

00364

lej

Universidad Nacional Autónoma de México

Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra  
Instituto de Geofísica



**Origen y evolución de tubos de lava en la Sierra  
Chichinautzin: El caso del volcán Suchiooc.**

**T E S I S**

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:  
Maestría en Ciencias (Geología)**

**PRESENTA:  
Ramón Espinasa Pereña**

Ciudad Universitaria

1999

273379

**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

## Índice

Índice	1
Resumen	2
Capítulo 1.- Generalidades.	4
Introducción	4
Objetivos	5
Localización y Accesos	5
Historia de las exploraciones	6
Metodología	6
Trabajos Previos	7
Capítulo 2.- Geología del área del volcán Suchiooc.	15
Generalidades	15
Marco Geológico	15
Mesozoico Indiferenciado	17
Cenozoico	17
Fm. Balsas	17
Fm. Tepoztlán	17
Cuaternario	18
Fm. Chichinautzín	18
Estilo Eruptivo del volcán Suchiooc	21
Volumen	24
Edad	24
Petrología	25
Capítulo 3.- Tubos de lava del volcán Suchiooc.	28
A.- Sistema del Distribuidor	29
B.- Cueva Grande de Colín-Cuevas	33
C.- Cueva del Tiro Perdido	34
D y E.- Cueva del Árbol y Sistema Chimalacatepec	35
D.- Cueva del Árbol	36
E.- Sistema Chimalacatepec	40
Porción Norte	41
Porción Central	43
Porción Sur	43
Cueva del Potrero	44
F y G.- Derrame de San Juan Tlacotenco	48
F.-Cuevas de Marcelo	49
G.-Sistema Tlacotenco	51
Cuevas de Doña Macaria	51
Cueva de la Iglesia-Mina Superior	53
Cueva del Ferrocarril-Mina Inferior	56
Cueva de Tepetomatitla	58
Cueva del Capulín	59
Cueva de la Tubería	59
H.- Cueva de Cuauhtepcac	63
I, J y K.- Derrame Tepemecac	63
I.- Cueva de Tepemecac	64
J.-Cueva de Barreto	65
K.-Cueva de Aucamolijia	65
L.- Cuevas de Amatlán-Retirada	67
M.- Cueva del Diablo	69
Capítulo 4.- Origen y evolución de tubos de lava	72
Sistema Padierna	73
Sistema Xitle	74
Capítulo 5.- Conclusiones	82
Referencias.	86
Anexo 1.- Listas de las mayores cavidades volcánicas	92

## Resumen.-

El volcán Suchiooc es un cono cinerítico holocénico de 200 metros de alto situado en la Sierra Chichinautzin. Emitió un derrame de lava basáltica de tipo pahoehoe de 18 kilómetros de longitud y  $0.4 \text{ km}^3$  de volumen. Fue emplazado en su totalidad mediante tubos de lava, lo que favoreció la gran longitud del derrame en comparación a su volumen. Si se considera un ritmo de extrusión similar al de volcanes Hawaiianos en erupciones formadoras de tubos (aprox.  $5 \text{ m}^3/\text{s}$ ), la erupción habría durado 2.5 años.

Debido a las fuertes pendientes sobre las que se emplazó el derrame ( $>11^\circ$ ), presenta condiciones ideales para el drenado de los tubos al finalizar la erupción. Se topografiaron en detalle cerca de 25 kilómetros de cuevas formadas como tubos de lava en el interior de este derrame. Morfológicamente estas cavidades pueden dividirse en tres grupos:

Tubos Lineales, que consisten en un solo tubo sin bifurcaciones ni niveles sobrepuestos.

Sistemas Anastomosados, formados por complejos de tubos de dimensiones menores, entrelazados a uno o varios niveles, y

Tubos Maestros, grandes galerías en forma de cañón con prominentes *levees* parietales, o series de tubos sobrepuestos verticalmente.

En el Suchiooc, la pendiente fue un factor determinante en la forma de emplazamiento del derrame. En pendientes fuertes se desarrollaron tubos de lava lineales, ya que la lava se emplaza en forma de lenguas individuales, cada una desarrolla *levees* que limitan el flujo a canales específicos, y estos canales desarrollan techo como prolongaciones de los *levees* o por amontonamiento de bloques y fragmentos de costra arrastrados por el derrame. En pendientes débiles el derrame tiende a anastomosarse, generando bifurcaciones y bucles en el sistema de canales-tubos. A pendiente aun menor se forma un derrame múltiple, con tubos anastomosados tridimensionalmente.

Se exploraron varias porciones del tubo maestro que alimentó al derrame. La forma encañonada que presenta sugiere que durante su formación la lava fue excavando y modificando su lecho por erosión térmica, incluso de la roca subyacente. Por otro lado, pudo documentarse claramente que la separación de estos tubos en niveles sobrepuestos se debe a la formación y crecimiento de *levees* en su interior, y no al emplazamiento de sucesivos derrames rellenando un *talweg*, como había sido planteado para tubos maestros en otros lugares.

En una rama del derrame del Suchiooc se exploró el Sistema Tlacotenco, de tipo anastomosado, donde se pudo estudiar la evolución de éste tipo de cavidades. El derrame fue emplazado mediante unidades de flujo pequeñas que avanzaron unos metros antes de desarrollar una costra rígida. Por roturas en esta costra se emitieron nuevas unidades de flujo, que se apilaron sobre las anteriores. Algunas de estas unidades de flujo siguieron transportando lava, comportándose como capilares en un sistema arterial, y presentan un arreglo anastomosado tridimensional.

Conforme la lava siguió fluyendo en su interior, estos conductos crecieron por refusión del techo, paredes y sobre todo del piso. Donde se cruzaban galerías

a distintos niveles se generaron colapsos y la captura del flujo de lava por el tubo inferior. Los colapsos aportaron bloques que fueron arrastrados por el derrame y depositados en curvas o estrechamientos del tubo. Aquellos tubos hidráulicamente más eficientes terminaron por capturar todo el derrame y mediante erosión térmica se excavó un cañón profundo, dejando colgados los niveles anastomosados a un nivel más alto. En muchos casos, estos tubos superiores fueron rellenados y bloqueados durante aumentos en el caudal del tubo principal. A partir de éstos procesos puede explicarse la formación de un tubo maestro único y sin ramales, a partir de un sistema de tubos menores, anastomosados, en un derrame múltiple.

## Capítulo 1: Generalidades.-

**Introducción.-** En la Sierra Chichinautzin, ubicada al sur de la Ciudad de México, se han emplazado mediante tubos de lava, en tiempos relativamente recientes (holocénicos), al menos siete derrames. Todos son de tipo pahoehoe, y de extensión considerable (Martin del Pozzo, 1980, 1982).

El derrame pahoehoe del volcán Suchiooc presenta condiciones ideales para la formación de los tubos de lava, por la fuerte pendiente en la que se emplazó. Su juventud garantiza la preservación de las estructuras internas. Al presentar ambas formas de emplazamiento de derrames (simple y compuesto), y diferencias morfológicas muy notables en sus tubos, permitió confrontar las descripciones de los procesos hasta ahora observados de formación de tubos con las estructuras resultantes.

El emplazamiento de derrames mediante tubos de lava en campos volcánicos monogenéticos ha sido poco estudiado. Sin embargo, en Hawaii las erupciones del Mauna Ulu (1969-1974) y Puu O'o-Kupaianaha (1983-presente) han mostrado el importante papel que juegan los tubos de lava en el emplazamiento de extensos derrames de tipo pahoehoe. Al aislar la lava del ambiente, los tubos evitan que esta se enfríe mientras viaja desde la boca eruptiva hasta el frente del derrame. Así, la lava conserva su fluidez y puede alcanzar grandes distancias, lo que es relevante para el análisis de riesgo volcánico. La Sierra Chichinautzin se encuentra localizada en las cercanías de centros de población importantes como México y Cuernavaca, por lo que una erupción de este tipo podría afectar zonas densamente pobladas.

Los tubos de lava se desarrollan en derrames de gran fluidez, por dos procesos principales, que pueden coexistir en un mismo derrame o porción de uno, aunque según las condiciones será uno el dominante (Greeley, 1971, 1972, 1987; Cruikshank & Wood, 1972; Swanson, 1973; Peterson & Swanson, 1974; Wood, 1974, 1976, 1981; Peterson & Holcombe, 1991; Hon & Kauahikaua, 1991; Peterson *et.al.*, 1994; Mattox *et.al.*, 1993; Hon *et.al.*, 1994):

- La lava escurre por la superficie en forma rápida, desarrollando *levees* que limitan el escurrimiento a canales específicos. El canal desarrolla un techo al formarse una costra sólida por crecimiento de los *levees*, o al soldarse entre sí fragmentos de lava solidificada que bajan flotando sobre el derrame. El resultado final es un derrame simple o unitario.
- La lava escurre lentamente, y el frente del derrame avanza mediante la extensión progresiva de dedos, lóbulos y láminas de lava (unidades de flujo), que desarrollan una costra sólida pero mantienen su interior líquido, y son alimentados por distributarios del sistema de tubos. Es poco lo que se sabe acerca del desarrollo de un tubo alimentador grande y eficiente en el interior de un derrame de este tipo. El resultado final es un derrame compuesto o múltiple.

Durante la actividad, la formación del tubo dificulta observar su evolución, excepto a través de claraboyas (porciones colapsadas del techo), en condiciones poco seguras. Por otro lado, al terminar la erupción, la mayor parte de los tubos quedan rellenos por la lava que los ocupaba, y solo en condiciones especiales algunos de estos tubos pueden ser drenados, dejando cuevas y sistemas de

cavidades que representan segmentos de tubos de lava "fósiles". La exploración de este tipo de cavernas, en derrames enfriados hace mucho tiempo, permite el análisis de multitud de estructuras asociadas a su formación, en condiciones agradables y seguras, sin la aprensión y riesgos que implica observar personalmente una erupción.

**Objetivos.-** El objetivo del trabajo es realizar un estudio topográfico, geológico y geomorfológico detallado de las cuevas formadas por tubos de lava en el derrame del volcán Suchiooc, poniendo especial énfasis en la interpretación de las estructuras primarias que conforman su morfología interna, para aportar al conocimiento de algunos procesos eruptivos asociados a volcanes monogenéticos de la Sierra Chichinautzin, específicamente, el emplazamiento de derrames de lava de tipo pahoehoe mediante el desarrollo de tubos de lava.

El Suchiooc culmina a 3,100 msnm, en la parte alta de la Sierra Chichinautzin, y su extenso derrame de tipo pahoehoe baja hacia el sur hasta alcanzar la Sierra de Tepoztlán, formada por una multitud de peñas, mesas y crestas rocosas. El derrame del Suchiooc se subdivide en varias lenguas rodeando los peñascos de Tepoztlán. La lengua más larga llega casi hasta el valle de Yautepec a 1,280 msnm, por lo que recorre un desnivel superior a los 1,800 metros. Con 18 km de longitud, es uno de los derrames más largos de la Sierra Chichinautzin.

Por la fuerte pendiente en que se emplazaron estas lavas, presentan condiciones ideales para el drenado de los tubos de lava y su preservación. La exploración y cartografía de los tubos de lava, iniciada en 1992, llevaron al descubrimiento de algunas de las cavernas volcánicas de mayor desnivel y longitud del mundo (Ver Tablas 1 y 2, Anexo 1); además, en varias de las cavidades se han encontrado restos arqueológicos de importancia. La variada morfología que presentan los tubos de lava en diferentes porciones del derrame llevó a una revisión y replanteamiento de las teorías genéticas sobre estas estructuras.

**Localización y accesos.-** La Sierra Chichinautzin está ubicada al sur de la ciudad de México, y es accesible mediante varias carreteras que la cortan en dirección aproximada Norte-Sur. La más importante es la Autopista México-Cuernavaca, y su ramal a Tepoztlán y Oaxtepec. La carretera federal No 50, México-Cuernavaca, es aproximadamente paralela a la anterior, y de ella se desprenden numerosas terracerías y caminos madereros.

El volcán Suchiooc se localiza en la porción central de la Sierra Chichinautzin, 8 km al norte de la población de Tepoztlán, Morelos. El cono cinerítico y las cuevas cercanas a éste son accesibles mediante vehículo de doble tracción por un camino maderero que parte de Parres, sobre la carretera federal No 50, rodea al derrame del Chichinautzin, pasa por el llano formado entre Los Otates al SW, el Suchiooc y el Yecahuazac al oriente y el Chichinautzin al NW, para luego bajar hasta entroncarse con otra terracería que procede del pueblo de San Juan Tlacotenco.

Las cuevas ubicadas en las porciones media y baja del derrame del Suchiooc son accesibles desde carreteras vecinales que se originan en Tepoztlán y llevan, respectivamente, a los poblados de San Juan Tlacotenco y de Santo Domingo. La carretera Tepoztlán-Oaxtepec corta al derrame del Suchiooc en su

porción más distal. La línea ferroviaria México-Balsas, que también corta al derrame del Suchiooc en la Estación El Parque, está fuera de servicio.

**Historia de las exploraciones.-** En muchas de las cuevas exploradas se han encontrado evidencias de penetraciones prehispánicas. El primer registro de exploración de alguna de las cavidades del Suchiooc corresponde a una excursión de 27 miembros del Club de Exploraciones de México A.C. (Soriano y Careaga, 1950). Recorrieron parcialmente la Cueva del Ferrocarril, a la que denominan "Grutas de Tlalintecuine". Las cuevas del Ferrocarril y del Diablo fueron objeto de investigaciones bioespeleológicas por parte de Hoffmann *et al.* (1986). Éstas son las únicas referencias previas encontradas sobre cuevas del Suchiooc.

Las cuevas formadas como tubos de lava del volcán Suchiooc se cartografiaron por el autor con ayuda de miembros de la Sociedad Mexicana de Exploraciones Subterráneas (S.M.E.S.) en más de 50 salidas de fin de semana, iniciadas en 1992. La historia parcial del descubrimiento y exploración de algunas de estas cavidades ha sido publicada (Espinasa-Pereña, 1993) y se han presentado avances de esta investigación en diversos congresos (Espinasa-Pereña, 1992, 1994a, 1994b, 1998). En 1992 se inició la topografía de las cuevas que conforman el Sistema Tlacotenco, descubriendo casi 2 km en la Cueva del Ferrocarril y poco más de 3 km en la Cueva de la Iglesia. Se exploró también la Cueva del Diablo, y se descubrió el Sistema Chimalacatepec. En 1993 y 1994 se cartografiaron la Cueva del Árbol y la mayor parte de las cavidades del Sistema del Distribuidor. A fines de 1996 se descubrió el colapso de La Mina, que dio acceso a prolongaciones tanto de la Cueva del Ferrocarril como de la Cueva de la Iglesia, superando en ambas 5 km de galerías exploradas durante 1997. En este año se exploraron también otras cavidades sobre el derrame principal.

**Metodología.-** Se realizó un mapa geológico preliminar del área cubierta por el derrame del Suchiooc y porciones aledañas mediante interpretación de 11 fotografías aéreas verticales a escala aproximada 1:50,000. Se localizaron la mayoría de los contactos y estructuras, y se trazaron sobre un mapa 1:25,000 obtenido como ampliación de porciones de las cartas 1:50,000 Milpa Alta (E14-A49) y Cuernavaca (E14-A59) editadas por el INEGI. Este mapa preliminar fue verificado y modificado en campo en el transcurso de las numerosas salidas para cartografiar tubos. El mapa final se redujo para su presentación (Ver Figura 8).

Se realizó un estudio petrográfico con láminas delgadas y análisis químico por fluorescencia de Rayos X de dos muestras de las lavas del Suchiooc.

Debido a que las entradas de las cuevas son demasiado pequeñas para distinguirse en fotografías aéreas, la localización de los tubos se realizó con la ayuda de lugareños que mostraron las entradas más conocidas. En las regiones alejadas de los poblados, la ubicación de entradas ha sido más difícil, y requirió un gran trabajo de prospección superficial. La posición de cada entrada fue obtenida mediante un posicionador GPS marca Magellan, modelo Trailblazer, aunque también se realizaron dos topografías superficiales entre algunas entradas, para garantizar que sus posiciones relativas fueran correctas. Sin embargo, no se dan datos exactos de ubicación de las cavidades para evitar que sean vandalizadas. En el caminamiento realizado para las cavidades del Sistema del Distribuidor, la red total (incluyendo cuevas y caminamiento superficial) suma 7,313 metros; la del Sistema Tlacotenco es de 13,939 metros y la del Sistema Chimalacatépetl es de



4,572 metros. Se han topografiado en detalle un total de casi 25 km de galerías subterráneas en el derrame del Suchiooc.

La exploración de las cavidades fue realizada en grupos de 3 a 4 personas. La cartografía se realizó siguiendo los estándares de la British Cave Research Association (Ellis, 1976) a un grado 5b, es decir, se utilizaron estaciones fijas a lo largo de la galería, entre las cuales se tomaron datos de distancia, azimuth y pendiente, y se estimaron las distancias al piso, techo y paredes de cada estación. Las mediciones de distancia se realizaron con cinta métrica de nylon, con una precisión de  $\pm 1$  cm, y las lecturas de dirección e inclinación se tomaron con un error máximo en la ubicación de la estación de  $\pm 10$  cm. Los ángulos (azimuth y pendiente) se midieron con brújula y clisímetro Suuntos, con una precisión de  $\pm 0.5^\circ$ . A pesar de que se conocen las limitantes del método utilizado (error  $\leq 5\%$ ), se considera que los mapas obtenidos representan la posición relativa de cada galería, y el patrón general de cada cavidad, con la precisión necesaria para los efectos de este trabajo.

Ellis (1976) menciona la posibilidad de encontrar anomalías magnéticas importantes durante la cartografía de tubos de lava. Por ello, ocasionalmente se tomaron lecturas invertidas (primero Estación-Punto Visado, luego Punto Visado-Estación) y se verificó que la diferencia fuese de  $180^\circ \pm 1^\circ$ . No se encontraron evidencias de la presencia de anomalías magnéticas.

Durante la cartografía de las cuevas se realizó un esquema a mano alzada, en planta, perfil y secciones transversales, de todas las galerías cartografiadas. Se ubicaron y dibujaron en estos esquemas todas las estructuras primarias identificadas en el interior de los tubos. Esto implicó la generación de una simbología específica (ver Figura 16), ya que las listas de símbolos topográficos para usarse en cavernas, encontrados en la bibliografía, están diseñados para ser usados en cavidades kársticas. Las notas y fotografías tomadas durante la exploración fueron después analizadas, junto con los mapas realizados, para obtener una visión general de los procesos involucrados en su formación, y entender su relación con la génesis y evolución de las distintas cavidades.

Se cerraron el mayor número posible de circuitos (*loops*) para descubrir cualquier error serio en la topografía, aunque en varias ocasiones esto implicó pasar por galerías muy estrechas. Los datos topográficos fueron procesados por computadora utilizando el programa SMAPS, con el que se calculó la posición relativa en coordenadas cartesianas de cada estación topográfica, y se ajustaron los caminamientos. Sobre esta base se realizaron los mapas. Después de cada salida de campo los datos fueron nuevamente recalculados para evitar la acumulación de errores. Los mapas de todas las cavidades fueron dibujados a escala 1:500. Posteriormente fueron reducidos a escala 1:1,000 y digitizados para su presentación en este trabajo (Figuras 17, 21, 22, 24, 28 a 31, 35 a 39, 41, 43, 44, 48 a 55, 57, 58, 60 y 62).

Antes de la realización de este trabajo se exploraron y cartografiaron seis kilómetros de cuevas localizadas en varios derrames asociados al volcán Xitle (Espinasa-Pereña, 1990, 1992, Figuras 65 y 66), que se utilizaron para comparar y confirmar los resultados encontrados en el Suchiooc.

**Trabajos previos.**- Las primeras observaciones científicas sobre tubos de lava activos en Hawaii fueron publicadas por Jaggar (1926, 1931, 1947). Describió

los procesos asociados a la formación de un techo en canales limitados por levees; el papel de los tubos de lava como conductos alimentadores en derrames pahoehoe; y que la lava es drenada cuando la actividad cesa, dejando atrás un tubo vacío. Nichols (1936) definió los flujos de lava "múltiples", constituidos por muchas unidades de flujo en forma de pequeñas lenguas individuales sobrepuestas. Consideró que es la principal forma de emplazamiento de derrames pahoehoe, en oposición a los derrames unitarios formados por una sola lengua de lava.

MacDonald (1953, 1967) describió las principales diferencias entre los distintos tipos de derrame de lava (pahoehoe, A'a y en bloques). Respecto a los derrames de pahoehoe, afirmó que los derrames con gran movilidad son unitarios, mientras que la forma más común de avance, en derrames de baja movilidad, es la extrusión progresiva de pequeños "dedos" en forma de bulbos, que corresponden a las unidades de flujo de Nichols. MacDonald también observó que el sistema de alimentación interno de un derrame activo de pahoehoe es un laberinto sumamente complejo de pequeños tubos anastomosados, alimentados por uno o más tubos mayores. Encontró que en sección vertical, algunos de los tubos mayores se extienden a lo largo de varias unidades de flujo, por lo que concluyó que algunos de los tubos centrales que alimentan los dedos crecen por fusión y colapso de sus paredes y techos para formar los conductos principales de aporte de lava conforme el derrame avanza por la ladera de la montaña. También menciona varias estructuras asociadas a inyección de lava líquida bajo una costra superficial solidificada, como túmulos y crestas de presión.

Jaggar y MacDonald, gracias a observaciones detalladas en derrames activos y fósiles, describen la mayoría de los procesos conocidos asociados al emplazamiento de lava por tubos y la evolución de éstos. Desgraciadamente, sus ideas no se popularizaron entre la comunidad vulcanoespeleológica, ya que sus trabajos no tratan específicamente sobre tubos de lava.

Ollier & Brown (1965) observaron que la mayoría de los tubos se encuentran emplazados en lo que llaman "lava en capas" (ya interpretada por Nichols como unidades de flujo de un derrame múltiple) y muchos presentan patrones tridimensionales complejos que no pueden ser explicados simplemente como un derrame de lava que desarrolla una costra. Proponen que los tubos se originan en derrames gruesos que sufren una diferenciación interna, desarrollan esfuerzos cortantes que crean las capas y hacen que la lava líquida se acumule en cilindros, de donde es finalmente drenada al terminar la actividad.

Con la llegada a la Luna el interés por los tubos de lava creció, al comprenderse que son formas análogas a los *Sinuuous Rilles* y otras estructuras lunares. Hatheway & Herring (1970) y Greeley (1970, 1971a, 1971b) describieron algunos tubos de lava, y reconocieron que se formaron a partir de canales de lava que desarrollaron una costra.

La actividad de 1969-1974 del Mauna Ulu, Volcán Kilauea, Hawaii, permitió un importante análisis de evidencias de campo sobre tubos de lava activos. (Greeley, 1971c, 1972, 1987; Cruikshank & Wood, 1972; Swanson, 1973; Peterson & Swanson, 1974; Wood, 1981; Peterson & Holcombe, 1991; Peterson *et al.*, 1994), que fundamentaron ampliamente las siguientes conclusiones:

1. Los tubos de lava se desarrollan en erupciones con tasas de efusión moderadas ( $<5\text{m}^3/\text{s}$ ), duraciones que van desde algunos días hasta varios años, e involucran lavas que no han sufrido mucho desgasamiento (usualmente pahoehoe, aunque puede darse en A'a).
2. Los tubos de lava se desarrollan por dos procesos principales, que pueden coexistir en un mismo derrame o porción de uno, aunque suele ser uno el dominante:
  - Si el derrame es unitario, escurre en forma rápida por la superficie y tiende a desarrollar *levees* que limitan el escurrimiento a canales específicos (Sparks et.al., 1976). El canal desarrolla una costra sólida o techo como prolongación de los *levees* (figura 1), o por crecimiento de los *levees* en sucesivos reboses del canal (figura 2), o al unirse fragmentos flotantes de costra y bloques arrastrados (figura 3).
  - Cuando el derrame es de tipo múltiple, crece por la extensión progresiva de unidades de flujo, que desarrollan una costra sólida pero mantienen su interior líquido, y son alimentados por distributarios del sistema de tubos (figura 4).
3. Una vez establecido un sistema de tubos de lava, éste puede ser drenado y reutilizado varias veces durante una misma erupción, dependiendo de las variaciones en el ritmo de efusión.
4. El tubo de lava puede ser modificado por el reblandecimiento de sus paredes y/o por acreción de lava al interior del tubo desde el derrame que escurre en su interior, formando en ambos casos una costra parietal. Se ha planteado también que la erosión térmica y mecánica juegan un papel importante en la modificación de su forma.

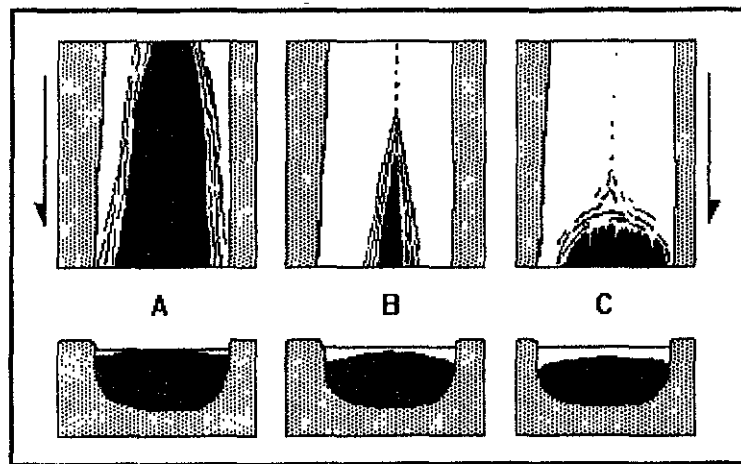


Figura 1: Vista en planta (arriba) y sección transversal (abajo) de la formación de un techo en un canal de caudal estable por acreción lenta de costra a los *levees* laterales (A). Cierre del canal en forma de *zipper* (B). Una vez formado el techo, éste puede crecer ladera abajo por acreción lenta de dedos de costra en su base (C). Las flechas indican la dirección de flujo. En gris roca infrayacente al canal; en negro lava fluida; en blanco lava solidificada en *levees* y/o techo. Modificada de Peterson et.al., 1994.

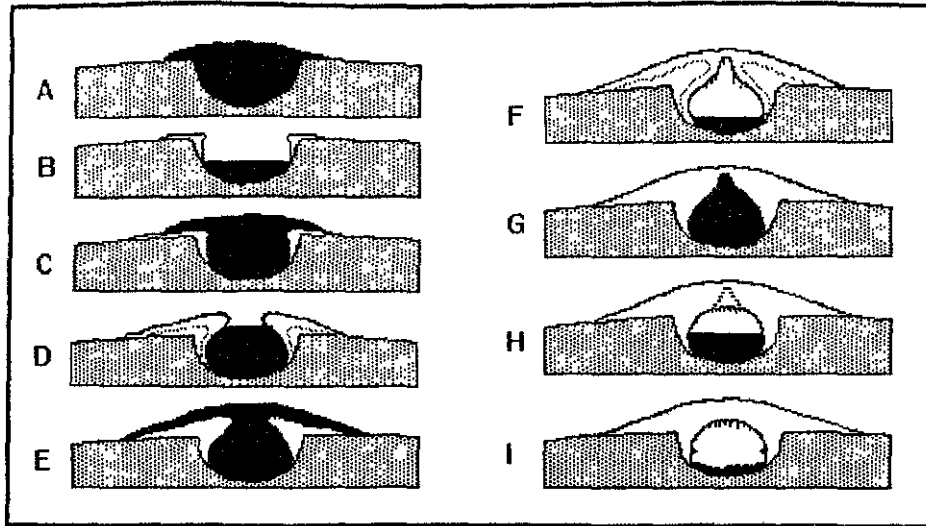


Figura 2: Vistas sucesivas en sección transversal de la formación progresiva de un techo sobre un canal por crecimiento de *levees* durante sucesivos reboses ocasionados por fluctuaciones en el volumen de lava emitida y/o transportada. Colores igual que en la figura 1. Modificada de Peterson et.al., 1994.

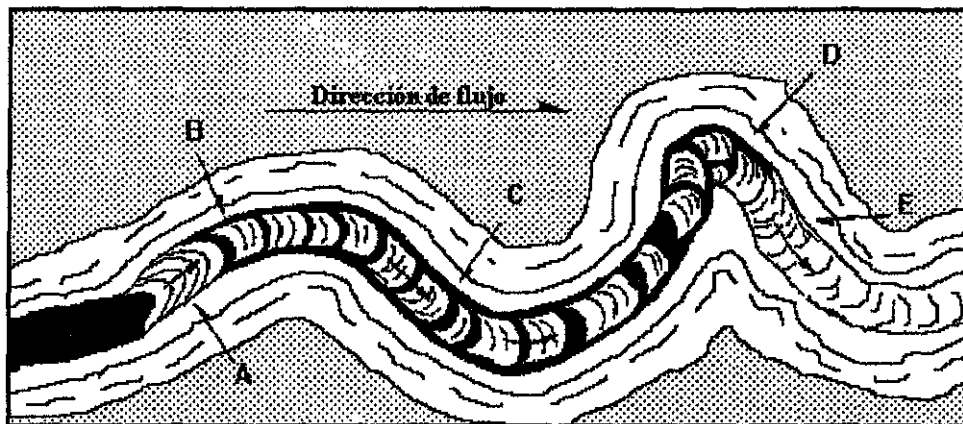
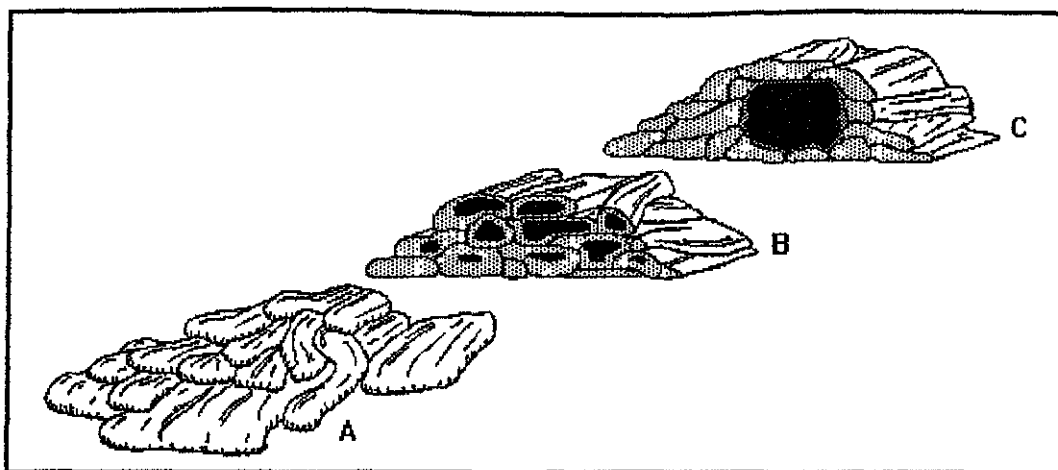


Figura 3: Vista en planta de la formación de un techo por solidificación de costras flotantes. Las líneas discontinuas representan los *levees* que separan al canal activo (en negro) de las porciones ya solidificadas del derrame (en blanco). Modificada de Wood (1981).

- A: Solidificación de costra superficial (ver figura 1)
- B: Fragmentos de costra son arrastrados por la lava fluida
- C: La forma de las costras flotantes se adapta a las curvas del canal
- D: Las costras se atascan en curvas fuertes o estrechamientos del canal
- E: Fusión y coalescencia de las costras para formar un techo rígido.



**Figura 4: Cortes transversales a un derrame múltiple, mostrando la formación de un tubo por acreción y coalescencia de dedos de lava en un derrame múltiple.**

(Modificada de Rowland & Walker, 1990).

**A: Emplazamiento de dedos y lóbulos de pahoehoe en el frente del derrame**

**B: Endurecimiento de la costra externa de cada dedo.**

**C: El flujo continuado en algunos dedos permite su crecimiento para formar un tubo.**

Desde el término de las erupciones de 1969-1974 en Mauna Ulu, la mayoría de los trabajos han analizado tubos inactivos y las estructuras internas que presentan, en un intento por clarificar estos procesos. A pesar de que algunos autores utilizaron la teoría de "lava en capas" de Ollier & Brown (Atkinson *et al.*, 1976; Atkinson, 1991), la mayoría confirmaron las observaciones precedentes.

Greeley (1972) señaló la diferencia entre "tubos maestros", con galerías en forma de cañón o constituidas por dos o más niveles superpuestos, y los "tubos superficiales", desarrollados a un solo nivel, y que pueden ser simples, anastomosados o distributarios en planta. Consideró que los tubos superficiales se desarrollan por los procesos arriba mencionados de cierre de canales limitados por *levees*, y explicó los tubos maestros como resultado de derrames independientes, cada uno de los cuales desarrolla un tubo superficial, directamente sobre el tubo anterior. Esto contradice su propia conclusión (Greeley & Hyde, 1972) de que los tubos ocupan las partes más elevadas del derrame, puesto que entonces los derrames posteriores serían desviados del camino seguido por el primero, en lugar de formar un nuevo tubo precisamente sobrepuesto al anterior.

Harter & Harter (1982) consideraron que los tubos maestros se forman al emplazarse varios derrames sucesivos a lo largo de *riffts* o fracturas en los flancos del volcán. Cada derrame habría formado un tubo y cubierto o modificado parcialmente los tubos subyacentes. Aunque solventan así la contradicción de Greeley, sólo pueden explicar tubos maestros en volcanes con estructuras *riff*. Además, los tubos maestros frecuentemente presentan meandros, lo cual no puede explicarse fácilmente a partir de un sistema de *riffts* y/o fracturas.

Waters *et al.* (1990) modificaron la teoría de Harter & Harter, argumentando que los derrames sucesivos siguieron valles superficiales, hasta rebosarlos y cubrirlos totalmente. Aunque esto explicaría los meandros, todas las fotografías

presentadas del volcán Medicine Lake, su área de estudio, muestran laderas jóvenes y poco disecadas, sin barrancos o valles como los que se requerirían para crear por este proceso los profundos tubos maestros o alimentadores descritos en su trabajo (hasta 47 m de desarrollo vertical). Wood (1974, 1976) aportó explicaciones similares para este tipo de galerías.

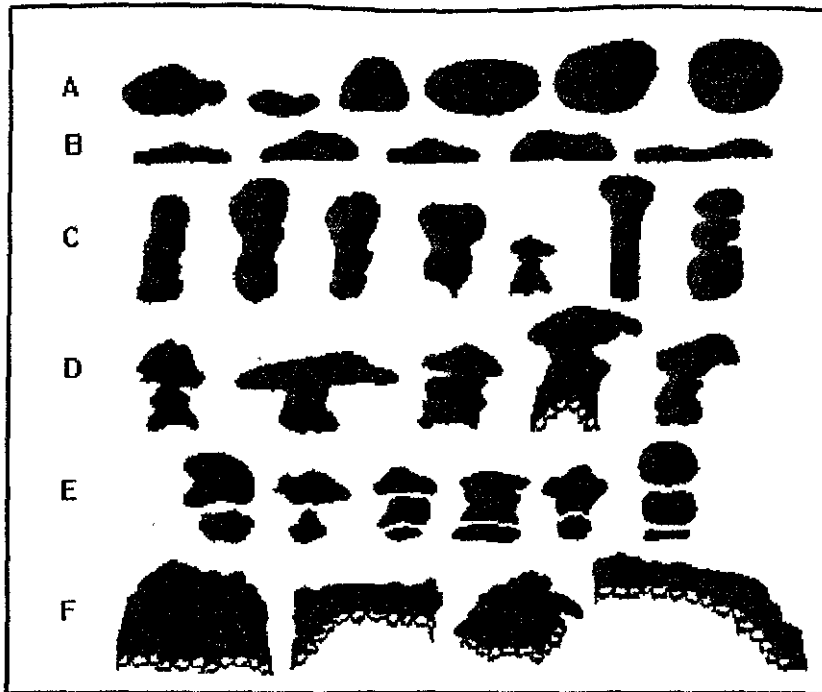
Carr (1974), mediante modelos creados por computadora, mostró que un derrame de lava, escurriendo por el mismo canal durante un tiempo suficiente, puede excavar y modificar su cauce mediante suavizamiento térmico, refusión y fluidización de la roca encajonante. Greeley & Hyde (1972), Hernández *et al.* (1991), Kempe & Ketz-Kempe (1991), Larson (1991b) y Kline (1993) han encontrado evidencias de que las galerías en forma de cañón que caracterizan a los tubos maestros son formadas por erosión del lecho del derrame, al encontrar tubos maestros que cortan a rocas infrayacentes más antiguas. Greeley (1987) también menciona un bloque de dacita, parcialmente refundido, procedente de la roca encajonante, como bloque arrastrado (*rafted block*) en el interior de un tubo maestro.

Peterson & Swanson (1974), Peterson & Holcomb (1991) y Peterson *et al.* (1994) consideran que la erosión subterránea en los tubos maestros fue un proceso importante durante las erupciones del Mauna Ulu. Su principal evidencia fue el patrón consistente de descenso del nivel de la superficie fluida de la lava en el interior de los tubos alimentadores, mientras la tasa de efusión se mantuvo constante. Aunque la temperatura no habría fundido el basalto del piso, si lo reblandeció lo suficiente como para que por arrastre viscoso (*viscous drag*) la lava hubiese arrastrado la porción reblandecida y sus residuos sólidos, incorporándolos al derrame y erosionando su canal.

El reblandecimiento fue comprobado arrojando fragmentos sólidos de basalto a repisas en el interior de tubos. En algunos minutos éstos se volvían incandescentes, en unos días perdían sus aristas afiladas y al cabo de varios días el fragmento se había reblandecido totalmente, incorporándose al material de la repisa y perdiendo su identidad completamente. Análogamente, la roca que constituye el piso del tubo, mantenida a temperaturas aún más elevadas, debiera sufrir un reblandecimiento aún mayor y, al estar sometida al arrastre viscoso de la lava, pudo ser erosionada fácilmente. Wood (1981) considera que la sección transversal de la galería puede ser indicativa de su origen (figura 5).

Walker (1972), siguiendo las ideas de Nichols (1936) redefinió un derrame múltiple como "derrame compuesto", formado por muchas unidades de flujo, en contraposición a los derrames "simples" o unitarios, formados por una sola unidad de flujo. Afirma que los derrames simples se originan en erupciones con tasa de efusión alta, y los derrames compuestos en erupciones de tasa de efusión moderada, idea apoyada por Guest *et al.* (1987).

Swanson (1973) mostró que los tubos son eficientes aislantes térmicos, que mantienen la lava caliente y fluida aun lejos de la boca eruptiva (midió descensos de temperatura de 1 a 2° C por kilómetro). Malin (1980) encontró que los derrames alimentados por tubos avanzan más lejos que otros tipos de derrame con tasas de efusión y volumen similares.



**Figura 5: Secciones transversales típicas de tubos de lava y su interpretación genética.**  
Modificada de Wood, 1981.

**A:** Secciones subcirculares o elípticas indican flujo en conducto lleno, previo al drenado total del tubo.

**B:** Pasajes anchos y de poca altura representan la porción explorable de tubos drenados parcialmente.

**C:** Secciones en forma de cañón alto y estrecho indican erosión del canal.

**D:** Una disminución en el gasto causa un estrechamiento del canal, generando levees parietales.

**E:** Los levees parietales pueden crecer hasta fusionarse, separando al tubo en pasajes sobrepuestos.

**F:** El enfriamiento provoca fracturamientos y derrumbes, destruyendo las estructuras primarias.

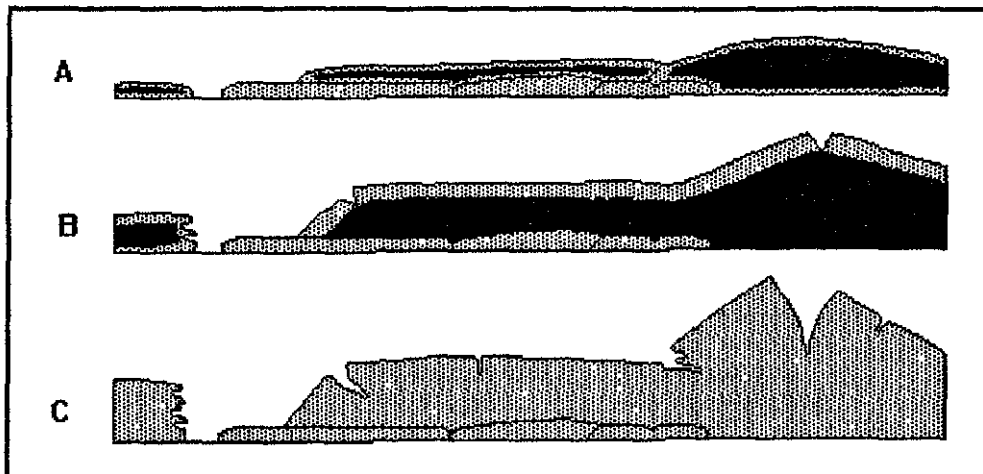
Rowland & Walker (1990) concluyeron que la longitud de un derrame está en función del volumen emitido y de la pendiente y geometría del terreno, mientras que la tasa de emisión controla la estructura del derrame. Cuando la lava es emitida a ritmos elevados ( $> 5 \text{ m}^3/\text{s}$ ) se emplaza lava A'a, debido a los esfuerzos cortantes en el canal, mientras que las erupciones de tasa de efusión moderada generan derrames pahoehoe compuestos, en los que suele desarrollarse un sistema de tubos.

El hecho de que la mayoría de los tubos de lava estén formados en pahoehoe no implica necesariamente que los procesos involucrados no actúen en otros tipos de lavas. Guest *et al.* (1980) y Espinasa-Pereña (1994b) mostraron que existen tubos de lava en A'a cerca de la boca eruptiva (en condiciones proximales), mientras que Peterson & Tilling (1980) y Lipman & Banks (1987) analizaron la dinámica de flujo en A'a, mostrando que muchos de los procesos formadores de tubos se encuentran activos en estos derrames. Rowland & Walker (1987) también encontraron estructuras asociadas a tubos en lavas tipo

*toothpaste*, transicionales entre pahoehoe y A'a. Walker (1989) y Guest *et al.* (1984) describieron otras estructuras asociadas a tubos de lava, como patrones de vesículas, túmulos, etc. Estas estructuras primarias pueden ayudar a identificar lo que Swanson (1973) llamó pahoehoe alimentado por tubos (*tube-fed pahoehoe*).

La actividad eruptiva de Puu O'o y Kupaianaha (volcán Kilauea), iniciada en 1983 y que continúa hasta el presente, ha producido extensos sistemas de tubos de lava. El desarrollo, operación y efectos de estos tubos han sido estudiados por miembros del Observatorio Volcanológico Hawaiano y otros (Kauahikaua *et al.*, 1990; Cooper & Kauahikaua, 1992). Realmuto *et al.* (1991,1992) mostraron que las mediciones vía satélite de irradiancia infrarroja térmica multiespectral se pueden usar para localizar tubos de lava activos. Jackson *et al.* (1987) mostraron que los métodos de inducción de frecuencia muy baja también sirven para detectar y cartografiar tubos de lava activos, y dicho método fue utilizado por Kauahikaua (1992) para estudiar interrupciones sucesivas del flujo en los tubos y su rellenado subsecuente.

Walker (1991) publicó sus observaciones sobre túmulos y estructuras de hinchamiento (*lava-rise structures*), interpretando su origen por inyección de lava, mediante tubos, bajo una costra sólida (figura 6). Espinasa-Pereña (1992a) identificó dichas estructuras en la porción distal del derrame del Xitle, en la Sierra Chichinautzin, y planteó que el emplazamiento del derrame fue en forma de láminas posteriormente hinchadas por inyección de lava bajo una costra sólida.



**Figura 6: Formación de túmulos y estructuras de hinchamiento (*lava-rise*) por inyección de lava líquida (en negro) bajo una costra rígida (gris).  
Modificada de Walker, 1989**

Hon & Kauahikaua (1991), Mattox *et al.* (1993) y Hon *et al.* (1994), estudiando derrames activos en el Kilauea (Hawaii) encontraron que los flujos de pahoehoe en láminas (*sheet flows*), emplazados en pendientes casi nulas, sufren hinchamiento por inyección de lava, y encontraron evidencias geofísicas del desarrollo de caminos preferenciales en las partes más viejas del núcleo líquido del derrame, que al cabo de algunas semanas evolucionan hasta convertirse en tubos de lava.



## Capítulo 2.- Geología del área del volcán Suchiooc

**Generalidades.-** El volcán Suchiooc es uno de los múltiples volcanes que conforman la Sierra Chichinautzin, una zona en la porción central de la Faja Volcánica Transmexicana que está caracterizada por presentar estructuras volcánicas monogenéticas. Esta Sierra se ubica inmediatamente al sur de la cuenca cerrada donde se sitúa la Ciudad de México y al norte del glacis de Cuernavaca. Hacia el oriente termina contra el flanco del Volcán Popocatepetl, extremo sur de la cadena de estratovolcanes que conforman la Sierra Nevada, y al occidente se extiende hasta la base del Xinantécatl, limitando al sudeste la planicie en que se asienta la ciudad de Toluca. La Sierra Chichinautzin forma un parteaguas triple, ya que las aguas que escurren al noroeste drenan por el río Lerma-Grande de Santiago hacia el Pacífico, las que fluyen al noreste drenan artificialmente hacia el río Tula-Moctezuma-Pánuco hacia el Golfo, y las que corren hacia el sur drenan por el Amacuzac-Balsas al Pacífico (figura 7).

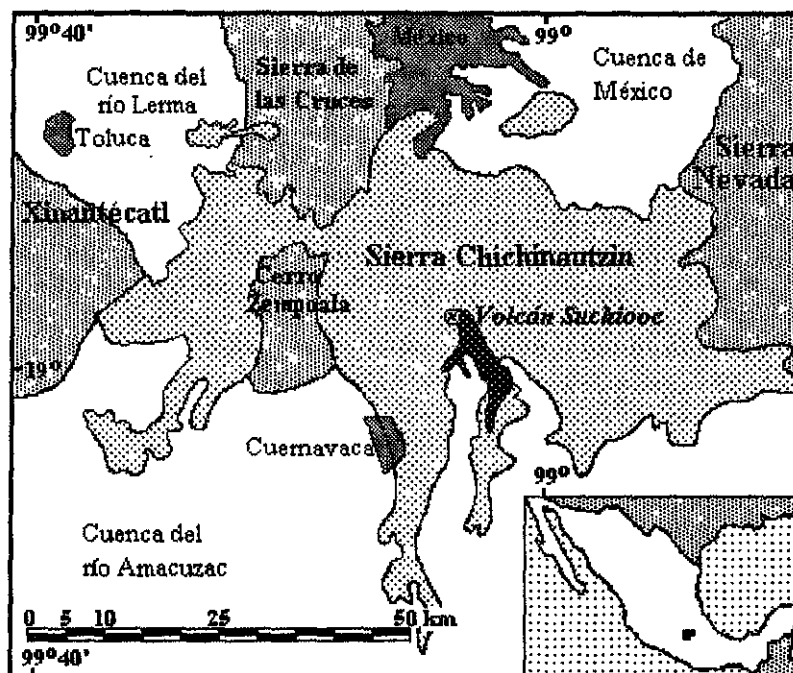


Figura 7: Plano de ubicación de la Sierra Chichinautzin

**Marco Geológico.-** El Suchiooc es el más reciente de un conjunto de volcanes, denominado Los Otates (Martin del Pozzo, 1980), burdamente alineados de ostenoroeste a estesudeste, que están situados sobre la cresta de la Sierra Chichinautzin donde su escarpe sur es más abrupto. Sus derrames escurrieron hacia el sur, sobre fuertes pendientes, hasta alcanzar los valles de Cuernavaca y Yautepec. Cubren rocas volcanoclásticas Terciarias pertenecientes a las Formaciones Cuernavaca y Tepoztlán e incluso rocas sedimentarias marinas mesozoicas de las Formaciones Morelos y Mexcala. Se cartografió a semidetalle un área de 250 km<sup>2</sup> que cubre todo el derrame del Suchiooc (figura 8).

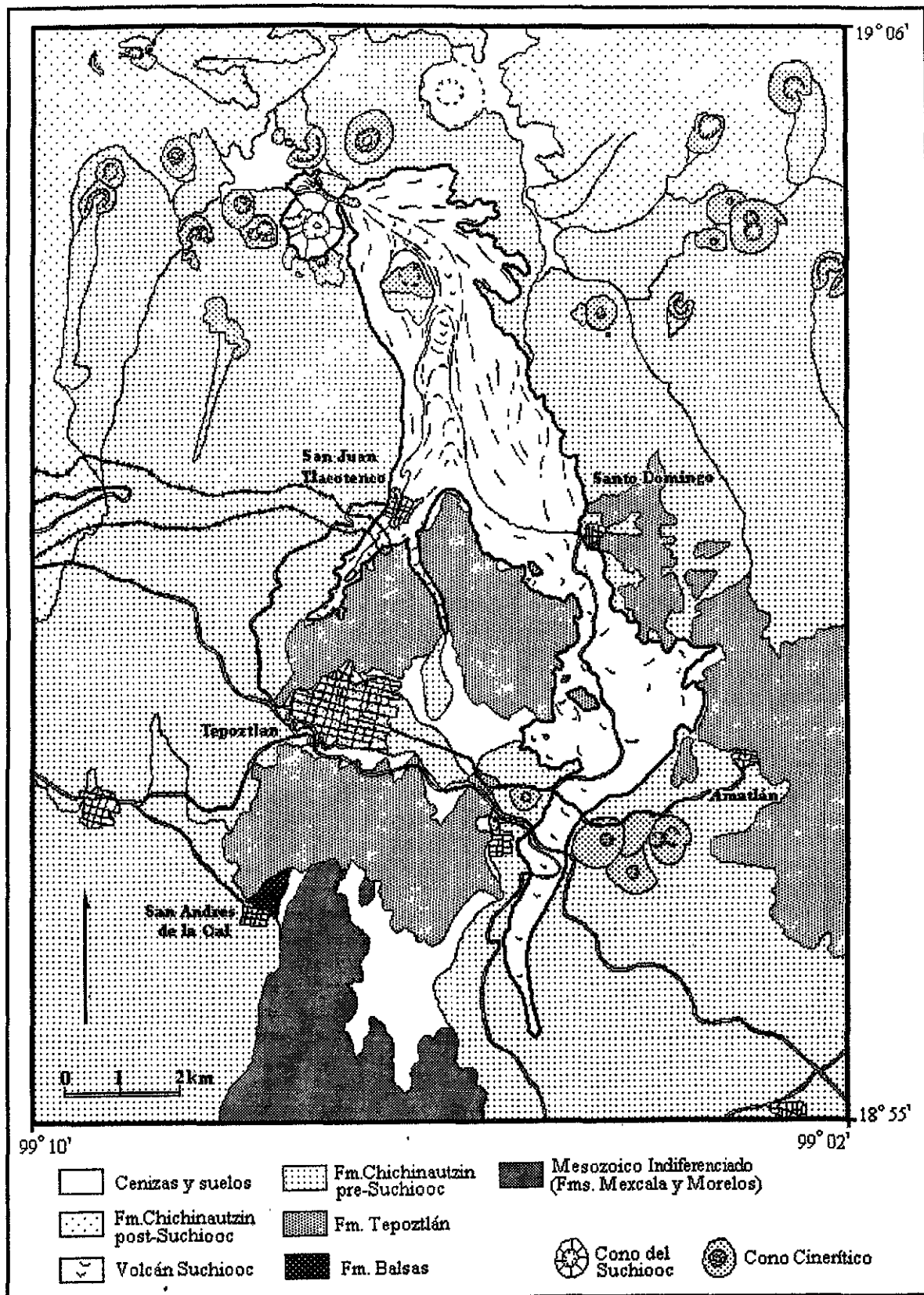


Figura 8: Mapa geológico esquemático del área del volcán Suchiooc.

El área cartografiada ha sido incluida en varios trabajos. Fries (1960, 1966) estudió la geología del Estado de Morelos y regiones colindantes, y definió la mayoría de las unidades estratigráficas aflorantes en la región, mientras que Schlaepfer (1968) hizo lo propio en la Cuenca de México. Sus trabajos se toman como base en las siguientes descripciones:

**Mesozoico Indiferenciado.-** Rocas sedimentarias marinas de plataforma carbonatada, de edad Albiano-Cenomaniana (Fm. Morelos) y Turoniana (Fm. Cuautla) y secuencias clásticas rítmicas tipo *flysch* de edad Maastrichtiana (Fm. Mexcala), forman el basamento de la secuencia volcánica y volcano-sedimentaria Cenozoica y Cuaternaria que se describirá a continuación. Estas unidades afloran extensamente al sur del área de estudio, donde han sido descritas en otros trabajos, por lo cual no se detallarán, ya que el objeto del presente estudio se refiere a las secuencias volcánicas más jóvenes. Las Formaciones Morelos y Mexcala afloran en el área cartografiada, formando parte de una estructura anticlinal con su eje alineado casi norte-sur, al sudeste de San Andrés de la Cal, y están cubiertas discordantemente por las Fms. Balsas, Tepoztlán y Chichinautzin.

#### **Cenozoico.-**

**Fm. Balsas.-** La Formación Balsas (Fries, 1960; De Cserna, 1965), que descansa con discordancia angular sobre las secuencias mesozoicas plegadas, está constituida principalmente por conglomerados, arcosas, tobas, limolitas y en mucho menor grado derrames lávicos y calizas de agua dulce en su porción superior. Sin embargo, el tipo litológico más característico es un conglomerado formado por guijas de calizas cretáceas en una matriz limo-arcillosa con óxidos de hierro. La distribución y espesores no son uniformes.

La edad de la Formación Balsas ha sido determinada por correlación con sedimentos semejantes en áreas relativamente alejadas (Fries *et al.*, 1955), y por fechamientos radiométricos de la Riolita Tilzapotla, unidad que la sobreyace al sur del área de estudio, como correspondiente a fines del Maastrichtiano hasta el Eoceno temprano a medio (De Cserna *et al.*, 1980).

En el área cartografiada, la Fm. Balsas aflora únicamente en una pequeña zona cerca de San Andrés de la Cal, donde está cubierta en discordancia paralela por la Fm. Tepoztlán y cubre a calizas de la Fm. Morelos. Consiste de un conglomerado de guijas mayormente de calizas, en una matriz arcillosa rojiza, bien cementado.

**Fm. Tepoztlán.-** En la parte central del área de estudio, y formando los relieves montañosos más espectaculares de la zona, aflora una secuencia de rocas volcanoclásticas cartografiadas como Fm. Tepoztlán (Fries, 1960). La topografía que desarrolla esta unidad se caracteriza por abruptos acantilados controlados por fracturas, y un terreno escalonado, reflejo de la variación en la resistencia a la erosión de los diferentes intervalos litológicos que la integran. El material predominante en la Fm. Tepoztlán corresponde a detritos volcánicos andesíticos en estratos de 50 cm. hasta más de 10 m. de espesor, de color gris al fresco y amarillento al intemperismo. Haro *et al.* (1986), mediante un estudio sedimentológico detallado, subdividieron a la Fm. Tepoztlán en tres unidades litoestratigráficas. Todas consisten en capas alternantes de lahares de baja concentración de grano, tobas, sedimentos de origen fluvial y lahares de alta concentración de grano, y son discriminadas por la presencia, tanto en la unidad

inferior como en la superior, de brechas de origen volcánico intercaladas, que no aparecen en la unidad intermedia.

La fuente para estos materiales parece ser el centro volcánico de Zempoala (De Cserna y Fries, 1981; Haro *et al.*, 1986). La Formación Tepoztlán presenta un echado hacia el norte variable entre  $0^{\circ}$  y  $6^{\circ}$ , que pudiera ser deposicional, o estar asociado a un basculamiento debido al fallamiento normal que afecta a esta unidad. Muestra un periodo de deformación tensional por la presencia de numerosas fracturas y algunas pequeñas fallas normales orientadas casi este-oeste, con el bloque caído hacia el norte

En el área de estudio estas rocas se encuentran cubiertas discordantemente por los derrames del volcán Suchiooc (objetivo de este trabajo) y por otros derrames pertenecientes a la Fm. Chichinautzin. Por otra parte, cubre en discordancia paralela a la Formación Balsas y en discordancia angular a rocas mesozoicas. Fries (1960) consideró a esta unidad del Mioceno. Sin embargo, Ochoterena (1977) considera que se trata del relicto erosionado de un cono de deyección formado durante el Plioceno temprano.

#### Cuaternario.-

**Fm. Chichinautzin.-** En sus estudios en el estado de Morelos, Fries (1960) reconoció la importancia de las rocas volcánicas Cuaternarias, nombrando formalmente al Grupo Chichinautzin, aunque sin definir formaciones dentro de dicho grupo. Debido a ello, los trabajos posteriores han usado el término Formación Chichinautzin para incluir todas las rocas asociadas a vulcanismo monogenético en la región entre la Cuenca de México al norte, el glacis de Cuernavaca al sur, Popocatépetl al oriente y Nevado de Toluca al occidente.

La Sierra Chichinautzin está formada por más de 200 conos volcánicos escoriáceos, de tefra y de lava, derrames gruesos en bloques, derrames delgados tipo A'a e incluso pahoehoe, en su gran mayoría de tipo andesítico o basáltico-andesítico, aunque hay gruesos derrames que son incluso dacíticos (Martin del Pozzo, 1980). Pertenecen al linaje calciocalino y están asociados a la subducción de la Placa de Cocos (Martin del Pozzo, 1982) (figura 9).

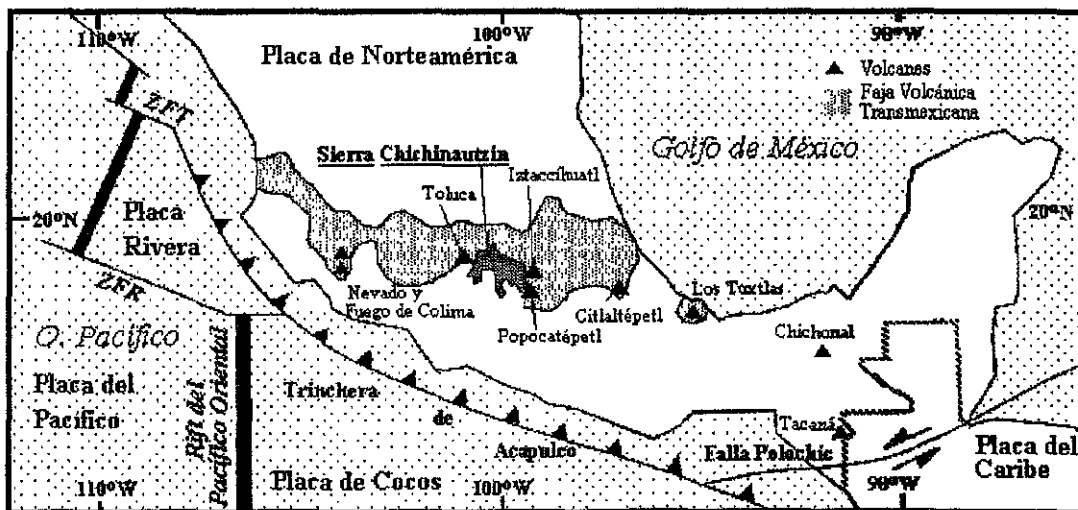


Figura 9: Mapa de la Faja Volcánica Transmexicana, mostrando la ubicación de la Sierra Chichinautzin.

La Sierra Chichinautzin está construida sobre rocas Terciarias, pertenecientes a las Formaciones Las Cruces, Ajusco y Xochitepec al norte y las Formaciones Zempoala, Tepoztlán y Cuernavaca al sur (Fries, 1960; Schlaepfer, 1968). Los límites norte y sur de la Sierra Chichinautzin presentan laderas empinadas; sobre todo el escarpe sur es muy marcado, y posiblemente esté asociado a fallas normales con el bloque caído hacia el norte (De Cserna *et al.*, 1987(1988)). Los conos volcánicos se encuentran en la parte alta así como en las laderas y bases de la Sierra.

Se identifican 3 tipos de edificios volcánicos (Martin del Pozzo, 1983):

1. - Derrames gruesos (70 a 300 m), en bloques, de composición andesítica a dacítica, sin cono de tefra asociado. Ejemplo: los derrames La Gloria, Tabaquillo, Xicomulco y Topilejo.
2. - Conos de tefra con ángulo externo cercano a los 30°, rodeados por derrames de lava delgados, mayormente en bloques, aunque pueden ser A'a e incluso pahoehoe, extruidos desde la base del cono. Son el tipo más abundante en la sierra. Los derrames de lava pueden estar distribuidos alrededor del cono de tefra, formando un escudo, como es el caso de los volcanes Pelado y Teuhtli, o pueden formar derrames extensos pero delgados, en forma de lengua, como en los volcanes Xitle, Yololica, y Suchiooc. En ocasiones al cono le falta un segmento, por haber sido arrastrado durante la emisión de lavas, como ocurrió en el Ahuatepec, el Panza y el Tépétl III.
3. - Conos de lava de tipo cónico, formados por la intercalación de lava y tefra en el cono, o por la emisión de derrames delgados de lava desde el cráter principal, cubriendo la superficie externa del cono de tefra. El Chichinautzin y el Xicotntle son de este tipo, aunque este último es un cono adventicio del Volcán Xitle.

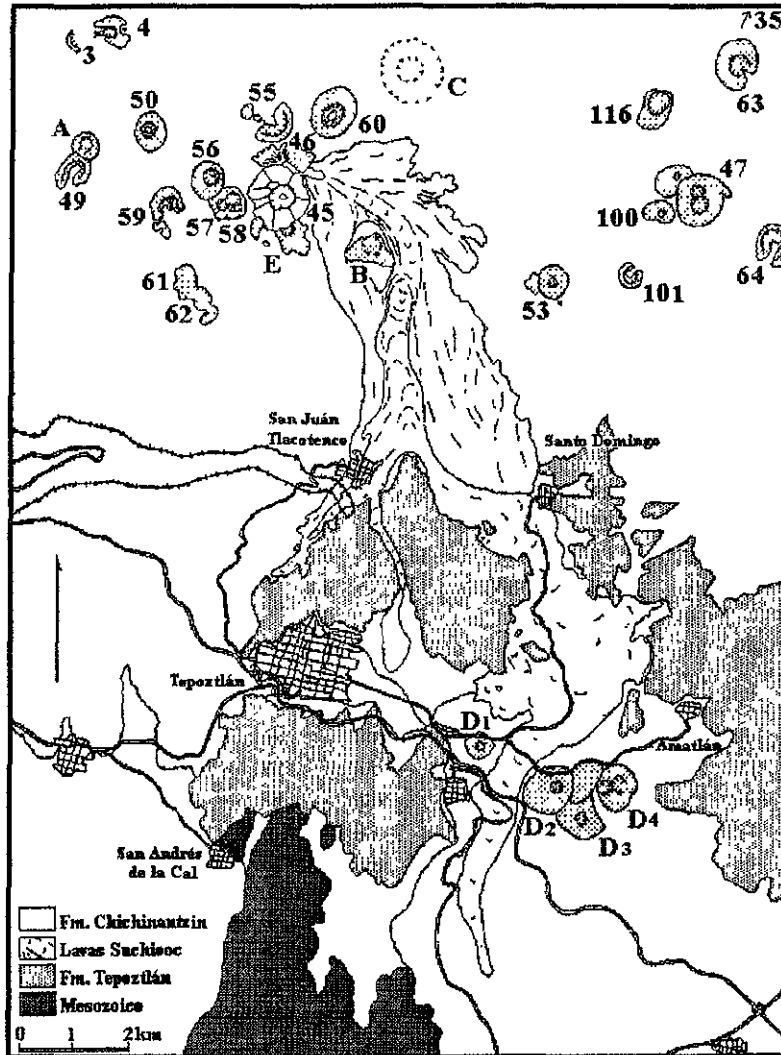
Algunos volcanes como el Suchiooc, Xitle, Cuescomates y Chichinautzin, pueden haber presentado actividad similar a la de volcanes islandianos o hawaianos, por la alta proporción de lava emitida con relación a piroclastos y el carácter fisural de la erupción. Todos los volcanes son de tipo monogenético, con periodo de vida corto e índice de explosividad intermedio, y muchos presentan conos adventicios sobrepuestos. Los depósitos piroclásticos son en su mayoría el producto de actividad de tipo estromboliano (Martin del Pozzo, 1982). Los derrames emplazados mediante tubos de lava son pocos, puesto que la mayoría son A'a o en bloques. Aparentemente la velocidad, volumen y composición de las emisiones, junto con la topografía preexistente, son los factores que determinaron la longitud y morfología de los distintos derrames.

Varios conos están anidados en grupos o alineados a lo largo de una misma fractura. Las alineaciones son predominantemente este-oeste, aproximadamente la dirección que sigue toda la sierra, aunque los hay en otras direcciones (Martin del Pozzo, 1982). El patrón general del conjunto completo de los volcanes Los Otates, al que pertenece el Suchiooc, parece estar alineado en dirección noroeste-sureste.

La edad de la Formación Chichinautzin ha sido objeto de discusión. Es menor a 700 mil años, ya que presenta polaridad magnética normal (Mooser *et al.*, 1974), pero ésta se ha tomado como su edad límite, aun cuando por morfología y por las edades obtenidas radiométricamente (todas menores a 40,000 años)

parece ser que, al menos la parte expuesta de la Formación Chichinautzin, es pleistocénica y holocénica, pero esto tampoco indica el inicio de la actividad volcánica en el área (Urrutia-Fucugauchi y Martín del Pozzo, 1993).

En el área cartografiada, además del Suchiooc, la Fm. Chichinautzin está representada por conos de tefra y derrames asociados a otros 24 volcanes (figura 10). Éstos fueron clasificados siguiendo a Martín del Pozzo (1980, 1982), quién encontró que el uso de parámetros morfológicos puede ser una guía de la edad.



**Figura 10: Ubicación de los volcanes del área del Suchiooc**

La numeración entre paréntesis corresponde a la clasificación de Martín del Pozzo (1980).

(los volcanes con letra no fueron identificados por dicha autora)

**Hv post-Suchiooc:** Los volcanes más recientes del área, Tlaloc (35) y las dos bocas del Chichinautzin (3 y 4).

**Volcán Suchiooc:** Objetivo del trabajo, por lo que fue cartografiado en forma independiente (45).

**Hv pre-Suchiooc:** Oollica (47), Tépetl 1 (49), Tépetl 2 (50) y Yecahuazac (60).

**Plv:** Suchiooc Chico (46), Oclayuca (53), Tépetl 3 (55), los Otates (56, 57, 58), Quimixtepec (59), Cuiloyo (61), Cuiloyito (62), Tépetl 1bis (A), Ocotécatl (63), Ocotécatl 2 (64), Teconzi (100), Teconzito (101), Pajonal (116), Tepemecac (B), Sin Nombre (C), Huilotepec 1, 2, 3 y 4 (D1, D2, D3 y D4) y Suchiooc Viejo (E).

**Estilo eruptivo del volcán Suchiooc.-** El cono tiene una altura de 200 metros, un diámetro en la base de 1,100 m y un cráter de 150 m de profundidad y 350 m de diámetro, en forma de embudo. El fondo del cráter presenta una pequeña área plana, pues está ligeramente relleno por suelos formados por alteración de cenizas depositadas durante la erupción posterior de algún volcán cercano. Culmina a los 3,300 msnm. Está apoyado en los restos de una estructura volcánica, aquí nombrada Suchiooc Viejo, cuyo cráter es identificable al sur del cono principal y es bastante más antigua, como lo demuestra la cubierta de suelos (cenizas alteradas) que presenta, y que no existe en el Suchiooc (figura 11). Un derrame grueso de lava en bloques perteneciente a este volcán puede identificarse en la base sudoeste del cono del Suchiooc. La estructura denominada por Martin del Pozzo (1980, 1982) como Suchiooc Chico (No 46 en la figura 10), situada al noreste del cono del Suchiooc Grande, está formada principalmente por lavas gruesas y cubierta parcialmente por tefra y suelos.

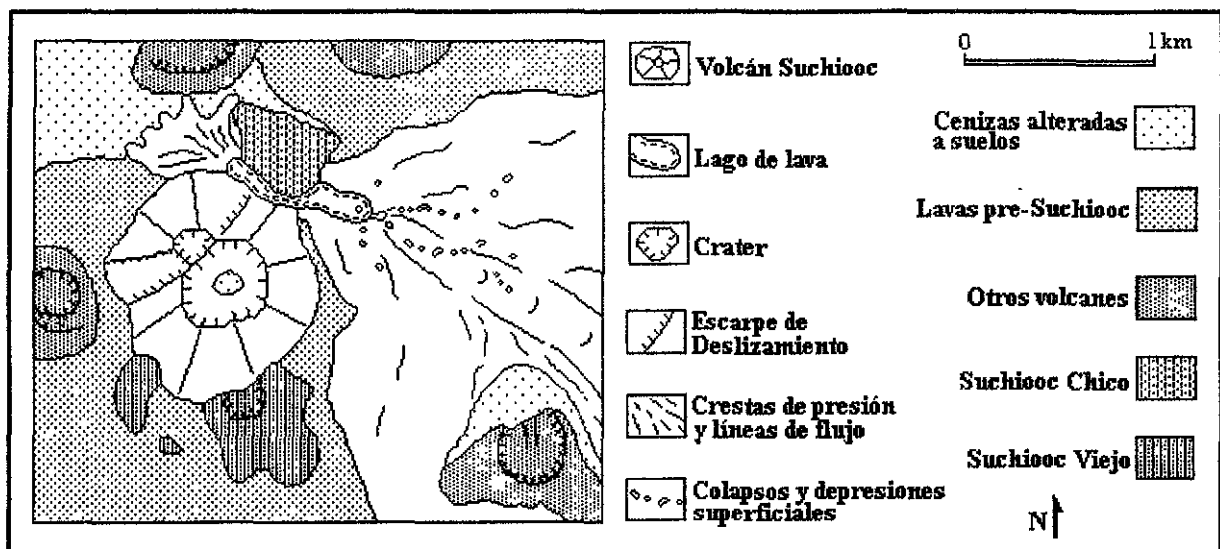


Figura 11: Esquema del cono del Suchiooc

En una primera etapa, la erupción del Suchiooc debe haber sido de tipo estromboliano, con la acumulación de lapilli y bombas alrededor de la boca eruptiva para formar el cono del volcán. Sin embargo, no se conocen afloramientos que permitan observar la estructura interna del cono, totalmente cubierto por un denso bosque. El cono del Suchiooc presenta una depresión plana y redondeada en el labio noroccidental del cráter, que corresponde a una boca adventicia, y el flanco oeste del cono presenta una gran escotadura. Una ligera depresión en el flanco noreste que mira hacia el Suchiooc Chico, está alineada con las anteriores estructuras. Corresponden a un deslizamiento del flanco noroeste, probablemente asociada a la emisión de lavas en la base norte del cono, precisamente en el punto en que el plano de deslizamiento alcanza la base del cono.

Se inició entonces una segunda etapa de la erupción, caracterizada por la emisión de lavas a un ritmo más o menos constante, aunque con variaciones en el caudal. Las lavas, donde no están cubiertas por suelos y vegetación, tienen el

aspecto megascópico de lavas tipo pahoehoe, y por su composición basáltica ( $\text{SiO}_2 < 52\%$ ), es probable que la emisión debe haber sido a un ritmo de extrusión moderado (3 a 5  $\text{m}^3/\text{s}$ ), similar a los de erupciones hawaianas en las que se han formado tubos de lava, como Mauna Ulu y Kupaianaha (Rowland & Walker, 1990).

Grandes *levees* adosados al flanco sur del Suchiooc Chico y al flanco nordeste del cono principal, cubiertos de vegetación, enmarcan lo que fue un lago de lava y actualmente es una depresión plana, cubierta de suelo, de forma alargada y sinuosa, de unos 600 metros de largo, menos de 20 metros de ancho en su porción más estrecha y 130 metros en su porción más ancha. Este lago desbordó hacia el noroeste, formando un pequeño derrame en el que los *levees* que enmarcaron los canales son reconocibles a pesar de estar enmascarados por la cobertura vegetal, y principalmente hacia el este y sudeste, mediante un sistema de tubos de lava.

El extremo oriental del lago es bastante amplio (unos 130 metros de diámetro) y está enmarcado por *levees* altos (hasta 15 metros) hacia su flanco externo, pero apenas marcados (hasta 5 metros) en el flanco interno. Una depresión profunda (hasta 10 metros) inmediatamente al sudeste de los *levees* da acceso a grandes tubos alimentadores que deben haber transportado la mayor parte de la lava hacia el este y sur, mientras que varios tubos menores, formados a partir de reboses de los tubos principales, también pueden ser identificados. Los restos de estos tubos forman las cuevas del Sistema del Distribuidor.

El derrame rodeó el volcán Tepemecac, siguiendo las fuertes pendientes situadas hacia el sur, en forma de varias lenguas de lava que desarrollaron *levees* que se cerraron formando tubos. Uno de ellos se reconoce en las cuevas de Tepemecac, Barreto y Aucomolijia, y otro en las cuevas de Amatlán y Retirada.

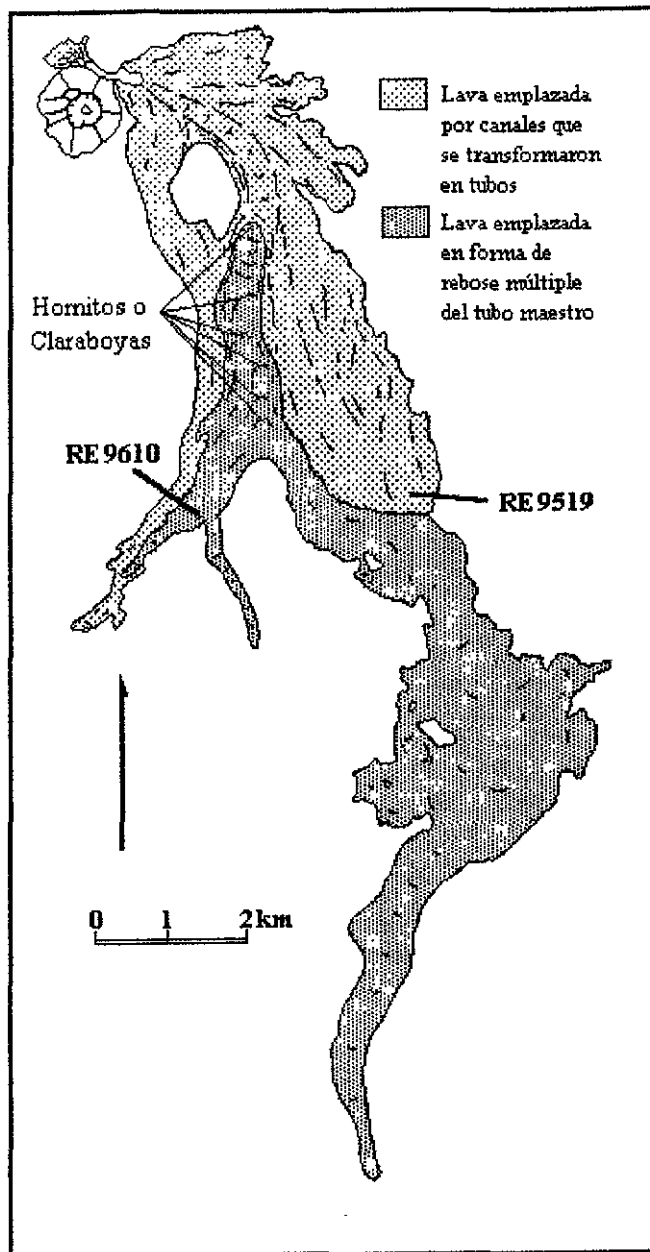
El mayor de estos tubos es identificable a partir de la cota 2,850 m y hasta los 2,400 m en tres distintas cavidades, Tiro Perdido, Cueva del Árbol y Chimalacatepec. Existen evidencias para afirmar que debido al flujo sostenido de lava en su interior, ésta erosionó térmicamente su lecho, generando un tubo con sección en forma de cañón, mientras que el endurecimiento de la superficie de la lava en su interior lo dividió en tubos superpuestos.

Se pudo identificar en las fotografías aéreas, mediante diferencias en el tono, que a partir de este tubo maestro se emitieron, por al menos 6 hornitos o claraboyas, una serie de derrames de tipo múltiple o compuesto que cubren a las lavas unitarias (en canales) descritas anteriormente, y forman la totalidad del derrame hacia el sur de Santo Domingo (figura 12). La ubicación de estos rebosamientos coincide con la porción de mayor pendiente en el derrame. En estas lavas también se desarrollaron tubos, pero de morfología distinta, integrados por multitud de pequeños conductos en un patrón anastomosado tridimensionalmente. Las cavidades más largas y complejas del derrame del Suchiooc, que integran el Sistema Tlacotenco, están emplazadas en estos derrames múltiples.

Al alcanzar la Sierra de Tepoztlán, el derrame se dividió en varias lenguas, la mayor de las cuales bajó por el valle de Santo Domingo, donde se encuentra la Cueva del Diablo, para después pasar entre los conos de los volcanes Huilotepec y bajar hasta el Valle de Yautepec.



Con una longitud superior a los 18 km, el derrame del Suchiooc es uno de los más largos de la Sierra Chichinautzin. Se inicia a los 3,100 m de altitud, y desciende hasta los 1,280 es decir, recorre un desnivel de 1,820 metros, con una pendiente promedio superior a los 100 m/km (5.7 °), aunque en porciones supera los 200 m/km (11.4°). Todo el derrame consiste en lavas tipo pahoehoe, aunque en el interior de algunos tubos se han encontrado derrames tardíos de A'a, que representan las últimas lavas en drenar los tubos, que se transformaron en A'a al perder movilidad.



**Figura 12: Mapa morfológico del derrame del Suchiooc y ubicación de las muestras.**

**Volumen.-** En el pueblo de San Juan Tlacotenco la vía del Ferrocarril corta un derrame lateral en dos secciones de hasta 8 metros de altura, pero sin llegar a la base. El sistema completo de tubos anastomosados emplazado en este derrame abarca un espesor de menos de 10 metros, incluso donde hay niveles sobrepuestos. Casi al final del derrame principal, la carretera Tepoztlán-Yautepec lo corta. El espesor observado es de 14 metros, y está cubriendo un derrame del Huilotepec. Por otro lado, en el Sistema Chimalacatepec se encuentra una serie de tubos sobrepuestos que abarcan un espesor de 30 metros. Sin embargo, como se verá mas adelante, es probable que la erosión térmica haya profundizado este tubo maestro, por lo que el espesor aquí estaría exagerado. Tomando en cuenta la fuerte pendiente sobre la que se emplazó el derrame y la fluidez que debe haber tenido la lava, se puede estimar que el espesor total no debe ser mucho mayor a los 20 metros, y en algunos sitios es probablemente menor incluso a los 10 metros.

Tomando un espesor estimado en 20 metros, y considerando que el área cubierta por lavas es de casi  $20 \text{ km}^2$ , el volumen total es de  $4 * 10^8 \text{ m}^3$  ( $0.4 \text{ km}^3$ ), a los que se pueden añadir  $7.6 * 10^7 \text{ m}^3$  ( $0.076 \text{ km}^3$ ) del cono de tefra, para un total de casi  $0.5 \text{ km}^3$ . Si se considera una tasa de emisión similar a la de los volcanes hawaianos (en erupciones formadoras de tubos) de alrededor de  $5 \text{ m}^3/\text{s}$  (Rowland & Walker, 1990), el emplazamiento del derrame habría durado 2.5 años, suponiendo que no hubiese interrupciones. Sin embargo, en los tubos hay evidencias de varias interrupciones y reocupaciones de los tubos principales. Como observó Halliday (1998) en Hawaii, estas interrupciones pueden durar incluso periodos de varias semanas sin que el tubo se enfríe demasiado. El cálculo temporal no toma en cuenta la tefra que constituye el cono, aunque su formación no necesariamente implica un tiempo considerable; por ejemplo, en el caso del Parícutín, el cono alcanzó una altura de 220 metros (similar al cono del Suchiooc) después de sólo 12 días (Flores, 1945). Es notable la gran longitud de este derrame, con relación a su poco volumen.

**Edad.-** De acuerdo con Martin del Pozzo (1980), el volcán Suchiooc corresponde a las Volcanitas Holocénicas (Hv), la unidad más joven. Las características que definen a esta unidad son: "la presencia de un suelo delgado, una cubierta uniforme de vegetación baja, todas las estructuras de flujo perfectamente preservadas, las unidades de flujo individuales son cartografiables, y se encuentra sin cultivar (pedregal)". Estas características se pueden apreciar en las partes bajas del derrame, por debajo de los poblados de San Juan Tlacotenco y Santo Domingo. Sin embargo, en las porciones más elevadas, el derrame presenta una cubierta de árboles (pino y encino según la altitud) zacatón y suelo imperistente, características que corresponden con las unidades Plv4 y Plv3 (volcanitas pleistocénicas 4 y 3), ligeramente más antiguas. Se considera que la edad holocénica es la correcta, y la mayor presencia de suelos en las partes altas se debe al depósito de cenizas procedentes de erupciones más recientes, como pueden ser los volcanes Chichinautzin o Tláloc.

Estas cenizas también se encuentran en el interior de varios de los tubos, formando rellenos de suelos estratificados, probablemente transportados en forma similar a la descrita por Halliday & Halliday (1991) para los tubos de lava del Monte Santa Helena, E.U.A., que fueron parcialmente rellenos por cenizas durante las

erupciones de 1980. Carbones procedentes de estos rellenos, colectados en la Cueva de la Tubería, están en proceso de ser fechados. Los volcanes cercanos (Yecahuazac y Los Otates) son más antiguos, puesto que sus lavas están cubiertas por las del Suchiooc, pero la diferencia de edad no es significativa, por lo que es bastante difícil, tanto en el campo como en las fotografías aéreas, separar y distinguir el derrame del Suchiooc de los otros derrames. A pesar de que se hizo una búsqueda intensiva, no se han encontrado paleosuelos que permitieran fechar al Suchiooc.

**Petrología.-** Se realizaron análisis químicos y petrográficos de dos muestras de lava del Suchiooc. La muestra RE-9519 corresponde al derrame original, emplazado en canales, mientras que la RE-9610 corresponde al derrame múltiple posterior (figura 12).

Los elementos mayores se analizaron por fluorescencia de Rayos X. Se determinó una composición basáltica ( $\text{SiO}_2 < 52\%$ ), aunque cercano al límite con las andesitas (Tabla 2). Los valores altos de MgO hacen pensar que el magma había sufrido poca diferenciación antes de ser extruido, y los altos valores de CaO podrían estar asociados a plagioclasas cálcicas. Se trata de una roca de afinidad calcialcalina. La falta de una textura traquítica, y la presencia de abundantes plagioclasas (65 a 70 %) respecto de minerales oscuros (30 a 35 %) sugieren que se trata de una andesita. Por estos datos, se considera que se trata de un basalto andesítico (figura 13 y 14). Es importante hacer notar que no existen diferencias petrológicas importantes entre las muestras (Tabla 1). Esto indica que las diferencias morfológicas de estas lavas se deben al ritmo de extrusión y por tanto forma de emplazamiento, puesto que no hubo una variación en la composición de los productos emitidos por el volcán en estas etapas de su erupción.

	RE-9519	RE-9610
<b>Descripción megascópica</b>	Roca gris oscuro, negra, con gran cantidad de vesículas subredondeadas a elipsoidales, alargadas según la dirección de flujo, y muchos fenocristales de olivino en una matriz afanítica gris oscuro. Textura microporfirítica.	Roca gris verdoso, casi negra, con gran cantidad de vesículas elipsoidales alargadas según la dirección de flujo, y cuyo tamaño promedio es 0.5 cm. Contiene muchos fenocristales de olivino en una matriz afanítica de color gris oscuro. Textura microporfirítica.
<b>Descripción microscópica</b>	Roca con abundantes fenocristales euhedrales de olivino y pocos cristales subhedrales de plagioclasa en una matriz pilotaxítica de cristales microlíticos de plagioclasas; olivino, y algunos piroxenos, opacos, en forma de racimos intergranulares. Presenta trazas de vidrio intersticial.	Roca con abundantes fenocristales euhedrales a subhedrales de olivino en una matriz pilotaxítica con microlitos subhedrales de plagioclasas; cristales intergranulares euhedrales de olivino, y en mucha menor cantidad microlitos subhedrales de piroxenos, asociados a opacos en racimos. Holocristalina.

Tabla 1

Elementos mayores (%)	RE-9519	RE-9610
SiO <sub>2</sub>	51.23	51.35
TiO <sub>2</sub>	1.75	1.79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.09	16.12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	9.88	10.31
MnO	0.14	0.154
MgO	7.88	8.40
CaO	7.70	7.77
Na <sub>2</sub> O	3.74	3.60
K <sub>2</sub> O	1.04	1.04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.323	0.322
<b>Suma</b>	<b>100.77</b>	<b>100.86</b>

Tabla 2

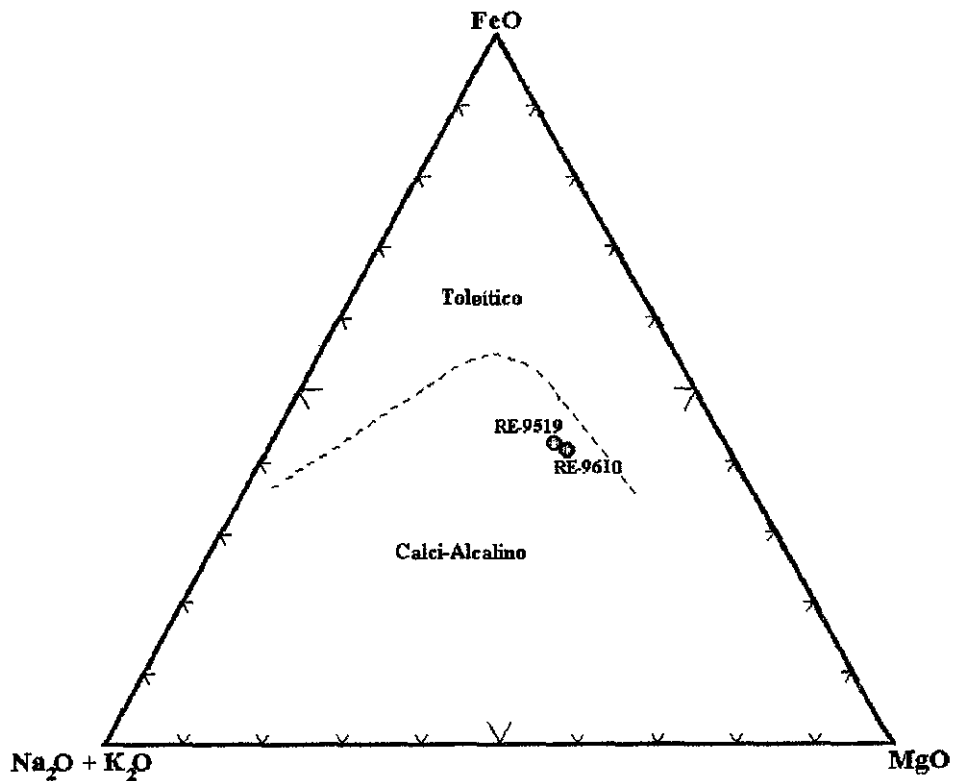


Figura 13: Diagrama de Irvine & Baragar (1971) para las rocas del Suchiooc

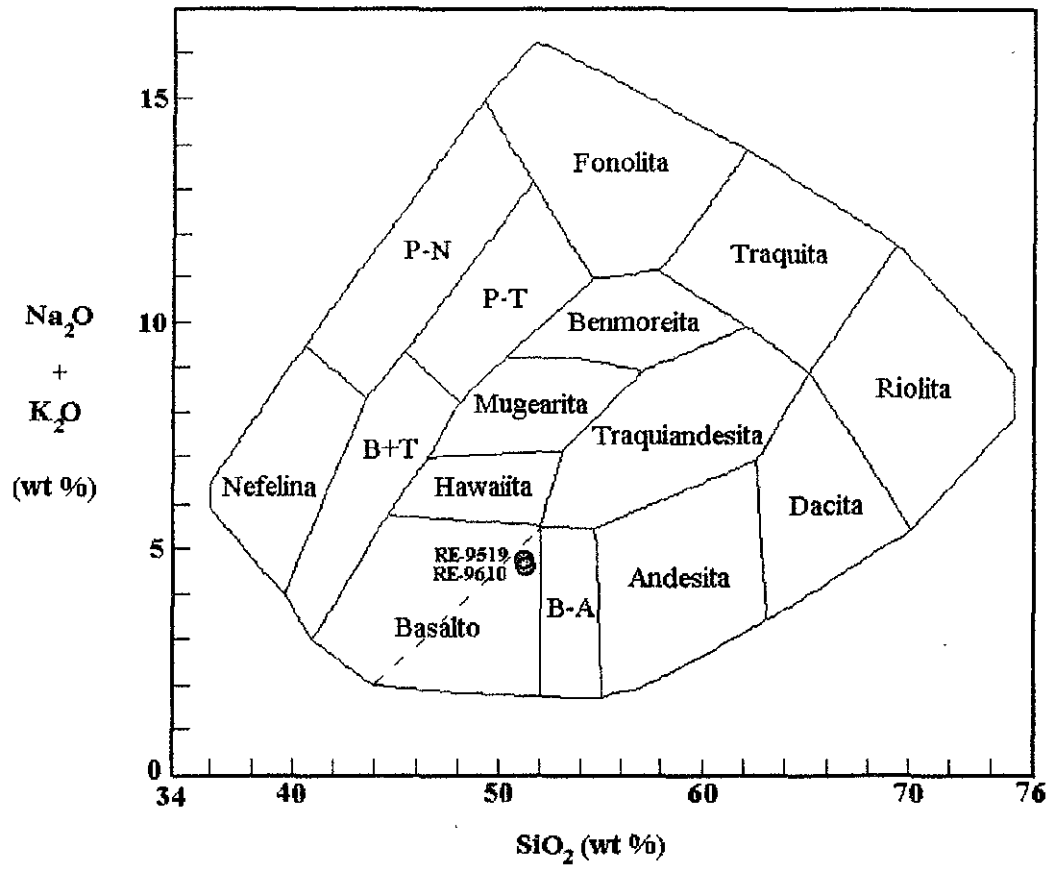


Figura 14: Diagrama de Cox *et al.* (1979) para las rocas del Suchiooc

### Capítulo 3: Tubos de lava del volcán Suchiooc.

La fuerte pendiente predominante a todo lo largo del derrame del Suchiooc favoreció el drenado de la lava en un importante porcentaje del complicado sistema de tubos que lo alimentaron, formando una gran cantidad de cuevas. La ubicación de las cavidades exploradas y cartografiadas en este trabajo se muestra en la figura 15. Se han encontrado cuevas en 4 zonas del derrame: la porción proximal, inmediata al cono y lago de lava; las pendientes fuertes que forman la porción media del derrame; el derrame lateral de San Juan Tlacotenco; y la porción media distal, al pie de las pendientes más fuertes. La mayoría de las cavidades no tienen un nombre local, por lo que fueron nombradas por rasgos geográficos cercanos, por el nombre del dueño del terreno en que se abre la cueva, o por algún rasgo especial. No se ubican específicamente para evitar que sean vandalizadas.

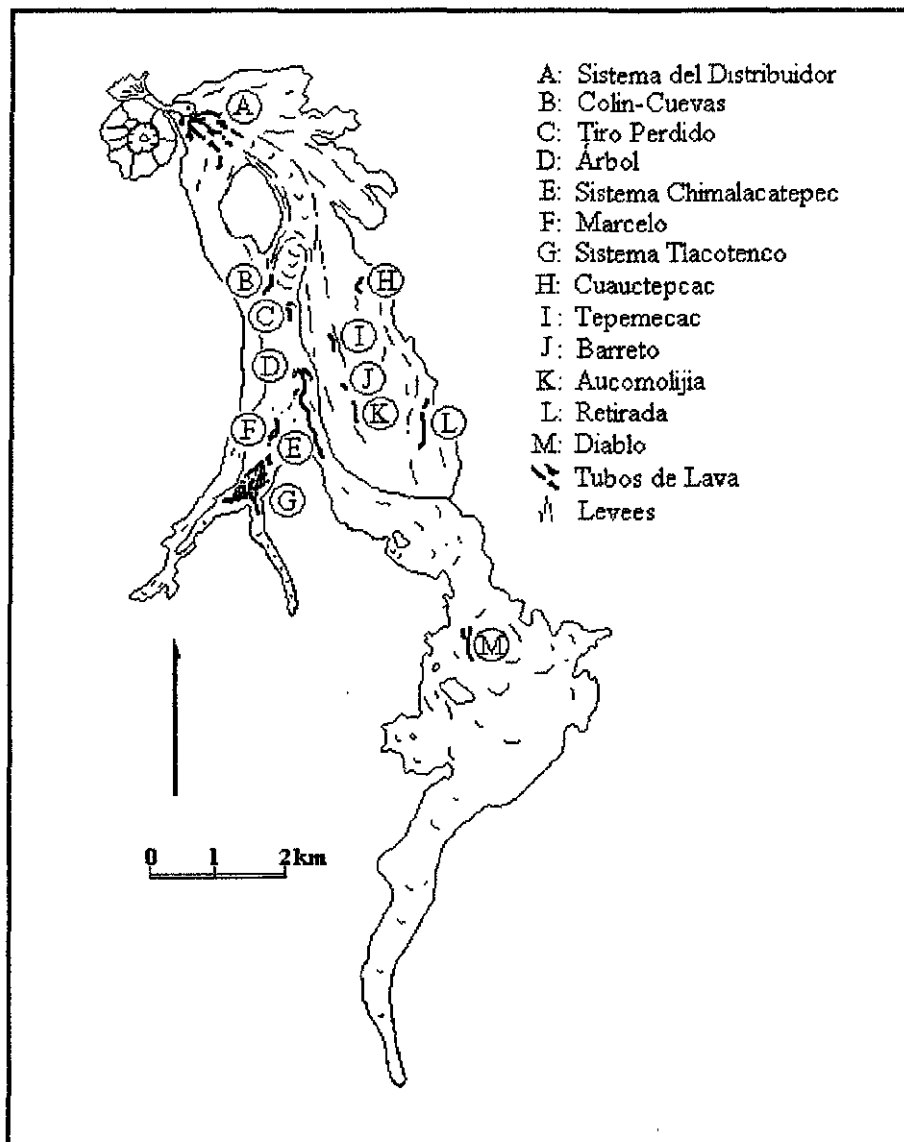


Figura 15: Ubicación de las cavidades

La edad relativamente reciente del derrame ha permitido que los tubos y las estructuras primarias en su interior se hayan conservado, casi sin ser destruidas por colapsos y rellenos posteriores. La descripción de las estructuras primarias y secundarias encontradas en estas cavidades se realizará usando la terminología propuesta por Larson (1991b, 1993). Fueron representadas en los mapas mediante una simbología especialmente diseñada para este trabajo (figura 16), por lo que en el texto sólo se mencionarán aquéllas que revelaron mayores detalles sobre la evolución de los tubos.

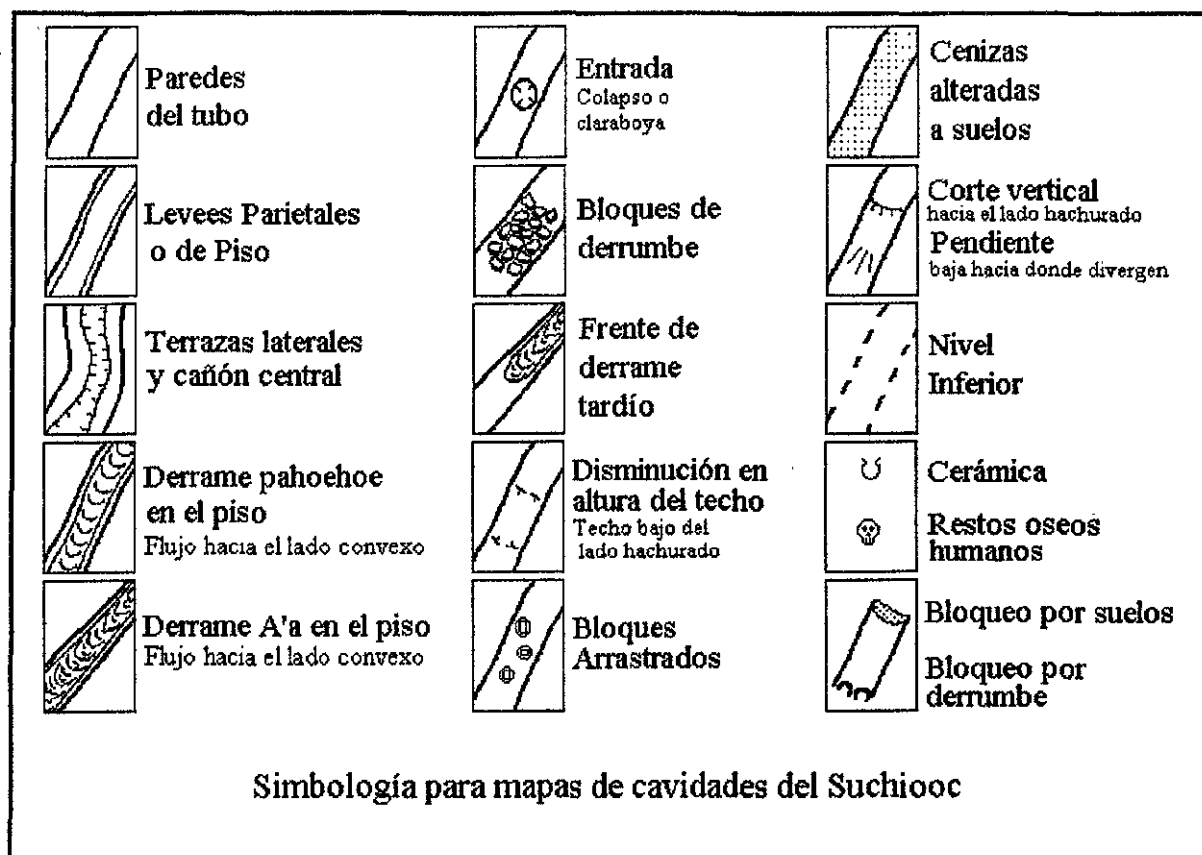
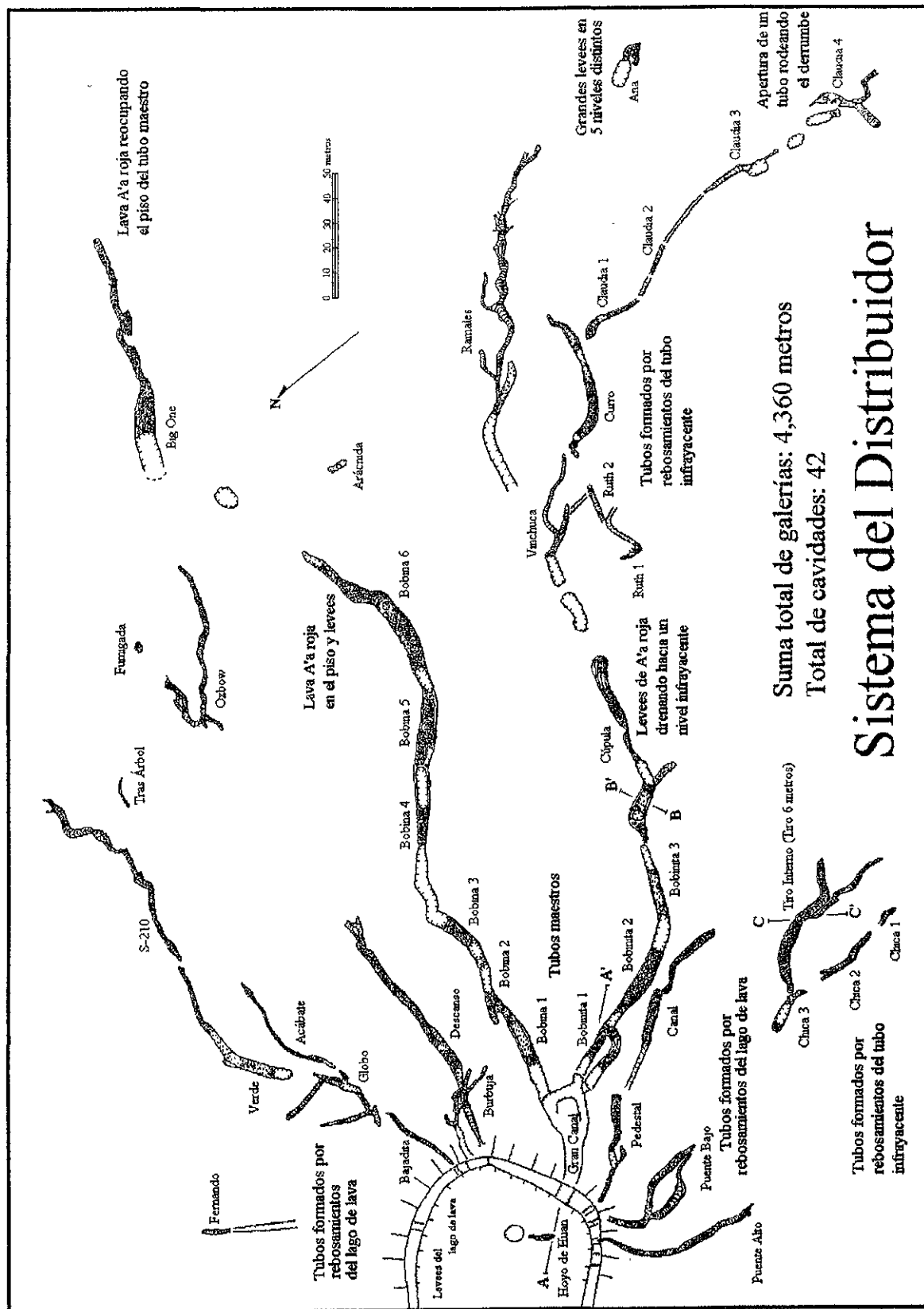


Figura 16: Simbología

**A: Sistema del Distribuidor.**- (A en figura 15, figura 17) Está constituido por 42 cuevas distintas, en general cortas (la mayor, Cueva de los Ramales, apenas sobrepasa los 300 metros de longitud), e incluye también varios canales sin techo, depresiones superficiales y trincheras. Tiene un total de 4,360 metros de galerías subterráneas. Estas cuevas se originaron a partir de los vertedores del lago de lava formado entre el Suchiooc y el Suchiooc Chico. Los bordes del lago están marcados por *levees* semicirculares que enmarcan una depresión de forma redondeada. Estos *levees* tienen una altura de hasta 5 m. hacia el interior, pero son incluso de 15 metros de alto en su flanco externo.



Suma total de galerías: 4,360 metros  
 Total de cavidades: 42

# Sistema del Distribuidor

Figura 17: Planta, Sistema del Distribuidor



La morfología de las cavidades, su posición y dimensiones, permiten identificar 2 tubos maestros, representados por las cuevas de la Bobina y Bobinita, segmentados por varios colapsos que forman las distintas entradas y trincheras (figura 17). Es importante remarcar que ambos tubos se inician en el Gran Canal, principal vertedero del lago de lava, a varios metros por encima del fondo del canal, por lo que deben representar solamente el nivel más alto de una serie de tubos sobrepuestos, y los niveles inferiores no son accesibles. Por otro lado, el Hoyo de Huan está alineado con el Gran Canal y alcanza un nivel similar. Estas relaciones hacen pensar que al terminar la actividad, la mayor parte del lago de lava estaba ya solidificado y el sistema de tubos se iniciaba desde la boca eruptiva (figura 18):

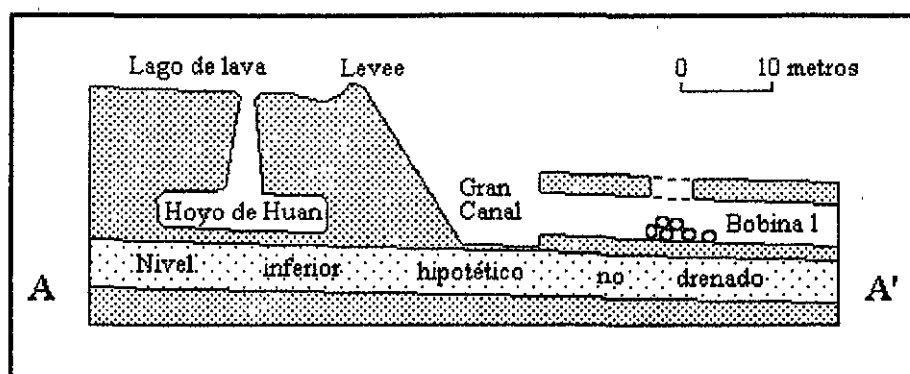


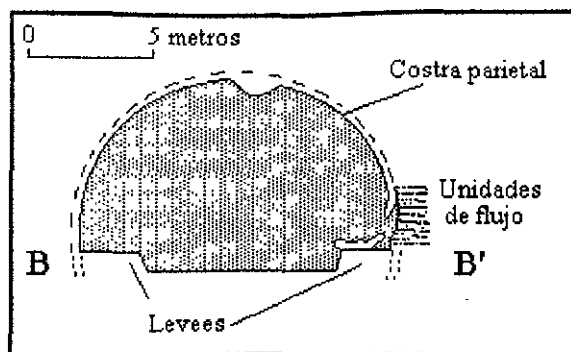
Figura 18: Perfil esquemático parcial del inicio del Sistema del Distribuidor

Siguiendo la dirección de las Cuevas de la Bobina está la cueva Big One, un remanente muy colapsado y poco drenado del mismo tubo. El piso de la porción terminal de esta cueva está ocupado por un derrame tardío de lava A'a roja que fluyó en sentido inverso, por lo que debe provenir de un nivel inferior.

El tubo de La Bobinita se inicia como dos tubos paralelos que se unen rápidamente en un solo conducto, también sumamente colapsado. Continúa en la cueva de la Cúpula, en cuya parte terminal se encuentra una gran galería con levees de lava A'a roja, muy prominentes, que enmarcan el descenso hacia un nivel inferior no drenado y por tanto inaccesible.

Este derrame A'a, de color rojo, es muy conspicuo en aquellas cavidades que representan el tubo maestro (Bobina, Bobinita, Tiro Perdido, Covachita, Árbol y Chimalacatepec). Representa al último derrame emitido por el Suchiooc. No debe confundirse con los derrames A'a y transicionales entre A'a y pahoehoe, de color negro, generalmente tardíos, encontrados en las otras cavidades, que representan la porción final de la lava que circulaba en el tubo, que al drenarse y solidificarse cambió su aspecto.

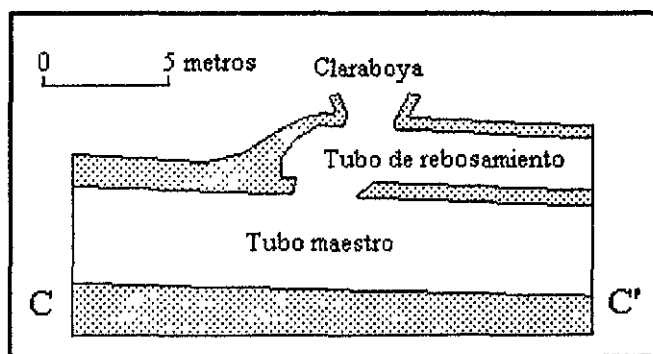
Las cuevas de La Bobina y La Bobinita presentan una galería de sección elipsoidal, rodeada por una costra parietal. En los colapsos, por detrás se observan varias unidades de flujo (figura 19) que representan rebosamientos del canal original. Estas relaciones se pueden observar en cada uno de los colapsos que segmentan estos tubos.



**Figura 19: Perfil transversal  
Cueva de la Cúpula, Sistema del Distribuidor.**

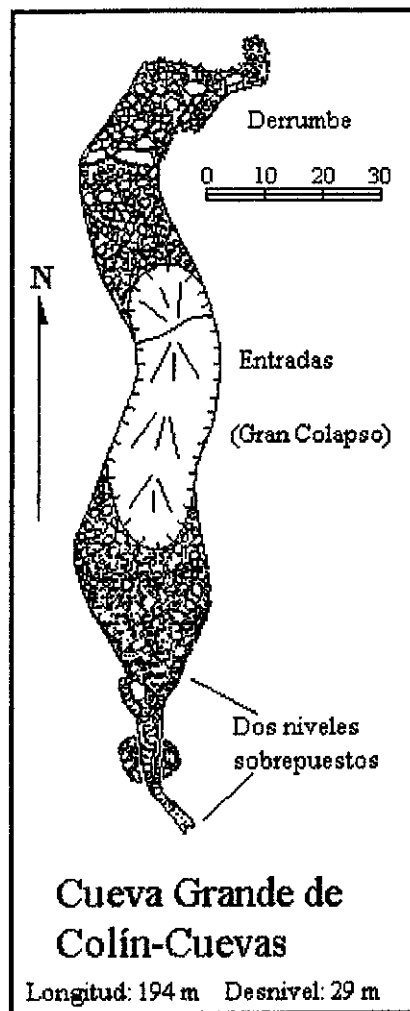
La prolongación del tubo maestro de la Bobinita-Cúpula puede reconocerse por la presencia de una elevación del terreno, en cuya cresta hay dos depresiones superficiales en las que se originan varios tubos de rebosamiento, preservados como las Cuevas de la Vinchuca, Curro, Ruth, Claudia, Ramales y Ana. La Cueva de los Ramales presenta un patrón anastomosado, debido a la menor pendiente.

Otros derrames pequeños también rebosaron directamente del lago, y forman sistemas de tubos de menores dimensiones. Al norte de la Bobina están las cuevas del Descanso y del Globo, en las que se distingue un tubo unitario principal y diversos distributarios por rebosamiento. Al sudoeste de la Bobina hay otros tres canales emisarios del lago de lava, cada uno de los cuales generaron tubos (cuevas del Puente Alto, Puente Bajo y Canal). La continuación de uno de éstos, Puente Bajo, está constituida por la cueva del Tiro Interno. La entrada de ésta es una claraboya con anillo de costras, situada sobre el origen de un tubo superficial, construido directamente sobre una claraboya de un tubo más profundo, en forma de cañón (figura 20). Estas relaciones permiten afirmar que el tubo maestro presentaba en este punto una claraboya importante, que emitió un derrame de rebosamiento que a su vez desarrolló costra y formó el tubo superficial, antes de que su techo también se rompiera y formara la actual entrada. Las cuevas Chicas se originaron también como rebosamiento de este mismo tubo maestro.



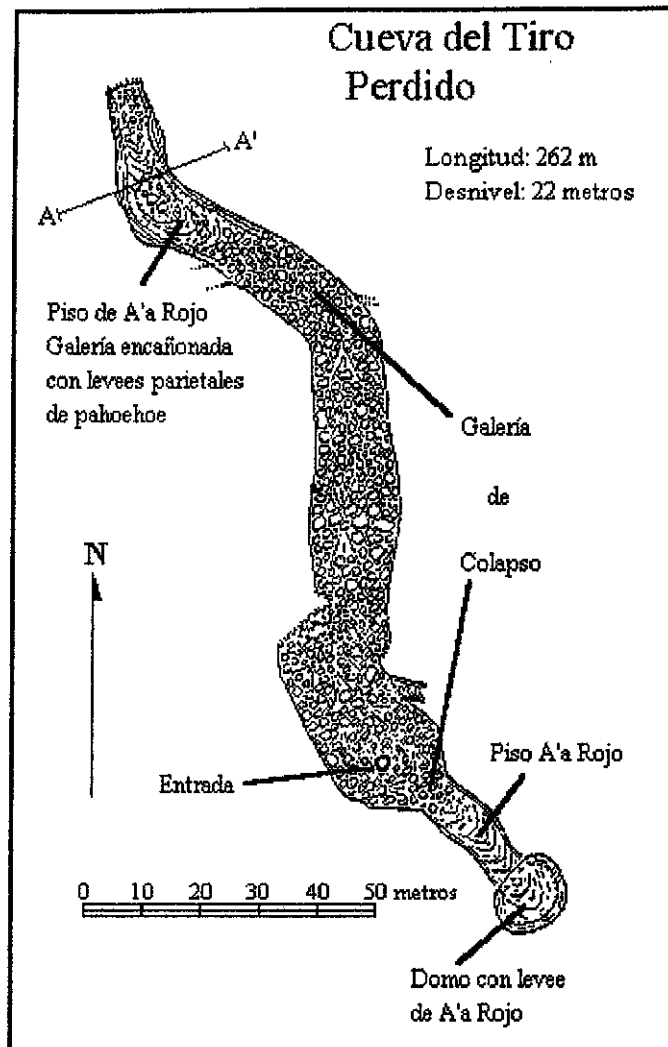
**Figura 20: Tubos de rebosamiento sobre un tubo maestro.  
Cueva del Tiro Interno, Sistema del Distribuidor.**

**B: Cueva Grande de Colín-Cuevas.-** (B en figura 15, figura 21) Situada en el rancho de la familia Colín Cuevas, consiste en un segmento muy colapsado de lo que fue un tubo de grandes dimensiones. En las paredes del colapso se aprecian mas de 10 unidades de flujo. El segmento de tubo ladera abajo (al sur) del colapso está dividido en dos niveles sobrepuestos.



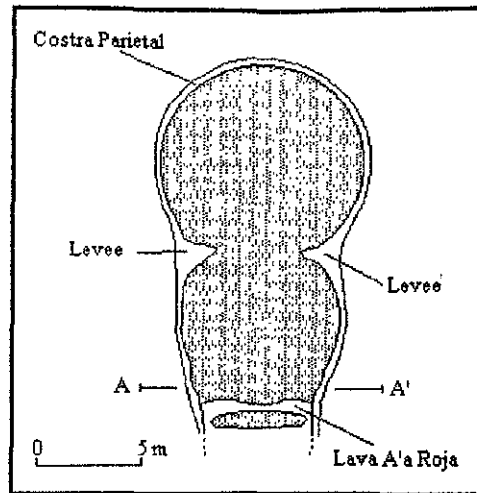
**Figura 21: Planta de la Cueva Grande de Colín-Cuevas**

**C: Cueva del Tiro Perdido.-** (C en figura 15, figura 22) Es un segmento del tubo maestro del derrame, como lo indican su posición, dimensiones y estructuras internas. La entrada es un minúsculo agujero de colapso, en el techo de la parte baja de la única galería de la cueva. Consiste en un gran túnel, cubierto de bloques de derrumbe y en el que no se observan estructuras primarias, debido a lo extenso del colapso, excepto en los dos extremos.



**Figura 22: Planta de la Cueva del Tiro Perdido**

Ladera arriba, el derrumbe termina en un segmento de galería intacto, de 30 metros de largo, antes de alcanzar otro derrumbe que bloquea totalmente la galería. El segmento intacto es verdaderamente impresionante, mide unos 10 metros de ancho y casi 15 de alto, con varios prominentes levees parietales de hasta más de un metro de ancho a varios metros de altura (figura 23). Las paredes y techo están cubiertos de una costra parietal refundida con piroestalactitas, mientras el piso está formado por un derrame A'a rojo tardío.



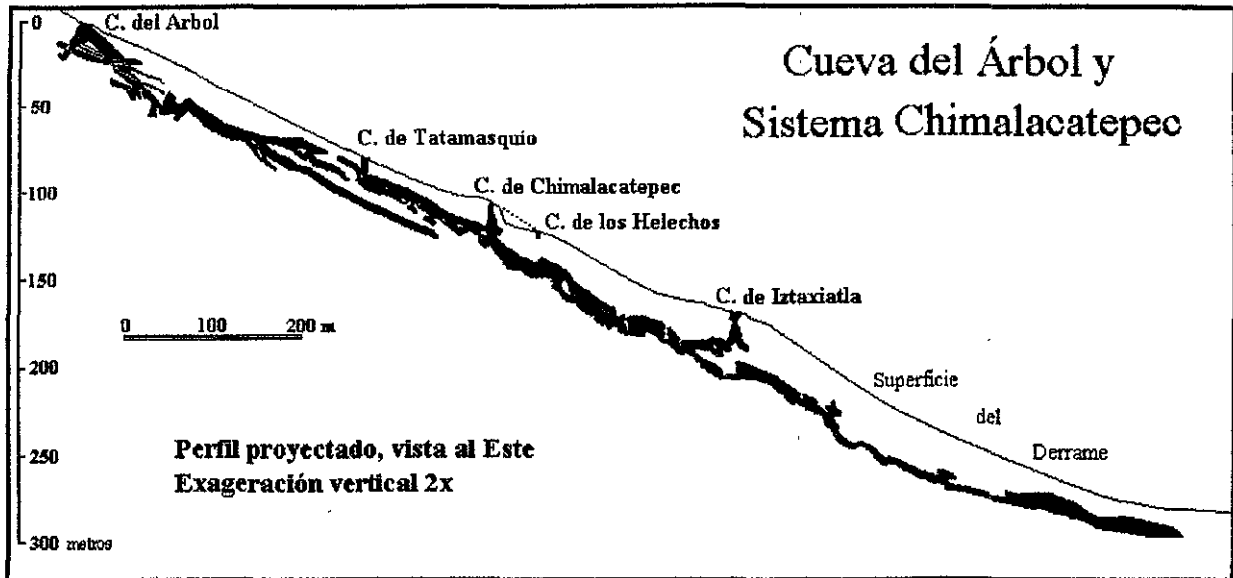
**Figura 23: Sección transversal, Cueva del Tiro Perdido**

Ladera abajo el derrumbe termina al entrar a un segmento de galería cuyo piso está formado por un conspicuo derrame A'a tardío, de color rojo. A los 30 metros la galería se cierra en un domo, formado durante la actividad, como lo demuestra el levee de A'a rojo a todo su alrededor. La continuación del tubo ladera abajo no fue drenada, aunque las estructuras del derrame A'a rojo del piso muestran que fue drenado hacia un nivel inferior. Este derrame, que fue el último en circular por esta cueva, es el mismo que se encuentra en todas las cavidades que formaron parte del tubo maestro.

**D y E: Cueva del Árbol y Sistema Chimalacatepec.**- (D y E en la figura 15, figura 24) La Cueva del Árbol representa, junto con el Sistema Chimalacatepec, un segmento importante del tubo maestro principal que alimentó a la mayor parte del derrame, lo que es evidenciado tanto por sus dimensiones y posición como por sus estructuras internas. Este tubo consiste en un largo cañón, a intervalos separado en varios tubos sobrepuestos por el crecimiento de grandes levees internos, e interceptado por varias entradas en forma de tiros verticales, que de arriba a abajo reciben los nombres de Cueva del Árbol, Cueva de Tatamasquí, Cueva de Chimalacatepec y Cueva de Iztaxiatla, las últimas tres conectadas subterráneamente para formar el Sistema Chimalacatepec. La Cueva de los Helechos es otra claraboya cuya conexión con el sistema está bloqueada. La Cueva del Potrero está en un derrame de rebosamiento paralelo al tubo maestro, es de carácter anastomosado, y por su posición y estructuras internas está genéticamente asociada al Sistema Tlacotenco, descrito posteriormente.

Todas las entradas parecen haber sido claraboyas abiertas durante la actividad, ya que presentan levees marcados hasta el borde superior y las paredes están cubiertas de costra parietal refundida. La única excepción es la Cueva del Árbol, donde el colapso posterior a la actividad borró estas evidencias. Sin embargo, en las fotografías aéreas todas corresponden a hornitos donde se emitieron derrames múltiples o compuestos, que caracterizan al derrame al sur de este punto.

Además, tanto en la Cueva del Árbol como en Chimalacatepec las últimas lavas en circular por su interior fueron el derrame A'a color rojo descrito anteriormente. En estas cavidades, dicho derrame reocupó un tubo en forma de cañón bastante profundo, dejando gruesas costras parietales y grandes *levees* que en ocasiones separan al cañón en varios tubos sobrepuestos, particularmente en las cercanías de las claraboyas.



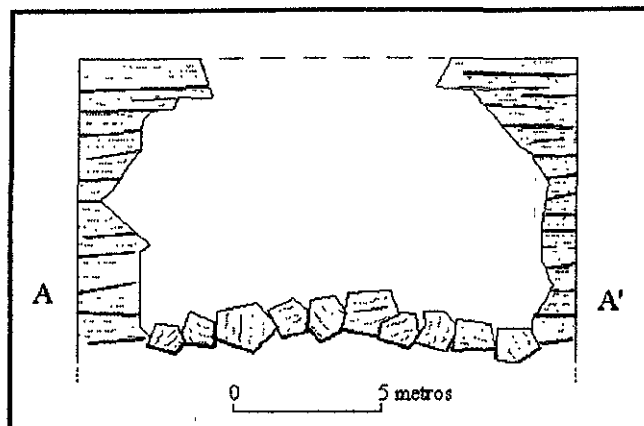
**Figura 24: Perfil proyectado de la Cueva del Árbol y el Sistema Chimalacatepec. Puede observarse la separación en varios niveles en la zona de las claraboyas.**

**D: Cueva del Árbol.-** (figuras 28 y 29) La entrada es un gran colapso en la parte alta de la galería principal. En este lugar el colapso involucra la roca encajonante (fuera de la costra parietal), y puede observarse que el derrame consiste en más de 15 unidades de flujo delgadas (hasta 1 m. de espesor), es decir, se trata de un derrame compuesto o múltiple (figura 25).

La galería principal de la cueva consiste en un gran cañón, relleno parcialmente por el grueso derrame A'a rojo que dejó prominentes *levees* parietales en ambas paredes. En buena parte del recorrido, estos *levees* parietales se unen cerrando el tubo y separándolo en varios niveles sobrepuestos. Además, a varios metros por encima del tubo maestro se abren galerías laterales, de menores dimensiones.

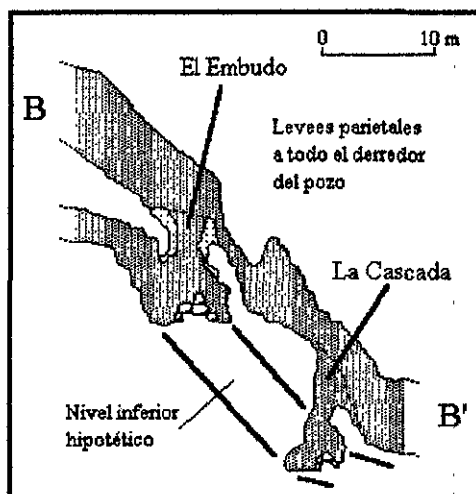
Al norte de la entrada un pequeño tubo semicircular, con piso de pahoehoe y *levees* laterales, diverge de la dirección seguida por la galería principal. Al sur de la entrada, se abren, a ambos lados y a 6 metros de altura sobre el piso, dos galerías semicirculares. La del lado oeste se desarrolla como un tubo paralelo que termina totalmente relleno por lava A'a roja, que entró por la galería principal. En la galería oriental, el derrame A'a rojo penetró en la galería unos 15 metros hasta donde tuerce ladera arriba hacia el norte. A partir de aquí el piso es de pahoehoe, con *levees* parietales muy claros. Esta galería termina bloqueada por el derrame A'a rojo, que reocupa el tubo, procedente de la galería principal. A un nivel más alto se abre, en el lado oriental, casi taponada en su inicio por bloques

arrastrados, una galería semicircular que inmediatamente se divide en dos tubos elipsoidales, con *levees* parietales que muestran en varios lugares incisión por la lava tanto vertical como, en los meandros, lateralmente.



**Figura 25: Sección transversal en la entrada de la Cueva del Árbol**  
**Nótese el colapso, y las paredes conformadas por multitud de unidades de flujo.**

La galería principal parece terminar ladera abajo en un gran pozo con *levees* circulares a todo el derredor, denominado El Embudo, que drenó el derrame A'a hacia un nivel inferior. El pozo da acceso a un segmento de tubo que se prolonga ladera arriba, por debajo de la galería superior, hasta un derrumbe, pero ladera abajo es inaccesible, pues está relleno por el derrame A'a rojo. El *levee* que rodea al Embudo oculta casi totalmente la prolongación, al nivel alto, de la porción superior de la galería, que no fue ocupada por estas lavas, como lo indican sus *levees* de pahoehoe. Este túnel desemboca en la Cascada, donde un pozo en el piso da acceso a un corto segmento del nivel inferior (figura 26).

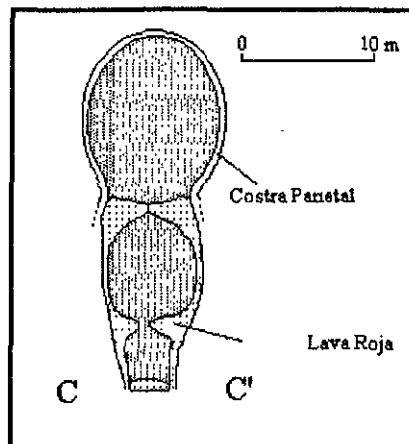


**Figura 26: Perfil de El Embudo y La Cascada. Galería encajonada, rellena por lava A'a roja que forma *levees* y separa al tubo en niveles sobrepuestos, el inferior no drenado**

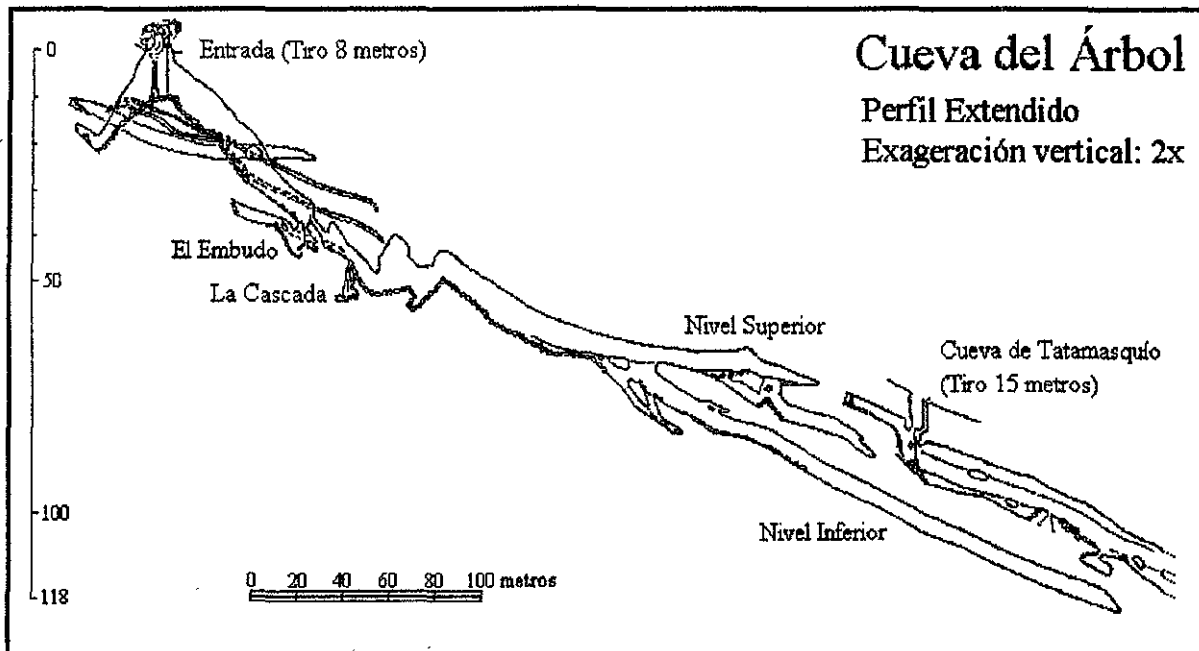
Más adelante se marcan *levees* laterales en la lava A'a roja que forma el piso; ladera abajo estos *levees* crecen hasta cerrar el cañón y separarlo en dos

tubos sobrepuestos. Siguiendo por la galería superior, este proceso vuelve a observarse mas adelante, dando un total de 3 niveles sobrepuestos. Tanto el Nivel Superior como el Nivel Intermedio terminan a menos de 10 metros del Sistema Chimalacatepec. El Nivel Inferior es el de mayor desarrollo, y sobreyace al Gran Cañón de Chimalacatepec durante más de 100 metros. Tanto el nivel intermedio como el inferior presentan una costra parietal a todo el alrededor del tubo, formada por la lava A'a roja.

La forma del tubo, previa al derrame A'a rojo, era un alto cañón excavado por erosión térmica a partir de uno de los tubos elipsoidales anastomosados originales. El derrame A'a rojo reocupó el cañón y relleno parcialmente los ramales anastomosados superiores, y después fue a su vez drenado, y dejó grandes *levees* separando al tubo en niveles sobrepuestos (figura 27).

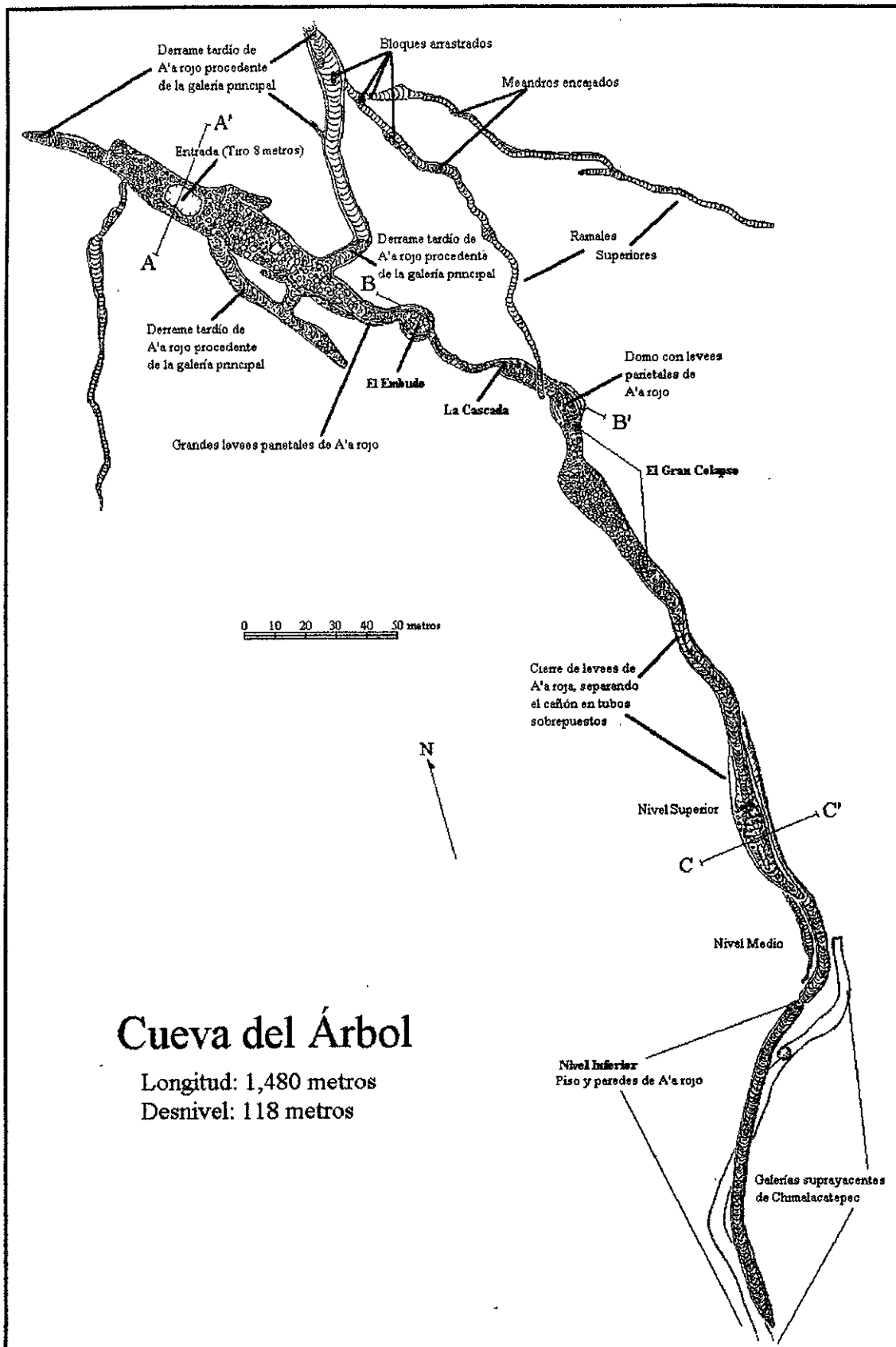


**Figura 27: Sección transversal de las galerías sobrepuestas, Cueva del Árbol. Los *levees* formados en lava A'a Roja, que reocupó una galería encañonada, dividen al cañón en varios tubos elipsoidales sobrepuestos.**



**Figura 28: Perfil de la Cueva del Árbol**





## Cueva del Árbol

Longitud: 1,480 metros

Desnivel: 118 metros

Figura 29: Planta de la Cueva del Árbol

E: Sistema Chimalacatepec.- (E en figura 15, figuras 30 y 31) Es la continuación del tubo maestro principal, observado previamente en Cueva del Árbol. Consiste en un largo cañón interceptado por varias claraboyas que estuvieron abiertas durante la actividad, y que reciben los nombres de Cueva de Tatamasquío, Cueva de Chimalacatepec y Cueva de Iztaxiatla.

El Sistema Chimalacatepec se describirá de norte a sur, siguiendo la dirección en que fluyó el derrame (figuras 33 y 34). El mapa (planta) se presenta en 3 porciones, por la excepcional distancia lineal que recorre esta caverna.

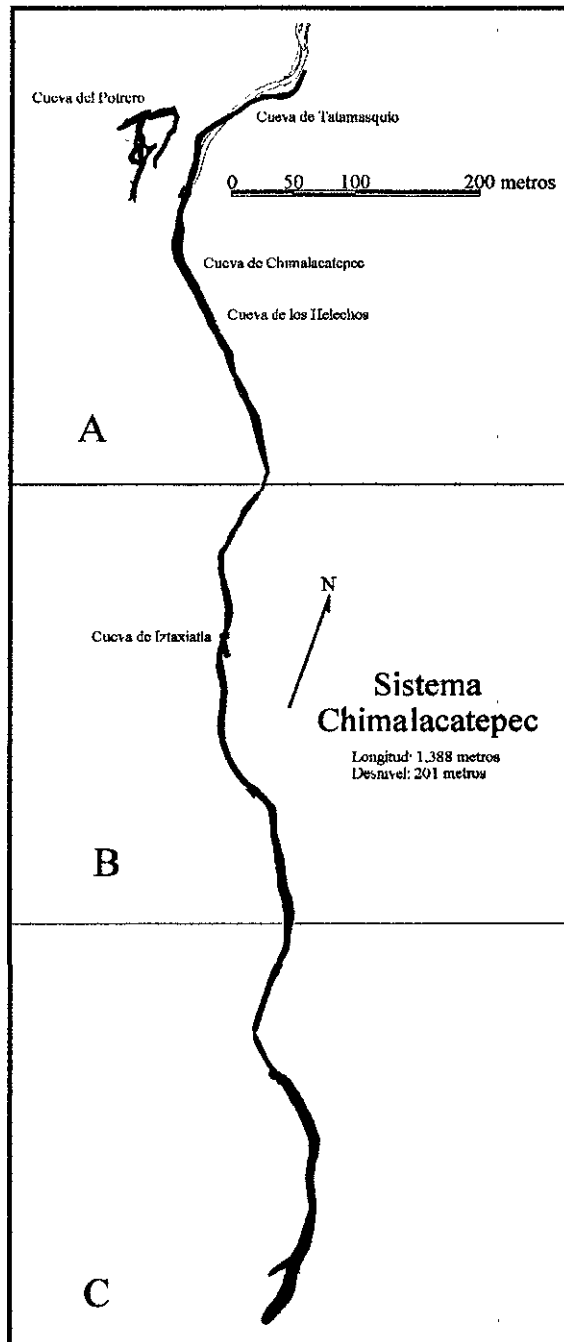
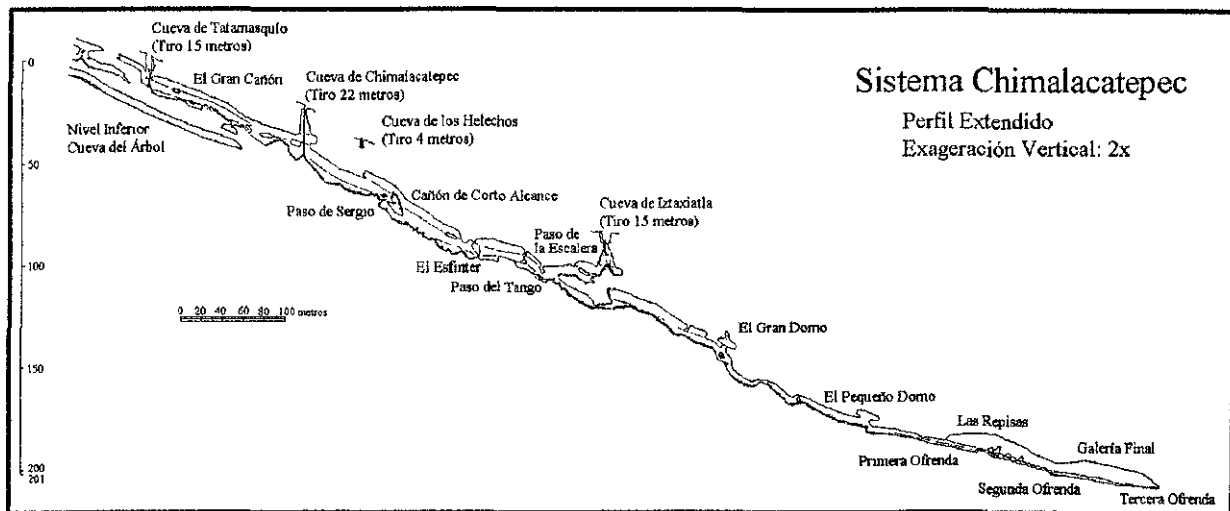


Figura 30: Clave de la Planta del Sistema Chimalacatepec (ver figuras 35 a 37)



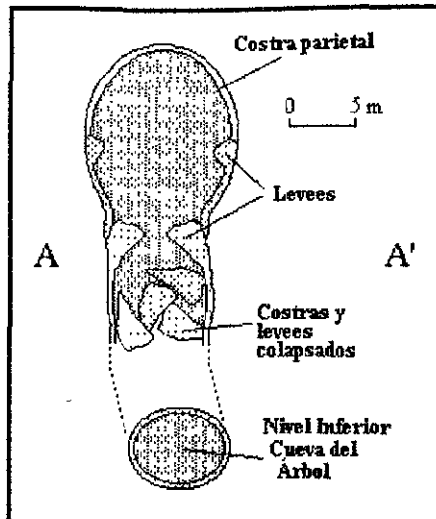
**Figura 31: Perfil del Sistema Chimalacatepec**

En el fondo de esta caverna, a más de medio kilómetro de la entrada más cercana, se realizó un hallazgo arqueológico que consistió en tres ofrendas con un total superior a las noventa piezas de cerámica y piedra tallada, en excelente estado de preservación, pertenecientes a la cultura Tlahuica. La presencia de una figura zoomorfa que representa un caballo, así como algunos fragmentos óseos de gallinas y cerdos (animales introducidos por los españoles) parecen indicar una edad post-contacto o colonial para estas ofrendas (Vega Nova y Pelz Marín, 1994; Broda y Maldonado, 1994). Carbones procedentes de estas ofrendas están en proceso de ser datados. Todas las piezas fueron rescatadas por personal del INAH Morelos al recibir nuestra notificación, y actualmente se encuentran en exposición en un museo expresamente adaptado en el pueblo de San Juan Tlacotenco.

Porción Norte.- (figura 36) El tubo se inicia en un bloque arrastrado empotrado en la galería. El piso del tubo está ocupado por una lengua de la lava A'a roja. En este punto la terminación del nivel superior de Árbol está a seis metros ladera arriba, y los separa la represa formada tras el bloque arrastrado.

Después de 40 metros el piso del tubo forma una cascada de lava al conectar con otro tubo subyacente, que corresponde al nivel intermedio de la cueva del Árbol. Por encima de esta unión se abre la claraboya denominada Cueva de Tatamasquío, que estuvo abierta durante la actividad, como lo muestra la costra parietal que cubre sus paredes hasta la superficie, y por la presencia de levees en sus paredes interiores.

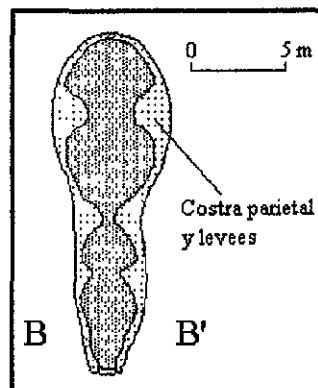
El tramo entre Tatamasquío y Chimalacatepec es el Gran Cañón. El tubo presenta una sección transversal de hasta 15 metros de alto por unos 5 metros de ancho. La progresión se realiza a lo largo de grandes levees parietales y terrazas, mientras que bloques derrumbados ocupan el piso de la galería. El Nivel Inferior de la Cueva del Árbol subyace a esta galería durante los primeros 100 metros (figura 32).



**Figura 32: Sección transversal del Gran Cañón Cueva de Chimalacatepec**

Es importante hacer notar que aunque varias porciones de esta cavidad presentan bloques de derrumbe, éstos están constituidos por fragmentos de costras parietales y *levees*, y el colapso no involucra a la roca encajonante. En los cortes dejados por estos colapsos pueden observarse hasta cuatro costras parietales distintas, depositadas una sobre la otra, reflejando al menos cuatro episodios de drenado y reutilización del tubo maestro. En algunos tramos, el Gran Cañón se subdivide en dos niveles sobrepuestos, mientras que al menos un tercer nivel de formación de *levees* puede distinguirse en la parte alta, reflejando al menos dos periodos de caudal relativamente estable en el interior del tubo.

El Gran Cañón se interrumpe en un colapso hacia un nivel inferior, el Paso de Sergio, que da acceso a una prolongación llamada El Cañón de Corto Alcance. Éste presenta una altura máxima de 15 metros y menos de 5 metros de ancho, y un perfil irregular, debido a que las costras parietales y *levees* rellenan parcialmente el túnel en forma de cañón (figura 33). Termina al estrecharse el cañón hasta que las costras parietales en ambas paredes se tocan, dejando solamente un pequeño espacio a nivel del piso, El Esfínter, de menos de 30 cm de diámetro.



**Figura 33: Sección transversal del Cañón de Corto Alcance, Sistema Chimalacatepec.**

Porción Central.- (figura 37) Pasando hacia el sur el Esfínter, se inicia el Cañón Inferior, de casi 20 metros de alto, pero rápidamente degenera en tres niveles sobrepuestos, inconstantes, separados por *levees* parietales muy marcados. A los 100 metros se llega al Paso del Tango, pequeño salón donde el piso del nivel intermedio se colapsó hacia el nivel inferior. Subiendo hacia el nivel superior, se llega a los pocos metros al Paso de la Escalera, donde el piso del nivel superior se colapsó hacia el intermedio en dos puntos. El nivel intermedio está bloqueado por el material de derrumbe, pero subiendo al superior, se alcanza la base de la claraboya denominada Cueva de Iztaxiatla. La prolongación ladera abajo de estos niveles sobrepuestos no es penetrable.

Desde el Paso del Tango se continúa hacia el sur por el nivel inferior, una galería elipsoidal, cuyo piso es de A'a rojo donde no está cubierto por bloques de derrumbe. Las paredes y el techo del tubo presentan varias costras parietales, residuos de los últimos derrames que fluyeron por el tubo, y también se observan varios *levees* de pahoehoe.

Unos 130 metros después del Paso del Tango, se pasa bajo El Gran Domo. Dos grandes *levees* desprendidos casi bloquean el paso, y arriba se distingue un segmento del nivel superior. Es posible que también haya funcionado como claraboya, pero desarrolló una costra antes de terminar la actividad, por lo que no existe comunicación con la superficie.

A partir del Gran Domo la galería disminuye en altura y aumenta en anchura, volviéndose elipsoidal. Piso, techo y paredes están recubiertos por una costra parietal gruesa de la lava A'a roja, escoriácea y fácilmente desprendible. Más adelante el piso está enteramente formado por grandes bloques, que son *levees* y cortezas desprendidos. Poco después termina el derrumbe, y se entra a una galería elipsoidal, con *levees* de pahoehoe y piso de A'a rojo.

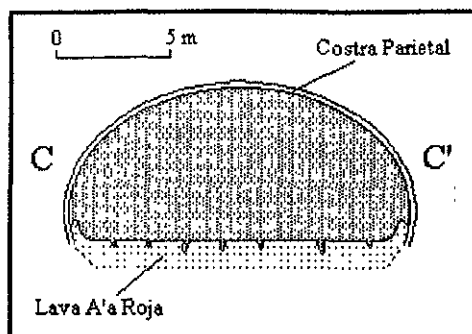
Porción Sur.- (figura 38) La galería elipsoidal presenta una inclinación mucho menor que en los cañones previamente descritos. Al disminuir el gradiente también disminuye la altura de la galería hasta que se encuentra un paso estrecho, traspuesto el cual se encontró la Primera Ofrenda. Bajo dos prominentes *levees* parietales se encontraron 3 sahumeros y 16 cajetes, mientras que sobre los *levees* se encontraron 50 piezas de piedra labrada, principalmente cuentas de jadeita.

Un último segmento encañonado, de grandes dimensiones, con prominentes balcones laterales, denominado Las Repisas, tiene el piso enteramente cubierto por grandes bloques que son fragmentos de costras parietales y *levees* desprendidos. En estos colapsos se pueden distinguir por lo menos 5 costras parietales sobrepuestas, algunas de hasta más de un metro de espesor, que representan al menos 5 episodios de flujo y drenado del tubo maestro.

Estos colapsos terminan abruptamente para dar paso a la Galería Terminal, que presenta una sección semielipsoidal de 15 metros de diámetro, parcialmente rellena por la lava A'a roja que forma el piso. Los *levees* desaparecen bajo el piso, y en éste se observan grietas de contracción (figura 34), formadas con los últimos movimientos de la lava, ya casi solidificada. Un tubo lateral, parcialmente relleno por el derrame final, se extiende solamente 20 metros antes de quedar bloqueado.

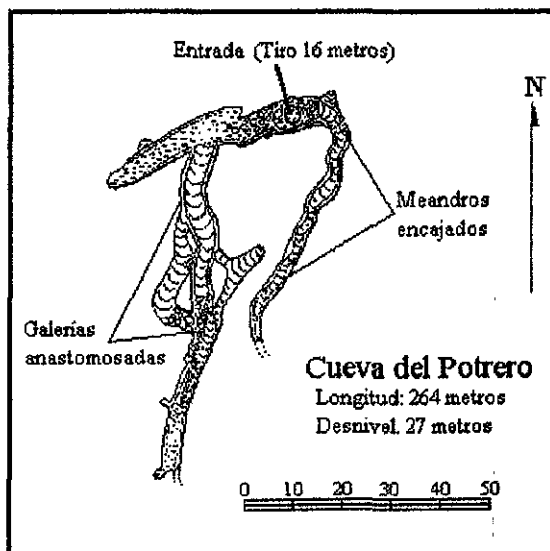
En esta bifurcación se encontró la Segunda Ofrenda, que consistió en tres sahumeros y 4 cajetes alineados con el eje de la galería.

Desde este punto hasta el final el techo baja progresivamente hasta alcanzar el nivel del piso. Aquí se encontró la Tercera Ofrenda, que consistió en dos sahumeros colocados sobre los restos de un fuego, y 10 cajetes. El Sistema Chimalacatepec recorre un desnivel de 201 metros, por lo que es la cavidad volcánica más profunda de México y la 8ª a nivel mundial (Anexo 1). Una conexión con la Cueva del Árbol daría un sistema con un desnivel superior a los 280 metros.



**Figura 34: Sección transversal de la galería final del Sistema Chimalacatepec. Nótese las grietas de enfriamiento en la Lava A'a roja que rellena casi medio tubo.**

Cueva del Potrero. - Es una pequeña cavidad que no está conectada al Sistema Chimalacatepec, pero se encuentra tan cercana a éste que se optó por mostrar ambas cavidades en el mapa (figuras 33 y 36). La entrada es una claraboya vertical que llega a una corta galería de sección elipsoidal, colmada por ceniza, de la que se desprenden dos pequeños tubos elipsoidales, uno de los cuales presenta un meandro lateral (figura 35). El desarrollo es paralelo al Gran Cañón de Chimalacatepec y muy cercano a éste. Sin embargo, esta cavidad representa un derrame de rebosamiento procedente del tubo maestro, y se encuentra genéticamente relacionada con el Sistema Tlacotenco, descrito más adelante.



**Figura 35: Planta de la Cueva del Potrero.**

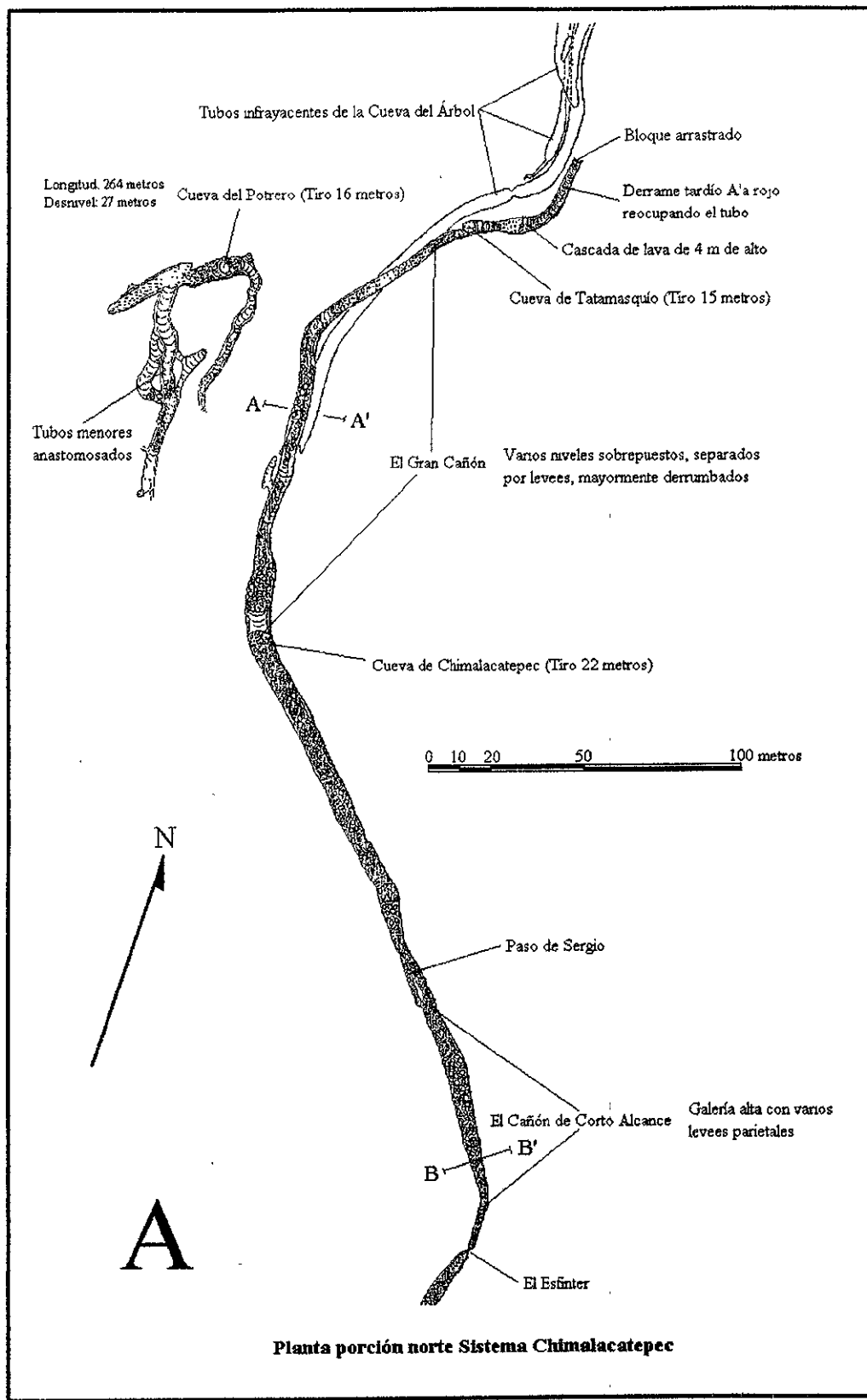


Figura 36

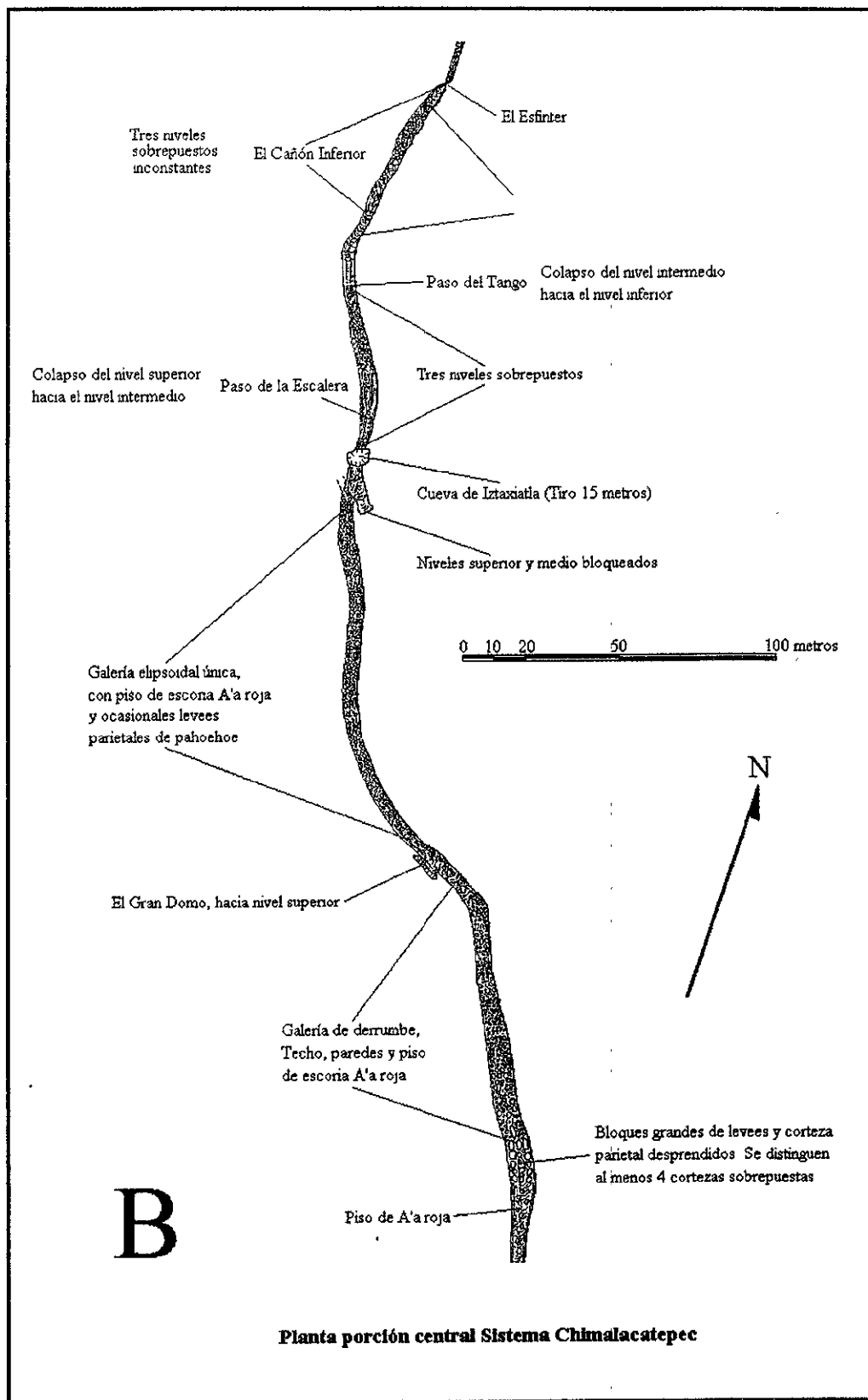


Figura 37



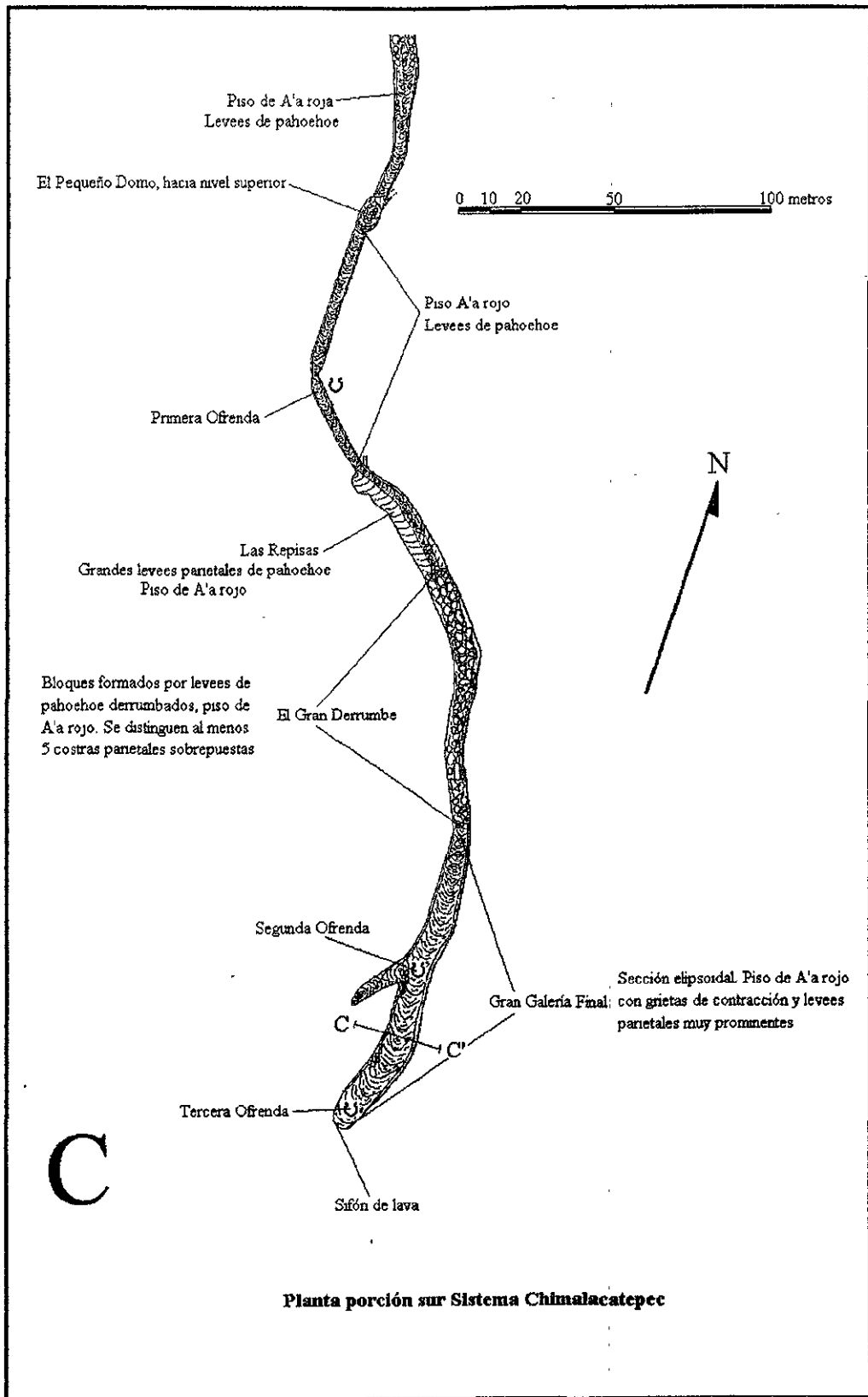
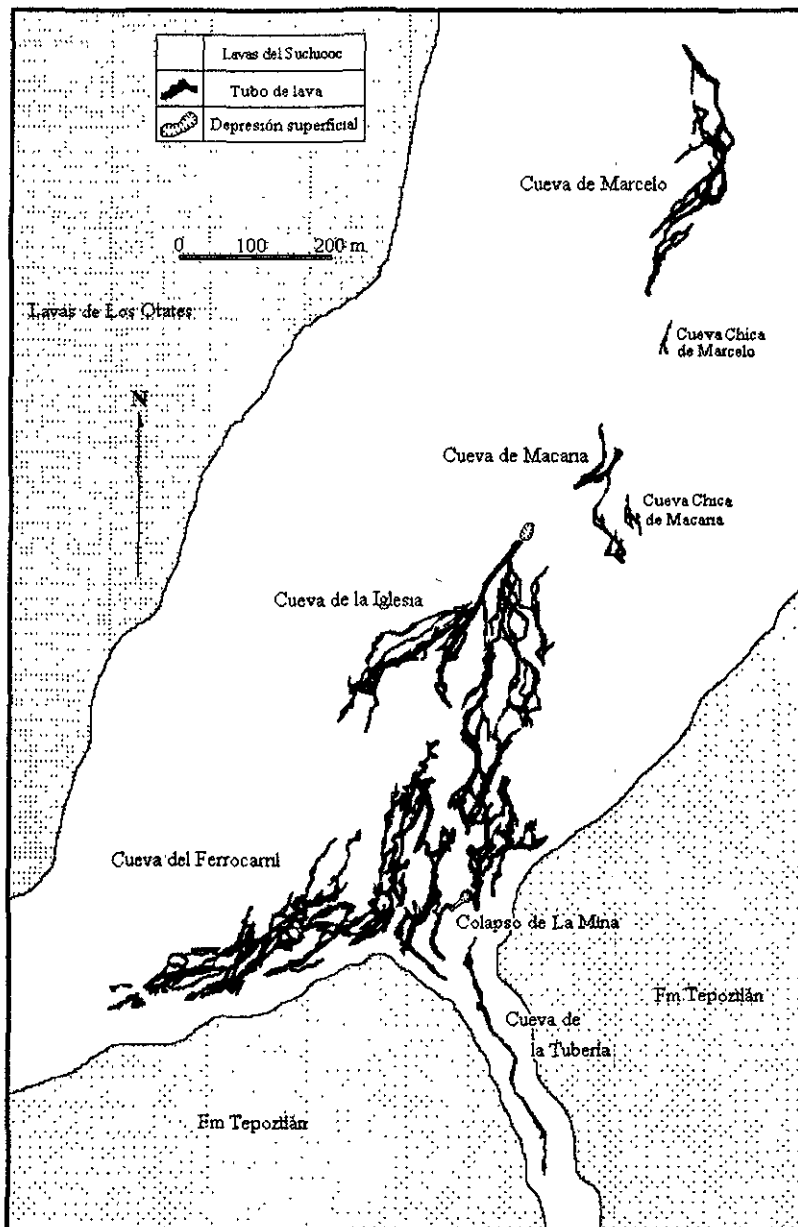


Figura 38

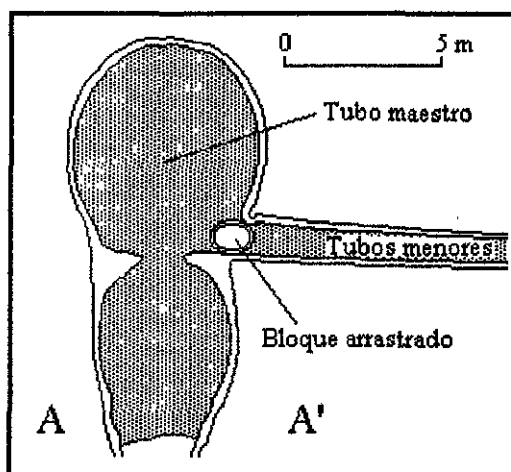
**F y G: Derrame de San Juan Tlacotenco.-** (F y G en la figura 15, figura 39) Las cavidades más largas y complicadas del volcán Suchiooc se formaron en un derrame múltiple emitido como rebosamiento del tubo maestro, que bajó hacia el sudoeste, por donde se asienta actualmente el poblado de San Juan Tlacotenco. El carácter múltiple del derrame es visible en los cortes realizados por la vía del ferrocarril. Los tubos son particularmente complicados, puesto que en esta zona el derrame se bifurcó otra vez en dos lenguas alrededor de cerros de la Fm. Tepoztlán. Aun cuando todas las cavidades estuvieron conectadas, existen numerosos puntos en que el paso se encuentra bloqueado, derrumbado o relleno, separando al sistema de tubos en varias cavidades, que se describirán de norte a sur.



**Figura 39: Plano del derrame y tubos de lava de San Juan Tlacotenco (F y G en la figura 15)**

F: Cueva de Marcelo.- (figura 39, figura 41) Se abre en el extremo norte del pueblo de San Juan Tlacotenco, al lado de la terracería que sube hacia el Suchiooc. Consiste en una red de galerías pequeñas, de sección elipsoidal, situadas alrededor de un pequeño tubo maestro de forma encañonada y con grandes *levees* parietales.

El túnel principal se inicia como una galería elipsoidal de grandes dimensiones, con *levees* de pahoehoe y piso transicional a A'a. Desemboca en El Gran Colapso, gran salón de derrumbe formado en la intersección del tubo principal con varios tubos elipsoidales menores. A partir de aquí, el túnel principal presenta frecuentes colapsos que oscurecen sus estructuras primarias. En las porciones preservadas consiste en un cañón que presenta un piso formado por un derrame transicional a A'a, pero tiene grandes *levees* parietales de pahoehoe. El más alto de estos *levees* forma una gran repisa de la que parten una serie de conductos menores, situados cerca de 10 metros por encima del piso de las galerías subyacentes (figura 40). Esta relación indica que el piso del tubo principal fue excavado por erosión térmica, mientras los tubos menores fueron abandonados.

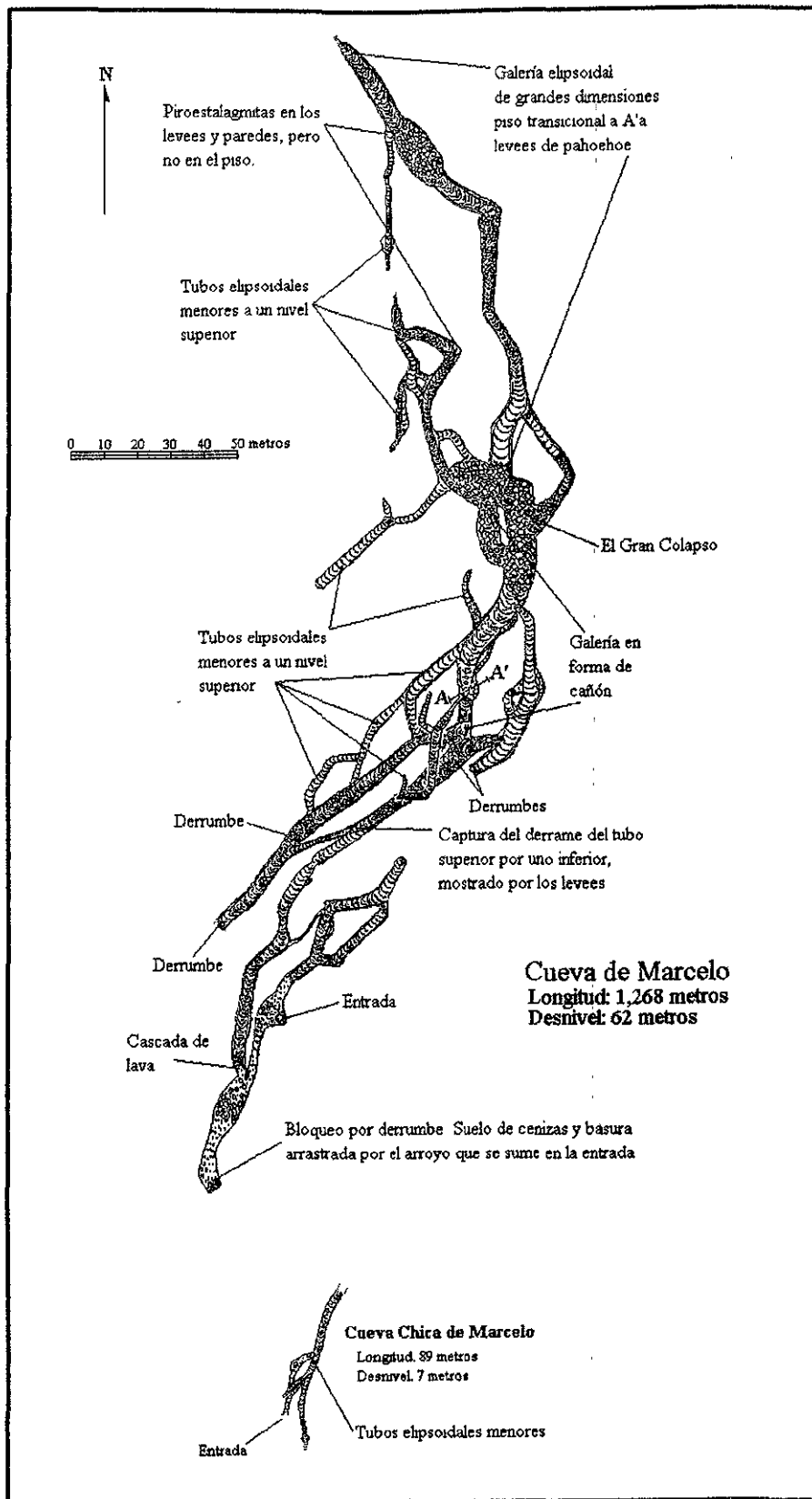


**Figura 40: Relación entre tubo maestro y tubos menores Cueva de Marcelo, Sistema Tlacotenco.**

Los numerosos *levees* encontrados en los ramales menores muestran que fueron drenados y reocupados por lava varias veces, mientras que el tubo principal no dejaba de mantenerse activo. La presencia en algunos de los tubos menores de piroestalagmitas en los *levees* y paredes más no en el piso muestra también que algunos tubos seguían activos, aunque ya parcialmente drenados.

La entrada es un colapso que funciona como sumidero de un arroyo temporal y desemboca lateralmente a una de las galerías menores. El arroyo arrastra grandes cantidades de suelo y basura, que siguen la galería hacia abajo y terminan bloqueándola totalmente.

Cueva Chica de Marcelo.- (figura 39, figura 41) Se trata de una pequeña cavidad que consiste en una serie de galerías de pequeñas dimensiones, que pronto se vuelven demasiado estrechas para permitir el acceso.



**Figura 41: Planta de las Cuevas de Marcelo**

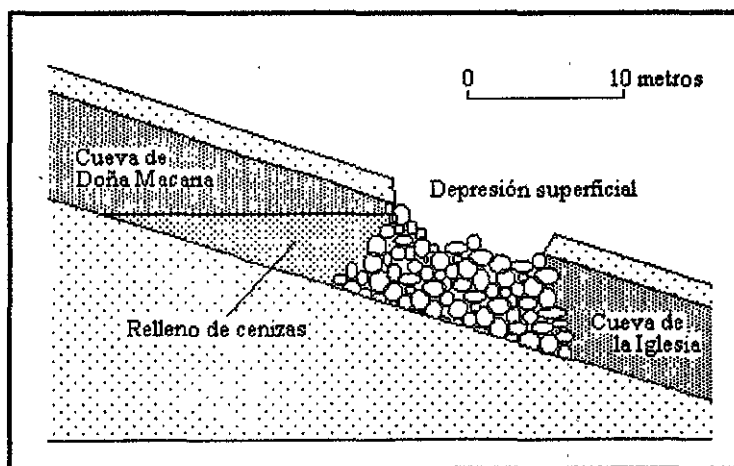
G: Sistema Tlacotenco. - (G en la figura 15, figura 39) Está integrado por 7 cuevas distintas, separadas por segmentos colapsados, que integran un complicado sistema de tubos anastomosado tridimensionalmente. Algunos de estos tubos son de dimensiones mayores y presentan *levees* parietales, pero la gran mayoría son pequeños tubos elipsoidales desarrollados en hasta tres niveles distintos, entrecruzados.

Casi todas las galerías presentan pisos y costras parietales delgadas de pahoehoe con abundantes piroestalagmitas en el techo, aunque algunos de los tubos mayores presentan derrames de piso transicionales a A'a, que representan las últimas lavas en fluir por estos tubos, que cambiaron de carácter al solidificarse, y no están relacionados con el derrame A'a rojo descrito en las cavidades del tubo maestro.

También son muy abundantes los bloques arrastrados, que en ocasiones llegan a obstruir algunos tubos formando represas. Casi todos los tubos, con excepción de los más pequeños, presentan pequeños *levees* parietales o de piso y marcas de nivel de lava que muestran que fueron drenados y reocupados varias veces. Multitud de otras estructuras primarias han sido identificadas en estos tubos.

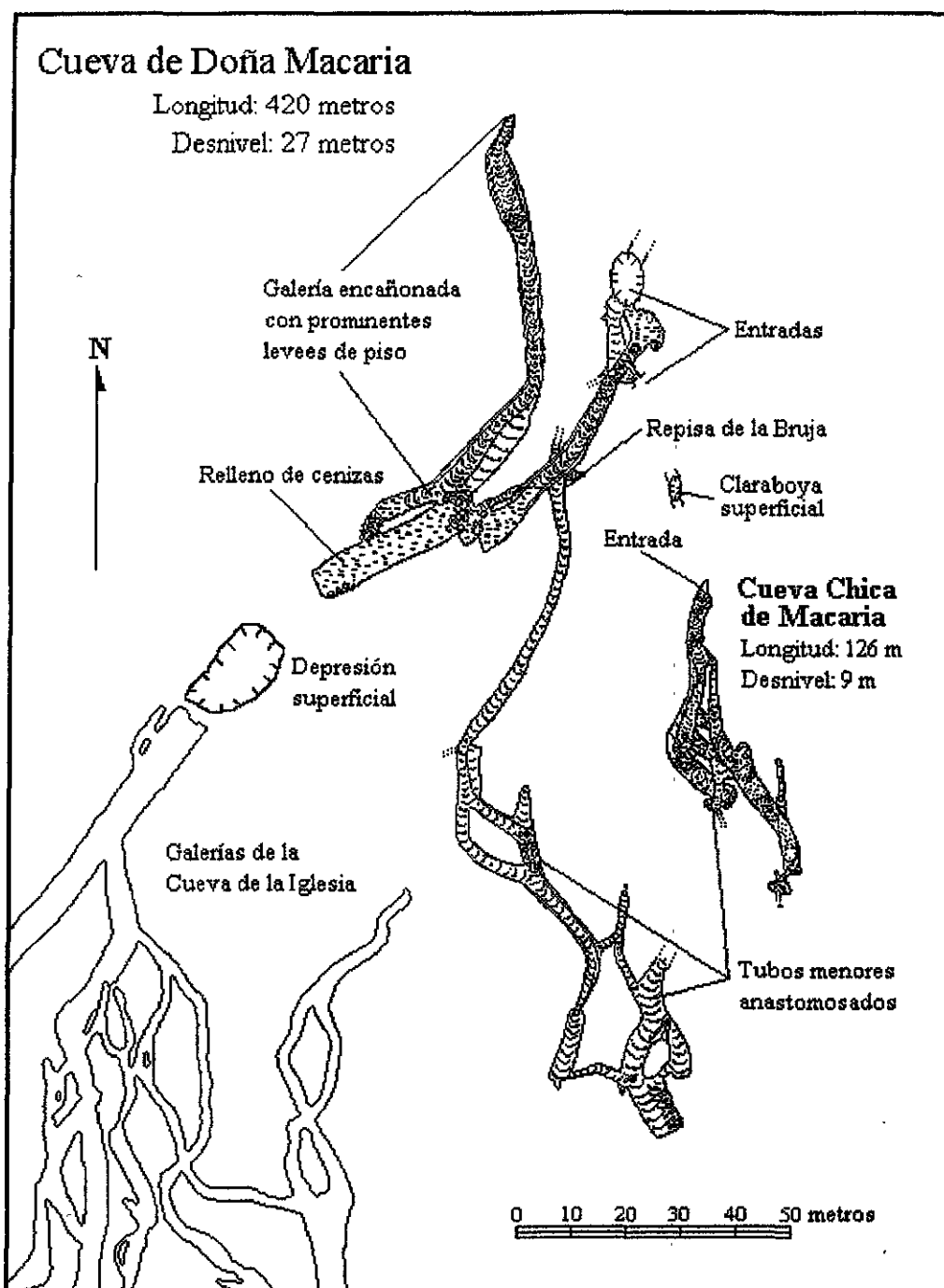
Para su descripción se seguirá la dirección del derrame, es decir, de norte a sur:

*Cueva de Doña Macaria.* - (figura 39, figura 43) La entrada principal es un colapso. Ladera arriba el túnel está relleno por suelos. Hacia abajo presenta la forma de un cañón enmarcado por altos *levees*. Se pasa bajo una claraboya que en superficie corresponde a un hornito que emitió varias lenguas pequeñas de lava. La galería desciende en pendiente fuerte, antes de entroncar con otro túnel procedente de la derecha, en el que se ven grandes *levees* parietales enmarcando un canal central ocupado por un derrame transicional a A'a. Hacia abajo estas dos galerías forman un solo gran túnel de techo bajo, pues está relleno por cenizas. Este punto está a 30 metros del colapso que cierra ladera arriba a la Galería Principal de la Cueva de la Iglesia (figura 42).



**Figura 42: Segmentación del tubo maestro entre las cuevas de Macaria e Iglesia, causado por un colapso de techo y relleno posterior de cenizas.**

Unos 20 metros abajo de la claraboya se abre hacia la izquierda, a unos tres metros por encima del nivel del piso, el Ramal de la Bruja. En él se observa un desarrollo anastomosado a lo largo de galerías de pequeñas dimensiones.



**Figura 43: Planta de las Cuevas de Doña Macaria**

*Cueva Chica de Macaria.*- (figura 39, figura 43) Unos metros abajo de la claraboya de la cueva de Macaria hay un túmulo parcialmente colapsado, del que salieron gran cantidad de dedos y lóbulos de pahoehoe, que se solidificaron al

haber recorrido unos pocos metros. Poco después hay un segmento de canal, sin techo, que da acceso a la Cueva Chica de Macaria. Consiste en dos segmentos de galería paralelos, conectados por conductos transversales, cuyo piso corresponde a los *levees* de las galerías. Termina en una represa de bloques arrastrados.

*Cueva de la Iglesia-Mina Superior.* - (figura 39, figura 44) Esta cavidad tiene un total de 5,145 metros de galerías, por lo que se trata de la segunda cavidad volcánica más larga explorada hasta ahora en México y Norteamérica y la 14ª a nivel mundial (Anexo 1). Aún hay galerías inexploradas. Presenta una galería principal de gran diámetro, de sección elipsoidal en la parte sur pero elongada verticalmente y con algunos tramos con niveles sobrepuestos en la porción norte. En ambos extremos presenta entradas por colapso. El colapso superior separa a la Cueva de la Iglesia de la Cueva de Macaria, y la entrada fue bloqueada recientemente por el dueño del terreno. El colapso inferior ocurrió hace pocos años, cuando un tractor pasaba sobre el tubo, y fue tapiado en fechas recientes. El piso del tubo está ocupado por un derrame transicional a A'a, pero está flanqueado por varios continuos y prominentes *levees* parietales de pahoehoe.

De la galería principal se desprenden, a niveles superiores, varios complicados sistemas de galerías anastomosadas tridimensionalmente. A unos treinta metros del colapso superior se encuentra, en la pared este, la entrada a La Segunda Axial, casi obstruida por un bloque arrastrado. Es una galería más alta que ancha, con *levees* parietales y de piso muy claramente marcados, y de la que se desprenden galerías anastomosadas de dimensiones menores que dan acceso al Complejo Lodoso, con abundantes depósitos de cenizas, y al Complejo Norte, ocupado en su parte final por un derrame A'a tardío que bloquea la prolongación de sus galerías.

A lo largo de la Segunda Axial se encuentran numerosas estalactitas secundarias, formadas por minerales transportados en solución por el agua. Aunque no se han analizado químicamente, reaccionan al ácido clorhídrico diluido al 10%, por lo que uno de sus componentes principales debe ser Calcita. Poco después depósitos de cenizas casi rellenan la galería. Hacia abajo se desprenden pasajes en circuito a ambos lados, ligeramente más altos, y algunos ramales de menor importancia, hasta llegar a El Laberinto, en que la galería se subdivide en varios ramales en un patrón anastomosado.

Todos los pasajes coalescen en un salón de derrumbe, al final del cual se forman dos galerías paralelas que terminan juntándose cerca del fondo, donde está obturado por cenizas (Complejo Terminal). Varios túneles transversales interconectan a estos dos tubos en un patrón muy complejo, y presentan varios niveles de *levees* y algunos bloques arrastrados.

Por encima del Complejo Terminal se encuentra el acceso a una serie de tubos que ladera arriba forman el Complejo Sur, cuyas galerías extremas son prolongaciones de las galerías del Complejo Norte. Ladera abajo estos tubos llevan a las galerías de la Mina Superior, en donde se puede reconocer la continuación de la Segunda Axial en varios segmentos de dimensiones mayores, como el Salón de las Raíces y la zona de la entrada. Un pequeño colapso forma el único acceso actualmente penetrable de esta cavidad. Aunque existen otras entradas, todas son colapsos causados por las construcciones urbanas en el

pueblo de San Juan Tlacotenco, y han sido bloqueadas por los habitantes del lugar.

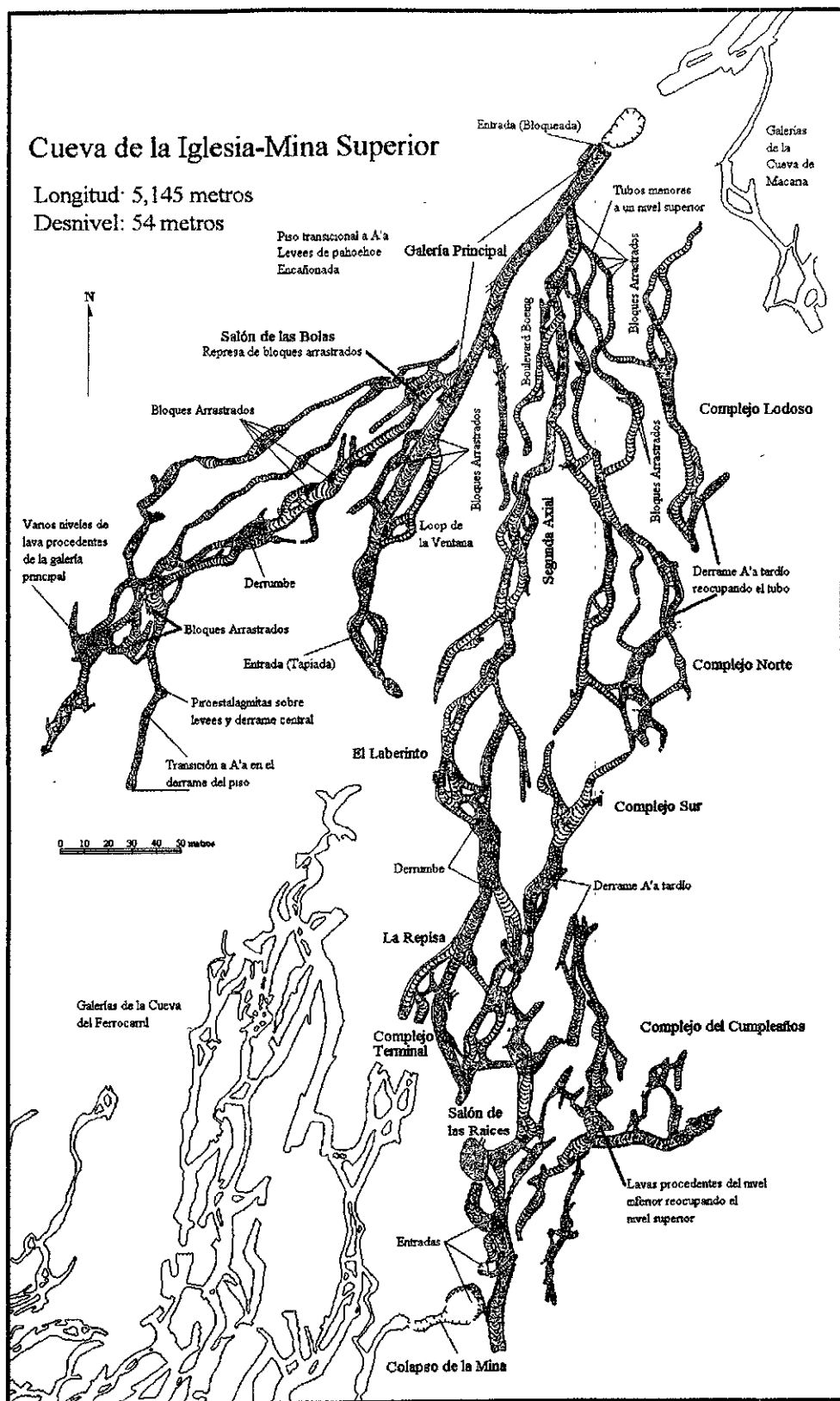
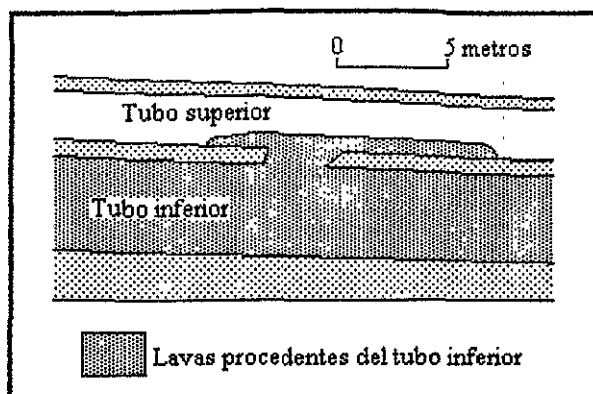


Figura 44: Planta de la Cueva de la Iglesia-Mina Superior



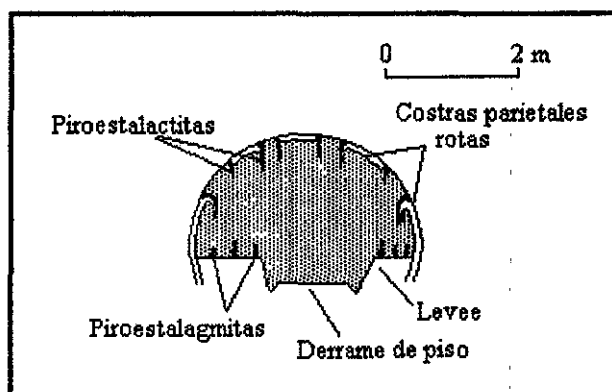
Una serie de tubos muy estrechos, al lado oriental del Salón de las Raíces, dan acceso a las Galerías del Cumpleaños, dispuestas en dos niveles, el superior de los cuales fue rellenado parcialmente por lavas provenientes del nivel inferior, que luego fue drenado (figura 45).



**Figura 45:** Perfil parcial de las Galerías del Cumpleaños, Cueva de la Iglesia-Mina Superior, Sistema Tlacotenco, mostrando como la lava del nivel inferior invadió el nivel superior.

Al sur de la entrada a la Segunda Axial, se abre al lado oeste de la galería principal el Salón de las Bolas. Es una bifurcación donde se inician tres galerías paralelas que se unen y separan en forma complicada. Gran cantidad de bloques arrastrados forman represas que casi bloquean el acceso a estos túneles. Esta ramificación presenta tres salones de derrumbe, formados en intersecciones mayores entre las distintas galerías. Las dos prolongaciones más largas terminan en un sifón de lava y en un bloqueo por suelos respectivamente.

En el ramal de la izquierda se encuentran extraordinarias piroestalactitas y piroestalagmitas, formadas al desprenderse la costra parietal, por escurrimiento de la lava líquida que estaba atrás de la costra. Las piroestalagmitas sólo se encuentran en los levees y no sobre el derrame del piso, a pesar de que hay piroestalactitas a todo lo ancho del techo, lo que indica que el derrame del piso estaba activo en el momento de su formación, y las gotas de lava se incorporaron a éste (figura 46).



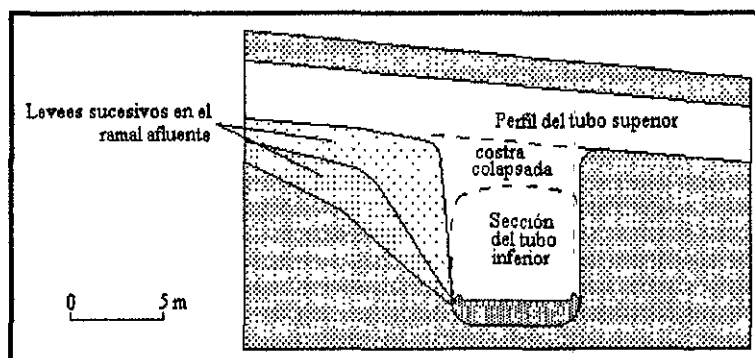
**Figura 46:** Esquema de la formación de piroestalactitas y piroestalagmitas por rompimiento de la costra parietal. Nótese piroestalagmitas en los levees, pero no en el derrame de piso.

El siguiente grupo de galerías, bajando hacia el sur por la Galería Principal, es el *Loop* de la Ventana, del lado oriental. Es una galería subcircular que fue casi obstruida por un gran bloque arrastrado. A la misma altura, pero del lado oeste, existen tres accesos a una galería paralela, de techo muy bajo. Hacia el sur, la galería principal disminuye de altura y se vuelve elipsoidal, para terminar en un bloqueo por cenizas. Su continuación puede verse en La Cañería de Ferrocarril-Mina Inferior.

*Cueva del Ferrocarril-Mina Inferior.*- (figura 39, figura 48) La longitud de esta cavidad es de 5,602 metros, por lo que se trata de la cavidad volcánica más larga explorada en México y Norteamérica, y la 12ª a nivel mundial (Anexo 1). Quedan galerías inexploradas. Las entradas principales están ubicadas en los cortes de la vía del tren. Otras entradas, formadas por colapsos, intersectan diversos puntos de la cavidad.

Exceptuando La Cañería, que por su posición y dimensiones es la continuación de tubo maestro (Galería Principal) en Iglesia-Mina Superior, el resto de la cavidad es un enrejado de pequeños tubos en compleja anastomosis tridimensional. Este patrón es aún más complicado por el hecho de que el derrame de Tlacotenco se subdividió en dos ramas independientes para rodear los peñascos de la Fm. Tepoztlán. Por arriba (norte) de esta división la cavidad consiste en hasta 10 galerías subparalelas, interconectadas por galerías transversales menores. Las situadas en la porción oriental terminan por unirse en dos galerías dirigidas hacia el sudeste. Terminan bloqueadas por ceniza a poca distancia de la Cueva de la Tubería.

El resto de los tubos alimentó la rama sudoeste del derrame. Conforman un complicado sistema de tubos elipsoidales de pequeño diámetro. En varias intersecciones se cruzan tubos a distinto nivel; puede verse, en los patrones de *levees*, que en la mayoría de los casos el colapso que unió los conductos ocurrió durante la actividad, y la galería inferior pirateó la lava de la superior. Esto implicó un aumento del gradiente, por lo que la lava erosionó y modificó su cauce hasta bajar al nivel de la galería inferior. Mientras tanto, la continuación del tubo superior quedó abandonada y dejó de evolucionar (figura 47). Este proceso es particularmente claro en las galerías que se unen al Salón de los Murciélagos, aunque es visible en otras intersecciones, como La Taza, el Salón del Lodo y El Balcón, donde modificaciones posteriores durante la actividad obscurecen el proceso.



**Figura 47:** Esquema de la erosión del piso de un ramal afluente, por ajuste de su gradiente. Salón de los Murciélagos, cueva del Ferrocarril-Mina Inferior, Sistema Tlacotenco.

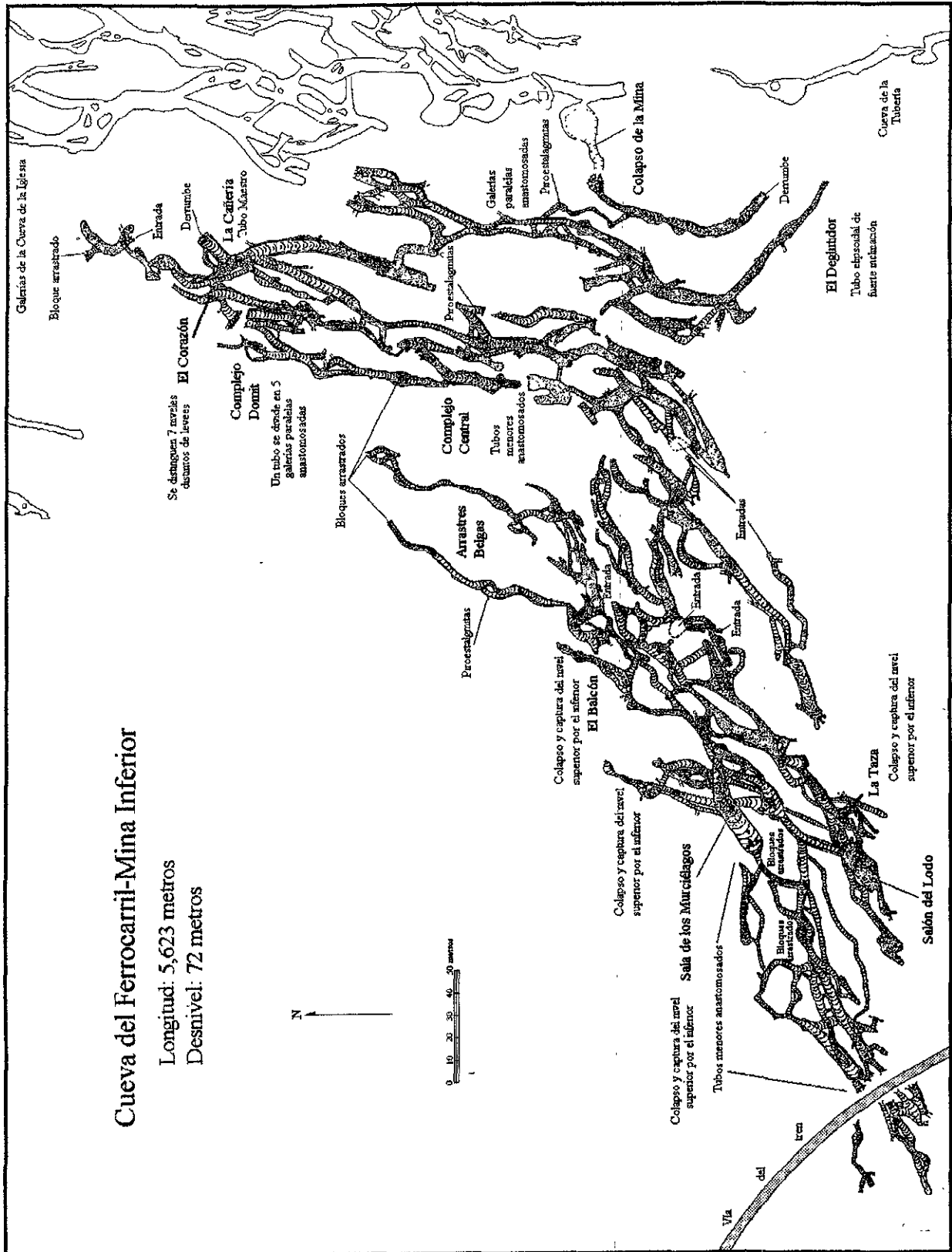


Figura 48: Planta de la Cueva del Ferrocarril-Mina Inferior

En otros puntos, los bloques colapsados fueron arrastrados, formando represas. En la zona de La Taza la lava modificó por erosión térmica los bloques arrastrados, abriendo un complicado laberinto entre ellos para alcanzar el Salón del Lodo. Otras represas se encuentran en las cercanías de los cortes de la vía del tren. Ladera abajo, algunas galerías están cerradas por rellenos de suelos o se vuelven demasiado pequeñas. Sin embargo, las dos principales prosiguen hasta salir en el corte de la vía del tren. Su continuación hacia el sudoeste forma la Cueva del Capulín.

*Cueva de Tepetomatitla.* - (figura 39, figura 49) Está situada entre el Ramal de las Bolas de la Cueva de la Iglesia y el Salón de los Murciélagos de la Cueva del Ferrocarril, y probablemente unía estas galerías durante la actividad. La entrada es un pequeño orificio en el terreno de Don Celso Ramírez, situada en el extremo sur de la cavidad. El salón inmediato a la entrada, relleno parcialmente por cenizas, se divide inmediatamente en los dos ramales de la cavidad, ambos anastomosados, subdividiéndose complejamente. En el extremo norte de la cavidad, estos dos ramales anastomosados se reúnen en un laberinto muy complicado denominado El Nudo Gordiano. A excepción del ramal oriental, que se prolonga unos 50 metros, todos los demás ramales terminan en un gran derrumbe, que debe haberse producido en otra intersección compleja.

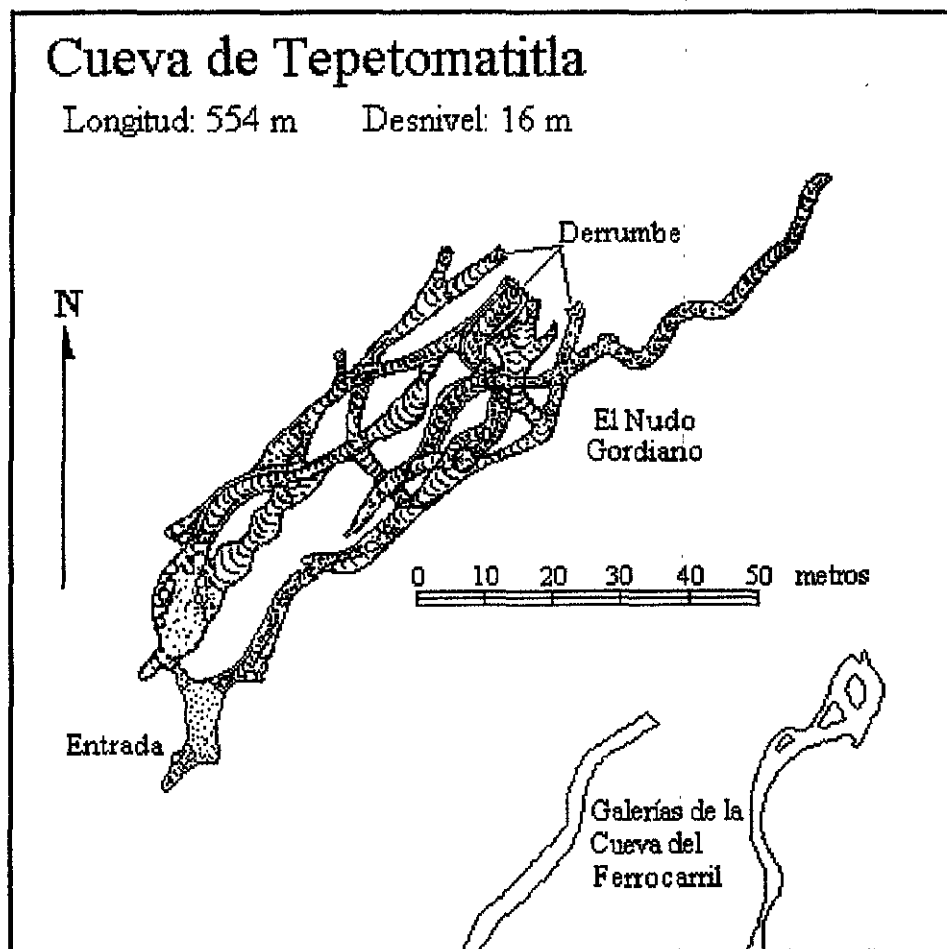
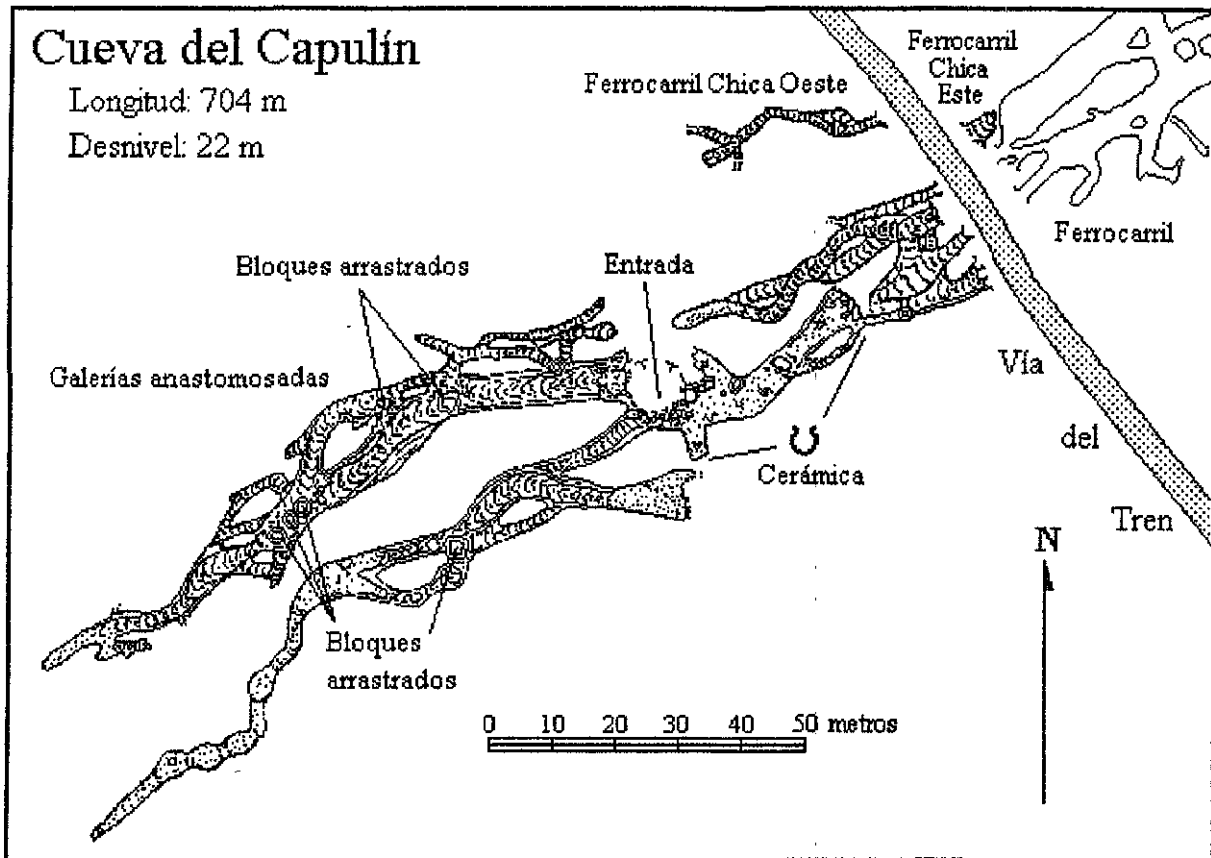


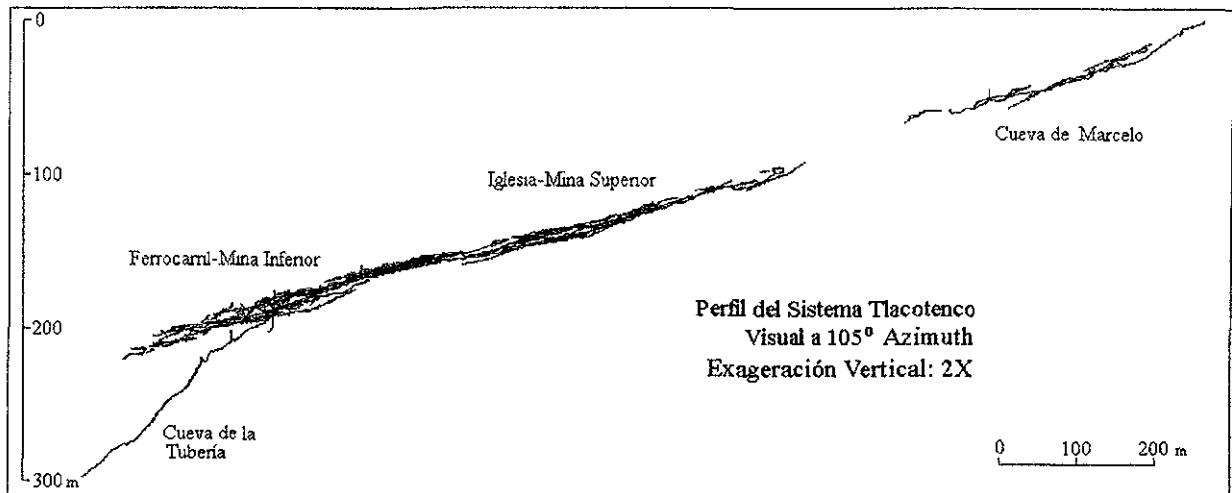
Figura 49: Planta de la Cueva de Tepetomatitla

*Cueva del Capulín.*- (figura 39, figura 50) Es la continuación hacia el sudoeste de la Cueva del Ferrocarril. Las entradas que dan al corte de la vía del tren son estrechas. La entrada principal está situada al pie de un gran árbol de Capulín, y es un colapso de techo del que parten tres galerías. La ascendente, con piso de cenizas y abundantes ofrendas recientes, que incluyen figuras de cerámica y juguetes de plástico, flores y frutas, termina en un derrumbe, por encima del cual un túnel estrecho conecta con las galerías accesibles desde la vía del tren. Las otras dos galerías, descendentes, son de dimensiones pequeñas y están anastomosadas, presentando intersecciones complejas por la presencia de abundantes bloques arrastrados formando represas. Ambas se cierran en rellenos de cenizas.



**Figura 50: Planta de la Cueva del Capulín**

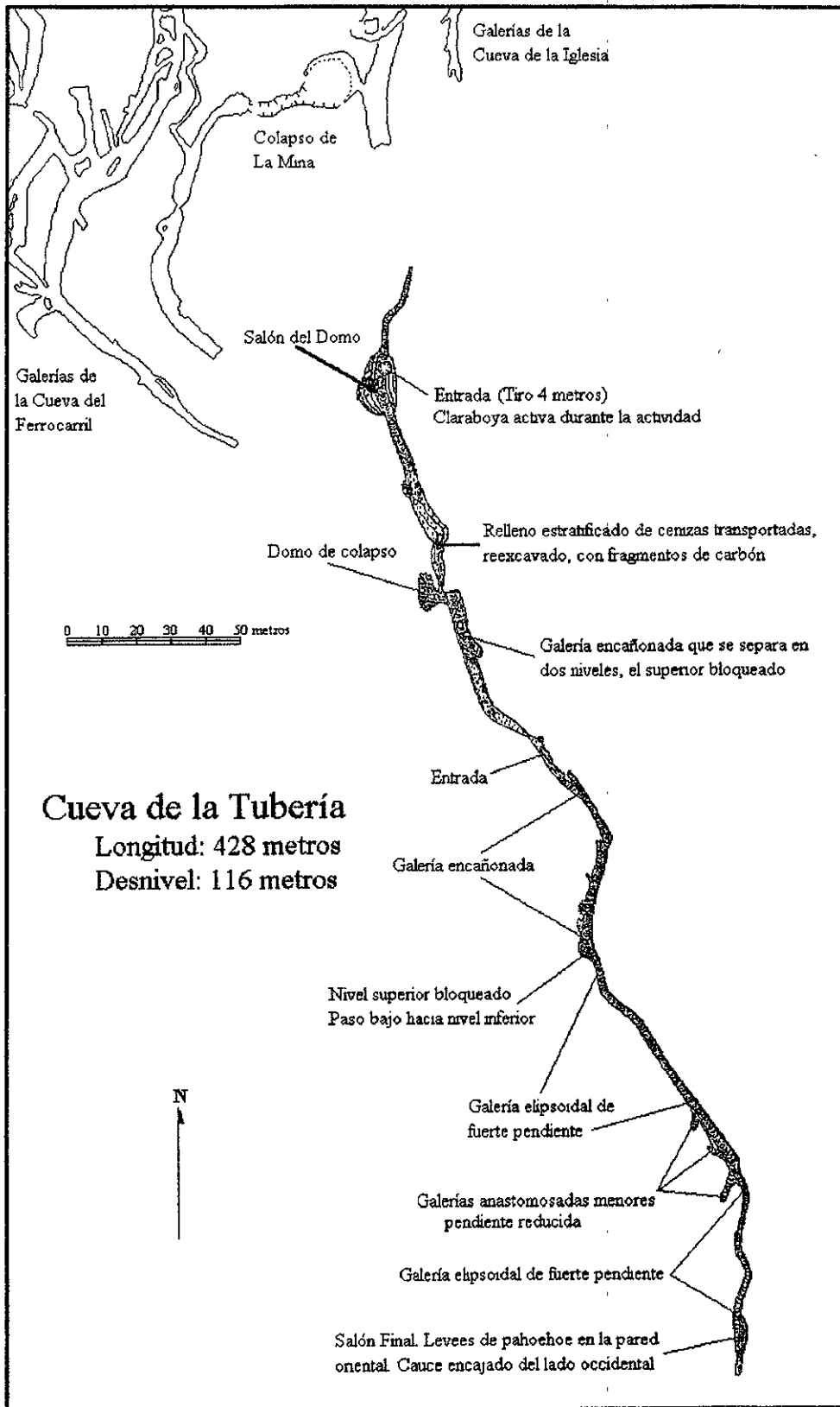
*Cueva de la Tubería.*- (figura 52) Es una galería única, más o menos rectilínea, emplazada en la lengua del derrame que se dirige hacia Meztitla. Es notable que esta cueva, a pesar de su cercanía a las porciones más complejas del Sistema Tlacotenco, sea de trazado tan simple. Esto se debe al incremento en gradiente del derrame en que está emplazada (figura 51).



**Figura 51: Perfil del Sistema Tlacotenco. Nótese el incremento en el gradiente en la cueva de la Tubería, con relación al resto del sistema.**

Presenta una claraboya en su extremo norte, que desemboca al Salón del Domo, donde grandes *levees* parietales y repisas de bloques arrastrados contornean el borde de un tiro que baja a un segmento de un tubo inferior, cerrado por colapso en ambas direcciones. Por el tubo principal se entra a una galería de dimensiones confortables con el piso formado por cenizas. Bajando un escalón se desemboca a una galería casi totalmente rellena por las cenizas y reexcavada por los escurrimientos de agua. Los depósitos de ceniza están estratificados, y presentan laminación cruzada. Carbones de estos depósitos están en proceso de ser fechados; el relleno por cenizas transportadas en esta y otras cavidades del Suchiooc puede haberse generado por una repentina abundancia de cenizas, asociada a la erupción de alguno de los volcanes mas jóvenes de las cercanías (Tlaloc o el Chichinautzin), de aquí el interés en fecharlo.

Transpuesto un derrumbe, se pasa a una galería encañonada. Mas adelante, se llega a la entrada principal de esta cavidad, un colapso del techo situado al lado de la vereda que baja hacia Meztitla, casi directamente debajo de una tubería. Hacia abajo, la galería forma un cañón encajonado con prominentes *levees* parietales, hasta donde está bloqueado por lodo. En este tramo se encuentran dos cortos ramales cerrados, que formaban un pequeño *loop* por encima del piso de la galería principal.



**Figura 52: Planta de la Cueva de la Tubería**

El Sistema Tlacotenco está conformado por un tubo maestro de dimensiones mucho menores al de Chimalacatepec, del que se desprenden, a un nivel ligeramente superior, complejos de tubos menores, anastomosados, aunque en un patrón general distributivo. El tubo maestro, continuación del identificado en la Cueva de Marcelo, es claramente reconocible en la porción norte del sistema (ladera arriba) pero pierde su identidad hacia el sur (ladera abajo). En el mismo sentido se incrementa la complejidad de los tubos menores, y disminuye su diámetro (figura 53).

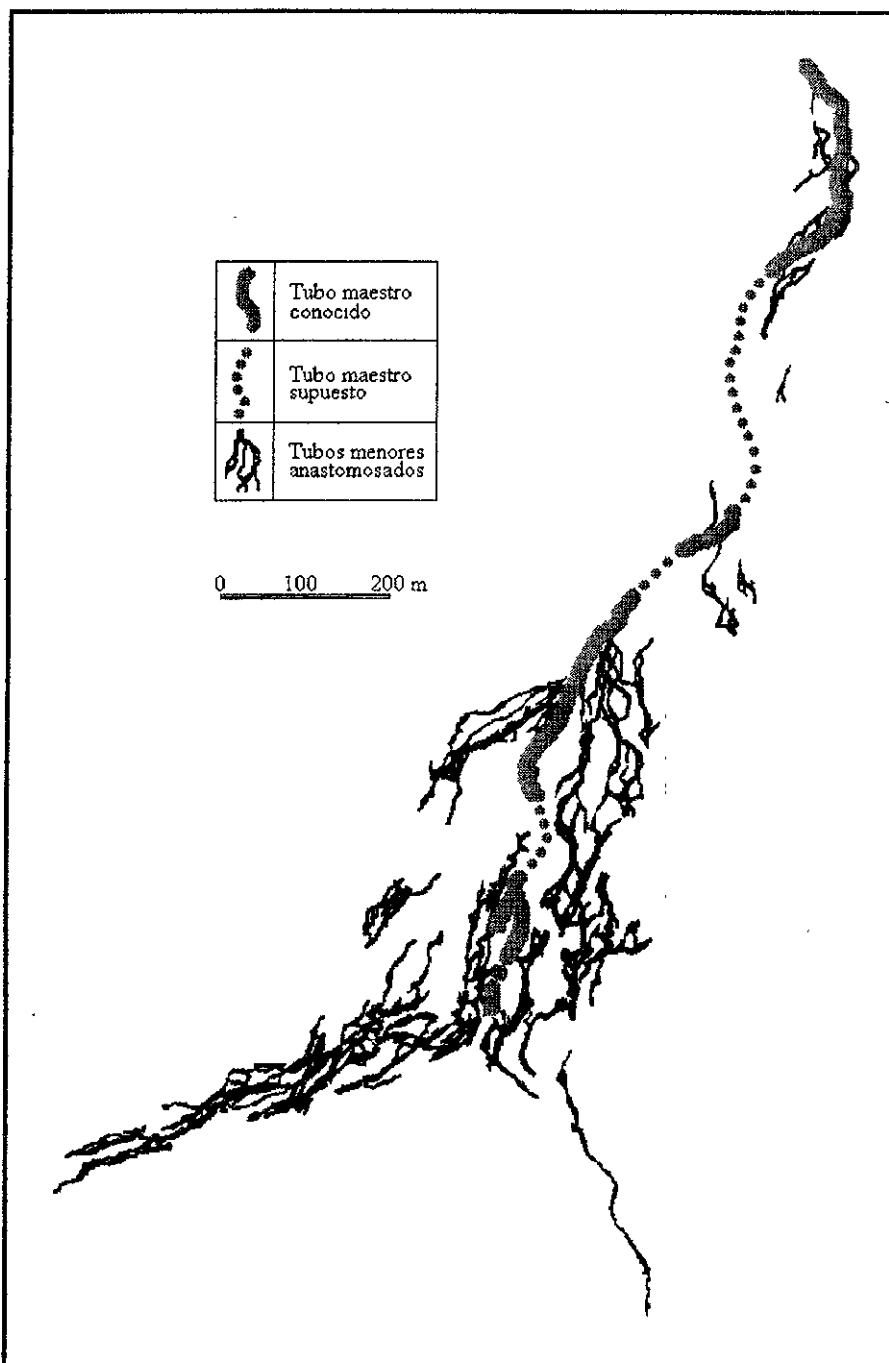
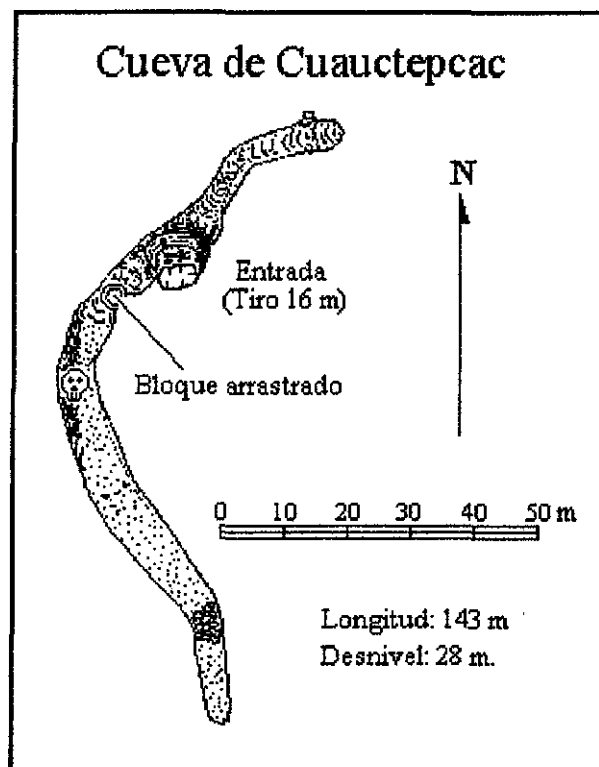


Figura 53: Ubicación del tubo maestro en el derrame de San Juan Tlacotenco



**H: Cueva de Cuauhtepcac.-** (H en la figura 15, figura 54) Está situada en el extremo oriental del derrame del Suchiooc, y emplazada en un derrame unitario. Consiste en una sola galería encañonada. La entrada es una gran claraboya que estuvo abierta durante la actividad, como lo muestra el gran levee a todo el derredor del tiro de entrada. Ladera abajo de la entrada se encuentra un gran bloque arrastrado de mas de 3 metros de diámetro que prácticamente obstruye la galería. Traspuesto el bloque, se encontraron restos óseos humanos bastante antiguos, como lo demuestra el hecho de que el cráneo está relleno de cenizas, así como lo está todo el piso de la galería terminal. Esta cavidad parece estar en el mismo derrame unitario en que se abren, mucho mas abajo, las cuevas de Amatlán y Retirada.



**Figura 54: Planta de la Cueva de Cuauhtepcac**

**I, J y K: Derrame Tepemecac.-** (I, J y K en la figura. 15) El derrame individual emplazado por el tubo de lava preservado en las cuevas de Tepemecac, Barreto y Aucomolijia, es identificable en fotografías aéreas casi desde la altura del Cerro Tepemecac. Fue emplazado en forma de una lengua simple o unitaria, que desarrolló levees, formando un canal que después se cerró para techar el tubo. Esto es debido al alto caudal del derrame que lo formó y/o a la fuerte pendiente en que está emplazado. Es anterior al desarrollo de los derrames múltiples emitidos como rebosamiento desde el tubo maestro de Chimalacatepec, ya que éstos lo cubren. Todas las cavidades presentan una galería individual, en general encañonada, con prominentes levees, terrazas y costras parietales. La presencia de varias depresiones superficiales a lo largo de este derrame indica la existencia de prolongaciones actualmente no accesibles de este tubo.

I: Cueva de Tepemecac.- (I en la figura 15, figura 55) Esta cavidad presenta dos entradas, ambas formadas por colapso. El túnel entre ambas entradas es grande y su piso está ocupado por un derrame transicional a A'a con prominentes *levees* parietales, especialmente en la pared occidental. El colapso de la segunda entrada casi cierra el paso. Rodeando el material de derrumbe se entra en una galería en forma de un profundo cañón con *levees* parietales, y cuyo piso está ocupado por el mismo derrame A'a de la parte superior (figura 56). Unos 10 metros antes de que la galería sea taponada por cenizas, se desprende a un nivel superior un túnel no explorado, que pudiera dar acceso a una prolongación de la cavidad.

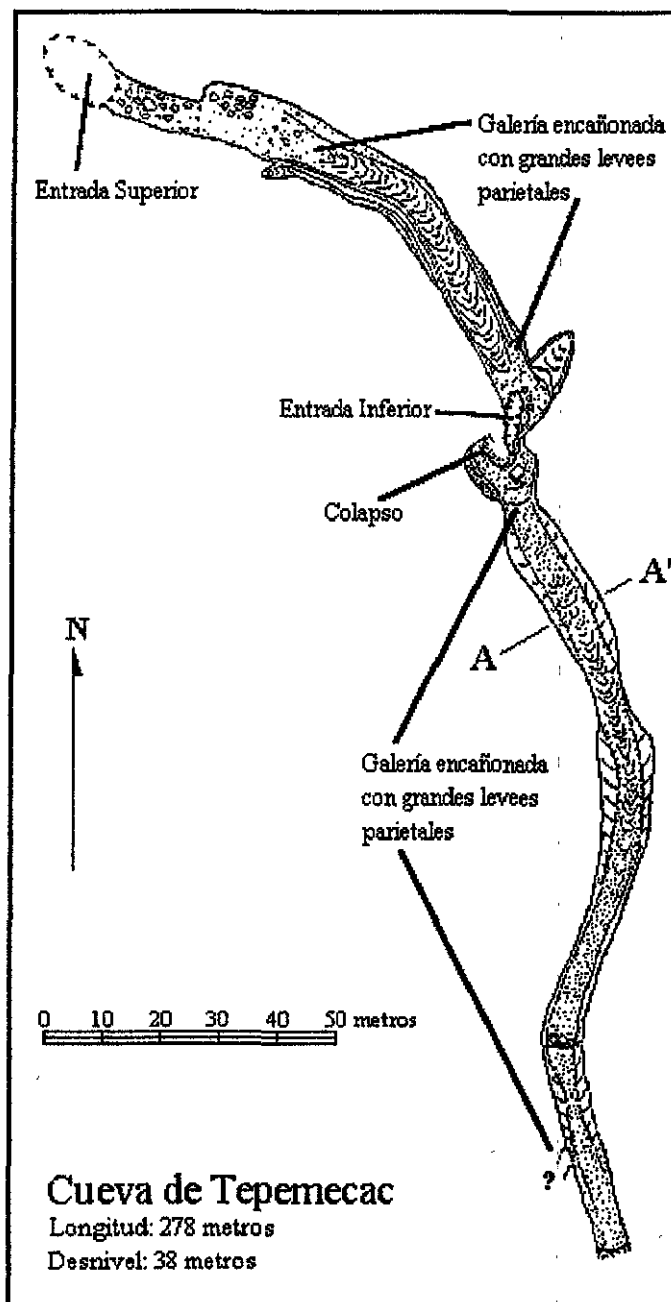


Figura 55: Planta de la Cueva de Tepemecac

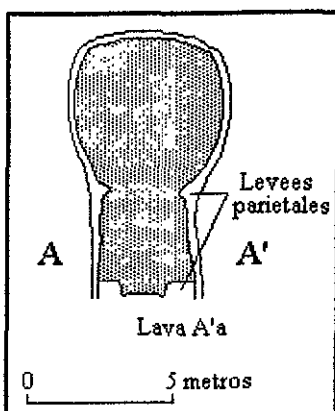


Figura 56: Sección transversal, Cueva de Tepemecac

J: Cueva de Barreto.- (J en la figura 15, figura 57) Se trata de un segmento de 130 metros de largo del tubo que se observó en la cueva de Tepemecac. El colapso que forma la entrada está situado en el extremo norte de la cavidad y casi bloquea el paso. Entre los bloques colapsados se alcanza una galería de 3 a 5 metros de ancho y hasta 6 de alto, con prominentes *levees parietales* y terrazas con bloques arrastrados, que termina en un relleno de cenizas.

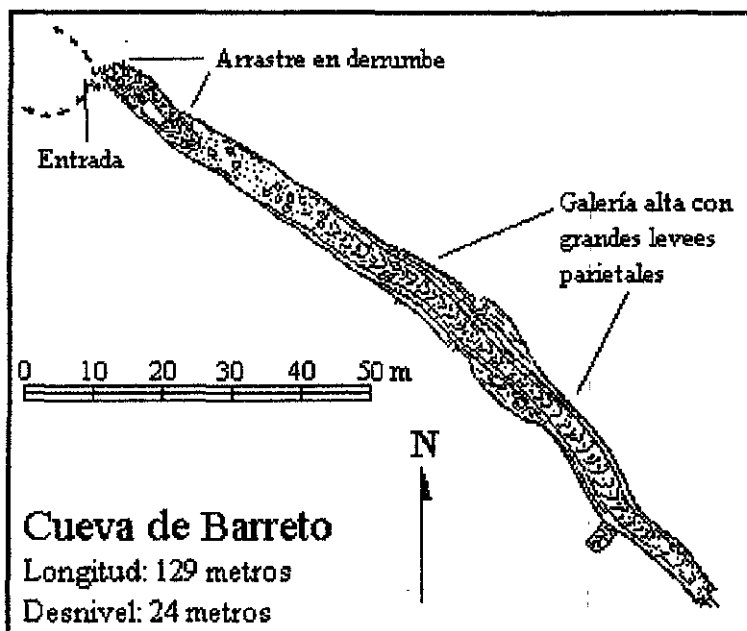
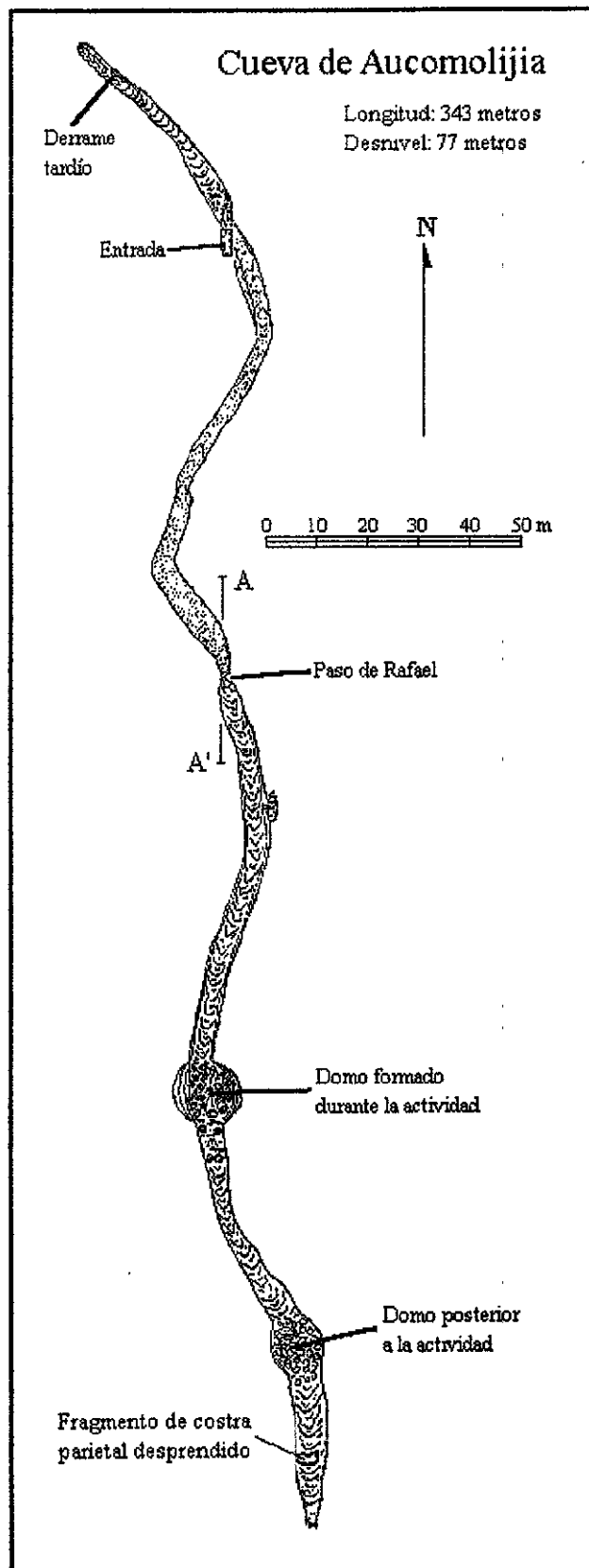
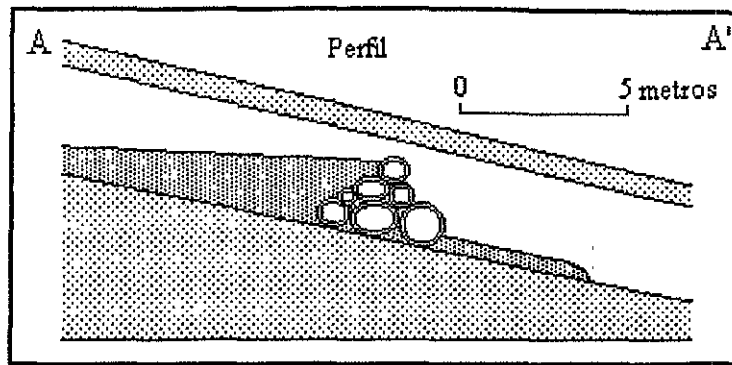


Figura 57: Planta de la Cueva de Barreto

K: Cueva de Aucomolijja.- (K en la figura 15, figura 58) La entrada es un pequeño orificio en la parte alta de un túmulo colapsado. Da acceso a la única galería de la cavidad, que es un segmento del mismo tubo que formó Tepemecac y Barreto. Ladera arriba el tubo está cerrado por un derrame A'a tardío. Ladera abajo se encuentra una galería cuyo piso está ocupado por cenizas o suelo. El Paso de Rafael es una estrecha gatera, causada por una represa de bloques arrastrados visible al otro lado (figura 59).



**Figura 58: Planta de la Cueva de Aucomolijia**



**Figura 59: Paso de Rafael, represa de bloques arrastrados, Cueva de Aucomolijja.**

Unos 100 metros después se alcanza un domo de colapso; sin embargo, los bloques en su base están soldados entre sí, y no representan el total de volumen que falta en el domo. Esto y la presencia de levees en las paredes puede deberse a que este domo inició su formación durante la actividad, con lo que la mayoría de los bloques colapsados fueron arrastrados por el derrame. Unos 40 metros después existe otro domo, cuyo colapso fue posterior a la actividad, como lo muestra la ausencia de estructuras primarias. Poco después termina el tubo bloqueado por cenizas.

**L: Cuevas de Amatlán y Retirada.-** (L en figura 15, figura 60) Situadas en el extremo oriental del derrame, probablemente representan el mismo tubo unitario que la Cueva de Cuauhtepcac, situada más arriba. La Cueva de Amatlán es un pequeño segmento de un tubo maestro, formado por dos niveles sobrepuestos, conectados mediante una claraboya interna. La Cueva Retirada, separada de Amatlán por un derrumbe, es un segmento mayor del mismo tubo. También está dispuesta en dos niveles sobrepuestos, aunque en la mayor parte del recorrido la separación entre ambos niveles está colapsada. A lo largo de la porción central se encuentran numerosas estalactitas de Calcita, en su mayoría asociadas a grandes fracturas de enfriamiento que cortan la corteza parietal. Poco antes del final, el nivel superior se cierra y los patrones de levees muestran como fue drenado hacia el nivel inferior, que termina poco después.

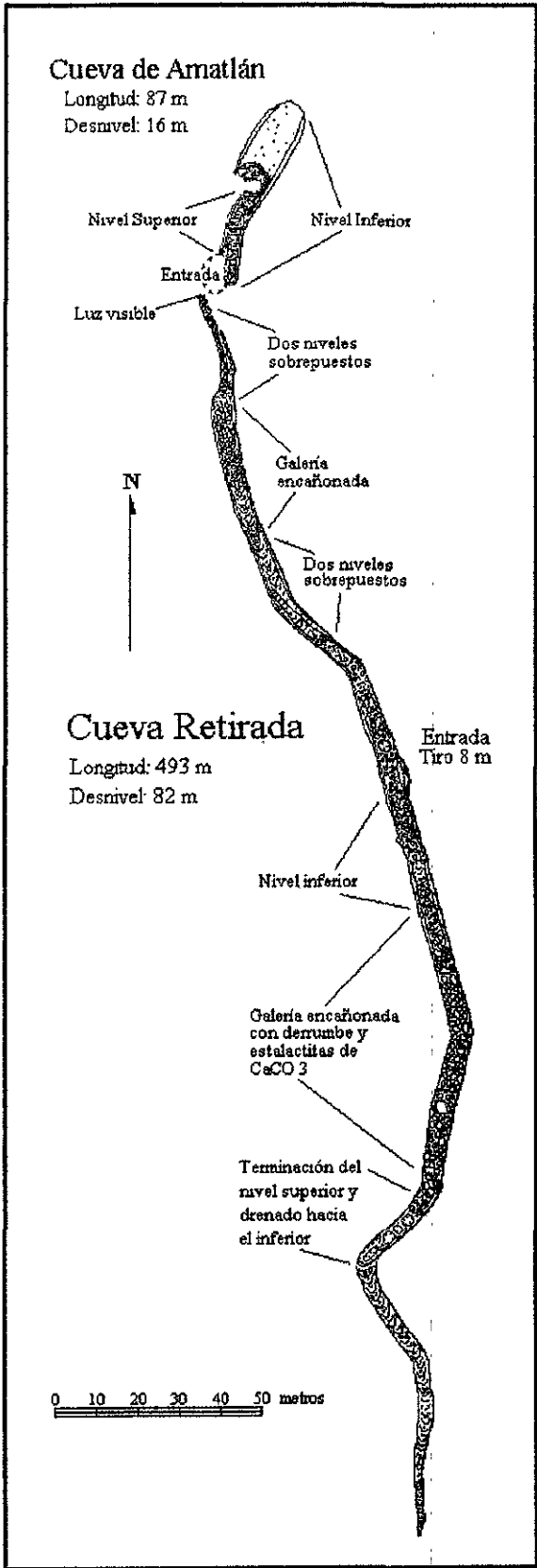
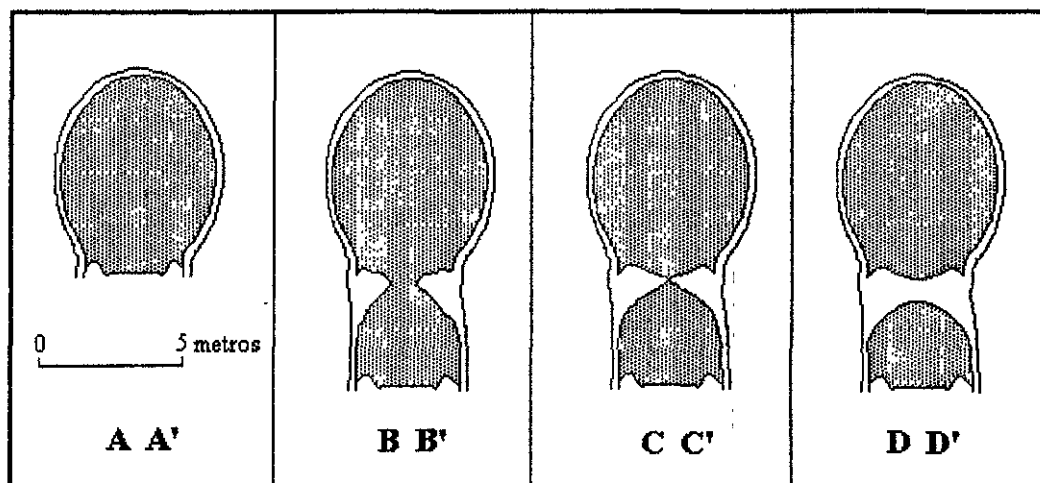


Figura 60: Planta de las Cuevas de Amatlán y Retirada

**M: Cueva del Diablo.-** (M en figura 15, figura 62) La lengua principal del derrame, alimentada por el tubo maestro de Chimalacatepec descendió hacia el sudeste. Después de pasar por donde actualmente se asienta el poblado de Santo Domingo, el gradiente disminuye. Cerca de la carretera se localizó otro segmento del tubo maestro, complicado por la presencia de tres tributarios anastomosados, en cuyos extremos se encuentran las entradas.

El túnel principal, o Galería de los Cañones, es un pasaje de 5 a 10 metros de ancho y de 10 a 15 de alto, pero que alcanza hasta 20 de ancho y alto en algunas intersecciones. Se caracteriza porque el último derrame importante en ocuparlo formó extensos *levees* que en ocasiones se juntan, separando al cañón en dos tubos sobrepuestos. Existen varias ventanas que unen ambos tubos, y finalmente vuelven a unirse en un solo cañón (figura 61).



**Figura 61: Secciones esquemáticas a lo largo de la Galería de los Cañones, Cueva del Diablo**

Otra característica notable de este cañón es la ausencia de costra parietal en muchos lugares, a diferencia de las cavidades más cercanas al volcán. Esto permite ver que la roca encajonante es un derrame compuesto o múltiple, formado por unidades de flujo de hasta un metro de espesor. Es probable que la costra parietal se colapsó durante la actividad, ya que los tributarios presentan costra casi continua, y los *levees* y paredes del tubo maestro muestran gran cantidad de piroestalagmitas y piroestalagmitas en los puntos donde falta la costra. Parece que al desprenderse la costra parietal, lava líquida de las unidades de flujo situadas atrás escurrió hacia el tubo, goteando para formar las concreciones lávicas. La ausencia de piroestalagmitas en el derrame que forma el piso, incluso donde hay piroestalagmitas en el techo y piroestalagmitas en los *levees* y paredes, muestra que el derrame del piso todavía era líquido y las gotas fueron incorporadas al derrame.

Los tres tributarios son anastomosados y los del lado oeste están parcialmente traslapados. Presentan numerosos *levees* de pahoehoe (mas de 6 en algunos puntos), aunque en todos el derrame final es transicional a A'a, y también éste desarrolló en algunos puntos *levees* que se cierran formando un pequeño tubo. Las galerías son elipsoidales.

En esta cavidad habita una extensa colonia de murciélagos y ha sido objeto de diversos estudios bioespeleológicos (Hoffmann *et al.*, 1986), y aun hoy en día es usada para ceremonias mágico-religiosas, como lo muestran las frecuentes ofrendas en su interior.

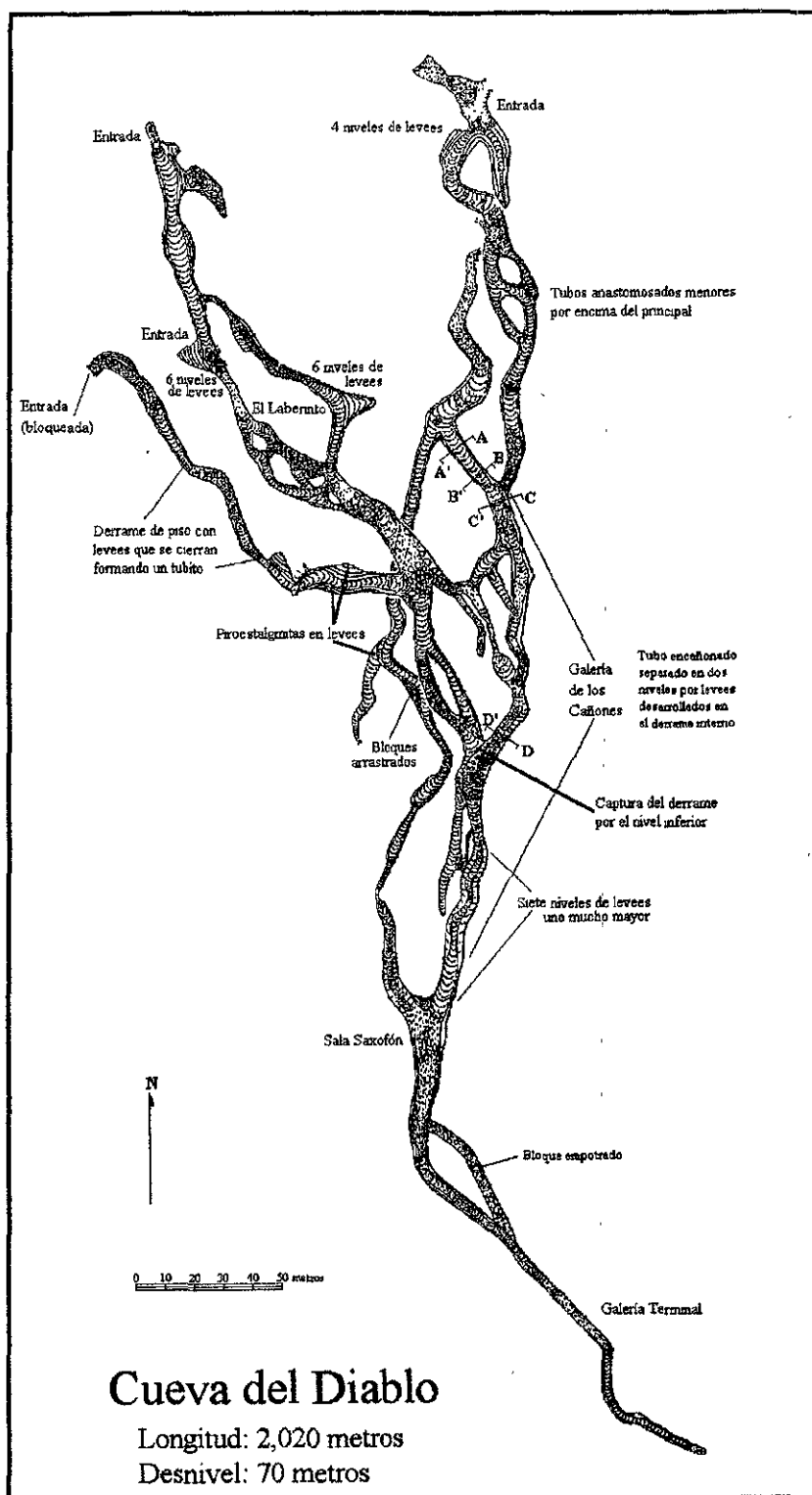


Figura 62: Planta de la Cueva del Diablo



El patrón general de las cuevas del volcán Suchioco es similar a otros sistemas de cavidades volcánicas (e.g. Waters *et.al.*, 1990). Presenta un tubo maestro que alimentó a la mayor parte del derrame, y tubos menores, originados como rebosamientos del tubo principal. El tubo maestro se caracteriza por galerías grandes, en forma de cañón, en ocasiones dividido en tubos elipsoidales exactamente sobrepuestos. Los tubos menores son de pequeño diámetro, sección elipsoidal, y se desarrollan en patrones anastomosados tridimensionalmente o como tubos individuales simples.

Puede reconocerse el tubo maestro que alimentó al derrame en casi toda su longitud (figura 63). Es importante hacer notar que en las partes altas, este gran tubo está emplazado en un derrame unitario, y se formó por los procesos de cierre de canales por crecimiento de *levees*. A partir de este canal-tubo se emitieron los derrames compuestos que forman el resto del derrame. Sin embargo, el tubo maestro prosigue, y en varios sitios está emplazado en el interior del derrame múltiple, por lo que su evolución fue a partir de unidades de flujo pequeñas.

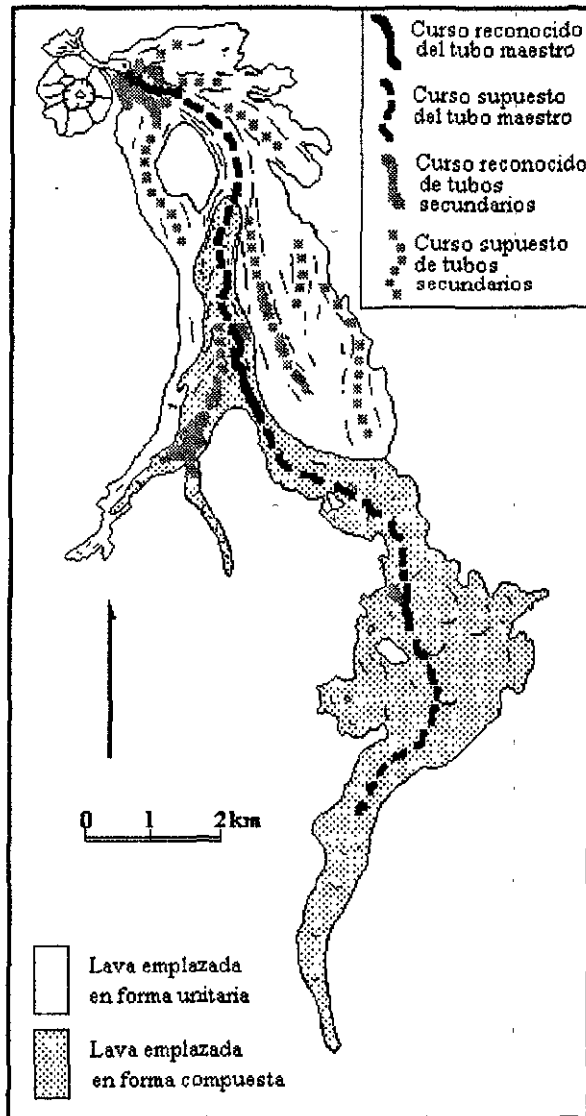


Figura 63: Planta del curso del tubo maestro

## Capítulo 4.- Origen y evolución de los tubos de lava

Las cuevas exploradas en el derrame del Suchiooc presentan varias características morfológicas similares a cavidades previamente estudiadas en el volcán Xitle (Espinasa-Pereña, 1990, 1992a). Por su corta edad (1536±65 a.P.; Cordova *et.al.*, 1994), en este derrame es posible observar casi todas las estructuras primarias superficiales perfectamente preservadas. La existencia de numerosas canteras facilita además el análisis de secciones. Con el objeto de comparar su morfología y origen, se complementó el estudio con un análisis de la morfología de las cavidades del volcán Xitle. Este volcán está ubicado en el extremo norte de la Sierra Chichinautzin, e inmediatamente al sur de la Ciudad de México (figura 64). Debido a su ubicación en la parte sur de la capital del país, ha sido objeto de numerosos estudios. Ordóñez (1890) menciona por primera vez la existencia de cuevas. Espinasa-Pereña (1990, 1992a) presentó una descripción de todos los tubos conocidos en este derrame. Martín del Pozzo *et.al.* (1997) presentaron una guía de excursión al volcán Xitle y sus tubos de lava. A continuación se realizará una breve descripción de estas cavernas.

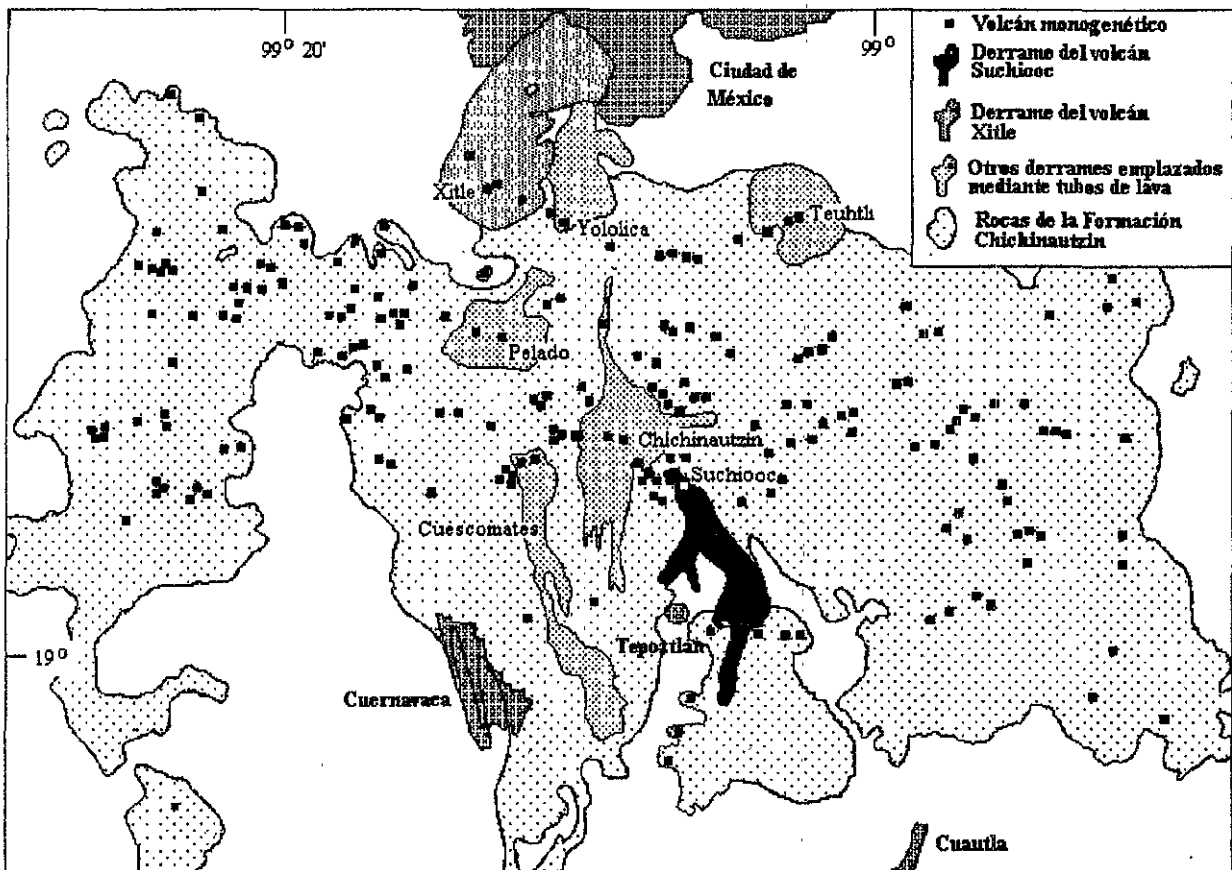


Figura 64: Otros derrames emplazados mediante tubos de lava en la Sierra Chichinautzin. Ubicación de los volcanes Suchiooc y Xitle.

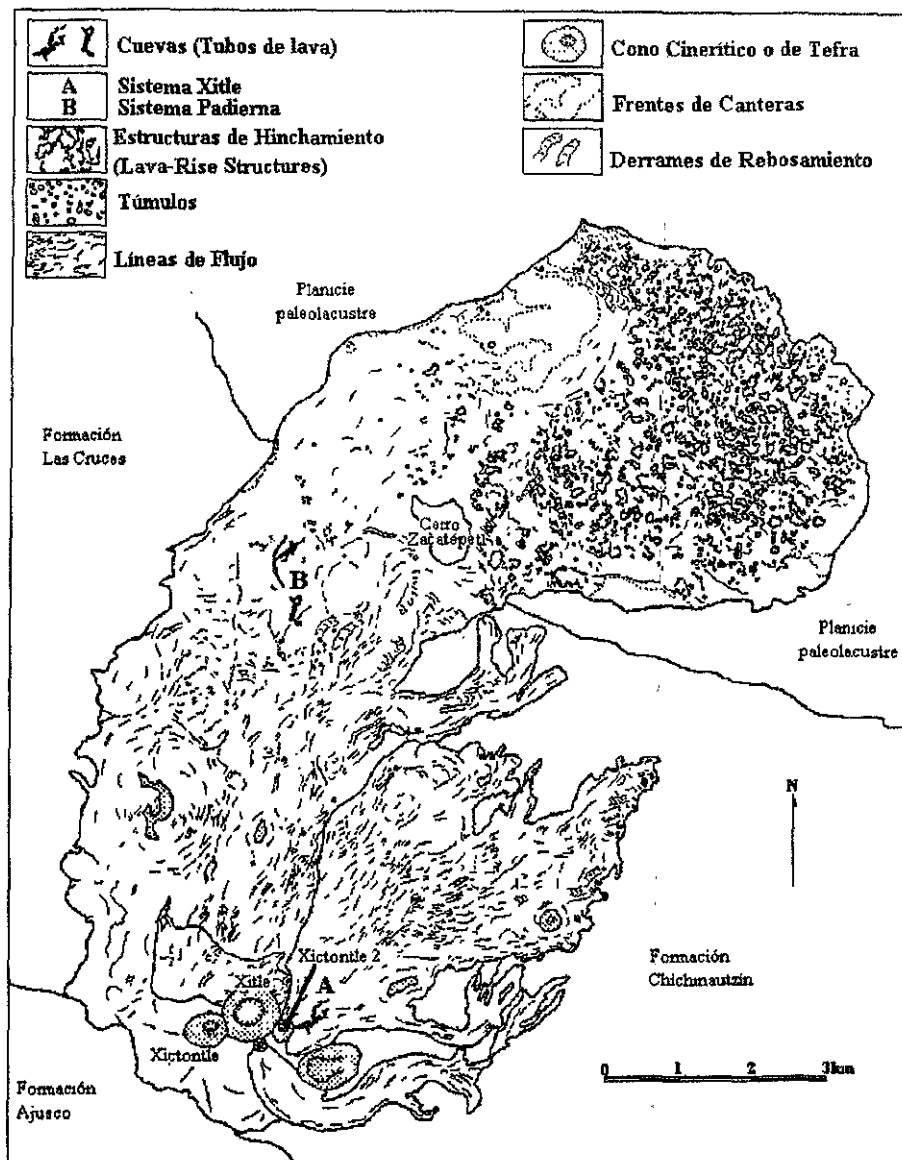
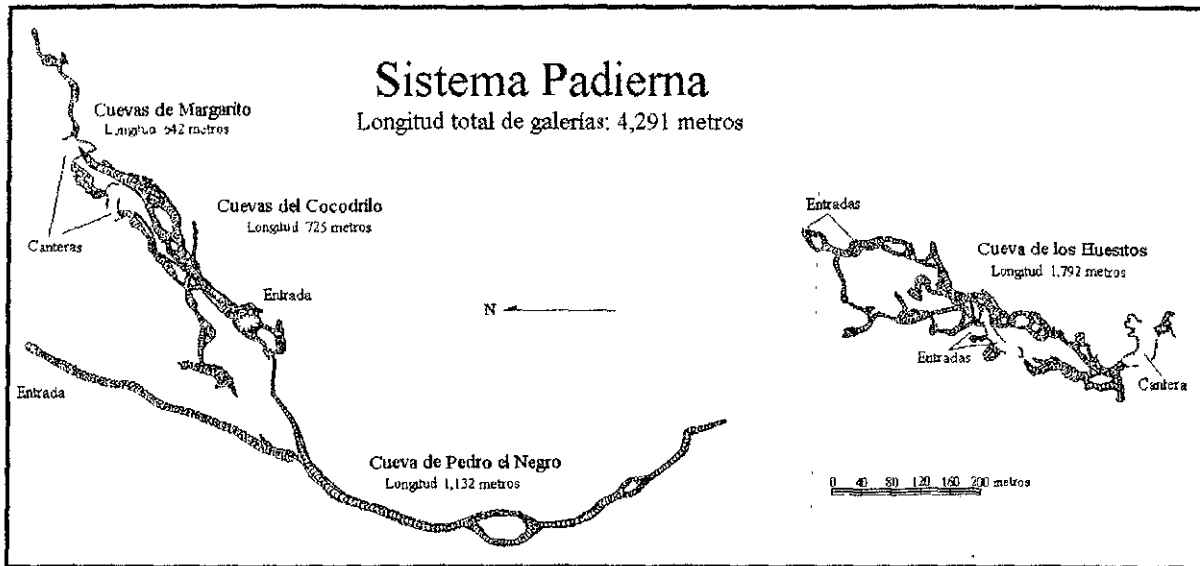


Figura 65: Derrame del Xitle y ubicación de sus cavidades

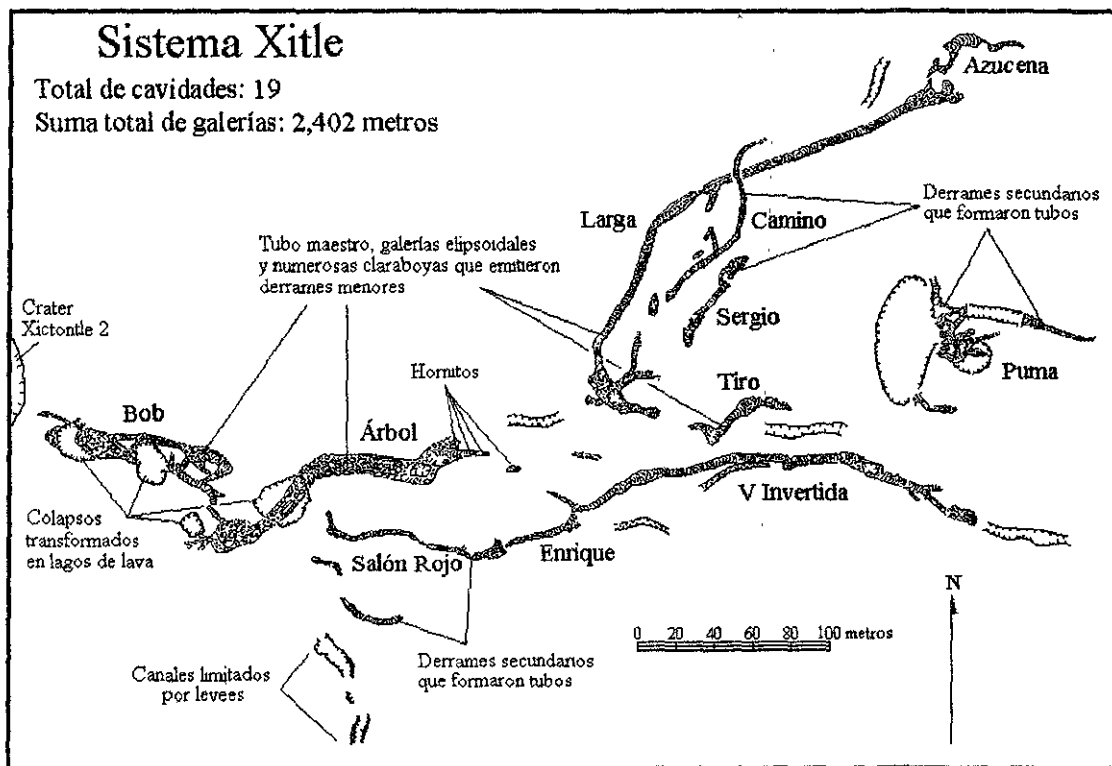
**Sistema Padierna.-** En la porción distal del derrame, donde pierde gradiente al acercarse a la antigua planicie paleolacustre del Valle de México, se localiza este conjunto de 4 cuevas (figuras 65 y 66). Están emplazadas en un derrame de tipo múltiple, como se observa en los cortes de cantera y colapsos de los tubos. Las galerías presentan secciones circulares a elipsoidales, y su característica más notable es su disposición en dos niveles sobrepuestos.

No existen canales enmarcados por *levees* en la zona, ya que la lava fue emplazada mediante dedos y lóbulos de lava, y el desarrollo total del tubo ocurrió en el interior de la masa de unidades de flujo. En el interior de las cuevas, sin embargo, sí se encuentran *levees*, que muestran un descenso progresivo del nivel de la lava e ilustran el drenado de los tubos superiores por los inferiores. El carácter anastomosado es similar, aunque de menor complejidad que el Sistema Tlacotenco del volcán Suchiooc.



**Figura 66: Planta del Sistema Padierna**

**Sistema Xitle.**- Este grupo de 19 cuevas y varios canales y colapsos, está localizado en la base del cono del Xitle. En planta presenta un patrón distributivo (figura 65 y 67), similar al del Sistema del Distribuidor en el Suchioco, aunque de menores dimensiones. Las cavidades se formaron por cierre de canales limitados por *levees*. Se distingue un tubo maestro en las Cuevas de Bob, Árbol y Larga, segmentado por varios colapsos y hornitos, que emitieron derrames de reboseamiento que formaron tubos secundarios, como la Cueva del Salón Rojo.



**Figura 67: Planta del Sistema Xitle**

En ambos casos, cerca de la boca eruptiva se encontraron sistemas de tubos lineales individuales, que en planta forman un patrón distributivo. Tanto en el Sistema del Distributivo del volcán Suchiooc, como en el Sistema Xitle del volcán de igual nombre, pueden distinguirse tubos mayores que tienen su origen directamente en la boca eruptiva, y tubos menores originados como rebosamientos del sistema de tubos mayores, emitidos a través de claraboyas, hornitos y pequeños lagos de colapso. Pueden verse evidencias de que las cavidades proximales se formaron al desarrollar un techo sobre un canal limitado por *levees*.

En condiciones proximales el gasto es usualmente elevado y la temperatura y la fluidez de la lava son muy altas, lo que favorece el emplazamiento de lenguas individuales (Rowland & Walker, 1990), cada una de las cuales desarrolla *levees* y techo. Por otro lado, los derrames de rebosamiento, al ser de menor caudal se mueven más lentamente y tienden a anastomosarse, como es el caso de la Cueva de los Ramales y otras cavidades del Sistema del Distributivo del volcán Suchiooc, y la Cueva del Puma del Sistema Xitle.

En porciones distales, la morfología aparentemente depende en gran medida de la pendiente. A grandes rasgos, las cavidades exploradas pueden subdividirse en tres tipos:

Tubos Lineales, consisten en un solo tubo, sin bifurcaciones o tubos sobrepuestos, aunque pueden presentar uno o varios niveles de desarrollo de *levees*, así como una o varias costras parietales, indicando varias etapas de drenado y relleno. Están desarrollados en pendientes fuertes y emplazados en derrames simples. De este tipo son las cuevas de Tepemecac, Barreto, Aucomolijia y Tubería, en los derrames del volcán Suchiooc. No se conocen cavidades de este tipo en las porciones de fuerte pendiente del derrame del Xitle;

Sistemas Anastomosados, consisten en complejos de tubos menores entrelazados a uno o varios niveles, como el Sistema Tlacotenco, la Cueva de Marcelo y la Cueva del Diablo del Suchiooc y el Sistema Padierna en el Xitle. La mayoría presentan un tubo principal de dimensiones mayores, al que se unen y del que parten los ramales menores complejamente anastomosados. Este carácter mixto es particularmente claro en las cuevas del Diablo y Marcelo. En general, los Sistemas Anastomosados están localizados en zonas de menor pendiente que los Tubos Lineales, y siempre en derrames de tipo múltiple;

Tubos Maestros, consisten en grandes galerías encañonadas con prominentes *levees* parietales mas o menos colapsados, o por series de tubos sobrepuestos verticalmente. Este tipo de cavidades en el Suchiooc se encuentran emplazadas tanto en derrames simples, e.g. Cuevas de la Bobina, como en derrames de tipo múltiple, e.g. Tiro Perdido, Árbol y Chimalacatepec. En el Xitle, la Cueva de Pedro el Negro del Sistema Padierna, por sus dimensiones, pudiera ser un tubo maestro. Aunque en el Suchiooc los tubos maestros se encuentran solo en las pendientes más fuertes, se han reportado tubos maestros en pendientes incluso menores a 1° (Waters *et al.*, 1990; Halliday, 1997). Su génesis está asociada a la excavación de un cañón por erosión térmica, ya que estos tubos alimentan la mayor parte del derrame, y son ocupados largo tiempo por caudales importantes de lava a altas temperaturas.

La pendiente parece ser un factor determinante en la forma de emplazamiento de un derrame pahoehoe. Pendientes fuertes y caudales importantes favorecen el emplazamiento mediante canales individuales que desarrollan levees y techo. Al disminuir la pendiente y/o el caudal, el derrame tiende a anastomosarse, generando bifurcaciones y bucles en el sistema de canales-tubos. A pendiente aun menor se forma un derrame múltiple, con tubos anastomosados tridimensionalmente.

En la porción más distal, las lavas del Xitle recorrieron la planicie paleolacustre de la cuenca de México, con una pendiente muy baja. En esta porción el derrame se caracteriza por una gran abundancia de túmulos y estructuras de hinchamiento (*lava rises*) que Walker (1991) consideró como formadas por inyección de lava bajo una corteza y, por tanto, evidencias de emplazamiento de un derrame mediante tubos de lava.

La lava, al llegar a la planicie por los tubos del Sistema Padierna y otros, comenzó a extenderse en multitud de unidades de flujo delgadas, incluso laminares. El sistema de tubos probablemente continuó creciendo por coalescencia y erosión térmica. Por la escasa pendiente, los frentes del derrame sólo podían avanzar cuando la presión hidrostática en el sistema de tubos era suficiente. Una vez que el frente del derrame fue lo suficientemente extenso como para contrarrestar la presión, el frente se detuvo. La continua llegada de lava por los tubos produjo una elevación irregular de la superficie del derrame, generando los túmulos y estructuras de hinchamiento. Al no haber salida para la lava, los tubos no se drenaron.

Para comprobar si la pendiente tiene influencia en el tipo de cavidades que se forman, se realizó una gráfica de pendiente contra grado de complejidad (2-distancia lineal/longitud) (figura 68). Éste último parámetro está relacionado con la dimensión fractal, y se obtuvo dividiendo la distancia lineal medida en planta entre los puntos extremos de cada cueva, entre su longitud total. Para garantizar que fueran representativas, únicamente se graficaron cavidades del Suchiooc y Xitle de más de 150 metros de largo. Como comparación se incluyó también el sistema Kazumura, Hawaii, la mayor cavidad volcánica conocida en el planeta, que consiste en un largo tubo maestro, con algunos ramales anastomosados (Halliday, 1997).

Mediante el método de mínimos cuadrados, se ajustó una recta a los datos, cuya pendiente  $m$  resulta siempre negativa a pesar de la desviación estándar. Esto muestra que los sistemas complejamente anastomosados están desarrollados en pendientes menores y los tubos lineales en pendientes fuertes. Las cavidades mixtas, con una galería principal y ramales anastomosados, se encuentran en pendientes intermedias. Sin embargo, también puede verse que los tubos maestros pueden encontrarse en cualquier pendiente. Su grado de complejidad relativamente elevado se debe a la superposición de niveles.

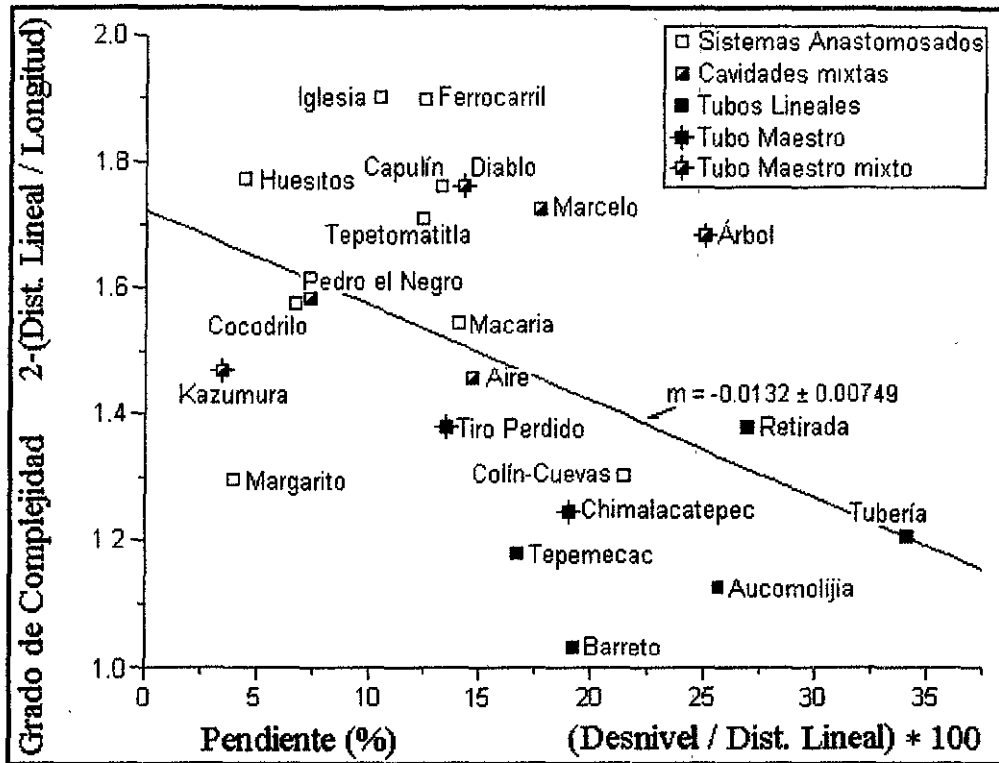
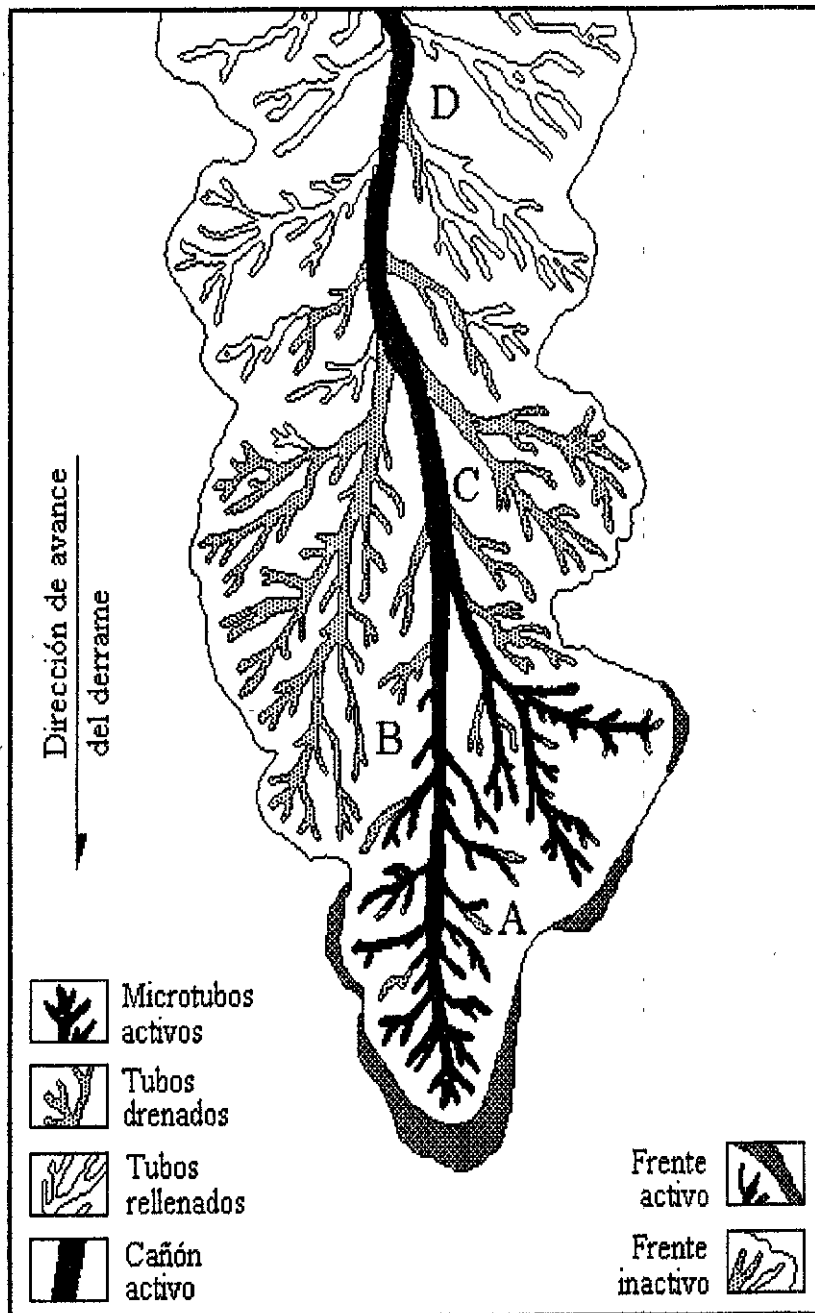


Figura 68: Grado de Complejidad vs. Pendiente, Cuevas del Suchiooc y Xitle

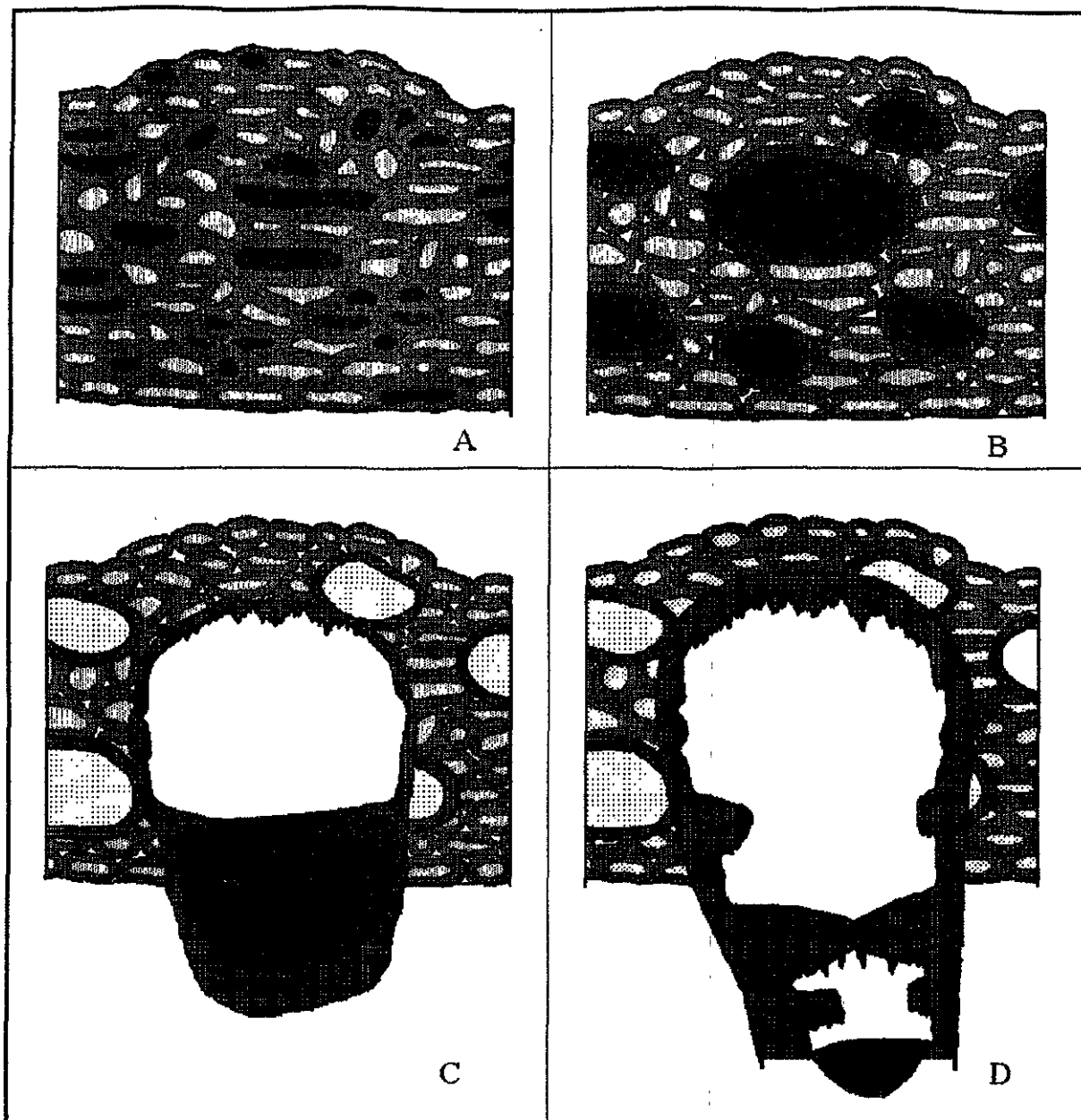
En el derrame de San Juan Tlacotenco existen condiciones ideales para estudiar la evolución de un sistema de tubos en un derrame múltiple: una pendiente fuerte y constante que asegura el drenado eficiente del sistema de tubos, y un derrame múltiple lo suficientemente largo como para que el continuo fluir de lava en su interior genere cambios en la morfología de los tubos. Así, aquellos situados hacia el frente del derrame, como las cuevas del Sistema Tlacotenco, donde no se distingue un tubo maestro y los tubos menores presentan una anastomosis compleja, estarán menos evolucionados que la Cueva de Marcelo, situada en las partes más altas del mismo derrame, donde un tubo maestro es claramente distinguible, y la mayoría de los tubos menores coalescieron en unos pocos tubos de diámetro más grande, o han sido rellenados por lava procedente del tubo maestro.

El patrón evolutivo general que aparece del estudio de estas cavidades sugiere que en los derrames múltiples, una complicada red de pequeños conductos puede evolucionar, gracias a la erosión térmica, hasta convertirse en un solo tubo maestro, encañonado y en ocasiones dividido en niveles sobrepuestos (figuras 69 y 70):



**Figura 69: Planta idealizada de un derrame múltiple emplazado mediante tubos**  
**Las letras representan la posición de las secciones idealizadas en la figura 69**





**Figura 70: Evolución de un tubo maestro en un derrame múltiple:**

**A:** El derrame es emplazado mediante unidades de flujo que avanzan unos metros y desarrollan una costra externa rígida. Por roturas en la costra se emiten subsecuentes dedos y/o lóbulos, creándose un apilamiento de unidades de flujo. Algunas siguen transportando lava hacia el frente.

**B:** Conforme la lava sigue fluyendo, los tubos crecen por refusión del techo, paredes y principalmente piso. Esto causa colapsos en donde se intersectan galerías a distintos niveles, y la coalescencia de varios tubos para formar uno de mayores dimensiones.

**C:** Aquellos tubos ubicados en la porción hidráulicamente más eficiente tienden a capturar la lava de todos los otros y a crecer por erosión térmica.

**D:** Se excava un conducto en forma de cañón y quedan en la parte alta los complejos anastomosados originales. Estos serán rellenos durante aumentos en el gasto del tubo. El resultado final será un tubo maestro, prácticamente sin ramales. En ocasiones, la lava sufre también solidificación de su superficie, generando levees que pueden unirse, separando al cañón en varios tubos sobrepuestos.

**ESTA TESIS NO SALE  
DE LA BIBLIOTECA<sup>A</sup>**

La mayor parte del derrame es emplazado mediante unidades de flujo, es decir, dedos y lóbulos de lava que avanzan algunos metros antes de desarrollar una costra externa más o menos rígida. Por roturas en dicha costra se emiten otros dedos y lóbulos, creándose un apilamiento de unidades de flujo, algunas de las cuales siguen transportando lava hacia el frente, comportándose como capilares en un sistema arterial, y presentan un arreglo anastomosado tridimensional, normalmente distributivo (A en la figura 70), como se observa en las porciones más bajas de la Cueva del Ferrocarril, así como en el corte inferior de la vía del tren.

Mientras la lava sigue fluyendo en el interior de los tubos, crecen por refusión del techo, paredes y principalmente piso. Esto genera colapsos en donde galerías a distintos niveles se intersectan, y la coalescencia de varios tubos para formar uno de mayores dimensiones, como puede observarse en muchas de las intersecciones de la Cueva del Ferrocarril. Mientras siga fluyendo lava por el interior de los tubos, el proceso de coalescencia continuará, hasta que la mayor parte del derrame circule por unos pocos tubos de mayor diámetro (B en la figura 70).

Aquellos tubos ubicados en la porción hidráulicamente más eficiente (usualmente los inferiores) terminan por capturar la lava de los otros tubos, y crecen por erosión térmica. Esta etapa está mostrada claramente en la Galería Principal y en la Segunda Axial de la Cueva de la Iglesia. Los colapsos originan bloques que pueden ser arrastrados por el flujo de la lava y depositados en curvas y/o estrechamientos del tubo, modificando su forma o bloqueándolo totalmente (C en la figura 70), tal como ocurre en el Salón de las Bolas de la misma cavidad.

Al continuar la erupción, la galería se desarrollará por erosión térmica, excavando un conducto en forma de cañón y dejando colgados en la parte alta los complejos anastomosados originales. Sin embargo, en la mayoría de los casos los tubos menores serán parcial o totalmente rellenos por subsecuentes crecidas (aumentos en el gasto) en el interior del tubo o por bloques arrastrados. Esto está mostrado en la Cueva de Marcelo y, a otra escala y con mayor claridad, en las galerías que se desprenden del tubo principal en la Cueva del Árbol. De esta manera un tubo maestro, en forma de cañón, prácticamente sin ramales, del tipo del Sistema Chimalacatepec, puede desarrollarse (D en la figura 70).

En ocasiones, particularmente en las cercanías de claraboyas abiertas al exterior, la lava sufre también solidificación de su superficie, lo cual genera levees que, si crecen lo suficiente, pueden juntarse separando al cañón en niveles o tubos superpuestos. Este proceso puede estudiarse en la Cueva del Diablo, Chimalacatepec y Árbol, así como en las cuevas de Amatlán y Retirada.

Este patrón de tubos alimentadores o maestros, en forma de cañón y/o niveles sobrepuestos, cortado profundamente en el derrame (y posiblemente en las rocas subyacentes), y del que se desprenden tubos anastomosados de dimensiones menores, parcialmente rellenos, puede ser reconocido en la mayoría de las descripciones hasta ahora publicadas de tubos de lava (Greeley y Hyde, 1972; Atkinson *et al.*, 1976; Waltham y Wood, 1981; Harter y Harter, 1982; Waters *et al.*, 1990; Hernandez *et al.*, 1991). Sin embargo, no se había reportado un sistema en el que el patrón evolutivo fuera tan claro. Esto se debe a que la mayoría de los tubos descritos en la literatura se han desarrollado en pendientes

muy pequeñas, por lo que solamente algunas porciones del sistema se han drenado. Al ser aquí el gradiente muy marcado, los procesos erosivos se vieron exagerados, y un porcentaje importante del sistema se drenó, permitiendo observar las diferencias morfológicas en los distintos tubos.

En el tubo maestro del Suchiooc (Tiro Perdido, Árbol y Chimalacatepec) hay múltiples evidencias de que el tubo fue drenado y reocupado varias veces, como lo muestran la gran cantidad de costras parietales sobrepuestas, pero el último derrame en ocupar el tubo (derrame de A'a roja) nunca lo rellenoó totalmente, como lo muestran los *levees* que marcan el nivel máximo alcanzado por este derrame. La mayor parte de la porción accesible del tubo maestro del Suchiooc estaba ya drenada cuando el derrame A'a rojo circulaba en su interior. También puede observarse que en El Embudo y La Cascada de la Cueva del Árbol, así como en la Galería de los Cañones en la Cueva del Diablo, los últimos derrames solo ocuparon parcialmente el cañón excavado por erosión térmica, mientras el tubo original en la parte alta del cañón quedaba vacío. Muchos de los tubos descritos en la literatura son tubos maestros, y la mayoría se encuentran en pendientes que no habrían permitido el drenado del tubo una vez terminada la erupción (e.g. Kazumura, con una inclinación promedio de  $0.5^\circ$ ). Esto sugiere que en algunos casos la erosión térmica es la responsable de excavar el tubo accesible, y el drenado posterior a la actividad es mínimo.

La mayoría de los complejos de tubos menores anastomosados originales, en caso de conservarse, fueron drenados antes del final de la actividad, y en muchos sitios pueden observarse los frentes de derrames tardíos, transformados en A'a, que representan la removilización de la lava líquida que quedó en su interior después del drenado, y rebosamientos procedentes del tubo principal, aun activo.

## Capítulo 5.- Conclusiones.

El derrame del volcán Suchiooc es excepcional, puesto que la fuerte pendiente de más de  $10^\circ$  favoreció el drenaje de los tubos que lo alimentaron. Gracias a esta circunstancia, se han formado cavidades volcánicas que destacan a nivel mundial por su longitud, desnivel y complejidad (Anexo 1), como Chimalacatepec, la 8a cavidad volcánica en desnivel, y las cuevas del Ferrocarril-Mina Inferior e Iglesia-Mina Superior, 12a y 14a cavidades volcánicas por longitud respectivamente. La presencia de otros derrames similares en la Sierra Chichinautzin, como los asociados a los volcanes Xitle, Yololica, Teuhtli, Cuescomates, Tlaloc y Chichinautzin, demuestra que el emplazamiento de lavas mediante tubos es un proceso relativamente común en este campo volcánico monogenético. Esto es de importancia en el análisis de riesgo, puesto que en iguales condiciones, un derrame emplazado mediante tubos recorre mayor distancia. Con un volumen relativamente pequeño ( $0.4 \text{ km}^3$ ), el derrame del Suchiooc alcanzó una longitud de 18 km gracias al emplazamiento mediante tubos.

El volcán Suchiooc inició su actividad mediante erupciones estrombolianas que construyeron un cono de tefra. Al iniciarse la emisión de lavas de composición basáltica ( $\text{SiO}_2 > 52\%$ ), parte del cono fue desplazado por la lava hacia el noroeste. Las lavas salieron a la superficie en la base norte del cono, en el borde de la zona deslizada. Estas lavas se apilaron contra el Suchiooc Chico, creando un lago de lava de forma elongada, limitado por grandes *levees*. A partir de este lago se emitieron varios derrames unitarios que se dirigieron hacia el sur, y llegaron por lo menos hasta Santo Domingo. La mayoría de estos derrames se emplazaron mediante canales-tubos limitados por *levees*. Es el caso del derrame donde se encuentran las cuevas de Tepemecac, Barreto y Aucomolijia y el derrame donde están las cuevas de Cuauctepcac y Amatlán-Retirada.

Posteriormente, la mayor parte del derrame se concentró en uno solo de estos canales, generando por erosión térmica un tubo maestro, que puede reconocerse en las cuevas de la Bobina (Sistema del Distributivo), Tiro Perdido, Árbol y el Sistema Chimalacatepec. A partir de claraboyas u hornitos abiertos sobre este tubo maestro se emitieron derrames compuestos que cubren a los derrames unitarios anteriores, y caracterizan al derrame del Suchiooc al sur de Santo Domingo.

En estos derrames compuestos se desarrollaron sistemas complejamente anastomosados de tubos de pequeño diámetro, como Marcelo y el Sistema Tlacotenco. Gran cantidad de estructuras primarias, como *levees* parietales y de piso, bloques arrastrados, represas y domos de colapso, muestran el complejo proceso de coalescencia de los tubos menores y crecimiento de un tubo maestro en este tipo de derrames. Estos derrames anastomosados dejaron de recibir lava al proseguir la erosión del tubo maestro y bajar el nivel de la lava por debajo de sus entradas. Al drenarse, parte de la lava pahoehoe que ocupaba los sistemas anastomosados se volvió mas viscosa y se transformó en A'a, originando los pequeños derrames tardíos que en muchos lugares están reocupando estos

tubos. En otros casos, rebosamientos del tubo maestro reocuparon parcialmente estos tubos, rellenándolos totalmente.

El tubo maestro fue drenado y reocupado varias veces, como lo demuestra la presencia de múltiples cortezas parietales. Esto muestra que hubo variaciones importantes en el caudal emitido por el volcán. Un último derrame de tipo A'a, color rojo, reocupó parcialmente el tubo maestro, pero sin alcanzar a rellenar completamente el cañón previamente excavado. En las cercanías de las claraboyas, este derrame desarrolló potentes *levees* parietales que en algunos lugares separaron al tubo en hasta 3 niveles sobrepuestos, para finalmente ser drenado parcialmente. El derrame A'a rojo es muy conspicuo en los sectores más altos del tubo maestro (Bobina, Tiro Perdido, Árbol y Chimalacatepec) pero no se encontró en la porción distal (Cueva del Diablo), quizás porque se solidificó antes de alcanzar ese sector.

La observación del proceso en derrames activos (Jaggar, 1926; Greeley, 1971c, 1972; Peterson & Swanson, 1974; Guest *et al.*, 1980; Jackson *et al.*, 1987; Kauahikaua *et al.*, 1990; Peterson & Holcomb, 1991; Mattox, 1993; Peterson *et al.*, 1994; Halliday, 1998) muestra que los tubos de lava se forman mediante dos procesos distintos: el primero es la solidificación de un techo sobre un canal de lava previamente limitado por *levees*, mientras el segundo es por formación de costra alrededor de unidades de flujo individuales y coalescencia de estos tubos menores por erosión térmica. Los parámetros que controlan estos fenómenos pueden ser varios; sin embargo, en los casos estudiados (Suchiooc y Xitle) destacan dos:

En una pendiente fuerte, tiende a formarse un solo canal, y por tanto, tubos individuales formados por cierre de techo entre *levees*. Si la pendiente disminuye, el derrame tiende a subdividirse en unidades de flujo pequeñas, en un patrón anastomosado. En el Suchiooc se observó que los tubos de lava presentan un patrón anastomosado en las zonas en que disminuye el gradiente (Sistema Tlacotenco, Cueva del Diablo), y tubos individuales, lineales, donde la pendiente es más fuerte (Cuevas de Tepemecac-Barreto-Aucomolijia y Cuauhtepcac-Amatlán-Retirada). El Sistema Padierna del Xitle, de carácter anastomosado, corresponde también a una zona de gradiente reducido.

El ritmo de extrusión de la lava es otro parámetro de importancia. En la región proximal, donde los caudales son mayores y más variables, se encontró en el Sistema del Distribuidor, así como en el Sistema Xitle, varios tubos individuales e independientes, que en conjunto forman un patrón distributivo, ya que cada canal formado sigue un camino distinto al de los anteriores. Sin embargo, cuando la extrusión de la lava es a ritmos menores, como ocurre cuando la lava es emitida como rebosamiento de un canal-tubo ya establecido, se forman multitud de unidades de flujo en un complicado patrón anastomosado. Las cuevas formados por rebosamiento de tubos mayores en el Suchiooc, como Ramales (Sistema del Distributivo), Potrero (Sistema Chimalacatepec), así como el Sistema Tlacotenco, son de tipo anastomosado.

La fuerte pendiente del derrame de San Juan Tlacotenco y su carácter compuesto, así como la preservación de las estructuras primarias en el interior de sus cavidades permitió entender los procesos involucrados en su emplazamiento. Primeramente se estableció un complicado sistema de pequeños tubos en

patrones distributarios tridimensionales. Conforme la lava siguió fluyendo por su interior, algunos de estos tubitos comenzaron, por erosión térmica, a refundir sus costras y aumentar en diámetro, incrementando a su vez su capacidad para transportar lava.

Llegó el momento en que la separación entre algunos de los tubos era muy pequeña y ocurrieron colapsos que permitieron la unión de varios tubos y la captura de la lava por el tubo inferior, como se observa en las cuevas de Ferrocarril e Iglesia. Algunos de los tubos menores coalescieron para formar un tubo de dimensiones mayores. Los fragmentos de lava solidificada colapsados fueron arrastrados por la lava fluida y reincorporados al derrame, o depositados en algún lugar del tubo, ya sea en la parte interna de una curva, formando represas en el cauce del tubo u obturándolo totalmente si éste es de diámetro pequeño, forzando a la lava a romper el techo del tubo y generar un nuevo derrame de rebosamiento.

Conforme continuó la coalescencia de los tubos menores, la mayor parte de la lava fue capturada por el sistema de tubos hidráulicamente más eficiente y posiblemente por erosión térmica, éste empezó a profundizar, excavando un cañón o tubo maestro, y dejando los complejos anastomosados en nivel superior, drenados parcialmente. Al ocurrir variaciones en el gasto del tubo maestro, estos complejos anastomosados superiores fueron reocupados por lavas tardías, que generalmente se solidificaron en su interior, obturándolos y eliminando cualquier evidencia de su existencia.

En el presente trabajo no se encontraron evidencias directas e inequívocas de la capacidad erosiva de la lava en rocas subyacentes, ya que los tubos profundos encontrados presentan en todos los casos costras parietales prácticamente continuas, que obscurecen los detalles de la roca encajonante. Sin embargo, la morfología encañonada del tubo maestro del derrame del Suchiooc difícilmente podría explicarse si no se acepta la capacidad erosiva de la lava. Por otro lado, son abundantes las evidencias subterráneas de modificación de la forma del tubo, en muchos casos, implicando la erosión térmica de porciones previamente solidificadas del mismo derrame (paredes y/o piso del tubo y roca encajonante), sobretodo en las intersecciones a distintos niveles.

En resumen:

1. En regiones proximales, a causa del gasto grande y las múltiples variaciones en el mismo, se forman sistemas distributarios de canales y/o tubos, los cuales a su vez emiten derrames de rebosamiento que pueden desarrollar sus propios canales y/o tubos, y presentarán mayor anastomosis que los originales, por el gasto menor. Algunos de estos rebosamientos pueden ser de tipo múltiple, dependiendo de la pendiente y gasto.
2. En condiciones distales de fuerte pendiente, ésta favorece la formación de canales y/o tubos individuales, más o menos lineales, formados por cierre de canales. Si el gasto es elevado y constante, y sobretodo si el tubo permanece activo durante un tiempo suficientemente largo, el reblandecimiento y erosión térmica de paredes y sobretodo piso permiten que la lava excave un tubo en forma de cañón, mientras que la solidificación de la superficie del derrame

divide a dicho cañón en tubos sobrepuestos, sobretodo en la cercanía de claraboyas.

3. En condiciones distales de pendiente moderada el sistema de canales o tubos se subdivide, transformándose en un derrame de tipo múltiple, emplazado mediante una multitud de pequeñas unidades de flujo, cada una de las cuales desarrolla una costra sólida mientras el interior permanece fluido, formando un tubo incipiente. Esta costra se rompe en algún punto débil, emitiendo una nueva unidad de flujo. La mayoría de las unidades de flujo se solidifican, pero aquellas que continúan activas y transportan lava hacia el frente crecerán para convertirse en una intrincada red de conductos, anastomosada tridimensionalmente.
4. Si el derrame permanece activo, la red arriba descrita evolucionará, mediante la refusión de las paredes de aquellos conductos que permanecen activos y su crecimiento hasta coalescer. Cuando se unen dos pequeños tubos a distinto nivel, el inferior captura la lava procedente del superior y crece mas rápidamente, mientras que el superior tiende a drenarse, aunque puede rellenarse durante episodios de alto caudal. De esta manera, la mayor parte de la lava termina circulando por un conducto mayor situado por debajo de redes de conductos anastomosados menores, drenados y/o rellenos.
5. Como ocurre en los tubos formados por canales, si el derrame permanece activo durante un tiempo suficientemente largo, el reblandecimiento y erosión térmica de paredes y sobretodo piso permiten que el derrame excave un tubo en forma de cañón. En este caso, el crecimiento del tubo mayor cortará la roca encajonante, formada por un apilamiento de las unidades de flujo del derrame múltiple original, y puede incluso cortar a la roca subyacente.
6. En condiciones distales de pendiente casi nula, el emplazamiento del derrame es mediante unidades de flujo muy delgadas (*sheet-flows*), que desarrollan una costra delgada y posteriormente se hinchan por inyección de lava fluida bajo la costra solidificada, dando origen a las estructuras de hinchamiento (*lava rise structures*) y túmulos. Análisis geofísicos han demostrado (Mattox *et al.*, 1993) que en el interior fluido de estas unidades infladas también se desarrollan tubos al moverse la lava por caminos preferenciales mientras el resto se solidifica. Estos tubos también pueden crecer por erosión, pero las pendientes moderadas generalmente impiden que el tubo sea drenado. Únicamente aquellos tubos maestros que erosionaron lo suficiente como para dejar un conducto abierto por encima del derrame activo quedarán como cuevas al terminar la actividad y solidificarse la lava en su interior.

## Referencias

Atkinson, A., 1991, The Undara lava tube system, North Queensland, Australia: Updated data and notes on mode of formation and possible lunar analogue; **Proceedings, 6th International Symposium on Vulcanospeleology, Hilo, Hawaii., National Speleological Society**, p. 95-120.

Atkinson, A., Griffin, T.J. y Stephenson, P.J., 1976, A major lava tube system from Undara volcano, North Queensland; **Bull. Volcanol.** 39, 2, p. 266-293.

Badilla, R., 1977, Estudio petrológico de la lava de la parte noreste del Pedregal de San Angel, D.F.; **Bol. Soc. Geol. Mex.**, XXXVIII, 1, p. 40-57

Bloomfield, K., 1975, A Late-Quaternary monogenetic volcano field in Central Mexico; **Geol- Rundsch.**, 64, p. 476-497.

Broda, J. y Maldonado, D., 1994, La Cueva de Chimalacatepec, Morelos: una interpretación etnohistórica; **Memorias del III Congreso Interno del Centro I.N.A.H. Morelos**, Acapantzingo, Cuernavaca, Morelos, p. 101-122.

Carr, M. H., 1974, The role of lava erosion in the formation of lunar rilles and martian channels; **Icarus** 22, p. 1-23.

Cordova F. de A., C., Martin del Pozzo, A.L. and López Camacho, J., 1994, Palaeolandforms and volcanic impact on the environment of prehistoric Cuicuilco, Southern Mexico City; **Jour. of Archaeological Science** 21, p. 585-596.

Cooper, K.M. y Kauahikaua, J.P., 1992, Morphology of extinct lava tubes and the implications for tube evolution, Chain of Craters Road, Hawaii Volcanoes National Park, Hawaii; **U.S. Geol. Surv. Open File Report** 92-352, p. 1-44.

Cox, K.G., Bell, J.D. y Pankhurst, R.J., 1979, **The interpretation of igneous rocks**: Allen and Unwin, London, Great Britain, 450 p.

Cruikshank, D.P. y Wood, C.A., 1972, Lunar Rilles and Hawaiian volcanic features: possible analogues; **The Moon** 3, p. 412-447.

De Cerna, Z., 1965, Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero; **Bol. Inst. de Geol.** 62, U.N.A.M., 76 p.

De Cerna, Z. y Fries, C. Jr., 1981, Hoja Taxco 14Q-h(7), con Resumen de la geología de la Hoja Taxco, Estados de Guerrero, México y Morelos; **Carta Geológica de México, Serie de 1:100,000**, Inst. de Geol., U.N.A.M., México, 47 p.

De Cerna, Z., Ortega-Gutiérrez, F. y Palacios-Nieto, M., 1980, Reconocimiento geológico de la parte central de la cuenca del alto Río Balsas, Estados de Guerrero y Puebla; **Libro-guía de la excursión geológica a la cuenca del alto Río Balsas**, Soc. Geol. Mexicana. 33 p.

De Cerna, Z., De la Fuente-Duch, M., Palacios-Nieto, M., Triay, L., Mitre-Salazar, L.M. y Mota-Palomino, R., 1987(1988), Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la cuenca de México; **Bol. Inst. de Geol.** 104, U.N.A.M., México, 71 p.

Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación; **Rev. Inst. Geol.**, U.N.A.M., 2, p. 172-173.

Ellis, 1976, **Surveying caves**: British Cave Research Association, Great Britain, 88 pags.



Espinasa-Pereña, R., 1990, Tubos de lava y otras formas pseudokársticas en una porción del Pedregal del Xitle: **Resúmenes, II Reunión Nal. de Geomorfología**, Inst. de Geog., U.N.A.M., p. 26

Espinasa-Pereña, R., 1992a, Tubos de lava y formas asociadas en el Pedregal del Xitle: **Memorias, XIII Congreso Nacional de Geografía**, Soc. Mex. de Geog. y Est., Aguascalientes, Tomo I, p. 21-30.

Espinasa-Pereña, R., 1992b, Anastomosis tridimensional en cuevas de lava de la Sierra Chichinautzin (México), e hipótesis sobre su desarrollo: **II Congreso Espeleológico de Latinoamérica y del Caribe**, F.E.A.L.C., Viñales, Pinar del Río, Cuba, p. 79-80 (resumen)

Espinasa-Pereña, R., 1993, Lava tubes of the Suchiooc volcano: **Assoc. for Mexican Cave Studies Activities Newsletter** No. 20, p. 55-59.

Espinasa-Pereña, R., 1994a, Tubos de lava en el volcán Suchiooc, Sierra Chichinautzin: **Tercera Reunión Nal. De Geomorfología**, Guadalajara, Jal., México, pag. 54 (resumen).

Espinasa-Pereña, R., 1994b, Exploration and geology of lava tubes of the Suchiooc volcano: **Nat. Speleological Soc. Convention**, Brackettville, Texas, U.S.A., p.38 (resumen).

Espinasa-Pereña, R., 1998, El volcán Suchiooc: Evidencias de evolución dinámica de tubos de lava en derrames de gran pendiente: **Sexta reunión internacional Volcán de Colima**, Universidad de Colima, México, pag. 39 (resumen)

Flores, T., 1945, Investigaciones geológicas relativas al volcán Parícutín. Vulcanismo y orogenia del Estado de Michoacán: **El Parícutín, Estado de Michoacán, Estudios vulcanológicos**, Inst. de Geol. U.N.A.M., México, p. 3-16.

Fries, C.Jr., 1960, Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región Central-Meridional de México: **Bol. Inst. Geol.** 60, U.N.A.M., México, 236 p.

Fries, C.Jr., 1966, Hoja Cuernavaca 14Q-h(8), con Resumen de la geología de la Hoja Cuernavaca, Estado de Morelos: **Carta Geológica de México, Serie de 1:100,000**, Inst. de Geol., U.N.A.M., México, mapa con texto.

Fries, C.Jr., Hibbard, C.W. y Dunkle, D.H., 1955, Early Cenozoic vertebrates in the red conglomerates at Guanajuato, Mexico: **Smithsonian Institution, Misc. Coll.** 123, No. 7, p. 1-25

Greeley, R., 1970, Terrestrial analogs to lunar dimple (drainage) craters; **The Moon** 1, p. 237-252.

Greeley, R., 1971 a, Lunar Hadley Rille: Considerations of its origin; **Science**, 172, p. 722-725.

Greeley, R., 1971 b, Lava tubes and channels in the lunar Marius Hills; **The Moon** 3, p. 289-314.

Greeley, R., 1971 c, Observations of actively forming lava tubes and associated structures, Hawaii; **Modern Geology**, Vol. 2, p. 207-223.

Greeley, R., 1972, Additional observations of actively forming lava tubes and associated structures, Hawaii: **Modern Geology**, 3, p. 157-160

Greeley, R., 1987, The role of lava tubes in Hawaiian volcanoes; **U.S. Geol. Sur. Prof. Paper** 1350, Volcanism in Hawaii, 2, 59, p. 1589-1602.

Greeley, R. y Hyde, J.H., 1972, Lava tubes of the Cave Basalt, Mount St. Helens, Washington; **Geol. Soc. of Am. Bull.**, 83, p. 2397-2418.

Green, J., and Short, N.M., 1971, **Volcanic landforms and surface features**; New York, Springer-Verlag

Guest, J.E., Underwood, J.R. y Greeley, R., 1980, Role of lava tubes in flows from the Observatory Vent, 1971 eruption on Mount Etna; **Geol. Mag.**, 117, 6, p. 601-606.

Guest, J.E., Wood, C. y Greeley, R., 1984, Lava tubes, terraces and megatumuli on the 1614-24 pahoehoe lava flow field, Mount Etna, Sicily; **Bull. Volcanol.**, 47, 3, p. 635-648.

Guest, J.E., Kilburn, C.R.J., Pinkerton, H. y Duncan, A.M., 1987, The evolution of lava flow-fields: observations of the 1981 and 1983 eruptions of Mount Etna, Sicily; **Bull. Volcanol.** 49, p. 527-540.

Halliday, W.R., 1997, The longest lava tube caves: International Union of Speleology, **Commission on Volcanic Caves Newsletter No.13**, p. 5-8.

Halliday, W.R., 1998, Lava tubes cool slowly: International Union of Speleology, **Commission on Volcanic Caves Newsletter No.18**, p. 3.

Halliday, W.R. y Halliday, M.L., 1991, Lava Pseudokarsts of Mount St Helens: The first decade after the 1980 eruptions; **Proceedings, 6th Int. Symposium on Vulcanospeleology**, Hilo, Hawaii., National Speleological Society, p. 65-74.

Haro, E.J., Moreno, P. y Barceló-Duarte, J., 1986, Estudio sedimentológico de la porción oriental de la Formación Tepoztlán, Morelos: **VIII Convención Geológica Nacional**, México D.F., p. 162-163 (resumen)

Harter, R. y Harter, J.W., 1982, The geology of lava tube caves; **Caves and other volcanic landforms of Central Oregon, Guidebook of the NSS geology & biology field trip**, p. 41-47.

Hatheway, A.W. y Herring, A.K., 1970, Bandera lava tubes of New Mexico, and lunar implications; **Communications of the University of Arizona lunar & planetary laboratory**, 8, p. 298-327.

Hernández, J.J., Medina, A.L. e Izquierdo, I., 1991, Volcanic caves in El Hierro Island, Canary Islands, Spain; **Proceedings, 6th Int. Symposium on Vulcanospeleology**, Hilo, Hawaii., National Speleological Society, p. 185-196.

Hoffmann, A., Palacios-Vargas, J.G. y Morales-Malacara, J.B., 1986, **Manual de Bioespeleología**, U.N.A.M., México, 274 p.

Hon, K. y Kauahikaua, J., 1991, The importance of inflation in formation of pahoehoe sheet flows; **EOS** 72, 44, p. 557 (resumen).

Hon, K., Kauahikaua, J., Denlinger, R. y McKay, K., 1994, Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows - observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii; **Geol. Soc. Am. Bull.** 106, p. 351-370.

Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A., 1971, A guide to chemical classification of the common volcanic rocks; **Canad. J. Earth Sci.**, 8, p. 523-548

Jaggard, T.A., 1926, Lava tubes; **The Volcano Letter**, 82, Hawaiian Volcano Res. Ass., July 22, 1926.

Jaggard, T.A., 1931, Lava stalactites, stalagmites, toes and "squeeze-ups"; **The Volcano Letter**, 345, Hawaiian Volcano Observatory, National Park, Hawaii, August 6, 1931.

Jaggard, T.A., 1947, Origin and development of craters: **Geol. Soc. of America, Memoir 21**, U.S.A., 508 p.

Jackson, D.B., Hort, M.K.G., Hon, K. y Kauahikaua, J., 1987, Detection and mapping of active lava tubes using the ULF induction technique, Kilauea Volcano, Hawaii; **EOS**, 68, No. 44, p. 1543 (resumen).

Kauahikaua, J., Moulds, T. y Hon, K., 1990, Observations of lava tube formation in Kalapana, Hawaii; **EOS**, 71, 43, p. 1711 (resumen).

Kempe, S. y Ketz-Kempe, C., 1991, Lava tube systems of the Hilina Pali area, Ka'u District, Hawaii; **Proceedings, 6th International Symposium on Vulcanospeleology**, Hilo, Hawaii., National Speleological Society, p. 15-25.

Kline, T. (editor), 1993, **Guidebook, 1993 National Speleological Society Convention**, NSS, 149 p.

Larson, C. V., 1991a, Lava tube systems of Lava Beds National Monument; **Proceedings, 6th International Symposium on Vulcanospeleology**, Hilo, Hawaii., National Speleological Society, p. 79-84.

Larson, C.V., 1991b, Nomenclature of lava tube features; **Proceedings, 6th International Symposium on Vulcanospeleology**, Hilo, Hawaii., National Speleological Society, p. 231-248.

Larson, C.V., 1993, An illustrated glossary of lava tube features; **Bull. 87, Western Speleological Survey**, Vancouver, W.V., 56 p.

Libby, W.F., 1951, **Radiocarbon dating**: Chicago, 124 p.

Lipman, P.W. y Banks, N.G., 1987, Aa flow dynamics, Mauna Loa 1984; **U.S. Geol. Sur. Prof. Paper 1350**, Volcanism in Hawaii, 2, 57, p. 1527-1567.

Lugo Hubp, J.I., 1970, **Introducción al estudio de los conos volcánicos en la parte noroccidental de la Sierra Chichinautzin**: Tesis profesional, E.S.I.A., I.P.N., México (inédito)

Lugo Hubp, J.I., 1984, Geomorfología del sur de la Cuenca de México. **Serie Varia 1, 8**, Inst. Geog. U.N.A.M., México, 95 p.

Malin, M.C., 1980, Length of Hawaiian lava flows: **Geology**, 8, 7, p. 306-308

Martin del Pozzo, A.L., 1980, **Vulcanología de la Sierra Chichinautzin**: Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias, U.N.A.M., México, 131 p. (inédito).

Martin del Pozzo, A.L., 1982, Monogenetic vulcanism in Sierra Chichinautzin, México: **Bull. Volc.**, 45, 1, p. 9-24

Martin del Pozzo, A.L., Espinasa-Pereña, R., Lugo-Hubp, J., Barba, L., Lopez, J., Pluñkett, P., Uruñuela, G. y Manzanilla, L., 1997, Volcanic impact in central Mexico, **Excursion Guide, I.A.V.C.E.I. General Assembly**, Puerto Vallarta, México, 31p.

MacDonald, G.A., 1953, Pahoehoe, Aa and Block lava; **Am. Jour. of Science**, 251, p. 169-191.

MacDonald, G.A., 1967, **Forms and structures of extrusive basaltic rocks; Basalts, the Poldervaart Treatise on rocks of basaltic composition**. Edited by H.H. Hess and Arie Poldervaart., 1, p. 1-61, Interscience Publishers, New York.

Mattox, T.N., Heliker-C., Kauahikaua, J. & Hon, K., 1993, Development of the 1990 Kalapana flow field, Kilauea volcano, Hawaii: **Bull. Volcanol.** 55, p. 407-413.

Mooser, F.; 1975, Historia geológica de la cuenca de México: **Memoria de las obras del Sistema de Drenaje Profundo, D.D.F.**, México, p. 9-30.

Mooser, F., Nairn, A. y Negendank, J., 1974, Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: **Geol. Rundschau** 63, p. 451-483.

Mooser, F. y Montiel, A., 1989, El relleno post-Chichinautzin del valle de México y su relación con la intensidad sísmica: **Simposio sobre tópicos geológicos de la cuenca del Valle de México**, Soc. Mex. de Mec. de Suelos A.C., p. 55-60.

Nichols, R.L., 1936, Flow-units in Basalt; **Journal of Geology**, 44, 5, p. 617-630.

Ochoterena, F.H., 1977, Origen y edad del Tepozteco: **Bol. Inst. de Geog., U.N.A.M.**, 8, México, p.41-54.

Ollier, C.D. y Brown, M.C., 1965, Lava Caves of Victoria; **Bull. Volcanol.** 28, p. 215-229.

Ordoñez, E., 1890, El pedregal de San Angel: **Mem. Soc. Científica Antonio Alzate**, IV, p. 113-116

Peterson, D.W. y Swanson, D.A., 1974, Observed formation of lava tubes during 1970-1971 at Kilauea volcano, Hawaii; **Studies in Speleology**, 2, 6, p. 209-222.

Peterson, D.W. y Tilling, R.I., 1980, Transition of basaltic lava from pahoehoe to Aa, Kilauea volcano, Hawaii: field observations and key factors; **Journal of Volcanol. and Geotherm. Res.** 7, p. 271-293.

Peterson, D. W. y Holcomb, R.T., 1991, Lava tubes at Mauna Ulu, Kilauea volcano, 1972-1974; **Proceedings, 6th International Symposium on Vulcanospeleology**, Hilo, Hawaii., National Speleological Society p. 38-40.

Peterson, D.W., Holcomb, R.T., Tilling, R.I. y Christiansen, R.L., 1994, Development of lava tubes in the light of observations at Mauna Ulu, Kilauea volcano, Hawaii; **Bull. Volcanol.** 56, p. 343-360.

Realmuto, V.J., Hon, K.A. y Kahle, A.B., 1991, Mapping lava tubes, age relationships, and silicified regions in the Kupaianaha lava field with multispectral thermal infrared remote sensing; **EOS**, 72, 44, p. 557. (resumen)

Realmuto, V.J., Hon, K., Kahle, A.B., Abbott, E.A. y Pieri, D.C., 1992, Multispectral thermal infrared mapping of the 1 October 1988 Kupaianaha flow field, Kilauea volcano, Hawaii; **Bull. Volcanol.** 55, p. 33-44.

Rowland, S.K. y Walker, G.P.L., 1987, Toothpaste lava: Characteristics and origin of a lava structural type transitional between pahoehoe and aa; **Bull. Volcanol.** 49, p. 631-641.

Rowland, S.K. y Walker, G.P.L., 1990, Pahoehoe and aa in Hawaii: volumetric flow rate controls the lava structure; **Bull. Volcanol.** Vol. 52, p. 615-628.

Schlaepfer, C., 1968, Hoja México 14Q-h(5) con Resumen de la geología de la Hoja México, D.F. y estados de México y Morelos: U.N.A.M., Inst. de Geol., **Carta Geol. de Mex., Serie 1:100,000.** (mapa con texto)

Soriano, C. y Careaga A., 1950, Grutas de Tlalintecuine; **Libro de Reseñas de Excursión del Club de Exploraciones de México A.C.**, excursión grupo "D" No. 1125.

Sparks, R.S.J., Pinkerton, H. y Hulme, G., 1976, Classification and formation of lava levees on Mount Etna, Sicily; **Geology**, 4, 5, p. 269-271.

Swanson, D.A., 1973, Pahoehoe flows from the 1969-1971 Mauna-Ulu eruption, Kilauea volcano, Hawaii; **Geol. Soc. of Am. Bull.**, 84, p. 615-626.

Urrutia Fucugauchi, J. y Martin del Pozzo, A.L., 1993, Implicaciones de los datos paleomagnéticos sobre la edad de la sierra de Chichinautzin, Cuenca de México; **Geof. Int.**, 33, p. 523-533

Vega Nova, H. de y Pelz Marín, A.M., 1994, Informe parcial de los hallazgos arqueológicos de la Cueva de Chimalacatepec, San Juan Tlacotenco, Municipio de Tepoztlán, Morelos; **Memorias del III Congreso Interno del Centro I.N.A.H. Morelos**, Acapantzingo, Cuernavaca, Morelos, p. 95-100.

Walker, G.P.L., 1972, Compound and simple lava flows and flood basalts; **Bull. Volcanol.** 35, 3, p. 579-590.

Walker, G.P.L., 1989, Spongy pahoehoe in Hawaii: a study of vesicle-distribution patterns in basalt and their significance; **Bull. Volcanol.** 51, p. 199-209.

Walker, G.P.L., 1991, Structure, and origin by injection of lava under surface crust, of tumuli, "lava rises", "lava-rise pits", and "lava-inflation clefts" in Hawaii; **Bull. Volcanol.** 53, p. 546-558.

Waltham, T. y Wood, C., 1981, Fiery tunnels of Kilauea; **Geographical Magazine**, 53, p. 766-771.

Waters, A.C., Donnelly-Nolan, J.M. y Rogers, B.W., 1990, Selected caves and lava-tube systems in and near Lava Beds National Monument, Cal; **U.S. Geol. Sur. Bull.** 1673, 102 p

Wood, C., 1974, The genesis and classification of lava tube caves; **Trans. British Cave Res. Assoc.**, 1, 1, p. 15-28.

Wood, C., 1976, Caves in rocks of volcanic origin; **Studies in Speleology**, Academic Press, T.D. Ford & C.H.D. Cullingford, Eds., p. 127-150.

Wood, C., 1981, Exploration and Geology of some lava tubes on the Hawaiian volcanoes (report of the U.K. Speleological expedition to Hawai'i Island, 1979); **Trans. British Cave Res. Assoc.**, 8, 3. p. 111-129.

## Anexo 1: Listas de las mayores cavidades volcánicas

**Tabla 1a**  
**Cavidades volcánicas de más de 100 metros de desnivel en el mundo**  
 Modificada de Halliday (1997)

No	Cavidad	Ubicación	Desnivel
1	Kazumura Cave*	Puna District, Hawaii, U.S.A.	1,102
2	Cueva del Viento	Tenerife, Islas Canarias, España	518
3	Leviathan*	Colinas Chyulu, Kenya	480
4	Ainahou Ranch Cave*	Hawaii, U.S.A.	352
5	Cueva de los Verdes*	Lanzarote, Islas Canarias, España	230
6	Ape Cave	Skamania County, Washinton, U.S.A.	213
7	Ubuwomo bwa Musanze	Rwanda	210
8	<b>Chimalacatepec</b>	<b>Volcán Suchiooc, México</b>	<b>201</b>
9	Namganduk Gul	Isla Cheju, Korea	181
10	Keala Cave	Puna District, Hawaii, U.S.A.	180
11	Cueva de Don Justo	Hierro, Islas Canarias, España	143
12	Cueva del Volcancillo*	Toxtlacoaya, Veracruz, México	139
13	<b>Cueva del Arbol</b>	<b>Volcán Suchiooc, México</b>	<b>118</b>
14	<b>Cueva de la Tubería</b>	<b>Volcán Suchiooc, México</b>	<b>116</b>

\* Cavidad segmentada por colapsos y/o trincheras

**Tabla 1b**  
**Mayores cavidades volcánicas de México (por desnivel)**  
 Información del autor

No	Cavidad	Ubicación	Desnivel	Longitud
1	Chimalacatepec	Volcán Suchiooc	201	1,388
2	Cueva del Volcancillo	Toxtlacoaya, Veracruz	139	685
3	Cueva del Arbol	Volcán Suchiooc	118	1,480
4	Cueva de la Tubería	Volcán Suchiooc	116	428
5	Cueva del Aire	Volcán Yololica	87	1,083
6	Aucomolijia	Volcán Suchiooc	77	343
7	Ferrocarril-Mina Inferior	Volcán Suchiooc	72	5,623
8	Cueva del Diablo	Volcán Suchiooc	70	2,020
9	Sierra Partida	Ocampo, Tamaulipas	65	850
10	Cueva de Marcelo	Volcán Suchiooc	62	1,268
11	Iglesia-Mina Superior	Volcán Suchiooc	54	5,145
12	Cañada de los Pastores	Rayón, San Luis Potosí	43	1,882
13	Cueva Larga	Volcán Xitle	43	494
14	Tepemecac	Volcán Suchiooc	38	278
15	Cueva del Arco	Toxtlacoaya, Veracruz	35	149

**Tabla 2a**  
**Cavidades volcánicas de más de 3 km en el mundo (actualizado a junio 1,**  
**1997)**

Modificada de Halliday (1997)

No	Cavidad	Ubicación	Longitud (m)
1	Kazumura Cave*	Puna District, Hawaii, U.S.A.	61,420
2	Cueva del Viento	Tenerife, Islas Canarias, España	17,032
3	Pahoia Caves*	Puna District, Hawaii, U.S.A.	16 km aprox
4	Leviathan*	Colinas Chyulu, Kenya	12,500
5	Bilemot Gul	Isla Cheju, Korea	11,749
6	Huehue Cave	North Kona District, Hawaii, U.S.A.	10,280
7	Manjang Gul	Isla Cheju, Korea	8,928
8	Keala Cave	Puna District, Hawaii, U.S.A.	8,600
9	Ainahou Ranch Cave*	Hawaii, U.S.A.	7,098
10	Cueva de Don Justo	Hierro, Islas Canarias, España	6,315
11	Cueva de los Verdes*	Lanzarote, Islas Canarias, España	6,100
12	<b>Ferrocarril-Mina Inferior</b>	<b>Volcán Suchiooc, México</b>	<b>5,623</b>
13	Gruta das Torres	Pico, Azores, Portugal	5,439
14	<b>Iglesia-Mina Superior</b>	<b>Volcán Suchiooc, México</b>	<b>5,145</b>
15	Susan Gul	Isla Cheju, Korea	4,675
16	Ubuwomo bwa Musanze	Rwanda	4,560
17	Surtshellir-Stepanshellir*	Islandia	4,300
18	John Martin Cave	Puna District, Hawaii, U.S.A.	4,158
19	Deadhorse Cave	Skamania County, Washinton, U.S.A.	4,100
20	Ape Cave	Skamania County, Washinton, U.S.A.	3,904
21	Duck Creek Lava Tube	Kane County, Utah, U.S.A.	3,695
22	14-18 Series	Monte Suswa, Kenya	3.5 km aprox
23	Sochon Gul	Isla Cheju, Korea	3,074
24	Cueva del Cascajo	Santa Cruz, Islas Galápagos, Ecuador	3,010
25	Rainbow's End Cave	Monte Silali, Kenya	3 km aprox
26	Pango ya Moshi	Colinas Chyulu, Kenya	3 km aprox

\* Cavidad segmentada por colapsos y/o trincheras

**Tabla 2b**  
**Mayores cavidades volcánicas de México (por longitud)**

Información del autor

No	Cavidad	Ubicación	Longitud	Desnivel
1	Ferrocarril-Mina Inferior	Volcán Suchiooc	5,623	72
2	Iglesia-Mina Superior	Volcán Suchiooc	5,145	54
3	Cueva del Diablo	Volcán Suchiooc	2,020	70
4	Cañada de los Pastores	Rayón, San Luis Potosí	1,882	43
5	Cueva de Huesitos	Volcán Xitle	1,792	18
6	Cueva del Árbol	Volcán Suchiooc	1,480	118
7	Chimalacatepec	Volcán Suchiooc	1,388	201
8	Cueva de Marcelo	Volcán Suchiooc	1,268	62
9	Pedro el Negro	Volcán Xitle	1,132	35
10	Cueva del Aire	Volcán Yololica	1,083	87
11	Los Cuicillos	Rayón, San Luis Potosí	976	14
12	Sierra Partida	Ocampo, Tamaulipas	850	65
13	Cueva del Salvial	Rayón, San Luis Potosí	796	14
14	Cueva del Cocodrilo	Volcán Xitle	725	21
15	Cueva del Volcancillo	Toxtlaocoya, Veracruz	685	139

## **Agradecimientos**

Este trabajo fué realizado con el apoyo de becas otorgadas por la Dirección General de Asuntos del Personal Académico (DGAPA) y del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT). Los Institutos de Geografía y Geofísica de la UNAM facilitaron vehículos de doble tracción para acceder a las porciones altas del derrame del Suchiooc.

El estudio se benefició con las discusiones en campo con el Dr. George Walker y la Dra. Louise Hose. Una especial mención merecen el Dr. José I. Lugo Hubp, asesor durante mis estudios de maestría, y la Dra. Ana Lillian Martin del Pozzo, directora de esta tesis. Asimismo quiero agradecer las sugerencias y comentarios de mis sinodales: Dr. Enrique Cabral-Cano, Dr. Jose Luis Macías, M. en C. Gerardo Sanchez-Rubio, Dr. Jaime Urrutia-Fucugauchi, y Dr. Jose Juan Zamorano.

Agradezco también a todos los miembros de la Sociedad Mexicana de Exploraciones Subterráneas A.C. que me acompañaron estoica y entusiastamente en la exploración de estas cavernas. En particular, quiero agradecer la participación de Sergio Nuño, Humberto Tachiquin, Luis Fernando Garduño, Francisco Ruiz, Claudia Galicia, Chris Lloyd, Luis Espinasa y mi muy especial reconocimiento a Ruth Diamant, compañera de mi vida.