



Universidad de Guanajuato

DIVISIÓN DE INGENIERÍAS

CAMPUS GUANAJUATO

GEOLOGÍA DEL ÁREA MINERALIZADA PUERTA DE SAN ANTONIO

LÍMITES SAN LUIS POTOSÍ Y GUANAJUATO

TÉSIS PROFESIONAL

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

INGENIERO GEÓLOGO

PRESENTA:

JUAN ANTONIO RODRÍGUEZ CERVANTES

18 - 11 - 2020

DIRECTOR DE TESIS:

JUAN JOSÉ MARTÍNEZ REYES

ÍNDICE

INDICE DE FIGURAS	iv
ÍNDICE DE TABLAS	v
DEDICATORIA	vi
AGRADECIMIENTOS ACADÉMICOS	vii
RESUMEN	1
I. GENERALIDADES	2
I.1 Introducción	2
I.2 Antecedentes	4
I.3 Área de estudio	10
I.3.1 Localización	10
I.3.2 Vías de acceso al área de estudio	10
I.4. Objetivos	10
I.5 Justificación y propósito del estudio	10
I.6 Metodología	10
II. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	13
II.1. Mesa Central	13
II.2 Tectónica	17
II.3 Geología	20
II.3.1 Campo Volcánico de San Luis Potosí	22
II.3.2 Graben de Villa de Reyes	27
II.3.3 Sierra de San Miguelito	29
II.3.4 Sierra de Santa María	32
III. GEOLOGÍA LOCAL	35

III.1	Jurásico Superior-----	35
III.1.1	Arenisca lutita, Formación Caracol (Kbe ArLu)-----	36
III.2	Paleoceno - Eoceno-----	38
III.2.1	Conglomerado polimíctico-Arenisca, Formación Cenicera (Tpae Cgp-Ar)-----	38
III.3	Oligoceno -----	39
III.3.1	Riodacita (To Rd) Riodacita El Carmen-----	41
III.3.2	Ignimbrita, Ignimbrita Santa María (To Ig)-----	44
III.3.3	Andesita, Andesita Golondrinas (To A)-----	45
III.3.4	Traquita brecha traquítica, Traquita Ojo Caliente (To Tq-BvTq) -----	47
III.3.5	Riolita-Brecha riolítica, Riolita San Miguelito (To R-BvR)-----	49
III.3.6	Ignimbrita-Toba riolítica, Ignimbrita Cantera (To Ig-TR)-----	50
III.3.7	Toba riolítica, Panalillo inferior (To TR)-----	51
III.3.8	Pórfido riolítico (To PR)-----	55
III.3.9	Basalto (To B) La Placa-----	56
III.3.10	Riolita ignimbrita (To R-Ig) Panalillo superior -----	57
III.4.1	Conglomerado polimíctico arenisca (TplQpt Cgp-Ar). -----	59
IV.	GEOLOGÍA ESTRUCTURAL-----	61
IV.1	Generalidades-----	61
	Graben De Villa De Reyes-----	63
IV.2	Deformación frágil-----	65
	Falla El Burro-----	66
	Falla El Colorado -----	66
	Falla Las Lomas-----	66
	Falla El Arenal-----	66
V.	YACIMIENTOS-----	67

V.1	Generalidades	67
V.2	Mineralización	76
V.2.1	Las Jaras	76
V.2.2	Cerro Colorado 1	76
V.2.3	El Arroyo	77
V.2.4	San Antonio	77
V.2.5	Rio Verde	77
V.2.6	Cerro Colorado 2	78
V.2.7	Cerro Colorado 3	78
V.3	Alteración	78
V.4	Modelo del Yacimiento	79
VI.	RESULTADOS	81
VII.	INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN	82
VIII.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	82
	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	83

INDICE DE FIGURAS

Figura 1 Índice de cartas 1:50000 sobrepuestas en modelo digital al fondo sobrepuesto, información de INEGI -----	3
Figura 2 Ubicación y accesos al área -----	9
Figura 3 Modelo digital al fondo sobrepuesto con polígono de provincias fisiográficas, información de INEGI -----	12
Figura 4 -Columna estratigráfica Carta Melchor F14 C24 (Gámez Ordaz, Avila Ramos, Rodríguez Cervantes, Salazar Reyes, & Vázquez Tortoledo, 2017) -----	15
Figura 5 Cartas aledañas, información SGM diversos años. -----	16
Figura 6 Unidades geológicas en el área Puerta de San Antonio -----	34
Figura 7 Lineamientos estructurales principales -----	60
Figura 8 Sobrepuesto con lineamientos estructurales, modelo digital, a la derecha columna geológica (información de INEGI y SGM) -----	64
Figura 10 Principales alteraciones hidrotermales basadas en la mineralización presente en el área de estudio -----	72
Figura 9 Mineralizaciones más características en el área de estudio -----	73
Figura 11 Sección geológica A - A' de rumbo NW 25° viendo al NE -----	74
Figura 12 Sección geológica B - B' de rumbo NW 65° viendo al NE -----	74
Figura 13 Sección geológica C - C' de rumbo NE 65° viendo al NW -----	75
Figura 14 Sección geológica D - D' de rumbo NE 25° viendo al NW -----	75
Figura 15 Modelo de yacimientos.- Esquema de los depósitos epitermales de baja y alta sulfuración relacionados con pórfidos de Au-Cu (modificado de Sillitoe, 1995).-----	79
Figura 16 El entorno geológico y las características de los depósitos epitermales de alta y baja sulfuración.(según Hedenquist et al., 2000).-----	80

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2. Edades radiométricas de La Mesa Central, reportadas por otros autores (Tristán Gonzalez, EVOLUCIÓN TECTONO VOLCÁNICA DURANTE EL PALEÓGENO EN LA PORCIÓN SUR ORIENTAL DE LA MESA CENTRAL, 2008)-----	11
--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

Fotografía 1 Arenisca lutita, Formación Caracol (Kbe ArLu)-----	36
Fotografía 2 Riodacita El Carmen -----	41
Fotografía 3 Ignimbrita Santa María (To Ig)-----	43
Fotografía 4 Andesita Golondrinas (To A) -----	45
Fotografía 5 Traquita Ojo Caliente (To Tq-BvTq)-----	46
Fotografía 6 Riolita San Miguelito (To R-BvR) -----	48
Fotografía 7 Ignimbrita Cantera (To Ig-TR)-----	50
Fotografía 8 Toba riolítica, Panalillo inferior (To TR)-----	51
Fotografía 9 Pórfido riolítico (To PR)-----	54
Fotografía 10 Basalto (To B) La Placa-----	56
Fotografía 11 Riolita ignimbrita (To R-Ig) Panalillo superior-----	57
Fotografía 12 Conglomerado polimíctico arenisca (TplQpt Cgp-Ar). -----	58
Fotografía 13 Mina de caolín de origen hidrotermal Rio Verde. -----	70
Fotografía 14 Brecha hidrotermal cementada por cuarzo, localizada en un arroyo próximo a la mina de rio verde.-----	71

DEDICATORIA

A mi esposa Etzy y a mi hijo Ferrán

Quienes son mi inspiración diaria.

A mis Padres: Pepe y Lety

Por darme la vida, por su esfuerzo, cariño y ejemplo.

A José Francisco y a Paulina Turrubiates,

que aun estando lejos siempre están conmigo.

A mi familia Gongora Ubeda

Margarita, Nani, Alexis, Gerardo, Leo y Max

AGRADECIMIENTOS ACADÉMICOS

“A la Universidad de Guanajuato”

Mi escuela madre por regalarme no solo las bases para mi formación,
también hermosas experiencias y grandes amistades.

A mi tutor el ingeniero

Ing. Juan José Martínez Reyes por su instrucción, su paciencia y apoyo.

“Al Servicio Geológico Mexicano”

Mi segunda escuela, por permitirme crecer como ingeniero y conocer a grandes
compañeros.

Al gerente de la oficina regional Centro Occidente

M.C. Carlos Francisco Yáñez Mondragón por todo su apoyo y ánimo en estos años.

Al entonces jefe de la carta Melchor

Ing. Vicente Gámez Ordaz por su amistad y apoyo.

Al ingeniero José de Jesús y a la ingeniera Etzigueri Góngora
por su valoración técnica y aportación de críticas positivas.

RESUMEN

El área "Puerta de San Antonio" se encuentra localizada en el Terreno Guerrero con unidades pertenecientes a la Formación Caracol constituida por una secuencia de tobas, lutitas y calizas que a su vez descansan concordantemente en la Formación Indidura. y sobreyacida por rocas volcánicas de la Mesa Central, donde existen diferentes tipos de yacimientos relacionados a las principales condiciones estructurales. El fallamiento que se tiene en el área corresponde con el de tipo frágil, representado principalmente por las fallas de rumbo NE-SW y N-S que dieron origen al graben Villa de Reyes y a las de rumbo NW-SE que originaron fosas de menores dimensiones.

Las alteraciones presentes en el área son silicificación, propilitización, alteración filica y cuarzo - sericítica y oxidación intensa. Además de brechamiento en las zonas de fallas con relleno de sílice, fragmentos y bloques mineralizados por pirita y óxidos de hierro, existe una mina en operación para la obtención de caolín, el cuerpo es de forma irregular, es explotado en un tajo con dimensiones de 500 m de longitud, 500 m de ancho y hasta 25 m de altura labrado en toba riolítica el origen se considera de tipo hidrotermal y está asociado a la intrusión de un pórfido riolítico, que afectó a la toba riolítica vitrocristalina, provocando zonas de caolinización y oxidación intensa, así como en partes un ligero brechamiento. En el derrame de la riolita San Miguelito existen algunos hilillos de hematita con casiterita, que son explotados en pequeña escala por gambusinos.

Un modelo propuesto es el de un Pórfido a profundidad con mineralización posible de oro-cobre con vetas hidrotermales de tipo epitermal posiblemente asociadas a diques y pórfidos riolíticos, con zonas de brechamiento y disseminación de pirita, emplazadas en el pórfido riolítico y un casquete de riodacita; siendo las que se consideran más favorable de contener mineralización superficial, pero se resalta la posibilidad de que al paso de los fluidos hidrotermales con las unidades calcáreas correspondientes a la Formación Caracol favorecieran a la precipitación de diversos metales como Zn, Pb, Ag, Au, As, Sb.

I. GENERALIDADES

I.1 Introducción

El área mineralizada "Puerta de San Antonio", se extiende entre los meridianos 21°44' y 21°39' de latitud norte y los paralelos 100°52 y 100°48' de longitud oeste (Figura 1), cubriendo un área aproximada de 62 km² cercana a los límites entre el estado de San Luis Potosí y Guanajuato.

El registro geológico en el área inicia con el depósito de los sedimentos clásticos marinos de la formación Caracol, posteriormente deformados debido a un levantamiento por movimientos tectónicos, en las primeras pulsaciones de la Orogenia Laramíde. Existe un dato significativo respecto al depósito de los sedimentos del Coniaciano. Maestrichtiano. Al oriente del Valle de San Luis y del graben de Villa de Reyes, están representados estos sedimentos por la formación Cárdenas, la cual consiste de calcarenitas y lutitas; en cambio hacia el poniente, aparece la formación Caracol en la que las areniscas consisten en granos de cuarzo y feldespatos en matriz calcárea, dicho cambio de facies nos indica que no hubo mezcla en el aporte de los sedimentos de ambas partes y que por lo tanto, debe haber existido una zona emergida; alta y angosta separando las cuencas, en ésta época ya se empezaba a formar un combamiento de la corteza. A fines del Cretácico y principios del Terciario, las rocas cretácicas se plegaron y fallaron como consecuencia de los esfuerzos de la Orogenia Laramide, teniendo como consecuencia un rumbo general NW de los ejes de los plegamientos y haciendo emerger definitivamente a la zona. En algunas áreas quedaron depresiones, que fueron rellenadas por sedimentos clásticos continentales, producto de la erosión de las rocas expuestas. hacia principios del Terciario, existe actividad magmática, produciendo algunas intrusiones aisladas de rocas de tipo granítico a monzonítico, de las cuales hay pequeños afloramientos que intrusionan a la fm. Caracol, al NW del cerro del Calero. Durante el Oligoceno se inicia la actividad volcánica con la efusión de la secuencia de las rocas de la serie Santa María, continuando con la serie de la Sierra de San Miguelito. Vino después la formación del graben de Villa de Reyes, en el cual deben haberse depositado materiales de acarreo, producto de la erosión de las rocas preexistentes. Después viene otro período con fracturamiento y fallamiento tensional, que forma toda la serie de grabenes y fracturas de rumbo N 50° W, con sus correspondientes sistemas conjugados. La última actividad volcánica, sin que se pueda precisar su edad, está representada por la efusión de tobas depositadas por el aire, ignimbritas y una lava esferolítica, pertenecientes a la Riolita Panalillo.

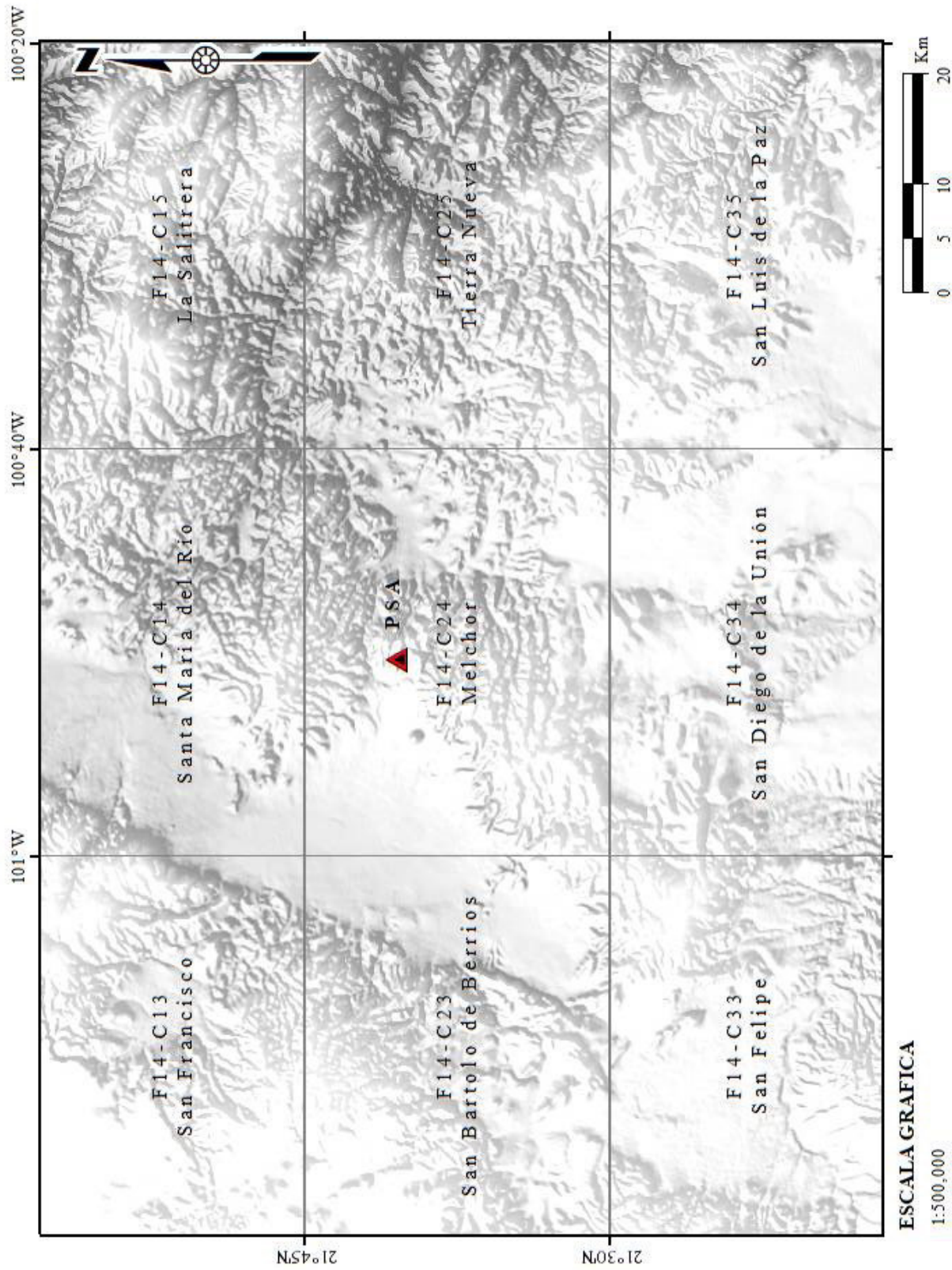


Figura 1 Índice de cartas 1:50000 sobrepuestas en modelo digital al fondo, información de INEGI

I.2 Antecedentes

Existen numerosos estudios, los trabajos se presentan con diversos enfoques a escala regional y local, en temas tectónicos, geológicos, mineros y ambientales. A continuación, se mencionan los más importantes por orden cronológico:

"CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA HOJA "SANTA MARÍA DEL RÍO," S.L.P." Labarthe H. (1980) : Describe unidades importantes en el graben de Villa de Reyes y en la sierra de Santa María del Río.

"PRESENTE Y FUTURO DE LAS CUENCAS GEOHIDROLÓGICAS DE VILLA DE REYES, SAN LUIS POTOSÍ Y VILLA DE ARISTA, S. L. P." Martínez Ruiz (1983) : Estudia unidades importantes en el graben de Villa de Reyes, en la sierra de Santa María del Río, en la sierra de San Miguelito y graben de Peotillos.

"ESTUDIO GEOHIDROLOGICO DE LA HOJA MELCHOR, EDOS. SAN LUIS POTOSI Y GUANAJUATO." Labarthe H. (1983) : Describe casi en su totalidad, todas las unidades presentes en el área.

"CARTOGRAFIA GEOLOGICA 1,50.000 HOJA SALITRERA, S. L. P. GUANAJUATO." Labarthe H. (1983) : Estudia y describe características de la traquita Ojo Caliente y la ignimbrita Santa María y brinda detalles sobre su relación de campo con otras unidades.

"CARTOGRAFIA GEOLOGICA 1:50,000 HOJA PRESA DE SAN BARTOLO, GTO." Labarthe Hernández (1985) : Describe unidades importantes en el graben de Villa de Reyes y de la sierra de Santa María del Río.

"ESTRATIGRAFÍA Y TECTÓNICA DEL GRABEN DE VILLA DE REYES, EN LOS ESTADOS DE SAN LUIS POTOSÍ Y GUANAJUATO, MEXICO." Tristán González (1986) : Estudia y describe geocronológica y composicionalmente a la ignimbrita Santa María y a la traquita Ojo Caliente y brinda detalles sobre su relación de campo con otras unidades.

- "GEOHIDROLOGIA DEL AREA SAN BARTOLO DE BERRIOS, MPIO. DE SAN FELIPE GUANAJUATO. CUENCA DE VILLA DE REYES. S.L.P." Martínez Ruiz (1987) : Describe unidades importantes en el graben de Villa de Reyes y el graben de San Miguel
- "CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA "HOJA TIERRA NUEVA", S. L. P. ESC. 1 : 50,000" Tristán González (1987) : Estudia y describe características de la formación Caracol, la traquita Ojo Caliente y la ignimbrita Santa María y brinda valiosos detalles sobre su relación de campo con otras unidades.
- "CONSIDERACIONES ACERCA DE LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA DURANTE EL CENOZOICO DE LA SIERRA DE GUANAJUATO Y LA PARTE MERIDIONAL DE LA MESA CENTRAL" Aranda Gómez (1989) : Describe regionalmente el desarrollo de diversas estructuras presentes en la sierra de Guanajuato, de la que destaca en interés el graben de Villa de Reyes.
- "EL RELIEVE DE LA REPÚBLICA MEXICANA" Lugo-Hubp (1990) : Estudia y describe las características litológicas y morfológicas de la provincia fisiográfica Mesa Central.
- "GEOLOGIA DEL SUBSUELO DE LAS CUENCAS GEOHIDROLOGICAS DEL VALLE DE SAN LUIS POTOSI Y DE VILLA DE REYES, EN EL EDO. DE SAN LUIS POTOSI." Aguirre Hernández (1992) : Realiza e interpreta 11 secciones cubriendo todo el valle de San Luis Potosí, aportando valiosa información sobre la relación estructural entre diversas unidades.
- "ESTRUCTURA INTERNA DE LOS DOMOS RIOLÍTICOS DEL ÁREA DE TEPETATE, S.L.P." Aguillón Robles (1994) : Describe y estudia regionalmente al campo volcánico San Luis Potosí y estructural y composicionalmente a unidades como la riolita Panalillo y San Miguelito
- "NUEVAS EDADES ISOTÓPICAS DE LA CUBIERTA VOLCÁNICA CENOZOICA DE LA PARTE MERIDIONAL DE LA MESA CENTRAL, MÉXICO" Nieto Samaniego (1996) : Aportó edades isométricas para establecer la estratigrafía de la cubierta volcánica cenozoica que aflora en la porción meridional de la Mesa Central.
- "ESTUDIO PETROGRAFICO DE LA IGNIMBRITA CANTERA, CAMPO VOLCÁNICO DE SAN LUIS POTOSÍ, SLP" Maldonado Sánchez (1997) : Describe y estudia regionalmente al campo volcánico San Luis Potosí y

estructural y composicionalmente a unidades como la riolita Panalillo, San Miguelito y la ignimbrita Cantera y aporta con estudios petrográficos para esta última.

"LA DEFORMACIÓN CENOZOICA POSLARAMÍDICA EN LA PARTE MERIDIONAL DE LA MESA CENTRAL, MÉXICO" Nieto Samaniego (1997) : Realizó diversos análisis isotópicos y estructurales de unidades presentes en la parte meridional de la Mesa Central

"EL SISTEMA DE FALLAS TAXCO-SAN MIGUEL DE ALLENDE: IMPLICACIONES EN LA DEFORMACIÓN POST EOCÉNICA DEL CENTRO DE MÉXICO" Alaniz Álvarez (2002) : Describe regionalmente estructuras como el graben de Villa de Reyes y sus afectaciones en unidades como la riolita Panalillo.

"CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y GEOQUÍMICA DEL VULCANISMO BIMODAL EN EL SEMIGRABEN DE BLEDOS, EN EL CAMPO VOLCÁNICO DE SAN LUIS POTOSÍ" Torres Aguilera (2005) : Estudia y describe características de la ignimbrita Santa María y Cantera así como de la riolita Panalillo y brinda valiosos detalles sobre su relación de campo con otras unidades.

"LA MESA CENTRAL DE MÉXICO: ESTRATIGRAFÍA, ESTRUCTURA Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA CENOZOICA" Nieto Samaniego

(2005) : Describe regionalmente el desarrollo de diversas estructuras presentes en la sierra de Guanajuato, como la falla de San Miguel de Allende, la falla del Bajío y el graben de Villa de Reyes que destaca en interés.

"EL SISTEMA DE FALLAS TAXCO-SAN MIGUEL DE ALLENDE Y LA FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA, DOS FRONTERAS TECTÓNICAS DEL CENTRO DE MÉXICO ACTIVAS DURANTE EL CENOZOICO" Alaniz Álvarez (2005) : Estudia las características estructurales de la Sierra de Guanajuato y presenta un buen análisis de su desarrollo durante el oligoceno.

"DEPÓSITOS EPITERMALES EN MÉXICO: ACTUALIZACIÓN DE SU CONOCIMIENTO Y RECLASIFICACIÓN EMPÍRICA" Albinson (2006) : Recopila la ubicación y analiza el comportamiento espacial de ésta, recomienda zonas interesantes para exploración de depósitos epitermales.

"CARACTERÍSTICAS METALOGENÉTICAS DE LOS DEPÓSITOS DE TIPO PÓRFIDO CUPRÍFERO EN MÉXICO Y SU SITUACIÓN EN EL CONTEXTO MUNDIAL" Valencia Moreno (2006) : Estudia la distribución y el comportamiento de diversos pórfidos de cobre

"MAGMATISM AND TECTONICS OF THE SIERRA MADRE OCCIDENTAL AND ITS RELATION WITH THE EVOLUTION OF THE WESTERN MARGIN OF NORTH AMERICA" Ferrari (2007) : Realiza un análisis de los eventos ignimbríticos en el oligoceno

"INFORME DE LA CARTA GEOLÓGICO-MINERA SAN DIEGO DE LA UNIÓN F14 C34, ESCALA 1:50,00" Luna Castillo (2007) : Describe y estudia estructural y composicionalmente a la unidad riolita San Miguelito

"SUCESIÓN DE EVENTOS Y GEOMETRÍA DE LA PARTE CENTRAL DEL ACUÍFERO DEL GRABEN DE VILLA DE REYES (SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO) INFERIDA A PARTIR DE DATOS GEOELÉCTRICOS" Ramos Leal (2007) : Estudio geofísico del Graben Villa de Reyes

"GEOQUÍMICA DEL VOLCANISMO BÁSICO-INTERMEDIO DESDE EL EOCENO AL RECIENTE: SU IMPORTANCIA EN LA EVOLUCIÓN DEL CAMPO VOLCÁNICO DE SAN LUIS POTOSÍ." Martínez Esparza (2008) : Estudia y describe características de la gran mayoría de las unidades y brinda valiosos detalles sobre su relación de campo con otras unidades.

"EVOLUCIÓN TECTONO VOLCÁNICA DURANTE EL PALEÓGENO EN LA PORCIÓN SUR ORIENTAL DE LA MESA CENTRAL" Tristán González (2008) : Realiza un análisis del desarrollo tectónico de unidades en el oligoceno

"GEOCRONOLOGÍA Y DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DEL VULCANISMO CAMPO VOLCÁNICO DE SAN LUIS POTOSÍ" Tristán González (2009) : Recopilación y análisis geocronológico de diversas unidades en la sierra de Guanajuato

"PALEOMAGNETISMO Y EDAD DE LA IGNIMBRITA PANALILLO SUPERIOR, CAMPO VOLCÁNICO DE SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO" González Naranjo (2012) : Estudio paleomagnético de la ignimbrita Panalillo Superior

"GEOLOGÍA Y MAGNETOMETRÍA AÉREA DEL GRABEN DE VILLA DE REYES, SAN LUIS POTOSÍ, MESA CENTRAL DE MÉXICO: IMPLICACIONES TECTÓNICAS Y GEOHIDROLÓGICAS" López Loera (2013) : Realiza un estudio magnetométrico y estudia características de la gran mayoría de las unidades y brinda valiosos detalles sobre su relación de campo con otras unidades.

"ESTUDIO PETROGRÁFICO Y GEOQUÍMICO DE ROCAS BASÁLTICO-ANDESÍTICAS COMO AGREGADOS PÉTREOS EN SUPERFICIES DE RODAMIENTO." Mares Ochoa (2015) : Da una reseña completa de la geología de la mesa central, así como del complejo volcánico San Luis Potosí

"EVOLUCIÓN GEOQUÍMICA DEL VULCANISMO EFUSIVO DEL GRABEN DE VILLA DE REYES EN LA PORCIÓN MERIDIONAL DEL CAMPO VOLCÁNICO DE SAN LUIS POTOSÍ" Villegas Grimaldo (2015) : Brinda

una descripción detallada de la traquita Ojo Caliente, así como una reseña completa de la tectónica en la mesa central, y de la formación del graben villa de reyes

"MELCHOR F14-C24, ESCALA 1:50,000. ESTADOS DE GUANAJUATO Y SAN LUIS POTOSÍ." Gámez Ordaz (2017) : Se estudian todas la unidades presentes en el área, estudio principalmente enfocado a la cartografía pero que también brinda información sobre los posibles tipos de yacimientos

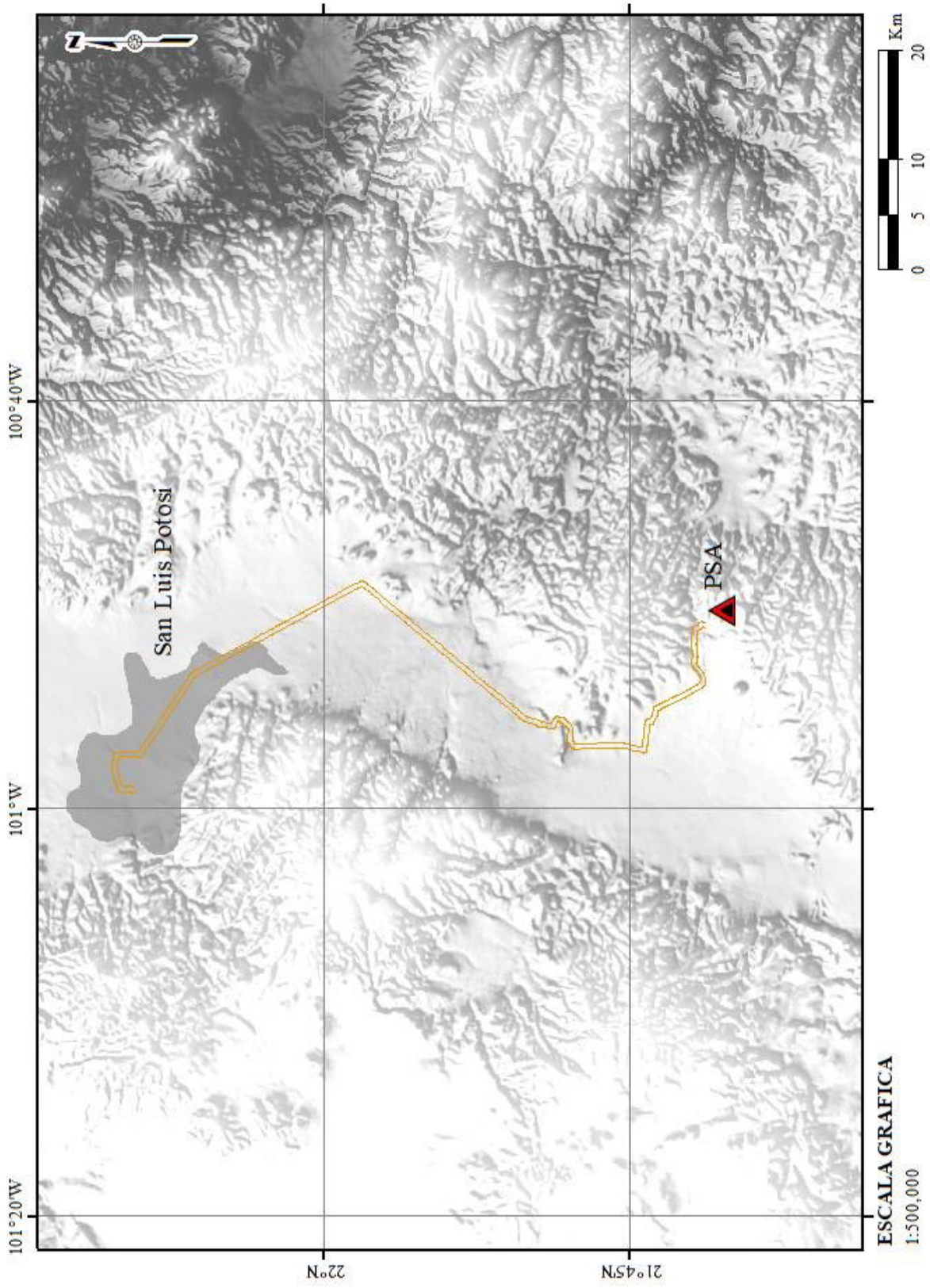


Figura 2 Ubicación y accesos al área

I.3 Área de estudio

I.3.1 Localización

El presente estudio abarca una zona limitada entre los meridianos 21°44' y 21°39' de latitud norte y los paralelos 100°52 y 100°48' de longitud oeste, cubriendo un área aproximada de 62 km²

I.3.2 Vías de acceso al área de estudio

El proyecto "Puerta de San Antonio" se localiza 49 kilómetros al sureste de la ciudad San Luis Potosí, cercano a los límites con el estado de Guanajuato y se comunica por la carretera federal No. 37 (Villa de Reyes – San Felipe), atravesando los poblados el Rosario y el Tejocote, del que se continúa a lo largo de una terracería de la que finalmente se desciende a pie hasta el área (Figura 2).

I.4. Objetivos

Realizar un análisis de la información más actual del proyecto, proponer un modelo geológico alternativo a los ya propuestos.

I.5 Justificación y propósito del estudio

El propósito de ese trabajo es el de integrar la información geológica disponible y complementar la información y la interpretación generada durante la elaboración de la carta Melchor realizada por el Servicio Geológico Mexicano en el año 2016.

Con esto se propone un modelo de yacimiento alternativo

I.6 Metodología

El proyecto inició con la etapa de recopilación de información, mapas, informes de diversos institutos que fueron integrados y posteriormente analizados, se procedió a digitalizar los diversos mapas geológicos, de alteraciones así como secciones geológicas, la digitalización se realizó utilizando los programas "qgis y arcgis", y como base del plano geológico se utilizaron los mapas "Plano geológico del Campo Volcánico de San Luis Potosí" elaborado por Tristán-González (1986), así como, la carta Melchor elaborada por el Servicio Geológico Mexicano.

Tabla 2. Edades radiométricas de La Mesa Central, reportadas por otros autores

Edad (Ma)	Muestra	Tipo de roca	Localidad	Metodo	Referencias
3.20 ±0.31	SLP02-10	Basalto	Bocas	K-Ar (Roca entera)	Idier (2003)
		Basalto	Los Encinos, S.L.P.	K-Ar	Luhr y Aranda-Gomez (1993)
43.0 ±3.0	2M-4	Granito	Charcas, S.L.P.	K-Ar (ortoclasa)	Mujica y Albarran (1983)
44.1 ±2.2	Tc	Andesita	Castita Blanca, S.L.P.	K-Ar (Roca entera)	Labarthe-Hernandez <i>et al.</i> (1982)
44.6 ±0.7	00-01	Oleada pirocl.	Hernandez, S.L.P.	K-Ar (Roca entera)	Tristian, y Torres (2000)
46.6 ± 1.6	N-100	Q-Monzonita	Charcas, S.L.P.	K-Ar (biotita)	Butler (1972)
48.0 ±4.0	224-83	Granito	Penon Blanco, S.L.P.	K-Ar (muscovita)	Mujica y Albarran (1983)
49.3 ± 1.0	CG	Andesita	Guanajuato, Gto.	K-Ar (Roca entera)	Aranda y McDowell (1998)
50.94 ±0.47	MC-35	Granito	Penon Blanco, S.L.P.	Ar-Ar (muscovita)	Aranda-Gomez <i>et al.</i> (2007)
51.0 ±2.0	—	Granito	Penon Blanco, S.L.P.	K-Ar (muscovita)	Sole <i>et al.</i> (2007)
53.0 ±4.0	2M-5-83	Cuarzolatita	Potrero de Catorce	K-Ar (plagioclasa)	Mujica y Albarran, (1983)
53.0 ±3.0		Granito	Comanja, Jalisco	K-Ar (biotita)	Zimmernann <i>et al.</i> (1990)
55.0 ±4.0	217-83	Granodiorita	Comanja, Jalisco	K-Ar (biotita)	Mujica y Albarran (1983)

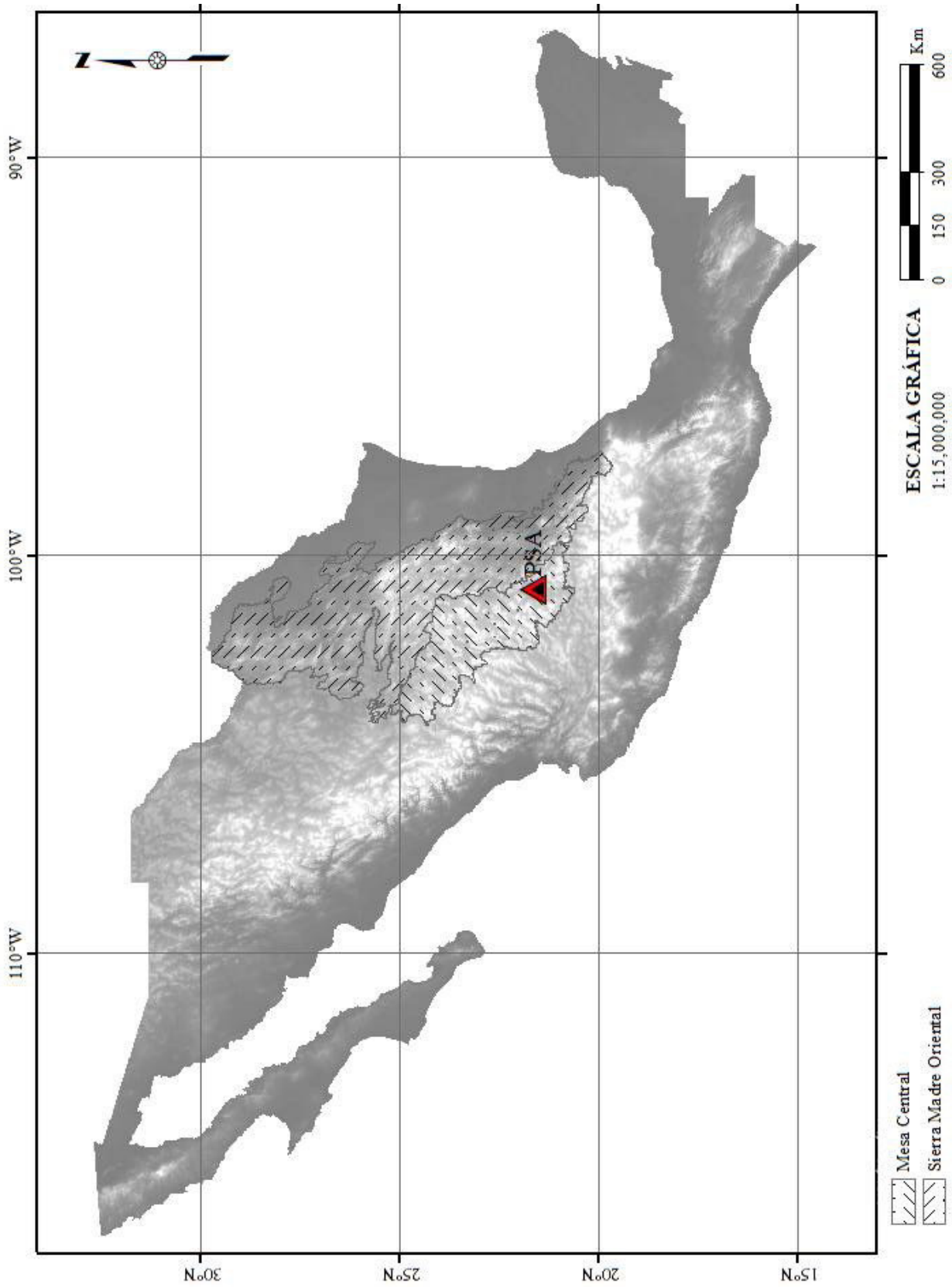


Figura 3 Modelo digital al fondo sobrepuesto con polígono de provincias fisiográficas, información de INEGI

II. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

II.1. Mesa Central

Se trata de una extensa altiplanicie rodeada por sistemas montañosos, aunque parte de ésta es simplemente una extensión de la Sierra Madre Occidental (**Figura 3**), con un relieve totalmente distinto porque no ha sido afectada por una disección intensa. A profundidad, aparece la secuencia mesozoica del Cretácico y Jurásico Superior, semejante a la de la Sierra Madre Oriental, con espesores de más de 4,000 m, aunque en la zona de Concepción del Oro, Zacatecas, superan los 8,000 m (López Ramos, 1979). Entre los estudios principales sobre la Mesa Central, se tiene los antiguos, realizados por Wittich (1920) y Waitz (1926). Otro análisis sobre el relieve se debe a Córdova Fernández de Arteaga (1988). Esta estructura fue originalmente una depresión inter-montaña, rellenada en el Neógeno Cuaternario por materiales de acarreo y acumulaciones volcánicas. Un probable hundimiento fue acompañado de acumulación, alimentada por una erosión que actuaba con una intensidad mayor que en la actualidad, en las vertientes de las sierras madre, además de acumulaciones volcánicas que se producen desde el Oligoceno. El régimen fluvial ha sido alterado no sólo por cambios climáticos, sino también por un avance de las divisorias de la Sierra Madre Occidental hacia el oriente, con la consiguiente reducción de la superficie de las cuencas fluviales de la Mesa Central. El relieve consiste, en una superficie inclinada de sur a norte, descendiendo de los 2,000 a los 1,200 m. Sobre ésta se asientan montañas aisladas y conjuntas de éstas constituidos por rocas volcánicas terciarias y cuaternarias, sedimentarias plegadas e intrusivas y metamórficas de bloque. Se reconocieron dos sistemas de orientaciones: uno, norte-sur, y otro, noroeste. Son comunes las mesetas de basalto, consideradas por varios autores como neogénicas y cuaternarias. En algunos casos, ocupan partes elevadas; en otros, constituyen conjuntos de lomeríos. Las superficies de pie de monte están representadas ampliamente en el relieve, generalmente disectadas por barrancos. Están presentes, también, mesetas estructurales (de rocas sedimentarias) (Lugo-Hubp, 1990, p94).

Posteriormente alrededor de los 30 Ma, se emplazó una serie de domos de composición riodacítica. Se cree que la expulsión de este enorme volumen de magma causó la formación de grandes estructuras volcano-tectónicas con una orientación de N45°E, como la Fosa tectónica de Villa de Reyes (Labarthe, d ah, 1982; Labarthe y Tristán 1983; Tristán, 1986). Después de esto sucedió la erupción de magmas riolíticos que dieron origen a domos exógenos enormes y a la expulsión de derrames piroclásticos asociados. Al finalizar la etapa principal de extrusión de estas rocas, tuvo lugar un período de fallamiento en bloques, para

formar pilares y fosas tectónicas, cuya orientación predominante oscila entre los N30-40°W. Una vez formadas estas depresiones, fueron parcial a totalmente rellenadas por derrames piroclásticos sin piroconsolidar que constituyen la Riolita Panalillo, de edad 26.8 ± 1.3 Ma determinada por el método de K-Ar (Labarthe 1982). Durante las últimas etapas volcánicas del Oligoceno medio hubo erupciones esporádicas de magmas basálticos, que posiblemente fueron expulsados a través de fallas normales (Aguillón Robles, 1994, p11).

La provincia fisiográfica denominada Mesa Central (MC), reconocida como tal por Raiz (1959), quien la definió como: “una cuenca rodeada por montañas más elevadas. En lugar de sierras alongadas, ésta tiene áreas poco elevadas, principalmente disectando rocas volcánicas antiguas” (Raiz 1964). Nieto Samaniego et al., (2005) redefinen los límites de esta provincia en base a las características morfológicas como geológicas, así como la coincidencia con los límites de las regiones aledañas de morfología y geología contrastante (Martínez Esparza, 2008, p10).

EXPLICACIÓN

CUATERNARIO

- Qho al ALUVIÓN
- Qho co COLUVIÓN
- Qptho ar-lm ARENA-LIMO

- TpiQpt Cgp-Ar CONGLOMERADO POLIMÍCTICO-ARENISCA

TERCIARIO

- Tm B BASALTO
- To R-Ig RIOLITA-IGNIMBRITA
- To B BASALTO
- To TR TOBA RIOLÍTICA
- To Ig-TR IGNIMBRITA-TOBA RIOLÍTICA
- To R-BvR RIOLITA-BRECHA VOLCÁNICA RIOLÍTICA
- To Tq-BvTq TRAQUITA-BRECHA VOLCÁNICA TRAQUÍTICA
- To A ANDESITA
- To Ig IGNIMBRITA
- To Rd RIODACITA
- Tpae Cgp-Ar CONGLOMERADO POLIMÍCTICO-ARENISCA

CRETÁCICO

- Kbe Ar-Lu ARENISCA-LUTITA

ROCAS ÍGNEAS INTRUSIVOS

- To PR PÓRFIDO RIOLÍTICO

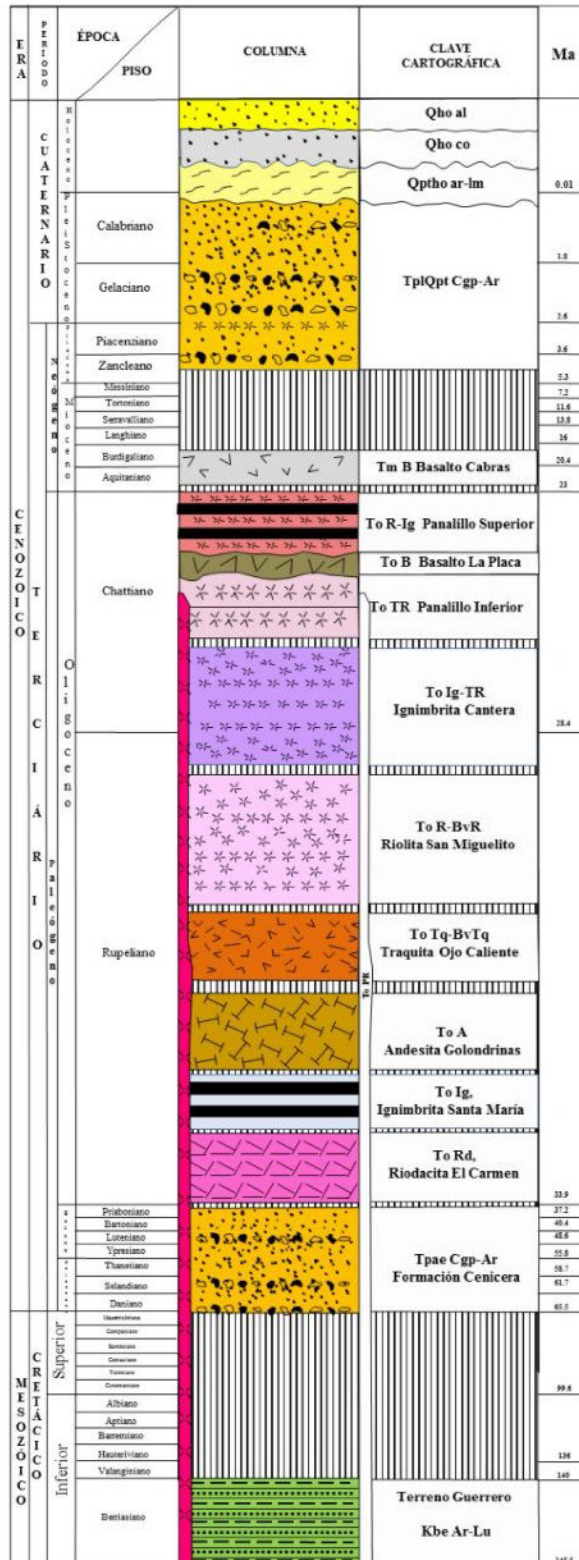


Figura 4 -Columna estratigráfica Carta Melchor F14 C24 (Gámez Ordaz, 2017)

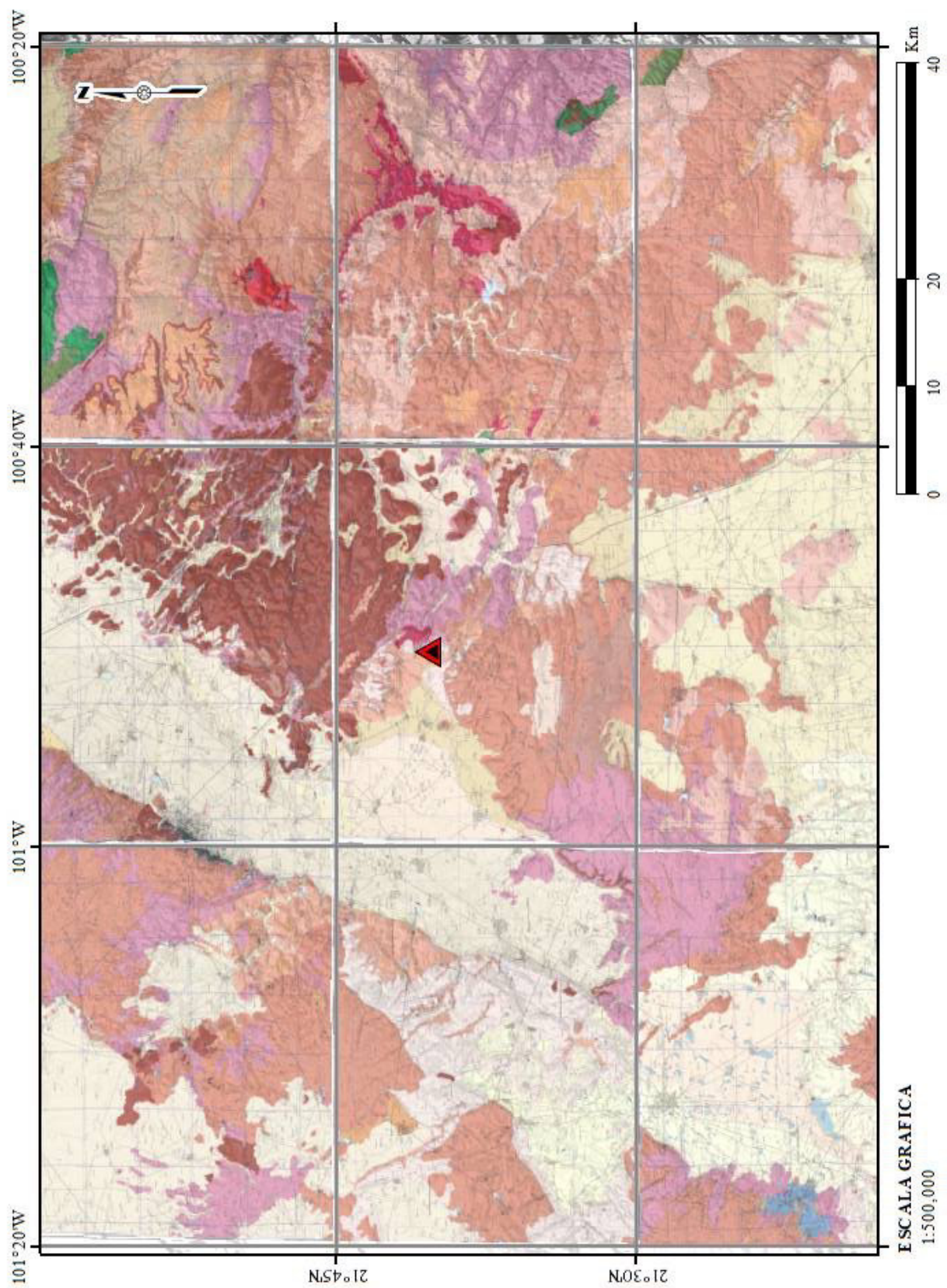


Figura 5 Cartas aledañas, información SGM diversos años.

II.2 Tectónica

Las zonas en las cuales existe tectónica de extensión activa (e. g., el *rift del Río Grande*) se caracterizan por flujo térmico alto, volcanes relativamente jóvenes (algunos de ellos portadores de xenolitos ultramáficos), cuencas excepcionalmente profundas y fallamiento reciente. La actividad sísmica asociada es, en apariencia, intermitente y los eventos tienen una magnitud baja (Seager y Morgan, 1979). En la región considerada (i. e., al norte de la falla El Bajío) es común encontrar acuíferos con aguas termales (e. g., Taboada, Gogorrón, Ojo Caliente, Aguas Buenas, Aguascalientes, etc.). En algunos lugares aislados existen pequeños campos volcánicos pleistocénicos (?), constituidos por basaltos alcalinos y/o basanitoides (Ventura y Espíritu Santo, S. L. P, y San Diego de la Unión, Guanajuato). Asociados a este volcanismo (Aranda-Gómez et al., en prensa) a veces se encuentran basaltos con xenolitos, provenientes del manto superior y de la base de la corteza (Aranda-Gómez, 1982). Las localidades continentales con xenolitos se asocian, común, aunque no necesariamente, a medios ambientes de extensión (Forbes y Kuno, 1967; Aranda-Gómez y Ortega-Gutiérrez, 1987). Las estimaciones basadas en el flujo térmico, medido cerca de la superficie, también coinciden (Ziagos et al., 1985). La presencia de depósitos extensos de grava y arena con fauna pliocénico pleistocénica (Mooser, 1959; Carranza-Castañeda et al., 1982) es característica de la región. Estas acumulaciones de clásticos rellenan parcialmente las depresiones topográficas del río La Laja, valle de Villa de Reyes, Lagos de Moreno y valle de Aguascalientes. Se cree que estos depósitos estén genéticamente relacionados al levantamiento regional que afectó a las sierras que bordean al graben. Un ejemplo notable es el Cerro del Cubilete, en el cual gravas y arenas del Pleistoceno (?) están elevadas 600 m sobre sus contrapartes en El Bajío (J. Martínez-Reyes, comunicación personal, 1986). El patrón morfológico de la Sierra de Guanajuato (Figura 2) sugiere que toda ella podría haberse elevado y basculado hacia el NE, fenómeno que aún pudiera estar sucediendo. Labarthe y colaboradores (1982), Labarthe y Aguilón Robles (1985), y Tristán (1987) también sugirieron basculamientos (10-15) en esta dirección, en los alrededores de San Felipe, Guanajuato. Existen testimonios históricos de terremotos que causaron destrucción y apertura de grietas en Villa Hidalgo, San Luis Potosí. Una revisión parcial de los registros compilados por el Instituto de Geofísica de la UNAM (R. Mota-Palomino, comunicación personal, 1986) indica que hay actividad sísmica en la región comprendida entre San Miguel de Allende y San Juan de los Lagos [falla El Bajío (?) y/o graben de Campuzano] (Aranda Gómez, 1989, p42). En el Cretácico Tardío, es cuando la cuenca pierde profundidad y los movimientos de las placas tectónicas provocan que los sedimentos de cuenca existentes empiecen a recibir esfuerzos de compresión, provocando así emergencia y plegamientos

en los sedimentos; al finalizar el Cretácico disminuye considerablemente la velocidad de deriva de las placas y los sedimentos sufren su máxima compresión; al existir la descompresión se inició el ascenso y emplazamiento de grandes cuerpos graníticos, asimilando en parte a los sedimentos marinos; esto provocó un levantamiento y combamiento en dichos sedimentos, consecuentemente un proceso de fracturamiento y fallamiento que dejan una serie de zonas de debilidad, que son utilizadas para el ascenso de una etapa de volcanismo calcoalcalino que se llevó a cabo aproximadamente a los 55 Ma, desapareciendo así la cuenca oceánica. Posteriormente se presenta un asentamiento acompañado de un sistema de fallas con un rumbo preferencial hacia el NW, N y ligeramente al NE, acompañado por una etapa de volcanismo félsico; la actividad del sistema de fallas provocan la formación de una serie de graben orientados al NE y al NW, los cuales inician su colapso a los 28 Ma, iniciándose así la formación del graben de San Luis - Villa de Reyes; al mismo tiempo que se colapsaba, paulatinamente recibía aportación de material de erosión de las porciones que quedaban elevadas; poco después se adicionan varias estructuras que obedecen al fallamiento orientado al NW, en forma de graben de medianas dimensiones como son el graben de Enramadas y el graben de Bledos, que se mantuvieron a una menor velocidad de colapso que el graben de Villa de Reyes; ya a los 27 Ma existían depresiones, y la actividad volcánica que emerge sobre las zonas de debilidad originadas por el fallamiento, aporta material piroclástico que fluyó hacia las partes topográficamente bajas, siendo una de ellas la depresión en el graben de Villa de Reyes y la depresión de San Luis Potosí; así mismo, reciben parte de las últimas emisiones de la etapa de actividad volcánica que disminuía paulatinamente. La porción central del graben continúa descendiendo, provocando fallas que se observan paralelas y escalonadas a todo lo largo del graben; hacia la porción central de la depresión de San Luis Potosí, existe un derrame volcánico de composición latítica, en forma de un domo que se quedó expuesto a la erosión, quedando sujeto al mismo tiempo, a la actividad del hundimiento que se lleva a cabo en el centro de la depresión Volcano - Tectónica de San Luis Potosí; los derrames ígneos del domo descansan sobre la Formación Cenicera y sobre sedimentos marinos. La falla del extremo occidental de la fosa, se estima que es de considerable profundidad, principalmente al sur y al oeste de la depresión Volcano - Tectónica de San Luis Potosí, donde hacia la base de la sierra se observan lomeríos de suave pendiente constituidos por conglomerados de clastos gruesos, Que pudieran ser evidencias de varias etapas de rejuvenecimiento. (Aguirre Hernández, 1992, p11)

La extensión regional originada a partir del Oligoceno dio como resultado la formación de una serie de pilares y fosas tectónicas, con orientaciones que varían entre N 30 - 40° W en el oeste de los EUA, esta ten-

dencia cambia gradualmente hacia el N - NE en el área del Río Grande. En la parte central de México (extremo meridional de la provincia de Cuencas y Sierras) se desarrolló una zona en donde se formaron fosas tectónicas con una orientación al N y NW como las estructuras de Calera, Calvillo, Aguascalientes, Loreto, Palo Alto, Villa Hidalgo En Durango y Chihuahua también ocurrió algo similar (Martínez Ruiz, 1984; Tristán, 1986; Aranda, 1989; Aranda y colaboradores, 1989). Un factor común en todas estas áreas es que el principal pulso de la extensión fue precedido por volcanismo félsico durante el Oligoceno y que muchas de estas estructuras tienden a ser paralelas a la fosa tectónica del Río Grande. Contemporáneamente a las primeras fases de la extensión, se extravasaron las riolitas topacíferas. Posteriormente, durante el Oligoceno tardío (~22 Ma), Mioceno (~11 Ma) y Pleistoceno (<2 Ma) se expulsaron basanitas y basaltos alcalinos (McDowell y Kcizcr, 1977. Aranda y Luhr, 1990, Aguirre Díaz y McDowell, 1991). (Aguillón Robles, 1994, p34)

Regionalmente en la zona de estudio se han reconocido una serie de fallas normales con orientación predominante NW - SE (Figura 5), producto de la tectónica de extensión del Oligoceno Medio, se interpreta que estas fallas fueron los principales conductos para la expulsión de los magmas existentes en la zona, por lo que el volcanismo en el complejo volcánico San Luis Potosí, utilizó principalmente las fallas y fracturas producto de una fase distensiva, lo cual pertenecería a un volcanismo intracontinental asociado a la formación de fosas tectónicas. Respecto al área de estudio en donde no se encuentra la falla del margen poniente del semi Graben de Bledos, se piensa que si existe y que ésta sirvió de conducto para la salida de los basaltos existentes en la zona; Bott (1981) propuso un modelo para este tipo de volcanismo, en éste modelo, se considera que el volcanismo inicia en condiciones de extensión cortical en las regiones de flujo térmico elevado, donde se forma un conjunto de fallas y fracturas en la parte frágil de la corteza. (Torres Aguilera, 2005, p30).

II.3 Geología

El registro geológico del área se inicia con los sedimentos clásticos marinos de la formación Caracol, que representan un depósito de tipo Flysh, debido a un levantamiento por movimientos tectónicos, de las primeras pulsaciones de la Orogenia Laramide. Existe un dato significativo respecto al depósito de los sedimentos del Coniaciano - Maestrichtiano. Al oriente del Valle de San Luis y del graben de Villa de Reyes, están representados estos sedimentos por la formación Cárdenas, la cual consiste de calcarenitas y lutitas; en cambio hacia el poniente, aparece la formación Caracol en la que las areniscas consisten en granos de cuarzo y feldespato en matriz calcárea. Este cambio de facies nos indica que no hubo mezcla en el aporte de los sedimentos de ambas partes y que, por lo tanto, debe haber existido una zona emergida; alta y angosta separando las cuencas, en ésta época ya se empezaba a formar un combamiento de la corteza. A fines del Cretácico y principios del Terciario, las rocas cretácicas se plegaron y fallaron como consecuencia de los esfuerzos de la Orogenia Laramide, teniendo como consecuencia un rumbo general NW de los ejes de los plegamientos y haciendo emerger definitivamente a la zona. En algunas áreas quedaron depresiones, que fueron rellenadas por sedimentos clásticos continentales, producto de la erosión de las rocas expuestas. Estos sedimentos se han fechado por métodos palinológicos como pertenecientes al Paleoceno - Eoceno. También hacia principios del Terciario, existe actividad magmática, produciendo algunas intrusiones aisladas de rocas de tipo granítico a monzonítico, de las cuales hay pequeños afloramientos que intrusionan a la formación Caracol, al NW del cerro del Calero. Durante el Oligoceno se inicia la actividad volcánica con la efusión de la secuencia de las rocas de la serie Santa María, continuando con la serie de la Sierra de San Miguelito. Vino después la formación del graben de Villa de Reyes, en el cual deben haberse depositado materiales de acarreo, producto de la erosión de las rocas preexistentes. Después viene otro período con fracturamiento y fallamiento tensional, que forma toda la serie de grabens y fracturas de rumbo N 50° W, con sus correspondientes sistemas conjugados. La última actividad volcánica, sin que se pueda precisar su edad, está representada por la efusión de tobas depositadas por el aire, ignimbritas y una lava esferolítica, pertenecientes a la Riolita Panalillo. Estas rocas rellenaron los graben de Enramadas y Paso Blanco y quedaron como remanentes en las partes altas de algunos cerros. Después de la efusión de estas rocas, toda la zona sufre un basculamiento hacia el NE. Un largo período de erosión sigue a la actividad volcánica, producto de la cual son los conglomerados que aparecen en flancos de las sierras, así como áreas de aluvión en los Valles de Villa de Reyes, Santa María y Ojo Caliente. (Labarthe H., 1980, p10)

Hacia el norte de la Sierra de Guanajuato, hasta la latitud de San Luis Potosí (22° 30' N), predominan los afloramientos de rocas volcánicas félsicas de edad oligocénica (32 - 28 Ma; Labarthe et al., 1982). Estas rocas fueron agrupadas en lo que se llamó el “campo volcánico de San Luis Potosí”, el cual tiene una edad y composición que hacen pensar que pudiera estar relacionado genéticamente con el vulcanismo de la Sierra Madre Occidental (Aranda Gómez et al., 1983). El frente meridional y la parte más elevada de la Sierra de Guanajuato coinciden con los afloramientos de las rocas más antiguas conocidas en la región. Estas rocas, llamadas genéricamente “complejo basal” (J. Martínez Reyes, comunicación personal, 1986), constituyen un paquete complejo de rocas marinas, volcánicas y sedimentarias, cortadas por plutones de edad y composición diversa, las cuales fueron metamorfoseadas y deformadas antes del Aptiano (de la Teja, 1982). Sobreyaciendo discordantemente al basamento, se encuentra en la sierra sedimentos clásticos continentales (Eoceno; Edwards, 1955; Labarthe et al., 1982; Tristán, 1986) y/o un paquete grueso de rocas volcánicas y volcanosedimentarias (epiclásticas), de edad Terciaria (36-32 Ma; Gross, 1975). A este conjunto se dio el nombre de “cubierta terciaria” (J. Martínez Reyes, comunicación personal, 1986). (Aranda Gómez, 1989, p35).

El depósito de la secuencia sedimentaria en la Cuenca Mesozoica del Centro de México, empezó hacia finales del Triásico con la acumulación de la Formación Zacatecas. Dicha unidad está constituida por sedimentos marinos depositados en aguas someras, intercalados con conglomerados y derrames volcánicos. Posteriormente, durante el Jurásico Tardío, la cuenca comenzó a hundirse, lo que permitió la sedimentación de la caliza de la Formación Zuloaga, que se acumuló sobre la plataforma continental. La subsidencia continuó en la región, alcanzando su máxima profundidad durante el Albiano Cenomaniano, para posteriormente levantarse a partir del Turoniano, al tiempo que se estaba depositando los sedimentos de la Formación Indidura en la cuenca y de la Formación Soyatal sobre la Plataforma Valles San Luis Potosí. La retirada paulatina de la costa hacia el occidente culminó con el depósito de flysch de las formaciones Caracol en la cuenca y Cárdenas sobre la plataforma que perduró hasta el Maestrichtiano (Myers, 1968). La Formación Caracol se considera el producto de la erosión de una zona intrusionada y acompañada por vulcanismo del Coniaciano (De Cserna, 1956, p.65). Después del plegamiento de las rocas marinas del Mesozoico (Orogenia Laramide), hubo la formación de cuencas aisladas en donde se depositaron sedimentos lacustres y terrígenos continentales (Paleoceno Eoceno). (Aguillón Robles, 1994, p7).

Las rocas más antiguas que afloran en la Mesa Central son facies marinas de edad triásica y delimitan burdamente la zona del margen continental para ese tiempo. Yaciendo sobre esas rocas aparecen distribuidas

en toda la Mesa Central rocas continentales de edad Jurásica. A partir del Oxfordiano y hasta finales del Cretácico prevalecieron condiciones marinas. Durante ese lapso se depositaron tres conjuntos litológicos muy distintos, hacia el margen oriental se encuentra una secuencia de plataforma, denominada Plataforma Valle San Luis Potosí que en su mayor parte queda comprendida en la Sierra Madre Oriental, pero hacia la Mesa Central está representada por facies arrecifales y principalmente de talud; hacia el centro de la Mesa Central aparecen rocas de cuenca marina que constituyen secuencias potentes de lutita y arenisca calcáreas y culminan con arenisca que contiene clastos de rocas volcánicas, a este conjunto se lo denomina Cuenca Mesozoica del Centro de México. Hacia los límites occidental y sur aparecen conjuntos volcanosedimentarios marinos en los que se reconocen espesores grandes de basaltos almohadillados con componentes sedimentarios que consisten principalmente en lutita, arenisca y caliza; en algunas localidades las lavas y los sedimentos se encuentran intercalados. Todas estas rocas muestran deformación plicativa y fallamiento inverso, los cuales fueron producidos durante la orogenia Laramide. Sobre estos conjuntos litológicos aparecen en contacto por una gran discordancia angular las rocas de edad cenozoica, todas de origen continental y que hacia la base de la secuencia consisten de conglomerados y rocas volcánicas de composiciones andesíticas a riolíticas. Hacia la parte superior la secuencia volcánica cenozoica consiste en un gran apilamiento de rocas de composición riolítica caracterizadas por una composición química peculiar que las identifica como riolitas “topacíferas” y cuyo origen fue mayoritariamente por fusión de la corteza. Hacia la cima de la secuencia Cenozoica aparecen basaltos alcalinos de edad Mioceno y Cuaternario, volumétricamente modestos. (Nieto Samaniego, 2005, p285).

II.3.1 Campo Volcánico de San Luis Potosí

El Campo Volcánico de San Luis Potosí se localiza en la porción suroccidental del estado dentro de la Faja Ignimbrítica Mexicana (Ortega Gutiérrez, 1992) y ubicándose paleogeográficamente dentro de la Cuenca Mesozoica del Centro de México (Carrillo Bravo, 1971), El Campo Volcánico de San Luis Potosí está constituido por un paquete grueso de rocas volcánicas cenozoicas que cubren discordantemente a los sedimentos marinos del Mesozoico y, en algunos lugares, a los sedimentos lacustres y terrígenos continentales del Paleógeno (Formación Cenicera Labarthe Hernández, 1982) (Maldonado Sánchez, 1997, p5).

Se puede afirmar que existen al menos tres etapas de volcanismo básico a intermedio fundamentales en la formación del Campo Volcánico de San Luis Potosí, como se ha mencionado anteriormente. Partiendo de esta premisa tenemos que como primera hipótesis que los magmas generados durante el Eoceno y Oligo-

ceno temprano tienen origen por procesos derivados de la subducción de la placa Farallón donde se considera que fue la etapa con menor ángulo de subducción y por lo tanto con mayor injerencia continente adentro, así pues, la injerencia de esta subducción es la primera etapa de formación del Campo Volcánico de San Luis Potosí. Esta primera hipótesis conlleva a que el principal elemento que está aportando los magmas es la fusión de la cuña del manto, y no directamente la placa que subduce ya que los diagramas expuestos con anterioridad muestran que no presentan aporte de sedimentos que transporta la placa subducente, y que las rocas del Eoceno tardío tienen menos interacción con la corteza continental que las rocas del Eoceno tardío – Oligoceno temprano, y por lo tanto son contemporáneas, pero no comagmáticas. Para la segunda hipótesis que se concentra en las rocas generadas durante el Oligoceno y Mioceno temprano, y que representan el segundo evento volcánico durante la formación del Campo Volcánico San Luis Potosí, se tiene que son generadas por una tectónica extensional relacionada a la provincia de Cuencas y Sierras. Otra de la hipótesis para las rocas del segundo evento es que son originadas de la base de la corteza y el mecanismo que permitió el ascenso de los magmas fue una relajación de la subducción y/o que el ángulo de subducción aumentó alejando su injerencia en la zona. Para el magmatismo reciente se tiene que con las evidencias mostradas de que se puede separar en dos regímenes de emplazamiento, se tiene como hipótesis que el ascenso de los magmas subalcalinos vienen de un manto empobrecido y/o que presentaron mayor interacción con la corteza, mientras que los magmas alcalinos evidencian un comportamiento tipo E-MORB (Enriched - Mid Ocean Ridge Basalt), lo que indica un rápido ascenso desde el manto. (Martínez Esparza, 2008, p85)

El Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP), cubre un área aproximada de 40,000 km² y se ha definido como tal, con base en los trabajos de cartografía geológica desarrollados en la porción centro sur del Estado de San Luis Potosí por los investigadores del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de SLP y otras instituciones, reconociendo un paquete de unidades volcánicas que se formó desde el Eoceno al Cuaternario (Labarthe Hernández et al., 1982). Los estudios realizados se encaminaron a determinar la estratigrafía y estructura de las rocas volcánicas del CVSLP con base en descripciones de campo, petrografía y geoquímica de trabajos publicados previamente y complementados con 56 nuevos fechamientos K Ar de roca entera. La cartografía se realizó sistemáticamente partiendo de la Sierra San Miguelito y extrapolándose a los otros complejos volcánicos que conforman el Campo Volcánico de San Luis Potosí (Labarthe Hernández et al., 1982; Labarthe Hernández y Jiménez López, 1992; 1993; 1994; Labarthe Hernández et al., 1995; 1999; Aguillón Robles, 1992; Barboza Gudiño et al., 2001; 2002). Otro aspecto

importante, son los trabajos que se realizaron para interpretar los eventos tectónicos asociados al emplazamiento del vulcanismo regional en el CVSLP (Tristán González, 1986; 1987, Tristán González y Torres Hernández, 1992; Nieto Samaniego et al., 1996; Nieto Samaniego et al., 2005; Tristán González et al., 2008). El vulcanismo del Campo Volcánico de San Luis Potosí inició en el Eoceno medio con la emisión de derrames de lava andesítica depositadas sobre sedimentos lacustres del Paleoceno tardío al Eoceno temprano medio (Labarthe Hernández et al., 1982). Posteriormente, en el Oligoceno, se depositó un paquete de lavas y productos piroclásticos de composición intermedia a riolítica. El período donde se emitió el volumen mayor de rocas volcánicas félsicas en el Campo Volcánico de San Luis Potosí fue entre los 32 y 26 Ma. Entre los 22 y 20 Ma el vulcanismo fue muy restringido, con carácter bimodal (se emitieron basaltos y riolitas casi de manera contemporánea) y finalizó en etapas intermitentes con lavas basaníticas del Plio Cuaternario. Aunque el carácter químico de las lavas e ignimbritas del Campo Volcánico de San Luis Potosí es predominantemente calcialcalino (Labarthe Hernández et al., 1982), y por lo tanto asociado a un régimen de convergencia, el evento de extensión tectónica que formó la Provincia de Cuencas y Sierras; parece haber impuesto su sello en el vulcanismo, dado que están ligados vulcanismo y extensión en la Mesa Central de México (Aranda Gómez et al., 2000; Torres Hernández et al., 2001; Aguirre Díaz y Labarthe Hernández, 2003). Stewart y Roldán Quintana (1994), consideran que la deformación y el vulcanismo asociado a la subducción pudieron continuar hasta el Mioceno temprano. De cualquier manera, el carácter predominantemente calcialcalino de las rocas, el tiempo restringido de su emplazamiento y la bimodalidad química de las rocas de la SMO son típicas de magmatismo de arco continental (McDowell y Kaizer, 1977). Sin embargo, se reconoce que de acuerdo con Wark, et al. (1990); Wark, (1991) que el cambio de énfasis en el carácter del vulcanismo (de calcialcalino a subalcalino y alcalino) después de los 30 Ma en la parte norte de la SMO y tardíamente en su parte suroccidental (en el CVSLP) entre los 22 y 20 Ma (Mioceno temprano) parece indicar el paso de un régimen dominado por procesos de subducción, a un episodio de extensión menor. Aranda Gómez et al. (2000) sitúan un periodo de extensión en toda la región sur de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras entre 24 y 20 Ma. (Tristán González, 2009, p288)

En la parte centro oriental del área, dentro de la MC se observan los vestigios de la actividad volcánica más reciente la cual se encuentra dentro del Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP) cuya litología va desde lavas andesíticas, dacitas, riolitas con alto contenido de sílice, riolitas acompañadas de basalto en lo que se conoce como actividad bimodal y rocas de composición basanítica y dentro de lo que se denomina el Complejo Volcánico Villa Hidalgo (Tristán González et al., 2009), representada por dos cráteres grandes

de explosión y una serie de derrames pequeños de basalto de olivino, siendo lo anterior uno de los aspectos más interesantes en la zona. Las rocas piroclásticas de composición basáltica están asociadas a estos cráteres o maars, en ellas se encuentran distintos tipos de nódulos o xenolitos de rocas ultramáficas y ultra metamórficas que han sido interpretadas por diversos autores como provenientes de la parte superior del manto y de la base de la corteza terrestre (Aranda Gómez et al., 1993). La deformación típica de las unidades mesozoicas, consiste de plegamientos, por lo general asimétricos hasta recostados o recumbentes, con vergencia hacia el nororiente, presentando ejes de rumbo general N 20° W. Por medio de fotografías aéreas e imágenes de satélite, se reconocieron varias fotolineamientos mayores que fueron interpretados como fallas de carácter regional, destacando la tendencia general norponiente de algunas estructuras y sierras o alineaciones de cuerpos volcánicos o subvolcánicos, que en ocasiones se unen en cuerpos alargados en esta dirección, evidenciando emplazamientos y extrusiones fisurales (Carta Geológico Minera INEGI, 2003). Parte de la Sierra del Coro está ubicada dentro del área de estudio, se encuentra compuesta por cerros de rocas calizas de edad Mesozoica (Cretácico Superior), plegadas por la Orogenia Laramide dando resultado a anticlinorios y cabalgaduras con una orientación general NW 20° SE, los plegamientos por lo general recostados hacia el NE, indicándonos su transporte tectónico. Estas rocas presentan intemperismo químico moderado por lo cual se presentan dolinas en el área y fracturas producidas por la disolución del agua en estas rocas. Como se mencionó el Campo Volcánico de San Luis Potosí se encuentra presente en la zona de estudio con afloramientos dispersos de basaltos y algunas escorias volcánicas. De acuerdo con Nieto Samaniego et al. (2005) la Mesa Central fue reconocida como provincia fisiográfica por Raiz (1959), quien la definió como “una cuenca rodeada por montañas más elevadas, solo que en lugar de sierras elongadas, ésta tiene áreas poco elevadas, principalmente disectando rocas volcánicas antiguas”. Es una provincia fisiográfica que se reconoce por presentar una hipsografía con desniveles moderados por encima de la cota de 2 000 m, localizada en la parte centro norte de México y que se encuentra rodeada por la Sierra Madre Occidental, Sierra Madre Oriental y Faja Volcánica Transmexicana. La deformación extensional cenozoica ha sido el principal factor que ha configurado esta provincia, los grandes sistemas de fallas que se localizan en ella han jugado un papel fundamental en su evolución geológica. Las rocas más antiguas que afloran en la MC son facies marinas de edad Triásica y delimitan la zona del margen continental para ese tiempo; yaciendo sobre esas rocas aparecen distribuidas en toda la MC rocas continentales del Jurásico. Al hablar del volcanismo global en la Mesa Central, se entienden eventos que tuvieron tiempo y espacio desde edades triásicas hasta principios del Cuaternario. Las rocas más antiguas en la Mesa Central son de composiciones máficas intruyendo en forma de diques o sills y en forma de lavas al-

mohadilladas intercaladas en sedimentos del Triásico. Para finales de Jurásico inicio de Cretácico, se tiene la secuencia magmática de Guanajuato, que consiste en una secuencia de arco volcánico compuesta principalmente de basalto, dioritas, tonalitas y gabros; presentan metamorfismo en facies de esquistos verdes y alteración hidrotermal. (Mares Ochoa, 2015, p13).

II.3.2 Graben de Villa de Reyes

Morfológicamente está caracterizada por un amplio valle central, (graben de Villa de Reyes) de 15 km. de anchura, que sigue una dirección N 30°E. Este valle presenta una suave pendiente hacia el SE y va desde los 1900 msnm en su límite NW, hasta los 1800 msnm en el SE (Figura 7). Está bordeado en su extremo NW por parte de la sierra de San Miguelito, la cual presenta una topografía muy abrupta, levantándose hasta los 2600 msnm. Está formada por un paquete grueso de rocas volcánicas félsicas del Oligoceno que tienen un echado suave hacia el NE. El drenaje que presenta es rectangular estando controlado por los sistemas de fracturamiento y/o fallamiento. Se trata de un valle tectónico hundido, relleno por materiales de acarreo y limitado por fallas normales. Tiene unos 15 km de ancho, presenta un rumbo general N 40° E torciéndose en el extremo norte hacia el N 10° E. Tiene un alto de la Iatita en la zona de fuente de Villa de Reyes y algunos altos también de latita en el área de Cerro Gordo. En la base de la Sierra de San Miguelito, existen algunos restos de las ignimbritas Cantera y Bolas. Esta estructura se sigue desde cerca de la ciudad de León, Gto.. en su parte sur, hasta el poblado del Huizache en el norte, teniendo una longitud del orden de 260 km, con una anchura media de 15 km. Se trata de un verdadero rift continental*, de edad Terciario medio a superior, discordante sobre la estructura Cretácica. Es por tanto semejante al graben del Valle del Rhine en Alemania. Cloos (1951) explica este tipo de fosas como debidas a un combamiento de la corteza terrestre, formándose las fallas marginales y es típico además el volcanismo asociado. Llegó a efectuar un experimento en el cual reprodujo las condiciones tectónicas del Valle del Rhine . En este caso ya desde el Cretácico superior, existió un levantamiento en la parte central que hoy ocupa la fosa, continuando durante el Terciario inferior y medio, para hundirse en el Oligoceno Mioceno. Presenta actividad volcánica posterior, representada por el paquete de la riolita Panalillo y basaltos olivínicos pleistocénicos, éstos últimos localizados hacia el NE de la ciudad de San Luis Potosí (Aranda Labarthe 1977). Las secuencias de rocas volcánicas a ambos lados del graben son diferentes en litología y edad, siendo más antiguas las de las sierras de Santa María. (Labarthe H., 1980, p9)

Es un valle tectónico hundido, limitado por fallas normales aserradas y relleno por el miembro inferior de la riolita Panalillo y por materiales de acarreo. Su rumbo general es N 40° E, cambiando de dirección hacia el N 10° E en su extremo norte. Su límite sur está cerca de la Ciudad de León, Gto., y al norte de San Luis Potosí, se continúa con el graben de Peotillos. Está alineado con la zona de fractura Colima León (Hooser, 1972). Su longitud es de 260 km, con un ancho medio de 14 km . Fue formado en el Oligoceno entre la

emisión de la ignimbrita Cantera (29 M.A.) y la riolita Panalillo (26.8 Hacia su extremo NE tiene dos pequeños graben de rumbo N 50° U, perpendiculares a la estructura principal. Son las fosas de Enramadas y Paso Blanco, limitadas por fallas normales y rellenas por el miembro inferior de riolita Panalillo. Junto al poblado de Villa de Reyes, aparece un alto de la Latita Portezuelo, caracterizado por una importante zona de fuente de esta roca. (Martínez Ruiz, 1983, p10)

El graben de Villa de Reyes está enmarcado en el Centro de México, en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato. La parte hundida tiene una longitud aproximada de 200 km. con una anchura promedio de 15 km, formando un extenso valle, relleno por sedimentos lacustres, aluviales y flujos de cenizas. Las formaciones marinas Cretácicas afloran principalmente en su parte norte y se tratan de La Peña, Cuesta del Cura, Indidura y Caracol, depositadas en la Cuenca Mesozoica del Centro de México y la Formación El Doctor de la Plataforma Valles San Luis Potosí; la mayoría de ellas afloran en los hombros del graben; otros importantes afloramientos de estas rocas se localizan en la Sierra de Guanajuato, donde se trata de un conjunto de rocas muy alteradas, pero que pertenecen en su mayoría a las depositadas en la Cuenca y a otras más antiguas Precretácicas. Durante el Paleoceno Eoceno se depositaron los sedimentos lacustres y aluviales de la formación Cenicera en pequeñas cuencas aisladas y en las laderas de las sierras. Las rocas volcánicas del área se inician durante el Eoceno (+44 M.a.) con la emisión de la Andesita Casita Blanca a través de aislados aparatos volcánicos. El volcanismo violento empieza con la extrusión de la Ignimbrita Santa María, Traquita Ojo Caliente, Latita Portezuelo, Riolita San Miguelito, Ignimbrita Cantera, Riolita El Zapote, Riolita Panalillo, Basalto Cabras y culmina en el norte con los piroclásticos y basanitoides de Las Joyas. Las rocas intrusivas están representadas por El Granito de Arperos del Eoceno, los apófisis de los intrusivos de San Pedro y Rodrigo y finalmente en el Cuaternario (?) con el Intrusivo Nuevo Valle de composición gabrónica. Las estructuras de los sedimentos marinos forman una serie de anticlinorios y sinclinorios en las rocas de la cuenca, donde sus pliegues son recostados hacia el NE y los de plataforma tienden a ser anticlinales y sinclinales muy amplios; en los afloramientos del Fénix las rocas aparecen como colgantes sobre el Intrusivo Nuevo Valle, el cual las silicificó y cloritizó. La Ignimbrita Santa María, que forma parte de las rocas Pre-Graben da origen a grandes estructuras (Cauldrons del Tipo Valles) en las cercanías del graben. Las rocas contemporáneas al graben, formadas por los domos riodacíticos de la Latita Portezuelo, los domos riolíticos de la Riolita San Miguelito y La Ignimbrita Cantera, utilizan como conductos para su ascenso la serie de fallas producto del proceso de rotura formador del graben, continuando simultáneamente con un colapso paulatino conforme van saliendo estos magmas. El máximo co-

lapso fue después de la erupción de la Ignimbrita Cantera; posteriormente hubo otros movimientos que se llevan a cabo después de la extrusión de la Riolita Panalillo, la que tiene sus fuentes principales hacia la parte meridional del graben y en la intersección con las estructuras transversales. Estas fallas son utilizadas también para la intrusión del gabro de Nuevo Valle y del Basalto Cabras. Como consecuencia del combamiento y rotura, se originó la extensión que forma una serie de grabenes y horsts transversales al Graben de Villa de Reyes y es a través de sus fallas marginales por donde también ascienden los magmas riolíticos y máficos; las fosas son rellenas principalmente por piroclásticos que resultan del evento bimodal de la Riolita Panalillo. (Tristán González, 1986, p64)

II.3.3 Sierra de San Miguelito

La Sierra de San Miguelito, consiste de un grueso paquete de rocas volcánicas sumamente falladas, las cuales descansan discordantemente sobre sedimentos marinos, fuertemente plegados de la Formación Caracol, de los que existe un afloramiento cerca del Cerro El Calero (Figura 7). En general, las unidades de rocas volcánicas tienen un rumbo N 45° W con un echado de 15 a 20° al NE. Este echado es más suave hacia el sur de la Sierra, en donde se vuelve casi horizontal. Los sistemas de fracturamiento y/o fallamientos predominantes son; uno paralelo a las fallas marginales del graben, con un rumbo N 40° E, y el otro normal al anterior, de rumbo N 50° W. Destacan las fallas siguientes: El pequeño graben del arroyo de La Laja, de rumbo N 25° W que hundió una franja de la ignimbrita Cantera, rodeada del derrame riolítico San Miguelito. Su falla marginal del lado NE continúa por el Río Potosino, La falla que pasa junto al cerro El Calero, que pone en contacto a la riolita que limita con la toba lítica. Tiene un rumbo N 30° W y echado de 65° NE; cambia en un tramo a N 10° E para volver, otra vez al N 30° W en el arroyo el Puerto, El derrame de la riolita San Miguelito forma un domo, cubierto en su extremo norte por la toba lítica y la ignimbrita Cantera, y en su parte central y más alta por la ignimbrita Bolas. En la esquina NW de la Hoja, llega a aflorar la zona principal de fuente de dicho derrame (Tv), La falla marginal del graben de Villa de Reyes afectó al domo de riolita San Miguelito en su flanco SE, ya cerca de su acuñamiento en esta dirección. (Labarthe H., 1980, p23)

Esta unidad geomorfológica está conformada por un conjunto de serranías alargadas con una orientación N45 - 55°S. Su anchura total varía entre 20 y 25 km, con elevaciones mínimas de 1900 y máximas de 2900 msnm. Los valles de San Luis y de Villa de Reyes se encuentran limitando a esta unidad en sus porciones oriental y meridional. El límite de los valles está aproximadamente delineado por la curva de nivel 1850 msnm. El Valle de Villa de Reyes tiene una longitud de 200 km y una

anchura promedio de 15 km (Tristán, 1986). En la Sierra de San Miguelito se presentan acantilados hacia el valle de Villa de Reyes. El patrón de drenaje en las serranías es de tipo paralelo, controlado por fracturas de orientación general NW - SE. La longitud promedio de los arroyos es de 8 km y la densidad de drenaje es alta, en comparación con la que se observa en la unidad 1. Hacia la porción septentrional de la Sierra de San Miguelito la densidad de drenaje es menor que en la porción meridional; se piensa que esto es debido al control estructural. En general, en la Sierra de San Miguelito los cañones son profundos, sin formación de suelo residual lo que se interpreta como evidencia de una erosión activa. El lecho rocoso de esta unidad geomorfológica está conformado por derrames volcánicos; hacia su parte central se encuentra la Depresión del Peaje que fue rellenada por una secuencia de ignimbritas riolíticas y depósitos volcánico-clásticos (véase Lámina 7 en este estudio; Tristán, 1986; Labarthe y Jiménez, 1992). En la porción NW de la serranía se encuentran los domos riolíticos del Cerro Grande. Los domos de la Sierra de San Miguelito se encuentran en el extremo suroriental de la sierra. (Aguillón Robles, 1994, p12) Esta estructura está conformada por un conjunto de serranías alargadas con una orientación N 45° 55° S, el ancho aproximado varía entre 20 y 25 km, con elevaciones que van desde los 1900 msnm hasta los 2900 msnm. En la SSM se presentan acantilados hacia el valle de Villa de Reyes, el patrón de drenaje es de tipo paralelo controlado por fracturas de orientación general NWSE. En general en la SSM los cañones son profundos, sin formación de suelo residual los que se interpreta como evidencia de erosión activa. El lecho rocoso está

Capítulo II. Marco geológico regional 13 conformado por derrames volcánicos; hacia su parte central se encuentra la Depresión del Peaje que fue rellenada por una secuencia de ignimbritas riolíticas y depósitos volcánico-clásticos (Tristán González, 1986, en Aguillón Robles, 1992). En la SSM se presentan numerosas fallas de rumbos que varían de N 60° W a N 20° W y echados de 45° a 75° al SW, formando un arreglo tipo dominó que causó un basculamiento promedio de 20° al NE en las capas de rocas volcánicas oligocénicas. Esa deformación produjo una extensión de 0.2 (20%) con dirección NESW, perpendicular al rumbo de las fallas (Xu et al., 2004, en Nieto Samaniego et al., 2005). La edad más antigua de actividad de estas fallas que se logró determinar es previa al Oligoceno, sin poder precisarla, posteriormente ocurrieron varias reactivaciones, la de mayor magnitud ocurrió en el Oligoceno temprano y una segunda de menor magnitud en el Oligoceno tardío, la cual pudo haberse extendido hasta el Mioceno temprano (Nieto Samaniego et al., 1997, en Nieto Samaniego et al., 2005). En la parte septentrional de esta estructura se encuentra el Valle de Ahualulco, el cual se encuentra relleno por material aluvial, y se caracterizan por tener muy poca pendiente, presentan un drenaje dendrítico incipiente, los arroyos son de fondo rocoso y efímero. (Martínez Esparza, 2008, p12) El Complejo Volcánico Sierra San Miguelito (CVSSM) se localiza en las

inmediaciones sur y occidente de la ciudad de San Luis Potosí, y su rasgo morfológico más conspicuo lo constituye la Sierra San Miguelito. En éste complejo los productos volcánicos son de edad Oligoceno medio y Mioceno. La secuencia oligocénica (31 a 26 Ma) está formada por lavas e ignimbritas de distribución amplia. Al inicio de la actividad volcánica del CVSSM está formada por derrames de lava de composición riolítica (latita Portezuelo y riolita San Miguelito) que formaron domos exógenos. Solo de manera aislada y restringida se observan depósitos piroclásticos separando los flujos de lava que forman los domos más grandes (Cerro Grande y Cerro El Potosí). La serie de domos se emplaza con siguiendo estructuras regionales de orientación NW SE (Labarthe Hernández y Jiménez López, 1992; 1993; 1994); Tristán González 1986; Aguillón Robles et al. 1994; Rodríguez Ríos 1997) y algunos de ellos, sobre todo los de la porción poniente de este complejo, siguieron un patrón semicircular (Torres Hernández et al., 2008). Gran parte del volumen de rocas volcánicas del CVSSM lo forman los domos riolíticos San Miguelito y El Zapote, entre las cuales se encuentra intercalado un paquete grueso de depósitos de flujos piroclásticos pertenecientes a la ignimbrita Cantera y San José con una edad 29 Ma, que se extienden en la mayor parte de la Sierra San Miguelito. Entre los 27 y 28 Ma, hubo actividad volcánica puntual de composición básica siguiendo las fallas principales que seccionan la Sierra San Miguelito de orientación NWSE (basalto La Placa) e ignimbritas de alto grado y flujos sin soldar de la riolita Panalillo, la cual sugiere una actividad bimodal ocurrida principalmente al poniente del CVSSM dentro de la fosa de Bledos. Toda la secuencia de la Sierra San Miguelito se encuentra afectada por una gran cantidad de fallas normales con ángulo alto, que se acomodaron en patrón en dominó y formando fosas tectónicas estrechas que bascularon los bloques al NE (Labarthe Hernández et al., 1982; Labarthe Hernández y Jiménez López, 1992; 1993, 1994; Xu et al., 2004; 2005; Torres Hernández et al., 2006). La última actividad volcánica del CVSSM ocurrió en el Mioceno con la emisión de lavas que varían de basálticas (basalto Cabras), traquíticas (traquita Los Castillo) y riolíticas (riolita Cerro Reyna) que fueron emitidas en un periodo de tiempo muy breve entre los 21.5 y 20.3 Ma. (Tristán González, 2009, p293)

II.3.4 Sierra de Santa María

Toda la franja de serranías que se hallan al SE del graben de Villa de Reyes. Se trata también de un grueso paquete de rocas volcánicas, existiendo sólo abajo de ellos un afloramiento de los sedimentos clásticos continentales del Terciario, así como un muy pequeño afloramiento de la Formación Caracol (Figura 7). Se observa un derrame traquítico cuya parte central está cerca de la ranchería del Tepozán, con una importante zona de fuente en esa área. Además, el fracturamiento en esa zona se presenta burdamente radial. En general el paquete de rocas volcánicas tiene un rumbo de N 50° W con echados de 15 a 20° al NE, con abundantes fallas longitudinales escalonadas, muy notables al NE de la carretera Federal No. 57. Destacan las fallas y/o fracturas de rumbo N 50° W que forman dos graben importantes y la serie de fallas escalonadas que ponen en contacto a la ignimbrita Santa María con la traquita Ojo Caliente. Los dos graben paralelos son el de Enramadas, por el cual va la carretera 57, y el de Paso Blanco, ambos rellenados por la toba depositada por el aire (Tap) de la riolita Panalillo. Un sistema de fracturamiento normal al anterior y paralelo a las fallas marginales del graben de Villa de Reyes, es también muy notable. Tiene un rumbo N 40° E. De este sistema forma parte la falla del arroyo de Enramadas y del arroyo de La Alberca. Existen además dos sistemas perpendiculares, entre sí de rumbos norte y oriente, que están representados por los arroyos de Tierras Blancas y La Cenicera. El pequeño valle de Santa María ocupa una zona de fracturamiento este oeste. (Labarthe H., 1980, p24)

El Complejo Volcánico (CVSM), se localiza a unos 30 km al sur de la ciudad de San Luis Potosí; está limitado en su porción NW por la fosa tectónica conocida como Graben de Villa de Reyes (Labarthe Hernández et al., 1982; Tristán González, 1986), y se considera como un complejo volcánico perteneciente a la parte occidental del Campo Volcánico Río Santa María. Este complejo lo caracteriza una serie de cadenas de domos de la traquita Ojo Caliente. Su formación se inició con la emisión de coladas de lava de composición andesítica y depósitos piro clásticos riolíticos, que fueron cubiertos por un paquete de lavas con composición que varía de traquitas hasta riolita de sílice alto, e intercalación esporádica en sitios puntuales con lava de composición andesita basalto. El paquete de rocas volcánicas que forman el CVSM, descansa en su porción occidental sobre sedimentos marinos de la Formación Caracol del Cretácico superior, acumulados en la Cuenca Mesozoica del Centro de México (Carrillo Bravo, 1982) y en su parte oriental, sobre sedimentos marinos de las facies Abra y Tamabra de la Plataforma Valles San Luis Potosí (Carrillo Bravo, 1971; López Doncel 2003). También esporádicamente, las rocas del CVSM se encuentran cubriendo a se-

dimentos clásticos continentales de la Formación Cenicera del Paleoceno Eoceno (Labarthe Hernández y Tristán González, 1980, Labarthe Hernández et al., 1982; Aguilón Robles et al., 2004). La ignimbrita Santa María del Oligoceno temprano es la unidad basal más constante que cubre todo el CVSM, la cual es un depósito de flujo de ceniza soldado de composición riolítica, sobre el cual se emplazaron una serie de lavas que formaron domos exógenos de composición traquítica y riodacítica de la traquita Ojo Caliente y latita Portezuelo respectivamente. Entre la traquita Ojo Caliente y la latita Portezuelo, se llega a intercalar en sitios aislados la andesita Estanco. El paquete volcánico del CVSM fue afectado por una serie de fallas normales NWSE formando un arreglo en dominó y fosas tectónicas estrechas. Algunas de estas fallas sirvieron como conducto para la salida de productos piroclásticos de la riolita Panalillo inferior (Tristán González et al., 2006). El último evento efusivo del CVSM, corresponde a coladas del basalto Cabras. Esta lava basáltica se inyectó puntualmente a lo largo de las fallas normales, sobre todo en la zona de fallas marginales del hombro SE del Graben de Villa de Reyes (Tristán González, 1986). (Tristán González, 2009, p294)

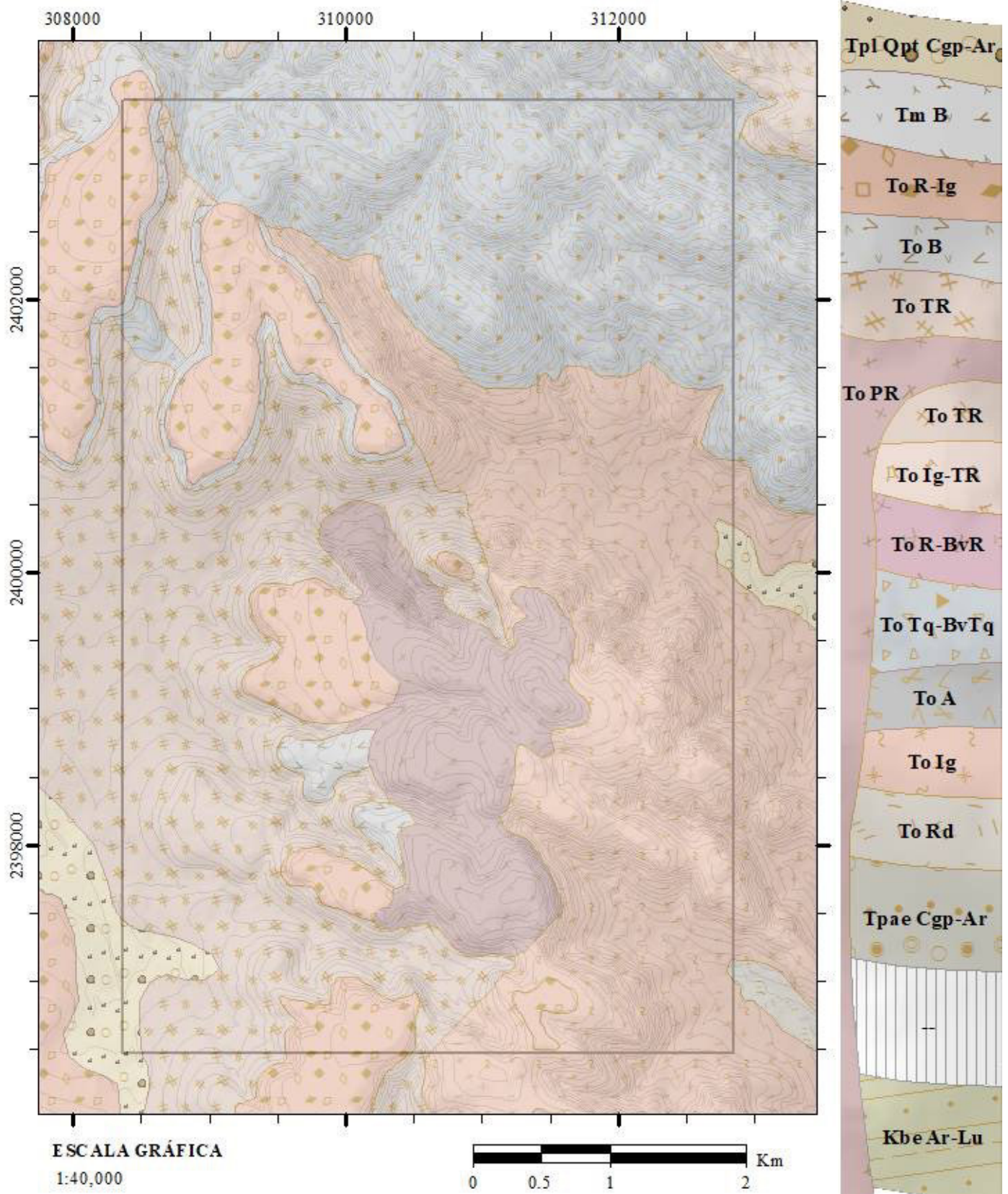


Figura 6 Unidades geológicas en el área Puerta de San Antonio

III. GEOLOGÍA LOCAL

III.1 Jurásico Superior

El segundo conjunto litológico de edad Jurásica está formado por rocas marinas calcáreas, cuya parte inferior está compuesta de caliza y caliza dolomítica de plataforma (Formación Zuloaga), mientras que la parte superior la constituye principalmente limolita calcárea que presenta estratos de pedernal (Formación La Caja). La edad de este conjunto ha sido definida por el contenido fósil y abarca del Oxfordiano al Tithoniano (Imlay, 1938). La presencia de estas rocas documenta, para ese tiempo, el paso de un ambiente continental a un ambiente de sedimentación marina en toda la MC. Las condiciones marinas permanecerán a partir del Oxfordiano hasta la parte superior del Cretácico (Formación Caracol), abarcando un lapso cercano a los 90 Ma. (Nieto Samaniego, 2005, p293)



Fotografía 1 Arenisca lutita, Formación Caracol (Kbe ArLu)

III.1.1 Arenisca lutita, Formación Caracol (Kbe ArLu)

FORMACION CARACOL (Ksc) Cretácico Superior (Coniaciano Maestrichtiano).

- a) . Definición. Descrita originalmente por Imlay (1936) en el arroyo del Caracol, en la parte oriental de la Sierra de Parras, donde las describe como una serie de tobas desvitrificadas, lutitas y calizas que descansan concordantemente sobre la Formación Indidura.
- b) . Distribución. Aflora en el límite occidental de la zona en una pequeña área de aproximadamente 1 km², al norte de la comunidad del Carmen.
- c) . Litología y Espesor. Consiste de una secuencia de areniscas de grano fino a medio, de color gris verdoso, que intemperizan por lo general en color amarillento; el espesor de sus estratos varía de 1.3 m; los granos de la arenisca son angulares y subredondeados, de cuarzo y feldespato, con relativa abundancia de muscovita, en matriz calcárea, interestratificadas con capas de lutitas fisiles de color verdoso de 0.53 m (Fotografía 1).
- d). Relaciones Estratigráficas. En esta pequeña área no aflora su base, ni está cubierta por ninguna otra roca (Figura 6).
- e) . Edad y Correlación. La parte aflorante en esta zona no presenta fósiles por lo que se le asigna la edad dada por Carrillo Bravo (1971), que comprende desde el Coniaciano al Maestrichtiano. Se le correlaciona con las formaciones Cárdenas y Tamasopo de la Plataforma Valles San Luis Potosí, con la Méndez y San

Felipe de la margen oriental de la citada plataforma; con la Mezcala, del área de Guerrero y con la Creta Austin del NE de México. f). Medio Ambiente de Depósito. Por sus características sedimentológicas observadas en el área esta formación representa un depósito regresivo del tipo Flysh, de aguas poco profundas, dentro de la zona infra litoral. (Tristán González, 1987, p27)

Los afloramientos de lutita y arenisca que se tienen la carta Melchor, han sido considerados por algunos autores como parte de la Formación Caracol de la Cuenca Mesozoica del Centro de México, sin embargo por su litología y contexto tectonoestratigráficos, también se les ha considerado como parte del terreno Guerrero, sin haberse definido con precisión su naturaleza y origen. Solo se tiene un afloramiento en una superficie aproximada de 1.5 km², en la parte oriental de la carta, al norte de la localidad El Carmen, y a tres km al este de la comunidad Presa de los Dolores. La unidad está conformada de interestratificaciones de arenisca y lutita (Fotografía 1), algunos de los puntos en donde se describieron sus características son los siguientes. Cretácico Superior (Coniaciano Maestrichtiano) Fue descrita originalmente por Imlay en la parte media de la Sierra de Parras, como: "una serie de tobas desvitrificadas y lutitas, con cantidades subordinadas de calizas, directamente sobreyaciendo a la Formación Indidura". No aflora la base de la Formación Caracol y subyace discordantemente a un vitrófido de unos cinco m de espesor sobre el cual está la riolita Quelital. Al sur del arroyo de la Cenícera, está cubierta discordantemente por los clásticos continentales terciarios. Hacia el contacto de la Formación Caracol con la riolita Quelital, la primera se vuelve de color rojizo. No se le encontraron fósiles y se le asigna la misma edad que le da Carrillo Bravo (1971), que comprende del Coniaciano al Maestrichtiano (Labarthe H. & Tristán Gonzalez, CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA HOJA "SANTA MARÍA DEL RIO," S.L.P., 1980)

III.2 Paleoceno - Eoceno

III.2.1 Conglomerado polimíctico-Arenisca, Formación Cenicera (Tpaec Cgp-Ar)

FORMACION CENICERA (Te) Terciario Inferior (Paleoceno Eoceno).

- a) Definición. Originalmente descrita informalmente por Labarthe Tristán (1978), en la cartografía de la Hoja San Luis Potosí, fue propuesta formalmente por Labarthe Tristán Aranda (1982) Formación Cenicera, dándose este nombre a un paquete de rocas clásticas continentales del Paleoceno Eoceno que rellenaron cuencas aisladas.
- b) Distribución. Aflora solamente hacia la porción central oriente de la Hoja.
- c) Litología y Espesor. Se trata de una secuencia de brechas, conglomerados, areniscas poco consolidadas, limos y arcillas que cambian de facias en tramos cortos. En el área estudiada se presentan como conglomerados mal clasificados, burdamente estratificados, con fragmentos de dos a 20 cm de calizas, pedernal y areniscas. Las calizas están de subredondeados a redondeadas. También aparecen sedimentos limoarcillosos con algunas capas de dos a 10 cm de material arenoso. Su espesor en esta parte oriental del área va de 80 a 160 m.
- d) Relaciones Estratigraficas. Sobreyace discordantemente a la Formación Caracol y subyace, también discordantemente, a la ignimbrita Santa María (Figura 6), a un vitrófido negro de aproximadamente tres m de espesor; a la riodacita del Carmen y a la Andesita Golondrinas. •) Edad y Correlación. Una muestra de ésta formación tomada en la Hoja San Luis Potosí, (Labarthe Tristán, 1978), fue estudiada por métodos palinológicos por la dirección de geohidrología y Zonas Áridas de la S.A.R.H., habiéndose encontrado las especies *Clasopollis*, sp. y *M. Triatropollanites*, sp. las cuales son características del Paleoceno Eoceno, asignándosele por lo tanto ésta edad. Es correlacionare con los conglomerados rojos de Guanajuato, Tasco y Zacatecas, del Eoceno Oligoceno. (Edwards, 1965). (Labarthe H., 1983, p19)

Este depósito aflora en una ventana en la inmediación al noreste del poblado de Villa de Reyes en el Arroyo de La Cenicera, donde se describió como una secuencia de conglomerado bien consolidado, con fragmentos de caliza, arenisca, pedernal y algunos de rocas volcánicas, soportados en una matriz arenosa. También presenta horizontes de limolita abundante hacia su cima. Éste depósito fue nombrado como Conglomerado Cenicera (Labarthe Hernández et al., 1982), se correlaciona con los Conglomerados Rojos (Edwards,

1956). Su edad de acuerdo a trabajos realizados en el norte del Complejo Volcánico San Luis Potosí se basó en la determinación radiométrica de una muestra de andesita intercalada entre ellos, dando una edad K/Ar de 44.1 ± 2.2 Ma, lo cual sitúa a éste depósito en el Eoceno (LabartheHernández et al., 1982). Éste depósito fue cortado en el Graben Villa de Reyes en un pozo localizado al noreste de la Ciudad de San Luis Potosí a los 528 m (Aguirre Hernández, 1992). En el área del Arroyo La Cenicera subyace a la Ignimbrita Santa María. (López Loera, 2013, p144)

III.3 Oligoceno

Éste grupo de rocas constituye el conjunto litológico más distintivo de las partes meridional y occidental de la MC. En la parte meridional de la MC es donde se cuenta con mejor información cartográfica y estratigráfica, teniéndose ya establecida la litoestratigrafía de este conjunto de rocas (Labarthe Hernández et al., 1982, Nieto Samaniego et al., 1996 y referencias en esos trabajos). Está conformado casi exclusivamente por rocas volcánicas de composición riolítica, con variaciones composicionales a latita y dacita. La parte inferior está formada mayormente de rocas de volcanismo efusivo: derrames y domos, conteniendo algunas rocas piroclásticas intercaladas. Los domos y derrames forman complejos volcánicos muy grandes que constituyen los núcleos de las sierras más elevadas de la parte sur de la MC, formando apilamientos con espesores que superan los 400 m, por ejemplo, en la Sierra de San Miguelito, la Sierra de Guanajuato, la sierra de Codornices, o la sierra de San Felipe. Los fechamientos que se tienen de las riolitas en la parte sur de la MC indican que se emplazaron hacia la parte superior del Oligoceno temprano entre 32 y 29 Ma (Nieto Samaniego et al., 1996). En la región de Fresnillo y Sombrerete, no se cuenta con información detallada de su estratigrafía, pero los fechamientos isotópicos reportados indican edades entre 27 y 30 Ma para la mayor parte de estas rocas (Huspeni et al., 1984). La parte superior del conjunto de rocas oligocénicas corresponde a depósitos de actividad volcánica explosiva, se trata de una cubierta de ignimbritas y otras rocas piroclásticas de composición riolítica que aparecen cubriendo a los domos y derrames riolíticos. Las formaciones que constituyen a este conjunto rocoso fueron formalizadas por Labarthe Hernández et al. (1982). En conjunto se observa a las ignimbritas cubriendo grandes extensiones pero su espesor es moderado superando sólo ocasionalmente los 250 m. Las edades reportadas en San Luis Potosí por Labarthe Hernández et al. (1982) son de 29 a ~27 Ma. En la región sureste de la Sierra de Guanajuato y en la sierra de Codornices, Nieto Samaniego et al. (1996) reportaron una ignimbrita de ~25 Ma que es la unidad más joven de esta secuencia piroclástica. Esas edades han sido corroboradas para afloramientos de esa

unidad hasta las cercanías de Celaya, Gto. (Ojeda García, 2004) En la parte meridional de la MC es notable la ausencia de estructuras tipo caldera que se asocien a este conjunto volcánico, no así en la parte occidental de la MC, donde este tipo de estructuras han sido documentadas (Swanson et al., 1978; Ponce y Clark, 1988). La ausencia de estas estructuras en la parte sur de la MC y su escasez en el límite oriental de la Sierra Madre Occidental, han llevado a proponer que las emisiones de rocas piroclásticas riolíticas en ésta región se originaron a partir de actividad fisural, lo que se ve sustentado por la observación de numerosos diques piroclásticos localizados en las unidades infrayacentes de la cubierta ignimbrítica (Labarthe Hernández et al., 1982; Aguirre Díaz y Labarthe Hernández, 2003). Basados en la distribución geográfica, posición estratigráfica, composición química e isotópica, Orozco Esquivel et al. (2002) distinguieron dos grupos de rocas que tuvieron un origen diferente, un grupo inferior que queda incluido en el volcanismo efusivo descrito arriba, el cual está formado por derrames, algunos domos y material piroclástico de composición riolítica, cuyo origen asocian a magmas derivados del manto. El segundo grupo lo constituyen un grupo muy voluminoso de domos y derrames riolíticos que forman la parte superior de la secuencia del volcanismo efusivo y la totalidad de la cubierta piroclástica. A este segundo conjunto de rocas las consideran originadas principalmente por procesos de fusión parcial en desequilibrio de rocas corticales, teniendo un escaso aporte de magmas mantélicos. (Nieto Samaniego, 2005, p295)

Domos de dacita Jacavaquero y latita Portezuelo, la base de la secuencia volcánica del Oligoceno, está formada por un grupo de domos de dacitas o riodacitas, ricas en K, que rellenaron la mayor parte de la Cuenca de Ahualulco. En éste estudio se determinaron edades KAr para la Dacita Jacavaquero de 31.6 ± 0.8 Ma y para la Latita Portezuelo de 31.0 ± 0.7 Ma. El mayor porcentaje del volumen de estos productos volcánicos del área de la Cuenca de Ahualulco corresponde a estos domos, y el restante son flujos piroclásticos asociados a etapas iniciales de apertura del conducto por donde se inyectaron las lavas. Para determinar la estructura de las lavas que formaron domos de la dacita Jacavaquero y latita Portezuelo, se establecieron varios criterios basados en características físicas y estructurales que conducen a determinar los centros de emisión, porciones medias y distales de los lóbulos de lava: 1) zona central, corresponde a la masa de lava que se encuentra sobre o en la periferia del conducto por donde ascendió la lava, la cual se puede determinar por medición de planos de fluidez de la lava, los cuales son por lo general de ángulos de 60° a 90° ; zona de alteración producto de la intensa actividad fumarólica posterior a la salida de la lava, que forma huecos abundantes que se rellenaron con calcedonia y óxidos de fierro y zonas de brechamiento; caparzones formados de costras de vitrificado y zonas desvitrificadas irregulares, con depósito en frac-

turas de opalina, calcedonia, óxidos de fierro y manganeso, litofisas y zonas de esferulitas. (Tristán González, 2008, p109)



Fotografía 2 Riodacita El Carmen

III.3.1 Riodacita (To Rd) Riodacita El Carmen

RIODACITA DEL CARMEN. Terciario (Oligoceno).

- a) Definición. En éste trabajo informalmente se le ha dado el nombre de riodacita del Carmen a un derrame lávico con fenocristales de 48 mm de plagioclasa, sanidino y poco cuarzo en matriz desvitrificada, que estratigráficamente se encuentra abajo de la Ignimbrita Santa Marta (Figura 6).
- b) Distribución. Aflora principalmente hacia el oriente del área y también como altos estructurales alargados en la porción central sur y en los arroyos de Bronco y el Pinalillo .
- c) litología y Espesor. Consiste de una lava que se presenta como una roca de color gris a gris rosáceo, que generalmente intemperiza en café claro con bandas rojizas más oscuras, o bien en un color rojo oscuro, morado o amarillento. Megascópicamente tiene un 15% de fenocristales grandes (48 mm) de plagioclasa, sanidino, cuarzo subordinado y cierta abundancia de óxidos de fierro provenientes de la alteración de fe-

romagnesianos (Fotografía 2), así como diseminados en una matriz totalmente desvitrificada, es de hacerse notar que su contenido de cuarzo en fenocristales es muy variable. Aunque generalmente es subordinado (12 %), llega a aumentar hasta el 45 %. Cerca del Carmen, pero sobre todo al W de este lugar, se encuentra alterado (Trca), con abundantes nódulos de óxidos de fierro y cuarzo, estando la roca decolorada, amarilla y rojiza. Su espesor desde el único lugar en que se observó su base al SW del Carmen, hasta la Ignimbrita Santa María que la cubre es del orden de 550 m, aunque debe tomarse con cautela, ya que esa zona está muy fallada y por esta razón pudiera repetirse y ser mucho menor. (Labarthe H., 1983, p21)

Es una roca de color café rojizo o amarillento, de textura porfírica con un 15 % de fenocristales hasta de seis cm de plagioclasa, sanidino, cuarzo y óxidos de fierro con matriz desvitrificada. En algunos sitios se encuentra muy alterada, con nódulos de óxidos de fierro. En la zona de Tierra Nueva, a ésta roca se le conoce como Sangre de Pichón (usada principalmente para la construcción), donde presenta lajeamiento abundante, su extensión abarca prácticamente todo el CVRSM (Labarthe Hernández et al., 1982) . Su espesor en la zona de la población del Carmen es de unos 550 m. Aflora como ventanas en el hombro sur oriente del área del GVR (López Loera, 2013, p144)



Fotografía 3 Ignimbrita Santa María (To Ig)

III.3.2 Ignimbrita, Ignimbrita Santa María (To Ig)

IGNIMBRITA SANTA MARÍA (Tis). Terciario (Oligoceno).

- a) Definición. Originalmente descrita informalmente por Labarthe Tristán (1980), en la cartografía de la Hoja Santa María del Río, S.L.P., fue propuesta formalmente por Labarthe Tristán Aranda (1982).
- b) Distribución. Es una roca ampliamente distribuida en el área, encontrándose principalmente hacia su parte central y central oriente.
- c) Litología y Espesor. Consiste de una roca de color gris rosáceo, de textura eutaxítica, con 30 a 40% de fenocristales de 25 mm de cuarzo subhedral y sanidino euhedral, con magnetita alterada en parte a hematita, como mineral accesorio, en una matriz desvitrificada. Se encuentra bien soldada y su característica distintiva es la presencia de numerosos fragmentos alargados de dos a 15 cm, bien colapsados de pómez, que deja cavidades al intemperizar la roca (Fotografía 3). En general presenta estructura columnar. Su espesor cerca de la ranchería del Cerrito, desde la formación Cenicera a la Andesita Golondrinas es de 300 m. (Labarthe H., 1983, p25)

La secuencia sedimentaria anterior al CVSSM fue cubierta en el Oligoceno temprano por flujos piroclásticos voluminosos de la Ignimbrita Santa María (AguillónRobles et al., 2004; TristánGonzález et al., 2009). Ésta roca aflora como ventanas en la margen norponiente y en el fondo del GVR. Se trata de una roca rica en fenocristales de cuarzo y en menor cantidad sanidino y plagioclasa, en matriz parcialmente desvitrificada. Contiene pómez colapsada y la matriz está por lo general oxidada, tiene una estructura columnar típica de las ignimbritas, su base es un vitrófido de color negro lenticular. Su espesor varía entre 60 a 100 m (López Loera, 2013, p141)

Se trata de una Ignimbrita bien soldada, de color gris rosáceo, de textura porfirítica y eutaxítica, con 30 a 40% de fenocristales de dos a 5 mm de cuarzo y sanidino en una matriz fina desvitrificada(Fotografía 3). Su característica distintiva son los fragmentos colapsados de pómez, que van de dos a 15 cm de largo, los cuales al intemperizar la roca, quedan como cavidades alargadas. (Labarthe H. & Tristán Gonzalez, CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA HOJA “SANTA MARÍA DEL RIO,” S.L.P., 1980)



Fotografía 4 Andesita Golondrinas (To A)

III.3.3 Andesita, Andesita Golondrinas (To A)

ANDESITA GOLONDRINAS (Tan) Terciario (Oligoceno).

- a) Definición. Se le da aquí informalmente el nombre de Andesita Golondrinas, a una roca andesítica que estratigráficamente se encuentra entre la Ignimbrita Santa María y la Traquita Ojo Caliente (Figura 6), aunque también se interdigita con la riodacita del Carmen.
- b) Distribución. Aflora exclusivamente en la parte oriental del área, a partir de la carretera federal No 57, hacia el este.
- c) Litología y Espesor. Se trata de una roca de color negro a negro grisáceo, afanítica, presentando muy aisladamente fenocristales pequeños (12 mm) de plagioclasa y biotita (Fotografía 4).

Al microscopio se observan aislados microfenocristales orientados de plagioclasas, en una matriz compuesta de vidrio y un agregado de microlitos. (Labarthe H., 1983, p32)

Los principales afloramientos de la andesita Golondrinas se encuentra a unos 15 km al sur de Santa María del Río, en las inmediaciones de la hacienda El Carmen. En ambos sitios la andesita se encuentra sobre la ignimbrita Santa María. Se trata de una roca de color negro, afanítica, con pequeños fenocristales muy aislados de plagioclasa y biotita, en una matriz compuesta de vidrio. El espesor es variable en el rango de 2060 m (Labarthe Hernández et al., 1982; Labarthe Hernández et al., 1984). (López Loera, 2013, p144)



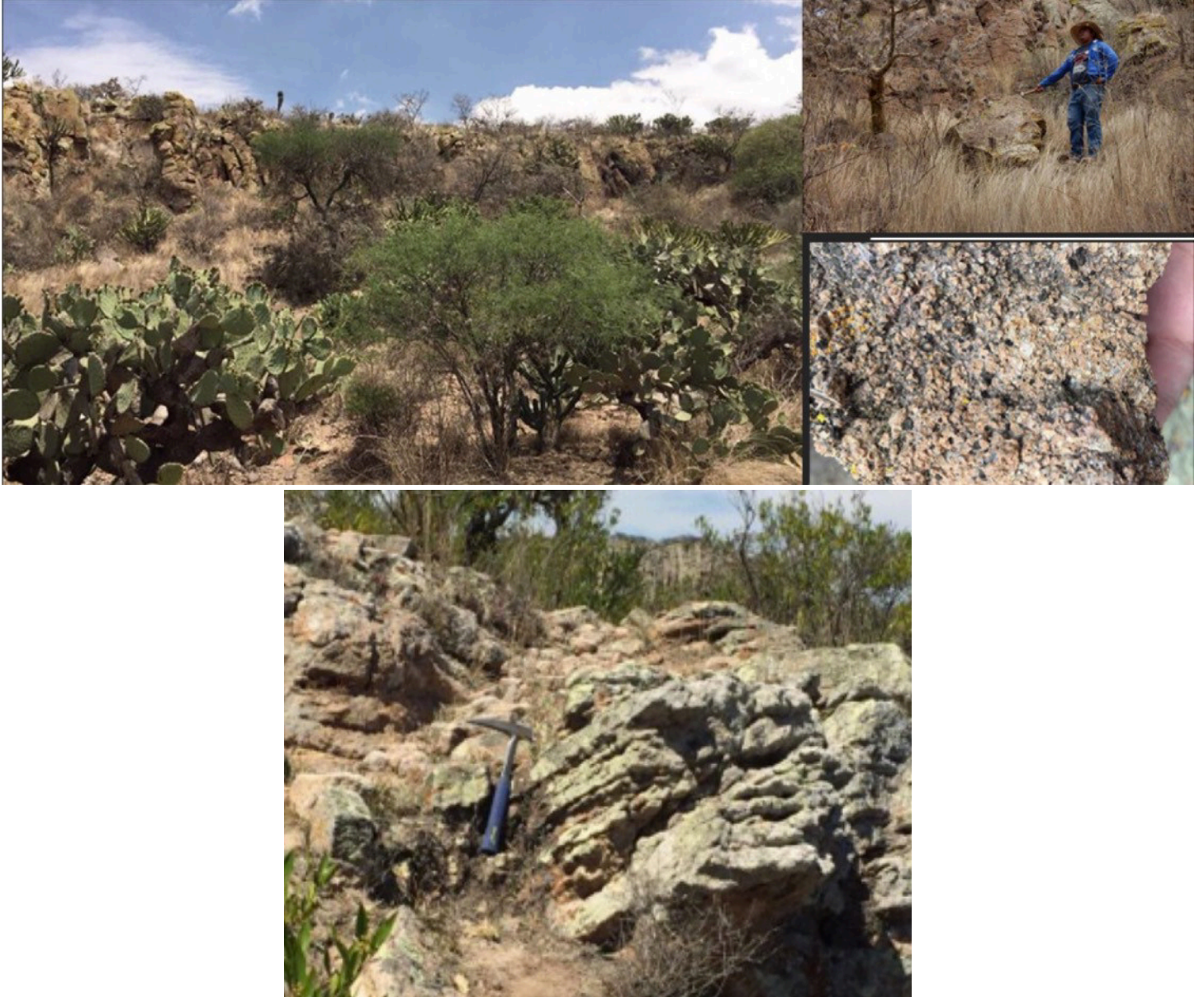
Fotografía 5 Traquita Ojo Caliente (To Tq-BvTq)

III.3.4 Traquita brecha traquítica, Traquita Ojo Caliente (To Tq-BvTq)

TRAQUITA OJO CALIENTE (Toe) Terciario (Oligoceno).

- a) Definición. Originalmente descrita informalmente por Labarthe Tristán (1980), en la cartografía de la Hoja Santa María del Río, S.L.P., fue propuesta formalmente por Labarthe Tristán Aranda (1982), como traquita Ojo Caliente.
- b) Distribución. Aflora ampliamente hacia el norte y oriente de la Hoja.
- c) Litología y Espesor. Consiste de varios flujos de lava que se considera forman parte de un domo, formados por una roca de color gris claro a café grisáceo, de textura holocristalina, inequigranular, microporfírica, con cinco a 10% de fenocristales de 12 mm, que llegan en ocasiones a ser de 46 mm, de sanidino euhedral. Casi no presenta fenocristales de cuarzo. Su matriz está desvitrificada con un bandeamiento bien definido formado durante el flujo. Se le observan aisladas plagioclasas alteradas y clinopiroxeno alterado a serpentina y óxidos de hierro (Fotografía 5).. La separación entre sus distintos flujos es por vitrificado de uno a tres m de espesor, o por una toba delgada sin soldar. (Labarthe H., 1983, p36)

La Traquita Ojo Caliente es una roca de color café, de textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa, sanidino y algunos clinopiroxenos alterados, en una matriz desvitrificada y fluidal, presenta varios derrames de lava con composición muy semejante. Estas lavas se encuentran formando cadenas de domos orientadas NWSE. Los domos se encuentran afectados por fallas normales del mismo rumbo (NW - SE). Con análisis químicos de elementos mayores se clasificó a ésta roca como una traquita rica en K (Labarthe Hernández et al., 1982). Su edad determinada por K/Ar fue de 31.8 ± 0.7 Ma (Tristán González et al., 2009). En la porción norte de esta zona del CVRSM, la Traquita Ojo Caliente subyace a la Latita Portezuelo del CVSLP (López Loera, 2013, p144) (Figura 6).



Fotografía 6 Riolita San Miguelito (To R-BvR)

III.3.5 Riolita-Brecha riolítica, Riolita San Miguelito (To R-BvR)

RIOLITA SAN MIGUELITO (Tsm) Terciario (Oligoceno) (30.0 1.5 m.a.)

- a) Definición. Originalmente descrita informalmente por Labarthe Tristán (1978) en la cartografía de la Hoja San Luis Potosí, fue propuesta formalmente como Riolita San Miguelito por Labarthe Tristán Aranda (1982).
- b) Distribución. En la Hoja Melchor aflora hacia la esquina sureste, y en su parte central y central poniente.
- c) Litología y Espesor. Consiste de flujos de lava, de color gris claro, de textura holo a microcristalina, porfirítica, con matriz afanítica, con 20% de fenocristales de 24 mm de sanidino y cuarzo, poca biotita y con algo de magnetita, alterada a hematita, diseminada en la matriz (Fotografía 6).

El sanidino es euhedral y el cuarzo de subhedral a anhedral. Su matriz está desvitrificada, muy fluidal, y es frecuente que tenga esferolitas pequeñas que le dan aspecto moteado a la matriz. Es de hacerse notar, que generalmente hacia su base, sin ser ésto una regla, aumenta el porcentaje y tamaño de los fenocristales. Presenta varias fuentes caracterizadas por zonas brechadas, vltrofido con líneas verticales de fluidez o bastante inclinación, con abundante depositación en fase de vapor y en ocasiones asociadas a áreas pequeñas de toba depositada por aire. En la ladera noroeste del Cerro Cuate, se encuentra alterada, decolorada, oxidada, con abundantes óxidos de fierro en fracturas, que aparte de rellenar la fractura reemplazaron a la roca por uno a dos cm de ella. A la altura de la presa La Boquilla en el camino de construcción de la vía del ferrocarril, presenta nódulos de 15 cm de hematita. Es de hacerse notar que es la roca en donde se encuentran la mayoría de las manifestaciones de estaño, generalmente hacia las partes altas del flujo de lava y asociadas a zonas de fuente. (Labarthe H., 1983, p44)

La Riolita San Miguelito ocupa el mayor volumen de roca del CVSSM formando cuando menos cuatro domos gigantes: cerros Grande, Del Potosí Fraile, Sierra de Carranco y Sierra las Mesas en la porción sureste del GVR. Ésta riolita está compuesta por varios pulsos de coladas de lava riolítica fluidal (Labarthe Hernández et al., 1982). La mineralogía más común es la de una roca de color gris claro de textura porfirítica, con fenocristales de cuarzo sanidino, en una matriz desvitrificada muy fluidal, con desarrollo de gran número de pliegues de flujo. Las lavas formaron domos gigantes y amplias coladas que se derramaron formando lóbulos hacia sus márgenes. Los domos se encuentran alineados en dirección NW - SE paralelos al conjunto de fallas que se formaron después de su salida. En su última fase eruptiva las coladas formaron

una cubierta gruesa en la cima de los domos, compuesta de brechas, con fragmentos de vidrio y roca desvitrificada, depósitos de calcedonia y óxidos de fierro, y formación de franjas de esferulitas, por el enfriamiento rápido en superficie. Su espesor es variable debido a que son domos y por lo tanto el espesor es mayor en el centro, pudiendo alcanzar unos 800 m en el centro del complejo volcánico Sierra de San Miguelito. La edad determinada por K/Ar fue de 30.0 ± 1.5 Ma (Labarthe Hernández et al., 1982). Estos domos son los generadores de estaño y topacio fumarólico en el área de la Sierra de San Miguelito y domos aledaños. Esta unidad no se localiza dentro del GVR. (López Loera, 2013, p143),



Fotografía 7 Ignimbrita Cantera (To Ig-TR)

III.3.6 Ignimbrita-Toba riolítica, Ignimbrita Cantera (To Ig-TR)

IGNIMBRITA CANTERA (Tic) Terciario (Oligoceno) (29 1.5 m.a.)

- a) Definición. Originalmente descrita informalmente por Labarthe Tristán (1978), en la cartografía de la Hoja San Luis Potosí, fue propuesta formalmente por Labarthe Tristán Aranda. (1982), con el nombre de Ignimbrita Cantera.
- b) Distribución. En el área aflora hacia la porción SW de la Hoja.
- c) Litología y Espesor. En general se pudo dividir en 3 miembros, los cuales se cartografiaron separadamente en los lugares en que se identificaron plenamente. La secuencia de la base a la cima es como sigue: (Labarthe H., 1983, p47) Sobre la Riolita San Miguelito descansa un paquete de cuatro derrames piroclásticos que van de bien soldados hasta sin soldar. A éste paquete se le asignó el nombre de Ignimbrita Cantera

que aflora en gran parte de la Sierra de San Miguelito (Figura 6), sus espesores son variables pero puede alcanzar en el centro del CVSSM unos 300 m. Por lo general es una roca de color café rosáceo, de textura porfirítica. Su composición mineralógica es de fenocristales de cuarzo >> sanidino > biotita, con pómez abundante y un cinco % de líticos de color café en una matriz parcialmente desvitrificada (Fotografía 7). . Los derrames con soldamiento alto poseen estructura columnar. Su composición química y mineralógica clasifica a éste paquete ignimbrítico como de composición riolítica. Su edad fue obtenida por K/Ar de 29.0 ± 1.5 Ma (Labarthe Hernández et al., 1982). La Ignimbrita Cantera no se encuentra sepultada en el centro de la fosa, solo se ha detectado por pozos en los primeros escalones de las márgenes del GVR. (López Loera, 2013, p143)



Fotografía 8 Toba riolítica, Panalillo inferior (To TR)

III.3.7 Toba riolítica, Panalillo inferior (To TR)

RIOLITA PANALILLO (Tap) (Trp) Terciarlo (Oligoceno) (26.8 1.3 m.a.)

- a) Definición. Originalmente descrita informalmente por Labarthe Tristán (1978), en la cartografía de la Hoja San Luis Potosí, fue propuesta formalmente por Labarthe Tristán Aranda (1982), con el nombre de Riolita Panalillo.
- b) Distribución. Aflora en la porción noroeste de la Hoja, bordeando y rellenando el graben de Villa de Reyes; también rellena graben y depresiones alargadas de rumbo noroeste que atraviesan el área de NW a SE hasta la carretera federal No 57. También se encuentra hacia la porción sur de la Hoja.

c) Litología y Espesor. Consiste de un paquete de rocas volcánicas que se han dividido en dos miembros:

El Inferior (Tap) y el Superior (Trp), separados en general por un basalto (Tb). Miembro Inferior (Tap): Consiste de intercalaciones de toba depositada por aire, de color crema a amarillo, gradada, bien estratificada en capas de 10 a 40 cm; con un flujo de cenizas gris rosáceo, cavernoso, con pómez sin colapsar de 0.5 a dos cm (Fotografía 8). Tiene dos horizontes de dos m cada uno de un lahar, Intercalados entre la toba blanca depositada por aire. Su cima es otro flujo de cenizas muy ligero con pómez sin colapsar de dos a seis mm. Los flujos de ceniza en ocasiones son muy finos y en otras se presentan conglomeráticos, adicionalmente existen otras características que indican su depósito en cuerpos de agua como la estratificación cruzada y aisladas grietas rellenas del mismo material retrabajado, así como algunos fragmentos grandes entre la ceniza. En el Arroyo de las Masas, en un flujo de cenizas de este miembro, se observan horizontes con más pómez que ceniza. Tiene pequeñas dunas, que indican que, en esta parte, el flujo fue de W a E. Como separación entre ambos miembros aparece lenticularmente un basalto (Tb), que descansa discordantemente sobre el miembro Inferior. Se trata de un basalto que, fuera del área, se ha determinado como un basalto suavemente alcalino. Es una roca negra, frecuentemente vesicular, cloritizada en partes, y en ocasiones con calcita rellenándolas vesículas. Su espesor en el área al norte del arroyo de la Tecolota, es de cinco a 10 m. Existe un cuello de esta roca en el Cerro de Melchor, y aisladamente se observan diques de él, en el miembro Inferior (Tap) y aún en otras unidades de las volcánicas. (Labarthe H., 1983, p51)

Contemporáneo al período de máxima extensión (2826 Ma) donde se formaron las principales fosas tectónicas y sistema de fallas normales NW SE del CVSLP, éstas fallas sirvieron de conducto para nuevas erupciones piroclásticas sintectónicas con el nombre de Riolita Panalillo Inferior y Superior (Labarthe Hernández et al., 1982). El paquete inferior de la Riolita Panalillo es una secuencia de emisiones piroclásticas, depósitos de flujo de caída y flujos sin soldar. Los componentes de éstos flujos de ceniza son por lo general ricos en líticos y pómez sin colapsar. Su composición mineralógica es de un cinco % de fenocristales de cuarzo > sanidino > biotita. Las emisiones y depósitos de caída se intercalan en los diferentes niveles de los flujos. Estos flujos rellenaron principalmente las fosas, aunque fuera de ellas hay remanentes que se acumularon rellenando depresiones. Su espesor dentro del GVR detectado por el corte de pozos es muy irregular, variando de 40150 m. El miembro Superior de la riolita Panalillo es una roca de color gris café de textura porfírica, eutaxítica, con un 58 % fenocristales de cuarzo > sanidino en una matriz parcialmente desvitrificada y bien soldada. Su base es un vitrofido lenticular que no sobrepasa el metro, pasando éste a una zona esferulítica producto de la desvitrificación y en su cima una zona con abundante litofisas rellenas

nas de calcedonia. Su espesor no es mayor a los 20 m y su edad es de 26.8 ± 1.3 Ma (Labarthe Hernández et al., 1982). Dentro del GVR esta roca se encuentra sepultada por depósitos lacustres y clásticos, y su espesor detectado en la mayoría de los pozos varía entre 20 a 50 m y en los hombros del GVR no sobrepasa los 20 m y por lo general está asociado a las fallas principales. (López Loera, 2013, p143)

Aflora hacia la parte central y noreste de la Hoja. Su mejor exposición se localiza en el graben de Enramadas, ésta unidad consiste de tres miembros: el inferior (Tap) que es una toba depositada por el aire, bien estratificada, en capas de cinco a 20 cm, de color crema, gradada, con horizontes de grano muy fino, y otros arenosos cristalinos. El medio, que consiste de una ignimbrita de color café, bien soldada, con fragmentos delgados muy colapsados de pómez, con 10% de fenocristales de dos mm de cuarzo y sanidino. El horizonte superior es una riolita esferolítica de color café, con esferulitas de dos a 12 mm, rellenas de feldespato, cuarzo y calcedonia. La matriz presenta una textura fluidal muy notable. En el área predomina el miembro inferior y así, se tiene que los afloramientos de la zona de Enramadas son exclusivamente de él. Parece haber un intervalo de tiempo de cierta consideración entre la emisión de las rocas efusivas anteriormente descritas, y la Ríolita Panalillo. Se observa muy bien, sobre todo en el graben de Enramadas, como relleno la depresión ya existente. Es la roca volcánica más joven del área, Sobreyaciendo al resto de las rocas efusivas. Su espesor en el área de Enramadas es del orden de 50 m, sin aflorar su base. (Labarthe H. & Tristán Gonzalez, CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA HOJA "SANTA MARÍA DEL RIO," S.L.P., 1980)



Fotografía 9 Pórfido riolítico (To PR)

III.3.8 Pórfido riolítico (To PR)

- a) Definición. Descrita informalmente por Labarthe Tristán (1978).
- b) Distribución. En el área central.
- c) Litología y Espesor. En general se pudo dividir en 3 miembros, los cuales se cartografiaron separadamente en los lugares en que se identificaron plenamente. La secuencia de la base a la cima es como sigue: (Labarthe H., 1983, p47)

Esta unidad consiste de una roca de textura holocristalina, porfirítica, con fenocristales redondeados de cuarzo, feldespatos potásicos euhedrales, abundantes ferromagnesianos parcialmente reemplazados por óxidos de hierro. Es una roca compacta, silicificada de café claro, a gris oscuro estando sana, y deleznable de color blanquecino estando alterada (Fotografía 9). Forma lomeríos de poca elevación y de topografía suave. La litología existente en esta unidad es como se enlista a continuación. Esta roca fue clasificada como riolita porfídica, sin embargo, las relaciones de campo indican la presencia del pórfido riolítico. (Gámez Ordaz, 2017, p34)



Fotografía 10 Basalto (To B) La Placa

III.3.9 Basalto (To B) La Placa

Basalto La Placa (Tbp) Terciario (Oligoceno) (27.5 ± 0.6 Ma) Originalmente descrito informalmente por Tristán y Labarthe (1979). en la cartografía de la Carta Tepetate, como Basalto La Placa En la Carta San Francisco lo reportan como basalto, intercalado entre los dos miembros de la Riolita Panalillo Aflora principalmente en la fosa de Bledos, presentándose generalmente intercalado entre los dos miembros de la llamada Riolita Panalillo (Tap y Trp) Se trata de una roca de color negro en ocasiones vesicular, afanítica, textura holocristalina (Fotografía 10). . los microfenocristales son de andesina y olivino alterado a bowlingita. La matriz es de microlitos de plagioclasa magnetita oxidada y posible piroxeno intersticial En esta zona sobreyace al miembro inferior de la Riolita Panalillo. y subyace al miembro superior de la Riolita Panalillo, aunque existan otras zonas del CVSLP. en la cual no se observa esta unidad y se presentan los dos miembros de la Riolita Panalillo en contacto Su edad estaba dada únicamente en base a su posición estratigráfica entre los dos miembros de la Riolita Panalillo y, se le asignaba una edad similar al miembro superior de la Riolita Panalillo (Trp) ahora sabemos que su edad promedio determinada es de 27.5 ± 0.6 Ma, la cual fue determinada en roca total por el método KAr (Torres Aguilera, 2005, p23)



Fotografía 11 Riolita ignimbrita (To R-Ig) Panalillo superior

III.3.10 Riolita ignimbrita (To R-Ig) Panalillo superior

Éstas rocas ignimbríticas fueron descritas anteriormente por Labarthe Hernández et al., (1982), como Riolita Panalillo Superior, la cual tiene su localidad tipo a cuatro km al oriente de la ciudad de San Luis Potosí, ya 0.5 km. al poniente del poblado el Panalillo. Consiste de ignimbritas semiconsolidadas a bien soldadas de color café rojizo, café claro, textura mesocristalina, porfídica y eutaxítica, con fenocristales de cuarzo y sanidino en matriz parcialmente desvitrificada, presenta pómez bien colapsada y líticos aislados, hacia su base en ocasiones presenta un vitrófido de color negro de uno a 2 metros de espesor (Fotografía 11). Se observan zonas de desvitrificación y horizontes esferulíticos, por lo que se puede identificar como una ignimbrita de alto grado. Sobreyace concordantemente a la andesita basáltica y en algunas ocasiones discordantemente a la Ignimbrita Cantera, así como a la Riolita San Miguelito, y subyace en algunas zonas discordantemente al denominado Basalto Cabras (Tbc). Se determinó su edad por el método KAr en roca total, dando como resultado 26.8 ± 1.3 Ma, (Labarthe Hernández y De la Huerta Cobos, 1998). Labarthe Hernández et al., (1982) realizaron análisis químicos de una docena de muestras (elementos mayores), caracterizándola como una riolita rica en potasio de acuerdo con el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976). (Martínez Esparza, 2008, p37)

La Ignimbrita Panalillo es una unidad litoestratigráfica formal (Labarthe Hernández et al., 1982) del Oligoceno que aflora en el Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP), en la parte sudoriental de la Mesa Central. Ésta unidad ha recibido atención reciente porque se ha sugerido que su origen está asociado a erupciones piroclásticas fisurales, a partir de diques piroclásticos emplazados en fallas normales en la Rio-

lita San Miguelito y la Ignimbrita Cantera (Tristán González et al., 2008; Torres Hernández et al., 2006; Torres Hernández, 2009). El CVSLP está formado por una sucesión de lavas y flujos piroclásticos félsicos y, en menor proporción, por andesitas y basaltos con edades isotópicas del Eoceno Medio al Mioceno Tardío. El emplazamiento de la ignimbrita Panalillo Superior sucedió durante una etapa tardía de volcanismo orogénico que tuvo un carácter bimodal (Tristán González et al., 2009). El magmatismo en el CVSLP estuvo asociado en tiempo y espacio con tectónica extensional (Aranda Gómez et al., 2007), que produjo fallas con rumbos que varían en rumbo de NW a NE, siendo la etapa más joven la que formó fallas ~NS. Relaciones de corte y superposición entre una sucesión de ignimbritas y domos félsicos, al menos tres depósitos de gravas continentales de relleno de graben y varios arreglos de fallas normales formadas durante distintos pulsos de deformación demuestran la asociación espaciotemporal entre los eventos magmáticos y extensionales en la región (Aranda Gómez et al., 2007). (González Naranjo, 2012, p388)



Fotografía 12 Conglomerado polimíctico arenisca (TplQpt Cgp-Ar).

III.4.1 Conglomerado polimíctico arenisca (T_{pl}Q_{pt} C_{gp}-Ar).

Esta unidad consiste de una interestratificación de conglomerado polimíctico y arenisca generalmente de textura clástica sin consolidar, las que se encuentran rellenando depresiones como el Graben Villa de Reyes.

El conglomerado polimíctico consiste de fragmentos redondeados a subredondeados, mal clasificados, correspondientes con las unidades volcánicas de las áreas aledañas, formando en ocasiones canales y bancos extensos (Fotografía 12). Se encuentra intercalados con horizontes de arena semiconsolidada y consolidada de coloración amarillenta a blanquecina cuyos constituyentes son de la misma composición que las del conglomerado además de gran contenido de minerales rotos de vidrio, cuarzo, feldespato, plagioclasa y pumicita.

Se manifiesta principalmente cercano al flanco de las depresiones topográficas, como en la porción oriente del Graben Villa de Reyes, en los alrededores de las comunidades Fábrica de Melchor, La Loma y El Rosario, así como en la parte noreste de la carta por Vilella y en la porción sureste por la localidad de La Jaula.

A continuación se describen algunas localidades donde se mencionan las características de la unidad en la porción central de la carta.

En la parte centro de la carta, a un km al sureste del cerro Melchor (coordenadas 303538E, 2395422N), se observa el conglomerado polimíctico interestratificado con arenisca. El conglomerado polimíctico está constituido por fragmentos subangulosos a subredondeados, mal clasificados, de rocas volcánicas y sílice de hasta 0.15 m de diámetro, en estratos aunque en ocasiones se encuentra en forma de canal. La arenisca se encuentra en estratos que contienen abundante cuarzo, vidrio, feldespato, plagioclasa y magnetita, con escasa matriz. La estratificación es de 0.1 a un m de espesor, con rumbo N 10° W, y echado de 7° al SW

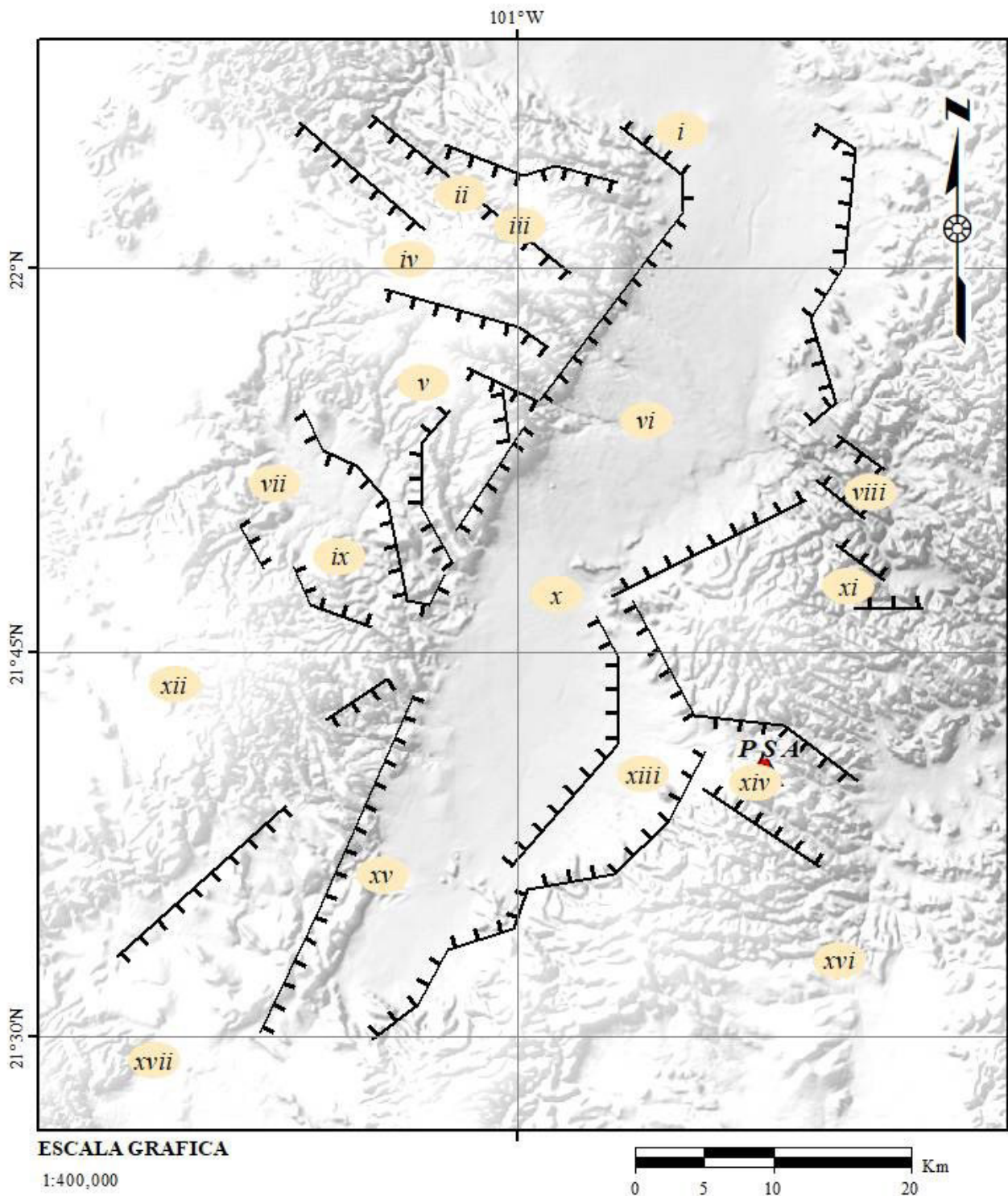


Figura 7 Lineamientos estructurales principales,
PSA = Puerta de San Antonio

- i* = SLP = San Luis Potosí; *ii* = cp = Cerro del Potosí; *iii* = cf = Cerro del Fraile; *iv* = SSM = Sierra San Miguelito;
v = cz = Cerro Zapote; *vi* = GVR = Graben Villa de Reyes; *vii* = B = Bledos;
viii = GE = Graben Enramadas; *ix* = FB = Fosa de Bledos; *x* = VR = Villa de Reyes;
xi = SMR = Santa María del Río; *xii* = SC = Sierra de Carranco; *xiii* = M = Melchor;
xiv = GSR = Graben de Santa Rosa; *xv* = JB = Graben Villa de Reyes; *xvi* = AG = Andesita Golondrinas; *xvii* = SP = San Felipe

IV. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

IV.1 Generalidades

El fallamiento más notorio es el observado en la parte oriental del área y corresponde al evento que dio origen a la caldera de Milpa Grande, estando su rumbo predominante en el rango de 290° a 300°. Estas fallas se localizan en la zona de la Mesa de San Antón, El Realito y exclusivamente en la ignimbrita El Organo, que es la roca precaldera; aquí, todas ellas están escalonadas y buzando hacia el suroeste con un ángulo promedio de los 70°. El resto del fallamiento se localiza hacia la parte sur y suroeste de la zona Riodacítica del intrusivo Palo Verde, donde tienden a tener una actitud entre los 290° 300°, buzando hacia el SW y con el echado que varía entre los 60° y 70°, esta etapa corresponde a un evento post caldera. Las fallas más importantes aquí son las fallas marginales de la Fosa del Jofre, la falla Gloria, la falla Caldera y la del Carmen. La falla Santa María mencionada por Labarthe Tristán y Aguillón (1984), sólo puede mostrarse en el área en una pequeña porción, ya que el resto desaparece por el emplazamiento del Intrusivo Palo Verde, tanto dentro como fuera de la caldera, y es también enmascarada en el Arco de San Antón. (Tristán González, 1987, p77)

La historia tectónica de una región se encuentra en las rocas que la constituyen. Es evidente que en el área estudiada hubo, cuando menos, dos grandes períodos de deformación, que originaron estructuras con características radicalmente distintas. Las rocas mesozoicas, tanto las que constituyen el complejo basáltico de la Sierra de Guanajuato, como las rocas metamórficas de la región de Aguascalientes y los sedimentos marinos sin metamorfosear de la Sierra de Álvarez San Pedro, S. L. P., fueron deformadas por esfuerzos compresivos. Las rocas de la cubierta cenozoica, incluyendo los conglomerados continentales del Eoceno (formación Guanajuato y Formación Cenicera) y las rocas del campo volcánico de San Luis Potosí, no muestran evidencias de haber sido plegadas, salvo por arrastre en los lugares adyacentes a algunas fallas. Las únicas huellas de actividad tectónica en la cubierta cenozoica son el basculamiento de las unidades y la presencia de numerosas fallas con desplazamiento predominantemente normal. Este segundo evento tectónico también afectó a las rocas más antiguas, sólo que en éstas el reconocimiento e interpretación de las estructuras producidas es más difícil, debido a la sobre posición de las características causadas por compresión. En la región, las rocas más antiguas, que no muestran evidencias de deformación por fuerzas de compresión son los conglomerados continentales del Eoceno. Edwards (1955) consideró que el Conglomerado Rojo de Guanajuato (o Formación Guanajuato) fue depositado en las fosas tectónicas. Al estudiar

la distribución regional de esta unidad, tal y como ahora se conoce, gracias a los estudios de Lara Hernández (1985), así como a los de J. Martínez Reyes, A. Nieto Samaniego y O. Quintero Legorreta (comunicaciones personales, 1986), resulta significativo que:

- (1) los afloramientos principales de este depósito clástico se encuentren a lo largo de la falla El Bajío o de otras fallas de importancia regional;
- (2) que en la región de Duarte, al noreste de León, en el bloque hundido de la falla El Bajío, el conglomerado se encuentre entre el “complejo basal” y las rocas volcánicas de la “cubierta”, mientras que en el bloque que ascendió, las rocas volcánicas del Oligoceno descansan directamente sobre el “complejo basar y
- (3) que en las áreas que han sido cartografiadas repetidamente (e.g., a lo largo de la falla de La Aldana), aún exista duda acerca de que el contacto conglomerado complejo basal” sea deposicional o por falla (Nieto Samaniego, 1985a). Se interpreta estas características de la siguiente manera: se interpreta que la localización de los afloramientos no sea fortuita, sino que refleje el medio ambiente tectónico en el cual se depositó, es decir, el conglomerado se acumuló, a manera de abanicos aluviales, exactamente al pie de bloques de falla que se estaban elevando rápidamente. El hecho de que las rocas volcánicas descansan, en algunos lugares, sobre el “complejo basal”, indica que, si alguna vez existió conglomerado sobre el bloque de la sierra, éste fue erosionado antes del Oligoceno, o bien, que el conglomerado nunca se depositó en ésta área, por ser ésta la fuente de donde provenían sus fragmentos; en este artículo se favorece la segunda interpretación. La ambigüedad aparente en la interpretación del contacto, a lo largo de la falla de La Aldana, puede entenderse si se acepta que el conglomerado se haya acumulado al pie de la falla, cuando ésta aún estaba activa. La presencia de conglomerados continentales (Formación Cenicera, Eoceno; Labarthe et al., 1982), cerca de las fallas maestras del graben de Villa de Reyes, permite considerar que estas fallas ya existían durante el Eoceno. Labarthe y colaboradores (1982) y Tristán (1986) consideraron que los graben de Villa de Reyes, Enramadas y Bledos se formaron durante el Oligoceno medio y que fueron rellenados por las rocas clásticas de la Formación Panalillo ($KAr \sim 26.8 \pm 1.3$ Ma). La distribución de algunas unidades volcánicas a lo largo de la depresión del Peaje (Tristán y Labarthe, 1979) también sugiere que fueron depositadas en una depresión topográfica, con rumbo $N40^\circ E$ y anchura promedio de 8.5 km. Una de las áreas más estudiadas de la región es el distrito minero de Guanajuato y sus alrededores, en el cual se puede establecer varias etapas de fallamiento cenozoico, siendo la más antigua la ocasionada por el depósito del Conglomerado Rojo de Guanajuato (Edwards, 1955). Posteriormente, hubo un fallamiento anterior a la

acumulación de la Formación Calderones (Nieto Samaniego, 1985). Las vetas falla de los sistemas de La Luz, Veta Madre y La Sierra son posteriores al depósito de la Formación Calderones. Gross (1975) determinó que la mineralización en la Veta Madre fue emplazada hace aproximadamente 27 Ma (KAr en adularia). Las vetas de los sistemas Veta Madre y La Sierra fueron, a su vez, cortadas por fallas posteriores a la mineralización (e.g., fallas El Capulín, Cardones y Amparo). Los eventos más recientes [post pleistocénicos (?)] son el movimiento a lo largo de la falla El Bajío (Martínez Reyes; comunicación personal, 1986) y en el graben de Campuzano. Se ignora si algunos de los eventos del distrito minero de Guanajuato son de carácter local, relacionados con el emplazamiento de intrusivos hipoabisales durante la etapa magmática del Oligoceno, o si se relacionan con fenómenos tectónicos de carácter regional. (Aranda Gómez, 1989, p41)

Graben De Villa De Reyes

Se trata de un valle tectónico hundido, relleno por materiales de acarreo y limitado por fallas normales. Tiene unos 15 km de ancho, presenta un rumbo general N 40° E cambiando de dirección en el extremo norte hacia el N 10° E. Tiene un alto de la latita en la zona de fuente de Villa de Reyes y algunos altos también de latita en el área de Cerro Gordo. En la base de la Sierra de San Miguelito, existen algunos restos de las ignimbritas Cantera y Bolas. Esta estructura se sigue desde cerca de la ciudad de León, Gto.. en su parte sur, hasta el poblado del Huizache en el norte, teniendo una longitud del orden de 260 km, con una anchura media de 15 km. Se trata de un verdadero rift continental*, de edad Terciario medio a superior, discordante sobre la estructura cretácica. Es por tanto semejante al graben del Valle del Rhine en Alemania. Cloos (1951) explica este tipo de fosas como debidas a un combamiento de la corteza terrestre, formándose las fallas marginales y es típico además el volcanismo asociado. Llegó a efectuar un experimento en el cual reprodujo las condiciones tectónicas del Valle del Rhine . En nuestro caso ya desde el Cretácico superior, existió un levantamiento en la parte central que hoy ocupa la fosa, continuando durante el Terciario inferior y medio, para hundirse en el Oligoceno Mioceno. Presenta actividad volcánica posterior, representada por el paquete de la rioIita Panalillo y basaltos olivínicos pleistocénicos, éstos últimos localizados hacia el noreste de la ciudad de San Luis Potosí (Aranda Labarthe 1977). Las secuencias de rocas volcánicas a ambos lados del graben son diferentes en litología y edad, siendo más antiguas las de las sierras de Santa María. (Labarthe H. & Tristán Gonzalez, CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA HOJA "SANTA MARÍA DEL RIO," S.L.P., 1980)

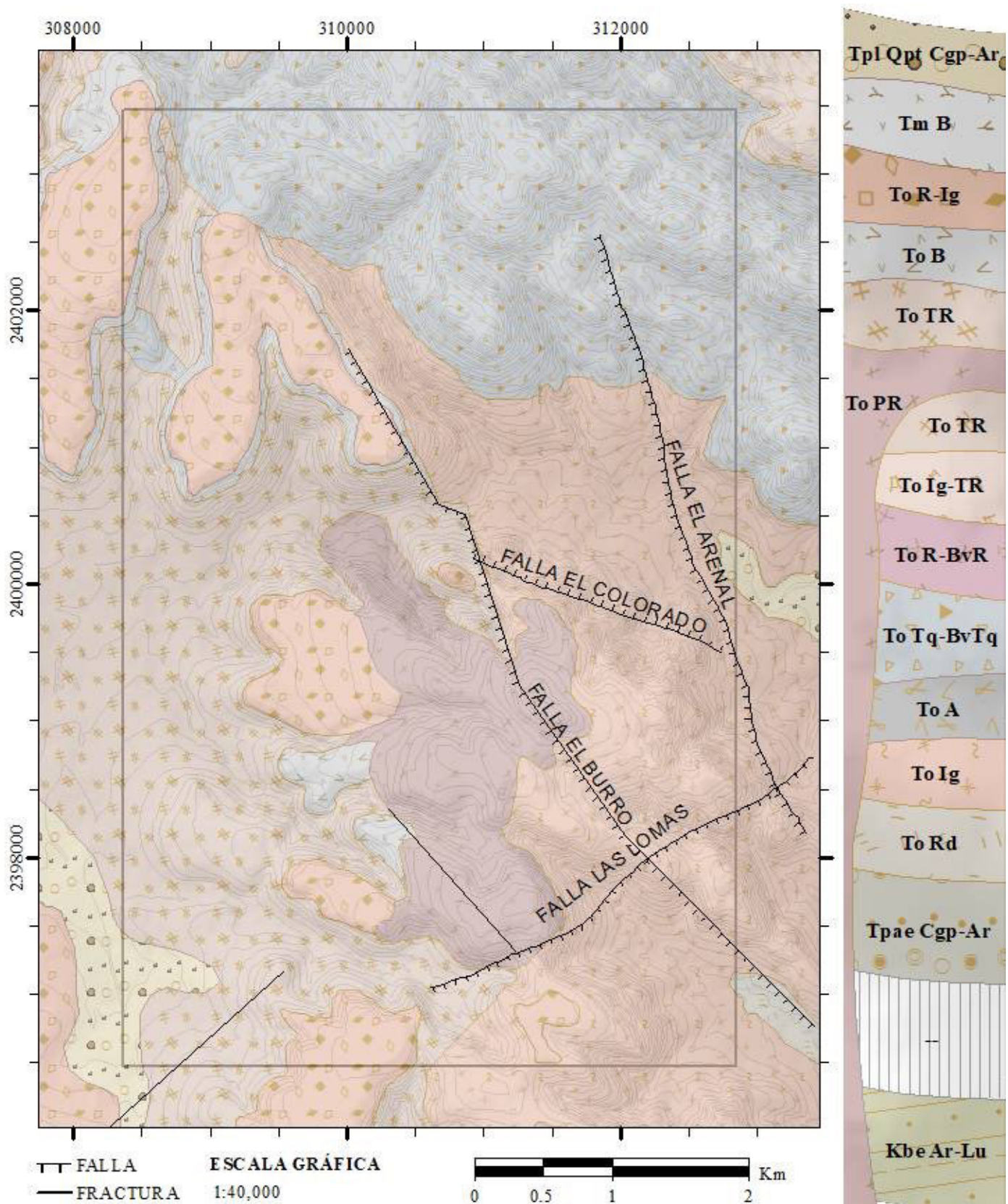


Figura 8 Sobrepuesto con lineamientos estructurales, modelo digital, a la derecha columna geológica (información de INEGI y SGM)

IV.2 Deformación frágil

Estructuras de rumbo NW SE. Este tipo de estructuras son las de mayor predominancia, se distribuyen principalmente en la parte norte, noreste y centro oriental de la carta. (Gámez Ordaz, Avila Ramos, Rodríguez Cervantes, Salazar Reyes, & Vázquez Tortoledo, 2017)



Fotografía 13 Falla El Burro pone en contacto tectónico a la toba riolítica (To TR) con la ignimbrita (To Ig).

Falla El Burro

En la localidad Puerta de San Antonio (coordenadas 308857 E, 2403133 N), se midió un rumbo N 38° W, y echado de 58° al SW, con zona de brechamiento silicificada de 60 cm a 1.5 m de espesor y estrías; en las coordenadas 310623E, 2400830N, tiene rumbo N 32° W, con echado de 82° al SW, pone en contacto tectónico a la ignimbrita (To Ig) con toba riolítica (To TR), afecta a las unidades de ignimbrita (To Ig), traquita, brecha traquítica (To TqBvTq), toba riolítica (To TR), basalto (To B), riolacita (To Rd) y riolita ignimbrita (To RIg). Se estima una longitud de 12.7 km. (Gámez Ordaz, 2017).

Falla El Colorado

La falla el colorado es una estructura con una morfología muy marcada y fácilmente apreciada imágenes satelitales, se tomo la decisión de medirla con relacion a los escarpes alineado por lo que se considera una falla normal interpretada con rumbo N 70° W, al NE.

Falla Las Lomas

En la localidad Puerta de San Antonio (coordenadas 315419 E - 319378 E, 2401526 N - 2405755 N), se midió un rumbo N 40° E, y echado de 58° al SE, con zona de brechamiento silicificada de 40 cm a 1 m de espesor y estrías; afecta a las unidades de ignimbrita (To Ig), traquita, brecha traquítica (To TqBvTq) y al Pórfido Riolítico (To PR).

Falla El Arenal

Lineamiento curvo medido en la localidad de San Antonio (coordenadas 314951 E , 2399824 N), se midió un rumbo N 80° W, y echado de 65° al SW ; afecta a las unidades de ignimbrita (To Ig), traquita, brecha traquítica (To TqBvTq) y al Pórfido Riolítico (To PR).

V. YACIMIENTOS

V.1 Generalidades

En las riolitas se puede tener la presencia de minerales metálicos como estaño y mercurio y alteraciones hidrotermales de interés, existen pequeños laboríos de donde extrajeron estaño-casiterita, en trabajos de minería artesanal. De los cuales no se tienen antecedentes bibliográficos, desconociendo cuándo y por quien se realizaron esos trabajos. La planta de beneficio más cercana se encuentra en San Luis Potosí, a 60 km en línea recta y es propiedad de la Compañía. Minera San Javier S.A. de C.V., y el proceso que utiliza es lixiviación-electrólisis.

La roca en donde se emplazan la mayoría de las estructuras identificadas es un pórfido riolítico, con zonas de stockwork, brechamiento y vetas de cuarzo con diversos espesores tanto milimétricos y de centímetros. Otras de las unidades en la que se alojan estructuras, son las de traquita y toba riolítica.

En el derrame de la riolita San Miguelito existen algunos hilillos de hematita con casiterita, que son explotados en pequeña escala por gambusinos. En las ignimbritas Cantera y Bolas Hay algunas explotaciones de cantera rosa que se usa para recubrimiento de fachadas, pisos y artículos ornamentales. El área al suroeste del cerro El Calero, en donde aparece el intrusivo monzonítico en la Formación Caracol, creemos que tiene posibilidades de mineralización económica. El intrusivo es muy semejante al que aflora en el mineral de San Pedro y en segundo lugar a unos cuantos kilómetros al suroeste de ésta área existe la mina abandonada del Bernalejo, en la cual se observan vetas de cuarzo con valores de Au y Ag, encajonadas en sedimentos de la Formación Caracol. Es muy importante definir la edad relativa de los intrusivos y su relación con la mineralización. Surgen varias preguntas: ¿la mineralización de metales preciosos y básicos se encuentra solamente en rocas cretácicas o intrusivos laramídicos no se puede encontrar también en las rocas félsicas, sobre todo de la serie Santa María? ¿Qué relación existe entre el rift de Villa de Reyes y la mineralización de la Formación Trancas de lutitas carbonosas que fue cortada por Pemex en el pozo Xocoxtle No. 1 y que ha sido reportada en las obras mineras de San Pedro (J.A. Nieto comunicación verbal), puede ser la fuente de donde provienen los minerales económicos? Como ya se mencionó, el alto estructural de sedimentos cretácicos que está indicado hacia el centro del graben de Villa de Reyes, puede tener interés para la exploración petrolera. (Labarthe H., 1980, p28).

Las lavas riolíticas con alto contenido en flúor forman principalmente derrames y domos y, en menor proporción tobas y brechas. El contenido elevado de flúor de estas rocas está atestiguado por la presencia de topacio ($Al_2SiO_4F_2$) cristalizado durante la fase de vapor. Este mineral usualmente se encuentra en cavidades, a lo largo de los planos de pequeñas fracturas o de la foliación de flujo de los derrames. Las rocas topacíferas generalmente presentan un enriquecimiento de elementos litófilos tales como Li, Rb, Cs, Nb, Ta, Sn, W, U, y tierras raras, comunmente son acompañadas por depósitos de fluorita (Burt y Sheridan, 1987). Varios autores han considerado que el enriquecimiento en flúor y elementos incompatibles en las rocas topacíferas son el resultado final de cristalización fraccionada a partir de magmas ricos en flúor (Burt et al. 1982; Christiansen et al., 1986; Burt y Sheridan, 1987), producto de fusión parcial de rocas granulíticas (Christiansen et al., 1986). Así, la diferenciación magmática causó un enriquecimiento de elementos incompatibles lo cual, en algunos lugares, fue el precursor en la formación de depósitos de U, Be y mineralización de F (Webster et al., 1987). Los domos riolíticos topacíferos también se asocian a mineralización de Sn fumarólico, localizada, preferentemente, a lo largo de fracturas en la parte alta de los domos. Los depósitos de estaño también se pueden originar por disolución y erosión de los depósitos fumarólicos que producen Estaño coloforme. Este tipo de yacimientos se han reportado en Nevada y Nuevo México (Burt et al., 1982; Christiansen et al., 1986; Sillitoe y Bonham, 1984; Burt y Sheridan, 1987; Duffield et al., 1990). En muchas áreas del norte y centro de México, especialmente en los estados de Guanajuato, San Luis Potosí, Zacatecas y Durango, también se ha encontrado mineralización de Sn asociado a rocas de la Secuencia Volcánica Superior de la Sierra Madre Occidental (Foshag y Fríes, 1942; Burt et al., 1982; Huspeni et al., 1984). A estos domos con mineralización de Estaño en México se les ha determinado una edad de K-Ar entre 30 a 32 Ma (Huspeni y colaboradores, 1984). Las riolitas con estaño en México se encuentran a lo largo de un cinturón de 1000 km de longitud (Pan, 1974 citado por Sillitoe y Bonham 1984). Burt y Sheridan (1981) presentaron un modelo idealizado de las asociaciones del emplazamiento de domos riolíticos topacíferos y su relación a diversos depósitos minerales. Los domos topacíferos, representan el nivel más somero de la mineralización en el sistema. En la región de Guadalcázar, SLP, se conoce un intrusivo subvolcánico al que se determinó una edad de 32 Ma (Mujica y Albarrán, 1983), de composición granítica, que tiene mineralización asociada de Mo, W, Sn, Au, Ag, F, Be, (Fríes y Schmitter, 1948). Se cree que este intrusivo puede ser el equivalente subvolcánico de los domos topacíferos de la región. Con respecto a mineralización de estaño en domos riolíticos con alto contenido en flúor, Huspeni y colaboradores (1984) hacen mención de estas estructuras en el norte de México. Ahí se presentan las menas en cuerpos de pequeño volumen, a manera de vetillas, o en forma de disseminaciones de casiterita. La alteración de la roca

encajonante consiste de caolinita, illita, feldespato y sílice. Estos mismos autores señalan que los cuerpos minerales son domos riolíticos con cubiertas ignimbríticas que sirvieron de capas impermeables para los sistemas de mineralización. Las ignimbríticas en muchos lugares llegaron a cubrir la brecha que se forma en la parte superior del caparazón de los domos y/o de los derrames de lava asociados a ellos (Huspeni et al, 1984). Sin embargo, Duffield y otros (1984) y Burt y Sheridan (1987) no encontraron ignimbríticas riolíticas cubriendo a los domos topacíferos en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato. Por tanto, el papel de las ignimbríticas suprayacentes no es del todo claro en la génesis de estos depósitos. Es posible que, aunque las ignimbríticas no hayan participado en el proceso de mineralización, sean importantes en la prospección de estos yacimientos, ya que pudieron servir de protección para que la brecha, o parte superior de las estructuras, lugares preferentes en donde ocurre la mineralización de estaño, no fueran erosionadas. Dentro del complejo de domos de Tepetate, principalmente en la porción sur, existen zonas con alteración hidrotermal, consistente en oxidación y silicificación muy intensas. Esta alteración estuvo relacionada a la mineralización de estaño. En la parte oriental del complejo de domos existen obras mineras pequeñas donde se extrajo casiterita. Por la distribución de las catas y zanjas, se infiere que la mineralización se presentaba principalmente hacia las partes finales de los derrames de lava. La presencia de remanentes aislados de Riolita Panalillo en el área, indica que es posible que esta área estuviera alguna vez cubierta por una "ignimbrita protectora". (Aguillón Robles, 1994, p30)



Fotografía 13 Mina de caolín de origen hidrotermal Rio Verde.



Fotografía 14 Brecha hidrotermal cementada por cuarzo, localizada en un arroyo próximo a la mina de rio verde.

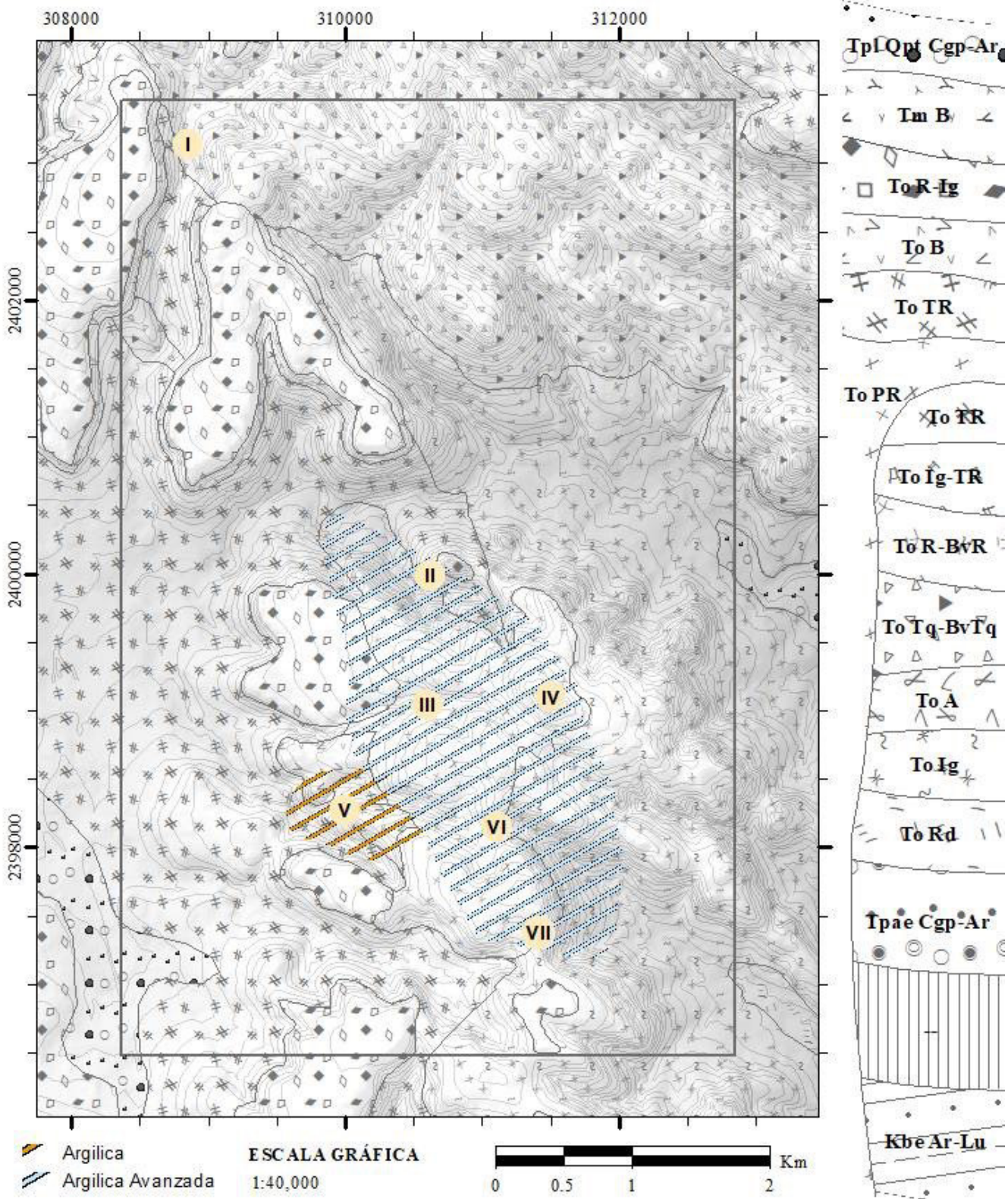


Figura 10 Principales alteraciones hidrotermales basadas en la mineralización presente en el área de estudio

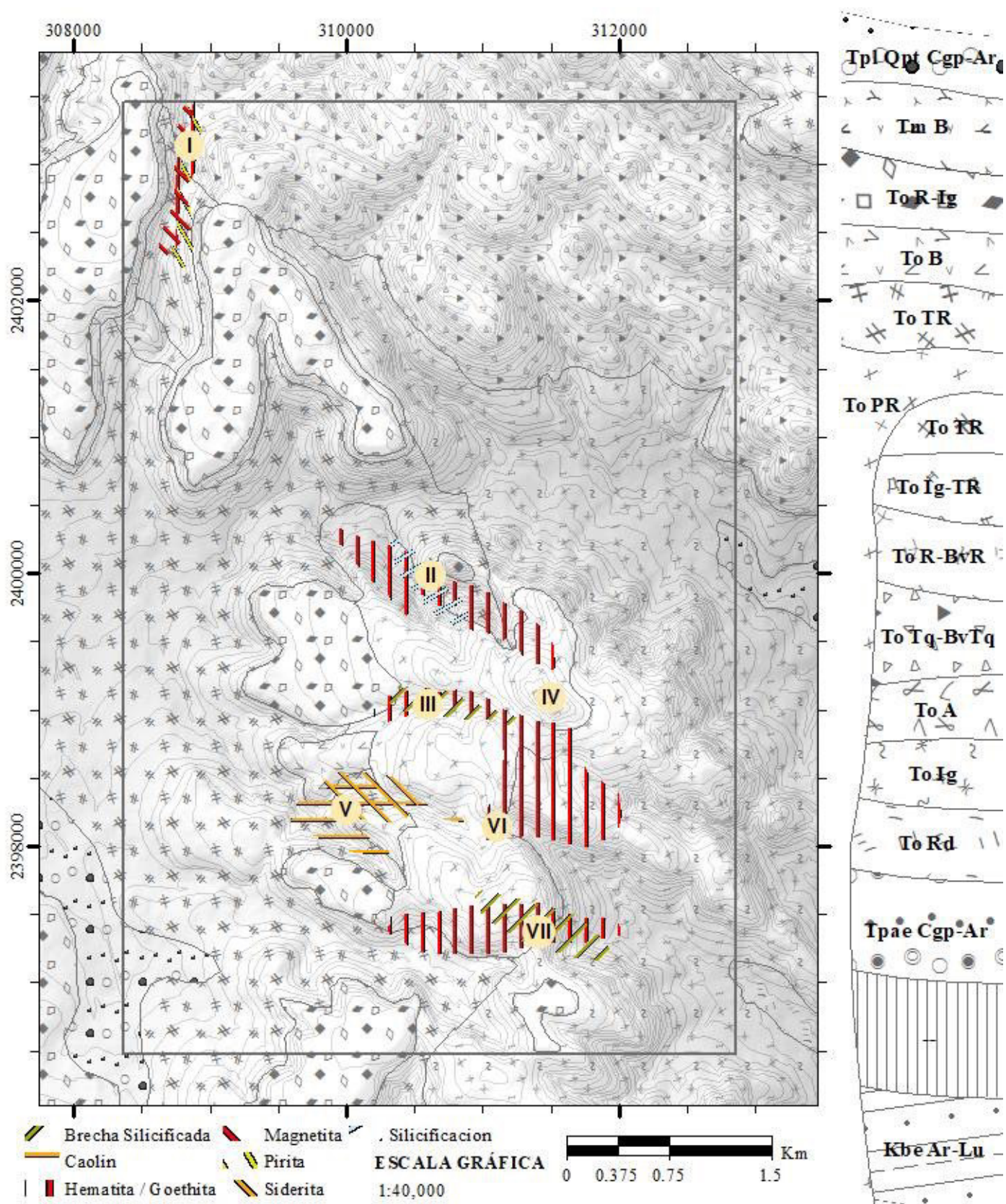


Figura 9 Mineralizaciones mas características

I. Las Jaras, II Cerro Colorado 1, III El Arroyo, IV San Antonio, V Rio Verde, VI Cerro Colorado 2, VII Cerro Colorado 3

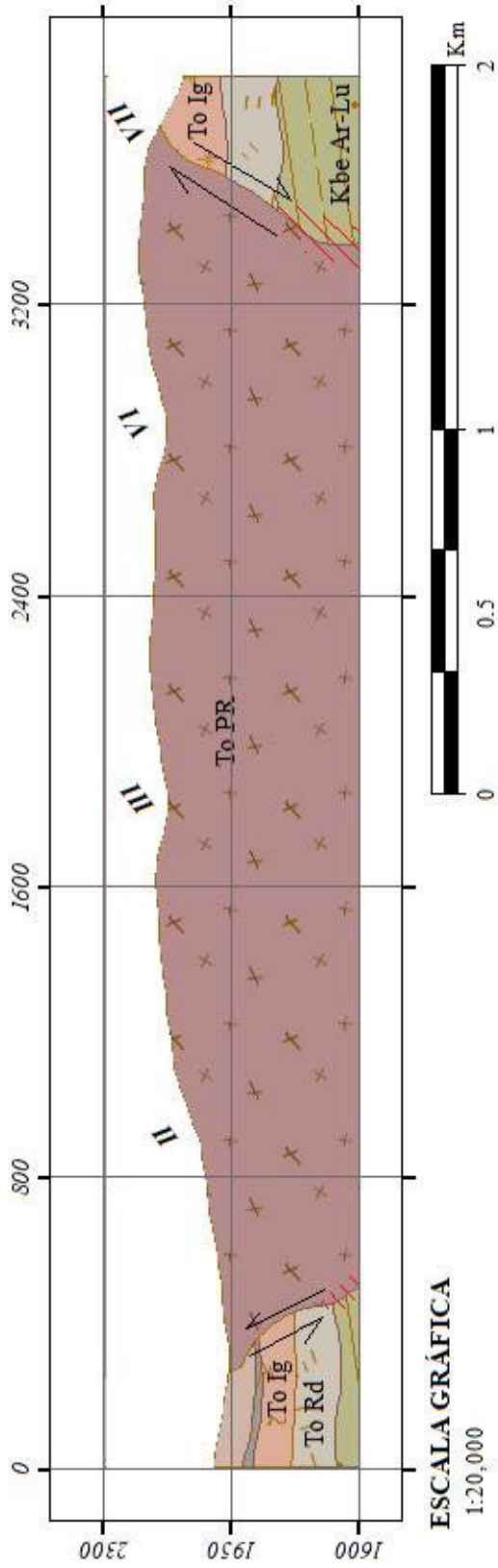


Figura 11 Sección geológica A - A' de rumbo NW 25° viendo al NE

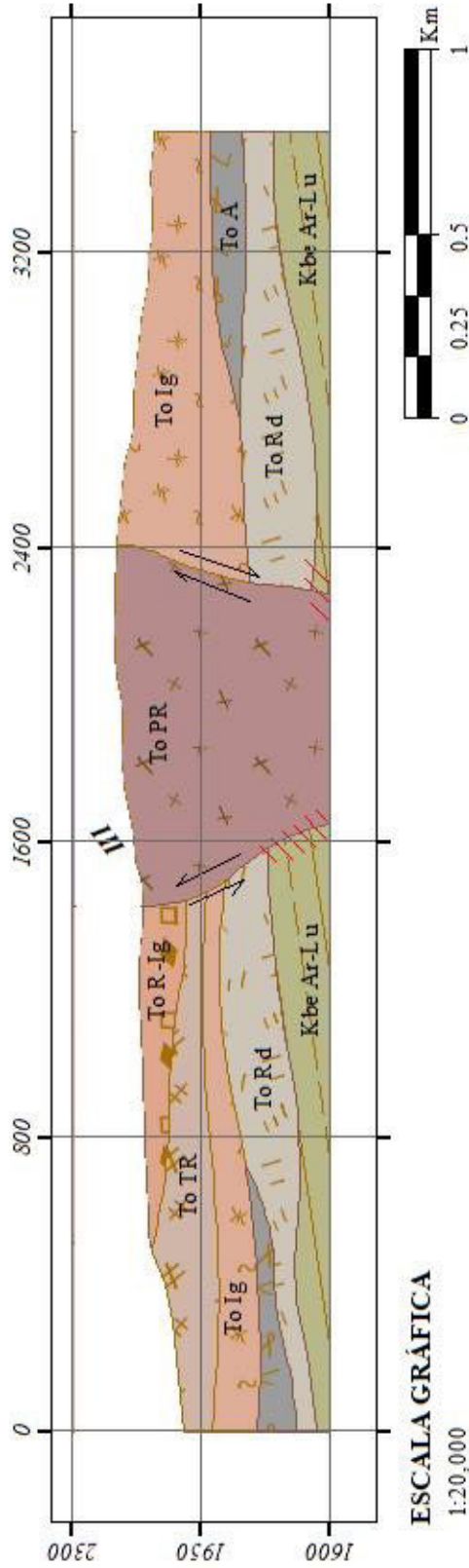


Figura 12 Sección geológica B - B' de rumbo NW 65° viendo al NE

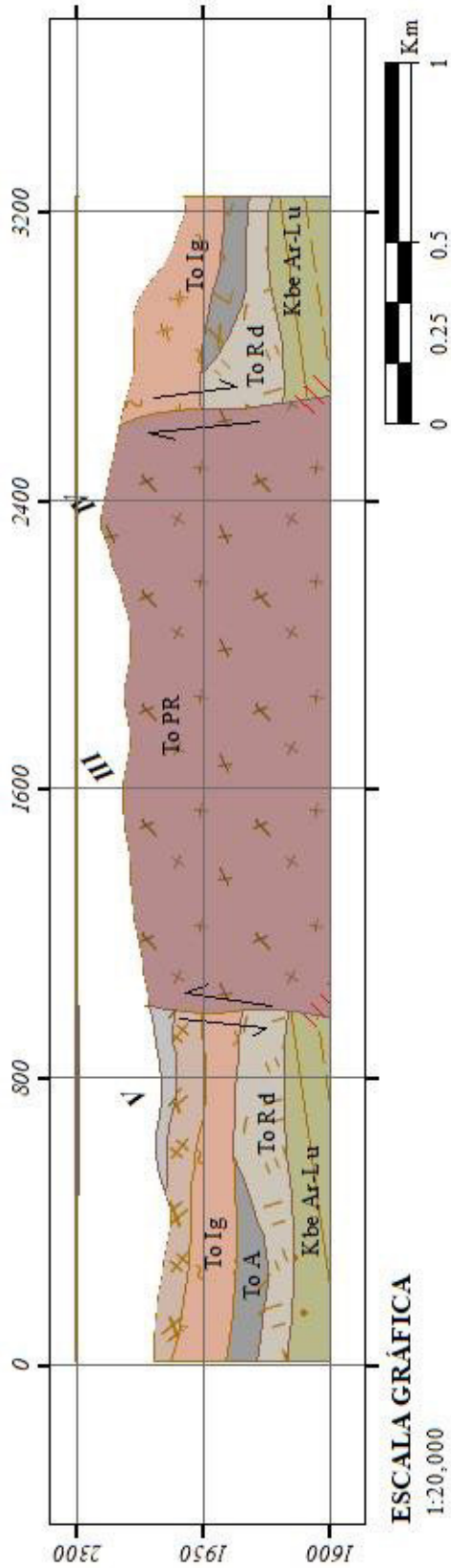


Figura 13 Sección geológica C - C' de rumbo NE 65° viendo al NW

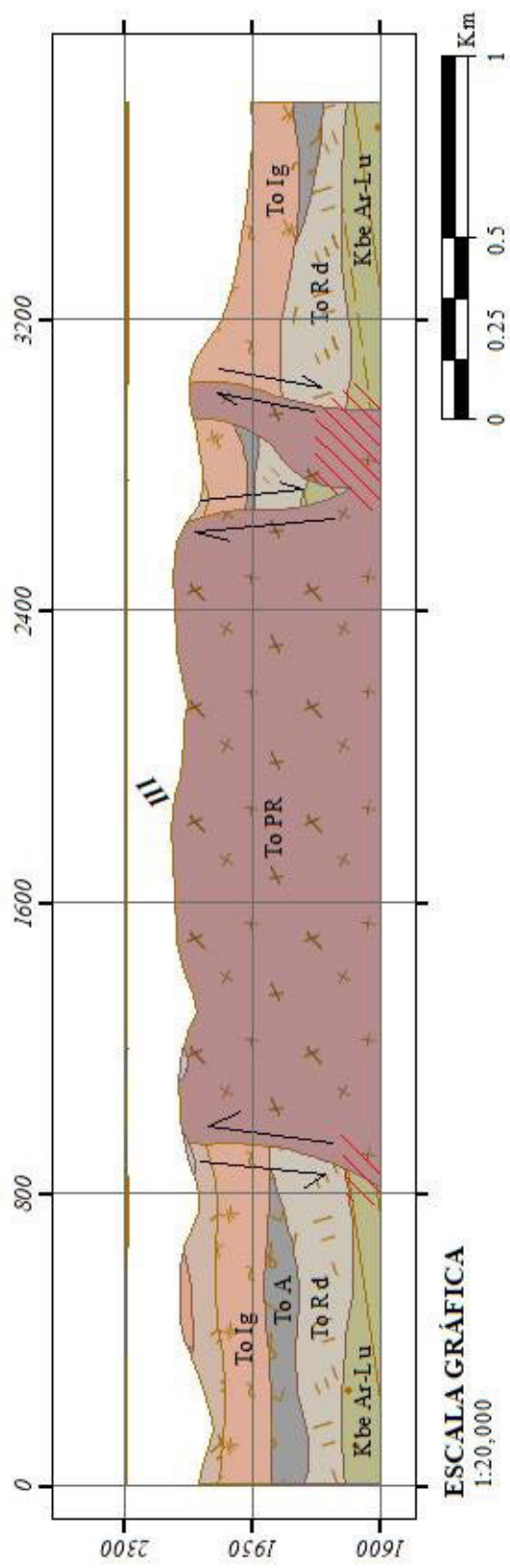


Figura 14 Sección geológica D - D' de rumbo NE 25° viendo al NW

V.2 Mineralización

V.2.1 *Las Jaras*

Con relación a la veta San Antonio, de la cual es posible que sea su continuidad, está a 3.74 km al noroeste de la misma.

Consiste de una veta falla, constituida por material brechado de riolita, la cual se observa silicificada, con ligero contenido de pirita diseminada y en partes oxidada, parte de esta pirita ha sido lixiviada quedando solo *boxworks* con goethita. Se observan escasas drusas.

La mineralogía observada además de la pirita es de magnetita y hematita en pequeñas y esporádicas vetillas.

El rumbo de la estructura es de N 38° W, con echado de 58° al SW, el espesor varía de 0.6 a 1.5 m, con 50 m de longitud reconocida y 20 m de desnivel tentativo. En esta porción la roca de caja al bajo es la traquita y al alto es la toba riolítica de Panalillo Inferior.

V.2.2 *Cerro Colorado 1*

Zona de stockwork a lo ancho de 75 m, con vetilleo de cuarzo, hematita y goethita, con zonas de intenso brechamiento, y pequeñas zonas donde se observa crustificación, silicificación, argilización, y oxidación intensa en zona de óxidos. Presenta un rumbo principal N 9 a 30° W, paralelo a la veta San Antonio, manifestándose en aproximadamente 250 m de longitud y 50 m de profundidad tentativa (Figura 9).

Consiste en cuatro pequeñas obras antiguas abandonadas, siendo la principal una de 15 m de longitud, un m de ancho y tres m de profundidad, siguiendo la traza del vetilleo, las otras obras están a menos de 20 m de esta y son paralelas una de otra. La roca de caja es la toba riolítica Panalillo Inferior que fue afectada por el pórfido riolítico.

V.2.3 *El Arroyo*

Esta manifestación consiste de una veta falla, con zonas de brecha silicificada, con abundante cuarzo- calcedonia, escasa hematita y goethita. Presenta un rumbo general N 60° W, y echado de 75° al NE, guarda cierto paralelismo con el fallamiento regional de rumbo NW-SE, se manifiesta en 70 m de longitud, dos m de espesor y 10 m de profundidad tentativa. Al bajo de la veta en un ancho de cuatro m, se observa una zona de brecha con fragmentos de un metro de diámetro de pórfido riolítico, quizá relacionada al fallamiento regional. Se encuentra encajonada en el pórfido riolítico (Fotografía 14,b).

V.2.4 *San Antonio*

La mineralización se manifiesta de manera irregular, aunque al estar alojada en la continuación de la traza de la falla El Burro, podría considerarse como la continuidad de las estructuras Las Jaras y San Antonio, con la variante de que esta localidad se aloja en pórfido riolítico.

En este sitio la estructura se manifiesta como una zona de silicificación irregular, con una serie de delgados vetilleos a lo ancho de 100, al parecer como parte de la zona de cizalla de la falla El Burro, su continuidad se observa al menos en 400 m de longitud y 50 m de desnivel, el rumbo principal es de N 35° W. Las vetillas antes referidas son de cuarzo-hematita, que en partes muestran crustificación.

V.2.5 *Rio Verde*

Esta es una mina en operación para la obtención de caolín, el cuerpo es de forma irregular, es explotado en un tajo con dimensiones de 500 m de longitud, 500 m de ancho y hasta 25 m de altura labrado en toba riolítica de Panalillo Inferior (To TR) (Fotografía 13).

El origen se considera de tipo hidrotermal, asociado a la intrusión de pórfido riolítico, que afectó a la toba riolítica vitrocrystalina, provocando zonas de caolinización y oxidación intensa, así como en partes un ligero brechamiento. Al parecer dicha intrusión generó una falla importante de rumbo N 20° E, echado de rumbo 85° al NW.

Esta mina es trabajada de manera intermitente por la Compañía Minera Río Verde, ubicada en San Luis Potosí, obteniendo aproximadamente 10 carros de caolín por semana, con capacidad de 30 toneladas cada uno,

que son llevados a una cementera ubicada en San Luis Potosí para la elaboración de cemento refractario, y para la elaboración de pinturas.

Las muestras reportan más de 74% de caolinita, con alunita y tridimita se considera como un caolín de alta pureza. y 58.2% de caolinita por lo que presenta propiedades cualitativas para ser utilizada como materia prima en la industria cerámica y de la construcción, se podría considerar la parte superior de un sistema hidrotermal, donde a profundidad se tendrían metales preciosos.

V.2.6 *Cerro Colorado 2*

Es una veta falla, con zonas de brechamiento silicificado, rellenas de cuarzo-hematita en relleno de espacios abiertos y goethita por alteración lo que origina un color rojizo intenso, en zona de óxidos. Se presenta con rumbo general N 60° W, y echado de 60° al NE, de cuatro a 10 m de espesor, 200 m de longitud, y 50 m de profundidad tentativa. La roca de caja es el pórfido riolítico.

V.2.7 *Cerro Colorado 3*

Consiste en una zona de stockwork en zona de óxidos, constituida por una serie de vetillas de cuarzo- calcedonia hematita, y goethita, con zonas de brecha silicificada y oxidada. El rumbo principal de las vetillas es N 20° W, se manifiesta en un ancho de 15 m, 100 m de longitud, y profundidad tentativa de 50 m, y se aloja en la periferia del pórfido riolítico que está en contacto con la ignimbrita Santa María (To Ig). Se colectó una muestra de esquirla sobre zona de stockwork y brechamiento.

V.3 Alteración

Las alteraciones presentes en el área son silicificación, propilitización, alteración filica y cuarzo - sericítica y oxidación intensa. Además de brechamiento en las zonas de fallas con relleno de sílice, fragmentos y bloques mineralizados por piritita y óxidos de fierro.

V.4 Modelo del Yacimiento

Un modelo propuesto es el de un Pórfido a profundidad con mineralización posible de oro-cobre con vetas hidrotermales de tipo epitermal posiblemente asociadas a diques y pórfidos riolíticos, con zonas de brechamiento y diseminación de piritita (figura 15, 16), emplazadas en el pórfido riolítico y un casquete de riolodacita; siendo las que se consideran más favorable de contener mineralización superficial, pero se resalta la posibilidad de que el contacto de los fluidos hidrotermales con las unidades calcáreas correspondientes a la Formación Caracol favorecieran a la precipitación de diversos metales como Zn, Pb, Ag, Au, As, Sb, de cumplirse estas condiciones, sumado a la amplia extensión de la alteración hidrotermal, serían factores que constituirían un depósito de grandes dimensiones.

También existe un vínculo genético entre los depósitos epitermales de Au – Cu de alta sulfuración y el pórfido subvolcánico tipo Cu – Au sugerido (según Hedenquist et al., 2000).

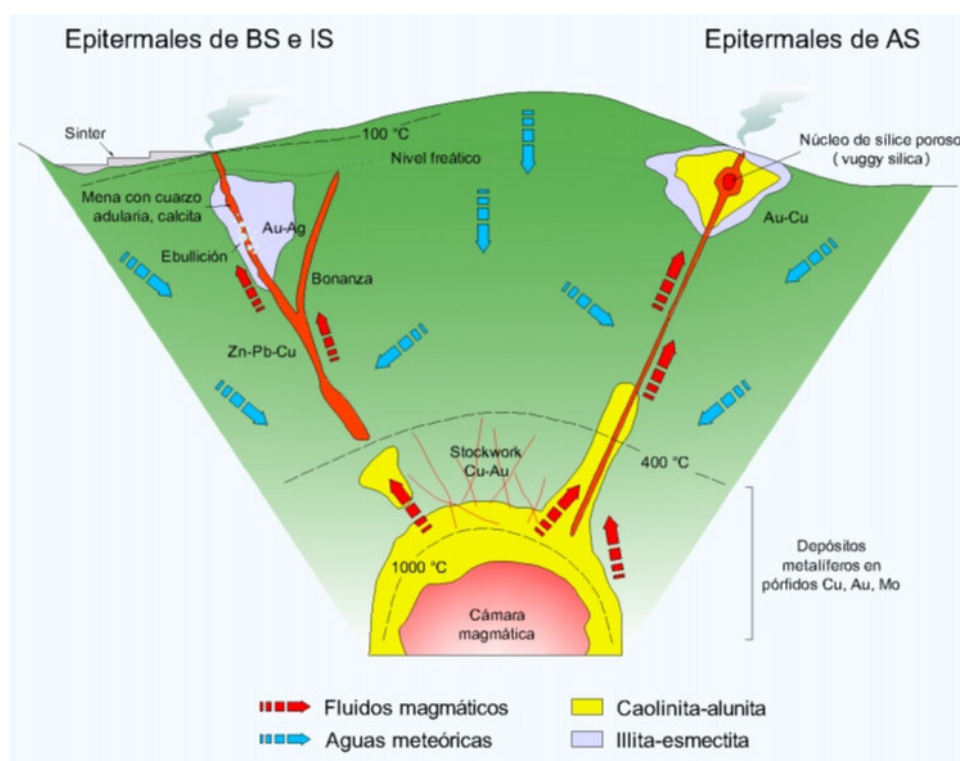


Figura 15 Modelo de yacimientos.- Esquema de los depósitos epitermales de baja y alta sulfuración relacionados con pórfidos de Au-Cu ((modificado de Sillitoe, 1995; con base en los datos de Hedequist y Lowenstern, 1994; Gammons y Williams-Jones, 1997; Corbett y Leach, 1998).).

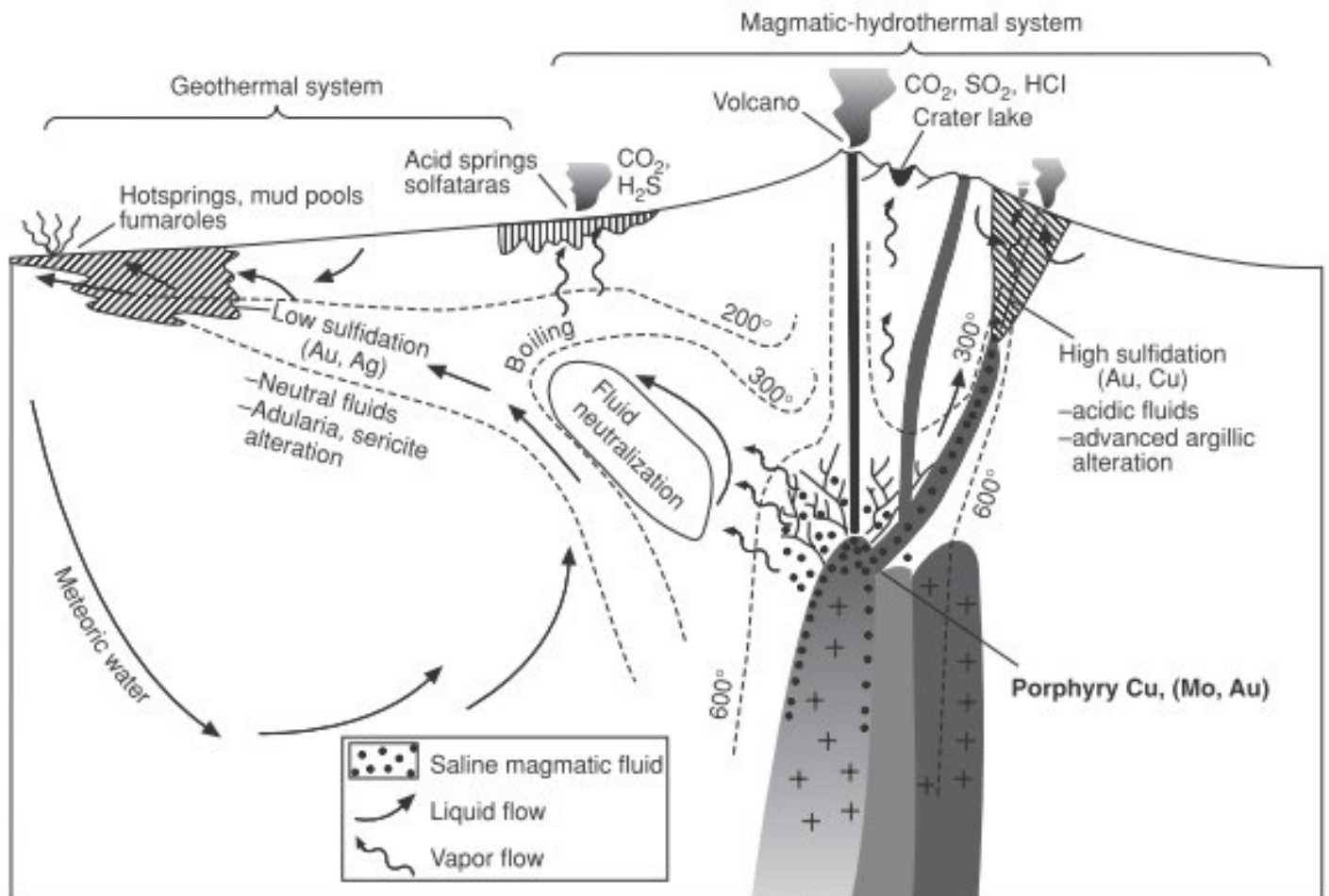


Figura 16 El entorno geológico y las características de los depósitos epitermales de alta y baja sulfuración. (según Hedenquist et al., 2000).

VI. RESULTADOS

En el Terreno Guerrero, caracterizado por secuencias volcanosedimentarias (Campa y Coney, 1983; Tardy, et al., 1992 y 1994). Le sobreyacen rocas volcánicas de la Mesa Central, donde existen diferentes tipos de yacimientos relacionados a las principales condiciones estructurales (Nieto-Samaniego, 2005).

Riolita San Miguelito; afectadas por un pórfido riolítico (To PR), que dio origen a fuerte hidrotermalismo, acompañado de silicificación, argilización y piritización diseminada, zonas de vetillas en stockwork, con posterior fallamiento regional y presencia de fragmentos de pórfido mineralizado por pirita.

El fallamiento que se tiene en el área corresponde con el de tipo frágil, representado principalmente por las fallas de rumbo NE-SW y N-S que dieron origen al graben Villa de Reyes y a las de rumbo NW-SE que originaron fosas de menores dimensiones

Un modelo propuesto es el de un Pórfido a profundidad con mineralización posible de oro-cobre con vetas hidrotermales de tipo epitermal posiblemente asociadas a diques y pórfidos riolíticos, con zonas de brechamiento y diseminación de pirita, emplazadas en el pórfido riolítico y un casquete de riodacita; siendo las que se consideran más favorable de contener mineralización superficial, pero se resalta la posibilidad de que el contacto de los fluidos hidrotermales con las unidades calcáreas correspondientes a la Formación Caracol favorecieran a la precipitación de diversos metales como Zn, Pb, Ag, Au, As, Sb, de cumplirse estas condiciones, sumado a la amplia extensión de la alteración hidrotermal, serían factores que constituirían un depósito de considerables dimensiones.

VII. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

1. Las alteraciones presentes en el área son silicificación, propilitización, alteración filica y cuarzo - sericítica y oxidación intensa. Además de zonas de stockwork y afloramientos con un intenso brechamiento en zonas cercanas a las fallas con relleno de sílice, fragmentos y bloques mineralizados por pirita y óxidos de hierro.
2. Las principales estructuras relacionadas a la mineralización son la falla el burro y la falla la lomas, esta última con un parecido en dirección al Graben Villa de Reyes, queda en duda la edad de la mineralización y su relación estructural, con una posible edad del terciario medio al superior.
3. Potencial para ser la parte superior de un yacimiento oro - cobre.
4. Los valores anómalos superficiales han sido lixiviados, esto se puede comprobar con un zanjeo, de no encontrarse una zona de enriquecimiento queda la posibilidad de que los metales precipitaran a mayor profundidad.

VIII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

1. Se recomienda una completa interpretación del área procesando imágenes multiespectrales de ser posible WorldView3 o en su defecto Aster para definir adecuadamente la distribución de minerales de alteración hidrotermal.
2. Se recomienda realizar estudios geofísicos de polarización inducida y resistividad.
3. Se realizaron estudios de geoquímica de esquila y geoquímica de sedimentos a una escala regional, se recomienda realizar más programas de muestreo con mayor detalle.
4. El mapeo cartográfico se realizó a escala 1:50000, se recomienda realizar un mapeo de Geología a detalle escala 1 :2000 o mayor, con énfasis en la relación mineral - estructural.
5. De resultar satisfactorios previos estudios, tanto por ley y volumen, se recomienda realizar barrenación a profundidades de 100 - 300 m con el objetivo de buscar el contacto del pórfido, con el basamento

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguillón Robles, A. (1994). *ESTRUCTURA INTERNA DE LOS DOMOS RIOLITICOS DEL AREA DE TEPETATE, S.L.P.* INSTITUTO DE GEOLOGIA Y METALURGIA , SAN LUIS POTOSI, S. L. P: UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ.
- Aguirre Hernández, M. A. (1992). *GEOLOGIA DEL SUBSUELO DE LAS CUENCAS GEO-HIDROLOGICAS DEL VALLE DE SAN LUIS POTOSI Y DE VILLA DE REYES, EN EL EDO. DE SAN LUIS POTOSI.* INSTITUTO DE GEOLOGIA Y METALURGIA , SAN LUIS POTOSI, S. L. P: UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ.
- Alaniz Álvarez, S. A., & Nieto Samaniego, Á. F. (2005). EL SISTEMA DE FALLAS TAXCO-SAN MIGUEL DE ALLENDE Y LA FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA, DOS FRONTERAS TECTÓNICAS DEL CENTRO DE MÉXICO ACTIVAS DURANTE EL CENOZOICO . *BOLETÍN DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA MEXICANA*, 57(1), 65 - 82.
- Alaniz Álvarez, S. A., Nieto Samaniego, Á. F., Orozco Esquivel, M. T., Vassallo, L. F., & Xu, S. (2002). EL SISTEMA DE FALLAS TAXCO-SAN MIGUEL DE ALLENDE: IMPLICACIONES EN LA DEFORMACIÓN POST EOCÉNICA DEL CENTRO DE MÉXICO. *BOLETÍN DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA MEXICANA*, 55(1), 12 - 29.
- Alaniz Álvarez, S. A., Nieto Samaniego, Á. F., Reyes Zaragoza, M. A., Orozco Esquivel, M. T., Ojeda García, Á. C., & 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.
- Albinson, T., & Camprubí, A. (2006). DEPÓSITOS EPITERMALES EN MÉXICO: ACTUALIZACIÓN DE SU CONOCIMIENTO Y RECLASIFICACIÓN EMPÍRICAL . *BOLETÍN DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA MEXICANA*, 58(1), 27 - 81.
- Aranda Gómez, J. J., Aranda Gómez, J. M., & Nieto Samaniego, Á. F. (1989). CONSIDERACIONES ACERCA DE LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA DURANTE EL CENOZOICO DE LA SIERRA DE GUANAJUATO Y LA PARTE MERIDIONAL DE LA MESA CENTRAL . *Revista Universidad Nacional Autónoma De México*, 8(1), 33 - 46.

- Ferrari, L., & Valencia Moreno, M. (2007). *MAGMATISM AND TECTONICS OF THE SIERRA MADRE OCCIDENTAL AND ITS RELATION WITH THE EVOLUTION OF THE WESTERN MARGIN OF NORTH AMERICA*. Department of Geology and Geophysics, Yale University, New Haven, Connecticut 06520-8109, USA: Geological Society of America.
- Gámez Ordaz, V., Avila Ramos, F. J., Rodríguez Cervantes, J. A., Salazar Reyes, J., & Vázquez Tortoledo, R. (2017). *MELCHOR F14-C24, ESCALA 1:50,000. ESTADOS DE GUANAJUATO Y SAN LUIS POTOSÍ*. Gerencia Regional Centro Occidente: Servicio Geológico mexicano.
- González Naranjo, G. A., Molina Garza, R. S., Aranda Gómez, J. J., Tristán Gonzalez, M., Aguillón Robles, A., & Iriondo, A. (2012). PALEOMAGNETISMO Y EDAD DE LA IG-NIMBRITA PANALILLO SUPERIOR, CAMPO VOLCÁNICO DE SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO. *BOLETÍN DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA MEXICANA*, 64(3), 387 - 409.
- Labarthe H., G., & Tristán Gonzalez, M. (1980). *CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA HOJA "SANTA MARÍA DEL RIO," S.L.P.* INSTITUTO DE GEOLOGIA Y METALURGIA , SAN LUIS POTOSI, S. L. P: UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ.
- Labarthe H., G., Tristán Gonzalez, M., & Aguillón Robles, A. (1983). *CARTOGRAFIA GEOLOGICA 1,50.000 HOJA SAUTRERA, S. L. P. GUANAJUATO*. INSTITUTO DE GEOLOGIA Y METALURGIA , SAN LUIS POTOSI, S. L. P: UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ.
- Labarthe H., G., Tristán Gonzalez, M., & Martínez Ruiz, V. J. (1983). *ESTUDIO GEOHIDROLOGICO DE LA HOJA MELCHOR, EDOS. SAN LUIS POTOSI Y GUANAJUATO*. INSTITUTO DE GEOLOGIA Y METALURGIA , SAN LUIS POTOSI, S. L. P: UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ.
- Labarthe Hernández, G., & Aguillón Robles, A. (1985). *CARTOGRAFIA GEOLOGICA 1:50,000 HOJA PRESA DE SAN BARTOLO, GTO*. INSTITUTO DE GEOLOGIA Y METALURGIA , SAN LUIS POTOSI, S. L. P: UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ.
- López Loera, H., & Tristán Gonzalez, M. (2013). GEOLOGÍA Y MAGNETOMETRÍA AÉREA DEL GRABEN DE VILLA DE REYES, SAN LUIS POTOSÍ, MESA CENTRAL DE MÉXICO: IMPLICACIONES TECTÓNICAS Y

- GEOHIDROLÓGICAS. *BOLETÍN DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA MEXICANA*, 65(1), 137 - 156.
- Lugo-Hubp, J. (1990). EL RELIEVE DE LA REPÚBLICA MEXICANA. *Revista Universidad Nacional Autónoma De México*, 9(1), 82 - 111.
- Luna Castillo, V. M. (2007). *INFORME DE LA CARTA GEOLÓGICO-MINERA SAN DIEGO DE LA UNIÓN F14 C34, ESCALA 1:50,00*. Guanajuato. Gto.: SERVICIO GEOLOGICO MEXICANO.
- Maldonado Sanchez, G. (1997). *ESTUDIO PETROGRÁFICO DE LA IGNIMBRITA CANTERA, CAMPO VOLCANICO DE SAN LUIS POTOSÍ, SLP*. INSTITUTO DE GEOLOGIA Y METALURGIA , SAN LUIS POTOSI, S. L. P: UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ.
- Mares Ochoa, M. E. (2015). *ESTUDIO PETROGRÁFICO Y GEOQUÍMICO DE ROCAS BASÁLTICO-ANDESÍTICAS COMO AGREGADOS PÉTREOS EN SUPERFICIES DE RODAMIENTO*. INSTITUTO DE GEOLOGIA Y METALURGIA , SAN LUIS POTOSI, S. L. P: UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ.
- Martínez Esparza, G. (2008). *GEOQUÍMICA DEL VOLCANISMO BÁSICO-INTERMEDIO DESDE EL EOCENO AL RECIENTE: SU IMPORTANCIA EN LA EVOLUCIÓN DEL CAMPO VOLCÁNICO DE SAN LUIS POTOSÍ*. INSTITUTO DE GEOLOGIA Y METALURGIA , SAN LUIS POTOSI, S. L. P: UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ.
- Martínez Ruiz, V. J. (1983). *PRESENTE Y FUTURO DE LAS CUENCAS GEOHIDROLÓGICAS DE VILLA DE REYES, SAN LUIS POTOSI Y VILLA DE ARISTA, S. L. P*. INSTITUTO DE GEOLOGIA Y METALURGIA , SAN LUIS POTOSI, S. L. P: UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ.
- Martínez Ruiz, V. J., & Aguirre Hernández, M. A. (1987). *GEOHIDROLOGIA DEL AREA SAN BARTOLO DE BERRIOS, MPIO. DE SAN FELIPE GUANAJUATO. CUENCA DE VILLA DE REYES. S.L.P*. INSTITUTO DE GEOLOGIA Y METALURGIA , SAN LUIS POTOSI, S. L. P: UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ.
- Mercado Pineda, G. (1995). *ESTUDIO GEOLOGICO POR ZEOLITAS EN EL MUNICIPIO DE CHILAPA ESTADO DE GUERRERO*. Chilpancingo. Gro.: CONSEJO DE RECURSOS MINERALES.
- Nieto Samaniego, Á. F. (1992). *FALLAMIENTO Y ESTRATIGRAFÍA CENOZOICOS EN LA*

- PARTE SUDORIENTAL DE LA SIERRA DE GUANAJUATO*. MÉXICO D. F.: UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO.
- Nieto Samaniego, Á. F., Alaniz Álvarez, S. A., & Camprubí Cano, A. (2005). LA MESA CENTRAL DE MÉXICO: ESTRATIGRAFÍA, ESTRUCTURA Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA CENOZOICA. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 285 - 318.
- Nieto Samaniego, Á. F., Alaniz Álvarez, S. A., & Labarthe H., G. (1997). LA DEFORMACIÓN CENOZOICA POSLARAMÍDICA EN LA PARTE MERIDIONAL DE LA MESA CENTRAL, MÉXICO. *Revista Universidad Nacional Autónoma De México*, 14(1), 13 - 25.
- Nieto Samaniego, Á. F., Macias Romo, C., & Alaniz Álvarez, S. A. (1996). NUEVAS EDADES ISOTÓPICAS DE LA CUBIERTA VOLCÁNICA CENOZOICA DE LA PARTE MERIDIONAL DE LA MESA CENTRAL, MÉXICO. *Revista Universidad Nacional Autónoma De México*, 13(1), 117 - 122.
- Ramos Leal, J. A., López Loera, H., Martínez Ruiz, V. J., & Aranda Gómez, J. J. (2007). SUCESIÓN DE EVENTOS Y GEOMETRÍA DE LA PARTE CENTRAL DEL ACUÍFERO DEL GRABEN DE VILLA DE REYES (SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO) INFERIDA A PARTIR DE DATOS GEOELÉCTRICOS. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(1), 31 - 46.
- Torres Aguilera, J. M. (2005). *CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y GEOQUÍMICA DEL VULCANISMO BIMODAL EN EL SEMIGRABEN DE BLEDOS, EN EL CAMPO VOLCÁNICO DE SAN LUIS POTOSÍ*. SAN LUIS POTOSI, S. L. P: UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ.
- Tristán Gonzalez, M. (1986). *ESTRATIGRAFIA Y TECTONICA DEL GRABEN DE VILLA DE REYES, EN LOS ESTADOS DE SAN LUIS POTOSI Y GUANAJUATO, MEXICO*. INSTITUTO DE GEOLOGIA Y METALURGIA , SAN LUIS POTOSI, S. L. P: UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ.
- Tristán Gonzalez, M. (1987). *CARTOGRAFIA GEOLOGICA "HOJA TIERRA NUEVA", S. L. P. ESC. 1 : 50,000*. INSTITUTO DE GEOLOGIA Y METALURGIA , SAN LUIS POTOSI, S. L. P: UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ.
- Tristán Gonzalez, M. (2008). *EVOLUCIÓN TECTONO VOLCÁNICA DURANTE EL PALEÓGENO EN LA PORCIÓN SUR ORIENTAL DE LA MESA CENTRAL*. Junquilla, Qro.: UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO.

Tristán Gonzalez, M., Aguillón Robles, A., Barboza Gudiño, J. R., Torres Hernández, J. R., Bellón, H., & López Doncel, R. (2009). GEOCRONOLOGÍA Y DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DEL VULCANISMO CAMPO VOLCÁNICO DE SAN LUIS POTOSÍ. *BOLETÍN DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA MEXICANA*, 61(3), 287 - 303.

Valencia Moreno, M., Ochoa Landín, L., Noguez Alcántara, B., Ruiz, J., & Pérez Segura, E. (2006). CARACTERÍSTICAS METALOGENÉTICAS DE LOS DEPÓSITOS DE TIPO PÓRFIDO CUPRÍFERO EN MÉXICO Y SU SITUACIÓN EN EL CONTEXTO MUNDIAL. *BOLETÍN DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA MEXICANA*, 58(1), 1 - 26.

Villegas Grimaldo, A. (2015). *EVOLUCIÓN GEOQUÍMICA DEL VULCANISMO EFUSIVO DEL GRABEN DE VILLA DE REYES EN LA PORCIÓN MERIDIONAL DEL CAMPO VOLCÁNICO DE SAN LUIS POTOSÍ*. SAN LUIS POTOSI, S. L. P: UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ.