

## Geología del Cerro del Lobo en Pachuca, Hidalgo, México Geology of Cerro del Lobo, Pachuca, Hidalgo, México

O. Mondragón-Mondragón <sup>a,\*</sup>, J. C. Escamilla-Casas <sup>b</sup>

<sup>a</sup> Servicio Geológico Mexicano, Gerencia Regional Occidente, 80060, Culiacán, Sinaloa.

<sup>b</sup> Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, 42184, Pachuca, Hidalgo, México.

### Resumen

El Cerro el Lobo, históricamente conocido como Cerro de Santiago, dentro del Distrito Minero Pachuca-Real del Monte (DMPRM), es un área de particular interés, en donde afloran las rocas volcánicas más antiguas de la secuencia estratigráfica definida hasta ahora. El objetivo de este trabajo es documentar la geología del Cerro del Lobo, al centro del DMPRM, mediante cartografía geológica-estructural escala 1:1000. En la localidad, se pudieron identificar lavas intermedias correspondientes a la Formación Santiago, Formación Corteza y Formación Pachuca, con débiles episodios intermitentes de depósitos piroclásticos. Adicionalmente, se identificaron cuerpos intrusivos félsicos y presumible mineralización (ocurriendo esta, como cuerpos en forma de vetas, vetas-brechas y vetillas) compuestas de cuarzo, cuarzo-óxidos de manganeso, con rumbo preferencial Este-Oeste y Noroeste-Sureste; relacionadas con una zona de intensa alteración argílica hipogénica. Dada la poca información actualmente disponible, este trabajo representa un aporte significativo que arrojará luz sobre la geología de la Sierra de Pachuca.

*Palabras Clave:* Cerro el Lobo, Distrito Minero Pachuca-Real del Monte, Intrusivos félsicos, Cartografía.

### Abstract

Cerro el Lobo, historically known as Cerro de Santiago, within the Pachuca-Real del Monte Mining District (DMPRM), is an area of particular interest, where the oldest volcanic rocks in the stratigraphic sequence defined so far, crop out. The aim of this work is to document the geology of Cerro del Lobo, by means of geological and structural cartography (scale 1:1000). In the study area occur intermediate rocks corresponding to the Santiago, Corteza, and Pachuca formations, showing weak and intermittent episodes of pyroclastic deposits. Additionally, were identified, felsic intrusive bodies and presumable mineralization, (this occur, as veins, vein-breccias and veinlets) composed of quartz, quartz-manganese oxides, striking preferentially East-West and Northwest-Southeast; related to a zone of intense hypogenic argillic alteration. Given the scarce information currently available, this work is significant contribution that will shed light on the geology of the Sierra de Pachuca.

*Keywords:* Cerro el Lobo, Pachuca-Real del Monte Mining District, Felsic intrusive, Cartography.

### 1. Introducción

El Estado de Hidalgo se sitúa entre dos Provincias Fisiográficas: 1) Sierra Madre Oriental (SMO), una cordillera cuyo relieve se debe a la deformación por acortamiento de rocas Mesozoicas (plegadas y cabalgadas) ocurridas durante la Orogenia Laramide. Esta orogenia incluye subdivisiones morfoestructurales locales, tal como el evento denominado Hidalgoense, desarrollando su fase final durante el Paleoceno-Eoceno Temprano, (Eguiluz-Antuñano *et al.*, 2000), y 2) Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), que se define como un arco magmático del Mioceno predominantemente andesítico (Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Ferrari *et al.*, 2012; Petrone *et al.*, 2014), el cual es afectado por una tectónica preferentemente

extensional y transtensional (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Andreani *et al.*, 2008).

Por otro lado, en el Estado de Hidalgo, están alojados diversos yacimientos minerales: Distrito Minero Molango (DMM), depósito manganesífero alojado en lutitas y calizas del Jurásico Tardío (Asiain *et al.*, 2013), Distrito Minero de Zimapán (DMZ), que es un yacimiento, dividido en dos subgrupos un depósito de remplazamiento y otro en vetas (Pb-Zn-Ag) (Simons *et al.*, 1956), hospedado en un paquete de rocas sedimentarias (calizas, calizas arcillosas y lutitas) del Jurásico Superior (Kimmeridgiano) - Cretácico Inferior y Superior (Simons *et al.*, 1956).

Por último, el Distrito Minero Pachuca-Real del Monte, que es un yacimiento clasificado como un depósito epitermal

\*Autor para la correspondencia: omondragon1995@outlook.com

Correo electrónico: omondragon1995@outlook.com (Osvaldo Mondragón Mondragón), josesc@uaeh.edu.mx (José Cruz Escamilla Casas).

de Ag-Au, de baja e intermedia sulfuración (tipo Adularia-Sericita), dominado por un solo evento de mineralización, cuya edad es 20.3 Ma (Mckee *et al.*, 1992; Camprubí, 2018), del Mioceno Inferior. Conformado por diferentes episodios magmáticos de composición intermedia a silícica, que dieron origen a una secuencia de rocas volcánicas de 2220 m de espesor (Geyne *et al.*, 1963; Sánchez Rojas *et al.*, 2005; Camprubí, 2018) del Oligoceno-Mioceno y cuerpos intrusivos principalmente de composición félsica de edades no definidas. Adicionalmente, existen diversos campos volcánicos como el de Epazoyucan-Singuilucan, compuesto por, domos andesíticos, dacíticos y riolíticos, brechas dacíticas, ignimbritas riolíticas, vitrófidos, depósitos de bloques y cenizas, depósitos de escoria y basalto, depósitos de pómez y obsidiana del Mioceno-Pleistoceno (Figura 1; Aparicio-Canales *et al.*, 2016).

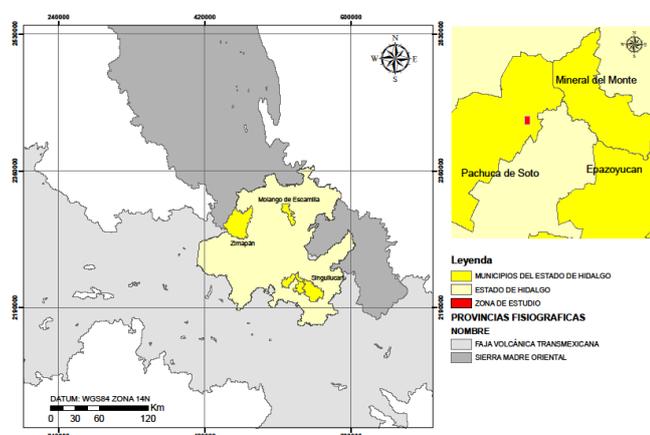


Figura 1: Mapa de Localización que muestra las provincias fisiográficas de Sierra Madre Oriental (SMO) y Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), con respecto al estado de Hidalgo y municipios en los que se ubican los depósitos minerales. El recuadro rojo representa la zona de estudio.

Estos campos volcánicos podrían no estar asociados con mineralización metálica de interés económico, sin embargo, su registro geológico ayuda a comprender la historia geológica del DMPRM, pues uno de los argumentos importantes para la clasificación de las formaciones geológicas que albergan la mineralización son los episodios de depósitos piroclásticos, muy similares con las rocas de estos campos volcánicos. Tomando como base los mapas superficiales de la región de estudio, escala 1:20,000 (Geyne *et al.*, 1963), la carta geológico-minera, Hoja Pachuca, escala 1:50,000 (Sánchez Rojas *et al.*, 2005), el trabajo reciente de Martínez-González, (2018) y trabajos de detalle en zonas vecinas (Escamilla-Casas *et al.*, 2016; Escamilla-Casas *et al.*, 2018), se presenta este trabajo cuyo objetivo es realizar la cartografía a semidetalle (escala 1:1000, de 0.468 km<sup>2</sup>), la descripción de unidades litológicas, documentar los episodios de intrusión y eventos de deformación y mineralización del Cerro El Lobo, ubicado en la zona centro del DMPRM (Figura 2).

En la zona de estudio (Figura 1), existen tres unidades geológicas principales (Formación Santiago, Formación, Corteza y Formación Pachuca), compuestas por andesitas y traquiandesitas con intercalaciones de rocas piroclásticas, en las que, subsecuentemente, se emplazaron dos cuerpos tabulares de composición félsica y que, a su vez, hospedaron mineralización vetiforme, dando origen a los recursos

minerales epitermales de baja e intermedia sulfuración (Ag-Au) en el DMPRM, distrito de calidad mundial. Los resultados que aquí se presentan ponen de manifiesto la importancia de la cartografía a detalle para una mejor interpretación de la evolución geológica del DMPRM.

## 2. Estudios previos.

### 2.1. Contexto Geológico y Configuración Tectónica.

El DMPRM se localiza en la porción Oriental del arco magmático denominado Faja Volcánica Transmexicana (FVTM, Figura 1) constituidas por potentes paquetes volcánicos del Oligoceno-Mioceno y que fueron afectados principalmente por fallamiento normal (Sánchez Rojas *et al.*, 2005). Con una compleja evolución espacio-temporal del magmatismo (Gómez-Tuena *et al.*, 2005), constituido por cuatro episodios magmáticos principales 1) pulsos de andesíticos - dacíticos (sector oriental presenta características adakíticas) del Mioceno temprano al tardío, (Ferrari, 2002; Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Ferrari *et al.*, 2012), 2) pulsos basálticos, basáltico - andesíticos (subducción y hacia Hidalgo de tipo intraplaca) del Mioceno temprano al Plioceno, 3) dominado por una composición silícica, domos dacíticos y riolíticos, enormes volúmenes de ignimbrita hacia finales del Mioceno y principios del Plioceno, 4) constituido por campos monogenéticos y se encuentran los grandes estratovolcanes del Plioceno al Cuaternario, (Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Ferrari *et al.*, 2012; Petrone *et al.*, 2014).

### 2.2 Geología Regional y Estratigrafía.

La columna estratigráfica (Figura 7) reconocida en el Distrito Minero Pachuca-Real del Monte, está conformada, hacia la base, por unidades del Cretácico (no afloran en el DMPRM). La más antigua, es la Formación El Doctor del Albiano - Cenomaniano (Cretácico Inferior), compuesta por caliza en capas gruesas con intercalaciones de dolomía, detritos calcáreos finos a gruesos, lodos calizos litificados, ocasionalmente horizontes de pedernal. Hacia el suroeste del DMPRM, la Formación El Doctor está cubierta discordantemente por caliza en capas gruesas de la Formación Cuautila del Turoniano (Cretácico Superior). Hacia el Noroeste del Distrito esta caliza tiene estratificación más delgada y se le denomina Formación Soyatal. (Geyne *et al.*, 1963; Piña-Arce *et al.*, 2007). Sobreyaciendo en aparente concordancia a la Formación Soyatal y Cuautila y discordantemente a la Formación El Doctor se encuentra la Formación Mexcala y Formación Méndez, cuyas edades comprenden desde el Coniaciano temprano hasta el Senoniano y posiblemente se prolongue hasta el Maestrichtiano (Cretácico Superior) y están compuestas de limolitas, lutita y arenisca interestratificadas con margas (Geyne *et al.*, 1963; Piña-Arce *et al.*, 2002; Figura 7).

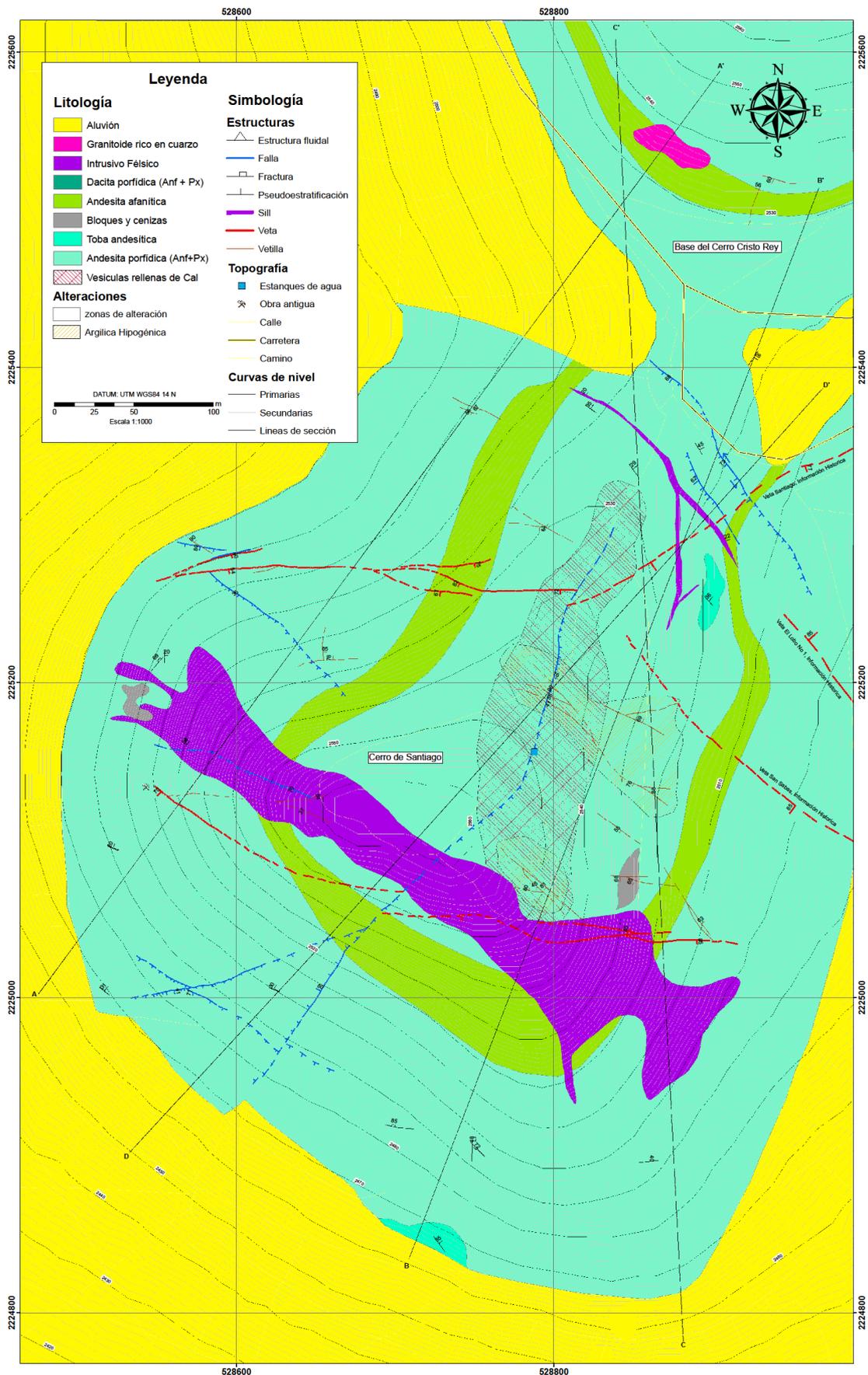


Figura 2: Mapa geológico-estructural, escala 1:1000, del Cerro el Lobo, dentro del Distrito Minero Pachuca-Real del Monte, ilustrando la distribución de unidades litológicas. La cartografía fue realizada sobre la base topográfica modificada de INEGI, utilizando el DATUM UTM WGS84.



Figura 3: Sección (A-A') incluye la disposición relativa de unidades litológicas, así como el fallamiento extensional que ha sufrido la zona y los cuerpos (forma de diques y diques con apófisis) que están intrusando la secuencia.



Figura 4: Sección (B-B') se observa el arreglo domino que presentan las fallas, episodios intermitentes de tobas andesíticas, así como una zona de interés a los ~2110 NR (Nivel Relativo).

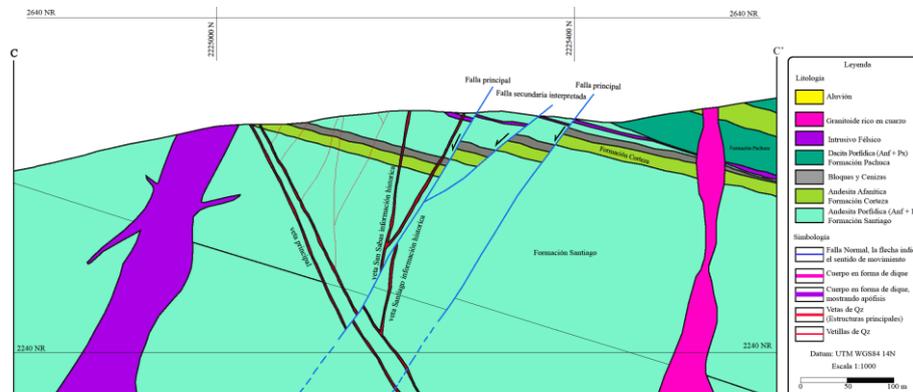


Figura 5: Sección (C-C') incluye la disposición relativa de unidades litológicas, fallamiento extensional que ha sufrido la zona, los cuerpos (forma de diques y diques con apófisis) que están intrusando a toda la secuencia y vetilleo asociado a estructuras principales.

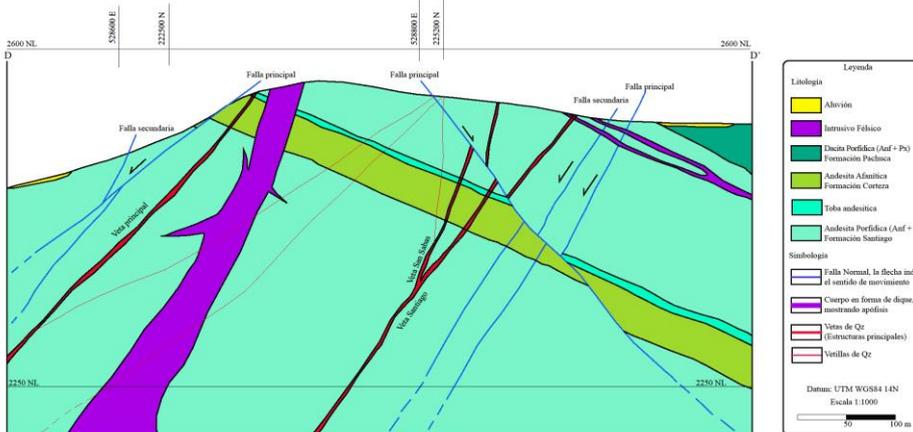


Figura 6: En esta sección (D-D'), se observa el movimiento relativo de bloques y una falla principal actuando sobre la mineralización (Veta Santiago y San Sabas).

Posteriormente, la base del sistema Terciario consiste en una sucesión clástica discontinua llamada Grupo El Morro (Figura 7) formada principalmente por materiales erosionados del basamento. El Grupo El Morro es un conglomerado continental, calcáreo rojizo, generalmente bien consolidado, y dispuesto en capas variables de gruesas a masivas, calizas grises, del Paleoceno Medio y Eoceno Medio. Algunos de sus afloramientos se localizan en las proximidades de Santa María Amajac (Geyne *et al.*, 1963; Carrasco-Velázquez *et al.*, 2009) hacia esa zona se le conoce como Conglomerado Amajac (Arellano Gil *et al.*, 2005; Cruz-López, 2011). Este grupo está cubierto por una potente sucesión de rocas volcánicas nombradas Grupo Pachuca (Formación Santiago, Formación Corteza, Formación Pachuca, Formación Real del Monte, Formación Santa Gertrudis, Formación Vizcaína, Formación Cerezo y Formación Tezuantla), compuestas por derrames de lava interestratificados con capas de toba y de brecha (Geyne *et al.*, 1963; López-Palomino *et al.*, 2009). Casi todas las formaciones tienen capas clásticas relativamente persistentes en su base, capas piroclásticas y tobáceas, intercaladas entre los derrames de lava y las brechas.

Formaciones más jóvenes del Plioceno, compuestas por rocas volcánicas dacíticas, andesíticas y riolíticas, y por una sucesión de depósitos clásticos derivados de las formaciones preexistentes. La más antigua es la Formación Zumate, compuesta por una sucesión de derrames, brechas de derrame, aglomerados y rocas volcánicas epiclásticas dacíticas que sobreyacen, en discordancia erosional y angular en grado variable, a las formaciones Cerezo y Vizcaína y, en ciertos lugares, a rocas más antiguas; su localidad tipo es la Peña del Zumate. En sucesión se ubica la Formación San Cristóbal, formada por derrames densos de andesita olivínica con intercalaciones de capas tobáceas. En la localidad tipo, Cerro de San Cristóbal, sobreyace a la Formación Pachuca en discordancia angular. En otras partes del DMPRM la Formación Pachuca descansa discordantemente sobre las formaciones Zumate, Tezuantla, Cerezo, y Vizcaína; fuera del Distrito sobreyace a rocas más antiguas como las calizas del Cretácico Inferior. Posteriormente, la Formación Riolita Navajas, centrada en su localidad tipo, Cerro de las Navajas (Geyne *et al.*, 1963; Lighthart, 2001), está compuesta por rocas riolíticas intercaladas con depósitos de flujo piroclástico y de caída, con bajo a moderado contenido de obsidiana negra y (ocasionalmente con tonalidad verde-dorada). Esta formación descansa discordantemente sobre formaciones del Grupo Pachuca y se ha visto sobreyacer directamente a la Formación Mexcala-Méndez (Cretácico Superior), en las cercanías de San Miguel Regla y en algunas zonas parece subyacer a las rocas de la Formación San Cristóbal. Sobreyaciendo, se encuentran las formaciones Atotonilco el Grande y Tarango, compuestas principalmente de capas desde fongolita hasta conglomerado (ninguna de estas formaciones aflora en el DMPRM) (Geyne *et al.*, 1963; Figura 7).

Las rocas volcánicas y sedimentarias cuaternarias corresponden a la Formación Traquita Guajolote (Figura 7), del Pleistoceno, constituida por lava vesicular de composición máfica y color gris; que aflora en el Cerro Gordo y yace discordantemente sobre las Formaciones Riolita Navajas y San Cristóbal. (Geyne *et al.*, 1963; Palma-Ramírez, 2014).

La Toba Cubitos consiste en una sucesión delgada de capas piroclásticas de composición máfica, en ciertos sitios las capas más profundas consisten en partículas de pómez blanca, lapilli

y ceniza. La toba fue depositada sobre una superficie erosionada en la Formación San Cristóbal (Geyne *et al.*, 1963; Figura 7).

Por último, los depósitos más recientes consisten en materiales arcillosos, limos y arenas, que varían desde masivos a bien estratificados y son generalmente de color gris claro-oscuro, café-amarillo, impregnadas con caliche gris claro (Geyne *et al.*, 1963).

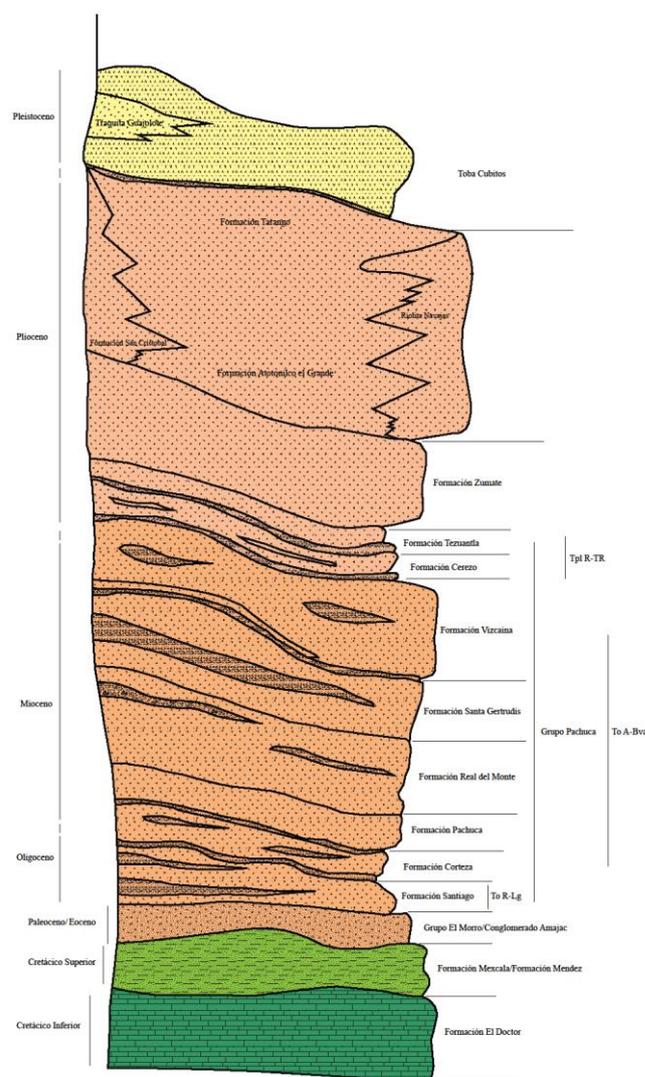


Figura 7. Columna estratigráfica regional definida hasta el presente, adaptada de Geyne *et al.* (1963); Sánchez-Bermeo *et al.* (1996) y Sánchez-Rojas *et al.* (2005).

### 2.3 Geología Local

Trabajos previos sobre el DMPRM (Geyne *et al.*, 1963, Dreier, 2005; López-Palomino *et al.*, 2009) indican una secuencia estratigráfica del Oligoceno-Mioceno extendiéndose hasta el Plioceno-Pleistoceno compuesta por formaciones geológicas (Figura 7), que fueron categorizadas mediante la presencia de capas piroclásticas y clásticas interestratificadas entre las variedades de rocas, que se suelen extender y persistir de mejor manera en niveles subterráneos, dispuestas como discordancias angulares y erosionales, dicho lo anterior se consideraron 8 formaciones que definieron a Grupo Pachuca,

de las cuales, tres cuentan con características precisas para su identificación, estas son: Formación Corteza (andesita oscura no porfídica), Formación Santiago (rocas silíceas claras) y Formación San Cristóbal (basalto y andesita olivínica).

A la Formación más antigua de Grupo Pachuca se le denominó Formación Santiago (Geyne *et al.*, 1963), constituida principalmente por toba, brecha y derrames de lava de composición riolítica a dacítica; informalmente fue denominada Andesita Fortuna por la Compañía Minera Real del Monte y Pachuca. La Formación Santiago está cubierta, en discordancia erosional, por la Formación Corteza, que está compuesta por derrames basálticos y andesíticos, con menores cantidades de brecha y toba (una característica distintiva es su color oscuro y textura afanítica).

Posteriormente, sobreyaciendo en discordancia erosional se encuentra la Formación Pachuca (Geyne *et al.*, 1963), que consiste en derrames de lava, brecha y toba de composición dacítica y andesítica; sobre esta unidad, sin discordancia aparente, se encuentra la Formación Real del Monte (Geyne *et al.*, 1963), que se caracteriza por una predominancia de brecha de derrame, roca de derrame masivo y toba intercalada andesítica a dacítica. A la anterior le sobryace la Formación Santa Gertrudis (Geyne *et al.*, 1963) sobryaciendo aparentemente sin discordancia erosional, sobre la Formación Real del Monte, y compuesta predominantemente por rocas andesíticas, escasa dacita, derrames de lava sobre las capas de brecha y toba.

Sobryaciendo a la Formación Santa Gertrudis en discordancia erosional y angular se encuentra la Formación Vizcaína (Geyne *et al.*, 1963), con afloramientos de mayor extensión comparada con todas las rocas del Distrito, y consiste en derrames de lava, brecha y toba de composición andesítica y dacítica.

Por último, la Formación Cerezo (Geyne *et al.*, 1963) sobryace en discordancia erosional y angular a la unidad anterior, y está constituida por derrames de lava, brecha y toba de composición dacítica a riolítica. Por último la Formación más joven del Grupo Pachuca, es la Formación Tezuantla (Geyne *et al.*, 1963) sobryacente en contacto discordante a la Formación Cerezo, constituida por derrames de lava de composición riolítica.

Posteriormente Enciso-De la Vega (1992), realizó una revisión de las formaciones y propuso designar el término Supergrupo Pachuca, para todas las rocas volcánicas y volcanoclásticas que yacen concordante o discordantemente sobre depósitos clásticos continentales del Paleoceno-Eoceno o discordantemente sobre rocas más antiguas y que se encuentran subyaciendo a rocas volcánicas y clásticas del Plioceno. Incluyendo en este Supergrupo a la Formación las Espinas, la cual presenta características litológicas similares y correlación estratigráfica con la Formación Santiago.

Mientras que Sánchez-Rojas *et al.* (2005) propuso una agrupación de las formaciones de Grupo Pachuca en 3 nuevas unidades: Riolita-Ignimbrita (To R-Ig) Riolita Santiago, Formación Santiago, que consiste en derrames de lava de composición variable de riolítico a andesítico y flujos piroclásticos intercalados y que a ciertos niveles denotan presencia de ignimbritas, un rasgo característico consiste en presentar una estructura fluidal ondulada gruesa. Seguido de Andesita-Brecha Volcánica Andesítica (To A-Bva): Formación Corteza, Pachuca, Real del Monte, Santa Gertrudis y Vizcaína, caracterizada por derrames, depósitos de caída y

brecha andesítica. Por último, la Riolita-Toba riolítica (Tpl R-TR) Formación Cerezo y Tezuantla, esta unidad comprende rocas riolíticas y riolíticas (Figura 7).

Más tarde en 2018, Martínez-González, reclasificó las rocas y unidades de la columna estratigráfica, de la siguiente manera: 1) Evento Volcánico Inferior (EVI) del Oligoceno- Mioceno Temprano, agrupando las Formaciones Santiago, distinguida por una andesita porfídica de piroxeno, Formación Corteza (no se colectaron muestras) y Formación Pachuca, compuesta por andesitas porfídica de piroxeno y dacita porfídica, Formación Real del Monte, conformada por andesitas porfídicas de piroxeno y Formación Vizcaína que corresponde a una dacita. 2) Evento volcánico medio (EVM) Mioceno Temprano-Medio, Formación Cerezo conformada por una Toba lítica riolítica, Formación Tezuantla de igual forma una toba lítica riolítica y 3) Evento Volcánico Inferior (EVI), agrupando las rocas de la Formación Zumate, Formación San Cristóbal y Unidad Cubitos, compuestas por andesita microlítica de piroxeno.

Recientemente, Mondragón-Mondragón *et al.* (2020) reportaron en el Cerro Dos Carlos y sus inmediaciones depósitos de tefra dacítica, andesitas porfídicas de anfíbol + piroxeno (con una pseudoestratificación 148-152/47-50), y un cuerpo intrusivo diorítico (roca máfica, con distinguible plagioclasa traslúcida).

Por último, Salvador-Santamaría (2020) relaciona a la Formación San Cristóbal con la Unidad Santa María (definida por primera vez), en las cercanías de Puerto la Palma y tiene una amplia extensión hacia las poblaciones de San Juan Solís y Santa María, con base en su relación litológica, compuesta por derrames basálticos con flujos de brechas volcánicas, autobrechas andesítico-basálticas y depósitos piroclásticos.

### 3. Estructura

#### 3.1 Deformación frágil

Las etapas de deformación frágil en todo el DMPRM, no han sido descritas claramente (Geyne *et al.*, 1963; Sánchez-Rojas *et al.*, 2005). Sin embargo, se presenta una revisión de lo que se conoce hasta la actualidad, y así sustentar la interpretación que aquí se presenta.

El sentido de movimiento y actitud de fallas perteneciente al periodo de mineralización (emplazamiento de vetas), fue de tipo normal, E-O, destacando elementos tectónicos mayores como la Falla Vizcaína-Rosario Viejo y Santa Gertrudis-Pinta Regla. Anteriormente, se había pensado que el sentido de movimiento de estas fallas principales era de rumbo, a lo que se le ha atribuido el nombre de falla de pivote o bisagra (Wisser, 1951). Sin embargo, se reconoció que ese tipo de movimiento correspondió a una etapa posterior a la mineralización (Geyne *et al.*, 1963).

En las inmediaciones del DMPRM, en la región de Santa María Amajac, se reporta fallamiento normal 155-160/70-80 cortando rocas del Grupo Pachuca, así como una falla lateral izquierda (movimiento a rumbo) 315/80, poniendo en contacto rocas del Cretácico de la Formación Méndez y rocas volcánicas riolíticas (Cruz-López, 2011).

Escamilla *et al.* (2018), reportaron en los cerros La Soltera y La Crucita, al Oriente de Pachuca, cuatro etapas de deformación frágil, 1) Identificada por fallas normales

Noroeste-Sureste con bloques de techo al Noreste, asociada con el emplazamiento de diques félsicos, 2) Fallas Normales E-O, bloque de techo al Sur, 3) Fallas de transtensión, movimiento lateral derecho y componente normal, bloque de techo al Sur, 4) el evento más reciente que afecta a depósitos epiclásticos y se caracteriza por fallas inversas Noroeste-Sureste y bloque de techo al Suroeste.

Otra interpretación mencionada por Mondragón-Mondragón *et al.*, (2020) en la zona de Dos Carlos, es que las fallas E-O se pudieron haber originado como fallas subordinadas de ruptura, debido a un régimen transtensivo regional.

Escamilla-Casas *et al.* (2022) identificaron al Sureste de la Sierra de Pachuca, fallas normales de desplazamiento lateral, de ángulo medio a alto, dispuestas en arreglos de falla conjugada. Sin embargo, la cinemática indica que pertenecen a episodios diferentes, entre los que se distingue la reactivación, generando fallas normales con componente lateral y compuesta.

### 3.2 Cuerpos intrusivos.

Las rocas intrusivas Terciarias son comunes y están distribuidas en el DMPRM y regiones circundantes. Consisten en numerosos diques y cuerpos irregulares alargados localmente. Algunos de los diques más jóvenes se fusionan en complejos de domos silíceos que en sus partes superiores, presentan actitudes que van desde 45-75 NO-SE, predominantemente 70 NO-SE y NE-SO y algunos con rumbo al Norte son extremadamente raros, se asume que se emplazaron aprovechando los planos de debilidad (Geyne *et al.*, 1963). Además algunos trabajos de detalle reconocen rumbos 290-320 Noroeste (Escamilla-Casas *et al.*, 2016).

En el área de Dos Carlos - Pueblo Nuevo, se reconocieron diques con orientaciones preferenciales E-O 90-116/21-80, NO-SE 129-160/54-81 y uno NE-SO 76/24, todos de la misma composición y evento de emplazamiento (Mondragón-Mondragón *et al.*, 2020). Los eventos de emplazamiento, del más antiguo al más reciente, con base en edades relativas y relaciones de corte, ocurren de la siguiente manera (Geyne *et al.*, 1963): 1) pórfido de dacita hornbléndica (pórfido de ojo de pájaro, rico o pobre en cuarzo, Geyne *et al.* (1963) determinó que la roca pertenece a una dacita porfídica), 2) pórfido cuarcífero de grano fino (roca intrusiva más abundante en el DMPRM, corresponde a una alaskita) siendo estas las primeras referencias de esta roca (Geyne *et al.*, 1963), más tarde por (Martínez-González, 2018), clasificada como aplita granítica, posteriormente fue descrita y dividida por Mondragón-Mondragón *et al.* (2020), como una cuarzolita/silexita, para los diques y microgranodiorita para el cuerpo La Blanca. Para el presente trabajo se utiliza el nombre de intrusivo félsico. 3) Pórfido cuarcífero de grano grueso (corresponde a una alaskita) estas rocas se incluyen en las descritas por Mondragón-Mondragón *et al.* (2020) como un granitoide rico en cuarzo el cual será utilizado en el presente trabajo. 4) Pórfido de dacita biotítica (corresponde a una riolita-riodacita) (Geyne *et al.*, 1963), 5) Felsita y 6) Andesita de Olivino (roca máfica con incipientes cristales de piritita). Estos diques son de edad variada y algunos de ellos cortan a todas las formaciones litológicas, excluyendo únicamente a la Formación San Cristóbal (Geyne *et al.*, 1963).

(Sánchez Rojas *et al.*, 2005), agrupa a los pórfidos cuarcíferos antes mencionados por Geyne *et al.* (1963) como Pórfidos Riolíuticos (TmPR).

En 2011, Cruz-López *et al.*, en la región de Santa María Amajac, reportaron diques graníticos y granodioríticos en el poblado de Santa Ana y Capúla con una actitud 130-135/80, que intruye rocas riolíuticas del Terciario, posteriormente en el poblado de Santa María Magdalena también evidencia la presencia de diques riolíuticos acompañados de bandas de obsidiana orientados 275/85, cortando a rocas riolíuticas. Por último, al norte del Poblado de Santa María Magdalena afloran diques andesíticos (con contenido de xenolitos de composición básica) orientados 314/50 del Plioceno Superior, que cortan a calizas de la Formación El Doctor y diques basálticos 95/85 que cortan rocas riolíuticas (Cruz-López *et al.*, 2011).

Salvador-Santamaría (2020) describe domos riodacíticos entre Peña los Frailes y San José Tepenene, cortando andesitas de la Formación Vizcaína, diques riolíuticos con pliegues de flujo enfrente de la Peña Los Frailes, diques riolíuticos emplazados en la formación Vizcaína en el área de San José Tepenene y diques riodacíticos de la unidad San José que intruyen rocas de la Formación Zumate.

Por otra parte, trabajos más recientes realizados en zonas periféricas del DMPRM, en los Cerros, La Soltera, La Crucita y Las Colmenas, se reportan diques, presumiblemente, mucho más jóvenes de composición andesítica, con rumbos 245/31, emplazados en depósitos recientes de tefra (Escamilla-Casas *et al.*, 2022).

### 3.3 Mineralización y distribución.

En todo el DMPRM se ha reconocido tradicionalmente que las vetas del área de Pachuca están compuestas, principalmente, de cuarzo, cuarzo masivo y prismático, calcita y albita, destacando sulfuros como piritita, esfalerita, galena, calcopiritita, acantita y covelita, y se emplazan principalmente en fallas normales con orientación E-O (Geyne *et al.*, 1963; Camprubí, 2018), hacia la zona de Capúla - Arevalo se han podido reconocer conjuntos de fallas E-O, asociadas con un fuerte emplazamiento de diques y vetas. Existen numerosos diques que anteceden a la mineralización generalmente son paralelos a subparalelos a las vetas (Geyne *et al.*, 1963; Rodríguez-Tapia, 2002; Sánchez-Rojas *et al.*, 2005), cartografía a detalle elaborada por la Compañía Minera Real del Monte y Pachuca, muestran que la formación de vetas fue contemporánea con el episodio final de fallamiento normal y aparentemente un poco más joven que la fase final de emplazamiento de diques (Geyne *et al.*, 1963; McKee *et al.* 1992).

Mientras que en el área del Real del Monte se presenta un conjunto de fallas que controlan el emplazamiento de las vetas con tendencia N-S (Geyne *et al.*, 1963; Dreier, 2005).

## 4. Materiales y Métodos.

El presente trabajo se elaboró utilizando los datos vectoriales topográficos de INEGI, 1:50,000 de la carta F14-D81. Utilizando el DEM de Hidalgo se generaron contornos de curvas de nivel con intervalos de 1 m mediante el software Global Mapper V19.0. Cabe mencionar que el suavizamiento de las curvas de nivel hace que conserven buena geometría.

Posteriormente, se elaboraron bases topográficas divididas en subáreas, para integrar una cartografía a semi-detalle escala 1:1000. Seguido del trabajo en campo (toma de datos estructurales, estaciones de afloramientos, alteraciones y puntos de control) con ayuda de los instrumentos analógicos tradicionales, GPS Garmin etrex HCx (sistema coordenado UTM WGS84 14 N), y una brújula tipo Brunton azimutal. Para el apoyo de los recorridos en campo se utilizó la aplicación Mobile Avenza Maps, desde un teléfono de tipo Android, empleándose los criterios de Petit 1987 y Doblás 1998 para la interpretación de la cinemática de fallas. Mientras que la clasificación de las unidades litológicas se hizo mediante la descripción megascópica. Posteriormente, para la construcción del mapa geológico-estructural se usaron métodos manuales y su posterior digitalización se llevó a cabo utilizando el software ArcMap 10.5. Por otra parte, la elaboración de secciones geológicas se hizo manualmente y con ayuda del nomograma de Palmer (1918) se realizó el cálculo de los echados aparentes para, posteriormente digitalizarlas con el software Adobe Illustrator CC.

## 5. Cerro el Lobo, Pachuca, Hidalgo.

Particularmente en el área de estudio (Figura 1 y 2), comprendida por el Cerro el Lobo y Base del Cerro Cristo Rey (Geyne *et al.*, 1963), reconocieron afloramientos de la Formación Santiago, Formación Corteza y Formación Pachuca, cuerpos intrusivos de pórfido cuarífero de grano fino y brecha intrusiva, así como mineralización, Veta el Lobo No 1, Veta San Sabas y Veta Santiago (Geyne *et al.*, 1963), más recientemente Sánchez-Rojas *et al.* (2005, Léxico SGM), identificaron la Riolita-Santiago y ToBvA, Andesita-brecha Andesítica, posteriormente (Martínez-González, 2018), identificó rocas de la Formación Santiago, Formación Corteza y Formación Pachuca, agrupándolos en EVI (Evento Volcánico Inferior), y cuerpos intrusivos de aplita granítica.

La cartografía geológico-estructural (Figura 2), del presente estudio reconoce la siguiente distribución de afloramientos y unidades geológicas.

1) La unidad más antigua (Figura 8a y 8b) correspondiente a la Formación Santiago: está compuesta de una serie de andesitas, de tonalidad gris oscuro, morado y rojizo, con textura porfídica, cristales faneríticos de plagioclasa, hasta 2 cm de longitud, asociados con cristales accesorios de anfíbol (ocasionalmente alargado) y piroxeno (subhedral a euhedral). Están presentes diferentes tipos de alteraciones. La principal es una moderada a fuerte presencia de óxidos de hierro (FeO), argílica hipogénica con una roca de aspecto café ocre, asociada a las zonas de emplazamiento de vetas y vetillas. Esta unidad alberga el cuerpo intrusivo félsico más importante y las estructuras mineralizadas principales, así como secundarias y menores. La actitud preferencial de la pseudoestratificación es 288-335/20-52. Esta unidad presenta estructura fluidal caótica, acentuándose en las cercanías con el cuerpo intrusivo. En el área presenta un espesor de 104 m, la litología presenta similitudes con la Formación Santa Gertrudis; sin embargo, su diferencia radica en la actitud de la pseudoestratificación 148-152/47-50.

2) Secuencia de tobas andesíticas (Figura 9a), compuesta por fragmentos de tamaño de la ceniza y lapilli (diámetro máximo: 4 mm); que se encuentra intercalada con las andesitas

porfídicas de anfíbol + piroxeno, con muy débil presencia de óxidos de hierro, presenta una pseudoestratificación de 325/35.

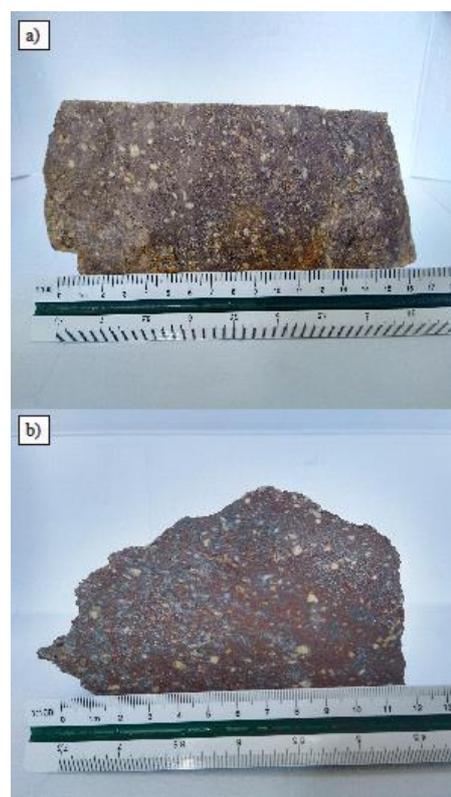


Figura 8: Fotografías de muestras de mano representativas de las unidades del Cerro El Lobo a) Andesita de anfíbol + piroxeno, alteración de FeO de moderada a fuerte, no se observa mineralización metálica, correspondiente a la Formación Santiago. b) Andesita de anfíbol + piroxeno, fuerte a intenso contenido de FeO, roca encajonante de las principales vetas del Cerro el Lobo, correspondiente a la Formación Santiago.



Figura 9. a) Toba andesítica, unidad que se intercala con las variedades de andesitas. b) Dacita porfídica (Anf + Px), aflora principalmente en las faldas del Cerro Cristo Rey, correspondiente a la Formación Pachuca.

3) Depósitos de bloques y cenizas (unidad con escasos afloramientos), compuestos de fragmentos andesíticos, inmersos en ceniza, fuerte alteración por óxidos de hierro, principalmente hematita. También están intercalados entre la unidad más potente de andesitas.

4) Intercalándose, ocurre una andesita con una textura afanítica de color oscuro, cristales accesorios de anfíbol, moderadamente magnética, dispuesta en pequeños afloramientos sobre las faldas del cerro (segunda unidad con menor presencia de afloramientos en la zona de estudio). Esta roca es equivalente a lo que se describe como Formación Corteza (Geyne *et al.*, 1963; Figura 2).

5) Sobreyaciendo a la unidad anterior (Figura 9b), se encuentra la unidad más reciente de dacita porfídica (Anf + Px) de la Formación Pachuca, tiene un aspecto gris oscuro-morado con textura porfídica, también con presencia de cristales euhedrales de plagioclasa, contenido de cuarzo subhedral, accesorios de anfíbol + piroxeno + incipiente biotita, moderada alteración por óxidos de hierro (FeO), aflora hacia la base del Cerro Cristo Rey, al nor-noreste de la zona de estudio.

6) Por último, afloran depósitos recientes epiclásticos, se incluyen zonas sin acceso a los afloramientos por la urbanización (Figura 2).

7) Posteriormente, se observan dos cuerpos intrusivos ampliamente distribuidos en todo el DMPM, que hasta ahora no se sabe con exactitud si generaron algún tipo de mineralización económica en la roca encajonante. Sin embargo, se sabe que los cuerpos intrusivos félsicos generaron extensas zonas de brecha intrusiva durante su emplazamiento, además se han encontrado relacionados con obsidiana en sus bordes (planos de debilidad) (Geyne *et al.*, 1963; Sánchez-Rojas *et al.*, 2005).



Figura 10: Fotografía de ejemplares de mano a) Granitoide rico en cuarzo, cristales de Qz bien desarrollado + Plagioclasa + Feldspato + Cristales incipientes de biotita, sin aparente mineralización metálica. b). Cuerpo Intrusivo félsico, contenido de Qz subdesarrollado + Plagioclasa + Feldspato, cristales accesorios de biotita, muestra del principal cuerpo del área.

El más antiguo es el Cuerpo intrusivo félsico, que aflora como un cuerpo alargado e irregular orientado con una actitud aproximada de 107/76, en el que se observa una roca masiva de color blanco (a la intemperie y al corte), con presencia de plagioclasa y cuarzo subhedral, alteración de baja a moderada silicificación y ocasionalmente dendritas de pirolusita (fuerte resistencia a la erosión), con presencia de pequeñas apófisis, se observa cortando a todo el positivo topográfico (Figura 10b).

Posterior al emplazamiento del cuerpo félsico, intruye un granitoide rico en cuarzo, roca de color amarillento a la intemperie y café claro al corte, que contiene cristales de cuarzo euhedral, plagioclasa subhedral, feldspato subhedral-euhedral y cristales finos accesorios de biotita. Este cuerpo de granitoide rico en cuarzo, aflora en un camino en la base del Cerro Cristo Rey y se reporta por primera vez en esta zona (Figura 10a).

Finalmente, se observa un sill félsico, con actitud preferencial 295/20, paralelo a subparalelo a la pseudoestratificación de las rocas encajonantes, con 1 a 3 m de espesor, de la misma composición se encuentra un dique de 20 centímetros de espesor, orientado E-O 74/54, asociado con el rumbo de una veta (alto de la estructura; Figura 2).

## 6. Cartografía.

### 6.1 Descripción

En el área de estudio, con base en las relaciones de corte, se reconocieron 3 eventos de fallamiento, predominantemente normal, y compuesto, normal lateral derecho. El más antiguo tiene una tendencia NO-SE 125-155/36-84, seguido E-O 103-115/70-80, y por último NE-SO 215/80 y 260/41, las fallas principales tienen una actitud 280/90 y 125/68, los planos de falla exhiben indicadores cinemáticos (estrías, escalones y fibras de recrystalización), indicando el sentido de movimiento, así como también harina de falla (gauge). La mineralización consiste en vetas de cuarzo masivo, cuarzo-óxidos de manganeso, cuarzo con textura crustiforme (bandas con débil a moderada presencia de cuarzo amatista), sin aparente contenido de minerales metálicos, asociadas principalmente con zonas de alteración argílica hipogénica profundamente enmascarada por zonas de coloración rojiza (FeO, hematita), las estructuras principales tienen espesores variables de 25, 40 y 80 cm, con orientaciones 261-265/54-90 y 130/70, predominantemente una actitud E-O (Figura 2), algunas de estas cortan al cuerpo intrusivo principal, lo que evidencia, que la mineralización es más joven que el emplazamiento de estos cuerpos irregulares; también se observan vetillas relleno pequeñas fracturas con un rumbo preferencial NO-SE (Figura 11).

### 6.2 Secciones geológicas.

Las secciones geológicas (A-A', B-B', C-C' y D-D') evidencian la presencia de tres formaciones (Santiago, Cerezo y Pachuca), afectadas por fuerte fallamiento normal, con intercalaciones de depósitos de bloques y cenizas y tobas andesíticas, de un espesor no tan potente, con desarrollo de pseudoestratificación de bajo ángulo preferentemente inclinada hacia el norte. El evento de deformación más antiguo, desarrolla un arreglo de bloques en dominó,

descendentes hacia el Sur, mostrando saltos de falla de 15 a 30 m. Por otra parte se observan cuerpos intrusivos cortando a toda la secuencia, así como mineralización (vetas y vetillas) preferentemente con echados hacia el sur (Figura 3, 4, 5 y 6), revelando zonas potenciales ~2210 m de nivel relativo.

### 6.3 Modelo Geológico propuesto y Geometría de las fallas.

La Sierra de Pachuca ha sufrido fuerte deformación frágil y diversos eventos de magmatismo; la figura 11 representa lo que se interpreta para el Cerro del Lobo. En la etapa inicial ocurrió la instauración de las rocas encajonantes, comprendidas por la Formación Santiago con episodios intermitentes de depósitos piroclásticos, seguido de pulsos que corresponden a la Formación Corteza y por último las rocas de la Formación Pachuca, seguido del evento más antiguo de fallamiento normal orientado NO-SE con bloques de techo hacia el Sur.

Posteriormente, ocurrió el emplazamiento del cuerpo intrusivo félsico orientado en la misma dirección, del cual se desprenden pequeñas apófisis (cuerpo mayor de la zona de estudio), continuando con la intrusión del granitoide rico en cuarzo. Esta idea se sostiene porque en otros lugares del DMPRM, como la zona mineralizada Dos Carlos, se ha reportado la evidente relación de corte entre estos dos cuerpos, en el que el granitoide rico en cuarzo corta al intrusivo félsico, cuerpo alaskítico La Blanca (Geyne *et al.*, 1963; Mondragón-Mondragón *et al.*, 2020). La deformación continúa con un evento de fallamiento normal orientado E-O, y fracturamiento asociado, con bloques descendentes al Sur, soportado por lo documentado en trabajos recientes en el año (2020 *et al.*, Mondragón Mondragón), una falla normal principal E-O, asociada con el sistema de fallas Santa Gertrudis corta al cuerpo alaskítico La Blanca.

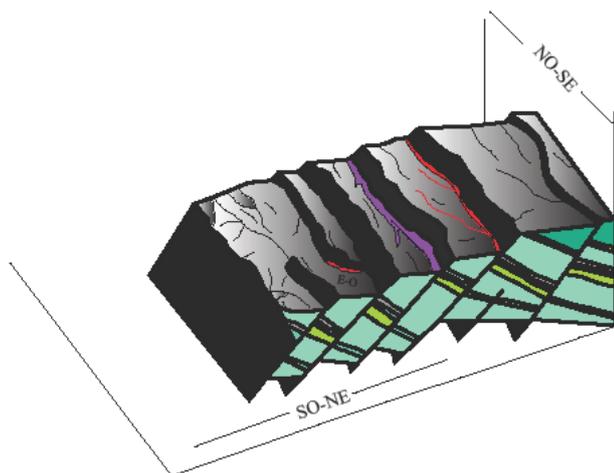


Figura 11: Modelo geológico del comportamiento geométrico de las fallas y etapas de emplazamiento de estructuras. 1) Posterior a la instauración de la roca encajonante ocurrió el desarrollo de las fallas NO-SE, en la orientación de este sistema se encuentra el cuerpo intrusivo principal. 2) Desarrollo de las fallas E-O, cortando las fallas preexistentes y al cuerpo félsico. 3) Etapa de mineralización, emplazándose en los sistemas NO-SE y E-O (sistema principal). 4) Etapa de deformación NE-SO, corta y desplaza estructuras.

En este orden de ideas, posteriormente, ocurrió el evento de intrusión del sill, emplazado subparalelamente a la pseudoestratificación y del dique (intrusivo félsico) (Figura 11). A esta etapa se le ha atribuido por (Geyne *et al.*, 1963; Sánchez-Rojas *et al.*, 2005, Escamilla-Casas *et al.*, 2016;

Mondragón Mondragón *et al.*, 2020) el emplazamiento del enjambre de diques de pórfido cuarcífero de grano fino ampliamente distribuidos en todo el DMPRM. Estos cuerpos netamente tabulares se emplazaron en el evento principal E-O, y en menor medida en el NO-SE, presentándose regularmente como diques-fallas, dique-veta (Figura 2 y 11; Geyne *et al.*, 1963; Sánchez-Rojas *et al.*, 2005).

En el periodo anterior a la mineralización y posterior al fallamiento E-O, debió ocurrir el emplazamiento de la serie de cuerpos intrusivos antes mencionados en el apartado 3.2. Subsecuentemente, ocurrió el evento de mineralización vetiforme (vetas y vetillas) que se emplazan en ambos sistemas NO-SE y E-O, pero principalmente con actitud E-O (Veta Santiago, Vetas Principales, Veta San Sabas, Veta el Lobo No 1), es decir aprovecharon todos los planos de debilidad existentes hasta ese momento, incluyendo las fracturas asociadas a la deformación.

Posteriormente, ocurrió un evento de deformación frágil de tipo normal NE-SO con echados al SE que corta y desplaza a la mineralización (Figura 2 y 11), en esta área, no se tiene evidencia de que existan fallas N-S. Sin embargo, Mondragón-Mondragón *et al.* (2020) también en la zona de Dos Carlos-Pueblo Nuevo reportaron que existen fallas más recientes de tipo N-S con echados al este que cortan a los diques félsicos.

Finalmente, en la secuencia, la unidad más joven la constituyen los depósitos eoclásticos.

## 7. Discusión y Conclusiones

Los resultados derivados de este trabajo los discutiremos en dos secciones: 1) referido a la roca encajonante y 2) en relación con los eventos de deformación, intrusión y mineralización.

1) Diversos autores hacen una diferente apreciación de las unidades litológicas de todo el DMPRM, repitiendo descripciones de rocas en varias unidades e incluso, en algunas, omitiéndolas, aunque es posible que se esté tratando de la misma roca en edad y rasgos petrológicos. Para una mejor comprensión de lo que se discute a continuación, se recapitula como sigue: Geyne *et al.* (1963), quien propone la agrupación de varias formaciones (Santiago, Corteza, Pachuca, Real del Monte, Santa Gertrudis, Vizcaína, Cerezo y Tezuantla) en lo que es llamado Grupo Pachuca, es una agrupación bastante generalizada, puesto que incluye un vulcanismo andesítico-dacítico y riolítico, separado por discontinuidades angulares y erosionales, como si se tratase del mismo episodio. Posteriormente, (Sánchez-Rojas *et al.*, 2005) definen las unidades; Riolita Santiago, Riolita-Ignimbrita (To R-Ig), (ToA-BvA) Andesita-Brecha Volcánica Andesítica correspondiente a las formaciones (Corteza, Pachuca, Real del Monte, Santa Gertrudis y Vizcaína), después la Formación (Cerezo, Tezuantla), es aquí, cuando por primera vez Sánchez-Rojas *et al.* (2005) hace una distinción entre las rocas dacíticas-andesíticas y el potente paquete de rocas riolíticas, que comprende una amplia variedad de rocas que van desde, riolitas, tobas riolíticas, tobas líticas riolíticas, ignimbritas riolíticas. Posteriormente, Martínez-González, (2018) propuso una nueva agrupación de la siguiente manera: Evento Volcánico Inferior, para referirse a (Formación Santiago, Corteza, Pachuca, Real del Monte y Vizcaína), Evento Volcánico Medio para describir la (Formación Cerezo y Formación Tezuantla), en ese trabajo se anexó, con base en estudios más detallados, a la Formación Santiago, dentro del

paquete de rocas dacíticas-andesíticas, que comprenden las formaciones más antiguas de Grupo Pachuca.

Por lo estudiado en este trabajo, no fue posible reconocer en la zona del Cerro el Lobo, la relación estratigráfica, entre la Formación Corteza - Formación Santiago y Formación Corteza – Formación Pachuca, ya que de acuerdo con lo observado, es que las rocas andesíticas afáníticas (distinguido tonalidad oscura) correspondientes a la Formación Corteza, están intercaladas con las rocas de la Formación Santiago y Formación Pachuca y no se encuentran pseudoestratificadas con discordancia erosional como se suponía anteriormente (Geyne *et al.*, 1963), es posible que en otras localidades del DMPRM o desarrollos subterráneos sí se encuentre sobreyaciendo a la Formación Santiago. Cabe resaltar que las rocas andesíticas porfídicas de anfíbol + piroxeno, con ubicua estructura fluidal de la Formación Santiago, son fácilmente distinguibles y obedecen a lo descrito anteriormente en la literatura, por lo que no tuvo que ser aislada de la agrupación por Sánchez Rojas *et al.* (2005). Sin embargo, un mejor rasgo y/o característica es la actitud de la pseudoestratificación 288-335/20-52, seguido de la Formación Corteza con una roca de textura afánítica de color oscuro interestratificadas concordantemente y por último las rocas de la Formación Pachuca, con una actitud ligeramente oblicua a la Formación Corteza, principalmente presentan contenido visible de cristales subhedrales de cuarzo, soportado por las descripciones de Martínez-González, (2018), que menciona una dacita porfídica microlítica (características principales de la unidad).

Por otra parte, Mondragón-Mondragón *et al.* (2020), en el área de Dos Carlos describen una andesita porfídica de Anf + Px correspondiente a la Formación Santa Gertrudis, con una orientación de la pseudoestratificación 148-152/47-50, lo que indica una discontinuidad oblicua. Esto hace concluir que las rocas andesíticas porfídicas de anfíbol + piroxeno, anteriores a Santa Gertrudis se extienden como una sola unidad dispuestas 288-335/20-52, con episodios de depósitos piroclásticos (tobas andesíticas, bloques y cenizas) y derrames andesíticos (variando solo por textura de la roca), intermitentes episodios dacita porfídica (Anf + Px), hasta el punto de entrar en contacto con las rocas de la Formación Santa Gertrudis. Si bien no se cuenta con dataciones radiométricas que definan la relación espacio-temporal entre las formaciones, las características texturales y contenido mineralógico serán de gran ayuda para futuras investigaciones.

2) Esta nueva cartografía permite observar que existieron dos eventos magmáticos que antecedieron al principal sistema de fallas E-O, el primero intrusivo félsico (cuerpo principal), que aunque es de la misma composición que la mayoría de diques, se ve diferenciado por cuerpos de mayores dimensiones que pueden corresponder a un tiempo más antiguo, posteriormente una segunda generación de granitoide rico en cuarzo, seguido del sistema de fallas E-O, principal evento que controla el emplazamiento de diques y más recientemente la mineralización, por último un sistema de fallas posteriores a la mineralización, NE-SO, que desplaza las estructuras vetiformes (figura 2 y 6).

Lo aceptado hasta el presente, era que algunos de los diques más jóvenes que se fusionan en complejos de domos silíceos, en sus parte superiores (Geyne *et al.*, 1963), se habían originado durante el mismo periodo, lo que en este trabajo, sustentado en información reciente, concluye que antecedieron

al más importante evento de fallamiento E-O, que controla el emplazamiento de vetas principales en el Cerro el Lobo.

## Agradecimientos

Agregue sus agradecimientos hasta la aceptación del manuscrito.

## Referencias

- Alaniz-Álvarez, A. S., Nieto-Samaniego A. F., Orozco-Esquivel Ma, T., Vassallo, L. F. Xu, Shunshan, 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* 1, 12-29.
- Alyson-Lighthart, L. (2001). *The Geology, Petrology and Geo-archaeology of Sierra de la Navajas Hidalgo, México*. Tulane University.
- Andreani, L., Rangin, C., Martínez-Reyes, J., Le Roy, C., Aranda-García, M., Le Pichon, J., Peterson-Rodríguez, Rolando, 2008. The Neogene Veracruz Fault: evidences for left-lateral slip along the southern México Block. *Bull Soc. Geol. Fr.* 2. Pp. 195-208.
- Aparicio-Canales, O., Contreras-Cruz, D., (2016). Caracterización Petrográfica y Geoquímica de las rocas volcánicas del área de Epazoyucan-Singuilucan, Estado de Hidalgo. *Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo*.
- Arellano-Gil, J., Velasco, L.P., Salvador, F.R., (2005). El Paleolago de Amajac Hidalgo y la Formación de Atotonilco el Grande. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 22, pp. 199-211.
- Asiain-Conde, R.A., Reyes-Salazar, M.A., Sánchez-González, J.A., (2013). Inventario Físico de los Recursos Naturales, F14D51, Servicio Geológico Mexicano. Molango de Escamilla, Lolotla, Xochicuatlan, Tlanchinol, Tepehuacan de Guerrero, Juárez Hidalgo, Eloxoxitlan, Tlahuiltepa, Calnali, Estado de Hidalgo.
- Barrios-Rodríguez, F., De los Santos-Montaña, J. J., Miranda-Huerta, A., Sanchez-Bermeo, G., (1996). Informe final complementario a la Carta Geológica-Minera y Geoquímica escala 1:50,000 hoja Actopan F14-D71, Estado de Hidalgo. Servicio Geológico Mexicano.
- Camprubí, A., 2018. Una excepcional acumulación de plata. Los yacimientos epitermales de Pachuca-Real del Monte, Hidalgo. In: Canet Miquel, C. (Ed.), *Guía de campo del Geoparque de la Comarca Minera*, Instituto de Geofísica, Cd. México, pp. 65–80. doi: 10.32775/Bk.GuideCM.cap5.65
- Carrasco-Velázquez, E.V., Martínez-Hernández, E., Ramírez-Arriaga, E., (2009). Estratigrafía de la Formación el Morro del Paleoceno-Eoceno. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 3, 403-417.
- Cruz-López, S. (2011). Caracterización Geológica-Estructural de Santa María Amajac, Estado de Hidalgo. Instituto Politécnico Nacional.
- Doblas, M., 1998. Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*, 295(1–2), 187–197. doi: 10.1016/S0040-1951(98)00120-6.
- Dreier, J. E., 2005. The Environment of Vein Formation and Ore Deposition in the Purísima-Colon Vein System, Pachuca-Real del Monte District, Hidalgo, México.
- Escamilla-Casas, J.C., Meneses-Meneses, E., Uribe-Alcántara, E. M., Ortiz-Hernández, L. E., Montiel-Palma S., Ortega-Reyes, A. O., (2018). Geología y Deformación Frágil de los Cerros La Soltera y La Cruzita al Oriente de Pachuca. *Tópicos de Investigación en Ciencias de la Tierra y Materiales* 5, 53-58.
- Escamilla Casas, J.C., Ortiz-Hernández, L. E., Cruz-Chávez, E., Castro Mora, J., 2016. Emplazamiento de diques magmáticos y su interpretación tectónica: ejemplos en rocas terciarias de la Sierra de Pachuca., *Tópicos de Investigación en Ciencias de la Tierra y Materiales*, 3.120-127. Doi: 10.29057/icbi.v9i18.8212
- Eguiluz-Antuñano, S., Aranda-García, Mario., Marret, R. (2000). *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. pp 1-26.
- Enciso-De la Vega, S., 1992. Propuesta de nomenclatura estratigráfica para la Cuenca de México. *Revista del Instituto de Geología*, 10(1), 26-36.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M., 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 122-149.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L., (2005). Petrogenesis Ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 3, 227-283.
- Geyne, A. R., Fries, Jr. C., Segerstrom, K., Black, r. F., Wilson, I. F., (1963). *Geology and Mineral Deposits of the Pachuca-Real del Monte District, State of Hidalgo, México*. Publication 5E, Consejo de Recursos Naturales no Renovables, México. D. F

- López-Palomino, I., Ramírez-Garza, B, M, (2009). *Léxico Estratigráfico de México*. Servicio Geológico Mexicano.
- Martínez-Gonzales, I. R., (2018). Aportaciones petrográficas, geoquímicas e isotópicas, en la caracterización petrogenética de rocas volcánicas de la Sierra de Pachuca. Universidad Nacional Autónoma de México.
- McKee, E. H., Dreier, J. E., Noble, D. C., (1992). Early Miocene Hydrothermal Activity at Pachuca-Real del Monte, México: An Example of Space-Time Association of Volcanism and Epithermal Ag-Au Mineralization. *Economic Geology*, 87, 1635-1637.
- Mondragón-Mondragón, O., Escamilla-Casas, J. C., Ortiz-Hernández, L. E., Uribe-Alcántara E, M., *Geología Superficial de la Zona Mineralizada Dos Carlos, Pachuca, Hidalgo*. Padi Boletín Científico de Ciencias Básicas e Ingeniería del ICBI 8, 92-98. doi: 10.29057/icbi.v8i15.5754
- Palma-Ramírez, A, 2014. *Léxico Estratigráfico de México*. Servicio Geológico Mexicano.
- Palmer, H.S., 1918. New Graphic Method for Determining the Depth and Thickness of Strata and the Projection of Dip. U.S. Geological Survey. Prof. Paper 120. pp. 123-128.
- Petit, J. P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*. 9, 59-608
- Petrone, M, C., Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T, 2014. Petrogenesis and Geodynamic significance of silicic volcanism in the western Trans-Mexican Volcanic Belt: Role of gabbroic cumulates. *Contrib Mineral Petrol*, 167-1006.
- Piña-Arce, M., López-Palomino, I, 2007. *Léxico Estratigráfico Mexicano*. Servicio Geológico Mexicano.
- Salvador-Santamaría, J, S, 2020. *Geología Estructural y Mineralización epitermal de la región de Actopan y Santa Rosa, Sierra de Pachuca, Estado de Hidalgo*. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Sánchez-Rojas, L. E., Arredondo-Mendoza, J. A., Cardoso -Vázquez, E. A., (2005) *Carta Geológico-Minera Pachuca, F14D81, Escala 1:50,000, Estado de Hidalgo*, Servicio Geológico Mexicano. Pachuca. DOI:10.1017/CBO9781107415324.004
- Simons, F., Mapes, E., (1956). *Geology and Ore Deposits of the Zimapán Mining District, State of Hidalgo Mexico*.
- Wisser, E., 1951. Tectonic analysis of a mining district, Pachuca, México. *Economic Geology*, 46, 459-477.