



UNIVERSIDAD DE GUANAJUATO

CAMPUS GUANAJUATO
DIVISIÓN DE INGENIERÍAS
Departamento de Ingeniería en Minas, Metalurgia
y Geología

CONTROLES GEOLÓGICOS EN LA FORMACIÓN
DEL COMPLEJO VOLCÁNICO DE IRAPUATO,
GUANAJUATO. MÉXICO. CVMG

T E S I S
Que para obtener el grado de:
INGENIERO GEÓLOGO

P R E S E N T A

ANDRÉS JOSUÉ CAMPOS DOMÍNGUEZ

DIRECTORES DE TESIS:

Dra. Pooja Vinod Kshirsagar.
Universidad de Guanajuato

Dr. Raúl Miranda Avilés.
Universidad de Guanajuato

Guanajuato, 2021

A mis padres:

Socorro Domínguez y Jesús Campos
que con su apoyo incondicional y amor
me han acompañado a lo largo de mi vida,
que sin perder la confianza y
la fe en mi alentaron a terminar con esta etapa,
mis logros también son de ustedes.

A Andres J Campos, por nunca darte por vencido y
tener fe en ti mismo.

Gracias.

Agradecimientos

Especialmente a mis padres, que, con sus lecciones y ejemplos de vida, me han hecho una persona honesta y responsable, y con el único interés de verme crecer y fortalecerme como persona, este logro también es de ustedes. Les agradezco la paciencia y toda la confianza que me han brindado. A mis hermanos Axel, Alejandra, Ana, Gonzalo, Perla, y Román. por acompañarme en esta etapa, que sin su carisma y apoyo nunca hubiera cumplido este sueño.

Especial reconocimiento al interés y asesoría mostrado por mi trabajo y las sugerencias recibidas de mi asesora de tesis, profesora y amiga, la Dra Pooja Vinod Kshirsagar. Sus conocimientos, paciencia y motivación han sido fundamentales para la culminación de este trabajo.

A mis amigos y compañeros que hicieron de esta etapa agradable y divertida, llena de risas, reclamos y regaños, pero siempre con mucho aprendizaje. El apoyo incondicional ha dado resultado, gracias a Rosy, Jessi, Ivy, Ruby, Mayra, Braulio, Abel, Nazaret, Ana Laura, Gina y Adrián, solo por mencionar a algunos, este trabajo es suyo también. Asimismo, agradezco a mis amigos que han puesto su granito de arena en esta tesis, agradeciendo el tiempo y dedicación invertidas en este trabajo.

A este trabajo en sí, porque sin él no hubiera cumplido mi sueño de conocer Europa y Centroamérica y descubrir que la divulgación de ciencia es increíble, también me permitió conocer personas con un valor enorme y siempre llevaré en mi memoria.

Especial agradecimiento al Proyecto PRODEP 2017 (UGTO-PTC-601) quien me becó y pude seguir con este trabajo. Al Dr Luis Enrique Mendoza Puga y la Dra Teresita de Jesús Rendon Huerta Barrera, que no dejaron de creer en mí y sustentaron mis gastos en el extranjero, a EDUCAFIN, y al Gobierno del Estado de Guanajuato quienes financiaron el transporte para asistir a la Reunión Anual de la Unión Geofísica Europea en Viena, Austria.

A mis compañeros del Consejo de Ciencias de la Tierra, quienes compartí momentos increíbles, con ellos pude desarrollar mis actitudes, y disfrutar de la vida universitaria, y a mi Alma Mater la Universidad de Guanajuato.

A todos ellos, gracias

ÍNDICE

LISTA DE FIGURAS	6
LISTA DE TABLAS	12
RESUMEN	13
ABSTRACT	14
CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN	15
1.1. CONCEPTOS GENERALES DEL VOLCANISMO MONOGENÉTICO	15
1.2. TIPOS DE EDIFICIOS MONOGENÉTICOS	16
a. Conos de Escoria	16
b. Anillos de Toba, Conos de Toba y Maares	17
1.3. ESTILOS ERUPTIVOS	18
a. Hawaiano.....	18
b. Estromboliano.....	19
c. Vulcaniano	20
d. Pliniano.....	21
e. Hidrovolcánico	22
1.4. EL CINTURÓN VOLCÁNICO TRANS-MEXICANO Y SUS CAMPOS MONOGENÉTICOS.....	24
1.5 EL CAMPO VOLCÁNICO MICHOACÁN-GUANAJUATO (CVMG).....	28
1.6 CAMPO VOLCÁNICO DE VALLE DE SANTIAGO.....	31
CAPÍTULO II ÁREA, OBJETIVOS Y GENERALIDADES DEL ESTUDIO	36
2.1 ÁREA DE ESTUDIO.	36
2.1.2 Antecedentes geológicos de la zona de estudio.	37
2.1.2.1 Estratigrafía local	38
2.1.2.2 Sistema de acuífero local.....	39
2.2 OBJETIVOS	39
2.2.1 Objetivos Generales	39
2.2.3 Objetivos Específicos.....	39
2.3 HIPÓTESIS	40
2.4 JUSTIFICACIÓN.....	40
CAPITULO III TERMINOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS	42
3.1 DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS.	42
a. Depósitos de Caída.	42
b. Depósitos de Flujo	42
c. Depósitos de Oleada.....	43
d. Clasificación de Clastos.....	43
3.2 TERMINOLOGÍA UTILIZADA PARA EL ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO.....	45
CAPITULO IV METODOLOGÍA	50
3.1 TRABAJO DE CAMPO.....	50
4.2 RECOLECCIÓN DE MUESTRAS.....	50
4.3 TRABAJO DE LABORATORIO	51

4.3.1 Granulometría.....	51
4.3.2 Componentría.....	55
4.3.3 Vesicularidad y Juveniles Retrabajados.....	56
4.3.3.1 Metodología para los juveniles retrabajados.....	57
4.3.4 Petrografía.....	59
4.3.5 Estratigrafía.....	60
4.3.6 Sedimentología.....	60
4.3.7 Geoquímica.....	62
4.3.7.1 Geoquímica de elementos mayores.....	62
4.3.7.2 Geoquímica de elementos traza.....	62
4.4 CARTOGRAFÍA.....	63
4.6.1 Elaboración de modelo digital de elevación.....	64
4.6.2 CÁLCULO DE VOLUMEN Y ÁREA.....	64
CAPITULO V RESULTADOS E INTERPRETACIONES.....	66
5.1 CRÁTER SAN JOAQUÍN.....	66
5.1.1 Estratigrafía, Sedimentología, Granulometría y Análisis de Componentes.....	69
5.1.2 Vesicularidad en fragmentos juveniles y análisis de juveniles retrabajados.....	71
5.2 CRÁTER LA SANABRIA.....	73
5.2.1 Estratigrafía, Sedimentología, Granulometría y Análisis de Componentes.....	73
5.2.2 Vesicularidad y Análisis de Juveniles Retrabajados.....	78
5.3 CRÁTER SAN ROQUE.....	81
5.3.1 Estratigrafía, Sedimentología, Granulometría y Análisis de Componentes.....	81
5.3.2 Vesicularidad y Análisis de Juveniles Retrabajados.....	86
5.4 UNIDAD PALAGONITA.....	87
5.5 DEPOSITO DE TEFRA CONO DE ESCORIA.....	89
5.5.1 Estratigrafía, Sedimentología, Granulometría y Análisis de Componentes.....	89
5.5.2 Vesicularidad y Análisis de Juveniles Retrabajados.....	92
5.6 PETROGRAFÍA.....	93
5.7 GEOQUÍMICA.....	95
5.8 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	104
5.9 CARTOGRAFÍA.....	105
CAPÍTULO VI DISCUSIÓN.....	107
6.1 CRÁTER SAN JOAQUÍN (SJ).....	107
6.2 CRÁTER LA SANABRIA (LS).....	108
6.3 CRÁTER SAN ROQUE (SR).....	109
6.4 CONO DE ESCORIA.....	110
6.5 GEOQUÍMICA Y PETROGRAFÍA.....	110
6.6 EDAD DE LOS EVENTOS DE FORMACIÓN.....	111
6.7 ACTIVIDAD FREATOMAGMÁTICA AL N DEL CAMPO VOLCÁNICO DE VALLE DE SANTIAGO.....	113
6.8 CONDICIONES HIDROGEOLOGÍCAS Y CLIMÁTICAS.....	114
6.8.1 ACUÍFERO IRAPUATO-VALLE.....	115
6.9 VOLUMEN DE TEFRA Y MAGMA INVOLUCRADO.....	118
6.10 DURACIÓN DE LA ERUPCIÓN.....	119
6.11 GRUPOS DE VOLCANES FREATOMAGMÁTICOS ALREDEDOR DEL MUNDO.....	120
6.12 EVOLUCIÓN DE LA FORMACIÓN DEL COMPLEJO FREATOMAGMÁTICO DE IRAPUATO.....	122

CONCLUSIONES	125
7.1 CONCLUSIONES GENERALES.....	125
REFERENCIAS	129
ANEXOS	141
1. PETROGRAFÍA.....	141
2. PARÁMETROS ESTADÍSTICOS, GRANULOMÉTRICOS Y COMPONENTRÍA OBTENIDOS	143
3. RESULTADOS DE ANÁLISIS DE VESICULARIDAD Y DE JUVENILES RETRAJADOS.....	147
4. CÁLCULO DE VOLUMEN DE MAGMA EXPULSADO, DISPONIBILIDAD DE AGUA Y TASA DE ERUPCIÓN.....	149

Lista de Figuras

Figura 1. Variaciones en la morfología de los edificios volcánicos y la energía liberada por las explosiones en función de la proporción de agua en el ambiente de formación (Adaptada de Wohletz y Sheridan, 1983)..... 18

Figura 2. Gráfico comparativo entre la explosividad relativa y altura de la erupción resultante, de las erupciones magmáticas extraído de The COMET Program/USGS. 23

Figura 3. Estilos eruptivos hidrovulcánicos. Erupciones Surtseyanas, evolución de erupciones freatomagmáticas, y morfología de un maar. Extraído de Amigo et al., 2018. Y USGS. 23

Figura 4. Distribución de los campos monogenéticos estudiados dentro del Cinturón Volcánico Trans Mexicano. Los triángulos negros corresponden a los estratovolcanes: SP-San Pedro, CE-Ceboruco, T-Tequila, FC-Volcán de Fuego de Colima, Tancítaro, NT-Nevado de Toluca, I-Iztaccíhuatl, P-Popocatépetl, LM-La Malinche, PO-Pico de Orizaba y CP-Cofre de Perote. También se indican en triángulos rosas los volcanes históricos Parícutin y Jorullo, el rectángulo en color verde representa el área del estudio en el presente trabajo (Modificado desde Hernández-Jiménez, 2016). 26

Figura 5. Mapa del centro de México que muestra las principales características tectónicas y el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) con los principales estratovolcanes San Juan (SJ), Sangangüey (S), Tepetiltic (TP), Ceboruco (CE), Tequila (T), Nevado de Colima (NC), Fuego de Colima (FC), Tancítaro (TC), Jocotitlán (JC), Nevado de Toluca (NT), Iztaccíhuatl (I), Popocatépetl (PP), La Malinche (LM), Cofre de Perote (CP) y Pico de Orizaba (PO). Grabens neo-tectónicos principales (líneas negras con dirección de inmersión) generalmente ocupados por lagos del Pleistoceno-Holoceno tardío (delineados en azul) También se indican los ríos Santiago, Lerma y Balsas (líneas azules) que delimitan el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (delineado en rojo). Los conos de escoria monogenéticos históricos Parícutin (P) y Jorullo (J)..... 30

Figura 6. Modelo de Elevación Digital (DEM) del Campo Volcánico de Michoacán y Guanajuato (CVMG), mostrando la ubicación del área de estudio (La Sanabria – San Roque – San Joaquín). El mapa también muestra los demás volcanes freatomagmáticos del CVMG; El grupo de los volcanes freatomagmáticos del Campo Volcanico de Valle de Santiago (CVVS), T=Tangancícuaro, EC=El Caracol, AE=Alberca de Los Espinos, AG=Alberca de Guadalupe, EC= El Caracol, CT=Costo or Cojti, AT=Alberca de Tacámbaro.

Sistemas de Fallas Principales are CFS=Cuitzeo, CTFS=Chapala–Tula, COFS=Chapala–Oaxaca, and QFTS= Querétaro–Taxco. Ríos principales están en color azul cielo. El área del estudio se muestra en rectángulo amarillo (modificado por Kshirsagar et al., 2015). . 31

Figura 7 Mapa LiDAR del Campo Volcánico del Valle de Santiago (CVVS), que muestra el complejo de anillos de toba San Joaquín (SJ) -La Sanabria (LS) - San Roque (SR) en el norte, seguido de San Manuel (SM), Cerros La Mina (LM), Rincón de Parangueo (RDP), Santa Rosa (SaR), San Nicolás (SN), Hoya Estrada (HE), La Alberca (LA), Hoya Solís (HS), Hoya Blanca (HB), La Cintora (LC), Complejo Hoya de Álvarez (HAC), La Batea (LB), Cerro Culiacan (CC) Cerro Santiago (CS); La Joya de Yuriria (LHY) grupos freatomagmáticos con tendencia NNW-SSE dentro de la cuenca del Valle de Santiago (VSB). Los fechamientos fueron recopilados de: (1.18±0.16 Ma* Murphy, 1986), (2.48±0.007 Ma** Hasenaka y Carmichael, 1985) y (2.27±0.27 Ma*** Ban et al., 1992.) El área de estudio se muestra resaltada por rectángulos rojo (extraído y modificado de Kshirsagar y Campos., 2020) .. 33

Figura 8. Imagen satelital de la zona de estudio. El complejo freatomagmático de Irapuato. Imagen obtenida de Google Earth Pro. 2020 36

Figura 9. Geología Local y sistemas de fallas presentes en la Ciudad de Irapuato, en el recuadro rojo se muestra la zona de estudio. (Extraído de Rodríguez y Schroeder, 2010) 38

Figura 10. Clasificación de los depósitos piroclásticos según su tipo de emplazamiento y relación topográfica previa (modificado de Cas y Wright, 1987, y extraído de Pérez y Fernández, 2015). 43

Figura 11. Fotografía de los diferentes líticos encontrados dentro de los depósitos proximales de complejo freatomagmático de Irapuato. 45

Figura 12. Esquema de clasificación de facies basado en el tamaño de grano y estructura sedimentaria, extraído de Sonh y Cough (1989). 46

Figura 13. Mosaico de fotografías que muestran el procedimiento para determinar la relación granulométrica de las muestras colectadas a) columna de tamices con relacion desde -6 φ a >4 φ; b) muestra la apertura de malla para cada uno de los tamices comenzando desde -6φ; c) Horno de secado eléctrico; d) recipiente conteniente de muestra; e) balanza digital modelo EQ-4HP en la cual se pesaron todas las muestras recolectadas. Fotografías tomadas por J Zamacona..... 54

Figura 14. Morfologías en piroclastos juveniles: (A) reticulita, (B) cabellos de Pelé, (C) lágrimas de Pelé, (D) clastos fusiformes, (E) lapilli transicional, (F) escoria, (G) lapilli denso, (H) pómez (Ilustración tomada de Brown y Andrews, 2015)..... 58

Figura 15. Ejemplo de actividad explosiva de intensidad media y tipos de clastos de ceniza. (a) Emisión de ceniza del volcán Etna 2001, con una clara evidencia de material fragmentado que vuelve a caer dentro de la fisura eruptiva y que potencialmente puede ser reciclada. (b) tipos de cenizas, 0.5 a 1 mm de rango de tamaño. Clastos representativos de los grupos A (juveniles frescos) y B (juveniles reciclados), (Ilustración tomada de D´Oriano et al., 2014)..... 58

Figura 16. Maquinaria del laboratorio de Petrografía, utilizadas para la realización de secciones delgadas. (a) Sierra de corte para sección delgada marca INGRAM modelo 135.

(b) Pulidora de sección delgada marca INGRAM modelo 400TS. (c) Maquina cortadora con disco de diamante de 10 pulgadas de diámetro. (d) Microscopio petrográfico Olympus. . 59

Figura 17. Preparación de muestras para análisis Geoquímicos. Mosaico (a) fragmento de muestra representativa de una población en interés, (b) Mortero de ágata. (c) Mortero de porcelana. (d) muestra pulverizada del tamaño de talco. 63

Figura 18. Secciones estratigráficas compuesta por los depósitos de tefra San Joaquín (SJ) expuestos en las canteras Q1 y Q3. La figura también muestra datos de granulometría y análisis de componentes (negro = juveniles, gris oscuro = andesitas sin vesículas, gris claro = andesitas vesiculares, rojo = líticos de color rojo, amarillo = minerales o cristales, blanco = sedimentos) de las unidades muestreadas. Se acompañan a las secciones fotografías tomadas en campo para contextualizar el tipo de afloramiento. 67

Figura 19. (Continuación) Sección estratigráfica compuesta por los depósitos de tefra San Joaquín (SJ) expuestos en las canteras Q4. Se acompañan a las secciones fotografías tomadas en campo para contextualizar el tipo de afloramiento. 68

Figura 20. Fotografías de campo del edificio San Joaquín. (A) Afloramiento para la sección estratigráfica Q1 en ella se muestra las diferentes capas que conforman a la unidad; (B) Facie LT1 de los depósitos San Joaquín muestra una capa compuesta por lapilli de tamaño medio; (C) Depósitos proximales de tefra San Joaquín Q3, muestra las facies LT2, LT3 y T1; (D) acercamiento de una caída de impacto de la cantera Q4; (E) Depósitos distales del anillo de toba San Joaquín (SJ) expuesta en la cantera Q4; (F) acercamiento de una caída de impacto de la cantera Q3; (G) acercamiento de las capas que afloran en la cantera Q4, se muestra la facie principal T1. 70

Figura 21. Gráficos de vesicularidad para el anillo de toba San Joaquín (SJ) acompañado con las secciones estratigráficas generadas durante este estudio. Se muestra el % vol. de la vesicularidad (circulo relleno de color naranja) contra la densidad de los fragmentos juveniles (barras) en unidades de gr cm^{-3} se utilizaron las densidades conocidas del agua (1.0 gr cm^{-3}) y del basalto (2.8 gr cm^{-3}). 72

Figura 22. Sección estratigráfica compuesta por los depósitos de tefra La Sanabria (LS) expuesta en la cantera Q5. La figura también muestra datos de granulometría y análisis de componentes (negro = juveniles, gris oscuro = andesitas sin vesículas, azul y gris claro = andesitas vesiculares, rojo = líticos de color rojo, amarillo = minerales o cristales, blanco = sedimentos, naranja = líticos retrabajados) de las unidades muestreadas. Se acompañan a la sección fotografías tomadas en campo para contextualizar el tipo de afloramiento. 74

Figura 23. (Continuación) Sección estratigráfica compuesta por los depósitos de tefra La Sanabria (LS) expuesta en la cantera Q8. La figura también muestra datos de granulometría y análisis de componentes (negro = juveniles, gris oscuro = andesitas sin vesículas, azul y gris claro = andesitas vesiculares, rojo = líticos de color rojo, amarillo = minerales o cristales, blanco = sedimentos, naranja = líticos retrabajados) de las unidades muestreadas. Se acompañan a la sección fotografías tomadas en campo para contextualizar el tipo de afloramiento. 75

Figura 24. Fotografías de campo del edificio tipo anillo de toba La Sanabria (LS). (A) Afloramiento para la sección estratigráfica Q5 en ella se muestra las diferentes capas que conforman a la unidad; (B) acercamiento del afloramiento Q5, se muestran la intercalación entre las facies T2 y LT5 ; (C) Contacto entre los depósitos San Roque (SR) en la parte

superior y los depósitos distales de la Sanabria (LS) en la parte inferior de la fotografía expuesto en la cantera Q7, también se muestran las facies observadas; (D) depósitos proximales de La Sanabria (LS) expuestos en la cantera Q8; (E) Acercamiento de la facie LT5 perteneciente a los depósitos de La Sanabria (LS) expuesta en la cantera Q8; (F) acercamiento de la facie LT5 del depósito de tefra La Sanabria expuesto en la cantera Q5; (G) Depósitos tefra distales de La Sanabria (LS) expuesto en la cantera Q7 y se muestra la facie existente. 77

Figura 25. Gráficos de Vesicularidad para el anillo de toba La Sanabria (LS)) acompañado con las secciones estratigráficas generadas durante este estudio. Se muestra el %vol. de la vesicularidad (circulo relleno de color naranja) contra la densidad de los fragmentos juveniles (barras) en unidades de gr cm^{-3} se utilizaron las densidades conocidas del agua (1.0 gr cm^{-3}) y del basalto (2.8 gr cm^{-3}). 79

Figura 26. (Continuación) Gráficos de Vesicularidad para el anillo de toba La Sanabria (LS)) acompañado con las secciones estratigráficas generadas durante este estudio. Se muestra el %vol. de la vesicularidad (circulo relleno de color naranja) contra la densidad de los fragmentos juveniles (barras) en unidades de gr cm^{-3} se utilizaron las densidades conocidas del agua (1.0 gr cm^{-3}) y del basalto (2.8 gr cm^{-3}). 80

Figura 27. Sección estratigráfica compuesta por los depósitos de tefra San Roque (RS) expuestos en las canteras Q2 y Q7. La figura también muestra datos de granulometría y análisis de componentes (negro = juveniles, gris oscuro = andesitas sin vesículas, azul y gris claro = andesitas vesiculares, rojo = líticos de color rojo, amarillo = minerales o cristales, blanco = sedimentos, verde = clastos cementados) de las unidades muestreadas. Se acompañan a las secciones fotografías tomadas en campo para contextualizar el tipo de afloramiento. 82

Figura 28. (Continuación) Sección estratigráfica compuesta por los depósitos de tefra San Roque (RS) expuestos en las canteras Q7. La figura también muestra datos de granulometría y análisis de componentes (negro = juveniles, gris oscuro = andesitas sin vesículas, azul y gris claro = andesitas vesiculares, rojo = líticos de color rojo, amarillo = minerales o cristales, blanco = sedimentos, verde = clastos cementados) de las unidades muestreadas. Se acompañan a las secciones fotografías tomadas en campo para contextualizar el tipo de afloramiento. 83

Figura 29. Fotografías de campo del edificio tipo anillo de toba San Roque (SR). (A) Afloramiento para la sección estratigráfica Q2 en ella se muestra las diferentes capas que conforman a la unidad; (B) acercamiento del afloramiento Q2, se muestran la intercalación entre las facies LT6 y LT7 y una capa de ceniza palagonitizada presente en la cantera Q1; (C) Contacto entre los depósitos San Roque (SR) en la parte superior y los depósitos distales de la Sanabria (LS) en la parte inferior de la fotografía expuesto en la cantera Q7, también se muestran las facies observadas; (D) Depósitos de tefra San Roque (SR) expuestos en la cantera Q8, en el circulo superior se muestra un lítico de color rojo de gran tamaño embebido en el depósito y en la elipse de en medio muestra una fractura que está presente a lo largo de este afloramiento que su origen se discute en este mismo capítulo; (E) Acercamiento de la facie LT6 perteneciente a los depósitos de San Roque (SR) expuesta en la cantera Q2 y colección de muestra para análisis granulométrico y de componentes. 85

- Figura 30.** Gráficos de Vesicularidad para el anillo de toba San Roque (SR)) acompañado con las secciones estratigráficas generadas durante este estudio. Se muestra el % vol. de la vesicularidad (circulo relleno de color naranja) contra la densidad de los fragmentos juveniles (barras) en unidades de gr cm^{-3} se utilizaron las densidades conocidas del agua (1.0 gr cm^{-3}) y del basalto (2.8 gr cm^{-3}). 86
- Figura 31.** Mosaico de fotografías de muestra macroscópica y sección delgada de la capa de ceniza palagonitizada, (A) IR1901 B muestra macroscópica de palagonita (B) fotografía de la sección delgada de la palagonita que muestra líticos angulares y clastos de escoria (SC) embebidos en una matriz vítrea probablemente sideromelano 87
- Figura 32.** Fotografías de campo de las canteras donde se expone la capa de ceniza Palagonitizada (A) Deposito de tefra San Joaquín (SJ) expuesto en la cantera Q1 donde se muestra la capa de ceniza Palagonitizada (color blanco) que indica un periodo de descanso entre la formación de ambos edificios, (B y C) depósitos de tefra San Roque (SR) expuestos en la cantera Q2 remarcado con líneas punteadas de color amarillo para resaltar la capa de ceniza palagonitizada o palagonita presente en ambas canteras y permite establecer una relación estratigráfica de manera lateral. 88
- Figura 33.** Sección estratigráfica compuesta por el depósito de tefra Cono de Escoria expuesto en la cantera Q6. La figura también muestra datos de granulometría y análisis de componentes (negro = juveniles, gris oscuro = andesitas sin vesículas, gris claro = andesitas vesiculares, rojo = líticos de color rojo) de las unidades muestreadas. 89
- Figura 34.** Fotografías de campo de los depósitos de tefra de Cono de Escoria (CE). (A) Afloramiento para la sección estratigráfica Q6 en ella se muestra las diferentes capas que conforman a la unidad; (B) acercamiento del afloramiento Q6, se muestran el contacto entre lo que puede ser paleosuelo y la facie SU rica en fragmentos de escoria. (C) colecta de muestra de las facies de la porción superior de la cantera Q6; (D) acercamiento del contacto entre el periodo de descanso y la capa de escoria; (E) recolección de muestra de un fragmento de lava del Cerro Panales para análisis geoquímicos y petrológicos. 91
- Figura 35.** Gráficos de Vesicularidad para el anillo de toba San Roque (SR)) acompañado con las secciones estratigráficas generadas durante este estudio. Se muestra el % vol. de la vesicularidad (circulo relleno de color naranja) contra la densidad de los fragmentos juveniles (barras) en unidades de gr cm^{-3} se utilizaron las densidades conocidas del agua (1.0 gr cm^{-3}) y del basalto (2.8 gr cm^{-3}). 92
- Figura 36.** Mosaico de fotografías de secciones delgadas vistas al microscopio Olympus con aumento de 20X, (a y b) fragmentos juveniles de los depósitos San Roque (SR) en la cantera Q2 presenta vesículas irregulares y pocos fenocristales, presencia de plagioclasas embebidas en una matriz vítrea. (c y d) fragmentos de andesitas con y sin vesículas del depósito San Roque (SR) de la cantera Q2 muestra presencia de fenocristales, plagioclasas y piroxenos embebidos en una matriz fina de plagioclasa. 94
- Figura 37.** (A) Diagrama TAS (Total Alcalis-Silica, según LeBas et al., 1986), (B) Diagrama bi-variante K_2O vs SiO_2 , ambas muestran la composición química de los productos volcánicos pertenecientes al Complejo de Volcanes Freatomagmáticos de Irapuato y los edificios cercanos a este..... 98

Figura 38. (A) Diagrama ternario de Alkali-FeO-MgO (Irvine y Baragar, 1971). (B) Diagrama ternario de discriminación Ta-Th-Hf/3 (Wood et al. 1980) para rocas del Complejo de Volcanes Freatomagmáticos de Irapuato.....	99
Figura 39. Diagramas multielementos de elementos traza, datos normalizados respecto a primitivo (Sun y McDonough, 1989). En dicho diagrama se comparan los resultados de todas las muestras juveniles, lava, y escoria.	101
Figura 40. Diagrama de elementos mayores tipo “Harker”, para los productos analizados. Porcentaje en Peso respecto de SiO ₂	103
Figura 41. Cartografía generada en este estudio	105
Figura 42. Compilación de profundidades y diámetros de varios maars cuaternarios alrededor del mundo y de este estudio modificado desde Ross et al., 2011, en el circulo amarillo se muestran los tres cráteres del Complejo de Volcanes Freatomagmáticos de Irapuato.	113
Figura 43.- Geología general del acuífero Irapuato-Valle extraído de: https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/guanajuato/DR_1119.pdf	116
Figura 44. (a) Unidades litológicas inferidas en el modelo de resistividad. (b) Modelo geofísico de resistividad eléctrica del sistema de acuífero Irapuato Valle. (c) Sección transversal esquemática de A – A’ extraído de: https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/guanajuato/DR_1119.pdf	117
Figura 45. Diagrama esquemático de variedades de volcanes monogenéticos modificado desde Kereszturi et al., 2015.	122
Figura 46. Sección del complejo freatomagmático de Irapuato.	124
Figura 47. Fotografías de las muestras de mano colectadas para descripción macroscópica. (A) Muestra IR1903 – J; fragmento juvenil encontrado en la porción superior de la cantera Q3, (B) IR1901; fragmento compacto juvenil encontrado en la porción de la capa de escoria de la cantera Q1.	142
Figura 48. Fotografías de las muestras de mano colectadas para descripción macroscópica. (A) IR1901; brecha volcánica con presencia de hidrotermalismo colectada en la cantera Q2, (B) IR1909 lítico de color rojo encontrado en la cantera Q8.....	143
Figura 49. Fotografías de las muestras de mano colectadas para descripción macroscópica. (A) IR1906 B; fragmento juvenil con vesículas colectado en la cantera Q1, (B) IR1903 L lava encontrada en la Q6 perteneciente a Cono Escoria	143

Lista de Tablas

Tabla 1. Características generales de los campos volcánicos monogenéticos presentes en el CVTM, sn = sin número, no se tiene el dato del número de estructuras (tabla obtenida de Hernández-Jiménez, 2016).....	27
Tabla 2. Términos empleados para describir la distribución del tamaño de clastos de depósitos piroclásticos (modificado de White y Houghton, 2006 y extraída de Hernández-Jiménez, 2016).	53
Tabla 3. Datos geoquímicos de roca completa (mayores, menores, trazas y tierras raras) de los productos volcánicos del área de estudio. La concentración de elementos mayores y menores están en % peso y de trazas y tierras raras están en ppm.	96
Tabla 4. Continuación Tabla 3.....	97
Tabla 5. Parámetros estadísticos y granulométricos obtenidos con el programa SFT by Wohletz 2005 y modificado para productos volcánicos	144
Tabla 6. Datos obtenidos por análisis de Componentría (Houghton et al., 1992).....	146
Tabla 7. Datos obtenidos del Análisis de Vesicularidad (Houghton et al., 1985) y datos obtenidos del análisis de juveniles retrabajados (D’Oriano et al., 2014) San Joaquin, San Roque y Cono de Escoria.	147
Tabla 8. Datos obtenidos del Análisis de Vesicularidad (Houghton et al., 1985) y datos obtenidos del análisis de juveniles retrabajados (D’Oriano et al., 2014) para el Cráter La Sanabria (LS).....	148
Tabla 9. Resultados obtenidos para el cálculo de volumen de magma, agua y tasa de erupción.....	149

Resumen

El Cinturón Volcánico Trans-Mexicano es la provincia fisiográfica con mayor vulcanismo activo en México, en la geología del CVTM comprende pequeños campos monogenéticos con volcanes pequeños pero significativos capaces de generar cambios importantes en la sociedad por ejemplo el Parícutin (1943-1952). El CVTM comprende pequeños Campos Volcánicos Monogenéticos como el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato y el Campo Volcánico de Valle de Santiago. El presente trabajo se utilizaron metodologías y terminologías de autores que definen la caracterización de volcanes freatomagmáticos, para, posteriormente, clasificar, caracterizar e interpretar los controles geológicos en la formación y evolución del Complejo de Volcanes Freatomagmáticos de Irapuato, localizado en el límite NE del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato y el límite SE de la provincia fisiográfica de la Mesa Central. Este complejo se formó a partir de una serie de pulsos eruptivos formando capas delgadas a masivas y capas estratificadas mal clasificadas. Dada la morfología que estos cráteres poseen se les considera como volcanes freatomagmáticos tipo anillo de toba, según la variación en el espesor de los depósitos volcánicos del anillo de toba sugiere que la interacción agua/magma fue variable a lo largo de la erupción. Además, la alternancia entre las capas y las capas estratificadas, y la presencia de juveniles retrabajados en diferentes estratos, plantea que existió un periodo de descanso entre los pulsos, no tan largo como para generar un suelo. La petrografía de las secciones delgadas muestran que los fragmentos juveniles en los depósitos de tefra: son hipocristalinos con presencia de vesículas (30-40% vol.) con presencia de fenocristales de plagioclasa incrustados en una matriz de grano fino (casi cristalino) rica en plagioclasa. Los diagramas TAS muestran que los juveniles de los volcanes tipo anillo de toba San Roque y La Sanabria son basaltos y traquibasalto respectivamente; el magma que ha generado el depósito de tefra de La Sanabria y SU es alcalino y calcoalcalino. Se estimo el volumen total de magma involucrado de $2.13 \times 10^8 \text{ m}^3$ para el cráter La Sanabria, $3.36 \times 10^8 \text{ m}^3$ para el cráter San Joaquín, $1.74 \times 10^8 \text{ m}^3$ para el cráter San Roque; con el componente juvenil (entre el 23-87 % vol.) y su vesicularidad (58-66 %vol.). Por las dimensiones del cráter y la naturaleza freatomagmática del Complejo Freatomagmático de Irapuato, se prefirió una tasa de erupción promedio de $\sim 6.0 \text{ m}^3/\text{s}$ que puede requerir un flujo constante de agua subterránea de $1.42 \times 10^8 \text{ m}^3 - 6.34 \times 10^8 \text{ m}^3$ al momento de la formación de los cráteres. Por las condiciones morfológicas y la erosión natural se estima que la edad del Complejo Freatomagmatico según Ross et al., 2011, oscila entre los $\sim 40-70\text{k}$ años

Abstract

The Trans-Mexican Volcanic Belt is the physiographic province with the most active volcanism in Mexico, in the geology of the TMVB it comprises small monogenetic fields with small but significant volcanoes capable of generating important changes in society (e.g. Parícutin 1943-1952). The TMVB comprises small monogenetic volcanic fields such as the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field and the Valle de Santiago Volcanic Field. The present work is intended to use existing methodologies and terminologies to subsequently classify, characterize and interpret the geological controls on the formation and evolution of the Irapuato Phreatomagmatic Volcanic Complex, located at the NE boundary of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field and the SE boundary of the Mesa Central physiographic province. This complex was formed from a series of eruptive pulses forming thin to massive layers and poorly sorted stratified layers. Given the morphology that these craters possess, they are considered as phreatomagmatic tuff-ring type volcanoes, as the variation in the thickness of the volcanic deposits of the tuff ring suggests that the water/magma interaction was variable throughout the eruption. In addition, the alternation between layers and stratified layers, and the presence of reworked juveniles in different strata, suggests that there was a period of rest between pulses, not so long as to generate a floor. Petrography of thin sections shows that the juvenile fragments in the tephra deposits: are hypocristalline with presence of vesicles (30-40% vol.) with presence of plagioclase phenocrysts embedded in a fine-grained matrix (almost crystalline) rich in plagioclase. TAS (Total-Alkali-Silica) diagrams by LeBas et al., 1986 show that the juveniles of the San Roque and La Sanabria tuff-ring type volcanics are basalts and trachybasalts respectively; while the fragments of the SU unit are in composition trachyandesites to basalts, the magma that has generated the La Sanabria and SU tephra deposit is alkaline and calc-alkaline. The total volume of magma involved is estimated at $2.13 \times 10^8 \text{ m}^3$ for La Sanabria crater, $3.36 \times 10^8 \text{ m}^3$ for San Joaquin crater, $1.74 \times 10^8 \text{ m}^3$ for San Roque crater; with the juvenile component (between 23-87 % vol.) and its vesicularity (58-66 %vol.). Because of the crater dimensions and phreatomagmatic nature of the Irapuato Phreatomagmatic Complex, an average eruption rate of $\sim 6.0 \text{ m}^3/\text{s}$ was preferred which may require a constant groundwater flow of $1.42 \times 10^8 \text{ m}^3 - 6.34 \times 10^8 \text{ m}^3$ at the time of crater formation. Because of morphological conditions and natural erosion, the age of the Phreatomagmatic Complex is estimated by Ross et al., 2011, to range from $\sim 40\text{-}70\text{ k yr}$.

Capítulo I Introducción

En este capítulo abordaremos distintas definiciones y términos relacionados al vulcanismo monogenético, tipos de edificios volcánicos, estilos de erupción., para proporcionar una contextualización al lector desde una perspectiva regional yéndose a lo local como: Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, Campo Volcánico de Michoacán – Guanajuato y el Campo Volcánico de Valle de Santiago; sitio en el que se encuentra el área de estudio.

1.1. Conceptos Generales del Volcanismo Monogenético

Se les clasifica como monogenéticos a los volcanes que hacen erupción una sola vez (Connor y Conway, 2000). El conducto eruptivo se forma cuando el magma intercepta la superficie, por lo que la ocurrencia de xenolitos en los productos puede estar relacionada con las características de la roca encajonante. Algunos volcanes monogenéticos presentan morfologías complejas, tales como un cono de escoria que se encuentra en el cráter de un maar o un domo de lava en el cráter de un cono previamente formado. Los volcanes monogenéticos pueden formarse también sobre flancos de volcanes poligenéticos o estar asociados a calderas (Nakamura, 1977).

Los campos volcánicos monogenéticos son importantes manifestaciones de este tipo de vulcanismo que ocurren en todos los ambientes tectónicos, aunque dominan en las regiones continentales en contexto de extensión (Valentine y Gregg, 2008). Están formados por grupos de volcanes de pequeño volumen que se han formado por erupciones de corta duración (<10 años) e incluyen decenas hasta centenas de estructuras volcánicas frecuentemente alineadas a lo largo de fallas y fracturas tectónicas (Connor, 1987). A pesar de la corta vida de un volcán monogenético, en periodos de miles hasta algunos millones de años, el vulcanismo monogenético puede dar lugar a campos volcánicos muy extensos conformados por cientos de edificios. Autores como Connor y Conway (2000) notan que: “Las características físicas principales de los campos volcánicos monogenéticos incluyen el número de centros de emisión individual, la recurrencia de las erupciones volcánicas, la distribución de los eventos y su relación con las características tectónicas, tales como cuencas, zonas de falla y rifts”. Los campos volcánicos pequeños frecuentemente contienen menos de 50 centros eruptivos distribuidos en un área menor de 1,000 km², mientras que

los campos volcánicos extensos contienen más de 100 centros eruptivos distribuidos en un área mayor a 1,000 km² (Connor y Conway, 2000).

En estos campos se encuentran típicamente edificios compuestos por depósitos piroclásticos (e. g. conos de toba, maares, conos de escoria) que implican erupciones explosivas generando depósitos de caída, coladas y oleadas (Connor y Conway, 2000). La naturaleza del edificio formado depende del tipo de la superficie pre-eruptiva (litología y propiedades mecánicas), la geometría del conducto eruptivo, así como, la disponibilidad de agua para interactuar con el magma (Valentine y Groves, 1996).

1.2. Tipos de edificios monogenéticos

Los volcanes que constituyen los campos monogenéticos se nombran de acuerdo a las características particulares de sus productos, los cuales dan origen a estructuras pequeñas tales como conos de escoria (o conos cineríticos), maares y conos de toba, domos de lava, así como a estructuras de mayor tamaño como volcanes escudo. Se describen a continuación los tipos más comunes de estructuras, en el desarrollo del presente se trabajarán con los volcanes freatomagmáticos como maares, conos y anillos de toba.

a. Conos de Escoria

La formación de conos de escoria ha sido tradicionalmente asociada a erupciones de tipo estromboliano o hawaiano que involucran magmas de baja viscosidad, generalmente magmas basálticos (Vespermann y Schimincke, 2000).

En general los conos de escoria pueden formar edificios parásitos ubicados en los flancos de volcanes escudo o estratovolcanes (e.g. El Monte Etna en Italia tiene varios; Francis y Oppenheimer, 2004) o formar campos volcánicos cuyos edificios se encuentran a menudo alineados a lo largo de fallas en la corteza superior (Nakamura, 1977).

La morfología de los conos de escoria depende de varios factores como el volumen total de material emitido y la emisión de flujos de lava durante o después de la actividad explosiva que puede llegar a recubrir la base de una parte importante del cono y/o ocasionar el colapso del edificio previamente establecido. Las erupciones de los conos de escoria producen depósitos de caída de escasa extensión y edificios de pequeña altura (200-300

m). Los conos de escoria jóvenes tienen pendientes laterales de $\sim 33^\circ$. A este ángulo se le conoce como ángulo de reposo (Francis y Oppenheimer, 2004), mientras que los conos más antiguos o degradados muestran ángulos menores, (Hernández-Jiménez et al., 2016.)

b. Anillos de Toba, Conos de Toba y Maares

Estos tipos de volcanes son el resultado de erupciones freatomagmáticas producidas por explosiones que ocurren cuando el magma ascendente entra en contacto con agua subterráneo o superficial. Se pueden subdividir en tres tipos diferentes que varían estructural y morfológicamente en función del grado de explosividad, el cual es controlado por la proporción magma/agua durante el transcurso de la actividad.

Los anillos de toba frecuentemente tienen alturas menores a 50 m y pendientes laterales $<25^\circ$ mientras que los conos de toba presentan bordes más altos, de hasta 300 m, y una pendiente lateral $>25^\circ$. En general, los anillos de toba se forman cuando el contacto magma-agua ocurre en la superficie (Francis y Oppenheimer, 2004) (Figura 1).

Un anillo de toba se forma por erupciones freatomagmáticas de gran magnitud en entornos donde el nivel freático es de poca profundidad, generando cráteres de muy poca profundidad, y con extensiones menores a los conos de toba (Rodríguez y Fernández, 2015).

Los maares son por definición anillos o conos de toba que presentan un lago en su cráter. La base del cráter de estos edificios se sitúa bajo el nivel freático (Vespermann y Schmincke, 2000).

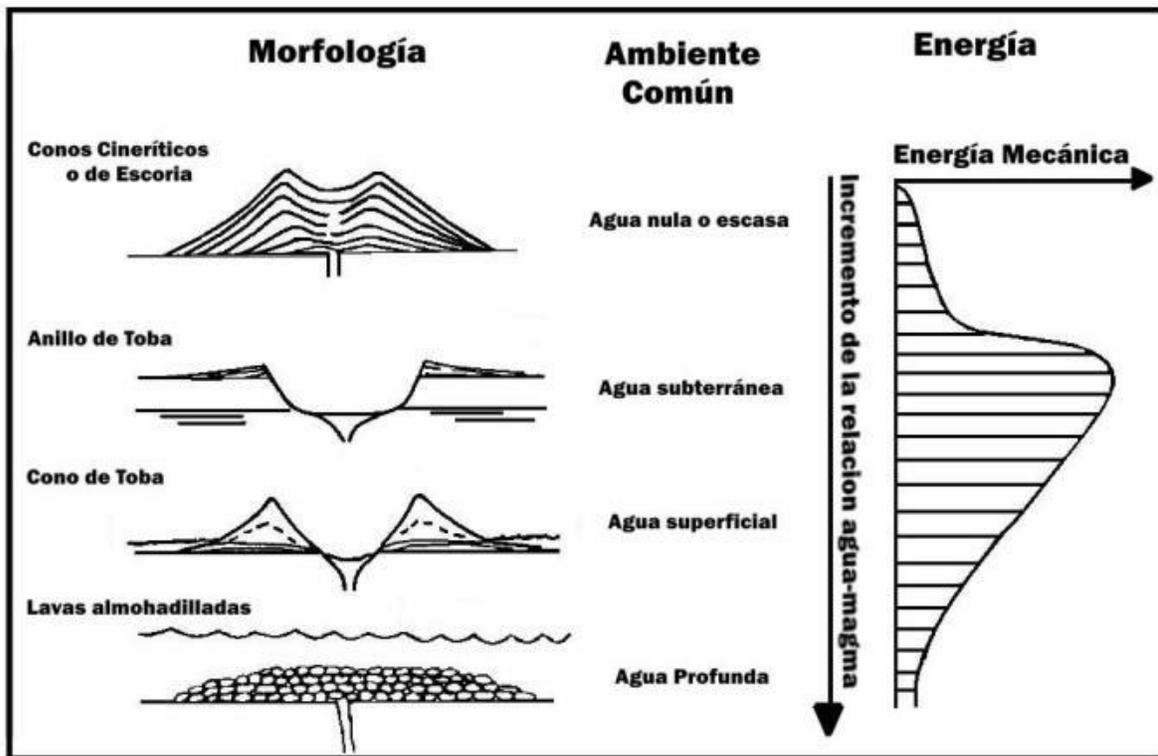


Figura 1. Variaciones en la morfología de los edificios volcánicos y la energía liberada por las explosiones en función de la proporción de agua en el ambiente de formación (Adaptada de Wohletz y Sheridan, 1983).

1.3. Estilos eruptivos

Las erupciones de volcanes monogenéticos pueden abarcar un amplio rango de estilos, por lo que resulta útil revisar los distintos estilos eruptivos usualmente considerados (Hernández-Jiménez et al, 2016). (Figura 2). Una erupción volcánica se caracteriza por la expulsión de gases, material piroclástico y flujos de lava o caída de ceniza desde un conducto (fisura o boca eruptiva), se clasifican por su intensidad, la composición y estructura de los depósitos, así como también las características del edificio. A continuación, se explica los distintos estilos eruptivos, en orden creciente de explosividad (Francis y Oppenheimer, 2004; Cas y Wright, 1988).

a. Hawaiano

Son erupciones que se caracterizan por producir lavas de baja viscosidad (composición basáltica) y relativamente bajas cantidades de piroclastos y gases. La columna eruptiva es comúnmente menor de 100 m de altura por lo que el área de dispersión

es muy pequeña (Walker, 1981) (Figura 2). La baja viscosidad del magma facilita la expansión de los gases dando lugar a vesículas de gran tamaño (metros) que se escapan pasivamente del magma sin producir explosiones violentas. También se producen chorros de lava incandescente que alcanzan unos cientos de metros de altura. Los piroclastos se depositan en un radio de algunas decenas de metros y los de menor tamaño que son arrastrados por el viento pueden depositarse hasta a $\sim 1 \text{ km}^2$ alrededor del centro eruptivo. (e.g., Manua Loa. Hawai; Timanfaya. Lanzarote., 1730). La mayoría de estos clastos, debido a su pequeño tamaño, se enfrían y solidifican antes de llegar al suelo donde se acumulan, dando origen a los depósitos de escoria y ceniza que forman pequeños conos. En ciertos casos, se producen grandes cantidades de spatter (chorros de lava) que presentan deformación plástica y la soldadura de estos, formando "spatter cones y spatter ramparts". Los depósitos usualmente contienen achneliths, que son fragmentos juveniles con superficies vítreas que se forman cuando fragmentos piroclásticos se deforman plásticamente durante su eyección de la boca eruptiva. Incluyen los "cabellos y lágrimas de Pelé" (magma que toma la forma de filamentos y de gotas de agua respectivamente). Los tipos de lavas más comunes asociados a esta actividad son Pahoehoe y Aa.

b. Estromboliano

El estilo estromboliano se caracteriza por pequeñas explosiones que se suceden en intervalos de unos segundos hasta minutos u horas. Involucra magmas de baja viscosidad que ascienden por el conducto eruptivo a velocidades bajas (pocos metros por segundo). Las burbujas que se encuentran en el magma crecen, se unen (coalescencia) y se extienden hasta alcanzar grandes dimensiones (incluso hasta 10 m de diámetro, dependiendo de las características físicas del magma y de las dimensiones del conducto) desplazándose hacia la parte superior del conducto eruptivo a través del magma. La expansión rápida de estas burbujas provoca explosiones en la parte superior de la columna magmática. El material fragmentado es eyectado por el cráter y alcanza velocidades de unos 50-100 m/s (Vergnolle y Brandeis, 1996). Una vez fuera del cráter la resistencia atmosférica lo desacelera haciendo que algunos fragmentos sólo alcancen alturas de unos 100-150 m por encima del cráter (Parfitt, 2004). (e.g., Estrombol. Italia; Paricutin. México; Teneguia. La Palma, 1971).

Las explosiones arrojan bombas que siguen trayectorias parabólicas con un ángulo de hasta $\sim 75^\circ$ desde la vertical, los clastos $< 10 \text{ cm}$ normalmente no siguen trayectorias

balísticas (McGetchin et al., 1974). La acumulación de estos clastos construye un cono alrededor de la fisura o boca eruptiva, el cual aumenta de tamaño con cada explosión manteniéndose con un ángulo de reposo constante.

De acuerdo con Valentine, (1998); Arrighi et al., (2001) hacen referencia este estilo de tipo explosivo el cual produce columnas eruptivas que pueden alcanzar los 10 km de altura (Figura 2), el volumen de los clastos expulsados es principalmente del tamaño de lapilli y cenizas, otros autores denominan este tipo de evento eruptivo como subpliniano (e.g., Francis, 1993). Cabe mencionar que es conveniente referirse a las columnas de menor altitud como estromboliano violento, dado a que en algunas literaturas algunos autores denominan a aquellas erupciones que tienen altitudes entre 10 y 20 kilómetros (e.g., Bursik, 1993; Ablay et al., 1995; Cioni et al., 2003; Vergniolle y Caplan-Auerbach, 2004; Arce et al., 2005; Coltelli et al., 2005; Sulpizio et al., 2005), si bien otros autores describen a este término a columnas que alcanzan alturas más bajas (e.g., Bonadonna et al., 2005; Folch y Felpeto, 2005), mientras que Sparks et al., (1992) considera que término subpliniano debe ser utilizado en columnas eruptivas que están por debajo de los 14 y 18 kilómetros de altura.

Algunas erupciones de tipo estromboliano violento que se han registrado y estudiado, citando a (Luhr y Simkin, 1993) son la del Parícutin el cual se ubica en el campo volcánico de Michoacán-Guanajuato y Cerro Negro que se localiza en la cadena volcánica de Nicaragua (Hill et al., 1998), los cuales asemejan eventos en los que generan columnas eruptivas en los que cada uno tiene durabilidad que va desde varios minutos incluso días, los materiales expulsados durante la erupción: son bloques gruesos y bombas que caen a baja altitud, en caso de que sean arrojados en un determinado ángulo éstos pueden seguir trayectorias balísticas. Los fragmentos de menor tamaño, cenizas y lapilli suelen esparcirse a favor del viento, debido a esto pueden generar depósitos de algunos centímetros de espesor dentro de un corto radio que abarca algunas decenas de kilómetros alrededor del cráter (Valentine y Perry, 2007).

c. Vulcaniano

Generalmente este tipo de erupciones son producidas por explosiones violentas que desprenden gran cantidad de gases asociados a magmas poco fluidos debido a su viscosidad de composición intermedia (basalto-andesítica, andesítica y dacítica), durante la actividad eruptiva comúnmente se forman depósitos de tipo caída formados principalmente

por ceniza estratificada, bombas y bloques de gran tamaño que son expulsados alrededor del respiradero. Debido a la composición y tamaño de los piroclastos, normalmente son erosionados por el viento y agua.

Al momento de la actividad eruptiva de tipo vulcaniana, suceden algunas secuencias de explosiones moderadas con duración de algunos minutos u horas, por lo regular son de corta duración produciendo columnas eruptivas de 5 a 10 kilómetros (Figura 2). Como se ha mencionado antes, los depósitos son principalmente de tipo caída de grano fino que se dispersan a favor del viento, mientras que los de mayor tamaño se elevan o pueden salir proyectados cerca del cráter, cabe mencionar que los piroclastos de mayor tamaño al momento de impactarse contra el suelo suelen fragmentarse y reducir su tamaño, la mayor parte de fragmentos expulsados son líticos y en un menor porcentaje pueden encontrarse juveniles. e.g., Vulcano, Italia.

En algunos casos al comienzo de las erupciones, lo primero que puede ser expulsado en las primeras explosiones son tapones de lava solidificada más antigua, mientras que en erupciones más recientes se han formado conos de escoria de grano grueso (e.g. Fuego en 1974 y Ngauruhoe en 1975) los cuales se extienden de manera limitada durante la etapa de explosiones de mayor intensidad soportadas, debido a flujos continuo de gases, las cuales alcanzaron alturas de 10 a 20 kilómetros, este tipo de actividad eruptiva se da de manera esporádica con ciclos de explosividad de corta duración formando depósitos de caída de dos tipos.

d. Pliniano

Este estilo eruptivo es altamente explosivo y causado por la fragmentación de un magma rico en gases y con alta viscosidad. Estas explosiones liberan enormes cantidades de energía produciendo columnas eruptivas que alcanzan hasta 35 km de altura (Figura 2). Las cenizas de la columna eruptiva pueden depositarse a decenas de kilómetros de distancia del volcán cubriendo un área mayor a 500 km². Los depósitos de caída que se encuentran cerca de la fuente pueden alcanzar un espesor de 10-25 m y contienen grandes fragmentos de pómez con tamaños de algunas decenas de centímetros y grandes bloques de líticos; mientras que los depósitos distales presentan capas delgadas y de granulometría fina, muchos depósitos de caída están asociados a ignimbritas. Durante este tipo de erupciones, grandes volúmenes de pómez son eyectados, originando extensos depósitos

de clastos de pómez de composición dacítica y riolítica (Cas y Wright, 1988). A menudo la erupción de una gran cantidad de magma conduce el hundimiento de la corteza ubicada sobre la cámara magmática, formando una caldera de varios kilómetros de diámetro, estas erupciones son típicas de estratovolcanes asociados a zonas de subducción, escasamente están asociadas a magmas de composición basáltica. Dentro de las erupciones de tipo Pliniano es posible categorizarla en Sub-Pliniano y Ultra-Pliniano. e.g., Tambora. Indonesia., (1815); Pinatubo. Filipinas., (1991).

- Sub-Pliniano: estas erupciones forman depósitos de tipo caída, se encuentran asociadas a magmas de composición riolítica, principalmente estratovolcanes, las explosiones son de menor intensidad que las de estilo Pliniano, la dispersión de los piroclásticos es de bajo rango, estas erupciones ocurren de manera temprana dentro de la actividad volcánica.
- Ultra-Pliniano: las erupciones de tipo Ultra-Pliniano son de mayor intensidad que las de estilo Pliniano debido a esto los piroclastos cubren áreas de mayor dimensión, las columnas formadas durante la fase eruptiva pueden alcanzar alturas > 50 km.

e. Hidrovolcánico

También llamado freatovolcánico o freatomagmático y surtsyano, este tipo de erupciones son consecuencia de la interacción del magma con agua, causando la fragmentación del magma (Figura 3). Estas erupciones forman columnas ricas en vapor de agua y conos en forma de anillo o maares y depósitos de oleadas piroclásticas (Wohletz, 1983). Durante las erupciones freatomagmáticas el contacto directo magma-agua genera un choque térmico (generando un enorme gradiente térmico) liberando una enorme cantidad de energía produciendo una explosión que expulsa magma juvenil y fragmentos de rocas que formaban parte de la superficie (Wohletz y Sheridan, 1983). Las erupciones surtseyanas son erupciones submarinas que se inician por el contacto entre el magma ascendiente y el agua superficial, provocando potentes explosiones que expulsan el material piroclástico, el cual puede construir un cono sobre el nivel del mar. La formación de este cono aísla el magma en contacto con el agua, cambiando a una actividad estromboliana, la cual puede estar temporalmente interrumpida por explosiones hidrovolcánicas.

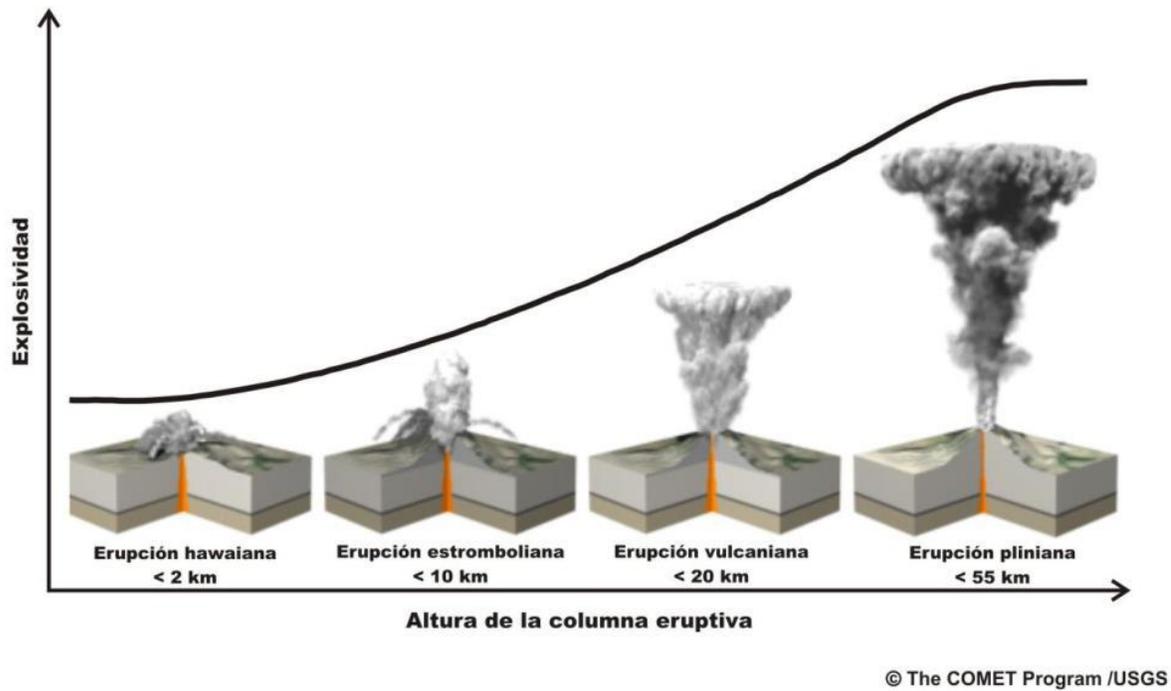


Figura 2. Gráfico comparativo entre la explosividad relativa y altura de la erupción resultante, de las erupciones magmáticas extraído de The COMET Program/USGS.



Figura 3. Estilos eruptivos hidrovulcánicos. Erupciones Surtseyanas, evolución de erupciones freatomagmáticas, y morfología de un maar. Extraído de Amigo et al., 2018. Y USGS.

1.4. El Cinturón Volcánico Trans-Mexicano y sus campos monogenéticos.

El Cinturón Volcánico Trans-Mexicano es la provincia fisiográfica con el mayor vulcanismo activo en México, algunas estructuras monogenéticas mencionadas con anterioridad se localizan en la sección central del CVTM. Las estructuras de interés en este trabajo son los volcanes freatomagmáticos, los estudios realizados son para comprender el origen de formación de estos volcanes y la relación que existe con otros complejos volcánicos dentro del CVTM.

La mayor parte del vulcanismo activo en México se encuentra ubicado a lo largo del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM). Se localiza en la parte central de México sobre la placa de Norteamérica. El CVTM es el mayor arco volcánico de edad cenozoica en Norteamérica (Aguirre-Díaz et al., 1998).

Esta provincia fisiográfica abarca 160,000 km² con una longitud de 1,000 km y un ancho variable entre 80 km y 230 km entre los 18°30' y 21°30' (Ferrari et al., 2012). Se extiende desde las costas del Pacífico hasta el Golfo de México y es el producto de la subducción de las placas oceánicas de Cocos y Rivera por debajo de la placa Norteamericana con un ángulo de subducción variable. La placa de Rivera subduce con un ángulo cercano a los 50°. El ángulo de subducción de la placa de Cocos es más variable (Pardo y Suárez, 1995); lo cual posiblemente refleja una fragmentación de la placa.

El CVTM está constituido por campos monogenéticos, estratovolcanes y complejos de calderas. La distribución de la actividad volcánica está controlada por la tectónica regional, distribuyéndose con una dirección preferencial este-oeste en su parte central y oriental y oeste noroeste-este sureste en su parte occidental (Gómez-Tuena et al., 2005).

El CVTM en la parte central está afectado por sistemas de fallas regionales: el sistema de fallas Taxco-Querétaro de NNW-SSE a NE-SW y el sistema de fallas Morelia-Acambay de E-W (Suter et al., 1992). La parte occidental está dominada por tres grandes zonas de rift: Tepic-Zacoalco al noroeste-sureste, Colima de norte a sur y Chapala este-oeste (Nixon et al., 1987). El CVTM forma un ángulo de ~16° con respecto a la trinchera mesoamericana, lo cual es inusual en zonas de subducción (Pardo y Suárez, 1995).

En la parte central-oriental del CVTM al oriente de la ciudad de México se ubica la Sierra Nevada, una cadena volcánica con orientación Norte-Sur constituida por el Cerro

Tlálloc, el complejo volcánico Iztaccíhuatl y el volcán Popocatepetl (Nixon, 1987). Más al oriente, en la Cuenca de Serdán se encuentra el volcán La Malinche y el alineamiento Norte-Sur del Pico de Orizaba-Cofre de Perote (Carrasco-Núñez y Ban, 1994). Aparentemente, todos los estratovolcanes de esta parte de la CVTM tienen edades menores a 1 Ma (Gómez-Tuena et al., 2005).

En México hay 9 campos volcánicos monogenéticos distribuido dentro del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) (Tabla 1), y se identifican como- Colima-Cántaro (Lühr y Carmichael, 1981), Mascota (Ownby et al., 2008) y Michoacán-Guanajuato (Hasenaka y Carmichael, 1985) en el oeste; Valle de Bravo (Jaimes-Viera, 2004), Chichinautzin (Bloomfield, 1975; Martin, 1982; Siebe et al., 2004, 2005) y Apan-Tezontepec (García-Palomo et al., 2002) en el centro, y Chiconquiaco-Palma Sola (López-Infanzón, 1991; Siebert y Carrasco-Núñez, 2002; Ferrari et al., 2005; Carrasco-Núñez et al., 2005), Serdán-Oriental (Riggs y Carrasco-Núñez, 2004; Carrasco-Núñez et al., 2007) y Los Tuxtlas (Nelson y González-Caver, 1992; Nelson et al., 1995) en el este (Figura 4) . El complejo de volcanes de Irapuato, el que estudia en el presente trabajo, existe dentro del CVMG.

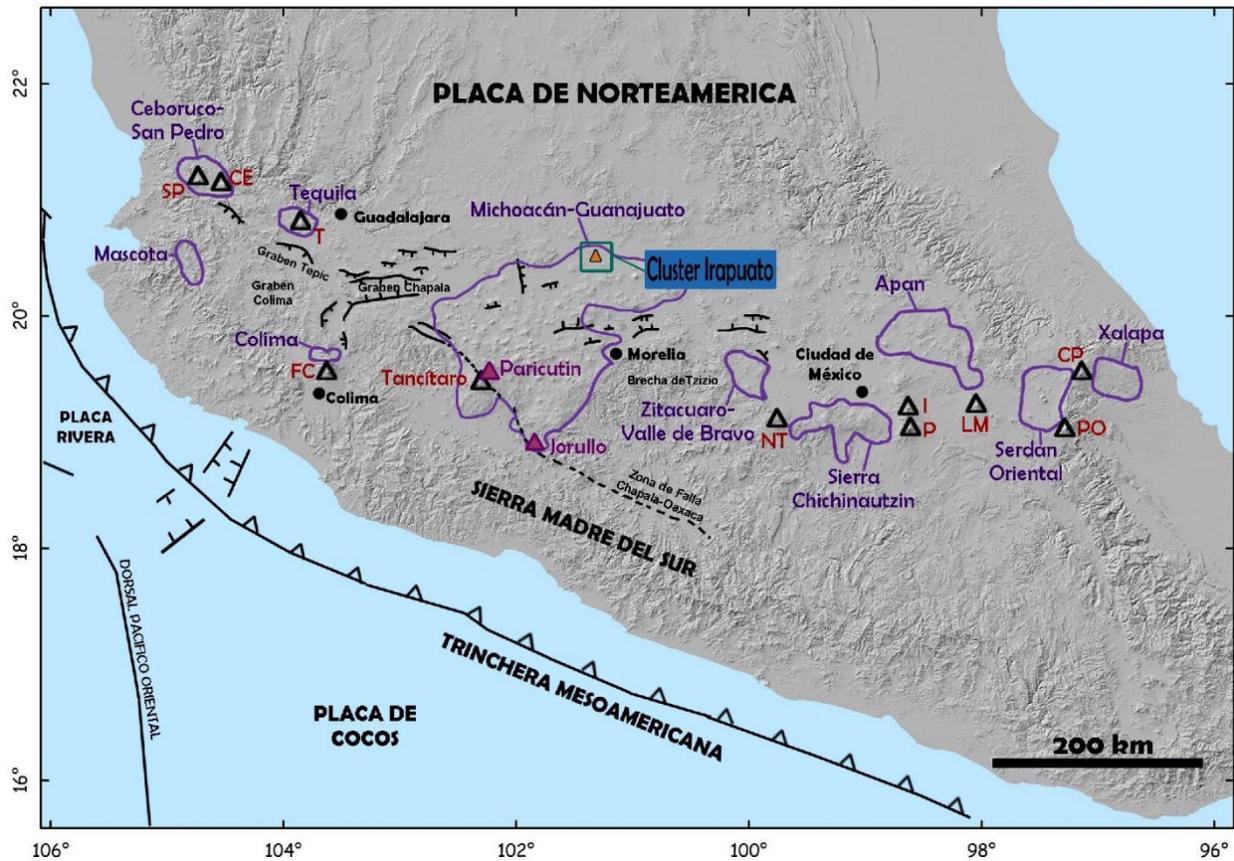


Figura 4. Distribución de los campos monogenéticos estudiados dentro del Cinturón Volcánico Trans Mexicano. Los triángulos negros corresponden a los estratovolcanes: SP-San Pedro, CE-Ceboruco, T-Tequila, FC-Volcán de Fuego de Colima, Tancitaro, NT-Nevado de Toluca, I-Iztaccíhuatl, P-Popocatépetl, LM-La Malinche, PO-Pico de Orizaba y CP-Cofre de Perote. También se indican en triángulos rosas los volcanes históricos Parícutin y Jorullo, el rectángulo en color verde representa el área del estudio en el presente trabajo (Modificado desde Hernández-Jiménez, 2016).

Tabla 1. Características generales de los campos volcánicos monogenéticos presentes en el CVTM, sn = sin número, no se tiene el dato del número de estructuras (tabla obtenida de Hernández-Jiménez, 2016).

Nombre del campo	Área	Número y tipo de volcanes	Edades
Ceboruco - San Pedro	~ 1600 km ²	16 conos de escoria (Frey et al., 2004), más de 20 domos (Petronille et al., 2005), sn volcanes escudo, sn fisuras y 2 conos de origen freatomagmático (Sieron y Siebe, 2008).	~ 3.8 a 0.8 Ma (Frey et al., 2004).
Mascota	~ 2000 km ²	87 pequeños conos y flujos de lava (Ownby et al., 2008).	~ 2.4 a 0.5 Ma (Ownby et al., 2008).
Tequila	~ 1600 km ²	49 unidades volcánicas que incluyen domos periféricos, flujos, conos de escoria y el volcán Tequila (Lewis-Kenedi et al., 2005).	~ 1.0 a 0.2 Ma (Lewis-Kenedi et al., 2005).
Colima	~ 450 km ²	Tres estratovolcanes (El volcán de Colima, el Nevado de Colima y el volcán Cántaro), 11 conos de escoria y flujos de lava	Con tres intervalos de ~ 450-60 kma, 0.5-1.2 Ma y ~1.06-0.10 Ma (Carmichael et al., 2006).
Michoacán - Guanajuato	~40,000 km ²	Mas de 1040 volcanes (Hanesaka y Carmichael et al., 1985), se describen con más detalle en el siguiente apartador	
Zitácuaro - Valle de Bravo	~ 3703 km ²	120 conos de escoria, un volcán escudo, algunos domos de lava y dos complejos de domos de lava (Aguirre-Diaz et al., 2006).	~10-40 ka (Aguirre-Diaz et al., 2006).
La Sierra de Chichinautzin	~ 2400 km ²	220 volcanes monogenéticos que incluye conos de escoria, volcanes escudo, flujos de lava y estructuras hidromagmáticas (Márquez et al., 1999).	~ 40,000 años (Márquez et al., 1999).
Apan	~ 970 km ²	~ 280 conos de escoria, 10 volcanes escudo, 5 domos y múltiples flujos de lava (García-Palomo et al., 2002. Garcia-Tovar et al., 2015).	~1.8 y 0.47 Ma (García-Palomo et al., 2002).
Serdán Oriental	~ 5250 km ²	Volcanismo bimodal monogenético que dio origen a distintos cuerpos volcánicos como son: anillos de tobas, maares, conos de escoria, domos de lava y flujos de lava (Negendank et al., 1985).	La mayoría de los conos con edades <~ 30,000 años y los cráteres de explosión <~35,000 años (Negendak et al., 1985).
Campo Volcánico de Xalapa	~ 2400 km ²	54 conos de escoria y lavas, 2 volcanes escudo, 2 anillos de toba y 1 cono de toba	Se dividen en tres intervalos * > 2.0 Ma * Entre ~ 0.25-0.40 Ma * <0.1 Ma (Rodríguez et al., 2010).

En el sector central del CVTM se localiza el área de estudio, donde se encuentra el Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato. En dicho campo se realizaron estudios del Complejo

de Volcanes Freatomagmáticos de Irapuato para comprender los factores que dieron origen a su formación.

1.5 El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG).

El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato CVMG se encuentra en la parte central de CVTM (Figura 5), entre la brecha Tizitzio (Blatter y Hammersley, 2010) al oeste y el lago de Chapala al este, que marca el eje del Rift de Chapala, es una zona potencialmente activa ya que incluye a dos volcanes históricos (Jorullo 1759-74 y Parícutin 1943-52) (Gómez-Vasconcelos, 2018) así como varias decenas de volcanes de edad holocénica (Hasenaka y Carmichael, 1985; Guilbaud et al., 2012). Cubre aproximadamente 40,000 km². Este campo incluye más de 1040 volcanes entre los cuales encontramos: ~901 conos, ~43 domos, ~13 volcanes escudo, ~22 maeres y ~61 flujos de lava que no se encuentran asociados a ningún cono (Hasenaka y Carmichael et al., 1985) (Figura 6). Dentro del CVMG, el volcán Tancítaro (3845 m) y Patmamban (3450 m) son los únicos estratovolcanes existentes. (Siebe et al., 2014). El estratovolcán conocido Cerro Tancítaro, que ha sido fechado en 530 ka (Ownby et al., 2007).

En el CVMG se incluyen dos importantes fallas Morelia-Acambay y Chapala-Tula con tendencia este-oeste (Johnson y Harrison, 1989,1990). Se encuentran sistemas de fallas regionales con dirección NE-SW, dichos sistemas se alinean y tiene relación con conos de ceniza (Connor, 1990), esta propensión estructural separa el graben de Chapala y Cuitzeo (Garduño-Monroy et al., 2009). El sistema de fallas Chapala-Tula alojan las cuencas de Chapala, Tangancicuaro, Pátzcuaro, Jaracuaro y al sistema de fallas de Cuitzeo con tendencia ENE-WSW, formando las cuencas de Zacapu, Cuitzeo y probablemente la cuenca de Valle de Santiago y el Complejo de Volcanes Freatomagmáticos de Irapuato.

El modelo este-oeste está establecido primordialmente por un sistema interrumpido de grabens y horst, y se alinean en forma paralela a un conjunto de conos volcánicos, dicho sistema se ha mantenido activo según estudios de Quintero-Legorreta et al., (1988); y Carrasco-Nuñez, (1989).

La actividad volcánica del CVMG parece estar fuertemente controlada por la tectónica, que, a su vez está estrechamente relacionada con la dinámica de subducción, las fallas que se originan a profundidad proporcionan accesos para que el magma ascienda

rápidamente a través de la corteza alimentando erupciones monogenéticas de corta duración (Guilbaud et al., 2009).

Los volcanes Jorullo y Parícutin son los más jóvenes pertenecientes al CVTM de los cuales se han recabado información importante para entender el volcanismo monogenético de una manera más detallada (Guilbaud et al., 2009).

Gadow (1930) indica el comienzo de la actividad eruptiva del volcán Jorullo a partir de 1759 y se reportó inactivo en 1774, sin embargo, pudo finalizar su actividad en 1766. Al momento de la erupción del volcán el Jorullo, se formaron seis conos alineados a lo largo de una grieta de 3 a 4 km de longitud con tendencia NNE-SSW, la cresta del cono principal de El Jorullo se eleva a 1136 m sobre el nivel del mar y aproximadamente a 330 m sobre su base (Rowland et al., 2009). La actividad eruptiva de este volcán comprende al tipo estromboliano violento teniendo, como resultado la formación de un cono de escoria y depósitos de tipo caída, los primeros flujos de lava producidos fueron poco viscosos y fluidos, esos flujos cubrieron un área aproximadamente de 9 km², el material expulsado constituye un 40 % del volumen erupcionado por el volcán (Rowland et al., 2009).

El volcán Parícutin entró en erupción en 1943 y finalizó en 1952, el estilo eruptivo de este volcán se considera del tipo estromboliano violento (Pioli et al., 2008), generando flujos de lava que cubrieron un área de aproximadamente 24.8 km² (Fries, 1953). El volumen producido por los flujos de lava fue valorado en 0.7 km³ (Scandone, 1979), mientras que el volumen total de magma expulsado durante los nueve años fue aproximadamente 1.32 km³ (Scandone, 1979, McBirney, 1987) y 1.68 km³ (Larrea et al. 2017). Los últimos 6 años de la actividad estuvieron dominados por derrames de lava, de tal manera que la emanación total de cenizas y lapilli durante esta fase fue insignificante en comparación con los flujos de lava, al momento de las explosiones las columnas eruptivas alcanzaron alturas de ≤ 8 km, las cenizas expulsadas se dispersaron hasta la ciudad de México a unos 400 km del respiradero (Pioli et al., 2008). Debido al gran volumen de magma y a las distancias en la que se desplazó los pueblos de Zacán, Zirosto y en una escala menor Angahuan fueron sepultados por decenas de centímetros hasta metros de ceniza. La actividad eruptiva del volcán Parícutin provocó un gran impacto ecológico, social, y económico (Luhr y Simkin, 1993).



Figura 5. Mapa del centro de México que muestra las principales características tectónicas y el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) con los principales estratovolcanes San Juan (SJ), Sangangüey (S), Tepetitlic (TP), Ceboruco (CE), Tequila (T), Nevado de Colima (NC), Fuego de Colima (FC), Tancitaro (TC), Jocotitlán (JC), Nevado de Toluca (NT), Iztaccíhuatl (I), Popocatepetl (PP), La Malinche (LM), Cofre de Perote (CP) y Pico de Orizaba (PO). Grabens neo-tectónicos principales (líneas negras con dirección de inmersión) generalmente ocupados por lagos del Pleistoceno-Holoceno tardío (delineados en azul) También se indican los ríos Santiago, Lerma y Balsas (líneas azules) que delimitan el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (delineado en rojo). Los conos de escoria monogenéticos históricos Parícutin (P) y Jorullo (J).

Es de gran importancia realizar investigaciones en el Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato (CVMG) debido a que actualmente permanece activo. Citando nuevamente a (Hasenaka y Carmichael, 1985) quienes describen a estas estructuras de talla mediana (e.g volcán Parícutin), son volcanes que pueden producir erupciones violentas y explosivas expulsando grandes cantidades de magma y ceniza considerables. Kereszturi y Németh (2013) sugieren especial atención a los sistemas monogenéticos, dado a que representan un peligro latente a las poblaciones cercanas a estos volcanes (e.g Auckland en Nueva Zelanda y CVMG en México).

En particular, los volcanes freatomagmáticos del CVMG aunque hasta ahora solo se han reconocido 22 respiraderos freatomagmáticos, a pesar de su menor número, estos volcanes pequeños son capaces de provocar cambios a escala regional en las condiciones hidrogeológicas y ambientales (Kshirsagar et al., 2015; Kshirsagar et al., 2016; Siebe et al., 2018). El grupo de 17 respiraderos freatomagmáticos del Campo Volcánico de Valle de Santiago (CVVS) ofrece una excelente oportunidad para realizar investigaciones.

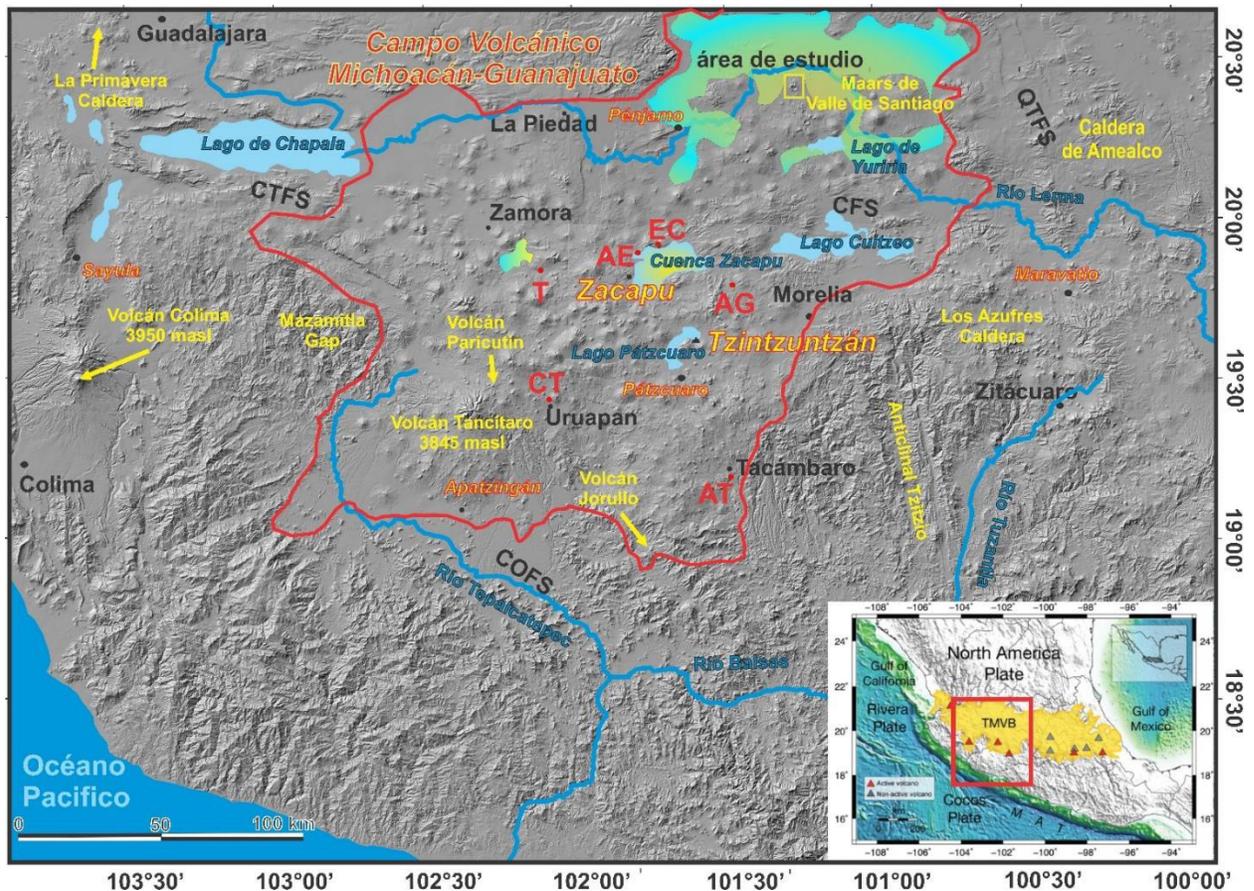


Figura 6. Modelo de Elevación Digital (DEM) del Campo Volcánico de Michoacán y Guanajuato (CVMG), mostrando la ubicación del área de estudio (La Sanabria – San Roque – San Joaquín). El mapa también muestra los demás volcanes freatomagmáticos del CVMG; El grupo de los volcanes freatomagmáticos del Campo Volcanico de Valle de Santiago (CVVS), T=Tangancícuaro, EC=El Caracol, AE=Alberca de Los Espinos, AG= Alberca de Guadalupe, EC= El Caracol, CT=Costo or Cojti, AT=Alberca de Tacámbaro. Sistemas de Fallas Principales are CFS=Cuitzeo, CTFS=Chapala–Tula, COFS=Chapala–Oaxaca, and QFTS= Querétaro–Taxco. Ríos principales están en color azul cielo. El área del estudio se muestra en rectángulo amarillo (modificado por Kshirsagar et al., 2015).

1.6 Campo Volcánico de Valle de Santiago

El Campo Volcánico de Valle de Santiago está compuesto por un grupo de 17 respiraderos freatomagmáticos con tendencia NNW-SSE (Figura 7) junto con 15 escudos de tamaño mediano distribuidos al azar, 50 conos de escoria y cúpulas con o sin flujo de lava que se extienden por completo en un área de ~ 1500 km² (Figura 7). Toda el área está compuesta de rocas volcánicas Plio-Cuaternarias que son basaltos traquíticos alcalinos y basaltos traquíticos-andesíticos, hasta basalto-andesitas y andesitas de composición sub-alcalina (Losantos et al., 2017). Tiene un sistema de fallas normales neógenas de tendencia NO que están expuestas en los límites de El Bajío y Sierra de Guanajuato y fallas normales

del cenozoico tardío con tendencia ENE que están expuestas al sur del lago de Yuriria (Aranda-Gómez et al., 2013; Ortega-Gutiérrez et al., 2014).

El campo volcánico se encuentra dentro de la parte media de la cuenca del río Lerma-Chapala (Figura 6), que está configurado por las subcuencas del río Lerma 5, el río La Laja 2, el río Lerma 4 y la Laguna de Yuriria (los números representan la subdivisión basada en CONAGUA, DOF, 2006) que controla los acuíferos de aguas poco profundas de Irapuato-Valle y Ciénega Prieta-Moroleón.

La estimación preliminar de la edad de la actividad volcánica en el CVVS fue propuesta por Murphy (1986), con la ayuda de datación radiométrica K-Ar y estudios de estratigrafía volcánica basados en cartografía geológica. Identificó un período temprano de vulcanismo basáltico y andesítico, representado por numerosos pequeños volcanes (e.g Cerros Las Cuatas, El Tule, Blanco, Chapín, Guantes, Haston y La Batea), seguido de un período que incluye la formación de maars, así como varios conos de ceniza (e.g Cerros La Mina). Las fechas de K-Ar de las lavas pre-maar de estos respiraderos oscilan entre 1.18 x 0.17 Ma (San Nicolás maar) y 0.073 x 0.024 Ma (La Alberca maar). Además de esto, la polaridad normal dominante en las rocas volcánicas sugiere una edad temprana (<0.78 Ma) dentro del "Brunhes Chron" (Mora-Álvarez et al., 1991; Soler-Arechalde y Urrutia-Fucugauchi, 1994; Osete et al., 1999). Hasta ahora, la mayoría de las investigaciones se centraron en 13 respiraderos freatomagmáticos de la zona central de la CVVS (Figura 7).

Moviéndose hacia el sur, esta zona contiene grupos de respiraderos freatomagmáticos como San Manuel (SM), La Mina (LM) y Rincón de Parangueo (RDP) y el anillo de toba de Santa Rosa (SR) que forman el complejo volcánico Rincón de Parangueo que está compuesto por seis volcanes de naturaleza explosiva y efusiva, que intrusión a los antiguos flujos de lava del escudo de traquita-andesita por debajo (Aranda-Gómez et al. 2013). Los piroclastos juveniles obtenidos del anillo de toba de Santa Rosa datan de 0.13±0.09 Ma Además de esto, se han observado restos de un domo riolítico dentro del cráter La Mina.

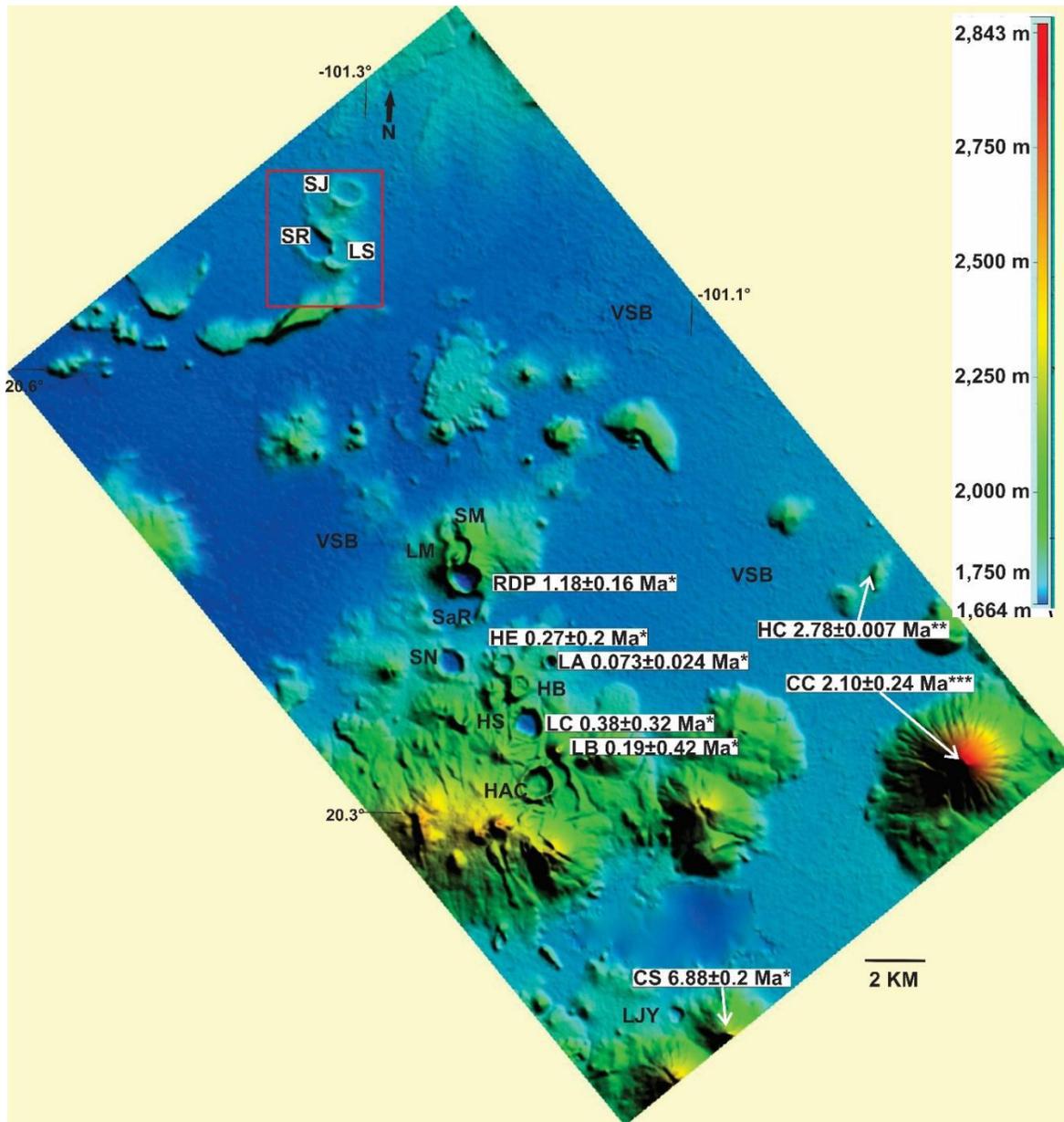


Figura 7 Mapa LiDAR del Campo Volcánico del Valle de Santiago (CVVS), que muestra el complejo de anillos de toba San Joaquín (SJ) -La Sanabria (LS) - San Roque (SR) en el norte, seguido de San Manuel (SM), Cerros La Mina (LM), Rincón de Parangueo (RDP), Santa Rosa (SaR), San Nicolás (SN), Hoya Estrada (HE), La Alberca (LA), Hoya Solís (HS), Hoya Blanca (HB), La Cintora (LC), Complejo Hoya de Álvarez (HAC), La Batea (LB), Cerro Culiacan (CC) Cerro Santiago (CS); La Joya de Yuriria (LHY) grupos freatomagmáticos con tendencia NNW-SSE dentro de la cuenca del Valle de Santiago (VSB). Los fechamientos fueron recopilados de: (1.18±0.16 Ma* Murphy, 1986), (2.48±0.007 Ma** Hasenaka y Carmichael, 1985) y (2.27±0.27 Ma*** Ban et al., 1992.) El área de estudio se muestra resaltada por rectángulos rojo (extraído y modificado de Kshirsagar y Campos., 2020)

El diámetro de borde a borde del único cráter circular de RDP se calculó en 1960 m (dirección EO) con una profundidad promedio del cráter a 285 m, que es relativamente más profundo que cualquier otro respiradero freatomagmático dentro de MGVF. La superficie plana en el fondo del cráter es un lago de playa con diámetro de 1 km lleno de limos, rocas piroclásticas y evaporitas (trona, termonatrita, eitelita, halita, y silvita), y estromatolitos (Aranda-Gómez et al. 2013).

Más al sur, se encuentran los respiraderos freatomagmáticos de San Nicolás (SN), Hoya Estrada (HE) y La Alberca (LA) que están alineados en dirección este-oeste, perpendicular a la tendencia NNE-SSW de los grupos de freatomagmático. San Nicolás tiene un diámetro de borde a borde de 1500 m con una profundidad promedio de 150 m y una edad K-Ar de juveniles de andesita basáltica como 1.175 ± 0.166 Ma (Murphy, 1986). La Hoya de Estrada es relativamente poco profunda y tiene una edad K-Ar de 0.27 ± 0.2 Ma (Murphy, 1986). Forma una estructura positiva de anillo de toba (Hasenaka y Carmichael, 1985) (Figura 7) y contiene depósitos de tefra que indican dos etapas de evolución: la etapa inicial de formación de maar, seguida de una erupción efusiva (incluidas dos unidades principales separadas por un contacto erosivo local). La unidad inferior está compuesta de oleadas de cenizas endurecidas que incorporan fragmentos de lava y piedra pómez riolítica, seguidas de unidades de lluvia de lapilli medio-grueso con su parte basal rica en piedra pómez riolítica, fragmentos de lava y pequeños enclaves de fragmentos basálticos-traquíticos-andesíticos. Los autores sugieren que la inyección de magma máfico debe haber reducido la interacción agua-magma y, por lo tanto, debe haber desencadenado un comportamiento efusivo. Además, la distribución preferencial de los depósitos piroclásticos de la unidad superior, así como las rocas salpicadas hacia el oeste sugiere una posible migración del locus eruptivo en esa dirección. Esto puede ser controlado por el sistema estructural regional de tendencia E-W. Al este de la Hoya de Estrada se encuentra el respiradero de La Alberca de Valle de Santiago (LA), que es un cráter casi circular que muestra unidades de lava andesítica premaar (método Ar / Ar a 0.25 ± 0.02 Ma) (Murphy, 1986) a lo largo de las paredes internas del cráter. Los depósitos de tefra sobre la unidad pre-maar están separados por una unidad de paleosuelo (aún sin fecha) y está compuesta por una unidad de escoria seca en la pared NE del cráter, que está cubierta por 5 tipos diferentes de unidades piroclásticas (Aranda-Gómez y Carrasco Núñez, 2014) seguido de lechos de grano fino que se alternan con brechas heterolíticas masivas, grava gruesa y capas sin clasificar dentro de una matriz arenosa-limosa. Los estratos delgados incluyen

condiciones húmedas indicativas de lapilli acumuladas durante su deposición. Esto muestra que la fase eruptiva freatomagmática inicial fue considerablemente violenta. El material juvenil constituye el 25-35% en volumen y es muy vesicular, con aspecto fresco de clastos con forma de escoria con mega cristales. El nombre de La Alberca de este volcán maar se debe a la presencia de un lago de dentro del cráter del cual fue utilizado como piscina por los lugareños antes de la década de 1980. Hoy, el lago del cráter ya no existe debido al sobresaturación del acuífero Santiago-Salamanca, pero su nivel máximo todavía está claramente delimitado por estromatolitos blancos en la pared interna del cráter (Aranda-Gómez y Carrasco Núñez, 2014); más al sur, se encuentra con el cráter Hoya Blanca (HB), cuya actividad eruptiva termina con una fase magmática seca, creando un domo de pequeño volumen y flujos de lava dentro del fondo del cráter. Forma un caso clásico de evento freatomagmático que se queda sin suministro de agua externo y se vuelve completamente magmático (e.g., El Caracol, en el margen NO de la cuenca del paleolago de Zacapu, Kshirsagar et al., 2016). Al sur de este respiradero existen La Hoya Solís (HS) y La Hoya Cintora y, según Murphy 1986, los afloramientos de roca basáltica de la pared del cráter de la Hoya Cintora, fechada por el método K-Ar, dan una edad de 0.38 ± 0.32 Ma. seguido de estos se encuentra el Complejo La Hoya de Álvarez que se compone de tres cráteres a saber, La Magdalena, San Jerónimo y La Hoya de Álvarez, donde se propone que diferentes lotes de magma que ascienden con suficiente espacio-tiempo en el medio, dio lugar a un grupo de respiraderos superpuestos.

Al noreste de esta estructura se encuentra el prominente cono de escoria del campo volcánico del Valle de Santiago, La Batea, que es considerablemente más antiguo que los respiraderos freatomagmático circundantes (Aranda-Gómez et al., 2013).

Los datos de geoquímicos obtenidos por trabajos anteriores sugieren que el campo volcánico del Valle de Santiago contiene tipos de roca alcalina T1 y T2 y calco-alcalina (Losantos et al., 2017). En el caso de respiraderos freatomagmático, las muestras estudiadas en Hoya Estrada muestran una concentración de sílice entre 63-71% en peso para piedra pómez gris oscuro y en bandas de riolita a dacita, 75-78% en peso para piedra pómez gris claro y 47-49% de peso en diques de composición traqui-basaltos (Cano-Cruz y Carrasco Núñez, 2008). Además de esto, los estudios de muestras en el complejo freatomagmático de Rincón de Parangueo muestran la presencia de rocas alcalinas traqui-basaltos con alto contenido de Ti (1.82-2.53% en peso) (Ortega-Gutiérrez et al., 2014).

Capítulo II Área, Objetivos y Generalidades del Estudio

2.1 Área de estudio.

El complejo de volcanes freatomagmáticos de Irapuato se encuentra a 6.34 km al sur de la Ciudad de Irapuato entre los $20^{\circ} 37' 5.53''$ N, $101^{\circ} 19' 35.59''$ W, al noreste del Campo volcánico de Michoacán Guanajuato (CVMG) y al norte del Campo volcánico de Valle de Santiago, (Aranda-Gómez et al. 2013).

El complejo freatomagmático de Irapuato está compuesto por tres anillos de toba que se nombraron San Joaquín (SJ) en el norte, La Sanabria (LS) en el suroeste y San Roque (SR) en el sureste, con un diámetro de 2079 m, 1860 m, 1844 m y una profundidad de 1727 msnm, 1733 msnm y 1712 msnm respectivamente.

Los cráteres actualmente muestran la morfología de un anillo de toba casi circular en el norte y dos anillos subelípticos en el sur (Figura 8) con una tendencia WNW-ESE que curiosamente se rompen hacia el oeste, probablemente por erosión que se asocia a un elemento de tectónica local.

Este complejo freatomagmático se ubica en el límite entre la porción sur de la Mesa Central y el noreste del CVTM y en este caso el CVMG.

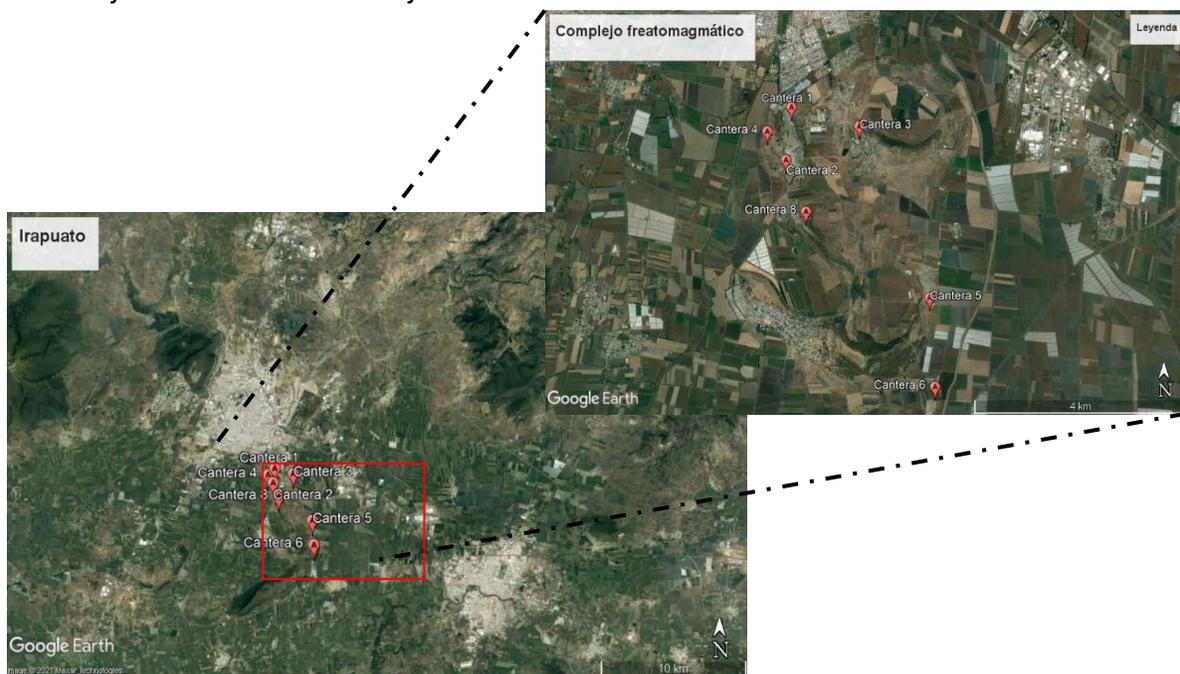


Figura 8. Imagen satelital de la zona de estudio. El complejo freatomagmático de Irapuato. Imagen obtenida de Google Earth Pro. 2020

2.1.2 Antecedentes geológicos de la zona de estudio.

En la actualidad la información geológica de la zona de estudio es casi nula o inexistente, La Comisión Nacional del Agua y la Comisión Estatal del Agua de Guanajuato reportan algunos trabajos relacionados al estudio del acuífero Irapuato-Valle y un trabajo realizado por Rodríguez y Schroeder, (2010), detalla la geología de la zona de Irapuato, al igual que un reporte presentado en el Atlas de Riesgo Naturales de Irapuato, que en el Cap. 5 describe la zona como una roca de origen basáltico sin indagar en una descripción detallada.

A continuación, se describe la información geológica existente de Irapuato recabada durante la realización del presente trabajo.

Según Carreón-Freyre, (2005) define que Irapuato se encuentra en la sub-provincia del Bajío Guanajuatense que está caracterizado por un Basin and Range, en la parte del valle está compuesto por sedimentos finos y aluviones. Se distinguen dos litologías principales: un complejo plutónico meta – sedimentario del mesozoico que forma parte del basamento del acuífero Irapuato – Valle (Carreón-Freyre et al., 2005); y el segundo conformado por rocas volcánicas y sedimentos del Terciario Medio al Cuaternario.

Las partes bajas se conforman por depósitos aluviales, compuestos de material vulcanosedimentario que dan origen a llanuras y planicies que contienen los acuíferos de la zona.

Las litologías más comunes en toda el área son rocas acidas entre las que se observan tobas riolíticas ricas en minerales de sílice (cuarzo, feldespatos y plagioclasas) FOSEG, (2001).

En segundo orden de importancia se encuentran riolitas y andesitas, también encontramos areniscas y basaltos en zonas de laderas que son potencialmente aprovechables como material de construcción.

La sub – provincia del Bajío Guanajuatense está afectada por un sistema de fallas inversas con dirección NW-SE, y la falla del Bajío con dirección NW-SE con edad del terciario (Martínez et al., 2005).

2.1.2.1 Estratigrafía local

Mesozoico.

El Mesozoico está representado por secuencias metamórficas, complejos intrusivos, depósitos vulcanosedimentarios marinos y secuencias sedimentarias marinas afectadas por plegamientos, que en algunas porciones del territorio fueron levantadas por los procesos tectónicos del terciario. FOSEG, (2001)

Cenozoico

En el Cenozoico la sobreposición de las unidades geológicas está íntimamente relacionada con los procesos orogénicos y el emplazamiento de dos grandes arcos volcánicos que afectaron al centro del país (Figura 9).

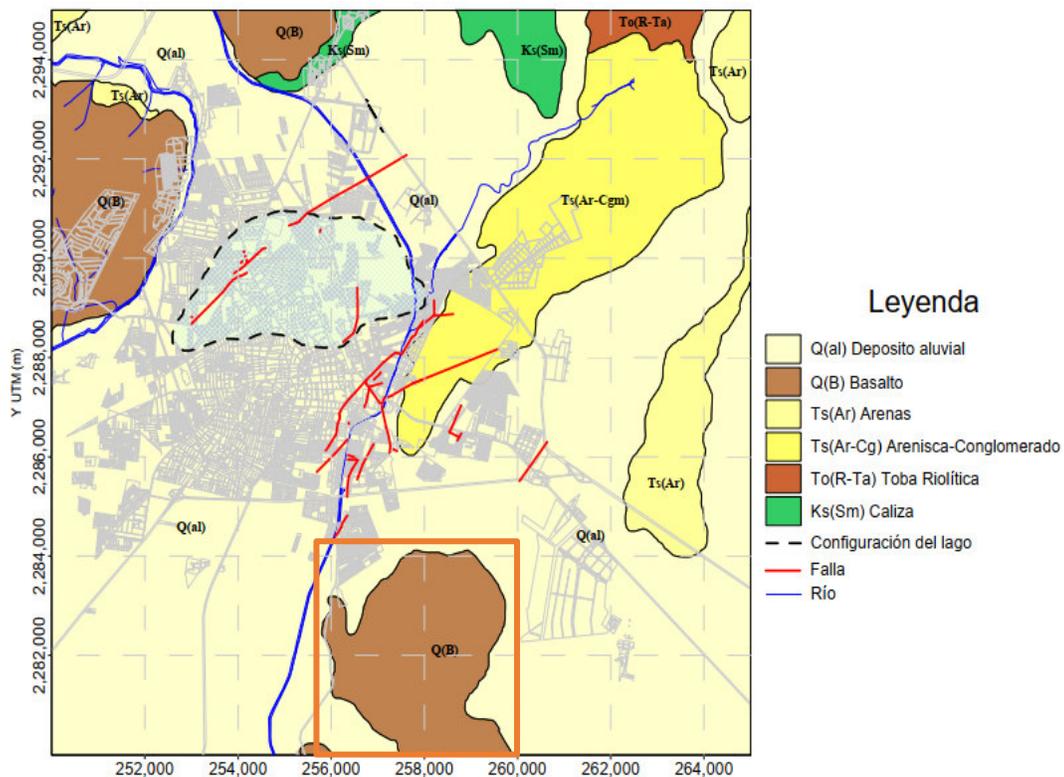


Figura 9. Geología Local y sistemas de fallas presentes en la Ciudad de Irapuato, en el recuadro rojo se muestra la zona de estudio. (Extraído de Rodríguez y Schroeder, 2010)

2.1.2.2 Sistema de acuífero local

El Valle de Irapuato está compuesto por sedimentos aluviales que se encuentran sobrepuestos por rocas ígneas, el sistema está compuesto por cuatro unidades permeables:

1. Rocas sedimentarias clásticas; Unidad semipermeable definida por conglomerados arenas y limolitas semicompactas así como capas de arcilla de poco espesor

2. Rocas ígneas acidas; unidad poco permeable formada por riolitas e ignimbritas

3. Rocas ígneas básicas e intermedias; rocas basálticas, andesíticas permeables por fracturamiento

4. Depósitos lacustres y fluviales; depósitos de sedimentos definidos por capas de grava, arena y caliza intercalas por lentes arcilloso de espesor variable. (Rodríguez y Schoereder., 2010).

2.2 Objetivos

2.2.1 Objetivos Generales

- ❖ Determinar la evolución eruptiva del complejo de volcanes freatomagmáticos de Irapuato, comparando su evolución con los demás volcanes freatomagmáticos de CVVS.
- ❖ Describir de manera detallada la información geológica recolectada de la zona de estudio.

2.2.3 Objetivos Específicos

- Realizar la cartografía de la zona de estudio.
- Establecer la estratigrafía volcánica mediante el levantamiento de columnas litoestratigráficas e identificar relaciones de campo del área de estudio.

- Determinar la evolución eruptiva de este complejo a través de análisis granulométricos, composicional y vesicularidad de la zona de estudio.
- Realizar la petrografía y determinación de juveniles retrabajados.
- Realizar análisis geoquímicos a muestras colectadas de los distintos paquetes de tefra de la zona de estudio.
- Interpretación de la información obtenida a partir de las técnicas analíticas empleadas.
- Interpretar la información de vulcanología física a partir de los datos obtenidos.
- Reconstrucción de la actividad eruptiva del complejo freatomagmático e identificar factores internos y externos responsables de su formación.

2.3 Hipótesis

El Complejo de Volcanes Freatomagmático de Irapuato ubicado al SE de la Ciudad de Irapuato, concierne a tres volcanes freatomagmáticos tipo anillo de toba emplazados a partir de flujos o pulsos de magma en interacción con agua superficial (subterránea), el choque térmico provocó diferentes explosiones piroclásticas y caída de ceniza. Esto, con base al estudio estratigráfico, sedimentológico, granulometría, análisis de componentes, petrografía, vesicularidad, análisis de juveniles retrabajados, geoquímica, volumen de magma involucrado, disponibilidad de agua y las edades de los eventos durante su formación, son controles geológicos que interactúan en la evolución y formación del Complejo de Volcanes Freatomagmáticos de Irapuato.

2.4 Justificación

El Cinturón Volcánico Trans-Mexicano es la provincia fisiográfica con mayor vulcanismo activo en México, la geología del CVTM comprende pequeños campos monogenéticos con volcanes pequeños pero significativos capaces de generar cambios importantes en la sociedad (e.g Parícutin 1943-1951). El estudio y registro de estos campos monogenéticos es abundante y complejo, no obstante, éstos se caracterizan por describir, principalmente volcanes importantes, dejando a un lado los pequeños volcanes freatomagmáticos.

Con el estudio que se genera a través de esta tesis se pretende utilizar metodologías y terminologías existentes, para, posteriormente, clasificar, caracterizar e interpretar los controles geológicos en la formación y evolución del Complejo de Volcanes Freatomagmáticos de Irapuato, localizado en el límite NE del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato y el límite SE de la provincia fisiográfica Mesa Central.

Capítulo III Terminología de los Depósitos Piroclásticos

3.1 Depósitos Piroclásticos.

Los depósitos piroclásticos son el producto de pulverización y fragmentación del magma y de la roca encajonante durante las erupciones explosivas. Los fragmentos individuales producidos por la trituración y fragmentación volcánica directa, por afinidad con respecto a las rocas clásticas reciben el nombre de piroclásticos en base a su forma, tamaño y composición. Normalmente estos se clasifican en tres tipos (caída, flujo y oleada). Es de suma importancia analizar los tipos de depósitos debido a la información que pueden proporcionar acerca de la formación de estructuras volcánicas. (Wright et al., 1980).

Los depósitos fueron identificados y clasificados en base a los parámetros descritos por White y Houghton (2006). El tamaño de los diámetros de los clastos >64mm se denominan “bloques”, los que se encuentran entre 2-24 mm se denominan “lapilli” y los <2mm se clasifican como “ceniza”. Los materiales piroclásticos no consolidados se denominan bombas, bloque de tefra, ceniza o lapilli de tefra dependiendo del tamaño del clasto.

a. Depósitos de Caída.

Houghton et al., (1999) considera que este tipo de depósitos piroclásticos son los más simples y agregan un gran valor en la vulcanología física (Figura 10). Los depósitos piroclásticos de caída conservan una definición uniforme en el mundo vulcanológico pues, según (Walker, 1980; Houghton et al., 1999; Le Peneec et al., 2012; Houghton et al., 2014; Houghton et al., 2015), son definidos como la caída gravitacional o lluvia de material fragmentado (clastos juveniles, accesorios o accidentales), generado a partir de una erupción volcánica explosiva y depositado directamente después.

b. Depósitos de Flujo

Son producidos por flujos superficiales de escombros piroclásticos, viajan de manera dispersiva como gas y consolidados con alta concentración de partículas (Figura 10). Estos depósitos normalmente son masivos y no tienen orden al momento de depositarse. La mala clasificación de los depósitos de flujo se debe a la alta concentración de partículas y no a

las turbulencias, estos flujos están controlados principalmente por gravedad y por las depresiones topográficas, en algunos casos pueden estar principalmente fluidizados. (Wright et al., 1980).

c. Depósitos de Oleada.

Las oleadas piroclásticas se caracterizan por ser flujos turbulentos que se desplazan a altas velocidades y con una baja concentración de partículas (Figura 10). Las oleadas pueden describirse como flujos de tefra transitorios e inestables formados por un pulso o una serie de pulsos en los que la energía cinética los desintegra rápidamente. (Wright et al., 1980)

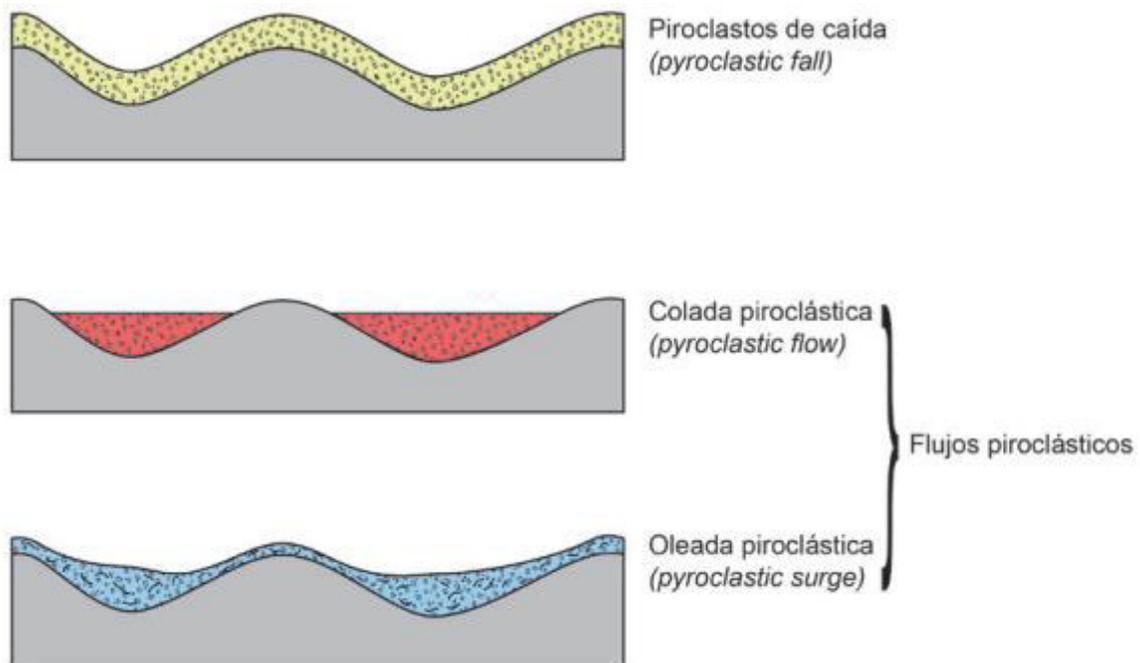


Figura 10. Clasificación de los depósitos piroclásticos según su tipo de emplazamiento y relación topográfica previa (modificado de Cas y Wright, 1987, y extraído de Pérez y Fernández, 2015).

d. Clasificación de Clastos.

Los depósitos piroclásticos estas formados por una mezcla en distintas proporciones y en su mayoría de tres componentes: juveniles, cristales y líticos.

- Juveniles: son fragmentos inicialmente fundidos que derivan del magma que ha entrado en erupción (Figura 11). Suelen mostrar un alto grado de vesicularidad, lo que les permite una alta flotabilidad, y predominio de texturas vítreas.

- Cristales: son fragmentos de roca individuales de minerales con bordes más o menos rotos (Figura 11). Según su procedencia, se diferencian entre fenocristales, procedentes del magma que entra en erupción, y xenocristales, derivados de la roca encajonante, bien en la zona de formación del magma o a lo largo del conducto de salida.
- Líticos: son fragmentos de roca preexistente en estado sólido al momento de la erupción (Figura 11). Se diferencian según su naturaleza entre líticos co-magmáticos (con la misma composición de los juveniles, normalmente asociados a los márgenes externos de domos ya solidificados, que al colapsar posteriormente son arrastrados por los flujos piroclásticos), accesorios (procedentes de la roca encajonante que son fragmentadas durante la erupción a lo largo de los conductos de emisión), y accidentales (clastos sueltos en la superficie que son incorporados por los flujos piroclásticos durante su transporte) (Pérez y Fernández, 2015)

Para este trabajo se tomaron en cuenta, a parte de los componentes antes mencionados, otros componentes que se describen a continuación y por fines prácticos llevaran esta nomenclatura.

1. J – Juveniles: fragmento del magma que interactuó con un fluido, melanocráticos, de menor densidad que el resto de los componentes.
2. GL – Líticos grises: fragmentos de roca preexistente relacionados a la alguna roca piroclástica.
3. GVL – Líticos grises vesiculares: fragmentos de roca preexistente, denso y relacionado al sustrato.
4. VL – Líticos Vesiculares.
5. LB – Líticos Blancos: fragmentos de roca preexistente de color blanco o sedimentos asociado a depósitos distales.
6. LR – Líticos Rojos: fragmentos de roca preexistente de color rojo asociados al sustrato que estuvo al manto acuífero durante la explosión.

7. C – Cristales: fragmentos de material sólido de arreglo atómico único y su formación se asocia durante la expulsión de material piroclástico, antes, durante o después.

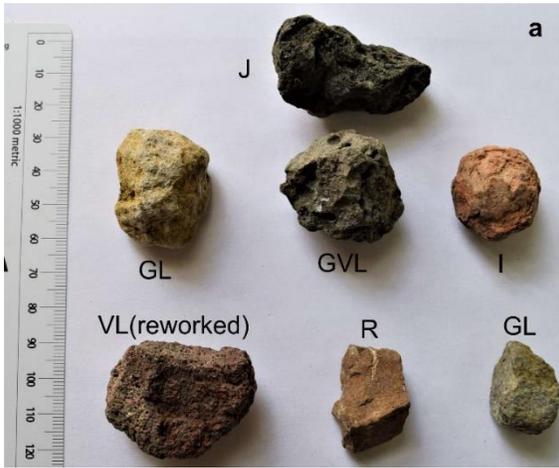


Figura 11. Fotografía de los diferentes líticos encontrados dentro de los depósitos proximales de complejo freatomagmático de Irapuato.

3.2 Terminología Utilizada para el Análisis Sedimentológico.

En este trabajo se realizó un análisis detallado de las facies de cada capa siguiendo la metodología propuesta por Sonh y Cough en 1989, 1990 (Figura 12). Para fines de este estudio el análisis sedimentológico mantendrá la misma nomenclatura propuesta por los autores anteriormente descritos.

Facies TB1: Brecha y Brecha de Toba grano-soportada.

Esta facie comprende brechas y brechas de toba, que contienen más del 25% en volumen de bloques. Los bloques generalmente consisten en fragmentos angulares de diferentes rocas pertenecientes a una formación subyacente. Estos bloques son de gran tamaño y suelen formar una estructura de hundimiento dentro de la capa (Figura 12).

Facies L1: Lapillistone grano-soportada.

Esta facie consiste en lapillistone compuesto por fragmentos de escoria gris-oscuro, y muy vesiculares. Grano-soportada e intercalado con cenizas medianas y finas (Figura 12).

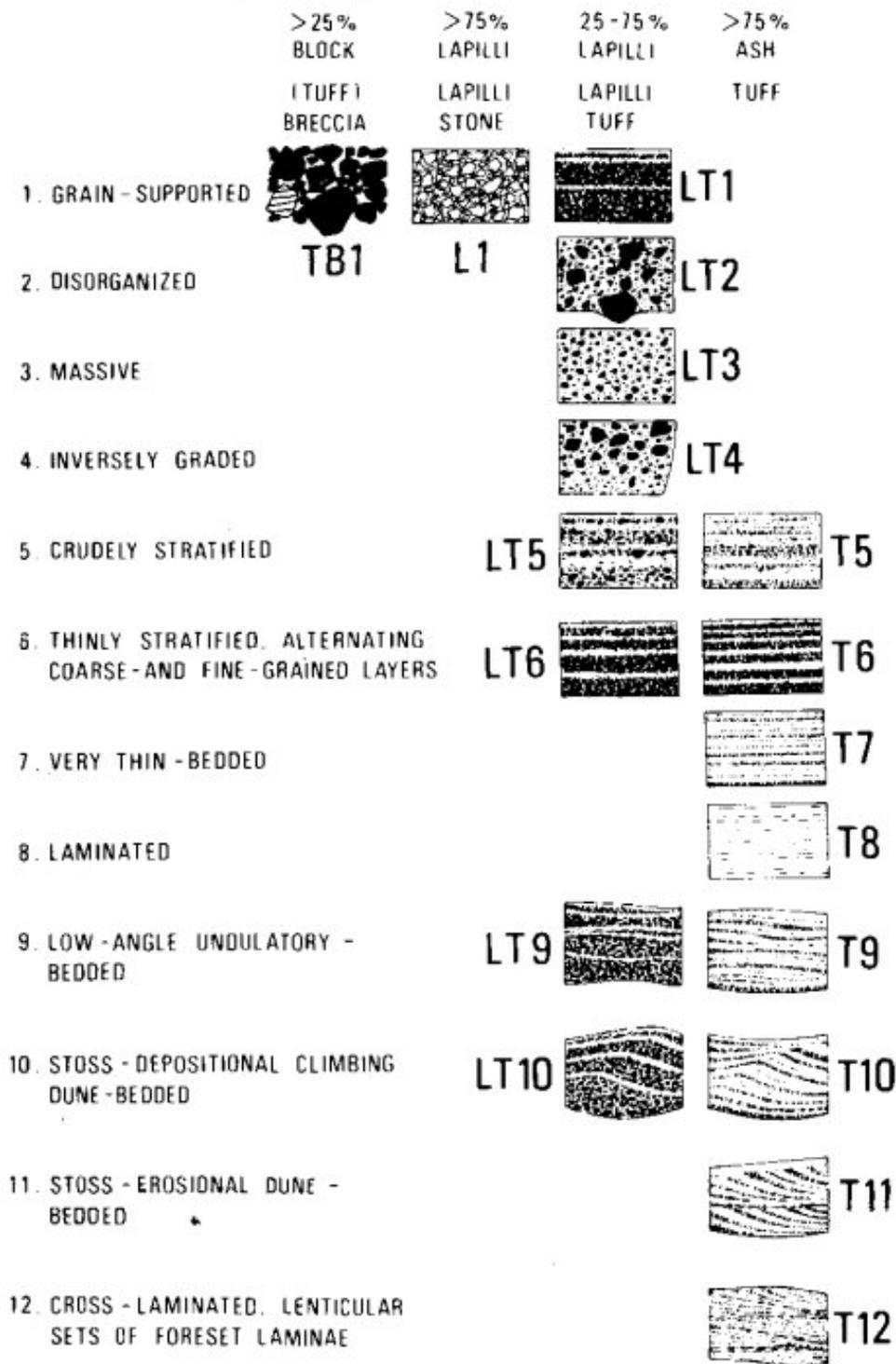


Figura 12. Esquema de clasificación de facies basado en el tamaño de grano y estructura sedimentaria, extraído de Sonh y Cough (1989).

Facie LT1: Toba lapilli muy surtida.

Esta facie se compone principalmente de lapilli fino y grueso, cenizas medianas a finas, un promedio de 40% lapilli y 50% ceniza gruesa. Grano-soportada e intercalada con estratos finos. Esta unidad de facies generalmente subyace y se alterna con toba finamente estratificada (Figura 12).

Facie LT2: Toba Lapilli desorganizada.

Esta facie está compuesta por una capa gruesa a muy gruesa y parcialmente clasto soportada. Con bloques abundantes y gruesos de lapilli de composición heterogénea. Los grandes clastos suelen formar un hundimiento en la capa (Figura 12).

Facie LT3: Toba Lapilli masiva.

Esta facies consiste en lapilli de tamaño medio en una matriz de ceniza media y raramente se encuentra lapilli grueso y bloques, ocurre en paquetes amalgamados o en alternancia con unidades de toba lapilli estratificadas (Figura 12).

Facie LT4: Toba Lapilli con gradación inversa.

Esta facie comprende toba de lapilli caracterizada por lapilli graduado de forma inversa en una matriz de ceniza de tamaño medio a fina (Figura 12).

Facie LT5: Toba Lapilli Estratificado.

Esta facie consta de lapilli de fino a grueso y algunos bloques en una matriz de ceniza media. La estratificación discontinua y grano-soportada, y con bandas lateralmente persistentes y difusas de lapilli (Figura 12).

Facie T5: Toba estratificada.

Esta facie es el equivalente fino a la facie LT5, compuesta principalmente por ceniza de tamaño medio y raramente ceniza gruesa. Con estratificación discontinua o laminación difusa de ceniza gruesa y lapilli fino (Figura 12).

Facie LT6: Toba Lapilli finamente estratificada.

Esta facie está compuesta por capas delgadas a muy delgadas, grano-soportada y comúnmente intercaladas de lapilli fino a medio, ceniza gruesa a media. Los estratos están bien definidos y continuos (Figura 12).

Facie T6: Toba finamente estratificada.

Esta facie se caracteriza por una alternancia bien definida de capas de grano grueso y fino. Las capas de grano grueso consisten principalmente en cenizas gruesas y lapilli fino, mientras que las capas de grano fino consisten en cenizas medias a finas. Las capas de grano grueso son grano-soportadas, comúnmente intercaladas y raramente presentan una gradación normal. Las capas individuales tienen un espesor que va desde unos pocos mm hasta unos cuantos cm y rastreada (Figura 12).

Facie T7: Capas de toba finamente estratificada.

Esta facie incluye capas muy delgadas a láminas de toba compuesta por ceniza media y fina. Las capas son finas y continuas, de grano grueso y ceniza, un contraste de color entre capa y capa. Las capas individuales son continuas y presentan una gradación normal (Figura 12).

Facie T8: Toba finamente laminada.

Esta facie comprende capas muy finas a laminas finas de toba, es su mayoría presenta una estratificación paralela, en cuanto al espesor es variable (Figura 12).

Facie LT9: Toba lapilli con laminación ondulada.

Esta facie se caracteriza principalmente por estar bien clasificada, con presencia de lapilli fino a ceniza gruesa y grano-soportada. Se caracteriza por formas de onda ondulatorias superpuestas con una gran longitud que va de 2 a 3 m y un espesor de varios cm, las formas de la onda son simétricas, aunque la cresta de la ola generalmente migra corriente abajo (Figura 16).

Facie T9: Capas onduladas de toba.

Esta facie es de grano más y fino, y capas más delgadas, equivalentes a la facie LT9. La toba en general consta de un medio continuo, y capas muy finas, intercaladas con finas capas de lapilli fino, y ceniza gruesa. Esta facie puede superponerse gradualmente

en la facie LT9 y se transforma corriente abajo en T7 con una disminución de su amplitud (Figura 12).

Facie LT10: Toba lapilli con laminación en forma dunas.

Esta facie se compone principalmente de lapilli y ceniza gruesa en fracciones pequeñas, bien clasificados. Se clasifica por dunas onduladas que migran corriente abajo. Las dunas se distinguen de las facies LT9 y T9 por presentar crestas más puntiagudas, perfiles más asimétricos y mayor amplitud, en cuanto las pendientes suelen ser más pronunciadas (Figura 12).

Facie T10: Toba con láminas de dunas.

Esta facie puede alcanzar una longitud de 2 a 2.5 m y unos pocos decímetros de espesor y es equivalente a la facie LT10 (Figura 12).

Facie T11: Capas de toba con laminación en forma de dunas erosionadas.

Esta facie consta de unos pocos centímetros a metros, de forma tabular y delimitada por una superficie erosionada. Esta facie generalmente presenta laminas onduladas que disminuyen su ángulo conforme se aproximan al contacto (Figura 12).

Facie T12: Capas de toba con laminación cruzada.

Esta facie se caracteriza por conjuntos discontinuos y lenticulares de láminas cruzadas, por superficies erosivas. Estas facies se funden en capas de toba muy delgadas (Figura 12).

Capítulo IV Metodología

A continuación, se describen las distintas metodologías propuestas utilizadas para la realización de este estudio.

3.1 Trabajo de Campo

El complejo de Irapuato se encuentra aproximadamente a 6.3 km al sureste del centro de la ciudad de Irapuato. Tomando el Boulevard San Roque con dirección a San Roque, al llegar al panteón Los Olivos, tomar la desviación hacia la izquierda dirigiéndose por el camino de terracería dirección La Sanabria.

El trabajo en campo consistió en 9 campañas de campo entre octubre 2018 a diciembre 2020, durante las que se realizó: la cartografía, descripción y muestreo de depósitos de tefra. Los depósitos proximales de caída de los tres cráteres se exhiben en varias canteras, lo que facilitó el estudio detallado del evento volcánico que les dio origen. El levantamiento detallado de secciones litoestratigráficas de las canteras proximales, se hizo con la finalidad de conocer la distribución de los depósitos y variabilidad.

Se recolectaron muestras representativas de las capas encontradas en las columnas estratigráficas para análisis de granulometría, componentria y vesicularidad, se colectaron también ejemplares de fragmentos juveniles, xenolitos, líticos retrabajados y sedimentos para análisis petrográfico y geoquímico. Las muestras fueron tomadas en puntos donde existían canteras pues dejaba aflorar el depósito a distancias proximales, mediales y distales de los tres cráteres.

4.2 Recolección de muestras

La recolección de muestras se llevó a cabo en campañas de campo del 2017 al 2019, desde las bases de las columnas litoestratigráficas, hasta la cima, tomando en consideración que las muestras extraídas fueran las representativas de cada paquete. Se recolectaron 43 muestras de las cuales se eligieron clastos representantes de líticos y juveniles; 10 para análisis petrográficos, 7 para análisis de geoquímica y 31 para análisis granulométricos, de este análisis se extrajeron 53 muestras para componentria, 33 para calcular el promedio de vesicularidad en juveniles y 23 para análisis de juveniles

retrabajados. Todas las muestras fueron resguardadas, etiquetadas en bolsas de muestreo, y en el exterior de la bolsa se rotuló el nombre de la muestra.

Las dimensiones de las muestras se consideraron en campo, tomando en cuenta la representación del paquete, las alteraciones químicas y biológicas, priorizando la recolección de muestras frescas.

Para las descripciones de las capas piroclásticas se usó la terminología y parámetros mencionados en Ingram (1954) donde el espesor de las capas tipo lamina, son de menos de 1 cm; capa muy delgada, 1-3 cm; capa delgada, 3-10 cm; capa mediana, 10-30 cm; capa gruesa, 30-100 cm; y capas muy gruesas de más de 100 cm de espesor. Los análisis de facies se llevaron a cabo sobre la base del esquema de clasificación de estructuras sedimentarias y tamaño del grano de Sonh y Cough, 1989.

4.3 Trabajo de Laboratorio

El trabajo de laboratorio se basó en análisis granulométricos, de componentes y vesicularidad, así como la descripción macroscópica y microscópica de muestras piroclásticas colectadas en campo.

Para los análisis de granulometría, de componentría, vesicularidad y descripción de muestras macroscópicas se llevaron a cabo en el laboratorio G14 del Departamento de Ingeniería en Minas, Metalurgia y Geología de la Universidad de Guanajuato (DIMMG) a cargo de la Dra Pooja Kshirsagar, para las láminas delgadas se procesaron en el laboratorio de petrología del (DIMMG) a cargo de la Dra María Puy. El análisis geoquímico para elementos traza y tierras raras se llevó a cabo en Activation Laboratories ActLabs en Ontario, Canadá, y para elementos mayores en el Laboratorio Nacional de Investigación y Caracterización de Minerales y Material del CONACYT LICAMM a cargo del Dr. Raúl Miranda Avilés. Las demás metodologías se describen detalladamente a continuación.

4.3.1 Granulometría

El análisis granulométrico consistió en la separación por tamaños, mediante la técnica de tamizado vía seca. Para este método fue necesario secar previamente las muestras colocándolas en un recipiente de aluminio y por separado al interior de un horno

de secado eléctrico marca Riossa Mod H-48, dejándolas durante 24 horas a una temperatura de 50° C.

Posterior al procedimiento anterior se pasa la muestra a través de una columna de tamices con un diámetro de malla de -6ϕ a $> 4\phi$, la cual se dispone colocando el tamiz de mayor abertura a la más reducida, una vez colocada la muestra se puede agitar manualmente por 10 a 15 minutos.

Las fracciones retenidas en cada malla fueron pesadas en una balanza L-EQ con una precisión de 0.01 g, obteniendo una relación de porcentaje en peso respecto al diámetro de las partículas. La distribución granulométrica se obtuvo haciendo un análisis estadístico, para el cual se calculó el porcentaje en peso de cada fracción de tamaño de partículas en la escala ϕ (Wentworth, 1992; White y Houghton, 2006) (Tabla 2). El intervalo de tamaño que se utilizó está entre 63 mm y 1/16 mm, que corresponde a -6ϕ a $> 4\phi$. La escala de ϕ está definida como el logaritmo negativo de base 2 del tamaño de grano en milímetros (Figura 13).

Para las curvas granulométricas acumulativas de frecuencia, se obtienen los siguientes parámetros estadísticos (media, mediana, desviación estándar, asimetría y curtosis) que describen la distribución de los datos. Para obtener estos parámetros se utilizaron las ecuaciones de Folk (1974), ya que integra un mayor número de valores presentes en la curva de frecuencias acumuladas.

Las propiedades de las curvas de distribución granulométricas y sus parámetros estadísticos son los siguientes:

Moda: definida como el diámetro de grano con mayor frecuencia de ocurrencia, es decir, clasifica la muestra de acuerdo con el tamaño predominante.

Mediana: definida como el diámetro medio que divide la curva de distribución dentro de dos áreas iguales.

Media: definida como el promedio de los diámetros de todas las partículas. Y está calculada a partir de los promedios de los percentiles 16 y 84 (Inman, 1952) o en los percentiles 16, 50, 84 de acuerdo con Folk (1974).

En distribuciones simétricas la media, mediana y moda son iguales mientras que difieren en distribuciones asimétricas.

La desviación estándar informa acerca de la homogeneidad y similitud entre las partículas que conforman la muestra, así como la clasificación de la muestra, se representa por la mitad de los percentiles 16 y 84 según Inman (1952).

La asimetría mide la tendencia de la distribución hacia un tamaño determinado, es decir, la simetría respecto a un valor medio.

La curtosis está definida como una ecuación de distribución gaussiana, y refleja la distribución de la muestra respecto al valor central (Folk y Ward, 1957; Folk, 1974).

Se colectaron 30 muestras para análisis granulométrico.

Tabla 2. Términos empleados para describir la distribución del tamaño de clastos de depósitos piroclásticos (modificado de White y Houghton, 2006 y extraída de Hernández-Jiménez, 2016).

Tamaño de clasto		Clasto de tamaño volcanoclastico primario
Unidades phi ϕ	(mm)	Piroclastos
>4	> 1/16	Ceniza extremadamente fina
3-4	1/16 – 1/8	Ceniza muy fina
2-3	1/8 – 1/4	Ceniza fina
1-2	1/4 - 1/2	Ceniza media
0-1	1/2 - 1	Ceniza gruesa
-1 a 0	1 – 2	Ceniza muy gruesa
-2 a -1	2 – 4	Lapilli fino
-3 a -2	4 – 8	Lapilli medio
-4 a -3	8 – 16	Lapilli grueso
-5 a -4	16 – 64	Bloque / bomba
<5	>64	



Figura 13. Mosaico de fotografías que muestran el procedimiento para determinar la relación granulométrica de las muestras colectadas a) columna de tamices con relación desde -6ϕ a $>4\phi$; b) muestra la apertura de malla para cada uno de los tamices comenzando desde -6ϕ ; c) Horno de secado eléctrico; d) recipiente conteniente de muestra; e) balanza digital modelo EQ-4HP en la cual se pesaron todas las muestras recolectadas. Fotografías tomadas por J Zamacona.

4.3.2 Componentría

Esta técnica consiste en la separación macroscópica de distintos clastos retenidos en las mallas -4ϕ , -3ϕ durante el análisis granulométrico. Las explosiones piroclásticas pueden producir clastos juveniles angulares (Heiken y Wohletz, 1985) dependiendo de la viscosidad del magma y la efectividad de la erupción durante la fragmentación (Houghton et al., 1999). Las categorías morfológicas se describen a continuación:

Se seleccionaron y contabilizaron diferentes clastos para obtener su proporción en % de volumen. Se utilizaron parámetros distintivos como el color, la forma (angular, subangular, y sub redondeada), densidad, presencia o ausencia de vesículas, recubrimientos de color rojizo debido a una alteración para identificar diferentes componentes de los depósitos de tefra.

Componentes internos (magma): Las frágiles bombas con forma de coliflor (formadas debido al enfriamiento rápido del magma ascendente en ambientes acuosos) representan los fragmentos juveniles y muestran interiores densos a vesiculares. Se distinguieron principalmente por el color gris oscuro, el peso ligero y el grado de vesicularidad de medio a alto (60-70%), considerando Densidad Equivalente de la Roca (DRE) 2.8 g/cm^3 siguiendo la metodología en Houghton y Wilson (1989).

Componentes externos (líticos): Los líticos de origen volcánico se identificaron como fragmentos de roca de color gris (oscuro a claro), con o sin vesículas (<20% de vesicularidad) que poseen un mayor grado de angularidad. Además de estos, los líticos alterados se identificaron por un revestimiento de color rojo y un mayor grado de angularidad, mientras que los clastos reelaborados se identificaron por el color marrón y los márgenes deformados.

Para este análisis se colectaron 53 muestras, los componentes encontrados se describieron en el apartado 2.3.2 de este capítulo.

4.3.3 Vesicularidad y Juveniles Retrabajados

La técnica para determinar la vesicularidad en los fragmentos juveniles (Figura 14) consiste en seleccionar fragmentos de juveniles que sean retenidos por las mallas, como varios clastos frágiles (en su mayoría juveniles) se desquebrajaron fácilmente debido a la abrasión mecánica, no se consideraron fracciones de menor tamaño y para este análisis se trabajó con las muestras detenidas por las mallas -3 ϕ y -4 ϕ .

La técnica propuesta por Houghthon y Wilson (1989), está basada en calcular la densidad de los juveniles, idealmente, cada selección de estos clastos expulsados representaría solo una expulsión o simultanea durante una expulsión continua.

En dichas condiciones se puede suponer que los clastos representan aquellas partes del magma que se están fragmentando en ese momento en particular (Houghthon y Wilson, 1985).

Para calcular el porcentaje de vesicularidad (ecuación 2), primero habrá que obtener la densidad relativa de cada clasto y esto se obtiene con la siguiente formula (ecuación 1):

$$S.G = \frac{(Wc)seco}{(Wc)seco + (Ws)sumergido - (Wc + s)sumergido} \quad (1)$$

Donde:

S.G: densidad relativa por sus siglas en inglés (Specific Gravity).

Wc: Peso en seco de la muestra.

Ws: peso de la muestra cubierta por papel parafilm sumergida en agua.

Wc+s: peso de la muestra cubierta con papel parafilm.

Para calcular los pesos se utilizó una balanza analítica modelo Ve – 204 con presión de 0.0001 del laboratorio de Química I del DIMMG. Para determinar el porcentaje de vesicularidad hacemos uso de la ecuación 1 y sustituir su valor en la ecuación 2 que está dada por la siguiente formula:

$$V(\%) = \frac{100(DRE\ density - clast\ density\ o\ SG)}{DRE\ density} \quad (2)$$

Donde:

V(%): porcentaje de volumen de vesicularidad.

DRE density: densidad de roca equivalente previamente conocida por sus siglas en ingles.

Clast density o SG: densidad relativa de cada muestra.

Para determinar el porcentaje de vesicularidad se utilizó la densidad del basalto siendo 2.8 gr/cm³ el valor del DRE.

Se colectaron 33 muestras para vesicularidad que contenían alrededor de ± 25 clastos representativos.

Durante la separación de fragmentos juveniles, para calcular el porcentaje de vesicularidad se observó que algunos de estos juveniles se encontraban retrabajados lo que llevo a realizar el siguiente análisis.

4.3.3.1 Metodología para los juveniles retrabajados

Esta técnica está basada en la observación macroscópica de fragmentos juveniles y separación de los juveniles sanos con los que presentan alguna alteración (Figura 15).

Las características texturales y morfológicas en clastos generados durante una erupción (Figura 15) piroclástica representan información de primera mano acerca de la erupción y fragmentación del magma, ya que no se puede acceder directamente a la parte interna de los cráteres activos, conductos y sistemas subvolcánicos. Para las erupciones basálticas de baja y media intensidad la ceniza juvenil se puede dividir en dos miembros: los fragmentos de taquilita ricos en microlíticos y poco vesiculares, y sideromelano o ceniza vítrea y vesicular (D'Oriano et al., 2014).

Para la separación de juveniles retrabajados se tomaron en cuenta los siguientes factores: cambios en color, pérdida de brillo, morfología específicamente en el cambio de fractura.

Se colectaron alrededor de 23 muestras para análisis de juveniles retrabajados.

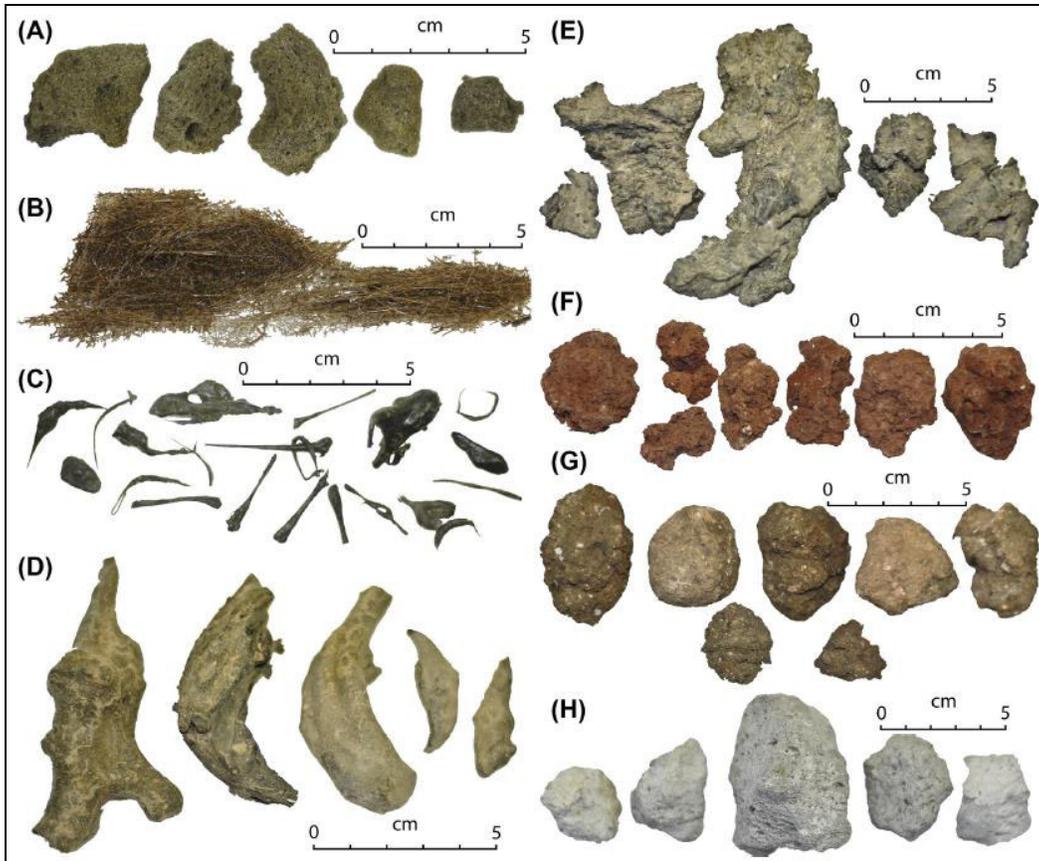


Figura 14. Morfologías en piroclastos juveniles: (A) reticulita, (B) cabellos de Pelé, (C) lágrimas de Pelé, (D) clastos fusiformes, (E) lapilli transicional, (F) escoria, (G) lapilli denso, (H) pómez (Ilustración tomada de Brown y Andrews, 2015).

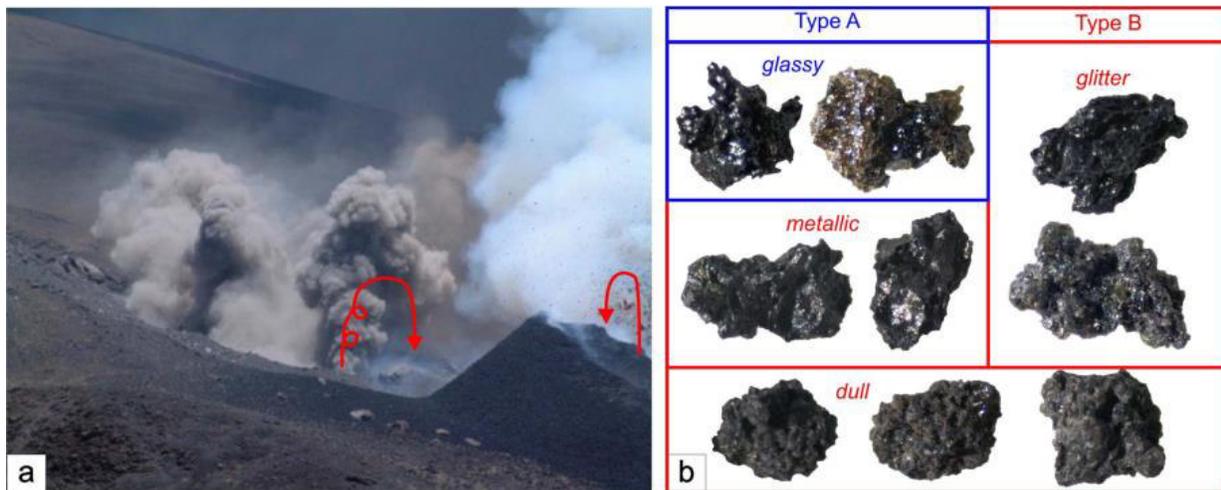


Figura 15. Ejemplo de actividad explosiva de intensidad media y tipos de clastos de ceniza. (a) Emisión de ceniza del volcán Etna 2001, con una clara evidencia de material fragmentado que vuelve a caer dentro de la fisura eruptiva y que potencialmente puede ser reciclada. (b) tipos de cenizas, 0.5 a 1 mm de rango de tamaño. Clastos representativos de los grupos A (juveniles frescos) y B (juveniles reciclados), (Ilustración tomada de D'Oriano et al., 2014).

4.3.4 Petrografía

El análisis petrográfico consiste en la elaboración, observación y descripción de las láminas delgadas, considerando propiedades específicas de los minerales como: hábito, clivaje, fracturas, maclas, inclusiones y alteraciones. También describir propiedades ópticas como color, pleocroísmo, forma, crucero, relieve, birrefringencia, extinción y ángulo de extinción, maclas (Mackenzie y Adams, 1996).

Las descripciones de rocas macroscópicas se realizaron en el laboratorio G17 del Departamento de Ingeniería en Minas, Metalurgia y Geología (DIMMG) de la Universidad de Guanajuato, se utilizó una lupa de 10x, 20x y escala para fotografías. Para la elaboración de las láminas delgadas es necesario hacer un corte de 20x30x8 mm, someter la muestra a esmerilado hasta obtener una planitud, simultáneamente someter a esmerilado de la placa de vidrio hasta obtener la planitud y el grosor deseado, posteriormente se pegará la roca pulida con el vidrio, se corta el material excedente hasta llegar a un grosor de 0.5 a 2 mm, esmerilar la lámina hasta obtener un grosor de 80 μm , después hasta llegar a 30 μm . Para la descripción de las láminas se utilizó un microscopio petrográfico Olympus (Figura 16).

Para análisis petrográfico se colectaron 10 muestras, entre juveniles, sedimentos, líticos rojos, líticos grises con y sin vesículas, derrames de lava, escoria, y brecha volcánica.

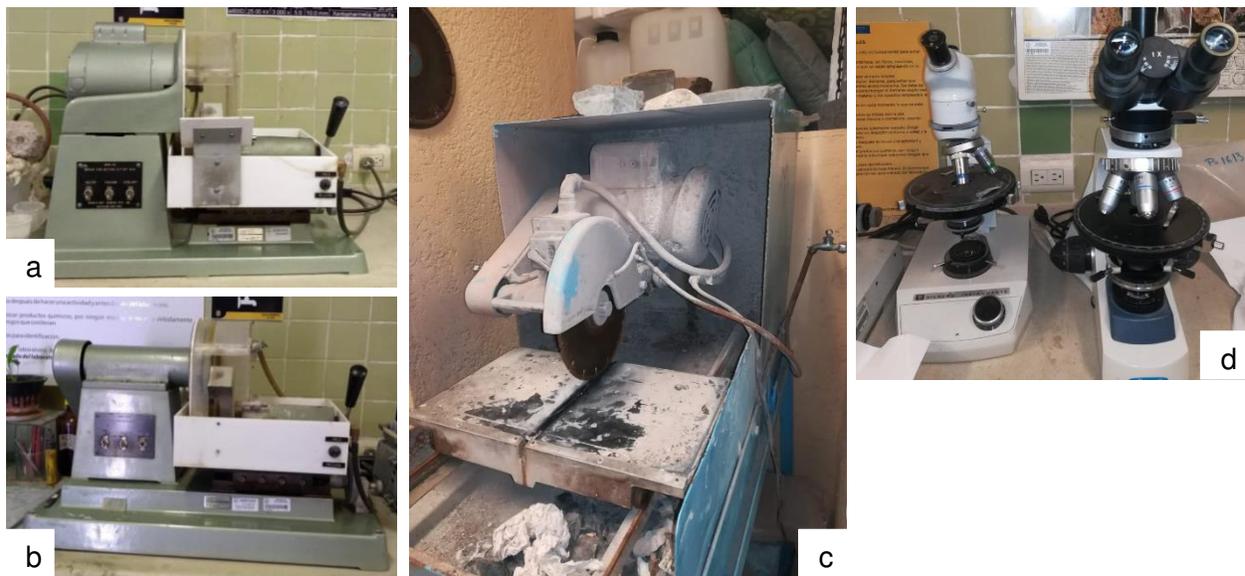


Figura 16. Maquinaria del laboratorio de Petrografía, utilizadas para la realización de secciones delgadas. (a) Sierra de corte para sección delgada marca INGRAM modelo 135. (b) Pulidora de sección delgada marca INGRAM modelo 400TS. (c) Máquina cortadora con disco de diamante de 10 pulgadas de diámetro. (d) Microscopio petrográfico Olympus.

4.3.5 Estratigrafía

En cualquier depósito clástico (sedimentario, volcánico o vulcanoclástico), el levantamiento de columnas estratigráficas permite estudiar la composición, textura y relaciones temporales de diferentes sucesos que contribuyeron a la formación del depósito (Lara y Dávila, 2019).

Para el levantamiento de las columnas litoestratigráficas se utilizó una cinta métrica de 10 m, hojas milimétricas que contenían la escala granulométrica propuesta por White y Houghton (2006) en el eje horizontal y en el vertical la escala del sistema métrico decimal.

El procedimiento de levantamiento se realizó para siete columnas representativas de los tres cráteres en posición proximal, medial y distal. Iniciando por la delimitación y medición de las capas vulcanoclásticas identificadas a lo largo del eje vertical, en el laboratorio se realizó una descripción detallada la cual contiene datos como textura, composición, estructuras sedimentarias, y alteraciones presentes, para complementar la descripción se tomaron fotografías de las canteras y se exhiben en el apartado de interpretación y resultados.

Para el levantamiento estratigráfico será necesario tener en claro los siguientes conceptos; de acuerdo con la Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica integrada por representantes de institutos y sociedades geológicas de Canadá, Estados Unidos y México definen que:

Formación es la unidad fundamental en la clasificación litoestratigráfica. Un cuerpo de roca que se identifica por sus características líticas y por su posición estratigráfica y es cartografiable; Miembro como una unidad litoestratigráfica de rango inmediatamente inferior a la de formación y es siempre parte de una formación, y grupo como la unidad litoestratigráfica inmediatamente anterior a la formación

4.3.6 Sedimentología

Para la descripción sedimentológica de las columnas obtenidas es necesario esclarecer conceptos, de acuerdo con McKee y Weir (1953) definen que: "Estrato es un nivel simple de litología homogénea o gradacional depositado de forma paralela a la inclinación original de la formación. Esta separado de los estratos adyacentes por superficies de erosión, no sedimentación o cambio abrupto de carácter".

Los planos o superficies de estratificación son superficies que limitan a los estratos, producidas principalmente por un periodo de no depositación (interrupción) o por un cambio brusco en las condiciones del depósito; Capa es la unidad plana, limitada por diferencias en composición, textura y estructura, generalmente con un espesor más grueso; lámina es el nivel megascópico más pequeño en una secuencia sedimentaria y está limitado tanto por encima como por debajo por superficies de laminación. (Navarro-Cuesta., 2017).

Las explosiones freatomagmáticas resultan de la interacción de magma con agua superficial o cercana a la superficie y son ampliamente reconocidos por jugar un papel importante en el control de erupciones y dispersión de procesos piroclásticos (Sheridan y Wohletz 1981; Wohletz y Sheridan,1983; Wohletz, 1986).

Autores como (Cas y Wright, 1987) han trabajado en estos tipos de depósitos piroclásticos. A pesar de estos estudios, la falta de mediciones detalladas generales y un análisis de facies, ha sido difícil facilitar la relación entre procesos freatomagmáticos y sus productos, por lo que Sonh y Cough (1989, 1990) realizaron una relación de las facies sedimentarias individuales y asociaciones de facies que están asociados con los procesos eruptivos. La ciclicidad está relacionada con variaciones a corto y largo plazo con la interacción agua-magma (Sonh y Cough., 1989; 1990).

4.3.7 Geoquímica

Para este análisis se colectaron 5 muestras pertenecientes a tres fragmentos juveniles extraídos de diferentes canteras (Figura 17), el análisis se llevó a cabo en el laboratorio ActLabs (Activation Laboratories) en Canadá acreditado según ISO 17025 con CAN-P-1579 para pruebas registradas específicas, los materiales geológicos que pueden analizarse incluyen rocas, suelos, materia orgánica, agua y minerales pesados. Las técnicas que se usaron fueron las de espectrometría de plasma inducido (ICP-TD) “Inductively Coupled Plasma” en un equipo Agilente 735, la técnica de activación neutrónica (INAA) “Instrumental Neutron Activation Analysis” y la técnica (FUS-MS), para elementos traza y algunas tierras raras, y para los elementos mayores el análisis se llevó a cabo en el Laboratorio de Investigación y Caracterización de Minerales y Materiales de la UG y el CONACYT (LICAMM), mediante el equipo de fluorescencia de rayos X.

La composición total de cada muestra se obtiene recalculando a 100 la suma del tamaño utilizado. Su fiabilidad depende de la proporción.

4.3.7.1 Geoquímica de elementos mayores.

La determinación de elementos mayores en rocas ígneas permite expresar la composición química y el tipo de roca que se está analizando, a través de diagramas de clasificación y procedencia (Ewart, 1982; Bathia y Crock 1983; LeBas et al., 1986). En rocas volcánicas la interpretación geoquímica se expresa por medio de diagramas binarios y variaciones en las concentraciones de Si, Al, Fe, Ca, K, y Na (Navarro et al., 2006; Wang et al., 2011). Para el Complejo de Volcanes Freatomagmáticos de Irapuato los elementos mayores se obtuvieron de tres fragmentos juveniles aislados.

4.3.7.2 Geoquímica de elementos traza

Un elemento traza se define como un elemento que está presente en una roca en concentraciones menores al 0.1% (1000 ppm). La mayoría de los elementos traza si bien no forman especies minerales por sí solos, son capaces de sustituir a los elementos mayores en los minerales formadores de roca. Los elementos traza son importantes en estudios petrológicos ya que son mejores discriminantes entre procesos petrológicos que los elementos mayores.

El criterio para establecer la clasificación de estos elementos es: por su posición en la tabla periódica de los elementos o el comportamiento de estos en sistemas magmáticos. El grupo más usado y con interés geoquímico son los elementos con número atómico entre 57 y 71, los lantánidos o también llamados tierras raras (Rollinson, 1993).



Figura 17. Preparación de muestras para análisis Geoquímicos. Mosaico (a) fragmento de muestra representativa de una población en interés, (b) Mortero de ágata. (c) Mortero de porcelana. (d) muestra pulverizada del tamaño de talco.

4.4 Cartografía

Para la realización de la cartografía, se descargaron las cartas topográficas F14C62 “Irapuato” y F14C63 “Salamanca” del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI, 2020) correspondiente al área de Irapuato y Salamanca respectivamente y el conjunto de datos vectoriales a escala 1:50,000.

Para realizar diferentes cálculos tales como volumen y área es necesario hacer uso de un software de información geográfica, para este estudio se trabajó con software ArcGIS en su versión 2019. Se tendrá que realizar un modelo digital de elevación y posteriormente convertirlo y obtener dichos valores. A continuación, se describe el proceso que se siguió para realizar los cálculos antes descritos.

4.6.1 Elaboración de modelo digital de elevación

Para la generación del modelo digital de elevación se descargan los modelos digitales de elevación con resolución de 5m de Irapuato y Salamanca (Cartas F14C62 F-C y F14C63 A-D (2018), Instituto Nacional de Estadística y Geografía INEGI), estos modelos fueron llevados a formato Raster con celdas de tamaño de 5 m para poder extraer los valores correspondientes en los puntos de control seleccionados. Posteriormente se convierte el modelo Raster para la suavización del terreno, agregándoles el proceso de Hillshade para darle un aspecto, aproximadamente, real a la topografía modelada.

4.6.2 Cálculo de volumen y área

Para determinar la cantidad de magma involucrado en la formación del Complejo Freatomagmático de Irapuato, es importante determinar el volumen de tefra emitido durante la formación de este complejo. Este valor es calculado por el método mencionado en Kereszturi et al., 2013.

Para el cálculo del volumen y área de los cráteres de La Sanabria (LS), San Joaquín (SJ), y San Roque (SR), se empleó el software ArcGIS específicamente ArcMap. Se empleo para generar un mapa del área de estudio mediante polígonos que representan la superficie del complejo freatomagmático. Los modelos digitales de elevación (DEM) son archivos ráster, en donde el valor de la altitud queda distribuido en pixeles que representan un tamaño de la superficie. Para calcular el área a continuación se describe el procedimiento:

Se selecciona el polígono cuya área se desea medir, en la sección de propiedades de polígono se tiene que abrir la tabla de atributos asociada a la capa. Esta tabla nos permite visualizar, consultar y analizar los datos. Una vez ya desplegado la tabla se genera un nuevo campo. Para realizar los cálculos se inicia la edición seleccionando el campo área, previamente generado. Entonces, se genera una ventana que estará indicada el área para los polígonos seleccionados.

Para calcular el volumen: se descargan los archivos tipo Shapefile de las cartas topográficas proporcionadas por INEGI F14C62c; F14C62f; F14C63a; F14C63d correspondientes la zona de estudio, estos shape se cargan en el programa, se unen con la herramienta merge para generar un nuevo shape, en Google earth pro se realiza un polígono que abarque la zona de estudio y se guarda en formato KML, de regreso en el ArcMap abrimos el archivo KML y recortamos el shape que acabamos de unir según la forma del polígono, una vez realizado, es necesario obtener el TIN para poder realizar operaciones algebraicas, es decir convertir el shape a TIN, luego se procede a realizar el cálculo de volumen con la herramienta DataManagement 3D Tools cálculo de polígono, abrimos la tabla de atributos del shape, generamos un nuevo campo llamado altura referencia, e ingresamos la cota de la cual queremos que el programa realice el cálculo, en este caso 1700 msnm hacia arriba. Dejamos que el programa haga los cálculos, al cabo de unos minutos abrimos de nuevo la tabla de atributos y veremos que genero dos campos, uno para área y uno para volumen.

Capítulo V Resultados e Interpretaciones

La geología de este complejo se expone en siete canteras (Q1-Q7), y se clasifican en cuatro diferentes paquetes. En el campo, se utilizaron parámetros físicos como el tamaño del grano, el grado de consolidación, la composición de los fragmentos y el color de las unidades; para distinguir entre los diferentes paquetes de tefra. A continuación, se describe los resultados obtenidos por las metodologías propuestas, observaciones en campo, granulometría, análisis de componentes y análisis de facies. En general, los análisis de componentes se realizan tanto en fracciones gruesas y más finas, sin embargo, en el presente estudio nos centramos en las fracciones de tamaño ϕ -4, -3 de 31 muestras, puesto a que varios fragmentos como juveniles y sedimentos fueron rápidamente destrozados debido a la abrasión mecánica, no se consideraron fracciones de menor tamaño para los análisis.

Las observaciones en campo muestran que la propagación del material de tefra de cada edificio es asimétrico en espesor; es decir: más gruesa en la convergencia de los volcanes (18-20 m) y más delgadas hacia los flancos de los mismos edificios. La compleja superposición de los paquetes hace que sea difícil realizar un análisis de facies lateralmente, es por lo que solo se realiza un análisis de facies de manera vertical. En este estudio se utilizan las descripciones propuestas por Sonh y Cough para describir las facies de depósitos volcánicos tipo anillos de toba.

5.1 Cráter San Joaquín

El cráter San Joaquín (SJ) ubicado al norte en la latitud N 20°37'56.32" y la longitud W 101°19'4.01"; tiene un diámetro de 2079 m y una altitud de 1727 msnm. Se puede identificar como un edificio monogenético tipo anillo de toba casi circular, puesto a que cumple con la mayoría de las características de este; muestra un bajo perfil topográfico y un pequeño volumen, desde la base del edificio volcánico hasta el suelo del cráter que está por encima de la superficie no eruptiva.

La geología de este cráter se expone en las canteras Q1, Q3, y Q4. Se llevo a cabo un levantamiento estratigráfico de cada cantera siguiendo las metodologías mencionadas en el Capítulo II. Los depósitos proximales tienen un espesor aproximado de 20 m expuesto en la cantera 3, mientras que el espesor en los depósitos distales varia, expuesto en las canteras 1 y 4 (Figuras 18, 19, 20).

Depósitos de Tefra San Joaquín

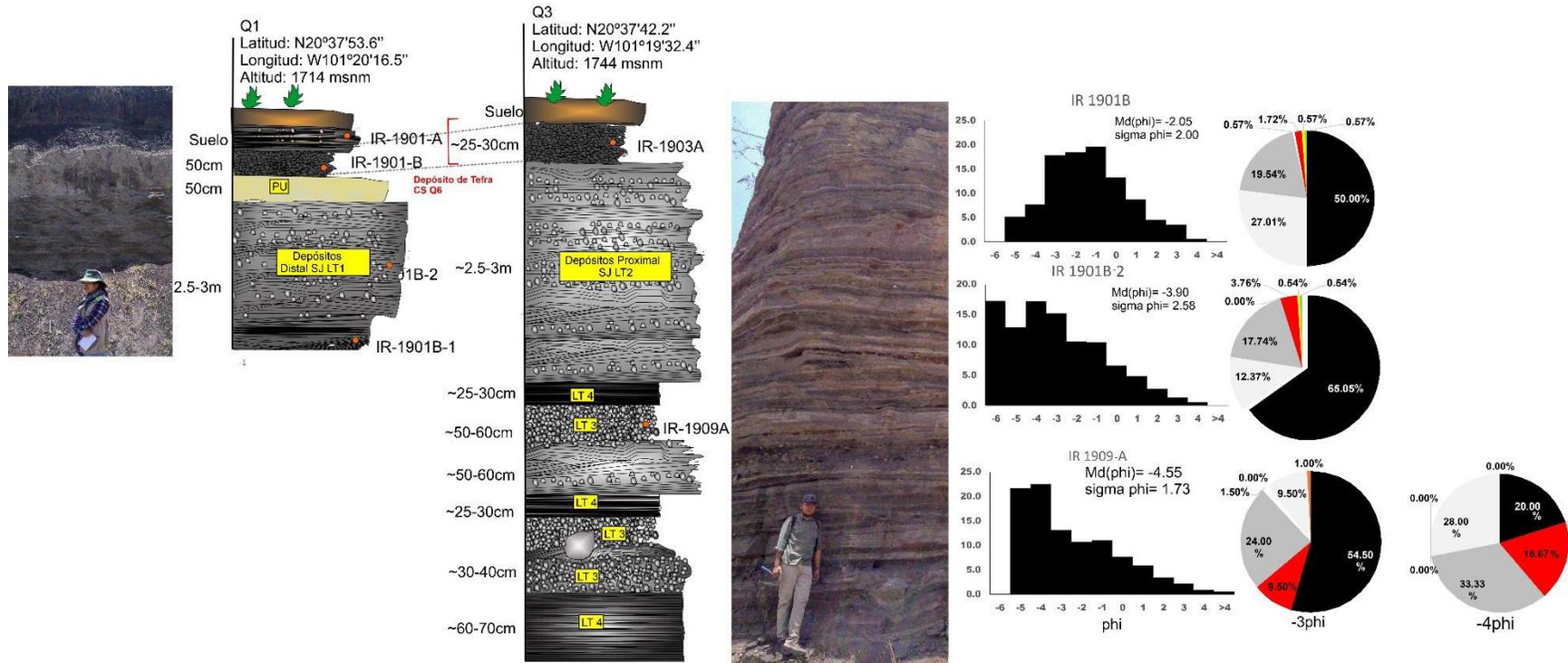


Figura 18. Secciones estratigráficas compuesta por los depósitos de tefra San Joaquín (SJ) expuestos en las canteras Q1 y Q3. La figura también muestra datos de granulometría y análisis de componentes (negro = juveniles, gris oscuro = andesitas sin vesículas, gris claro = andesitas vesiculares, rojo = líticos de color rojo, amarillo = minerales o cristales, blanco = sedimentos) de las unidades muestreadas. Se acompañan a las secciones fotografías tomadas en campo para contextualizar el tipo de afloramiento.

En las partes distales de esta estructura se encuentra cubierta por una unidad de palagonita de un metro de espesor, que se superpone por más depósitos distales (SC) que se caracterizan por unidades de escoria que gradualmente se vuelven freatomagmáticas.

Depósitos de Tefra San Joaquín

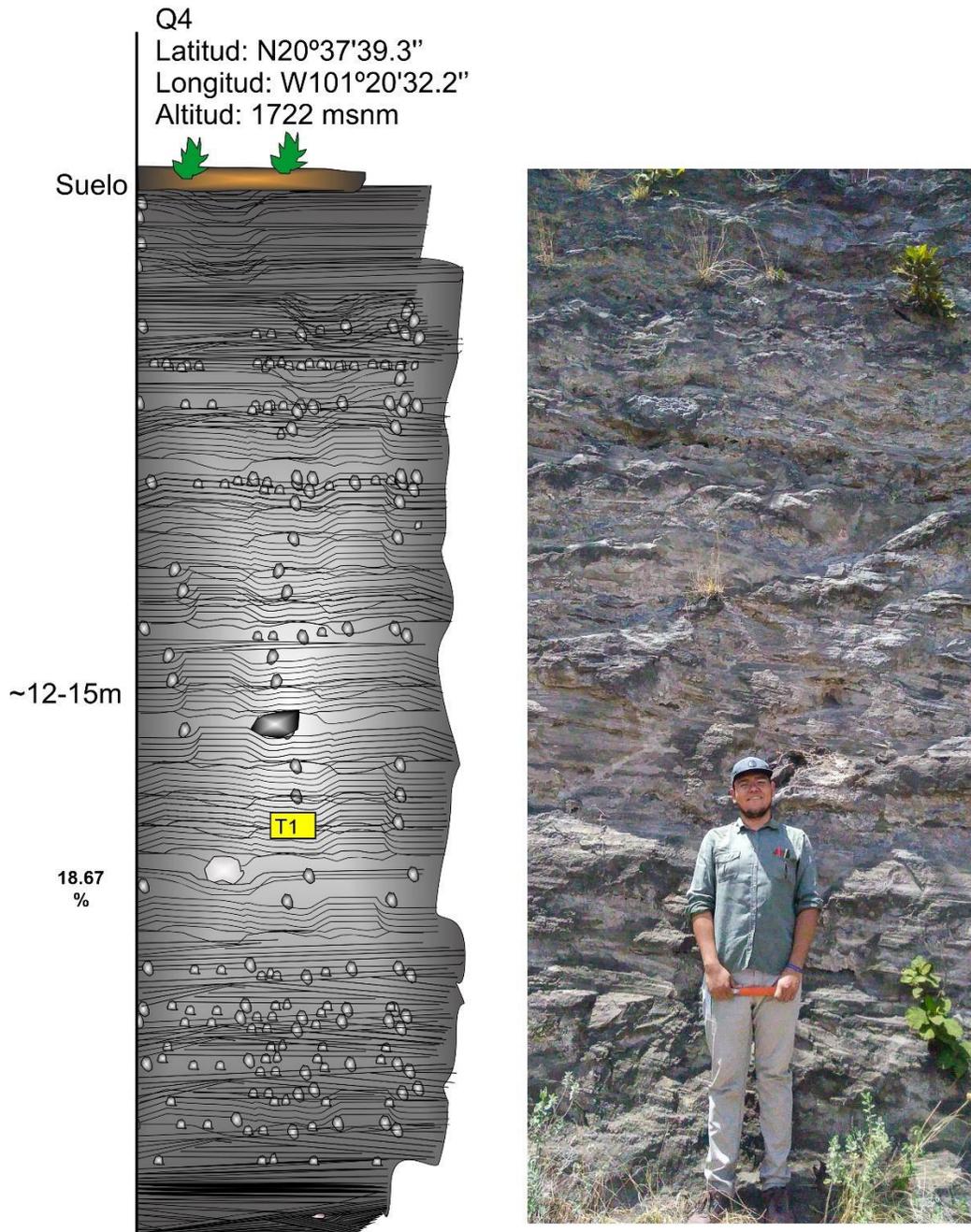


Figura 19. (Continuación) Sección estratigráfica compuesta por los depósitos de tefra San Joaquín (SJ) expuestos en las canteras Q4. Se acompañan a las secciones fotografías tomadas en campo para contextualizar el tipo de afloramiento.

5.1.1 Estratigrafía, Sedimentología, Granulometría y Análisis de Componentes.

En la estratigrafía del cráter San Joaquín se distinguen cuatro diferentes facies que se apilan alternativamente (Figura 20); estas se describen a continuación:

LT1: Toba de Lapilli estratificada.

Consiste en unidades esterificadas delgadas a muy delgadas de lapilli fino a grueso, grano soportadas, capas con escasa matriz que son fácilmente trazables a pocos metros laterales. Se tomaron dos muestras de esta facie;

La muestra IR1901B (Figura 18) representada por un medio de cenizas mal clasificada ($Md \phi = -2.05$ y $\sigma \phi = 2.00$) y compuesto por 27 %vol. de andesitas vesiculares, 19 %vol. de andesitas no vesiculares, 50 %vol. de juveniles y alrededor de 2 %vol. de líticos rojos, estas unidades se encuentran soportadas por cenizas y bastante endurecidas sin lapilli de acreción en su interior.

La muestra IR190B2 representa una capa de lapilli medio a fino muy mal clasificado ($Md \phi = -3.90$ y $\sigma \phi = 2.58$) y compuesta por 6 %vol. de fragmentos juveniles y 17 %vol. de andesitas no vesiculares y 4 %vol. de líticos de color rojo y contenido mineral.

LT2: Toba lapilli masiva.

Consiste en laminas altamente endurecidas, masivas, mal clasificada y soportadas por clastos con un espesor de 10 – 50 cm, compuesta por lapilli grueso a medio que se transforman en LT1.

LT3: Toba Lapilli desorganizada.

Consiste en laminas clasto-soportadas y desorganizadas, mal clasificadas. Compuesta por 20-54 %vol. de clastos juveniles, 9-28 %vol. fragmentos vesiculares y 24-33 %vol. de fragmentos de andesita no vesiculares y 9-18 %vol. de líticos colores rojos.

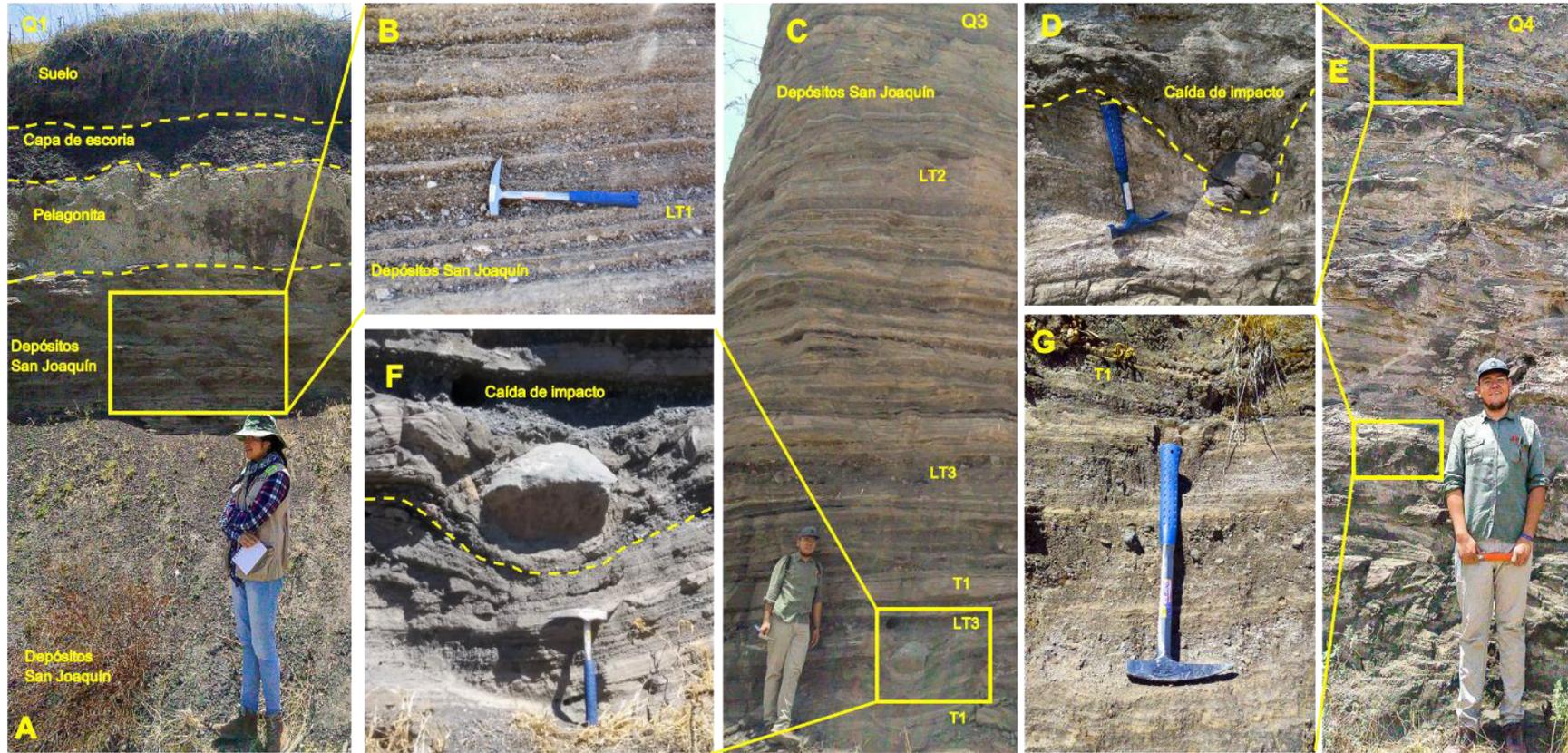


Figura 20. Fotografías de campo del edificio San Joaquín. (A) Afloramiento para la sección estratigráfica Q1 en ella se muestra las diferentes capas que conforman a la unidad; (B) Facie LT1 de los depósitos San Joaquín muestra una capa compuesta por lapilli de tamaño medio; (C) Depósitos proximales de tefra San Joaquín Q3, muestra las facies LT2, LT3 y T1; (D) acercamiento de una caída de impacto de la cantera Q4; (E) Depósitos distales del anillo de toba San Joaquín (SJ) expuesta en la cantera Q4; (F) acercamiento de una caída de impacto de la cantera Q3; (G) acercamiento de las capas que afloran en la cantera Q4, se muestra la facie principal T1.

LT3: Toba Lapilli desorganizada.

Consiste en laminas soportadas por clastos y desorganizadas, mal clasificadas. Compuesta por 20-54 %vol. de clastos juveniles, 9-28 %vol. fragmentos vesiculares y 24-33 %vol. de fragmentos de andesita no vesiculares y 9-18 %vol. de líticos colores rojos. Los fragmentos más grandes depositados en forma de impacto balísticos suelen crear hundimientos en el lugar del impacto. La textura de las facies indica una rápida deposición de suspensión de alta concentración de ceniza y lapilli, con emplazamientos balísticos simultaneo de grandes bloques angulares.

T11: Capas de toba con laminación en forma de dunas erosionadas.

Consiste en dunas altamente endurecidas mostrando una longitud de 2.5 a 3 m y una amplitud cercana a los 10° de pendiente en ambos lados de la cresta.

5.1.2 Vesicularidad en fragmentos juveniles y análisis de juveniles retrabajados.

Se colectaron cinco muestras para análisis granulométricos y análisis de componentes de los cuales se seleccionaron nueve muestras para vesicularidad en fragmentos juveniles y juveniles retrabajados. Para las muestras IR-1901B-1; IR-1901B-2; IR-1901-B; IR1901-A (Anexo 3, Tabla 7 y 8), el rango de porcentaje de vesicularidad varía entre 63% y 66%, se clasifican como fragmentos juveniles muy vesiculados siguiendo la metodología propuesta por Houghton y Wilson (1989), y en lo que refiere al análisis de juveniles retrabajados se observó poca presencia de juveniles retrabajados con excepción para la muestra IR-1901-B2 con una presencia mayor de juveniles retrabajados en comparación con las muestras adyacentes; lo que indica que posiblemente hubo un intervalo de descanso entre pulso y pulso que representa la muestra IR-1901B y la IR1901B2 (Figura 21).

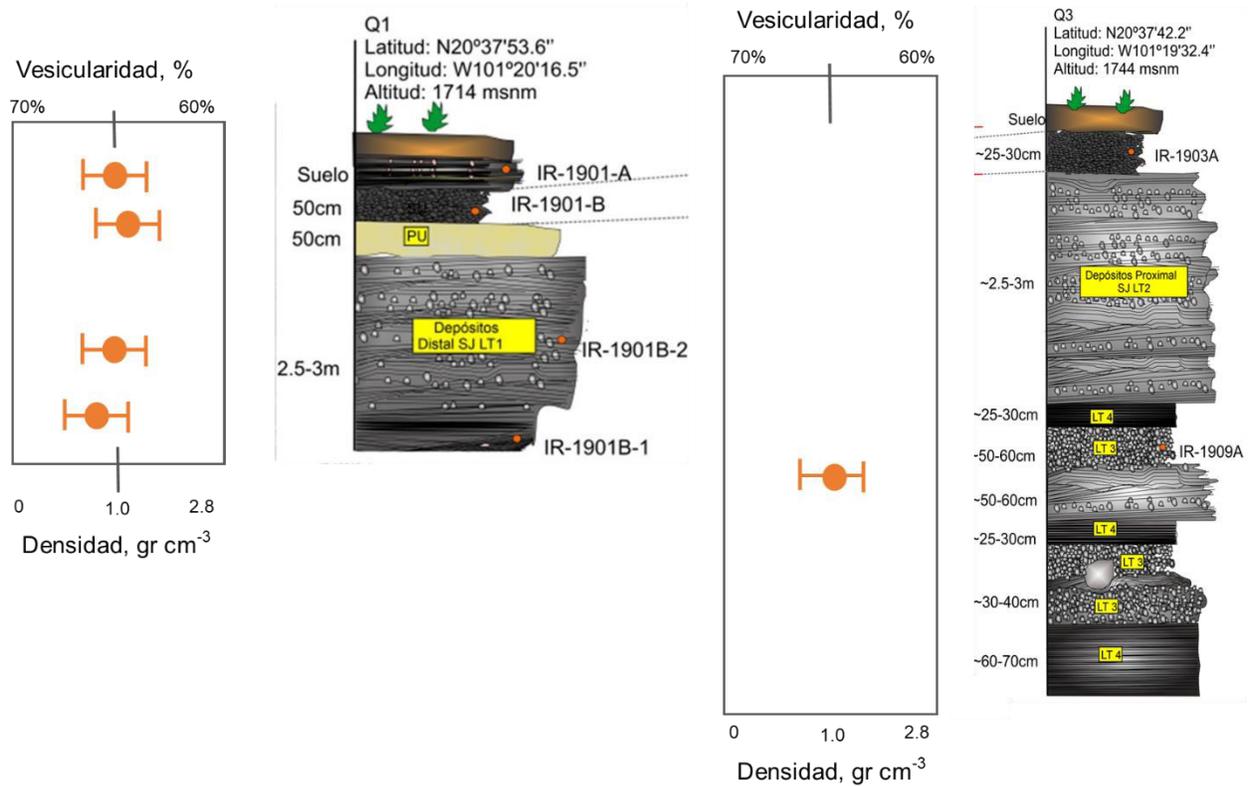


Figura 21. Gráficos de vesicularidad para el anillo de toba San Joaquín (SJ) acompañado con las secciones estratigráficas generadas durante este estudio. Se muestra el % vol. de la vesicularidad (circulo relleno de color naranja) contra la densidad de los fragmentos juveniles (barras) en unidades de gr cm⁻³ se utilizaron las densidades conocidas del agua (1.0 gr cm⁻³) y del basalto (2.8 gr cm⁻³).

5.2 Cráter La Sanabria

El cráter La Sanabria (LS) ubicado al sureste en la latitud N 20°36'0.98" y la longitud W 101°19'15.05" posee un diámetro de 1860 m y una altitud de 1733 msnm. Se puede identificar como un edificio monogenético anillo de toba de forma asimétrico, representa un respiradero cerrado casi circular.

La geología se expone en las canteras Q5 – Q8. Estos depósitos se distinguen fácilmente en comparación con los depósitos San Joaquín (SJ) debido a su alto contenido de líticos rojos (riolita, brecha volcánica, e ignimbrita) y clastos o sedimentos de color blanco (Figuras 22, 23 y 24).

5.2.1 Estratigrafía, Sedimentología, Granulometría y Análisis de Componentes.

Se determinaron cuatro facies diferentes de capas de tefra que caracterizan el evento de formación del anillo de toba La Sanabria estas son:

LT4 Toba de lapilli desorganizada con bloques angulares.

Se observa en las canteras Q5 y Q8, consiste en capas planares clasto-soportada, friable, desorganizada y mal clasificada ($Md \phi = -3.55$ a -3.80 y $\sigma \phi = 1.43$ a 2.93) se trata de una unidad de material fragmentado como riolitas, brechas volcánicas e ignimbritas consistentes del sustrato subyacente cementados por ceniza (Figuras 22, 23 y 24). Estos bloques varían en tamaño desde unos pocos centímetros a un metro, y raramente forma caídas de impacto de tamaño considerable. Los datos de los análisis de componentes muestran que las facies se componen de 3-59 %vol. de fragmentos juveniles, 23-69 %vol. de andesitas no vesiculares, 2-35 %vol. de andesitas vesiculares, 2-17 %vol. de líticos rojos, 4-14 %vol. de sedimentos blancos aunado con un porcentaje variable de minerales.

Depósitos de Tefra La Sanabria

Q5 Depósitos Proximales
 Latitud: N 20°36'01.4"
 Longitud: W 101°18'46.8"
 Altitud: 1745 msnm

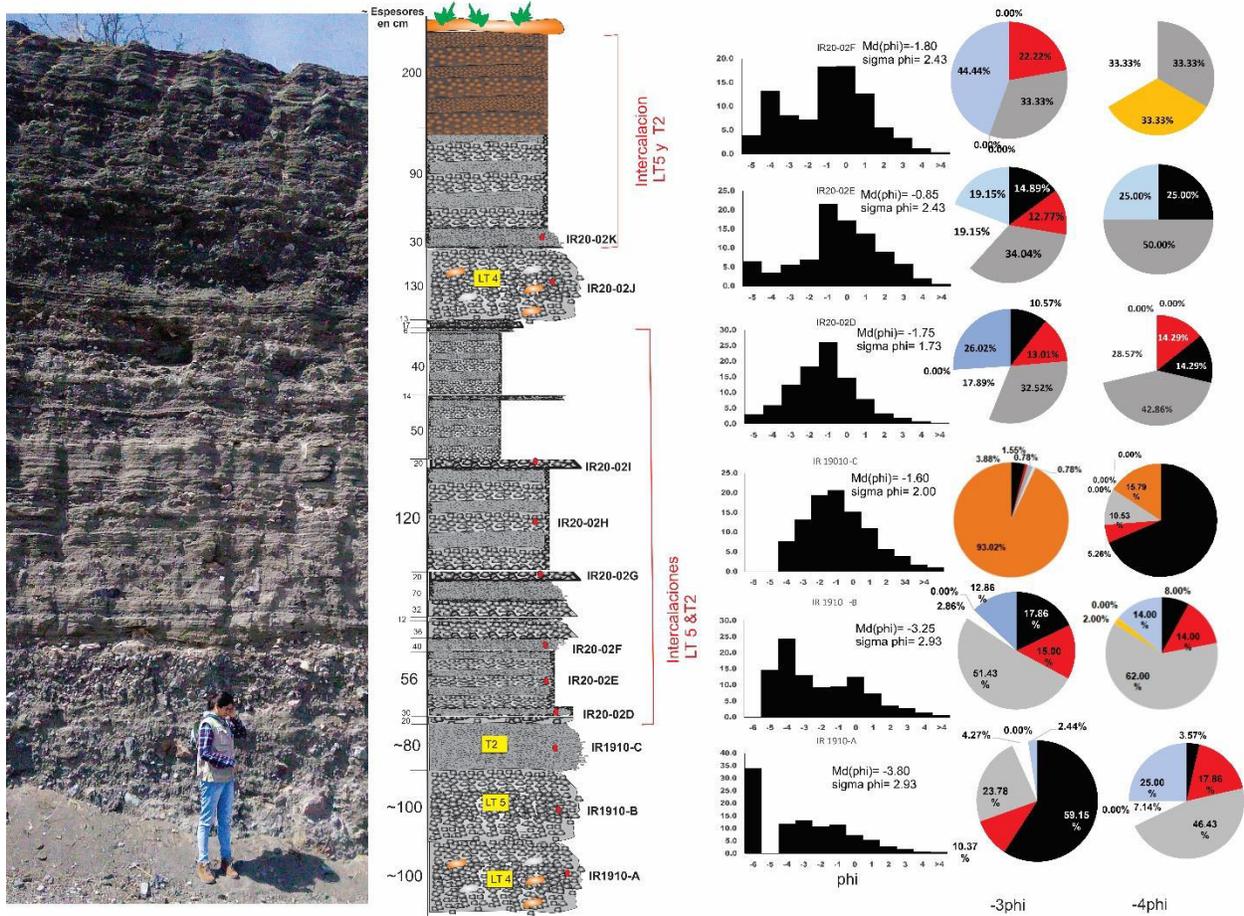


Figura 22. Sección estratigráfica compuesta por los depósitos de tefra La Sanabria (LS) expuesta en la cantera Q5. La figura también muestra datos de granulometría y análisis de componentes (negro = juveniles, gris oscuro = andesitas sin vesículas, azul y gris claro = andesitas vesiculares, rojo = líticos de color rojo, amarillo = minerales o cristales, blanco = sedimentos, naranja = líticos retrabajados) de las unidades muestreadas. Se acompañan a la sección fotografías tomadas en campo para contextualizar el tipo de afloramiento.

Depósitos de Tefra La Sanabria

Q8 Depósitos Distaes
 Latitud: N 20°36'52.0"
 Longitud: W 101°20'07.0"
 Altitud: 1728 msnm

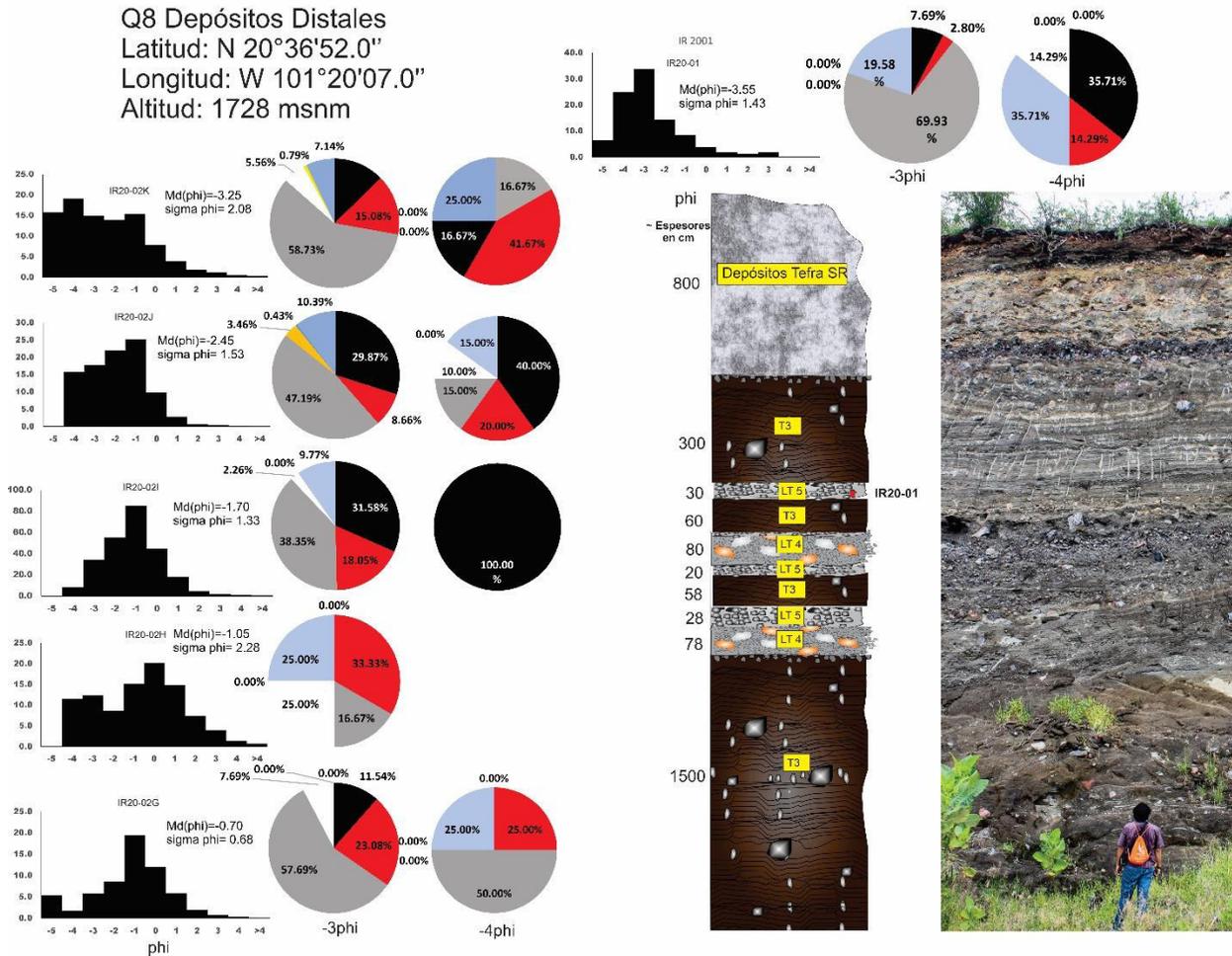


Figura 23. (Continuación) Sección estratigráfica compuesta por los depósitos de tefra La Sanabria (LS) expuesta en la cantera Q8. La figura también muestra datos de granulometría y análisis de componentes (negro = juveniles, gris oscuro = andesitas sin vesículas, azul y gris claro = andesitas vesiculares, rojo = líticos de color rojo, amarillo = minerales o cristales, blanco = sedimentos, naranja = líticos retrabajados) de las unidades muestreadas. Se acompañan a la sección fotografías tomadas en campo para contextualizar el tipo de afloramiento.

LT5: Toba masiva lapilli

Estas facies se muestran en las canteras Q5 y Q8, y se componen por capas planas con espesor de 20 – 100 cm, clasto-soportado, friable, masivo y mal clasificado ($Md \phi = -3.25$ y $\sigma \phi = 2.08$ a 2.93) flujo tipo de caída compuesto por lapilli medio a grueso con contenido rico en líticos de andesita no vesiculares. Se compone de 8-17 %vol. de fragmentos juveniles, 16-62 %vol. de líticos de andesita no vesiculares y 7-25 %vol. de andesitas vesiculares, 14-41 %vol. de líticos rojos, 4-5% vol., de sedimentos blancos y el resto de los minerales (Figuras 22 y 23).

T2: Toba estratificada.

Consiste en lapilli fino a material de ceniza gruesa, muy mal clasificado ($Md \phi = -1.60$ y $\sigma \phi = 2.00$) esta facie es equivalente en tamaño fino de la facie anterior (LT5) y se encuentra expuesta en la cantera Q5, contiene 1-93 %vol. de fragmentos juveniles insitu y retrabajados, muy pocos %vol. de líticos consistentes al sustrato subyacente.

T3 Toba finamente estratificada con bloques angulares.

Esta facie se expone en la Q8 (Figura 23), muestra una alternancia bien definida de clastos de grano grueso a fino. La capa de grano grueso se compone de ceniza gruesa y lapilli fino, mientras que la capa de grano fino contiene cenizas de tamaño medio a fino. Estas capas muestran hundimientos y líticos angulares arrastrados de sustratos subyacentes. Las láminas individuales tienen un espesor variable que va desde pocos mm a pocos cm, y son distinguibles durante cientos de metros.

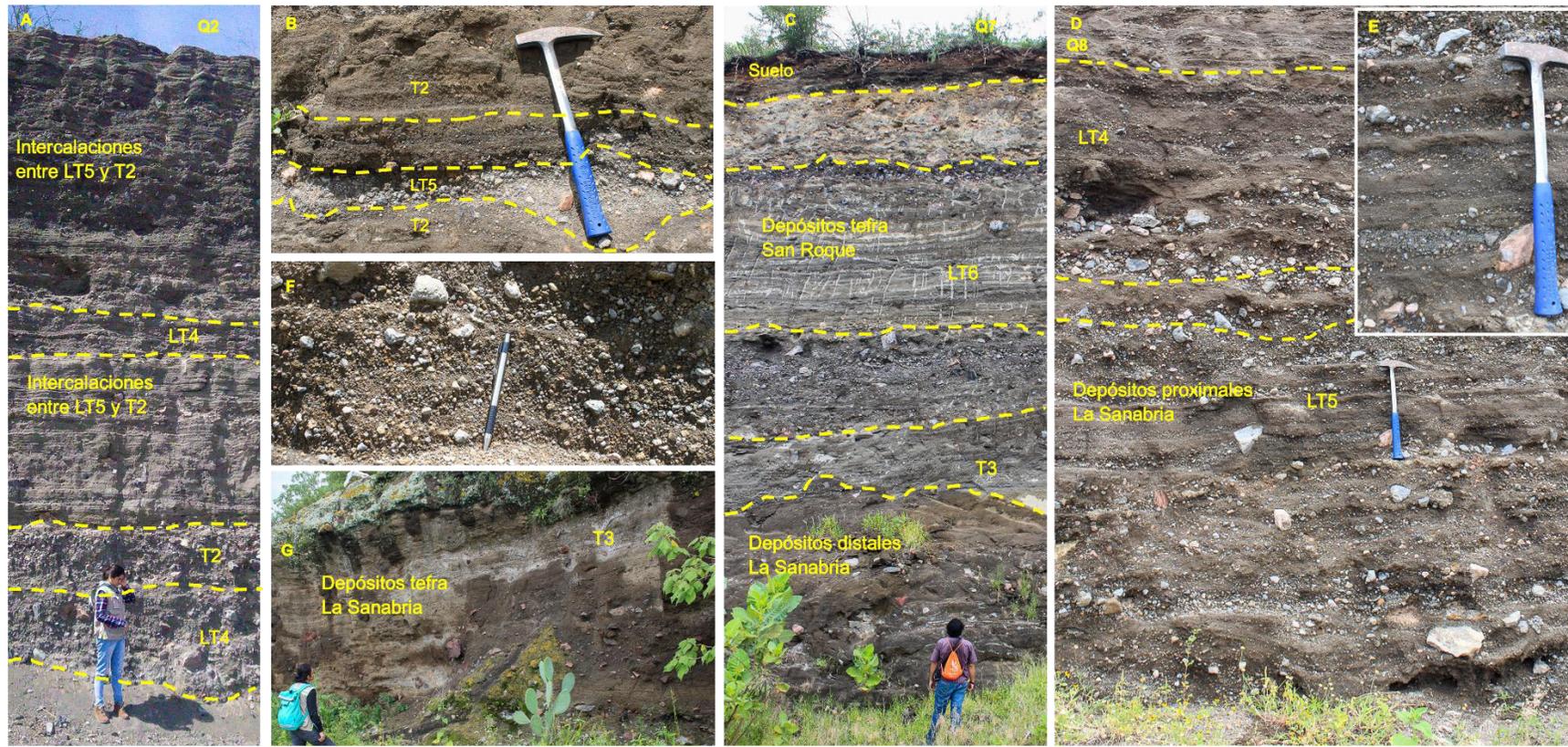


Figura 24. Fotografías de campo del edificio tipo anillo de toba La Sanabria (LS). (A) Afloramiento para la sección estratigráfica Q5 en ella se muestra las diferentes capas que conforman a la unidad; (B) acercamiento del afloramiento Q5, se muestran la intercalación entre las facies T2 y LT5 ; (C) Contacto entre los depósitos San Roque (SR) en la parte superior y los depósitos distales de la Sanabria (LS) en la parte inferior de la fotografía expuesto en la cantera Q7, también se muestran las facies observadas; (D) depósitos proximales de La Sanabria (LS) expuestos en la cantera Q8; (E) Acercamiento de la facie LT5 perteneciente a los depósitos de La Sanabria (LS) expuesta en la cantera Q8; (F) acercamiento de la facie LT5 del depósito de tefra La Sanabria expuesto en la cantera Q5; (G) Depósitos tefra distales de La Sanabria (LS) expuesto en la cantera Q7 y se muestra la facie existente.

5.2.2 Vesicularidad y Análisis de Juveniles Retrabajados

Se tomaron doce muestras para análisis granulométricos y análisis de componentes de los cuales se seleccionaron diecisiete muestras para vesicularidad en fragmentos juveniles y juveniles retrabajados. Para las muestras IR1910-(A-C) y IR20-02 (D-K) (Anexo 3, Tabla 7 y 8), el rango de porcentaje de vesicularidad varía entre 58% y 64%, se clasifican como fragmentos juveniles modernamente a muy vesiculados metodología propuesta por Houghton y Wilson (1989), y en lo que refiere al análisis de juveniles retrabajados se observa una alternancia de presencia de juveniles retrabajados con excepción para la muestra IR20-02 (I, J) y en las muestras IR1910 (A, B, C) con una presencia mayor de juveniles retrabajados en comparación con las muestras adyacentes y subyacentes a estas; que coincide con el ciclo de alternancia de facies en la cantera Q2, lo que indica que posiblemente hubo un intervalo de descanso entre pulso que representa la deposición de la capa de toda la cantera (Figuras 25 y 26).

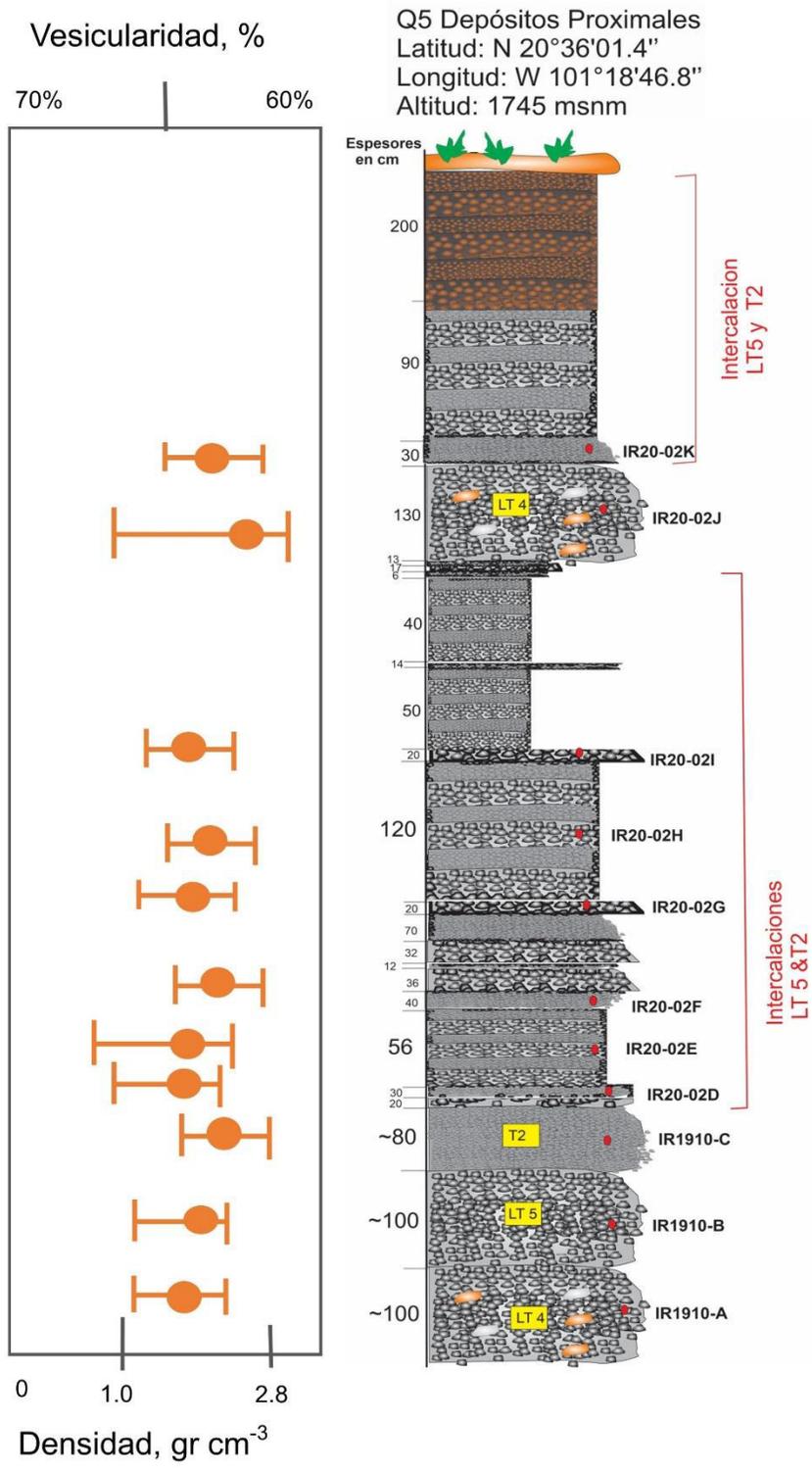


Figura 25. Gráficos de Vesicularidad para el anillo de toba La Sanabria (LS) acompañado con las secciones estratigráficas generadas durante este estudio. Se muestra el %vol. de la vesicularidad (circulo relleno de color naranja) contra la densidad de los fragmentos juveniles (barras) en unidades de gr cm⁻³ se utilizaron las densidades conocidas del agua (1.0 gr cm⁻³) y del basalto (2.8 gr cm⁻³).

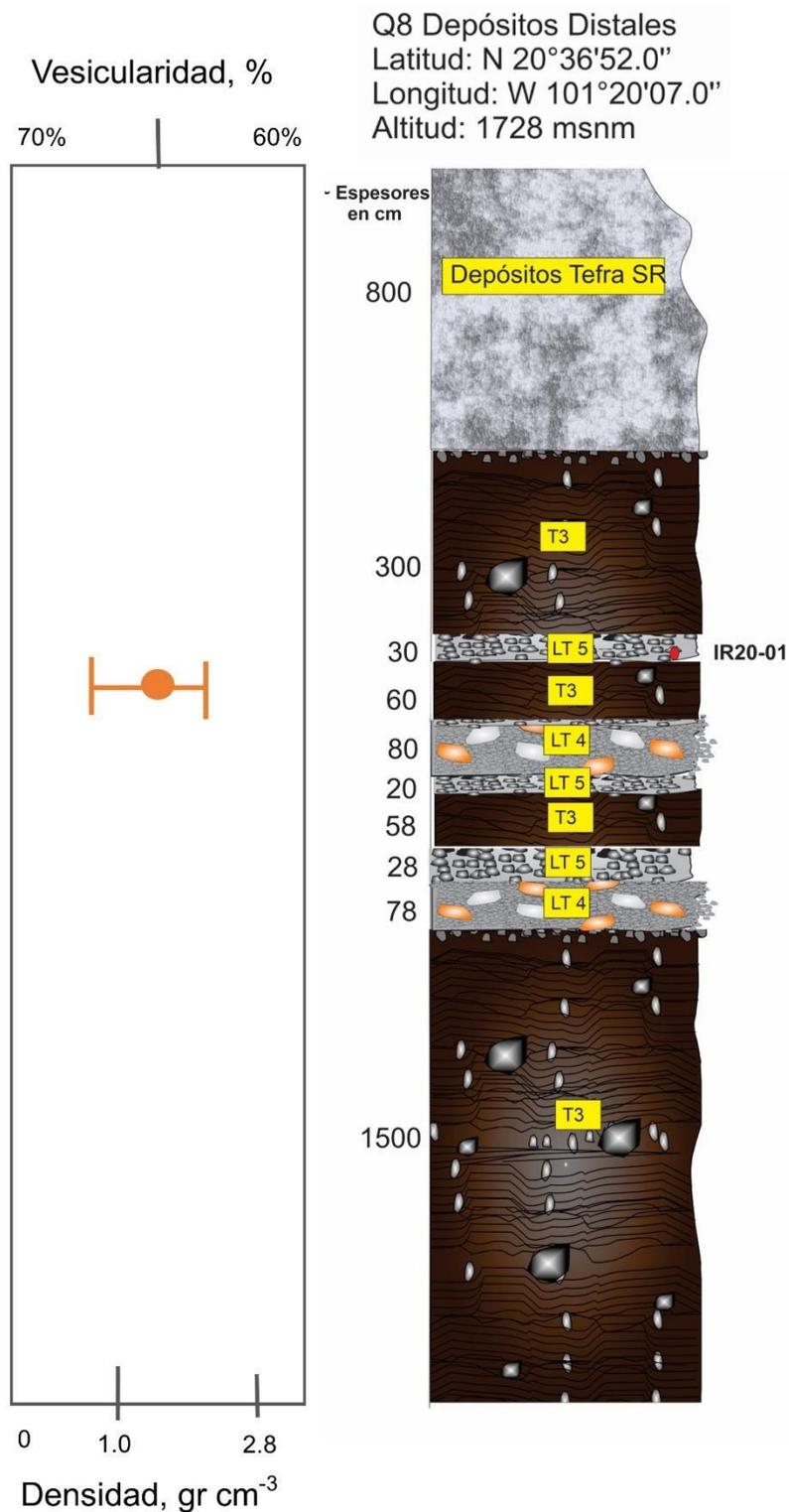


Figura 26. (Continuación) Gráficos de Vesicularidad para el anillo de toba La Sanabria (LS)) acompañado con las secciones estratigráficas generadas durante este estudio. Se muestra el %vol. de la vesicularidad (circulo relleno de color naranja) contra la densidad de los fragmentos juveniles (barras) en unidades de gr cm⁻³ se utilizaron las densidades conocidas del agua (1.0 gr cm⁻³) y del basalto (2.8 gr cm⁻³).

5.3 Cráter San Roque

El cráter San Roque (SR) ubicado al suroeste en la latitud N 20°36'20.93" y la longitud W 101°20'8.21" un diámetro de 1844 m y una altitud de 1712 msnm. Se puede identificar como un edificio monogenético anillo de toba de forma asimétrico, representa una horquilla en forma de herradura que se abre hacia el oeste.

La geología se expone en las canteras Q2–Q7. Estos depósitos se distinguen fácilmente en comparación con los depósitos debido a su alto contenido de fragmentos juveniles y su bajo contenido de líticos. En la cantera Q2 el paquete de tefra se encuentra por encima del depósito San Joaquín (SJ) y están separados por una unidad de ceniza palagonita de 50 cm de espesor, mientras que en la Q7 cubren el paquete distal La Sanabria (LS) (Figuras 27, 28 y 29).

5.3.1 Estratigrafía, Sedimentología, Granulometría y Análisis de Componentes.

Se determinaron cuatro facies diferentes de capas de tefra que se pueden identificar en las secciones de estratigrafía vertical en ambas canteras. (Q2-Q7) y se describen a continuación:

LT6: Toba lapilli desorganizada rica en fragmentos juveniles.

Consiste en capas planares clasto-soportadas, friable, desorganizada y mal clasificada ($Md \phi = -4.70$ a -6.10 y $\sigma \phi = 1.05$ a 2.75) unidad de tipo flujo de caída. Contenido rico en fragmentos juveniles que se constituye de 41 a 50 %vol. fragmentos de andesita no vesiculares de 0 a 6 %vol y 0 a 10 %vol. de fragmentos de andesita vesiculares, 0 a 3 %vol. de líticos de colores rojos.

También contiene una mayor concentración de material cementante (14 a 16 %vol.) que es muy peculiar en la sección más baja de la secuencia tefra de San Roque. Se muestra en la sección inferior y la porción media de la cantera Q2 y en la porción superior de la cantera Q7

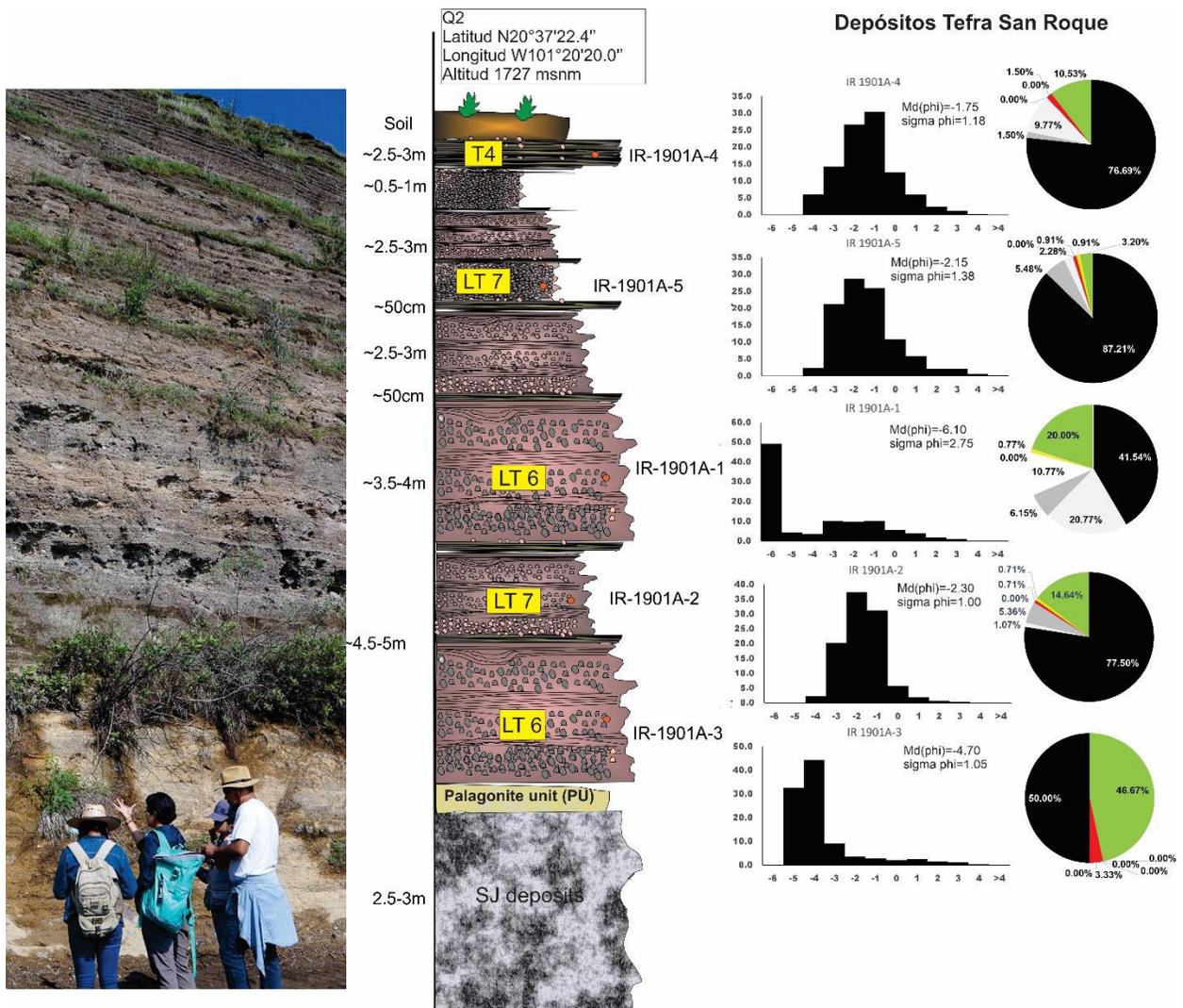


Figura 27. Sección estratigráfica compuesta por los depósitos de tefra San Roque (RS) expuestos en las canteras Q2 y Q7. La figura también muestra datos de granulometría y análisis de componentes (negro = juveniles, gris oscuro = andesitas sin vesículas, azul y gris claro = andesitas vesiculares, rojo = líticos de color rojo, amarillo = minerales o cristales, blanco = sedimentos, verde = clastos cementados) de las unidades muestreadas. Se acompañan a las secciones fotografías tomadas en campo para contextualizar el tipo de afloramiento.

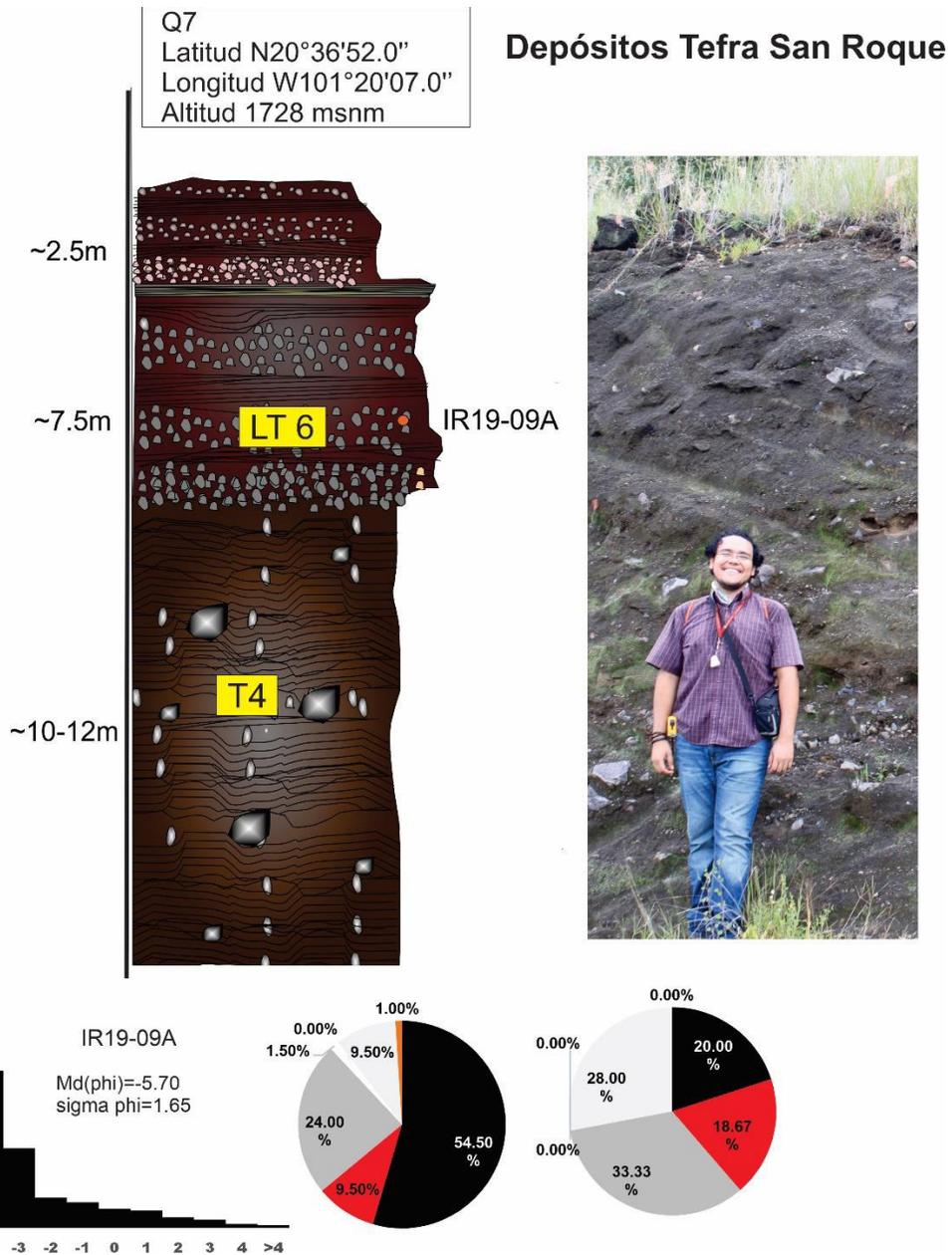


Figura 28. (Continuación) Sección estratigráfica compuesta por los depósitos de tefra San Roque (RS) expuestos en las canteras Q7. La figura también muestra datos de granulometría y análisis de componentes (negro = juveniles, gris oscuro = andesitas sin vesículas, azul y gris claro = andesitas vesiculares, rojo = líticos de color rojo, amarillo = minerales o cristales, blanco = sedimentos, verde = clastos cementados) de las unidades muestreadas. Se acompañan a las secciones fotografías tomadas en campo para contextualizar el tipo de afloramiento.

LT7 Toba lapilli estratificada rica en fragmentos juveniles.

Consiste en capas planares que varía en espesor desde unos pocos mm a varios cm, alternada con capas del tamaño de lapilli fino a ceniza gruesa, mal clasificada ($Md \phi = -1.75$ a -2.30 y $\sigma \phi = 1.00$ a 1.38) contiene alrededor de 76-87 %vol. de fragmentos juveniles, 5 %vol., de fragmentos de andesita no vesiculares y 1-29 %vol. de líticos de andesita vesiculares; con poca presencia de cementante, líticos rojos y sedimentos blancos.

T4: Capas onduladas de Toba

Esta facie es la equivalente en grano fino a las facies LT7, LT8 y T4, formando ondulitas casi asimétricas con longitudes de alrededor de 2-3 m y una amplitud de pocos cm, con una pendiente menos a 5° en ambos lados de la cresta. Se expone en la cantera Q7 con un espesor que varía entre 10 y 12 m, probablemente represente una capa transicional formada por deposición en seco con esfuerzo cortante. La ausencia de lapilli acrecionario también favorece dichas condiciones.

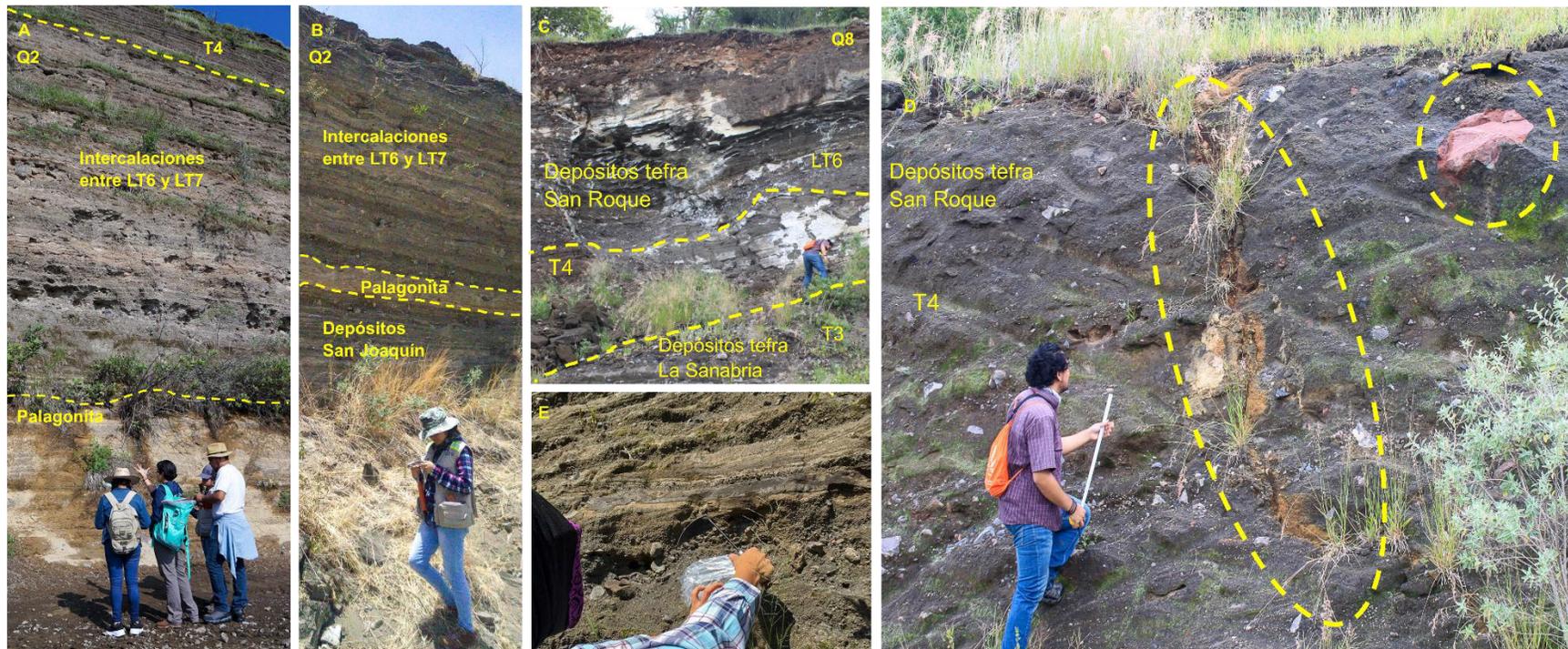


Figura 29. Fotografías de campo del edificio tipo anillo de toba San Roque (SR). (A) Afloramiento para la sección estratigráfica Q2 en ella se muestra las diferentes capas que conforman a la unidad; (B) acercamiento del afloramiento Q2, se muestran la intercalación entre las facies LT6 y LT7 y una capa de ceniza palagonitizada presente en la cantera Q1; (C) Contacto entre los depósitos San Roque (SR) en la parte superior y los depósitos distales de la Sanabria (LS) en la parte inferior de la fotografía expuesto en la cantera Q7, también se muestran las facies observadas; (D) Depósitos de tefra San Roque (SR) expuestos en la cantera Q8, en el círculo superior se muestra un lítico de color rojo de gran tamaño embebido en el depósito y en la elipse de en medio muestra una fractura que está presente a lo largo de este afloramiento que su origen se discute en este mismo capítulo; (E) Acercamiento de la facie LT6 perteneciente a los depósitos de San Roque (SR) expuesta en la cantera Q2 y colección de muestra para análisis granulométrico y de componentes.

5.3.2 Vesicularidad y Análisis de Juveniles Retrabajados

Se tomaron seis muestras para análisis granulométricos y análisis de componentes de los cuales se seleccionaron siete muestras para vesicularidad en fragmentos juveniles y juveniles retrabajados. Para las muestras IR1901 A - (1, 2, 4, 5) y IR1909 A (Anexo 3, Tabla 7 y 8), el rango de porcentaje de vesicularidad varía entre 64% y 66%, según Houghton y Wilson (1989) lo clasifican como fragmentos juveniles muy vesiculados, y en lo que refiere al análisis de juveniles retrabajados se observa presencia de juveniles retrabajados en las capas superiores de la cantera Q2 y Q7 específicamente en las muestras IR1901 A-5 e IR1909A con una presencia mayor de juveniles retrabajados que se contienen en las facies LT6 y LT7 en comparación con las muestras adyacentes y subyacentes a estas; lo que indica que posiblemente hubo un intervalo de descanso entre pulso que representa la deposición de la capa de las canteras Q2 y Q7 (Figura 30)

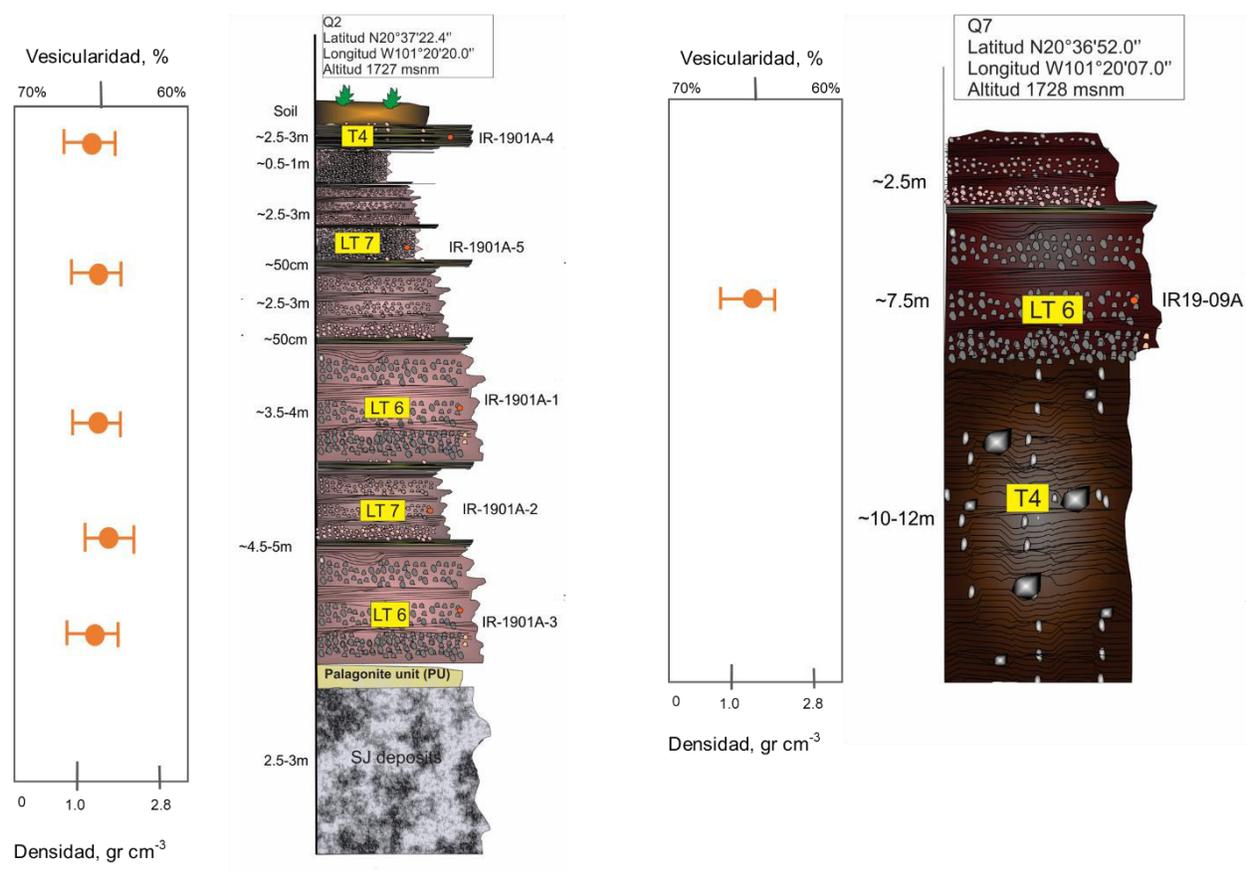


Figura 30. Gráficos de Vesicularidad para el anillo de toba San Roque (SR)) acompañado con las secciones estratigráficas generadas durante este estudio. Se muestra el % vol. de la vesicularidad (circulo relleno de color naranja) contra la densidad de los fragmentos juveniles (barras) en unidades de gr cm^{-3} se utilizaron las densidades conocidas del agua (1.0 gr cm^{-3}) y del basalto (2.8 gr cm^{-3}).

5.4 Unidad Palagonita

Expuesta en la cantera Q1 y Q2 de la secuencia distal del depósito de tefra San Joaquín (SJ) se encuentra cubierta por una capa de espesor variable desde unos cuantos cm a 50 cm, material no consolidado, un color entre el amarillo beige, clastos del tamaño de ceniza fina que ha sufrido un grado considerable de palagonitización (PU). La unidad tiene una extensión horizontal limitada <300 m.

La palagonita es un vidrio basáltico hidratado fragmentado de color amarillo pálido o marrón amarillento, formado por la hidratación de hialoclastitas y por el intercambio de hierro, debido a la acción del agua subterránea, en cuyo proceso gran parte de los minerales de origen lávico se pierden, el hierro se oxida y hay ganancia de agua.

La hialoclastita es una brecha de origen volcánico rica en vidrio volcánico que se forma en erupciones hidrovulcánicas. La mayoría de las partículas son lapillis o cenizas.

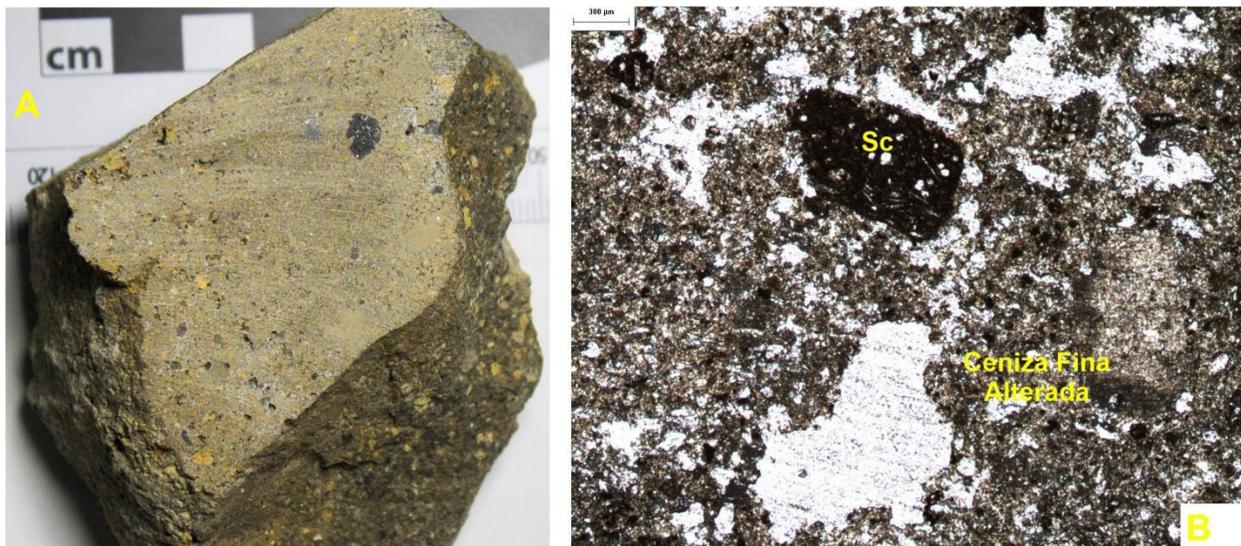


Figura 31. Mosaico de fotografías de muestra macroscópica y sección delgada de la capa de ceniza palagonitizada, (A) IR1901 B muestra macroscópica de palagonita (B) fotografía de la sección delgada de la palagonita que muestra líticos angulares y clastos de escoria (SC) embebidos en una matriz vítrea probablemente sideromelano

La unidad también representa una ruptura en la actividad freatomagmático entre San Joaquín (SJ) y los pulsos subsiguientes.

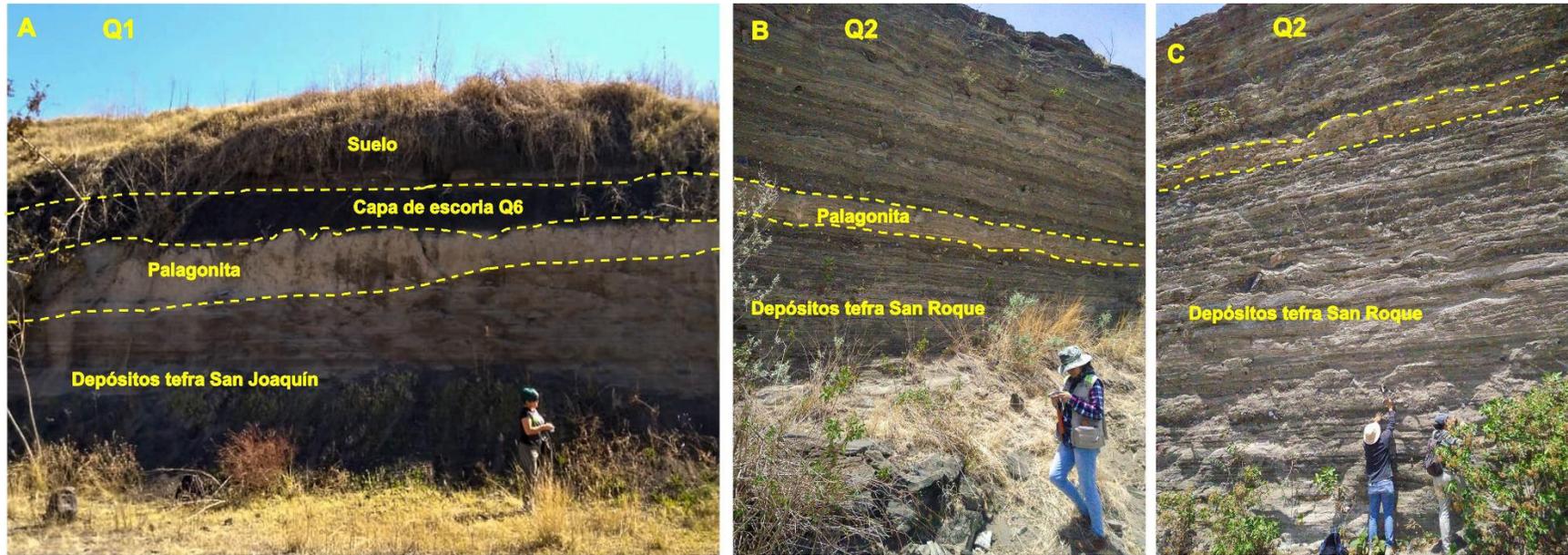


Figura 32. Fotografías de campo de las canteras donde se expone la capa de ceniza Palagonitizada (A) Deposito de tefra San Joaquín (SJ) expuesto en la cantera Q1 donde se muestra la capa de ceniza Palagonitizada (color blanco) que indica un periodo de descanso entre la formación de ambos edificios, (B y C) depósitos de tefra San Roque (SR) expuestos en la cantera Q2 remarcado con líneas punteadas de color amarillo para resaltar la capa de ceniza palagonitizada o palagonita presente en ambas canteras y permite establecer una relación estratigráfica de manera lateral.

5.5 Depósito de Tefra Cono de Escoria

El cráter San Roque (SR) ubicado al sureste en la latitud N 20°35'8.70" y la longitud W 101°18'43.20" tiene una altitud de 1721 msnm.

Este paquete de tefra se expone en la porción superior de las canteras Q1 y Q2 y toda la sección de Q6. Basado en la secuencia estratigráfica, es el último paquete de tefra del clúster de Irapuato y se compone de tres facies (Figuras 33, 34 y 35).

5.5.1 Estratigrafía, Sedimentología, Granulometría y Análisis de Componentes.

SU: Escoria desorganizada

Consiste en una capa de flujo tipo caída, soportada por clastos y muy mal clasificada ($Md \phi = -6.55$ y $\sigma \phi = 0.43$) y compuesta por 100 %vol. de fragmentos juveniles en forma de escoria con un tamaño que varía desde unos cuantos cm a metros.

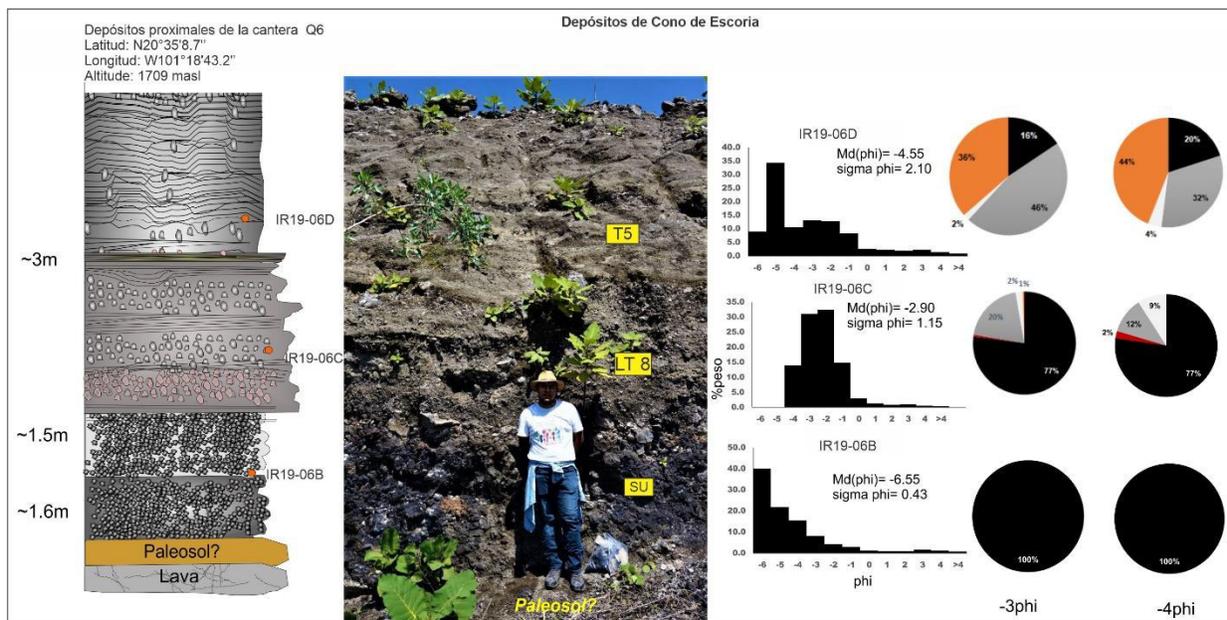


Figura 33. Sección estratigráfica compuesta por el depósito de tefra Cono de Escoria expuesto en la cantera Q6. La figura también muestra datos de granulometría y análisis de componentes (negro = juveniles, gris oscuro = andesitas sin vesículas, gris claro = andesitas vesiculares, rojo = líticos de color rojo) de las unidades muestreadas.

LT8: Capa desorganizada de lapilli

Esta facie se encuentra muy desorganizadas, con una estratificación notable, friable, mal clasificada ($Md \phi = -2.90$ y $\sigma \phi = 1.15$) y se compone de 77 %vol. de fragmentos juveniles, 12-20 %vol. de fragmentos de andesita no vesiculares, 1-9 %vol. de fragmentos de andesitas vesiculares. Es muy probable que estos flujos de lava provengan del Cerro Panales (CP) al sur de la zona de estudio.

T5: Toba de lapilli masiva

Consiste en una alternancia de capas difusas de mm a cm de espesor, del tamaño de ceniza gruesa a lapilli fino, esporádicamente se encuentran fragmentos de bloque de tamaño medio, es friable y mal clasificado ($Md \phi = -4.55$ y $\sigma \phi = 2.10$) y compuesto por 16-20 %vol. de fragmentos juveniles, 36-42 %vol. de líticos no vesiculares y 2-4 %vol. de fragmentos de andesita vesiculares provenientes del Cerro Panales (CP) y 36-44 %vol. de líticos retrabajados (clastos con un recubrimiento de alteración hidrotermal). Todo el paquete anterior descansa sobre flujos de lava compactos de Cerro Panales y están separados por una unidad de paleosuelo (?).

Las observaciones generales de campo muestran que la extensión de los paquetes de tefra de cada edificio es asimétrico en espesor, es decir más gruesa (18-20 m) en la unión de los volcanes y más delgadas hacia los flancos (7 m) (Figuras 33 y 34).

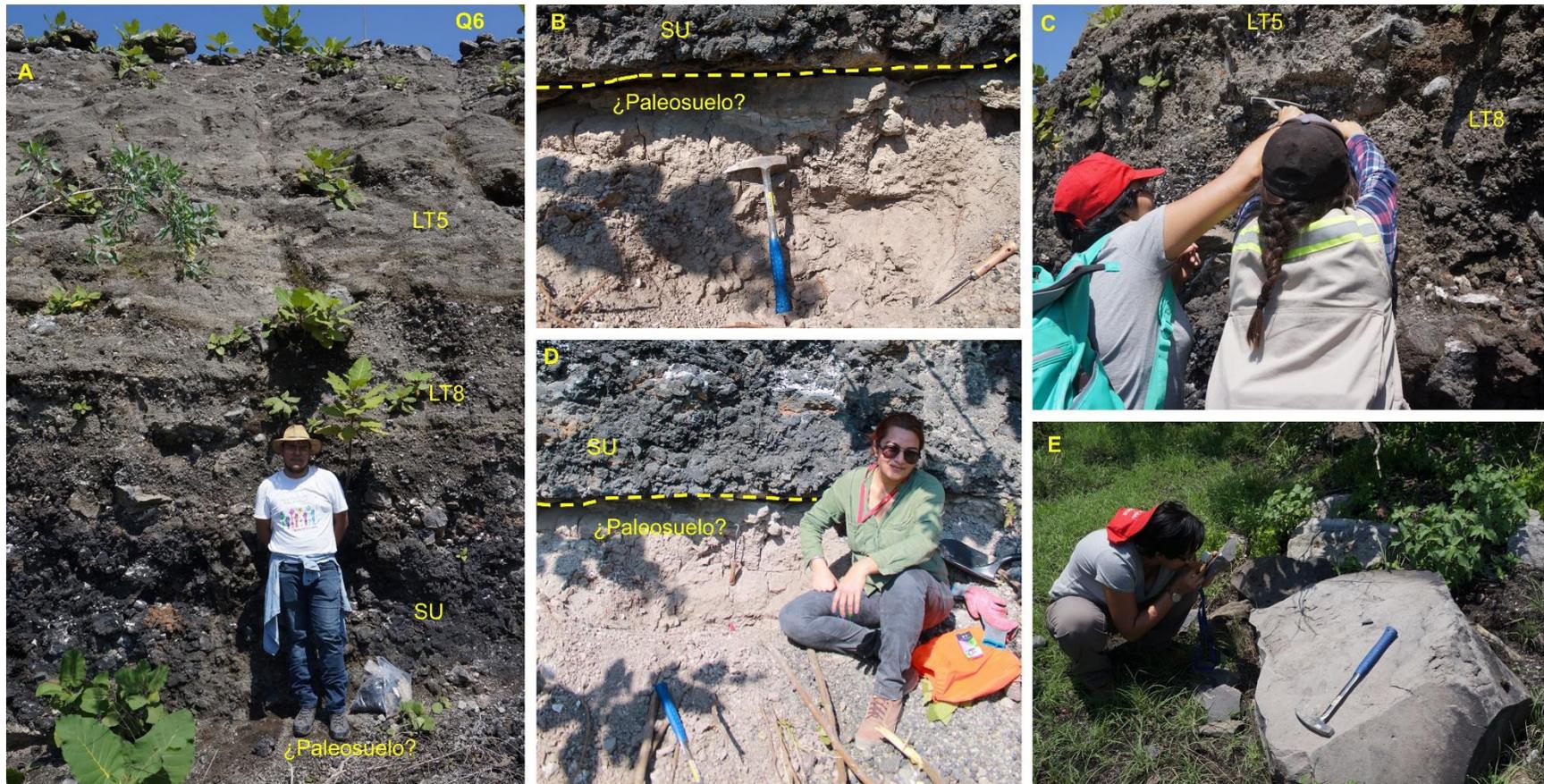


Figura 34. Fotografías de campo de los depósitos de tefra de Cono de Escoria (CE). (A) Afloramiento para la sección estratigráfica Q6 en ella se muestra las diferentes capas que conforman a la unidad; (B) acercamiento del afloramiento Q6, se muestran el contacto entre lo que puede ser paleosuelo y la facie SU rica en fragmentos de escoria. (C) colecta de muestra de las facies de la porción superior de la cantera Q6; (D) acercamiento del contacto entre el periodo de descanso y la capa de escoria; (E) recolección de muestra de un fragmento de lava del Cerro Panales para análisis geoquímicos y petrológicos.

5.5.2 Vesicularidad y Análisis de Juveniles Retrabajados.

Se tomaron 3 muestras para análisis granulométricos y análisis de componentes de los cuales arrojaron dos muestras para vesicularidad en fragmentos juveniles y juveniles retrabajados. Para las muestras IR1906 (C-D) (Anexo 3, Tabla 7 y 8), el rango de porcentaje de vesicularidad varía entre 63% y 64%, según Houghton y Wilson (1989) se clasifica como fragmentos juveniles muy vesiculados. Referente al análisis de juveniles retrabajados se observa presencia de juveniles retrabajados en las capas superiores de la cantera Q6 con una presencia mayor de juveniles retrabajados que se contienen en las facies LT8 y LT5 en comparación con las muestras adyacentes a estas; lo que indica que posiblemente hubo un intervalo de descanso entre pulso que representa la deposición de las capas (Figura 35).

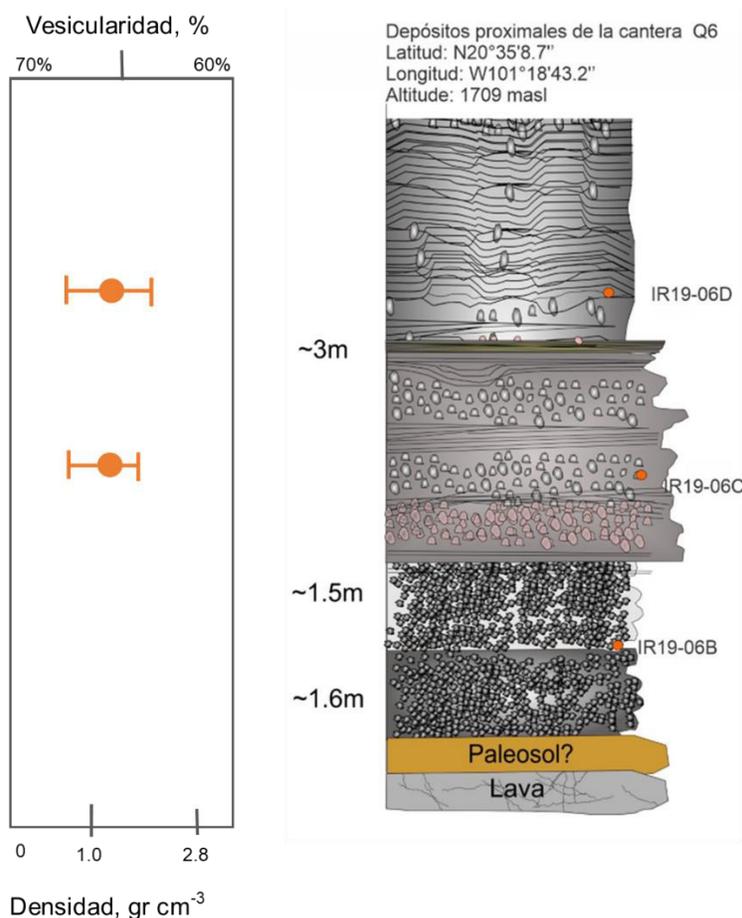


Figura 35. Gráficos de Vesicularidad para el anillo de toba San Roque (SR) acompañado con las secciones estratigráficas generadas durante este estudio. Se muestra el % vol. de la vesicularidad (circulo relleno de color naranja) contra la densidad de los fragmentos juveniles (barras) en unidades de gr cm⁻³ se utilizaron las densidades conocidas del agua (1.0 gr cm⁻³) y del basalto (2.8 gr cm⁻³).

5.6 Petrografía

Los análisis petrográficos se efectuaron con la finalidad de conocer las principales características mineralógicas y texturales de las muestras recolectadas de los productos generados por el Complejo de Volcanes Freatomagmáticos de Irapuato y estructuras cercanas, se efectuó el análisis petrográfico de 5 láminas delgadas, mediante el cual se determinaron sus componentes.

Los estudios petrográficos de la sección delgada (Figura 36) muestran que los fragmentos juveniles en los depósitos de tefra San Roque son hipocristalinos con presencia de vesículas (30-40% vol.) y fenocristales de plagioclasa eudricos y subeudricos embebidos en una matriz de grano muy fino (casi vítrea) rica en plagioclasa. Además, el lítico vesicular de color gris contiene micro fenocristales de plagioclasa embebidos en una matriz de grano fino de plagioclasa. En contraste, los líticos no vesiculares muestran cristales tabulares de plagioclasa y piroxenos dentro de una matriz de grano muy fino es difícil distinguir el contenido mineral.

Las muestras IR1903 – IR1901, IR1906 muestran una similitud en contenido mineral, con presencia de plagioclasa, feldespatos y algunos piroxenos, en su mayoría de origen basáltico o andesítico.

Para las muestras IR1901 B y IR1909 que corresponden a la brecha volcánica y al litico rojo, se observó una alta presencia de minerales asociados a riolitas o ignimbritas como cuarzos y feldespatos embebidos en una matriz fina de color leucocrático y se asocian al sustrato o basamento preexistente.

La descripción petrográfica de la capa de palagonita muestra líticos angulares embebidos en una matriz vidriosa probablemente sideromelano. Por definición las partículas de ceniza estuvieron expuestas a una temperatura de 50° a 100° C.

Las descripciones y fotografías de las muestras de mano recolectadas se encuentran en el Anexo 1 Petrografía, Figuras 47, 48, 49.

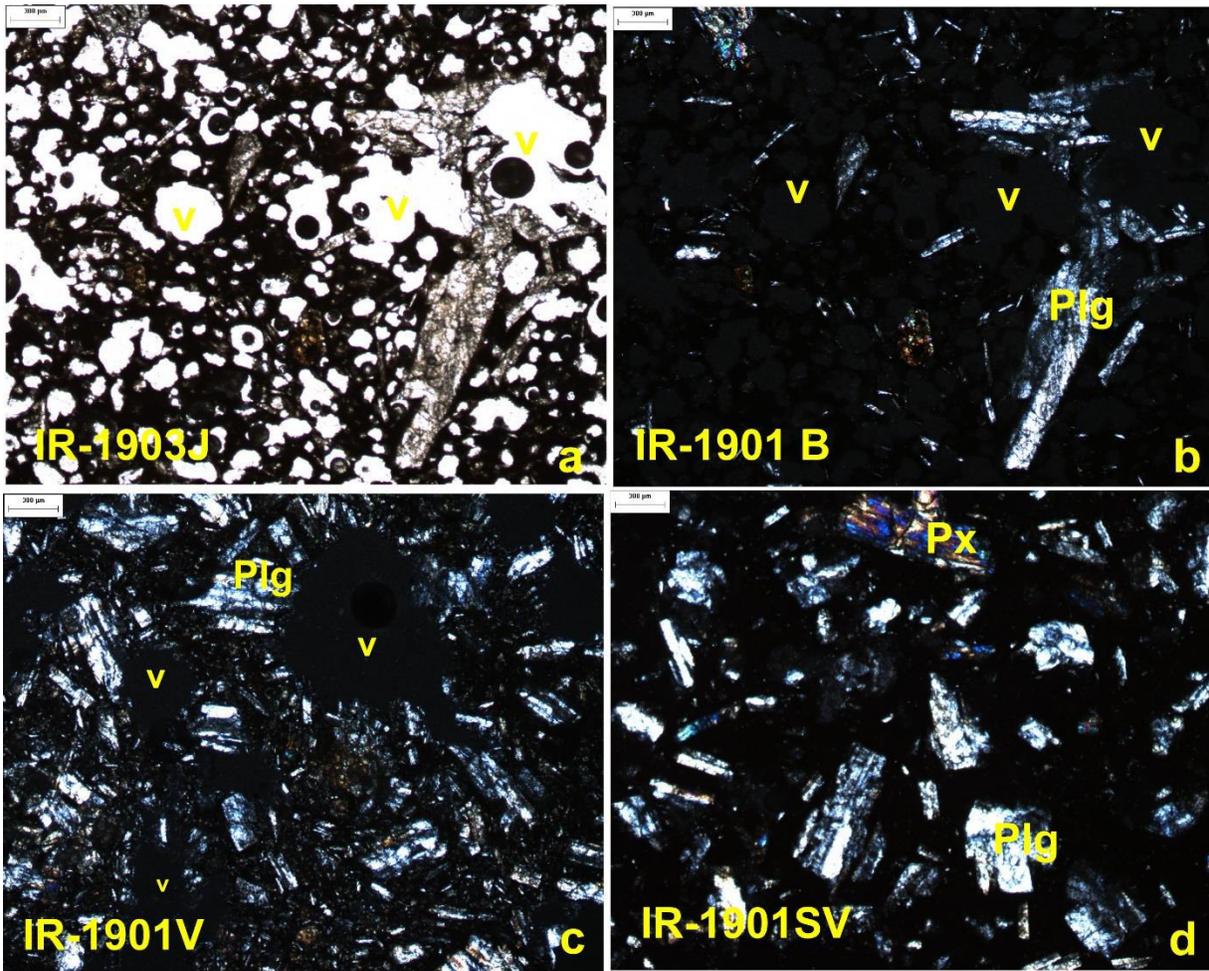


Figura 36. Mosaico de fotografías de secciones delgadas vistas al microscopio Olympus con aumento de 20X, (a y b) fragmentos juveniles de los depósitos San Roque (SR) en la cantera Q2 presenta vesículas irregulares y pocos fenocristales, presencia de plagioclasas embebidas en una matriz vítrea. (c y d) fragmentos de andesitas con y sin vesículas del depósito San Roque (SR) de la cantera Q2 muestra presencia de fenocristales, plagioclasas y piroxenos embebidos en una matriz fina de plagioclasa.

Recapitulando la descripción petrográfica de las lavas y juveniles en sección delgada muestra que la mayor parte del área de estudio está dominada por basalto y basalto-andesitas. Las descripciones de muestra de mano (Anexo 1 Petrografía) para líticos rojos que se asocian al sustrato resultan ser ignimbritas. Esta hipótesis puede ser confirmada o refutada conociendo la geohidrología de la zona de estudio. En lo que respecta a la capa de palagonita se encuentra soportada por una matriz de ceniza fina alterada.

5.7 Geoquímica

Los estudios geoquímicos tienen como finalidad detectar las diferencias en composición en los productos del Complejo de Volcanes Freatomagmático de Irapuato y discutir su origen. Se analizaron muestras representativas de escoria y fragmentos juveniles provenientes de diferentes niveles dentro de las secuencias piroclásticas.

Como el Complejo de Volcanes Freatomagmático de Irapuato se encuentra en el sector norte del CVMG, es de conocimiento que contienen grupos de magma alcalina y calco-alcalina, se utilizó la concentración de elementos traza, mayores y tierras raras de fragmentos juveniles para determinar si hay alguna participación de magma de múltiples fuentes en la formación de este complejo.

Las muestras fueron comparadas con datos geoquímicos publicados de los volcanes cercanos al complejo como Hoya Estrada (Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008), Rincón de Parangueo (Ortega-Gutiérrez et al., 2014), T1, T2 y grupo petrológicos calco-alcalinos discutidos por (Losantos et al., 2017), así como otros respiradores freatomagmáticos tales como Alberca de Guadalupe y Caracol (Kshirsagar et al., 2015; Kshisagar et al., 2016) dentro del CVMG para comprender el papel de la composición del magma en la formación y evolución de estos volcanes freatomagmáticos.

Los diagramas de TAS (Total Alcalis-Silica, por sus siglas en inglés) son útiles para definir el tipo de roca volcánica, usando su contenido en SiO_2 y álcalis $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (LeBas et al., 1986). Los productos del Complejo de Volcanes Freatomagmatico de Irapuato muestran que los fragmentos juveniles de San Roque y La Sanabria son basaltos ($\text{SiO}_2 = 52.50$ %peso; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5.60$ %peso) y traqui-basalticos ($\text{SiO}_2 = 51.10$ %peso; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5.62$ %peso.), mientras que los fragmentos de escoria de la capa SU en Q6 ($\text{SiO}_2 = 50.57$ %peso; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4.34$ %peso) y Q3 son traqueo-andesita basáltica en composición (Figura 37). La lava proveniente de Cerro Panales es de origen basáltico ($\text{SiO}_2 = 53.07$ %peso; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6.01$ %peso), y el lítico proveniente de la cantera Q2 de origen andesítico ($\text{SiO}_2 = 58.33$ %peso; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5.17$ %peso).

Los análisis AFM son útiles para distinguir la composición química de los magmas. Partiendo de los análisis tipo TAZ el cual sirve para determinar el tipo de roca que puede ser alcalina o subalcalina, los diagramas de variación AFM son aplicados particularmente a la serie

subalcalina de los cuales se caracterizan las series toleíticas y calcoalcalinas. Los resultados de las muestras analizadas SU de las canteras Q6 y Q3 indican que pertenecen a la serie calcoalcalina (Figura 38B) y por el contrario para los juveniles de San Roque (SR) el diagrama lo muestra justo en el límite entre la serie calcoalcalina y high-k calcoalcalino.

Tabla 3. Datos geoquímicos de roca completa (mayores, menores, trazas y tierras raras) de los productos volcánicos del área de estudio. La concentración de elementos mayores y menores están en % peso y de trazas y tierras raras están en ppm.

Muestra No:	LJ1902	LJ19J	SR1901	VS-1773B	VS-1774	SJ2	SJ2-L1			
Ubicación de los volcanes	SU	San Roque	La Sanabria	Cerro Panales	Cono de Escoria	San Joaquín	San Roque			
Tipo de muestra	Juvenil	Juvenil	Juvenil	Lava	Juvenil	Juvenil	Lítico			
Latitud (N)	20° 37' 42.2"	20° 37' 53.6"	20° 36' 01.4"	20°34'39.97"	20°35'8.70"	20°37'22.40"	20°37'22.40"			
Longitud (W)	101° 19' 32.4"	101° 20' 16.5"	101° 18' 46.8"	101°19'29.10"	101°18'43.20"	101°20'20"	101°20'20"			
Altitud (m.s.n.m)	1744	1714	1745	1781	1731	1727	1727			
Región	IR	IR	IR	IR	IR	IR	IR			
Símbolo Analítico	Unidad	Limite de detección	Método de análisis							
SiO ₂	%	0.01	FUS-ICP	64.30	52.50	51.10	53.07	50.57	51.73	58.33
Al ₂ O ₃	%	0.01	FUS-ICP	17.50	19.80	18.10	16.47	18.24	16.96	17.52
Fe ₂ O ₃ (T)	%	0.01	FUS-ICP	7.18	10.10	12.30	9.81	10.13	10.35	6.08
FeO(T)				6.46	9.09	11.07	8.83	9.12	9.31	5.47
FeO	%	0.01	FUS-ICP	4.60	6.46	7.87	6.28	6.48	9.31	5.47
MnO	%	0.001	FUS-ICP	0.20	0.16	0.20	0.15	0.16	0.16	0.09
MgO	%	0.01	FUS-ICP	2.11	2.25	2.26	3.24	5.26	5.65	4.16
CaO	%	0.01	FUS-ICP	2.67	6.62	7.35	6.69	9.15	7.67	6.70
Na ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	3.70	3.51	3.33	3.97	3.45	3.48	3.36
K ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	0.95	2.11	2.27	2.04	0.89	1.31	1.73
TiO ₂	%	0.001	FUS-ICP	1.26	2.06	2.37	1.85	1.52	1.79	0.92
P ₂ O ₅	%	0.01	FUS-ICP	0.08	0.69	0.58	0.99	0.33	0.45	0.23
LOI	%	0.01	FUS-ICP						0.86	1.06
Total	%	0.01	FUS-ICP	97.37	96.17	95.43	94.75	96.05	98.49	98.52
Valores Reajustados										
SiO ₂	%			64.30	52.50	51.10	53.07	50.57	52.52	59.21
Al ₂ O ₃	%			17.50	19.80	18.10	16.47	18.24	17.22	17.79
Fe ₂ O ₃ (T)	%			7.18	10.10	12.30	9.81	10.13	13.13	7.71
Fe ₂ O ₃				1.44	2.02	2.46	1.96	2.03	0.47	0.28
FeO	%			4.60	6.46	7.87	6.28	6.48	9.46	5.55
FeO(T)	%			5.74	8.08	9.84	7.85	8.10	11.82	6.94
MnO	%			0.20	0.16	0.20	0.15	0.16	0.16	0.10
MgO	%			2.11	2.25	2.26	3.24	5.26	5.73	4.22
CaO	%			2.67	6.62	7.35	6.69	9.15	7.78	6.80
Na ₂ O	%			3.70	3.51	3.33	3.97	3.45	3.53	3.41
K ₂ O	%			0.95	2.11	2.27	2.04	0.89	1.33	1.76
TiO ₂	%			1.26	2.06	2.37	1.85	1.52	1.82	0.93
P ₂ O ₅	%			0.08	0.69	0.58	0.99	0.33	0.46	0.24
Na ₂ O+K ₂ O	%			4.65	5.62	5.60	6.01	4.34	4.86	5.17
Mg#	%			1.27	1.36	1.36	1.95	3.17	3.46	2.55
FeO(T)/MgO	%			2.72	3.59	4.35	2.42	1.54	2.06	1.64

Tabla 4. Continuación Tabla 3

Elementos Traza y REE										
Au	ppm	1	INAA	2.00	2.00	2.00	1.00	1.00	0.00	0.00
Ag	ppm	0.5	INAA	0.30	0.40	0.40	0.50	0.50	0.00	0.00
As	ppm	1	INAA	0.60	0.50	0.80	2.00	1.00	0.00	0.00
Ba	ppm	1	FUS-ICP	579.00	351.00	366.00	666.00	710.00	385.97	465.16
Be	ppm	1	FUS-ICP	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Bi	ppm	0.1	FUS-ICP	0.40	0.40	0.40	0.10	0.10	0.00	0.00
Br	ppm	0.5	INAA	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.00	0.00
Cd	ppm	0.5	TD-ICP	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.00	0.00
Co	ppm	0.1	INAA	22.00	30.00	31.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	ppm	0.5	INAA	20.00	88.00	91.00	14.80	98.00	0.00	0.00
Cs	ppm	0.1	FUS-MS	0.60	0.50	0.60	0.50	0.50	0.35	0.56
Cu	ppm	0.5	FUS-MS	20.00	23.00	23.00	17.00	20.00	0.00	0.00
Ga	ppm	0.1	FUS-MS	22.00	19.00	19.00	23.00	22.00	0.00	0.00
Ge	ppm	1	INAA	1.00	1.00	1.00	1.30	1.50	0.00	0.00
Hf	ppm	1	INAA	5.70	4.40	4.40	6.30	4.10	4.71	3.73
Hg	ppm	1	INAA	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
In	ppm	0.1	FUS-MS	0.20	0.20	0.20	0.10	0.10	0.00	0.00
Ir	ppm	1	INAA	5.00	5.00	5.00	1.00	1.00	0.00	0.00
Mo	ppm	2	FUS-MS	3.00	2.00	2.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Nb	ppm	0.2	FUS-MS	45.00	19.00	18.00	44.50	8.90	19.37	5.43
Ni	ppm	1	TD-ICP	17.00	55.00	56.00	12.00	39.00	0.00	0.00
Pb	ppm	5	TD-ICP	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.61	6.40
Rb	ppm	1	FUS-MS	27.00	15.00	19.00	29.00	15.00	18.44	25.98
S	%	0.001	TD-ICP	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Sb	ppm	0.1	INAA	0.20	0.20	0.20	0.10	0.10	0.00	0.00
Sc	ppm	0.01	INAA	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Se	ppm	0.5	INAA	3.00	3.00	3.00	0.50	0.50	0.00	0.00
Sn	ppm	1	FUS-MS	2.00	1.00	1.00	2.00	1.00	0.00	0.00
Sr	ppm	2	FUS-ICP	636.00	506.00	501.00	643.00	609.00	567.67	645.24
Ta	ppm	0.01	FUS-MS	2.90	1.30	1.20	2.95	0.60	1.26	0.38
Th	ppm	0.05	FUS-MS	4.00	2.00	1.90	4.38	2.24	1.98	2.12
U	ppm	0.01	FUS-MS	1.20	0.60	0.80	1.68	0.83	0.62	0.66
V	ppm	5	INAA	168.00	172.00	174.00	159.00	217.00	0.00	0.00
W	ppm	1	INAA	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.00	0.00
Y	ppm	1	FUS-ICP	29.00	22.00	24.00	27.00	23.00	26.82	16.94
Zn	ppm	1	INAA	104.00	85.00	83.00	91.00	74.00	0.00	0.00
Zr	ppm	1	FUS-ICP	239.00	173.00	172.00	202.00	151.00	209.34	145.37
La	ppm	0.05	FUS-MS	41.90	21.70	23.20	43.30	19.90	23.39	15.89
Ce	ppm	0.05	FUS-MS	83.20	48.10	48.20	84.90	43.70	49.54	34.02
Pr	ppm	0.01	FUS-MS	9.86	5.95	6.16	10.10	5.84	6.39	4.58
Nd	ppm	0.05	FUS-MS	39.50	24.90	25.10	0.00	0.00	26.79	19.27
Sm	ppm	0.01	FUS-MS	7.10	5.10	4.90	0.00	0.00	6.11	4.37
Eu	ppm	0.005	FUS-MS	2.40	1.65	1.80	2.49	1.99	2.04	1.47
Gd	ppm	0.01	FUS-MS	7.10	5.20	5.50	7.32	5.90	5.85	3.96
Tb	ppm	0.01	FUS-MS	1.00	0.80	0.90	1.07	0.94	0.92	0.61
Dy	ppm	0.01	FUS-MS	5.80	4.70	4.80	6.09	5.26	5.38	3.41
Ho	ppm	0.01	FUS-MS	1.10	0.90	0.90	1.13	1.02	1.06	0.66
Er	ppm	0.01	FUS-MS	2.90	2.40	2.60	3.11	2.83	2.76	1.71
Tl	ppm	0.01	FUS-MS	0.10	0.10	0.10	0.08	0.10	0.00	0.00
Tm	ppm	0.05	FUS-MS	0.41	0.33	0.36	0.44	0.40	0.40	0.23
Yb	ppm	0.005	FUS-MS	2.60	2.20	2.30	0.00	0.00	2.40	1.48
Lu	ppm	0.01	FUS-MS	0.41	0.35	0.35	0.42	0.38	0.38	0.23
K				7938.49	17576.30	18909.10	16993.20	7413.70	11069.77	14650.44
Ti				8639.82	14125.42	16251.09	12685.45	10422.64	12481.93	6372.10
P				327.45	3008.17	2519.18	4322.34	1440.78	1996.45	1035.79
K/Rb				294.02	1171.75	995.22	585.97	494.25	600.33	563.89
Ni/Co				0.77	1.83	1.81				
V/Ni				9.88	3.13	3.11	13.25	5.56		
Ce/Yb				32.00	21.86	20.96			20.65	22.92
Hf/Lu				13.90	12.57	12.57	15.11	10.76	12.46	16.39
Rb/Cs				45.00	30.00	31.67	58.00	30.00	52.38	46.00

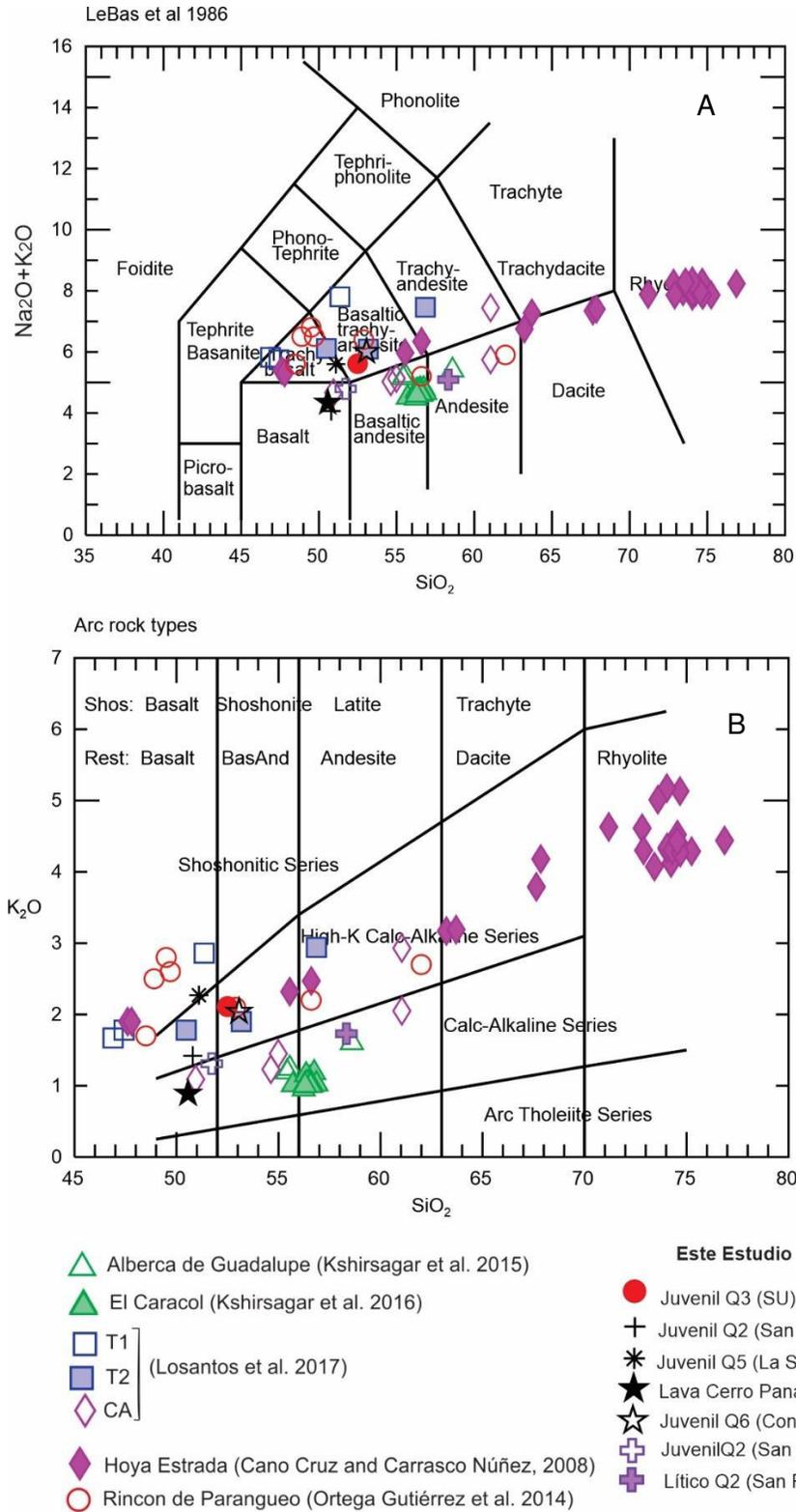


Figura 37. (A) Diagrama TAS (Total Alcalis-Silica, según LeBas et al., 1986), (B) Diagrama bi-variante K_2O vs SiO_2 , ambas muestran la composición química de los productos volcánicos pertenecientes al Complejo de Volcanes Freatomagmáticos de Irapuato y los edificios cercanos a este.

Al sustentar que las muestras analizadas pertenecen a series alcalinas, es posible realizar el diagrama Alkali-FeO-MgO (Irvine y Baragar, 1971), donde los juveniles analizados se trazan dentro de los límites calco-alcalinos. Este resultado confirma la observación vista en el diagrama anterior (Figura 38A).

El diagrama de discriminación tectónica Hf/3-Th-Ta (Wood et al. 1980) nos ayudan a entender el ambiente tectónico en el cual dio origen al magma de la zona de estudio (Figura 38B)

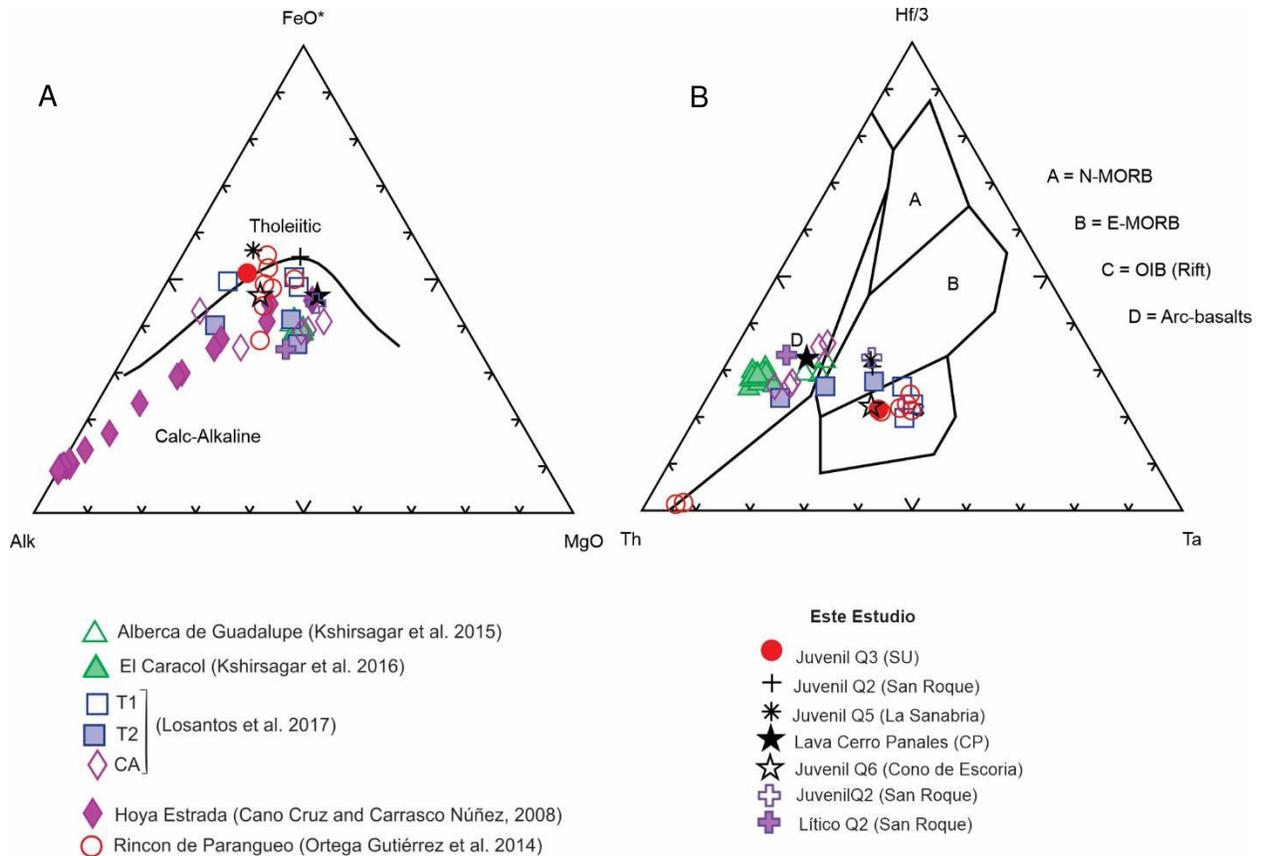


Figura 38. (A) Diagrama ternario de Alkali-FeO-MgO (Irvine y Baragar, 1971). (B) Diagrama ternario de discriminación Ta-Th-Hf/3 (Wood et al. 1980) para rocas del Complejo de Volcanes Freatomagmáticos de Irapuato

Los análisis basados en los diagramas multielementos tienen la finalidad de reconocer patrones típicos de los elementos traza y tierras raras, con base a estos es posible interpretar y comprender la génesis de los magmas y desarrollo por procesos relacionados con cristalización fraccionada. Se puede determinar a los elementos traza como aquellos que se presentan en concentraciones menores a 0.1 % en peso (% wt), es decir, menos de 1000 partes por millón (ppm) (Rollinson, 1993). Sun y McDonough (1989) indican que los diagramas multielementos se

normalizan en base al manto primitivo. En dichos diagramas los elementos se organizan en relación con su comportamiento geoquímico.

Los análisis realizados a las muestras pertenecientes al Complejo de Volcanes Freatomagmático de Irapuato fueron mediante a elementos útiles basados en la petrología. Mientras se lleva a cabo los procesos de fusión y cristalización el grupo de elementos que tienen una mayor tendencia por las fases minerales se denominan menos compatibles, mientras que los que tienen mayor tendencia por la fase fundida se denominan más incompatibles (Rollinson, 1993).

Los elementos trazas representados en los diagramas (Figura 39) se caracterizan por un enriquecimiento en elementos más incompatibles (e.g. Th y U) (límite izquierdo del diagrama) y una disminución de elementos menos compatibles (e.g. Tb, Yb, Y y Lu) (límite derecho del diagrama). Es posible observar que el comportamiento es muy semejante para todas las muestras, incluyendo al xenolito, por lo que se propone se formaron en una misma cámara magmática. Aparentemente se observa una anomalía negativa de Nb para todas las muestras analizadas mientras que para los productos arrojados por la Alberca de Guadalupe, Los Espinos y El Caracol dicha anomalías es más notoria, lo que posiblemente sugiere un origen de formación diferente, también se puede observar anomalías negativas de Ti y Y y moderadas anomalías positivas de Ba y K. El enriquecimiento en elementos más incompatibles con relación a Nb y Ti sugiere una probable contaminación debido a fluidos formados mediante procesos de subducción. Generalmente estas características son propias en rocas volcánicas de arcos de islas y márgenes continentales activos (Pearce, 1996).

En general los elementos más incompatibles se sitúan en el lado izquierdo del diagrama y deben enriquecerse en el fundido durante la fusión parcial, particularmente para baja fusión, resultando una pendiente negativa, cualquier cristalización fraccionada posterior a la segregación del magma incrementara aún más la pendiente.

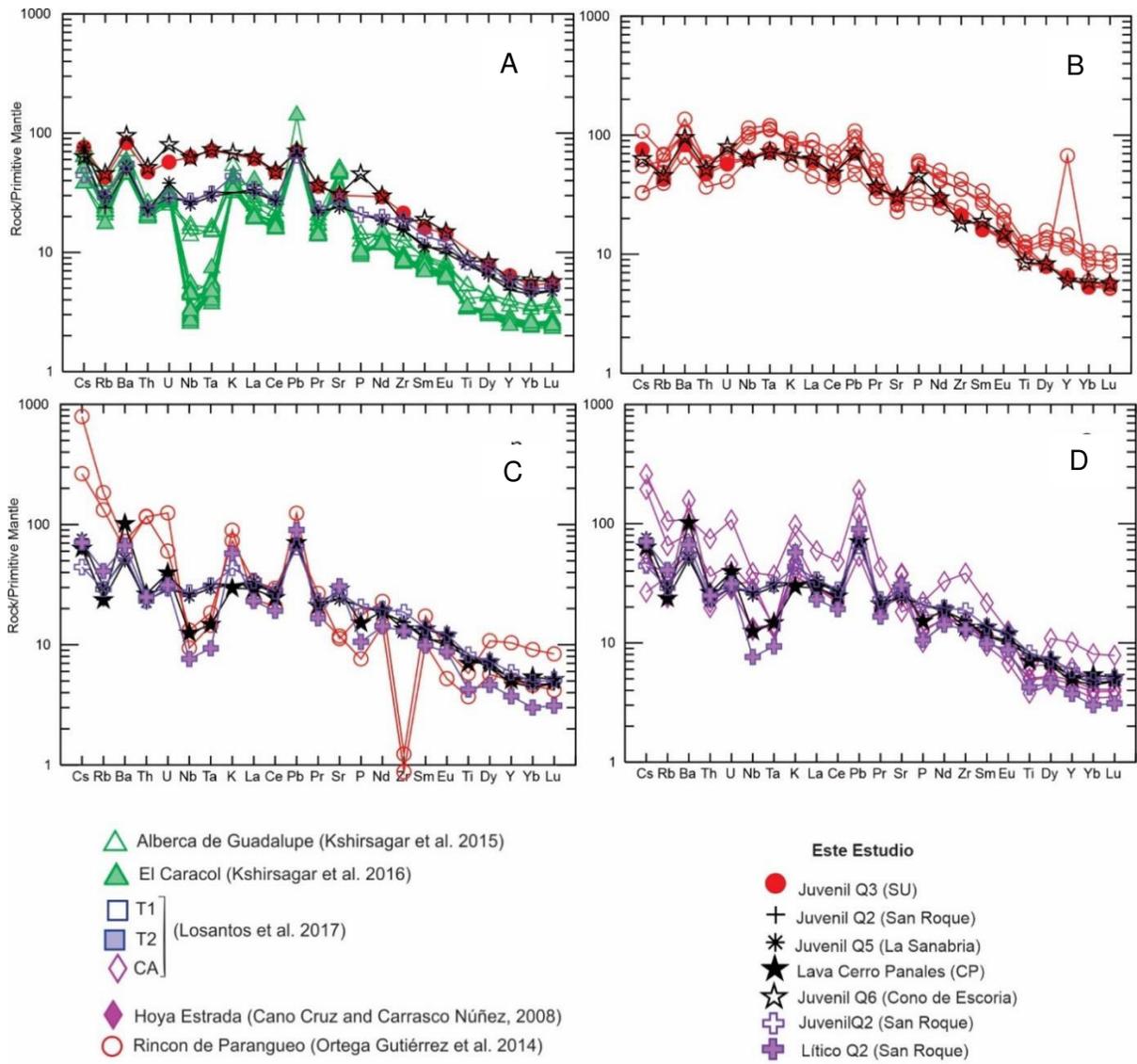


Figura 39. Diagramas multielementos de elementos traza, datos normalizados respecto a primitivo (Sun y McDonough, 1989). En dicho diagrama se comparan los resultados de todas las muestras juveniles, lava, y escoria.

Las muestras analizadas mediante los diagramas de tierras raras presentan poca variación en los elementos más incompatibles (La, Ce, Pr, Nd, Pm Sm y Eu) así como en los elementos menos incompatibles (Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) es posible observar que las concentraciones en todas las muestras son semejantes tanto para los productos del Complejo de Volcanes Freatomagmaticos de Irapuato los producidos por La Alberca de Guadalupe, Espinos y El Caracol (Figura 39a).

La Figura 39 ayuda a la comparación química de la concentración de elementos de trazas y tierras raras que confirman que las lavas en las paredes interior de la cantera Q3, junto con la lava que proviene del Cerro Panales y Q6 (Cono de escoria) fue el anfitrión del fenómeno de freatomagmatismo.

Los diagramas de variación tipo Harker (Figura 40) muestran una geoquímica similar entre los volcanes La Alberca de Guadalupe, El Caracol, T1, T2 CA (Losantos et al., 2017) y Rincón de Parangueo y los productos del Complejo de Volcanes freatomagmáticos de Irapuato en las combinaciones SiO_2 vs Al_2O_3 , TiO_2 , K_2O CaO, y MgO (Figuras 40e, 40f, 40g, 40i, 40j, 40k). Mientras que los productos provenientes del volcán Hoya de Estrada se encuentran más dispersos con alto %peso de SiO_2 , lo que nos indica que los productos provenientes del CVFI tienen una composición similar a los productos de La Alberca de Guadalupe, El Caracol, T1 T2 y CA (Losantos et al., 2017) y Rincón de Parangueo (Figura 40). En la combinación SiO_2 vs $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$ (Figura 40h) los productos del CVFI muestran una similitud en composición con los productos de Rincón de Parangueo y T2 (Losantos et al., 2017) con alto contenido en %peso de $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$ y poco contenido en %peso de SiO_2 .

Recapitulando, los datos geoquímicos ayudaron a clasificar, caracterizar y correlacionar los productos volcánicos del área de estudios y otros productos cercanos a esta, que ayudara en la reconstrucción del evento de la formación del CVFI

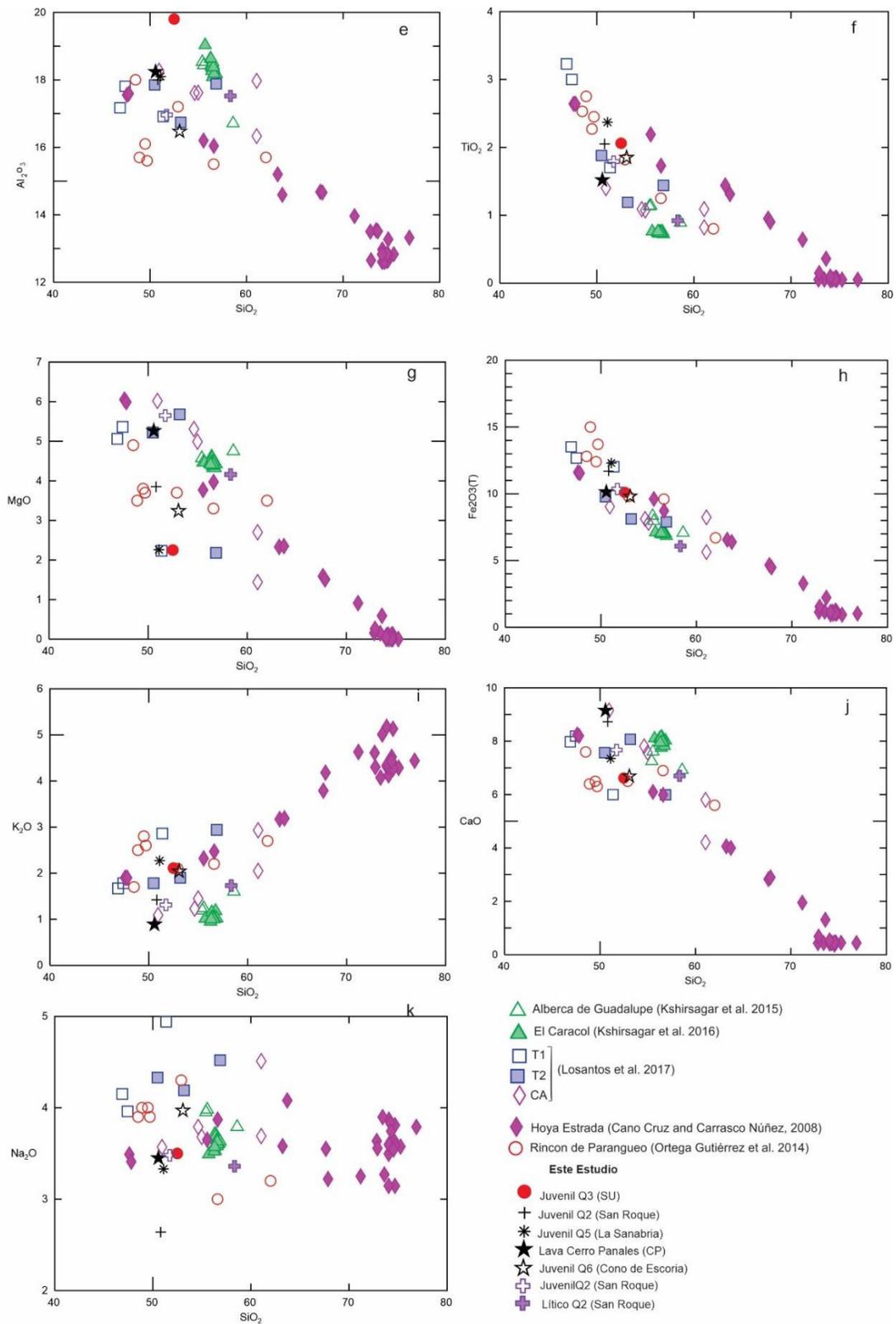


Figura 40. Diagrama de elementos mayores tipo “Harker”, para los productos analizados. Porcentaje en Peso respecto de SiO₂

5.8 Geología Estructural

Los volcanes freatomagmáticos de Irapuato muestran un anillo de toba casi circular en el norte y dos anillos subelípticos en el sur (Figura 41d) con su eje de orilla a orilla más largo con tendencia WNW-ESE que se corrompe hacia el oeste (probablemente debido a la erosión asociada con un elemento tectónico local).

La observación en campo y en imágenes LiDAR muestran la presencia de una falla normal que provoca un deslizamiento en toda la estructura hacia el oeste. Cabe mencionar que este complejo de volcanes freatomagmáticos se encuentran en el límite sur de la Mesa Central con el límite norte de Cinturón Volcánico TransMexicano (CVTM) en este caso el Campo Volcánico de Michoacán y Guanajuato (CVMG).

Su ubicación se infiere que se rige por la presencia de sistemas de fallas complejas (Alaniz-Álvarez et al., 2001). Según estos autores, el segmento más oriental (EW) del límite sur de la Mesa Central se extiende desde Celaya hasta Irapuato y está demarcado por el sistema de fallas del Bajío.

En el bloque del bajo de esta falla existe dos grupos de fallas que convergen NW-SE y ENE al NE produciendo un patrón de zigzag con un salto de falla mínimo de 250-300 m basado en observaciones en campo.

Creemos que toda la estructura está afectada por la falla antes mencionada NW-SE que puede explicar la ruptura de los anillos de toba hacia el oeste.

5.9 Cartografía

La cartografía generada durante este estudio consistió en la recolección de cartas existentes tratadas en sistemas de información geográfica, para este estudio se le realizaron diferentes tratamientos de datos dependiendo el objetivo que se quería conocer (Figura 41), a continuación, se presenta la cartografía generada y una breve descripción de esta

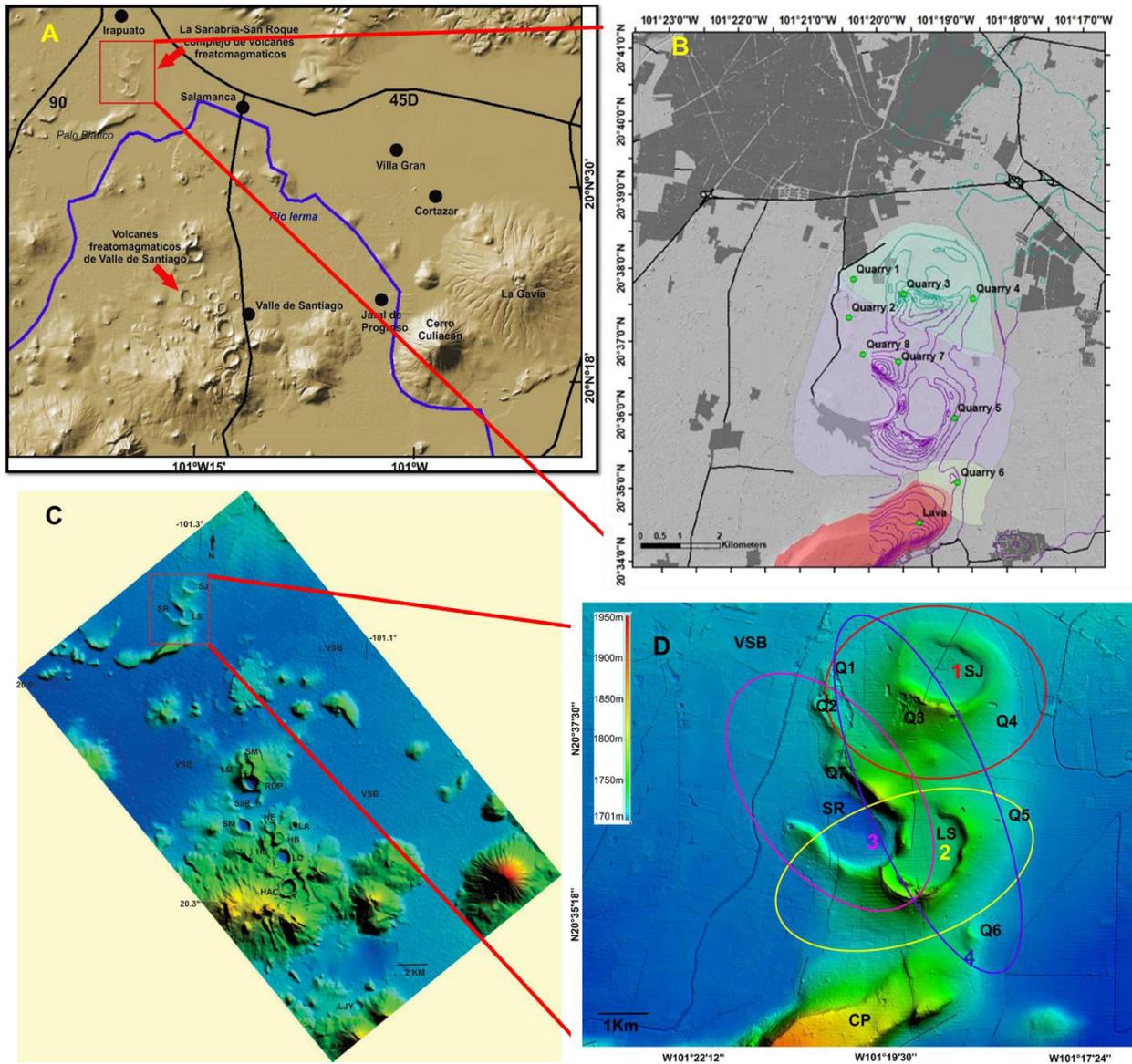


Figura 41. Cartografía generada en este estudio

(A) Modelo Digital de Elevación (DEM) del Campo Volcánico de Valle de Santiago. El mapa muestra la ubicación del Complejo freatomagmático de Irapuato (remarcado en color rojo) y las principales zonas urbanas que se encuentran dentro del CVVS. El mapa también muestra dos de los estratovolcanes del CVVS, La Gavia y Cerro Culiacán, así como los volcanes freatomagmático de Valle de Santiago, las principales rutas de acceso federales y el afluente del Río Lerma que atraviesan el CVVS (Figura 41a).

(B) Mapa Geológico Preliminar de la zona, en donde muestra las curvas de nivel que comprenden a la zona de estudio. La finalización de esta carta depende de los resultados de datación de diferentes rocas colectadas en este estudio (Figura 41b).

(C) Mapa de imágenes LiDAR (5m de resolución espacial) del Campo Volcánico de Valle de Santiago (CVVS) Se exponen el complejo freatomagmático de volcanes tipo anillo de toba de Irapuato (remarcado en el recuadro rojo), La Sanabria (LS), San Joaquín (SJ), San Roque (SR). También muestra otros volcanes y complejos freatomagmáticos: San Manuel (SM), Cerros La Mina (LM), Rincón de Parangueó (RDP), Santa Rosa (SaR), San Nicolás (SN), Hoya Estrada (HE), La (LA), Hoya Solís (HS), Hoya Blanca (HB), La Cintora (LC), El Complejo Hoya de Álvarez (HAC) y La Joya de Yuriria (LJY) (Figura 41c).

(D) Mapa de Imágenes LiDAR (5m de resolución espacial de los volcanes freatomagmáticos Irapuato dentro de la cuenca de Valle de Santiago (CVS) que muestra los tres anillos de toba y dos conos de escoria representados como (1) San Joaquin (SJ), (2) Cono de Escoria 1, (3) La Sanabria (LS), (4) San Roque (SR), y (5) Cono de Escoria 2. El mapa también muestra las ubicaciones de las canteras (Q1 a Q8) y la posible extensión del depósito de tefra basado en los registros de tefra (elipse con diferentes colores para cada edificio). La imagen también muestra los flujos de lava de Cerro Panales (CP) (Figura 41d).

EL complejo de Irapuato tiene una tendencia NNW-SSE dentro de la Cuenca de Valle de Santiago. Las líneas negras son las posibles líneas de falla inferidas de la imagen LiDAR.

Capítulo VI Discusión

Los pequeños volcanes freatomagmáticos del Campo Volcánico de Valle de Santiago CVVS (Fig. 41c) muestran depósitos típicos de este estilo eruptivo, los cuales, generalmente, son inexplorados en la cartografía y estratigrafía de la zona, independientemente a la escala del mapeo. Esto conlleva a la interpretación de depósitos incompletos, que aparte de contener evidencias de erosión natural, se les agrega poca importancia. El origen del Complejo de Volcanes Freatomagmáticos de Irapuato, representa un claro ejemplo de este tipo de volcanes, puesto que en estudios previos de la zona se desconoce su cartografía, estratigrafía local y la interpretación de la evolución geológica de la zona de estudio. Las primeras observaciones sugieren que los afloramientos corresponden a volcanes freatomagmáticos tipo anillo de toba, emplazados a partir de corrientes piroclásticas de densidad distales, junto con caída y oleadas de ceniza proveniente de columnas eruptivas de composición riolítica (?), con la ayuda de un cuerpo de agua subterráneo preexistente que comenzó a emplazarse entre las unidades geológicas existentes.

En este trabajo de tesis, se realizó la cartografía, estratigrafía, sedimentología, análisis vulcanológicos como: granulometría, análisis de componentes, y análisis de fragmentos juveniles frescos y retrabajados, volumen de magma expulsado; geoquímica, petrografía y evaluación de la disponibilidad de agua del paleoacuífero y del actual. Los resultados fueron procesados e interpretados (capítulo III y IV), a fin de corroborar la hipótesis general del estudio. A continuación, se discute cada uno de los edificios, estratigrafía, sedimentología, geoquímica y petrografía, el volumen de magma expulsado y la disponibilidad de agua del acuífero, la evolución de la formación del Complejo de Volcanes Freatomagmático de Irapuato, y la estimación de edad de este complejo.

6.1 Cráter San Joaquín (SJ)

Se identifica como un edificio monogenético tipo anillo de toba casi circular, puesto a que cumple con la mayoría de las características de estos; muestra un bajo perfil topográfico y un pequeño volumen, desde la base del edificio volcánico hasta el suelo del cráter que está por encima de la superficie no eruptiva. En las partes distales de esta estructura se encuentra cubierta por una unidad de palagonita de un metro de espesor, que se superpone por más depósitos distales (SC) que se caracterizan por unidades de escoria que gradualmente se

vuelven freatomagmáticas. La unidad también representa una ruptura en la actividad freatomagmática entre San Joaquín (SJ) y los pulsos subsiguientes.

La textura de las facies muestra una estratificación que generalmente se asocia a la formación de depósitos cercanos a respiraderos (Crowe y Fisher, 1973). La mala clasificación de este depósito de tefra indica un rápido emplazamiento de oleadas de alta concentración de lapilli fino y ceniza con una clasificación deficiente, por otra parte, la facie que subyace muestra una textura que indica una rápida deposición tipo oleada cercana a un respiradero (Edney, 1984). Estos depósitos probablemente fueron depositados debido a las oleadas de base seca, diluidas, de baja densidad, alta velocidad y altamente turbulentas. (Fisher y Schminke, 1984; Valentine y Fisher, 2000) con alta presencia de fragmentos juveniles, y líticos grises con y sin vesículas. Los tamaños de clasto varían desde lapilli fino a ceniza fina (Wohletz, 2005).

El rango de porcentaje de vesicularidad oscila entre 63%vol. y 66%vol., según Houghton y Wilson (1989) se clasifican como fragmentos juveniles muy vesiculados, y en lo que refiere al análisis de juveniles re TRABAJADOS se observó poca presencia de juveniles re TRABAJADOS con excepción para la muestra IR-1901-B2 con una presencia mayor de juveniles re TRABAJADOS en comparación con las muestras adyacentes; lo que indica que posiblemente hubo un intervalo de descanso entre pulso y pulso que representa la muestra IR-1901B y IR1901B2; que coincide con una rápida deposición de suspensión de alta concentración de ceniza y lapilli entre las facies LT2 y LT4

6.2 Cráter La Sanabria (LS)

Se identifica como un edificio monogenético anillo de toba de forma asimétrica, representa un respiradero cerrado casi circular. Estos depósitos se distinguen fácilmente en comparación con los depósitos San Joaquín (SJ) debido a su alto contenido de líticos rojos (riolita, brecha volcánica, e ignimbrita) y clastos o sedimentos de color blanco, componentes que se cree pertenecen al sustrato.

Las facies que lo componen se transforman corriente abajo en toba estratificada T2, posiblemente esto se debe a la rápida deposición de suspensión de partículas de lapilli de alta concentración que carecen de procesos de tracción. El tipo de flujo de caída dentro de las capas se asocia al emplazamiento de fragmentos granulares en forma impacto balístico de gran tamaño. Existe también otro paquete en el que las facies que se transforman corriente abajo en T2 y probablemente, deben haber sido el resultado de una rápida deposición cercana a un

respiradero o un subflujo de alta concentración, en la parte delantera de la oleada que carece de procesos de clasificación y tracción.

Las facies se asocian al resultado de una rápida deposición de tipo de flujo oleada, densa. Las láminas de lapilli fino y ceniza gruesa sugieren la ocurrencia de transporte posterior. Probablemente son el resultado tipo de flujo oleada seca de baja concentración que puede segregar granos gruesos y finos.

El rango de porcentaje de vesicularidad varía entre 58%vol. y 64%vol, según Houghton y Wilson (1989) lo clasifican como fragmentos juveniles modernamente a muy vesiculados, y en lo que refiere al análisis de juveniles retrabajados se observa una alternancia de presencia de juveniles retrabajados con excepción para la muestra IR20-02 (I, J) y en las muestras IR1910 (A, B, C) con una presencia mayor de juveniles retrabajados en comparación con las muestras adyacentes y subyacentes a estas; que coincide con el ciclo de alternancia de facies en la cantera Q2, lo que indica que posiblemente hubo un intervalo de descanso entre pulso que representa la deposición de la capa de toda la cantera.

6.3 Cráter San Roque (SR)

Se identifica como un edificio monogenético tipo anillo de toba de forma asimétrica, representa una horquilla en forma de herradura que se abre hacia el oeste. Morfológicamente San Roque (SR) parece estar superpuesto al respiradero de La Sanabria (LS) y ha adquirido su forma gracias a las condiciones pre – eruptivas o asociado a la actividad eruptiva a lo largo de una fisura.

Estos depósitos se distinguen fácilmente en comparación con los otros depósitos debido a su alto contenido de fragmentos juveniles y su bajo contenido de líticos. Los paquetes de tefra proximales sobreyacen a los depósitos San Joaquin (SJ) y están separados por una unidad de ceniza pelagonitizada de 50 cm de espesor, mientras que en el paquete distal sobreyace a los depósitos de La Sanabria (LS).

Las facies se transforman corriente abajo a facies T5 y probablemente son el resultado de una rápida deposición de alta concentración cercano a un respiradero. La estratificación está formada por canales discontinuos, clasto-soportada, láminas de lapilli fino. Este tipo de estratificación se encuentra en los depósitos de los canales o en el emplazamiento rápido de flujos tipo oleadas cercanas a un respiradero (Crowe y Fisher, 1973; Edney, 1984).

El rango de porcentaje de vesicularidad varía entre 64%vol. y 66%vol., según la clasificación de Houghton y Wilson (1989) se trata de fragmentos juveniles muy vesiculados, y en lo que refiere al análisis de juveniles retrabajados se observa presencia de juveniles retrabajados en las capas superiores de la cantera Q2 y Q7 específicamente en las muestras IR1901 A-5 e IR1909A con una presencia mayor de juveniles retrabajados que se contienen en las facies LT6 y LT7 en comparación con las muestras adyacentes y subyacentes; lo que indica que posiblemente hubo un intervalo de descanso entre pulso que representa la deposición de la capa de las canteras Q2 y Q7.

6.4 Cono de Escoria

Basado en la secuencia estratigráfica, es el último paquete de tefra del clúster de Irapuato y se compone de tres facies. Estas son probablemente el resultado de una erupción de magma similar a una fuente seca a través de una fisura sin ninguna interacción con agua poco profunda o superficial. Probablemente sea el resultado de un transporte rápido y cercano a un respiradero de un flujo tipo oleada de alta concentración que carece de un proceso de tracción. Un ligero aumento en el contenido de líticos indica advenimiento de la interacción del magma-agua durante este pulso de la fase eruptiva.

El rango de porcentaje de vesicularidad varía entre 63%vol. y 64%vol., según la clasificación de Houghton y Wilson (1989) se trata de fragmentos juveniles muy vesiculados, y en lo que refiere al análisis de juveniles retrabajados se observa presencia de juveniles retrabajados en las capas superiores de la cantera Q6 con una presencia mayor de juveniles retrabajados que se contienen en las facies LT8 y LT5 en comparación con las muestras adyacentes; lo que indica que posiblemente hubo un intervalo de descanso entre pulso que representa la deposición de las capas.

6.5 Geoquímica y Petrografía

El Complejo de Volcanes Freatomagmático de Irapuato se sitúa en la sección norte del CVMG, y en base a estudios geoquímicos previos se asegura que contienen grupos alcalinos y calcoalcalinos de magma. Las concentraciones de los elementos mayores, traza y tierras raras se utilizaron para determinar si existe alguna participación de magmas de múltiples fuentes al momento de la formación de este cráter, Las muestras analizadas fueron comparadas con estudios geoquímicos publicados de volcanes cercanos a este complejo como: Hoya Estrada

(Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008), Rincón de Parangueo (Ortega-Gutiérrez et al., 2014) T1, T2 y CA discutido en (Losantos et al., 2017), Alberca de Guadalupe (Kshirsagar et al., 2015) y El Caracol (Kshirsagar et al., 2016) pertenecientes al CVMG.

En los diagramas TAS, los productos del CVFI muestran que los fragmentos juveniles de San Roque y La Sanabria son basaltos ($\text{SiO}_2 = 52.50$ %peso; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5.60$ %peso) y traqui-basálticos ($\text{SiO}_2 = 51.10$ %peso; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5.62$ %peso.), mientras que los fragmentos de escoria de la capa SU en Q6 ($\text{SiO}_2 = 50.57$ %peso; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4.34$ %peso) y Q3 son traqueo-andesita basáltica en composición (Figura 37). La lava proveniente de Cerro Panales es de origen basáltico ($\text{SiO}_2 = 53.07$ %peso; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6.01$ %peso), y el lítico proveniente de la cantera Q2 de origen andesítico ($\text{SiO}_2 = 58.33$ %peso; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5.17$ %peso). Mientras que los fragmentos de la unidad SU son en composición traquiandesitas a basaltos, el magma que ha generado el depósito de tefra de La Sanabria y SU es alcalino, que en los gráficos de bi-variantes de K_2O vs SiO_2 puede ser identificado como una variedad calcoalcalina con alta composición de -K. Por el contrario, los fragmentos juveniles provenientes del anillo de toba San Roque son subalcalinos situados en los límites de calcoalcalino y calcoalcalino con alto contenido en K.

El diagrama ternario de AFM (Alkali-FeO-MgO) de Irvin y Baragar, 1971., apoya esta tendencia donde los juveniles se encuentran dentro de la serie calcoalcalina y entre los límites de las dos variedades. El diagrama de discriminación tectónica Hf-Th-Ta clasifica a los fragmentos juveniles de San Roque y La Sanabria como E-MORB.

Se confirma con los gráficos de multi-elementos y en comparación con otros respiraderos freatomagmáticos cercanos a la zona de estudio, que el magma que originó el complejo de volcanes freatomagmáticos de Irapuato provienen de al menos dos fuentes diferentes de magma.

Los estudios petrográficos de las secciones delgadas muestran que los fragmentos juveniles en los depósitos de tefra: son hipocristalinos con presencia de vesículas (30-40% vol.) con presencia de fenocristales de plagioclasa incrustados en una matriz de grano fino (casi cristalino) rica en plagioclasa. Los líticos vesiculares de color gris contienen micro fenocristales de plagioclasas embebidos en una matriz de grano fino. Por el contrario, los líticos no vesiculares muestran cristales tabulares de plagioclasa y piroxenos dentro de una matriz de grano muy fino.

6.6 Edad de los eventos de formación

En general los volcanes freatomagmáticos del CVMG tienen una edad aproximada entre el Pleistoceno tardío y el Holoceno (Murphy, 1986). Los métodos más comunes para fechar estos edificios son K-Ar, Ar-Ar y C^{14} , sin embargo, para el caso del Complejo de Volcanes Freatomagmáticos de Irapuato no fue posible implementar ninguno de estos métodos.

La estimación preliminar de la edad de la actividad volcánica en VSVF fue hecha por Murphy (1986) (Figura 7) a través del método de datación radiométrica K-Ar, y el mapeo geológico se hizo basado en registros estratigráficos volcánicos. Dicho autor identifica un período temprano de vulcanismo basáltico y andesítico, representado por numerosos volcanes pequeños (por ejemplo, Cerros Las Cuatas, El Tule, Blanco, Chapin, Guantes, Haston y La Batea), seguido de un período que incluye la formación de maares, así como varios conos de ceniza (por ejemplo, Cerros La Mina). Las fechas K-Ar de las lavas pre-maar de estos volcanes oscilan entre 1.18 ± 0.17 Ma (San Nicolás maar) hasta 0.073 ± 0.024 Ma (La Alberca maar).

Moviéndose hacia el sur en la zona central, se ubican volcanes freatomagmáticos como San Manuel (SM), La Mina (LM), Rincón de Parangueo (RDP) y anillo de toba de Santa Rosa (SR), formando el complejo volcánico Rincón de Parangueo de composición traqui-andesita (Aranda-Gomez et al., 2013). Estudios previos muestran que los piroclastos juveniles obtenidos del anillo de toba de Santa Rosa datan de 0.13 ± 0.09 Ma (método Ar-Ar) y que el cráter La Mina muestra los restos de cúpulas riolíticas. Morfológicamente, el diámetro del borde a borde del único cráter semicircular de RDP es de 1960 m (dirección E-W) con una profundidad media del cráter a 285 m, que es relativamente más profundo que cualquier otro volcán freatomagmático dentro del CVMG (figura 7).

En las figuras 7 y 41c-d, se muestra la morfología del Complejo de Volcanes Freatomagmáticos de Irapuato e indica que su evento de formación está en los límites más jóvenes de Ar-Ar y en el límite más antiguo de la datación C^{14} (aproximadamente 30-70k años). Aunado, a esto la falta de paleosuelos(?) debajo de la secuencia de tefra descarta por completo la posibilidad de una estimación de la edad a través de C^{14} .

Entonces, se usaron los parámetros mencionados en Ross et al., (2011), donde el grupo de cráteres antiguos (>70-600k años) y jóvenes (10-70k años) parámetros basándose en el diámetro del cráter y la profundidad de este. Considerando lo anterior, dando una relación de entre el diámetro del cráter y la profundidad, para el cráter San Joaquín: 1.20, La Sanabria: 1.07,

San Roque: 1.07, lo que sugiere que el evento de formación del Complejo de Volcanes Freatomagmáticos oscila entre 40-70k años (Figura 42).

Con base en lo anterior, es conveniente decir que el Complejo de Volcanes Freatomagmáticos de Irapuato se formó en el Pleistoceno temprano por la interacción de agua externa encontrada en los acuíferos superficiales albergado en rocas ignimbritas.

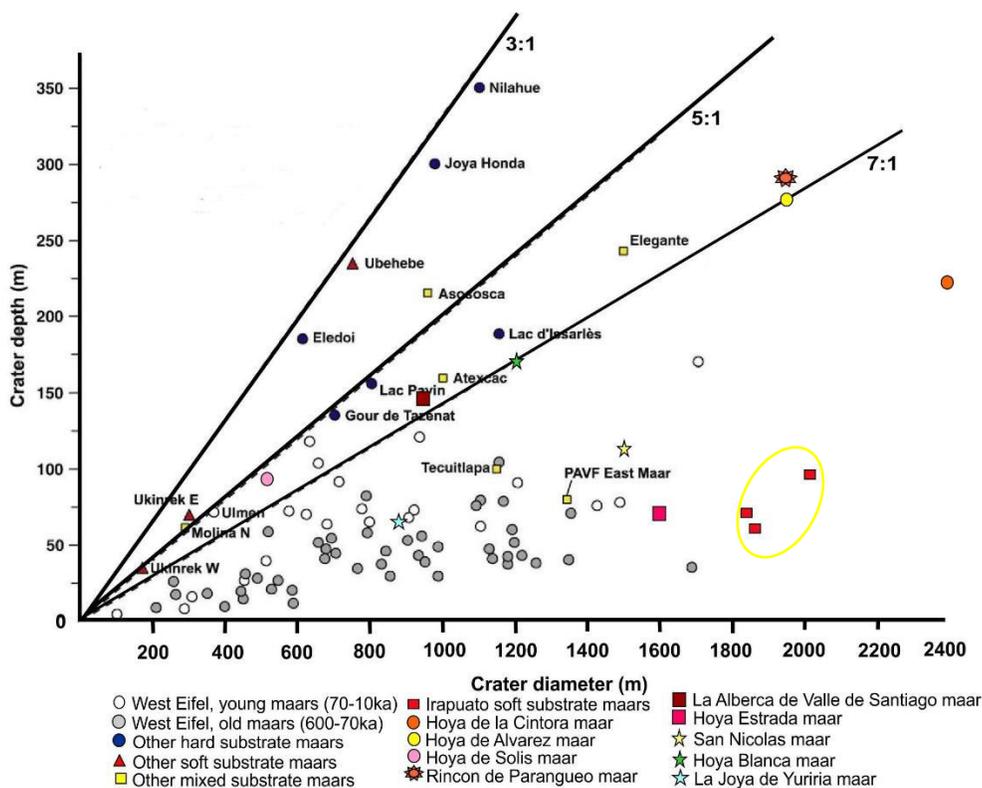


Figura 42. Compilación de profundidades y diámetros de varios maars cuaternarios alrededor del mundo y de este estudio modificado desde Ross et al., 2011, en el círculo amarillo se muestran los tres cráteres del Complejo de Volcanes Freatomagmáticos de Irapuato.

6.7 Actividad freatomagmática al N del Campo Volcánico de Valle de Santiago.

La ocurrencia espacial y temporal de las erupciones freatomagmáticas se rige por: factores internos como la composición del magma, el flujo magmático, la velocidad de ascenso, la viscosidad, el contenido volátil; y las condiciones externas: como la tectónica regional y local, la topografía y la presencia de agua meteórica. Estos parámetros también controlan la forma, el tamaño y el estilo de erupción (Kshirsagar et al., 2014).

El tipo de morfología de este complejo, comprendido por tres cráteres tipo anillo de toba; San Joaquin (SJ) que se identifica como un edificio monogenético tipo anillo de toba casi circular; La Sanabria (LS) que se identifica como un edificio monogenético anillo de toba de forma asimétrica, representa un respiradero cerrado casi circular, y San Roque (SR) que se identifica como un edificio monogenético tipo anillo de toba de forma asimétrica, representa una horquilla en forma de herradura que se abre hacia el oeste, en asociación con sus dimensiones morfológicas casi ideales y la regularidad de su arquitectura deposicional (secuencia dominada por oleadas originada por actividad pulsante sin interrupciones importantes) indican que las condiciones internas y externas eran óptimas para el abastecimiento de magma, una erupción freatomagmática casi continua con una migración hacia el sureste.

Esto significa que tanto el agua como el magma deben de haber sido suministrados en una proporción óptima constante de 0.2 (Wohletz y Sheridan, 1983), al sitio de la fuente. Por lo tanto, al conocer el volumen total de juveniles (equivalente de roca densa o magma) de los depósitos, y la tasa de expulsión de magma, debería ser posible no solo inferir la duración de la erupción sino también la tasa de suministro de agua subterránea.

6.8 Condiciones hidrogeológicas y climáticas

Como un volcán monogenético puede ser a la vez magmático y freatomagmático, también es esencial contemplar la disponibilidad de cuerpos de agua externos durante los eventos de formación. El acceso restringido del magma ascendente a los cuerpos de agua externos, a menudo, conduce a la formación de conos de escoria de pequeño volumen, a veces con flujos cortos de lava construidos predominantemente debido a actividades estrombolianas (e.g., Parícutín CVMG, México). En contraste con lo anterior, la admisión de magma en ascenso a acuíferos poco profundos, sedimentos húmedos, o cuencas lacustres poco profundas desencadena explosiones freatomagmáticas que conducen a la formación de un maar, conos de toba, anillos de toba o una combinación de ellos.

Basados en la clasificación de tipo de volcanes monogenéticos propuesta por Kereszturi (2015), se clasifica al CVFI como un complejo de volcanes freatomagmáticos y según los resultados geoquímicos pueden tratarse de un complejo de al menos dos fuentes distintas y con varios ciclos de erupción.

El río Lerma es el cuerpo de agua natural más grande de México. Se origina en Almoloya del Río a 24 km al SE de Toluca, a una altura de 3800 m.s.n.m y termina en el lago de Chapala

al S de la Ciudad de Guadalajara, a una altura de 1510 m.s.n.m. Estos cuerpos de agua estuvieron fácilmente disponibles durante el Pleistoceno y, por lo tanto, es conveniente comentar que las condiciones hidrogeológicas favorables existían durante el evento de formación de los respiraderos freatomagmáticos de CVVS

Es necesario conocer la información disponible en relación con los cuerpos de agua cercanos a la zona de estudio, a continuación, se contextualiza las condiciones hidrogeológicas de la zona de interés.

6.8.1 Acuífero Irapuato-Valle

Según datos de la Comisión Estatal del Agua de Guanajuato, el estado de Guanajuato comprende 20 acuíferos distribuidos a lo largo de todo el estado.

El acuífero Irapuato-Valle se localiza geográficamente en la porción sureste del Estado de Guanajuato entre las coordenadas 20°12' y 20°53' N, 101°01' y 101°33' W (Fig. 4), y cuenta con una superficie aproximada de 2,437 km² que representa aproximadamente el 8% del territorio estatal. Geopolíticamente el acuífero Irapuato - Valle comprende los municipios de Huanímaro, Irapuato, Pueblo Nuevo, Salamanca y Valle de Santiago, y parcialmente abarca los municipios de Yuriria, Jaral del Progreso, Villagrán, Juventino Rosas, Guanajuato, Dolores Hidalgo, y San Miguel de Allende.

Las evidencias geológicas, geofísicas e hidrogeológicas permiten establecer que el sistema acuífero es de tipo libre-semiconfinado, heterogeneo y anisótropo con porosidad secundaria en el que movimiento del agua subterránea que ocurre en una gran estructura geológica regional originada por la tectónica distensiva plio-cuaternaria del Eje Neovolcánico que causo un sistema de fosas y pilares tectónicos dispuestos en escalonamiento hacia el centro del valle, que están edificados en las rocas del Conglomerado Xoconostle, rocas volcánicas fracturadas de la Andesita La Ordeña y las rocas riolíticas de las unidades Riolita Chichindaro e Ignimbrita Cuatralba.

El sistema acuífero está conformado, en su porción superior, por un medio granular constituido por depósitos aluviales, lacustres y conglomerados, cuyo espesor promedio es menor a 100 m, que se encuentran intercaladas e interdigitados con derrames basálticos, y está controlado estructuralmente por la presencia de fallas que generan fosas en el subsuelo; y en su porción inferior por un medio fracturado alojado en rocas volcánicas, principalmente de

composición riolítica y en menor proporción basáltica, que afloran en las sierras que constituyen el límite del acuífero (Figura 43).

Localmente, la presencia de sedimentos arcillosos y calizas de origen lacustre puede ocasionar condiciones de semiconfinamiento. La parte superior del sistema de acuíferos se compone de un medio granular compuesto por depósitos aluviales, fluviales, y conglomerados, cuyo espesor medio es inferior a 100 m, mientras que su parte interior está dominada por rocas volcánicas fracturadas (principalmente riolitas y pocos basaltos). Todo el paquete se ve afectado por el tectonismo de horst y graben. Los datos adicionales sobre resistividad eléctrica publicados en los informes de la Comisión Estatal del Agua de Guanajuato, 2018, indican la presencia de cuatro litologías diferentes, U1 (2 – 12 ohm – m) roca terciaria de composición riolítica compacta, U2 (16 – 32 ohm – m) material granular producido debido a actividades de erosión, U3 (32 – 128 ohm – m) materiales piroclásticos y fracturas y U4 (128 – 4096 ohm - m) material fino saturado de origen volcánico con muy baja permeabilidad (Figura 44)

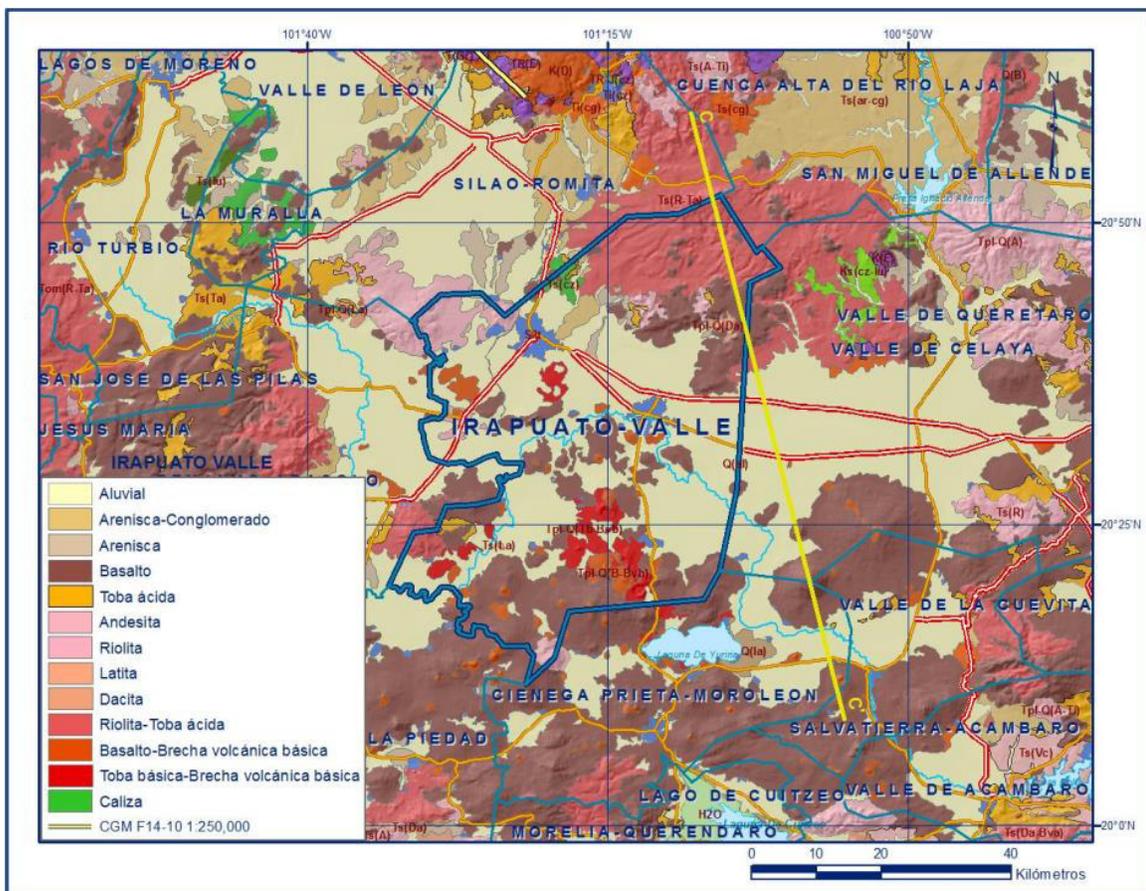


Figura 43.- Geología general del acuífero Irapuato-Valle extraído de: https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/guanajuato/DR_1119.pdf.

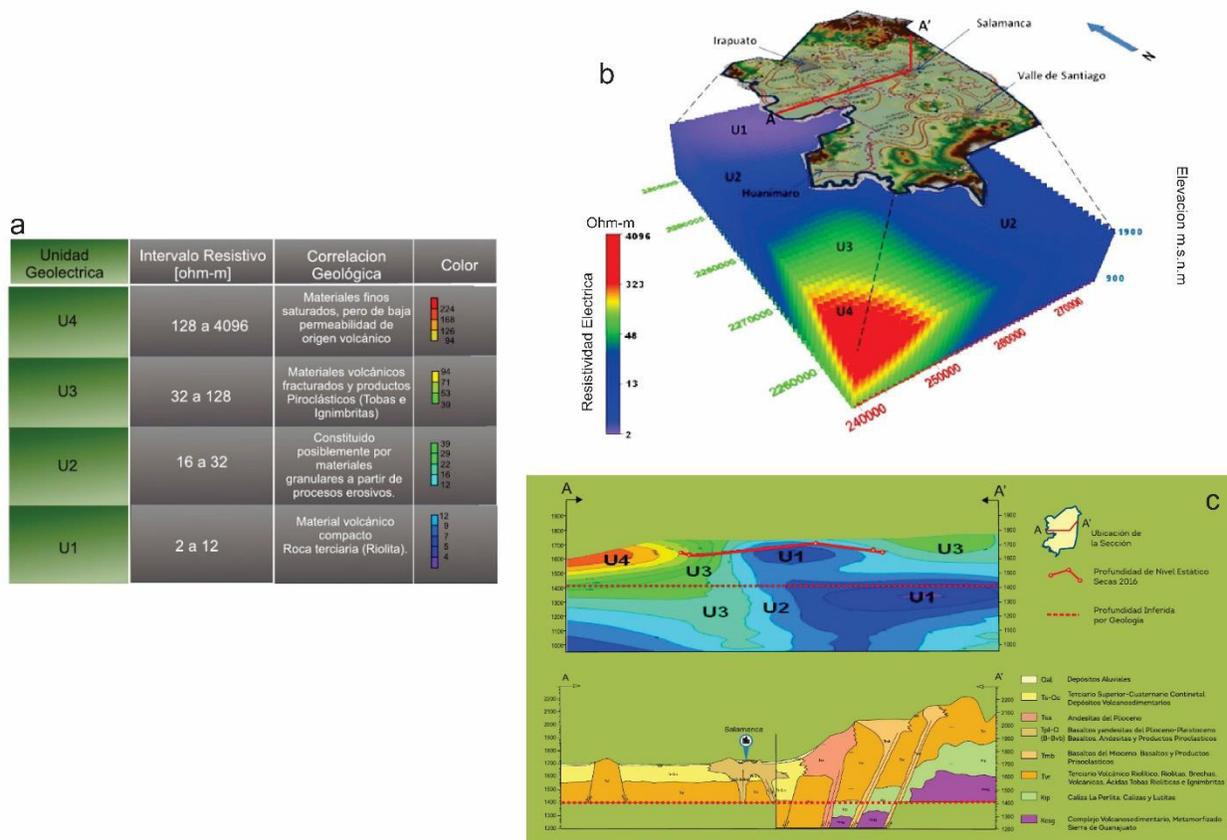


Figura 44. (a) Unidades litológicas inferidas en el modelo de resistividad. (b) Modelo geofísico de resistividad eléctrica del sistema de acuífero Irapuato Valle. (c) Sección transversal esquemática de A – A' extraído de: https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/guanajuato/DR_1119.pdf.

Dado que el Complejo de Volcanes Freatomagmáticos de Irapuato forma parte del CVVS y no existe información, la finalidad del presente trabajo es destacar las características del sustrato asociadas a sus eventos de formación.

La profundidad al nivel estático para el 2013 presentó valores que varían de 20 a 140 m, que de manera general se incrementan conforme se asciende topográficamente de los valles hacia las estribaciones de las sierras que los delimitan, y solo en las zonas urbanas de Irapuato y Salamanca se modifica esta tendencia por la concentración de la extracción para uso público-urbano e industrial. Los valores más profundos, de 100 a 140 m, se registran en la porción norte y noroccidental del acuífero (CONAGUA 1119, 2020).

La recarga total media anual que recibe el acuífero (R), corresponde con la suma de todos los volúmenes que ingresan al acuífero, tanto en forma de recarga natural como incidental. Para este caso, su valor es de 507.8 hm³ anuales, de los cuales 418.6 hm³ corresponden a la recarga natural y 89.2 hm³ a recarga incidental. (CONAGUA 1119, 2020)

Dentro del área que comprende al acuífero Irapuato Valle se presentan tres tipos de clima durante todo el año: 1.- El clima más común es el semicálido subhúmedo con lluvias en verano, que cubre la mayor parte de la superficie del acuífero, es el tipo menos húmedo. Presenta una temperatura media anual mayor de 18°C. 2.- El clima templado, subhúmedo de tipo menos húmedo, con una temperatura media anual entre 12° y 18°C. En ambos casos, el régimen de lluvias es en verano. 3.- El clima es de tipo semiseco-semicálido, con régimen de lluvias en verano, precipitación media anual que varía de 500 a 700 mm, y porcentaje de lluvias invernales menor de 5%. La temperatura media anual oscila entre los 18.0° y los 21.0°C, el mes más frío es enero, con temperaturas medias entre 13.0° y 16.0°C. (CONAGUA 1119, 2020).

Bajo estas condiciones hidrogeológicas y climatológicas, y procesando los datos según la metodología propuesta por (Wohletz y Sheridan, 1983), con las condiciones óptimas en una relación de 0.2 (sí aumenta la disponibilidad de agua la erupción se torna como un lodo o una piscina de ceniza, en cambio sí disminuye la disponibilidad de agua tendremos una erupción típica de un cono de escoria, si la disponibilidad de agua es poca o casi nula se presentarán lavas almohadilladas). En estas condiciones se infiere que la siguiente erupción que se generara dentro del Campo Volcánico de Valle de Santiago se comportaría como una explosión freatomagmática puesto a que el abastecimiento de agua es continuo generando un edificio como anillo de toba, cono de toba o maar.

6.9 Volumen de tefra y magma involucrado.

Para determinar el cálculo del volumen y área de los cráteres de La Sanabria (LS), San Joaquín (SJ), y San Roque (SR), se empleó el software ArcGIS específicamente ArcMap. Este se empleó para generar un mapa del área de estudio mediante polígonos que representan la superficie del complejo freatomagmático.

El modelo geométrico se estimó un volumen total de juveniles en $2.8 \times 10^7 - 1.27 \times 10^8 \text{ m}^3$; para el cráter La Sanabria, $4.23 \times 10^7 - 1.20 \times 10^8 \text{ m}^3$; para el cráter San Joaquín, $4.56 \times 10^7 - 9.98 \times 10^7 \text{ m}^3$; para el cráter San Roque, del volumen de magma involucrado multiplicando por el volumen total de los depósitos de tefra ($2.13 \times 10^8 \text{ m}^3$, $3.36 \times 10^8 \text{ m}^3$, $1.74 \times 10^8 \text{ m}^3$; respectivamente) con el componente juvenil (entre el 23-87 %vol.) y su vesicularidad (58-66 %vol.) método discutido por Blaikie et al., 2015, metodología mencionada en Houghton y Wilson (1989). Sin embargo, hay algunas modificaciones en la superficie, (por ejemplo, construcción y canteras),

probablemente reduciendo los volúmenes eruptivos totales. Por lo tanto, es una estimación mínima.

6.10 Duración de la erupción.

Para obtener un valor aproximado de la tasa de erupción, podemos hacer las siguientes suposiciones y conjeturas fundamentadas al observar las tasas de erupciones monogenéticas históricas conocidas como los maars Ukinriek en Alaska y el Cono de Escorio Parícutín en México.

Lorenz (1986) sugirió que los cráteres maar más grandes con altos volúmenes de eyección deben ser el resultado de erupciones de mayor duración (de semanas a meses). Llegó a esta conclusión principalmente a partir de las observaciones de la pequeña erupción del maar de Ukinrek en 1977 en Alaska (la única erupción histórica bien documentada del maar) donde dos pequeños mares, el este (0,3 km de diámetro, 70 m de profundidad) y el oeste del Maar (0,17 km) de diámetro, 35 m de profundidad) se formaron en tres y siete días, respectivamente, y produjeron un volumen total de depósitos de tefra de $\sim 26 \times 10^6 \text{ m}^3$ ($5,6 \times 10^6 \text{ m}^3$ de material juvenil) en casi 11 días (Kienle et al., 1980; Self et al., 1980). A partir de lo anterior, se puede calcular una tasa de erupción promedio de $\sim 6.0 \text{ m}^3/\text{s}$ (magma juvenil). Al aplicar este valor al caso del Complejo de Freatomagmático de Irapuato (volumen de magma $2.8 \times 10^7 - 1.20 \times 10^8 \text{ m}^3$ de andesita basáltica) obtenemos una duración total de la de la erupción de $\sim 55 - 245$ días, que es mucho más larga en comparación con los maars Ukinrek de corta duración.

La erupción andesítica de Parícutin (también ubicada en el MGVF) comenzó en 1943 y tomó casi 10 años durante los cuales su tasa de erupción fluctuó enormemente (Luhr y Simkin, 1993). Si consideramos la tasa de erupción diaria promedio ($0,87 \text{ m}^3/\text{s}$) estimada por Fries (1953), y la aplicamos al caso del Complejo de Volcanes Freatomagmáticos de Irapuato, se obtiene una duración de erupción de 378 a 1686 días.

Teniendo en cuenta las dimensiones del cráter y la naturaleza freatomagmática del Complejo Freatomagmático de Irapuato, se prefirió una tasa de erupción promedio de $\sim 6.0 \text{ m}^3/\text{s}$ que puede requerir un flujo constante de agua subterránea de $1.42 \times 10^8 \text{ m}^3 - 6.34 \times 10^8 \text{ m}^3$ al momento de la formación de los cráteres, considerando la proporción óptima de 0.2 propuesta por Wohletz y Sheridan (1983), que depende en gran medida de las condiciones hidrogeológicas locales. Para más información de los cálculos presentados en este párrafo se recomienda revisar el Anexo 4, Tabla 9.

En el caso del Complejo de Volcanes Freatomagmáticos de Irapuato, y basándose en la tasa de erupción de $0.87-6 \text{ m}^3/\text{s}$ de $2.8 \times 10^7-1.20 \times 10^8 \text{ m}^3$ volumen de magma calculado en la sección arriba, podremos calcular la cantidad y tasa de flujo de agua externa (en este caso agua subterránea) involucrada para provocar una interacción freatomagmática.

Wohletz and Sheridan (1983) mencionan que para tener una erupción freatomagmática la relación de agua y magma debe de ser 0.2. Cambio de esta relación de 0.3 o a 0.1, transforma la erupción a freática o magmática respectivamente (Kshirsagar et al., 2015; Kshirsagar et al., 2016).

Basado en la relación de Wohletz y Sheridan (1983) se determinó que la cantidad del agua que interactuó con el magma ascendente fue $1.42-6.34 \times 10^8 \text{ m}^3$ para que obtengamos una tasa de erupción de 54 a 244 días comparándose con el volcán Ukriek tipo anillo de toba y 377 a 1685 días comparando con el volcán Parícutín tipo cono de escoria.

6.11 Grupos de Volcanes Freatomagmáticos alrededor del mundo.

Estudios recientes sobre volcanes de pequeño tamaño como el Complejo de Conos de Escoria y Maar de Fekete-Hegy (Auer et al., 2007), Bondoró (Kereszturi et al., 2010) y Tihany (Németh et al., 2001) del Campo Volcánico Highland Bakony-Balaton al oeste de Hungría, junto con muchos otros volcanes de edades recientes como los del Campo Volcánico Eifel en Alemania (Shaw et al., 2010), el complejo de flujo de Escoria y Lava de Rangitoto del Campo Volcánico de Auckland, Nueva Zelanda (Shane et al., 2013), el cono de escoria Cerro Negro en Nicaragua (McKnight y Williams, 1997; 2012, 2013), Cono de Escoria Jorullo (Luhr y Carmichael, 1985; Hasenaka y Carmichael 1987; 2009; 2011) y Parícutín (Pioli et al. 2008; 2010; Foshag y González, 1956; Luhr y Simkin, 1993), muestran que estos tipo de volcanes poseen una arquitectura compleja como se ha pensado.

Un número cada vez mayor de investigaciones sobre estos volcanes monogenéticos, tanto como jóvenes como antiguos, demuestran que estas estructuras se construyen a través de múltiples fases de erupción (que pueden durar unas horas a días o años) se caracterizan por múltiples pulsos eruptivos (que pueden durar de segundos a minutos) que reflejan ligeros cambios en el grado de interacción agua-magma influenciado por los factores internos y externos. Por lo tanto, una fase eruptiva puede considerarse como una erupción que es alimentada continuamente a partir de una sola fuente de magma independientemente de la evolución química durante su ascenso (Manville et al., 2009).

Además de lo anterior, los factores como el volumen de los depósitos de tefra, la duración de erupción, la presencia de conductos individuales o múltiples, el cambio en la composición del magma, la formación de un solo respiradero o clúster, la presencia o ausencia de características de la superficie erosiva, la presencia o ausencia de paleosuelos, deben tenerse en cuenta antes de clasificar un volcán como describe Kereszturi y Nemeth (2015) (Figura 42).

Estas estructuras a menudo están rodeadas por un depósito de tefra de decenas de metros de espesor compuesto de clastos líticos angulares a subangulares, de tamaño variable del sustrato anfitrión y pricolastos de magma fragmentados en forma de clastos juveniles, bombas volcánicas y minerales (Zimanovski et al., 1977; Wohletz, 1983, 1986; Zimanowski et al., 1986; Zimanowski 1998; Buttner y Zimanowski, 1998; Morrissey et al., 2000). Además de los maars, la inconsistencia en el grado de interacción agua-magma debido a factores internos (composición del magma, flujo magmático, velocidad de ascenso, viscosidad, contenido volátil.) y externos (tectónica regional, topografía, configuración del sustrato, disponibilidad de agua superficial o subterránea, condiciones y tipos de acuíferos) factores que pueden producir conos de toba, anillos de toba, conos de escoria con o sin flujos de lava a pequeña escala o un complejo (Figura 42).

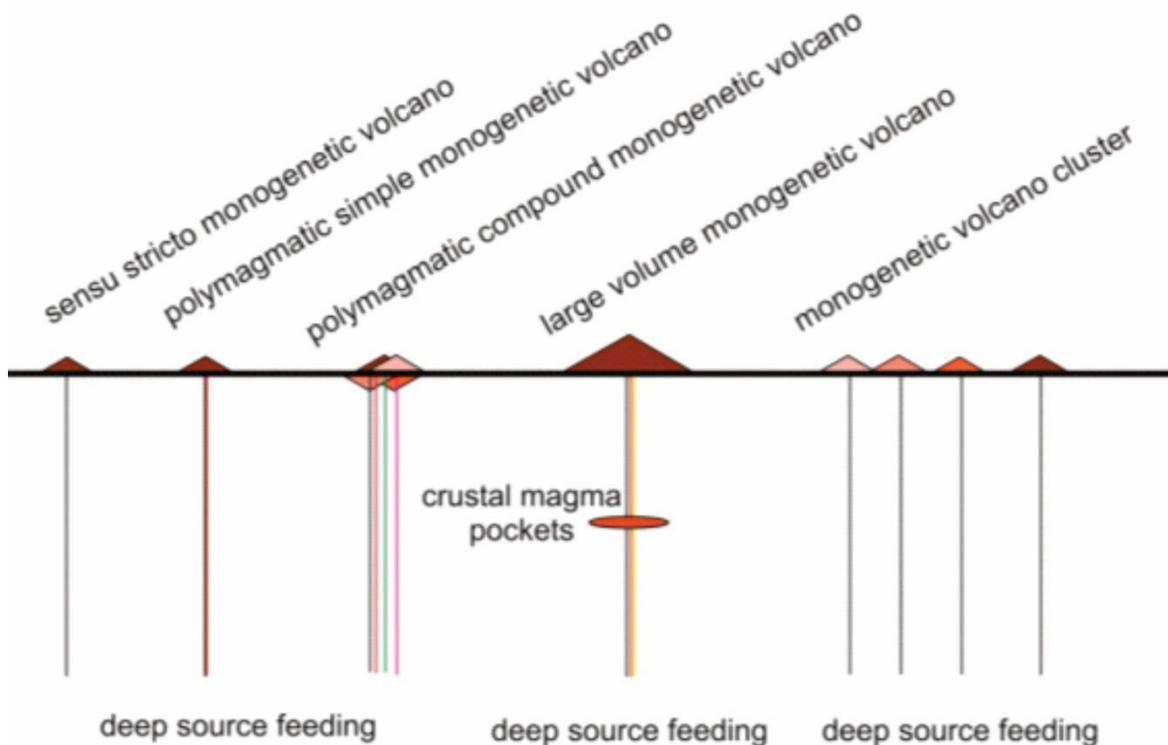


Figura 45. Diagrama esquemático de variedades de volcanes monogenéticos modificado desde Kereszturi et al., 2015.

En el caso del Complejo de Volcanes Freatomagmáticos de Irapuato, la interacción entre agua externa en forma de acuíferos superficiales probablemente albergado en rocas ignimbríticas o riolíticas(?) con magma basáltico-andesítico resultó en la formación de tres volcanes monogenéticos tipo anillo de toba.

6.12 Evolución de la Formación del Complejo Freatomagmático de Irapuato

El Complejo de Volcanes Freatomagmático de Irapuato comprendido por tres cráteres llamados San Joaquín, La Sanabria, y San Roque es un complejo de volcanes monogenéticos, tipo anillos de toba, con un estilo eruptivo freatomagmático. Dicho complejo se formó por el contacto del magma con el agua lo que provocó una fuerte explosión formando el edificio San Joaquín ~2079 m de diámetro y ~50m de profundidad, posteriormente la fuente de magma migra hacia el suroeste formando el edificio La Sanabria ~1860m de diámetro y ~40m de profundidad, y San Roque ~1844m de diámetro y ~40m de profundidad. Los volcanes monogenéticos tienden a nacer en zonas de debilidades en la corteza, como en el caso del Complejo freatomagmático situado al SE de la Ciudad de Irapuato.

Este complejo se formó a partir de una serie de pulsos eruptivos formando capas delgadas a masivas y capas estratificadas mal clasificadas. La variación en el espesor de los depósitos volcánicos del anillo de toba sugiere que la interacción agua/magma fue variable a lo largo de la erupción. Además, la alternancia entre las capas y las capas estratificadas, y la presencia de juveniles retrabajados en diferentes estratos, plantea que existió un periodo de descanso entre los pulsos, no tan largo como para generar un suelo.

Empero, estos pulsos presentaban suficiente material para generar una columna y el material solo se emplazó en las paredes de los depósitos. La presencia de líticos balísticos infiere que a medida que se depositaban, otro pulso generaba una columna piroclástica, depositando este material.

Las capas estratificadas indican un incremento de la fuerza de erupción. Estos depósitos evidencian nubes piroclásticas, con explosiones violentas de bloques balísticos, dichos bloques se encuentran embebidos en una matriz que oscila entre ceniza fina a lapilli fino a causa de las condiciones húmedas durante la erupción.

A continuación, se explican las fases de la evolución de su formación.

1.- Hoya San Joaquín: Presencia de magma ascendiendo por una debilidad en la corteza, la presencia de líticos rojos de origen riolítico e ignimbritico en las paredes de los depósitos, se interpreta que se trata del sustrato local. Sobrepuesto por unidades de basaltos, aluviones y andesitas. El magma encuentra el cuerpo de agua subterráneo y comienza la interacción entre ambos fluidos, el choque de temperatura entre ambos genera que el sustrato que alberga el acuífero se descerraje, generando una explosión violenta, con columnas eruptivas, impactos balísticos de líticos y fragmentos de magma (Figura 46).

2 - 3.- Formación del Complejo La Sanabria – San Roque: la migración de la fuente de magma hacia el suroeste genera estos edificios, se infiere que la disponibilidad de agua a disminuido, pero no lo suficiente como para cambiar el estilo eruptivo, es decir el cuerpo de agua se recarga a gran velocidad y el suministro de magma/agua es casi igual, generando otros dos edificios tipo anillo de toba. La formación se asemeja a la etapa 1.

4.- Formación del Cono de Escoria: Una disminución considerable del cuerpo de agua y tal vez la baja energía del magma, genera un pequeño cono de escoria al sur de este complejo,

con una posible capa de paleosuelo que se asemeja más a ceniza con un grado alto de alteración. Pudiera tratarse de los últimos pulsos que ha generado este complejo.

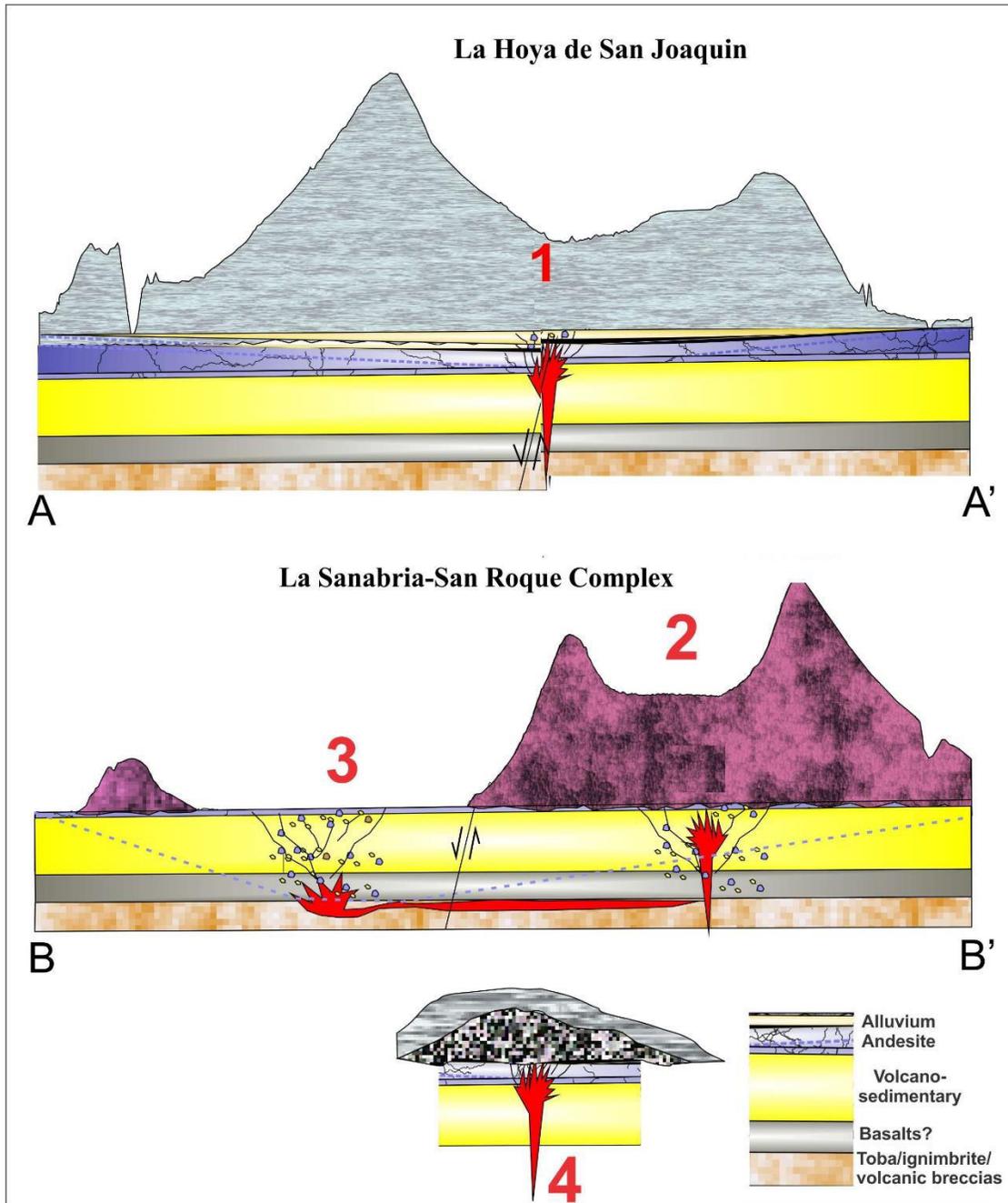


Figura 46. Sección del complejo freatomagmático de Irapuato.

Conclusiones

7.1 Conclusiones Generales

El presente trabajo de tesis comprende, desde un estudio geológico, estratigráfico, sedimentológico, geoquímico y vulcanológico, una caracterización detallada, que permitió nombrar a la zona de estudio. A continuación, se enlistan las principales conclusiones como aporte de este estudio.

- I. Los pequeños volcanes freatomagmáticos del Campo Volcánico de Valle de Santiago CVVS muestran depósitos típicos de este estilo eruptivo, los cuales, generalmente, son inexplorados en la cartografía y estratigrafía de la zona, independientemente a la escala del mapeo.
- II. El Complejo Freatomagmático de Irapuato está comprendido por tres cráteres llamados San Joaquín, La Sanabria, y San Roque. Se trata de un complejo de volcanes monogenéticos, tipo anillos de toba, con un estilo eruptivo freatomagmático. El contacto del magma con el agua provoco una fuerte explosión formando el edificio San Joaquín ~2079 m de diámetro y ~50m de profundidad, posteriormente la fuente de magma migra hacia el suroeste formando el edificio La Sanabria ~1860m de diámetro y ~40m de profundidad, y San Roque ~1844m de diámetro y ~40m de profundidad.
- III. Cráter San Joaquín: se identifica como un edificio monogenético tipo anillo de toba casi circular, puesto a que cumple con la mayoría de las características de este; muestra un bajo perfil topográfico y un pequeño volumen, desde la base del edificio volcánico hasta el suelo del cráter que está por encima de la superficie no eruptiva.
- IV. Cráter La Sanabria: se identifica como un edificio monogenético anillo de toba de forma asimétrica, representa un respiradero cerrado casi circular. Estos depósitos se distinguen fácilmente en comparación con los depósitos San Joaquín (SJ) debido a su alto contenido de líticos rojos (riolita, brecha volcánica, e ignimbrita) y clastos o sedimentos de color blanco, componentes que se cree pertenecen al sustrato.
- V. Cráter San Roque: se identifica como un edificio monogenético tipo anillo de toba de forma asimétrica, representa una horquilla en forma de herradura que se abre hacia el oeste. Morfológicamente San Roque (SR) parece estar superpuesto al respiradero de La

Sanabria (LS) y ha adquirido su forma gracias a las condiciones pre – eruptivas o asociado a la actividad eruptiva a lo largo de una fisura.

- VI. Cono de Escoria: es el último paquete de tefra del clúster de Irapuato y se compone de tres facies. Las facies probablemente son el resultado de una erupción de magma similar a una fuente seca a través de una fisura sin ninguna interacción con agua poco profunda o superficiales. Probablemente sea el resultado de un transporte rápido y cercano a un respiradero de un flujo tipo oleada de alta concentración que carece de un proceso de tracción. Un ligero aumento en el contenido de líticos indica advenimiento de la interacción del magma-agua durante este pulso de la fase eruptiva.
- VII. Este complejo se formó a partir de una serie de pulsos eruptivos formando capas delgadas a masivas y capas estratificadas mal clasificadas. La variación en el espesor de los depósitos volcánicos del anillo de toba sugiere que la interacción agua/magma fue variable a lo largo de la erupción. Además, la alternancia entre las capas estratificadas, y la presencia de juveniles re TRABAJADOS en diferentes estratos, plantea que existió un periodo de descanso entre los pulsos, no tan largo como para generar un suelo. Entonces, estos pulsos presentaban suficiente material para generar una columna piroclástica y el material solo se emplazó en las paredes de los depósitos. La presencia de líticos balísticos infiere que a medida que se depositaban, otro pulso generaba una columna piroclástica, depositando así el material.
- VIII. Los estudios petrográficos de las secciones delgadas muestran que los fragmentos juveniles en los depósitos de tefra: son hipocristalinos con presencia de vesículas (30-40% vol.) con presencia de fenocristales de plagioclasa incrustados en una matriz de grano fino (casi cristalino) rica en plagioclasa. Los líticos vesiculares de color gris contienen micro fenocristales de plagioclasas embebidos en una matriz de grano fino. Por el contrario, los líticos no vesiculares muestran cristales tabulares de plagioclasa y piroxenos dentro de una matriz de grano muy fino.
- IX. Los diagramas de TAS (Total Alcalis-Silica, por sus siglas en inglés) son útiles para definir el tipo de roca volcánica, usando su contenido en SiO_2 y álcalis $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (LeBas et al., 1986). Los productos del Complejo de Volcanes Freatomagmático de Irapuato muestran que los fragmentos juveniles de San Roque y La Sanabria son basaltos ($\text{SiO}_2 = 52.50$ %peso; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5.60$ %peso) y traqui-basálticos ($\text{SiO}_2 = 51.10$ %peso; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$

= 5.62 %peso.), mientras que los fragmentos de escoria de la capa SU en Q6 ($\text{SiO}_2 = 50.57$ %peso; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4.34$ %peso) y Q3 son traqueo-andesita basáltica en composición (Figura 37). La lava proveniente de Cerro Panales es de origen basáltico ($\text{SiO}_2 = 53.07$ %peso; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6.01$ %peso), y el lítico proveniente de la cantera Q2 de origen andesítico ($\text{SiO}_2 = 58.33$ %peso; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5.17$ %peso). Mientras que los fragmentos de la unidad SU son en composición traquiandesitas a basaltos, el magma que ha generado el depósito de tefra de La Sanabria y SU es alcalino, que en los gráficos de bi-variantes de K_2O vs SiO_2 puede ser identificado como una variedad calcoalcalina con alta composición de -K. Por el contrario, los fragmentos juveniles provenientes del anillo de toba San Roque son subalcalinos situados en los límites de calcoalcalino y calcoalcalino con alto contenido en K.

- X. Por el contrario, los fragmentos juveniles provenientes del anillo de toba San Roque son subalcalinos situados en los límites de calcoalcalino y calcoalcalino con alto contenido en K.
- XI. El diagrama ternario de AFM (Alkali-FeO-MgO) de Irvine y Baragar, 1971., apoya esta tendencia donde los juveniles se encuentran dentro de la serie calcoalcalina y entre los límites de las dos variedades. El diagrama de discriminación tectónica Hf-Th-Ta clasifica a los fragmentos juveniles de San Roque y La Sanabria como E-MORB.
- XII. Se estimo el volumen total de juveniles en 2.8×10^7 - 1.27×10^8 m³; para el cráter La Sanabria, 4.23×10^7 - 1.20×10^8 m³; para el cráter San Joaquín, 4.56×10^7 - 9.98×10^7 m³; para el cráter San Roque, multiplicando por el volumen total de los depósitos de tefra (2.13×10^8 m³, 3.36×10^8 m³, 1.74×10^8 m³; respectivamente) con el componente juvenil (entre el 23-87 %vol.) y su vesicularidad (58-66 %vol.) método discutido por Blaikie et al., 2015.
- XIII. Se puede calcular una tasa de erupción promedio de ~ 6.0 m³/s (magma juvenil). Al aplicar este valor al caso del Complejo de Freatomagmático de Irapuato (volumen de magma 2.8×10^7 - 1.20×10^8 m³ de andesita basáltica) obtenemos una duración total de la de la erupción de ~ 55 -245 días, que es mucho más larga en comparación con los maars Ukienrek de corta duración.
- XIV. Si consideramos la tasa de erupción diaria promedio del Paricutin (0.87 m³/s) estimada por Fries (1953), y la aplicamos al caso del Complejo de Volcanes Freatomagmático de Irapuato, se obtiene una duración de erupción de 378 a 1686 días.

- XV. Por las dimensiones del cráter y la naturaleza freatomagmático del Complejo de Volcanes Freatomagmáticos de Irapuato, se prefirió una tasa de erupción promedio de $\sim 6.0 \text{ m}^3/\text{s}$ que puede requerir un flujo constante de agua subterránea de $1.42 \times 10^8 \text{ m}^3 - 6.34 \times 10^8 \text{ m}^3$ al momento de la formación de los cráteres.
- XVI. La profundidad al nivel estático para el 2013 presentó valores que varían de 20 a 140 m, que de manera general se incrementan conforme se asciende topográficamente de los valles hacia las estribaciones de las sierras que los delimitan, y solo en las zonas urbanas de Irapuato y Salamanca se modifica esta tendencia por la concentración de la extracción para uso público-urbano e industrial. Los valores más profundos, de 100 a 140 m, se registran en la porción norte y noroccidental del acuífero
- XVII. La recarga total media anual que recibe el acuífero Irapuato-Valle, corresponde con la suma de todos los volúmenes que ingresan al acuífero, tanto en forma de recarga natural como incidental. Para este caso, su valor es de 507.8 hm^3 anuales, de los cuales 418.6 hm^3 corresponden a la recarga natural y 89.2 hm^3 a recarga incidental
- XVIII. En estas condiciones se infiere, que la siguiente erupción que se genere dentro del Campo Volcánico de Valle de Santiago se comporte como una explosión freatomagmática puesto a que le abastecimiento de agua es continuo generando un edificio como anillo de toba, cono de toba o maar.
- XIX. Por las condiciones morfológicas y la erosión natural y siguiendo la metodología propuesta por Ross et al., (2011), se estima que la edad del Complejo de Volcanes Freatomagmáticos oscila entre los $\sim 40-70\text{k}$ años.

Referencias

- Ablay, G.J., Ernst, G.G.J., Marti, J., Sparks, R.S.J.**, 1995. The similar 2 ka subplinian eruption of Montana-Blanca, Tenerife. *Bulletin of Volcanology* 57, 337–355.
- Aguirre-Díaz, G. J., Ferrari, L., Nelson, S.A., Carrasco-Núñez, G., López-Martínez, M., Urrutia-Fucugauchi, J.**, 1998. El Cinturón Volcánico Mexicano: Un proyecto multidisciplinario., GEOS, Unión Geofísica Mexicana, A.C., 131-134.
- Aguirre-Díaz, G. J., del Carmen Frey-Viera, M., Nieto-Obregón, J.**, 2006. The Valle de Bravo Volcanic Field: Geology and geomorphometric parameters of a Quaternary monogenetic field at the front of the Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 402, 139-154.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., Reyes-Zaragoza, M. A., Orozco-Esquivel, M. T., Ojeda-García, Á. C., y Vassallo, L. F.**, 2001. Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de Allende-Querétaro, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18(2), 129-148.
- Aranda-Gómez, J. J., Carrasco-Núñez, G.**, 2014. The Valle de Santiago maars, México: the record of water-magma fluctuations during the formation of a basaltic maar (La Alberca) and active post-desiccation subsidence at the bottom of a maar lake (Rincon de Parangueo). 5Th International Maar Conference, Intra-Conference Field-Trip. IAVCEI.
- Aranda-Gómez, J. J., Levresse, G., Pacheco-Martínez, J., Ramos-Leal, J. A., Carrasco-Núñez, G., Chacón-Baca, E., González-Naranjo, G., Chávez-Cabello, G., Vega-González, M., Origel, G., Noyola-Medrano, C.**, 2013. Active sinking at the bottom of the Rincón de Parangueo Maar (Guanajuato, México) and its probable relation with subsidence faults at Salamanca and Celaya. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 65 (1), 169-188.
- Arrighi, S., Principe, C., Rosi, M.**, 2001. Violent Strombolian and subplinian eruptions at Vesuvius during post-1631 activity. *Bulletin of Volcanology* 63, 126–150.
- Auer, A., Martin, U., y Németh, K.**, 2007. The Fekete-hegy (Balaton Highland Hungary) “soft-substrate” and “hard-substrate” maar volcanoes in an aligned volcanic complex—Implications for vent geometry, subsurface stratigraphy and the palaeoenvironmental setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159(1-3), 225-245.
- Bathia, M. y Crook, K.**, 1983. Plate Tectonics of Geochemical Composition of Sandstone. *Journal of Geology*, Volumen 91, pp. 611-627.
- Blaikie, T. N., van Otterloo, J., Ailleres, L., Betts, P. G., y Cas, R. A. F.**, 2015. The erupted volumes of tephra from maar volcanoes and estimates of their VEI magnitude: examples from the late Cenozoic Newer Volcanics Province, south-eastern Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 301, 81-89.
- Blatter, D. L., Hammersley, L.**, 2010. Impact of the Orozco fracture zone on the central Mexican Volcanic Belt. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 197, 67-84.
- Bloomfidd, K.**, 1975. A late Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico. *Geol. Rundsch.* 64, 467-97.

- Bonadonna, C., Phillips, J.C., Houghton, B. F.**, 2005. Modeling tephra sedimentation from a Ruapehu weak plume eruption. *Journal of Geophysical Research* 110, B08209. doi:10.1029/2004JB003515.
- Brenna, M., Cronin, S. J., Smith, I. E. M., Sohn, Y. K. y Németh, K.**, 2010. Mechanisms driving polymagmatic activity at a monogenetic volcano, Udo, Jeju Island, South Korea. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160, 931–950.
- Brown, R. J. y Andrews, G. D.**, 2015. Deposits of Pyroclastic Density Currents. In: *The Encyclopedia of Volcanoes*. Amsterdam: Academic Press, pp. 631-647.
- Bursik, M. I., y Gillespie, A. R.**, 1993. Late Pleistocene glaciation of Mono Basin, California. *Quaternary Research*, 39(1), 24-35.
- Bursik, M.**, 1993. Subplinian eruption mechanisms inferred from volatile and clast dispersal data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 57(1-2), 57-70.
- Campos-Domínguez, A. J., Kshirsagar, P., Puy y Alquiza, M. D. J., y Miranda-Aviles, R.**, 2020, May. Magma fragmentation and timing of water-magma interaction of La Joya de Yuriria maar volcano and La Sanabria-San Roque tuff ring complex, Mexico. In EGU General Assembly Conference Abstracts (p. 20546).
- Cano-Cruz. M., Carrasco-Núñez, G.**, 2008. Evolución de un cráter de explosión (maar) riolítico: Hoya de Estrada, campo volcánico Valle de Santiago, Guanajuato, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 25(3), 549-564.
- Carmichael, I. S. E., Frey, H. M., Lange, R. A., Hall, C. M.**, 2006. The Pleistocene cinder cones surrounding Volcán Colima, Mexico re-visited: eruption ages and volumes, oxidation states, and sulfur content. *Bull. Volcanol.* 68, 407-419.
- Carrasco-Núñez, G., y Ban, M.**, 1994. Geologic map and structure sections of the Citlaltépetl volcano summit area, Mexico, with summary of the geology of the Citlaltépetl volcano summit area. UNAM, Instituto de Geología.
- Carreón-Freyre D. C., Cerca M., Luna-González L. and Gámez-González F. J.**, 2005 Influencia de la estratigrafía y estructura geológica en el flujo de agua subterránea del Valle de Querétaro: *Revista Mexicana de Ciencias y Geológicas*, Vol. 22, Núm. 1, pp. 1-18.
- Cas, R. A. F., Wright, J. V.**, 1988. *Volcanic successions: Modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions (2nd eds.)*, Allen y Unwin, London, 528 pp.
- Cas, R.A.F. y Wright, J.V.**, 1987. *Volcanic successions. Modern and ancient*. Ed. Allen y Unwin, 528 p.
- Cioni, R., Suplizio, R., Garruccio, N.**, 2003. Variability of the eruption dynamics during a subplinian event: the Greenish Pumice eruption of Somma–Vesuvius (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 124, 89–114.
- Coltelli, M., Del Carlo, P., Pompilio, M., Vezzoli, L.**, 2005. Explosive eruption of a picrite: the 3930 BP subplinian eruption of Etna volcano (Italy). *Geophysical Research Letters* 32, L23307. doi:10.1029/2005GL024271.

- CONAGUA 119.**, 2020. Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Irapuato-Valle (119), Estado de Guanajuato. Subdirección General Técnica. Gerencia de Aguas Subterráneas. Comisión Nacional del Agua. México. https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/guanajuato/DR_1119.pdf.
- Connor, C. B.**, 1987. Structure of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 33, 191-200.
- Connor, C. B.**, 1990. Cinder cone clustering in the TransMexican Volcanic Belt: Implications for Structural and Petrologic Models. *J. Geophys. Res.* 95, B12, 19, 395-19,405.
- Connor, C. B., Conway, F. M.**, 2000. Basaltic Volcanic Fields. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, San Diego, CA, 331-343.
- Crowe, B. M., y Fisher, R. V.**, 1973. Sedimentary structures in base-surge deposits with special reference to cross-bedding, Ubehebe Craters, Death Valley, California. *Geological Society of America Bulletin*, 84(2), 663-682.
- Demant, A.**, 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, 2, 172-187.
- D'oriano, C., Bertagnini, A., Cioni, R., y Pompilio, M.**, 2014. Identifying recycled ash in basaltic eruptions. *Scientific reports*, 4(1), 1-8.
- Edney, W.**, 1984. The geology of the Tower Hill volcanic centre, western Victoria. Unpubl. M.Sc. thesis, Monash University.
- Ewart, A.**, 1982. Petrogenesis of the Tertiary Anorogenic Volcanic Series of Southern Queensland, Australia, in the Light of Trace Element Geochemistry and O, Sr and Pb Isotopes. *Journal of Petrology*, 23(3), pp. 344-382.
- Ferrari, L.**, 2000, Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, tomo LIII, 84-92.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M.**, 2012. The dynamic history of the TransMexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522, 122-149.
- Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, M. T., Petrone, C. M., Jacobo-Albarrán, J. y López-Martínez, M.**, 2005a. Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: The Eastern Alkaline Province revisited. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 146, 284-306.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M. y Bryan, S.**, 2005b. Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 57, 343-378.
- Fisher, R. y Schmincke, H.**, 1984. *Pyroclastic rocks*. Berlín: Springer-Verlag
- Folch, A., Felpeto, A.**, 2005. A coupled model for dispersal of tephra during sustained explosive eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 145, 337-349.

- Folk, R. L.**, 1974. Petrology of Sedimentary Rocks. In: Univ. Texas, Geol. 370 K, 383 L, 383 M. (Eds.), Hemphill Publishing Company, 154 pp.
- Folk, R. L., Ward, W. C.**, 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *J. Sediment. Petrol.* 27, 3-26.
- FOSEG.**, 2001. Atlas de Riesgos del Estado de Guanajuato. Coordinación Estatal de Protección Civil. Fondo de Seguridad. -Secretaría de Gobierno, Edo. De Guanajuato, México. pp. 145.
- Foshag, W. F., y González-Reyna, J. R.**, 1956. Birth and development of Parícutin volcano, Mexico. *US Geol. Surv. Bull. D*, 965, 355-489.
- Francis, P. W., Oppenheimer, C.**, 2004. *Volcanoes*. Oxford University Press, New York, 392 pp.
- Francis, P.**, 1993. *Volcanoes, a planetary perspective*. Oxford University Press, New York. 443 pp.
- Frey, H. M., Lange, R. A., Hall, C. M., Delgado-Granados, H.**, 2004. Magma eruption rates constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology and GIS for the Ceboruco–San Pedro volcanic field, western Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 116, 259-276.
- Fries, C.**, 1953. Volumes and weights of pyroclastic material, lava, and water erupted by Parícutin volcano, Michoacán, México. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union* 34, 603-616.
- Gadow, H. F.**, 1930. Jorullo: the history of the volcano of Jorullo and the reclamation of the devastated district by animals and plants. Cambridge Univ. Press. London, p.101.
- García-Palomo, A., Macías, J. L., Tolson, G., Valdez, G., Mora, J. C.**, 2002. Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofis. Int.* 41, 133-150.
- García-Tovar, G. P., Martínez-Serrano, R. G., Solé, J., Correa-Tello, J. C., Núñez-Castillo, E. Y., Guillou, H., Monroy-Rodríguez, E.**, 2015. Geología, geocronología y geoquímica del vulcanismo Plio-Cuaternario del Campo Volcánico Apan-Tecocomulco, Faja Volcánica Trans-Mexicana. *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 32, 100-122.
- Garduño-Monroy, V. H., Pérez -López, R., Israde-Alcántara, I., Rodríguez-Pascua, M. A., Szykaruk, E., Hernández-Madrigal, V. M., ... y García-Estrada, G.**, 2009. Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central México. *Geofísica internacional*, 48(3), 319-335.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, Ma. T., Ferrari, L.**, 2005. Petrogénesis ígnea de la faja volcánica transmexicana. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 57, 227-283.
- Gómez-Vasconcelos, Martha.**, 2018. El volcán Parícutín en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato: una revisión. 15-30.
- Guilbaud, M. N., Siebe, C., Agustín-Flores, J.**, 2009. Eruptive style of the young high-Mg basaltic-andesite Pelagatos scoria cone, southeast of México City. *Bull. Volcanol.* 71, 859-880.

- Guilbaud, M. N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S.,** 2012. Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro-Puruarán area (Michoacán, México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions. *Bull. Volcanol.* 74, 1187-1211.
- Hasenaka, T., Ban, M., Delgado-Granados, H.,** 1994. Constrasting volcanism in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, central Mexico: Shield volcanoes vs. cinder cones. *Geofísica Internacional* 33(1), 125-138.
- Hasenaka, T., Carmichael, I. S. E.,** 1985. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 25, 105-124.
- Heiken, G., y Wohletz, K.,** 1985. *Volcanic ash.* University Presses of California, Chicago, Harvard y MIT.
- Hernández-Jiménez., A.,** 2019. El volcán las cabras, cuenca de Zacapu, Michoacán, México: edad, historia eruptiva y composición química; Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Universidad Nacional Autónoma de México.
- Hill, B.E., Connor, C.B., Jarzempa, M.S., La Femina, P.C., Navarro, M., Strauch, W.,** 1998. 1995 eruptions of Cerro Negro volcano, Nicaragua, and risk assessment for future eruptions. *Geological Society of America Bulletin* 110, 1231–1241.
- Houghton, B. y Carey, R. J.,** 2015. Pyroclastic Fall Deposits. En: *Encyclopedia of Volcanoes.* Amsterdam: Academic Press, pp. 600-613.
- Houghton, B. y Wilson, C.,** 1989. A vesicularity index for pyroclastic deposits:. *Bulletin of Volcanology*, pp. 451-462.
- Houghton, B., Carey, R. y Rosenberg, M.,** 2014. The 1800a Taupo eruption: “Ill wind” blows the ultraplinian type event down to Plinian. *Geology: The Geological Society of America*, pp. 459-461.
- Houghton, B., Wilson, C. y Pyle, D.,** 1999. Pyroclastic Fall Deposits. En: *Encyclopedia of Volcanoes.* San Diego: Academic Press, pp. 555-570.
- Ingram, R. L.,** 1954. Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 65(9), 937-938.
- Inman, D. L.,** 1952. Measures for describing the size distribution of sediments. *J. Sedimentol. Res.* 22.
- Irvine, T. N., y Baragar, W. R. A.,** 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548.
- Israde-Alcántara, I. y V. H. Garduño-Monroy.,** 1999. Lacustrine record in a volcanic intra-arc setting. The evolution of the Late Neogene Cuitzeo basin systeme (Central wester Michoacán, México). *Palaecogeography, Palaoclimatology, Palaecology* 15, 1-3, 209-227.
- Johnson, C. A., Harrison, C. G. A.,** 1989. Tectonics and volcanism in central Mexico: a Landsat thematic mapper perspective. *Remote Sens. Environ.* 28, 273-286.

- Johnson, C. A., Harrison, C. G. A.**, 1990. Neotectonics in central Mexico. *Phys. Earth Planet. Int.* 64, 187-210.
- Kereszturi, G., Csillag, G., Németh, K., Sebe, K., Balogh, K., y Jáger, V.**, 2010. Volcanic architecture, eruption mechanism and landform evolution of a Plio/Pleistocene intracontinental basaltic polycyclic monogenetic volcano from the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field, Hungary. *Central European Journal of Geosciences*, 2(3), 362-384.
- Kereszturi, G., Németh, K., Nemeth, K., Németh, K., Nemeth, K., Németh, K., Nemeth, K.**, 2013. Monogenetic basaltic volcanoes: genetic classification, growth, geomorphology and degradation. *Updat. Volcanol. - New Adv. Underst. Volcan. Syst.* 3–88. <https://doi.org/10.5772/51387>.
- Kienle, J., Kyle, P. R., Self, S., Motyka, R. J., y Lorenz, V.**, 1980. Ukinrek Maars, Alaska, I. April 1977 eruption sequence, petrology and tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7(1-2), 11-37.
- Kshirsagar, P., Campos-Domínguez, A. J., y Hernández, N. M. A.**, 2019, Jan. Vesicularity index of juvenile clasts from La Joya maar crater, Yuriria (MGVF): indications of magma fragmentation and timing of water-magma interaction. In *Geophysical Research Abstracts* (Vol. 21).
- Kshirsagar, P., Siebe, C., Guilbaud, M. N., Salinas, S., Layer, P. W.**, 2015. Late Pleistocene Alberca de Guadalupe maar volcano (Zacapu basin, Michoacán): Stratigraphy, tectonic setting, and paleo-hydrogeological environment. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 304, 214-236.
- Kshirsagar, P., Siebe, C., Guilbaud, M-N., Salinas, S.**, 2016. Geological and environmental controls on the change of eruptive style (phreatomagmatic to Strombolian-effusive) of Late Pleistocene El Caracol tuff cone and its comparison with adjacent volcanoes around the Zacapu basin (Michoacán, México). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 318, 114–133.
- Lara-González, G. y Dávila-Harris, P.**, 2019. Estratigrafía y sedimentología de un evento volcánico del mioceno emplazado en aguas someras: Secuencia Volcanoclástica Granadas, Villa García, Zacatecas. Ciudad de México, Convención Geológica Nacional 2019; Sociedad Geológica Mexicana.
- Larrea, P., Salinas, S., Widom, E., Siebe, C., y Abbitt, R. J.**, 2017. Compositional and volumetric development of a monogenetic lava flow field: The historical case of Parícutin (Michoacán, México). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 348, 36-48.
- Le Corvec, N., Menand, T. y Lindsay, J.**, 2013a. Interaction of ascending magma with pre-existing crustal fractures in monogenetic basaltic volcanism: An experimental approach. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118, 968– 984.
- Le Corvec, N., Spörli, K. B., Rowland, J. y Lindsay, J.**, 2013b. Spatial distribution and alignments of volcanic centers: Clues to the formation of monogenetic Volcanic fields. *Earth-Science Reviews* 124, 96–114.

- Le Pennec, J. L., Ruiz, G. A., Ramón, P., Palacios, E., Mothes, P., y Yepes, H.**, 2012. Impact of tephra falls on Andean communities: The influences of eruption size and weather conditions during the 1999–2001 activity of Tungurahua volcano, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 217, 91-103.
- LeBas, M., LeMaitre, W., Streckeisen, A. y Zanettin, B.**, 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), pp. 745-750.
- Lewis-Kenedi, C. B., Lange, R. A., Hall, C. M., Delgado-Granados, H.**, 2005. The eruptive history of the Tequila volcanic field, western México: ages, volumes, and relative proportions of lava types. *Bull. Volcanol.* 67, 391-414.
- Lorenz, V.**, 1986. On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. *Bulletin of volcanology*, 48(5), 265-274.
- Losantos, E., Cebria, J. M., Moran-Zenteno, D. J., Martin, B.M., López-Ruiz, J-, Solís-Pichardo, G.**, 2017. Petrogenesis of the alkaline and calc-alkaline monogenetic volcanism in the northern sector of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field (Central Mexico). *Lithos.* 288-289, 298-310.
- Luhr, J. F. y Carmichael, I. S. E.**, 1981. The Colima volcanic complex, Mexico: Part II. Late-Quaternary cinder cones. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 76, 127–147.
- Luhr, J. F., Simkin, T.**, 1993. Parícutin: the Volcano Born in a Cornfield. *Geoscience Press*, Phoenix, pp. 427.
- MacKenzie, W. S., Adams, A. E.**, 1996. Atlas en color de rocas y minerales en lámina delgada. Masson.
- Mannen, K., y Ito, T.**, 2007. Formation of scoria cone during explosive eruption at Izu-Oshima volcano, Japan. *Geophysical Research Letters*, 34(18).
- Manville, V., Németh, K., y Kano, K.**, 2009. Source to sink: a review of three decades of progress in the understanding of volcanoclastic processes, deposits, and hazards. *Sedimentary Geology*, 220(3-4), 136-161.
- Márquez, A., Verma, S. P., Anguita, F., Oyarzun, R., Brandle, J. L.**, 1999. Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the Central Trans-Mexican Volcanic Belt. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 93, 125-150.
- Martínez M. P., García M. M. and Arellano G. J. C.**, 2005. Distribución de metales y iones mayores en la subcuenca del río turbio, Guanajuato. Consideraciones genéticas. *Memorias AGM V Congreso de Aguas Subterráneas Hermosillo, Son.* Servicio Geológico Mexicano. 1 pp.
- Martínez-Reyes, J., Nieto-Samaniego, A. F.**, 1990. Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México. *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 9, 33-50.
- McBirney, A., Taylor, H., and Armstrong, R.**, 1987, Parícutín re-examined: A classic example of crustal assimilation in calc-alkaline magma: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 95, p. 4–20, doi: 10.1007/BF00518026.

- McGetchin, T. R., Settle, M., Chouet, B. A.**, 1974. Cinder cone growth modeled after northeast crater, Mount Etna, Sicily. *J. Geophys. Res.* 79, 3257-3272.
- McKee, E. D., y Weir, G. W.**, 1953. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 64(4), 381-390.
- McKnight, S. B., y Williams, S. N.**, 1997. Old cinder cone or young composite volcano?: The nature of Cerro Negro, Nicaragua. *Geology*, 25(4), 339-342.
- Mooser, F.**, 1972, The Mexican Volcanic Belt; structure and tectonics: *Geofísica Internacional*, 12, 55-70.
- Mora-Alvarez, G., Cabellero-Miranda, C., Urrutia-Fucugauchi, J., and Uchiumi, S.**, 1991, Southward migration of volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, basin of Mexico a preliminary K-Ar dating and palaeomagnetic study: *Geofísica Internacional*, v. 30, p. 61–70.
- Murphy, G. P.**, 1986. The chronology, pyroclastic stratigraphy, and petrology of the Valle de Santiago maar field, central Mexico. Berkeley, CA, U. S.A., University of California. Master's thesis.
- Nakamura, K.**, 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation-principle and proposal. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2, 1-16.
- Navarro, E., Daesslé, L. W., Camacho-Ibar, V. F., Ortiz-Hernández, M. C., y Gutiérrez-Galindo, E. A.**, 2006. La geoquímica de Fe, Ti y Al como indicadora de la sedimentación volcánoclastica en la laguna costera de San Quintín, Baja California, México. *Ciencias marinas*, 32(2), 205-217.
- Negendak, J. F., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H., Werle, D.**, 1985. Geological and geochemical investigations on the eastern trans mexican volcanic belt. *Geofís. Int., Spec.* 24, 477-575.
- Németh, K., Martin, U., y Harangi, S.**, 2001. Miocene phreatomagmatic volcanism at Tihany (Pannonian Basin, Hungary). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 111(1-4), 111-135.
- Nixon, G. T., Demant, A., Armstrong, R. L., Harakal, J. E.**, 1987. K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofís. Int.*, 26, 109-158.
- Nixon, G.T.**, 1982, The relationship between Quaternary volcanism in central México and seismicity and structure of subducted ocean lithosphere: *Geological Society of American Bulletin*, 93, 514-523.
- Ortega-Guiterrez, F., Gómez-Tuena, A., Elias-Herrera, M., Solari, L. A., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C.**, 2014. Petrology and geochemistry of the Valle de Santiago lower-crust xenoliths: young tectonothermal processes beneath the central Trans-Mexican volcanic belt. *Lithosphere*. 6(5), 335-360.
- Ortega-Gutiérrez, F., Gómez-Tuena, A., Elías-Herrera, M., Solari, L. A., Reyes-Salas, M., y Macías-Romo, C.**, 2014. Petrology and geochemistry of the Valle de Santiago lower-crust

xenoliths: Young tectonothermal processes beneath the central Trans-Mexican volcanic belt. *Lithosphere*, 6(5), 335-360.

- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldan-Quintana J., Aranda-Gómez, J.J., Moran-Zenteno, D., Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F.**, 1992, Carta Geológica de la República Mexicana, 5a edición, escala 1:2 000 000: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, y Secretaria de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa con texto explicativo, 74 p.
- Osete, M. L., V. C. Ruiz-Martinez, C. Caballero, C. Galindo, J. Urrutia-Fucugauchi and D. H. Tarling.**, 1999. Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, Mexico: Palaeomagnetic and radiometric evidence. *Tectonophysics* 318 (1-4), 201-215.
- Ownby, S. E., Lange, R. A., Hall, C.**, 2008. The eruptive history of the Mascota volcanic field, western México: age and volume constraints on the origin of andesite among a diverse suite of lamprophyric and calc-alkaline lavas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 177, 1077-1091.
- Pardo, M., Suarez, G.**, 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *J. Geophys. Res.* 100, 12357-12373.
- Parfitt, E.A.**, 2004. A discussion of the mechanisms of explosive basaltic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 134, 77–107.
- Pasquaré G., Ferrari L., Garduño V. H., Tebaldi A. and Vezzoli L.**, 1991. Mapeo Geológico del Sector Central del Cinturón Volcánico Transmexicano, en los estados de Guanajuato, Michoacán, México. Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Milano Italia.
- Pearce, J. A.**, 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. Trace element Geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Edited by DA Wyman. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12, 79-113.
- Pérez-Torrado, F. J., y Fernández-Turiel, J. L.**, 2015. Peligros asociados a los depósitos piroclásticos.
- Petronille, M., Goguitchaichvili, A., Henry, B., Alva-Valdivia, L. M., Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Calvo-Rathert, M.**, 2005. Paleomagnetism of Ar-Ar dated lava flows from the Ceboruco-San Pedro volcanic field (western México): Evidence for the Matuyama-Brunhes transition precursor and a fully reversed geomagnetic event in the Brunhes chron. *J. Geophys. Res. Sol. Earth* (1978–2012), 110, (B8).
- Pioli, L., Erlund, E., Johnson, E., Cashman, K., Wallace, P., Rosi, M., Delgado, H.**, 2008, Explosive dynamics of violent Strombolian eruptions: the eruption of Parícutin Volcano 1943–1952 (Mexico). *Earth Planet. Sci. Lett.* 271, 359-368.
- Quintero-Legorreta, O., R. Mota-Palomino and M. Suter.**, 1988. Esfuerzos y deformación contemporáneos en la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana; Y. Geometría, Distribución y Sismicidad de las fallas activas. *Geos*, Num, extraordinario, época II, Resúmenes de la UGM.

- Rodriguez-Gonzalez, A., Fernandez-Turiel, J.L.**, 2015. Las geoformas volcánicas y su modelado morfométrico con Sistemas de Información Geográfica (SIG). Enseñanza de las Ciencias de la Tierra. 23. 40.
- Rodríguez-Schroeder A.**, 2010. Análisis de la formación del fallamiento por subsidencia en la zona de Irapuato Gto., Master Thesis, Earth Sciences Postgraduate Program, UNAM, México, 84 pp.
- Ross, P.-S., Delpit, S., Haller, M.J., Németh, K. et Corbella, H.**, 2011 Influence of the substrate on maar-diatreme volcanoes – an example of a mixed setting from the Pali Aike volcanic field, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 201, p. 253-271
- Rowland, S. K., Jurado-Chichay, Z., Ernst, G., Walker, G. P. L.**, 2009. Pyroclastic deposits and lava flows from the 1759–1774 eruption of El Jorullo, México: Aspects of “violent Strombolian” Activity and comparison with Parícutin. In: Thordarson, T., Self S., Larsen G., Rowland S.K., Hoskuldsson, A. (Eds.), *Studies in Volcanology: The legacy of George Walker: Geol. Soc. London Spec. Publ. 2*, 105-128.
- Scandone, R.**, 1979. Effusion rate and energy balance of Parícutin eruption (1943–1952), Michoacán, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6(1-2), 49-59.
- Self, S., Kienle, J., y Huot, J. P.**, 1980. Ukinrek Maars, Alaska, II. Deposits and formation of the 1977 craters. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7(1-2), 39-65.
- Shane, P., Gehrels, M., Zawalna-Geer, A., Augustinus, P., Lindsay, J., y Chaillou, I.**, 2013. Longevity of a small shield volcano revealed by crypto-tephra studies (Rangitoto volcano, New Zealand): change in eruptive behavior of a basaltic field. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 257, 174-183.
- Shaw, C. S., Woodland, A. B., Hopp, J., y Trenholm, N. D.**, 2010. Structure and evolution of the Rockeskyllerkopf Volcanic Complex, West Eifel Volcanic Field, Germany. *Bulletin of volcanology*, 72(8), 971-990.
- Sheridan, M. F., y Wohletz, K. H.**, 1981. Hydrovolcanic explosions: the systematics of water-pyroclast equilibration. *Science*, 212(4501), 1387-1389.
- Siebe, C., Guilbaud, M. N., Salinas, S., Kshirsagar, P., Chevrel, M.O., De la Fuente, J. R., Hernández-Jiménez, A., Godínez, L.**, 2014. Monogenetic volcanism of the Michoacán-Guanajuato volcanic field: Maar craters of the Zacapu basin and domes, shields, and scoria cones of the Tarascan highland (Paracho-Parícutin region). In: *Field guide, Premeeting Fieldtrip for the 5th International Maar Conference (5IMCIAVCEI)*. Querétaro, 13–17 November, 33 pp.
- Sieron, K., Siebe, C.**, 2008. Revised stratigraphy and eruption rates of Ceboruco stratovolcano and surrounding monogenetic vents (Nayarit, México) from historical documents and new radiocarbon dates. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 176, 241-264.
- Soler-Arechalde, A. M. and J. Urrutia-Fucugauchi.**, 1999. Paleomagnetism of the Acambay Graben, Central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics special volume: Magmatism and extension in western Mexico and plate tectonics since Oligocene time.* 318 (1-4), 235-248.

- Sonh, Y.K., and Cough, S.K.**, 1989: Depositional processes of the Suwolbong tuff ring, Cheju Island (Korea). *Sedimentol.* 36: 837-855.
- Sparks, R.S.J., Bursik, M.I., Ablay, G.J., Thomas, R.M.E., Carey, S.N.**, 1992. Sedimentation of tephra by volcanic plumes, 2. Controls on thickness and grain-size variations of tephra fall deposits. *Bulletin of Volcanology* 54, 685–695.
- Sulpizio, R., Mele, D., Dellino, P., La Volpe, L.**, 2005. A complex, subplinian-type eruption of low-viscosity, phonolitic to tephri-phonolitic magma: the AD 472 (Pollena) eruption of Somma–Vesuvius, Italy. *Bulletin of Volcanology* 67, 743–767.
- Sun, S. S., and McDonough, W. F.**, 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication, 42, p 313-345.
- Suter, M., Quintero, O., y Johnson, C.A.**, 1992, Active faults and state of stress in the central part of the Mexican Volcanic Belt—the Venta de Bravo fault: *J. Geophys. Res.* 97, 11983-11994.
- Tarbuck, E. y Lutgens, F.**, 2001: *Ciencias de la Tierra: una introducción a la geología física* [6ª ed.].- 540 págs. Prentice Hall, Madrid España.
- Valentine, G. A., Gregg, T. K. P.**, 2008. Continental basaltic volcanoes—processes and problems. *J. Volcanol. Res.* 177, 857-873.
- Valentine, G. A., Groves, K. R.**, 1996. Entrainment of country rock during basaltic eruptions of the Lucero volcanic field, New Mexico. *J Geol.* 104, 71-90.
- Valentine, G. A., Perry, F. V.**, 2007. Tectonically controlled, time-predictable basaltic volcanism from a lithospheric mantle source (central Basin and Range Province, USA). *Earth Planet Sci Lett* 261:201–216.
- Valentine, G.A.**, 1998. Eruption column physics. In: Freundt, A., Rosi, M. (Eds.), *From Magma to Tephra — Modelling Physical Processes of Explosive Volcanic Eruptions*. Elsevier, Amsterdam, pp. 91–138.
- Valentine, G.A., Fisher, R.V.**, 2000. Pyroclastic surges and blasts. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, London, pp. 571–580.
- Valentine, G.A., Keating, G.N.**, 2007. Eruptive styles and inferences about plumbing systems at Hidden Cone and Little Black Peak scoria cone volcanoes (Nevada, U.S.A.). *Bulletin of Volcanology*. *Bulletin of Volcanology* 70, 104–113. doi:10.1007/s00445-007-0123-8.
- Valentine, G.A.; Connor, C.B.**, 2015. Basaltic Volcanic Fields. *In* *The encyclopedia of volcanoes*, 2nd edition (Sigurdsson, H.; Houghton, B.; McNutt, S.; Rymer, H.; Stix, J.; editors), Academic Press: 215-224. San Diego. Valentine, G.A.; Perry, F.V.; Krier, D.; Keating, G.N.
- Vergnolle, S., Brandeis, G.**, 1996. Strombolian explosions: 1. A large bubble breaking at the surface of a lava column as a source of sound. *J. Geophys. Res.* 101, 20433–20447.

- Vergnolle, S., Caplan-Auerbach, J.**, 2004. Acoustic measurements of the 1999 basaltic eruption of Shishaldin volcano, Alaska, 2. Precursor to the subplinian phase. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 137, 135–151
- Vergnolle, S., Mangan, M.**, 2000. Hawaiian and Strombolian eruptions. In: Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, pp. 447–461.
- Vespermann, D., Schmincke, H. U.**, 2000. Scoria cones and tuff rings. *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, 683-694. *Volcanol. Geotherm. Res.* 11, 81-92.
- Walker, G. P.**, 1981. Generation and dispersal of fine ash and dust by volcanic eruptions. *J.*
- Walker, G.**, 1980. The Taupo pumice: Product of the most powerful known (ultraplinian) eruption?. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, pp. 69-94.
- Wang, X. C., Li, Z. X., Li, X. H., Li, Q. L., y Zhang, Q. R.**, 2011. Geochemical and Hf–Nd isotope data of Nanhua rift sedimentary and volcanoclastic rocks indicate a Neoproterozoic continental flood basalt provenance. *Lithos*, 127(3-4), 427-440.
- Wentworth, C. K.**, 1992. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geol.* 377-392.
- White, J. D. L., Houghton, B. F.**, 2006. Primary volcanoclastic rocks. *Geology* 34, 677-680.
- Wohletz, K. H., Sheridan, M. F.**, 1983. Hydrovolcanic explosions; II, Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. *Am. J. Sci.* 283, 385-413.
- Wood, D. A.**, 1980. The application of a ThHfTa diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and planetary science letters*, 50(1), 11-30.
- Wright, J. V., A. Smith., S. Self.**, 1980. A working terminology of pyroclastic deposits. *Volcanol. Geotherm. Res.* 8, 315-36.
- Zimanowski, B.**, 1998. Phreatomagmatic explosions. In: Freundt, A., Rosi, M. (Eds.), *From Magma to Tephra*. *Developments in Volcanology* 4, pp. 25–54.
- Zimanowski, B., Büttner, R., Nestler, J.**, 1997. Brittle reaction of high temperature ion melt. *Europhys. Lett.* 38, 285–289.

Anexos

1. Petrografía

Muestra IR1903 Juvenil (Figura 47A) roca ígnea con alta presencia de vesículas 80 – 90% vol. de grano fino, melanocrático, irregular y angular se observan algunos cristales eudrales tales como olivinos, y plagioclasa por su composición pudiera tratarse de una plagioclasa sódica estos cristales se encuentran incrustados dentro de una matriz de grano fino, de textura vesicular y porfídica, una matriz de grano fino, en la roca muchas de estas vesículas se encuentran rellenas por cristales, se atribuye su origen a un magma basáltico o andesítico.

Muestra IR1901 juvenil compacto (Figura 47B) roca ígnea con alta presencia de vesículas 50 – 60% vol. de grano fino, melanocrático, irregular y angular se observan algunos cristales eudrales tales como olivinos, piroxenos, y plagioclasa por su composición pudiera tratarse de una plagioclasa sódica estos cristales se encuentran embebidos una matriz de grano fino, de textura vesicular y porfídica, una matriz de grano fino, en la roca muchas de estas vesículas se encuentran rellenas por cristales, se atribuye su origen a un magma basáltico o andesítico.

Muestra IR1909 lítico de color rojo (Figura 48B) roca ígnea de grano fino, leucocrática, con fenocristales de cuarzos y feldespatos embebidos en una matriz de fina, poca presencia de vesículas, de textura porfídica, se observa un cierto grado de alteración en la superficie de la muestra. Su origen se atribuye al sustrato o basamento de la zona de estudio. Es posible que se trate de una ignimbrita o una riolita.

Muestra IR1901 B (Figura 48A) roca ígnea de clastos angulosos de origen ignimbrito o riolítico, embebidos en una matriz fina con poco cementante, de color leucocrático, oligomicticos las vesículas se encuentran ausentes.

Muestra IR1906 B lítico vesicular (Figura 49A) roca ígnea con alta presencia de vesículas 70 – 80% vol. de grano fino, melanocrático, es posible observar algunos cristales eudrales tales como feldespatos, piroxenos y plagioclasa por su composición pudiera tratarse de una plagioclasa sódica, de textura vesicular y una matriz de grano fino, en la roca muchas de estas vesículas se encuentran rellenas por cristales, se atribuye su origen a un magma basáltico.

Muestra IR1903 Lava Cerro Panales (Figura 49B) roca ígnea, melanocrático, de grano fino, con fenocristales eudrales y anedrales de feldespatos, olivinos y plagioclasas por su

compisicion puede tratarse de una plagioclasa sódica, asociada a un magma de origen basáltico o andesítico.



Figura 47. Fotografías de las muestras de mano colectadas para descripción macroscópica. (A) Muestra IR1903 – J; fragmento juvenil encontrado en la porción superior de la cantera Q3, (B) IR1901; fragmento compacto juvenil encontrado en la porción de la capa de escoria de la cantera Q1.

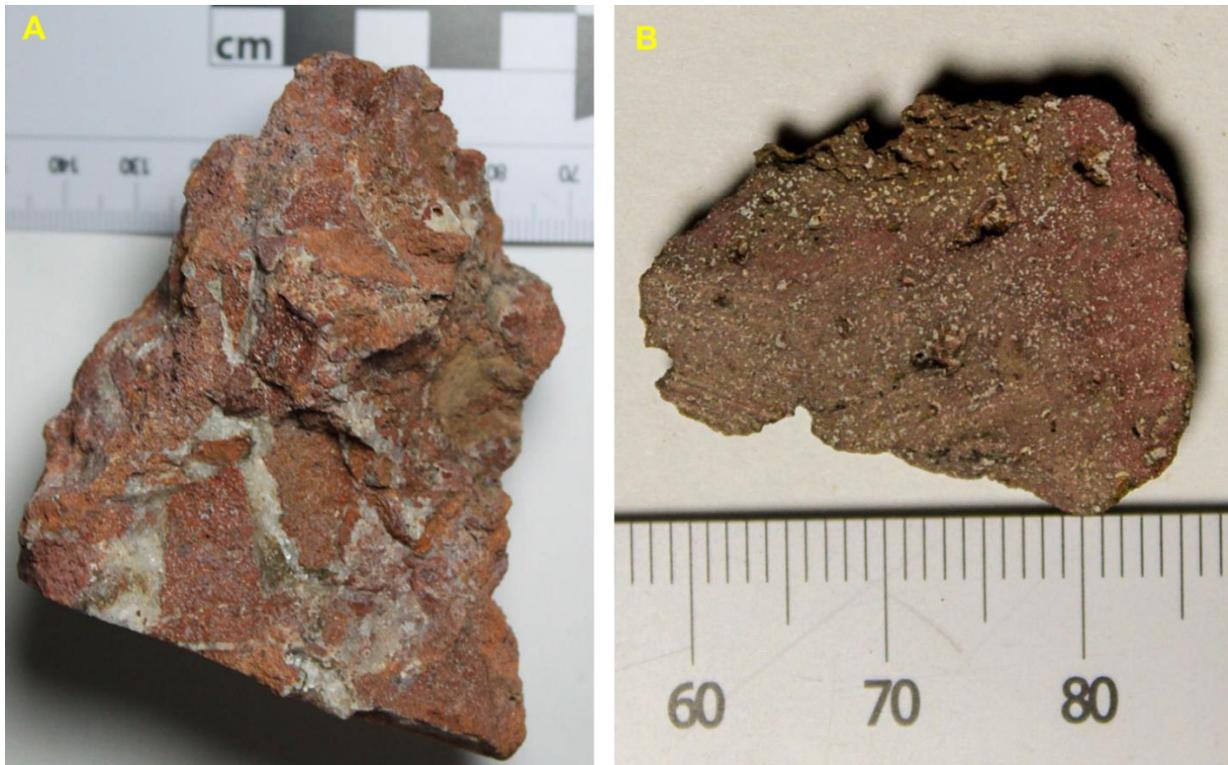


Figura 48. Fotografías de las muestras de mano colectadas para descripción macroscópica. (A) IR1901; brecha volcánica con presencia de hidrotermalismo colectada en la cantera Q2, (B) IR1909 lítico de color rojo encontrado en la cantera Q8

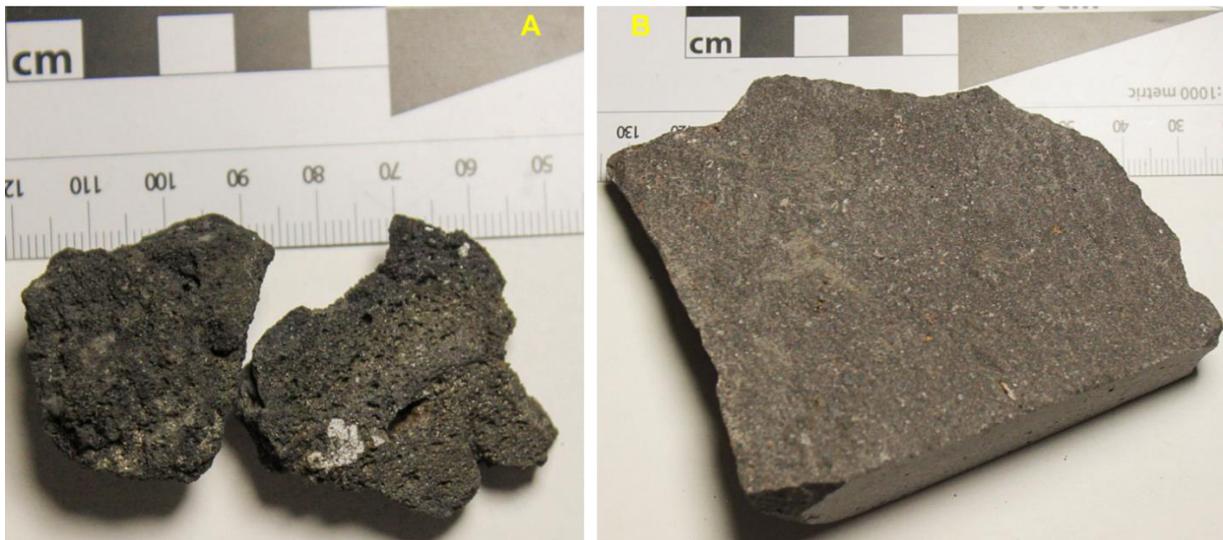


Figura 49. Fotografías de las muestras de mano colectadas para descripción macroscópica. (A) IR1906 B; fragmento juvenil con vesículas colectado en la cantera Q1, (B) IR1903 L lava encontrada en la Q6 perteneciente a Cono Escoria

2. Parámetros Estadísticos, Granulométricos y Componentría Obtenidos

Tabla 5. Parámetros estadísticos y granulométricos obtenidos con el programa SFT by Wohletz 2005 y modificado para productos volcánicos

Afloramiento	Capa o estrato	Parámetros estadísticos de Inman			Parámetros estadísticos de Folk			Tipo de Curva	Clase de Tamaño	Descripción	Asimetría
		Media (Md - phi)	Desviación Estándar (Sigma - phi)	Asimetría (SkG)	Desviación estándar (Sigma I)	Asimetría (SkI)	Curtosis (KG)				
IR 1901, 1B	IR 1901 A	-2.95	2.25	0.2	2.17	0.22	0.88	Platicúrtica	Lapilli medio	Muy pobremente seleccionado	Simétrica
	IR 1901 B	-3.6	1.5	0.33	1.51	0.39	1.02	Mesocúrtica	Lapilli grueso	Pobremente Seleccionada	Simétrica
	IR 1901 B1	-2.05	2.03	0.09	2.05	0.1	1.04	Mesocúrtica	Lapilli fino	Muy pobremente seleccionada	Simétrica
	IR 1901 B2	-3.85	2.6	0.3	2.51	0.2	0.91	Mesocúrtica	Lapilli grueso	Muy pobremente seleccionado	Simétrica
IR 1901 A	IR 1901 A5	-2.15	1.38	0.13	1.44	0.2	1.1	Mesocúrtica	Lapilli fino	Pobremente Seleccionada	Simétrica
	IR 1901 A1	-5.9	2.65	0.68	2.45	0.68	0.73	Platicúrtica	Lapilli grueso	Muy pobremente seleccionado	Asimétrica positiva
	IR 1901 A4	-1.95	1.38	-0.02	1.45	0.03	1.14	Leptocúrtica	Ceniza muy gruesa	Pobremente Seleccionada	Simétrica
	IR 1901 A2	-2.3	1	0	1.01	0	0.98	Mesocúrtica	Lapilli fino	Pobremente Seleccionada	Simétrica
	IR 1901 A3	-4.7	1.05	0.19	1.45	0.39	2	Leptocúrtica	Lapilli medio	Pobremente Seleccionada	Simétrica
IR 1903	IR 1903 A	-5.3	1.33	0.58	1.5	0.64	2.05	Leptocúrtica	Lapilli grueso	Pobremente Seleccionada	Asimétrica positiva
IR 1906	IR 1906 B	-5.7	1.65	0.42	1.99	0.54	1.43	Leptocúrtica	Lapilli grueso	Pobremente Seleccionada	Simétrica
	IR 1906 C	-2.9	1.15	0.04	1.23	0.11	1.1	Mesocúrtica	Lapilli medio	Pobremente Seleccionada	simétrica
	IR 1906 D	-4.55	2.1	0.38	2.28	0.46	1.08	Mesocúrtica	Lapilli grueso	Muy pobremente seleccionado	Simétrica
IR 1909, 2001	IR 1909 A	-4.55	1.78	0.41	1.92	0.49	1.43	Leptocúrtico	Lapilli grueso	Pobremente Seleccionada	Simétrica
	IR 2001	-3.55	1.43	0.23	1.57	0.31	1.32	Leptocúrtico	Lapilli medio	Pobremente Seleccionada	Simétrica

Afloramiento	Capa o estrato	Parámetros estadísticos de Inman			Parámetros estadísticos de Folk			Descripción			
		Media (Md - phi)	Desviación Estándar (Sigma - phi)	Asimetría (SkG)	Desviación estándar (Sigma I)	Asimetría (SkI)	Curtosis (KG)	Tipo de Curva	Clase de Tamaño	Clasificación	Asimetría
IR 1905, 10, 2002	IR 1905 E	-3.7	2.43	0.34	2.33	0.38	0.87	Platicúrtica	Lapilli medio	Pobrementemente Seleccionada	Simétrica
	IR 1905 D	-4.5	3.13	0.36	2.88	0.4	0.77	Platicúrtica	Lapilli grueso	Muy pobrementemente seleccionado	Simétrica
	IR 1905 C	-2.65	1.78	0.01	1.68	0.07	0.82	Platicúrtica	Lapilli fino	Pobrementemente Seleccionada	Simétrica
	IR 1905 B	-2.55	2.75	0.02	2.54	0.08	0.76	Platicúrtica	Lapilli fino	Muy pobrementemente seleccionado	Simétrica
	IR 1905 A	-1.65	1.83	0.01	1.82	0.06	1	Mesocúrtica	Ceniza muy gruesa	Pobrementemente Seleccionada	Simétrica
	IR 1910 A	-3.8	2.93	0.04	2.71	13	0.72	Platicúrtica	Lapilli medio	Muy pobrementemente seleccionado	Simétrica
	IR 1910 B	-3.25	2.53	0.29	2.42	0.32	0.8	Platicúrtica	Lapilli medio	Muy pobrementemente seleccionado	Simétrica
	IR 1910 C	-1.6	2	0.1	2.02	0.14	1.02	Mesocúrtica	Ceniza muy gruesa	Muy pobrementemente seleccionado	Simétrica
	IR 2002 D	-1.75	1.73	-0.04	1.79	-0.07	1.14	Leptocúrtica	Ceniza muy gruesa	Pobrementemente Seleccionada	Simétrica
	IR 2002 E	-0.85	2.43	0.05	2.43	-0.03	1.06	Mesocúrtica	Ceniza gruesa	Muy pobrementemente seleccionado	Simétrica
	IR 2002 F	-1.8	2.15	-0.23	2.06	-0.14	0.83	Platicúrtica	Ceniza muy gruesa	Muy pobrementemente seleccionado	Simétrica
	IR 2002 G	-0.7	0.68	-0.19	0.94	-0.38	1.9	Leptocúrtica	Ceniza muy gruesa	Muy pobrementemente seleccionado	Simétrica
	IR 2002 H	-1.05	2.28	0.19	2.18	0.12	0.86	Platicúrtica	Lapilli fino	Muy pobrementemente seleccionado	Simétrica
	IR 2002 I	-1.7	1.33	-0.06	1.35	-0.02	1.07	Mesocúrtica	Lapilli fino	Pobrementemente Seleccionada	Simétrica
	IR 2002 J	2.45	1.53	-0.08	1.46	-0.04	0.88	Platicúrtica	Lapilli medio	Pobrementemente Seleccionada	Simétrica
IR 2002 K	-3.25	2.08	0.11	2.01	0.17	0.87	Platicúrtica	Lapilli medio	Muy pobrementemente seleccionado	Simétrica	

Tabla 6. Datos obtenidos por análisis de Componentría (Houghton et al., 1992)

Muestra	Phi ϕ	Juveniles	líticos rojos	líticos grises (s/v)	líticos Blancos	Cristales	líticos grises (c/v)	Muestra	Phi ϕ	Juveniles	líticos rojos	líticos grises (s/v)	líticos Blancos	Cristales	líticos grises (c/v)
IR 1901 B1	-3	87	3	34	1	1	47	IR 1910 A	-3	97	17	39	7	0	4
IR 1901 B2	-3	121	7	33	0	1	23	IR 1910 A	-4	1	5	13	2	0	7
IR 1901 A	-3	104	0	1	0	0	0	IR 1910 B	-3	25	21	72	4	0	18
IR 1901 B	-3	230	0	3	0	0	0	IR 1090 B	-4	4	7	31	1	0	7
IR 1901 B	-4	48	0	0	0	0	0	IR 1910 C	-3	5	1	2	1	0	0
IR 1901 A1	-3	54	0	8	14	1	27	IR 1910 C	-4	13	1	2	0	0	0
IR 1901 A2	-3	217	2	15	0	2	3	IR 1905 A	-3	112	24	37	3	0	32
IR 1901 A3	-3	28	2	0	0	0	0	IR 1905 B	-3	143	81	46	6	2	22
IR 1901 A4	-3	102	2	13	0	0	2	IR 1905 B	-4	13	12	6	1	0	5
IR 1901 A5	-3	191	2	5	0	2	12	IR 1905 C	-3	279	32	37	12	0	25
IR 1901 A3	-3	26	0	16	7	0	4	IR 1905 C	-4	14	6	10	1	0	14
IR 1909 A	-3	109	19	48	3	0	19	IR 1905 D	-3	146	20	37	8	0	20
IR 1909 A	-4	15	14	25	0	0	21	IR 1905 D	-4	20	6	7	2	0	11
IR 2001	-3	11	4	100	0	0	28	IR 1905 E	-3	137	26	66	7	7	5
IR 2001	-4	5	2	5	2	0	0	IR 1905 E	-4	7	5	23	23	0	7
IR 1906 B	-3	290	0	0	0	0	0	IR 2002 D	-3	13	16	40	22	0	32
IR 1906 B	-4	76	0	0	0	0	0	IR 2002 D	-4	1	1	3	2	0	0
IR 1906 C	-3	279	2	71	0	0	8	IR 2002 E	-3	7	6	16	9	0	9
IR 1906 C	-4	34	1	5	0	0	4	IR 2002 E	-4	1	0	2	0	0	1
IR 1906 D	-3	27	0	80	0	0	3	IR 2002 F	-3	0	2	3	0	0	4
IR 1906 D	-4	5	0	8	0	0	1	IR 2002 F	-4	0	0	1	1	1	0
IR 2002 I	-3	42	24	51	3	0	13	IR 2002 G	-3	6	12	30	4	0	0
IR 2002 I	-4	1	0	0	0	0	0	IR 2002 G	-4	0	1	2	0	0	1
IR 2002 J	-3	69	20	109	8	1	24	IR 2002 H	-3	0	4	2	3	0	3
IR 2002 J	-4	8	4	3	2	0	3	IR 2002 K	-3	16	19	74	7	1	9
								IR 2002 K	-4	1	5	1	0	0	3

3. Resultados de Análisis de Vesicularidad y de Juveniles Retrabajados

Tabla 7. Datos obtenidos del Análisis de Vesicularidad (Houghton et al., 1985) y datos obtenidos del análisis de juveniles retrabajados (D'Oriano et al., 2014) San Joaquín, San Roque y Cono de Escoria.

Cráter San Joaquín (SJ)					
Análisis de Vesicularidad		Análisis de Juveniles Retrabajados			
Muestra	Promedio de Vesicularidad	Muestra	# Retrabajados	# Frescos	Total
IR 1901 B-1 Φ -3	64.336%	IR1901 B1 Φ -3	2	11	13
IR 1901 B1 Φ -3	63.610%	IR1901 B2 Φ -3	16	9	25
IR 1901 B1 Φ -4	64.178%	IR1901 B2 Φ -4	1	1	2
IR 1901 B-2 Φ -3	64.228%	IR1901 E Φ -3	4	11	15
IR 1901 B-2 Φ -4	64.271%	IR1903 A Φ -3	0	31	31
IR 1901 A Φ -4	65.730%	IR1903 A Φ -4	0	27	27
IR 1901 A Φ -3	63.500%	IR1909 A Φ -4	4	10	14
IR 1909 A Φ -4	64.277%	IR1909 A Φ -3	75	12	87

Cráter San Roque (SR)					
Análisis de Vesicularidad		Análisis de Juveniles Retrabajados			
Muestra	Promedio de Vesicularidad	Muestra	# Retrabajados	# Frescos	Total
IR 1901 A -4 Φ -4	0.669344069	IR1901 A1 Φ -3	4	5	9
IR 1901 A -5 Φ -4	0.642109657	IR1901 A2 Φ -3	3	8	11
IR 1901 A1 Φ -3	0.636669456	IR1901 A4 Φ -3	0	5	5
IR 1901 A-1 Φ -3	0.634985995	IR1901 A5 Φ -3	57	8	65
IR 1901 A1 Φ -4	0.657317549	IR1901 A5 Φ -4	10	0	10
IR 1901 A-2 Φ -3	0.641500793	IR1909 A Φ -4	4	10	14
IR 1909 Φ -3	0.641109915	IR1909 A Φ -3	75	12	87

Depósito de Tefra "Cono de escoria"					
Análisis de Vesicularidad		Análisis de Juveniles Retrabajados			
Muestra	Promedio de Vesicularidad	Muestra	# Retrabajados	# Frescos	Total
IR 1906 C Φ -4	63.951%	IR1906 C Φ -4	3	22	25
IR 1906 D Φ -4	64.197%	IR1906 D Φ -4	1	5	6

Tabla 8. Datos obtenidos del Análisis de Vesicularidad (Houghton et al., 1985) y datos obtenidos del análisis de juveniles retrabajados (D'Oriano et al., 2014) para el Cráter La Sanabria (LS).

Cráter La Sanabria (LS)					
Análisis de Vesicularidad		Análisis de Juveniles Retrabajados			
Muestra	Promedio de Vesicularidad	Muestra	# Retrabajados	# Frescos	Total
IR 2001 Φ -3	64.504%	IR2002 D Φ -3	6	7	13
IR 2001 Φ -4	64.884%	IR2002 D Φ -4	0	1	1
IR 2002 D Φ -3	64.300%	IR2002 E Φ -3	8	0	8
IR 2002 D Φ -4	63.556%	IR2002 E Φ -4	0	1	1
IR 2002 E Φ -3	61.588%	IR2002 G Φ -3	6	0	1
IR 2002 E Φ -4	64.063%	IR2002 I Φ -3	39	5	44
IR 2002 G Φ -3	63.545%	IR2002 I Φ -4	1	0	1
IR 2002 I Φ -3	63.617%	IR2002 J Φ -3	55	13	68
IR 2002 I Φ -4	63.988%	IR2002 J Φ -4	3	4	7
IR 2002 J Φ -3	58.425%	IR2002 K Φ -3	8	7	15
IR 2002 J Φ -4	64.511%	IR2002 K Φ -4	1	1	2
IR 2002 K Φ -3	64.607%	IR1910 A Φ -3	1	3	4
IR 2002 K Φ -4	62.900%	IR1910 A Φ -4	7	14	21
IR 1910 - C Φ -4	64.300%	IR1910 B Φ -4	3	3	6
IR 1910 B Φ -4	64.277%	IR1910 B Φ -3	0	15	15
IR 1905 D Φ -4	64.263%	IR1910 C Φ -4	5	3	8
		IR2001 Φ -3	6	4	10
		IR2001 Φ -4	4	1	5
		IR1910 A Φ -3	23	78	101
		IR1910 B Φ -3	23	49	72
		IR1910 B Φ -4	3	3	6
		IR1910 C Φ -3	96	165	261
		IR1910 C Φ -4	7	7	14

4. Cálculo de Volumen de magma expulsado, disponibilidad de agua y tasa de erupción.

Tabla 9. Resultados obtenidos para el cálculo de volumen de magma, agua y tasa de erupción.

Calculo para volumen de magma, agua y la tasa de erupción.				
		La Sanabria	San Joaquín	San Roque
		Volumen m ³	Volumen m ³	Volumen m ³
	Cráter	3.41E+07	1.64E+07	4.70E+07
	Anillo	2.47E+08	3.52E+08	2.21E+08
	Volumen de Tefra	2.13E+08	3.36E+08	1.74E+08
Porcentaje de Juveniles	Limite Menor	23%	20%	41%
	Limite Mayor	93%	54%	87%
Porcentaje de Vesicularidad	Limite Menor	58%	63%	64%
	Limite Mayor	64%	66%	66%
DRE (gr/cm ³)		2.8	2.8	2.8
Volumen de Magma Involucrado	Limite Menor (m ³)	2.84E+07	4.23E+07	4.56E+07
	Limite Mayor (m ³)	1.27E+08	1.20E+08	9.98E+07
Volumen de Agua Wohletz y Sheridan 1983; Relación 1:5		1.42E+08	2.11E+08	2.28E+08
		6.34E+08	5.98E+08	4.99E+08
Tasa de Erupción Según Ukriek Alemania (6 m ³ /s)				
	Menor (s)	4732960.4	7047314.62	7603709.01
	Menor (d)	54.7796343	81.5661415	88.0058913
	Mayor (s)	21117376.5	19933832.8	16638909
	Mayor (d)	244.41408	230.715657	192.579965
Tasa de Erupción según Paricutín México. (0.87 m ³ /s)				
	Menor (s)	32641106.2	48602169.8	52439372.5
	Menor (d)	377.790581	562.525114	606.937182
	Mayor (s)	145637080	137474709	114751096
	Mayor (d)	1685.61435	1591.14246	1328.13769