

CAPÍTULO III

GEOLOGÍA

3.1 Contexto Geológico Regional

Se hace necesario, para la comprensión de este trabajo, presentar un esbozo del magmatismo que ocurrió en la parte centro-oriente de México durante el Mioceno. De esta manera se tendrá un franco entendimiento de los episodios ocurridos en el Campo Volcánico Santiago Teplayac-Santa Cruz-El Tepozán.

Faja Volcánica Trans-Mexicana

La Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) es considerada como un arco magmático continental relacionado con la subducción de las placas oceánicas de Cocos y Rivera por debajo de la placa de Norte América a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (Figura 3.1) (Gómez-Tuena et al., 2005 y referencias citadas). Esta cadena volcánica está conformada por más de 8 000 estructuras, que incluyen grandes estratovolcanes, calderas, campos de conos monogenéticos y algunos cuerpos intrusivos (Gómez-Tuena et al., 2005). Tradicionalmente, se ha subdividido a la FVTM en tres sectores en función de su geología y tectónica: Sector Occidental, delimitado entre la costa del Golfo de California y la junta triple de los rifts Zacoalco, Chapala y Colima (Allan, 1986); Sector Central, entre las estructuras anteriores y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez et al., 2002); y Sector Oriental, ubicado entre las fallas mencionadas y las costas del Golfo de México. La zona de estudio se localiza en el Sector Oriental (recuadro de la Figura 3.1).

También se han propuesto otros modelos magmáticos-tectónicos en el que, el vulcanismo de la FVTM no está asociado a un arco magmático sino que podría ser el producto de un mecanismo de extensión de la corteza continental (Mooser, 1969, 1972). Además, se han presentado diversos modelos que explican el vulcanismo como una zona de “rifting” continental (Verma, 2000) asociado a anomalías térmicas bajo la corteza continental generadas por la migración de una pluma del manto (Márquez et al., 1999; Márquez y De

Ignacio, 2002) o de la descompresión adiabática del manto (Sheth et al., 2000). De acuerdo a estos modelos el vulcanismo de la FVTM no tiene ninguna relación con el proceso de subducción.

En cuanto a las características estructurales y tectónicas que han dado origen a los eventos de la FVTM, éstas son muy diversas y complejas, y aún no se han podido comprender completamente. Lo que sí se puede identificar es que existen alineaciones de ciertos cuerpos volcánicos que permiten inferir la presencia de estructuras en la corteza, las cuales son contrastantes entre ellas. Un ejemplo de esto es la existencia de un sistema distensivo que posiblemente dio origen a fallas E – W y que permitió la formación del campo volcánico monogenético de la Sierra Chichinautzin (García-Palomo et al., 2000). La alineación de esta sierra contrasta con la alineación casi norte – sur de la Sierra Nevada y de otros centros volcánicos de la FVTM (estratovolcanes Pico de Orizaba y Volcán de Colima, entre otros). No se ha podido aún proponer un modelo global que pueda explicar las relaciones entre estos dos sistemas de estructuras volcánicas, salvo el modelo propuesto por Alaniz-Álvarez et al. (1999). Estos autores asocian la presencia de los grandes estratovolcanes y campos monogenéticos a la existencia de patrones de fallas con orientaciones y velocidades de desplazamiento diferentes. Este modelo ha sido cuestionado por diversos investigadores (Contreras y Gómez-Tuena, 1999, Siebe et al., 1999; Suter, 1999).

El espesor de la corteza continental existente bajo la FVTM, ha sido estimado con base a modelos geofísicos de tipo gravimétrico (e.g. Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996) y algunos sísmicos (e.g. Geolimex Working Group, 1994; Campillo et al., 1996), los cuales aún no han cubierto de manera completa todo el arco volcánico, aunque pueden ser consideradas una buena aproximación. El sector oriental de la FVTM parece mostrar un espesor cortical mayor (alrededor de 47 Km debajo de la zona de estudio), mientras que en el central los espesores son ligeramente más variables pero alcanzan los 40 km. Hacia los extremos de la FVTM (costas del Golfo de California y Golfo de México), los espesores de la corteza continental disminuyen considerablemente (entre 15 y 20 km). Justamente, la geología del basamento bajo la FVTM no se conoce directamente debido a las diferentes coberturas de rocas más recientes y a la falta de xenolitos extraídos de la corteza inferior.

Sin embargo, se considera que bajo el sector oriental y parte del central existen dos terrenos tectono-estratigráficos contrastantes, el Oaxaquia y el Mixteco, cuyas edades son Grenvilliana y Paleozoica, respectivamente, mientras que hacia el occidental se encuentra el terreno Guerrero, de edad Mesozoica (Sedlock et al., 1993; Ortega-Gutiérrez et al., 1995). Es evidente considerar que la presencia de estos diferentes tipos de basamento debe afectar, de alguna manera, las características que presenten los magmas que los atraviesen. En este sentido, el basamento en el área de estudio probablemente esté compuesto por rocas corticales antiguas.

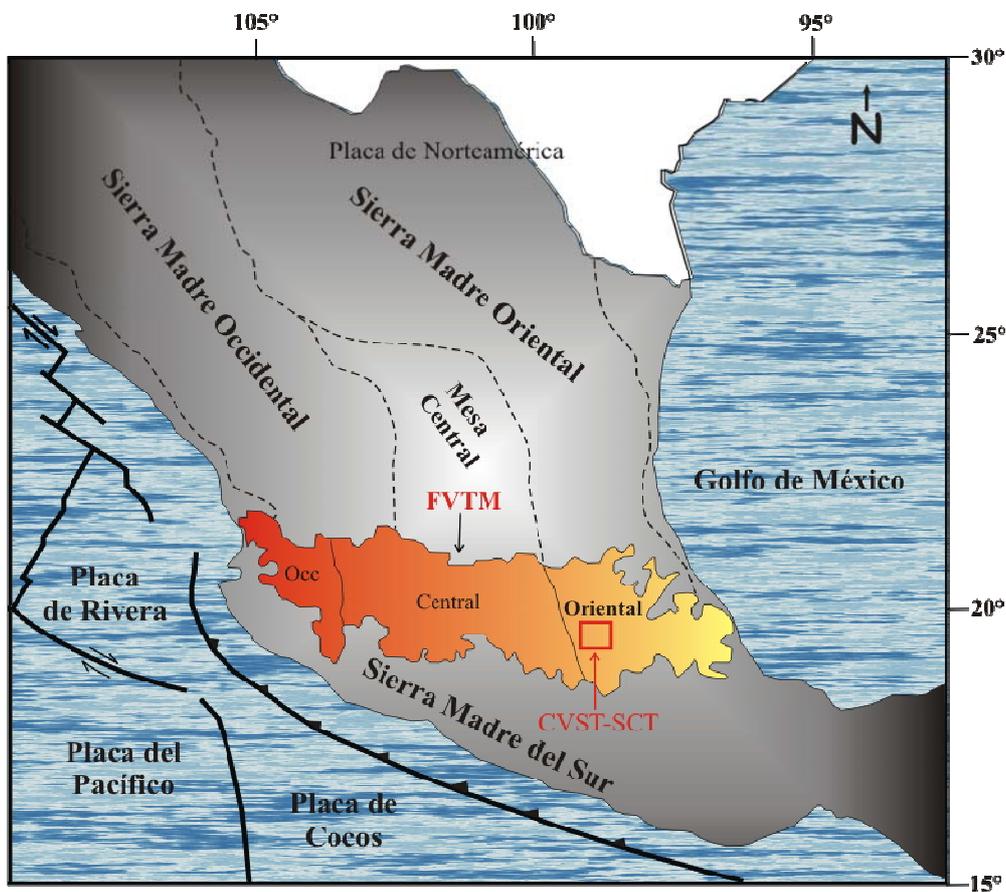


Figura. 3.1. Ubicación y división de la FVTM en tres sectores. La subducción de las placas oceánicas de Cocos y Rivera por debajo de la placa de Norte América, sugieren su relación con la FVTM (Gómez-Tuena et al., 2005). En el recuadro se señala la ubicación de la zona de estudio (mapa modificado de Gómez-Tuena et al., 2005)

Con base en más de 1,000 edades determinadas y más de 3,000 datos geoquímicos de rocas de la FVTM, Ferrari et al. (2005) identificaron los primeros vestigios de la actividad volcánica de la FVTM en el sector central, y establecieron que están representados por

secuencias de lavas basálticas y andesíticas identificadas en los estados de Michoacán y Querétaro, en el área de Malinalco y Tenancingo, Estado de México y en rocas volcánicas sepultadas en la Cuenca de la Ciudad de México. Las edades K-Ar y algunas ^{40}Ar - ^{39}Ar determinadas para estas secuencias por Ferrari et al. (2003) y García-Palomo et al. (2002) varían en un rango de 21 Ma y 19.5 - 16 Ma, es decir, Mioceno Temprano. Posteriormente, la actividad magmática parece migrar gradualmente alejándose de la Trinchera Mesoamericana y formando estratovolcanes y conos de lava con edades de 13 a 10 Ma. Durante este período se emplazaron el Complejo Volcánico Palo Huérfano, La Joya y el Zamorano en los estados de Querétaro y Guanajuato (Carrasco-Núñez et al., 1989; Pérez-Venzor et al., 1996; Valdéz-Moreno et al., 1998; Verma y Carrasco-Núñez, 2003), así como la Sierra de Guadalupe y varios centros volcánicos: el Campo Volcánico de Apan en Hidalgo (García-Palomo et al., 2002) y el Volcán Cerro Grande en Puebla (Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000). En el extremo oriental de la FVTM existen también manifestaciones volcánicas dentro de este rango de edades, como es la región de Palma Sola (de 15 a 11 Ma) (Gómez-Tuena et al., 2003; Ferrari et al., 2005). Muchos de los productos emplazados durante este episodio magmático presentan características geoquímicas peculiares, tales como la existencia de rocas adakíticas (Gómez-Tuena et al., 2003). Se ha propuesto que estas rocas derivan del producto de la fusión parcial de la placa en subducción cuya pendiente se considera de bajo ángulo o subhorizontal (Gómez-Tuena et al., 2003).

Un segundo episodio de actividad volcánica de composición básica fue identificado en la FVTM, de Nayarit a Veracruz, con edades progresivamente más jóvenes del oeste hacia el este: de ~11 y 8.9 Ma en la costa de Nayarit (Richter et al., 1995; Ferrari y Rosas 2000), ~11 y 8 Ma al norte de Guadalajara, Los Altos de Jalisco y Cotija, Michoacán (Nieto-Obregón et al., 1981; Verma et al., 1985; Moore et al., 1994; Rosas-Elguera et al., 1997; Alva-Valdivia et al., 2000; Rossotti et al., 2002; Rosas-Elguera et al., 2003), ~9 y 7 Ma en Querétaro e Hidalgo (Pasquaré et al., 1991) y ~7.5 a 6.5 Ma en Veracruz (Cantagrel y Robin, 1979; López-Infanzón, 1991; Ferrari et al., 2005). Este vulcanismo básico se emplazó al norte de las rocas del arco volcánico del Mioceno Temprano-Medio.

Un tercer episodio de vulcanismo ha sido identificado a finales del Mioceno Tardío y durante el Plioceno Temprano, donde el magmatismo máfico decrece y se vuelve más félsico. Este episodio se caracteriza por el emplazamiento de domos silícicos y grandes volúmenes de ignimbritas silícicas cuyas edades están comprendidas entre ~7.5 y ~3 Ma (Gilbert et al., 1985; Ferrari y Rosas-Elguera, 2000; Rossotti et al., 2002; Ferrari et al., 2003; Frey et al., 2004). Durante el Plioceno Temprano, se registra la aparición de vulcanismo con características bimodales, es decir, existe la presencia de pequeños afloramientos de basaltos alcalinos de intraplaca asociados con complejos de domos e ignimbritas silícicas calcoalcalinas cuyas edades son de ~5.5 Ma (Moore et al., 1994; Frey et al., 2004; Ferrari, 2004). En la parte norte del rift de Colima y el campo volcánico de Ayutla domina un vulcanismo máfico de composición alcalina con una ligera firma de subducción, con edades del Plioceno Temprano (Allan, 1986; Richter y Rosas-Elguera, 2001). En la porción central de la FVTM dominan grandes calderas como Amazcala, Amealco, Huichapan, Los Azufres, Zitácuaro, Apaseo y Los Agustinos, que produjeron tobas pumicíticas e ignimbritas, con volúmenes de decenas de kilómetros cúbicos y edades K-Ar de entre 7.3 y 3.4 Ma (Gómez-Tuena et al., 2005 y referencias incluidas).

Finalmente, el episodio magmático más reciente de la provincia ha ocurrido a partir del Plioceno Tardío y durante el Cuaternario. La actividad magmática se ha manifestado en casi toda la provincia geológica a través de la generación de numerosos campos volcánicos monogenéticos (Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, la región de Maravatío – Zitácuaro - Valle de Bravo, Sierra Chichinautzin, entre otros), volcanes tipo escudo, algunas calderas (Acoculco, Los Humeros), domos riolíticos (Las Derrumbadas) y los principales estratovolcanes observados en la FVTM. En el sector oriental se ha identificado la existencia de un posible hiatus magmático (a excepción de algunos centros volcánicos en Hidalgo y la costa de Veracruz) que ocurrió entre el Mioceno Tardío y el Plioceno Temprano (Gómez-Tuena et al., 2005). En este sector el vulcanismo se reestablece a los 3.7 Ma con la aparición de diferentes centros poligenéticos, como son la Sierra de las Cruces y Campo Volcánico de Apan. La mayor actividad del sector oriental de FVTM se desarrolla durante el Cuaternario, en los campos de la Sierra Chichinautzin (Martín-Del Pozzo, 1982; Márquez et al., 1999; Siebe et al., 2004), de Apan (García-Palomo et al., 2002), en la región del Pico de Orizaba y Cofre de Perote (Carrasco-Núñez, 2000; Siebert y Carrasco-Núñez,

2002), así como en la Sierra Nevada. De hecho, se considera que la mayoría de los estratovolcanes presentes en el sector oriental de la FVTM tales como la Sierra Nevada, la Malinche, el Pico de Orizaba, entre otros, tienen edades menores a un millón de años (Gómez-Tuena et al., 2005 y referencias incluidas). En la Figura 3.2 se presenta de manera resumida, los episodios y pulsos magmáticos ocurridos a lo largo de la FVTM. Las edades y rangos de edades para las rocas volcánicas de la FVTM fueron obtenidas mediante diferentes métodos como K-Ar, ^{40}Ar - ^{39}Ar , C14 en materia orgánica asociada con eventos volcánicos recientes (<40 000 años) y escasas edades en U-Pb.

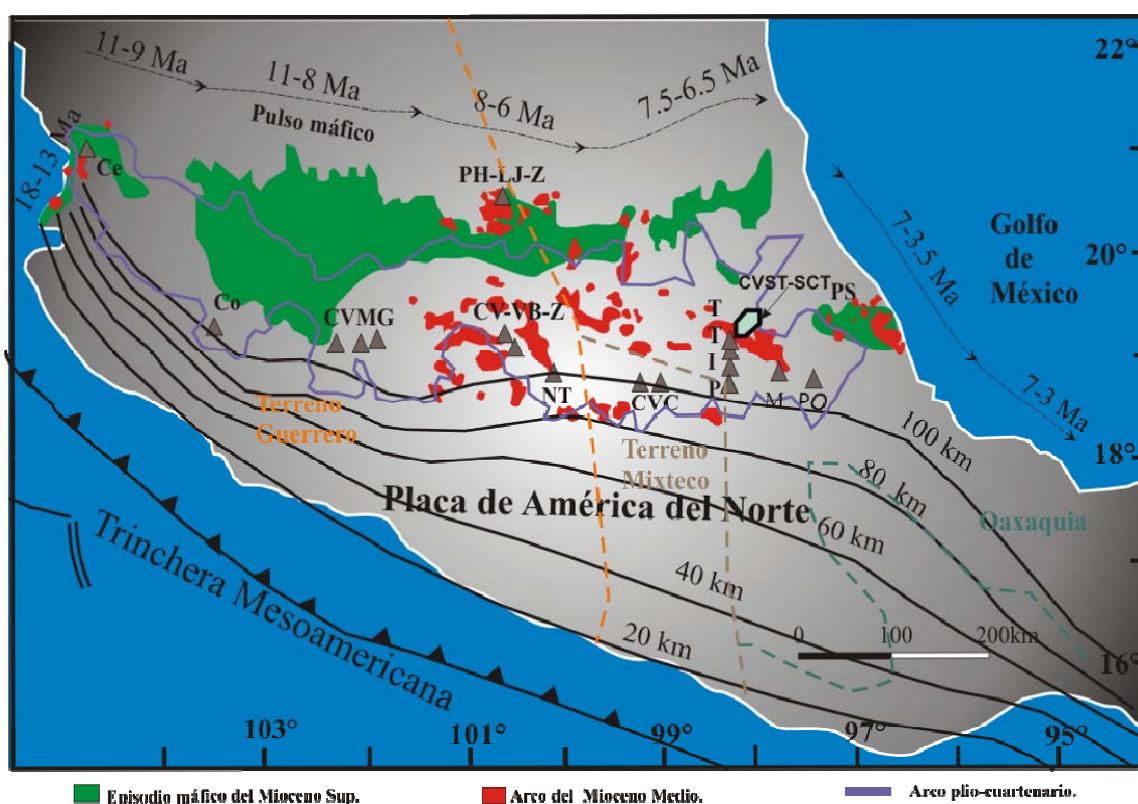


Figura 3.2. Mapa de la FVTM (modificado de Gómez-Tuena et al., 2005). Principales volcanes: Ceboruco (Ce), Colima (Co), Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), Complejo Volcánico Valle de Bravo-Zitácuaro (CV-VB-Z), Nevado de Toluca (NT), Campo Volcánico Chichinautzin (CVC), Popocatepetl, Iztaccíhuatl, Telapón, Tláloc (P,I,T,T), Malinche (M), Pico de Orizaba (PO), Campo Volcánico Palma Sola (PS), Complejo Volcánico Palo Huérfano-La Joya-Zamorano (PH-LJ-Z). Las curvas indican igual profundidad de la placa en subducción (tomado de Pardo y Suárez, 1995). En rojo: arco del Mioceno Medio – Tardío; verde: Episodio máfico del Mioceno Tardío; la línea de contorno azul muestra el límite del arco Pleistoceno - Cuaternario. También, se indican los posibles límites del basamento existente bajo la FVTM en colores (Sedlock et al., 1993). El CVST-SCT se muestra en el polígono negro-azul.

3.2 Marco Geológico del área de estudio

De acuerdo a la información geológica y estratigráfica, propuesta por autores como García-Palomo et al. (2002) y López-Hernández (2009), se puede considerar al Campo Volcánico Santiago Tetlapayac-Santa Cruz-El Tepozán (CVST-SCT) como un complejo del Mioceno y del Cuaternario, constituido por derrames de lava, conos, domos y diferentes secuencias de flujos piroclásticos que incluyen ignimbritas y depósitos de bloques y ceniza. El evento más antiguo identificado en el área de estudio es la ignimbrita Tetlapayac con una edad de 12.6 ± 0.4 Ma (López-Hernández, 2009). Además, existen eventos más recientes emplazados sobre estas secuencias como los conos monogenéticos y volcanes escudo que presentan edades posiblemente dentro del rango de 2.1 a 1.0 Ma. Enseguida se describen las características principales de las unidades litológicas que se encuentran como basamento y estructuras que rodean al área de estudio y que han sido propuestas por diferentes autores.

3.2.1 Basamento

Cretácico

En la región del CVST-SCT, no afloran rocas de su basamento, sin embargo en estudios de geofísica de Campo-Enríquez et al. (2003) sobre el área de la Laguna de Tecocomulco (al norte del área de estudio) se ha inferido la presencia de calizas pertenecientes a la Sierra Madre Oriental. Según perfiles geofísicos obtenidos por estos autores, las rocas carbonatadas se encuentran a profundidades de entre 200 y 2,500 m. Estas diferencias en profundidades se deben a que existen semi-grabens con orientación NE-SW, similar a la orientación de las principales fallas regionales, las cuales han desplazado las unidades del basamento. Autores como Ledezma-Guerrero (1987) describen una secuencia sedimentaria marina localizada al sureste del poblado de Calpulalpan. La describe como una caliza de color gris claro a blanco con textura “sacaroide” es decir, compuesta por cristales finos de calcita, bien estratificada. Estas calizas subyacen discordantemente a un conglomerado de 12 m de espesor con fragmentos redondeados de caliza. La secuencia de calizas puede estar intrusionada por cuerpos graníticos de edad cretácica, como los que señalan Campo-Enríquez et al. (2003) para la secuencia estudiada en la caldera de Acoculco.

3.2.2 Inicio de la actividad magmática en la zona de estudio

A continuación, se resume la información bibliográfica disponible sobre los eventos magmáticos ocurridos dentro del área de estudio y posteriormente se presentan los resultados de los trabajos de campo realizados en la presente tesis. En la Figura 3.3 se presenta el mapa geológico regional propuesto por García-Palomo et al. (2002).

López-Hernández (2009) describe un granito de hornblenda a partir de un núcleo recuperado a 1 614 m de profundidad del pozo EAC-1, localizado al centro de la Caldera de Acoculco. Esta autora establece que las características texturales y estratigráficas del granito podrían correlacionarse con el intrusivo identificado en el área de Los Humeros, Puebla donde se reportan edades de K-Ar de 14 Ma (Yáñez-García, 1980) y asocia este evento como el inicio de la actividad ígnea en esta porción del estado de Hidalgo.

Andesita Apan (Mioceno Medio)

Ledezma-Guerrero (1987) describe esta secuencia, como “rocas volcánicas” no diferenciadas del Terciario y García-Palomo y colaboradores en el 2002, redefine como Andesita Apan, a una serie de rocas, que afloran al NE y SW de la Ciudad de Apan. Esta secuencia está constituida por flujos de lava de composición andesítica de color gris, con textura afanítica y que subyace a derrames de lava y conos de escoria del Pleistoceno. García-Palomo et al. (2002) reporta una edad K-Ar de 13.4 ± 0.6 Ma. López-Hernández (2009) reporta una edad K-Ar de 12.6 ± 0.4 Ma para una muestra tomada de esta andesita pero en otra localidad de la Sierra de Apan.

Dacita El Rosario

El primero en describir esta unidad fue Ledezma-Guerrero (1987), quien la nombra “Andesita El Peñon” y la propone como una secuencia de derrames de andesita de color gris claro. García-Palomo et al. (2002) describen una serie de estratovolcanes y domos que presentan estructuras de colapso, con orientación NNE-SSW, de composición andesítica que denomina como Andesita el Peñon. Estos autores encuentran una edad K-Ar de 12.7 ± 0.6 Ma para esta andesita. En 2009 López-Hernández sugiere abandonar esta clasificación y usar el nombre de Dacita El Rosario, ya que su petrografía es distinta y fue derivada de

centros eruptivos independientes. Por lo tanto, la Dacita El Rosario estaría formada por dos centros eruptivos principales de composición dacítica que forma gruesos derrames, uno de ellos se localiza al E del poblado El Rosario (NW de Tlaxco) y otro al S del Tepozán.

Ignimbrita Tetlapayac

Esta ignimbrita primero se le nombró Riolita Chignahuapan por Ledezma-Guerrero (1987), quien la describe como una secuencia de derrames volcánicos constituidos por rocas riolíticas. Posteriormente García-Palomo et al. (2002) la nombran como Ignimbrita Matamoros dividiéndola en dos sub-unidades, la primera en flujos de pómez de color blanco, la segunda es una secuencia ignimbrítica de composición dacítica. Sin embargo, López-Hernández (2009) retoma el nombre de Ignimbrita Tetlapayac, ya que se encuentra mejor expuesta en las cercanías de la hacienda Tetlapayac. Obtuvo una edad $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ de 12.6 ± 0.4 Ma y con esta edad la considera una unidad independiente del grupo “Riolita Chignahuapan” asignado al Plioceno por Ledezma-Guerrero (1987).

Secuencia Volcánica Acoculco

Al NE de la zona de estudio, se encuentra una serie de productos volcánicos, constituidos por flujos de lava y productos piroclásticos originados por La Caldera de Acoculco. López-Hernández (2009) divide la actividad de la caldera en: Unidad Pre-Caldera, Sin-Caldera y Post-Caldera.

Unidad Pre-Caldera.

Esta unidad está constituida por 4 eventos llamados:

- Andesita-basáltica Los Laureles, constituidas por flujos de lava,
- Riolitas pre-caldera. Estructuras en forma de domos de composición riolítica con una edad obtenida por K-Ar de 1.7 Ma,
- Dacita Cruz Colorada, constituida por gruesos derrames de dacita expuestos en las zonas más elevadas de la región, con una edad de K-Ar de 1.6 Ma.

- Basaltos Cuautelolulco, compuestos por flujos de lava densos color negro, teniendo una edad de ^{40}Ar - ^{39}Ar de 1.6 Ma.

Unidad sin-Caldera.

Esta se compone de la Ignimbrita Acoculco. Esta unidad piroclástica se encuentra en el interior de la caldera de Acoculco y se compone por 7 unidades de flujo que produjeron depósitos masivos de flujos de ceniza, separados por depósitos de caída y oleadas piroclásticas. La edad isotópica para la Ignimbrita Acoculco por medio de K-Ar es de 1.4 Ma.

Actividad postcaldérica:

Sedimentos Lacustres. Estos se acumularon después de los eventos de la Ignimbrita Acoculco.

Basaltos Potrerillos. Formados por derrames de lava de color gris oscuro y por su posición estratigráfica que cubre la Ignimbrita Acoculco y los sedimentos lacustres se le establece una edad < 1.4 Ma.

Riolita Acoculco. Conjunto de 7 domos de composición riolítica emplazados en la periferia de la caldera. Ledezma-Guerrero (1987) la engloba como parte de la unidad nombrada Riolita Chignahuapan. Las edades K-Ar de 3 domos, obtenidas por diferentes autores, varían como sigue de 1.36, 1.34 (De la Cruz y Castillo, 1986) y 1.3 Ma (López-Hernández, 2009).

Campo volcánico Tezontepec-Chignahuapan

El primero en delimitar este campo volcánico fueron De Cserna et al. (1988), quienes la describieron como una zona compuesta por centenares de volcanes monogenéticos. García-Palomo et al. (2002) establecen que está constituido por cerca de 280 aparatos volcánicos, entre ellos 10 volcanes escudo, 5 domos, coladas de lava y conos de escoria nombrándolo Campo Volcánico Apan-Tezontepec. López-Hernández (2009) adopta el nombre de Campo

Volcánico Tezontepec-Chignahuapan, con el propósito de indicar que el vulcanismo se extiende hacia el E hasta la zona de Chignahuapan y abarcando también el vulcanismo periférico de composición básica. Esta designación abarca los volcanes monogenéticos de la caldera de Acozulco que aprovecharon la fractura anular del colapso caldérico.

Las edades K-Ar reportadas para los derrames de lava asociados a los volcanes monogenéticos varían entre 2.1 Ma (García-Palomo et al., 2002), 1.8 Ma (Nelson y Lighthart, 1997), 1.64 y 1.31 Ma (Ferrari et al., 2005) 1.3, 1.0 y 0.9 Ma (López-Hernández, 2009), 0.42 Ma (Carrasco-Núñez et al., 1997), 0.24 y 0.2 Ma (López-Hernández, 2009).

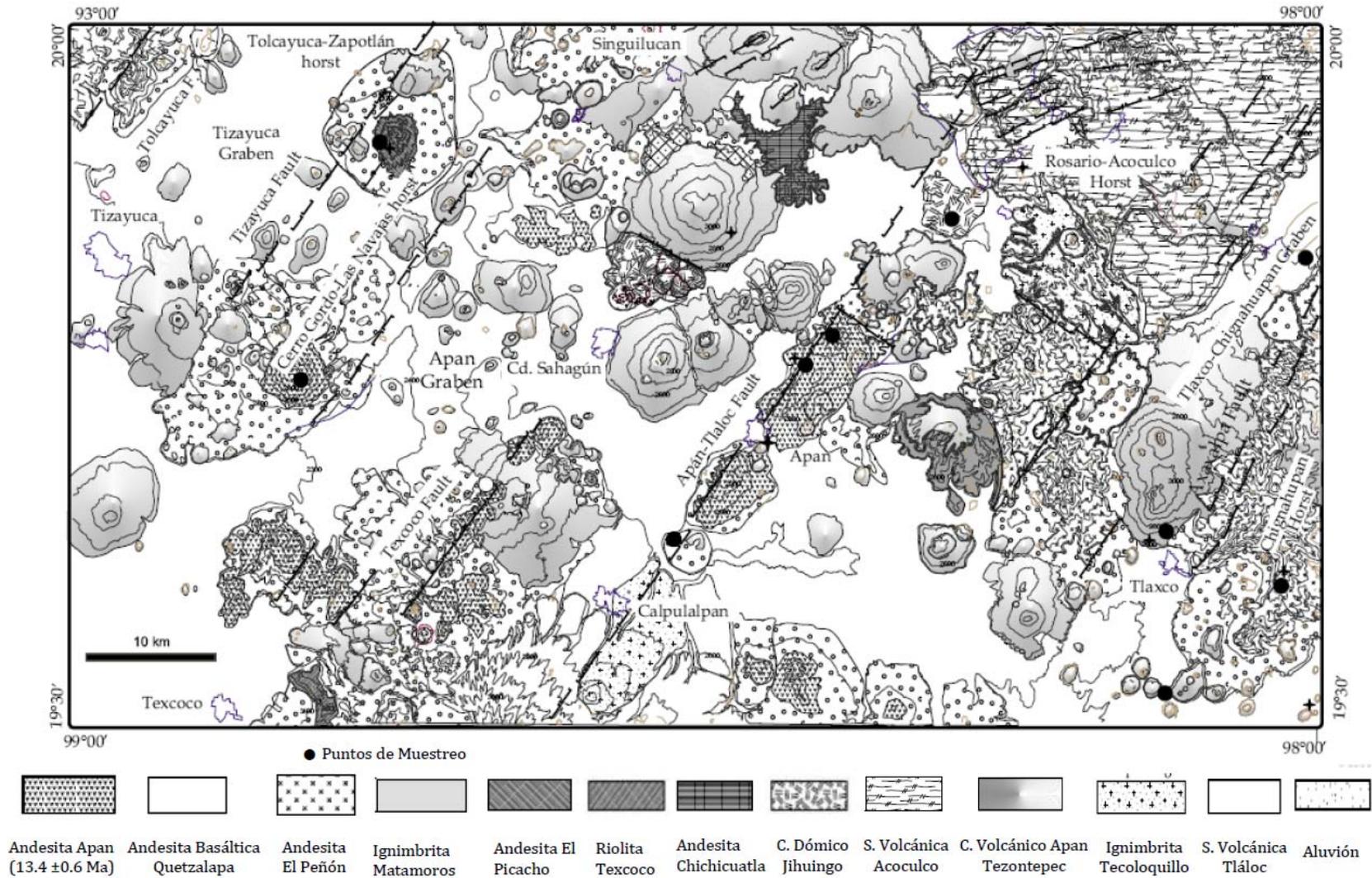


Figura 3.3. Mapa geológico de la región de Apan tomado de García-Palomo et al. (2002).

3.3 Resultados: Descripción geológica del Campo Volcánico Santiago Tetlapayac-Santa Cruz-El Tepozán

En el área de estudio no afloran rocas del basamento, como ya se mencionó en los apartados anteriores. Así que, únicamente se hará una descripción detallada de las unidades volcánicas cenozoicas. En el presente trabajo se reconocieron diferentes flujos de lava, volcanes escudo, conos cineríticos, domos y productos piroclásticos de composición dacítica-riolítica a basáltica. Los trabajos de campo que consistieron en la descripción y toma de datos de afloramientos, permitieron proponer un mapa geológico presentado en la Figura 3.4.

Dado que se desconocen las edades geocronométricas para las secuencias volcánicas identificadas en la zona de estudio, se construyó una columna estratigráfica utilizando las edades propuestas por autores como García-Palomo et al. (2002) y López-Hernández (2009). Así, primero se mencionarán y describirán las características de las secuencias más antiguas, agrupadas en Unidad Volcánica Inferior, y después las secuencias más recientes agrupadas también en Unidad Volcánica Superior. El agrupamiento de secuencias en campo se efectuó principalmente con base en su posición estratigráfica observada, pero también se tomó en cuenta otras características como el grado de intemperismo y erosión que presentan las unidades, lo cual se refleja en la geomorfología y relieve del área. Los nombres asignados a las unidades son informales desde el punto de vista de la nomenclatura estratigráfica y solamente se utilizaron con fines de identificación. La clasificación petrográfica de las rocas utilizada en el mapa se basó en los resultados químicos obtenidos del diagrama de TAS (Total Álcalis vs. Sílice).

3.3.1 Unidad Volcánica Inferior (~13.4 – 12.6 Ma)

García-Palomo et al. (2002) proponen que la actividad magmática, ocurrida en la región de Apan se produjo durante dos períodos principales: uno durante el Mioceno (entre 13.4 y 5.3 Ma), el cual coincide con los primeros inicios de la actividad de la Faja Volcánica Trans-Mexicana, y otro durante el Plioceno–Pleistoceno (< a 2.1 Ma y ~1.5 Ma), después de un “hiatus” magmático de ~10 Ma. Así, los eventos volcánicos ocurridos durante el primer período, en la zona de estudio, estarían representados por las siguientes secuencias:

Ignimbrita Tetlapayac

Como se mencionó en secciones precedentes, López-Hernández (2009) identifica y fecha un importante afloramiento de ignimbritas presentes en un banco de material ubicado en la cercanía de Almoloya-Apan. Este autor la nombra Ignimbrita Tetlapayac y obtiene una edad ^{40}Ar - ^{39}Ar de 12.6 ± 0.4 Ma. En este banco de materiales, así como en otros afloramientos encontrados (muestra TTC-25: N19°46'14.9", W98°19'15.1" a 2740 m.s.n.m y TTC-06: N19°46'29.5", W98°19'41.2" a 2 790 m.s.n.m., ver Figura 3.4), la ignimbrita se compone de una roca blanca a gris claro-crema, con bandeamiento como evidencia de flujo, compuesta por fenocristales de cuarzo subredondeados, plagioclasa y feldespatos potásicos, todos incluidos dentro de una matriz vítrea esferulítica, que contiene algunas pómez aplastadas. Su grado de soldamiento es de medio a alto y presenta algunos líticos. Estos depósitos piroclásticos están cubiertos parcialmente por depósitos de escoria y algunas lavas basálticas recientes, como las producidas por los conos alineados San Antonio, donde existen afloramientos aislados de esta ignimbrita. Estos afloramientos son escasos por estar cubiertos por suelo o por otros depósitos volcánicos más recientes, pero en algunas partes, como en el afloramiento donde se tomó la muestra TTC-25, se presenta de forma masiva con direcciones de flujo y diaclasamiento por enfriamiento que se inclinan hacia el NW 38° (Figura 3.5). Aquí se observa un espesor aparente de entre 20 a 30 m para esta ignimbrita. Existen afloramientos similares en las laderas de los conos monogenéticos Las Coronillas (muestra TTC-15), donde se encuentra parcialmente cubierta por un flujo de lava basáltica reciente.

Núñez-Castillo (2010), describe importantes afloramientos de esta ignimbrita, dentro de la cuenca delimitada por los cerros Almoloya, Tehuante y Coronillas, al SW del área de estudio, los que se extienden hasta la localidad de la Hacienda Tetlapayac, al este de la ciudad de Apan, Hidalgo. Es difícil determinar el espesor real de los depósitos de la Ignimbrita Tetlapayac, así como sus relaciones con otras secuencias volcánicas antiguas, ya que se encuentran enterrados o cubiertos por materiales de eventos más recientes y suelos. Sin embargo, es evidente que, esta ignimbrita se emplazó posteriormente a los eventos magmáticos de la Andesita Apan fechada por García-Palomo et al. (2002) en 13.4 Ma.

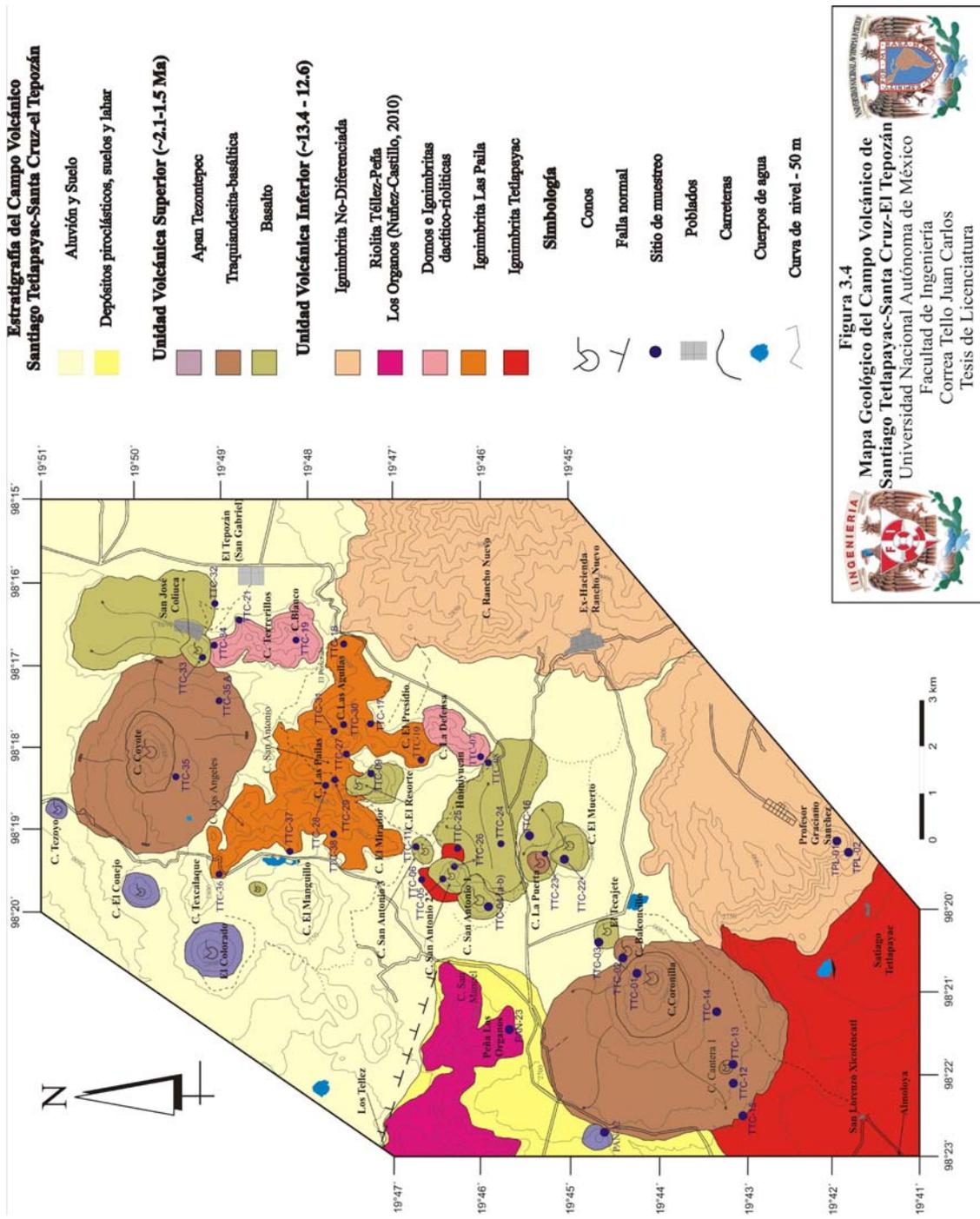


Figura 3.4
Mapa Geológico del Campo Volcánico de
Santiago Tetlapayac-Santa Cruz-El Tepozán
 Universidad Nacional Autónoma de México
 Facultad de Ingeniería
 Correa Tello Juan Carlos
 Tesis de Licenciatura



Figura 3.5. Afloramiento de la Ignimbrita Tetlapayac al este de los conos monogenéticos San Antonio. Se observa el bandeamiento de un bloque de color gris claro. Los bloques sueltos de este depósito piroclástico pueden alcanzar hasta 2 metros de largo.

Ignimbrita Las Pailas

Los afloramientos de esta ignimbrita se localizan hacia la parte centro-norte de la zona de estudio y se aglutinan en al menos 6 cerros, los cuales se encuentran, morfológicamente disectados y moderadamente erosionados. Se estima que estos ocupan una área aproximada de 13 km² y se identificaron sobre los Cerros Las Pailas (2920 m.s.n.m), San Antonio (2 920 m.s.n.m), Las Águilas (2 940 m.s.n.m), El Presidio (2 880 m.s.n.m), El Mirador (2 790 m.s.n.m) y Los Ángeles (2 880 m.s.n.m) (Figura 3.4).

Durante el trabajo de campo se reconocieron diferentes afloramientos, uno de ellos se localiza en la desviación hacia el poblado El Portezuelo (punto TTC-18), donde la roca es de color gris claro, intemperizada, tiene textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, ferromagnesianos y cuarzo en una matriz vítrea. En este sitio presenta espesores variables de 0.50 a 5 m y se observa en rocas masivas, y en bloques. Otro de los mejores afloramientos se localiza en las coordenadas N19°47'04.2", W98°17'59.6" (puntos de muestreo: TTC-30 y TTC-31), donde la ignimbrita se presenta en peñascos, de forma masiva, con diaclasado vertical y bandeamiento horizontal, cuyos espesores

varían de 5 hasta 18 m (Figura 3.6). Aquí las rocas son de color gris claro, presentan fenocristales de plagioclasa, cuarzo y rara biotita en una matriz muy silicificada.

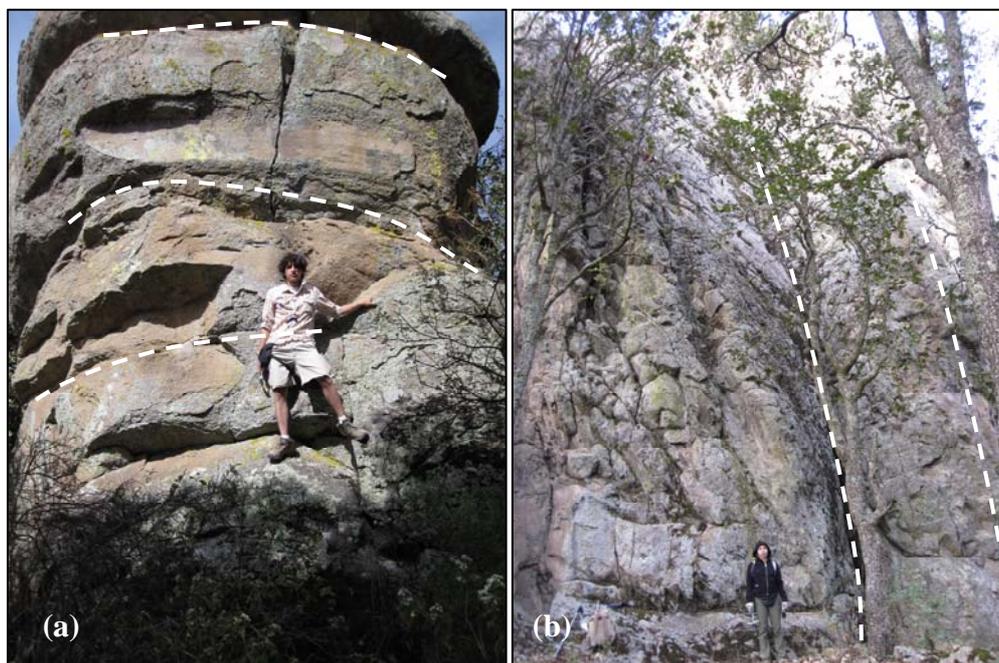


Figura 3.6. Detalles de los afloramientos de la Ignimbrita las Pailas presente en diferentes cerros: (a) Afloramiento en el cerro El Presidio donde se observa diaclasamiento sub-horizontal. (b) Existen otros afloramientos en el cerro Las Águilas donde los depósitos son masivos con diaclasamiento vertical, formando peñascos.

En la cima del cerro Las Pailas se identificaron varios depósitos de bloques y cenizas producidos por flujos piroclásticos de composición riolítica, los cuales parecen asociarse con la ignimbrita Las Pailas. Un afloramiento representativo se localiza en los flancos del cerro Las Pailas, detrás del cerro El Resorte, en las coordenadas N19°47'24.1", W98°18'26.2" (punto de muestreo TTC-28), donde existen peñascos que coronan el paisaje con una altura de entre 12 a 30 m (Figura 3.7). Aquí se observan depósitos de bloques y ceniza consolidados con un arreglo de tamaño de fragmentos caótico (tamaños de 5 a 80 cm), incluidos en una matriz de ceniza fina muy consolidada. Se pueden observar las típicas chimeneas de desgasificación presentes en estos depósitos. Parece tratarse de un flujo monolitológico, ya que predominan bloques de roca riolítica de textura porfídica con enormes fenocristales de plagioclasa (6 cm), abundante cuarzo y biotita parda. Se estableció, por medio de observaciones del terreno y características topográficas de esta área, que estos depósitos de bloques y cenizas conforman el cerro Las Pailas y peñascos aislados asociados.



Figura 3.7. (a) Aspecto morfológico de los depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, formando peñascos, que coronan el paisaje. (b) Detalle del depósito masivo de bloques y ceniza compuesto por bloques de roca riolítica en una matriz fina muy consolidada. (c) Bloque de riolita con fenocristales de plagioclasa y cuarzo recrystalizado.

Se desconocen las relaciones estratigráficas de estas ignimbritas con las demás rocas riolíticas de la región, ya que los contactos se encuentran sepultados. Sin embargo, estas rocas silíceas subyacen parcialmente a las andesitas-basálticas y traquiandesitas más recientes como las del cerro El Resorte. Por lo tanto se asociaron con los eventos magmáticos de la Unidad Inferior.

Domos e ignimbritas dacítico-riolíticos

Cerros Blanco-Terrerillos

En la porción NE del área de estudio se identificó una serie de 5 estructuras dómicas y lavas asociadas, las cuales presentan una topografía redondeada y fuertemente disectada, debida a procesos erosivos. Entre los domos de mayores dimensiones se encuentra el Cerro Blanco y Cerro Terrerillos (Figura 3.4) con alturas de 2 840 y 2 830 m.s.n.m., respectivamente (puntos de Muestreo: TTC-19: N19°47'56.9", W98°16'42.4", TTC- 21: N19°48'47", W98°16'20.9", TTC-34: N19°49'5.4", W98°16'43.6").

En la ladera SE del Cerro Blanco se presenta un afloramiento de bloques y peñas de gran tamaño que miden aproximadamente 4 a 5 metros de largo (Figura 3.8). Los bloques de roca son de color gris medio a rosáceo al intemperismo, de textura porfídica con fenocristales de plagioclasa de hasta un 1 cm de longitud, abundante cuarzo, hornblenda, y posible biotita diseminada en una matriz afanítica. Se observa bandeamiento en las rocas el cual es paralelo al diaclasamiento presente. Las rocas se pueden clasificar petrográficamente como dacitas y riolitas. Una característica de estas lavas es la presencia de enclaves de composición andesítica de hasta 25 cm de diámetro, de color blanco con textura microlítica, los cuales deforman el bandeamiento presente en las rocas.

Cerca del cerro San José Coliuca las dacitas del cerro Terrerillos están sobreyacidas por depósitos de escoria y lavas derivadas del cono cinerítico del mismo nombre (Figura 3.4).

Cerro La Defensa

Este cerro se localiza al norte del poblado Huimiyucan, en las coordenadas N19°45'57.5", W98°18'14.6" y a una altura de 2,710 m.s.n.m. Presenta un aspecto dómico, con una longitud de 1,750 m y donde se expone una roca en forma de coladas masivas y bloques de gran tamaño de 0.60 a 1.50 m (TTC-07). Esta roca es de color gris a rosa, de textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, hornblenda y cuarzo. La composición de estas rocas está en el límite dacita-riolita del diagrama de TAS, las cuales presentan bandeamiento por flujo y enclaves aislados cuyos tamaños varían de 1 a 3 cm de diámetro. Este domo en su parte superior presenta un alto grado de

intemperismo el que ha formado horizontes de material arcilloso y algo de sílice amorfo que alcanzan varios metros de espesor (Figura 3.9).



Figura 3.8. Afloramiento en la ladera SE del Cerro Blanco en el que se presentan grandes bloques de lava de composición dacítica bandeada de textura porfídica.

En el Pueblo Huimiycan existe un contacto claro entre estas rocas félsicas y eventos volcánicos más recientes. Aquí se puede observar que un flujo de lava de andesita-basáltica afanítica, de 6 m de espesor, derivada del conjunto de conos cineríticos San Antonio, sobreyace a las rocas dacíticas del cerro La Defensa. El contacto entre estas rocas está bien definido a lo largo de un arroyo.

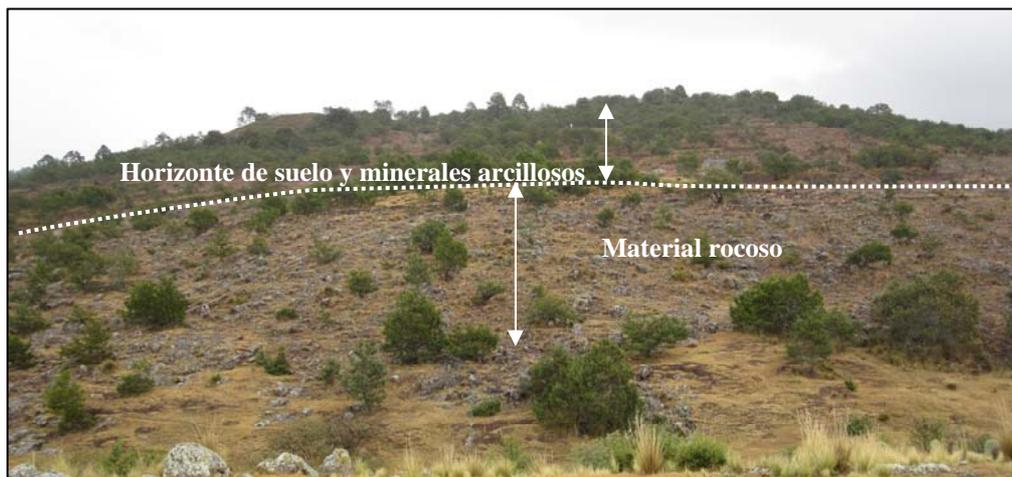


Figura 3.9. Cerro La Defensa donde se presenta un domo de dacitas-riolitas en bloques. La parte superior del domo está fuertemente alterada, con algunos horizontes de suelo y minerales arcillosos.

Riolita Tellez - Peña Los Órganos

En la zona occidental del área de estudio, cerca de las poblaciones Los Téllez y Los Órganos (Figura 3.4), existen importantes afloramientos de rocas riolíticas fuertemente erosionados y cortados por fallas. Estos afloramientos forman la parte norte de los cerros de la Sierra de Apan y se extienden en una dirección NW–SE, en un área de ~8 km por ~1.5 km de ancho. Estos afloramientos fueron estudiados por Núñez-Castillo (2010), quien describe peñas compuestas por bloques de una roca masiva de color rojizo a rosa, con textura porfídica y fenocristales de feldespato, cuarzo y escasos óxidos, incluidos en una matriz desvitrificada con esferulitas. Las rocas presentan bandeamiento irregular blanco-rojo-rosa y una leve alteración arcillosa. Las rocas presentan características de ignimbritas riolíticas y se desconoce sobre que rocas se emplazaron. El espesor estimado en la Peña de los Órganos puede alcanzar los 200 m. Según Núñez-Castillo (2010) y García-Palomo et al. (2002), esta unidad subyace discordantemente a lavas y conos cineríticos que denominaron como Apan-Tezontepec cuyas edades probables serían cercanas a 1.5 Ma.

En la Peña Los Órganos se identificaron rocas masivas con estructura columnar, las cuales podrían ser los restos de una espina o domo riolítico (Figura 3.10), cuya altura es mayor a 30 m. Las rocas son masivas de color rosa-gris claro con textura porfídica de fenocristales de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y raros ferromagnesianos en una matriz rosa claro. Se presentan también líticos de color gris claro y textura fina. La matriz de las rocas riolíticas está fuertemente desvitrificada y se observan abundantes esferulitas y silicificación.



Figura 3.10. Vista panorámica de la Peña los Órganos, la cual presenta una composición riolítica y diaclasamiento por enfriamiento vertical.

Ignimbrita No-Diferenciada

Dentro del área de estudio existen más depósitos de rocas félsicas ignimbríticas cuyas características petrográficas son ligeramente diferentes a las ya descritas. Algunos de estos depósitos se ubican hacia la porción centro – sureste del área de estudio (Figura 3.4) y forman mesetas de centenas de metros de espesor. García-Palomo et al. (2002) no mencionan claramente las características de estas rocas y únicamente en su mapa geológico las agrupa como rocas de la Ignimbrita Matamoros y rocas andesíticas.

Debido a que estos depósitos volcánicos presentan características particulares y que parecen asociarse con otros eventos volcánicos de la Faja Volcánica Trans-Mexicana, no se estudiaron detalladamente en el presente trabajo. Por lo que se espera que estos depósitos sean caracterizados en estudios futuros. Aquí únicamente se presentarán los detalles mayores observados de estas ignimbritas que se agruparon con el nombre de No-Diferenciadas.

El camino de terracería que va de Santiago Tetlapayac hacia el poblado Profesor Graciano Sánchez corta unas mesetas cuya altura es mayor a 300 m por arriba de las cuencas de Apan (Figura 3.11). Estas mesetas parecen estar compuestas por depósitos ignimbríticos de color gris claro a blanco, moderadamente consolidados. En los puntos de muestreo TPL-1 y TPL-1A (N19°42'00.5", W98°19'06.6", 2 900 m.s.n.m. y N19°41'51.0", W98°19'06.", 2 830 m.s.n.m, respectivamente) se observó una ignimbrita blanca a gris claro moderadamente consolidada, con cristales diseminados de plagioclasa, feldespatos potásico, cuarzo, algo de biotita, fragmentos líticos de algunos centímetros de diámetro y algunas pómez aplastadas, todos dentro de una matriz fina blanca. Los depósitos no presentan bandeamiento y están erosionados en los bordes de las mesetas.

En función de las características topográficas y geomorfológicas observadas en esta zona, se consideró que las mesetas y cerros cercanos estarían formados por estos depósitos volcánicos. Se desconocen las relaciones estratigráficas de la Ignimbrita No-Diferenciada con las demás rocas volcánicas del área de estudio. Sin embargo, debido a que esta ignimbrita forma altas mesetas de gruesos espesores y poco erosionadas, se puede considerar que son los depósitos más reciente de la Unidad Volcánica Inferior, e

inclusive, parecen cubrir parcialmente a la ignimbrita Tetlapayac en la región oriental del área de estudio.

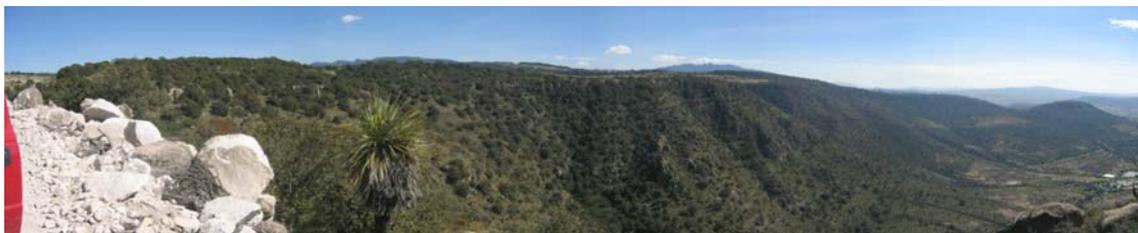


Figura 3.11. Panorámica de las mesetas formadas por la Ignimbrita No-diferenciada en el camino que va al poblado Profesor Graciano Sánchez.

3.3.2 Unidad Volcánica Superior (~2.5 – 1.5 Ma)

En esta unidad se agruparon diferentes afloramientos compuestos por flujos de lava, conos cineríticos de escoria y algunos volcanes escudo que muestran una orientación preferencial NE–SW en la zona de estudio, y que tienen una composición de basalto a andesita–basáltica. Estas rocas máficas y sus productos piroclásticos cubren parcialmente a rocas de la Unidad Volcánica Inferior. En función de las escasas edades isotópicas disponibles (edades presentadas en García-Palomo et al., 2002), pero principalmente tomando en cuenta las relaciones estratigráficas que guardan estas rocas basálticas con las secuencias antiguas y los rasgos geomorfológicos relativamente poco erosionados de los conos volcánicos, se consideró un rango de edades para éstas rocas de 2.5 a 1.5 Ma. Enseguida, se presentan las características principales de las rocas volcánicas ubicadas en esta Unidad Superior.

Conjunto de conos volcánicos Coronilla – Tecajete (traquiandesita-basáltica y basalto)

En la parte SW del área de estudio se encuentran 4 estructuras volcánicas alineadas en dirección NE-SW, las que se localizan a ~6.4 km al NE del poblado de Almoloya (Figura 3.4). De sur a norte se tiene un pequeño cono cinerítico que se denominó como Cono Cantera 1; le sigue el volcán más grande (volcán compuesto) y posiblemente el más reciente de esta zona (Cerro Coronilla) y dos conos cineríticos más pequeños (Cerro Balconcillo y Cerro Tecajete) cuyas características se describen a continuación del más antiguo al más reciente:

Cono Cantera 1

Se localiza en las coordenadas N19°43'15.6", W98°21'59.9", 2 740 m.s.n.m y se trata de un cono cinerítico relativamente pequeño (aflora un espesor de ~20 m) y antiguo, ya que lo cubren parcialmente flujos de lava producidos por los eventos efusivos del volcán Coronilla. Este cono presenta estratificación inversa delgada a media (de 5 a 10 cm), de productos piroclásticos de escoria intercalados, cuyos tamaños varían de grava gruesa a lapilli y ceniza fina. La escoria es de color rojo fuerte a gris, cuya composición es de andesita-basáltica. Las bombas volcánicas son escasas, con tamaños menores a 70 cm. Se tomó la muestra TTC-13 de una bomba volcánica de textura afanítica con escaso olivino y plagioclasa. Las capas de escoria están poco consolidadas y se presentan pequeñas fallas normales que desplazan ligeramente a la estratificación (Figura 3.12).



Figura 3.12. Detalles del Cono Cantera 1, donde se observa la estratificación intercalada de materiales de tamaño grava a ceniza de color rojo, donde se pudo contabilizar cerca de 20 pulsos eruptivos. Las bombas volcánicas en esta estructura son escasas y se presentan fallas normales locales que desplazan ligeramente la estratificación.

Cerros Balconcillo y Tecajete

Justo hacia el noreste del cerro Coronilla existen dos conos volcánicos compuestos por productos piroclásticos como escoria roja a gris oscura y algunos flujos de lava de color gris medio (Figuras 3.4 y 3.13). El Cerro Balconcillo se localiza en las coordenadas N19°44'19.3", W98°20'30.0", a 2 940 m.s.n.m (punto de muestreo TTC-02) y presenta una geometría semicircular, con un diámetro de la base de 540 m y una altura de 110 m. La cima presenta una apertura o cráter abierto hacia el oeste – suroeste, y justamente hacia el borde sureste se identificó un afloramiento compuesto por lavas masivas de aproximadamente 5 m de espesor, de color rojizo-pardo a causa del intemperismo y gris oscuro al fresco, con textura afanítica y escasos fenocristales de ferromagnesianos. Las lavas presentan estructura en laja por enfriamiento en la superficie y de acuerdo a la mineralogía podrían clasificarse como andesita-basáltica.

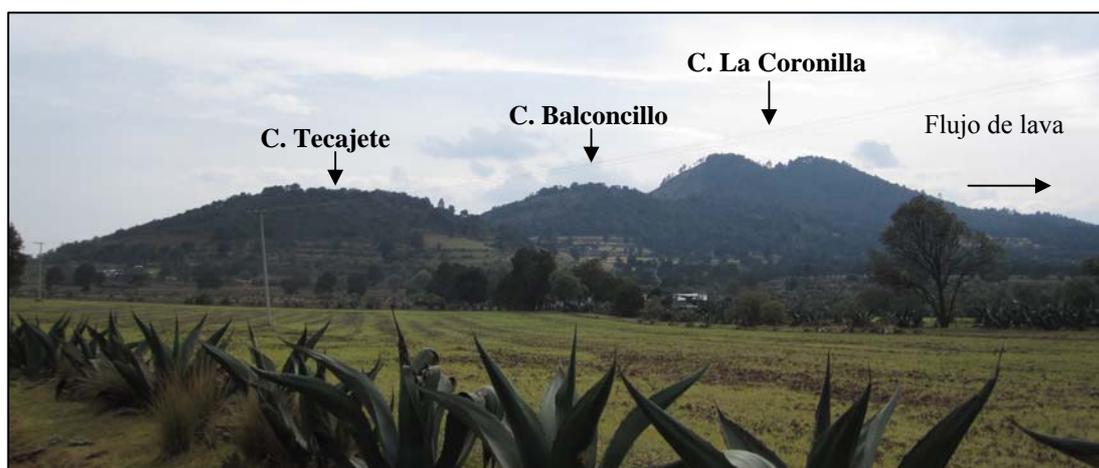


Figura 3.13. Panorámica de NE a SW de los Cerros La Coronilla, Balconcillo y Tecajete. Observe el cráter abierto hacia el norte en la cima del cono La Coronilla.

El cerro Tecajete es el más bajo de todos los conos cineríticos de este grupo y se encuentra en las coordenadas N 19°44'31.2", W 98° 20'09.3" a 2 800 m.s.n.m. Tiene una altura de 70 m y un diámetro basal de 580 m. No existen afloramientos importantes ya que todo el cerro se encuentra cubierto por suelo y campos de cultivo, pero se puede identificar escoria de composición basáltica que se presenta en varias capas de espesor variable. En el punto de muestreo TTC-03 se describen depósitos de escoria color gris oscuro, distribuidos en 4 capas de espesor variable. La primera capa está formada por bloques de tamaño de 20 a 50 cm con un espesor apreciable de 2 m. Le sigue hacia

arriba una capa de escoria sub-angulosa de tamaño grava a bloques (de 5 a 20 cm), con espesor de 50 cm. Le sobreyace una tercera capa de escoria tamaño lapilli con espesor de 47 cm. Finalmente, existe una capa de espesor de 1 m compuesta de material volcánico retrabajado de color ocre. Las capas tienen un rumbo de SW75°, con una inclinación al NW35°. La textura de las escorias es afanítica con escasos fenocristales de olivino y piroxeno, y se clasificaron como de composición basáltica de acuerdo al diagrama de TAS.

Cerro Coronilla

Este cerro es el más reciente y se encuentra en las coordenadas N19°44'05.6", W98°20'49.6", a una altitud de 3 060 m.s.n.m (toma de la muestra TTC-01). Está formado por un volcán con dos fases eruptivas. La fase efusiva está representada por flujos de lava máfica masiva – vesicular, distribuidos de forma casi radial y presentado una forma elíptica de 540 m de largo por 370 m de ancho, lo que da el aspecto de un volcán escudo. La fase explosiva está representada por depósitos de escoria formando un cono de forma semicircular en planta, con un diámetro promedio de 1.8 km y una altura de 150 m por arriba de los flujos de lava. Este cono se encuentra en la cima, por lo que se considera que fue la etapa final. El cono exhibe un cráter con un diámetro de ~220 m, el cual se encuentra abierto hacia el norte (Figura 3.13). Este cono está cubierto por abundante vegetación, pero se puede identificar que se compone de depósitos de escoria y bombas de color rojizo y algunos flujos de lava de textura afanítica microvesicular de color gris oscuro. Tanto los materiales de escoria como las lavas identificadas presentan microfenocristales de plagioclasa y ferromagnesianos en una matriz vítrea afanítica.

Los flujos de lava son masivos y se extienden preferentemente hacia el oeste de una manera casi radial (Figura 3.4), alcanzando una extensión máxima de ~3,000 m. Estos flujos de lava fueron identificados en diferentes localidades del Cerro Coronilla. Así, en los puntos de muestreo TTC-12 (N19°43'11.7", W98°22'13.5", 2 710 m.s.n.m.), TTC-14 (N19°43'21.6", W98°21'45.0", 2 760 m.s.n.m.), TTC-15 (N19°12'12.8", W98°22'49.1", 2 640 m.s.n.m.) y PAN-32 (N19°44'34.8", W98°22'38.8", 2 680 m.s.n.m.) se observan lavas masivas vesiculares de color gris medio a oscuro, con textura afanítica que contienen escasos microfenocristales de plagioclasa, olivino y piroxeno en una matriz vítrea fina. Algunas de las vesículas más superficiales se

encuentran rellenas parcialmente por zeolitas y la mayor parte de la superficie de las lavas está cubierta por unos cuantos centímetros de espesor de suelo reciente. Los espesores de las lavas observados varían de 5 a 10 m en algunos puntos y su composición predominante es de andesita-basáltica.

Conjunto de conos El Muerto y la Puerta

Este conjunto de conos se localiza en la parte central del área de estudio, al NE del conjunto de Conos Coronillas–Tecajete, por lo cual podrían estar asociados al mismo sistema de fallas NE-SW ya mencionado y ser su continuación hacia el NE. El Cerro El Muerto se localiza en las coordenadas N19°45'07.5", W98°19'19.1" a 2 880 m.s.n.m. (punto de muestreo TTC-22), y presenta una forma de herradura ya que su lado NE tiene una hendidura que al parecer dio paso a la salida de un flujo de lava que lo circunda. Este flujo de lava tiene una extensión de 1,100 m y aparentemente rodea al cono cinerítico La Puerta. El diámetro del cono El muerto es de 900 m y tiene una altura de 150 m a partir de su base, y parece estar compuesto por lava en bloques, de textura afanítica con escasos fenocristales de olivino y plagioclasa de menor tamaño. Estas lavas se clasificaron en el diagrama de TAS como basaltos. En la cima de este cerro se identificó escoria de color rojizo, cuyos tamaños van de 5 a 10 cm de diámetro, de textura afanítica, depositada sobre las lavas sin ninguna estratificación clara, lo que permite suponer que estos materiales pudieron provenir de conos volcánicos cercanos.

El cono La Puerta se localiza al norte del Cerro El Muerto (punto de muestreo TTC-23, con coordenadas N19°45'17.0", W98°19'19.1" y altura de 2 810 m.s.n.m.), tiene forma semicircular con un diámetro basal de 450 km y una altura de 70 m desde su base. Los afloramientos son escasos ya que se encuentra cubierto en su mayoría por suelo. Sin embargo, en el flanco NW se localiza un afloramiento donde se observa una estratificación inclinada de 20° a 30° hacia el NW, con un espesor de 50 cm. La escoria es sub-angulosa, de color negro y está soportada clasto a clasto, con tamaños de fragmentos de entre 5 y 10 cm de diámetro. La distribución de los afloramientos de escoria son erráticos, ya que se encuentran mezclados con suelo. La textura de la escoria es afanítica, con escasos micro-fenocristales de plagioclasa y olivino. Químicamente se clasificó a los fragmentos de escoria como Traquiandesita–basáltica.

Grupo de conos San Antonio – El Resorte

Este grupo de conos se localiza también en la parte central del área de estudio y está conformado por 4 conos de escoria y flujos de lava alineados en dirección NE–SW, paralelos al anterior grupo de conos (Figuras 3.4, 3.14 y 3.15). Enseguida se describen las características generales de cada uno, del más antiguo al más reciente.

Con base en sus rasgos geomorfológicos y relaciones estratigráficas se tiene que los conos volcánicos más antiguos son los denominados en el presente trabajo, como conos San Antonio 2 y San Antonio 3.

Se denominó como Cono San Antonio 3 a una pequeña estructura que se encuentra sepultada por depósitos piroclásticos de conos monogenéticos vecinos (Figura 3.15) y suelo reciente. Este cono aflora muy poco, sin embargo en su parte NE existe un banco de material que pone al descubierto parte de su estructura interna (punto de muestreo TTC-11: N19°46'50.6", W98°19'23.9", a 2,710 m.s.n.m.). Debido a que no aflora completamente, no se puede determinar sus dimensiones. En el banco de material se identificaron diversas capas compuestas por materiales de escoria de color rojo (producto de alteración por fases gaseosas) a gris claro cuyos tamaños de partículas varían de grava - lapilli a ceniza fina. Los depósitos están soportados clasto a clasto, con gradación normal. La inclinación que muestran las capas es de ~30° hacia el NW y el espesor observado de estos depósitos en el banco de materiales es de aproximadamente 30 m.

Existen bombas volcánicas distribuidas aleatoriamente dentro de las capas con diámetros desde unos cuantos centímetros hasta 1 m. La textura de las bombas y escoria es afanítica con vesicularidad moderada, donde se observan escasos micro-fenocristales de olivino y plagioclasa. También se observan grupos de xenocristales compuestos por cuarzo y feldespatos y algunos líticos antiguos, posiblemente extraídos del basamento sobre el que se construyó el volcán.

El cono San Antonio 2 muestra una forma semicircular con una hendidura erosionada hacia el sur (Figura 3.14 y 3.15). Tiene una altura de 150 m y un diámetro basal de 680 m. Los afloramientos en este cerro son escasos, ya que se encuentra cubiertos por una capa de más de 50 cm de suelo. Sin embargo, en el punto de muestreo TTC-26 (coordenadas: N19°46'17.9", W98°19'20.9", a 2 790 m.s.n.m.) se identificó abundante

escoria de color negro a rojizo con tamaños de 5 a 10 cm de diámetro. La textura de la escoria es afanítica con escasos fenocristales de olivino y plagioclasa. Las muestras de bombas y escoria analizadas de estos dos conos se clasificaron químicamente como basalto.



Figura 3.14. Panorámica del Grupo de conos volcánicos San Antonio. El volcán más antiguo se localiza al norte (Cono San Antonio 3) y el más reciente hacia el Sur (Cono San Antonio 1).

El cono San Antonio 1 (2 910 m.s.n.m) tiene una forma semicircular y en su ladera NE presenta una hendidura orientada hacia el SE, que al parecer dio paso a la salida de un flujo de lava que se extiende en dirección S, SE y E (Figura 3.15). Este cono presenta dos etapas eruptivas. La etapa efusiva se presenta en diferentes afloramientos, algunos de ellos aislados formando islas, pero la mayoría se presenta en coladas de lava masiva las cuales alcanzan una extensión de ≈ 3.55 km hacia el SE. En los puntos de muestreo TTC-8 (N19°45'57.5", W98°18'14.6", a 2 710 m.s.n.m)) y TTC-24 (N19°45'49.3", W98°19'21.9", a 2 770 m.s.n.m) se presentan lavas masivas y en bloques (Figura 3.16), con estructuras pahoehoe y aa, Estas lavas presentan escasas vesículas y espesores que pueden alcanzar los 8 m. Las lavas son de color gris medio a oscuro con textura afanítica conteniendo escasos micro-fenocristales de plagioclasa, piroxeno y olivino en una matriz vítrea fina. De acuerdo a la clasificación química de TAS, las lavas se clasificaron como Traquiandesita-basáltica.

La fase explosiva del San Antonio 1 construyó un cono cinerítico cuya altura es de 125 m por encima de la planicie, un diámetro basal de 980 m y, como ya se mencionó, presenta un cráter abierto hacia el SE de 350 m de diámetro. En un corte hecho dentro de un banco de materiales para extraer escoria, se observa la presencia de depósitos piroclásticos con dos tonalidades contrastantes. El depósito interno o inicial muestra una coloración rojiza y está compuesto por potentes depósitos (>20 m) de gravas, lapilli y ceniza sub-angulosos, con tamaños de fragmentos de entre 3 a 10 cm y presentan

también abundantes bombas volcánicas con tamaños desde unos cuantos centímetros hasta 1 m. Los materiales están pobremente consolidados (toma de la muestra TTC-4A: N19°45'49.1", W98°19'57.3", a 2 810 m.s.n.m.) y se presentan organizados en múltiples estratos, con espesores de ~20 cm e inclinaciones cercanas a 40° siguiendo el contorno del cono. Estos depósitos rojizos son los más abundantes en el volcán. Los cubren depósitos de escoria de color gris oscuro de tamaño lapilli, con escasos horizontes de bloques y bombas intercaladas. El espesor de esta escoria gris oscuro es de ~10 m y se puede observar también que el depósito está soportado grano a grano con gradación normal y pobremente consolidado (toma de la muestra TTC-4B: N19°45'49.1", W98°19'57.3", a 2 810 m.s.n.m.). Tanto las escorias y bombas rojizas como las gris oscuro presentan vesicularidad moderada y una textura afanítica, donde se observan escasos fenocristales de plagioclasa, olivino y piroxeno y ambos tipos se clasificaron como basaltos.

Finalmente, en los alrededores y base de los conos San Antonio se identificó la presencia de afloramientos de la Ignimbrita Tetlapayac cubiertos parcialmente por los depósitos de escoria, lo cual sugiere que la construcción de estos conos volcánicos fue posterior al emplazamiento de dicha ignimbrita.

En cuanto al Cerro El Resorte, localizado en la porción central del área de estudio (Figura 3.4), se puede distinguir una estructura volcánica semicircular con una hendidura en dirección N - S que dio lugar a un evento efusivo representado por coladas de lava. Debido a la presencia de abundante suelo, no se puede distinguir las dimensiones de esta estructura. Sin embargo, sí se puede identificar claramente coladas de lava que se extienden hacia el sur, alcanzando una distancia de 625 m. Esta estructura y coladas de lava en bloques, con un diámetro de hasta 1.5 m cubren discordantemente a la Ignimbrita las Pailas. En el frente de las coladas de lava, se puede apreciar un espesor de hasta 10 m, el cual está expuesto en un arroyo que corta a los cerros El Resorte y El Presidio. En su afloramiento más representativo (punto de la muestra TTC-09: N19°46'53.1", W98°18'20.5", a 2 730 m.s.n.m.) se presenta una roca masiva de color gris medio – oscuro, con textura afanítica y escasos fenocristales de olivino, plagioclasa y ferromagnesianos. Las rocas se clasificaron como basaltos.

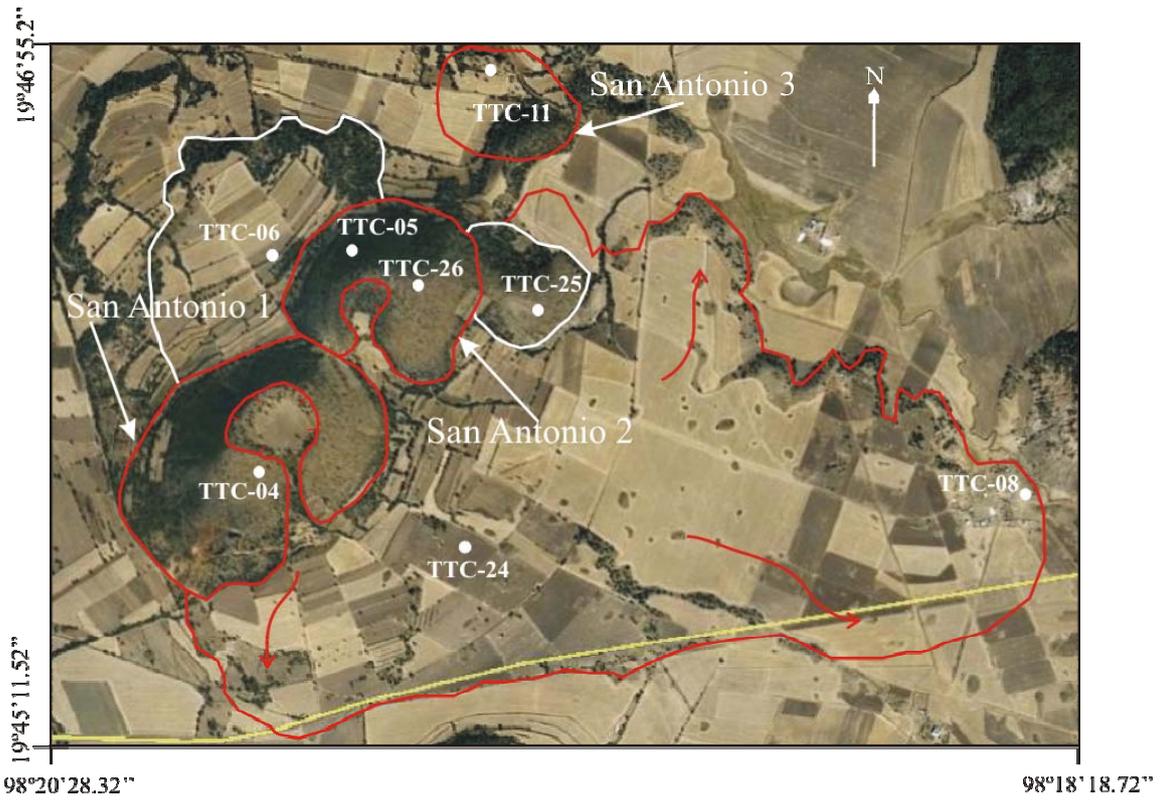


Figura 3.15. Imagen tomada de Google-Earth donde se aprecia la distribución de los conos San Antonio y el flujo de lava asociado al cono 1. Las líneas blancas muestran la distribución de afloramientos de la Ignimbrita Tetlapayac que subyace a las lavas y depósitos de escoria.



Figura 3.16. Frente de lava basáltica masiva proveniente del Cono San Antonio 1 y que presenta diaclasamiento horizontal por enfriamiento.

Cono San José Coliuca

Se localiza en la zona noreste del área de estudio, al este del poblado San José Coliuca (Figura 3.4). Se trata de un cono semicircular con una altura de 120 m y un diámetro basal de 600 m. Presenta un cráter ~30 m de diámetro abierto hacia el NE. Probablemente durante su actividad volcánica produjo dos etapas eruptivas:

Durante su etapa efusiva produjo coladas de lava que se extienden hacia el norte – noreste a una distancia de aproximadamente 2.91 km (Figura 3.17). Las lavas son masivas y en bloques que pueden alcanzar de entre 0.5 a 1.5 m de diámetro. Actualmente, la superficie de estas coladas de lava se encuentra cubierta por suelo y tierras de cultivo, por lo que únicamente es factible de identificar en los frentes de lava o en los arroyos que las cortan. En el punto de muestreo TTC-32 (N19°49'06.8", W98°16'17.4", a 2 660 m.s.n.m.) se presenta un frente de lava de color gris oscuro – negro, el cual desciende del cono cinerítico, y presenta una textura afanítica con escasos microfenocristales de olivino y piroxeno.

La fase explosiva del cono cinerítico San José Coliuca está representada por la acumulación de material de escoria que forma una estructura semicircular cuyas dimensiones ya se mencionaron líneas arriba (Figura 3.18). Existe un banco de material en el que se puede distinguir su estructura piro-sedimentaria. En el punto de muestreo TTC-33 (N19°49'07.9", W98°16'41.5", a 2 700 m.s.n.m.) se observa una pared con una altura de 14 metros, en la que existe escoria sub-angulosa de tamaño lapilli y grava media, soportada clasto a clasto y bombas volcánicas de algunos centímetro a un metro de diámetro. La escoria es de color rojizo y negro, y algunas veces aparecen escorias de pómez blanca de dacita, posiblemente extraídas del substrato del volcán. La escoria está pobremente consolidada y las bombas presentan una textura afanítica con escasos microfenocristales de olivino y piroxeno en una matriz fina vítrea. Estos materiales tienen una composición basáltica.

Hacia el sur del cono, existe un contacto discordante entre los materiales de escoria más recientes y las rocas de la unidad inferior denominadas como Domo e Ignimbritas dacítico – riolíticas y hacia el oeste existe otro contacto discordante con las lavas del primer episodio del volcán escudo el Coyote, que parecen delimitar los flujos de lava de esta estructura.

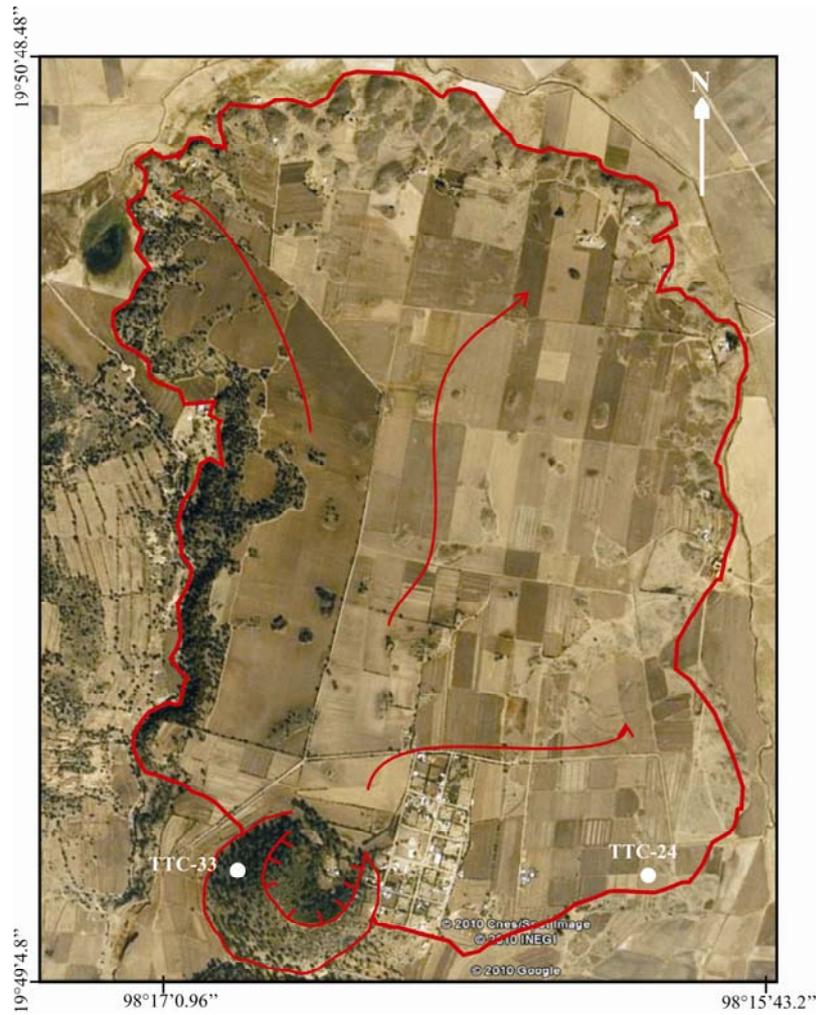


Figura 3.17. Imagen del Google Earth en la cual se puede identificar el cono cinerítico San José Coliuca y las coladas de lavas asociadas. La distancia máxima que alcanzaron las lavas es de 2.82 km.



Figura 3.18. Panorámica del cono San José Coliuca del SW al NE. En el banco de material se observa escoria de color rojizo a negro y en el primer plano se ve parte del frente de lava que lo rodea.

Volcán Escudo El Coyote

Finalmente, este volcán se localiza en la parte norte del área de estudio (Figura 3.4) y está construido por dos etapas eruptivas. La etapa efusiva que es la más importante, está formada por un volcán escudo que produjo flujos de lava en forma radial (Figura 3.20), que alcanzan una distancia aproximada de 1.94 km. La morfología de sus lavas está bien definidas en sus laderas y presenta estructuras pahoehoe y aa. El espesor promedio de los flujos de lava es de 2 m y hacia el este parecen chocar contra una barrera natural formada por el cono volcánico de San José Coliuca. Por lo tanto, se considera que esta fase efusiva de El Coyote es más joven que los demás volcanes de la región. En el punto de muestreo TTC-35A (N19°49'10.6, W98°17'09.6" a 2 650 m.s.n.m) se describe un frente de lava que corta un arroyo orientado N–S. Aquí la lava es masiva y en bloques de color gris oscuro de textura afanítica con relativamente abundantes microfenocristales de olivino y piroxeno (Se clasificó en el TAS como Traquiandesita-basáltica). Existe una segunda colada de lava más reciente cuya orientación general es hacia el SW y alcanza una extensión de ca.1 km de longitud (Figuras 3.19 y 3.20). Esta colada de lava parece salir de la cima del cono actual y alcanza un espesor mayor a 1.5 m. Existe una pequeña capa de suelo y vegetación que lo cubre. En el punto de Muestreo TTC-35 (N19°49'43.9", W98°18'37.6" a 2 800 m.s.n.m.) se observa un frente de lava en bloques (de 1 a 2 m de diámetro) de color gris oscuro – negro, de textura afanítica con microfenoscristales de olivino y piroxeno en una matriz fina vítrea.



Figura 3.19. Panorámica del Volcán Escudo El Coyote. En primer plano se presentan las lavas de la etapa efusiva, cubiertas por materiales piroclásticos y suelo reciente (tierras de cultivo), y en segundo plano el cono cinerítico que corona al cerro. Observe el cráter orientado hacia el SW y del cual surge una segunda colada de lava.

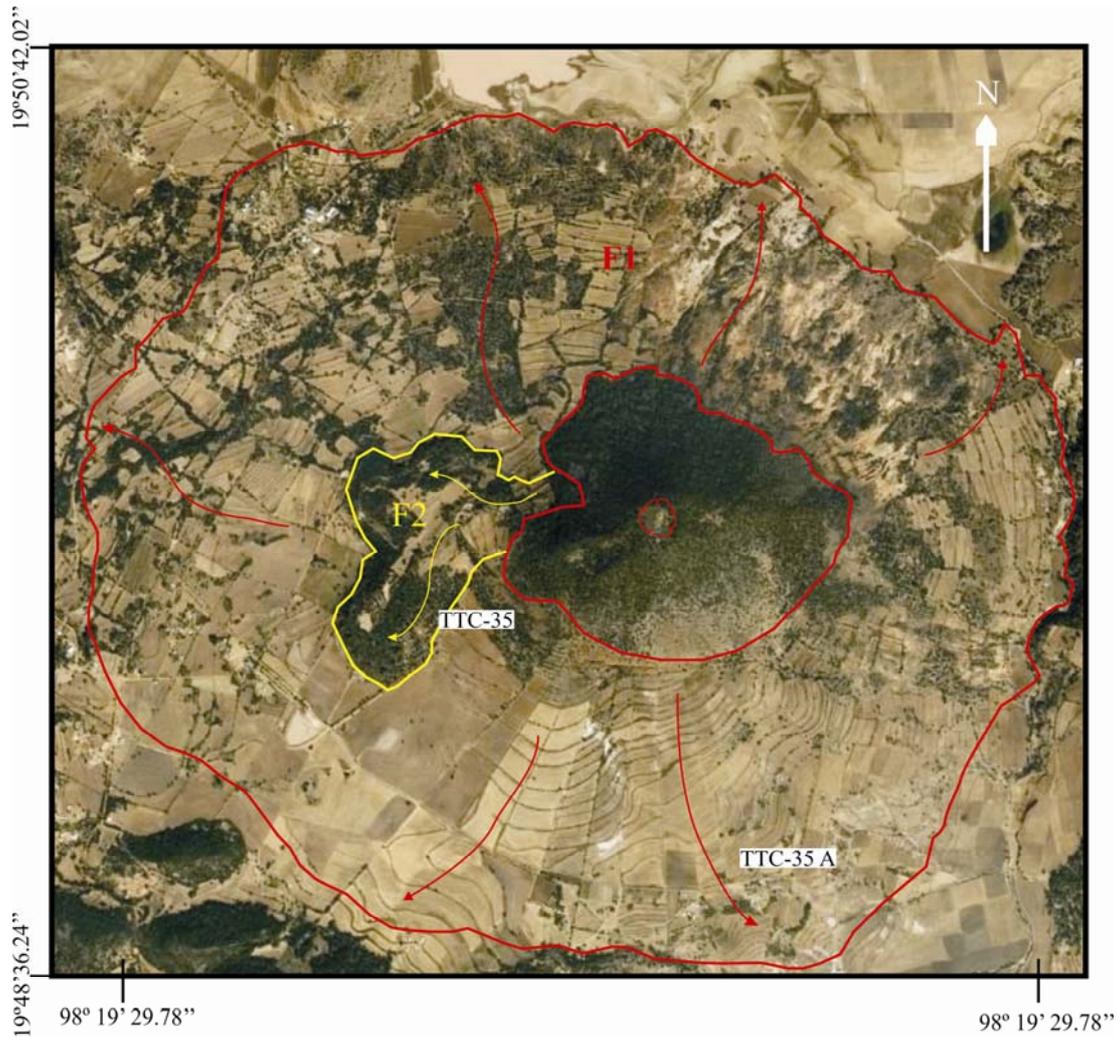


Figura 3.20. Imagen satelital (Google Earth), donde se representa con F1 al primer episodio eruptivo del volcán Coyote, se puede observar la forma radial de las lavas y con F2 la segunda colada más reciente del aparato.

La etapa explosiva del Volcán El Coyote construyó un cono cinerítico de forma elipsoidal con diámetros de 1 190 m por 1 350 m y una altura de ~200 m a partir de su base (Figura 3.19). Presenta una hendidura orientada al SW con un diámetro de 150 m. El cono está cubierto por abundante suelo y vegetación y no se puede caracterizar su estructura interna. Sin embargo, se observa escoria de color gris oscuro de naturaleza traquiandesita-basáltica diseminada en sus laderas.

En el área de estudio aparecen otros conos cineríticos y depósitos piroclásticos los que también están asociados a estructuras NE-SW, pero que en el presente trabajo se denominaron como unidades Apan-Tezontepec, siguiendo la propuesta de García-Palomo et al. (2002). En trabajos futuros se determinarán en detalle sus características.