santiaguillo (Figura 21). Este último se ensancha en su parte central, a la altura de Nuevo Ideal, y es más angosto en sus extremos. Al norte de Santiago Papasquiaro el graben de Río Chico-Otinapa se encuentra con el graben de Tepehuanes, y se observa un cambio en el rumbo de las fallas de este último, en esa zona dichas fallas tienen una orientación intermedia, entre el NW promedio del graben de Tepehuanes y el NNW promedio del GRCO (Figura 21). El graben de Río Chico-Otinapa termina al encontrarse con el graben de Tepehuanes; siguiendo su rumbo hacia el norte encontramos un pilar tectónico de rumbo NNW, dando la impresión de que el GRCO es desplazado lateralmente o que presenta un salto (Figura 21).

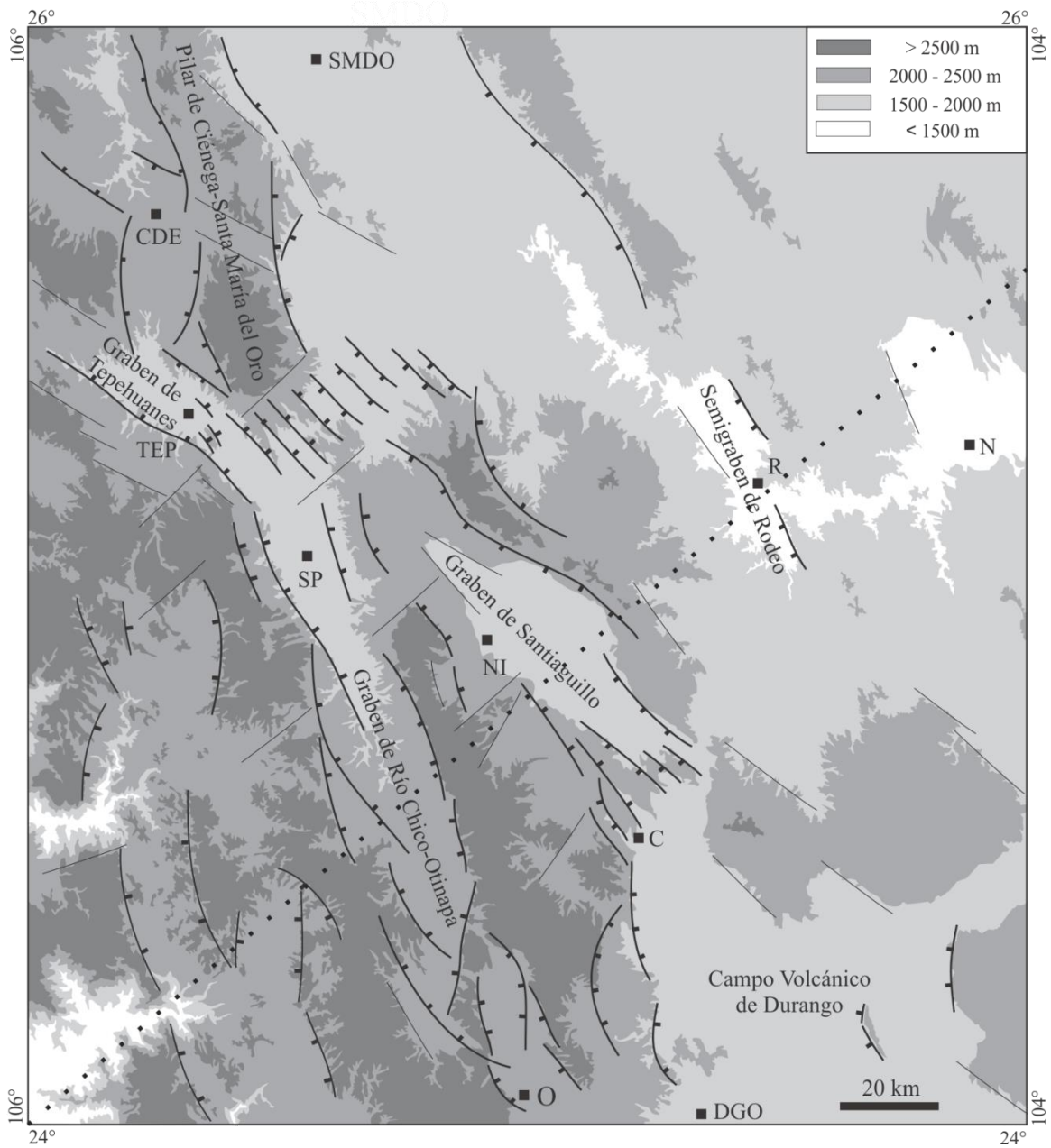


Figura 21. Mapa de elevación de la región comprendida entre Durango (DGO) y Santa María del Oro (SMDO). Se muestran las principales estructuras tomadas de la literatura así como interpretadas a partir de imágenes de Google Earth y modelos de elevación. CDE: Ciénega de Escobar, TEP: Tepehuanes, SP: Santiago Papasquiari, NI: Nuevo Ideal, R: Rodeo, N: Nazas, C: Canatlán, O: Otinapa. La línea punteada de rumbo NW marca la ubicación del perfil de la figura 34.

4.1. El Sistema de Fallas San Luis-Tepehuanes.

4.1.1. El Graben de Tepehuanes

El Graben de Tepehuanes es una estructura con un rumbo aproximado N60°W, una longitud de ~ 40 km, un ancho de 5 km en su parte sureste y de 15 km en su porción noroeste (Figuras 21 y 22). La falla que presenta mayores desniveles topográficos se ubica en el hombro suroeste, tiene un rumbo promedio N55°W y una longitud de ~ 40 km (falla GT-SW en Figura 22), mientras que la del hombro noreste tiene un rumbo promedio N60°W y una longitud de ~ 25 km (falla GT-NE en Figura 22). Planos de falla medidos en ambos hombros de esta estructura grafican un rumbo NW, mientras que las estrías de falla representan un movimiento principalmente normal (Figura 22).

No existen estimaciones de desplazamiento de estas estructuras, pero a partir de la profundidad de cañadas al sur de Tepehuanes (Figura 22) se estimó un espesor de 200 m para el relleno del valle; además, se observan desniveles topográficos máximos de hasta 500 metros en el sector norte de la falla suroeste y el sector central de la falla noreste, por lo que se estima para el graben de Tepehuanes un hundimiento mínimo de 500 m. La falla suroeste corta a andesitas correlacionables con la andesita Cazadero de 35-37 Ma y a una ignimbrita en la cima de la columna de la que se tomó la muestra SCT-02 de la cual se obtuvo una edad U-Pb de 31.5 +0.30/-0.20 Ma (95% de confiabilidad, grupo coherente de 30 circones, Tabla 1, Figura 23, Anexo LA-ICP-MS 7). Las estructuras meridionales de este graben terminan al oeste de Santiago Papasquiaro, en las cercanías de las fallas que formaron el valle en el que se asentó esta ciudad (Figuras 21 y 22).

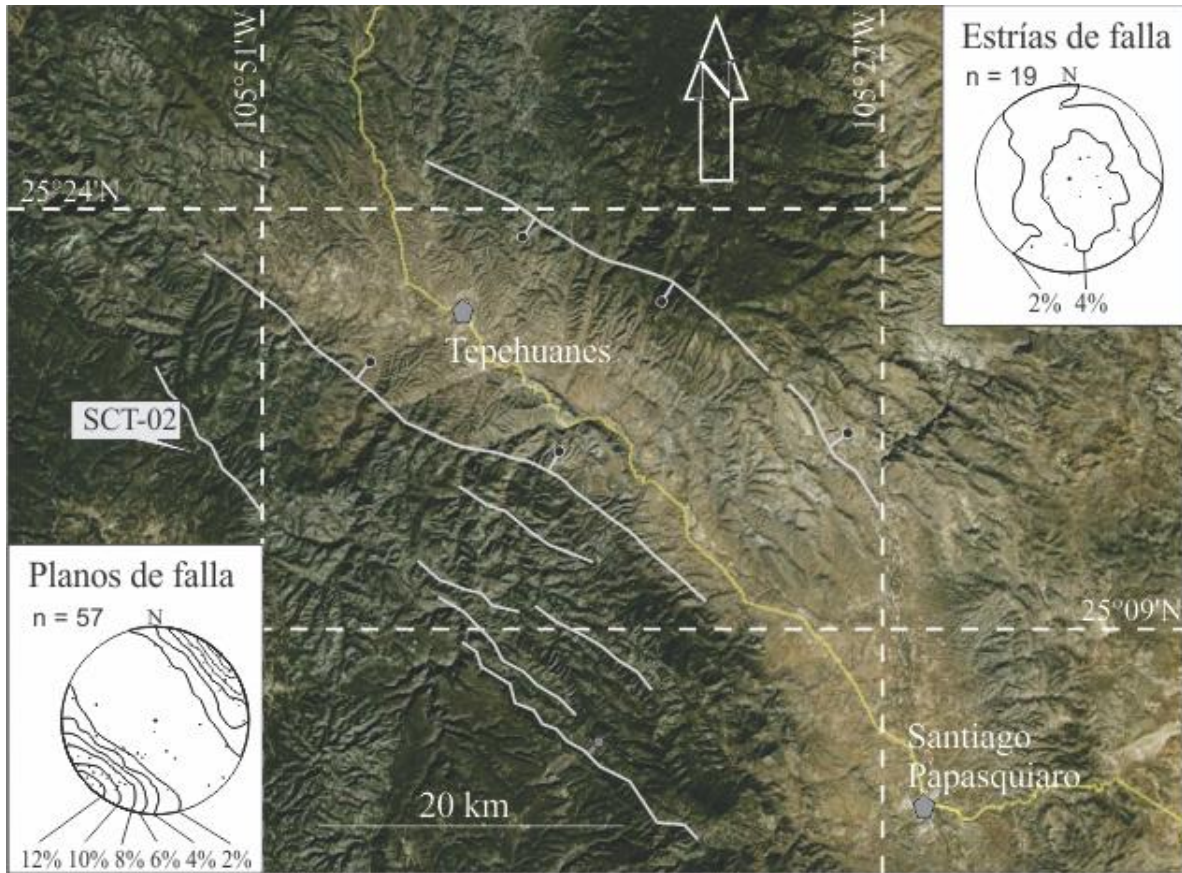


Figura 22. El Graben de Tepehuanes con un rumbo promedio $N60^{\circ}W$ y una longitud de ~ 21 km. Se presentan los estereogramas de planos de falla y estrías de falla medidos en ambos hombros de este graben. Los planos de falla grafican un rumbo principal NW y las estrías de falla representan un movimiento predominantemente normal. Datos graficados en el hemisferio inferior, proyección equiareal, en el programa TectonicsFP (Ortner *et al.*, 2002). GT-SW: falla suroeste del graben de Tepehuanes, GT-NE: falla noreste del graben de Tepehuanes. Las estructuras meridionales de este graben terminan en las cercanías de Santiago Papasquiario. Se muestra el sitio en el que se tomó la muestra SCT-02. Imagen tomada de Google Earth.

Tomando en cuenta las edades de las rocas afectadas por esta estructura se considera que las fallas que forman este graben tuvieron actividad durante o después del Oligoceno Temprano. En las figuras 22, 24, 25, 27 y 31 se puede observar diferentes estados de desarrollo de la red de drenaje dentro de las diferentes depresiones tectónicas de la región, desde pobremente desarrollado o casi nulo en el graben de Santiaguillo (Figura 24) hasta muy desarrollado en el graben de Tepehuanes (Figura 22). Esta diferencia en el estado de desarrollo del drenaje dentro de las diferentes fosas puede tener una relación directa con la

antigüedad de la actividad de las estructuras que dieron origen a dichas fosas. Así, a menor desarrollo del drenaje dentro de cierta fosa, más reciente será la actividad de las fallas que la formaron.

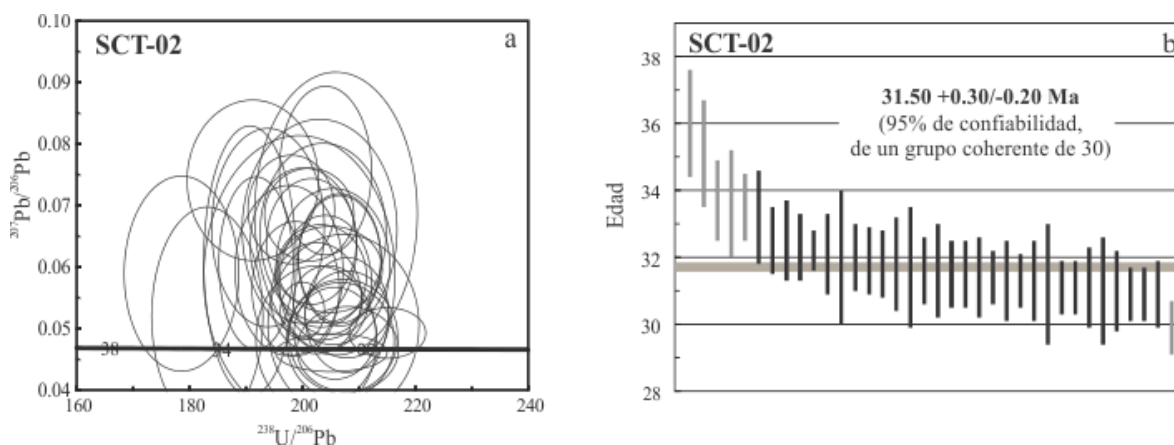


Figura 23. Datos U-Pb obtenidos por LA-ICP-MS de la muestra SCT-02 de la ignimbrita observada en la cima de la serie de rocas volcánicas que afloran en el hombro suroeste del Graben de Tepehuanes. a) Diagrama Tera-Wasserburg que muestra los resultados concordantes obtenidos de la muestra SCT-02. b) Diagrama de edad media ponderada obtenida para la muestra SCT-02.

4.1.2. El Graben de Santiaguillo.

En la región de Nuevo Ideal, al noroeste de la ciudad de Durango, se localiza el Graben de Santiaguillo (Figura 21). Esta estructura está formada por fallas normales que poseen un rumbo promedio NW, tiene una longitud de ~ 80 km y un ancho variable de entre 15 y 30 km, las fallas que generan un desnivel topográfico mayor se localizan en el hombro noreste de esta estructura (GS-NEa y GS-NEb en Figura 24). Las fallas que forman este graben tuvieron actividad entre el Eoceno tardío y el Mioceno temprano (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012).

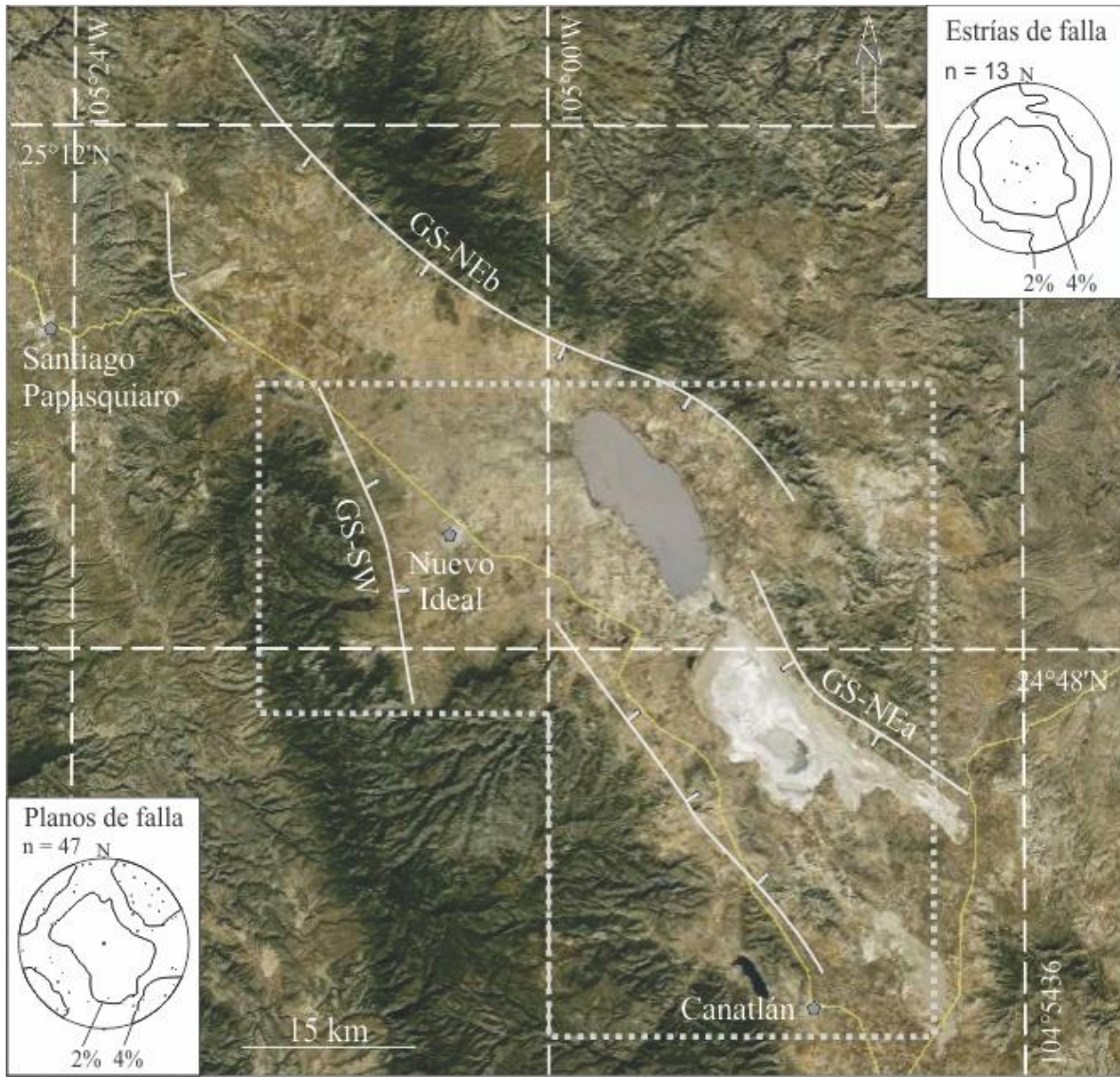


Figura 24. El Graben de Santiaguillo con un rumbo promedio NW y una longitud aproximada de 80 km. GS-NEa: falla meridional del hombro Noreste del Graben de Santiaguillo, GS-NEb: falla septentrional del hombro noreste del Graben, GS-SW: falla con mayor desplazamiento en el hombro suroeste del Graben. El recuadro en línea punteada de color gris marca el área de estudio de Nieto-Samaniego *et al.* (2012). En el extremo noroeste del graben se midieron planos de falla que graficaron dos orientaciones principales NW y NE, esto quizá debido a encontrarse en la intersección con el graben de RCO. Las estrías de falla medidas representan un movimiento principalmente normal. Datos de falla y estría graficados en el hemisferio inferior proyección equiareal. Imagen tomada de Google Earth.

El hombro noreste del Graben está formado por dos fallas normales que buzan hacia el suroeste y se enlazan de manera incipiente mediante un relevo derecho, la más meridional de estas fallas tiene un rumbo promedio N45°W y una longitud aproximada de

20 km (falla GS-NEa en Figura 24), mientras que la falla septentrional tiene un rumbo promedio N50°W y una longitud aproximada de 60 km (falla GS-NEb en Figura 24). No existen mediciones sobre la cantidad de desplazamiento que tuvieron estas fallas, pero se ha reportado que desplazan ~100 m a la riolita Coneto del Oligoceno tardío (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012). Sin embargo, la falla GS-NEb produce desniveles topográficos de hasta 900 m, mientras que en la falla GS-NEa son de hasta 500 m, ambos desniveles máximos se localizan en la porción noroeste de sus trazas, por ello se estiman desplazamientos máximos de 800 y 500 m para las fallas NEb y NEa, respectivamente.

El hombro suroeste del Graben está formado por una serie de fallas normales con longitudes de hasta 20 km cada una, un rumbo N30°-35°W y buzamientos hacia el noreste (Figura 24). Tampoco para estas fallas existen estimaciones de desplazamiento, pero la falla ubicada al oeste de Nuevo Ideal (falla GS-SW en Figura 24) produce desniveles topográficos de hasta 900 m, disminuyendo estos desniveles tanto hacia el norte como hacia el sur, por lo que se estima un hundimiento máximo de 900 m para el hombro suroeste del graben. En el presente trabajo se midieron algunos planos de falla y estrías de falla en el extremo noroeste del graben (en la región más septentrional de GS-NEb), los planos de falla grafican dos rumbos principales: NW y NE, quizá debido a la cercanía con la traza del graben de RCO, las estrías de falla representan un movimiento principalmente normal (Figura 24). Al norte de Canatlán, Barajas-Gea (2008) y Nieto Samaniego *et al.* (2012), documentaron, mediante la cartografía geológico-estructural y fechamientos isotópicos, que ambos hombros de este graben tuvieron actividad sincrónica pero la actividad del hombro suroeste cesó antes que la del hombro noreste.

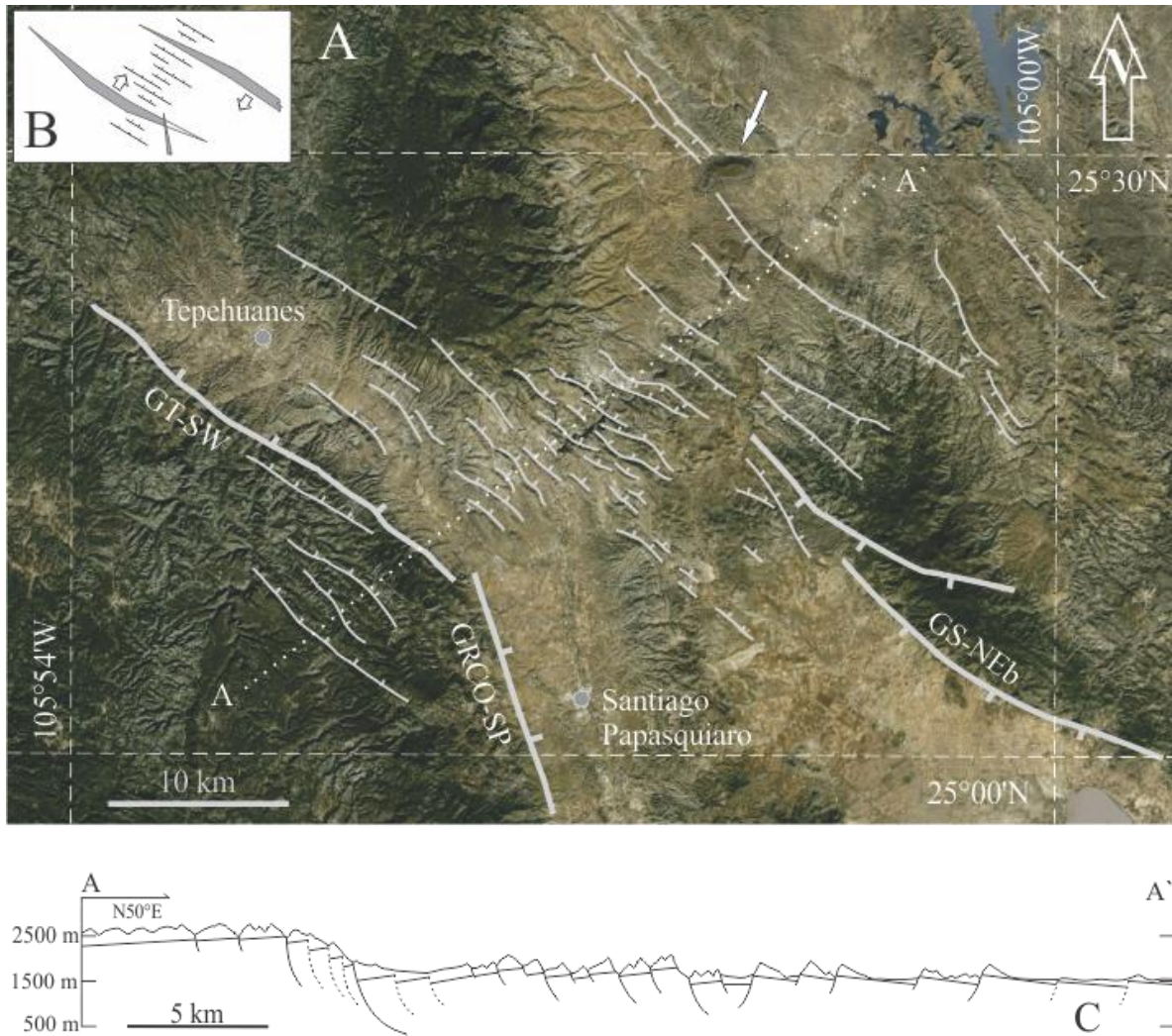


Figura 25. Enlace entre los grabenes de Tepehuanes y Santiaguillo (A). GT-SW: falla suroeste del Graben de Tepehuanes, GRCO-SP: falla Santiago Papiasquiario del Graben de Río Chico-Otinapa, GS-NEb: falla septentrional del hombro noreste del Graben de Santiaguillo. Entre las estructuras mayores (en línea gris gruesa) se observa una zona de acomodo de bajo relieve similar a la del modelo propuesto por Rosendahl (1987) (inserto B). Cerca de la parte superior derecha de A, la flecha blanca señala una mesa de basaltos, considerados del Pleistoceno por Mungía-Rojas *et al.* (2000), que posfechan la actividad de este enlace. A-A': Línea de sección de la sección diagramática de la estructura de este traslape (C) (exageración vertical 500%). Esta zona se caracteriza por fallas normales de rumbo NW que producen bloques basculados al NE y SW. En este enlace la falla con mayor desplazamiento vertical es la falla en el hombro suroeste del graben de Tepehuanes (GT-SW), lo que genera una estructura asimétrica. La cola sureste de esta falla fue cortada por la falla al oeste de Santiago Papiasquiario de rumbo NNW del Graben de Río Chico-Otinapa (GRCO-SP). Imagen tomada de Google Earth.

Al norte de Santiago Papiasquiario se traslapan las fallas maestras de los grabenes de Tepehuanes y de Santiaguillo (GT-SW y GS-NEb en Figura 25), generando una “Zona de

Acomodo de Bajo Relieve” *sensu* Rosendahl (1987). Este traslape se caracteriza por la presencia de fallas normales de rumbo NW que producen bloques basculados hacia el suroeste y hacia el noreste (Figura 25). El traslape presenta una geometría asimétrica pues la falla maestra del graben de Tepehuanes genera en el traslape un desnivel topográfico mucho mayor que la falla maestra del graben de Santiaguillo, lo que pudiera indicar un mayor desplazamiento para aquella estructura.

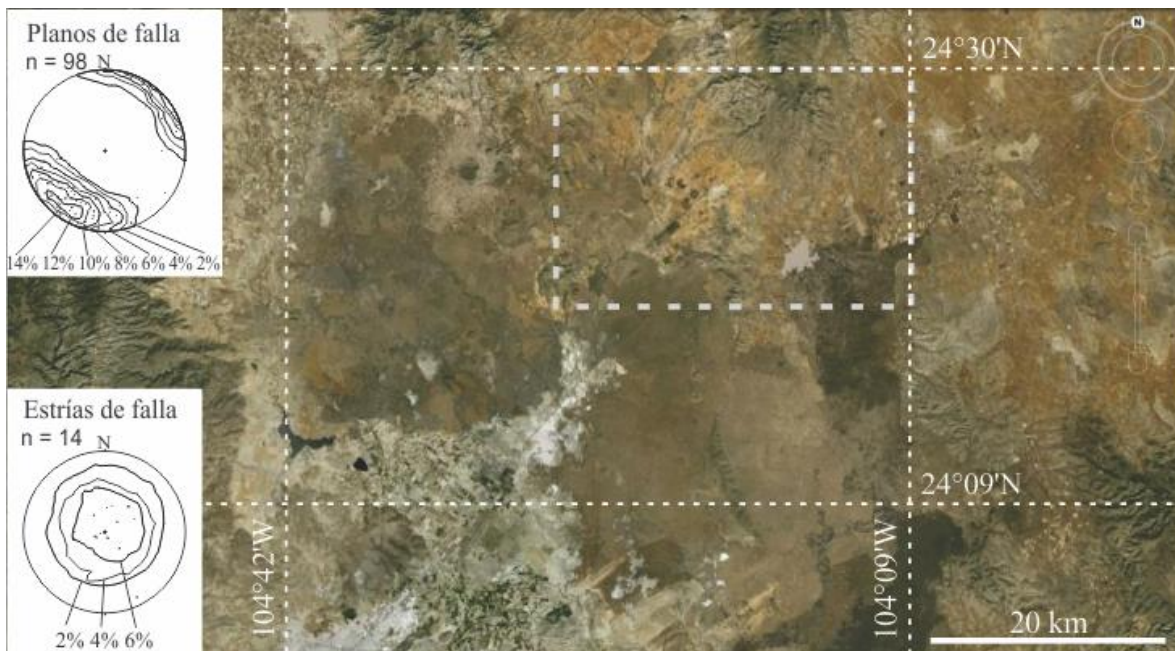


Figura 26. Durante el presente trabajo se midieron planos de falla al noreste del Campo Volcánico de Durango, aproximadamente en el área que se delimita por el rectángulo en línea segmentada color gris. Los planos tienen un rumbo principal NW, buzan principalmente al NE, y las estrías de falla registran un movimiento principalmente normal.

Durante el presente trabajo se midió al noreste del Campo Volcánico de Durango (Figura 21) una población de fallas de rumbo promedio $N45^{\circ}W$ (Figura 26). Las estrías de falla medidas en esta zona representan movimiento principalmente normal. Del mapa de

elevación de la Figura 21 se deduce que la depresión en la que se emplazó este campo volcánico está delimitada al noreste por fallas de rumbo NW. Estos planos y estrías afectan a rocas de la formación Gamón considerada del Oligoceno Tardío (Córdoba, 1988; Mungía-Rojas *et al.*, 1998), y son anteriores al emplazamiento del Campo Volcánico de Durango, por lo que estas estructuras pudieron estar activas entre el Oligoceno Tardío y el Plioceno.

4.2. El Sistema de Cuencas y Sierras.

4.2.1 El Graben de Río Chico-Otinapa

El Graben de Río Chico-Otinapa es una gran estructura de rumbo $\sim N20^{\circ}W$ que se extiende desde la región de Santiago Papasquiario hasta unos 20 km al sur sureste de Otinapa, con una longitud total aproximada de 150 km y un ancho promedio de ~ 15 km (Figura 21). Este graben está formado por una serie de fallas normales *en échelon* cuyos rumbos van de $N10^{\circ}W$ a $N40^{\circ}W$, buzan al noreste y suroeste, y poseen longitudes de 10 a 50 km (Figuras 21 y 27). El graben de Río Chico-Otinapa está dividido en dos sectores separados por un horst de menores dimensiones que tiene un rumbo $N10^{\circ}E$, ubicado ~ 20 km al noroeste de Otinapa (Figura 27). Existen algunas publicaciones en las que se ha reportado información acerca del graben de Río Chico-Otinapa al sur de este *horst* (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Aranda-Gómez *et al.*, 1997; Henry y Aranda-Gómez, 2000). Hacia el norte se compone de la falla de Santiago Papasquiario con una longitud de ~ 30 km y un rumbo aproximado $N10^{\circ}W$ que buza hacia el este-noreste (GRCO-SP en Figura 27) y la falla de San Diego de Alcalá con una longitud de ~ 80 km y un rumbo aproximado $N10^{\circ}W$ que buza hacia el oeste-suroeste (GRCO-SDA en Figura 27).

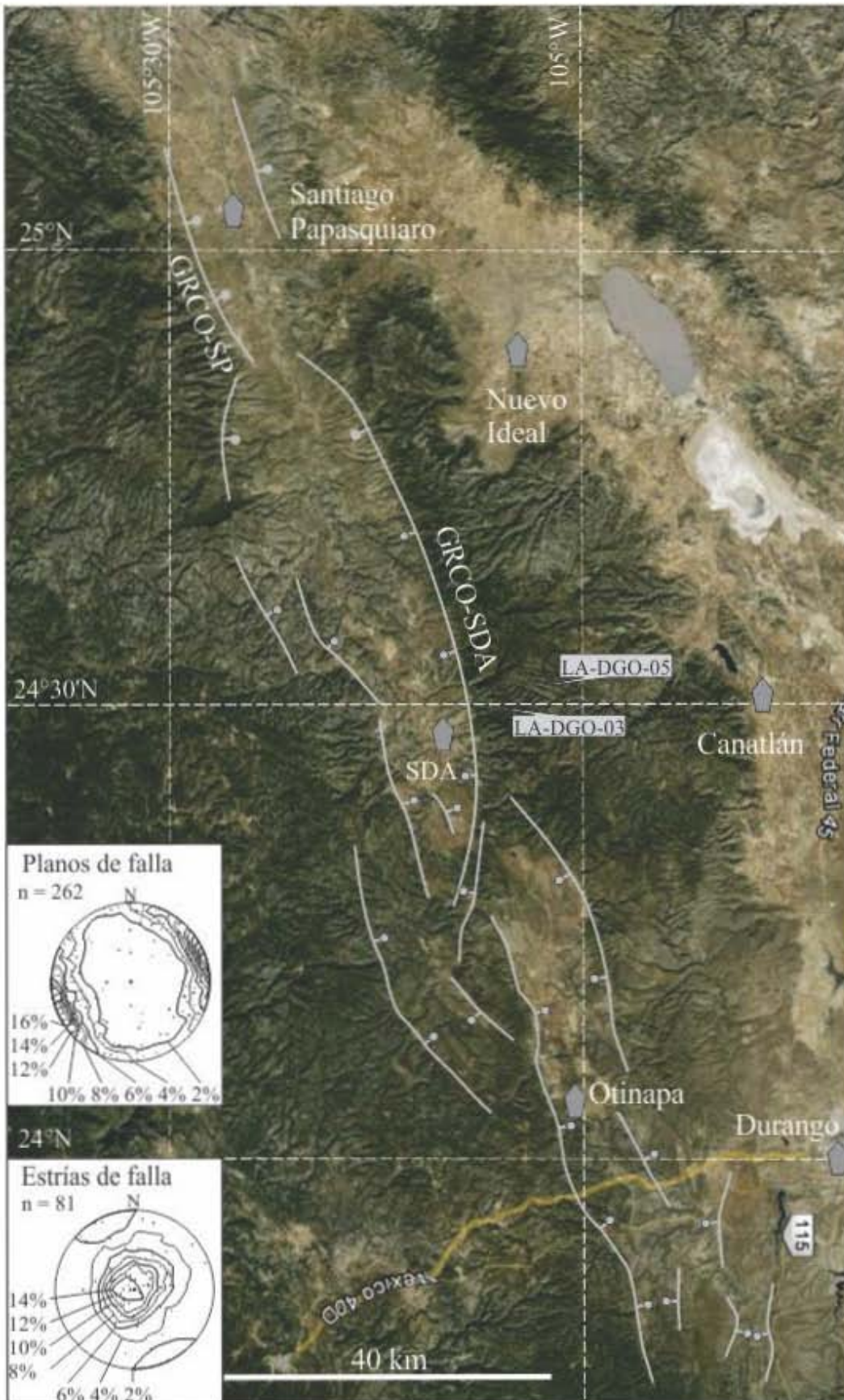


Figura 27. Página anterior. Graben de Río Chico-Otinapa con un rumbo promedio N20°W y una longitud aproximada de 150 km. SDA: San Diego de Alcalá, GRCO-SDA: falla de San Diego de Alcalá del Graben de Río Chico-Otinapa, GRCO-SP: ver Figura 25. Se midieron planos de falla asociados a este graben que se presentan en los estereogramas con una orientación principal N10-20°W, y las estrías de falla medidas representan un movimiento principalmente normal. Datos graficados en el hemisferio inferior, proyección equiareal. Se señalan los sitios en que se tomaron las muestras LA-DGO-03 y LA-DGO-05. Imagen tomada de Google Earth.

Para la falla en Santiago Papasquiario Loza-Aguirre *et al.* (2012), tomando en cuenta el desnivel topográfico que genera la falla y el espesor del relleno en la fosa reportado en mapas geohidrológicos de aguas subterráneas del INEGI, reportaron un desplazamiento vertical aproximado de 600 m. La falla de San Diego de Alcalá genera un desnivel topográfico que alcanza los 1000 m en su parte norte y disminuye hacia el sur hasta volverse nulo. Tomando en cuenta que inmediatamente al norte de donde presenta este desnivel topográfico máximo (cerca de Santiago Papasquiario) se ha reportado un relleno que alcanza hasta 300 m, se calcula un desplazamiento vertical máximo aproximado de 1300 m para la falla de San Diego de Alcalá, mismo que disminuye hacía el sur conforme se avanza sobre la traza de esta estructura.

Al este de San Diego de Alcalá, la falla del mismo nombre corta a un domo riolítico del cual se tomó una muestra que arrojó una edad U-Pb de 32.2 +0.50/-0.30 Ma (97.3% de confiabilidad, para un grupo coherente de 21 circones, de la muestra LA-DGO-03, Tabla 1, Figura 28, Anexo LA-ICP-MS 8), también corta una ignimbrita de la que se obtuvo una edad de 32.7 +1.0/-0.40 Ma (95.1% de confiabilidad, para un grupo coherente de 17 circones, de la muestra LA-DGO-05, Tabla 1, Figura 29, Anexo LA-ICP-MS 9). Las fallas Santiago Papasquiario y San Diego de Alcalá cortan a rocas de la base del Oligoceno temprano, por lo que se considera tuvieron actividad durante o posterior al Oligoceno temprano.

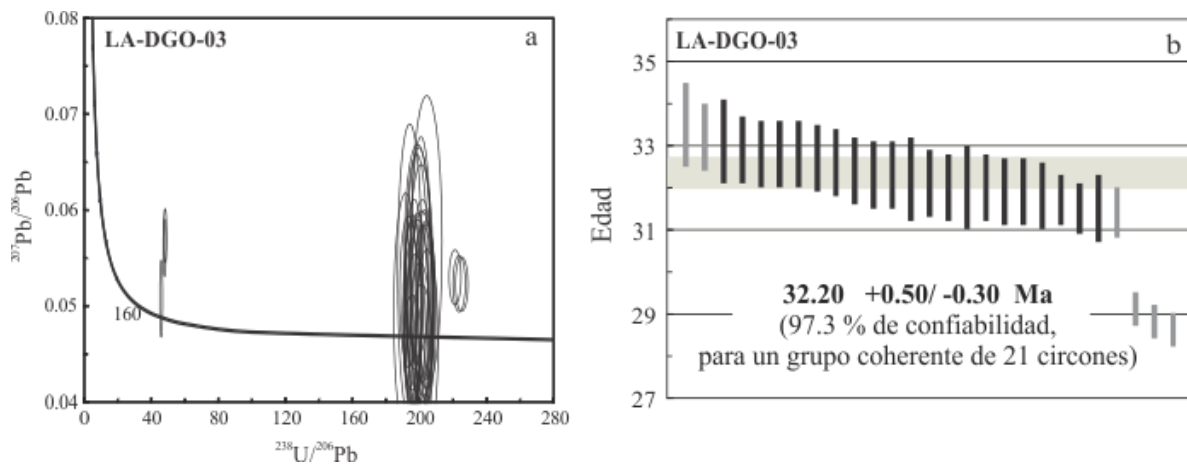


Figura 28. Datos U-Pb obtenidos por LA-ICP-MS de la muestra LA-DGO-03 de la riolita que es cortada por la falla oriental del Graben de Río Chico-Otinapa cerca de San Diego de Alcalá. a) Diagrama Tera-Wasserburg que muestra los resultados concordantes obtenidos de la muestra LA-DGO-03. b) Diagrama de edad media ponderada obtenida para la muestra LA-DGO-03.

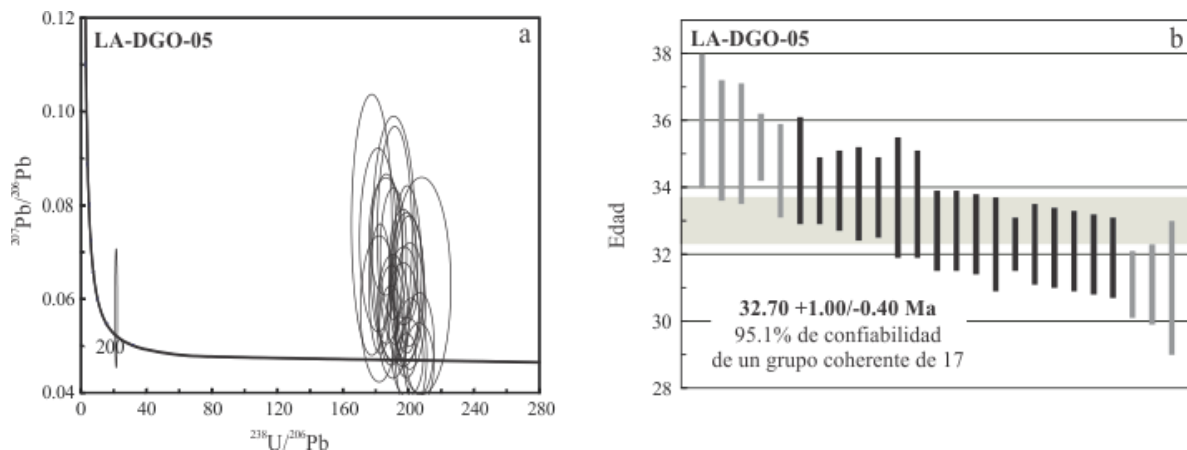


Figura 29. Datos U-Pb obtenidos por LA-ICP-MS de la muestra LA-DGO-05 de la ignimbrita observada en la cima de la serie de rocas volcánicas que afloran en el hombro oriental del Graben de Río Chico-Otinapa cerca de San Diego de Alcalá. a) Diagrama Tera-Wasserburg que muestra los resultados concordantes obtenidos de la muestra LA-DGO-05. b) Diagrama de edad media ponderada obtenida para la muestra LA-DGO-05.

En la Figura 30 se presenta el detalle de las estructuras cartografiadas en la hoja Santiago Papasquiario (esc. 1:50 000). En esta zona convergen, el extremo norte del graben de Río Chico-Otinapa, con el extremo sur del graben de Tepehuanes. Se considera que la

parte norte de la zona está afectada por estructuras del graben de Tepehuanes, mientras que la porción sur se encuentra afectada por estructuras del graben de Río Chico-Otinapa. En los estereogramas de la figura se observa que las estructuras medidas en ambas zonas poseen actitudes muy similares, y que presentan movimiento principalmente normal. Los paleotensores calculados utilizando el método de Spang (1972) muestran un esfuerzo compresivo mínimo orientando $230^{\circ}/01^{\circ}$ para la porción norte y $244^{\circ}/05^{\circ}$ para la porción sur, esto es, se obtuvieron tensores de esfuerzos muy similares para el graben de Tepehuanes (en su extremo sur) y para el graben de Río Chico-Otinapa (en su extremo norte).

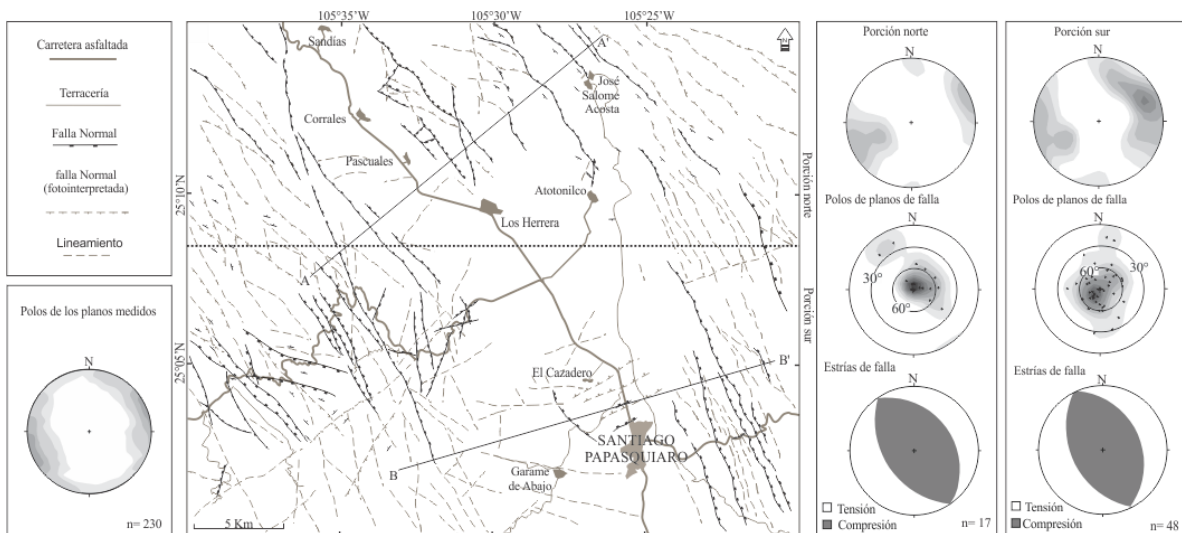


Figura 30. Detalle de la estructura en el área de la hoja Santiago Papasquiario escala 1:50,000. En esta zona se encuentran los grabenes de Tepehuanes y Río Chico-Otinapa. Los planos medidos tienen orientaciones que van de NNW a NW, los planos de falla también presentan estas orientaciones predominando la NNW del graben de Río Chico-Otinapa. Las estrías de falla representan un movimiento principalmente de tipo normal. Los tensores de deformación obtenidos para el norte y sur de la hoja son muy similares.

También en la región de Santiago Papasquiario se encontró que el basculamiento promedio de la andesita El Cazadero y la ignimbrita Puente Negro es $\sim 17^\circ$ SW, mientras que el basculamiento promedio de la ignimbrita Balín es de $\sim 12^\circ$ SW. Estas tres unidades son parte de un pulso de actividad volcánica del Eoceno tardío-Oligoceno temprano, y la diferencia entre los basculamientos de las unidades más antiguas (El Cazadero y Puente Negro) con respecto a las más jóvenes (Balín) de este mismo pulso puede deberse a que el fallamiento fue contemporáneo al emplazamiento de las unidades volcánicas de dicho pulso.

4.2.2. El Pilar de Ciénega de Escobar-Santa María del Oro

Entre Ciénega de Escobar y Santa María del Oro se encuentra un pilar tectónico de rumbo NNW, con un ancho promedio de 20 km y una longitud de ~ 80 km dentro del área de estudio (Figura 21), formado por fallas cuyos rumbos varían entre $N30^\circ W$ a N-S con longitudes de 15 a 40 km y buzamientos al NE y SW (Figura 31).

El hombro oriental está formado principalmente por dos fallas que buzanan hacia el NE: la más septentrional tiene un rumbo aproximado $N30^\circ W$ y tiene una longitud de ~ 25 km (PCS-EN en Figura 31); la falla sur tiene un rumbo aproximado $N10^\circ W$ y una longitud de ~ 40 km (PCS-ES en Figura 31). El hombro occidental está formado principalmente por tres fallas que buzanan hacia el W-SW: la falla norte tiene un rumbo aproximado $N20^\circ W$ y una longitud de ~ 40 km (PCS-ON en Figura 31); la falla central tiene un rumbo aproximado $N5^\circ E$ y una longitud de ~ 15 km (PCS-OC en Figura 31), mientras que la falla sur tiene un rumbo aproximado $N15^\circ W$ y una longitud de ~ 15 km (PCS-OS en Figura 31).

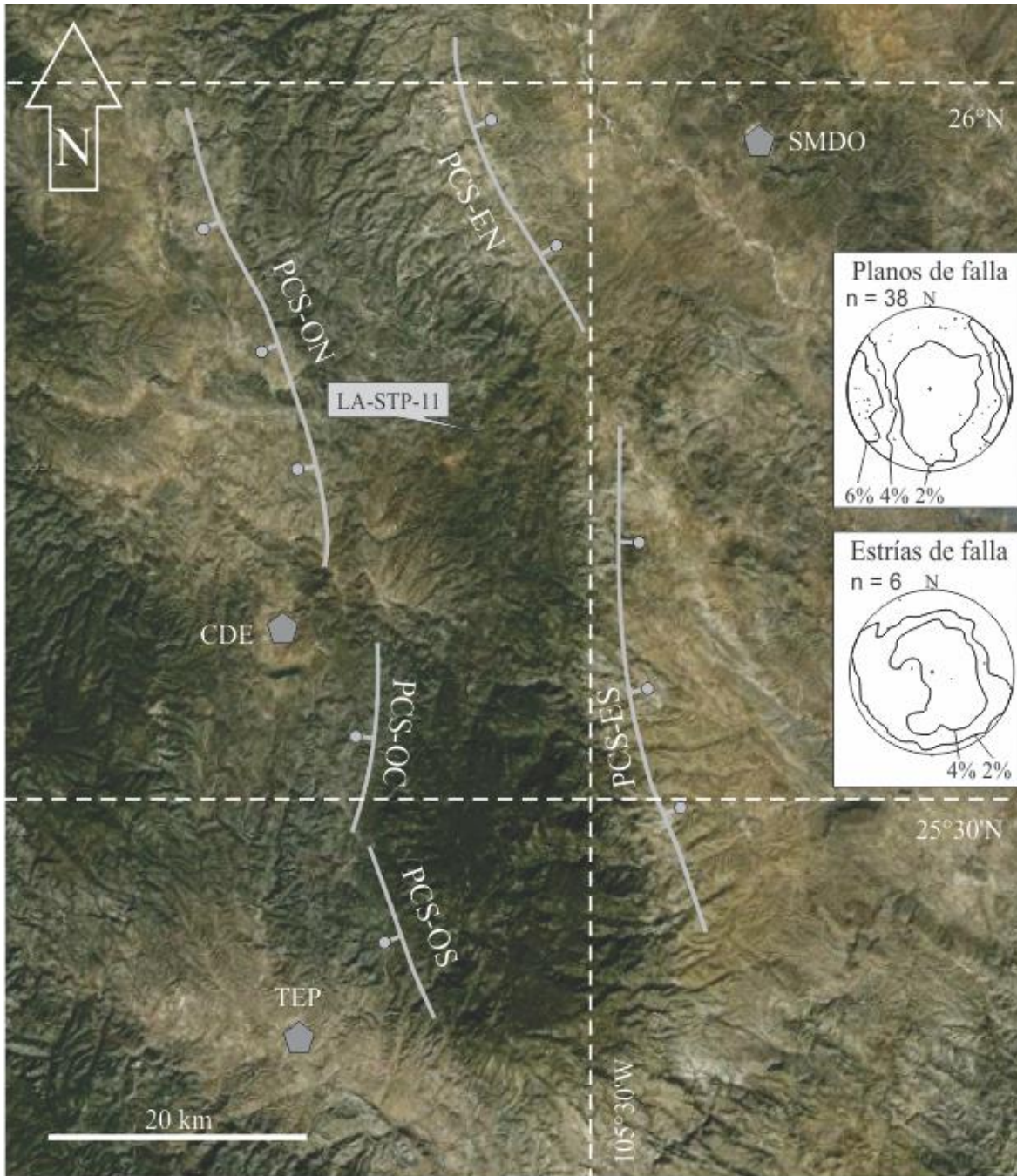


Figura 31. Pilar de Ciénega de Escobar-Santa María del Oro que posee un rumbo promedio $N20^{\circ}W$ y una longitud de ~ 80 km. PCS-EN: falla norte hombro oriental, PCS-ES: falla sur hombro oriental, PCS-ON: falla norte hombro occidental, PCS-OC: falla central hombro occidental, PCS-OS: falla sur hombro occidental. Dentro y en los bordes de esta estructura se midieron planos de falla que presentan una orientación principal NNW, así como estrías de falla que representan movimiento principalmente normal. Datos graficados en el hemisferio inferior, proyección equiareal. Se indica el sitio en el que se recolectó la muestra de andesita LA-STP-11 de la cual se obtuvo una edad U-Pb de $33.8 \pm 0.50/-0.50$ Ma. SMDO: Santa María del Oro, CDE: Ciénega de Escobar, TEP: Tepehuanes. Imagen tomada de Google Earth.

Dentro de esta estructura fueron medidas algunas fallas cuyo rumbo promedio es N10°W con buzamientos principalmente hacia el NE, estas fallas se consideran parte del sistema del Pilar de Ciénega de Escobar-Santa María del Oro (Figura 31). También se midieron algunas estrías que representan un movimiento principalmente normal. Las fallas de esta estructura cortan a andesitas de $33.8 \pm 0.50/-0.50$ Ma (U-Pb, muestra LA-STP-11, 96.5% de confiabilidad, de un grupo coherente de 23 circones, Tabla 1, Figura 32, Anexo LA-ICP-MS 10). Se considera que el sistema del Pilar de Ciénega de Escobar-Santa María del Oro tuvo actividad durante o posterior al Oligoceno temprano.

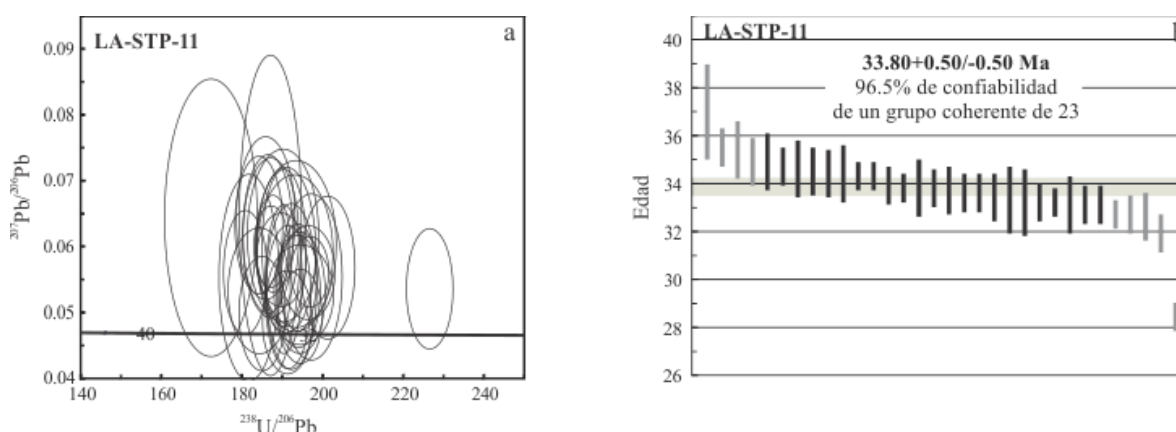


Figura 32. Datos U-Pb obtenidos por LA-ICP-MS de la muestra LA-STP-11 de una andesita que subyace a una ignimbrita rica en líticos ubicada en la cima del conjunto de rocas observadas dentro del Pilar de Ciénega de Escobar-Santa María del Oro. a) Diagrama Tera-Wasserburg que muestra los resultados concordantes obtenidos de la muestra LA-STP-11. b) Diagrama de edad media ponderada obtenida para la muestra LA-STP-11.

En la Figura 33 se presenta una sección diagramática de la estructura entre Nazas y Tayoltita, la localización de esta sección se indica en la Figura 21. Esta región se caracteriza por una estructura de bloques limitados por fallas de rumbo NNW a NW que buzanan tanto al NE como al SW.

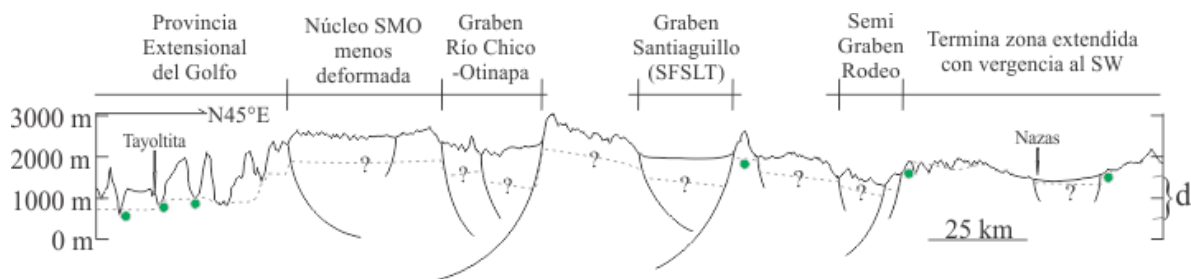


Figura 33. Perfil diagramático en el que se presenta la estructura de la región entre Nazas y Tayoltita. En este se observan estructuras del sistema de Cuencas y Sierras (Graben Río Chico-Otinapa y Semi-Graben de Rodeo) y del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (Graben de Santiaguillo). Los círculos verdes señalan los afloramientos reportados de rocas pre-cenozoicas. La línea gris punteada representa el contacto entre las unidades pre-cenozoicas y cenozoicas. Se puede considerar que, en conjunto ambos sistemas de falla (CyS y SFSLT), actuaron durante el Oligoceno como una zona de falla normal buzante hacia el SW que desplazó entre 500 y 1000 m a las rocas pre-cenozoicas.

La falla principal del sistema que se muestra en la figura 33 es la del hombro oriental del Graben de Río Chico-Otinapa, pues delimita al bloque más elevado. Las cotas de los afloramientos de rocas pre-cenozoicas (círculos verdes en Figura 33) muestran que hay una diferencia de elevación de ~1000 m entre los afloramientos suroccidentales con respecto a los nororientales. Como se expuso anteriormente, en general todos los sistemas de fallas presentes en esta región tuvieron actividad durante o posterior al Oligoceno temprano y desplazan en conjunto ~1000 m a las rocas pre-cenozoicas, por lo que pudieron haber funcionado como una zona de falla normal de rumbo NNW, cuyo bloque SW experimento un hundimiento vertical aproximado de mil metros (d en Figura 33).

5. PULSOS DE ACTIVIDAD VOLCÁNICA EN LA REGIÓN TEPEHUANES-CANATLÁN

Las edades isotópicas obtenidas en el presente trabajo, junto con las reportadas previamente en la literatura, indican que la mayoría de las rocas volcánicas cenozoicas dentro de la zona de estudio fueron emplazadas durante el Eoceno y el Oligoceno, mientras que las rocas volcánicas con edades del Neógeno al Cuaternario son esporádicas y dispersas (Figuras 34 y 35). En la Figura 34 se muestra la ubicación de los fechamientos realizados durante este trabajo (pentágonos 1) y los disponibles en la literatura, esta figura se elaboró buscando encontrar algún patrón entre los afloramientos de las rocas de distintas edades, y se encontró que no parece existir ningún patrón entre estos. Se observa que la mayoría de las rocas volcánicas máficas reportadas en la literatura están asociadas a, o en las cercanías de las estructuras mayores, y que la única unidad volcánica de composición félsica y edad miocénica reportada en el área se ubica en el suroeste, en Tayoltita. Pueden identificarse dos pulsos principales de actividad volcánica separados por un *hiatus*: un pulso ocurrió durante el Eoceno Temprano-Medio y el otro durante el Eoceno Tardío-Oligoceno temprano (Figura 35). Como ya se dijo anteriormente, después de estos dos pulsos, la actividad volcánica se volvió escasa y esporádica, caracterizándose principalmente por conjuntos de derrames aislados de basaltos con edades del Neógeno al Cuaternario.

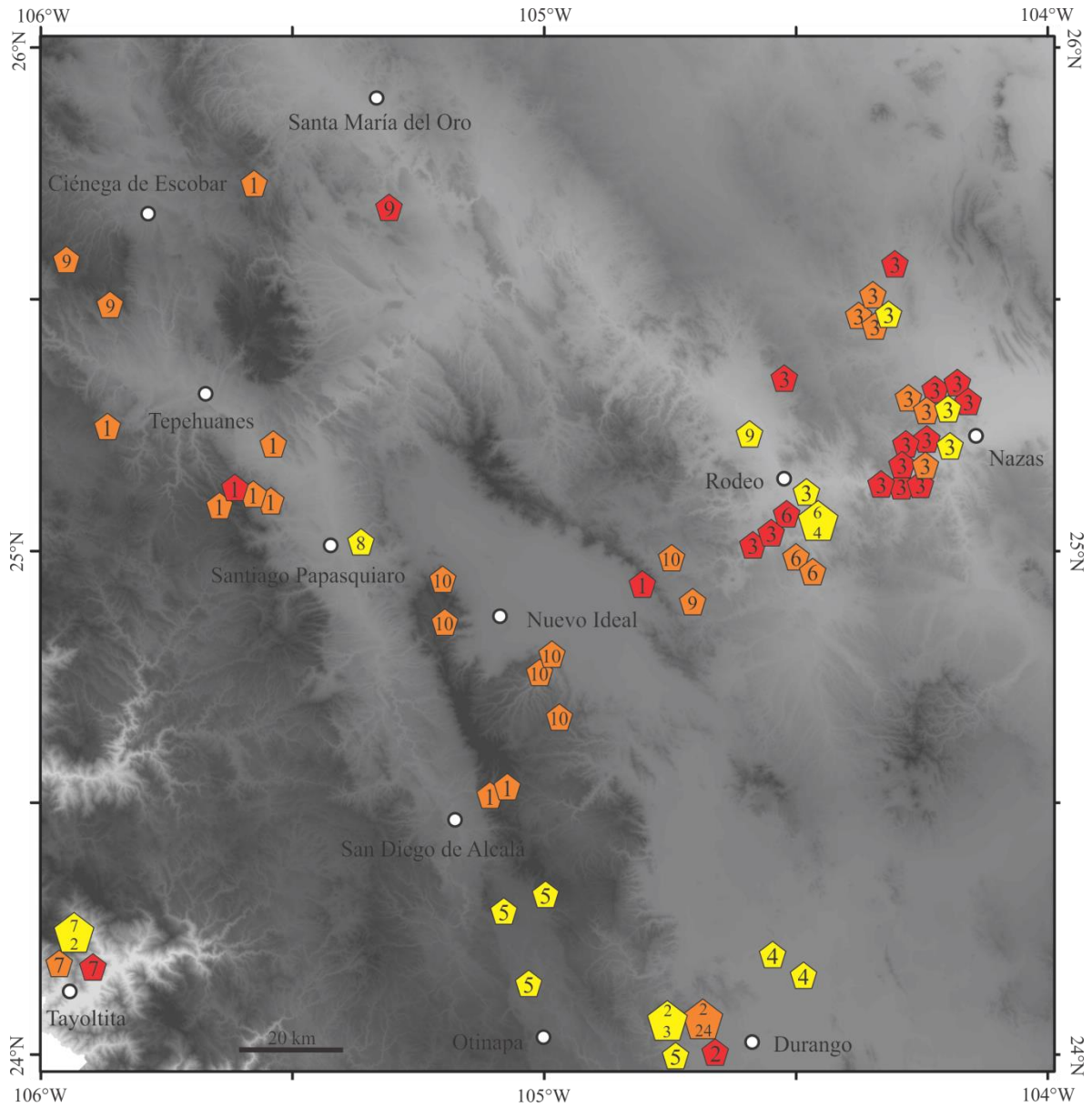


Figura 34. Ubicación de los fechamientos disponibles en la región. En rojo las edades del Eoceno temprano-medio, en naranja las edades del Eoceno tardío-Oligoceno temprano, y en amarillo las rocas con edades del Neógeno al Cuaternario. Los números dentro de los polígonos indican el trabajo en que se reportó el fechamiento: ¹fechamientos obtenidos en el presente trabajo; ²McDowell y Keizer (1977), por no contar con las coordenadas de ubicación de las muestras se marcaron al oeste de Durango y se indica el número de fechamientos reportados por grupos de edad; ³Aguirre-Díaz y McDowell (1991); ⁴Aranda-Gómez *et al.* (1997); ⁵Henry y Aranda-Gómez (2000); ⁶Luhr *et al.* (2001), por la cercanía entre la ubicación de las muestras fechadas por estos autores se utilizó un pentágono de mayores dimensiones indicando el número de fechamientos; ⁷Enríquez y Rivera (2001); ⁸Iriondo *et al.* (2003); ⁹Solé *et al.* (2007); ¹⁰Nieto-Samaniego *et al.* (2012).

Periodo	Epoca	Edad (Ma)	Tayoltita ¹	Rio Chico-Otinapa ²	Santiago Papasquiari ³	Nuevo Ideal ⁴	Durango ⁵	Rodeo ⁶	Nazas ⁷	Otros fechamientos en la región.	
Cenozoico	Cuaternario	Holoceno			Sistema de Fallas San Luis-Tepehuanes						
		Pleistoceno									
	Neogeno	Plioceno	0.01				Basalto Santa Teresa				
		Mioceno	2.58		Hawaiitas 2.3 ± 0.2 Ma 2.5 ± 0.2 Ma						
			5.33								
		Mioceno	T								
			M			Hawaiitas 11.6 ± 0.07 Ma 11.9 ± 0.5 Ma 11.59 ± 0.05 Ma	Fm. Metates 10.95 ± 0.02 Ma		Fm. Metates 12.2 ± 0.6 Ma		
		Oligoceno	T	23.03	Ignimbrita 20.3 ± 0.8 Ma Andesita 24.5 ± 0.9 Ma						
	T		28.4		Rocas volcánicas 29.5 ± 1.1 Ma 29.7 ± 0.6 Ma 29.9 ± 0.7 Ma	Fm. Santiago 33.2 ^{ms/42} Ma	Riolita Coneto Fm. Canatlán 32.2 ± 0.8 Ma	28.8 ± 1.1 Ma G. Rio Chico Sup. G. Rio Chico Inf. Grupo Carpintero Toba El Registro 31.8 Ma			
	T		33.9	Andesita 33.7 ± 0.9 Ma		Ignimbrita Balin Ig. Los Fresnos Ig. Puente Negro	Riolita Morelos Ig. El Molino				
T	37.2				Riolita Venadita Intrusivo Diorítico And. El Cazadero Ignimbrita Altamira 38.7 ± 1.0 Ma	Fm. Los Castillos Andesita Coneto Ignimbrita Altamira 38.7 ± 1.0 Ma					
Paleoceno	Eoceno	M	Riolita 39.9 ± 1.1 Ma								
	T	48.6									
Paleoceno	T	55.8			Ignimbrita Antigua 51.75 ^{(a)11/est} Ma	56.4 ^{(a)10/est} Ma* (riolita)	Andesita Antigua 51.6 ± 1.3 Ma				

Figura 35. Página anterior. Correlación litoestratigráfica regional. ¹Tomada de Enríquez y Rivera (2001). ²Tomada de Henry y Aranda-Gómez (2000). ³Columna litoestratigráfica presentada en este trabajo para el área de Santiago Papasquiario. ⁴Tomada de Nieto-Samaniego *et al.* (2012). ⁵Tomada de McDowell and Keizer (1977). ⁶Tomada de Lhur *et al.* (2001). ⁷Tomada de Aguirre-Díaz y McDowell (1991). ⁸Tomada de Solé *et al.* (2007). ⁹Otros fechamientos realizados en el presente trabajo. Las líneas punteadas representan las fases principales de deformación. Dos fases de deformación extensional fueron reconocidas en la región de Santiago Papasquiario (D1 y D2). *Edad U-Pb obtenida para la muestra de riolita Gm-26 al norte de Nuevo Ideal.

5.1 Pulso del Eoceno Temprano-Medio

El evento del Eoceno temprano-medio se caracterizó por volcanismo principalmente efusivo cuya composición varía de félsica a intermedia. Rocas de este pulso de actividad volcánica han sido reportadas en Tayoltita (Enríquez y Rivera, 2001), Santiago Papasquiario, Nuevo Ideal (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012), Durango (McDowell y Keizer, 1977), Nazas (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991), con edades que van de 56 a 39.9 Ma (Figura 35). Durante el presente trabajo se obtuvo una edad U-Pb de 56.4 +0.50/-0.70 Ma (²⁰⁶Pb/²³⁸U edad promedio, 97.8% confiabilidad, n= 13, Figura 36, Tabla 1, Anexo LA-ICP-MS 11) de una muestra de riolita (muestra Gm-26) ubicada al norte de Nuevo Ideal. En Nazas se ubica el conjunto más grande de rocas del pulso volcánico del Eoceno temprano-medio reportada en la región, con un espesor total de ~ 200 m, se compone principalmente de depósitos piroclásticos, domos riolíticos, y algunos derrames andesíticos aislados (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991, 1993). Los datos disponibles sugieren que este evento de actividad volcánica no fue sincrónico en toda la región, su finalización ocurrió de manera asíncrona, la actividad volcánica de este evento cesó a los 39 Ma en Tayoltita, a los 56 Ma en Nuevo Ideal, a los 51 Ma en Santiago Papasquiario y Durango, a los 42 Ma en Rodeo, mientras que en Nazas terminó hasta los 40 Ma, configurando un hiato diacrónico con el pulso volcánico del Eoceno tardío-Oligoceno temprano (Figura 35).

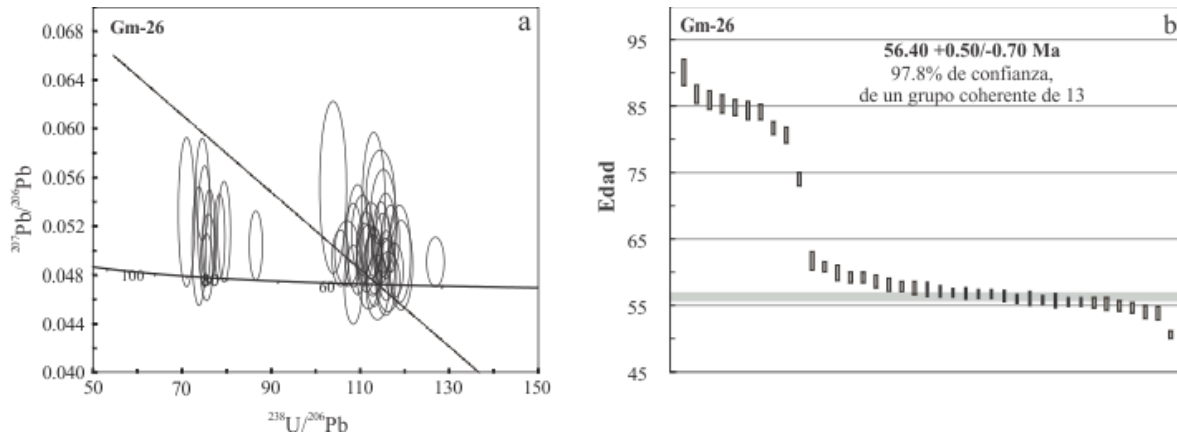


Figura 36. Datos U-Pb obtenidos por LA-ICP-MS de la muestra Gm-26 de una riolita que aflora al norte de Nuevo Ideal, en el hombro noreste del Graben de Santiaguillo. a) Diagrama Tera-Wasserburg que muestra los resultados concordantes obtenidos de la muestra Gm-26. b) Diagrama de edad media ponderada obtenida para la muestra Gm-26.

5.2 Pulso del Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano

La actividad volcánica del Eoceno tardío-Oligoceno temprano comenzó *ca.* 38 Ma y está compuesta por rocas piroclásticas ácidas y en menor medida rocas volcánicas intermedias (Figura 35). En Tayoltita se reportó actividad de este pulso a los 33 Ma (Enríquez y Rivera, 2001), mientras que en Río Chico-Otinapa todas las edades se ubican alrededor de los 29 Ma (Henry y Aranda-Gómez, 2000) (Figura 35). En Santiago Papasquiaro este volcanismo termina en el Oligoceno temprano (33 Ma) (Figura 35). En la región de Nuevo Ideal la edad de la unidad más joven, la riolita Coneto, es desconocida, por lo que no se puede precisar el final de este pulso volcánico en ese lugar (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012) (Figura 35). En Durango esta actividad volcánica alcanza los *ca.* 28 Ma (McDowell y Keizer, 1977), mientras que en Nazas llega a los 29 Ma (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991) (Figura 35). Durante el presente trabajo se encontraron rocas de este pulso volcánico en Santiago Papasquiaro, al este de San Diego de Alcalá, al suroeste de

Tepehuanes y entre Ciénega de Escobar y Santa María del Oro (Figuras 34 y 35). Al este de San Diego de Alcalá se obtuvieron edades U-Pb de ~ 32 Ma para una muestra de riolita (muestra LA-DGO-03) y una muestra de ignimbrita (muestra LA-DGO-05) (Tabla 1). Para una muestra de una ignimbrita en la cima del hombro suroeste del Graben de Tepehuanes se obtuvo una edad U-Pb de 31.5 Ma (muestra SCT-02), mientras que entre Ciénega de Escobar y Santa María del Oro se obtuvo una edad U-Pb de 33.8 ± 0.50 Ma para una muestra de andesita (muestra LA-STP-11) (Tabla 1). En toda la región de estudio afloran rocas de este pulso volcánico compuesto principalmente por rocas piroclásticas, domos riolíticos y algunos derrames andesíticos aislados, con espesores aproximados van de 500 a 800 m (McDowell y Keizer, 1977; Swanson *et al.*, 1978; Aguirre-Díaz y McDowell, 1991, 1993; Aranda-Gómez *et al.*, 1997; Henry y Aranda-Gómez, 2000; Enríquez y Rivera, 2001; Luhr *et al.*, 2001; Solé *et al.*, 2007; Loza-Aguirre *et al.*, 2012; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012). Este evento en Santiago Papasquiaro ocurrió de manera sincrónica con deformación extensional que fue basculando gradualmente las unidades volcánicas a medida que se iban emplazando (Loza-Aguirre *et al.*, 2012). Las rocas del pulso de volcanismo del Eoceno tardío-Oligoceno temprano representan el mayor volumen de rocas volcánicas terciarias de la región. En este pulso predominan los depósitos de origen piroclástico, depósitos que usualmente se consideran ligados a la actividad de calderas, que a su vez están asociadas a cámaras magmáticas someras. Sin embargo, salvo la Caldera de Chupaderos al oeste de Durango (Swanson *et al.*, 1978), no se han reportado calderas en la región que pudieran ser la fuente de todo este conjunto de rocas. Es probable que los conductos por los que fue expulsado todo o la mayor parte de este volumen de roca sean las mismas fallas que formaron a los grabenes, como ya ha sido propuesto para otras regiones del noroeste de México por Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández (2003). Suponiendo que, como lo indica la

diferencia entre los ángulos de basculamiento de las unidades del Eoceno tardío-Oligoceno temprano en Santiago Papasquiari, en la región el volcanismo de este pulso ocurrió de manera sincrónica a extensión, y de existir una relación directa entre la magnitud de la extensión y el volumen de roca expulsado, el evento extensional que ocurrió sincrónicamente al pulso de volcanismo del Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano debió ser el mayor evento extensional que registró esta región.

5.3 Volcanismo durante el Neógeno-Cuaternario

Las lavas de la región con edades del Neógeno-Cuaternario presentan composiciones similares, son basaltos alcalinos-hawaiitas, y han sido asociados a eventos de deformación con dirección de extensión principal que varía de Este a Noreste (Aguirre-Díaz y McDowell, 1993; Henry y Aranda-Gómez, 1992; Aranda-Gómez *et al.*, 1997; Henry y Aranda-Gómez, 2000; Luhr *et al.*, 2001; Aranda-Gómez *et al.*, 2005). Los basaltos del Mioceno temprano-medio están presentes en varias zonas dentro de la región de estudio y se encuentran usualmente asociados a fallas del sistema de Cuencas y Sierras, es posible observar diques alimentadores de estas lavas emplazados en fallas de este mismo sistema sobre la carretera Nuevo Ideal – Santiago Papasquiari (Figura 3) y en otros sitios fuera de esta carretera entre estas dos localidades (Figura 37), como había sido reportado en la porción sur del Graben de Río Chico-Otinapa (Swanson *et al.*, 1978). Los derrames de lava con edades de ~ 2.5 Ma solo se han reportado dentro del graben de Río Chico-Otinapa, en un área comprendida entre San Diego de Alcalá y Otinapa (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Aranda-Gómez *et al.*, 1997; Henry y Aranda-Gómez, 2000) (Figura 38). Las lavas más

recientes, de edad cuaternaria, constituyen el Campo Volcánico de Durango, y afloran sobre la traza del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes y aparecen cortadas por estructuras de este sistema y del sistema de Cuencas y Sierras. Aranda-Gómez *et al.* (1997) reportan fallas con rumbos que varían N11°-60°W y longitudes de 2 a 24 km afectando a lavas del Campo Volcánico de Durango. Este campo volcánico cuaternario constituye el mayor afloramiento de rocas volcánicas máficas del Terciario tardío en la región de estudio. La distribución de los afloramientos de las lavas del Neógeno-Cuaternario, como se aprecia en la Figura 34, pasa de relativamente dispersa y de poca extensión, como las hawaiiitas de Nazas y Rodeo o la Fm. Metates, a concentrado y muy extenso en el Campo Volcánico de Durango. Así, tenemos basaltos del límite Oligoceno-Mioceno asociados a fallas de rumbo NNW en Nazas y Rodeo (Aguirre-Díaz y McDowell, 1993; Luhr *et al.*, 2001), basaltos del límite Mioceno medio-tardío asociados a fallas de rumbo NNW en Santiago Papasquiario, al suroeste de Durango (Swanson *et al.*, 1978; Henry y Aranda-Gómez, 1992; Aranda-Gómez *et al.*, 1997; Henry y Aranda-Gómez, 2000), basaltos del límite Plioceno-Pleistoceno asociados a fallas de rumbo NNW al oeste de Durango (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Aranda-Gómez *et al.*, 1997; Henry y Aranda-Gómez, 2000), afectados posteriormente por fallas de rumbo NNW (Figura 39) y la mayor acumulación de basaltos en la región, sobre la traza de fallas de rumbo NW, siendo afectados por fallas de rumbo NW a NNW (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Aranda-Gómez *et al.*, 1997; Henry y Aranda-Gómez, 2000).



Figura 37. Foto en la que se observa a un dique básico emplazado en una falla normal de rumbo N15°W entre Nuevo Ideal y Santiago Papasquiario (Coordenadas 13R 0471205, 2765723).



Figura 38. Lavas del Plioceno-Pleistoceno (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Aranda-Gómez *et al.*, 1997; Henry y Aranda-Gómez, 2000) sobreyacen al relleno del Graben de Río Chico-Otinapa, al suroeste de San Diego de Alcalá (Coordenadas 13R 0481907, 2703896).



Figura 39. Falla normal de rumbo NNW que corta a lavas del Plioceno-Pleistoceno (fechamientos por Henry y Aranda-Gómez, 2000) y produce desniveles topográficos de hasta 100 m, al suroeste de San Diego de Alcalá.

6. EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LA REGIÓN DE ESTUDIO DURANTE EL CENOZOICO

Las características estratigráficas y las relaciones espaciales de las unidades litoestratigráficas, así como la geometría y relaciones de corte de las diferentes estructuras reconocidas en la región, permiten bosquejar la siguiente evolución geológica:

Posterior al evento compresivo laramídico sobrevino un período de extensión de rumbo NE-SW caracterizado por fallamiento normal, que dio origen a fosas en las que se depositaron sedimentos continentales desde el Paleoceno hasta el Eoceno temprano. Los afloramientos documentados de estas rocas se localizan en Zacatecas (Edwards, 1955; Loza-Aguirre *et al.*, 2008; Escalona-Alcázar, 2012) y Durango (Rogers *et al.*, 1961; Horner y Enríquez, 1999) (Figuras 4 y 5). Dichos sedimentos continentales aparecen intercalados con lavas máficas y depósitos de origen piroclástico, lo que evidencia que desde inicios del Cenozoico existió actividad volcánica (Aranda-Gómez y McDowell, 1998).

Durante el Eoceno temprano-medio sobrevino un evento de actividad volcánica caracterizado por el emplazamiento de derrames de lava de composición félsica e intermedia, con depósitos de origen piroclástico y composición félsica intercalados. Es probable que este evento de actividad volcánica ocurriera sincrónicamente con las últimas fases de la extensión del Paleoceno-Eoceno temprano, pues han sido reportados depósitos piroclásticos del Eoceno temprano-medio intercalados con conglomerados del Paleoceno-Eoceno en Zacatecas (Loza-Aguirre *et al.*, 2008; Escalona-Alcázar, 2012).

Posteriormente, durante el Eoceno medio-tardío sobrevino un período de inactividad volcánica que duro ~ 6 Ma en Tayoltita, ~ 12 Ma en Santiago Papasquiario, ~ 17 Ma en Nuevo Ideal, ~ 20 Ma en Durango, ~ 10 Ma en Rodeo y ~ 6 Ma en Nazas (Figura 35). En algunas zonas hay evidencias de que durante este período de inactividad volcánica ocurrió extensión, pues en Nazas, donde se ha reportado el mayor conjunto de rocas del Eoceno temprano-medio, se reportan mayores basculamientos para estas unidades en comparación con los basculamientos que presentan las unidades posteriores (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991), esto indica que se bascularon antes del depósito de las unidades del Eoceno tardío-Oligoceno temprano. El *hiatus* en la actividad volcánica durante el Eoceno medio-tardío ya había sido reportado en otras localidades de la Mesa Central (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Loza-Aguirre *et al.*, 2008). Anteriormente, Aguirre-Díaz y McDowell (1991), mencionaron la existencia de una evidente discordancia durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano en la región.

Después de este periodo de calma volcánica sucedió un pulso de actividad durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano, caracterizado por un conjunto de flujos piroclásticos y domos de composición félsica, y en menor proporción lavas de composición intermedia (Figura 35). Este pulso de volcanismo no sucedió de manera sincrónica en toda el área, aunque su duración de ~ 5 Ma es consistente en toda la región. El evento de volcanismo del Eoceno tardío-Oligoceno temprano estuvo acompañado de extensión de rumbo ENE que basculó gradualmente a las unidades litológicas de dicho pulso en Santiago Papasquiario. Durante este evento de extensión se formaron el pilar de Ciénega de Escobar-Santa María del Oro (Figura 31) y la parte norte del Graben de Río Chico-Otinapa (entre Santiago Papasquiario y San Diego de Alcalá) (Figura 27), así como el Graben de Tepehuanes

(Figura 22). Este último y el pilar CDE-SMDO presentan un estado de erosión más avanzado que las demás estructuras mencionadas, esto puede deberse a que estas dos estructuras hayan comenzado su evolución en un evento extensional anterior, probablemente durante el Eoceno temprano-medio, o que no experimentaron reactivación posterior a su formación.

Posterior al pulso de volcanismo del Eoceno tardío-Oligoceno temprano sobrevino otro período de inactividad volcánica durante el cual predominó la erosión de las unidades preexistentes. Así, durante el Oligoceno tardío predominó el depósito de epiclastos continentales compuestos principalmente de fragmentos de rocas volcánicas al oeste, en la región entre Tepehuanes y Canatlán, y de fragmentos de rocas volcánicas y sedimentarias marinas al este, en la región entre Santa María del Oro y Rodeo. Mientras ocurrían erosión y depósito, durante el Oligoceno tardío-Mioceno se desarrolló el enlace incipiente entre los grabenes de Tepehuanes y Santiaguillo, fallamiento que cesó antes del derrame de basaltos probablemente del Pleistoceno (Mungía-Rojas *et al.*, 2000) que aparecen cubriendo algunas de estas fallas (Figura 25).

Durante el Neógeno-Cuaternario continuó la actividad volcánica en la región, pero con características muy diferentes a la ocurrida durante el Eoceno y Oligoceno. La actividad volcánica del Neógeno-Cuaternario fue esporádica y aislada, los derrames de basalto que la caracterizan se han asociado a eventos de extensión (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Aranda-Gómez *et al.*, 1997; Henry y Aranda-Gómez, 2000). Dado que su presencia es relativamente puntual, estos derrames pudieran estar asociados a fases locales de extensión. Así, los basaltos de principios del Mioceno de la región de Rodeo-Nazas señalan un período de actividad extensional en las estructuras de dicha región, como el

graben de Rodeo. El basalto Metates de finales del Mioceno medio-principios del Mioceno tardío reportado en Santiago Papasquiari, así como en el sector sur del Graben de Río Chico-Otinapa (GRCO) y cercanías de Durango, señala una segunda fase de actividad del GRCO, en la que hubo desplazamiento en las fallas que forman esta estructura dentro del área de estudio, desde Santiago Papasquiari hasta Otinapa. Los basaltos del límite Neógeno-Cuaternario reportados dentro del GRCO entre San Diego de Alcalá y Otinapa marcan la ocurrencia de una tercera fase de actividad extensional en esta estructura, evento que pudo haber continuado posteriormente al emplazamiento de las lavas, pues al suroeste de San Diego de Alcalá aparece uno de estos derrames cortado por una falla de rumbo NNW (Figura 39). Los eventos más recientes son el emplazamiento del Campo Volcánico de Durango durante el Cuaternario al noreste de Durango sobre la traza del Sistema de Fallas San Luis-Tepahuanes y una extensión que generó fallas de rumbo NNW y NW que cortan a los derrames de este campo volcánico (Figura 12), teniéndose además el registro histórico e instrumental de actividad sísmica en toda la región de estudio (Nieto-Samaniego *et al.* 2012).

7. CONCLUSIONES

El en área entre Tepehuanes y Canatlán, y zonas vecinas, ocurrieron deformación extensional y volcanismo durante el Cenozoico. La fase extensional más antigua ocurrió durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano, caracterizada por fallamiento de rumbo NW a NNW, lo que señala una dirección de extensión NE a ENE. Esta fase fue la de mayor magnitud de extensión registrada en la región y generó una topografía de fosas y pilares. Durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano ocurrió una segunda fase de actividad extensional de menor magnitud en comparación con la fase del Eoceno tardío-Oligoceno temprano. Esta segunda fase generó y reactivó algunas fallas de los sistemas de fallas San Luis-Tepehuanes y Río Chico-Otinapa, como las que aparecen cortando a la formación Santiago depositada en la fosa formada en la fase anterior, por lo que se considera una dirección de extensión NE a ENE. Ocurrió una tercera fase de deformación extensional caracterizada por fallas de poco desplazamiento con un rumbo principal NW, y en menor medida NNW, que afectan a derrames de lava del Cuaternario. La orientación de las estructuras señala una dirección de extensión NE. Esta fase continúa activa en la actualidad, pues existe registro de sismicidad local en la región (Yamamoto, 1993; García-Acosta y Suárez-Reynoso, 1996; Barajas-Gea, 2008; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012).

En cuanto a la actividad volcánica en la región, esta ocurrió en tres pulsos: Eoceno temprano-medio, Eoceno tardío-Oligoceno temprano, Neógeno-Cuaternario. De estos sobresalen dos pulsos principales, por su volumen y extensión, separados por un *hiatus* en la actividad volcánica. El primer pulso ocurrido durante el Eoceno temprano-medio se

caracterizó por volcanismo efusivo félsico a intermedio, intercalado con algunos depósitos piroclásticos félsicos. Para las rocas de este pulso se han reportado espesores menores a 500 m, y fechamientos isotópicos que arrojaron edades de entre 39 y 56 Ma (Swanson *et al.*, 1978; Aguirre-Díaz y McDowell, 1991; Enríquez y Rivera, 2001; Luhr *et al.*, 2001; Loza-Aguirre *et al.*, 2012; y fechamientos U-Pb reportados en la presente tesis), que indican que este pulso tuvo una duración máxima de ~15 Ma. El segundo pulso de actividad volcánica ocurrió durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano y se caracterizó por depósitos piroclásticos de composición félsica, con algunos derrames de lava félsica a intermedia intercalados. Para las rocas de este pulso volcánico se han reportado espesores mayores a 500 m, y fechamientos isotópicos que arrojaron edades de entre 38 y 27 Ma (Swanson *et al.*, 1978; Aguirre-Díaz y McDowell, 1991, 1993; Henry y Aranda-Gómez, 1992; Aranda-Gómez *et al.*, 1997; Henry y Aranda-Gómez, 2000; Enríquez y Rivera, 2001; Luhr *et al.*, 2001; Solé *et al.*, 2007; Barajas-Gea, 2008; Loza-Aguirre *et al.*, 2012; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012; y fechamientos U-Pb reportados en la presente tesis), que indican que este pulso del Eoceno tardío-Oligoceno temprano tuvo una duración máxima de ~ 10 Ma. El *hiatus* que separa a estos dos pulsos de actividad volcánica tuvo una duración promedio de ~ 12 Ma, variando en las distintas localidades entre 6 y 20 Ma de duración. Durante el Neógeno-Cuaternario la actividad volcánica se caracterizó por derrames y diques de lava máfica. Estos se presentan de manera aislada con espesores reportados reducidos, menores de 30 m, y fechamientos isotópicos que se pueden agrupar en cuatro grupos: uno a los 24-22 Ma, un segundo a los 12-10 Ma, el tercero alrededor de los 2.5 Ma y el cuarto <1 Ma (Albritton, 1958; Swanson *et al.*, 1978; Henry y Aranda-Gómez, 1992; Aguirre-Díaz y McDowell, 1993; Aranda-Gómez *et al.*, 1997[y citas en dicho trabajo]; Henry y Aranda-Gómez, 2000; Luhr *et al.*, 2001; Iriondo *et al.*, 2004; Solé *et al.*, 2007). Rocas del primer grupo están

reportadas principalmente en el área de Rodeo-Nazas (Aguirre-Díaz y McDowell, 1993; Luhr *et al.*, 2001), las del segundo y tercer pulso están reportadas dentro o en la vecindad del GRCO (Swanson *et al.*, 1978; Henry y Aranda-Gómez, 1992; Aranda-Gómez *et al.*, 1997[y citas en dicho trabajo]; Henry y Aranda-Gómez, 2000; Iriondo *et al.*, 2004), mientras que las del cuarto pulso de volcanismo máfico se reportan sobre la traza del SFSLT (Albritton, 1958; Henry y Aranda-Gómez, 1992; Aranda-Gómez *et al.*, 1997[y citas en dicho trabajo]; Henry y Aranda-Gómez, 2000; Iriondo *et al.*, 2004).

Después del pulso de actividad volcánica del Eoceno tardío-Oligoceno temprano y antes del emplazamiento del volcanismo del Mioceno se depositaron en las depresiones de origen tectónico conglomerado y arenisca producto de la erosión de las rocas volcánicas y sedimentarias anteriores. En Santiago Papasquiaro estos depósitos poseen un grado de litificación mayor que los del Neógeno-Cuaternario, lo que puede servir para diferenciarlos en el campo, cuando su posición estratigráfica no es evidente.

Los datos e interpretaciones presentados en esta tesis concuerdan con algunos datos e interpretaciones reportadas en otras regiones del país al norte de la Faja Volcánica Transmexicana. Esto es, que durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano ocurrió la fase principal de deformación extensional que afectó esta parte del país y que después de esta ocurrieron algunas otras fases más, pero de menores magnitudes (Aguirre-Díaz y McDowell, 1993; Nieto-Samaniego *et al.*, 1997; Aranda-Gómez y McDowell, 1998; Ferrari *et al.*, 2002; Xu *et al.*, 2004; Ferrari *et al.*, 2005; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Barajas-Gea, 2008; Loza-Aguirre, 2005; Loza-Aguirre *et al.*, 2008; Tristán-González *et al.*, 2009; Loza-Aguirre *et al.*, 2012; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012). El volcanismo Cenozoico ocurrió principalmente durante el Eoceno-Oligoceno (McDowell y Keizer, 1977; Swanson *et al.*,

1978; Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1981; McDowell y Clabaugh, 1981; Aguirre-Díaz y McDowell, 1991; Ferrari *et al.*, 2002; Ferrari *et al.*, 2005; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Loza-Aguirre *et al.*, 2008; Tristán-González *et al.*, 2009; Loza-Aguirre *et al.*, 2012; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012), en dos pulsos separados por un *hiatus* (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Loza-Aguirre *et al.*, 2008; Loza-Aguirre *et al.*, 2012), teniendo un volumen mayor los productos del segundo, y que después de estos dos pulsos de composición predominantemente félsica, en el Neógeno-Cuaternario, la actividad volcánica se volvió esporádica, caracterizada por volúmenes reducidos y una composición máfica predominante (McDowell y Clabaugh, 1981; Aranda-Gómez *et al.*, 2005; Ferrari *et al.*, 2005; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre-Díaz, G.J., McDowell, F.W., 1991, The volcanic section at Nazas, Durango, Mexico, and the possibility of widespread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental: *Journal of Geophysical Research*, 96(B8), 13,373-13,388.
- Aguirre-Díaz, G. J., McDowell, F. W., 1993, Nature and timing of faulting and synextensional magmatism in the southern Basin and Range, central-eastern Durango, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 105(11), 1435-1444.
- 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.
- Albritton, Jr., C.C., 1958, Quaternary Stratigraphy of the Guadiana Valley, Durango, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 69(10), 1197-1216.
- Aranda-García, M., Gómez-Luna, M.A., Contreras y Montero, B., 1987, El Jurásico Superior (Kimmeridgiano-Tithoniano) en el área de Santa María del Oro, Durango, México: *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, 1(1), 75-87.
- Aranda-García, M., Quintero, O., Martínez-Hernández, E., 1988, Palinomorfos del Jurásico Temprano de la Formación Gran Tesoro, Santa María del Oro, Durango: *Revista Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 7(1), 112-115.
- Aranda-Gómez, J.J.; Hendry, 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, *en* 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: Mexico, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Excursión 11, 41-84.
- Aranda-Gómez, J.J., McDowell, F.W., 1998, Paleogene Extension in the Southern Basin and Range Province of Mexico: Syndepositional Tilting of Eocene Red Beds and Oligocene Volcanic Rocks in the Guanajuato Mining District: *International Geology Review*, 40(2), 116-134.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T.B., Valdez-Moreno, G., Chavez-Cabello, G., 2005, El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: una revisión: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 187-225.
- Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R., McDowell, F.W., Vassallo-Morales, L.F., Ortega-Rivera, M.A., Solorio-Mungía, J.G., Aguillón-Robles, A., 2007, The relationships between volcanism and extension in the Mesa Central: the case of Pinos, Zacatecas, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(2), 216-233.
- Araujo-Mendieta, J., Arenas-Partida, R., 1986, Estudio tectónico-sedimentario, en el mar mexicano, estados de Chihuahua y Durango: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 47(2), p. 43-87.
- Armenta-Román, R., Guereca-Meza, R., 2000, Carta Geológico-Minera Donato Guerra, G13-D62, escala 1:50,000: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.
- Barajas-Gea, C.I., 2008, Estudio de la deformación cenozoica y sismicidad en la región de Canatlán, Durango: Querétaro, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Tesis de Maestría, 130 pp.

- Barboza-Gudiño, J.R., Tristán-González, M., Torres-Hernández, J.R., 1998, The Late Triassic-Early Jurassic active continental margin of western North America in northeastern Mexico: *Geofísica Internacional*, 37(4), 283-292.
- Barboza-Gudiño, J.R., Hoppe, M., Gómez-Anguiano M. y Martínez-Macías P.R., 2004, Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(3), 299-319.
- 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.
- Barboza-Gudiño, J.R., Orozco-Esquivel, M.T., Gómez-Anguiano, M., Zavala-Monsiváis, A., 2008, The Early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 25, 49-63.
- 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, *en* *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*, C. Bartolini, R.T., Buffer, and J. Blickwede, eds., AAPG Memoir 79, 79-82.
- Burckhardt, C., 1906, Sobre el descubrimiento del Triásico marino en Zacatecas: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 2, 43-45.
- Cantú-Chapa, A., 1969, Una nueva localidad Triásico Superior en México: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 1(2), 71-72.
- Carrillo-Bravo, J., 1971, La Plataforma Valles San Luis Potosí: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 23(1-6), 1-117.

- Carrillo-Bravo, J., 1982, Exploración Petrolera de la Cuenca Mesozoica del Centro de México: Boletín de la 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(2), 244-260.
- Chávez-Rangel, F.J., Hernández-Loredo, A., Castro-Rodríguez, M. G., 2003, Carta Geológico-Minera Pico de Teyra, G13-D69, escala 1: 50,000: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.
- Contreras-Montero, B., Martínez-Cortes, A., Gómez-Luna, M. E., 1988, Bioestratigrafía y Sedimentología del Jurásico Superior en San Pedro del Gallo, Durango, México: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 20(3), 5-49.
- Cruz-Pérez, R., Herrera-Monreal, J.C., 2001, Carta Geológico-Minera San Juan del Rio, G13-D52, escala 1:50,000: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.
- Córdoba, D.A., 1988, Estratigrafía de las rocas volcánicas de la región entre Sierra de Gamón y Laguna de Santiaguillo, estado de Durango: Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 7(2), 136-147.
- Edwards, J. D., 1955, Studies of some Early Tertiary red conglomerates of Central Mexico: United States Geological Survey Professional Paper, 264-H, 183.
- Eguiluz, de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53(1), 1-26.

- Enríquez, E., Rivera, R., 2001, Timing of magmatic and hydrothermal activity in the San Dimas District, Durango, Mexico: Society of Economic Geologists, Special Publication 8, 33-38.
- Escalona-Alcázar, F.J., Suárez-Plascencia, C., Pérez-Román, A.M., Ortiz-Aceved, O., Bañuelos-Álvarez, C., 2003, La secuencia volcánica terciaria del cerro La Virgen y los procesos geomorfológicos que generan riesgo en la zona conurbada Zacatecas-Guadalupe: *Geos*, 23(1), 2-16.
- 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., Carrillo-Castillo, C., García y Barragán, J.C., Solari, L., García-Sandoval, P., Nuñez-Peña, E.P., Bluhm-Gutiérrez, J., 2012, Edades U-Pb, distribución de facies y procedencia del Conglomerado Zacatecas: *Geos*, 32(1), 137, 348p.
- 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), 17-1 – 17-24.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 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*, Volumen

conmemorativo del centenario, *Temas selectos de la geología mexicana*, 57(3), 343-378.

Freydier, C., Martínez- R., J., Lapierre, H., Tardy, M. Coulon, C., 1996, The early Cretaceous Arperos Basin (western Mexico), Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center: *Tectonophysics*, 259, 343-367.

García-Acosta, V., Suárez-Reynoso, G., 1996, *Los sismos en la historia de México: Fondo de Cultura Económica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ediciones Científicas Universitarias, Texto Científico Universitario, Tomo I*, 718 pp.

Henry, C.D., Aranda-Gómez, J.J., 2000, Plate interactions control middle – late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range: *Tectonophysics*, 318, 1-26.

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: *Geological Society of America, Special Paper 374*, 237-273.

Horner, J. T., Enriquez, E., 1999, Epithermal precious metal mineralization in a strike-slip corridor: The San Dimas District, Durango, México: *Economic Geology*, 94, 1375-1380.

Imlay, R.W., 1938, *Studies of the Mexican Geosyncline: Geological Society of America Bulletin*, 49, 1551-1594.

- Iriondo, A., Kunk, M.J., Winick, J.A., CRM, 2003, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating Studies of Minerals and Rocks in various areas in Mexico: USGS/CRM Scientific Collaboration (Part I), USGS Open-File Report 03-020, on-line edition.
- Iriondo, A., Kunk, M.J., Winick, J.A., CRM, 2004, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating Studies of Minerals and Rocks in various areas in Mexico: USGS/CRM Scientific Collaboration (Part II), USGS Open-File Report 04-1444, on-line edition.
- Labarthe-Hernández, G., Jiménez-López, L.S., 1992, Características físicas y estructura de lavas e ignimbrita riolíticas en la Sierra de San Miguelito, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 114, 31 p.
- Labarthe-Hernández, G., Jiménez-López, L.S., 1994, Geología de la porción sureste de la Sierra de San Miguelito S.L.P. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto Geología, Folleto técnico 120, 34 p.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., 1981, Cartografía Geológica Hoja Santa María del Río: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 67, 32p.
- Lang, B., Steinitz, G., Sawkins, F. J., Simmons, S. F., 1988, K-Ar Age Studies in the Fresnillo Silver District, Zacatecas, Mexico: Economic Geology, 83, 1642-1646.
- López-Doncel, R., 2003, La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, centro-noreste de México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 20(1), 1-19.

- López-Infanzón, M., 1986, Estudio petrogenético de las rocas ígneas de las Formaciones Huizachal y Nazas: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 47, 1-12.
- Loza-Aguirre, I., 2005, Estudio Estructural de la actividad Cenozoica del Sistema de Fallas San Luis-Tepehuanes en la región de Zacatecas-San José de Gracia: Cd. Madero, México, Instituto Tecnológico de Ciudad Madero, Tesis de Licenciatura, 101.
- Loza-Aguirre, I., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Iriando, A., 2008, Relaciones estratigráfico-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.
- Loza-Aguirre, I., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Ortega-Obregón, C., 2012, Cenozoic volcanism and extension in northwestern Mesa Central, Durango, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64(2), 243-263.
- Luhr, J.F., Henry, C.D., Housh, T.B., Aranda-Gómez, J.J., McIntosh, W.C., 2001, Early extensión and associated mafic alkalic volcanism from the southern Basin and Range Province: Geology and petrology of the Rodeo and Nazas volcanic fields, Durango, México: *Geological Society of America Bulletin*, 113(6), 760-773.
- 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(6), 597-617.

- 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(10), 1479-1487.
- McDowell, F.W., Clabaugh, S. E., 1981, The igneous history of the Sierra Madre Occidental and its relation to the tectonic evolution of western Mexico: Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 5(2), 195-205.
- McGehee, R., 1976, Las rocas metamórficas del arroyo de La Pimienta, Zacatecas, Zac.: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana 37(1), 1-10.
- Mortensen, J. K., Hall, B. V., Bissig, T., Friedman, R. M., Danielson, T., Oliver, J., Rhys, D. A., and Ross, K. V., 2003, U-Pb zircon age and Pb isotopic constrains on the age and origin of volcanogenic massive sulfide deposits in the Guerrero terrane of central Mexico, *en.*: 99th Annual Meeting Cordilleran Section: Geological Society of America, Abstracts with Programs, 35, 61-62.
- Mungía-Rojas, P., García-Padilla, J.L., Armenta-Román, R., Cruz-Pérez, R., Camacho, J.M., De Santiago-Céspedes, J., 1998, Carta Geológico-Minera Durango G13-11, escala 1:250,000: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.
- Mungía-Rojas, P., García-Padilla, J.L., Armenta-Román, R., Camacho, J.M., 2000, Carta Geológico-Minera Santiago Papasquiario, G13-8, escala 1:250,000: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.

- 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(1), 13-25.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz Alvarez, S.A., Camprubí, A., 2005, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario, 57(3), 285-317.
- Nieto-Samaniego, A.F., Barajas-Gea, C.I., Gómez-González, J.M., Rojas, A., Alaniz-Álvarez, S.A., Xu, S., 2012, Geología, evolución estructural (Eoceno al actual) y eventos sísmicos del Graben de Santiaguillo, Durango, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 19(1), 115-130.
- Ortner, H., Reiter, F., Acs, P., 2002, Easy handling of tectonic data: the programs TectonicVB for Mac and TectonicsFP for Windows, *Computers and Geosciences*, 28(10), 1193-1200.
- Pantoja-Alor, J., 1963, Hoja San Pedro del Gallo 13R-k(3), Estado de Durango: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Cartas Geológicas de México serie 1:100,000*, 1 mapa con texto.
- Ranson, W.A., Fernández, L.A., Simmons, W.B. Jr., Enciso de la Vega, S., 1982, Petrology of the Metamorphic rocks of Zacatecas, Zac., Mexico: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 43(1), 37-59.

- Rogers, C. L., de Cserna, Z., Tavera-Amezcuca, E., Van-Vloten, R., Ojeda-Rivera, J., 1961, Reconocimiento Geológico y depósitos de fosfatos del norte de Zacatecas y áreas adyacentes en Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí: Consejo de Recursos Naturales no Renovables, México, Boletín, 56.
- Roldán-Quintana, J., 1968, Estudio geológico de reconocimiento de la región de Peñón Blanco, estado de Durango: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 31(2), 79-105.
- Rosendahl, B.R., 1987, Architecture of continental rifts with special reference to East Africa: Annual Reviews Earth and Planetary Science, 15, 445-503.
- Silva-Romo, G., 1993, Estudio de la estratigrafía y estructuras tectónicas de la Sierra de Salinas, edos. de S.L.P. y Zac.: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Tesis de maestría, p.
- Silva-Romo, G., Arellano-Gil, J., Mendoza-Rosales, C.C., 1994, El abanico submarino triásico de la Mesa Central (resumen): *en* Sociedad Geológica Mexicana, 12a Convención Geológica Nacional, 171-172.
- 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.
- Spang, J.H., 1972, Numerical Method for dynamic analysis of calcite twin lamellae: Geological Society of America Bulletin, 83(3), 647-472.

- Swanson, E.R., Keizer, R.P., Lyons, J.I., Clabaugh, S.E., 1978, Tertiary volcanism and caldera development near Durango City, Sierra Madre Occidental, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 89(7), 1000-1012.
- Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J.B., Mercier De Lepinay, B., Beck, C., 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, 230(1-2), 49-73.
- Tristán-González, M., 1986, Estratigrafía y tectónica del Graben de Villa de Reyes, en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 107, 91 p.
- Tristán-González, M., 2008, Evolución tectono-volcánica durante el Paleógeno en la porción sur-oriental de la Mesa Central: Querétaro, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Tesis Doctoral, 207 p.
- Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., Torres-Hernández, J.R., Bellón, H., 2009, 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(1-2), 136-152.
- 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 de la Sociedad Geológica Mexicana, 64(3), 353-367.
- Velez-Scholvink, 1990, Modelo transcurrente en la evolución tectónico-sedimentaria de México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 40(2), 1-35.

- 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.
- Xu, S.S., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2004, Tilting mechanisms in domino faults of the Sierra de San Miguelito, central Mexico: *Geologica Acta*, 2(3), 189-201.
- Yamamoto, J., 1993, Actividad microsísmica en el área de Canatlán, Durango y su relación con la geología regional: *Geofísica Internacional*, 32(3), 501-510.

ANEXO LA-ICP-MS

Anexo LA-ICP-MS 1. Datos U-Pb en circones de la muestra IL-BUFA de la riolita La Bufa (Loza-Aguirre *et al.*,(2008).

Disparo	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	RELACIONES CORREGIDAS								Rho	EIDADES CORREGIDAS (Ma)								Best age (Ma)	±1s
				$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	±1s	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	±1s	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	±1s	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	±1s		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	±1s	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	±1s	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	±1s	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	±1s		
51	5270	1002	0.17	0.05449	0.00336	0.04962	0.00328	0.00661	0.00007	0.00206	0.00006	0.43	42.4	0.5	49	3	391	140	42	1	42	1
40	3678	897	0.22	0.04666	0.00084	0.04292	0.0009	0.00667	0.00005	0.00212	0.00004	0.48	42.9	0.3	42.7	0.9	32	37	42.9	0.8	43	0
23	2443	705	0.26	0.04908	0.00338	0.04566	0.00331	0.00675	0.00006	0.00213	0.00011	0.28	43.3	0.4	45	3	152	144	43	2	43	0
18	2973	1330	0.40	0.04818	0.00153	0.04483	0.00157	0.00675	0.00006	0.00214	0.00003	0.32	43.4	0.4	45	2	108	68	43.2	0.5	43	0
30	1199	481	0.36	0.04624	0.00111	0.04328	0.00121	0.00679	0.00006	0.00217	0.00005	0.46	43.6	0.4	43	1	10	44	44	1	44	0
14	2775	545	0.18	0.05511	0.01161	0.05169	0.0114	0.0068	0.00013	0.00212	0.00051	0.19	43.7	0.8	51	11	417	411	43	10	44	1
45	5172	1234	0.22	0.05856	0.01641	0.05492	0.01632	0.0068	0.0002	0.00211	0.00062	0.22	44	1	54	16	551	543	43	13	44	1
29	3568	758	0.19	0.05088	0.00158	0.0486	0.00166	0.00693	0.00006	0.00218	0.00003	0.43	44.5	0.4	48	2	236	67	44.1	0.6	45	0
38	2311	300	0.12	0.0478	0.00072	0.04572	0.0008	0.00693	0.00006	0.00246	0.00006	0.51	44.5	0.4	45.4	0.8	89	33	50	1	45	0
46	2435	541	0.20	0.04705	0.00101	0.04503	0.0011	0.00694	0.00006	0.00221	0.00004	0.42	44.6	0.4	45	1	52	47	44.6	0.7	45	0
54	2335	888	0.34	0.04622	0.0012	0.04487	0.0013	0.00704	0.00006	0.00225	0.00006	0.41	45.2	0.4	45	1	9	52	45	1	45	0
24	2858	1272	0.40	0.05732	0.00103	0.05584	0.00112	0.00711	0.00006	0.00278	0.00005	0.44	45.7	0.4	55	1	504	37	56	1	46	0
27	1600	785	0.44	0.04948	0.00244	0.04868	0.00256	0.00714	0.00006	0.00226	0.00003	0.3	45.8	0.4	48	2	170	105	45.5	0.7	46	0
47	2306	839	0.33	0.05976	0.00557	0.05959	0.00601	0.00723	0.00012	0.00223	0.00005	0.42	46.4	0.8	59	6	595	207	45.1	1	46	1
11	1461	274	0.17	0.04882	0.00547	0.04907	0.00585	0.00729	0.0001	0.00231	0.00036	0.39	46.8	0.7	49	6	139	243	47	7	47	1
41	1169	646	0.50	0.04928	0.00099	0.04968	0.00109	0.00733	0.00006	0.00222	0.00004	0.4	47.1	0.4	49	1	161	47	44.8	0.8	47	0
33	868	289	0.30	0.04818	0.00121	0.04939	0.00146	0.00744	0.00008	0.00236	0.00003	0.43	47.8	0.5	49	1	108	54	47.6	0.5	48	1
52	986	659	0.60	0.06254	0.00761	0.06494	0.00826	0.00753	0.00009	0.00231	0.00004	0.21	48.4	0.6	64	8	693	270	46.7	0.8	48	1
28	775	260	0.30	0.04738	0.00123	0.05075	0.00139	0.00773	0.00007	0.00251	0.00005	0.32	49.6	0.4	50	1	68	55	51	1	50	0
34	617	324	0.47	0.05412	0.00269	0.05822	0.00299	0.0078	0.00007	0.00244	0.00003	0.18	50.1	0.5	57	3	376	105	49.2	0.5	50	1
53	883	368	0.38	0.04607	0.00078	0.05151	0.00115	0.00811	0.0001	0.00269	0.00011	0.45	52.1	0.6	51	1	1	33	54	2	52	1
12	407	182	0.40	0.04617	0.00451	0.05203	0.00532	0.00817	0.00014	0.00261	0.00023	0.2	52.5	0.9	52	5	7	198	53	5	53	1
10	1064	324	0.27	0.05176	0.00378	0.06038	0.00446	0.00836	0.00009	0.00265	0.00006	0.15	53.7	0.6	60	4	275	165	53	1	54	1
21	519	252	0.44	0.05787	0.0033	0.06953	0.00404	0.00851	0.00009	0.00381	0.00024	0.19	54.6	0.6	68	4	525	118	77	5	55	1
42	266	136	0.46	0.062	0.01142	0.07924	0.01538	0.00927	0.00022	0.00285	0.00013	0.23	59	1	77	14	674	407	58	3	59	1

26	2635	741	0.25	0.04885	0.00059	0.08361	0.0012	0.01239	0.0001	0.00606	0.0001	0.54	79.4	0.6	82	1	141	26	122	2	79	1
35	410	160	0.35	0.05063	0.00096	0.18405	0.00377	0.02637	0.0002	0.00825	0.00013	0.38	168	1	172	3	224	41	166	3	168	1

Anexo LA-ICP-MS 2. Datos U-Pb en circones de la muestra Fres-B de la ignimbrita Antigua.

Spot number	CORRECTED RATIOS										CORRECTED AGES (Ma)											
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$\pm 1\sigma$	Rho	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$\pm 1\sigma$	Best age (Ma)	$\pm 1\sigma$
35	866	346	0.37	0.05286	0.00357	0.0476	0.00371	0.00653	0.00012	0.00205	0.00004	0.52	42	0.8	47	4	323	147	41.3	0.8	42	1
51	643	633	0.92	0.05047	0.00217	0.05205	0.00232	0.00751	0.00009	0.00233	0.00005	0.26	48.2	0.6	52	2	217	99	47	1	48	1
30	1701	1547	0.85	0.04731	0.0009	0.04976	0.00112	0.00764	0.00009	0.00231	0.00004	0.53	49.1	0.6	49	1	65	41	46.6	0.8	49	1
22	1939	2271	1.09	0.04703	0.00085	0.05018	0.00106	0.00774	0.00009	0.00238	0.00004	0.52	49.7	0.6	50	1	51	38	48	0.8	50	1
20	856	707	0.77	0.0492	0.00143	0.0527	0.00167	0.00779	0.0001	0.0024	0.00004	0.4	50	0.6	52	2	157	63	48.5	0.8	50	1
44	309	207	0.62	0.04898	0.00186	0.05312	0.00212	0.00789	0.00009	0.00257	0.00007	0.31	50.7	0.6	53	2	147	83	52	1	51	1
14	261	179	0.64	0.04967	0.00223	0.05415	0.00276	0.00791	0.0001	0.0025	0.00003	0.33	50.8	0.6	54	3	180	102	50.4	0.7	51	1
27	497	390	0.73	0.04747	0.00133	0.05186	0.0016	0.00792	0.0001	0.00242	0.00005	0.42	50.9	0.6	51	2	73	59	49	1	51	1
54	516	474	0.86	0.05153	0.00165	0.05612	0.00196	0.00793	0.00011	0.00247	0.00005	0.4	50.9	0.7	55	2	265	74	50	1	51	1
38	397	292	0.68	0.0522	0.00214	0.05734	0.00247	0.00796	0.0001	0.00248	0.00005	0.31	51.1	0.6	57	2	294	89	50	1	51	1
28	501	390	0.72	0.04653	0.00158	0.05101	0.00188	0.00798	0.00011	0.00241	0.00005	0.39	51.2	0.7	51	2	25	65	49	1	51	1
45	268	162	0.56	0.05215	0.00209	0.05715	0.00246	0.00797	0.00013	0.00238	0.00008	0.37	51.2	0.8	56	2	292	87	48	2	51	1
15	504	416	0.77	0.0514	0.00255	0.05665	0.00317	0.00799	0.0001	0.00251	0.00003	0.3	51.3	0.7	56	3	259	114	50.8	0.6	51	1
46	395	349	0.82	0.05155	0.00253	0.05654	0.00288	0.008	0.00011	0.00246	0.00005	0.27	51.4	0.7	56	3	266	107	50	1	51	1
40	484	345	0.66	0.05034	0.00166	0.05536	0.00201	0.00804	0.00012	0.00252	0.00005	0.42	51.6	0.8	55	2	211	72	51	1	52	1
42	514	425	0.77	0.04964	0.00154	0.05489	0.00182	0.00804	0.0001	0.00252	0.00005	0.35	51.6	0.6	54	2	178	68	51	1	52	1
39	187	106	0.53	0.0552	0.00243	0.06091	0.00287	0.00806	0.00014	0.00243	0.00007	0.36	51.7	0.9	60	3	420	94	49	1	52	1
29	415	310	0.69	0.05201	0.00161	0.05801	0.00195	0.00807	0.0001	0.00248	0.00007	0.39	51.8	0.6	57	2	286	66	50	1	52	1
26	432	288	0.62	0.04909	0.00137	0.05467	0.00169	0.00808	0.00011	0.0026	0.00005	0.43	51.9	0.7	54	2	152	61	52	1	52	1
10	830	725	0.81	0.04667	0.00107	0.05213	0.00135	0.00809	0.0001	0.00246	0.00004	0.47	51.9	0.6	52	1	32	45	49.7	0.8	52	1
48	305	192	0.59	0.054	0.00205	0.05927	0.0024	0.0081	0.00011	0.00268	0.00007	0.35	52	0.7	58	2	371	82	54	1	52	1
8	375	284	0.71	0.05269	0.00174	0.05857	0.00212	0.00811	0.00012	0.00252	0.00005	0.41	52.1	0.8	58	2	315	72	51	1	52	1
23	225	128	0.53	0.05282	0.00248	0.05931	0.00294	0.00813	0.00013	0.00254	0.00007	0.32	52.2	0.8	59	3	321	100	51	1	52	1
21	294	199	0.63	0.05102	0.00184	0.057	0.0022	0.00814	0.00011	0.00247	0.00007	0.36	52.3	0.7	56	2	242	77	50	1	52	1

47	226	140	0.58	0.05329	0.00245	0.05962	0.0029	0.00818	0.00013	0.00258	0.00008	0.33	52.5	0.8	59	3	341	99	52	2	53	1
33	252	201	0.74	0.05041	0.00207	0.05654	0.00243	0.00822	0.00011	0.00251	0.00006	0.3	52.8	0.7	56	2	214	88	51	1	53	1
17	559	296	0.49	0.05028	0.00151	0.05676	0.0019	0.00823	0.00012	0.00255	0.00005	0.44	52.8	0.8	56	2	208	70	51	1	53	1
18	223	172	0.72	0.05142	0.00206	0.05802	0.00248	0.00826	0.00012	0.00253	0.00006	0.35	53	0.8	57	2	260	88	51	1	53	1
53	437	299	0.64	0.05363	0.00177	0.06092	0.00218	0.00826	0.00012	0.00255	0.00005	0.39	53	0.8	60	2	356	75	51	1	53	1
24	339	238	0.65	0.04986	0.00199	0.05751	0.00244	0.00837	0.00012	0.00254	0.00006	0.34	53.7	0.8	57	2	188	86	51	1	54	1
32	351	251	0.67	0.05002	0.0021	0.0574	0.00252	0.00838	0.00011	0.00266	0.00006	0.29	53.8	0.7	57	2	196	90	54	1	54	1
11	374	365	0.91	0.04615	0.00273	0.05375	0.00358	0.00845	0.00013	0.00271	0.00008	0.44	54.2	0.8	53	3	5	126	55	2	54	1
12	112	77	0.64	0.05516	0.00325	0.06302	0.00387	0.00846	0.00014	0.00277	0.00008	0.28	54.3	0.9	62	4	419	132	56	2	54	1
9	183	138	0.70	0.04668	0.00461	0.05537	0.00582	0.0086	0.00015	0.00274	0.00017	0.19	55.2	0.9	55	6	33	193	55	3	55	1
52	273	118	0.40	0.05249	0.00173	0.09841	0.00353	0.01362	0.00019	0.00424	0.00011	0.39	87	1	95	3	307	75	86	2	87	1

Anexo LA-ICP-MS 3. Datos U-Pb en circones de la muestra And-cl de la andesita El Cazadero.

Spot number	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	CORRECTED RATIOS									Rho	CORRECTED AGES (Ma)								Best age (Ma)	$\pm 1\sigma$
				$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$\pm 1\sigma$			
27	1212	1181	0.89	0.04782	0.00143	0.03583	0.00117	0.00543	0.00007	0.00166	0.00003	0.4	34.9	0.4	36	1	90	65	33.5	0.6	35	0	
50	1798	994	0.50	0.04711	0.00104	0.03539	0.00089	0.00546	0.00007	0.00177	0.00004	0.48	35.1	0.4	35.3	0.9	55	46	35.7	0.8	35	0	
17	938	484	0.47	0.05233	0.00183	0.04029	0.00148	0.00556	0.00006	0.00187	0.00007	0.31	35.7	0.4	40	1	300	72	38	1	36	0	
41	537	293	0.50	0.0522	0.00183	0.04034	0.00152	0.00563	0.00008	0.00183	0.00005	0.37	36.2	0.5	40	1	294	74	37	1	36	1	
47	1019	652	0.58	0.04734	0.00147	0.03674	0.00123	0.00565	0.00007	0.00174	0.00003	0.37	36.3	0.4	37	1	66	62	35.1	0.6	36	0	
33	727	517	0.65	0.04981	0.00144	0.03874	0.00125	0.00567	0.00008	0.00175	0.00004	0.44	36.4	0.5	39	1	186	64	35.3	0.8	36	1	
35	405	318	0.71	0.05085	0.00229	0.03938	0.00186	0.00566	0.00008	0.00177	0.00004	0.3	36.4	0.5	39	2	234	95	35.7	0.8	36	1	
12	495	271	0.50	0.05005	0.002	0.03898	0.00165	0.00567	0.00008	0.00186	0.00005	0.33	36.4	0.5	39	2	197	83	38	1	36	1	
48	614	430	0.64	0.0484	0.00232	0.0379	0.00209	0.00568	0.00007	0.0018	0.00004	0.37	36.5	0.5	38	2	119	98	36.3	0.7	37	1	
51	541	324	0.55	0.05202	0.00249	0.0408	0.00222	0.00569	0.00007	0.00179	0.00002	0.31	36.6	0.5	41	2	286	100	36.1	0.4	37	1	
20	1001	542	0.49	0.05026	0.00225	0.03961	0.00218	0.00572	0.00009	0.0018	0.00002	0.42	36.7	0.6	39	2	207	97	36.4	0.5	37	1	
15	548	477	0.79	0.04924	0.00222	0.0388	0.00207	0.00571	0.00008	0.00181	0.00002	0.39	36.7	0.5	39	2	159	92	36.5	0.5	37	1	
38	553	339	0.56	0.0495	0.00188	0.03913	0.00158	0.00573	0.00008	0.00184	0.00004	0.34	36.8	0.5	39	2	172	81	37.2	0.8	37	1	
52	488	331	0.62	0.05028	0.00247	0.0398	0.00236	0.00574	0.0001	0.00181	0.00003	0.4	36.9	0.6	40	2	208	103	36.6	0.6	37	1	
21	397	200	0.46	0.05043	0.00207	0.03991	0.00172	0.00575	0.00007	0.00194	0.00005	0.31	37	0.4	40	2	215	89	39	1	37	0	
23	489	291	0.54	0.0529	0.00269	0.04197	0.00253	0.00575	0.00009	0.0018	0.00002	0.33	37	0.6	42	2	325	110	36.4	0.5	37	1	
28	415	208	0.46	0.05	0.00228	0.03968	0.00217	0.00576	0.00009	0.00182	0.00003	0.35	37	0.6	40	2	195	99	36.7	0.5	37	1	
34	586	376	0.58	0.0499	0.00185	0.03953	0.00154	0.00577	0.00007	0.00189	0.00005	0.31	37.1	0.4	39	2	190	80	38	1	37	0	
30	678	369	0.50	0.04773	0.00181	0.03788	0.00151	0.00578	0.00007	0.00176	0.00004	0.31	37.2	0.4	38	1	86	79	35.5	0.8	37	0	
32	456	244	0.49	0.04938	0.00193	0.03913	0.00161	0.00579	0.00008	0.00186	0.00005	0.31	37.2	0.5	39	2	166	85	38	1	37	1	
36	508	336	0.60	0.05037	0.00256	0.04018	0.00231	0.00579	0.00007	0.00182	0.00003	0.31	37.2	0.5	40	2	212	107	36.8	0.5	37	1	
53	561	370	0.60	0.0501	0.00195	0.0398	0.00164	0.00579	0.00008	0.00181	0.00004	0.33	37.2	0.5	40	2	200	82	36.6	0.8	37	1	
16	668	490	0.67	0.04906	0.00137	0.03914	0.00121	0.00578	0.00008	0.00179	0.00004	0.43	37.2	0.5	39	1	151	59	36.1	0.8	37	1	
9	741	719	0.88	0.05091	0.00148	0.04056	0.00131	0.00581	0.00008	0.00179	0.00004	0.44	37.3	0.5	40	1	237	64	36.1	0.8	37	1	

26	1721	1073	0.57	0.04853	0.00107	0.03895	0.00096	0.00584	0.00006	0.00198	0.00004	0.45	37.5	0.4	38.8	0.9	125	49	40	0.8	38	0
39	861	394	0.42	0.0482	0.0014	0.03873	0.00123	0.00584	0.00008	0.00187	0.00005	0.41	37.5	0.5	39	1	109	62	38	1	38	1
40	350	201	0.52	0.05074	0.00193	0.04047	0.00165	0.00583	0.00009	0.00182	0.00005	0.36	37.5	0.6	40	2	229	81	37	1	38	1
10	377	325	0.78	0.0493	0.00237	0.03943	0.00196	0.00583	0.00008	0.00176	0.00004	0.26	37.5	0.5	39	2	162	100	35.5	0.8	38	1
44	431	217	0.46	0.04921	0.00216	0.03961	0.00203	0.00584	0.00008	0.00185	0.00003	0.34	37.5	0.5	39	2	158	92	37.3	0.6	38	1
11	427	253	0.54	0.05368	0.00331	0.04317	0.00301	0.00583	0.0001	0.00183	0.00003	0.31	37.5	0.6	43	3	358	126	36.9	0.6	38	1
8	638	548	0.78	0.04942	0.00148	0.0399	0.00132	0.00585	0.00008	0.0018	0.00004	0.43	37.6	0.5	40	1	168	66	36.3	0.8	38	1
18	501	330	0.60	0.05289	0.00153	0.04294	0.00136	0.00587	0.00008	0.00191	0.00005	0.41	37.7	0.5	43	1	324	62	39	1	38	1
24	486	276	0.52	0.05413	0.00206	0.04357	0.00175	0.00586	0.00008	0.00179	0.00004	0.32	37.7	0.5	43	2	376	81	36.1	0.8	38	1
42	879	614	0.63	0.05033	0.00258	0.04076	0.00245	0.00587	0.00009	0.00185	0.00003	0.48	37.8	0.5	41	2	210	108	37.4	0.5	38	1
14	298	138	0.42	0.05327	0.00229	0.04449	0.00203	0.00607	0.00009	0.00201	0.00007	0.34	39	0.6	44	2	340	87	41	1	39	1

Anexo LA-ICP-MS 4. Datos U-Pb en circones de la muestra Caz-1 de la andesita El Cazadero.

Spot number	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	CORRECTED RATIOS								Rho	CORRECTED AGES (Ma)								Best age (Ma)	$\pm 1\sigma$
				$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$\pm 1\sigma$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$\pm 1\sigma$		
17	727	383	0.58	0.0497	0.00166	0.03796	0.00141	0.00554	0.00004	0.00175	0.00001	0.28	35.6	0.3	38	1	181	74	35.3	0.3	36	0
33	563	314	0.61	0.0545	0.00153	0.04168	0.0012	0.00556	0.00004	0.00179	0.00003	0.22	35.7	0.3	41	1	392	64	36.1	0.6	36	0
18	638	667	1.15	0.04907	0.00157	0.03788	0.00124	0.00558	0.00004	0.00168	0.00003	0.21	35.9	0.3	38	1	151	75	33.9	0.6	36	0
39	776	617	0.87	0.04935	0.00104	0.03797	0.00083	0.00558	0.00003	0.00172	0.00003	0.27	35.9	0.2	37.8	0.8	164	48	34.7	0.6	36	0
10	563	382	0.74	0.05761	0.00138	0.04455	0.00114	0.00559	0.00005	0.00169	0.00003	0.35	35.9	0.3	44	1	515	52	34.1	0.6	36	0
42	896	683	0.84	0.04683	0.00158	0.03602	0.00137	0.00558	0.00004	0.00178	0.00002	0.32	35.9	0.3	36	1	40	69	35.9	0.5	36	0
41	585	329	0.62	0.04884	0.00174	0.03777	0.00149	0.00561	0.00004	0.00178	0.00002	0.24	36	0.3	38	1	140	79	35.9	0.3	36	0
12	609	427	0.77	0.05108	0.00153	0.03925	0.0013	0.00562	0.00008	0.00169	0.00003	0.43	36.1	0.5	39	1	244	68	34.1	0.6	36	1
36	580	406	0.77	0.05132	0.00139	0.03988	0.00111	0.00563	0.00004	0.00171	0.00003	0.23	36.2	0.3	40	1	255	61	34.5	0.6	36	0
11	529	323	0.67	0.04675	0.00145	0.03678	0.00118	0.00567	0.00004	0.00163	0.00004	0.26	36.4	0.3	37	1	36	64	32.9	0.8	36	0
9	572	324	0.62	0.05	0.00165	0.03977	0.00134	0.00573	0.00004	0.00185	0.00004	0.2	36.8	0.3	40	1	195	77	37.4	0.8	37	0
14	834	574	0.76	0.05153	0.00134	0.0406	0.00109	0.00573	0.00004	0.00181	0.00003	0.25	36.8	0.3	40	1	265	59	36.6	0.6	37	0
15	596	421	0.78	0.0509	0.00237	0.04046	0.00212	0.00576	0.00006	0.00182	0.00002	0.27	37.1	0.4	40	2	236	105	36.7	0.3	37	0
8	1041	634	0.67	0.05134	0.00113	0.04086	0.00094	0.00578	0.00004	0.00171	0.00003	0.29	37.2	0.3	40.7	0.9	256	51	34.5	0.6	37	0
24	462	233	0.55	0.05518	0.00149	0.0445	0.00125	0.00583	0.00005	0.00187	0.00004	0.28	37.5	0.3	44	1	420	61	37.8	0.8	38	0
26	333	196	0.65	0.05778	0.00196	0.04619	0.00165	0.00584	0.00006	0.00144	0.00005	0.31	37.5	0.4	46	2	521	75	29	1	38	0
35	270	188	0.76	0.05778	0.00231	0.04631	0.0019	0.00583	0.00005	0.0023	0.00044	0.23	37.5	0.3	46	2	521	86	46	9	38	0
40	511	312	0.67	0.05123	0.00274	0.04121	0.00296	0.00583	0.00014	0.00184	0.00003	0.61	37.5	0.9	41	3	251	120	37.1	0.7	38	1
16	1767	1082	0.67	0.04695	0.00085	0.03778	0.00071	0.00583	0.00003	0.0017	0.00002	0.27	37.5	0.2	37.7	0.7	47	39	34.3	0.4	38	0
34	970	554	0.63	0.05059	0.00111	0.04067	0.00095	0.00585	0.00005	0.00156	0.00003	0.34	37.6	0.3	40.5	0.9	222	51	31.5	0.6	38	0
38	1239	460	0.41	0.04889	0.00098	0.03956	0.00084	0.00587	0.00004	0.00177	0.00003	0.33	37.7	0.3	39.4	0.8	143	46	35.7	0.6	38	0
20	424	241	0.62	0.05867	0.00217	0.04763	0.00182	0.00593	0.00006	0.00185	0.00004	0.25	38.1	0.4	47	2	555	82	37.4	0.8	38	0
27	594	331	0.61	0.05319	0.0016	0.04348	0.00135	0.00592	0.00004	0.00188	0.00003	0.25	38.1	0.3	43	1	337	69	38	0.6	38	0
22	1729	1176	0.75	0.05024	0.0009	0.0412	0.00078	0.00594	0.00004	0.00179	0.00003	0.32	38.2	0.3	41	0.8	206	42	36.1	0.6	38	0
23	844	751	0.98	0.04971	0.00129	0.04172	0.00121	0.0061	0.00008	0.00187	0.00003	0.45	39.2	0.5	42	1	181	61	37.8	0.6	39	1

Anexo LA-ICP-MS 5. Datos U-Pb en circones de la muestra Pas-nc de la ignimbrita Puente Negro.

Spot number	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	CORRECTED RATIOS									Rho	CORRECTED AGES (Ma)									Best age (Ma)	±1σ
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±1σ				
18	251	313	1.17	0.04609	0.00811	0.02985	0.00583	0.0047	0.00008	0.00166	0.0002	0.24	30.2	0.5	30	6	2	292	33	4	30	1		
34	292	351	1.13	0.05099	0.00362	0.03325	0.00264	0.00473	0.00006	0.00149	0.00002	0.21	30.4	0.4	33	3	240	157	30.1	0.4	30	0		
26	224	188	0.79	0.08988	0.02517	0.06013	0.01685	0.00486	0.00005	0.00167	0.00004	0.04	31.3	0.3	59	16	1423	577	33.7	0.8	31	0		
22	327	382	1.10	0.06364	0.01601	0.04322	0.01188	0.00493	0.00015	0.00151	0.00008	0.44	31.7	1	43	12	730	500	31	2	32	1		
23	376	480	1.20	0.06775	0.0052	0.04648	0.00458	0.00498	0.00013	0.00152	0.00003	0.54	32	0.9	46	4	861	157	30.6	0.6	32	1		
24	240	254	0.99	0.06356	0.00699	0.04358	0.00523	0.00497	0.00008	0.00153	0.00002	0.22	32	0.5	43	5	727	234	30.8	0.4	32	1		
27	73	104	1.34	0.09994	0.0116	0.06914	0.00921	0.00502	0.00014	0.00147	0.00004	0.32	32.3	0.9	68	9	1623	216	29.6	0.7	32	1		
10	127	113	0.83	0.07489	0.00821	0.05297	0.00633	0.00513	0.0001	0.00154	0.00003	0.32	33	0.7	52	6	1066	209	31.2	0.6	33	1		
16	176	189	1.01	0.07647	0.00958	0.05432	0.00761	0.00515	0.00012	0.00155	0.00003	0.43	33.1	0.8	54	7	1107	238	31.3	0.6	33	1		
36	143	87	0.57	0.05625	0.00627	0.04018	0.00473	0.00518	0.00009	0.00161	0.00004	0.23	33.3	0.6	40	5	462	233	32.6	0.7	33	1		
14	184	138	0.70	0.07201	0.00382	0.05148	0.00279	0.00518	0.00006	0.0016	0.00005	0.2	33.3	0.4	51	3	986	101	32	1	33	0		
15	167	125	0.70	0.06725	0.00541	0.04814	0.00419	0.00519	0.00007	0.00158	0.00002	0.27	33.4	0.4	48	4	845	157	32	0.4	33	0		
41	87	79	0.85	0.08457	0.01634	0.06248	0.01329	0.00536	0.00017	0.00159	0.00005	0.42	34	1	62	13	1306	368	32	1	34	1		
32	105	77	0.69	0.08752	0.01536	0.06409	0.01222	0.00531	0.00016	0.00157	0.00005	0.39	34	1	63	12	1372	328	32	1	34	1		
35	92	80	0.82	0.0686	0.01516	0.05011	0.01181	0.0053	0.00012	0.00161	0.00006	0.29	34.1	0.8	50	11	887	446	33	1	34	1		
17	133	116	0.82	0.08098	0.0106	0.05978	0.00824	0.00535	0.0001	0.0016	0.00003	0.22	34.4	0.6	59	8	1221	242	32.3	0.7	34	1		
42	131	102	0.73	0.06026	0.00506	0.04412	0.00376	0.00537	0.00008	0.00156	0.00005	0.17	34.5	0.5	44	4	613	171	32	1	35	1		
21	85	105	1.15	0.0985	0.01487	0.07487	0.01291	0.00551	0.00018	0.00161	0.00004	0.33	35	1	73	12	1596	287	32.6	0.9	35	1		
12	118	122	0.97	0.0868	0.00469	0.06482	0.00365	0.00549	0.00009	0.00171	0.00007	0.28	35.3	0.6	64	3	1356	97	35	1	35	1		
9	198	178	0.84	0.07198	0.01458	0.05492	0.01234	0.00553	0.00015	0.00167	0.00005	0.43	35.6	1	54	12	985	435	34	1	36	1		
11	65	43	0.62	0.07776	0.00884	0.06226	0.00765	0.00581	0.00014	0.00174	0.00004	0.28	37.3	0.9	61	7	1141	214	35.2	0.9	37	1		
28	80	82	0.96	0.11136	0.01117	0.09078	0.00988	0.00591	0.00012	0.00171	0.00004	0.19	38	0.8	88	9	1822	181	34.5	0.7	38	1		
40	53	66	1.17	0.11301	0.01418	0.09374	0.01329	0.00602	0.00018	0.00173	0.00005	0.36	39	1	91	12	1848	216	35	1	39	1		
8	77	47	0.57	0.09071	0.01817	0.077	0.01721	0.00616	0.00022	0.00182	0.00007	0.38	40	1	75	16	1441	404	37	1	40	1		

Anexo LA-ICP-MS 6. Datos U-Pb en circones de la muestra Pas-wb de la ignimbrita Balín.

Spot number	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	CORRECTED RATIOS								Rho	CORRECTED AGES (Ma)								Best age (Ma)	±1σ
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±1σ		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±1σ		
40	1347	1644	1.12	0.04696	0.00122	0.03113	0.00091	0.00482	0.00006	0.00141	0.00002	0.46	31	0.4	31.1	0.9	47	54	28.5	0.4	31	0
45	802	441	0.51	0.0478	0.00315	0.03208	0.00234	0.00487	0.00008	0.00155	0.00007	0.33	31.3	0.5	32	2	89	137	31	1	31	1
24	1157	691	0.55	0.05596	0.00282	0.03832	0.00219	0.00497	0.00007	0.00155	0.00002	0.42	31.9	0.5	38	2	451	109	31.2	0.4	32	1
44	805	767	0.88	0.05343	0.0016	0.03642	0.00121	0.00498	0.00007	0.00155	0.00003	0.43	32	0.4	36	1	347	65	31.3	0.6	32	0
51	496	363	0.67	0.05715	0.00358	0.0392	0.00276	0.00497	0.00008	0.00155	0.00002	0.34	32	0.5	39	3	498	133	31.2	0.4	32	1
34	287	214	0.69	0.05689	0.00354	0.03915	0.00274	0.00499	0.00008	0.00155	0.00002	0.26	32.1	0.5	39	3	487	129	31.3	0.4	32	1
10	415	214	0.47	0.05678	0.00417	0.0396	0.00316	0.00506	0.00007	0.00157	0.00002	0.32	32.5	0.5	39	3	483	157	31.8	0.5	33	1
8	452	277	0.56	0.0522	0.00219	0.0363	0.00161	0.00507	0.00007	0.00163	0.00004	0.32	32.6	0.4	36	2	294	93	32.9	0.8	33	0
46	585	313	0.49	0.05356	0.00187	0.03774	0.0014	0.0051	0.00006	0.00175	0.00013	0.34	32.8	0.4	38	1	353	76	35	3	33	0
41	638	313	0.45	0.05704	0.0033	0.04019	0.00259	0.00511	0.00007	0.00159	0.00002	0.38	32.9	0.5	40	3	493	123	32.1	0.5	33	1
17	650	390	0.55	0.05543	0.00183	0.03912	0.00137	0.00511	0.00006	0.00162	0.00004	0.33	32.9	0.4	39	1	430	69	32.7	0.8	33	0
22	629	258	0.38	0.05037	0.00171	0.03537	0.0013	0.00514	0.00007	0.00166	0.00004	0.38	33	0.4	35	1	212	77	33.5	0.8	33	0
20	727	490	0.62	0.05466	0.00275	0.03884	0.00221	0.00515	0.00007	0.00161	0.00002	0.35	33.1	0.5	39	2	398	110	32.5	0.4	33	1
9	632	265	0.39	0.04774	0.00153	0.03388	0.00115	0.00515	0.00006	0.00148	0.00004	0.33	33.1	0.4	34	1	86	67	29.9	0.8	33	0
48	502	244	0.45	0.04987	0.00185	0.03517	0.00137	0.00515	0.00006	0.00166	0.00004	0.31	33.1	0.4	35	1	189	82	33.5	0.8	33	0
53	480	243	0.46	0.05357	0.00297	0.03801	0.00231	0.00515	0.00007	0.00161	0.00002	0.35	33.1	0.5	38	2	353	118	32.5	0.4	33	1
39	441	218	0.46	0.0523	0.0039	0.0372	0.00298	0.00516	0.00007	0.00162	0.00003	0.23	33.2	0.5	37	3	299	157	32.7	0.7	33	1
36	409	258	0.58	0.05726	0.00445	0.04112	0.00356	0.00521	0.00009	0.00162	0.00003	0.34	33.5	0.6	41	3	502	162	32.7	0.5	34	1
38	219	138	0.58	0.05321	0.00369	0.03827	0.00306	0.00522	0.00011	0.00163	0.00003	0.31	33.5	0.7	38	3	338	146	33	0.6	34	1
42	462	329	0.65	0.05222	0.00568	0.03761	0.00437	0.00522	0.00009	0.00164	0.00006	0.29	33.6	0.6	37	4	295	235	33	1	34	1
23	583	366	0.58	0.06099	0.00356	0.0441	0.00284	0.00524	0.00007	0.00162	0.00002	0.39	33.7	0.5	44	3	639	122	32.6	0.5	34	1
47	264	161	0.56	0.05574	0.00245	0.03987	0.00187	0.00524	0.00008	0.00157	0.00005	0.35	33.7	0.5	40	2	442	94	32	1	34	1
50	368	207	0.52	0.0606	0.00294	0.04375	0.00246	0.00524	0.00008	0.00162	0.00002	0.34	33.7	0.5	43	2	625	101	32.6	0.5	34	1
18	337	211	0.58	0.06198	0.00868	0.04497	0.00666	0.00526	0.00011	0.00162	0.00004	0.29	33.8	0.7	45	6	673	292	32.7	0.8	34	1
15	650	295	0.42	0.05816	0.00508	0.04212	0.00391	0.00525	0.00008	0.00163	0.00003	0.31	33.8	0.5	42	4	536	180	32.9	0.6	34	1

11	592	266	0.41	0.05215	0.00151	0.03799	0.00119	0.00528	0.00006	0.00162	0.00004	0.38	33.9	0.4	38	1	292	62	32.7	0.8	34	0
52	225	126	0.51	0.06346	0.00368	0.04611	0.00276	0.0053	0.00008	0.00172	0.00006	0.25	34.1	0.5	46	3	724	116	35	1	34	1
35	192	112	0.54	0.05686	0.00301	0.04173	0.00231	0.00534	0.00009	0.00163	0.00005	0.29	34.3	0.6	42	2	486	110	33	1	34	1
12	421	248	0.54	0.05048	0.00257	0.03678	0.00194	0.00534	0.00007	0.00163	0.00003	0.26	34.3	0.4	37	2	217	109	32.9	0.6	34	0
33	229	121	0.49	0.05356	0.00336	0.04094	0.00284	0.00554	0.00008	0.00174	0.00003	0.26	35.6	0.5	41	3	353	133	35	0.5	36	1

Anexo LA-ICP-MS 7. Datos U-Pb en circones de la muestra SCT-02 de una ignimbrita en la cima de la secuencia que aflora en el hombro oeste del graben de Tepehuanes.

Disparo	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	RELACIONES CORREGIDAS								Rho	EIDADES CORREGIDAS (Ma)								Best age (Ma)	±1s
				$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	±1s	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	±1s	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	±1s	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	±1s		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	±1s	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	±1s	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	±1s	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	±1s		
051	1033	1139	1.11	0.04927	0.00168	0.03162	0.00115	0.00465	0.00006	0.00137	0.00003	0.35	29.9	0.4	32	1	161	79	27.7	0.6	30	0.4
035	158	142	0.90	0.04663	0.00283	0.0309	0.0022	0.00481	0.00008	0.00153	0.00004	0.31	30.9	0.5	31	2	30	130	30.9	0.9	31	0.5
039	351	505	1.44	0.05228	0.00288	0.0347	0.00197	0.00481	0.00007	0.00141	0.00004	0.24	30.9	0.4	35	2	298	126	28.5	0.8	31	0.4
047	234	223	0.96	0.05218	0.00381	0.03404	0.00253	0.00481	0.00007	0.00153	0.00005	0.19	30.9	0.4	34	2	293	167	31	1	31	0.4
026	522	383	0.74	0.04875	0.00377	0.03244	0.00278	0.00483	0.00009	0.00153	0.00005	0.24	31	0.6	32	3	136	173	30.9	1	31	0.6
012	144	105	0.73	0.05051	0.00604	0.0336	0.00439	0.00482	0.00013	0.00152	0.00008	0.29	31	0.8	34	4	218	245	31	2	31	0.8
022	149	121	0.81	0.04798	0.00387	0.032	0.00289	0.00484	0.00009	0.00153	0.00005	0.32	31.1	0.6	32	3	98	179	31	1	31	0.6
033	148	189	1.28	0.06139	0.0043	0.04061	0.00291	0.00484	0.00007	0.00151	0.00005	0.21	31.1	0.4	40	3	653	155	30	1	31	0.4
059	1818	1118	0.62	0.06101	0.00433	0.03989	0.00289	0.00484	0.00007	0.00147	0.00006	0.2	31.1	0.4	40	3	640	146	30	1	31	0.4
054	122	133	1.10	0.06867	0.00939	0.04597	0.00706	0.00486	0.00014	0.00148	0.00004	0.33	31.2	0.9	46	7	889	298	29.8	0.7	31	0.9
015	115	45	0.39	0.04607	0.00126	0.03096	0.00105	0.00487	0.0001	0.00172	0.00015	0.26	31.3	0.6	31	1	1	53	35	3	31	0.6
027	266	184	0.69	0.04923	0.00305	0.03298	0.0021	0.00486	0.00007	0.00156	0.00006	0.23	31.3	0.4	33	2	159	140	32	1	31	0.4
042	237	161	0.68	0.06008	0.00518	0.04033	0.00385	0.00487	0.0001	0.0015	0.00003	0.27	31.3	0.6	40	4	607	193	30.4	0.6	31	0.6
020	924	721	0.78	0.0596	0.00286	0.03989	0.00204	0.00488	0.00009	0.00162	0.00009	0.35	31.4	0.6	40	2	589	106	33	2	31	0.6
032	397	591	1.49	0.05459	0.00229	0.0366	0.00161	0.00489	0.00006	0.00157	0.00003	0.3	31.4	0.4	36	2	395	96	31.7	0.6	31	0.4
008	250	207	0.83	0.05744	0.00448	0.03861	0.00307	0.0049	0.00008	0.00152	0.00006	0.19	31.5	0.5	38	3	509	173	31	1	32	0.5
057	228	269	1.19	0.07565	0.0056	0.05013	0.0038	0.0049	0.00008	0.00154	0.00005	0.22	31.5	0.5	50	4	1086	152	31	1	32	0.5
010	333	301	0.91	0.05854	0.0034	0.03917	0.00236	0.00492	0.00008	0.00161	0.00004	0.27	31.6	0.5	39	2	550	130	32.5	0.8	32	0.5
046	92	112	1.22	0.06551	0.00596	0.0444	0.00416	0.00491	0.00011	0.0015	0.00006	0.24	31.6	0.7	44	4	791	198	30	1	32	0.7
009	258	214	0.83	0.06605	0.00733	0.04485	0.00557	0.00493	0.00014	0.0015	0.00004	0.27	31.7	0.9	45	5	808	240	30.4	0.8	32	0.9
038	229	183	0.80	0.05493	0.00368	0.03699	0.00255	0.00494	0.00008	0.0016	0.00006	0.24	31.8	0.5	37	2	409	152	32	1	32	0.5
056	247	196	0.80	0.04814	0.00492	0.03279	0.00369	0.00494	0.00011	0.00157	0.00008	0.24	31.8	0.7	33	4	106	208	32	2	32	0.7
048	248	224	0.91	0.06415	0.00417	0.04369	0.00294	0.00496	0.00008	0.00158	0.00005	0.26	31.9	0.5	43	3	747	141	32	1	32	0.5
011	242	344	1.42	0.0685	0.00308	0.04672	0.00223	0.00497	0.00008	0.00155	0.00005	0.34	32	0.5	46	2	884	95	31	1	32	0.5
053	63	51	0.80	0.05839	0.00938	0.04036	0.00722	0.00501	0.00017	0.00155	0.00007	0.29	32	1	40	7	545	346	31	1	32	1.0
014	221	178	0.80	0.06344	0.00517	0.04369	0.00398	0.005	0.0001	0.00153	0.00003	0.3	32.1	0.6	43	4	723	179	31	0.5	32	0.6
017	476	409	0.86	0.05287	0.0019	0.03649	0.00135	0.005	0.00004	0.00162	0.00004	0.24	32.2	0.3	36	1	323	83	32.7	0.8	32	0.3
052	177	140	0.79	0.05647	0.00446	0.0384	0.00309	0.00503	0.00008	0.00162	0.00005	0.19	32.3	0.5	38	3	471	179	33	1	32	0.5

036	226	345	1.53	0.05942	0.00565	0.04014	0.0039	0.00506	0.0001	0.00142	0.00005	0.21	32.5	0.6	40	4	583	214	29	1	33	0.6
044	351	558	1.59	0.06934	0.00361	0.04771	0.00258	0.00505	0.00008	0.00153	0.00005	0.27	32.5	0.5	47	3	909	109	31	1	33	0.5
030	165	145	0.88	0.06638	0.00659	0.0472	0.00518	0.00516	0.00011	0.00157	0.00003	0.3	33.2	0.7	47	5	818	217	31.8	0.6	33	0.7
040	301	130	0.43	0.06058	0.00574	0.04355	0.00427	0.00521	0.00007	0.00161	0.00003	0.16	33.5	0.5	43	4	624	212	32.5	0.5	34	0.5
050	119	79	0.67	0.07407	0.00533	0.05316	0.00403	0.00523	0.00013	0.00175	0.00009	0.31	33.6	0.8	53	4	1043	149	35	2	34	0.8
028	177	92	0.52	0.06099	0.00896	0.0441	0.00658	0.00524	0.00009	0.00162	0.00006	0.13	33.7	0.6	44	6	639	334	33	1	34	0.6
029	71	62	0.88	0.05193	0.00727	0.0397	0.00563	0.00546	0.00012	0.0017	0.0001	0.16	35.1	0.8	40	5	282	299	34	2	35	0.8
021	120	58	0.49	0.05891	0.00648	0.04414	0.00496	0.0056	0.00013	0.00217	0.00016	0.2	36	0.8	44	5	564	250	44	3	36	0.8

Anexo LA-ICP-MS 8. Datos U-Pb en circones de la muestra LA-DGO-03 de una riolita en el hombro este del graben de Río Chico-Otinapa, al este de San Diego de Alcalá.

No. Disparo	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	RELACIONES CORREGIDAS								Rho	EIDADES CORREGIDAS (Ma)								Best age (Ma)	±1s
				$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	±1s	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	±1s	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	±1s	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	±1s		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	±1s	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	±1s	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	±1s	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	±1s		
033	3086	5592	1.86	0.05227	0.00115	0.03178	0.00073	0.00444	0.00003	0.00138	0.00002	0.29	28.6	0.2	31.8	0.7	297	50	27.9	0.4	29	0.2
046	1520	2520	1.70	0.05233	0.0012	0.03207	0.00077	0.00447	0.00003	0.0014	0.00002	0.3	28.8	0.2	32.1	0.8	300	52	28.3	0.4	29	0.2
021	2047	2974	1.49	0.05299	0.00117	0.03286	0.00075	0.00452	0.00003	0.00141	0.00002	0.26	29.1	0.2	32.8	0.7	328	50	28.5	0.4	29	0.2
034	343	267	0.80	0.04932	0.00377	0.03324	0.00269	0.00489	0.00005	0.00155	0.00005	0.16	31.4	0.3	33	3	163	166	31.2	1	31	0.3
018	328	207	0.64	0.04609	0.00401	0.03109	0.00285	0.00489	0.00007	0.00165	0.00016	0.2	31.5	0.4	31	3	2	170	33	3	32	0.4
050	321	226	0.72	0.05066	0.00337	0.03421	0.00243	0.0049	0.00005	0.00154	0.00003	0.24	31.5	0.3	34	2	225	150	31.2	0.5	32	0.3
038	281	229	0.84	0.04934	0.00436	0.03351	0.00312	0.00493	0.00005	0.00156	0.00006	0.17	31.7	0.3	33	3	164	192	31	1	32	0.3
053	302	210	0.71	0.04954	0.00364	0.03379	0.00266	0.00495	0.00006	0.00156	0.00005	0.22	31.8	0.4	34	3	173	163	31.6	1	32	0.4
023	460	363	0.81	0.051	0.00364	0.03491	0.0027	0.00496	0.00007	0.00156	0.00003	0.19	31.9	0.4	35	3	241	160	31.6	0.6	32	0.4
051	194	101	0.53	0.05016	0.00446	0.03426	0.00324	0.00495	0.00007	0.00156	0.00008	0.23	31.9	0.4	34	3	202	194	32	2	32	0.4
009	234	143	0.63	0.04614	0.0025	0.03163	0.00186	0.00497	0.00006	0.0016	0.00007	0.28	32	0.4	32	2	5	113	32	1	32	0.4
029	246	165	0.69	0.05329	0.00586	0.03658	0.00426	0.00498	0.00006	0.00156	0.00005	0.28	32	0.4	36	4	341	242	31	1	32	0.4
044	245	166	0.69	0.05365	0.00453	0.0368	0.00338	0.00497	0.00007	0.00156	0.00003	0.33	32	0.5	37	3	356	190	31.4	0.5	32	0.5
041	234	168	0.73	0.04627	0.00338	0.03185	0.0025	0.00499	0.00007	0.00159	0.00009	0.29	32.1	0.4	32	2	12	154	32	2	32	0.4
055	263	168	0.65	0.04916	0.00709	0.03394	0.00513	0.00501	0.00008	0.00158	0.00012	0.19	32.2	0.5	34	5	156	283	32	2	32	0.5
012	426	360	0.87	0.04819	0.0044	0.03335	0.00328	0.00502	0.00007	0.00159	0.00007	0.32	32.3	0.4	33	3	109	187	32	1	32	0.4
024	410	300	0.75	0.04954	0.00412	0.03434	0.00303	0.00503	0.00007	0.00159	0.00006	0.23	32.3	0.4	34	3	173	181	32	1	32	0.4
017	433	311	0.74	0.05346	0.00505	0.03717	0.00374	0.00504	0.00007	0.00158	0.00004	0.22	32.4	0.4	37	4	348	209	31.9	0.7	32	0.4
028	200	116	0.59	0.04749	0.00322	0.03315	0.00243	0.00506	0.00006	0.00161	0.00006	0.36	32.6	0.4	33	2	74	142	32	1	33	0.4
027	691	597	0.89	0.05225	0.00362	0.03659	0.00275	0.00508	0.00006	0.00159	0.00002	0.22	32.7	0.4	36	3	296	156	32.2	0.4	33	0.4
015	399	330	0.85	0.04952	0.00406	0.03479	0.00307	0.00509	0.00006	0.00161	0.00004	0.24	32.8	0.4	35	3	172	178	32.5	0.9	33	0.4
047	298	185	0.64	0.0481	0.00361	0.03387	0.0027	0.00511	0.00006	0.00162	0.00008	0.23	32.8	0.4	34	3	104	161	33	2	33	0.4
052	308	183	0.61	0.04931	0.00395	0.03473	0.00293	0.00511	0.00006	0.00161	0.00007	0.16	32.8	0.4	35	3	163	174	33	1	33	0.4
054	384	314	0.84	0.0462	0.00202	0.03255	0.00158	0.00511	0.00006	0.00163	0.00005	0.33	32.9	0.4	33	2	8	91	33	1	33	0.4
026	145	82	0.58	0.05359	0.00628	0.03805	0.00467	0.00515	0.00008	0.00161	0.00007	0.18	33.1	0.5	38	5	354	250	33	1	33	0.5
010	496	392	0.81	0.05149	0.00322	0.03669	0.0025	0.00517	0.00006	0.00163	0.00002	0.26	33.2	0.4	37	2	263	141	32.8	0.4	33	0.4
011	404	288	0.73	0.04921	0.00513	0.03538	0.00399	0.00522	0.00008	0.00165	0.00008	0.3	33.5	0.5	35	4	158	214	33	2	34	0.5

022	450	311	0.71	0.05733	0.00115	0.16344	0.00351	0.02073	0.00016	0.00615	0.00012	0.36	132	1	154	3	504	44	124	2	132	1.0
014	206	96	0.48	0.05606	0.00123	0.16088	0.00371	0.02086	0.00015	0.00676	0.00015	0.31	133.1	0.9	151	3	455	47	136	3	133	0.9
030	193	73	0.39	0.05078	0.00165	0.15249	0.00544	0.02178	0.00017	0.00686	0.00005	0.28	139	1	144	5	231	72	138	1	139	1.0

Anexo LA-ICP-MS 9. Datos U-Pb en circones de la muestra LA-DGO-05 de una ignimbrita al este de San Diego de Alcalá.

# Disparo	U (ppm)	Th (ppm)	Th U	RELACIONES CORREGIDAS								Rho	EIDADES CORREGIDAS (Ma)								Mejor Edad (Ma)	±1s
				$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	±1s	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	±1s	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	±1s	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	±1s		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	±1s	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	±1s	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	±1s	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	±1s		
036	109	76	0.59	0.06281	0.00946	0.04162	0.00703	0.00481	0.00017	0.00148	0.00005	0.35	31	1	41	7	702	324	30	1	31	1.0
017	184	127	0.59	0.04614	0.00358	0.0308	0.00258	0.00484	0.00009	0.00156	0.0001	0.21	31.1	0.6	31	3	5	155	31	2	31	0.6
045	156	126	0.68	0.05046	0.00446	0.03365	0.00326	0.00484	0.00008	0.00152	0.00005	0.23	31.1	0.5	34	3	216	197	31	1	31	0.5
015	134	63	0.40	0.048	0.00496	0.03283	0.00358	0.00496	0.0001	0.00157	0.00014	0.19	31.9	0.6	33	4	99	205	32	3	32	0.6
028	194	144	0.63	0.05853	0.0055	0.04017	0.00412	0.00498	0.0001	0.00154	0.00003	0.23	32	0.6	40	4	550	202	31.1	0.6	32	0.6
051	-74908	-32108	0.36	0.06385	0.00568	0.04377	0.00397	0.00499	0.00009	0.00171	0.0001	0.2	32.1	0.6	43	4	737	192	35	2	32	0.6
048	185	118	0.54	0.04758	0.00342	0.03287	0.00259	0.00501	0.0001	0.00159	0.00008	0.24	32.2	0.6	33	3	78	156	32	2	32	0.6
014	174	114	0.55	0.06632	0.0073	0.04576	0.00509	0.00502	0.00009	0.00143	0.00007	0.14	32.3	0.6	45	5	816	222	29	1	32	0.6
021	296	169	0.48	0.06265	0.00646	0.04341	0.00483	0.00503	0.00011	0.00154	0.00003	0.26	32.3	0.7	43	5	696	218	31.2	0.7	32	0.7
053	1414	745	0.45	0.048	0.00192	0.03309	0.00137	0.00503	0.00006	0.00158	0.00004	0.26	32.3	0.4	33	1	99	87	31.9	0.8	32	0.4
032	537	323	0.51	0.06283	0.00339	0.04346	0.00247	0.00507	0.00009	0.00164	0.00007	0.31	32.6	0.6	43	2	702	112	33	1	33	0.6
008	241	201	0.70	0.05668	0.00453	0.03953	0.00325	0.00508	0.0001	0.00169	0.00006	0.23	32.7	0.6	39	3	479	168	34	1	33	0.6
050	1024	728	0.60	0.06755	0.00473	0.04718	0.00341	0.00508	0.00009	0.0017	0.00008	0.25	32.7	0.6	47	3	855	147	34	2	33	0.6
034	250	160	0.54	0.0736	0.00948	0.05295	0.00724	0.00522	0.00012	0.00157	0.00004	0.2	33.5	0.8	52	7	1031	262	31.8	0.8	34	0.8
024	349	165	0.40	0.06968	0.00571	0.0492	0.00413	0.00524	0.00009	0.00174	0.0001	0.22	33.7	0.6	49	4	919	165	35	2	34	0.6
026	119	64	0.46	0.07278	0.01071	0.05254	0.00831	0.00524	0.00015	0.00158	0.00005	0.25	33.7	0.9	52	8	1008	303	32	0.9	34	0.9
029	433	276	0.54	0.05629	0.0054	0.04034	0.00396	0.00525	0.00011	0.00174	0.00009	0.21	33.8	0.7	40	4	464	207	35	2	34	0.7
009	395	341	0.73	0.05438	0.00348	0.03919	0.00259	0.00528	0.00008	0.00175	0.00006	0.25	33.9	0.5	39	3	387	136	35	1	34	0.5
042	299	234	0.66	0.05714	0.00411	0.04127	0.00305	0.00527	0.00009	0.00172	0.00006	0.23	33.9	0.6	41	3	497	155	35	1	34	0.6
012	195	82	0.35	0.07333	0.00513	0.05433	0.00399	0.00537	0.00012	0.00182	0.0001	0.3	34.5	0.8	54	4	1023	135	37	2	35	0.8
035	453	304	0.57	0.06854	0.0074	0.05068	0.00587	0.00536	0.00012	0.00163	0.00004	0.2	34.5	0.7	50	6	885	222	32.9	0.7	35	0.7
020	362	277	0.65	0.06218	0.00566	0.04692	0.00457	0.00547	0.00008	0.00168	0.00003	0.22	35.2	0.5	47	4	680	186	34	0.5	35	0.5
039	421	273	0.55	0.0579	0.00637	0.04325	0.00488	0.00549	0.00014	0.00181	0.00011	0.22	35.3	0.9	43	5	526	237	37	2	35	0.9
038	222	115	0.44	0.07261	0.00799	0.05445	0.00614	0.00551	0.00014	0.00176	0.00014	0.22	35.4	0.9	54	6	1003	222	36	3	35	0.9
044	-1608	-1034	0.54	0.07582	0.01137	0.05458	0.00834	0.00563	0.00016	0.00236	0.00013	0.19	36	1	54	8	1090	306	48	3	36	1.0
016	67	75	0.95	0.05804	0.00521	0.37122	0.03585	0.04639	0.00061	0.01438	0.00019	0.21	292	4	321	27	531	188	289	4	292	4.0
018	124	61	0.42	0.09995	0.0017	3.9184	0.0716	0.28399	0.0019	0.08354	0.00192	0.37	1611	10	1617	15	1623	30	1622	36	1623	30.0

Anexo LA-ICP-MS 10. Datos U-Pb en circones de la muestra LA-STP-11 de una andesita tomada en el interior del Pilar de Ciénega de Escobar-Santa María del Oro.

# disparo	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	RELACIONES CORREGIDAS								Rho	EIDADES CORREGIDAS (Ma)								Mejor Edad (Ma)	±1s
				$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	±1s	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	±1s	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	±1s	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	±1s		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	±1s	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	±1s	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	±1s	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	±1s		
041	1936	2556	1.18	0.05359	0.00373	0.03262	0.00249	0.00441	0.00005	0.00138	0.00001	0.3	28.4	0.3	33	2	354	153	27.9	0.2	28	0.3
054	304	173	0.51	0.05679	0.00443	0.0389	0.00327	0.00497	0.00007	0.00154	0.00002	0.19	31.9	0.4	39	3	483	172	31.2	0.4	32	0.4
034	139	66	0.42	0.05539	0.00515	0.03872	0.00387	0.00507	0.00008	0.00158	0.00004	0.27	32.6	0.5	39	4	428	203	31.9	0.8	33	0.5
020	210	108	0.46	0.05604	0.00291	0.03902	0.00209	0.00509	0.00007	0.00165	0.00005	0.25	32.7	0.4	39	2	454	109	33	1	33	0.4
033	459	221	0.43	0.05616	0.00219	0.03933	0.0017	0.00508	0.00005	0.00158	0.00001	0.29	32.7	0.3	39	2	459	84	31.9	0.3	33	0.3
014	328	270	0.74	0.0527	0.0031	0.03736	0.00257	0.00514	0.00009	0.00161	0.00002	0.36	33.1	0.6	37	3	316	126	32.6	0.5	33	0.6
027	230	142	0.55	0.053	0.00376	0.0376	0.0029	0.00515	0.00007	0.00161	0.00002	0.3	33.1	0.4	37	3	329	151	32.6	0.5	33	0.4
046	222	88	0.35	0.04942	0.00292	0.03504	0.00221	0.00514	0.00006	0.00163	0.00005	0.23	33.1	0.4	35	2	168	129	32.8	1	33	0.4
030	299	186	0.56	0.05319	0.00349	0.03781	0.00265	0.00516	0.00006	0.00162	0.00002	0.21	33.2	0.4	38	3	337	140	32.6	0.4	33	0.4
038	227	106	0.42	0.05531	0.00332	0.03932	0.00251	0.00516	0.00005	0.00161	0.00002	0.23	33.2	0.3	39	2	425	131	32.5	0.4	33	0.3
044	182	91	0.45	0.06039	0.00517	0.04304	0.00414	0.00517	0.00011	0.0016	0.00003	0.4	33.2	0.7	43	4	618	181	32.2	0.7	33	0.7
045	215	196	0.81	0.05899	0.00486	0.04211	0.00398	0.00518	0.0001	0.0016	0.00003	0.38	33.3	0.7	42	4	567	176	32.4	0.6	33	0.7
010	274	182	0.59	0.05393	0.00514	0.03868	0.00391	0.0052	0.00007	0.00163	0.00003	0.23	33.4	0.5	39	4	368	202	32.9	0.6	33	0.5
021	212	216	0.91	0.05235	0.00444	0.0377	0.00342	0.00522	0.00006	0.00164	0.00003	0.22	33.6	0.4	38	3	301	180	33.1	0.5	34	0.4
050	165	107	0.58	0.04853	0.0032	0.03498	0.00249	0.00523	0.00007	0.00166	0.00005	0.2	33.6	0.4	35	2	125	142	33	1	34	0.4
039	146	92	0.56	0.05949	0.00513	0.04294	0.00403	0.00524	0.00008	0.00162	0.00003	0.28	33.7	0.5	43	4	585	184	32.7	0.5	34	0.5
017	255	166	0.58	0.05981	0.00487	0.04329	0.00376	0.00525	0.00006	0.00162	0.00002	0.22	33.8	0.4	43	4	597	169	32.8	0.4	34	0.4
026	191	85	0.40	0.05505	0.0046	0.03987	0.0035	0.00525	0.00005	0.00164	0.00002	0.24	33.8	0.3	40	3	414	177	33.1	0.5	34	0.3
047	147	96	0.58	0.06166	0.00536	0.0447	0.00428	0.00526	0.0001	0.00162	0.00003	0.24	33.8	0.6	44	4	662	187	32.7	0.6	34	0.6
053	140	111	0.71	0.05798	0.0029	0.04197	0.00218	0.00527	0.00007	0.00166	0.00005	0.27	33.9	0.4	42	2	529	107	34	1	34	0.4
015	294	193	0.59	0.06	0.00252	0.044	0.0019	0.00534	0.00005	0.00175	0.00005	0.23	34.3	0.3	44	2	604	86	35	1	34	0.3
023	739	494	0.60	0.06043	0.003	0.0444	0.00239	0.00533	0.00005	0.00164	0.00002	0.29	34.3	0.3	44	2	619	101	33.2	0.3	34	0.3
035	178	135	0.68	0.06473	0.00993	0.0477	0.00764	0.00535	0.00009	0.00164	0.00005	0.17	34.4	0.6	47	7	765	325	33	1	34	0.6
036	134	78	0.52	0.06132	0.00495	0.04518	0.00396	0.00534	0.00008	0.00165	0.00003	0.28	34.4	0.5	45	4	650	170	33.2	0.5	34	0.5
022	187	179	0.86	0.06191	0.00491	0.04577	0.00393	0.00536	0.00007	0.00165	0.00002	0.23	34.5	0.5	45	4	671	162	33.3	0.4	35	0.5
011	237	96	0.36	0.06432	0.00504	0.0477	0.00404	0.00538	0.00009	0.00165	0.00003	0.33	34.6	0.6	47	4	752	158	33.3	0.6	35	0.6
051	201	113	0.50	0.04983	0.00354	0.03713	0.00284	0.0054	0.00007	0.00171	0.00005	0.29	34.7	0.4	37	3	187	155	34	1	35	0.4
009	213	148	0.62	0.05329	0.0039	0.03986	0.00322	0.00543	0.00009	0.0017	0.00003	0.3	34.9	0.6	40	3	341	156	34.3	0.6	35	0.6
042	200	125	0.56	0.06327	0.00426	0.04736	0.00345	0.00543	0.00007	0.00167	0.00002	0.23	34.9	0.5	47	3	717	140	33.7	0.4	35	0.5

052	107	47	0.39	0.0553	0.0064	0.04195	0.00514	0.0055	0.00009	0.00172	0.00007	0.19	35.4	0.6	42	5	424	251	35	1	35	0.6
028	288	145	0.45	0.05606	0.00385	0.04274	0.00312	0.00553	0.00007	0.00172	0.00002	0.23	35.5	0.4	42	3	455	145	34.8	0.5	36	0.4
018	65	47	0.65	0.06437	0.0086	0.05151	0.00769	0.0058	0.00016	0.00178	0.00004	0.34	37	1	51	7	754	290	35.9	0.9	37	1.0

Anexo LA-ICP-MS 11. Datos U-Pb en circones de la muestra Gm-26 de una riolita tomada en el hombro nororiental del Graben de Santiaguillo.

# Disparo	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Razones Corregidas								Rho	Edades Corregidas (Ma)								Mejor Edad (Ma)	±1s
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1s	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±1s		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1s	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±1s		
58	2436	795	0.30	0.04907	0.00083	0.05335	0.00097	0.00788	0.00005	0.00272	0.00005	0.37	50.6	0.3	52.8	0.9	151	38	55	1	51	0.3
33	1087	536	0.46	0.0488	0.0015	0.05644	0.00196	0.00839	0.00007	0.00266	0.00002	0.32	53.8	0.5	56	2	138	71	53.6	0.5	54	0.5
44	839	341	0.38	0.04973	0.00163	0.0577	0.00208	0.00841	0.00007	0.00266	0.00002	0.29	54	0.5	57	2	183	75	53.6	0.5	54	0.5
53	2080	708	0.32	0.04837	0.00092	0.05653	0.00115	0.0085	0.00006	0.00285	0.00005	0.35	54.6	0.4	56	1	117	43	58	1	55	0.4
57	1105	507	0.42	0.05098	0.00112	0.06004	0.00139	0.00856	0.00006	0.00267	0.00005	0.32	54.9	0.4	59	1	240	49	54	1	55	0.4
20	1846	613	0.31	0.04746	0.001	0.05635	0.00129	0.0086	0.00008	0.00279	0.00006	0.39	55.2	0.5	56	1	72	48	56	1	55	0.5
50	1199	463	0.36	0.04877	0.00117	0.05795	0.00144	0.00863	0.00006	0.00274	0.00006	0.26	55.4	0.4	57	1	137	54	55	1	55	0.4
21	1150	629	0.51	0.05122	0.00143	0.06107	0.00178	0.00864	0.00007	0.00266	0.00005	0.29	55.5	0.4	60	2	251	64	54	1	56	0.4
39	1017	317	0.29	0.04784	0.00129	0.05696	0.00161	0.00864	0.00007	0.00293	0.00006	0.3	55.5	0.4	56	2	91	61	59	1	56	0.4
45	773	395	0.47	0.05243	0.00173	0.06244	0.00215	0.00868	0.00009	0.0028	0.00005	0.29	55.7	0.6	61	2	304	75	57	1	56	0.6
28	1117	547	0.45	0.05047	0.00106	0.06047	0.00133	0.00869	0.00006	0.00275	0.00005	0.3	55.8	0.4	60	1	217	49	56	1	56	0.4
22	778	405	0.48	0.05438	0.00158	0.06547	0.00205	0.00873	0.0001	0.00283	0.00006	0.37	56	0.6	64	2	387	65	57	1	56	0.6
42	824	330	0.37	0.05067	0.00137	0.06048	0.00168	0.00872	0.00006	0.00278	0.00006	0.23	56	0.4	60	2	226	63	56	1	56	0.4
8	1353	863	0.59	0.04699	0.00108	0.05688	0.0014	0.00878	0.00008	0.00274	0.00005	0.36	56.4	0.5	56	1	49	50	55	1	56	0.5
32	1310	657	0.46	0.04922	0.00113	0.0599	0.00144	0.00884	0.00006	0.00286	0.00005	0.3	56.7	0.4	59	1	158	54	58	1	57	0.4
54	1007	429	0.39	0.04863	0.00131	0.05926	0.00165	0.00884	0.00006	0.00285	0.00007	0.25	56.7	0.4	58	2	130	60	58	1	57	0.4
27	484	150	0.29	0.0538	0.00241	0.06562	0.00309	0.00885	0.00008	0.00277	0.00003	0.21	56.8	0.5	65	3	362	102	55.9	0.6	57	0.5
30	1384	779	0.52	0.04878	0.00102	0.05955	0.00133	0.00886	0.00007	0.0028	0.00005	0.35	56.9	0.4	59	1	137	49	57	1	57	0.4
23	1139	579	0.47	0.05083	0.00127	0.06221	0.00165	0.00889	0.00008	0.00285	0.00006	0.34	57.1	0.5	61	2	233	58	58	1	57	0.5
11	991	480	0.45	0.04866	0.00141	0.0598	0.00183	0.00894	0.00009	0.0029	0.00006	0.32	57.4	0.6	59	2	131	67	59	1	57	0.6
15	1398	506	0.33	0.04988	0.00134	0.06175	0.00184	0.00898	0.00007	0.00283	0.00002	0.3	57.6	0.5	61	2	190	62	57.2	0.5	58	0.5
52	955	440	0.43	0.04982	0.001	0.06174	0.00131	0.00901	0.00006	0.00295	0.00006	0.32	57.8	0.4	61	1	187	45	60	1	58	0.4
46	678	335	0.46	0.05127	0.00133	0.06394	0.00175	0.00905	0.00008	0.00294	0.00006	0.32	58.1	0.5	63	2	253	60	59	1	58	0.5
12	740	269	0.34	0.05091	0.00184	0.06415	0.00253	0.00914	0.00008	0.00288	0.00003	0.29	58.6	0.5	63	2	237	84	58.1	0.5	59	0.5

16	1055	448	0.39	0.05044	0.00141	0.06396	0.00185	0.00922	0.00007	0.00284	0.00006	0.26	59.2	0.4	63	2	215	65	57	1	59	0.4
29	1057	490	0.43	0.04721	0.00132	0.06	0.00174	0.00922	0.00007	0.00301	0.00006	0.27	59.2	0.4	59	2	60	60	61	1	59	0.4
34	1383	751	0.50	0.04977	0.00109	0.06335	0.00156	0.00934	0.0001	0.00287	0.00007	0.46	59.9	0.6	62	1	184	51	58	1	60	0.6
51	1202	716	0.55	0.04939	0.00094	0.06435	0.00132	0.00947	0.00007	0.00303	0.00005	0.37	60.8	0.4	63	1	166	43	61	1	61	0.4
10	502	163	0.30	0.05519	0.00288	0.07323	0.00406	0.00962	0.00011	0.003	0.00004	0.24	61.7	0.7	72	4	420	118	60.6	0.8	62	0.7
14	1012	1178	1.08	0.05042	0.00116	0.07989	0.00192	0.01155	0.00008	0.00356	0.00006	0.29	74	0.5	78	2	214	53	72	1	74	0.5
56	641	274	0.40	0.05155	0.00169	0.08947	0.00318	0.01259	0.00009	0.00396	0.00003	0.26	80.6	0.6	87	3	266	73	79.8	0.6	81	0.6
47	594	238	0.37	0.05114	0.00143	0.08958	0.00258	0.01275	0.00008	0.00422	0.00014	0.24	81.7	0.5	87	2	247	64	85	3	82	0.5
9	556	276	0.46	0.0511	0.00158	0.09221	0.00295	0.01313	0.0001	0.00422	0.00008	0.26	84.1	0.6	90	3	245	71	85	2	84	0.6
17	701	418	0.55	0.05017	0.00115	0.09114	0.00223	0.01317	0.00011	0.00419	0.00008	0.35	84.3	0.7	89	2	203	53	85	2	84	0.7
35	588	258	0.41	0.04864	0.00112	0.08878	0.00215	0.01324	0.0001	0.00425	0.00009	0.31	84.8	0.6	86	2	131	54	86	2	85	0.6
38	359	159	0.41	0.05199	0.00203	0.09515	0.0038	0.01332	0.00011	0.00425	0.00013	0.21	85.3	0.7	92	4	285	90	86	3	85	0.7
40	382	214	0.52	0.05502	0.00171	0.10109	0.00324	0.01341	0.00011	0.00425	0.0001	0.24	85.9	0.7	98	3	413	70	86	2	86	0.7
18	411	183	0.41	0.05037	0.00199	0.09409	0.00397	0.01355	0.00012	0.00427	0.00004	0.22	86.8	0.7	91	4	212	91	86.2	0.8	87	0.7
41	278	117	0.39	0.05316	0.0025	0.1034	0.00499	0.01408	0.00015	0.0048	0.00016	0.22	90.1	1	100	5	336	107	97	3	90	1.0

ANEXO FOTOGRAFICO



Ignimbrita Balín cerca de la localidad en la que se recolectó la muestra pas-wb que arrojó una edad U-Pb en circones de $33.2 \pm 0.50 / -0.20$ Ma.



Ignimbrita Fresnos afectada por fallas de rumbo N30°W al suroeste de la mesa Los Fresnos.



Falla normal de rumbo NE afectando a algunos depósitos no consolidados del Neógeno-Cuaternario al norte de Santiago Papasquiari.



Contacto entre brecha andesítica (arriba) y la arenisca de grano grueso (abajo) de la andesita Cazadero, al este de la localidad en la que se tomó la muestra and-cl.



Bloques basculados hacia el suroeste al norte de Santiago Papasquiaro. La unidad más joven en estos bloques es la ignimbrita Puente Negro que arrojó una edad U-Pb de $34.00 \pm 0.50/-0.70$ Ma.



Lavas de la andesita Cazadero aguas arriba en el arroyo El Cazadero. En este afloramiento se colectó la muestra caz-1 que arrojó una edad U-Pb de $35.95 \pm 0.45/-0.5$ Ma.



Contacto entre la ignimbrita Puente Negro y la formación Santiago al noreste de Los Herrera.



En el centro de la imagen coladas de lava pleistocénicas (Henry y Aranda-Gómez, 1992, 2000; Aranda-Gómez *et al.*, 1997) sobreyacen al relleno del Graben de Río Chico-Otinapa al oeste de San Diego de Alcalá.



Al fondo se observa a la ignimbrita Altamira (Barajas-Gea, 2008; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012) basculada hacia el ese-suroeste, al suroeste de Santiago Papasquiario.



En el centro de la imagen se observa a la ignimbrita Puente Negro basculada hacia el suroeste, esto en la zona media del traslape entre los grabenes de Tepehuanes y Santiaguillo.



Fotomosaico de la zona central del traslape entre los grabenes de Tepehuanes y Santiaguillo. Se observa en la porción izquierda de la foto bloques basculados hacia el suroeste mientras que en la porción derecha de la foto se observan bloques basculados hacia el noreste.