

CAPÍTULO III

MARCO GEOLÓGICO

La Cuenca de México pertenece a la Faja Volcánica Transmexicana (Fig. 3.1) esta constituida por lavas y piroclastos principalmente.

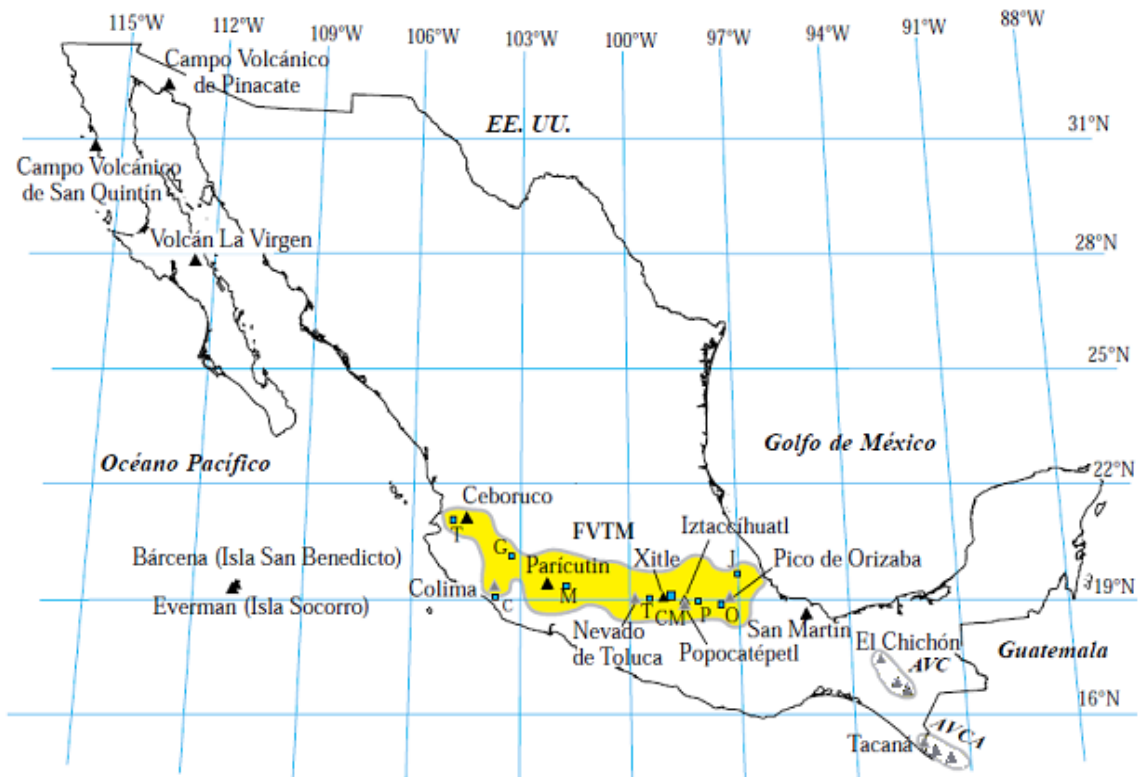


Figura 3.1 Localización de los principales volcanes de México (triángulos negros), estos se agrupan entre el paralelo 19° y 20° de latitud norte para formar la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (Macías, 2005).

En la Sierra de Chichinautzin se tiene la mayor extensión de rocas volcánicas cuaternarias al Sur de la cuenca de México. Las rocas incluidas cubren en forma discordante unidades estratigráficas desde cretácicas marinas plegadas hasta cuaternarias lacustres formando un campo volcánico monogenético, con depósitos cineríticos y derrames de lavas muy extensos, vesiculares y masivos. La composición petrográfica de estas lavas es principalmente andesítico-basáltico, basáltico y dacítica (Martin Del Pozzo, 1982).

La última actividad volcánica en el valle de México fue en tiempos históricos y está representada por el derrame de composición basáltica conocida con el nombre de Pedregal de San Ángel; tuvo su origen en la pendiente norte de la Sierra de Chichinautzin y se extiende unos 13 o 14 Km hacia el norte (Badilla-Cruz, 1977). En el lugar donde se encuentra un cono cinerítico conocido actualmente con el nombre de Xitle, y hay evidencias de actividad explosiva, tanto antes como después de la efusión de lava.

Maldonado-Koerdell (1954) estima la erupción del Xitle entre 2,000 y 3,000 años basado en la observación morfológica, actualmente Martin del Pozzo *et al.* (1997) determinaron una edad de $2,030 \pm 60$ años, señalan que la erupción empezó con emisión de ceniza, posteriormente un flujo de lava en un área de más de 80 km (distancia entre el Xitle y Chichinautzin).

3.1 Tipos de derrames de lava

Las lavas con bajo contenido de sílice (*básicas*) dan lugar a rocas llamadas basaltos; estas lavas son muy fluidas y a menudo las erupciones ocurren sin explosiones y cubren de lava grandes extensiones, pero no forman volcanes muy altos. De acuerdo con la morfología y la estructura interna de las coladas de lava se dividen en tres grandes grupos: las derrames tipo aa, pahoehoe (ambos nombres provienen del idioma nativo de la isla de Hawai) y bloques (Macdonald, 1972).

Derrame tipo aa (Fig. 3.2a) se caracteriza por una superficie extremadamente áspera parecen escombros, en contraste con la superficie más lisa de pahoehoe, la fragmentación de la superficie de la aa es resultado a la interrupción en los flujos y al movimiento de un flujo debajo de una corteza mas viscosa. La el superficie espinosa se debe al movimiento del flujo que causas fragmentos debido a que los rompe al fluir por debajo de la corteza (Macdonald, 1972).

Derrame pahoehoe o lavas cordadas (Fig. 3.2b) tienen diferentes características a las lavas aa, lo cual se debe a que se desplazan con menor velocidad que las lavas aa, la característica más espectacular de la superficie en los derrames pahoehoe es la aparición de algunas zonas en las que se arruga la corteza formando pliegues, estas formas resultan de la torsión y el arrastre de la corteza delgada, por el movimiento de la lava líquida por debajo de la corteza generada por una temperatura en la superficie. La viscosidad de la lava disminuye rápidamente hacia el interior del derrame (Macdonald, 1972).

El avance de la lava se produce en forma de irregular que se desplazan al mismo tiempo y fluyen por debajo de una costra rígida, solidificada, que evita el enfriamiento de la parte central del conducto como se muestra en la Figura 3.2b. Es común que los tuneles o conductos queden vacíos por el avance de la lava y también son comunes las depresiones producida por el colapso del techo de los mismos (Macdonald, 1972).

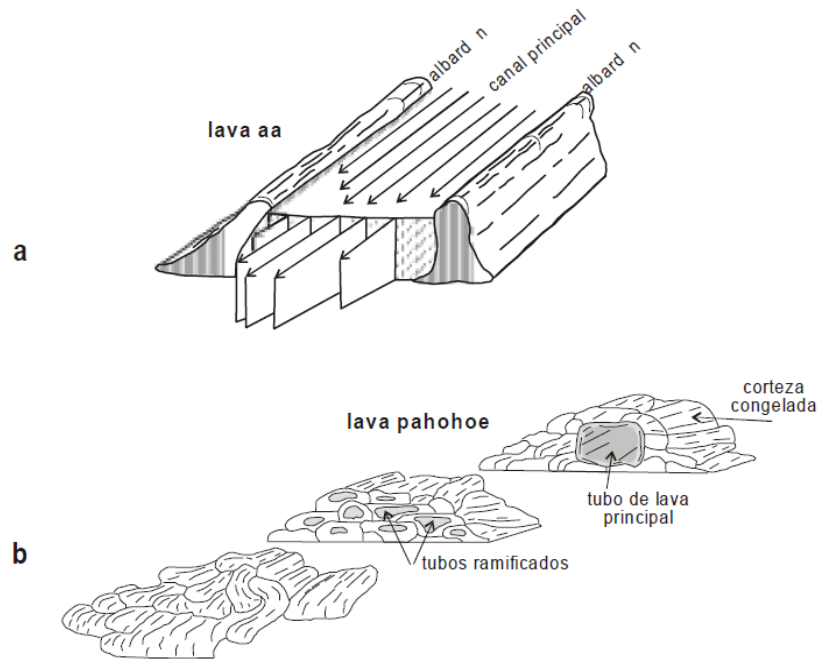


Figura 3.2 Esquema de flujo de lavas aa(a) y pahoehoe(b). Las lavas aa fluyen a través de un canal abierto, con albardones en sus costados. Las lavas pahoehoe fluyen en forma de tubos ramificados por debajo de una corteza solidificada previamente (Llambias, 2001).

Derrames tipo bloque es llamado algunas veces a los flujos de lava que se cubren con fragmentos angulares, en su composición contiene una mayor cantidad de sílice que los derrames aa, por lo que la hace mas viscosa y que su desplazamiento sea más lento. Las superficies de los flujos de bloques de lava por lo general son muy irregulares y con crestas de forma perpendicular a la dirección del flujo de lava (Macdonald, 1972).

3.2 Estructuras Volcánicas

El volcán Xitle es un cono cinéritico asociado con lavas pahoehoe extendidas al norte del cono, en donde se observan estructuras como: túmulos, hornitos, tubos de lava, etcétera, con un máximo de profundidad de 35 m, variable debido a la topografía de la zona. El volcán Xitle abarca una área de 80 Km², con un volumen de lava de 0.96 Km³ y 0.12 Km³ de tefra (Delgado *et al.*, 1998; Martín del Pozzo *et al.*, 1997b).

De las estructuras volcánicas identificadas en la zona de estudio por parte de Badilla-Cruz (1977) en las canteras del Cerro de la Escondida Cuicuilco, Ciudad Universitaria, Estadio Azteca, Puente de Piedra, Isidro Fabela, Copilco, se encontraron:

-**Túmulos**. Formas domica-elipsoidal con fracturamiento radial, diámetro entre 10 a 40 m, de altura variable entre los 2 a 5 m y capas buzando hacia todas direcciones, que son numerosas en el área.

La génesis de esta estructura se debe a que al empezar a enfriarse la lava, comienza a cristalizarse de la superficie hacia el centro y de la base hacia el centro del derrame, entonces la parte superior ejerce una presión hidrostática sobre la lava aún líquida de la parte central del derrame que provoca el rompimiento de la costra (capa solidificada) superior y hundimientos de los bloques sobre la lava, esto trae como consecuencia que la lava líquida sea presionada e inyectada hacia los lugares de debilidad, ejerciendo sobre los bloques fracturados un empuje vertical de abajo hacia arriba, lo cual trae como resultado el levantamiento de los bloques, fracturación Radial y formación del túmulo.

-**Crestas de Presión.** Existe en la superficie del derrame una gran cantidad de estas estructuras. Se caracteriza por presentar placas de lava de dimensiones de varios metros cuadrados, con una inclinación variable entre 10° y 80° , divididos por una fractura central de varios metros de longitud, los bloques que la constituyen tienen una anchura de aproximadamente 30 m y una altura variable entre 1.5 y 3 m.

La formación de esta estructura se debe a que al comenzar a enfriarse la lava se empieza a cristalizar de la superficie hacia el centro y de la base hacia la parte central del derrame. Una vez cristalizada la parte superior, ésta ejerce una presión hidrostática debido a su peso sobre la lava aún fluida de la parte central del derrame, que trae como consecuencia el rompimiento de la placa de lava de la parte superior ya consolidada a través de una fractura central que al hundirse en sus extremos sobre la lava líquida trae como resultado las crestas de presión.

-**Derrame de lava** o simplemente colada, es la salida de magma no fragmentado. Desde un punto de vista reológico se trata de un fluido que contiene partículas sólidas. Los derrames pierden calor rápidamente durante su desplazamiento por la superficie, aumentando su viscosidad. Por esta razón, la distancia que recorren depende de la viscosidad, además de la pendiente. Para igual composición los flujos de lava son mucho más viscosos que los flujos piroclásticos (Llambías, 2001).

Las Diaclasas son tipo de derrame de lava que se presenta en la roca con una serie de fracturas, perpendiculares a la superficie de la roca preexistente, que dan lugar a una serie de columnas de diferentes formas geométricas. El origen de esta estructura se debe a fracturas que se desarrollan debido a una disminución de volumen que experimenta la lava al consolidarse y continuar el proceso de enfriamiento, esta contracción de la lava trae como consecuencia esfuerzos tensionales que actúan en plano horizontal y provocan el fracturamiento de este tipo de rocas ígneas.

Los Filamentos y arrugas son las estructuras superficiales más características de este tipo de roca volcánica, que pertenecen a los derrames de lava. Los primeros una serie de bordos de unos cuantos centímetros de largo, mientras que las arrugas son bordos de forma parabólica de unos cuantos centímetros a varios metros de radio ornamentados por filamentos perpendiculares a su contorno; cuando se encuentran retorcidas semejando cuerdas y en este caso reciben el nombre de estructura cordada.

En canteras son fácilmente reconocibles, pues presentan tres zonas vesiculares; una vesicular inferior de unos cuantos centímetros de espesor; una zona escasamente vesicular intermedia y una última zona densamente vesicular en la parte superior; además, en la superficie de cada

derrame se observan filamentos y en ocasiones arrugas que son estructuras características de la superficie de la lava tipo pahoehoe.

-Tubos Volcánicos. Los tubos volcánicos son un medio muy eficiente para el transporte de la lava-aislada térmicamente de la temperatura ambiente a grandes distancias y para recubrir zonas mucho mas amplias que las coladas sin tubos (Carracedol *et al.*, 2003).

Según la definición de Kilburn y Guest (1993) son tubos de forma cilíndrica con algún tipo de pendiente, lleno con un líquido viscoso de alta temperatura incrustado en un medio sólido. Los tubos en realidad pueden tener formas rectangulares, circulares e incluso triangulares. Kauahikaua (1998) menciona que raramente los tubos se encuentran llenos de lava, debido a que el líquido fluye bajo la fuerza gravitacional y el calor es transferido por la conducción del medio circundante.

Estos tubos se forman generalmente cuando el aporte de lava es sostenido y uniforme, que contribuye a construir edificios volcánicos más extensos y a que las coladas canalizadas puedan transportar lavas hasta zonas muy alejadas de los flancos de los edificios volcánicos, generando escudos volcánicos de baja pendiente con relación entre la anchura y la altura, de ahí su importancia de este tipo de estructura, los tubos de lava permiten el transporte de lava por grandes distancias.

Por el contrario, la coladas sin tubos tienden a acumular lavas más cerca de los centros de emisión, situadas generalmente en las cumbres de los edificios volcánicos, frecuentemente en rifts bien definidos, por lo que dan a lugar a edificios cónicos o dorsales con mayor altura (Carracedol *et al.*, 2003).

Los tubos se forman en los derrames de lava de una erupción volcánica basáltica, sigue una trayectoria dependiendo de la topografía de la zona, y forma ciertos canales por donde converge, estos canales hacen fluir la lava, la cual en contacto con las paredes, el suelo y la atmósfera se empieza a enfriar y por lo tanto a cristalizar, formando una corteza solidificada en la parte superior del flujo, que al paso del tiempo y del flujo, se vuelve más dura y espesa por lo que se forma un tubo (Fig. 3.2). La lava fluye en su interior que se enfría con menor velocidad que si fluyera en el exterior.

Eventualmente, la actividad del flujo de lava se restringe a un conducto dentro del mismo flujo de basalto, el cual alimenta la parte delantera, este conducto es el tubo primitivo de lava. El cese del material volcánico limita del suministro de lava a los ductos, la lava fluye por acción de la gravedad, dejando un ducto vacío o tubo de lava con longitud que puede llegar desde unas decenas de metros hasta algunos kilómetros.

El factor más importante para la formación de tubos de lava es la viscosidad, que se encuentra directamente relacionada con la temperatura, química y los gases disueltos. Un flujo de lava es más fluido y menos viscoso si es de alta temperatura y/o contiene alto contenido de gases disueltos en el fluido. Cuando la lava se enfría, pierde gases, y se cristaliza, se convierte en una lava más viscosa. El basalto es lo suficientemente fluido que permite el desarrollo de tubos, pero no todos los basaltos que existen forman este tipo de estructura debido a que algunos son demasiado viscosos para su generación (Greeley, 1971).

3.2.1 Tipos de Tubos Volcánicos (Lávicos)

Rusell y Harter (1982) hicieron una clasificación de los tubos volcánicos basada en la estructura de las paredes de la roca encajonante y propone cinco tipos de tubos de lavas: tubos de rift, trinchera verdadera, semitrinchera, tubos de superficie y tubos de interior (Fig. 3.3):

-Tubos de Rift (Rift Tubes): Cuando la lava sale a la superficie en una explosión volcánica (forma fallas o grietas), ésta fluye cuesta abajo. Si la falla sigue cuesta abajo, la lava tiene tendencia a seguir la falla y se le puede llamar tubo de rift. Este canal puede ampliarse y luego puede reducirse drásticamente. Este tipo de tubos tiene forma de cavernas que usualmente son altas y estrechas; las paredes están hechas de roca madre que existía antes de la explosión.

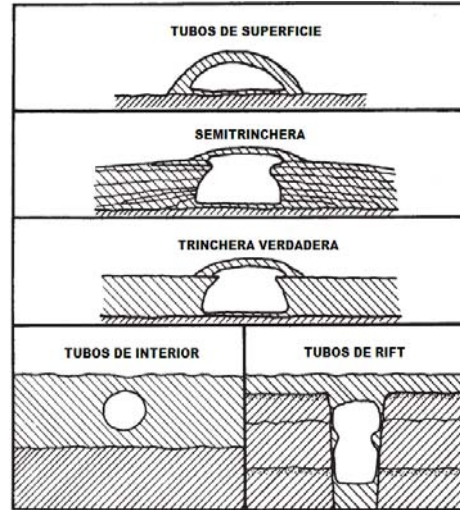
-Trinchera verdadera (True Trenches): Son canales encajonados en una unidad poco consolidada de flujo por la solidificación diferencial de la lava. En las áreas de cuesta abajo, la lava se encuentra con una cavidad o un lugar donde se almacena la lava, haciendo una masa sola (una unidad de flujo), con un canal a través de él. La geometría del canal se parece al de un canal de corriente de agua. Las paredes del tubo son generalmente un solo estrato grueso de lava solidificada.

-Semitrinchera (Semitrenches): Si las paredes de un tubo están compuestas de un número de capas delgadas en vez de un solo estrato de roca ígnea, el tubo es una semitrinchera. Las paredes de la semitrinchera se forman por repetidos desbordamientos a los lados del canal, y hacen diques que se inclinan gradualmente fuera del canal. Los desbordamientos son unidades pequeñas de flujo de lava. Dentro de los tubos de lava fría, los desbordamientos se pueden observar como pequeños estratos horizontales en las paredes. El espesor de los estratos es típicamente de aproximadamente siete a ochenta centímetros.

-Tubos de Superficie (Surface tube): Una corriente pequeña de lava puede solidificarse en su exterior sobre su superficie. Esto forma un tubo donde el techo y las paredes consisten en un solo arco estrato. El tubo se forma enteramente por encima de la superficie, por lo que se le conoce como tubo de superficie. Los tubos de la superficie son típicamente pequeños y son alimentados de tubos de mayor tamaño (trinchera o de rift).

-Tubos de Interior (Interior Tube): Dentro de una sola unidad de flujo de lava gruesa, los canales pueden formarse dentro del interior de la masa de lava. Los tubos yacen enteramente dentro de una sola unidad de flujo, los tubos interiores son de sección elíptica, con la anchura cercana al 10 % mayor que la altura. El tubo interior es la forma termal de equilibrio, así es que los otros tipos de tubos tienden a tomar esta forma. Este tipo de tubo es el que buscamos caracterizar mediante el presente estudio.

A continuación se presenta la Figura 3.3 donde se ilustran los diferentes tipos de tubos volcánicos, ya mencionados que clasificaron Rusell y Harter (1982):



//// Roca del terreno o antes del flujo //// Lava del flujo del tubo

Figura 3.3 Diferentes tipos de tubos volcánicos (Russell y Harter, 1982).

En las paredes de los tubos volcánicos se pueden identificar algunas estructuras donde se encuentra descubierta la roca encajonante, debido a colapsos del mismo tubo, exponiendo los estratos de la pared. Habrá vesículas del gas cerca de la mitad de las unidades delgadas del flujo, debido al proceso de enfriamiento de la lava, que sirven para identificar la cantidad de flujo que existió de lava durante la formación del tubo (Greeley, 1971).

3.2.2 Importancia de los tubos lávicos

Al igual que con otros tipos de cavernas, los tubos de lava proveen únicos y frágiles ecosistemas de flora y fauna. Cuando los tubos de lava colapsan crean una entrada o tragaluz, formando una zona protegida de depredadores y de cambios de clima, pueden albergar una colección variada de plantas y animales como son roedores, ardillas, búhos, aves, y las colonias de insectos que pueden ser encontrados vivos en la caverna de lava.

Los tubos de lava generalmente se forman cerca de la superficie, así las raíces de árboles crecen por encima de los pasajes y pueden extenderse en la caverna. Estas raíces pueden formar una especie de selva cubierta, donde pueden existir animales como el Troglobite que es un organismo adaptado para vivir en oscuridad total. Puede haber otras especies de animales como: cangrejo de río, salamandras, insectos, peces y arañas.

Otra característica importante de los tubos volcánicos es el desarrollo de formaciones primarias como: estalactitas, estalagmitas, columnas, entre otras. Algunas con colores llamativos como rojo volcánico, amarillo, y naranja, así como también el gris más común o el negro de pahoehoe común (National Speleological Society, 2010).

De acuerdo con Martín del Pozzo *et al.* (1997b), la explicación de la formación de los tubos de lava en la zona es la solidificación de una corteza de la superficie sobre lava líquida y a la existencia de tubos secundarios de lava, por los que siguió fluyendo una cantidad continua de lava, que por la temperatura existente permitió fundir la corteza que separaba entre sí a los secundarios tubos, ayudando a que se unieran una cantidad de tubos y formando un tubo maestro (anastomosis). Estos tubos en el Xitle se extienden por 8 Km en un sistema complejo de tubos como los que se muestran en la Figura 3.4b. Entre más lejana era la distancia, menor era el flujo de lava que circulaba por los tubos secundarios, lo que impedía que se siguieran formando tubos maestros. En base a estos estudios se estarían buscando tubos maestros y de acuerdo a la clasificación de Russell y Hartet (1982), los tubos interiores son la estructura ígnea que se estaría buscando en la zona de Los Encinos, con diferentes morfologías y tamaños en este estudio.

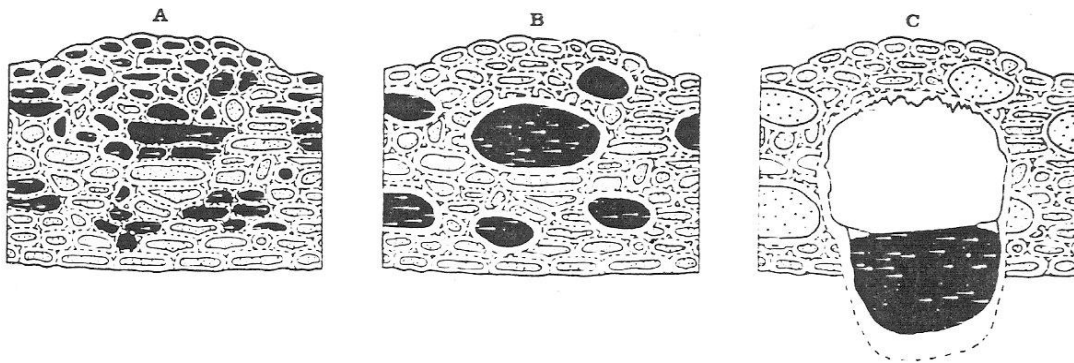


Figura 3.5 La evolución de los tubos lávicos dentro de un flujo de lava (Martín del Pozzo *et al.*, 1997).

De la Figura 3.5, se desprende que las etapas que tiene la evolución de un tubo de lava son:

- a) El flujo principal es separado como una serie de pequeñas unidades de flujo (tubos secundarios), la mayor parte de de ellos se enfría (solidificándose) completamente, algunos se continúan alimentando de la parte principal del flujo, el calor origina que se fundan las capas que separan a las unidades mas cercanas y creen unidades de mayor tamaño (tubos volcánicos).
- b) Como el flujo avanza, las unidades siguen creciendo al unirse con mas unidades por de flujo (anastomosis), esto genera un sistema tridimensional de tubos de mayor tamaño y longitud.
- c) Un tubo volcánico en una buena posición eventualmente captura el flujo del resto de los secundarios tubos cercanos, el calor hace que las partes inferiores del tubo se fundan, permitiendo que el flujo de lava continúe fluyendo y/o creando nuevos tubos secundarios.