



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS

COLEGIO DE GEOGRAFIA



ANALISIS GEOMORFOLOGICO DEL VOLCAN POPOCATEPETL ESCALA 1:20 000.

T E S I S

PARA OPTAR POR EL TITULO DE:

LICENCIADO EN GEOGRAFIA

P R E S E N T A :

ALBERTO GOMEZ ARIZMENDI



ASESOR: DR. JOSE JUAN ZAMORANO OROZCO.



MEXICO, D. F.

JULIO DE 1998.

**FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFIA**

265227

**TESIS CON
PARTIDA DE GASTOS**



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.

Este trabajo esta dedicado
con todo mi amor a mis padres:
Francisco y Estela
por su cariño y amistad.

*"Primero fue creada la Tierra, los montes y los
llanos; dividieronse los caminos del agua y salieron
muchos arroyos por entre los cerros y, en algunas
señaladas partes, se detuvieron y resbalaron las
aguas y de este modo aparecieron las altas montañas
POPOL-VUH.*

En memoria de mi abuelita Piedad.†

A mis hermanos Francisco, Adzael, Betzabé, Erik, Omar, Jadir y Yiram.
por soportarme y brindarme su apoyo y amistad.

A mi tío José, por sus enseñanzas, interés y apoyo incondicional para con mi persona.

A todos mis familiares que han compartido de una u otra manera mi desarrollo profesional.

AGRADECIMIENTOS.

Deseo manifestar mi agradecimiento a todas aquellas personas e instituciones que de alguna manera fueron partícipes e hicieron posible la realización de este trabajo.

Al Dr. José Juan Zamorano Orozco por su excelente asesoría del presente y por permitir compartir durante los últimos cuatro años el placer de la investigación, como parte principal de mi formación académica.

De manera muy especial quiero hacer patente mi agradecimiento al Dr. José Lugo, ya que su apoyo y su gran calidad humana, hizo de mi estancia en el Departamento de Geomorfología del Instituto de Geografía, un lugar de superación y formación profesional.

A los sinodales: Mtro. Lorenzo Vázquez Selem, Dra. Ma. Teresa Ramírez Herrera e Ing. Alberto Pérez Rojas por sus meritosos comentarios que mejoraron la versión final del presente y por su tiempo.

A la Dra. Ana Lillian Martin Del Pozzo por sus apreciables comentarios y permitir compartir la investigación.

Al Dr. Mario Arturo Ortíz, por su apoyo incondicional durante mi estancia en el Instituto.

A los compañeros Raúl Gutiérrez, Raúl Alvarado, Oscar Frausto, Efraín León, Omar Esteban y Carlos Alejandro Pérez por su apoyo en el trabajo de campo y gabinete.

A la DGAPA-UNAM y a los Institutos de Geografía y Geofísica; por permitir mi participación como becario en el proyecto "Estudios geomorfológicos del Popocatepetl" (No.IN105995), durante junio de 1995 a diciembre de 1997.

A las autoridades del Instituto de Geografía, UNAM; por la ayuda económica dentro del programa de becas del PBIGg, durante marzo a julio de 1998.

Finalmente al CENAPRED, por su apoyo en el trabajo de campo y gabinete.

CONTENIDO.

| | Pag. |
|--|------|
| RESUMEN | 1 |
| INTRODUCCIÓN. | 2 |
| I. ANTECEDENTES. | 5 |
| II. CARACTERÍSTICAS FÍSICO-GEOGRÁFICAS GENERALES. | 10 |
| 2.1. Localización. | 10 |
| 2.2. Clima. | 12 |
| 2.3. Suelos. | 14 |
| 2.4. Vegetación. | 16 |
| III. GEOLOGÍA. | 22 |
| 3.1. Evolución geológica y estratigráfica | 22 |
| 3.2. Causas climáticas y relieve heredado. | 48 |
| IV. GEOMORFOLOGÍA. | 58 |
| 4.1. Morfometría. | 58 |
| 4.1.1. Análisis altimétrico. | 60 |
| 4.1.2. Densidad de la disección. | 67 |
| 4.1.3. Profundidad de la disección. | 73 |
| 4.1.4. Energía del relieve. | 79 |
| 4.1.5. Pendientes del terreno. | 84 |
| 4.2. Morfogénesis. | 91 |
| 4.2.1. Análisis morfogenético. | 95 |
| I. RELIEVE ENDÓGENO. | 95 |
| II. RELIEVE ENDÓGENO MODELADO. | 123 |
| III. RELIEVE EXÓGENO. | 126 |
| V. CONCLUSIONES. | 161 |
| Bibliografía. | 163 |

Índice de figuras.

| | Pag. |
|---|------|
| 1. Localización del área en estudio. | 11 |
| 2. Carta climática de la zona en estudio (García 1970). | 13 |
| 3. Perfil N-S de los pisos altitudinales de la vegetación (Almeida <i>et al.</i> 1994). | 20 |
| 4. Esquema geológico del Popocatepetl (Robin 1994). | 33 |
| 5. Esquema de la evolución geológica del Popocatepetl (Robin 1994) | 34 |
| 6. Columna estratigráfica del volcán Popocatepetl (Carrasco 1985) | 36 |
| 7. Columna estratigráfica en el flanco noreste del Popocatepetl a 2,900 msnm (Martín del Pozzo <i>et al.</i> 1997a). | 38 |
| 8. Columna estratigráfica en el flanco norte del Popocatepetl a 3,600 msnm (Martín del Pozzo <i>et al.</i> 1997a) | 40 |
| 9. Columna estratigráfica al norte del Popocatepetl a 3,600 msnm (Siebe <i>et al.</i> 1996a). | 41 |
| 10. Columna estratigráfica al noreste del Popocatepetl a 3,250 msnm (Martín del Pozzo <i>et al.</i> 1997a) | 42 |
| 11. Columna estratigráfica al noreste del Popocatepetl a 3,700 msnm (Siebe <i>et al.</i> 1996a). | 43 |
| 12. Columna estratigráfica al suroeste del Popocatepetl a 2,400 msnm (Siebe <i>et al.</i> 1995). | 44 |
| 13. Columna estratigráfica al suroeste del Popocatepetl a 2,500 msnm (Siebe <i>et al.</i> 1995). | 45 |
| 14. Columna estratigráfica de depósitos relacionados a erupciones del tipo Sta. Elena, en el flanco sur del Popocatepetl (Siebe <i>et al.</i> 1995). | 47 |
| 15. Los glaciares del Popocatepetl (Lorenzo 1964). | 49 |
| 16. Los glaciares del Popocatepetl (Delgado 1996). | 51 |
| 17. Avance de los glaciares del Popocatepetl en la <i>Pequeña Edad del Hielo</i> (Palacios 1995). | 55 |
| 18. Evolución reciente del glaciar del Popocatepetl (Palacios 1995). | 56 |

| | |
|--|-----|
| 19. Esquema en planta y perfil de un valle de origen glacial, donde se distingue la acción erosiva glacial y fluvial. | 74 |
| 20. Esquema de un domo con morfología "parcial" (Reffay 1982). | 99 |
| 21. Representación del emplazamiento de domos volcánicos no diferenciados. | 101 |
| 22. Esquema de un dique, donde se muestra su emplazamiento hipotético a través de una falla en la barranca Nexpayantla. | 102 |
| 23. Emplazamiento de flujos de lava "la venta" en el noreste del volcán Popocatépetl. | 103 |
| 24. Levées laterales de un flujo de lava, cubiertos por material volcanoclástico. | 106 |
| 25. Perfil esquemático de una superficie compleja de lava y piroclastos. | 108 |
| 26. Esquema geomorfológico del cráter del volcán Popocatépetl; corresponde al 23 de abril de 1995. | 110 |
| 27. Esquema geomorfológico que muestra el atrio del cráter del volcán Popocatépetl. | 112 |
| 28. Perfil esquemático del fondo del cráter del Popocatépetl. | 113 |
| 29. Esquema geomorfológico en planta, escala 1:10 000 y perfiles en distintas direcciones que muestran las condiciones del cráter del Popocatépetl al 6 de diciembre de 1995. | 114 |
| 30. Esquema geomorfológico en planta, escala 1:10 000 y perfiles en distintas direcciones que muestran las condiciones del cráter del Popocatépetl al 26 de mayo de 1996. | 116 |
| 31. Esquema geomorfológico en planta, escala 1:10 000 y perfiles en distintas direcciones que muestran las condiciones del cráter del Popocatépetl al 11 de diciembre de 1996. | 117 |
| 32. Esquema geomorfológico en planta, escala 1:10 000 y perfiles en distintas direcciones que muestran las condiciones del cráter del Popocatépetl al 23 de abril de 1997. | 118 |

| | |
|---|-----|
| 33. Esquema geomorfológico en planta, escala 1:10 000 y perfiles en distintas direcciones que muestran las condiciones del cráter del Popocatépetl al 9 de diciembre de 1997. | 120 |
| 34. Esquema que muestra en perfil, una superficie de divisoria rocosa (cresta). | 125 |
| 35. Esquema que muestra en perfil, una superficie de divisoria suavizada. | 125 |
| 36. Perfil de la barranca Huiolac a los 3,490 msnm donde se muestra el emplazamiento de flujos piroclásticos, de lahar o lodosos, erosionados a manera de terrazas. | 129 |
| 37. Esquema que muestra en planta y perfil un salto de cabecera en la barranca Huiolac a 3,590 msnm. | 133 |
| 38. Salto de cabecera en la barranca Huiolac a los 3,310 msnm. | 138 |
| 39. Perfil esquemático de una terraza fluvial volcánica a los 3,200 msnm, en barranca Seca al noreste del Popocatépetl. | 137 |
| 40. Esquema geomorfológico que muestra el emplazamiento de circos glaciales. | 139 |
| 41. Localización de los barrancos proglaciales; sujetos a procesos de <i>debris flow</i> , en el flanco noreste del Popocatépetl. | 143 |
| 42. Esquema en planta y perfil de un deslizamiento de tierras. | 149 |
| 43. Esquema geomorfológico que muestra un flujo lodoso en la ladera noreste del Popocatépetl. | 153 |
| 44. Esquema geomorfológico, donde se muestra la alternancia entre depósitos morrénicos acordonados y mantos morrénicos. | 158 |
| 45. Esquema que muestra el perfil característico de los mantos coluviales en la barranca Tenenepanco. | 160 |

Indice de mapas.

| | Pag. |
|--|-------------|
| 1. Geología de la zona de estudio (Mooser <i>et al.</i> 1996). | 27 |
| 2. Geología propuesta por Martin del Pozzo <i>et al.</i> (1997a). | 29 |
| 3. Localización de las columnas estratigráficas correspondientes a las series volcánicas recientes del Popocatépetl. | 37 |
| 4. Altimetría. | 61 |
| 5. Unidades morfológicas. | 62 |
| 6. Densidad de la disección. | 68 |
| 7. Distribución de los valores máximos de densidad de la disección. | 72 |
| 8. Profundidad de la disección. | 75 |
| 9. Distribución de los valores máximos de profundidad de la disección. | 78 |
| 10. Energía del relieve. | 80 |
| 11. Distribución de los valores máximos de energía del relieve. | 83 |
| 12. Pendientes. | 86 |
| 13. Distribución y correlación de los valores morfométricos máximos. | 89 |
| - Mapa anexo I. | |
| - Mapa anexo II. | |

Indice de cuadros.

| | |
|--|----|
| 1. Relación entre altitudes, unidades morfológicas y procesos geomorfológicos asociados. | 66 |
|--|----|

Indice de fotografías.

| | |
|---|----|
| 1. Límite superior de la vegetación tropoalpina, vertiente noreste del volcán Popocatépetl. | 17 |
| 2. Límite de la vegetación arbórea, flanco noreste del Popocatépetl. | 18 |
| 3. Sección Nexapa "árboles de navidad" a 2,900 msnm al noreste del volcán Popocatépetl. | 39 |

| | |
|---|-----|
| 4. Detalle de un depósito de avalancha, donde se observa la estructura en rompecabezas, al suroeste del volcán Popocatépetl a 2,400 msnm. | 45 |
| 5. El glaciar del <i>Ventorrillo</i> el 31 de enero de 1996. | 52 |
| 6. El glaciar <i>Noroccidental</i> el 31 de enero de 1996. | 53 |
| 7. Ladera noreste del volcán Popocatépetl, donde se muestra el “ <i>Abanico</i> del ventorrillo” | 63 |
| 8. Volcán de lava “Cerro Tlamacas”. | 96 |
| 9. Relicto de un volcán de lava en la ladera noreste del Popocatépetl. | 97 |
| 10. Volcán cinerítico en el interior del cráter del Popocatépetl. | 98 |
| 11. Domo volcánico “Cerro Gordo” en la ladera noreste del Popocatépetl. | 100 |
| 12. Vista superior de un <i>levée</i> de coladas de lava. | 106 |
| 13. Vista aérea del flanco sur de la cumbre del Popocatépetl. | 107 |
| 14. Vista aérea del flanco sureste del cráter del Popocatépetl. | 111 |
| 15. Vista de una ladera rocosa en el flanco noreste del Popocatépetl. | 124 |
| 16. Vista de la barranca Huiolac a los 3, 490 msnm en la ladera noreste del Popocatépetl. | 130 |
| 17. Vista de un salto de cabecera en la barranca Tenenepanco a los 3,800 msnm. | 131 |
| 18. Vista de un salto de cabecera en la barranca Huiolac a los 3,590 msnm. | 134 |
| 19. Vista de un salto de cabecera en la barranca Huiolac a los 3,310 msnm. | 135 |
| 20. Vista aérea del flanco norte del volcán Popocatépetl donde se aprecian circos glaciales pleistocénicos. | 140 |
| 21. Vista de circos glaciales, en la cuenca alta de la barranca Tenenepanco. | 140 |
| 22. Vista aérea de la cuenca alta de la cañada Coyoco, en el flanco norte del Popocatépetl. | 141 |
| 23. Vista de un sector de la barranca Tenenepanco, a los 4,200 msnm, donde se muestra la morfología del canal de escombros asociado al debris flow reactivado a partir de las erupciones del 30 de junio de 1997. | 146 |

| | |
|--|-----|
| 24. Vista de la barranca Tenenepanco a los 3,800 msnm, se muestra la morfología del debris flow reactivado a partir de las erupciones del 30 de junio de 1997. | 147 |
| 25. Vista que muestra en la Barranca Tenenepanco el estado de los levées laterales a los 3,800 msnm, el 5 de noviembre de 1997. | 148 |
| 26. Vista de un abanico de displayamiento. | 151 |
| 27. Vista de la barranca Huiolac donde se muestra la obturación del cauce. | 152 |
| 28. Vista de un abanico de displayamiento en la barranca Huiolac. | 152 |
| 29. Vista que muestra una rampa acumulativa compleja cubierta por piroclastos. | 154 |
| 30. Vista que muestra el estado general del glaciar del Popocatepetl el 7 de febrero de 1998. | 156 |

RESUMEN

El objetivo de este trabajo es el análisis de las formas del relieve del flanco noreste del volcán Popocatepetl, en función de su génesis, así como su cartografía a detalle (1: 20 000). Los métodos morfométricos aplicados en este territorio, dieron como resultado los siguientes mapas: altimétrico, densidad y profundidad de la disección energía del relieve y pendientes. La correlación de esta información permitió identificar zonas afines en morfología y procesos, así como contrastes en cuanto a la estructura y origen del material que integra el relieve de la zona en estudio. La información anterior permitió delimitar las siguientes unidades morfológicas: cono, piedemonte volcánico-acumulativo y piedemonte erosivo-acumulativo.

Las formas de relieve identificadas suman 44 y fueron clasificadas en tres grupos genéticos; 1. Relieve endógeno, 2. Relieve endógeno modelado y 3. Relieve exógeno, la cartografía se presenta a escala 1: 20 000 y cubre un área de 38 km².

El trabajo esta integrado por cuatro capítulos en el primero se analizan los trabajos realizados para la zona del Popocatepetl. En el capítulo II se caracteriza las condiciones naturales de la región. La evolución geológica, estratigráfica y los cambios climáticos es tema del tercer apartado. En el cuarto y último capítulo, se analiza la geomorfología a partir secuencias cartográficas (1: 10 000) del cráter del Popocatepetl y de la barranca Tenenepanco (*debris flow*) escala 1: 2 000. Estos documentos se integran al mapa, objeto de este estudio, titulado "Geomorfología del Volcán Popocatepetl (Vertiente Noreste)".

INTRODUCCIÓN

En 1993, el volcán Popocatepetl, objeto de este estudio, presentó cambios en su comportamiento después de haberse conservado “estable” desde 1920. En un periodo de 73 años la manifestación más importante fue la fumarólica, la cual no ha sido constante en este periodo. Entre 1992 y 1993, la emisión fumarólica y la microsismicidad del volcán presentaron un incremento notable; en la madrugada del día 21 de diciembre de 1994, dio inicio una nueva etapa de actividad volcánica, con explosiones que lanzaron materiales piroclásticos al exterior que formaron una columna eruptiva de hasta 8 kilómetros de altura sobre el cráter, es decir 13.5 kilómetros sobre el nivel medio del mar, 75 kilómetros de ancho y 250 de largo, la cual llegó hasta Tampico, Tampus. La estimación de las emanaciones de arena y ceniza fue de 5 mil toneladas diarias de sólidos y gases asociados (Irrutiaga 1997).

Si bien la historia conocida acerca de la actividad del Popocatepetl es fumarólica, existen evidencias contundentes de cuando menos cuatro derrumbes gigantes, resultado de erupciones explosivas que han provocado el colapso de gran parte del cono, el último de ellos ocurrió hace unos 23 mil años. Evidencia de lo anterior, es un depósito de 75 kilómetros hacia el sur (Siebe *et al.* 1996b)

De hace 14 mil años data otra gran explosión que originó grandes lluvias de material piroclástico (cenizas y pómez); durante los dos milenios siguientes, por lo menos tuvieron lugar 6 erupciones de estas características, mientras que la última ocurrió hace aproximadamente 1,100 años (Siebe *op cit.*).

No obstante que la actividad actual del Popocatepetl se considera “estable” por su emisión de gases y cenizas, y en relación con el análisis de su actividad en el pasado, no es de menospreciar la posibilidad de que se presenten en un futuro cercano, eventos explosivos de magnitud considerable que pueden tomarse peligrosos para las poblaciones aledañas al volcán. Entre los procesos que se pueden presentar con estas características, se tiene: los *flujos piroclásticos y de lodo*, los que mayor posibilidad de ocurrencia tienen. Los primeros se generan por erupciones explosivas, son una mezcla de gases tóxicos y material piroclástico a elevada temperatura que descienden a gran velocidad las laderas del volcán, arrasan y queman todo a su paso; este proceso se ha presentado en el Popocatepetl por lo menos dos veces cada milenio. Los segundos, se generan a partir de cantidades considerables de agua que proviene de lluvias extraordinarias o del deshielo que se mezcla con material volcanoclástico; lo que da lugar de manera repentina a un flujo que desciende

las laderas del volcán con velocidades promedio entre 30 y 100 km/h, con mayor posibilidad hacia el flanco oriental, hasta llegar a afectar las poblaciones vecinas. Ejemplo de este tipo de proceso, aunque de dimensiones relativamente pequeñas, es el ocurrido en los primeros días de julio de 1997, el cual fue provocado por la actividad volcánica más importante registrada hasta la fecha a partir de la década de los años veintes, el 30 de junio del mismo año; el flujo de lodo recorrió 12.5 Km, hasta llegar al poblado de Santiago Xalitzintla, el cual pudo ser observado con relativa tranquilidad por los pobladores (Irrutiaga 1997).

Cabe hacer notar que la posibilidad de ocurrencia de eventos volcánicos catastróficos es menor que los que no lo son, lo cual no implica que las manifestaciones actuales del Popocatepetl no representen riesgo para la población, ya que comportamiento es semejante a la fase inicial de los eventos catastróficos registrados en la evolución del volcán.

Como consecuencia de la crisis volcánica reciente, la reacción por parte de las autoridades y grupos científicos para la propuesta, análisis y elaboración de planes de emergencia volcánica fue significativa, así como también el estudio y vigilancia del volcán en diversos ámbitos. El organismo gubernamental que tiene a su cargo el monitoreo del volcán es el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), mismo que requiere de información científica detallada del estado actual del volcán, la cual es proporcionada, vía proyectos institucionales por centros de educación e investigación, entre los cuales se encuentran los Institutos de Ingeniería, Geofísica, Geología y Geografía de la UNAM, entre los más importantes.

En 1995, surgió entre los Institutos de Geofísica y Geografía de la UNAM, un proyecto de investigación denominado "Estudios geomorfológicos del Popocatepetl", financiado por la DGAPA (No. IN105995); el presente trabajo de tesis forma parte de dicho proyecto, mismo que contempla un área de 421 km².

El objetivo de este trabajo es un análisis de los elementos y formas del relieve del flanco noreste del volcán Popocatepetl, en función de su génesis así como su representación cartográfica a detalle 1:20 000.

La metodología empleada consistió en el análisis morfométrico del área de 421 km², lo anterior dio como resultado cinco mapas temáticos que permitieron la identificación de áreas de contraste o afinidades morfológicas, mismas que coincidieron con áreas "duda"

resultado de la interpretación de fotografías aéreas correspondientes a los años de 1983, 1989, 1995 y 1997. Con los resultados obtenidos de ambos análisis se elaboró una cartografía preliminar corroborada y corregida con trabajo de campo particular. A partir de éste mapa, se generó la cartografía geomorfológica final del flanco noreste del volcán Popocatepetl, con una área de 38 km². Dicha metodología se apoya en la teoría geomorfológica y en publicaciones anteriores sobre el volcán.

La estructura de la tesis se compone de cuatro capítulos principales: en el **capítulo I** se analizan los trabajos antecedentes de interés para la zona en estudio; en el **capítulo II** se explican las condiciones geográficas, se hace referencia a la relación que guardan el clima, suelo y vegetación con respecto a la estructura volcánica; el **capítulo III** trata de la geología y se divide en tres apartados: el primero, el marco geológico, el segundo hace mención de la evolución geológica y estratigráfica del volcán, y el tercero se refiere a la explicación de las causas climáticas en relación con el relieve heredado; el **capítulo IV** y último se refiere a la geomorfología, objetivo central de este estudio, se divide en dos apartados principales: el análisis morfométrico y el de morfogénesis; en el primero se analiza la altimetría, la densidad y profundidad de la disección, la energía del relieve y las pendientes del terreno. Toda esta información permitió el enriquecer el conocimiento de las formas del relieve desde un punto de vista cuantitativo y así planear de una manera más objetiva el trabajo de campo. La morfogénesis se sintetiza en un mapa geomorfológico escala 1: 20,000 del flanco noreste del volcán y su leyenda explicativa correspondiente, mismo que representa las formas de relieve la dinámica, con base en la génesis y evolución en el tiempo.

I. ANTECEDENTES.

El volcán Popocatepetl, ha sido objeto de diversos estudios, ya sea en el ámbito científico, paisajístico y cultural, desde épocas históricas hasta la actualidad. En el presente estudio se toman en consideración por el valor de sus aportaciones y su relación con el objetivo antes planteado, los trabajos relacionados con los temas siguientes: geológico, estratigráfico, geomorfología volcánica, glacial, vegetación, clima y edafológico.

En lo que se refiere a la geología y estratigrafía se consideran los siguientes trabajos: Fries (1965) en su análisis geológico de la "Hoja Cuernavaca", da el nombre de "Riodacita Popocatepetl" a las lavas provenientes del flanco sur del volcán, y el de "Formación Tlayécac" a los depósitos de lahar, localizados en el mismo flanco. Schlaepfer (1968) en su análisis geológico de la "Hoja México", retoma las edades propuestas por Fries (*op. cit.*) y menciona que la Riodacita Popocatepetl es contemporánea de la formación Tlayécac, la cual descansa de manera discordante sobre el grupo Tepexco del Mioceno.

Mooser (1975) determina que el Popocatepetl, el cual es parte de la Sierra Nevada, inició su formación en el Plioceno tardío sobre rocas volcánicas del Terciario Medio y alcanzó su máximo desarrollo en el Pleistoceno.

Erffa *et al.* (1976) definen que en el Cuaternario amplias zonas de la cuenca Puebla-Tlaxcala fueron cubiertas por sedimentos y productos volcánicos emitidos por los volcanes de la Sierra Nevada, que según su edad tienen aspecto reciente o han sido transformados por la erosión, donde los edificios más antiguos tienen una capa de depósitos piroclásticos y los más recientes carecen de ella, y que al pie de los grandes volcanes se hallan lahares y depósitos de nubes ardientes. De acuerdo con los estudios realizados referentes a la petrología, determinaron que los magmas se han formado a diversa profundidad de la corteza terrestre y experimentaron una distinta evolución en su ascenso.

Venegas *et al.* (1985) incluye al Popocatepetl en la etapa del vulcanismo reciente, de edad Pliocuaternaria que tiene gran extensión en el Sistema Volcánico Mexicano; edad que coincide con la que de Cserna (1988) define para los depósitos del volcán Popocatepetl.

Moran 1985 (en Carrasco *et al.* 1986) determina que el Popocatepetl forma parte de una de las fases terminales del vulcanismo de la cuenca de México, posterior a una secuencia volcánico-sedimentaria que ocurrió en el Terciario Temprano y a fases volcánicas

del Terciario Medio y Temprano; no obstante no fue posible reconocer el basamento sobre el cual descansa, ya que se encuentra cubierto por una potente capa de materiales piroclásticos.

Mooser *et al.* (1996) presentan en mapas 1: 100 000 la nueva geología de las cuencas de Toluca, México y Puebla, donde incluyen la zona del Popocatepetl en seis unidades distintas representadas a escala 1: 100 000; las unidades hacen referencia a la relación entre las grandes estructuras, volcanes y calderas, y a sus depósitos asociados, entre los que se tienen el complejo Popocatepetl, el más reciente; la caldera Yolochochitl y el Volcán Nexpayantla, entre otros.

Martin del Pozzo *et al.* (1997a) presentan en forma general la geología del área en estudio, que la divide en 8 unidades principales, donde se contemplan flujos lávicos, tanto del volcán Iztaccíhuatl como del volcán Nexpayantla, éstos los más antiguos de toda el área estudiada; materiales emitidos por el volcán Popocatepetl, de manera más particular, flujos piroclásticos, piroclastos de caída y depósitos de avalancha de escombros entre otros.

Siebe *et al.* (1996a) y Martín del Pozzo (1997a) realizan estudios estratigráficos detallados, en donde coinciden en la existencia de depósitos relacionados con erupciones plinianas históricas, materiales que se distribuyen con una mayor ocurrencia y espesor en la ladera norte del volcán; en tanto que hacia el sur de éste, determinan la existencia de depósitos relacionados, por lo menos con tres grandes derrumbes del volcán.

En lo que se refiere a los aspectos de geomorfología volcánica, Camacho (1929) describe las características del cráter del Popocatepetl y hace énfasis en la formación del pequeño volcán interno, donde determina que la explosión del 5 de enero de 1929 fue la que ocasionó su formación y que la actividad emigró hacia la parte baja de las paredes del sureste de la caldera antigua. Afirma que si las manifestaciones eruptivas continúan con la misma intensidad, este aparato volcánico no representa ningún peligro para las comunidades aledañas.

Cantagrel *et al.* (1984) realizan estudios de los episodios eruptivos del Pico de Orizaba y del Popocatepetl, mismos que por lo menos han presentado quince periodos eruptivos considerables; distinguen desde el punto de vista petrológico los tipos de materiales y su distribución, para algunos casos.

Robin (1984) realiza un estudio evolutivo de la estructura volcánica, en este toma como base el análisis petrográfico de los materiales expuestos en superficie, la evolución presenta largas fases de desarrollo, y una fase de destrucción del tipo Saint. Vincent o Santa. Elena, donde una parte considerable del edificio es destruido por una gran explosión, la cual ocurrió hace 36 mil años antes de la formación de la nueva estructura del Popocatepetl, la cual tiene una edad aproximada de 23 mil años.

Carrasco (1985) y Carrasco *et al.* (1986) también analizan las etapas de evolución del Popocatepetl y coinciden con las propuestas por Robin (1984); Robin y Boudal (1987); Boudal y Robin (1988, 1989), los cuales realizan estudios de la distribución de los distintos materiales con el fin de buscar el proceso que les dio origen y determinar la existencia de los depósitos procedentes de avalanchas tipo derrubios, localizados hacia el flanco sur del volcán.

Siebe *et al.* (1996b) indican que la actividad fumarólica que ha presentado el Popocatepetl a través del tiempo, ha sido constante, así como frecuentes erupciones de pequeña magnitud; cíclicas, en promedio dos veces por siglo y erupciones de mayor intensidad (plinianas) ocurren con menor frecuencia, la última de éstas ocurrió hace $\pm 1,100$ años.

Desde el punto de vista geomorfológico, el Popocatepetl es uno de los grandes estratovolcanes de la cuenca de México, mismo que forma parte de su límite sudoriental resultado de variadas etapas de actividad volcánica que han continuado hasta tiempos históricos. Su estructura la segunda más elevada del país, presenta un fuerte contraste altitudinal, mayor a 1,500 metros, entre su base y el Pico Mayor; sus laderas en la porción cumbre presentan una pendiente mayor a 33° de inclinación.

En lo que se refiere al tema glacial, Aguilera. y Ordoñez. (1895) son los primeros en mencionar la existencia de una capa de nieve o hielo que al parecer es permanente y se localiza en las cumbres del Popocatepetl.

Lorenzo (1959) identifica y define las propiedades de los glaciares del volcán Popocatepetl. Más tarde realiza el primer inventario de los glaciares de México, donde determina sus características particulares, posición y área que ocupan (Lorenzo 1964). Asimismo se aboca al estudio de las condiciones periglaciales de las altas montañas de

México, y determina que el Popocatepetl por su altura y posición latitudinal con respecto al Ecuador, reúne las características necesarias para el desarrollo de un ambiente periglacial (Lorenzo 1969).

Delgado *et al.* (1985) realizan el segundo inventario de los glaciares del Popocatepetl y hacen notar en forma clara la disminución del área que ocupan en la actualidad, la que contrasta con los datos reportados por Lorenzo para los años sesenta. Atribuyen la reducción de la masa glaciaria a la variación de las condiciones climáticas actuales, con respecto a las que se tenían en el pasado.

Delgado y Brugman (1995) debido al incremento de la actividad volcánica del Popocatepetl (diciembre de 1994), realizan un monitoreo de los glaciares, en el cual determinan la existencia de flujos lodosos que se generan a partir del deshielo, a su vez es provocado por los grandes aportes de ceniza volcánica en la superficie, lo que provoca un escurrimiento a velocidades variables por las laderas del volcán, de manera más particular las del flanco noreste; puede tornarse peligroso para las poblaciones distribuidas en las partes bajas del edificio volcánico.

Palacios (1996) basado en un análisis detallado de fotografías aéreas, documentos históricos y observaciones directas en campo, determina las variaciones del límite, tanto inferior como superior, de los glaciares del Popocatepetl en épocas históricas y su retroceso en el tiempo, hasta el año de 1995. En este análisis se pueden observar cambios significativos en la dimensión y forma del glaciar.

Heine (1973) con base en un análisis geomorfológico de los depósitos morrénicos en los volcanes de la meseta mexicana, determina las variaciones climáticas de los últimos 40 mil años, mismas que correlaciona con las glaciaciones ocurridas en las Montañas Rocosas de Norteamérica. Heine (1994) determina por análisis cronoestratigráficos en La Malinche, Pico de Orizaba, Iztaccíhuatl, Nevado de Toluca, Ajusco y Popocatepetl, los grandes avances de los glaciares durante el Pleistoceno y el Holoceno, los cuales son apoyados con estudios anteriores (Heine 1984 y 1988) que tratan sobre los depósitos glaciales y su estudio tefracronológico.

Los aspectos geográficos (clima, suelo y vegetación) juegan un papel importante en el modelado del relieve, y son elementos indispensables a considerar para el análisis geomorfológico. Miehlisch (1979) divide el área en estudio en distintas zonas con base en las cotas de altura sobre el nivel del mar. El Popocatepetl presenta tres niveles generales a considerar: la parte más elevada donde la vegetación se restringe a líquenes y musgos; en altitudes menores a los 4,300 msnm se encuentran zacatonales característicos de las zonas alpinas y en niveles inferiores a los 3,800 msnm hay bosques de desarrollo considerable; en

este análisis se hace evidente que la calidad y cantidad de vegetación están en relación con el espesor, tipo de suelo y condiciones climáticas adecuadas. Existe una relación directa entre la profundidad y compactación del suelo, el tipo de material infrayacente a él y la presencia de vegetación con la susceptibilidad del relieve a ser erosionado.

Miehlich (1979) determina que la erosión antrópica de los suelos en la Sierra Nevada, y de manera particular en el Popocatepetl, es resultado de prácticas agrícolas y forestales inadecuadas, ya que éstas dejan al descubierto el suelo mineral, fácil de erosionar por las precipitaciones.

En lo que se refiere al zacatonal alpino, según Beaman 1965 (en Rzedowski 1978) se divide en tres asociaciones principales, las cuales se distribuyen de acuerdo con las condiciones climáticas, entre las cuales se tienen como factores dominantes las bajas temperaturas y sus fluctuaciones diarias.

Estudios que tienen como objetivo primordial la caracterización del clima a diferente altitud en la vertiente oriental de la meseta mexicana y la Sierra Nevada, se deben a Lauer (1978); el régimen hidrológico y la temperatura, le sirven para determinar que el límite arbóreo está condicionado por la acción del frío.

Fuentes (1975) con base en el análisis de las características físico geográficas propone las relaciones entre la variabilidad de la altura, la morfología (exposición de las laderas), los climas principales, tipos de suelo y vegetación, para el piedemonte oriental de los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatepetl; estas relaciones se hacen evidentes también en la vertiente occidental del volcán.

Kneib *et al.* (1973) realizan una clasificación regional de los suelos de la Sierra Nevada, donde manifiestan que en una zona de vulcanismo reciente, como el Popocatepetl, la composición de los materiales eruptivos y el clima son los factores más determinantes para la formación del suelo.

Aportes sobre la distribución y características de la vegetación en las cumbres del Popocatepetl son resultado de las investigaciones realizadas por Almeida *et al.* (1994) consideran para la mayor parte del volcán, que la vegetación arbórea se distribuye en distintos niveles o pisos altitudinales, la cual responde a la acción de elementos del medio geográfico, como: el viento, exposición de las laderas, tipo de clima, capa edáfica, morfología y altura con respecto al nivel medio del mar.

II. CARACTERÍSTICAS FÍSICO-GEOGRÁFICAS GENERALES.

2.1. Localización.

La zona en estudio se divide en dos áreas: la primera y de mayor superficie (421 km²) se localiza entre las coordenadas de 19° 06' 05" y 18° 54' 43" latitud Norte y 98° 46' 17" y 98° 35' 36" longitud Oeste; en esta se realiza el análisis morfométrico donde la estructura volcánica del Popocatepetl es la más importante, la segunda con una superficie de 38 km² se encuentra inmersa en la primera (Fig. 1) y es donde se realiza el análisis morfogenético. La altura de 5,452 msnm representa la segunda cumbre más elevada del territorio nacional, y su gradiente altitudinal es mayor a 1,500 metros con respecto a su base.

El Popocatepetl (al sur) junto con el volcán Iztaccíhuatl (al norte), forman la Sierra Nevada, que desde el punto de vista fisiográfico divide a las cuencas de Puebla-Tlaxcala y México. Esta sierra de más de 100 km de longitud y 40 km de ancho, se ubica en el centro-sur del Sistema Volcánico Transmexicano (SVTM).

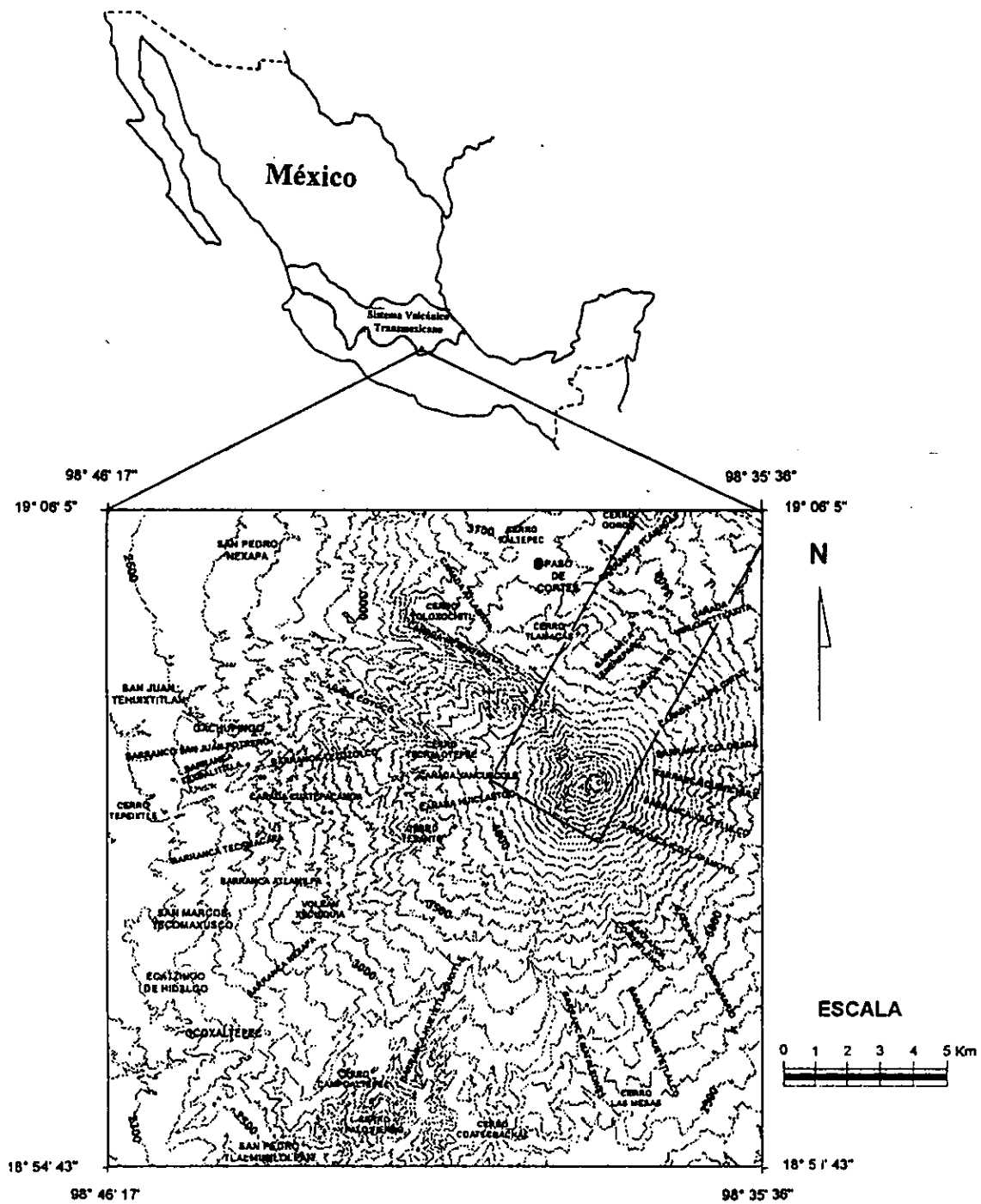


Figura 1. Localización de la zona en estudio. El recuadro indica el área de análisis morfométrico y el rectángulo muestra el área de análisis morfogenético.

2.2. Clima.

Los niveles de altitud y latitud en los que se sitúa el Popocatepetl, permiten una variación altitudinal del clima, de muy fríos en las partes más elevadas a templados en la más bajas. Esto influye de manera directa en el paisaje: la temperatura, el viento y la precipitación, son determinantes en la fisonomía de la vegetación, en el grado de intemperismo de las rocas y el desencadenamiento de ciertos procesos geomorfológicos. El análisis de la distribución climática se hace a partir de García (1970) quien define tres tipos dominantes: EFHw, se presenta en el cono del Popocatepetl, con condiciones periglaciales y glaciales; el C(w₂)b se distribuye de manera radial al volcán más reciente y es la transición entre los fríos y los templados, por último, el C(w₂) se presenta en las partes más bajas de la zona y es la transición hacia los climas cálidos. Lo anterior se muestra en la figura 2 y se explica a continuación.

A) Clima EFHw. *Muy frío*, se caracteriza por una temperatura media anual menor a -2 °C y la del mes más caliente menor a 0 °C. La letra **H** indica que este clima se encuentra a grandes altitudes y el símbolo **w** que los máximos de precipitación se presentan durante el verano; tiene su límite aproximado en la cota de 4000 msnm.

El clima **E** se localiza a grandes altitudes y en extensiones muy pequeñas de México. Sin embargo es importante, ya que uno de sus tipos, el de hielos perpetuos, ha dejado huella de su existencia desde el Pleistoceno (García 1987).

B). Clima C(w₂)b'. *Templado subhúmedo con lluvias en verano*, su cociente P/T es mayor a 55.3; el símbolo **b'** indica que el verano es fresco y largo donde el mes más caliente presenta temperaturas entre 6.5 y 22 °C. Representa una transición entre el clima frío del cono del Popocatepetl y los climas de los valles que ascienden de forma radial las laderas del volcán. Su límite inferior se encuentra de manera aproximada entre los 3250 msnm y el superior a los 4000 msnm, este último funge como el límite de la vegetación arbórea. Según Lauer y Klaus 1975 (en Lauer 1978) el límite de la vegetación arbórea coincide casi exactamente con la isoterma de 5° ubicada a 4000-4100 metros de altura, donde el factor limitante del crecimiento arbóreo en las laderas del Popocatepetl está representado por las bajas temperaturas de primavera que disminuyen la posibilidad de difusión del agua a través de las membranas celulares.

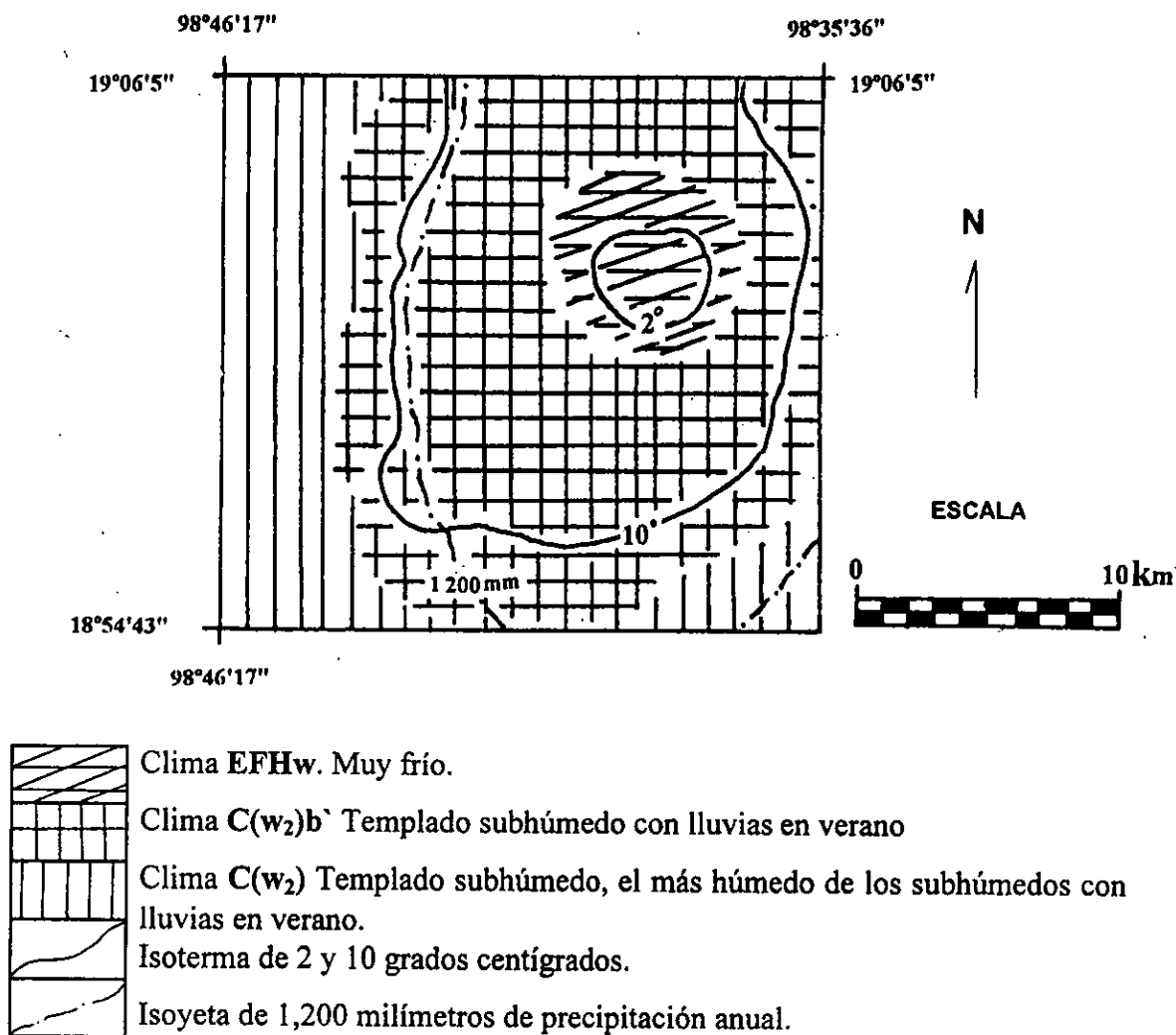


Figura 2. Carta climática de la zona de estudio (García 1970).

C). Clima C(w₂). *Templado subhúmedo el más húmedo de los subhúmedos con lluvias en verano*, se caracteriza por un coeficiente P/T mayor a 55.3; porcentaje de precipitación invernal respecto a la total anual, entre 5 y 10 %, es de verano fresco y largo, la temperatura media anual de 13.5°C. La temperatura media anual del mes más frío (diciembre) es de 11.5°C y la del mes más cálido, (mayo) de 16°C; isoterma y con marcha de la temperatura tipo Ganges. La precipitación media anual es de 910 mm, su máximo lo alcanza en junio donde el valor medio es de 168 mm. Se distribuye en el Popocatepetl desde la cota de los 3250 msnm hasta los 2250 msnm. Este último es el nivel climático más bajo de la zona en estudio y representa la transición entre los climas templados y cálidos.

2.3 Suelos.

En un análisis geomorfológico como el que se realiza en este trabajo de tesis, es importante tomar en consideración las características del suelo, la parte más expuesta de la superficie terrestre, ya que presenta una relación estrecha con el sustrato rocoso, en su porción inferior, y con las condiciones ambientales externas. El suelo, resultado de la descomposición y desintegración química y física del basamento rocoso, pone en evidencia la acción de los agentes exógenos (fluviales, glaciales, etc) que han modelado el relieve a través del tiempo, así como también la génesis del material que le dio origen (lavas, piroclastos, etc).

En el Popocatepetl el suelo se ha desarrollado a partir de los materiales volcánicos (piroclastos de caída) de las tres últimas manifestaciones eruptivas. El material de cada erupción se compone de una capa de ceniza sobre una capa de pómez y se distingue desde el punto de vista macromorfológico, por las propiedades específicas de la pómez (Kneib *et al.* 1973). La disposición radial y gradual en que los materiales han sido depositados es uno de los aspectos condicionantes que influyen en el espesor del suelo, es decir, los suelos en la zona de estudio presentan una distribución que se relaciona con los niveles altitudinales y con el foco de emisión (cráter del Popocatepetl); dichos suelos se denominan de "ando" lo cual significa que se relacionan con cenizas volcánicas andesíticas y basálticas; éstos presentan perfiles AC, A(B)C y ABC, con profundidad que oscila de 50 centímetros a mayores de un metro. El color del horizonte A es negro, por efecto de la materia orgánica o bien por la ceniza volcánica, si el suelo es más intemperizado, el color es pardo oscuro y los horizontes inferiores de color rojizo claro o amarillentos (Aguilera 1969). Las texturas que presentan están entre migajones arenoso-limosos y francos; la consistencia es firme, de estructura en bloque y bloques subangulares, lo anterior depende de la relativa rapidez con que han sido alterados.

Debido a las bajas temperaturas, factor limitante de la actividad microbiana, el contenido de materia orgánica es alto en su parte superficial, la cual se reduce en cuanto se incrementa la profundidad, en tanto que el horizonte B puede presentar un cierto grado de cementación, ya que ha sido afectado por materiales arcillosos y/o amorfos.

El perfil del suelo ha sido alterado repetidas ocasiones, ya sea por el aporte de materiales volcánicos recientes (arenas y cenizas) o por contaminación de aluvión o coluvión, resultado de la acción de los procesos exógenos.

Por arriba de los 4,000 msnm donde las condiciones climáticas son frías y secas, se ubican los suelos de menor desarrollo, de manera particular los *leptosoles*; estos se originan de la roca dura y coherente, presentan una baja acumulación de humus y un desarrollo superficial en su perfil, mismo que limita de manera gradual con la roca madre. Por otro lado, las partículas de suelo sueltas en superficie, sufren una fuerte erosión por el viento y el agua de deshielo.

Los *regosoles*, que se han formado sobre rocas muy fragmentadas (regolita), aparecen por lo regular, en combinación con los *litosoles* y son la transición entre los menos desarrollados de las partes altas y los de mejor desarrollo de los niveles inferiores; estos dos tipos de suelo son de escasa profundidad, en el mejor de los casos 10 centímetros, lo cual no permite un desarrollo considerable de la vegetación; es decir, sólo es capaz de sustentar zacatonales y algunos arbustos, mismos que sirven como factor de estabilización por su disposición a manera de rosetas y macollas.

El clima más templado que se distribuye en las laderas inferiores a los 3,800 msnm permite el desarrollo de los *andosoles*, los más evolucionados, que se generan a partir de los depósitos de arenas y cenizas volcánicas; poseen una elevada proporción de vidrio volcánico en las fracciones de arena y limo. Se subdividen en dos subgrupos, los *regosoles dísticos* y los *regosoles eútricos*; los primeros, más pobres en humus y arcilla son característicos de zonas sujetas a la erosión, en tanto que los segundos, de mejor desarrollo, se disponen en las partes de la cañadas con mayor estado de conservación, humedad y una cubierta vegetal densa.

2.4. Vegetación.

La distribución de la vegetación en el volcán Popocatepetl guarda una relación estrecha con el tipo de clima y el tipo de suelo, ya que a medida que se incrementa la altura, con respecto al nivel medio del mar, las condiciones climáticas son más frías e influyen en el desarrollo de la vegetación, es decir, determinan el tipo, tallo, follaje, altura, etc., de la carpeta o estrato vegetal. Los suelos presentan mejores condiciones para el desarrollo de la vegetación en niveles inferiores a los 4,000 msnm, ya que tienen un mayor contenido de materia orgánica y su temperatura promedio está por arriba de los 0° C, en comparación de los que escasamente se disponen arriba de los 4,000 msnm.

La vegetación de musgos y líquenes responde a condiciones frías con descensos de temperatura por debajo de los 0°C, características de los climas **EFHw**. Este tipo de vegetación se localiza a una altitud de (4520-4550 msnm). Su emplazamiento aprovecha el abrigo que le proporcionan las fracturas dispuestas tanto en paredes como en los depósitos rocosos caóticos que se localizan en el cono del Popocatepetl. En esta zona, arriba de los 4,000 msnm; se distingue la sustitución de la vegetación arbórea por un tipo de pastizal. Para Beaman 1965 (en Rzedowski 1978) el límite superior del pastizal alpino se sitúa alrededor de los 4300 msnm, aunque algunas especies de plantas crecen todavía más allá de los 4500 msnm.

Según Beaman 1965 y Cruz 1969 (en Rzedowski 1978) en el Popocatepetl se distinguen tres asociaciones de zacatonal alpino a mencionar: 1) la denominada *Muhlebergia quadridentata*, ocupa algunos sitios carentes de bosque, resultado de la deforestación y sobrepastoreo que conllevan a un deterioro escénico y ambiental, entre los 3700 y los 3800 msnm; 2) la *Calomagrotis tolucensis* y *Festuca tolucensis*, es la de mayor expansión entre los 3800 y 4200 msnm y 3) la *Festuca livida* y *Arenaria bryoides*, propia de algunos parajes entre los 4200 y 4300 m. Esta última constituye un zacatonal más bajo y abierto, con abundancia de plantas acojinadas de *Arenaria*.

En la actualidad se conoce a esta vegetación de pastizal como “pajonal tropoalpino” o “tropicalpine bunch/tussock grassland” (Smith y Young 1978; Smith y Cleef 1988, en Almeida 1994). Esta vegetación (foto 1) es básicamente un ecosistema muy delicado de macollas y gramíneas, ocupa un área bastante restringida en México, se desarrolla únicamente por encima del límite altitudinal de los bosques de coníferas, de los 3800 a los 4500 m. de altitud, en los picos más prominentes del Eje Neovolcánico (Almeida 1994).

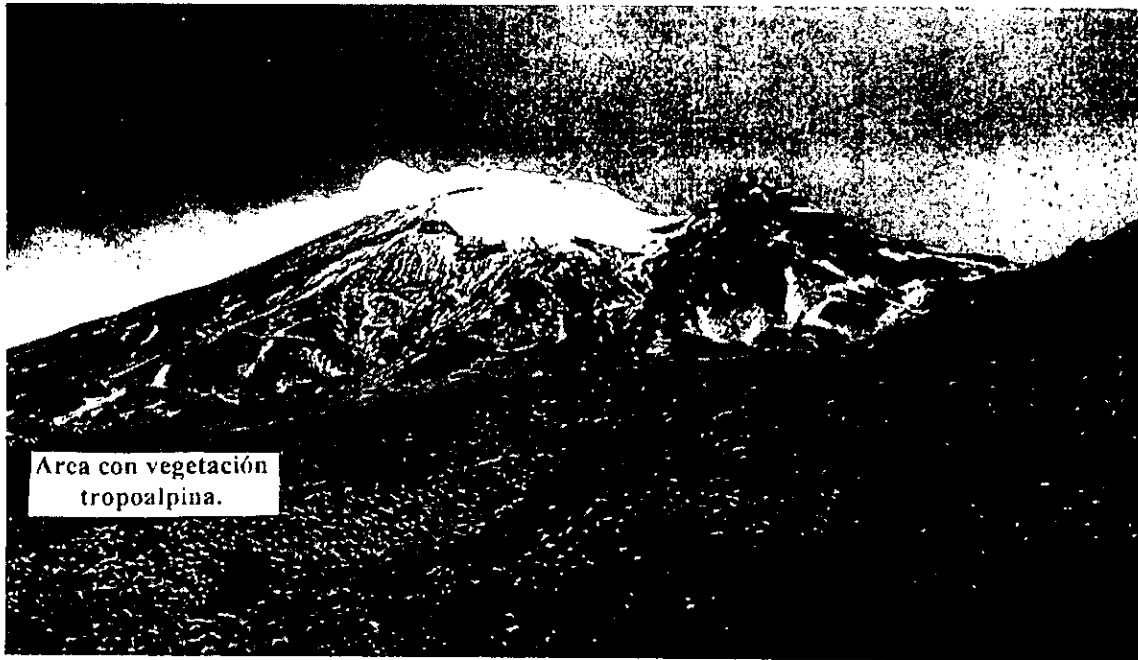


Foto 1. Vista de la vertiente noreste del volcán Popocatépetl, donde se observa el límite superior de la vegetación tropoalpina.

Debido a las fluctuaciones diarias de la temperatura la vegetación de la zona tropoalpina presenta características tales como: lento desarrollo, tamaño reducido, arreglo en macollas, cojines y rosetas; donde el suelo, la topografía y la humedad juegan un papel importante. Este tipo de vegetación se dispone en terrenos con pendientes entre 15 y 30° de inclinación; los suelos que la sustentan, son los de tipo *litosol* y *regosoles de piroclastos*, de poca profundidad, donde la concentración de la vegetación a manera de rosetas da pie a la formación de microterrazas que de cierta forma ayudan a su estabilización y minimizan el proceso erosivo.

La explicación de la distribución de la vegetación arbórea se hace a partir de las áreas de mayor altitud (límite superior foto 2) cubiertas por bosques, hacia las más bajas de la zona en estudio. La vegetación arbórea tiene su máximo desarrollo en las áreas con clima $C(w_2)b'$ y $C(w_2)$ y presenta diversidad de especies a saber:

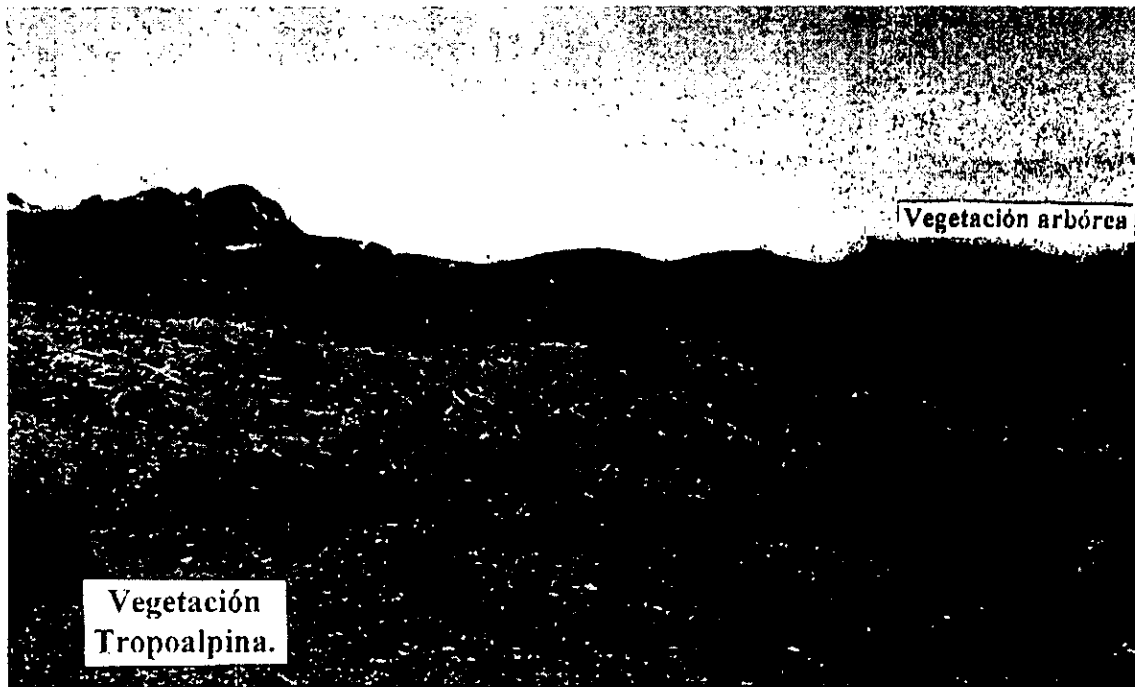


Foto 2. Límite de la vegetación arbórea en el flanco noreste del Popocatépetl a los 3,950 msnm.

A) La especie *Juniperus monticola f. compacto* forma arbustos achaparrados dispuestos en lugares protegidos de la acción del viento y suelos de ceniza volcánica (*andosoles vítricos*) con una cantidad considerable de rocas.

B) Los bosques de *Pinus hartwegii* se disponen en las laderas NW, W y E con pendiente entre los 10° y 35°, donde predominan litosoles y andosoles vitricos, someros de color café grisáceo oscuro, con textura areno-migajosas (Dominguez 1975 y Escamilla 1966, en Almeida *et al.* 1994). El bosque de *pinus hartwegii*, es característico de zonas, como el Popocatépetl, que tuvieron una intensa actividad volcánica, y tiene desarrollo a través del tiempo, en suelos ácidos de poca profundidad (10 cm.) en su horizonte "A", rocoso y de pocos nutrientes. Este bosque corresponde al piso subalpino, ya que se dispone en contacto con la vegetación tropoalpina y al mismo tiempo representa el límite de la vegetación arbórea (foto 2).

C) El bosque de *Abies religiosa*, es perenifolio y denso, representa un estrato arbóreo alto (hasta 35 m), donde *Abies religiosa* es la especie dominante y se mezcla en sus límites altitudinales, superiores e inferiores, con otras especies de árboles (Almeida *et al.* 1994). Las áreas continuas de mayor extensión de estos bosques son las serranías que circundan la Cuenca de México (Madrigal 1967 y Rezedowski 1978 en Almeida. *op cit.*).

En el Popocatepetl la distribución de esta comunidad vegetal se restringe a cañadas y laderas protegidas de los fuertes vientos, donde gran parte del año hay condiciones de elevada humedad atmosférica y edáfica, por un menor efecto de la radiación solar. La profundidad de los suelos oscila entre los 20 cm y los 2 m.

Cabe mencionar que dicho comportamiento se desarrolla con mayor vigor en la ladera norte, debido a que en esta inciden los vientos húmedos procedentes del Golfo de México, los cuales presentan una dirección preferencial noreste y sureste (Rzedowski 1978).

La distribución altitudinal de la vegetación en el Popocatepetl tiene una relación de manera directa, con la oscilación diaria de la temperatura diurnas y nocturna, la exposición de la ladera, las condiciones climáticas, edafológicas y las características morfológicas del relieve. Esta peculiaridad presenta numerosas consecuencias con la formación del suelo, es decir la acción del hielo y deshielo lo desagrega y remueve ladera abajo (solifluxión diurna y denudación). Por otro lado los regímenes hidrográficos, glaciológicos y fitoecológicos, así como las frecuencias del congelamiento nocturno, juegan un papel importante en el desarrollo y distribución de la vegetación (Almeida. *et al.* 1994). Esto se ilustra en un perfil esquemático N-S de el volcán Popocatepetl (Fig. 3).

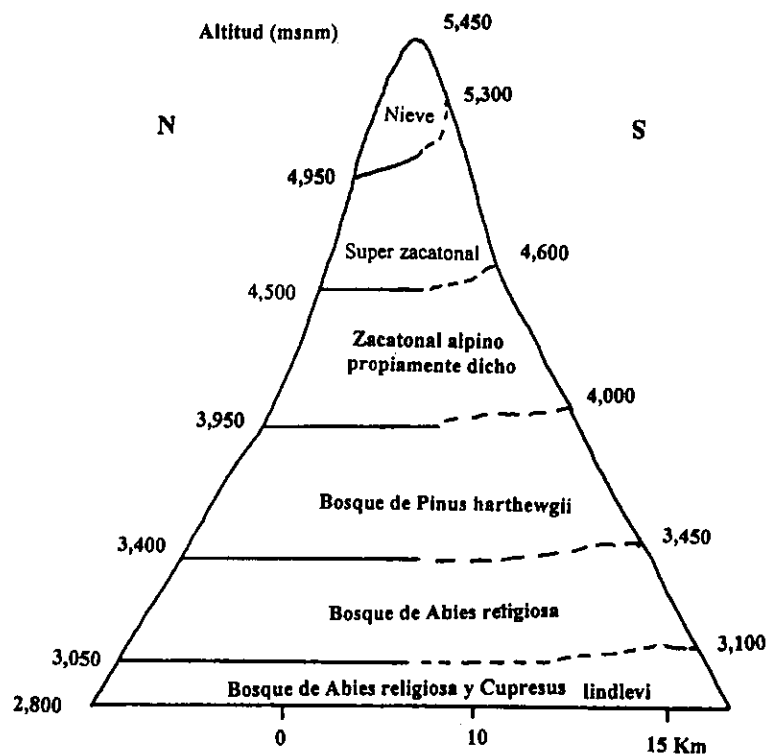


Figura 3. Esquema que muestra en un perfil (N-S) los pisos altitudinales de la vegetación en el volcán Popocatepetl (Almeida *et al.*, 1994).

Las laderas orientadas al noroeste, presentan el límite superior de la vegetación arbórea entre los 3,950 y 4,000 msnm, en la mayoría de los casos, y el inferior del hielo y nieve oscila entre los 4,950 y 5,000 msnm. Por el contrario, en las laderas que se orientan al este y al sur, no visibles en este esquema, presentan el límite inferior del hielo por arriba de los 5000 msnm.

Por otro lado, la zona tropoalpina ha sido dividida por Almeida *et al.* (1994) en dos grandes grupos, el primero corresponde al super zacatonal, con una distribución entre los 5,300-4,500 msnm, y el segundo representa la del zacatonal propiamente dicho, entre los 3950-4600 msnm. Estos límites muestran diferencias con respecto a los propuestos por Beaman (1965) y Cruz (1969) en Rzedowsky (1978). En lo que a los bosques se refiere, Almeida *et al.* (1994) determinan la distribución del *Pinus hartwegii* entre los 3,400-4,000 msnm y para el *Abies religiosa* entre los 3,050-3,450 msnm, el cual se mezcla este último con otras comunidades vegetales hacia niveles inferiores.

Los elementos geográficos, clima, suelo y vegetación, presentan un desarrollo condicionado, ya que en la mayoría de los casos están influenciados por los cambios altitudinales en toda la estructura.

En la zona del cono, arriba de los 4,000 msnm, las bajas temperaturas y el aire enrarecido frenan la formación de los suelos y de la vegetación, lo cual deja al descubierto el sustrato, ante la acción de los agentes erosivos que tienen un dominio en la zona. En niveles más inferiores los suelos presentan un perfil más definido, horizonte A, B y C, donde la vegetación se desarrolla de manera favorable y minimiza la acción erosiva, ya que el agua de lluvia y los vientos se ven obstaculizados en la degradación del relieve. Las partes más bajas de la zona en estudio, el piedemonte, presentan mayores alteraciones con respecto a las demás, debido a que es el área más expuesta a la actividad antrópica, es decir, una práctica agrícola y forestal inadecuada que deja al descubierto el suelo, para ser erosionado con gran facilidad.

La importancia de este análisis geográfico radica en que en cuanto ocurra cualquier cambio en este sistema tripartita clima, suelo y vegetación, de manera inmediata y directa, se provoca la alteración (incremento y/o decremento) o la acción de procesos geomorfológicos, que en el transcurso del tiempo, se reflejan en las formas de relieve; Debido a que éstas son el resultado de la conjunción de numerosos factores, como la estructura geológica, el clima, la evolución cuaternaria, los suelos, el recubrimiento vegetal y las aguas corrientes (Martínez de Pisón 1982).

En la actualidad la distribución de la vegetación está supeditada a la acción del clima, distinta que en el pasado, y a las prácticas agrícolas y forestales inadecuadas que dejan al descubierto la capa edáfica para ser erosionada con facilidad y así afectar el desarrollo vegetal. Cabe hacer notar que la actividad volcánica reciente, emisión de gases, cenizas y piroclastos, afecta el desarrollo de los procesos naturales, (geomorfológicos, biológicos y climáticos) en la estructura volcánica y las actividades humanas en sus alrededores

III. GEOLOGÍA.

Debido a la relación estrecha que guarda el relieve con la estructura geológica, es indispensable en un estudio geomorfológico apoyarse en esta relación, lo que permite conocer los procesos de la morfogénesis. En este caso en el volcán Popocatepetl. Por esta razón se presenta el análisis de la evolución geológica y estratigráfica, y las causas climáticas y relieve heredado.

La información estratigráfica de una área determinada es relevante para un estudio geomorfológico, ya que permite definir e interpretar la génesis de los procesos, con un orden cronológico. Es factible conocer a partir del análisis estratigráfico, ciertas características de las rocas: disposición, espesor, composición litológica, textura, estructura, etc. El conocer dichas características apoya en la determinación e identificación de aspectos que tiene relación con el origen de los materiales y su correlación con procesos tanto endógenos como exógenos.

El modelado y acumulación glacial en la zona de estudio han actuado desde el Pleistoceno hasta el Holoceno y han dejado evidencias claras en el relieve que permiten entender el tipo de proceso involucrado y establecer el alcance máximo de su influencia.

3.1. Evolución geológica y estratigráfica.

El volcán Popocatepetl forma parte de la cuenca de México, una de las zonas más elevadas del Sistema Volcánico Transmexicano (SVTM) y se encuentra en el extremo sur de la Mesa Central. El Sistema Volcánico, también llamado Faja Volcánica Mexicana (FVM) y Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), es un conjunto de altiplanicies con volcanes, con orientación general E-W que atraviesa México de costa a costa y se extiende *a grosso modo*, entre los paralelos 19° y 21° de latitud norte (Venegas *et al.*, 1985).

La subducción de la placa de Cocos con respecto a la Americana frente a las costas del Pacífico mexicano (al SW) en la Trinchera Mesoamericana es la explicación del origen del SVM.

La cuenca tiene una altitud mínima de 2,230 msnm. El Popocatepetl (5,452 m) y el Iztaccíhuatl (5,288 m) en el sureste, son las mayores elevaciones en la cuenca de México.

El Popocatepetl y el Iztaccíhuatl dan forma y nombre a la Sierra Nevada. Resultado de la sobreposición de materiales volcánicos, tiene una orientación norte-sur y es una zona de gran dinámica actual. Forma parte del grupo denominado "Sierras Mayores" (Mooser 1975). El máximo desarrollo de esta estructura tuvo lugar en el Pleistoceno, e inició en el Plioceno tardío.

Según Mooser *et al.* (1996) las Sierras Mayores se originan a raíz de fracturamientos tensionales en z, que se desprenden de otros del Arco Tarasco. La Sierra de las Cruces, la Sierra Nevada y La Malinche parten de fracturamientos que avanzan del centro de la fosa de Acambay al ESE.

Entre las características de las Sierras Mayores se puede mencionar:

- a) La evolución inicia con la construcción de un volcán tipo escudo alimentado por una cámara magmática de profundidad y dimensiones considerables. En un determinado momento expulsa hacia superficie gran parte de su contenido, lo cual provoca un colapso y deja remanentes morfológicos tipo caldera y de domos en sus partes más distales Mooser (1975).
- b) La generación de grandes abanicos volcánicos en sus laderas, compuestos por depósitos de flujos piroclásticos, de composición intermedia a ácida, capas de pómez, depósitos fluviales y paleosuelos.

Desde el punto de vista estratigráfico regional se consideran las siguientes formaciones: Iztaccíhuatl, Riodacita Popocatepetl y Tarango.

La Formación Iztaccíhuatl designada por Mooser (1962, en Schlaepfer 1968) como Andesita Iztaccíhuatl, se trata de flujos lávicos de andesitas porfídicas y piroxenas de color rosado que forman la parte superior de dicha estructura volcánica, en sus laderas los flujos lávicos son de color gris oscuro, ya que su composición varía de dacita a riodacita. Los

grandes derrames lávicos que descansan sobre la base del volcán Popocatepetl, provienen del Iztaccíhuatl, y es viable que sean contemporáneos al “volcán Nexpayantla” antecesor del Popocatepetl.

La Riodacita Popocatepetl definida por Fries (1965) incluye derrames lávicos del Popocatepetl, de edad Plio-Pleistocénica y la asocia con la Formación Tlayecac, no descrita en este caso. Las rocas que forman la parte principal del volcán, de manera general son de composición riodacítica, aunque se encuentran en ella dacitas, latitas y rocas de otra composición, representan los productos volcánicos más recientes que forman el cráter y los flujos de lava que cubren su flanco meridional. Con ellos se correlacionan las últimas lavas del volcán Iztaccíhuatl. La Riodacita Popocatepetl descansa sobre el antiguo “volcán Nexpayantla”, cuyas rocas se incluyen en la Formación Iztaccíhuatl.

La formación Tarango, según Schlaepfer (1968) fue definida por Bryan en 1948, quién dio este nombre a una secuencia de 200 a 300 metros de “tobas, aglomerados, grava volcánica de origen fluvial y capas delgadas de pómez depositadas en la base de la montañas que limitan la cuenca de México, hacia el occidente” y le atribuyó una edad pleistocénica. Mooser(1962, en Schlaepfer *op. cit*) atribuye el mismo nombre a los depósitos de abanicos aluviales que se forman en los pies de la Sierra Nevada y menciona que son suprayacentes a las rocas volcánicas del Terciario Medio, infrayacentes a las lavas de La Formación Chichináutzin.

Existen trabajos que tratan la geología del volcán Popocatepetl pero ninguno cubre toda la estructura volcánica y mucho menos a una escala detallada, lo anterior refleja la complejidad y dificultad que representa el estudio de este volcán. En este estudio se consideran aquellos que aportan datos geológicos detallados que coadyuven a la interpretación geomorfológica.

Fries (1965) asigna al Popocatepetl una edad pliocénico-cuaternaria. El flanco suroeste se compone de derrames lávicos (Riodacita Popocatepetl) que llegaron a superficie por el conducto eruptivo principal, una secuencia de derrames de lodo o lahares (Formación Tlayecac) emplazados en forma contemporánea con las lavas, pero a mayor distancia del centro eruptivo. Esto es retomado por Schlaepfer (1968).

Para Mooser (1975) el Popocatepetl se formó sobre rocas volcánicas del Terciario Medio, cuyos relictos son los cerros Yoloxóchitl y Tlapizaco. Incluye al gran cono de Popocatepetl en las últimas, sexta y séptima fases del vulcanismo en la cuenca de México donde estas dos poseen una edad del Pliocénico-pleistoceno y del Cuaternario Superior. Lo anterior coincide con la edad Plio-cuaternaria que de Cserna (1988) propone para los depósitos del volcán Popocatepetl. Del mismo modo Venegas *et al.* (1985) considera que el Popocatepetl pertenece a la etapa del vulcanismo Plioceno-cuaternario, que se extiende en gran parte del SVM y presenta edades variables, según la localidad, pero que en general se sitúa entre 4 m.a. y el presente.

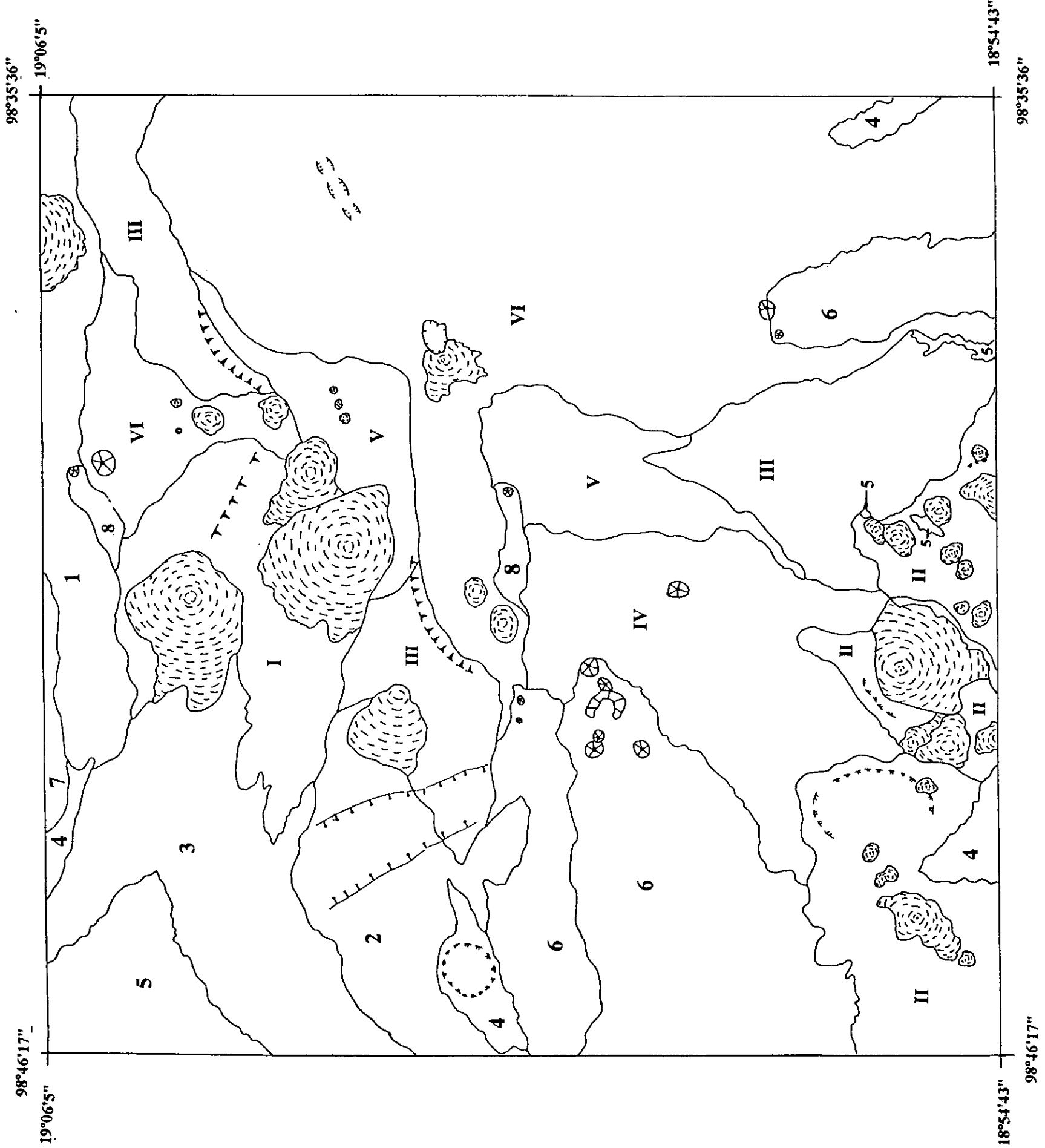
De acuerdo con Morán (1985, en Carrasco *et al.* 1986), la edificación del Popocatepetl puede considerarse como una de las fases terminales del vulcanismo de la cuenca de México, posterior a la fase vulcano-sedimentaria del Grupo Balsas del Terciario Temprano, y a las fases volcánicas del Terciario Medio y tardío.

Según Carrasco *et al.* (1986) el Popocatepetl es un estratovolcán formado por la alternancia de lavas, brechas-toba, piroclastos de caída libre y flujos de ceniza no consolidados. La edad de la actividad la asigna a partir de muestreos paleomagnéticos, donde los resultados presentan una polaridad normal y no puede ser mayor a 730,000 años. También propone una secuencia de dos etapas de formación del volcán, la primera de flujos de lava de composición andesítica, dacítica y riodacítica, y la segunda compuesta de flujos de lava andesítico-dacíticos y materiales piroclásticos.

Estudios realizados por Robin (1984), Robin y Boudal (1987) y Boudal y Robin (1988), indican ciclos pre históricos de intenso vulcanismo en erupciones con paroxismo piroclástico (cenizas y flujos de pómez) alternados con fases efusivas y depósitos plinianos de caída. Así determinan que el volcán Popocatépetl se formó en dos periodos disimilares ligados a una fase transicional.

Investigaciones de Siebe *et al.* (1996b) indican que el Popocatépetl ha mostrado una constante actividad fumarólica y frecuentes erupciones de pequeña magnitud en épocas históricas. Ocurren en promedio dos veces por siglo y sólo producen grandes cantidades de ceniza. En forma contraria, este volcán es capaz de presentar erupciones de tipo catastrófico, es decir, la erupción se inicia con la emisión de pequeñas cantidades de ceniza y pequeños flujos piroclásticos. Posterior a esta fase se desarrollan erupciones freatomagmáticas cuyos flujos resultantes se extienden en forma radial a grandes velocidades por las laderas del volcán, lo que culmina con una fase paroxísmica con la formación de una columna pliniana de dimensiones considerables, y en forma posterior, caída de pómez y el emplazamiento de flujos piroclásticos.

Mooser *et al.* (1996) presenta el nuevo mapa geológico escala 1: 100,000 de las cuencas, de Toluca, México y Puebla. Incluye el complejo Popocatépetl y hace una división en 6 unidades: (I) Caldera Yoloxóchitl; (II) Complejo Tetela; (III) Calderas Tlamacas-Tlachalone; (IV) Volcán Apapaxco; (V) Volcán Nexpayantla y (VI) Volcán Popocatépetl. La distribución de dichas unidades se aprecia en el mapa 1.

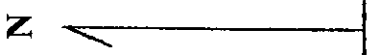


LEYENDA

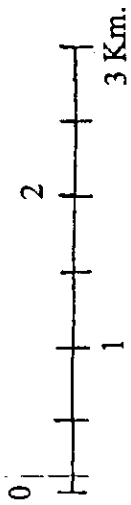
- I. Caldera Yoloxóchitl.
- II. Complejo Tetela.
- III. Caldera Tlamacas-Tlacholone.
- IV. Volcán Apapasco.
- V. Volcán Nexpayantla.
- VI. Volcán Popocatépetl.

- 1. Lavas del volcán Amamalocoxco.
- 2. Ignimbritas.
- 3. Abanicos volcánicos.
- 4. Flujos piroclásticos.
- 5. Aluvial cuaternario.
- 6. Lavas de volcanes piroclásticos.
- 7. Caldera venacho.
- 8. Depósitos de cineritas.

| | |
|--|-----------------------|
| | Volcanes cineríticos. |
| | Domos. |
| | Caldera. |
| | Cráter. |
| | Falla normal. |
| | Colapso. |
| | Care. |



ESCALA



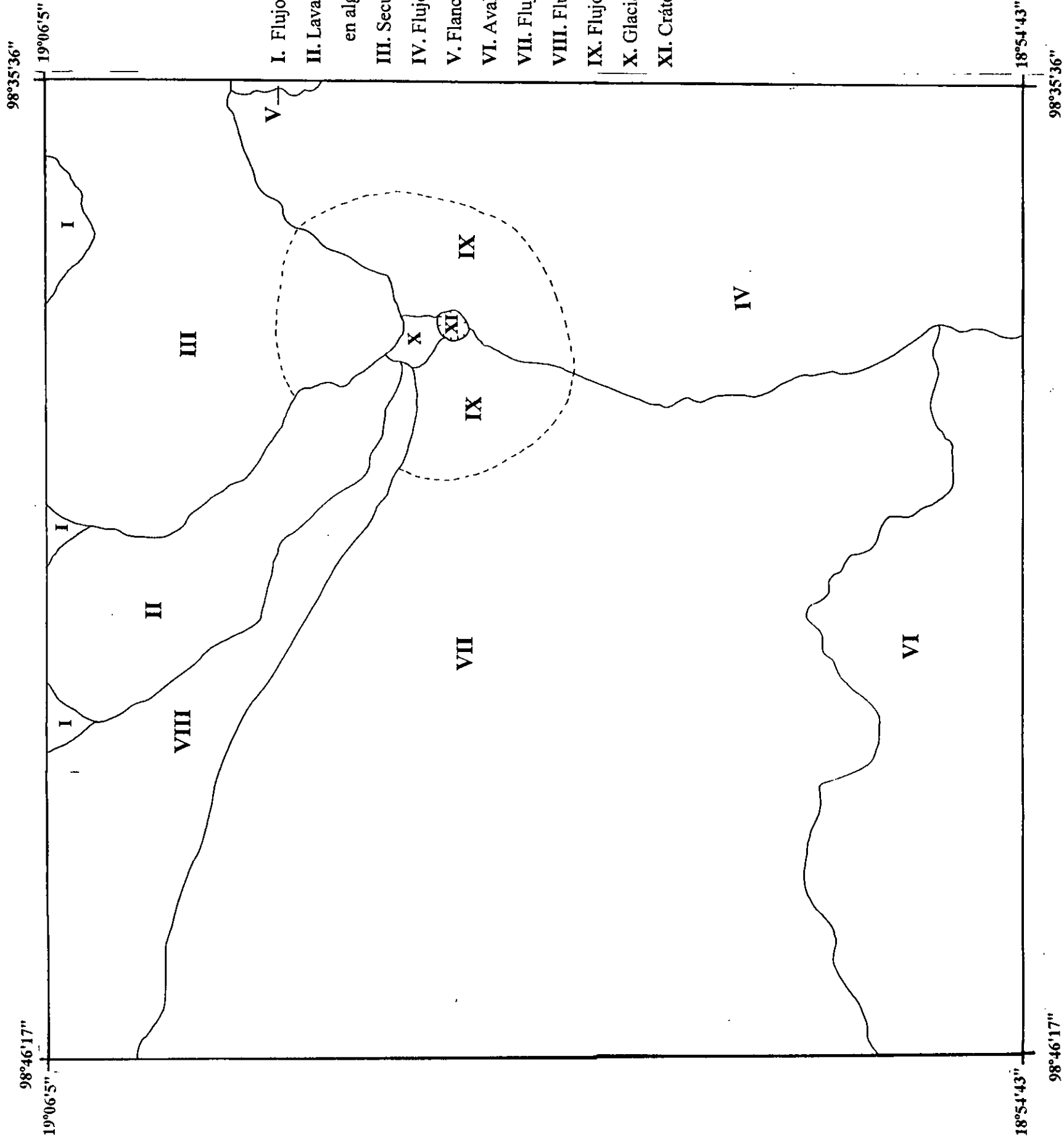
Mapa 1. Geología de la zona (modificado de Mooser et al. 1996).

Martin del Pozzo *et al.* (1997a) proponen ocho unidades geológicas a saber (mapa 2):

I. Remanentes de flujos de lava de volcanes antiguos (Iztaccíhuatl), en contacto con brechas y lavas del volcán Nexpayantla; afectados por procesos glaciales y en la actualidad presentan capas de material piroclástico de las erupciones históricas del Popocatepetl. II. Lavas y brechas del volcán Nexpayantla, con una cobertura potente de flujos de “*debris flow*” y materiales de caída en algunos lugares; III y IV. Acumulación de material de flujo piroclástico, lahares y pómez de caída que cubren en la mayoría de los casos a antiguos flujos de lava; V. Flujos de lava (flanco Holoceno), cubiertos por potentes capas de pómez; VI. Depósitos de avalancha de escombros (derrubios) con otros de “*blast*” asociado que presentan morfología caótica en mogotes (*hummocks*), caída de piroclastos y depósitos de flujos piroclásticos. VII. Flujos piroclásticos y depósitos de caída, de manera más particular pómez; VIII. Flujos piroclásticos (Nexapa) y pómez de caída.

La información geológica expuesta en párrafos anteriores fue útil en este análisis geomorfológico, en los casos en que: la fotointerpretación no permitió distinguir de manera clara la fuente de emisión y los límites de los depósitos con toda precisión; para apoyar la caracterización de las unidades de relieve y como información detallada en los recorridos de campo.

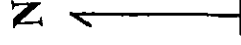
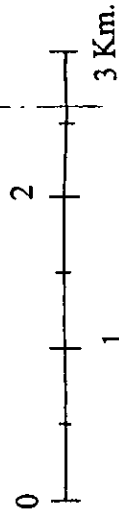
Cabe hacer notar que en un análisis del relieve con estas características, en escala detallada, cuando no se cuenta con información geológica suficiente, la calidad de los resultados puede verse mermada, lo que implicaría un trabajo de campo más amplio.



LEYENDA

- I. Flujos de lava de volcanes antiguos.
- II. Lavas y brechas Nexpayantla cubiertos por flujos de material volcánico y depósitos de caída en algunos lugares.
- III. Secuencias gruesas de pómez de caída y depósitos de flujo y lahares.
- IV. Flujos piroclásticos y lahares, cubriendo antiguos flujos de lava.
- V. Flanco Holoceno de flujos de lava cubiertos por pómez.
- VI. Avalancha tipo "debris" y "blast" asociado, caída de piroclastos y depósitos de flujo.
- VII. Flujos piroclásticos y depósitos de caída.
- VIII. Flujos piroclásticos Nexapa y pómez de caída.
- IX. Flujos de lava de la cima cubiertos por cenizas grises.
- X. Glaciar.
- XI. Cráter.

ESCALA



Mapa 2. Geología propuesta por Martin del Pozzo *et al.* (1997).

Robin (1984) analiza la petrología y los cambios magmáticos de los productos del Popocatepetl. Los resultados le permiten establecer la evolución geológica del volcán, la cual divide en dos grandes periodos distintos que están ligados a una fase de transición; toda esta secuencia consiste en cuatro etapas:

Etapas I. El volcán primitivo forma la llamada Unidad magmática I; representa el basamento constituido de andesitas y andesitas ácidas con piroxenos. Su periodo de construcción inicial se remonta a 1 millón de años antes del presente. El crecimiento del volcán Nexpayantla se produce en este periodo, junto con un incremento en volumen del edificio volcánico. Numerosos y masivos flujos lávicos y brechas fueron expulsados con formación de lahares y formaciones conglomeráticas hacia el sur. Estos depósitos se extienden de los 1,200 a los 1,400 msnm en el valle de Puebla y hasta los 4,200 msnm en el cerro El Ventorrillo, a 3.5 km del cráter actual.

La composición de la Unidad magmática I se refleja en dos asociaciones: piroxénicas de andesita asociadas con flujos lávicos y dacíticos. Cabe señalar que esta misma unidad coincide con la primera fase de formación (volcán Nexpayantla) propuesta por Carrasco (1985, en Carrasco *et al.* 1986), que se compone de rocas andesíticas; las emisiones iniciales originaron derrames de lava muy fluida de naturaleza básica y textura afanítica. En general, estas rocas presentan una paragénesis mineralógica que consiste en microcristales de magnetita de cristalización precoz, olivino, clinopiroxeno de tipo de la augita y en ocasiones ortopiroxenos del tipo de la hiperstena. Además, abundantes microlitos de plagioclasa cálcica como la labradorita, andesina y oligoclasa.

Etapas II. Las lavas andesíticas y dacíticas producto de magmas básicos, evolucionaron de menor a mayor viscosidad, ya que tuvieron que ascender cada vez más a lo largo del conducto principal para alcanzar la superficie, lo cual produjo una obturación parcial de dicho conducto, que generó erupciones de gran explosividad con lavas riódacíticas y grandes depósitos de materiales piroclásticos (pómez y tobas). La emisión de grandes cantidades de material piroclástico produjo el desequilibrio de la cámara

magmática dio lugar al colapso de la mayor parte del edificio volcánico: "...o quizás, la destrucción, se debió a una explosión dirigida que voló gran parte del cráter, originando una etapa de "precaldera" o "caldera incipiente". De acuerdo con las dimensiones estimadas, el cráter pudo haber tenido unos 2.5 Km de diámetro..." (Carrasco *et al.* 1986).

Para Robin (1984) este evento es el más explosivo que ocurrió previo al emplazamiento de series andesíticas, que llamaremos IIA, aproximadamente 100,000 años.

Etapa III. Después de un prolongado periodo de calma volcánica y de gran erosión, se inicia una reactivación del vulcanismo que dio origen a la construcción del cono "terminal". Este es el resultado de dos fases de construcción, el primero representado por el "Estratovolcán el Fraile" y el segundo por una gran actividad lávica.

La transición en periodos recientes se representa por la Unidad magmática IIA (emisión de coladas dacíticas que sepultan a la toba y pómez) y los principios de los emplazamientos de la unidad IIB (unidad andesítica reciente en la vertiente oriental). Estas lavas son consideradas producto de la diferenciación poco profunda de la fracción de los cristales de la unidad I.

La construcción del estratovolcán el Fraile, es a partir de la emisión y acumulación de flujos de lava andesíticos y materiales piroclásticos que en general poseen una asociación mineralógica formada por andesina, lo cual indica un origen diferente e independiente con respecto a los anterior a través del antiguo respiradero central, que ya no es visible en la actualidad; situado en forma aproximada al noreste y a 1.5 km del actual cráter. La edad de esta primera fase aún no es posible definirla. La parte superior de este volcán, hace 4,900 a 4,300 años antes del presente, fue erosionada o destruida por erupciones paroxísmicas del tipo Saint. Vicent¹. Estos eventos produjeron cenizas, flujos de

¹ Según Macdonald (1972 en Fisher y Schmincke 1984) clasifican las erupciones volcánicas, con base en los flujos piroclásticos calientes que presentan. El tipo Saint. Vicent, estudiado por Anderson y Flett (1903), presenta una mayor cantidad de gas que el tipo peleano, con velocidades parecidas a la de los huracanes; la columna eruptiva de materiales de grano medio se colapsa, los fragmentos son ricos en cristales y ceniza de características juveniles y vesiculares, los cuales quedan soldados a manera de flujos por todas las caras del edificio volcánico.

pómez y algunas secuencias estratificadas de caída libre, de manera particular “*ash-fall*”, que son producto de nubes ardientes. La importancia de estos depósitos radica en que evidencian tanto la interrupción de los mecanismos de diferenciación magmática, como los ciclos eruptivos incompletos, mismos que reflejan cambios importantes en las características de la cámara magmática.

Etapa IV. Representa la segunda etapa de construcción del cono terminal; Robin (1984) determina que en los últimos 4,000 años o menos, el nuevo cono fue construido en la pendiente sur de las ruinas del volcán El Fraile. Este nuevo volcán tuvo una erupción destructiva de piroclastos, del tipo Saint. Vicent, hace 1,200 años. Los productos de esta erupción cubren casi en su totalidad la planicie al sur, con una extensión de 130 km² a unos 20 km en línea recta del cráter. Otro episodio de menor intensidad ocurrió entre los 900 y 450 años antes del presente.

Las abruptas pendientes que presenta el cráter (500 metros de amplitud) producidas por los últimos eventos de flujos de lava y depósitos de ceniza suprayacentes de (450 años, posiblemente en 1520); la edad del último evento cataclísmico (hace 1200 años) sugiere una importante actividad efusiva entre hace 1,200 y 450 años, que alterna con episodios explosivos (erupciones plinianas históricas de pómez y cenizas superficiales) y corresponde con las lavas que rodean el cráter en la actualidad.

La distribución de los depósitos volcánicos y la evolución geológica del Popocatepetl se pueden observar en las fig. 4 y 5, respectivamente. Hay que mencionar que dichas figuras muestran mayor área que la propuesta como zona en estudio, ya que su visualización más allá de dichos límites permite el entender de manera general el relieve.

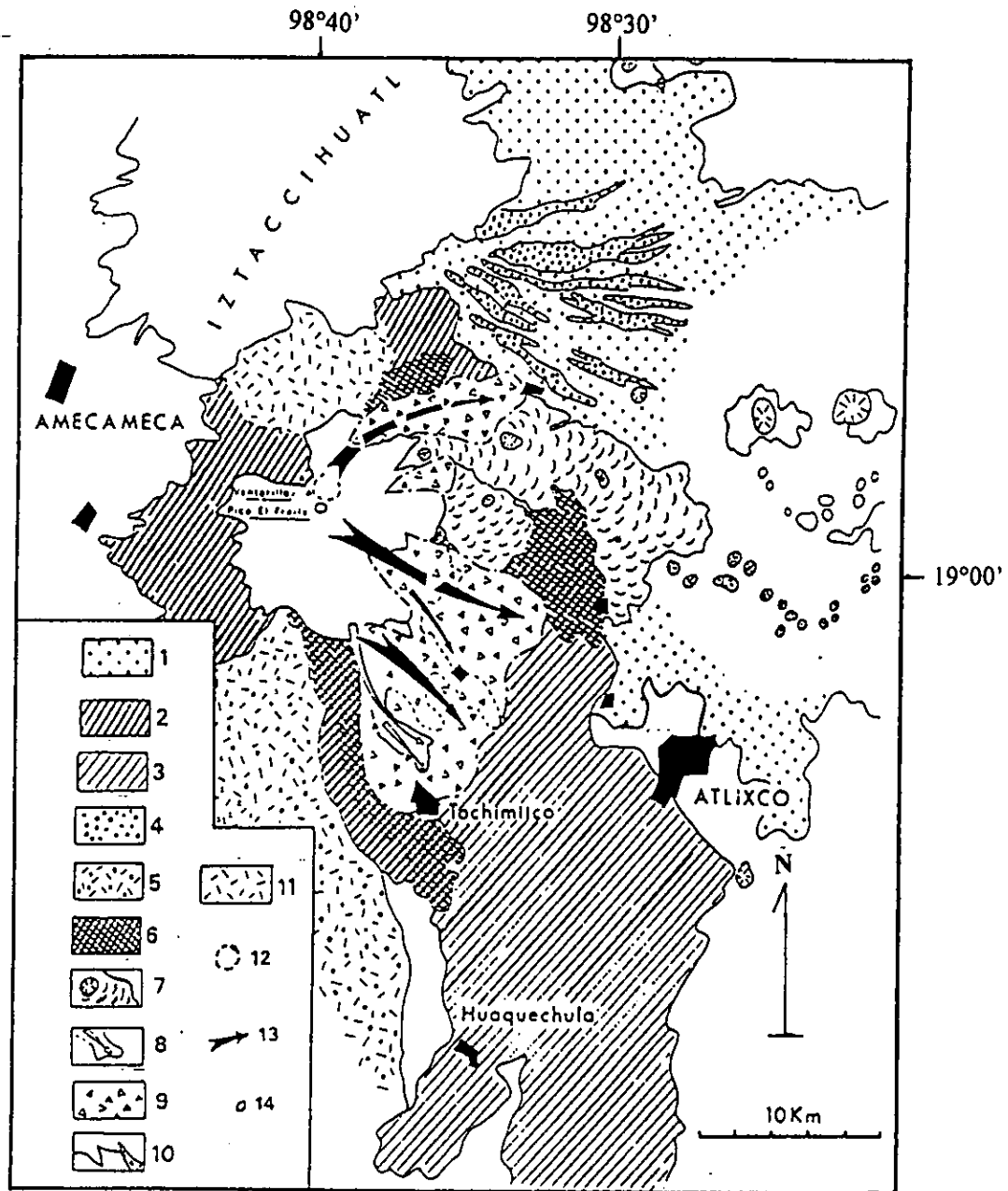


Figura. 4. Esquema geológico del Popocatepetl (Robin 1984). 1: Substratos sedimentarios volcánicos; series continentales pliocénicas. 2 Unidad I, basamento; andesitas y andesitas ácidas con piroxenos. 3 Conglomerados remanentes de la Unidad I. 4 Lahares con pómez de Santiago Xalizintla, remanentes de flujos piroclásticos y pómez del Iztaccíhuatl. 5 Importantes depósitos de pómez en la vertiente suroeste. 6 Unidad magmática (IIA), principalmente de dacitas. 7 Unidad andesítica reciente en la vertiente oriental (IIB). 8 Extensas coladas de la base del cono terminal en la vertiente sureste (sobre las nubes tipo Saint. Vicent). 9 Fases recurrentes parecidas a las de tipo Saint. Vicent. 10 Límite esquemático del cono terminal. 11 Pómez superiores (900 años B.P); estas se limitan al sector norte del volcán, son intermedias entre la Formación Popocatepetl-Iztaccíhuatl. 12 Gran cráter tipo Saint. Vicent (5000 a 4300 años B.P). 13 Dirección principal de los de los flujos piroclásticos de la erupción tipo Saint. Vicent. 14: Cráter actual.

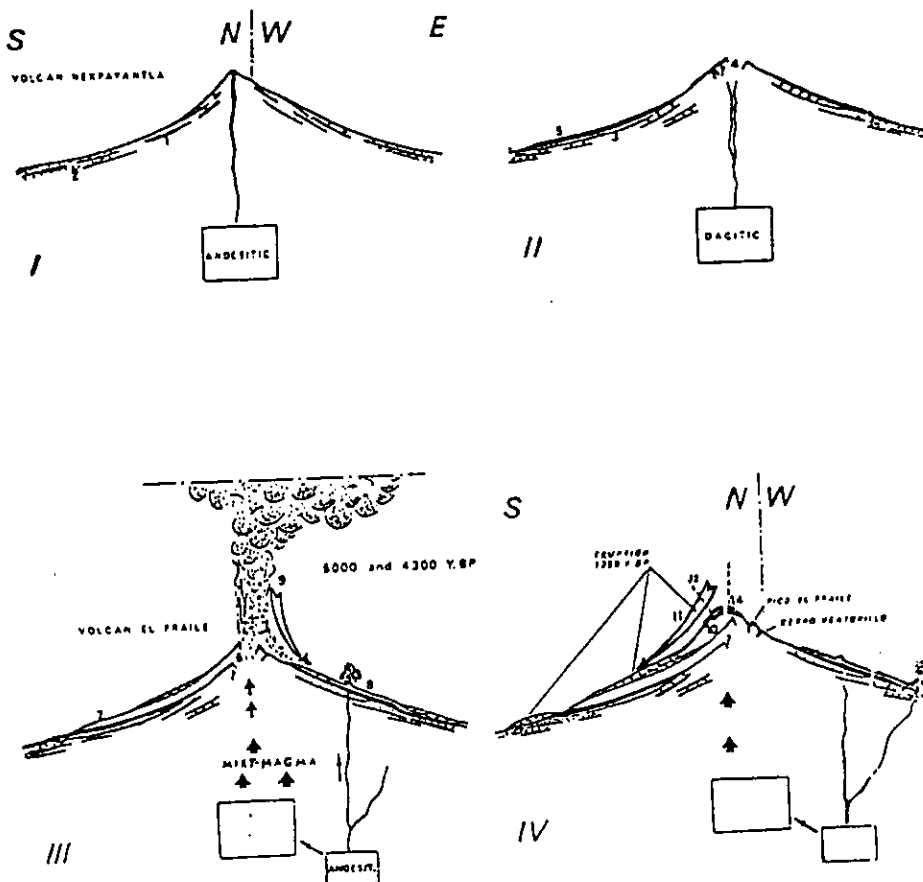


Figura 5. Esquema interpretativo de la evolución del volcán Popocatepetl (Robin 1984). **Etapa I:** (1) Volcán original Nexpayantla, (2) Emisión de coladas de lava. **Etapa II:** (3) Formación de la caldera, conjuntamente emisión de pómez y tobas, (4) Emisión de coladas dacíticas que sepultan a las pómez y tobas (IIA). **Etapa III:** (5) Primera etapa de la construcción del cono terminal, (6) Formación del volcán "El Fraile" con sus respectivas coladas de lava, (7) Coladas de lava se emplazan en el flanco sur, (8) Sobre la parte oriental la unidad (IIb), comienza el emplazamiento de lava a partir de emisiones situadas arriba de 3000 metros de altitud, (9) Concluye la fase 8 con fuertes erupciones tipo "Saint Vicent" (hace 4000-5000 B.P), que destruyen la parte somital del volcán El Fraile, formando la caldera St. Vicent, lo anterior es producto de importantes cambios en la cámara magnética. **Etapa IV:** (10) segunda fase en la construcción del cono terminal; un periodo de actividad lávica que permite la edificación del segundo cono, (11) Destrucción parcial hace 1200 años B.P, por una erupción tipo St. Vicent, (12) Posible formación de una nueva caldera (hipotético), (13) Sobre la vertiente Este se emplazan coladas de lava que parten del cráter central, (14) Finalmente la actividad reciente (en el Este) representada por coladas de lava que parten del cráter actual y por erupciones plinianas históricas (depósitos de pómez y cenizas superficiales), no representada en el esquema.

La actividad eruptiva del Popocatépetl ha sido documentada desde épocas históricas (S. XIV); ha tenido por lo menos una erupción de pequeñas dimensiones cada 100 años y mayores cada mil años, los depósitos de estas erupciones es posible observarlos en cortes de carreteras y barrancos. En la actualidad son estudiados en forma detallada. En el Pleistoceno tardío y Holoceno el volcán ha experimentado erupciones de características más explosivas (plinianas), que han sepultado gran parte del relieve preexistente y en algunos casos asentamientos humanos; posterior al depósito de los materiales resultado de erupciones plinianas se produjeron lahares que se emplazaron a varios kilómetros del cráter.

Desde el punto de vista estratigráfico, la zona en estudio fue dividida en forma general por Carrasco *et al.* (1986) en dos formaciones (Nexpayantla y Popocatépetl). La primera representa las series volcánicas antiguas y no se toman en consideración en este apartado debido a que fue explicada en el modelo de Robin; en su parte inferior se compone de lavas andesíticas con textura afanítica, de manera transicional cambian a dacitas microlíticas intercaladas con brechas de la misma composición, y finalizan con lavas riódacíticas con horizontes ocasionales de pómez. La segunda (representa las series volcánicas recientes, objeto de este análisis) se compone de andesitas microlíticas intercaladas con brechas pumíticas con una gradación, en la parte superior, a tobas de composición andesítica. Las emisiones holocénicas en general consisten de andesitas y dacitas porfídicas, depósitos piroclásticos de caída y flujo. Los depósitos de caída circunscriben al cráter del volcán y los de flujo rellenan los valles preexistentes. La columna estratigráfica que agrupa las descripciones anteriores se representa en la figura 6.

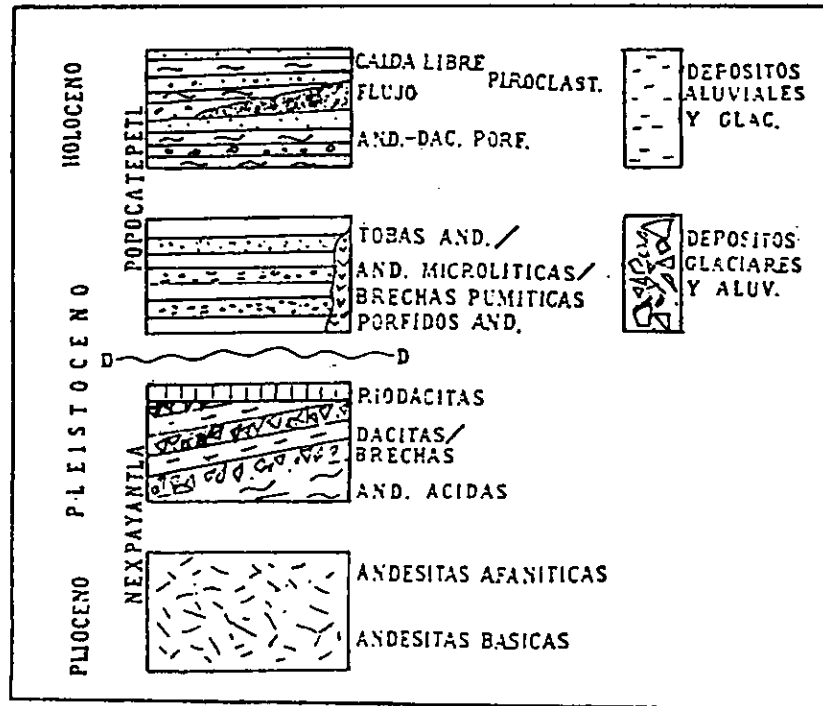


Figura 6. Columna estratigráfica del volcán Popocatépetl, según Carrasco (1985).

Martin del Pozzo *et al.* (1997a) presentan columnas estratigráficas que muestran la composición a detalle de las secuencias eruptivas del Popocatépetl. Esta información se enriquece con secciones realizadas para la misma zona por Siebe *et al.* (1995) y Siebe *et al.* (1996a). Lo anterior se hace con el fin de conocer en forma detallada y correlacionada las secuencias estratigráficas del área en estudio. La localización de las columnas a que se hace referencia se observa en el mapa 3.

de esquistos color verde, este depósito presenta tres horizontes bien definidos. En la parte más expuesta de la sección sedimentos finos masivos color café claro a amarillo, reflejan flujos de ceniza intercalados con fragmentos de pómez y lentes de ceniza gris. Se observa con más detalle en la foto 3.

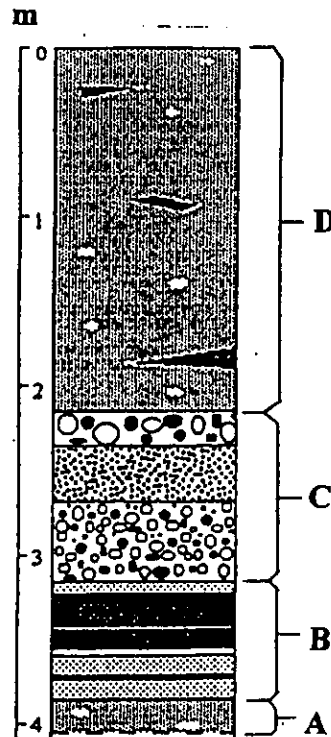


Figura 7. Columna estratigráfica en el flanco noroeste del volcán Popocatepetl a 2,900 msnm (Martin del Pozzo *et al.*, 1997a). A, Flujo de cenizas con pómez; B, Pómez color blanco y negro, con alto contenido de líticos y ceniza (BWP); C, Pómez con andesita (PWA). D, Flujos de ceniza, fragmentos de pómez y lentes de ceniza gris.

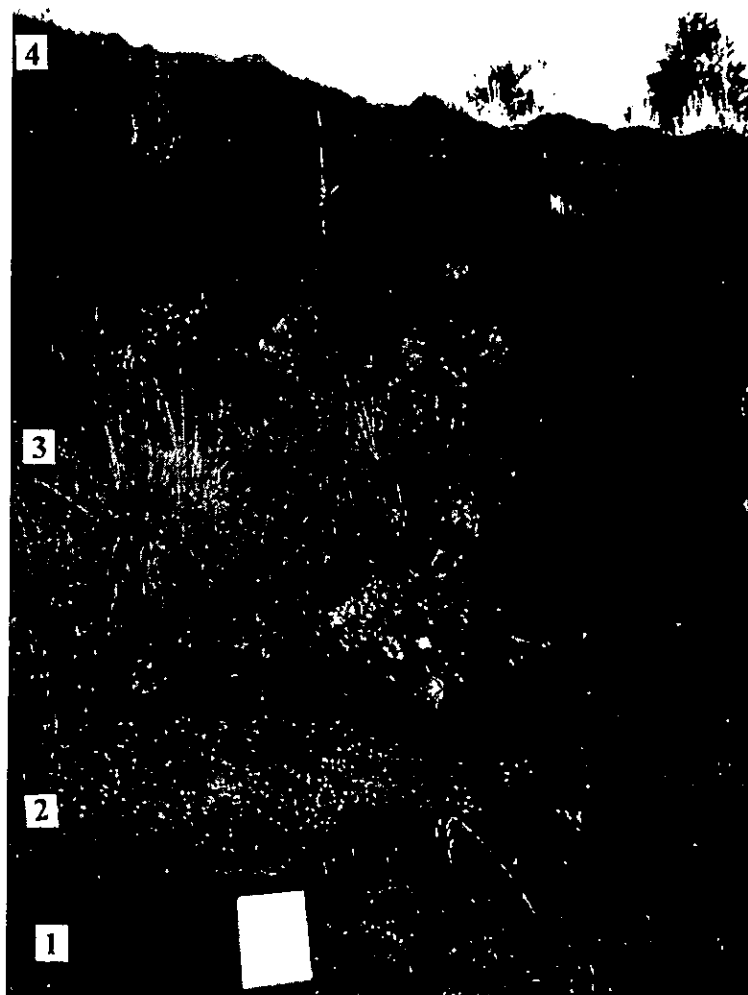


Foto 3. Sección Nexapa “árboles de navidad” a 2,900 msnm en el noroeste del Popocatepetl
1. Depósitos de ceniza color blanco y negro con alto contenido lítico (BWP); **2.** Depósitos de pómez con andesita y esquistos verdes (PWA); **3.** Depósitos masivos de flujos de ceniza con intercalaciones de fragmentos de pómez y lentes de ceniza gris; **4.** Suelo con alto contenido de materia orgánica que sustenta una vegetación bien desarrollada.

2. Sección “Paso de Cortés” (figura 8), propuesta por Martín del Pozzo *et al.* (1997a). En la parte inferior, depósito masivo de pómez y líticos mayores a 2 cm, se pierde en profundidad, suprayaciendo al anterior se disponen dos grandes depósitos de materiales, resultado de erupción pliniana, el primero son capas de espesor variable de pómez de color blanco y negro (BWP) intercaladas con bandas de ceniza y líticos; el segundo es pómez con andesita (PWA), presenta gran cantidad de líticos (30 a 50 %) de andesita y clastos de esquistos color verde, dispuestos en tres capas principales sobre la PWA; se distingue un

surge que divide a un depósito de pómez color amarillo-naranja con un contenido de 20% de líticos, éste último infrayacente a un flujo de ceniza oscura con abundantes líticos, este depósito ha sido fechado en (100 a.c.) y se le conoce como *P2*. Un depósito masivo de ceniza oscura cubre al anterior y en su parte superior. Un depósito de *surge* divide a la pómez de color blanco a crema, fechado en 700-900 años conocido como *P1*, y por último, se reconoce el depósito de ceniza negra que se dispone en forma homogénea en el flanco NE del volcán y da origen al suelo.

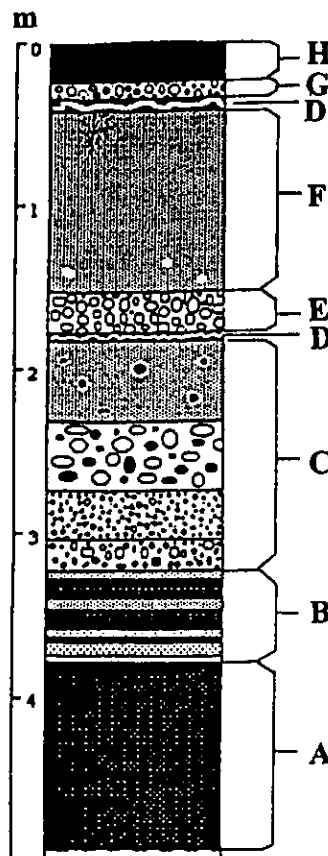


Figura 8. Columna estratigráfica en el flanco norte del volcán Popocatepetl a 3,600 msnm (Martin del Pozzo *et al.* 1997a). A, Depósito masivo de pómez y líticos; B, Pómez color blanco y negro con alto contenido lítico y ceniza (BWP). C, Pómez con andesita (PWA); D, Surge; E, Pómez color amarillo-naranja y líticos (P2). F, Depósito masivo de ceniza oscura; G, Pómez color blanco-crema (P1); H, Ceniza negra.

En este mismo sector Siebe *et al.* (1996a), realizaron también estudios estratigráficos (Fig. 9), y proponen edades a partir de análisis de C^{14} y restos de cerámica, para los depósitos de *surge*; el inferior lo fecha en 3130 ± 85 a.c. y el superior en 785 ± 60 años, al parecer estos depósitos se presentan antes de una erupción pliniana. Esta secuencia de materiales también se observa, con espesores variables, en las figuras 10 y 11.

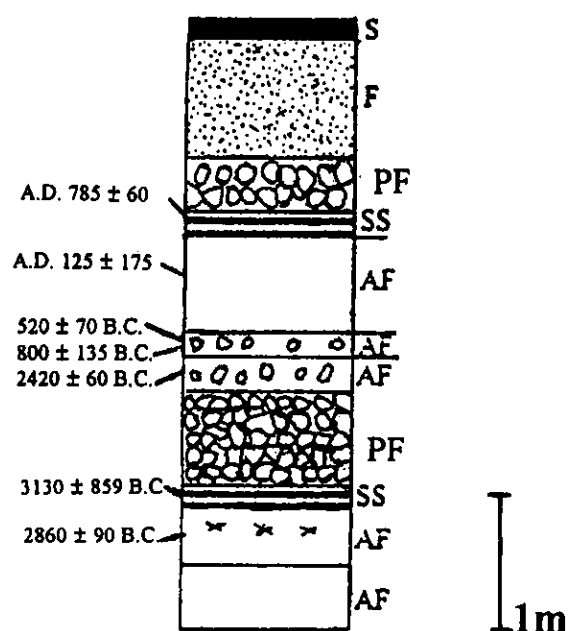


Figura 9. Columna estratigráfica al norte del volcán Popocatepetl a 3,600 msnm, (Siebe *et al.* 1996a). AF, Flujo de ceniza; SS, Surge; PF, Flujo de pómez; F, Ceniza negra de caída; S, Suelo.

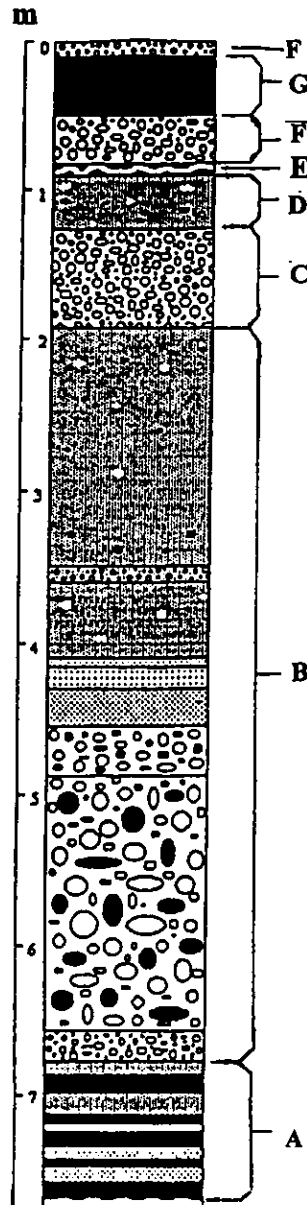


Figura 10. Columna estratigráfica en la ladera noreste del volcán Popocatepetl a 3,250 msnm (Martin del Pozzo *et al.* 1997a). A, Pómez color blanco y negro, con alto contenido de líticos y ceniza (BWP); B, Pómez con andesita (PWA); C, Pómez color amarillo-naranja y líticos (P2); D, Depósitos masivos de ceniza oscura; E, Surge; F, Pómez color blanco-crema (P1); G, Suelo.

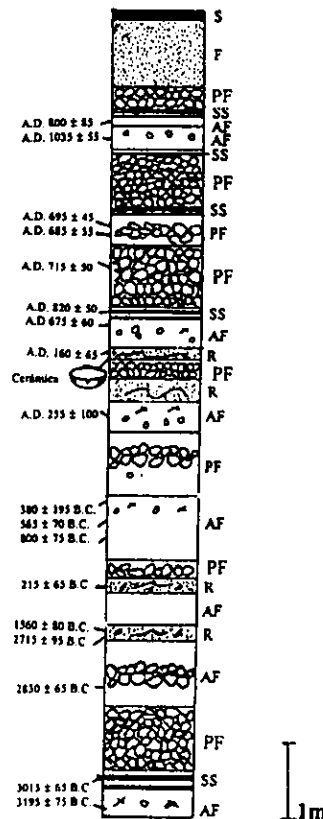


Figura 11. Columna estratigráfica al noreste del volcán Popocatépetl a 3,700 msnm (Siebe *et al.* 1996a). AF, Flujo de ceniza, en algunos casos con material fechable; SS, Surge; R, Material piroclástico removido; PF, Flujo de pómez; F, Ceniza negra de caída; S, Suelo.

Si bien en forma general se tienen depósitos piroclásticos en las laderas del volcán, existen zonas (flanco sur) en las que existen depósitos de dimensiones considerables resultado de eventos cataclísmicos que el volcán experimentó en particular una avalancha de escombros del tipo Sta. Elena. La posición y relación estratigráfica que guardan los depósitos asociados a este evento se observan en las figuras 12 y 13, propuestas por Siebe *et al.* (1995). Esta se divide en dos columnas estratigráficas (a y b) que se correlacionan entre sí. Los depósitos son masivos y presentan contactos inferiores bien definidos, se forman de fragmentos del antiguo edificio volcánico, incluyen bloques de lava, tanto dacítica como

andesítica, por lo general, son de dimensiones mayores en las partes próximas al edificio y de menor tamaño en las partes distales. Una característica de los depósitos de avalancha de escombros es que los grandes bloques presentan una estructura tipo “rompecabezas”, que al unir los fragmentos de roca, dan forma a los grandes bloques provenientes del edificio volcánico (foto 4).

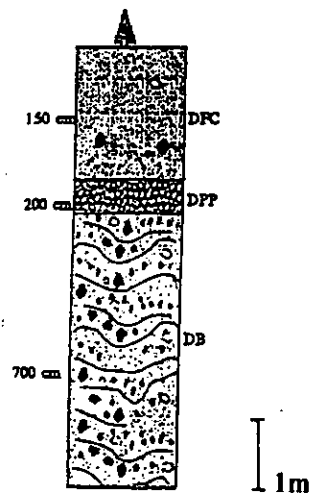


Figura 12. Columna estratigráfica en el flanco suroeste del Popocatepetl a 2,400 msnm (Siebe *et al.* 1995). **DB**, Depósito de “blast”; **DPP**, Depósito de pómez pliniana; **DFC**, Depósito de flujo de cenizas.

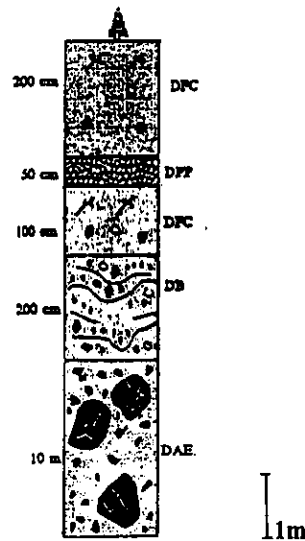


Figura 13. Columna estratigráfica en el flanco suroeste del volcán Popocatépetl a 2,500 msnm (Siebe, C. *et. al.* 1995). DAE, Depósito de avalancha de escombros; DB, Depósito de “blast”; DFC, Depósito de flujo de cenizas con material vegetal fechable; DPP, Depósito de pómez pliniana.

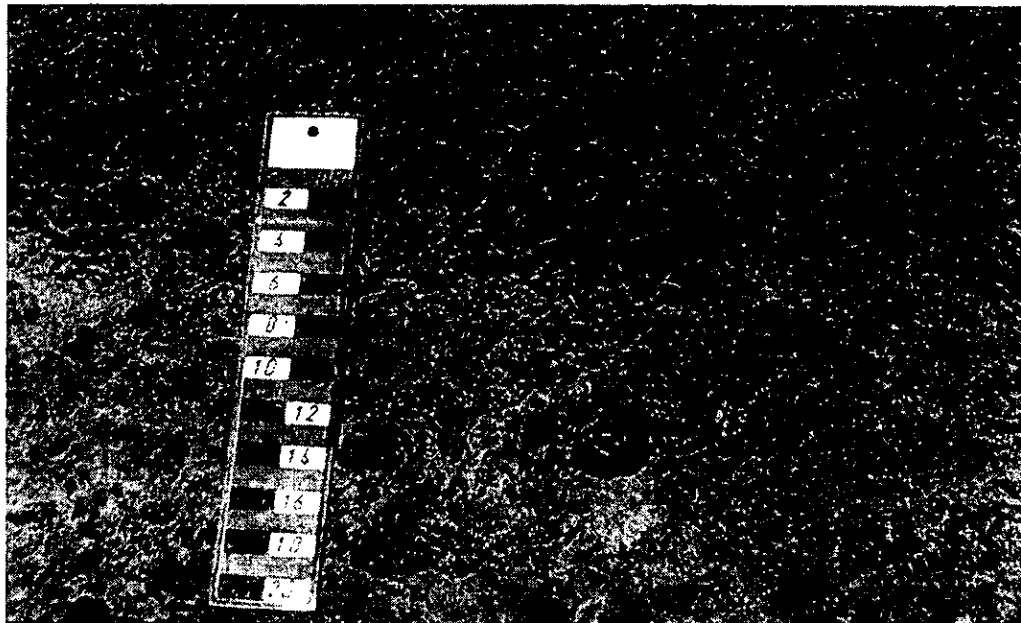


Foto. 4. Detalle de un depósito de avalancha, donde se observa la estructura en rompecabezas, en la ladera suroeste del volcán Popocatépetl a 2,400 msnm.

Este tipo de evento y sus depósitos asociados también fueron encontrados y analizados por Robin y Boudal (1984; 1987), quienes mencionan que el depósito cubre gran parte de la ladera sur del volcán, aproximadamente unos 300 km² y con un volumen de 27.7 km³; la edad estimada por estos autores para este depósito oscila entre 30,000 y 50,000 años antes del presente. Estudios recientes realizados por Siebe *et al.* (1993; 1995), determinan que no solo existe un depósito de avalancha, sino por lo menos cuatro, los que se pueden reconocer en el flanco sur del Popocatepetl (figura 14).

El análisis estratigráfico detallado de los depósitos volcánicos del Popocatepetl permite hacer correlaciones entre los eventos eruptivos, así como determinar edades relativas a depósitos infra o suprayacentes a un estrato que ha sido fechado con anterioridad, por métodos cronoestratigráficos. Por otro lado, el seguimiento espacial de un estrato determinado sirve para definir los alcances y espesores máximos que tuvieron los eventos eruptivos del Popocatepetl y así poder elaborar mapas de riesgo y amenaza volcánica.

De manera general, el Popocatepetl es el resultado de diversas etapas de formación volcánica, las cuales comenzaron a finales del Plioceno, tuvieron su máximo desarrollo en el Pleistoceno y continuaron hasta el Holoceno.

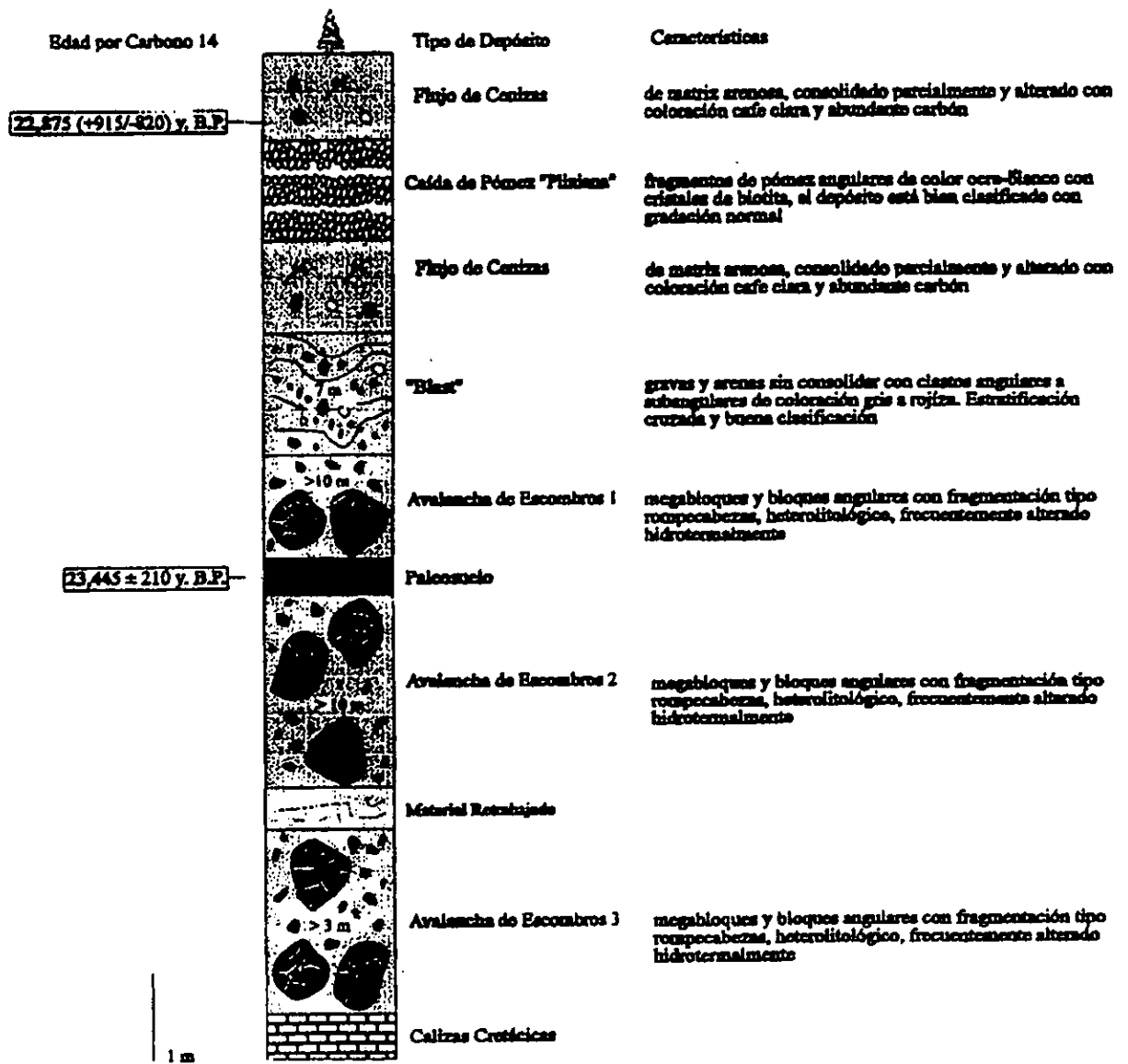


Figura 14. Columna estratigráfica esquematizada que muestra la secuencia de los depósitos relacionados con erupciones del tipo Sta. Elena en el flanco sur del Popocatepetl (Siebe *et al.* 1995).

3.2. Causas climáticas y relieve heredado.

El hecho de que en la actualidad el Popocatepetl alberga a un glaciar en la porción menor del cono (NW), sugiere que el relieve ha estado expuesto a la influencia de procesos glaciales desde el Pleistoceno (2.4 millones de años). La acción glacial (erosión y acumulación) imprimen características particulares al relieve, que desde el punto de vista morfológico deben ser consideradas. Las formas y dinámica actual que presenta una parte considerable de la zona de estudio, son resultado de los procesos glaciales pasados y de los recientes.

El estudio de los aspectos glaciales en el Popocatepetl ha estado dirigido a la clasificación, el área que ocupa, y el retroceso en tiempos históricos. No existen registros a detalle que determinen la ubicación de los depósitos asociados al trabajo glacial, aunque existen algunos de Heine (1973, 1984, 1988 y 1994) que determinan la influencia glacial por la presencia de formas y rasgos erosivos (circos y estrías). Lo anterior está influenciado de manera directa por las características eruptivas del volcán, ya que ha estado en actividad en forma constante, ello conlleva a que los depósitos glaciales no sean visibles en forma clara .

Los primeros reconocimientos de la existencia de glaciares y evidencias de formas del relieve de origen glacial fueron hechos por Aguilera y Ordoñez en 1895. Ésta es más bien negativa, ya que según Lorenzo (1964) sólo reconocieron la existencia de una acumulación de nieve en lo que ahora se llama Barranca del Ventorrillo.

Los glaciares del Popocatepetl han sido inventariados en dos ocasiones. Aún cuando Flint en 1957, reportara un área glacial de 3 km² para los glaciares mexicanos, el primero en estudiarlos fue José Luis Lorenzo, en los volcanes Pico de Orizaba, Popocatepetl e Iztaccíhuatl, entre 1958 y 1960. Confirmación del anterior es el de Delgado *et al.* (1985), Delgado y Brugman (1995) y Delgado (1996).

Los glaciares del Popocatepetl ocupan la cara norte del cono y cubren un área total de 720,000 m² (Lorenzo 1964). Con dificultad se pueden identificar los límites entre ellos en su porción superior, ya que comparten una misma zona de acumulación; hacia sus

límites inferiores se puede observar una separación entre ellos ya que cada uno de sus frentes drena hacia cuencas diferentes, el Noroccidental hacia la cuenca de México y los dos restantes hacia la cuenca de Puebla, aunque estos dos últimos no alimentan el mismo río.

Lorenzo (1964) determinó la existencia de tres glaciares en el Popocatépetl: (I) el del *Ventorrillo*; (II) el *Norte* y (III) el *Noroccidental* (Fig.15), mismos que caracterizó de la siguiente manera:

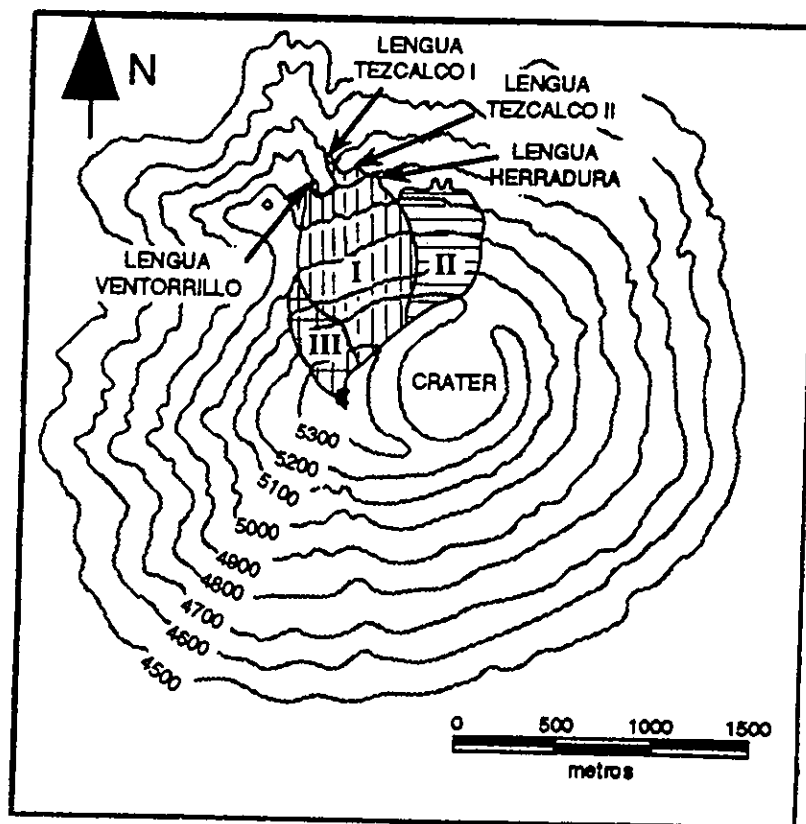


Figura 15. Mapa publicado por Lorenzo en 1964 donde se aprecian los glaciares del Popocatépetl. I. Glaciar del Ventorrillo; II. Glaciar Norte; III. Glaciar Noroccidental.

El del *Ventorrillo*, con su *terminus* a los 4,690 msnm, ocupaba una superficie total de 95,000 m². El *Norte*, dispuesto de manera continua, hacía contacto con el flanco oriental del glaciar del *Ventorrillo*, donde la separación está controlada por la topografía

preexistente; el límite oriental no estaba bien definido y era variable, ya que se apoyaba sobre las cenizas que cubren esa parte del cono; ocupaba una superficie de 19,000 m². Por otro lado, el *Noroccidental* en su parte superior se apoyaba casi en el Pico Mayor, y en el inferior quedaba detenido sobre los acantilados en el lado oeste de la porción superior en el cono del volcán. Este glaciar, con respecto al del Ventorillo, presentaba una separación clara que podía ser identificada desde la cota de 5,300 msnm hacia el Pico Mayor; apenas cubría un área de 95,000 m². Las características de los glaciares del Popocatepetl propuestas en el año 1964 son vitales, punto de referencia fiable para comparar con los datos propuestos por Delgado en años recientes, aspecto que será tratado más adelante.

La clasificación de Lorenzo (1964) aplica tres criterios: el morfológico, basado en el aspecto exterior; el dinámico, donde se toma en cuenta la actividad o pasividad, y el geofísico donde son consideradas las temperaturas promedio y algunas cuestiones físicas del hielo.

Los criterios de Ahlmann (1948) permitieron a Lorenzo (1964) a clasificar desde el punto de vista morfológico y dinámico a los glaciares en dos: los que se extienden en manto continuo con movimiento al exterior en todas direcciones, y segundo, el glaciar de casquete o casquete de hielo, de pequeñas dimensiones. No conforme con la precisión en su clasificación, hace uso de algunas modificaciones propuestas por Willian O. Field, años más tarde a la clasificación de Ahlmann (1948) y los agrupa entre los de "Hielos congelados o laderas congeladas de congesta", se pueden encontrar tanto en laderas cóncavas como convexas, los llamados festones se desplazan entre los grandes valles a manera de lenguas. Esta última clasificación es correcta solo para las partes superiores de los glaciares del Popocatepetl, ya que no presentan lenguas en los valles, sino solo en sus frentes.

La clasificación geofísica de Ahlmann, 1948, citada en Lorenzo (1964) propone que se tome en consideración "la consistencia de la parte superior del glaciar", así comprendidos en los glaciares subpolares que poseen una zona de acumulación cristalina de congesta cristalina con un espesor de 10 a 20 metros; en el verano el incremento de la temperatura funde la superficie y se hace acompañar por escurrimientos.

Trabajos recientes de Delgado y Burgman (1995) y Delgado (1996) reportan la existencia de sólo dos glaciares: el del *Ventorrillo* con 0.453 km^2 y el *Noroccidental* 0.160 km^2 , con una superficie total de 0.559 km^2 , el 78% de los reportados por Lorenzo en 1964 (fig. 16).

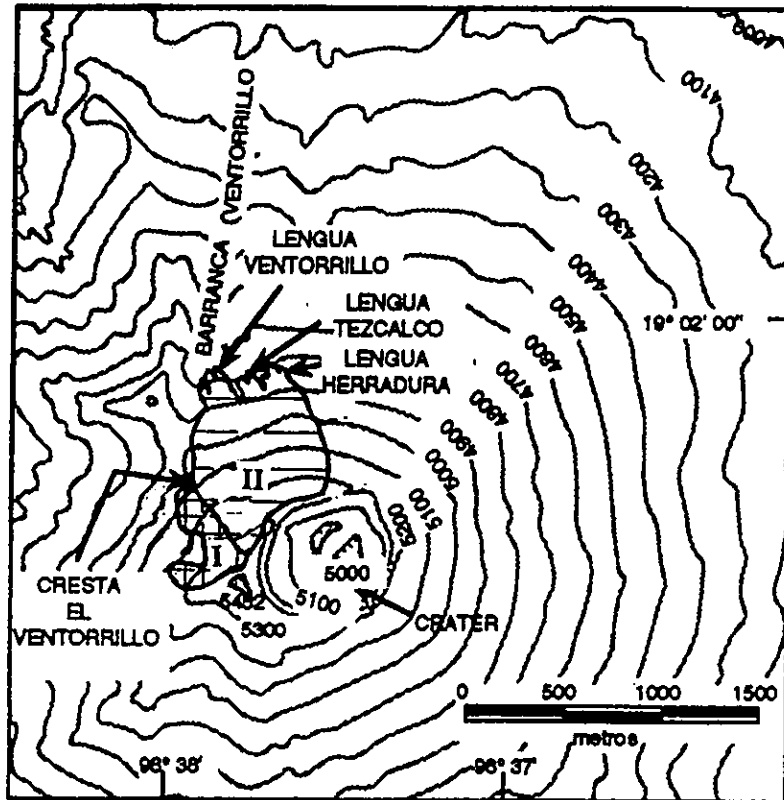


Figura 16. Mapa topográfico del Volcán Popocatepetl, que muestra los glaciares en 1982 (Delgado 1996). I. Glaciar Noroccidental; II. Glaciar del Ventorrillo.

Según Delgado (1996) el Ventorrillo es un glaciar de montaña, se encuentra en el flanco norte del volcán; comienza a los 5,380 msnm (cabecera) y termina a los 4,700 msnm (*terminus* o línea de las nieves). El basamento rocoso sobre el que descansa es lava andesítica que muestra estrías a altitud menor a 4,300 msnm, lo cual indica que se extendía un nivel más bajo en un pasado reciente. El límite occidental del glaciar lo representa un

escarpe de 20 metros de altura a 5,000 msnm, donde se puede ver la interacción entre la masa de hielo y el basamento. El *terminus* tiene tres lenguas, una de ellas culmina en un escarpe y las otras dos se adelgazan suavemente hasta alcanzar el sustrato, la forma del glaciar del Ventorrillo es de una cuenca simple con una sola zona de acumulación, con un perfil de glaciar colgante y una lengua lobulada (foto. 5).

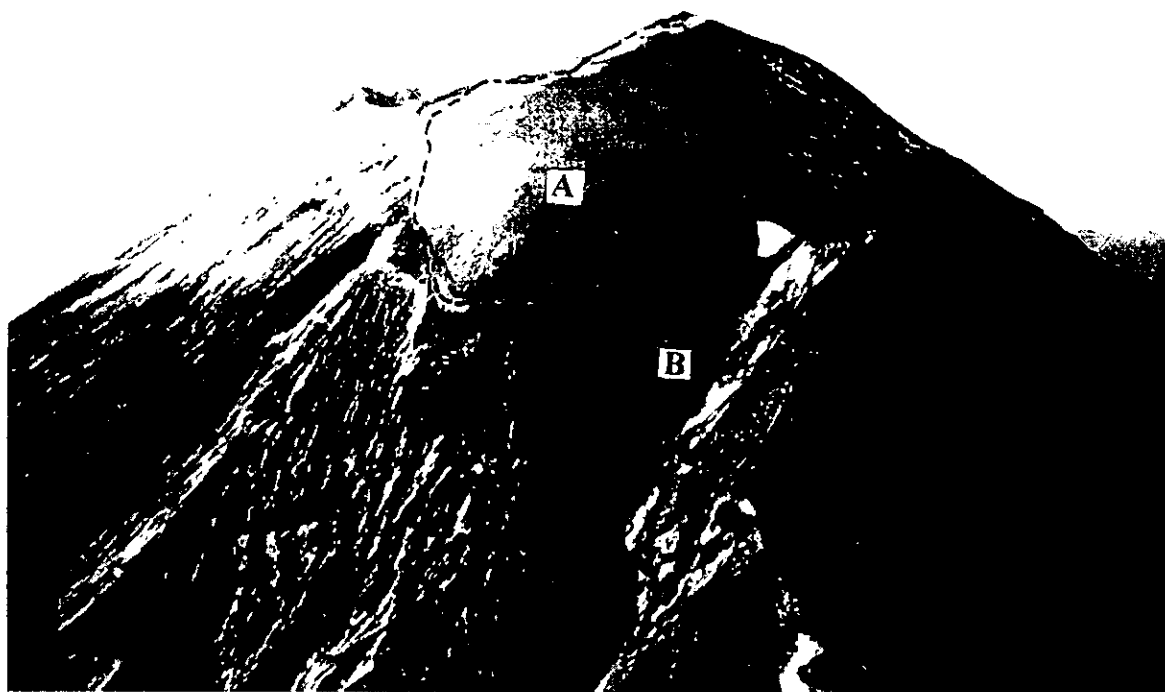


Foto. 5. En primer plano: A, el glaciar del Ventorrillo al noreste del cráter; B, *terminus* a 4,700 msnm (31/I/96).

El Glaciar Noroccidental (foto 6) presenta su cabecera a 5,400 msnm y su límite inferior a 5,060 msnm, es muy delgado y no tiene un gran escarpe, limita al oriente con el glaciar del Ventorrillo y al oeste desaparece en contacto con laderas rocosas. Este es el remanente de un glaciar colgante mayor, alimentado por la nieve estacional, y comparte el área de acumulación con el glaciar del Ventorrillo (Delgado 1996).

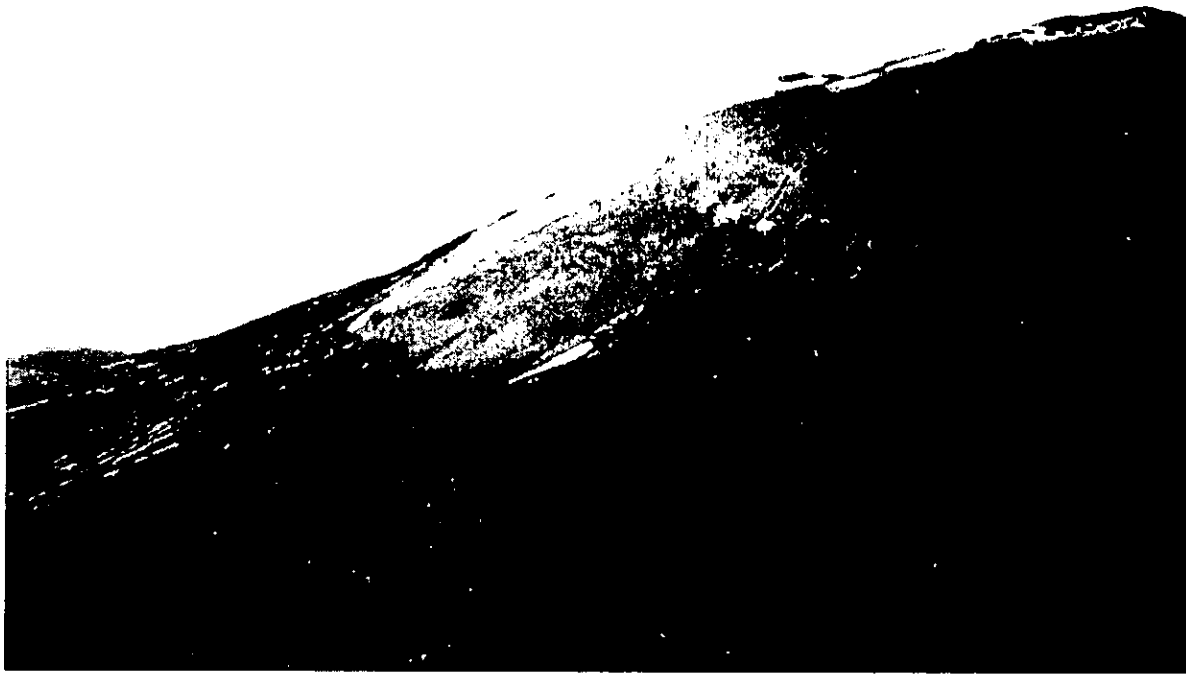


Foto. 6. En primer plano, extremo superior derecho, se muestra el glaciar Noroccidental, (31/I/96).

El retroceso de los glaciares tanto continentales como los de las elevaciones montañosas, es un fenómeno que ha ocurrido durante gran parte de la historia de la Tierra, por varias circunstancias.

Los glaciares del Popocatepetl han sufrido este retroceso de una manera considerable en las últimas décadas. La lengua terminal del glaciar del Ventorrillo se encontraba de manera aproximada a 4,390 msnm en 1910 (White 1981); a 4,690 msnm en 1958 (Lorenzo 1964); a 4,600 msnm en 1978 (White 1981) y a 4,780 msnm en 1982 (Delgado 1993). La tasa de retroceso fue impresionante, de 4.5 m/año, y entre 1982 y 1995 fue de 7.6 m/año (Delgado y Brugman 1995).

Palacios (1996) considera a la masa glaciaria como una sola, determina con base en un seguimiento bibliográfico y fotográfico a detalle, el avance máximo que tuvieron los glaciares del Popocatepetl en la *Pequeña Edad del Hielo* (Fig. 17), y sirve de punto de comparación para mostrar el retroceso en las últimas décadas. Dichas fluctuaciones se presentan en un mapa a detalle, generado a partir del análisis geomorfológico de fotografías aéreas, así como mediciones realizadas en campo por el mismo autor (Fig. 18).

Los factores que tienen influencia en el retroceso de los glaciares son diversos, en particular, existen cinco formas en que eventos volcánicos pueden perturbar a mantos de hielo y nieve (Major y Newhal 1989, en CENAPRED 1995):

- a) Restregado (interacción turbulenta) y fusión por flujos piroclásticos o explosiones (*blast*) de gases calientes y escombros piroclásticos.
- b) Fusión superficial por flujos de lava sobre hielo o nieve.
- c) Fusión basal de hielo glaciario o mantos gruesos de nieve por erupciones subglaciares o actividad geotérmica.
- d) Emisión de agua por erupciones a través de una lengua cratérica.
- e) Depósitos de caída de tefra.

La actividad reciente del Popocatepetl (1994-1998) ha provocado un retroceso y adelgazamiento del glaciar, ya que dicha actividad se caracteriza por la expulsión de material piroclástico, con temperaturas superiores a las del glaciar, que al ser depositado provoca la fusión parcial de la capa superficial. Se puede considerar, entre otros factores que afectan esta masa, el flujo de calor en el basamento del volcán, el "incremento" de la temperatura a nivel mundial y la influencia que ejercen los vientos cálidos locales, procedentes de las grandes zonas urbanas aledañas al edificio volcánico del Popocatepetl.

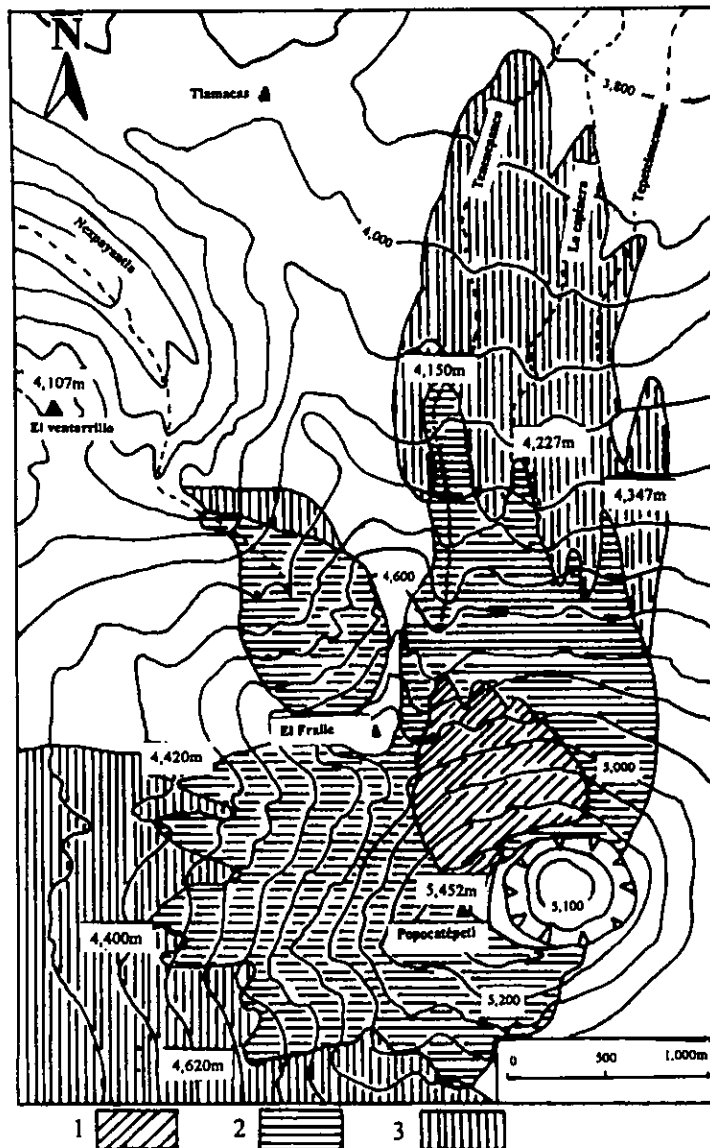


Figura. 17. Avance de los glaciares del Popocatepetl en la *Pequeña Edad del Hielo* (S. XVI y XVII). 1: Glaciar actual del Popocatepetl; 2: Extensión máxima de los glaciares en la *Pequeña Edad del Hielo*; 3: Formación de una rampa proglaciar de ceniza en La *Pequeña Edad del Hielo* (tomado de Palacios 1995).

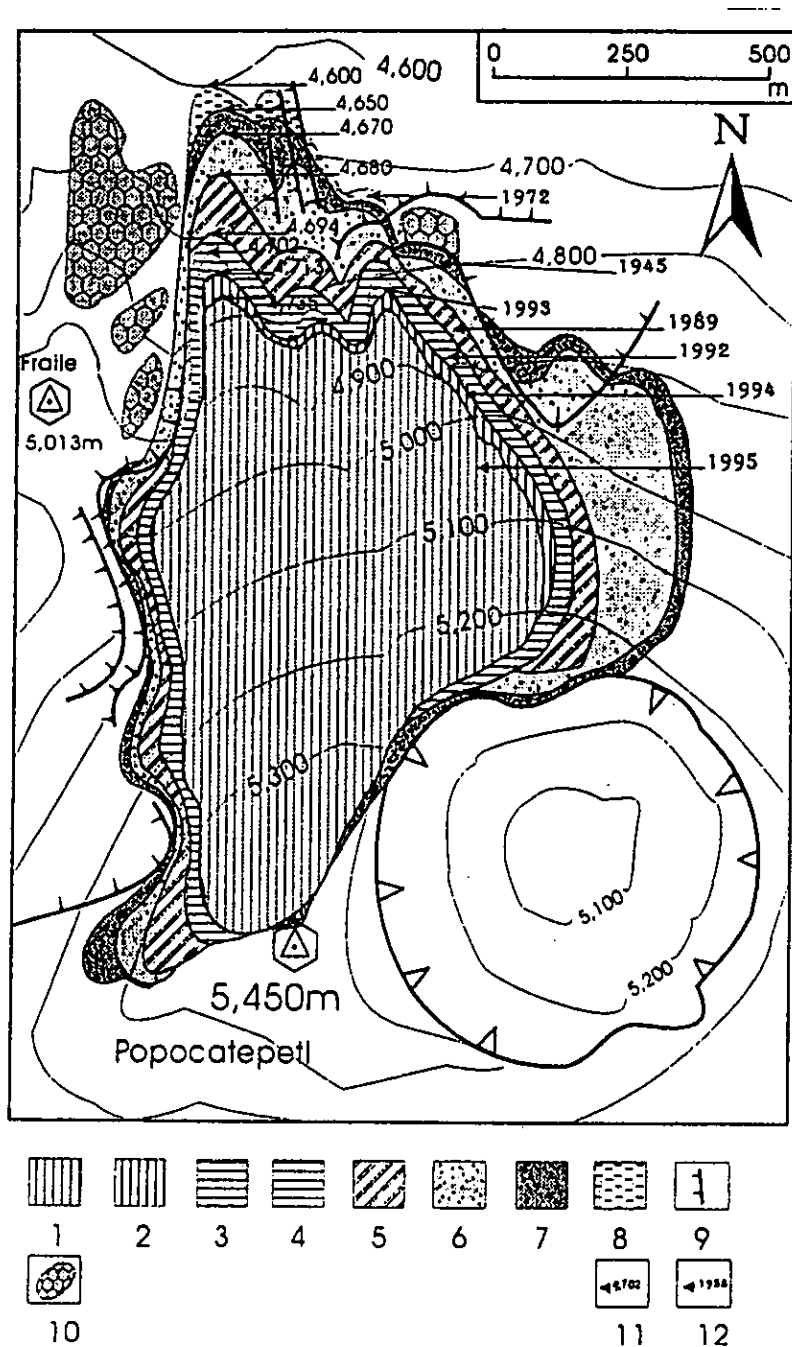


Figura. 18. Evolución reciente del glaciar del Popocatepetl (Palacios 1995). 1: 1995; 2: 1994; 3: 1993; 4: 1992; 5: 1989 (fotografía aérea, E. México, R-24); 6: 1972 (White, 1981 y fotografía aérea, INEGI, México); 7: 1958 (Lorenzo 1964 y fotografías del Worl Data Center A. en Boulder, CO, USA); 8: 1945 (fotografía aérea del Worl Data Center A. en Boulder, CO, USA); 9: Escarpe; 10: Saliente rocoso; 11: Altitud inferior del frente en metros; 12: Dato del año.

Según Delgado (1996) a largo plazo el incremento del flujo de calor en el basamento del volcán Popocatépetl podría producir una fusión de los glaciares; al aumentar la temperatura del sustrato, la base del glaciar se vería amenazada al disminuir el coeficiente de fricción, lo cual causaría el derrumbe del glaciar que, si bien no sería suficiente para originar una avalancha de lodo, afectaría el ecosistema, ya que desaparecería una gran porción de hielo. Por otro lado, el aumento de la temperatura del sustrato podría causar un incremento de la fusión que aceleraría el retroceso y el adelgazamiento del cuerpo de hielo, lo que aceleraría su extinción.

Esta estructura, de características complejas, muestra las evidencias suficientes para determinar que ha sido modelada por la acción glacial que ocurrió en el Pleistoceno y el Holoceno, con características diferentes a las condiciones climáticas actuales; estos dejaron e imprimieron atributos (erosivos y acumulativos) particulares al relieve; ejemplo claro de ello son los circos glaciales, mismos que tienen una distribución radial al cráter y llegan a descender más allá de los 3,500 msnm; lo cual pone en evidencia el máximo alcance de los glaciares de valle que albergaron en las laderas montañosas del Popocatépetl. Cabe hacer notar que la influencia glacial ha estado también influenciada, en forma constante, por la actividad volcánica, lo que se refleja de manera directa, en una exposición compleja de las formas y elementos del relieve actual.

IV. GEOMORFOLOGIA.

El estudio geomorfológico se realizó en dos fases y áreas: la primera consistió en la elaboración de mapas morfométricos en una superficie de 421 km² y en la segunda se generó la carta morfogenética del flanco noreste del volcán Popocatepetl, esta última inmersa en la primera, con un área de 38 km², se estudió con la interpretación de fotografías aéreas y recorridos de campo. La confrontación y unificación de la información resultante, permitió conocer en un sentido más amplio y detallado las formas del relieve y en algunos casos la dinámica que presentan.

4.1. Morfometría.

La morfometría estudia las características cuantitativas del relieve. Los métodos morfométricos como cualquier otro, presentan ventajas como lo económico de poca inversión.

Los elementos principales posibles de cuantificar a partir de formas del relieve son: longitud, superficie, volumen, altura absoluta y relativa, pendientes, orientación, densidad, frecuencia y otros elementos numéricos (Lugo 1991).

La caracterización del relieve con la ayuda de mediciones en los mapas refuerza el análisis geomorfológico y conduce al geomorfólogo al mundo de las cifras abriendo perspectivas más amplias (Simonov 1985).

La aplicación de los métodos y conceptos morfométricos se pueden ver reflejados en los trabajos de Chervaniev; Gerasimov y Mesheriakov (1967); Deudariáni y Filosof en (Simonov 1985) y Jain (1980).

Los métodos morfométricos permiten clasificar el relieve en función de sus propiedades métricas. Esto es definir superficies con límites más o menos precisos de otros diferentes. Esto conduce a relacionar las propiedades numéricas con la estructura geológica y los procesos exógenos.

Uno de los mayores valores de los métodos morfométricos (cuando varios de ellos son bien aplicados en una sola área), es su capacidad para mostrar de forma objetiva los cambios que experimenta la morfología del relieve, su degradación y por ende su vulnerabilidad ante la acción de los procesos exógenos.

En la actualidad los métodos morfométricos son útiles en la solución de tareas particulares, y cada vez es mayor su importancia para la solución de los problemas teóricos comunes y las cuestiones aplicadas de la geomorfología.

Se aplican en la búsqueda de los yacimientos minerales, aguas subterráneas, así como los yacimientos de petróleo y gas natural (Simonov 1985).

En el análisis morfométrico existe la posibilidad de selección, es decir, se elige el mapa (escala y equidistancia de curvas de nivel) en que se realizaran las mediciones, así como el tipo y escala de los mapas donde se presentarán los resultados.

El objetivo que se persigue con la aplicación de los métodos morfométricos en este estudio, responde a la necesidad de apoyar el análisis del relieve en función de su origen, evolución, estructura geológica y dinámica actual.

Con este fin y de acuerdo con Lugo (1988, 1991), se analizó la secuencia altitudinal del relieve, la densidad y profundidad de la disección, la distribución de los principales desniveles altitudinales (energía del relieve) y por último, la inclinación del terreno (pendientes). Las mediciones se realizaron sobre un mapa topográfico escala 1: 20 000 (S. P. Edo. Mex., s/año) y los datos obtenidos se analizaron usando un SIG, ILWIS (1993), de esta manera se obtuvo un mapa por cada variante. La cartografía resultante se presenta a escala aproximada de 1: 200 000, con el fin de tener una visión de conjunto que facilita la interpretación. De igual manera y como complemento, se incluye un modelo tridimensional, con una dirección N-S en la horizontal imaginaria. Hay que mencionar que dicha orientación obedece al interés de mostrar las áreas de mayor contraste.

4.1.1. Análisis altimétrico.

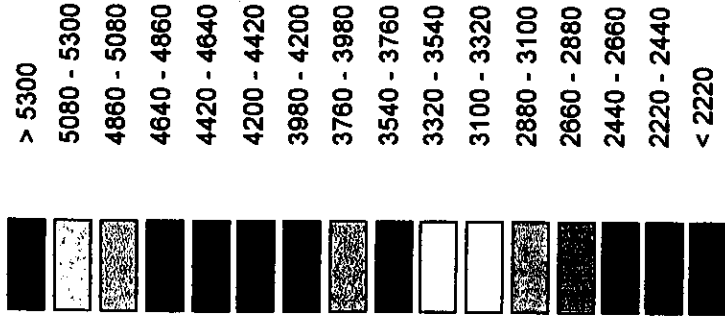
El mapa altimétrico tiene la finalidad de presentar de manera simplificada la información topográfica (curvas de nivel) permitiendo determinar y distinguir de forma inmediata los desniveles y pisos altitudinales más importantes, así como las alturas máximas y mínimas. De igual manera se pone en evidencia el arreglo o disposición espacial de los principales contrastes altitudinales.

Este mapa se realizó siguiendo la metodología explicada por Lugo (1988 y 1991) y en la definición de rangos altitudinales, se tomo como base el método aplicado por Guillen (1996) al Iztaccíhuatl donde estableció a partir de un análisis estadístico intervalos de 220 metros.

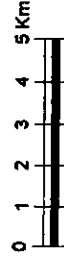
En este trabajo se toma en cuenta el criterio mencionado, por tratarse de la misma región volcánica y para dar una continuidad, a futuro, a un estudio geomorfológico de la Sierra Nevada. El análisis altitudinal se hizo a partir del mapa 4, donde se muestra un arreglo concéntrico de altitudes. La cota más baja es de 2220 msnm, al SW, y la más alta corresponde a la cumbre del Popocatepetl con 5452 msnm. El análisis espacial en el mapa 4, permitió la distinción de tres unidades morfológicas de relieve bien definidas, las cuales presentan características particulares en cuanto a su génesis y a los procesos que las modelan, asimismo son correlacionables unas con otras; estas se explican a partir del mapa 5 y su análisis es el siguiente.

La interpretación del mapa altimétrico fue apoyada con el mapa de pendientes y un análisis bibliográfico previo, que con los recorridos de campo y la fotointerpretación, dio como resultado la división de la zona en estudio en tres regiones morfológicas definidas por: su génesis. De esta manera, la zona del cono(volcánico-acumulativo), quedo definida tomando en cuenta su homogeneidad altitudinal y de pendiente, a partir de los 4200 msnm en adelante. El piedemonte (volcánico-acumulativo), se definió por los depósitos volcánicos producto de la actividad del Popocatepetl y de estructuras volcánicas asociadas y el piedemonte (erosivo-acumulativo) fue posible delimitarlo debido a la acumulación de materiales acarreados por la acción fluvial, y depositados a manera de abanicos y rampas coalescentes de detritos en posiciones altitudinales más bajas.

**MAPA 4. ALTIMETRÍA
RANGOS (msnm)**



ESCALA



TESIS UNAM
Alberto Gómez Artzmendi
Colegio de Geografía
1998

98° 45' 17"

19° 06' 5"

N



18° 54' 43"

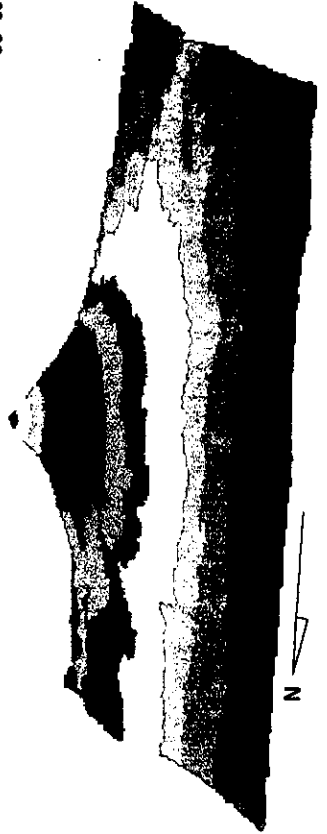
98° 35' 36"

98° 45' 17"

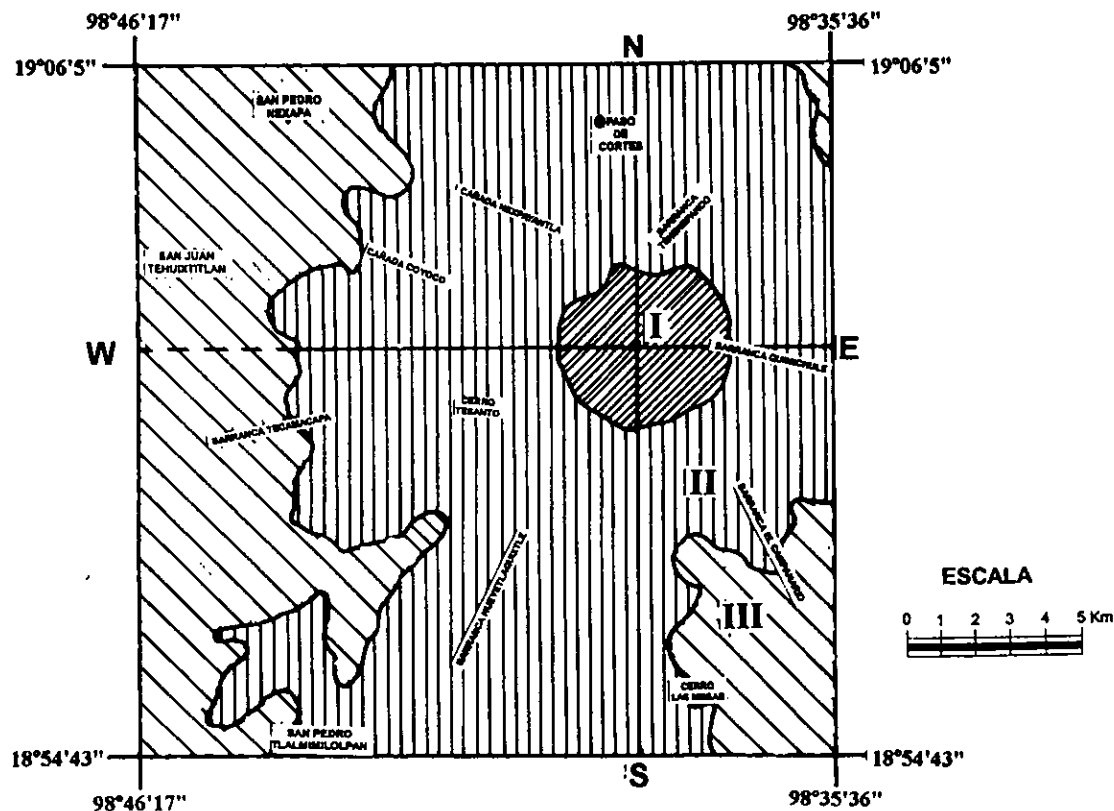
19° 06' 5"

18° 54' 43"

98° 35' 36"



N



Mapa 5. Unidades morfológicas, resultado del análisis altimétrico. I. Cono (volcánico-acumulativo); II. Zona de piedemonte (volcánico-acumulativo); III. Zona de piedemonte (erosivo-acumulativo).

a) Cono (relieve volcánico-acumulativo)

Esta zona se distribuye de manera continua en todos los flancos del Popocatépetl, y ocupa las cotas de 4200 a >5300 msnm. En su porción NW se emplazan formas de relieve, relictos de origen volcánico que se conocen como *El Fraile* y el *Abanico* del Ventorrillo, que corresponde a la cuenca alta de la cañada Nexpayantla, con 4,300 msnm (foto 7). Esta representado por el actual Popocatépetl, compuesto de flujos de lava y materiales piroclásticos sobrepuestos.

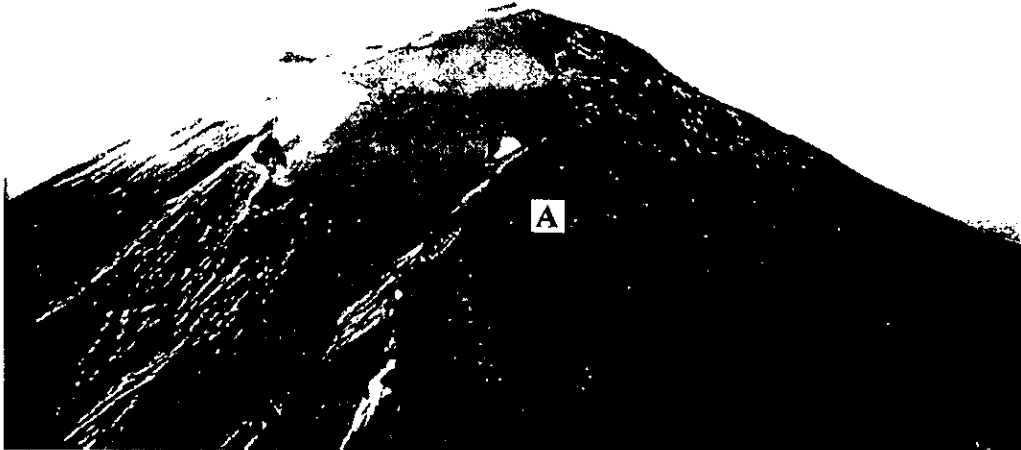



Foto 7. Ladera noroeste del volcán Popocatepetl; A. El “*Abanico del Ventorrillo*” cuenca alta de la barranca Nexpayantla a 4,300 msnm.  Circo glacial.

Las características morfológicas primarias del relieve preexistente han sido erosionadas o sepultadas por mantos morrénicos caóticos, como por materiales piroclásticos recientes. Las coladas de lava expuestas son tabulares y cortas en longitud (200 a 700 m), en tanto que los circos glaciares dan origen a escarpes mayores a 20 metros. Los procesos modeladores actuales de esta zona, están representados por la remoción en masa.

En la actualidad, la actividad glacial se restringe al sector NE (efecto de orientación de ladera) y está representada por una masa glacial que modela el sustrato rocoso sobre el cual subyace y aporta material detrítico y agua de deshielo a la cuenca de captación inmediata (ésta última se ha visto incrementada por la actividad volcánica reciente). Los materiales rocosos asociados al transporte del agua de deshielo, son fuente potencial, generadora de procesos geomorfológicos de alta dinámica como los *debris flow*. Este fenómeno es exclusivo para la zona del cono y los flujos de lodo son característicos en el piedemonte (zona II y III).

Respecto a los materiales piroclásticos recientes, han sido depositados de manera radial con respecto al cráter, con espesores variables, este hecho se deduce al observar la

expresión de estos depósitos sobre las coladas de lava en las fotografías aéreas; las pendientes oscilan entre los 30° y 40°.

Por otra parte, las marcadas variaciones térmicas entre el día y la noche imprimen características eminentemente locales a los suelos (pergelisoles) localizados en la periferia del glaciar (congelación y deshielo). Durante la época de secas y el comienzo de la época de lluvias el hielo superficial se funde y se presentan procesos de solifluxión (lodo con alta concentración de sólidos).

De manera general, en todos los sectores, predominan los procesos gravitacionales, provocados por el intemperismo, la estructura geológica y las pendientes abruptas de las laderas, además de la escasa o ausente cobertura vegetal.

b) Piedemonte (relieve volcánico-acumulativo)

El límite superior que define esta unidad son los 4200 msnm. Hay que mencionar que dicha frontera fue trazada tomando en cuenta características morfológicas del relieve (límites de coladas de lava, pendientes del terreno, contactos entre distintas unidades). El límite inferior, en promedio está entre los 2860 msnm (mapa. 5).

Su origen se vincula con procesos exógenos y endógenos, los primeros ocupan una posición altitudinal mayor que los segundos, esto obedece a las características naturales que se requieren para su emplazamiento; se trata de formas de relieve representadas por circos glaciales y sus depósitos, que en la mayoría de los casos no presentan la morfología original.

Con respecto a los endógenos y de manera específica los volcánicos, entre ellos las coladas de lava; los flujos piroclásticos-ceniza; piroclastos de caída (pómez pliniana) y depósitos de avalancha de escombros. Toda esta secuencia heterogénea de materiales da origen a morfologías complejas, representadas por laderas cortas, discontinuas y escalonadas, que se reflejan en un rango muy amplio de pendientes. Las características morfológicas anteriores, al sumarse, hacen de esta región una zona donde los agentes erosivos tienen una integración bien definida al relieve, como lo demuestran sistemas fluviales de marcado desarrollo.

Por último, hay que hacer notar que esta unidad morfológica presenta una cobertura vegetal considerable en comparación con la unidad anterior, que en algunos casos sirve como factor de estabilidad de las laderas, es decir, existe una mayor infiltración, así como una mejor compactación de la carpeta edáfica; factores que en cierta forma limitan o atenúan el desarrollo de los procesos erosivos.

c) Piedemonte (relieve erosivo-acumulativo)

Dicha unidad morfológica está fragmentada en los siguientes sectores: la más continua y desarrollada se ubica en la vertiente W, una segunda con un desarrollo similar al SE y al NE una mínima porción. Los límites en estas tres zonas son variables, para el oeste y suroeste, en promedio el límite superior se mantiene en los 2700 msnm aunque existen sectores donde la frontera llega a alcanzar los 3200 msnm. Estas dos porciones del piedemonte tienen un desarrollo evolutivo similar que se vincula con la acumulación de materiales volcánicos y glaciales, con la particularidad que ambos han sido retrabajados y depositados en pisos altitudinales menores, formando de esta manera el piedemonte (erosivo-acumulativo). El transporte de los materiales ha sido fluvial y origina depósitos de abanico cuya pendiente oscila entre los 3° y los 6° de inclinación. Estas formas de relieve tienen una asociación directa con los principales valles glaciales que se localizan entre los 3800 y 4000 msnm, mismos que funcionaron como cuencas de captación y transporte de agua y materiales en los estadios interglaciales del Pleistoceno.

El piedemonte localizado al NE de la zona en estudio tiene un límite superior definido a los 3100 msnm, y se relaciona de manera directa con procesos fluviales, en cuanto a su origen, y en cuanto a su dinámica es el resultado del acarreo y depositación de materiales volcanoclásticos de distintas edades, que en la mayoría de los casos cubre relieves en pisos altitudinales mayores.

La regionalización morfológica que se presenta es el punto de partida para interpretar de manera clara y objetiva parámetros morfométricos que se verán más adelante. El cuadro 1 trata de hacer evidente las relaciones que existen para la zona del Popocatepetl, entre la altitud, la génesis y los procesos asociados.

| INTERVALO EN (msnm) DE A | | UNIDADES MORFOLOGICAS (GENESIS) | CARACTERISTICAS DEL RELIEVE Y DINAMICA |
|--------------------------|------|------------------------------------|--|
| >5300 | 5300 | CONO (VOLCANICO-ACUMULATIVO) | Se compone de coladas de lava (dacíticas) tabulares y cortas en longitud (200 a 700 mts.) y material piroclástico superpuesto. Los rasgos morfológicos originales se han erosionado o cubierto por piroclastos recientes, al SE y NW dichas estructuras presentan un modelado glacial pleistocénico, aunado a este fenómeno se tienen escarpas (>45° de inclinación) que en la actualidad funcionan como cirros de desprendimiento y forman la parte más inestable (en la mayoría de los casos) de los cirros glaciales. La actividad glacial actual se restringe al flanco NE y está representada por una masa glacial que fluctúa por la acción estacional y por la actividad volcánica reciente, esta masa aporta agua de deshielo a la cuenca de captación inmediata y genera procesos fluviales de alta energía (<i>debris flow</i>). En todos los sectores predominan los procesos gravitacionales, su génesis está condicionada por el interperismo, la estructura geológica, las pendientes abruptas de las laderas y la escasa o ausente cobertura vegetal. |
| 5080 | 4860 | | |
| 4640 | 4420 | | |
| 4200 | 3980 | | |
| 3760 | 3540 | | |
| 3320 | 3100 | | |
| 2880 | 2660 | PIEDEMONTE (VOLCANICO-ACUMULATIVO) | Se compone de materiales volcanoclásticos emitidos por el Popocatepetl y otros centros eruptivos asociados. Entre los materiales más representativos se tienen los depósitos de flujo piroclástico, arenas, cenizas (ambas recientes) y coladas de lava de variada composición. La estratificación heterogénea de estos materiales, ha ocasionado una variedad de formas que hacen de este territorio una zona compleja, que refleja en una variedad de laderas con dos rangos de inclinación preferencial. El primero de 15° a 30°, cuya distribución es de N a S en respuesta a un predominio de materiales volcánicos no consolidados que en la mayoría de los casos cubren un relieve preexistente a manera de mantos y de flujos (en valles). El segundo, de 30° a 40° tiene una orientación preferencial E-W, representa distintas secuencias de coladas de lava, en ellas se distingue un modelado glacial ocurrido en el Pleistoceno. En esta zona se ubica la Barranca de Neapayantla y Cocoyo, NW. Para esta zona, se distinguen dos procesos erosivos dominantes: la remoción en masa, característica de laderas de origen glacial en la mayoría de los casos y el fluvial; representado por barrancos con una configuración radial centrífuga en respuesta al control estructural del volcán. |
| 2440 | 2220 | | |
| 2000 | 1780 | | |
| 1560 | 1320 | | |
| 1120 | 880 | | |
| 680 | 440 | | |
| <220 | | PIEDEMONTE (EROSIVO-ACUMULATIVO) | Resultado de la actividad de procesos exógenos glaciales (que tuvieron una mayor influencia en el pleistoceno) y fluviales (actuales). Los primeros representados por mantos cáoticos, debido a que las formas originales ya no existen, en respuesta a la acción fluvial que los transportó a posiciones altitudinales menores, a manera de aluviones (transporte de ríos permanentes) y proluviones (transportados por ríos estacionales), estos depósitos crearon nuevas formas de relieve, los abaricos aluviales coalescentes, con pendientes de 3° a 6° (localizados en el nivel altitudinal más bajo de la zona de estudio, entre los 2400 msnm y 2500 msnm). |

Cuadro 1. Relación entre altitudes, unidades morfológicas y procesos geomorfológicos asociados.

4.1.2. Densidad de la disección.

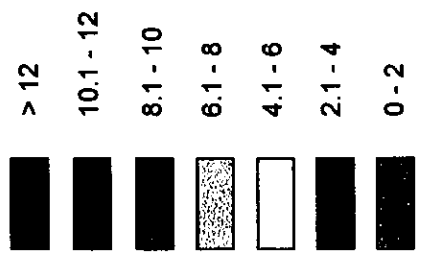
La densidad de la disección tiene como objetivo representar en planta (de manera cuantitativa, en metros) la intensidad de la acción erosiva de las corrientes fluviales en un área determinada. Entre los factores que condicionan este proceso pueden mencionarse el tipo de roca, estructura geológica, la densidad de fracturas y diaclasas, la pendiente, la geometría del terreno, la compactación del suelo y de la regolita.

Por otra parte, factores meteorológicos, como el tipo e intensidad de la precipitación, también tiene influencia directa en la densidad de la disección. Por último, la presencia de una carpeta vegetal es una condicionante que puede favorecer o proteger la superficie terrestre de la acción de este proceso erosivo. Por tal motivo, el análisis de la densidad de la disección es de suma importancia ya que determina aquellas áreas donde se intersecta toda una serie de factores, como los mencionados; estos son visualizados en un mapa, en el cual su representación es a partir de isolíneas que responden a una escala de valores establecida. Este método ayuda a visualizar aquellas áreas donde la actividad fluvial tiene un papel importante en el modelado del relieve. Para explicar esta situación, se hace uso de otros métodos como la fotointerpretación a escala detallada y trabajo de campo, este último se diseña en la mayoría de los casos de acuerdo con los datos obtenidos.

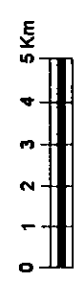
La metodología empleada es la descrita por Lugo (1988, 1991) aunque se ha modificado en cuanto al área de muestreo, que en particular responde a 0.25 km^2 , con el fin de obtener un mayor detalle en aquellas zonas donde se tiene cierta "homogeneidad en el relieve", en forma particular, las laderas del cono del Popocatepetl y las rampas de piedemonte. El resultado de este análisis es el mapa 6, cuya escala aproximada es 1: 200 000.

La interpretación se hace tomando en cuenta las regiones definidas y explicadas en el apartado que corresponde al análisis altimétrico.

MAPA 6. DENSIDAD DE LA DISECCION VALORES EN km/0.25 km²

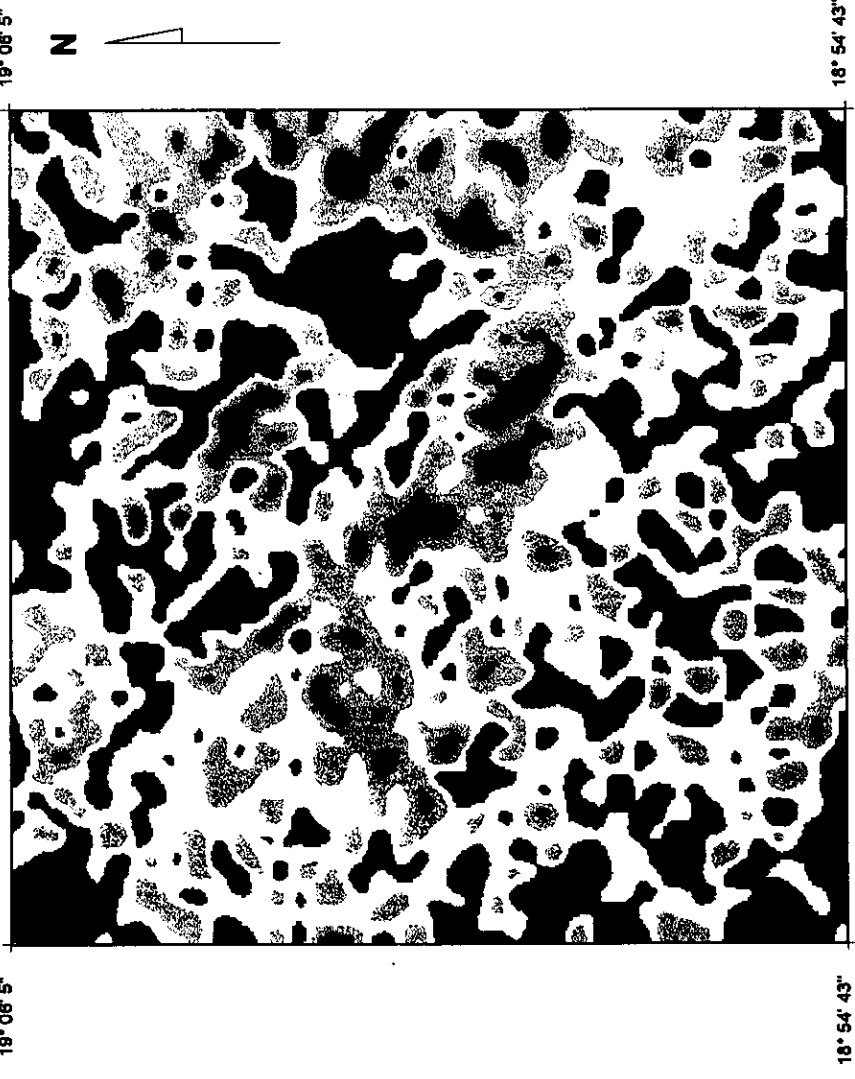


ESCALA



TESIS UNAM
 Alberto Gómez Artzmendi
 Colegio de Geografía
 1998

98° 46' 17" 19° 06' 5" 98° 35' 38" 18° 54' 43"



98° 46' 17" 18° 54' 43"



El cono presenta los valores de disección más bajos (mapa 6). Esto se debe a la morfología, que está representada por laderas con pendiente superior a 45° , este rasgo morfológico controla los escurrimientos haciéndolos más largos y sin ramificaciones, lo cual se refleja en un decremento de la densidad. Por otro lado, estas zonas (con valores bajos) representan aquellas laderas que están constituidas por arenas, que con las condiciones climáticas diurnas, sumadas a la actividad volcánica reciente, hacen que el agua de lluvia al caer se infiltre, se congele junto con el suelo y genere flujos de lodo y *solifluxión* cuando las condiciones climáticas son superiores a los 0° C. En el mapa 6 se muestran las características descritas, representadas con isolíneas con valor de 0 a 2 y de 2.1 a $4 \text{ km}/0.25 \text{ km}^2$, y se ubican al noreste.

En la vertiente noroeste, de la misma zona, los valores se incrementan de 4.1 hasta $10 \text{ km}/0.25 \text{ km}^2$ de densidad de disección, esto obedece a la presencia de laderas rocosas compuestas por una sucesión de flujos de lava provenientes del Popocatepetl, lo anterior hace que la morfología se diversifique, presentando pendientes entre 30° y 45° , favoreciendo así, la presencia de numerosos afluentes cortos que incrementan los valores. Como rasgo morfológico distintivo de estas laderas se tiene un modelado glacial, heredado de los periodos fríos del Pleistoceno, dicho flanco es el de mayor área, aunque existen sectores con las mismas características al sureste y suroeste.

El piedemonte (volcánico-acumulativo) presenta a grandes rasgos, una distribución de los valores en tres grupos, denominados en esta interpretación: norte, centro y sur. Con área mayor, la porción centro se dispone a manera de herradura (orientada al NW), los valores que la definen son muy contrastantes y comprenden de 4.1 a mayores de $12 \text{ km}/0.25 \text{ km}^2$. Esta heterogeneidad tiene relación con el sustrato rocoso, que en detalle se trata de intercalaciones de distintos tipos de materiales volcanoclásticos, entre los que se pueden citar, pómez de caída, lahares, flujos piroclásticos y tobas. El relieve, se refleja en una diversidad en la orientación e inclinación de las laderas, que junto con la susceptibilidad de los distintos sustratos al proceso erosivo, ofrece las condiciones favorables para que los escurrimientos principales diversifiquen su configuración hacia patrones dendríticos y

subdendríticos, favoreciendo de esta manera una alta densidad de la disección. A *grosso modo* estas características se presentan entre las cotas de 3900 msnm hasta los 3300 msnm.

La porción norte presenta un comportamiento distinto, debido a que el relieve condiciona el proceso erosivo de manera directa. Esta zona corresponde al llamado *Paso de Cortés*, que desde el punto de vista geomorfológico se considera “un puerto” o bien, una cima interfluvial ancha, donde la pendiente llega a ser de 2° a 6° de inclinación. Estas características hacen que los escurrimientos desaparezcan (infiltración, porosidad del material), o bien marquen cursos definidos entre coladas de lava, muchas de ellas recientes, que no favorecen el desarrollo de afluentes. Los valores de densidad relacionados con el relieve anterior, oscilan entre 0 y 4 km/0.25 km². No obstante, existen valores altos en áreas muy puntuales que presentan características similares a las de la porción central.

El relieve de la porción sur, entre las cotas de 3300 msnm y 2400 msnm, está definido por valles amplios y profundos que han sido labrados sobre depósitos de avalancha de escombros, donde los *hummocks* forman parte de las laderas de los valles. Algunos de ellos han sido rellenados por sucesivas capas de material de acarreo (aluvión), que dan origen a un relieve de morfología suavizada con pendientes entre 3 y 6 grados, representado por terrazas fluviales, con valores bajos de densidad de la disección (0-4 km/0.25 km²).

En laderas de valles de 6° y 15° de inclinación, un sustrato distinto al anterior (lavas y volcanoclásticos), se da un mayor desarrollo de cauces, mismos que se reflejan en valores de densidad de la disección entre 6.1 y 8 km/0.25 km². Estas áreas se disponen de manera aproximada entre las cotas de 2600 msnm y 2800 msnm y alternan con los valles amplios descritos con anterioridad.

El piedemonte (erosivo-acumulativo) está representado por tres áreas que son las siguientes: la porción occidental (la más amplia y continua); la sudoriental y la nororiental.

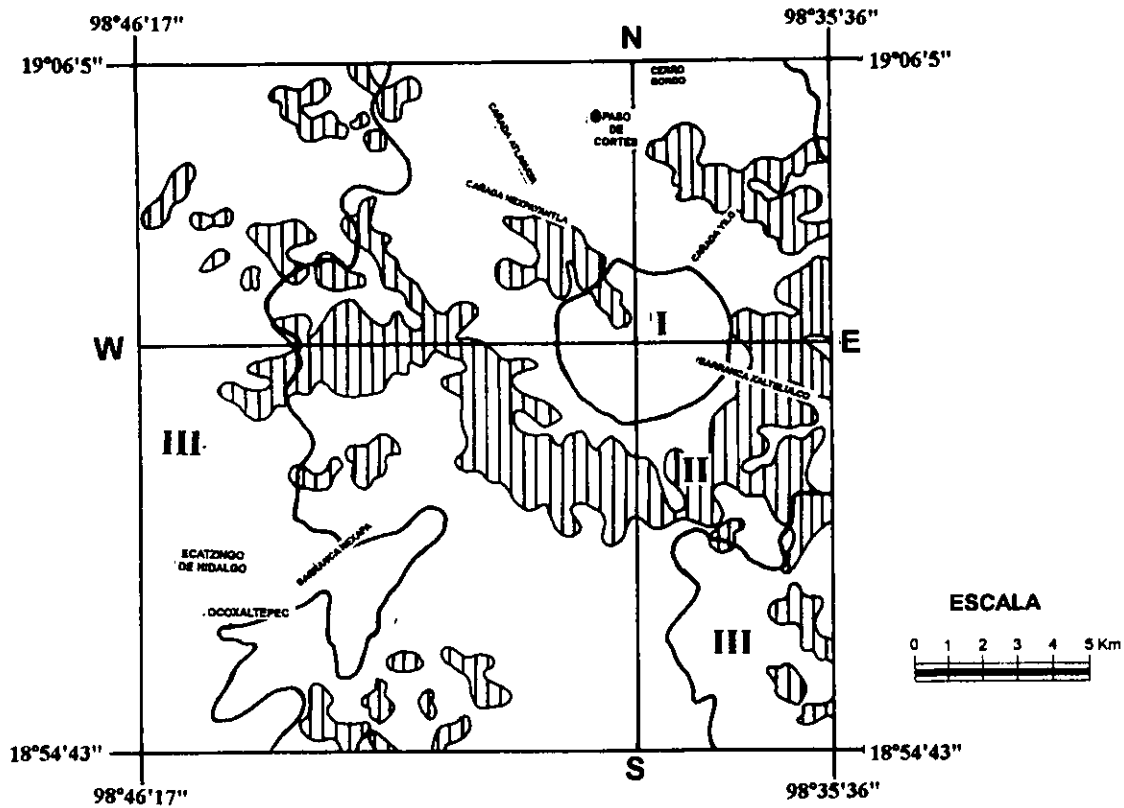
La porción occidental está constituida por depósitos de acarreo dispuestos a manera de abanicos, algunos de los cuales coalescen formando rampas con pendiente de 2° y 6°. Los valores de densidad de la disección se consideran bajos (de 0 hasta 4 Km/ 0.25 km²), debido a la presencia de cauces bien definidos que reflejan un control estructural de un


relieve preexistente (contacto entre lavas con una cubierta potente de piroclastos), o bien, la presencia de lineamientos. Lo anterior no permite un desarrollo dicotómico del drenaje, como es de esperar en un abanico aluvial. Por otro lado, se alternan zonas de materiales volcánicos con cubiertas de detritos que pueden ser tanto de caída, como de acarreo y retrabajados en la actualidad por la acción fluvial. En estas zonas la densidad de la disección fluctúa entre 4.1 y 10 km/0.25 km².

En la porción SE, entre las cotas de 3100 msnm y 2300 msnm, la sucesiva acumulación de materiales de acarreo de características deleznable, han sido retrabajados por la acción fluvial con cierta intensidad, y guardan una relación directa con valores de mayor densidad de la disección (4.1- 8 km/0.25 km²).

Por último, la porción NE, cuyo límite superior oscila en los 3000 msnm, muestra la misma dinámica que las dos regiones anteriores: acumulación y erosión de materiales de acarreo y caída, los valores característicos van de los 2.1 a 6 km/0.25 km².

Tomando en cuenta que la densidad de la disección pone de manifiesto la intensidad de la actividad fluvial, se han considerado los valores que presentan un arreglo espacial bien definido, al mismo tiempo, evidencian zonas de mayor debilidad, ya sea por fracturamiento, geometría de laderas que favorecen el desarrollo de cauces, variedad en ángulo y disposición de pendientes y una morfología glacial a manera de circo incrementa el número de afluentes. Los valores máximos a los que se hace referencia, comprenden de los 6.1 a los 12 km/0.25 km² y su distribución se observa en el mapa 7, mismo que se considera resultado del análisis de densidad de la disección, que para una mejor interpretación se sobrepondrá esta área con mapas similares resultado, de cada uno de los métodos aplicados.



Mapa 7. Distribución de los valores máximos de densidad de la disección  (de 6 a más de 12 km/0.25 km²). I. Zona del cono (volcánico-acumulativo); II. Zona de piedemonte (volcánico-acumulativo); III. Zona de piedemonte (erosivo-acumulativo).

Los valores máximos de densidad de la disección tienen una mayor presencia en la zona de piedemonte volcánico-acumulativo que en las otras unidades morfológicas, lo cual se relaciona con los materiales volcanoclásticos que han sido depositados de manera radial al cráter y no poseen una estructura compacta que impida el desarrollo de la red fluvial.

4.1.3 Profundidad de la disección.

La profundidad de la disección tiene la finalidad de mostrar el valor, en metros, del corte vertical, resultado de la acción erosiva fluvial en búsqueda de su nivel de base. La profundidad de la disección de un río en una área determinada, está condicionada por la energía del agua corriente y la cantidad de carga transportada, es decir, mientras el caudal del río y su velocidad sean mayores, mayor será la capacidad de carga y trabajo erosivo que realice.

Si las características de los materiales dispuestos en las laderas que cortan los ríos en busca de su nivel de base, presentan un grado avanzado de intemperismo, son muy deleznales y poseen una incipiente o poco desarrollada cobertura vegetal; la erosión en el fondo del valle y en las laderas inmediatas, será mayor y se incrementa de manera drástica en aquellas áreas donde materiales de distinta litología hacen contacto, así como también en áreas que presenten menor resistencia o compactación, ya sea por la presencia de alguna estructura disyuntiva (falla y/o fractura) o un sistema de ellas.

La metodología empleada para la obtención de los valores, es la misma que en el mapa anterior, así como el área de muestro. Se consideró a la profundidad de la disección como el resultado de la acción erosiva fluvial, posterior a la acción erosiva glacial. Es decir, en la medición no se tomó en cuenta la distancia entre el talweg y la máxima amplitud del valle glacial (cuando de este se trate), sino la distancia vertical entre el talweg y la primera ruptura de pendiente inmediata superior más representativa (Fig. 19).

El valor de los rangos de profundidad estuvo condicionado por la equidistancia de las curvas de nivel (20 m) del mapa base, donde se obtuvieron cinco rangos con intervalos de 20 metros cada uno. Su arreglo y distribución espacial se muestra en el mapa 8 y con el apoyo del mapa 5 de unidades morfológicas se explica de la siguiente manera.

El cono, constituido por materiales de alta permeabilidad (arenas y piroclastos) y fracturamiento considerable (laderas rocosas) que permiten la infiltración del agua de lluvia y de deshielo, provocan que los escurrimientos sean de baja profundidad y escasos, lo anterior se refleja en valores de profundidad de la disección bajos (<20 m).

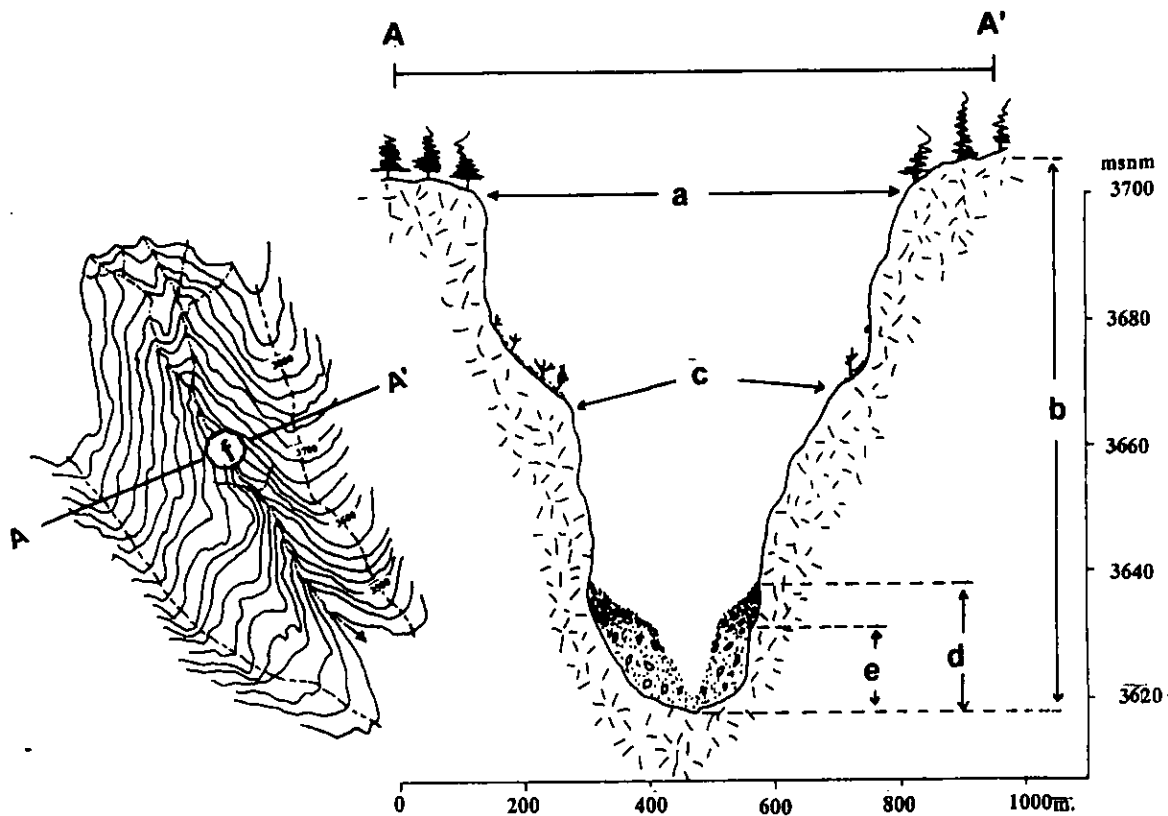
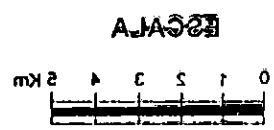
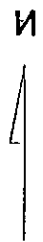


FIGURA 19. Esquema que muestra en planta y en perfil (A-A') un valle de origen glacial donde se distingue la acción erosiva glacial y fluvial. (a) máxima amplitud del valle glacial; (b) máxima profundidad, representa en la vertical el trabajo erosivo glacial; (c) hombrera glacial; (d) depósitos de relleno, representado por material morrénico, detritos coluviales y de arrastre fluvial; (e) profundidad de la disección; (f) sitio de medición de profundidad en este caso y sobre el mapa topográfico. Este punto en perfil transversal al cauce, equivale a la equidistancia marcada con la letra (e). interfluvio, río Coquí.

En el sector NW, los materiales rocosos que dan origen a circos glaciales, entre las cotas de 4300 msnm y 4600 msnm, presentan pendientes fuertes ($>40^\circ$) y un alto grado de fracturamiento, debido a la gelifracción y el trabajo erosivo glacial pleistocénico. En el relieve anterior la acción erosiva fluvio-glacial (agua de lluvia y deshielo) provoca un incremento en la profundidad de la disección (20 m) de los escurrimientos.

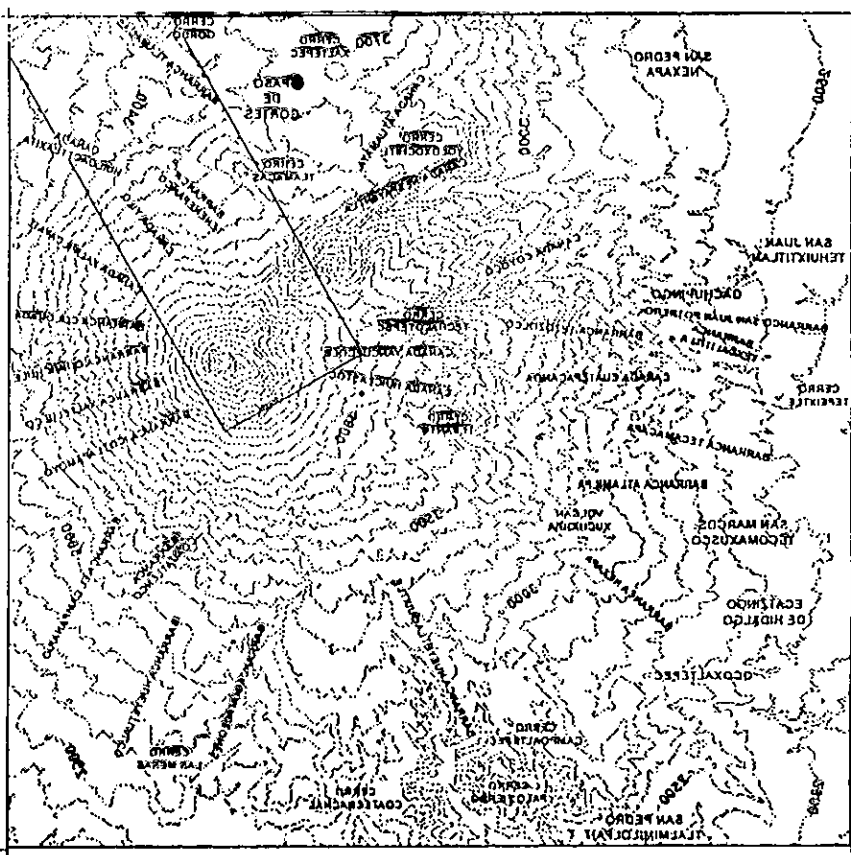
98. 24. 43.

18. 24. 43.



98. 22. 36.

18. 24. 43.



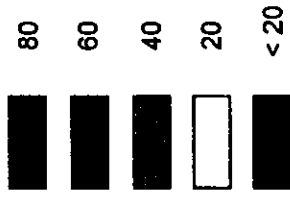
98. 22. 36.

18. 24. 43.

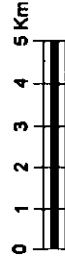
98. 24. 43.

18. 24. 43.

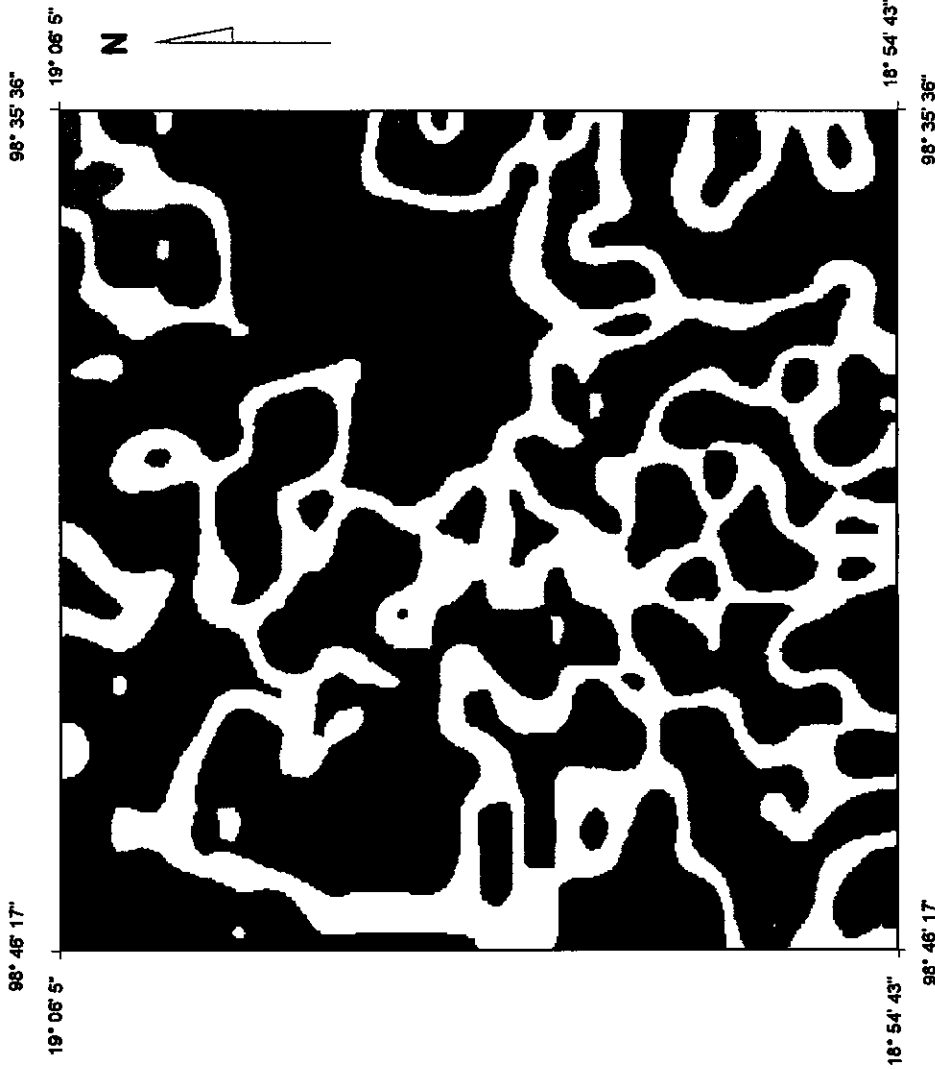
**MAPA 8. PROFUNDIDAD
DE LA DISECCION
VALORES EN METROS**



ESCALA



TESIS UNAM
Alberto Gómez Arizmendi
Colegio de Geografía
1998



El **pedemonte** (volcánico-acumulativo), a *grosso modo* presenta un arreglo y distribución de los valores de profundidad de la disección en tres grupos a saber: la porción centro-sur, la noreste y la noroeste.

La porción centro-sur, la de mayor área, presenta un arreglo espacial bien definido y continuo de los valores de profundidad de la disección. En la cañada Nexpayantla el relieve presenta un alto grado de fracturamiento, debido a la presencia de estructuras disyuntivas (fracturas y/o fallas) y por ser relictos del modelado glacial pleistocénico; dicho relieve ha sido sepultado en épocas pasadas, ya sea por depósitos piroclásticos, lahares y flujos piroclásticos. Lo anterior permite una mayor profundización de los cauces llegando a alcanzar hasta los 80 metros de altura.

La alternancia entre los valores de 20 y de 40 a 60 metros, se hace evidente en el resto de esta porción, centro-sur, y se vincula de manera directa con los tipos de material que cortan los ríos en busca de su nivel de base. En especial en aquellas áreas de coladas de lava con una cobertura potente de materiales volcanoclásticos e inclinaciones de 15° a 30°, en la parte media de las barrancas Mataleones y Hueyetlaquixtle, entre las cotas de 3,300 msnm y 2,800 msnm. Los valores oscilan de 0 a 20 metros; por otro lado, en las cercanías del cerro Palo Fierro, los flujos lávicos con pendientes superiores a 30° de inclinación suprayacentes a los depósitos de avalancha de escombros, permiten, en sus flancos o contactos, el desarrollo de cauces de mayor profundidad; los cuales llegan a alcanzar hasta 60 metros.

La porción noreste es resultado del sucesivo confinamiento de material volcanoclástico y glacial caótico, presenta en sus laderas inclinación entre los 15° y 40°, lo que permite un desarrollo de cauces con profundidad de 20 a 60 metros, mismos que llegan a alcanzar hasta los 80 metros, debido a que la presencia de materiales de mayor resistencia provocan un salto en el cauce. Lo anterior se puede apreciar en medio de las barrancas Tlamacas y Tenenepanco entre los 3400 msnm y los 3600 msnm, respectivamente.

La porción noroeste, de características semejantes a la porción anterior, tanto en tipo de materiales como en inclinación de las laderas, presenta una concentración de valores de profundidad de la disección, que se incrementan de 20 a 40 metros en función de la pendiente, misma que alcanza como máximo 40°.

El **piedemonte** (erosivo acumulativo), se divide en tres áreas a tratar: la occidental, la sudoccidental y la nororiental.

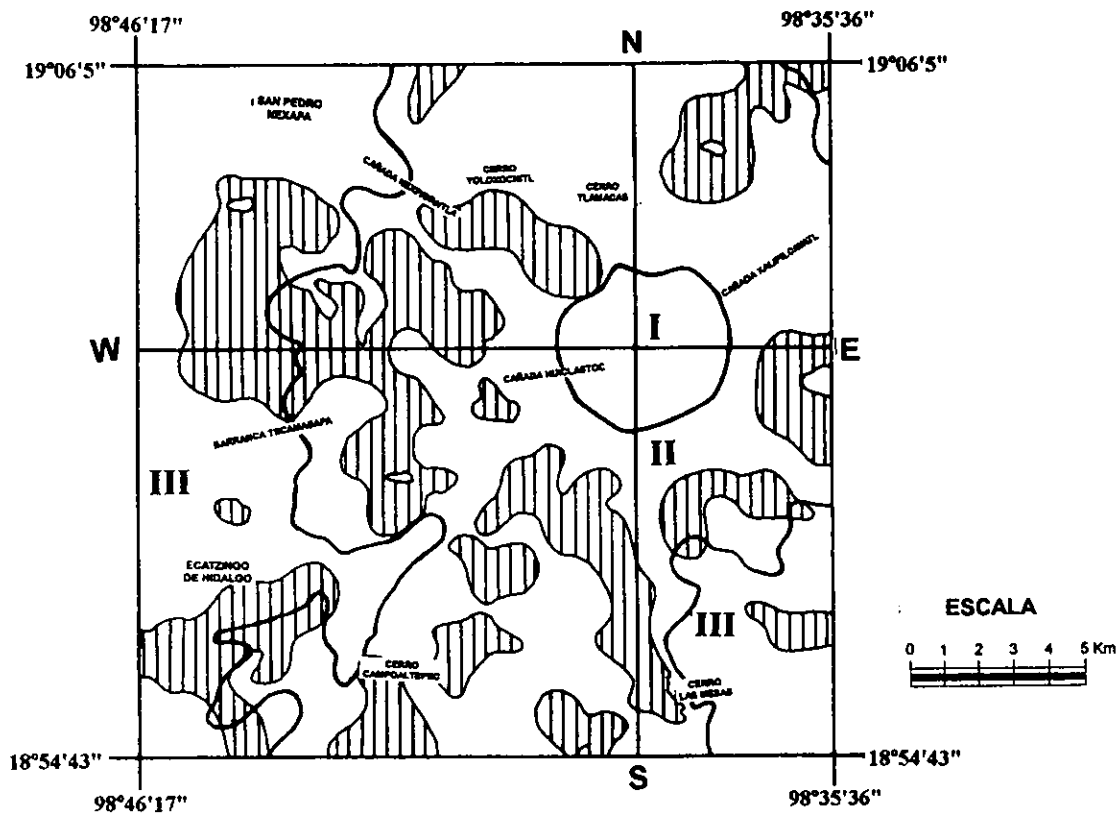
La porción occidental es la de mayor superficie y se constituye de material de acarreo transportado de niveles altitudinales mayores y depositados a manera de abanicos en niveles inferiores, que en conjunto dan origen a una rampa de piedemonte. Aunque presenta un espesor considerable, es controlada por el relieve antecedente. Este control provoca que los cauces adquieran mayor profundidad, de <20 metros en niveles inferiores (2400 msnm) a 60 metros en niveles superiores (2700 msnm). En aquellas áreas de contacto entre materiales de acarreo suprayacentes a coladas de lava preexistentes y depósitos de avalancha de escombros (límite de la unidad anterior flanco sur), la profundidad de los valles fluviales alcanza hasta los 80 metros, debido a la debilidad que presentan estas zonas.


La porción sudoccidental está constituida de capas sucesivas de material de acarreo, retrabajado por la acción erosiva fluvial. Se reconoce a partir de los 3000 msnm, cerca de su límite superior y hasta los 2800-2500 msnm, en la parte inferior, valles con profundidad de <20 metros. Lo anterior corresponde a la pendiente moderada (15°-13°) de la ladera y a la continuidad de la rampa. En aquellas áreas (2800-2400 msnm) donde hacen contacto distintas coladas de lava con una cobertura potente de material de acarreo, los cauces se encajan con facilidad (por la debilidad que presentan los materiales) y llegan a alcanzar profundidad de 20 a 40 metros.

La porción noreste, con características similares a la porción anterior, tanto en dinámica como en tipo de materiales (de acarreo y caída), presenta valores de profundidad de la disección entre 20 y 40 metros. Lo anterior se relaciona con las áreas de contacto entre distintos materiales.

La profundidad de la disección representada por valores altos, pone en evidencia áreas de mayor debilidad, ya sea por la presencia de materiales deleznable, estructuras disyuntivas (fracturas y/o fallas), contactos entre materiales de distinta litología, una alta concentración de energía en el agua corriente y una capacidad de carga considerable por parte del río (temporal o permanente). Se consideraron como valores altos aquellos que oscilan entre los rangos de 40-80 metros de profundidad de la disección, ya que presentan un arreglo y distribución espacial bien definidos, que se relaciona de manera estrecha con

las unidades morfológicas del mapa 5. Dicho arreglo se puede considerar como el resultado del análisis de profundidad de la disección, el cual se representa en el mapa 9, mismo que será utilizado, como en el análisis anterior, para una interpretación posterior.



Mapa 9 Distribución de los valores máximos de profundidad de disección  (de 40 a 80 metros). I. Zona del cono (volcánico-acumulativo); II. Zona de piedemonte (volcánico-acumulativo); III. Zona de piedemonte (erosivo-acumulativo).

En este mapa se hace evidente la acción de la esorrentía concentrada resultado de las precipitaciones o deshielo de nieve estacional, en las dos zonas de piedemonte; los valores máximos se relacionan, en la mayoría de los casos, con el relieve heredado glacial y con áreas susceptibles a la erosión vertical.

4.1.4. Energía del relieve.

La energía del relieve muestra la intensidad relativa de la actividad endógena en relación con la exógena (Lugo 1988, 1991). Entre los factores que condicionan a la energía del relieve (diferencia altitudinal en una área determinada) se pueden citar: el tipo de roca, la estructura geológica y la presencia de estructuras disyuntivas (fracturas y/o fallas). La energía del relieve esta en función de la pendiente, la intensidad de los procesos erosivos y la geometría del terreno es más accidentada.

El análisis de la energía del relieve es importante, ya que muestra la ocurrencia de aquellos factores necesarios para generar procesos enérgicos, en especial los gravitacionales.

La diferencia máxima entre la curva de nivel más alta y más baja media en un área de 1 km² corresponde al valor de energía y se representa, en este estudio con isóneas con valores que oscilan entre <20 metros y >400metros, que por su disposición y arreglo fueron agrupados en ocho rangos; los tres primeros presentan intervalos de 20 metros cada uno, el cuarto equivale a 40 metros, los cuatro restantes tienen intervalos de 100 metros cada uno (mapa 10). La interpretación de este mapa se hace con el apoyo del mapa de las unidades morfológicas, definidas en apartados anteriores.

El cono, compuesto de flujos de lava y materiales piroclásticos sobrepuestos, se clasifica en tres rangos de valores de energía, los cuales se distribuyen de la siguiente manera. El primero de más de 400 metros, se dispone en los flancos sureste y noroeste a los 4,900 msnm y 5,300 msnm respectivamente; se relaciona con coladas de lava dacíticas, con un modelado glacial a manera de circos de pendiente abrupta (>45°). El segundo se dispone de manera radial al cráter, representa aquellas áreas modeladas por procesos glaciales, que en la mayoría de los casos han sido sepultadas por materiales piroclásticos. Los valores asociados al relieve anterior oscilan entre 301 a 400 metros de desnivel.

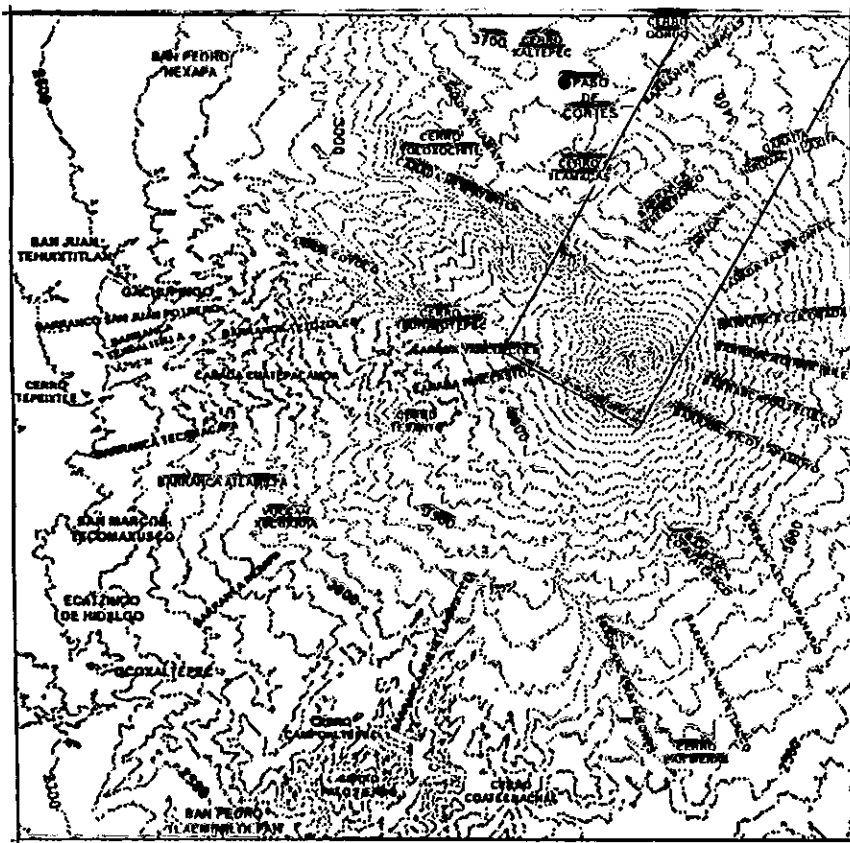
**ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA**

98° 46' 17"

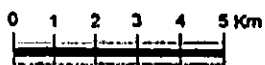
98° 35' 36"

19° 06' 5"

19° 06' 5"



ESCALA



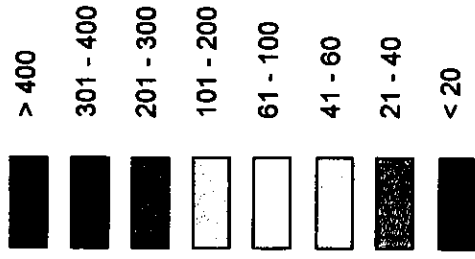
18° 54' 43"

18° 54' 43"

98° 46' 17"

98° 35' 36"

**MAPA 10. ENERGIA DEL
RELIEVE
VALORES EN METROS**



ESCALA



TESIS UNAM
Alberto Gómez Antzemandi
Colegio de Geografía
1988

98° 35' 38"

19° 06' 5"

N



98° 46' 17"

19° 06' 5"

18° 54' 43"

98° 35' 36"

18° 54' 43"

98° 46' 17"



N

El tercero y último, hace evidente el cráter del Popocatepetl, así como también se dispone de manera radial en los límites inferiores de la zona del cono (4100 msnm), bordeando al rango inmediato superior. Los valores relacionados con este tercer rango oscilan entre los 200 y 300 metros de desnivel.

El **pedemonte** consiste en una acumulación sucesiva de material volcanoclástico; presenta tres grupos que en este apartado serán descritos como grupo mayor (de 201 a >400 metros), grupo transicional (de 61 a 200 metros) y grupo bajo (de <20 a 60 metros)

El grupo mayor se dispone en tres porciones: norte, centro y sur. La porción norte se relaciona con los frentes abruptos de la estructura dómica Cerro Gordo y frentes de coladas de lavas provenientes del Iztaccíhuatl. La porción centro, en el flanco SE y NW, los valores se relacionan con valles glaciales activos en el Pleistoceno y en la actualidad son modelados, en la mayoría de los casos, por procesos característicos de la remoción en masa (barrancas Xalteculco, Icotlapamoya y cañadas Coyoco y Nexpayantla respectivamente). Estos valores también se relacionan con frentes de coladas de lava que provienen, tanto del Popocatepetl como de estructuras volcánicas asociadas, como es el caso de los cerros Yoloxochitl, Yechalotepec y Tesanto. La porción sur guarda una relación estrecha con los depósitos de avalancha de escombros, ya que por sus características, descritas con anterioridad, han sido modelados por procesos erosivos fluviales y gravitacionales. Lo anterior se refleja en los grandes desniveles que se presentan en el área.

El grupo transicional es el que mayor superficie ocupa y guarda una estrecha relación con las laderas cortas, discontinuas y escalonadas de origen acumulativo, características de esta zona de pedemonte.

El grupo bajo se divide en dos porciones: norte y sur. La norte se relaciona con la zona interfluvial ancha conocida como *Paso de Cortés*, donde la inclinación general del terreno oscila entre 6° y 15°. La porción sur es representativa de superficies de coladas de lava con una cobertura potente de piroclastos; se dispone entre las cotas de 3300 msnm a 3000 msnm, entre la barranca Mata Leones y Hueyatlaquixtle.

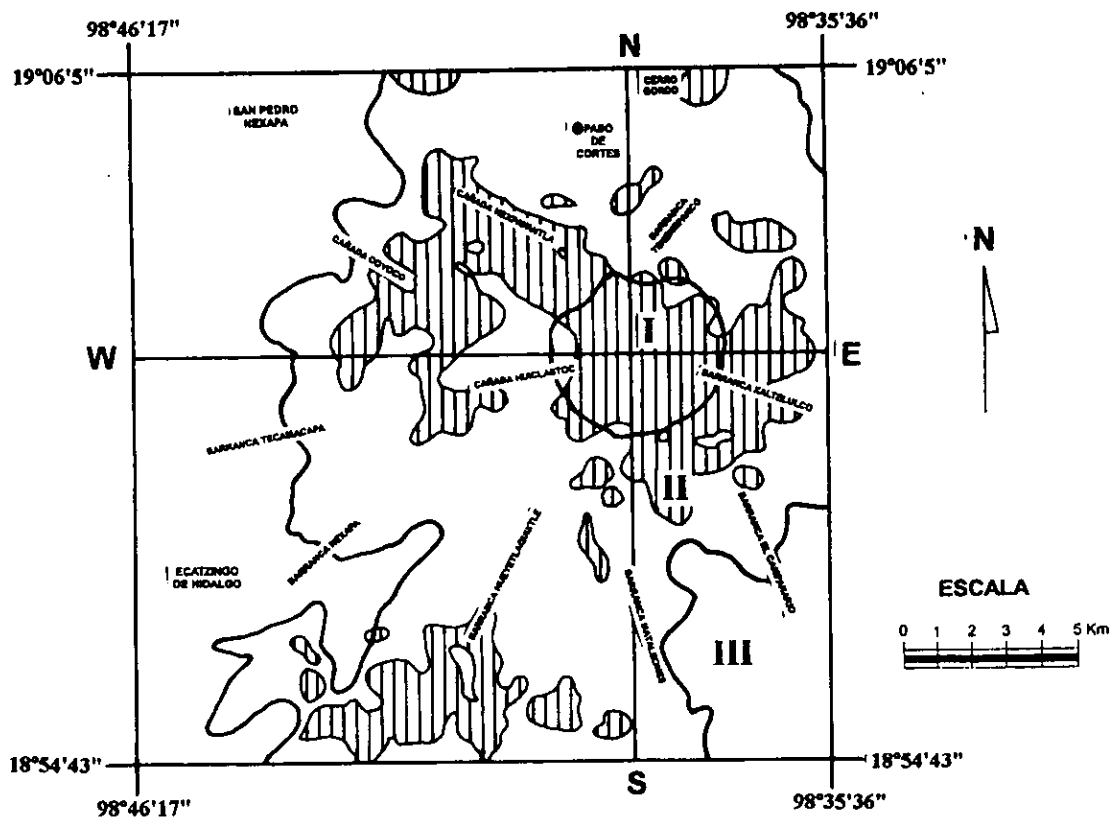
El **piedemonte** constituido de materiales de acarreo, depositados a manera de grandes abanicos, en algunos casos coalescentes. En su porción occidental y sureste están representados en dos grupos de rangos de valores de energía del relieve: los bajos (de <20 a 60 metros) y los de transición (de 61 a 200 metros); en tanto que en su porción noreste sólo están presentes los transicionales.


La porción occidental, en aquellos sitios donde las potentes capas de material de acarreo muestran inclinación suave a moderadas (0° a 15°), se relacionan con los valores bajos de profundidad de la disección, por ejemplo en los poblados de San Pedro Nexapa y San Juan Tehixtitlan entre los 2600 msnm y 2400 msnm, respectivamente. Cuando la pendiente se incrementa (15° a 30°), en los alrededores de San Marcos Tecomaxusco, los valores de energía del relieve también aumentan hacia los transicionales.

La porción sureste se caracteriza por depósitos de flujo piroclástico y lahar removidos niveles altitudinales mayores. Presenta una relación estrecha con aquellas áreas continuas y homogéneas, de pendiente moderada (15°) y valores bajos de energía del relieve; por el contrario, en aquellos sitios de contacto entre distintos paquetes de materiales, los contrastes altitudinales se hacen más evidentes, mismos que se reflejan en los valores transicionales de energía del relieve.

La porción noreste y última de esta unidad de piedemonte, con pendientes de 15° a 30° de inclinación y en casos particulares de 30° a 40°, guarda relación con valores de transición, en cuanto a energía se refiere.

En vista de que los valores de energía del relieve evidencian áreas de mayor o menor dinámica geomorfológica a través de escarpas, circos glaciales y erosivos, frentes de coladas de lava, y otras formas abruptas, se han tomado los valores >200 metros como representativos de valores “máximos” o “críticos”, que por su arreglo y disposición espacial en el área de estudio (mapa 10), se han considerado como el resultado del análisis de energía del relieve (mapa 11), mismo que será analizado de manera detallada y correlacionado con los resultados morfométricos anteriores.



Mapa 11. Distribución de los valores máximos de energía del relieve  (de 200 a mayores de 400 metros). I. Zona del cono (volcánico-acumulativo); II. Zona de piedemonte (volcánico-acumulativo), III. Zona de piedemonte (erosivo-acumulativo).

Los valores máximos de energía guardan una relación estrecha con el cono, por la presencia de lavas muy resistentes; en la zona de piedemonte volcánico-acumulativo, con el relieve glacial heredado y en el piedemonte erosivo-acumulativo con los depósitos de avalancha.

4.1.5. Pendientes del terreno.

La pendiente del terreno está condicionada por factores diversos, entre los que se pueden mencionar los siguientes: la litología y estructura geológica, la geometría de las vertientes y la intensidad y tipo de procesos modeladores del relieve. El análisis de pendientes tiene como objetivo caracterizar las formas del relieve en función del grado de inclinación y procesos erosivos que lo modelan.

Los valores de pendiente pueden obtenerse por medio de fórmulas aritméticas elementales, proporcionados ya sea en m/km, porcentajes o grados, siendo este último el más utilizado (Lugo 1988, 1991).

Para la obtención de los valores de pendiente se tomó en cuenta, en este estudio en particular, la siguiente fórmula aritmética:

$$\text{Pendiente del terreno} = \tan^{-1} (Dv / Dh)$$

Donde:

Dv=Distancia vertical entre curvas de nivel.

Dh=Distancia horizontal entre curvas de nivel.

La metodología empleada en este análisis se basa en la utilización de un SIG, ILWIS (1993), en cuanto a la obtención del modelo digital del terreno (MDT) y la interpolación de los valores de las curvas de nivel. En lo que se refiere al establecimiento de los rangos de pendiente se tomaron en consideración los trabajos de Zamorano (1990); García (1993) y Guillen (1996), así como también el interés particular de resaltar las formas de relieve más representativas de la zona de estudio (flujos lávicos, rampas acumulativas, estructuras volcánicas asociadas, etc.).

Los valores que se obtuvieron en este análisis, oscilan entre los 0° y >45° de inclinación, mismos que se agruparon en siete rangos; los dos primeros con intervalos de 3° cada uno y los cinco restantes con intervalos variables, en respuesta a la complejidad que el relieve presenta (mapa 12). La interpretación se hace partiendo del mapa de regiones morfológicas ya explicadas.

El cono presenta los mayores contrastes altitudinales relacionados con flujos lávicos modelados por procesos glaciales pleistocénicos. A grandes rasgos, la zona presenta tres grupos de valores: el primero y mayor a 45° de inclinación, en el borde del cráter hacia su vertiente interior como exterior, la zona del Pico Mayor, el extremo superior del *Ventorrillo*; el segundo y de mayor área, con rangos de 40° a 45° de inclinación, se dispone de manera radial al cráter en respuesta a las sucesivas capas de material lávico y piroclástico sobrepuestos, y la tercera con valores de 30° a 40° de inclinación es el representativo del límite inferior de la zona del cono, áreas de acumulación.

El piedemonte (volcánico-acumulativo) se caracteriza por la acumulación de material volcanoclástico actualmente retrabajado por procesos erosivos. Esta zona presenta *a grosso modo* dos grupos de valores bien definidos: la central y meridional.

La porción central se relaciona con las partes frontales y laterales (escarpes) de flujos lávicos cubiertos por piroclastos recientes; presenta valores de pendiente fuerte ($>40^\circ$) esto se hace más evidente en los flancos NW y SE, en respuesta al modelado glacial.

La porción meridional, resultado de procesos volcánicos de gran dinámica (avalancha de escombros) se relaciona con valores de pendiente abrupta ($>40^\circ$) ya que el acomodo original de los depósitos de avalancha es caótico y en la actualidad son modelados por una intensa erosión fluvial que da origen a escarpes y grandes circos erosivos.

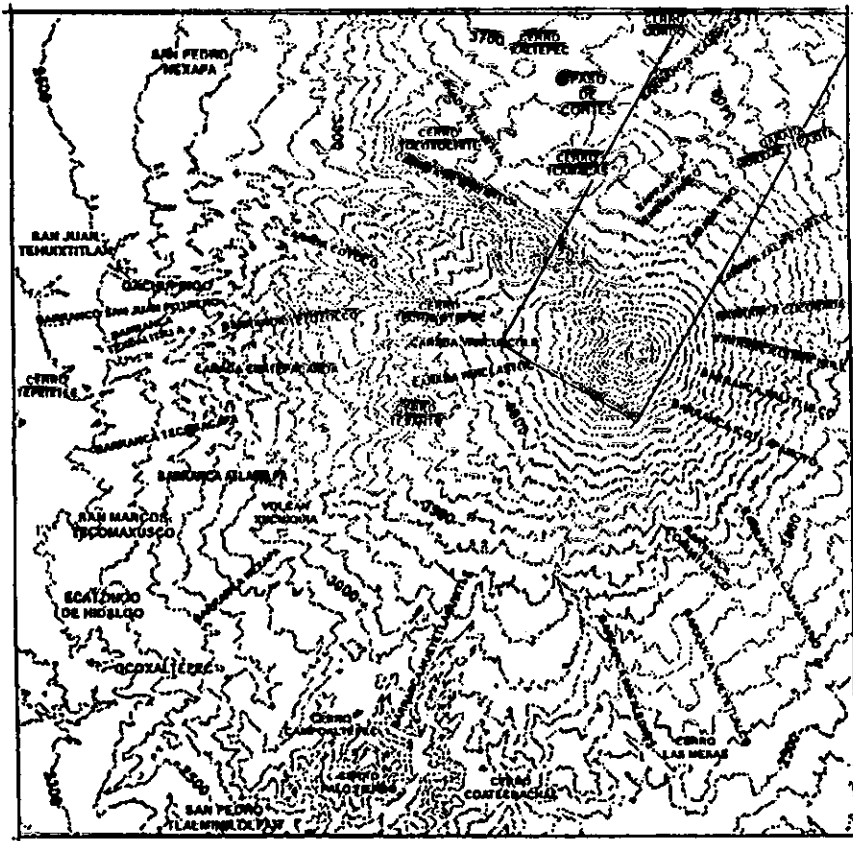
Los valores de pendiente transicionales (de 6° a 30°), con respecto a valores altos y bajos. Dicho rango refleja áreas de menor dinámica, como superficies suavizadas de coladas de lava, o el collado *Paso de Cortés*.

98° 46' 17"

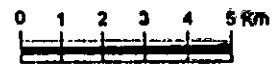
98° 35' 36"

19° 06' 5"

19° 06' 5"



ESCALA



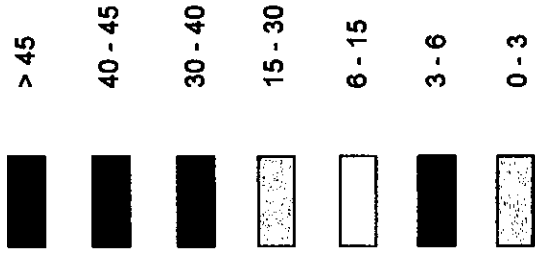
18° 54' 43"

18° 54' 43"

98° 46' 17"

98° 35' 36"

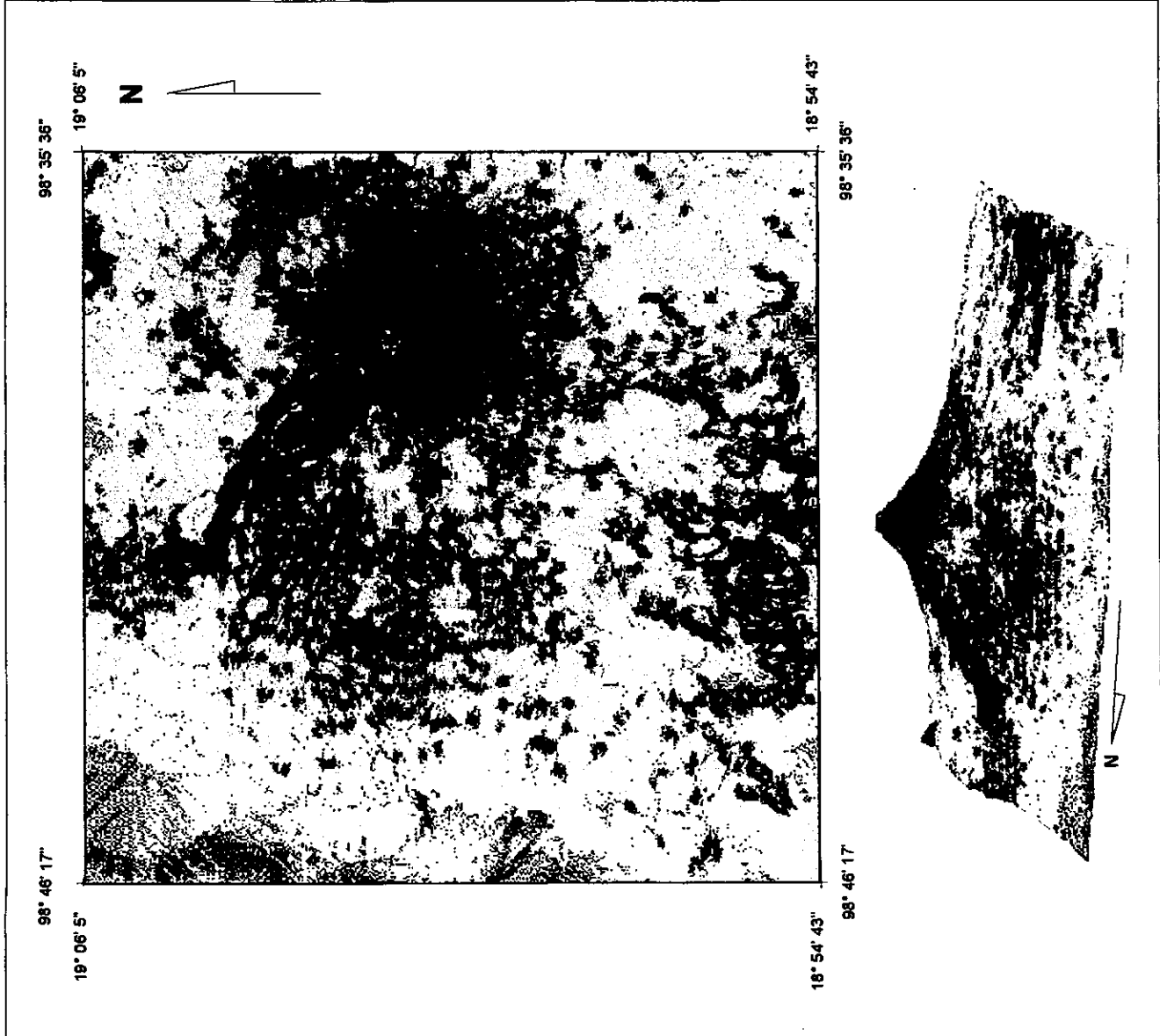
**MAPA 12. PENDIENTES
VALORES EN GRADOS**



ESCALA



TESIS UNAM
Alberto Gómez Arizmendi
Colegio de Geografía
1998



El piedemonte (erosivo-acumulativo) se divide en tres porciones: la occidental, la sudoriental y la nororiental.

La porción occidental, en las zonas proximales de abanicos aluviales los valores de pendiente oscilan entre 3° y 6°, como el abanico de San Pedro Nexapa y el de San Marcos Tecomaxusco a los 2500 msnm aproximadamente. De manera continua y en contacto con la zona de piedemonte inmediata superior, la inclinación oscila entre los 6° y 30° (valores transicionales), también en función del arreglo de los materiales de acarreo removidos por procesos fluviales actuales y controlados por la morfología preexistente.

De manera general, tanto la porción sureste como la noreste, guardan una relación estrecha con el tipo de material que les dieron origen (de acarreo) con los valores de pendiente de 6° a 30°.

La relación entre los valores de pendiente del terreno y de energía del relieve de manera directa, conlleva a la identificación de áreas de mayor dinámica o con mayores probabilidades a desarrollar procesos de alta energía (gravitacionales), áreas que representan una estabilidad o un comportamiento *natural* de los procesos modeladores del relieve y áreas donde los procesos acumulativos son dominantes.

La información de las pendientes del terreno fue necesaria y utilizada en todos los análisis anteriores (densidad y profundidad de la disección y energía del relieve), ya que la pendiente puede ser un factor resultante de los procesos endógenos o la que condiciona o resulta del desarrollo de los procesos geomorfológicos exógenos.

Debido a que el análisis morfométrico en cada caso generó aportaciones, se retomaron y sobrepusieron los valores “críticos” o “máximos” determinados para cada tema en particular y con ayuda del mapa de unidades morfológicas, se generaron los resultados morfométricos finales.

La sobreposición de valores, de una manera ordenada, lógica y dirigida hacia la búsqueda de un objetivo específico (áreas de mayor dinámica geomorfológica) permitió la jerarquización de los resultados. El mapa 13 muestra la distribución y correlación de los

valores morfométricos máximos de una manera jerárquica, es decir, las áreas que se representan con un solo color (cualquiera de los tres) equivalen a un solo tipo de valor máximo morfométrico y se considera como de *nivel 1*; aquellas áreas donde se combinan dos colores se consideran como de *nivel 2* y las áreas donde se intersecten tres colores serán de *nivel 3*.

Estos colores por sí solos representan zonas donde la dinámica geomorfológica es considerable o existe mayor predisposición del relieve a presentar procesos geomorfológicos de alta energía. La jerarquización viene a dilucidar las áreas de mayor dinámica geomorfológica o probabilidad de que se presente, dentro de los valores máximos morfométricos.

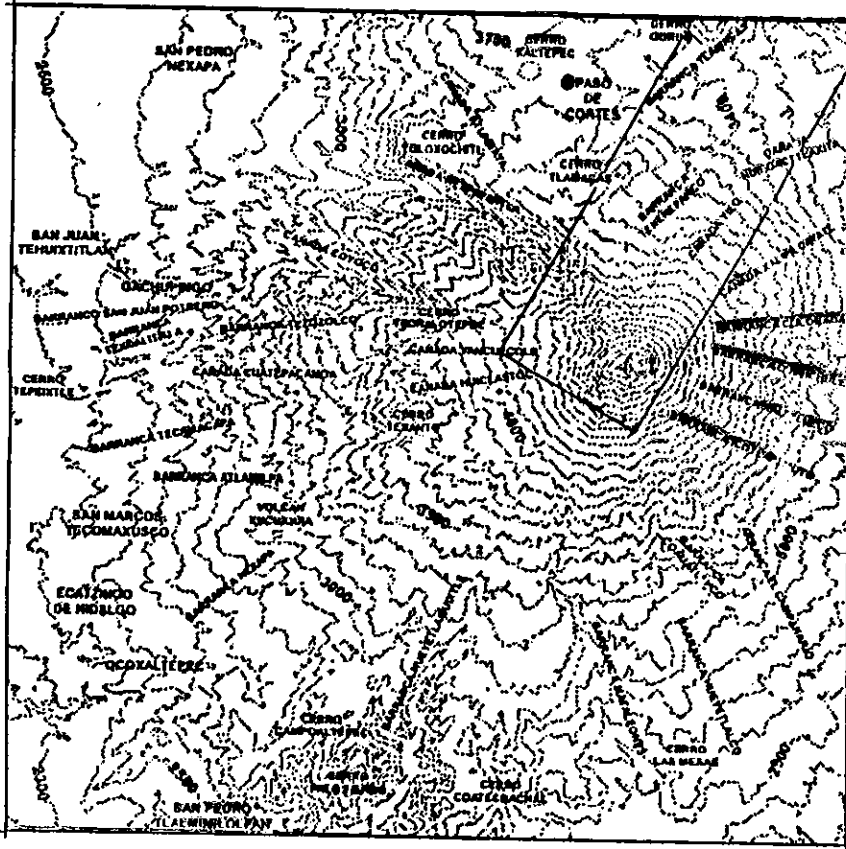
Los valores de densidad (color verde) y profundidad (color violeta) de la disección, reflejan áreas de mayor susceptibilidad a la erosión fluvial y permiten distinguirla de la erosión glacial, valores de energía del relieve (color naranja) permitieron detectar aquellas áreas con mayor potencial al desarrollo de procesos gravitacionales, en tanto que el mapa de pendientes y altimétrico permitieron definir las regiones morfológicas, caracterizar las vertientes, así como, la distinción de las áreas de acumulación y erosión.

98° 46' 17"

19° 06' 5"

98° 35' 36"

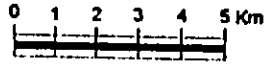
19° 06' 5"



N



ESCALA



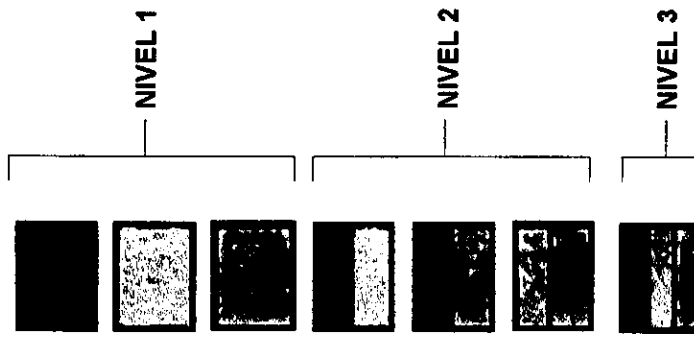
18° 54' 43"

98° 46' 17"

18° 54' 43"

98° 35' 36"

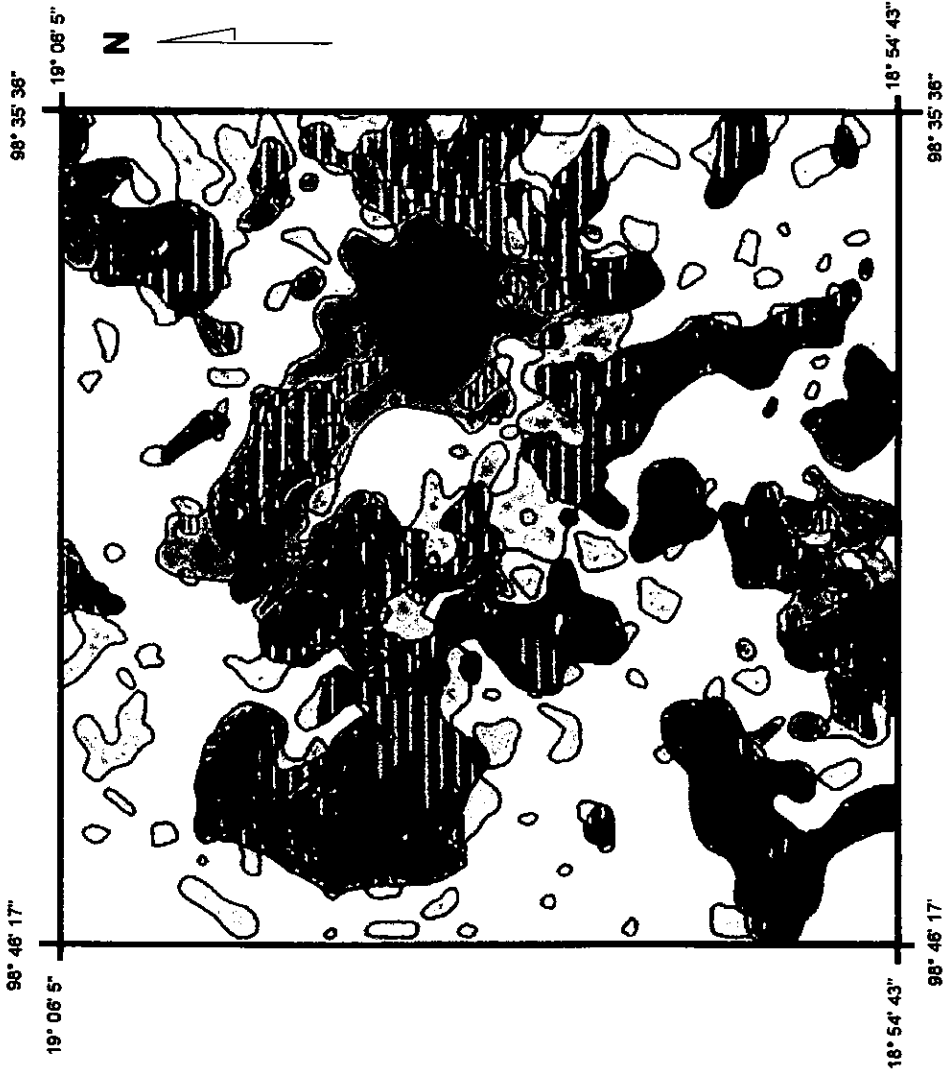
**MAPA 13. DISTRIBUCIÓN Y
CORRELACIÓN DE LOS
VALORES MORFOMÉTRICOS
MÁXIMOS**



ESCALA



TESIS UNAM
Alberto Gómez Arizmendi
Colegio de Geografía
1998



Los valores de nivel 1 (energía del relieve) hacen notar el cono actual del Popocatepetl, no obstante que ha sido modelada por la acción glacial. Por su "juventud" se encuentra mejor conservada que las otras, en particular, el relicto del volcán Nexpayantla. Valores de profundidad de la disección en este mismo nivel, ponen en evidencia áreas donde las características de los materiales permiten la profundización de los ríos en busca de su nivel de base, local o regional.

El arreglo de los valores del nivel 2 y 3 presenta una distribución radial al cráter, tanto en la zona del cono (volcánico-acumulativo) de 4200 a >5300 msnm, como en la de piedemonte (volcánico-acumulativo) de 2860 a 4000 msnm. Dicho arreglo obedece a la presencia de cañadas o barrancas, que en algunos casos (Nexpayantla) coinciden con estructuras disyuntivas (fracturas y fallas) y fueron afectadas por procesos glaciales pleistocénicos, dejando de manifiesto un relieve alterado que en la actualidad genera procesos geomorfológicos de dinámica considerable, en especial los gravitacionales. En esta misma unidad morfológica, en el flanco SW entre los 2700 y 3000 msnm, valores del nivel 2 y 3, están relacionados y evidencian los depósitos de avalancha heterogéneos y de baja cohesión que permiten una mayor acción de los procesos erosivos, tanto fluviales como gravitacionales.

En la zona de piedemonte (erosivo-acumulativo) la ocurrencia de valores críticos es de menor proporción que en las anteriores. En sus tres porciones, NE, SE y W; los valores críticos se relacionan con juntas o contactos entre distintos materiales, ya sea lavas, flujos piroclásticos, lahares, etc., que en su momento de emplazamiento poseían características diversas (temperatura, contenido de agua y minerales, velocidad, etc.), lo que permitió la alteración de los mismos y que en la actualidad controlan la acción de los procesos erosivos en la capas potentes suprayacentes a ellos, de materiales de acarreo de origen fluvial, que han sido arrancados y transportados desde niveles mayores.

4.2. Morfogénesis (vertiente noreste del Popocatépetl).

El análisis de la vertiente noreste del volcán Popocatépetl se realizó con base en los procesos que le dieron origen, es decir, los endógenos y los exógenos. Los primeros son el resultado de la acción de las fuerzas internas de la Tierra que se manifiestan con distinta velocidad e intensidad (tectonismo y vulcanismo). En tanto que los exógenos, condicionados por la energía solar, la gravedad y la acción de los organismos, actúan con distinta dirección y fuerza, de tal forma que modifican el relieve original.

Los criterios tomados en consideración para la clasificación geomórfica se basan en Lugo (1984) y la determinación de los símbolos geomorfológicos, aunque en algunos casos, modificados para su mejor representación, en Bashenina *et al.* (1975) y Tricart (1970).

La consideración del proceso dominante en la creación de las formas del relieve en el flanco noreste del Popocatépetl permitió la determinación de tres grupos genéticos principales: endógeno, endógeno modelado y exógeno. El primero representa al tipo volcánico acumulativo, donde se incluyen formas resultantes de todos los tipos de manifestación volcánica, en especial volcanes cineríticos y de lava, domos, coladas de lava y las combinaciones de estos; el segundo se refiere a las formas consideradas en el primer grupo, pero que no conservan su morfología original, debido al modelado de procesos exógenos para esta zona (glaciales, fluvioglaciales y fluviales). El relieve exógeno se divide en dos subgrupos; el erosivo y el acumulativo, que según el agente que los originó puede ser fluvial, glacial o gravitacional.

La carta geomorfológica de las formas del relieve a que se hace referencia, se puede apreciar en el **mapa anexo I**; su explicación se hace en la leyenda, que se compone de 44 símbolos y su explicación correspondiente.

El análisis morfogenético de la vertiente noreste (una de las más dinámicas) del volcán Popocatépetl, se fundamenta en los siguientes criterios: debido a la actividad reciente (1994-1998) las condiciones de riesgo aumentaron en forma considerable, lo cual condujo en una primera instancia a planear los recorridos de campo dirigidos sólo a aquellas áreas donde las condiciones de accesibilidad fueran óptimas, con respecto a toda la zona, ya que de este modo existe mayor seguridad en un caso de emergencia. En segundo

lugar, de los resultados previos de la fotointerpretación y el análisis morfométrico, en la vertiente noreste del volcán, surgieron una serie de dudas e inquietudes que requerían ser estudiadas con mayor detalle en campo, los valles con fondo plano hacia sus cabeceras, por arriba de los 3,500 msnm (disposición anómala del relieve a estas alturas, ya que se esperarían valles en V), y morfología de morrena que se enmascaran por la cubierta vegetal o bien por depósitos de material piroclástico de erupciones posteriores a la depositación glacial, entre otras. Los resultados morfométricos indicaron zonas donde la intensidad de los procesos es considerable, así como también, áreas donde según las observaciones y confrontaciones generales, se presentaba un comportamiento anómalo con respecto a las demás. A continuación se muestra la leyenda principal del mapa, que será explicada en detalle en los siguientes capítulos.

I. RELIEVE ENDÓGENO.

1. Volcánico acumulativo.

- 1.1. Volcán de lava.
- 1.2. Volcán cinerítico.
- 1.3. Domo volcánico (morfología parcial).
- 1.4. Domo volcánico no diferenciado.
- 1.5. Dique.
- 1.6. Coladas de lava asociadas al volcán Popocatepetl.
- 1.7. Coladas de lava asociadas a diversos focos de emisión.
- 1.8. Coladas de lava asociadas al volcán Iztaccíhuatl.
- 1.9. Escarpe de lava (menor a 10 metros).
- 1.10. Escarpe de lava (de 10 a 30 metros).
- 1.11. Levée (de colada de lava).
- 1.12. Laderas piroclásticas.
- 1.13. Superficies complejas de lava y piroclastos.

2. Símbolos asociados.

2.1. Cráter.

2.2. Fondo de cráter.

2.3. Direcciones de flujos lávicos.

2.4. Posición altitudinal relativa.

2.5. Contactos.

a) Definidos.

b) Inferidos.

II. RELIEVE ENDÓGENO MODELADO.

1. Volcánico-erosivo.

1.1. Laderas de lava con modelado de procesos glaciales, nivales y gravitacionales.

1.2. Superficies de divisorias rocosas (crestas).

1.3. Superficies de divisorias suavizadas.

III. RELIEVE EXÓGENO.

1. Erosivo.

1.1. Fluvial.

1.1.1. Talwegs.

a) menores a 5 metros de profundidad.

b) de 5 a 10 metros de profundidad.

1.1.2. Laderas de valle (mayor a 10 metros)

1.1.3. Salto de cabecera.

a) menores a 10 metros de altura.

b) mayores a 20 metros de altura.

1.2. Erosivo-acumulativo (fluvial).

1.2.1. Terraza fluvial-volcánica

1.3. Glacial.

1.3.1. Circo glacial.

1.3.2. Circo glacial modelado por procesos gravitacionales.

1.4. Erosivo-acumulativo (periglacial).

1.4.1. Canal de escombros (*debris flow*).

1.5. Gravitacional.

1.5.1. Escarpe de desprendimiento (asociado a deslizamientos de tierras).

1.5.2. Dirección de flujo (asociado a deslizamientos de tierras).

1.5.3. Escarpe de desprendimiento (asociado a flujos lodosos).

2. Acumulativo.

2.1. Fluvial.

2.1.1. Abanicos de desplazamiento (asociados a *debris flow*).

2.1.2. Flujo lodoso.

2.2. Acumulativo-erosivo (fluvial).

2.2.1. Rampa acumulativa compleja cubierta por piroclastos.

2.3. Glacial.

2.3.1. Glaciar.

2.3.2. Depósito morrénico (manto).

2.3.3. Depósito morrénico (acordonado).

2.4. Gravitacional.

2.4.1. Rampa coluvial.

2.4.2. Manto coluvial.

2.4.3. Lóbulo de deslizamiento.

4.2.1 Análisis morfogenético.

I. RELIEVE ENDÓGENO.

1. Volcánico-acumulativo.

Es el resultado de la actividad volcánica, tanto del Popocatepetl como de sus volcanes asociados, que han manifestado su máximo desarrollo desde el Pleistoceno y hasta la actualidad.



1.1 Volcán de lava.

Su formación se debe a la sucesiva acumulación de lava que fue expulsada con pocas explosiones. Estos volcanes están asociados a la actividad del Popocatepetl, su altura relativa oscila entre los 100 y 300 metros; existen tres en el área de estudio.

El primero Cerro Tlamacas, se localiza al noreste de Paso de Cortés, se caracteriza por laderas cortas de fuerte pendiente (mayor a 35°) hacia sus flancos norte y sur, en tanto que hacia los del este y oeste, sus laderas son tendidas con inclinación no mayor a 35° (foto 8).

Este volcán ha sido clasificado por Mooser *et al.* (1996), como un domo volcánico asociado a la Caldera Tlamacas (ver mapa 1, capítulo III). Al respecto, se tiene una idea distinta con base en los recorridos de campo y la fotointerpretación detallada, se llegó a la conclusión, de que el gran escarpe localizado en la ladera sur (del Cerro Tlamacas), no es el límite interior de una caldera de explosión compleja; de acuerdo con el análisis realizado éste se relaciona con el modelado glacial pleistocénico que afectó, a dicho volcán, pero no se descarta la posibilidad de que la morfología a manera de escarpa se asocie a una falla.

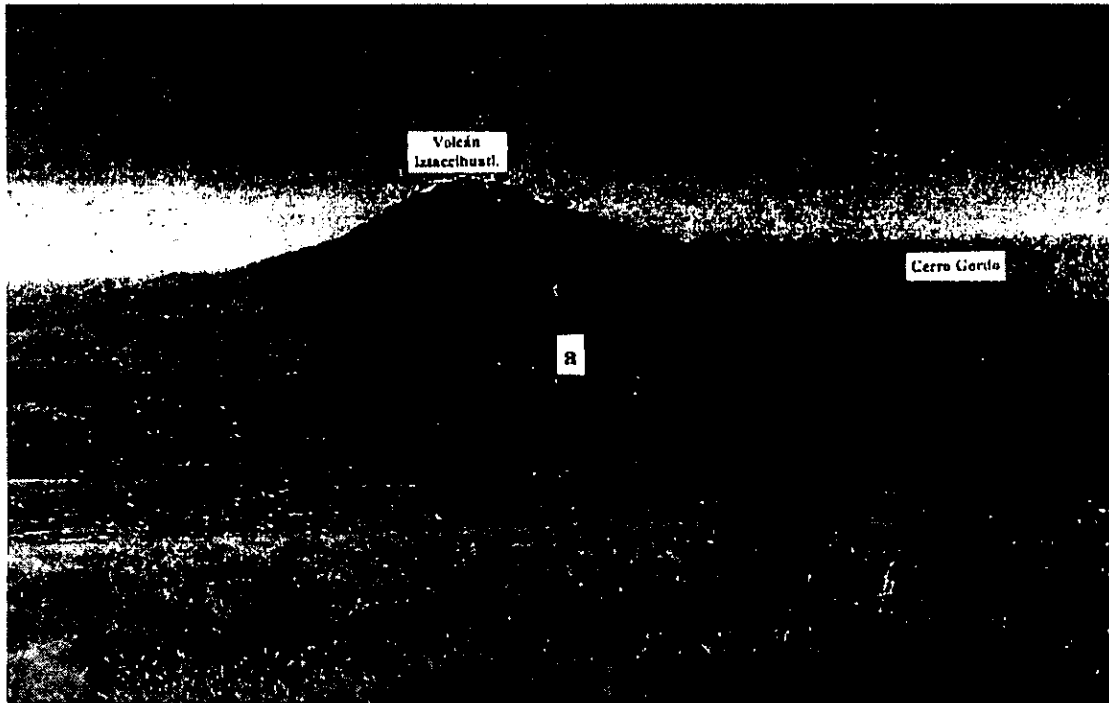


Foto 8. Vista del volcán de lava Cerro Tlamacas desde la ladera noreste del Popocatepetl.
a) Cerro Tlamacas (4,000 msnm).

Los dos volcanes restantes tienen una menor expresión en el relieve con respecto al anterior, ya que éstos han sido modelados por procesos glaciales o sepultados por materiales volcanoclásticos provenientes de las últimas manifestaciones del Popocatepetl; uno de ellos se ubica al suroeste del Cerro Tlamacas (foto 9); su apariencia no es de un volcán, sino más bien de una colada de lava con inclinación entre 8 y 12 grados en promedio. Es posible reconocer los límites de sus coladas de lava, hacen contacto con las provenientes del sur del Cerro Tlamacas y se disponen a una altura relativa mayor, lo que indica que son posteriores. El último, se localiza al sureste del cerro, su expresión es mínima, ya que en su flanco sur lo cubren flujos de lava provenientes del Popocatepetl, sus coladas de lava son cortas, entre 600 y 800 metros de longitud.

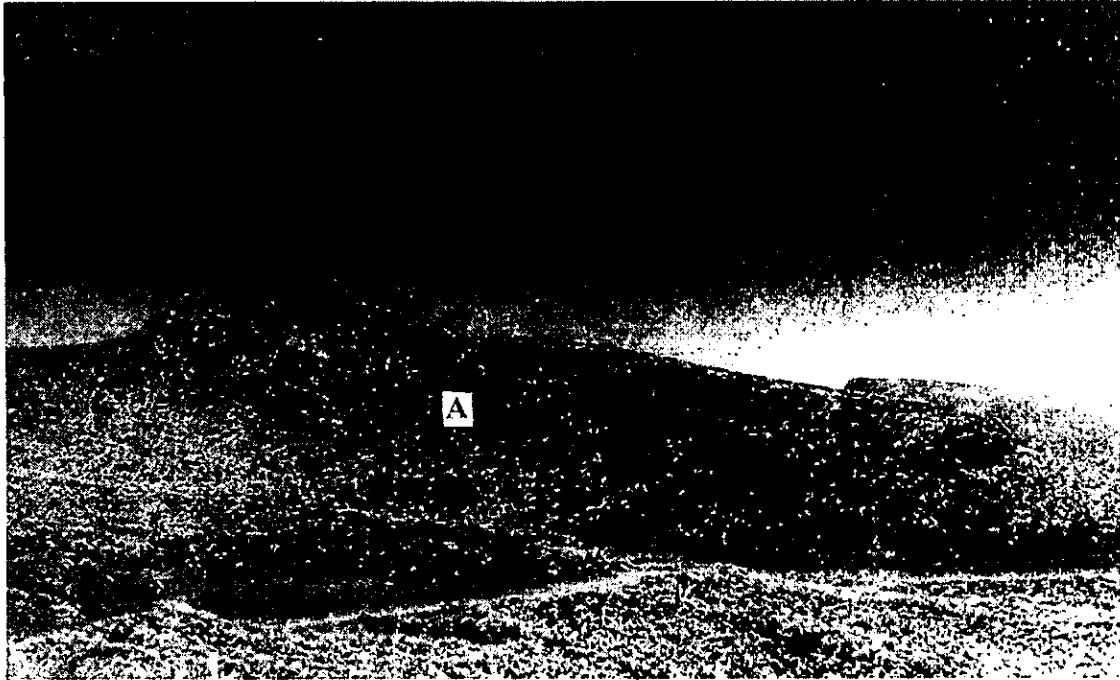


Foto 9. Relicto de un volcán de lava en la ladera noreste del Popocatépetl a los 4,100 msnm, se aprecia que la morfología original se ha perdido, debido al modelado glacial.



1.2. Volcán cinerítico.

Estos volcanes se forman por la acumulación de material piroclástico, como bloques, bombas, lapilli, arena y ceniza. En el área de estudio, en el interior del cráter del Popocatépetl, se ha cartografiado un volcán de este tipo, que a la fecha ya no existe. Esto se hace con objeto de entender los cambios que han ocurrido en el interior del cráter, punto de partida y de comparación de las formas de relieve anteriores y posteriores a la actividad reciente. A este tipo de estructura se le conoce con el nombre de volcán anidado, se formó en la etapa final (1927) de la actividad eruptiva desde 1919 hasta 1929, cuando la pared noreste fue destruida por una explosión dirigida (De la Cruz, R. 1996). Cabe hacer notar que dicha estructura se conservó con la misma morfología hasta el mes de marzo de 1996.

El volcán anidado fue de morfología de cono en herradura, resultado de la explosión dirigida, con una altura aproximada de 35 metros y en su fondo una laguna que se alimentaba del agua de deshielo, tanto de la nieve estacional como del glaciar (foto 10).



Foto 10. Vista del volcán cinerítico en el interior del cráter de volcán Popocatepetl, representa la morfología anterior a la actividad reciente (1994-199?) (autor desconocido); se observa, en primer plano, la forma en herradura orientada al noreste. **a)** labio de cráter; **b)** ladera exterior; **c)** atrio de cráter; **d)** material detrítico, **e)** laguna interior.



1.3. Domo volcánico (morfología Parcial).

Los domos son estructuras con morfología convexa, resultado de erupciones centrales y de magmas muy viscosos, empobrecidos en gases, sus lavas se acumulan sobre la misma boca eruptiva con poca dispersión lateral (Araña y López 1974).

El Cerro Gordo presenta una morfología típica "parcial"(Fig. 20) en cúpula con prominencias lávicas de mayor viscosidad en sus flancos, se forma por la acumulación concéntrica de la lava, donde la más antigua queda en la parte exterior y la más reciente en el centro; las prominencias son de dimensiones variables, quedan expuestas por el enfriamiento diferencial de la lava y por la acción erosiva posterior; los flancos del domo, en la mayoría de los casos, están cubiertos por potentes capas de material detrítico y en algunos casos se forman flujos lávicos de corta longitud y fuerte pendiente (Reffay 1980, 1982).



Figura 20. Esquema de un domo con morfología "partielle". 1. Corteza fragmentada; 2. Lava; 3. Prominencias lávicas; 4. Colada de lava; 5. Material de caída (detritos); 6. Basamento (Reffay, A. 1982).

El Cerro Gordo es el único domo de este tipo, se localiza a 3,700 msnm a 4.5 Km al noreste de Paso de Cortés (foto 11). Sus flancos escarpados (mayores a 45°) representan, tanto las características litológicas y de emplazamiento como el intenso modelado glacial pleistocénico.



Foto 11. Vista del domo volcánico Cerro Gordo en la ladera noreste del volcán Popocatepetl: a) Cerro Gordo (3,700 msnm); b) prominencia lávica.



1.4. Domo volcánico no diferenciado.

Esta estructura presenta una morfología con intenso modelado, ya que han perdido, en forma considerable, sus estructuras primarias por lo que se dificulta su clasificación. Existen tres en la zona, se ubican a 4,100 msnm, dentro del circo glacial (cuenca alta) de la barranca Nexpayantla al suroeste del Cerro Tlamacas. Su disposición es lineal, uno con respecto al otro, en sentido perpendicular a la pendiente general de la ladera (Fig. 21).

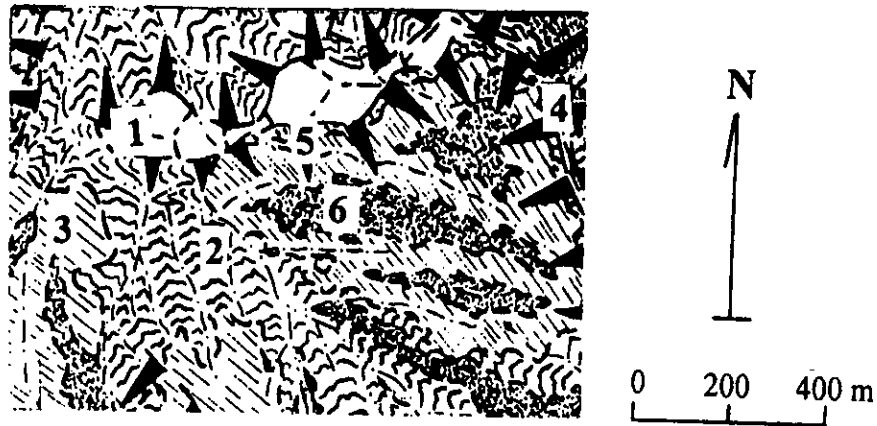


Figura 21. Detalle del mapa geomorfológico de la cuenca alta de la Cañada Nexpayantla, donde está representado el emplazamiento de los domos volcánicos no diferenciados. 1. Domos volcánicos no diferenciados; 2. Laderas de lava con modelado de procesos nivales, glaciales y gravitacionales; 3. Laderas piroclásticas; 4. Superficies de divisorias complejas (crestas); 5. Circo glacial; 6. Manto coluvial.



1.5 Dique.

Son resultado de la intrusión del material magmático a través de zonas de debilidad en la estructura de la roca encajante. En el caso del Popocatépetl han quedado en superficie por el efecto de la acción erosiva glacial, fluvial o procesos de ladera. Su distribución guarda relación con morfoalineamientos de tipo fluvial, es decir, tramos rectos y deflecciones con ángulos de hasta 90° . Por las características morfológicas es probable que su emplazamiento se dio a través de fallas o fracturas “rellenas” (Fig. 22). Existen dos en la zona, se disponen en forma alineada entre ellos en las laderas de la barranca Nexpayantla a 4,100 msnm.

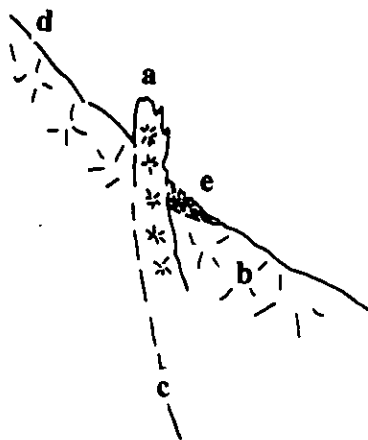


Figura 22. Perfil esquemático de un dique, se muestra su emplazamiento hipotético a través de una falla en la barranca Nexpayantla: a) dique; b) lava; c) falla "?"; d) ladera modelada por erosión glacial, fluvial y gravitacional; e) coluvión.



1.6. Coladas de lava asociadas al volcán Popocatépetl.

Se denomina lava a los fluidos aún ricos en volátiles, que fluyen por las bocas eruptivas y se derraman sobre la superficie formando corrientes o coladas (Araña y López 1984). La colada de lava, más o menos fluida, es más rápida en las proximidades del punto de efusión que después de cierto recorrido, ya que al enfriarse se vuelve más viscosa y disminuye la velocidad hasta detenerse; en las proximidades del punto de emisión la colada de lava es delgada debido a su propia rapidez relativa (Derruau 1970).

En el caso de las coladas asociadas al Popocatépetl, por lo general de composición riodacítica, en la mayoría de los casos se encuentran cubiertas por potentes depósitos de material volcanoclástico (incluso de espesor mayor a 2 metros), por lo que no se reconocen sus estructuras primarias; no obstante, es posible identificar el flujo original con precisión, tanto en campo como en fotografía aérea.



1.7. Coladas de lava asociadas a diversos focos de emisión.

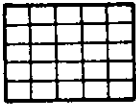
Son resultado de la actividad de aparatos volcánicos de menor magnitud con respecto al Popocatépetl. Las coladas de lava en el área son de longitud variable: las más largas de 3 km como máximo y se ubican en el extremo norte de la zona de estudio al sur del domo volcánico Cerro Gordo, entre los 3,500 msnm y 3,200 msnm, en este caso particular se han denominado como coladas La Venta.

Debido a la disposición que presentan con respecto al domo, se presume que son el resultado de una actividad volcánica posterior al emplazamiento del domo y a las coladas de lava del volcán Popocatépetl; lo anterior se deduce por la disposición de las coladas La Venta, circunscritas al domo y su disposición altitudinal relativa mayor con respecto a los flujos lávicos del Popocatépetl (Fig. 23).



Figura 23. Detalle del mapa geomorfológico que muestra el emplazamiento de los flujos de lava La Venta: 1. Coladas de lava asociados a diversos focos de emisión, muestran la dirección de flujo; 2. *Levéé*; 3. Domo volcánico (morfología partielle); 4. Ladera modelada a manera de circo glacial; 5. Escarpe de lava (de 10 a 30 metros); 6. Terraza fluvial; 7. Manto coluvial; 8. Talweg (menor a 5 metros); 9. Talweg (de 5 a 10 metros).

Las de menor longitud (de 1.5 km a 2 km), se disponen al centro de la zona, a una altura promedio de 3,800 msnm y presentan una mayor cubierta de material volcanoclástico (mayor a 2 metros en algunos sectores); lo anterior se debe a su cercanía al cráter del Popocatepetl (4 km), en comparación con las de mayor longitud.



1.8. Coladas de lava asociadas al volcán Iztaccíhuatl.

Son las de menor presencia en el área y se disponen al extremo norte a una altura aproximada de 3,300 msnm y se asocian con las últimas etapas eruptivas del Iztaccíhuatl; estas rodean al domo volcánico Cerro Gordo y hacen contacto con los flujos La Venta, por lo que se deduce que son más recientes que el domo y anteriores a las coladas La Venta; presentan una cobertura piroclástica considerable, resultado de las erupciones del Popocatepetl.

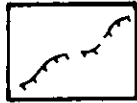
De manera general, los depósitos de volcanoclásticos que cubren a los flujos lávicos asociados, tanto al Popocatepetl e Iztaccíhuatl como a los focos de emisión menores, representan las últimas manifestaciones volcánicas del Popocatepetl; presentan un arreglo y espesor característico que ha sido explicado en capítulos anteriores.



1.9. Escarpe de lava (menor a 10 metros).

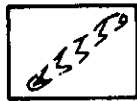
Una colada de lava que llega a una pendiente fuerte sufre una aceleración, y su parte superficial se rompe dando origen a la formación de escarpes; estos se presentan a lo largo del flujo lávico, en sus partes frontales y laterales. En el caso particular del Popocatepetl,

los escarpes se aprecian con facilidad en aquellas superficies de coladas que no presentan una potente cobertura de material volcanoclástico.



1.10. Escarpes de lava (de 10 a 30 metros).

De manera general, estos escarpes se asocian a coladas de lava viscosas y muy viscosas, (riolitas y dacitas) en el Popocatépetl los escarpes se presentan en las partes frontales y laterales de las coladas de lava, la pendiente es mayor a 60° de inclinación y en la mayoría de los casos llega a alcanzar los 90° . Su altura refleja un espesor considerable de la colada de lava. Éste tipo de escarpes es común encontrarlos como límites de laderas de valle y como fuente generadora de diversos procesos gravitacionales.



1.11. Levee (de colada de lava).

Son cordones de lava que se localizan en los flancos de las coladas, paralelos al flujo principal. En la zona en cuestión, se presentan al extremo norte y se asocian al flujo lávico La Venta; a los 3,4000-3,200 msnm; son de longitud variable; los más cortos 600 metros y los más largos 2 km en promedio. Presentan una cobertura de volcanoclastos que disminuye en espesor hacia la cima, lo cual deja al descubierto la lava a manera de crestas (Fig. 24 y foto 12).



Figura 24. Esquema que muestra *levés* laterales de un flujo de lava, cubiertos por material volcanoclástico: a) *levés*; b) colada de lava cubierta por piroclastos; c) material volcanoclástico.



Foto 12. Vista superior de un *levée*, corresponde al flujo lávico "la Venta": a) *levee*; b) cobertura piroclástica.



1.12. Laderas piroclásticas.

Son resultado de la sucesiva acumulación de material piroclástico (cenizas, arenas, lapilli, bloques y bombas) que al compactarse sobre materiales lávicos infrayacentes dan forma a laderas abruptas, de inclinación mayor a 35°. Las laderas piroclásticas cubren casi en su totalidad la ladera este y sureste del área cartografiada, es decir, desde el Pico Menor a los 5,240 msnm hasta los 4,200 msnm (foto 13).

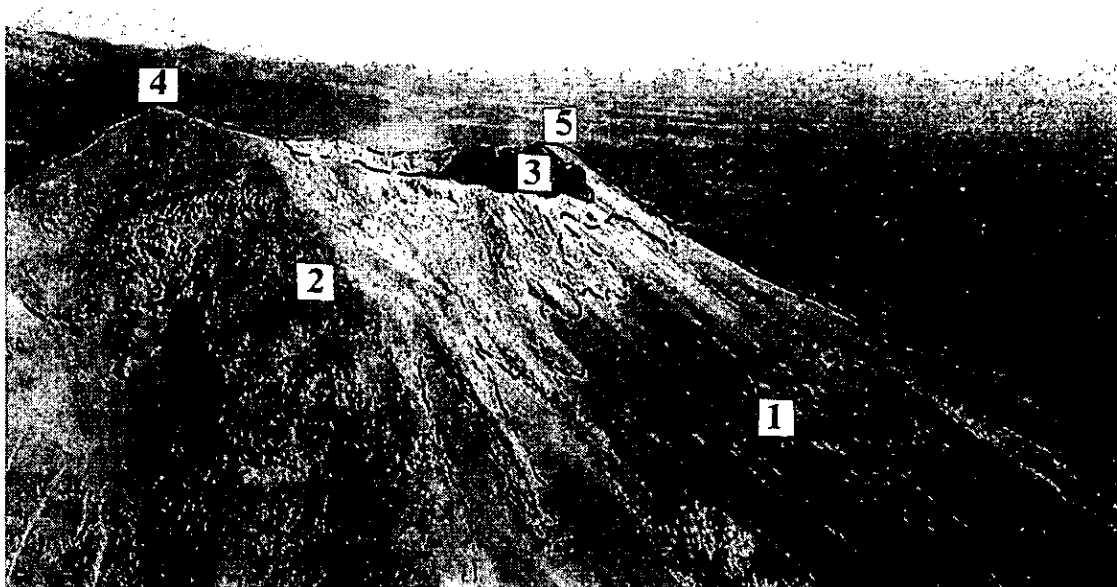
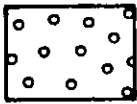


Foto 13. Vista aérea del flanco sur del cono del Popocatepetl, donde se distinguen las laderas piroclásticas. 1. Ladera Piroclástica; 2. Ladera de lava; 3 Cráter; 4. Pico Mayor; 5. Pico Menor.

En la actualidad el aporte de materiales piroclásticos es considerable, ya que la actividad eruptiva reciente del Popocatepetl (1994-1998), se caracteriza por un gran aporte de ceniza, lapilli y bloques. Entre los procesos dominantes que se suceden en estas laderas,

están la solifluxión, generada por una sobresaturación hídrica del material piroclástico e incremento del ángulo de reposo de los materiales y aludes arenosos. Al acumularse mayor cantidad de material piroclástico en las laderas, la pendiente se incrementa de manera gradual y se provoca un deslizamiento parcial o total del depósito, caída o rodamiento de bloques desprendidos de las laderas rocosas superiores, ya sea por los agentes erosivos o por las vibraciones generadas por la actividad reciente; también son expulsados desde el interior del cráter debido a las explosiones.



1.13. Superficies complejas de lava y piroclastos.

Son complejas por la diversidad de materiales que las componen: lavas, flujos piroclásticos (depósitos de nube ardiente), arena, ceniza, lapilli, bloques y bombas, que han sido expulsados por el cráter del Popocatepetl y depositados, ya sea en flujo o caída libre en sentido radial al cráter. Dichas superficies caracterizan una forma cóncava con inclinación media entre 15° y 30° ; fuerte de 30° a 40° (Fig. 25) que permite la captación del material; se distinguen entre los 4,300 y 3,900 msnm.

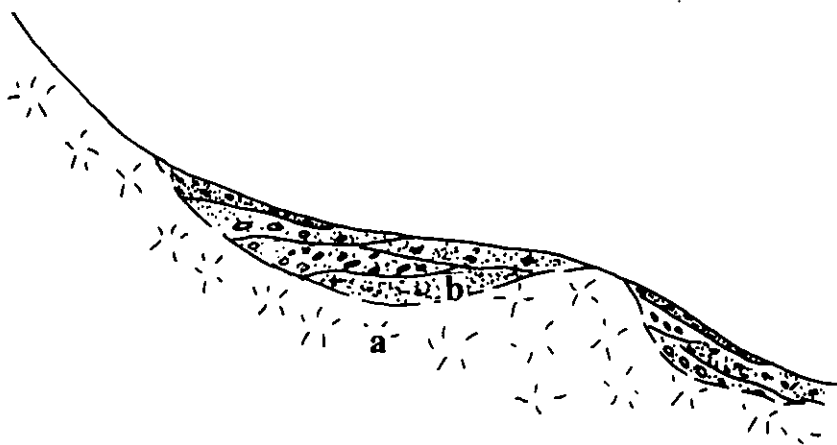


Figura 25. Esquema que muestra en perfil, una superficie compleja de lava y piroclastos, frecuentes en la ladera noreste del volcán Popocatepetl donde la estratificación materiales, está condicionada por el relieve preexistente: a) lavas; b) piroclastos de caída y flujos.

2. Símbolos asociados.



2.1. Cráter.

El cráter es una de las principales fuentes de lava en un volcán; el número, forma y dimensiones de los cráteres en un edificio volcánico, varían de manera considerable, según el mecanismo eruptivo y el tipo de volcán.

Las últimas descripciones que se tienen del cráter del Popocatepetl determinan que es amplio, de forma elipsoidal, con ejes aproximados de 600 metros por 400 metros, donde el mayor se orienta al noreste. El borde es irregular en forma de arista, con fuerte diferencia de altura; la máxima se localiza en el Pico Mayor al noroeste (Lugo 1984). La distancia vertical aproximada entre el pico mayor y el fondo del cráter es de 480 metros y la del Pico Menor al fondo, es de 190 metros.

Hay que hacer notar que las características morfológicas del cráter se han modificado con la actividad reciente que dio inicio en diciembre de 1994 y continúa a la fecha. Con el fin de mostrar dichos cambios, se presenta en cartografía una cronología geomorfológica a detalle que muestra las formas de relieve que lo constituyen. Dicho seguimiento cartográfico se compone de seis mapas a escala 1: 10 000; los que guardan una relación estrecha entre sí resultado de análisis antecedentes que tiene como objetivo mostrar la variación morfológica del cráter del Popocatepetl (Zamorano y Gómez 1996; Martín del Pozzo *et al.* 1997b y Zamorano *et al.* 1998)

El primer mapa que se presenta corresponde al del mapa anexo I, representa las condiciones del cráter hasta el 23 de abril de 1995, cuando el volcán estaba en estado de “reposo” después de la actividad de diciembre de 1994 (Fig. 26), las formas de relieve que lo constituyen son borde de cráter, atrio y fondo de cráter.

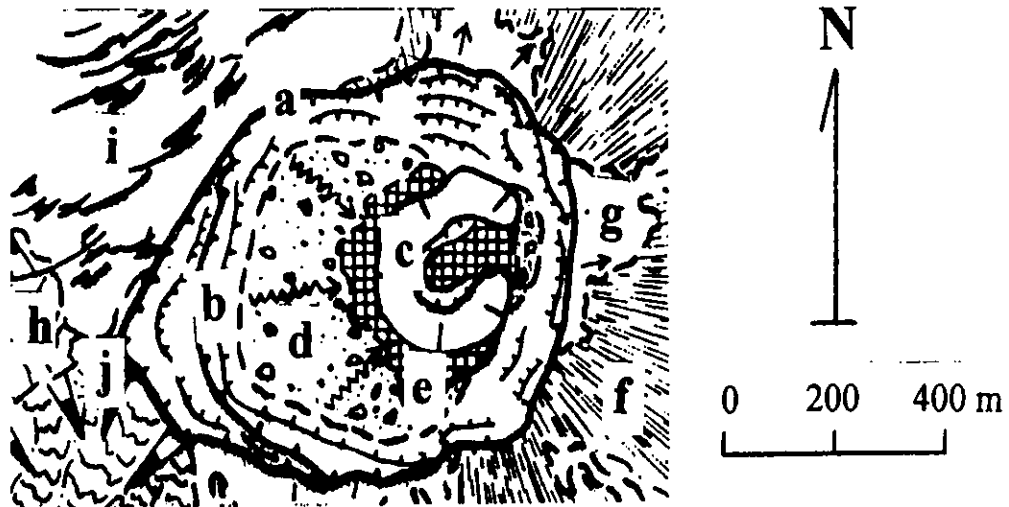


Figura 26. Esquema geomorfológico del cráter del volcán Popocatepetl; corresponde al 23 de abril de 1995. a) labio de cráter; b) cráter interior; c) volcán cinerítico; d) rampa coluvial; e) manto coluvial; f) laderas piroclásticas; g) lavas; h) laderas de lava con modelado de procesos glaciales, nivales y gravitacionales; i) glaciar; j) circo glacial.

Borde de cráter: límite superior del cráter que divide las laderas internas de las externas. En planta se presenta a manera de línea continua y en perfil su morfología es dentada, ya que los tremores y las explosiones de la actividad reciente lo han adelgazado de manera considerable (foto 14 y Fig. 27).

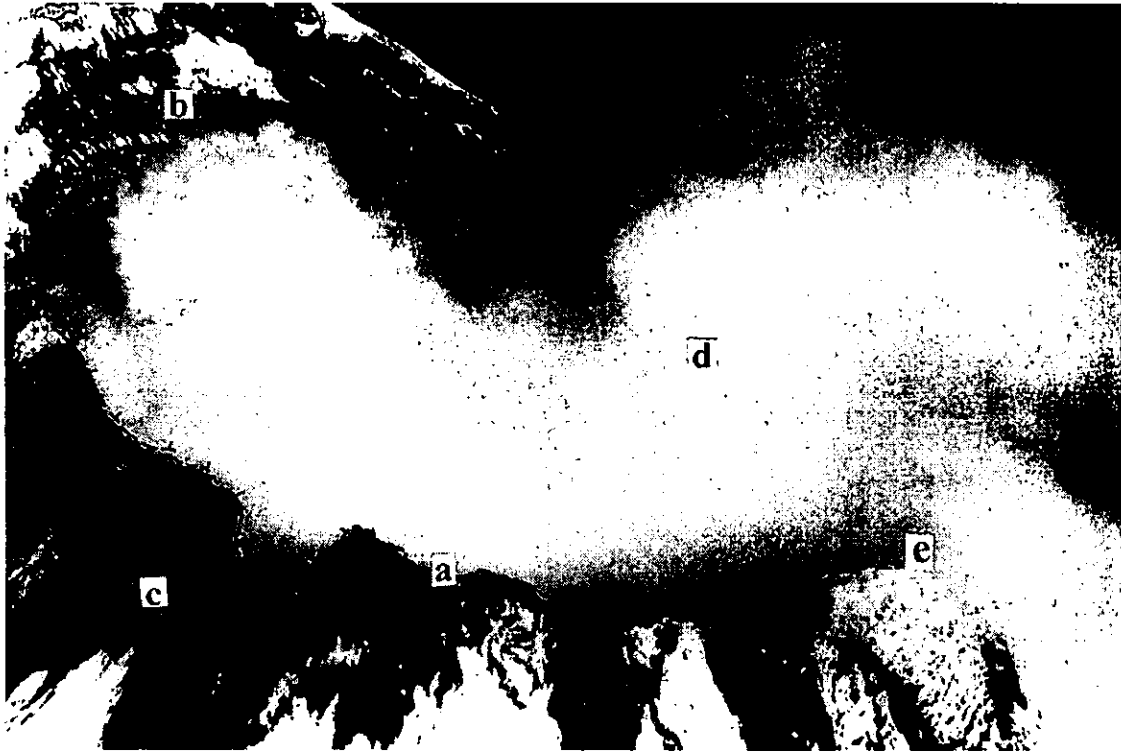


Foto 14. Vista aérea del flanco sureste del cráter del Popocatepetl: a) morfología dentada del labio de cráter; b) cráter exterior; c) laderas exteriores; d) emanación de gases y vapor de agua; e) Pico menor, 5,300 msnm (13/IX/95).

Atrio de cráter: corresponde a las laderas interiores del cráter, estas se han dividido en tres, tomando como base su expresión y dinámica (Fig. 27):

1. El cráter exterior, el más elevado, presenta morfología a manera de media luna y pendientes entre 45° y 60° . En éste se suceden desprendimientos de rocas que han dejado escarpes concéntricos de 10 a 30 metros en la vertical; tienen un control estructural, debido a la sobreposición de las lavas que lo constituyen, como se aprecia en la foto 14.

2. El cráter interior, también parte del atrio, está formado por una secuencia de lavas superpuestas que dan lugar a escarpes de 60° a 90° de inclinación, que debido al fracturamiento extremo de las rocas que lo componen, es común encontrar en toda esta área numerosos corredores de escombros; su alta dinámica está relacionada con la frecuencia de los periodos eruptivos que caracterizan la actividad actual del Popocatepetl.

3. La rampa coluvial, se forma de los materiales detríticos que han caído desde niveles superiores, cráter interior y exterior. Su disposición está en función del ángulo de reposo de los materiales (menor a 35° de inclinación); dicha rampa hace contacto con el fondo del cráter y pasa a formar parte del manto coluvial, el cual es de menor inclinación, muy cercana a la horizontal imaginaria; los materiales de este manto son "asimilados" con el avance de los materiales candentes que ascienden del interior del cráter (crecimiento del domo), proceso muy dinámico.

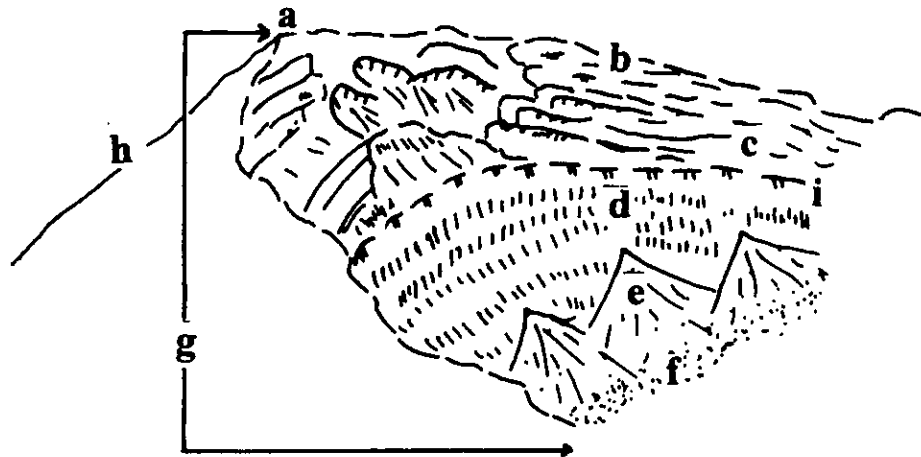


Figura 27. Esquema geomorfológico que muestra el atrio del cráter del Popocatepetl: a) Pico Mayor; b) borde de cráter; c) cráter exterior; d) cráter interior; e) rampa coluvial; f) manto coluvial; g) atrio de cráter; h) ladera exterior; i) ruptura de pendiente.

Fondo de cráter: lo constituyen materiales del volcán anidado de los años veinte, descrito en el punto 1.2 como volcán cinerítico, y por el manto coluvial que colmata al volcán anidado en los periodos de actividad reciente, tanto en su interior como en sus alrededores (Fig. 28).

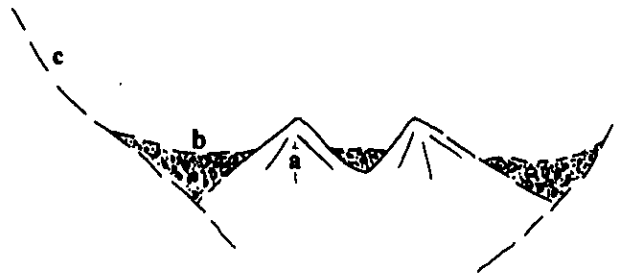


Figura 28. Perfil esquemático del fondo del cráter del Popocatepetl, resultado de la interpretación de la fotografía aérea correspondiente al 23 de abril de 1995. a) volcán anidado de los años veinte; b) manto coluvial; c) atrio de cráter.

A fines de 1995, una vez consumida casi en la totalidad la laguna en el interior del cráter del volcán anidado de los años veinte, se formaron tres pequeños domos, que en este caso en particular serán tratados como fases de construcción y destrucción de la estructura dómica a lo largo del seguimiento cartográfico. Estos tres domos (Fase I) se alinean justo en la base de la pared oriental del gran cráter del Popocatepetl (Fig. 29); el borde se adelgaza debido a la actividad sísmica local, se genera un mayor número de escarpes en el cráter interior y exterior, la rampa coluvial muestra mayor desarrollo, hace contacto con las laderas del volcán anidado. Cabe mencionar que las condiciones y modificaciones de los elementos y formas del relieve del cráter, pueden ser apreciados con más detalle en los perfiles complementarios de cada figura: éstos se han trazado cortando al cráter en cuatro direcciones principales, con el fin de dar una visión general del interior del mismo. Las alturas de la superficie de los domos que se presentan para cada caso, son estimadas y fueron calculadas por fotointerpretación con base a puntos de referencia preestablecidos.

Posterior a un estado de reposo, la actividad del volcán se reanuda en forma repentina y drástica el 5 de marzo de 1996, lo cual provocó la formación de un domo de lava dacítica, a partir de los tres primeros denominados fase I, en el interior del cráter tapando parte del volcán anidado; con el paso del tiempo el domo se ha transformado de manera constante hasta la fecha, debido a nuevas intrusiones de material magmático.

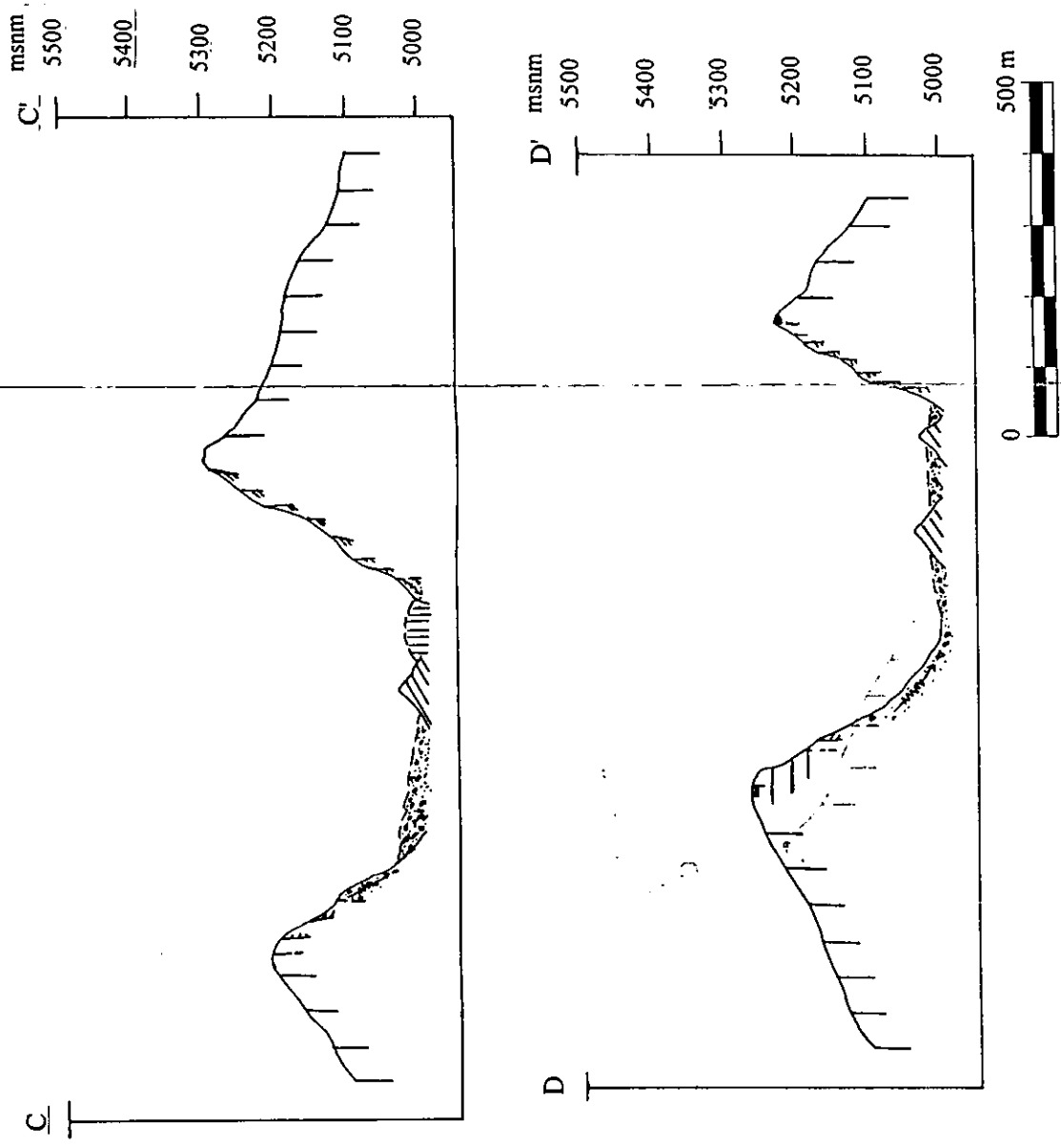


Figura 29. Esquema geomorfológico en planta, escala 1: 10 000 y perfiles en distintas direcciones que muestran las condiciones del cráter del Popocatepetl al 6 de diciembre de 1995.

- | | |
|--|-----------------------------------|
| | 1. Laderas exteriores del cráter. |
| | 2. Borde de cráter (labio). |
| | 3. Cráter exterior. |
| | 4. Cráter interior. |
| | 5. Rampa coluvial. |
| | 6. Manto coluvial. |
| | 7. Volcán anidado. |
| | 8. Domos interiores (Fase D). |
| | 9. Relictos de laguna interior. |
| | 10. Escarpe. |

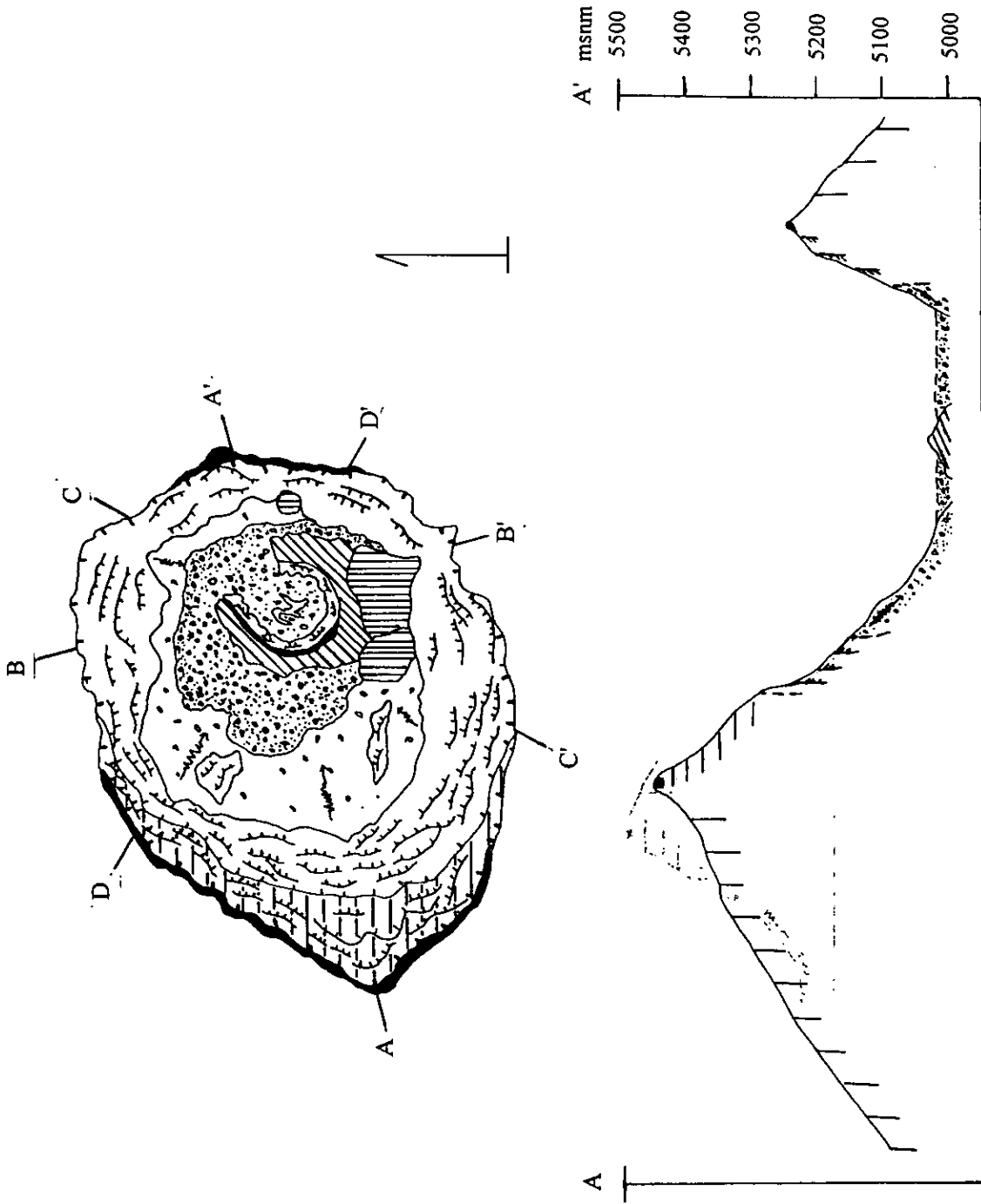


Figura 30. Esquema geomorfológico en planta, escala 1: 10 000 y perfiles en distintas direcciones que muestran las condiciones del cráter del Popocatepetl al 6 de diciembre de 1995.

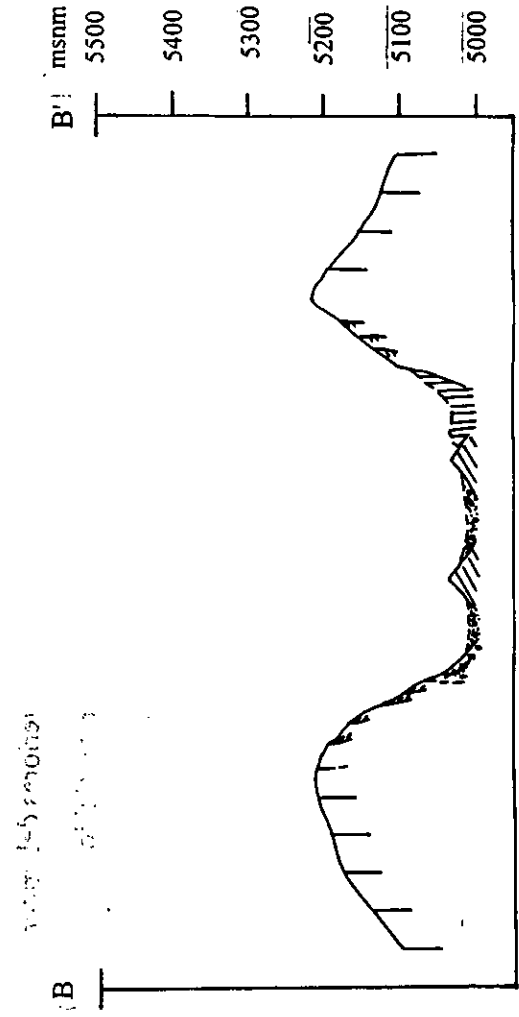


Figura 31. Esquema geomorfológico en planta, escala 1: 10 000 y perfiles en distintas direcciones que muestran las condiciones del cráter del Popocatepetl al 6 de diciembre de 1995.

La primera intrusión de material en el domo antecedente, se observó el 30 de abril de 1996, y el 26 de mayo se pudo observar la división en dos estructuras dómicas bien definidas (Fig. 30), que sepultaron en su totalidad el relieve preexistente, y por no presentar cambios drásticos, sino sólo un crecimiento rítmico, continúan como parte de la fase I. En este caso, el borde del cráter se hace más delgado y se reduce en área, el cráter exterior presenta mayor número de escarpes y circos de desprendimiento; el cráter interior se reduce ya que la rampa coluvial crece en longitud. Pese a que la dinámica en estas tres áreas es muy marcada, no existen depósitos coluviales en el fondo, por lo que se deduce que todos los materiales caídos en el fondo del cráter, han sido asimilados por las dos nuevas estructuras dómicas (fase I), lo que se refleja en una mayor altura y volumen de los mismos. Nuevas intrusiones de material magmático tuvieron lugar en octubre y principios de diciembre del mismo año, lo que condujo a un incremento del volumen del domo (Fig. 31). Los domos anteriores (Fase I) se fundieron en uno solo que ocupó la mayoría del fondo, hasta que la nueva intrusión generó un nuevo domo (fase II) anidado en el anterior, y se formaron cráteres de impacto por caída de proyectiles sobre la vieja estructura.

En los primeros días de 1997, se reconocieron nuevos cambios en el interior, es decir, nuevo material intrusionó (construcción) y por explosiones posteriores se destruyó en forma inmediata, lo cual también dejó cráteres de impacto en la estructura antecedente y para el 23 de abril, dos nuevas fases constructivas (fase III) seguidas de un colapso de la parte central, dejaron un aspecto muy distinto al anterior (Fig. 32); el borde de cráter, el cráter exterior e interior no presentaron cambios notables; por el contrario, la rampa coluvial aporta coluvión a las paredes externas del domo, lo cual hace que este contacto se torne complejo, ya que se compone de remanentes de casi todas las intrusiones anteriores; el último domo (fase IV) se emplaza al centro de todos los anteriores ya que se comunica con el conducto eruptivo principal del Popocatepetl; éste presenta una morfología a manera de embudo que refleja el colapso.

Cabe hacer notar que las morfologías adquiridas por el domo entre las fases de construcción y destrucción, se dan por dos mecanismo principales; ya sea la explosión o el colapso parcial.

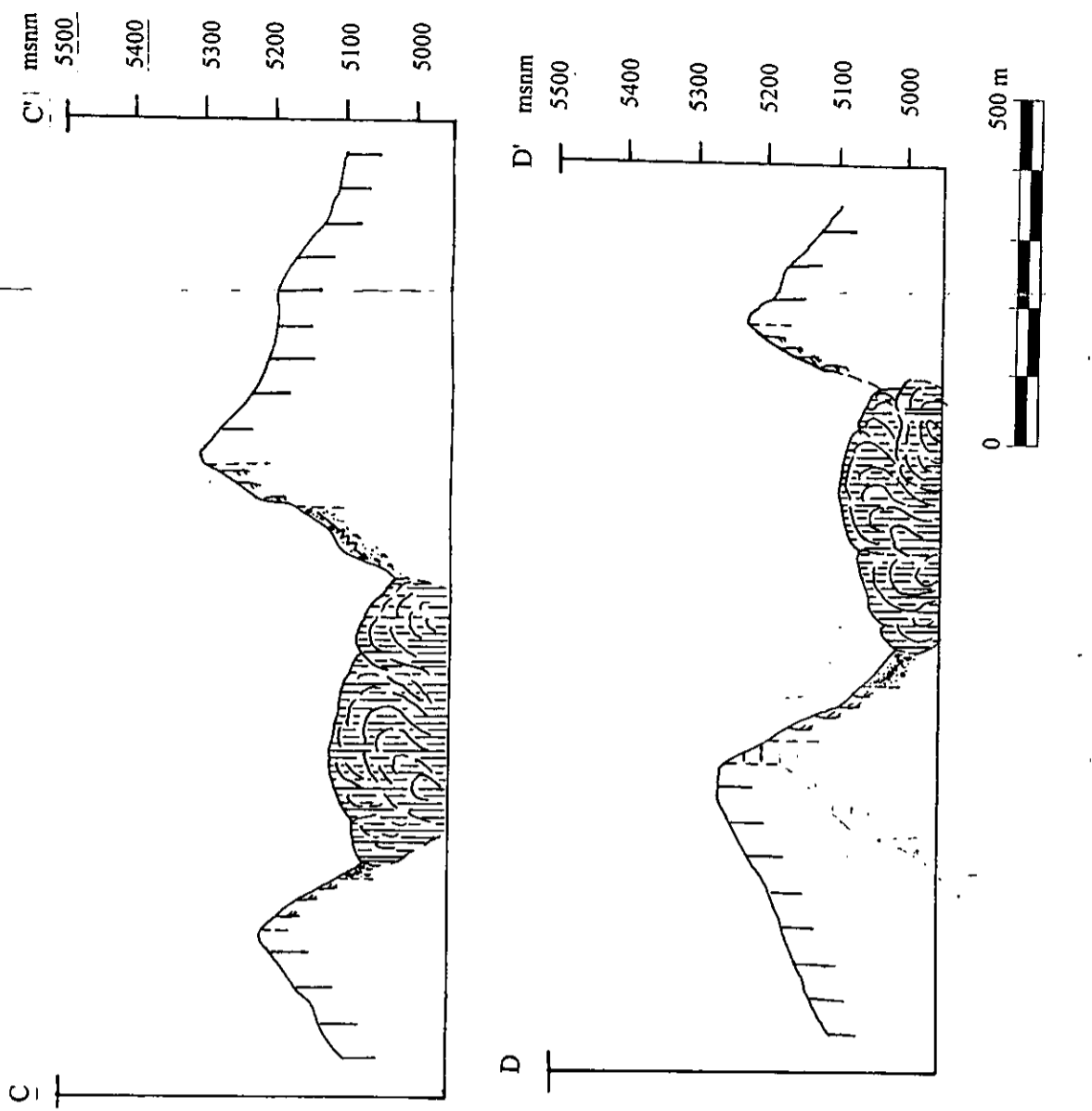


Figura 30. Esquema geomorfológico en planta, escala 1: 10 000 y perfiles en distintas direcciones, que muestran las condiciones del cráter del Popocatepetl al 26 de mayo de 1996.

- | | |
|--|-----------------------------------|
| | 1. Laderas exteriores del cráter. |
| | 2. Borde de cráter (labio). |
| | 3. Cráter exterior. |
| | 4. Cráter interior. |
| | 5. Rampa coluvial. |
| | 6. Domos interiores (Fase I) |
| | 7. Escarpe. |
| | 8. Área de emisión fumarólica. |

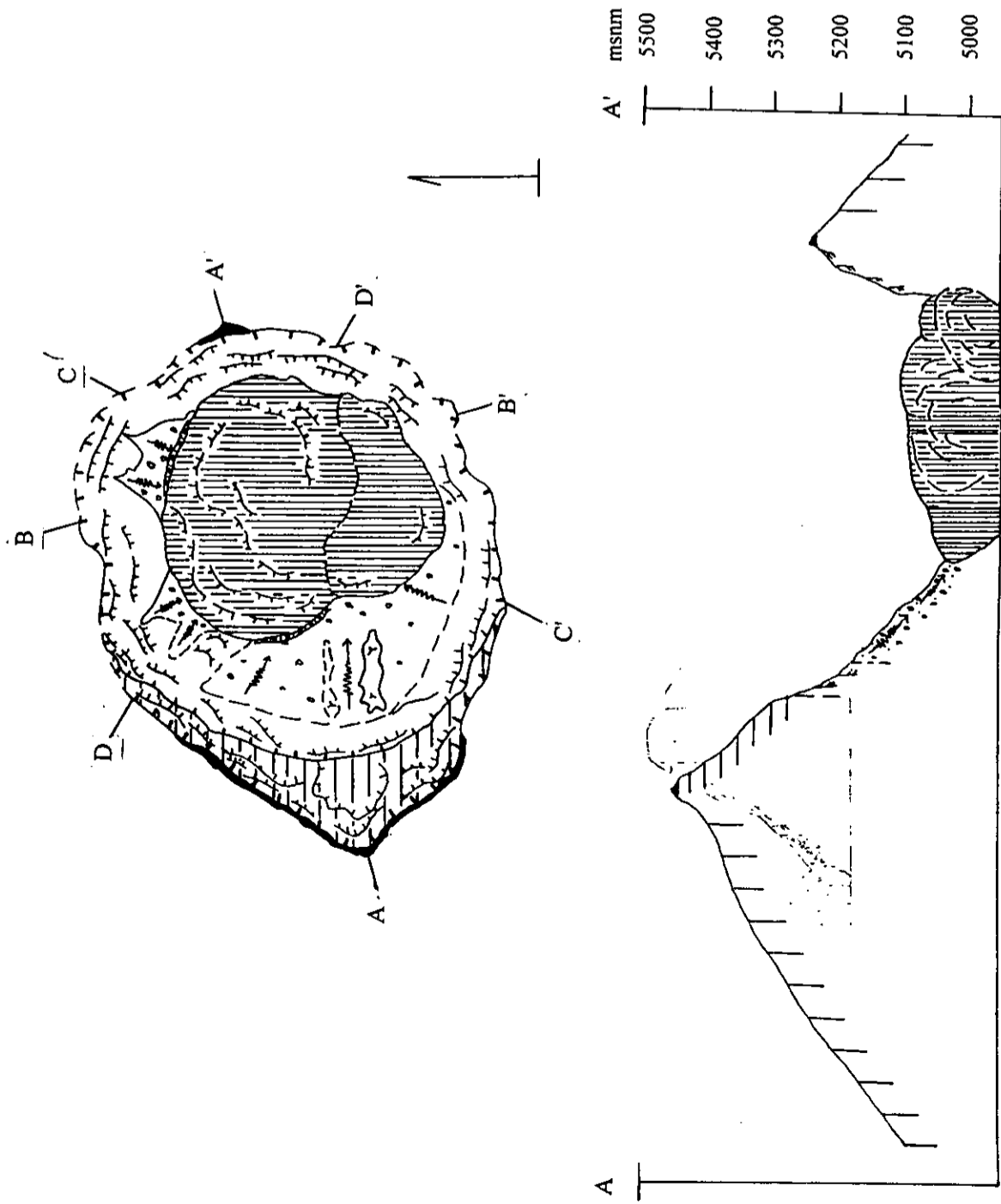


Figura 31. Esquema geomorfológico en planta, escala 1: 10 000 y perfiles en distintas direcciones, que muestran las condiciones del cráter del Popocatepetl al 26 de mayo de 1996.



Figura 32. Esquema geomorfológico en planta, escala 1: 10 000 y perfiles en distintas direcciones, que muestran las condiciones del cráter del Popocatepetl al 26 de mayo de 1996.

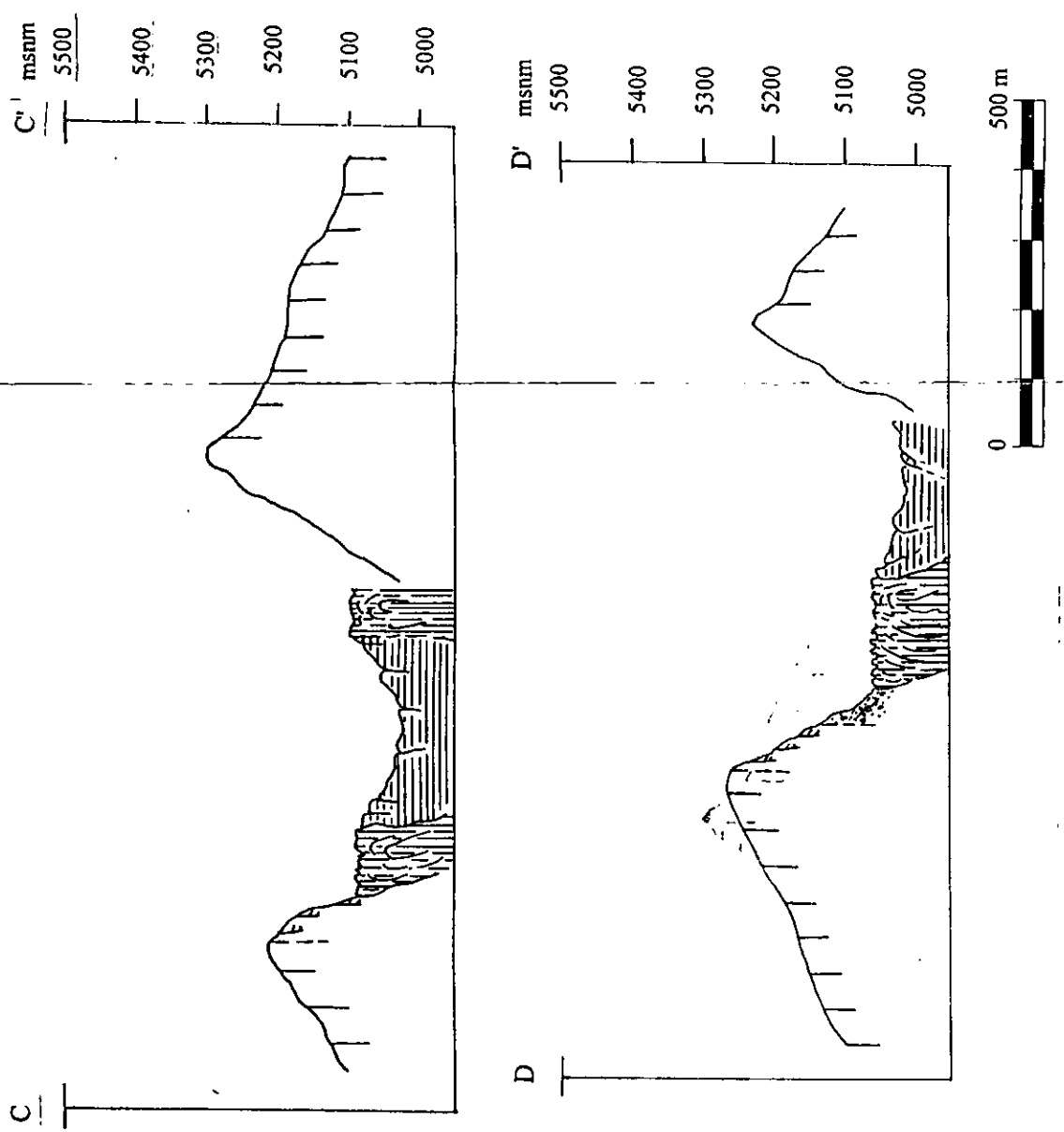


Figura 31. Esquema geomorfológico en planta, escala 1:10 000 y perfiles en distintas direcciones que muestran las condiciones del cráter del Popocatepetl al 11 de diciembre de 1996.

- 1. Laderas exteriores del cráter.
- 2. Borde de cráter (labio).
- 3. Cráter exterior.
- 4. Cráter interior.
- 5. Domo (Fase I).
- 6. Domo (Fase II).
- 7. Cráter de impacto.
- 8. Escarpe.
- 9. Canal de colapso.
- 10. Crestas de compresión.
- 11. Área no cartografiada por falta de visibilidad.

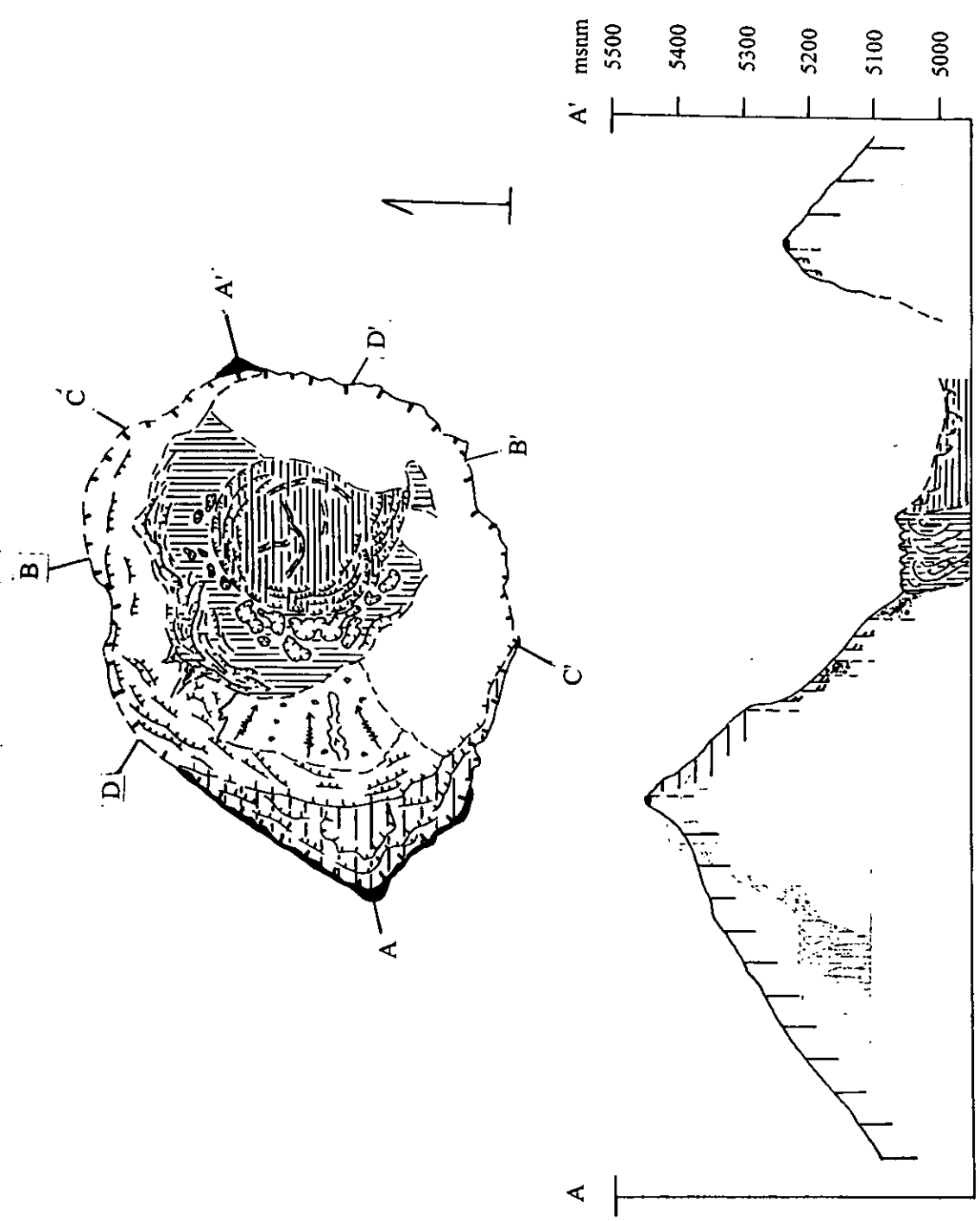
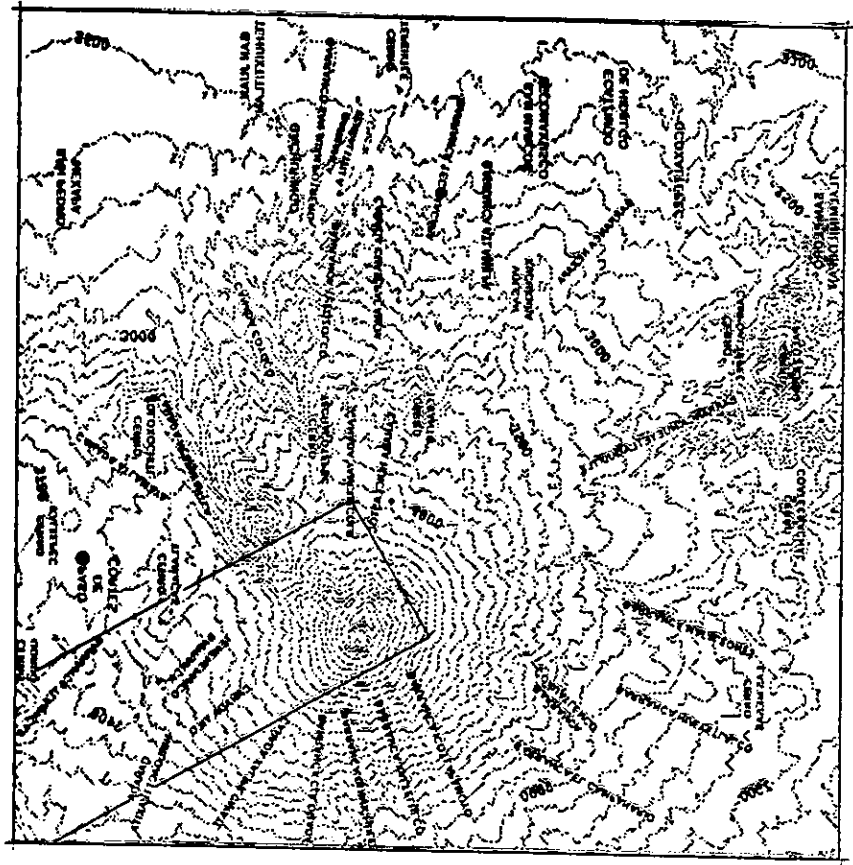


Figura 32. Esquema geomorfológico en planta, escala 1:10 000 y perfiles en distintas direcciones que muestran las condiciones del cráter del Popocatepetl al 11 de diciembre de 1996.

- 1. Laderas exteriores del cráter.
- 2. Borde de cráter (labio).
- 3. Cráter exterior.
- 4. Cráter interior.
- 5. Domo (Fase I).
- 6. Domo (Fase II).
- 7. Cráter de impacto.
- 8. Escarpe.
- 9. Canal de colapso.
- 10. Crestas de compresión.
- 11. Área no cartografiada por falta de visibilidad.

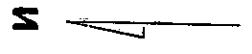
18. 24. 43.
08. 48. 11.

10. 02. 2.
08. 48. 11.



08. 32. 30.

18. 24. 43.



10. 02. 2.
08. 32. 30.

98. 35. 36.

98. 46. 17.

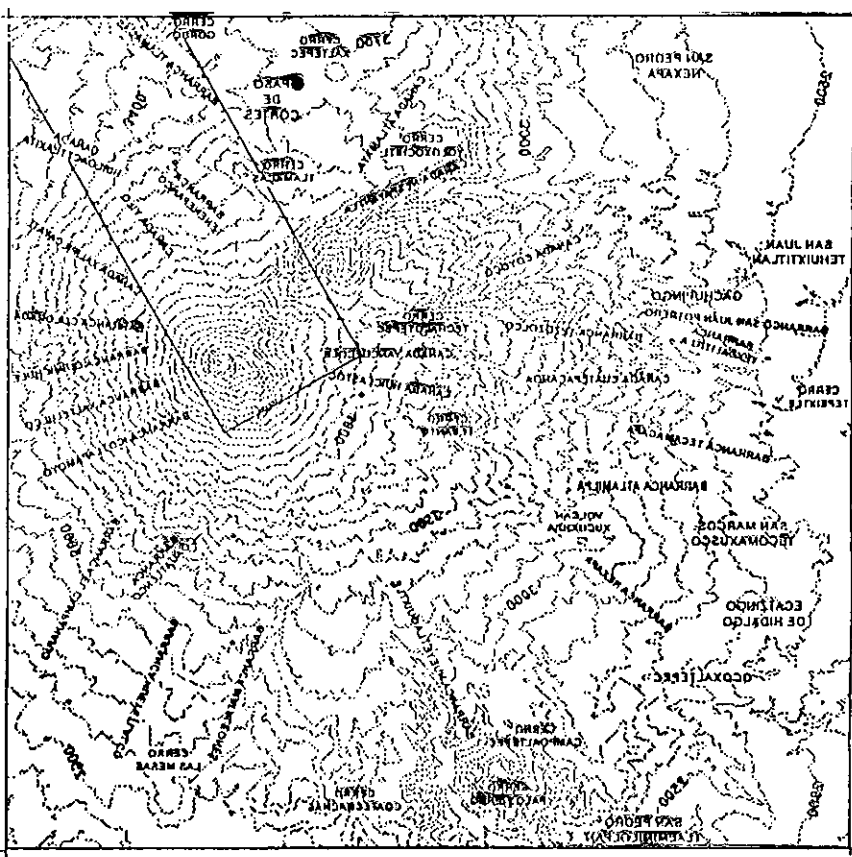
18. 24. 43.

18. 24. 43.



98. 35. 36.

98. 46. 17.



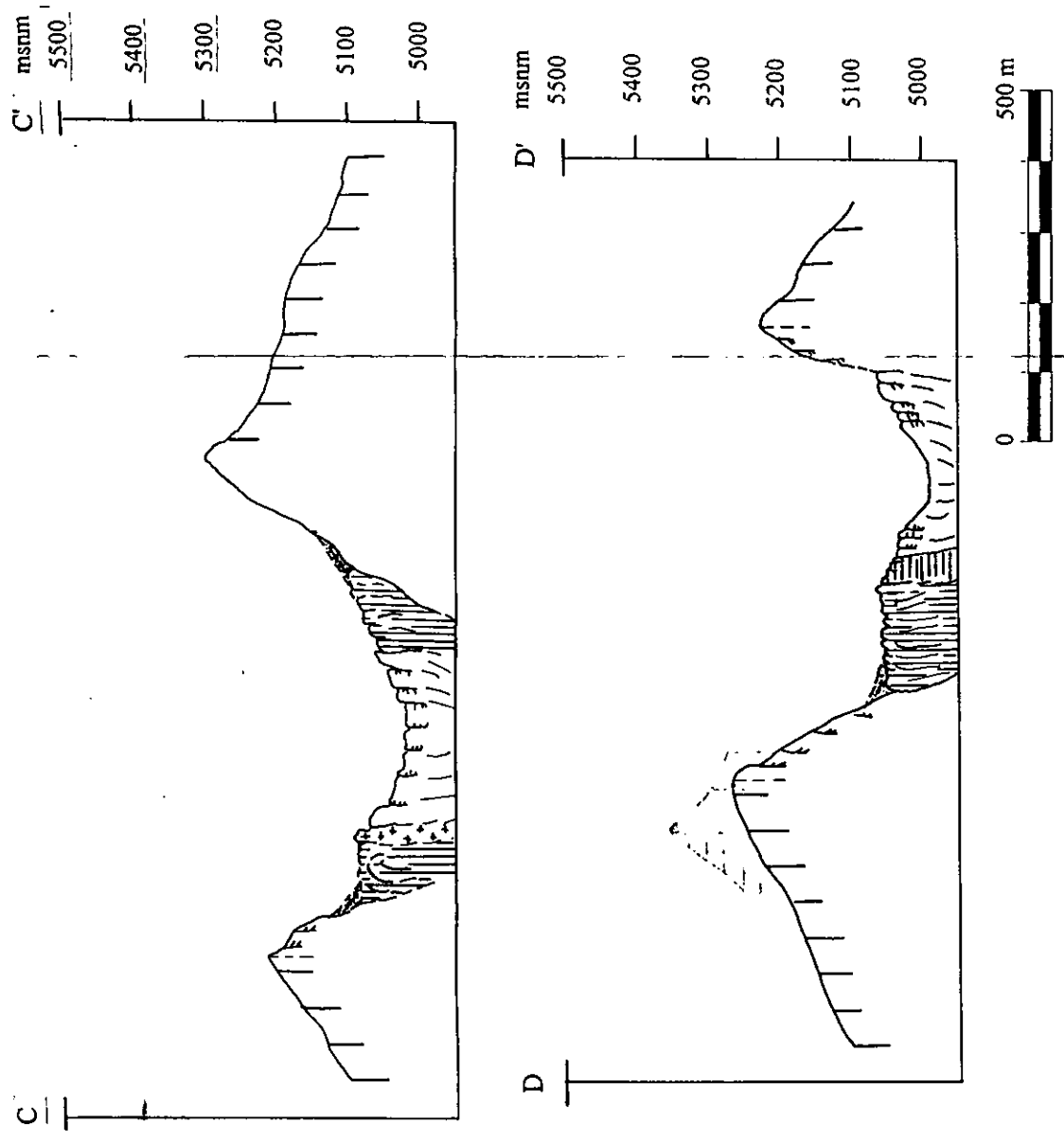
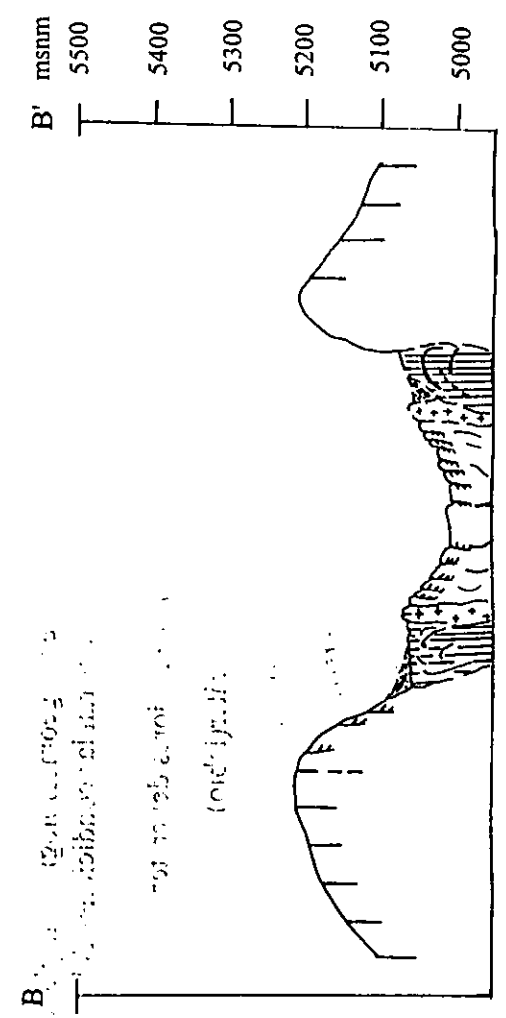
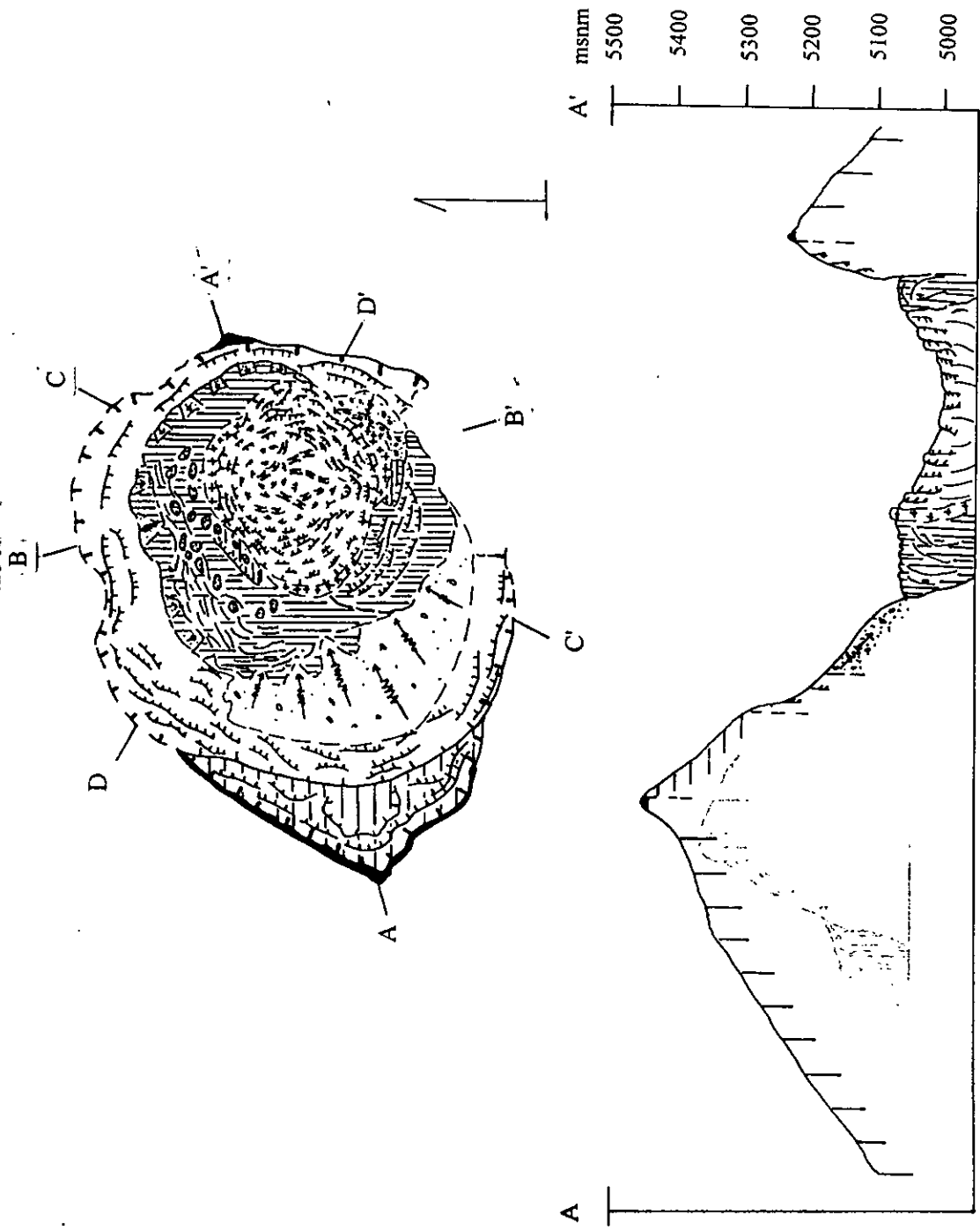


Figura 32. Esquema geomorfológico en planta, escala 1: 10,000 y perfiles en distintas direcciones que muestran las condiciones del cráter del Popocatepetl al 23 de abril de 1997.

- 1. Laderas exteriores del cráter.
- 2. Borde de cráter(labio).
- 3. Cráter exterior.
- 4. Cráter interior.
- 5. Rampa coluvial.
- 6. Manto coluvial.
- 7. Domo (Fase I)
- 8. Domo (Fase II)
- 9. Domo (Fase III)
- 10. Domo (Fase IV)
- 11. Escarpe
- 12. Canal de colapso.

Los eventos más explosivos, el 11 de mayo y 30 de junio de 1997, provocaron cambios notables en el domo, y son resultado de la intrusión de material basáltico reciente del domo dacítico ya formado; éste último evento provocó la expulsión de mezclas de material hacia las partes interiores y exteriores del cráter del Popocatepetl. El 4 de julio de 1997 se observó una fase constructiva, la más importante, y ya para el 10 de agosto la superficie del domo se encontraba colapsada en su totalidad, lo que podría relacionarse con un enfriamiento súbito del nuevo material inyectado.

Los primeros días de diciembre de 1997 se presentó una nueva intrusión de material. Para el 9 de diciembre (última fecha cartografiada) se observaron cambios significativos en el interior (Fig. 33), es decir, el arreglo caótico que se venía observando se sintetizó en sólo dos grandes estructuras, (fase-V) que se formó a partir de todos los materiales aportados por las intrusiones anteriores y la (fase-VI) que representa la última intrusión tomada en consideración. Ambas presentan una morfología colapsada, una inmersa en la otra en dirección al conducto eruptivo principal. La rampa coluvial se redujo de manera notable y el cráter interior creció en área; por lo cual el cráter exterior se redujo, en tanto que el labio de cráter presenta una morfología en zigzag de anchura reducida.

Hay que mencionar que los cambios morfológicos que se presentan en el interior del cráter reflejan un periodo relativamente corto en comparación con la evolución geológica del volcán, es decir, las modificaciones sólo representan un periodo de dos años y ocho meses; de abril de 1995 a diciembre de 1997. No obstante, se aprecia un comportamiento eruptivo semejante al de los años veinte, por lo que no se descarta la posibilidad de que los cambios en el interior del cráter continúen de manera paralela a dicha actividad, hasta llegar a alcanzar un estado de “calma” o de manera fortuita se presente un evento catastrófico.

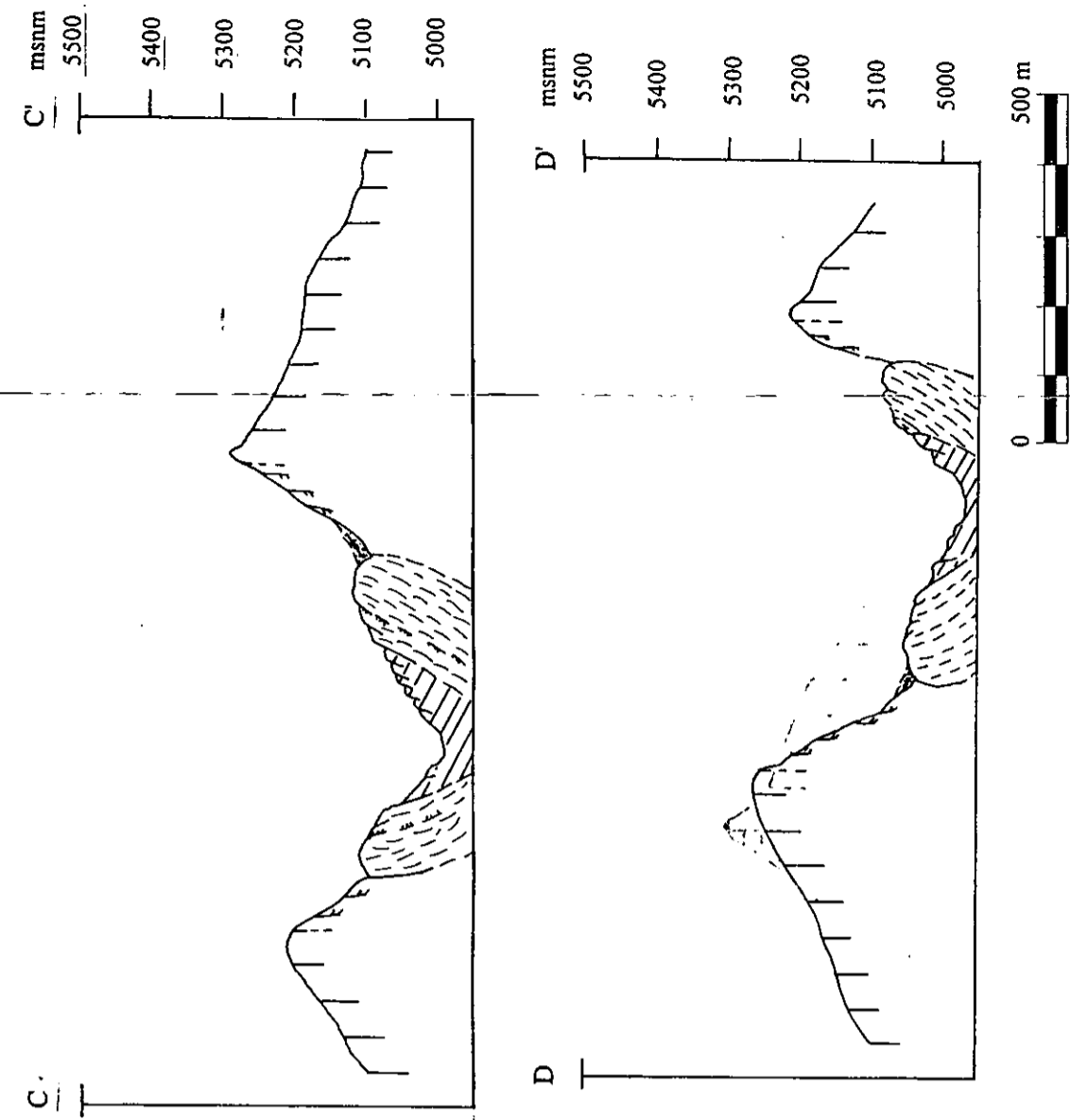


Figura 33. Esquema geomorfológico en planta, escala 1: 10 000 y perfiles en distintas direcciones que muestran las condiciones del cráter del Popocatepetl al 9 de diciembre de 1997.

- 1. Laderas exteriores del cráter.
- 2. Borde de cráter (labio).
- 3. Cráter exterior.
- 4. Cráter interior.
- 5. Rampa coluvial.
- 6. Domo (Fase V).
- 7. Domo (Fase VI).
- 8. Escarpe.
- 9. Cresta de compresión.

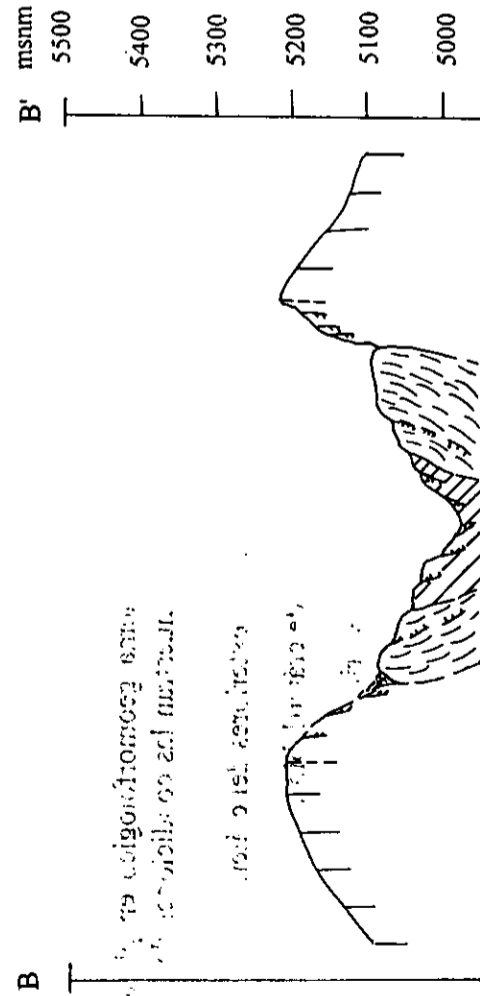
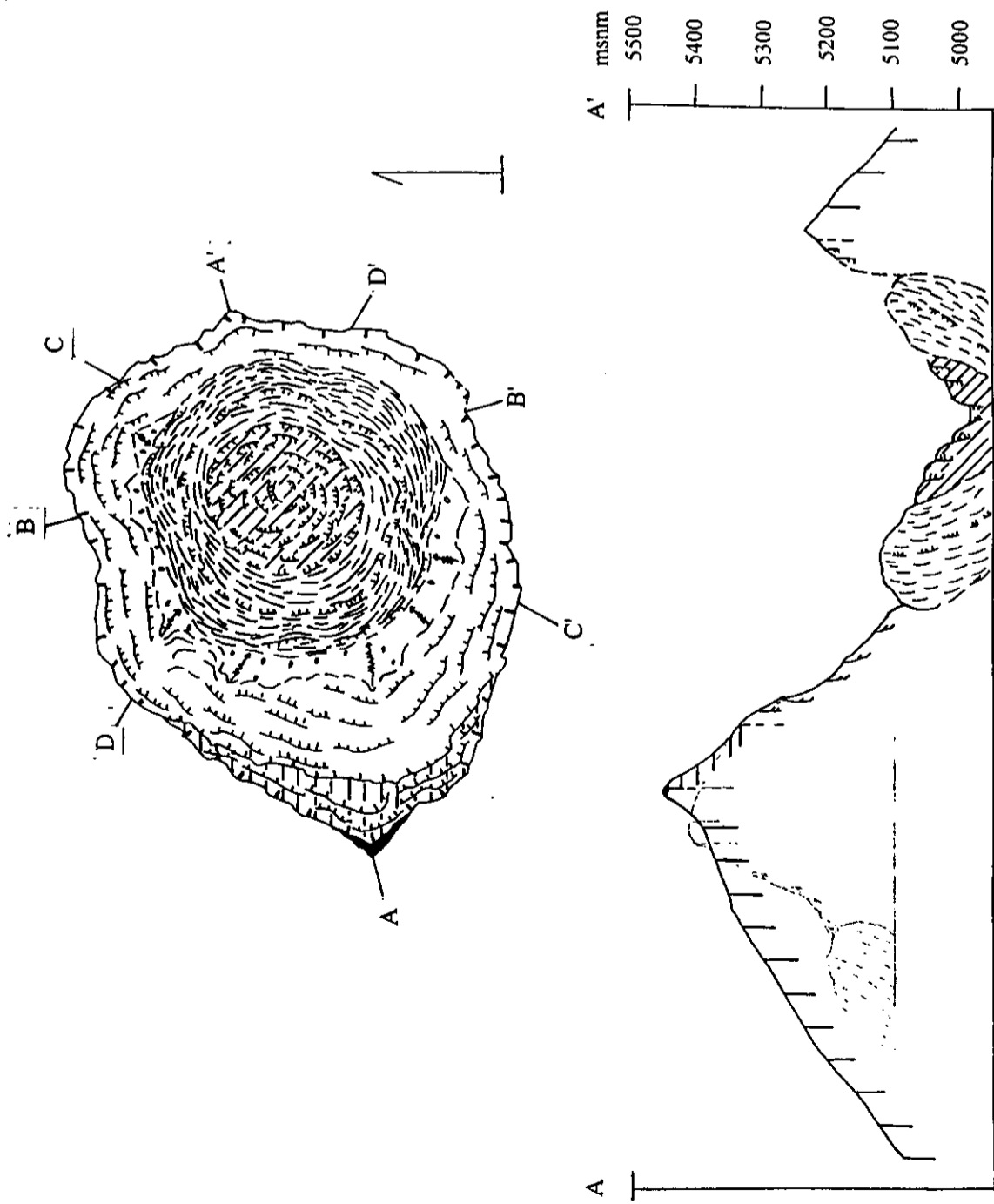


Figura 34. Esquema geomorfológico en planta, escala 1: 10 000 y perfiles en distintas direcciones que muestran las condiciones del cráter del Popocatepetl al 9 de diciembre de 1997.

1. Laderas exteriores del cráter.

2. Borde de cráter (labio).

3. Cráter exterior.

4. Cráter interior.

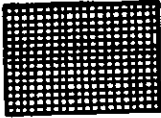
5. Rampa coluvial.

6. Domo (Fase V).

7. Domo (Fase VI).

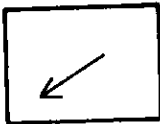
8. Escarpe.

9. Cresta de compresión.



2.2. Fondo de cráter.

Se compone de materiales coluviales provenientes de las laderas interiores del cráter, estos son desprendidos por los tremores y explosiones relacionados con la actividad reciente. También se suma a este depósito material piroclástico de caída y material magmático intrusionado; el volumen del manto es variable, es decir, en algunos casos el fondo se rellena de manera considerable, más del 25% del total del cráter, y en otros es expulsado al exterior por la fuerza de las explosiones, disminuyendo así el volumen.



2.3. Direcciones de flujos lávicos.

Representan la dirección del flujo lávico, tanto de las lavas provenientes del Popocatepetl, como las de los volcanes asociados a él. La lava líquida fluye hacia afuera desde el punto de erupción bajo la influencia de la gravedad, impulsada parcialmente por lava adicional que llega tras ella (Ollier 1988).

La dirección del flujo lávico está condicionada por la irregularidad de la topografía preexistente, es decir, la lava tiende a fluir hacia los valles (depresiones), algunas veces los rellena y se derrama sobre los interfluvios, lo que modifica los cursos originales de los ríos y el patrón de distribución de las cuencas.

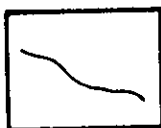


2.4. Posición altitudinal relativa.

Representa la disposición de los materiales y formas de relieve en la vertical, unos con respecto a otros; pueden ser coladas de lava, flujos lodosos, domos o volcanes, etc. La posición de una forma con respecto a otra, sirve para determinar, en la mayoría de los casos, su edad relativa y reconstruir su transformación.

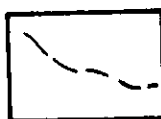
2.5. Contactos.

Muestran los límites o fronteras entre formas del relieve.



a) Definidos

Con expresión clara en el relieve, por lo que no se dificulta su reconocimiento en campo, fotografía aérea ni en cartas topográficas.



b) Inferidos.

Su expresión en el relieve es imprecisa, ya que los procesos de erosión o la depositación, han borrado su expresión primaria, por lo cual se dificulta su reconocimiento, tanto en campo como en gabinete.

II. RELIEVE ENDÓGENO MODELADO.

Se refiere a las formas del relieve originadas por procesos endógenos que han sido modeladas por la acción de los procesos exógenos y que en la actualidad ya no conservan su forma original.

1. Volcánico-erosivo.

Según Lugo (1984) el modelado de las formas de relieve volcánicas, está en función de factores como: la edad de las rocas y el tiempo que han estado expuestas a la acción de los procesos exógenos, la litología, la estructura geológica, la pendiente del terreno, las condiciones climáticas y el grado de fractura de las rocas



1.1. Laderas de lava con modelado de procesos glaciales, nivales y gravitacionales.

Son laderas de lava (rocosas) que han estado expuestas a la acción de procesos glaciales pleistocénicos, cuando la línea de las nieves permanentes se encontraba mucho más abajo que la actual. Las formas del relieve resultantes de este modelado (laderas de lava), en la actualidad son destruidas por la acción del intemperismo físico y los procesos gravitacionales.

Las laderas son rectas, de fuerte pendiente (mayor a 40°) y poseen un alto grado de fractura resultado del enfriamiento súbito del material magmático y del intemperismo. Los frentes de los flujos lávicos son escarpes que llegan a más de 20 metros de altura, donde es frecuente la caída de rocas (foto 15).

Las laderas forman parte de los flancos noroeste y noreste del cono del Popocatepetl, entre los 5,452 msnm y los 4,300 msnm, y ocupan las antiguas cuencas glaciáricas.

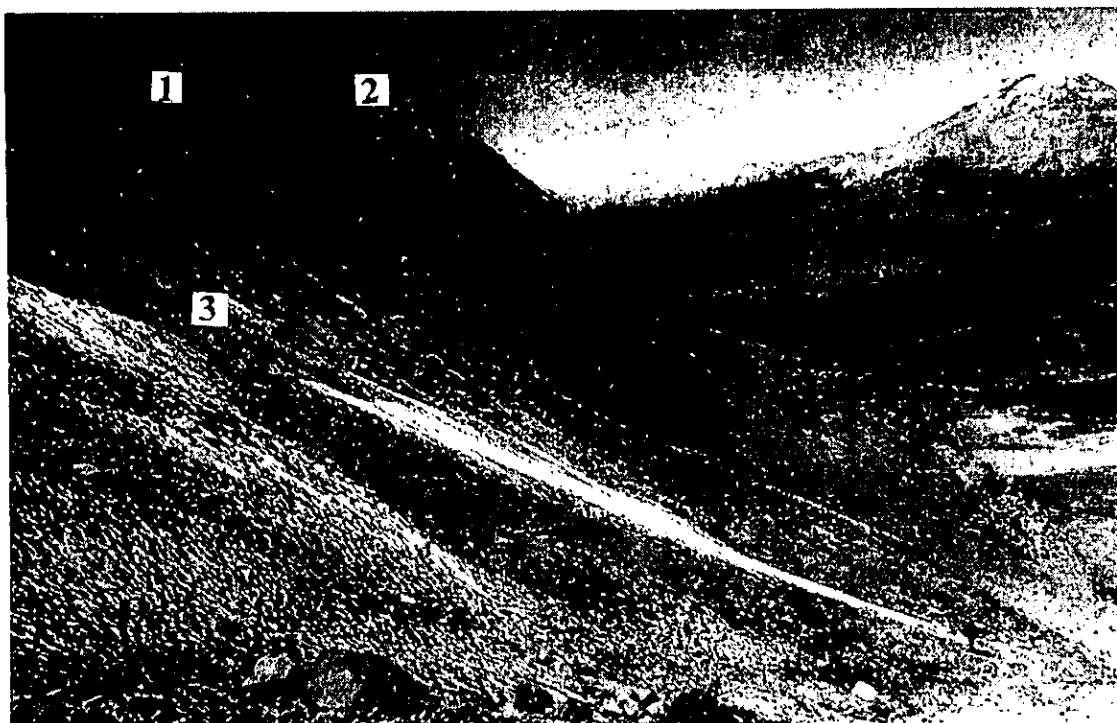
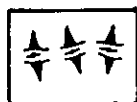


Foto 15. Vista de una ladera rocosa en el flanco noreste del Popocatepetl a los 4,470 msnm. 1. Flujo lávico; 2. Escarpe de más de a 20 metros de altura; 3. Material piroclástico y detrítico



1.2. superficies de divisorias rocosas (crestas).

Se trata del contacto entre dos cuencas de neviza que alimentaban a dos glaciares difluentes o gemelos, es decir, drenaban hacia vertientes opuestas (Gorshkov y Yakushova 1970). El contacto, entre dichas cuencas es el resultado de la erosión remontante (crestas) y en la actualidad son transformadas, en la mayoría de los casos, por procesos periglaciales y gravitacionales. En el caso del Popocatepetl, se componen de lava; en planta presentan una morfología alargada y estrecha, en tanto que en perfil transversal salientes rocosos, la morfología tiende a la asimetría como se muestra en la figura 34.

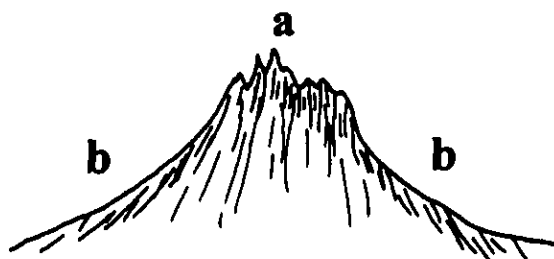
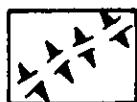


Figura 34. Esquema que muestra en perfil una superficie de divisoria rocosa (cresta). a) superficie de divisoria rocosa (cresta); b) ladera de circo glacial.



1.3. Superficies de divisorias suavizadas.

De igual forma que en el caso anterior, son resultado de la erosión glacial y la posterior fluvial, con la salvedad de que su morfología en perfil es de mayor simetría, debido a la ausencia de salientes rocosos, ya que han sido sepultados por materiales piroclásticos de las erupciones del Popocatépetl, o modelados por los procesos exógenos (Fig. 35).

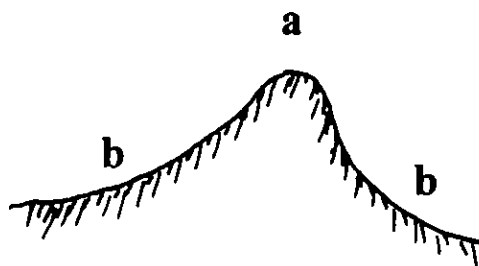


Figura 35. Esquema que muestra en perfil, una superficie de divisoria suavizada. a) superficie de divisoria suavizada; b) ladera de circo glacial.

III. RELIEVE EXÓGENO.

Es el resultado de la acción de los procesos exógenos ya sean glaciales, nivales, fluviales y gravitacionales. El modelado de las formas del relieve en el Popocatepetl no ha sido constante en el tiempo, debido a que ha estado influenciado en forma directa por la actividad volcánica; por lo que las formas de erosión y acumulación han sido sepultadas por materiales volcanoclásticos y no tiene una expresión bien definida.

El relieve exógeno se ha dividido en dos grandes subgrupos: erosivo y acumulativo; clasificación en función de influencia de los agentes que le han dado origen, que en este caso puede ser fluvial, glacial y gravitacional.

1. Erosivo.

El relieve erosivo, es el resultado de la acción conjunta de los procesos exógenos que desmembran, transportan y acumulan materiales, ya sea por medio de agua, viento, hielo o gravedad.

1.1. Fluvial.

Se refiere a todo aquel relieve que ha sido afectado, en alguna forma, por la acción de las corrientes fluviales en busca de su nivel de base, local o regional.

1.1.1. Talwegs

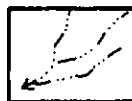
Representa las zonas de mayor profundidad del cauce de un río, su trazo longitudinal es continuo; debido a la litología que lo conforma a lo largo de su trayectoria, presenta cambios de pendiente y deflecciones en la horizontal; en este caso en particular, se clasifican en dos:



a) menores a 5 metros de profundidad.

Se refiere a vertederos, surcos o talwegs, en los que confluye la esorrentía pluvial y aguas de deshielo, de glaciares o nieve. Son de escasa profundidad, en el mejor de los casos llegan a alcanzar 5 metros. El perfil longitudinal respeta la topografía preexistente, en la mayoría de los casos con pequeños saltos que ponen de manifiesto un desarrollo incipiente de la erosión remontante.

El desarrollo de estos talwegs se ha visto interrumpido en repetidas ocasiones por erupciones del Popocatépetl que provocan un relleno parcial o total por materiales piroclásticos, interrumpiendo el proceso de erosión.



b) de 5 a 10 metros de profundidad.

Una vez que los surcos o vertederos incrementan la concentración de los escurrimientos ladera a bajo aumenta, también la capacidad de carga y poder erosivo, lo cual conduce a la formación de cárcavas de 5 a 10 metros de profundidad. Su desarrollo tiene relación estrecha con las cuencas y artesas glaciales pleistocénicas, contactos entre materiales de distinta litología y coladas de lava, o bien, con la presencia de material deleznable como piroclastos, sedimentos morrénicos caóticos y depósitos de lahar.



1.1.2. Laderas de valle (mayor a 10 metros).

Se refiere a barrancos que se han formado por un río intermitente de mayor caudal, con respecto a los anteriores, y por consiguiente, mayor capacidad de carga y poder erosivo; crece por la erosión en el fondo, los flancos y retrocesos de la cabecera. La profundidad es mayor a 10 metros y en algunos casos llegan a alcanzar de 25 a 35 metros.

Cabe hacer notar que la intermitencia del caudal, está en función de las lluvias extraordinarias y de deshielo.

En el flanco noreste del Popocatépetl es común encontrar barrancos de distintas etapas erosivas, es decir, su lecho ha sido rellenado, en más de una ocasión por depósitos de flujos piroclásticos, lahares o flujos lodosos; acto seguido, dichos materiales son erosionados a manera de laderas fluviales escalonadas (terrazas alóctonas, que se han denominado así por el origen del material) dando pie a la generación de diversos procesos geomorfológicos (Fig. 36 y foto 16).

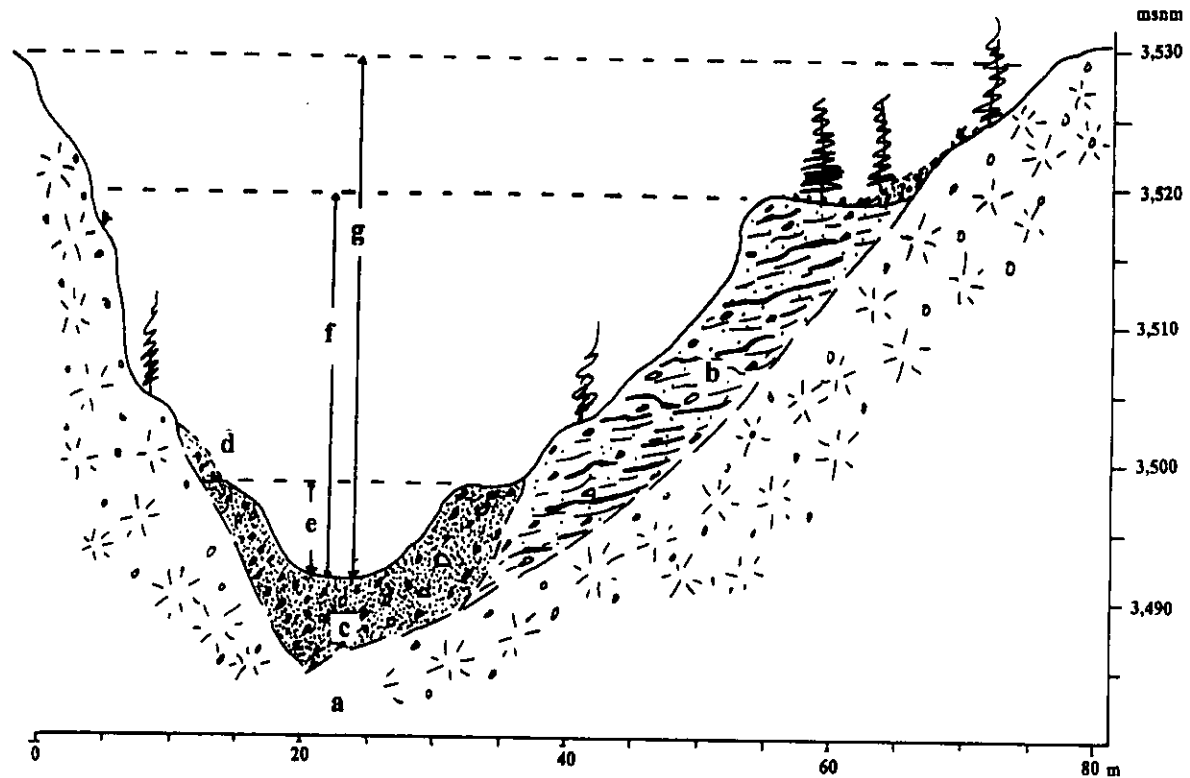


Figura 36. Perfil de la barranca Huiolac a los 3,490 msnm, donde se muestra el emplazamiento de los flujos piroclásticos, de lahar y lodosos, erosionados a manera de terrazas. a) brechas y lahares que al momento de su emplazamiento quedaron soldados, lo que permite que en la actualidad presenten inclinación mayor a 35° ; b) depósitos de flujo piroclástico, se supone que su emplazamiento colmató gran parte del valle preexistente y que en una segunda fase fueron erosionados, dejando remanentes a manera de terrazas que conforman en la actualidad las laderas interiores del valle, con inclinación de 35° en promedio, debido a las características deleznable de los materiales; c) flujo lodoso reciente (julio de 1997), su formación es común en esta barranca, se presentan en temporada de lluvias o cuando el glaciar aporta de manera repentina una cantidad considerable de agua de deshielo. Los depósitos de estos flujos llegan alcanzar hasta 5 metros arriba del nivel medio del talweg; d) manto coluvial, se forma por el aporte de materiales de las laderas brechoides y laharicas, en algunos casos presenta bloques de hasta tres metros de eje mayor; e) nivel hipotético máximo del flujo lodoso reciente (de 5 a 6 metros); f) nivel hipotético máximo de los flujos piroclásticos (de 25 a 30 metros); g) altura máxima de la ladera de valle (de 35 a 40 metros).

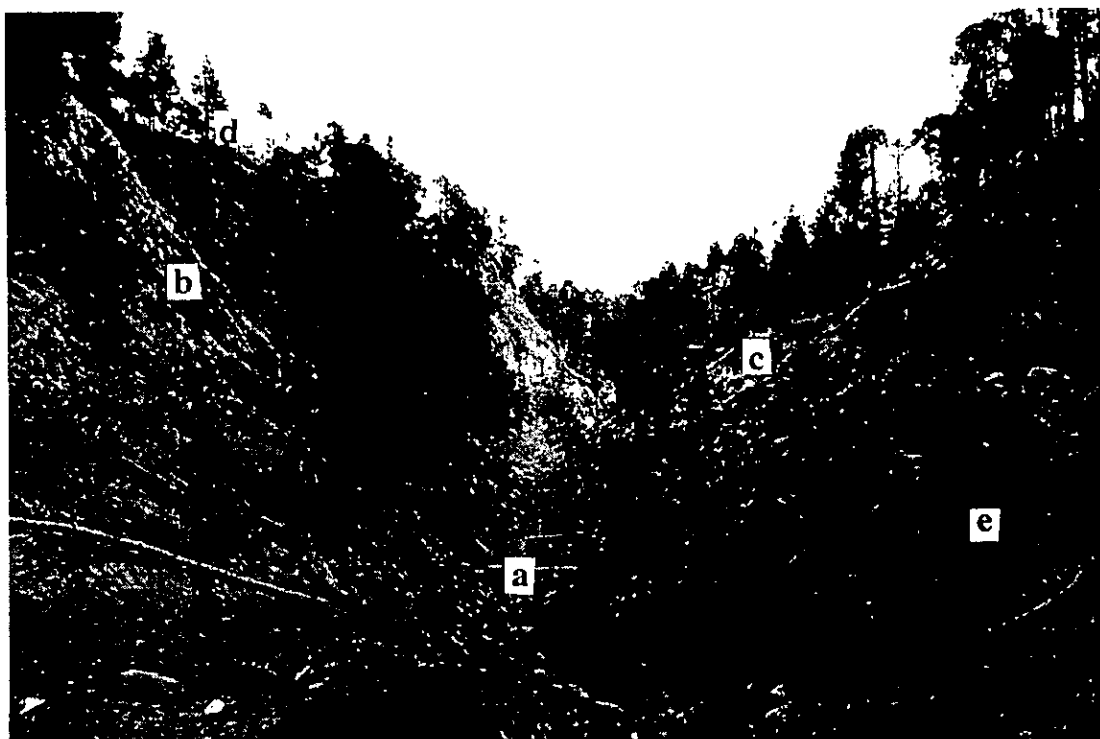


Foto 16. Vista de la barranca Huiolac a 3,490 msnm en la ladera noreste del Popocatépetl; es representativa de la figura 14. a) talweg; b) ladera de valle (brechas y lahares); c) morfología de terrazas (flujos piroclásticos) y laderas interiores del valle original; d) alcance máximo de la ladera de valle; e) depósito de flujo lodoso reciente, generado a partir de la actividad eruptiva del 30 de junio de 1997).

1.1.3. Salto de cabecera.

Debido al procesos erosivo remontante en las laderas del Popocatépetl, en particular la noreste, se generan desniveles considerables en la traza longitudinal del cauce; esto se relaciona de manera estrecha con cambios en la litología a lo largo del río, contactos entre distintas coladas de lava y estructuras. Los cambios de pendiente (saltos de cabecera) en el perfil longitudinal de los cauces, son de un par de metros a mas de 20. En este análisis se presentan tres casos representativos, mismos que han sido clasificados en dos grupos; en el primero contempla los menores a diez metros y el segundo, se incluye los de más de veinte metros.



a) menores a 10 metros de altura.

Este caso en particular, se presenta en la barranca Tenenepanco a los 3,800 msnm, es el resultado de la socavación inferior (zapa) de un depósito deleznable de pómez pliniana, infrayacente a un flujo piroclástico (nube ardiente) más resistente, que permite el desarrollo en sentido vertical; a este último depósito lo sobreyacen materiales piroclásticos de caída (foto. 17).



Foto 17. Vista de un salto de cabecera en la barranca Tenenepanco a 3,800 msnm. a) salto de cabecera menor a 10 metros; b) depósito de flujo piroclástico (nube ardiente); c) depósito piroclástico de caída; d) depósito de pómez pliniana (de mil años); e) manto coluvial; f) glaciar; g) relicto del volcán el fraile



b) mayores a 20 metros de altura.

En este grupo se pone de manifiesto la influencia de un río que tiene la capacidad de transportar mayor carga y por consiguiente, más poder erosivo, no obstante que se trate de corrientes estacionales o de deshielo glaciar. Hay dos casos representativos ambos en la cañada Huiolac:

El primero se encuentra a los 3,590 msnm, salto de cabecera a partir de un contacto litológico en el fondo del talweg, es decir, cuando el caudal encuentra en su recorrido ladera abajo, depósitos de flujo piroclástico intercalados con brechas, aprovecha la debilidad y socava la base, a tal grado que provocando la formación de una escarpa que de manera progresiva incrementa su altura.

La morfología es a manera de sifón invertido, es decir, el río ladera arriba es estrecho y poco profundo, a partir del salto, ladera abajo y profundiza. El desarrollo de estos saltos de cabecera genera en seguida nuevos procesos geomorfológicos y formas asociadas (Fig. 37 y foto 18).

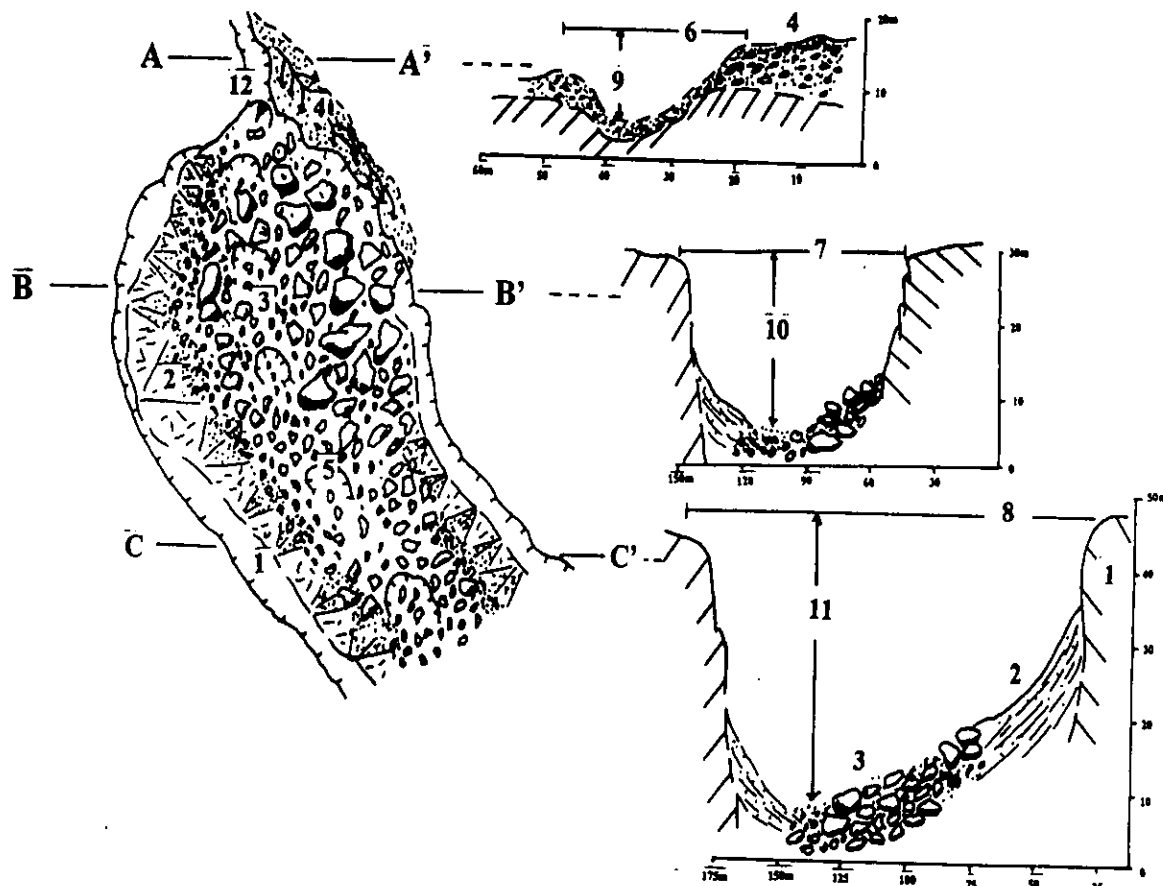


Figura 37. Esquema que muestra en planta y perfil un salto de cabecera en la barranca Huiolac a 3,590 msnm. 1. Escarpe principal en depósitos de brecha, con morfología en zigzag o dentada, resultado de los desprendimientos de bloques; muestra grietas de tensión paralelas al río; el escarpe es franco (90° de inclinación), llega alcanzar 40 metros de altura (perfil C-C'); 2. Rampas (abanicos coluviales coalescentes) con pendiente menor a 35° grados, se debe a la acumulación de materiales provenientes de la ladera, con bloques angulosos de 5 a 8 metros de eje mayor; 3. Material heterométrico, gravitacional y fluvial, de manera caótica en el fondo del valle; 4. Depósito lodoso reciente por obturación del cauce (perfil A-A'), en forma de abanico de displayamiento; 5. Saltos de cabecera secundarios, en la mayoría de los casos obstruidos por grandes bloques o estos forman el salto; su presencia es importante, ya que incrementan de manera considerable la erosión en el fondo del valle; 6. Amplitud máxima del cauce (de 30 a 35 metros); 7. Amplitud máxima del valle (de 140 a 160 metros); 8. Amplitud máxima del valle (de 160 a 180 metros), 9. Profundidad máxima del valle (de 10 a 15 metros), 10. Profundidad máxima del valle (de 30 a 35 metros), 11. Profundidad máxima en el valle (de 40 a 45 metros); 12. Salto de cabecera mayor a 20 metros.

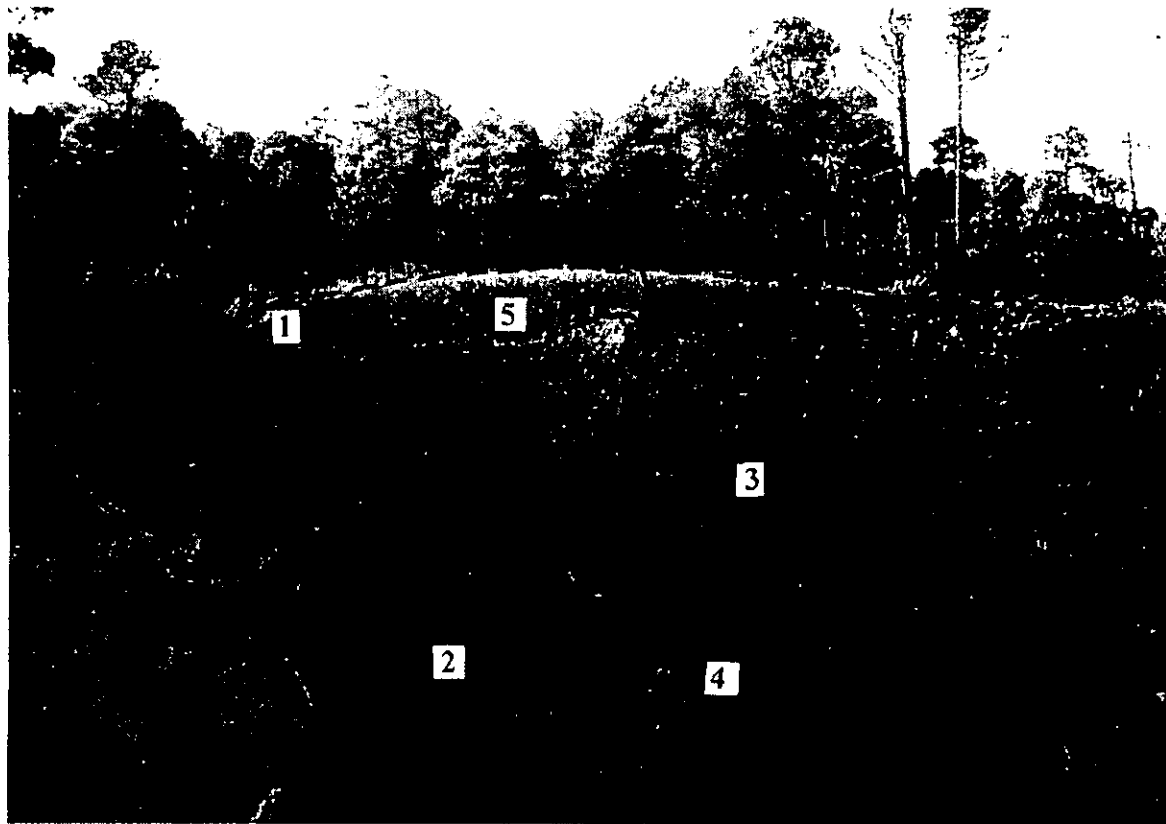


Foto 18. Vista de un salto de cabecera en la barranca Huiolac a 3,590 msnm, representativa de la figura 37. 1. Salto de cabecera mayor a 20 metros; 2. Salto de cabecera menor a 10 metros; 3. Escarpe de 90° y de 25 a 49 metros de alto, se desarrolla en material brechoide; 4. Rampa coluvial; 5. Depósito de flujo lodoso reciente, generado a partir de la actividad explosiva del 30 de junio de 1997.

El segundo caso se localiza a los 3,310 msnm y se relaciona con un depósito de derrumbe que obturó el cauce original, acto seguido la erosión fluvial retrabajó dicho depósito, lo que provocó la formación del salto de cabecera hasta alcanzar una altura mayor a 20 metros. El depósito de derrumbe se caracteriza por materiales heterométricos en una matriz arenosa no consolidada (Fig. 38 y foto 19).

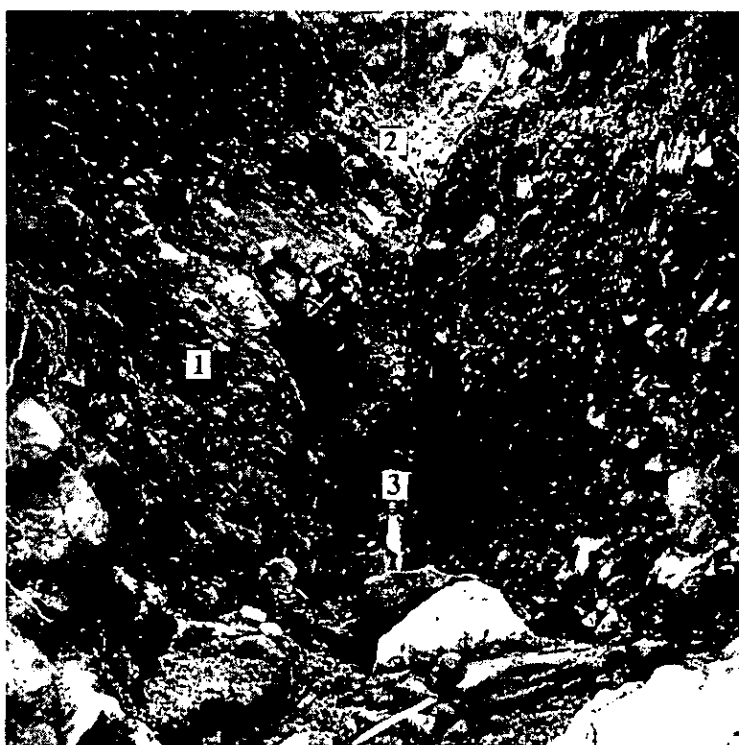
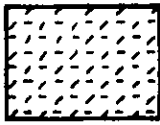


Figura 38 y Foto 19. Muestran un salto de cabecera en la barranca Huiolac a los 3,310 msnm. 1. Depósito de derrumbe; 2. Salto de cabecera mayor a 20 metros; 3. Socavación (zapa) de la parte inferior del depósito (de 4 a 5 metros de ancho).

1.2. Erosivo-acumulativo (fluvial).

Se refiere a todo aquel relieve que es resultado de la erosión fluvial y que en algún momento fue alterado o sepultado por materiales de erupciones volcánicas; de manera posterior, el nuevo relieve es erosionado hasta llegar a formar la morfología actual. Cabe mencionar que en este tipo de relieve la acción erosiva es más significativa que el proceso acumulativo.



1.2.1. Terraza fluvial-volcánica.

Son más frecuentes hacia las cabeceras de los valles (comportamiento anómalo, ya que la distribución de las terrazas se esperaría hacia las partes más distales de la cabecera); se forman por el relleno de los valles preexistentes. El material no es de origen fluvial, se trata de material volcanoclástico que a manera de flujos colmató los valles. En la actualidad dichos depósitos presentan una morfología de terraza debido a la acción erosiva fluvial posterior; no presentan material fluvial acumulado y sólo hay evidencias de la erosión de los volcanoclásticos.

En el Popocatepetl, por lo regular, este tipo de terrazas se localiza en la ladera norte, debido a la influencia de los procesos volcánicos plinianos; un ejemplo de ello son las terrazas que se distribuyen a lo largo del fondo del valle de barranca Seca, de manera más particular, a 3,200 msnm, a 800 metros al sureste del cerro Gordo (Fig.39).

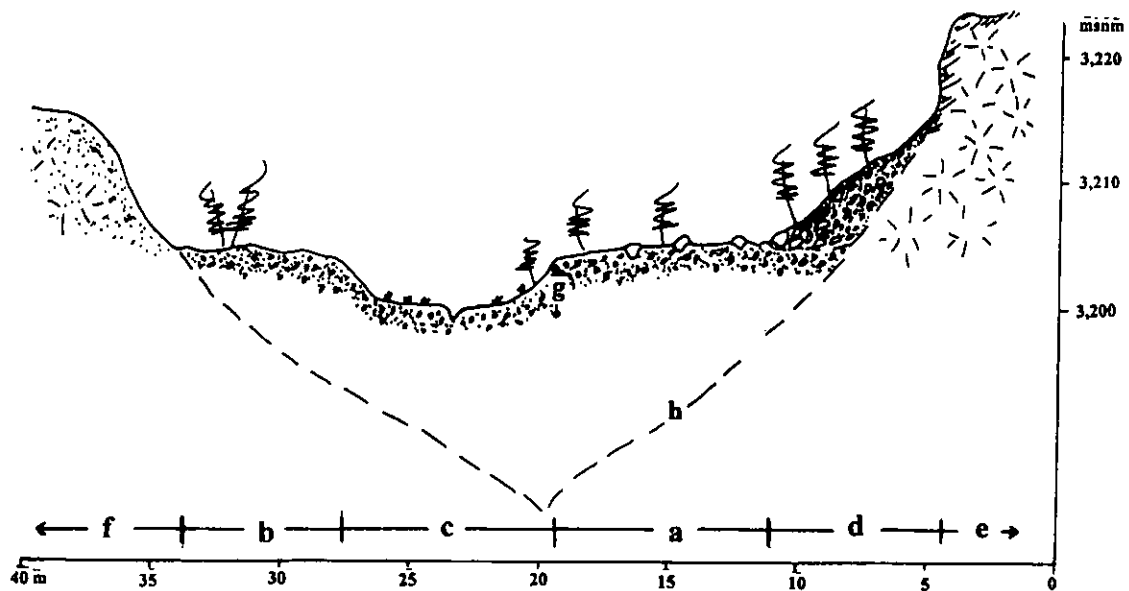


Figura 39. Perfil esquemático que muestra de una terraza fluvial volcánica a 3,200 msnm, en barranca Seca al noreste del cráter del Popocatépetl. a) terraza derecha, río arriba, presenta una amplitud de 12 metros con pendiente promedio de 2° ; b) terraza izquierda, río arriba, con anchura de 9 metros y pendiente de 2° en promedio. La base de las terrazas se compone de depósitos de pómez con espesor mayor a un metro, cubiertos por depósitos de ceniza, de espesor menor, que en parte forma de suelos; c) cauce actual, con una anchura promedio de 11 metros y pendientes de 2° a 6° ; d) talud de detritos con inclinación de 35° , presenta en su parte más distal, con respecto a la fuente de materiales, bloques de hasta 2.5 metros en su eje mayor y en la zona proximal depósitos de finos; e) escarpe de lava con pendiente mayor a 70° , es la fuente de materiales del talud detrítico; f) ladera de lava cubierta por piroclastos, su inclinación promedio es de 34° ; g) bancal, representa la profundidad de la disección de 2 metros en promedio; h) prolongación hipotética de las laderas de valle originales.



1.2.2. Terraza fluvial.

Son resultado de la acción de los ríos, que al depositar su carga (aluvión), ya sea por obstrucción del valle o por la pérdida de energía debido a la reducción de la pendiente. En el caso del Popocatépetl, las corrientes fluviales no son permanentes, debido a que existe un

alto grado de fracturamiento de la roca y una permeabilidad considerable en los depósitos piroclásticos el transporte de materiales no es constante, lo cual provoca la formación de terrazas, las que se distribuyen con mayor frecuencia en la zona de piedemonte erosivo-acumulativo que en la zona de piedemonte volcánico-acumulativo.

1.3. Glacial.

En el caso del Popocatepetl, el modelado glacial tiene mayor expresión en la ladera norte que en la sur, lo que se relaciona con un mayor desarrollo de los glaciares por la exposición de las laderas a los rayos solares; es decir, las laderas orientadas al norte son más frías y de mayor humedad que las del sur, lo cual permite una mejor conservación de la capa de hielo durante el verano y periodos interglaciales.



1.3.1. Circo glacial.

La morfología de los circos glaciales consiste en depresiones a manera de anfiteatro, mismos que forman parte de los límites superiores de los valles (cabeceras); son amplios, escarpados y profundos, tienen un lado abierto siempre orientado ladera abajo, en dirección al valle. Los circos glaciales constituyen las zonas principales de alimentación (cuencas) del glaciar de valle, y su desarrollo está ligado a una serie de procesos como la actividad del propio glaciar, meteorización y acción de las aguas de fusión (Gorshkov y Yakushova 1970).

En el Popocatepetl los circos glaciales son un relieve heredado pleistocénico, que corresponde al modelado de los glaciares de "circo" o de "care" (de menores dimensiones que los de valle), su emplazamiento se da entre las laderas montañosas o circos montañosos; el espesor de hielo es reducido y carece de una corriente glaciárica

considerable. La expresión de los circos es continua y bien definida, presentan escarpes mayores a 30 metros, que en la mayoría de los casos dan pie a la formación de nuevos y diversos procesos geomórficos (Fig. 40; foto 20 y 21).



Figura 40. Esquema geomorfológico de un sector del cono del Popocatépetl, donde se muestra el emplazamiento de circos glaciales. 1. Circo glaciar, cuenca alta de la barranca Nexpayantla a 4,300 msnm; 2. Laderas de lava con modelado de procesos glaciales, nivales y gravitacionales; 3. Laderas piroclásticas; 4. Superficies complejas de lava y piroclastos; 5. Superficies de divisorias rocosas (crestas); 6. Escarpes de lava de 10 a 30 metros; 7. Manto coluvial; 8. Canal de escombros (*debris flow*); 9. Talwegs menores a 5 metros de profundidad; 10. Talwegs de 5 a 10 metros de profundidad.

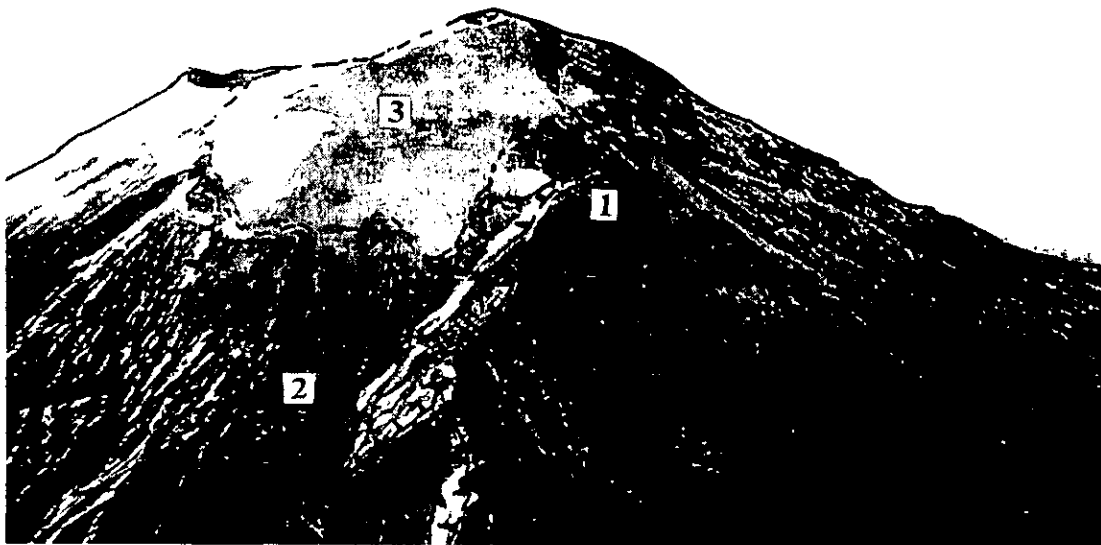
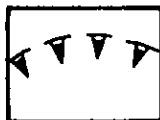


Foto 20. Vista aérea del flanco norte del volcán Popocatépetl, donde se aprecian circos glaciales pleistocénicos. 1. Circo glacial, cuenca alta de la barranca Nexpayantla; 2. Laderas de lava con modelado de procesos glaciales, nivales y gravitacionales; 3 Glaciar.



Foto 21. Vista de los circo glaciales, en la cuenca alta de la barranca Tenenepanco a los 4,700 msnm. 1. Flancos o bordes de circos glaciales; 2. Escarpe de lava mayor a 20 metros; 3 Frente del glaciar (terminus); 4. Depósitos coluviales (manto coluvial).



1.3.2. Circo glaciar modelado por procesos gravitacionales.

Expresión de un modelado posterior al glaciar; la acción del intemperismo sobre el relieve heredado de frentes abruptos (circos glaciales) prepara, de manera satisfactoria al relieve, y conduce al desencadenamiento de procesos gravitacionales que transforman los circos a tal grado que se dificulta su interpretación. Es común encontrar estas formas sepultadas parcial o totalmente por capas de material piroclástico de espesor diverso, lo que incrementa el grado de dificultad para su reconocimiento (foto 22); también se encuentran cubiertos por la carpeta vegetal, cuando las condiciones climáticas lo permiten y, aunado al proceso gravitacional dominante, éstos son modelados en menor grado por procesos fluviales recientes.



Foto 22. Vista aérea de la cuenca alta de la cañada Coyoco en el flanco norte del volcán Popocatepetl. 1. Circo glaciar modelado por procesos gravitacionales (inferido); 2. Laderas con modelado glaciar con cubiertas variables de piroclastos; 3. Depósitos de ceniza reciente que corresponde a la erupción de diciembre de 1994.

1.4. Erosivo acumulativo periglacial.

Se refiere a formas de relieve erosivo-acumulativas que tiene relación directa con los deshielos del glaciar, provocados por los cambios estacionales de temperatura y por la actividad volcánica reciente.



1.4.1. Canal de escombros (*debris flow*).

Los *debris flow* son flujos masivos de sedimento que se desliza ladera abajo, debido a la sobresaturación hídrica de material que ha sido depositado de manera previa en la cuenca de captación o en el fondo de los valles cercanos a la cabecera.

La génesis de estos procesos de ladera (*debris flow*) se relaciona con factores diversos como la litología, la estructura geológica, las erupciones volcánicas, cambios bruscos de temperatura que provocan la fusión de mantos de nieve y de la superficie de glaciares, la pendiente del terreno y la ausencia de vegetación.

El flujo de sedimentos -bloques de dimensiones métricas, gravas, arenas, limos y arcillas- mezclados con una cantidad relativa mínima de agua; en su recorrido ladera abajo, erosiona el relieve preexistente hasta formar canales, de igual forma, deposita materiales en sentido paralelo al flujo preferencial, formando depósitos semejantes a muros de dimensiones variables (*levées*).

El flanco noreste del Popocatepetl, en los afluentes (barrancos proglaciales) de la barranca Huiolac, de este a oeste: Tepetelonconone, La Espinera y Tenenepanco (Fig. 41), en repetidas ocasiones y desde épocas pasadas, han estado influenciados, por importantes procesos de *debris flow*, que modelan en forma constante el relieve.

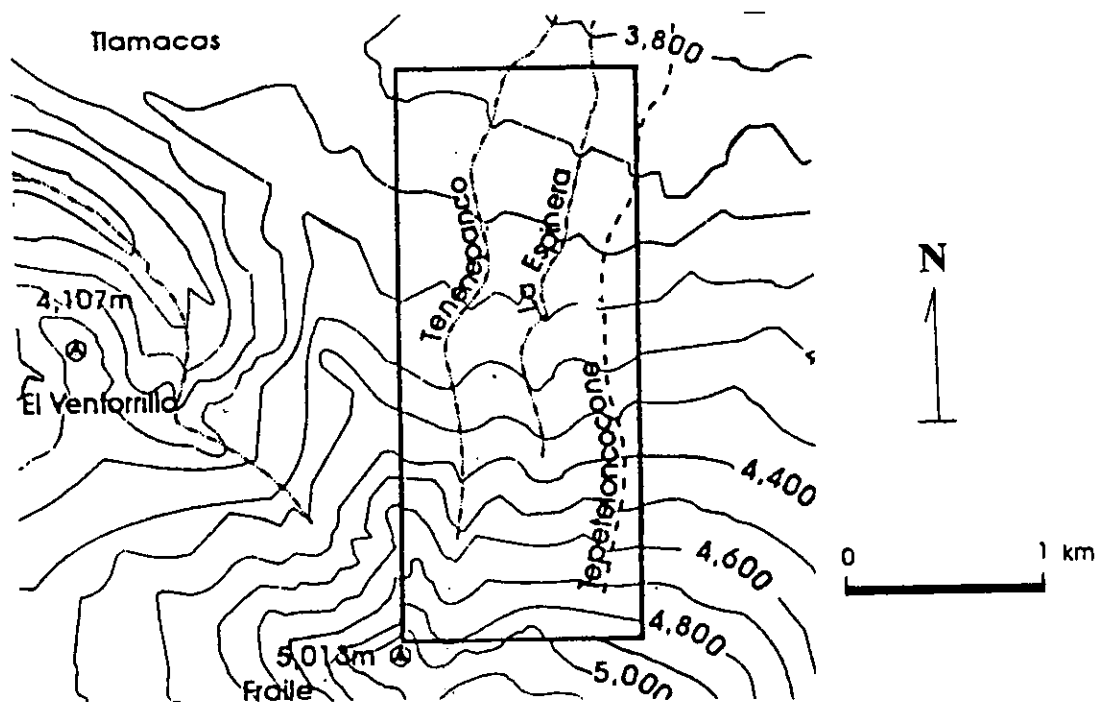


Figura 41. Localización de los barrancos proglaciales, sujetos a procesos de *debris flow*, enclavados en el flanco noreste del Popocatepetl.

Como consecuencia de la actividad volcánica reciente del Popocatepetl (diciembre de 1994 a la fecha), la fusión del glaciar se ha incrementado de manera notable, debido al depósito de piroclastos, lo cual genera un mayor aporte de agua de deshielo a la cuenca de captación inmediata inferior, aproximadamente a los 4,700 msnm, que al acumular agua hasta romper el límite de equilibrio, junto con materiales previamente depositados, de manera repentina se generan procesos geomorfológicos de alta energía (*debris flow*). Mismos que se desplazan ladera abajo hasta alcanzar los 3,700 msnm. Por debajo de este límite altitudinal, se transforman en flujos lodosos y lahares que se tornan peligrosos para la población.

La actividad reciente ha incrementado en forma considerable el desarrollo de este proceso, lo que ha permitido un seguimiento en campo de su transformación (cabecera, canal y *levées*), por lo menos en dos ocasiones; la primera corresponde a octubre de 1995 (Palacios 1995) y la segunda a febrero de 1998, que se generó a partir de la gran actividad

volcánica registrada el 30 de junio de 1997. Estudios similares de este proceso geomorfológico de alta montaña se han hecho para el Pico de Orizaba (Parrilla y Zamorano 1996), lo cual indica que no sólo el Popocatepetl es susceptible a desarrollarlos, aunque su desencadenamiento sí se incrementa por la actividad.

Las observaciones realizadas, en dos fechas distintas, hacen notables los cambios del relieve; de manera detallada se presenta la cartografía que muestra las dos fechas de estudio y una serie de perfiles y secciones a distinta altitud, que permiten entender, el comportamiento del *debris flow* a lo largo de su recorrido ladera abajo (mapa anexo II).

La morfología resultante consiste en una cabecera o zona de arranque, un canal de escombros por donde los materiales se transportan, depósitos laterales al canal denominados *leveés* y en algunos casos un lóbulo final o varios de desborde.

La zona de arranque (cabecera) del *debris flow* de octubre de 1995, se localiza a 4,470 msnm, es semicircular, de paredes de lava mayores a 30 metros, escarpadas e inclinaciones superiores a 35°; el grado de intemperismo y la inestabilidad que presentan provocan que la ladera, influenciada por la acción de los procesos periglaciales, genere numerosos procesos gravitacionales (deslizamientos y caída de bloques); los materiales asociados a dichos procesos son depositados al pie de los escarpes y al centro de la cuenca, la cual presenta un nivel infrayacente de *permafrost*² bien desarrollado. La acumulación progresiva de material coluvial sobre la cuenca de *permafrost* permite que el agua de deshielo del glaciar, aportada de manera repentina, no se infiltre en forma inmediata si no se acumule hasta sobresaturar el depósito de coluvión y así romper el equilibrio hidrostático (pendiente y presión), lo cual da pie a la formación del *debris flow* y todos los agravantes que esto implica.

El canal de escombros comienza a lo 4,460 msnm; presenta un trazo rectilíneo a lo largo de la ladera, alcanza una longitud aproximada de 2,500 metros y llega a desplazarse como máximo hasta los 4,070 msnm por la pérdida de energía y disminución de la

² Permafrost: Se refiere al congelamiento permanente del agua contenida en el suelo y rocas, su espesor es variable desde algunos decímetros y metros, hasta algunos cientos de metros, en el mejor de los casos; su fusión durante el verano, se refleja en la superficie con desarrollo de formas del relieve.

pendiente; su anchura oscila entre 8 y 10 metros, su profundidad entre 5 y 8 metros y su pendiente promedio es mayor a 40° en las zonas más abruptas, y 15° en las más suavizadas.

Los depósitos laterales (*levées*) a lo largo del canal, se disponen de manera paralela al flujo preferencial en las zonas contrarias a la margen de ataque o zapa, es decir, donde la energía del flujo se reduce debido al perfil cóncavo del cauce. Los materiales de los *levées* son heterométricos, en especial, bloques con eje mayor de un metro o más, en las partes superiores del depósito y en general menores a 15 centímetros en la base del depósito. Con estos se asocian otros de menor tamaño que se disponen a manera de abanicos, en lugares más alejados al canal, ya que este material es expulsado hasta hacer contacto con las márgenes extremas del valle, formadas por flujos piroclásticos y piroclastos de caída.

Los materiales se desplazan ladera abajo por un canal preexistente, hasta llegar a un área de menor pendiente donde la energía se reduce, lo cual conduce, en algunos casos, a la formación de lóbulos de depósito final y en otros, más frecuentes, a su transformación en flujo lodoso.

El segundo caso de *debris flow* que se presenta corresponde a la variación que ha tenido el primero como consecuencia de la actividad del Popocatepetl. Este se analizó en febrero de 1998, y fue generado a partir del evento explosivo registrado el 30 de junio de 1997, que hasta la fecha es el más importante desde 1925; consistió en una columna eruptiva de cenizas, gases y vapor de agua, que alcanzó más de 8 kilómetros de altura; su desarrollo provocó la depositación de materiales piroclásticos de caída en la superficie del glaciar, lo que fusionó la parte más expuesta a la superficie y produjo un gran aporte de agua de deshielo. La respuesta fue inmediata en la morfología y comportamiento de la cuenca de captación del antiguo *debris* (octubre de 1995) y generó de igual forma un nuevo flujo masivo de materiales, de dimensiones mayores que el primero.

La zona de arranque se localiza a la misma altitud que la del *debris* de 1995 (4,470 msnm), y la morfología y fuente de alimentación son también las mismas, con la salvedad de que la cantidad tanto de agua como de materiales involucrados fue mayor, lo que demuestran las evidencias en campo.

El canal de escombros es en promedio es el doble de ancho que el anterior, es decir, de 20 a 25 metros, y una profundidad máxima de 8 a 10 metros (foto 23).



Foto 23. Vista de un sector de la barranca Tenenepanco a los 4,200 msnm, muestra la morfología del canal de escombros asociado al *debris flow* reactivado a partir de las erupciones del 30 de junio de 1997. 1. Depósitos de *debris* (*leveés*); 2. Anchura del canal; 3. Altura del canal; 4. Ladera piroclástica.

Inicia a los 4,450 msnm y se desplaza por el antiguo canal formado en octubre de 1995 y por surcos menores, generados por otros *debris* anteriores e intermedios a los de las fechas mencionadas (foto 24); llega a descender hasta los 3,900 msnm, donde su carga de sedimentos finos se incrementa de manera considerable, por la incorporación de nuevos materiales (de menor tamaño) a lo largo de su recorrido. A esta altitud, el flujo de sedimentos (*debris flow*) se convierte en un flujo lodoso, es decir, con un mayor contenido de agua y materiales finos (gravas, arenas, limos y arcillas); se desplaza a lo largo de la cañada Huiolac hasta niveles altitudinales inferiores a los 3,000 msnm, donde la pendiente disminuye de manera gradual, así como también la energía del flujo (Santiago Xalitzintla, a 12.5 kilómetros del arranque del *debris*).

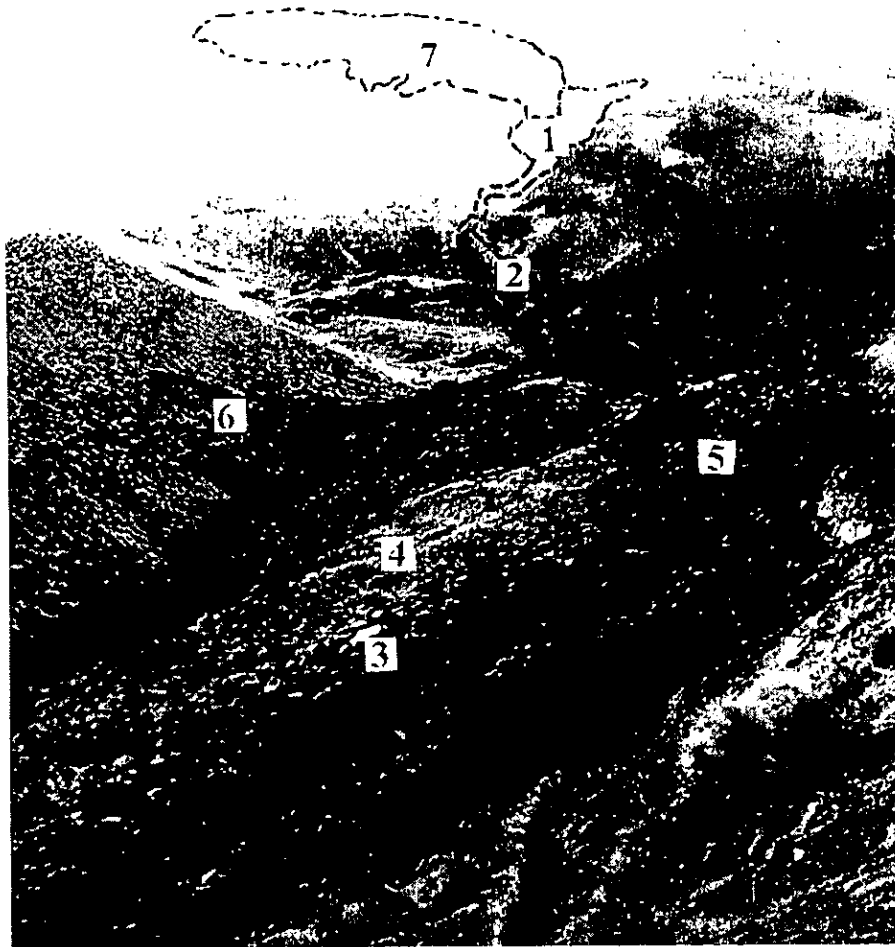


Foto 24. Vista de la barranca Tenenepanco a los 3,800 msnm el 5 de noviembre de 1997. Se muestra la morfología del *debris flow* reactivado por la erupción del 30 de junio de 1997. 1. Cuenca de captación; 2. Canal de escombros; 3. *Levéés*; 4. Depósitos de *debris* correspondientes a otras fechas; 5. Depósitos caóticos de *debris* recientes; 6. Laderas piroclásticas; 7. Glaciar.

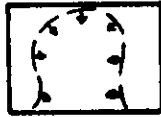
Los *levées* del *debris* se disponen de manera general paralelos al flujo principal (Foto 25); los bloques que los componen son de mayor tamaño en la parte superior que en su base. Los de los niveles superficiales, mayores a 3 metros de eje mayor, por lo regular se disponen con una orientación paralela al flujo, en tanto que los del substrato no presentan ninguna orientación aparente, es decir su arreglo es caótico. Lo anterior pone de manifiesto una mayor turbulencia en la base del flujo que en la parte superficial, al momento de que la masa de sedimentos se desplaza ladera abajo.



Foto 25. Vista de la barranca Tenenepanco el estado de los *levées* laterales a los 3,800 msnm, el 5 de noviembre de 1997. Se disponen en sentido paralelo al flujo prioritario, y fueron generados a partir de la actividad del 30 de junio de 1997. 1. *Levées*, la flecha muestra la dirección de flujo; 2. Depósitos caóticos de *debris*; 3. Canal de escombros; 4. Manto coluvial; 5. Laderas piroclásticas.

1.5. Gravitacional (erosivo).

Se refiere a todas aquellas formas de relieve exógeno, resultado de la acción erosiva por efecto de la gravedad, caída de rocas, deslizamientos, derrumbes, escarpas de desprendimiento, etc.



1.5.1. Escarpe de desprendimiento (asociado a deslizamientos de tierras).

Los deslizamientos de tierras son movimientos descendentes de masas rocosas que pueden deslizarse de manera lenta o rápida ladera abajo; se relacionan con la acción de la gravedad, de las aguas subterráneas y superficiales.

Los deslizamientos de grandes masas rocosas forman enormes circos o mejor dicho, semicircos que se insinúan de manera profunda en la orilla y que alternan con porciones de mayor resistencia de la ladera (Gorshkov y Yakushova 1970). Un deslizamiento de tierras no sólo presenta el escarpe de desprendimiento, es decir, el proceso desencadena la formación de nueva morfología como zonas de deslizamiento y lóbulos de depósito (Fig.42).

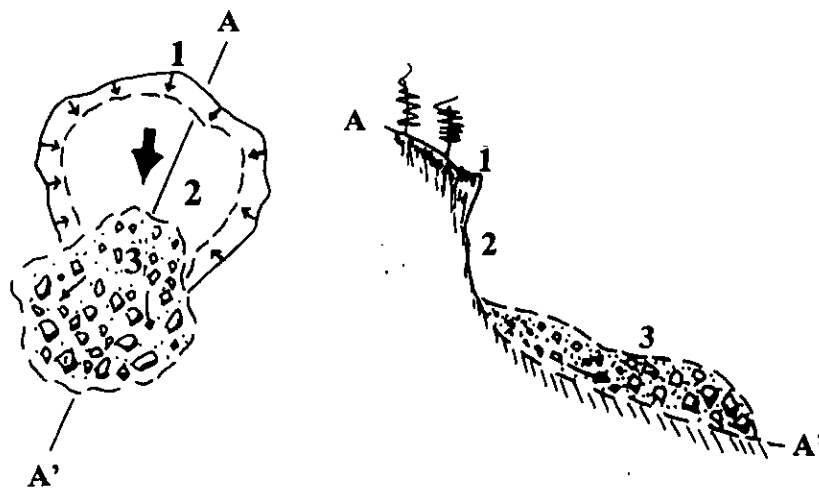


Figura 42. Esquema que muestra en planta y en perfil (A-A') un deslizamiento de tierras. 1. Escarpe de desprendimiento; 2. Superficie de deslizamiento, se muestra la dirección de corrimiento; 3. Lóbulo de deslizamiento, se muestra la dirección del flujo.

Los deslizamientos de tierras que se representan en la zona de estudio, se localizan en las laderas de la barranca Nexpayantla a los 4,300-4,100 msnm; desde el punto de vista hipotético geomorfológico, se relacionan de manera directa con la presencia de fallas perpendiculares a la traza del valle; los escarpes de desprendimiento suelen ser mayores a 20 metros de altura.



1.5.2. Dirección de flujo (asociado a deslizamientos de tierras).

Pone de manifiesto la orientación o dirección del deslizamiento sobre un plano (superficie de corrimiento o deslizamiento); con frecuencia presenta pulimento y estrías.



1.5.3. Escarpe de desprendimiento (asociado a flujos lodosos).

Representa la zona de despegue o cabecera de un flujo lodoso (arenas y cenizas con agua); es de forma semicircular y no sobrepasa los 15 metros de altura.

2. Acumulativo.

Se refiere a todas las formas de relieve exógenas que se originan por la acumulación de materiales; ya sean de origen fluvial (aluvión), glacial (till) y gravitacional (coluvión).

2.1. Fluvial.



2.1.1. Abanicos de displayamiento (asociados a *debris flow*).

Su génesis se relaciona con los desbordes o crecidas extraordinarias de los canales de *debris flow*; se trata de sedimentos que se depositan en los lados del canal, a manera de abanico, con escurrimientos superficiales, surcos y regueros de escasa profundidad, y configuración dicotómica. Los clastos que los componen son heterométricos, de mayor tamaño cuanto más cerca se encuentran en la zona del arranque del *debris* (foto 26); al aumentar la distancia con respecto a la cabecera, los depósitos se componen de material más fino: gravas, arenas, limos, arcillas y escasos bloques (foto 27 y 28)



Foto 26. Vista de un abanico de displayamiento cercano a la cabecera del *debris flow*. 1. Abanico de displayamiento (3,900 msnm), la flecha muestra la dirección de flujo; 2. Laderas de flujos piroclásticos y piroclastos de caída.



Foto 27. Vista de la barranca Huiolac, donde se muestra la barrera del cauce. 1. Área de obturación de 10 a 15 metros (3,500 msnm); 2. Ladera de depósitos de flujo piroclástico, morrénicos caóticos y piroclastos de caída; 3. Inicio del abanico de desplazamiento; 4. Talweg con relleno fluvial y coluvial, muestra la dirección del flujo.

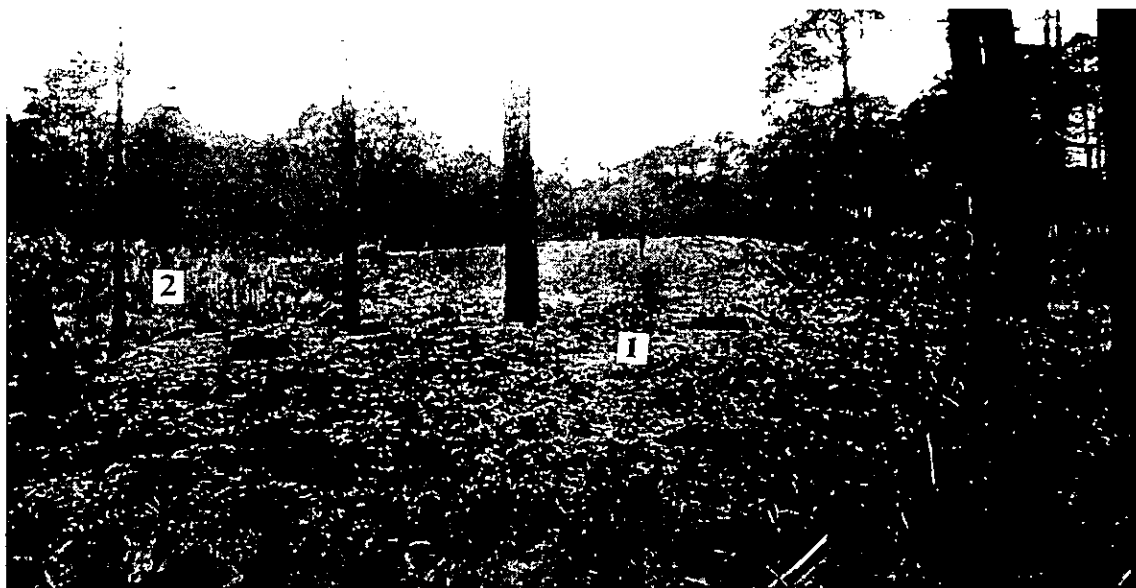


Foto 28. Vista de un abanico de desplazamiento en la barranca Huiolac, se relaciona con la fotografía 27. 1. Abanico de desplazamiento (3,590 msnm), las flechas muestran la dirección de flujo; 2. Laderas de flujos piroclásticos, depósitos morrénicos caóticos y piroclastos de caída.



2.1.2. Flujo lodoso.

Se refiere a un flujo de suelo y regolita de gran movilidad por su alto contenido de agua en la mezcla (>50%); suelen fluir por los cauces y/o contactos de flujos lávicos a gran distancia. Los depósitos son de mayor espesor en la parte proximal a la zona de arranque y se adelgazan hacia la zona distal; presentan bloques y cantos en una matriz arcillo-arenosa sin ninguna clasificación aparente.

En la zona se presenta un solo caso, a 3.2 Km al este del Cerro Tlamacas, el cual presenta límites bien definidos; su longitud máxima es de 1,800 metros; inicia a los 3,900 msnm y termina a los 3,380 msnm, su anchura oscila entre los 180 y 200 metros (Fig.43).

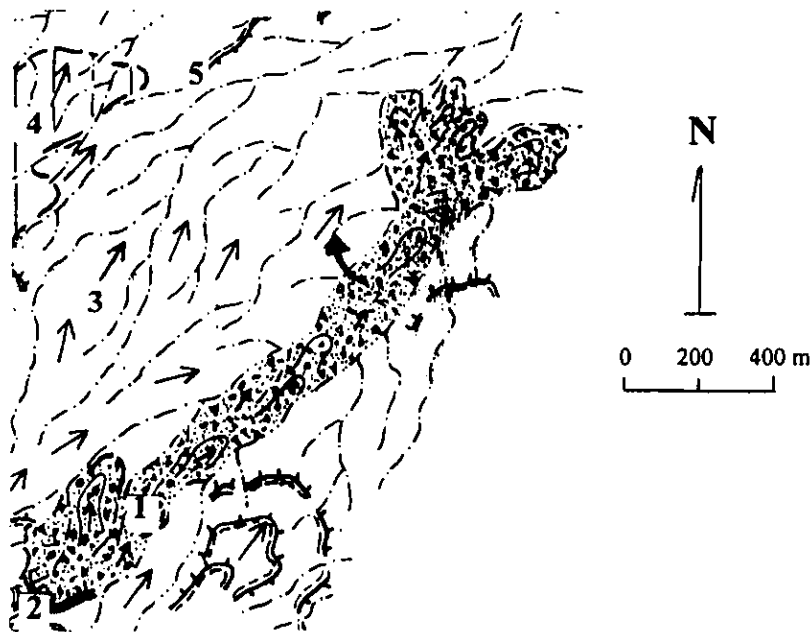
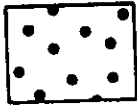


Figura 43. Esquema geomorfológico que muestra un flujo lodoso en la ladera noreste del Popocatepetl a 3,900 msnm. 1. Flujo lodoso, muestra las direcciones de flujo, así como también su posición altitudinal relativa; 2. Escarpe de desprendimiento (asociado a flujos lodosos); 3. Coladas de lava asociadas al volcán Popocatepetl, muestran la dirección de flujo; 4. Coladas de lava asociadas a diversos focos de emisión, muestran la dirección de flujo; 5. Escarpe de lava (menor a 10 metros).

2.2. Acumulativo-erosivo (fluvial).

Se refiere a todas las formas acumulativas de relieve, originadas por las corrientes fluviales que en repetidas ocasiones han sido afectadas por procesos volcánicos.



2.2.1. Rampa acumulativa compleja cubierta por piroclastos.

Su complejidad radica en la diversidad de materiales que la constituyen: depósitos removidos por corrientes fluviales intermitentes, en la mayoría de los casos generadas por precipitaciones extraordinarias o deshielo súbito del glaciar, flujos piroclásticos, piroclastos de caída y morrénicos caóticos. La acumulación fluvial se ve alterada por la actividad volcánica en repetidas ocasiones, ya que la depósito constante de material volcánico sepulta las formas del relieve y atenúa los procesos exógenos.

La rampa formada por dichos depósitos se distribuye entre los 3,940 msnm y los 3,600 msnm, la pendiente oscila entre 15° y 30° y llegan alcanzar de 30° a 40°; su límite hacia el oeste es el Cerro Tlamacas (foto 29) y al este la cañada Yilo.



Foto 29. Vista que muestra la rampa acumulativa compleja cubierta por piroclastos. 1. Rampa acumulativa compleja cubierta por piroclastos; 2. Cerro Tlamacas; 3. Cerro Gordo.

2.3. Glacial.

Los glaciares en su movimiento ladera abajo transportan material detrítico heterométrico que proviene, en la mayoría de los casos, de las laderas montañosas y del flujo subglaciar, así como también de la acción mecánica provocada por las rocas transportadas por la masa glacial. El retiro posterior de los glaciares, acumula la carga en suspensión a manera de mantos o morrenas.

El relieve acumulativo glacial en el Popocatepetl es el resultado, en la mayoría de los casos, de la acción glaciárica ocurrida en el Pleistoceno tardío y Holoceno y en el menor de los casos ha continuado su formación hasta la fecha.



2.3.1. Glaciar.

En la actualidad sólo el flanco norte del volcán Popocatepetl sustenta hielo de glaciar, considerado como “ventisquero” (campo de nieve). De acuerdo con el último inventario realizado, los glaciares del Popocatepetl ocupan un área aproximada de 0.5 km²; esta masa glacial se divide en dos: el glaciar del *Ventorrillo* y el *Noroccidental*.

El del *Ventorrillo*, es un glaciar de montaña que en 1995 poseía tres sistemas de grietas: superior, inferior y longitudinal. El campo de grietas superior se localiza a 5,300 msnm y representa la zona de arranque del glaciar; consiste en una grieta o rimaya de 250 metros de longitud y 5 metros de ancho, su profundidad oscila entre 2 y 3 metros. El campo de grietas inferior, se localiza entre los 5,200 y 5,000 msnm, son cóncavas hacia abajo en su dirección de flujo, debido a una secuencia de grietas menores y un arreglo a manera de chevron en el límite occidental. Las grietas de mayor magnitud forman escarpas de hasta 30 metros de altura y profundidad.

Existe un sistema de grietas longitudinal en la porción oriental del glaciar que corre en forma paralela a la dirección de flujo. Estas grietas son visibles solamente en la época de

ablación y no tienen gran profundidad. El espesor máximo de este glaciar es de 70 metros en la parte central, justo al centro del campo de grietas inferior (Delgado 1996).

El glaciar *Noroccidental*, localizado en el noroccidente del volcán, presenta su cabecera a 5,400 msnm y su *terminus* (frente) a 5,060 msnm; descansa sobre lavas andesíticas y lo bordea un acantilado donde su lengua se escarpa con suavidad, debido al poco espesor que presenta.

Las grietas de este glaciar provienen del sistema de rimaya del Ventorrillo y cortan el flanco oriental del glaciar *Noroccidental*. El hielo está mezclado con líticos. Este es el remanente de un glaciar colgante mayor, alimentado principalmente por la nieve estacional y comparte el área de acumulación con el glaciar del Ventorrillo (Delgado *op. cit.*).

Ambos glaciares, la mayoría de la veces, se consideran como uno solo, debido a su morfología, con la salvedad de que el *Noroccidental* fluye hacia el Estado de México y el del Ventorrillo hacia el Estado de Puebla.

El límite del glaciar es variable por lo que se ha explicado antes (foto 30).

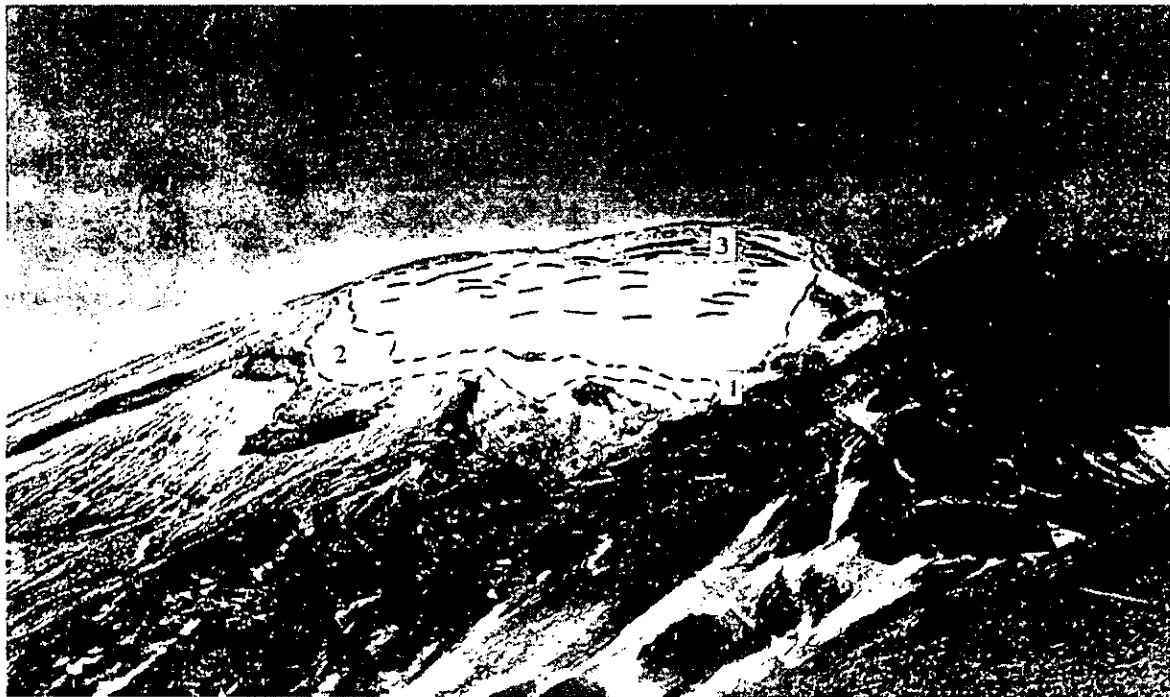
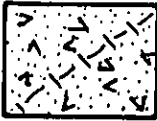


Foto 30. Vista que muestra el estado general del glaciar del Popocatepetl el 7 de febrero de 1998. 1. *Terminus*; 2. Zona de ablación; 3. Grietas.



2.3.2. Depósito morrénico (manto).

Se refiere a depósitos o coberturas uniformes que sepultan el relieve original, se ubican en las cuencas glaciales pleistocénicas amplias; su espesor y dimensión está en función de la cercanía y tamaño de la fuente glacial. Se trata de morrenas de fondo, laterales, centrales y coluvión que fueron removidos por corrientes fluvio-glaciales en repetidas ocasiones. Es común encontrar dentro de una masa morrénica caótica, formas acordonadas discontinuas y poco definidas, alargadas a favor de la pendiente. Estos mantos, alternan, en la mayoría de los casos, con depósitos glaciales mejor definidos, como los cordones morrénicos.

Cabe hacer notar que la identificación de dichos depósitos se dificulta, debido a la capa de material piroclástico y vegetación que los cubre.



2.3.3. Depósito morrénico (acordonado).

Es resultado de la acumulación glacial, que origina morrenas frontales o laterales, erosionadas por la acción fluvial y sepultadas por depósitos volcánicos. Debido a las características que presentan es difícil determinar a qué porción de la morrena original y circo glacial pertenecen o se relacionan. Se presentan tanto en roca firme (lavas), como en materiales no consolidados (morrénicos y piroclásticos) en alternancia con los depósitos morrénicos caóticos (Fig.44).



Figura 44. Esquema geomorfológico al noreste del Cerro Tlamacas a 3,400 msnm; muestra la alternancia entre depósitos morrénicos acordonados y mantos morrénicos. 1. Depósito morrénico acordonado; 2. Depósito morrénico (manto); 3. Coladas de lava asociadas al volcán Popocatepetl, muestran la dirección de flujo; 4. Coladas de lava asociadas a diversos focos de emisión, muestran la dirección de flujo; 5. Laderas de valle (mayor a 10 metros); 6. Escarpe de lava (menor a 10 metros); 7. Circo glacial; 8. Circo glacial modelado por procesos gravitacionales; 9. Talweg menor a 5 metros de profundidad; 10. Talweg de 5 a 10 metros de profundidad.

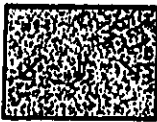
2.4. Gravitacional (acumulativo).

Se trata de todas las formas generadas por los depósitos de material de los procesos gravitacionales. Tienen una amplia distribución en la zona en estudio, en particular, en la base de laderas de lava, circos glaciales y escarpes, entre las formas resultantes se tiene los mantos y rampas coluviales.



2.4.1. Rampa coluvial.

Se origina por la acumulación progresiva de material detrítico (coluvial) que se deposita a manera de rampa. La rampa coluvial que se presenta se localiza en el interior del cráter. Presenta numerosos corredores de escombros generados a partir de la destrucción de los escarpes de lava, lo que se debe a las repetidas explosiones y temores producto de la actividad actual del Popocatepetl. La morfología, espesor y extensión de la rampa, cambian en forma constante.



2.4.2. Manto coluvial.

Su origen se vincula con el alto grado de fracturamiento que presenta la roca y con la gelifracción, es decir, el agua de lluvia o deshielo, percola a través de las grietas y con los cambios diurnos de temperatura se congela formando cuñas de hielo que incrementan en densidad y profundidad los sistemas de grietas.

Los mantos coluviales tienen una distribución muy extensa, aparecen en los flancos de los valles glaciales (artesas) de manera continua; éstos se asocian a laderas rocosas que bordean la porción norte del cráter, ocupan las porciones cóncavas y son fuente potencial (coluvial) de los cauces; cuando están asociados a los canales de los *debris flow*, son la principal fuente de alimentación de las barrancas proglaciales. Estos mantos son muy dinámicos ya que su pendiente general es mayor a 45° de inclinación. También es frecuente encontrarlos en laderas de valles fluviales a diversas altitudes (Fig. 45).

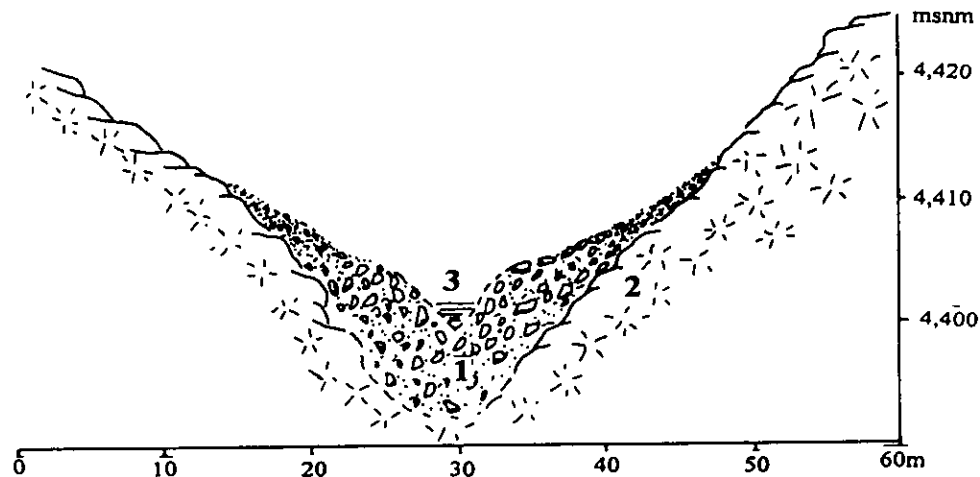


Figura 45. Esquema que muestra el perfil característico de los mantos coluviales a 4,400 msnm en la barranca Tenenepanco. 1. Manto coluvial, muestra la dirección de movimiento; 2. Laderas de lava preexistentes, 3. Talweg.



2.4.3. Lóbulo de deslizamiento.

Se refiere al depósito de deslizamiento. Su morfología interna no presenta ningún arreglo aparente; se compone de materiales diversos, donde predominan los bloques desde centímetros hasta metros. Estos depósitos se localizan en la barranca Nexpayantla, entre los 3,700-3600 msnm; es común encontrarlos con de vegetación considerable, lo que indica que no son recientes. El frente del depósito se encuentra cortado, ya que al momento de su emplazamiento obturó el valle preexistente y en una segunda fase fue erosionado por el cauce del mismo.

De manera general el análisis morfogenético del flanco noreste del Popocatepetl, muestra que los procesos formadores y modeladores del relieve no han sido constantes en un periodo determinado ni sostiene la misma intensidad.

V. Conclusiones.

1) El volcán Popocatepetl se ha formado en diversas etapas, donde se alternan secuencias de formación y destrucción, esto ha ocurrido por lo menos en tres ocasiones. Por procesos endógenos. Resulta así, una variedad compleja de formas de relieve.

2) La actividad del volcán (1994-1998) está modificando el relieve por los depósitos de piroclasto y el efecto que tiene este proceso en la erosión fluvial, en particular en el incremento de un mayor número de saltos de cabecera o su reactivación en las laderas.

3) En el cono, una forma contrastante con respecto al resto de la estructura (pendientes fuertes, fracturamiento mayor de la roca, acción glacial y periglacial y ausencia de vegetación), los desprendimientos de rocas, la solifluxión y la acción del intemperismo (gelifracción) son comunes. Por otro lado, la acumulación de cenizas en las laderas del volcán provoca la generación de nuevos procesos (aludes de arena), cuando la acumulación se da en el fondo de los barrancos (valles glaciales pleistocénicos) y en sus cuencas de captación correspondientes (circos glaciales), se combina con material detrítico en condiciones de permafrost, que genera procesos como los *debris flow* cuando el agua de deshielo del glaciar o de nieve acumulada en las laderas, escurre y se acumula hasta romper el equilibrio hidrostático, en la mayoría de los casos en los barrancos proglaciales.

4) La zona de piedemonte volcanico-acumulativo, no obstante a la vegetación con un desarrollo considerable, presenta procesos fluviales. Los arroyos erosionan el fondo de los valles, proceso que se incrementa cuando las rocas son de mayor debilidad, o cuando la pendiente se incrementa (saltos de cabecera). La erosión deja las laderas de los valles expuestas a la acción erosiva gravitacional (caída de rocas deslizamientos de tierras).

5) La zona de piedemonte erosivo-acumulativo es de mayor dinámica que el anterior, ya que por ser la más baja de la zona en estudio, la energía de los arroyos se incrementa en gran medida, debido a que poseen una cuenca de captación de mayor amplitud de lo que resulta una mayor capacidad de carga del caudal y su poder erosivo en sentido lateral y vertical. En la desembocadura forman abanicos aluviales.

6) La diversidad de formas y procesos geomorfológicos se hacen evidentes en el mapa geomorfológico elaborado para el flanco noreste del volcán. Es el primero en su tipo

y por su detalle (escala 1: 20 000) es útil para el conocimiento de una parte del volcán Popocatepetl, para aplicarlo en la solución de problemas y como guía metodológica en la cartografía geomorfológica de toda la estructura volcánica.

7) Entre los posibles usos que se le puede dar a éste, se encuentra la generación de mapas de amenaza y riesgo volcánico, así como la de mapas de planeación de rutas adecuadas de evacuación en caso de una emergencia volcánica; ya que el mismo pone de manifiesto las zonas de generación y canalización de los procesos de alta energía como es el caso de los *debris flow* y los flujos de lodo, que se relacionan con la actividad volcánica reciente (aporte de cenizas, deshielo del glaciar y lluvias volcánicas).

8) Es relevante el seguimiento cartográfico geomorfológico de la evolución del cráter del volcán Popocatepetl, donde se registra la construcción y destrucción de un relieve. Es el ejemplo de un proceso dinámico de creación del relieve por volcanismo y los contrarios exógenos actuales

Por último, hay que hacer notar que un levantamiento geomorfológico de estas características en el volcán Popocatepetl, hacen evidente la necesidad de contar con estudios y profundizar para aplicarlos a la conservación de los recursos naturales y los riesgos.

Bibliografía citada.

- Aguilera, H. N. (1969) "Distribución geográfica y características de los suelos derivados de cenizas volcánicas de México". Facultad de Ciencias, UNAM, México.
- Aguilera, J. G. y Ordóñez, E. (1895) "Expedición científica al Popocatepetl". Comisión Geológica Mexicana, Oficina tipográfica de la Secretaría de Fomento, México.
- Almeida, L., Cleef, A. M., Herrera, A., Velázquez, A. y Luna, I. (1994) "El zacatonal alpino del volcán Popocatepetl, México, y su posición en las montañas tropicales de América." Phytocoenologia, 22: 391-436. Berlin-Stuttgart.
- Araña, S. y López, R. (1974) *Vulcanismo*. Dinámica y Petrología de sus Productos. Ediciones Itmo. Colegio Universitario. Madrid, España 481 pp
- Bashenina, B; Velikovskais, B; Drovlovolski, P; Zarushkaia, B; Mirnova, V; Talskaia, N. y Feldbarg, E. (1975) *Cartografía geomorfológica*. Universidad estatal de Moscú. Moscú. 262 pp.(en ruso).
- Boudal, C. y Robin, C. (1988) "Relations entre dynamismes éruptifs et réalimentations magmatiques d'origine profonde au Popocatepetl." Canadian Journal of Earth Sciences. Vol. 25. Canadá.
- Boudal, C. y Robin, C. (1989) "Volcan Popocatepetl: Recent eruptive history and potential hazards and risks in future eruptions." IAVCEI Proceedings in Volcanology, J. H. Latter. Berlin Heidelberg.
- Camacho, H. (1929) "Resultado de la visita al cráter del Popocatepetl el 9 de Marzo de 1929." Anales del Instituto de Geología de México. Tomo II , 1,2,3, México.
- Cantagrel, J. M., Gourgaud, A. y Robin, C. (1984) "Repetitive mixing events Holocene pyroclastic activity at Pico de Orizaba and Popocatepetl (Mexico)." Bull. Volcanol., Vol. 47-4 (1). Clermont-Ferrand, France.
- Carrasco, G. (1985) *Estudio geológico del volcán Popocatepetl*. Tesis profesional, Facultad de Ingeniería. UNAM. 138 pp.
- Carrasco, G., Silva, M., Delgado, H. y Urrutia, F. (1986) "Geología y Paleomagnetismo del Popocatepetl." Comunicaciones técnicas, serie investigación. No. 33. Instituto de geofísica, UNAM., México.
- CENAPRED (1995) "El glaciar del Popocatepetl." Prevención, No. 11. México.

- De Cserna, Z., De La Fuente-Duch, M., Palacios, N., Triay, L., Mitre, S. y Mota, P. (1988) "Estructura geológica, gravimétrica sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la cuenca de México". Boletín, No. 104. Instituto de Geología, UNAM, 71 pp.
- De la Cruz-Reyna, S., Quezada, J.L., Peña, C., Zepeda, O. y Sánchez, T. (1995) "Historia de la actividad reciente del Popocatepetl (1354-1995)." *Volcán Popocatepetl*. Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED. UNAM. México.
- Delgado, H. y Brugman, M. (1995) "Monitoreo de los glaciares del Popocatepetl." *Volcán Popocatepetl*. Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED. UNAM. México.
- Delgado, H., Arciniega, D. y Calvario, B. (1985) "Los glaciares del Popocatepetl y el Iztaccíhuatl." Comunicaciones técnicas, serie investigación. No.31. Instituto de geofísica, UNAM., México.
- Delgado, H. (1996) "Los glaciares del Popocatepetl: ¿húspedes efímeros de la montaña?". Ciencias, No. 41. Facultad de Ciencias, UNAM. México.
- Erffa, A.; Hilger, W., Knoluich, K. y Weyl, R., (1976) "Geología de la Cuenca Alta de Puebla -Tlaxcala y sus contornos." Comunicaciones, No 13. Proyecto Puebla-Tlaxcala de la fundación Alemana para la investigación científica. México.
- Fisher, R. V. y Schmincke, H.-V., (1984). *Piroclastic Rocks*. Berlin: Springer-Verlag.471. pp.
- Fries, Carl. Jr. (1965) "Hoja Cuernavaca 14Q-h(8), con resumen de la geología de la Hoja Cuernavaca. Estados de Morelos, México, Guerrero y Puebla." Instituto de Geología. UNAM. Carta geológica de México, Serie de 1: 100 000, México.
- Fritz, W. M. (1922) "El ventisquero del Popocatepetl." Sociedad Científica "Antonio Alzate". Tomo: 41. México.
- Fuentes, L. A. (1975) "El paisaje en el piedemonte poblano de los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl." Boletín del Instituto de Geografía, UNAM, volumen VI. México.
- García, E. (1970) Carta climática escala 1.500,000 (Veracruz 14 Q-VI). CETENAL-UNAM, Instituto de Geografía.
- García, E. (1987) modificaciones al sistema de clasificación Climática de Köppen para adaptarlo a las Condiciones de la república Mexicana, cuarta edición. México
- Gorshkov, G. y Yakushova, A. (1970) *Geología general*. Moscú. Mir. 624 pp.

- Guillen, G. M., (1996) *Geomorfología de la vertiente occidental del volcán Iztaccíhuatl*. Tesis de licenciatura, Facultad de Filosofía y Letras. Colegio de Geografía. UNAM. México.
- Heine, K. (1973) Variaciones más importantes del clima durante los últimos 40,000 años en México. Comunicaciones, No 7. Proyecto Puebla-Tlaxcala de la fundación Alemana para la investigación científica. México.
- Heine, K. (1984) The classical late weichselian climatic fluctuations in México. Climatic Changes on a Yearly to Millenntal Basis. 95-115pp.
- Heine, K. (1988) Late Quaternary glacial chronology of the Mexican volcanoes. Die Geowissenschaften, No. 7.
- Heine, K. (1989) Present and past geocryogenic processes in Mexico. Permafrost an Periglacial Processes, vol. 5: 1-12.
- Heine, K. y Heide-Weise, H. (1973) Secuencias de erupciones en el volcán de la Malinche y en la Sierra Nevada durante los últimos 40,000 años. Comunicaciones, No 7. Proyecto Puebla-Tlaxcala de la fundación Alemana para la investigación científica. México.
- ILWIS (Palacio, P y Luna, L. 1993) "Sistemas de Información Geográfica" Introducción al sistema del Intergrated Land and Water Managent Información System (ILWIS) versión 3.1. Instituto de Geografía, UNAM.
- Iturriaga, J. (1997) *El Popocatepetl*. Ayer y Hoy. ed. Diana., México.
- Jain, V. E. (1980) *Geotectónica general*, Ed. Mir, Moscú.
- Kneib, W., Miehlich, G. y Heinz, W. (1973) Clasificación regional de los suelos de la Sierra Nevada. Comunicaciones, No 7. Proyecto Puebla-Tlaxcala de la fundación Alemana para la investigación científica. México.
- Lauer, W. (1978) "Tipos ecológicos del clima en la vertiente oriental de la meseta mexicana, comentario para una carta climática 1:500,000." Comunicaciones, No. 15. Proyecto Puebla-Tlaxcala. de la fundación Alemana para la investigación científica. México.
- Lorenzo, J. L., (1959) "Los glaciares de México." Monografías del Instituto de Geografía. Volumen. 1, UNAM.
- Lorenzo, J. L., (1964) "Informe que rinde la Sección de Glaciología del Comité Nacional de México para el año geofísico internacional", México.7-29 pp.

- Lugo, H. J. (1984) *Geomorfología de la Cuenca de México*. Serie Varia, T.1 No 8 Instituto de Geografía UNAM, México.
- Martin del Pozzo, A. L., Espinasa, R., Armienta, M. A., Aguayo, A., Reyes, M., Sanchez, G., Cruz, O. y Ceniceros, N. (1995) "Recent eruptions at Popocatepetl and their effect on the heavily populated areas nearby." Periódico de Mineralogía. Vol.64, No. 1-2. México.
- Martin del Pozzo, A. L., Espinasa, R., Lugo, J., Barba, L., López, J., Plunkentt, P., Uruñuela, G. y Manzanilla, L. (1997a) "Volcanic impact in central Mexico." Excursión guía, IAVCEI, Puerto Vallarta, México.
- Martin del Pozzo, A. L., Zamorano, J.J. y Gómez A. (1997b) "Variaciones en la actividad eruptiva del Popocatépetl (México): Geomorfología del cráter". VIII Reunión de consulta de geofísica. Instituto Panamericano de Geografía e Historia, Santiago, Chile.
- Martínez de Pisón, E. (1982) *El Relieve de la Tierra*. De. Salvat, Barcelona, España. 64 pp.
- Miehlich, G. (1979) "El efecto del desmonte y la agricultura en los suelos de la Sierra Nevada de México." Comunicaciones, No 16. Proyecto Puebla-Tlaxcala de la fundación Alemana para la investigación científica. México.
- Mooser, F. (1957) "Los ciclos del vulcanismo que formaron la Cuenca de México." International. Geology. Congres. 20 th, México, D.F., Tomo II, de vulcanología del Cenozoico. Sección 1. Instituto de Geología, UNAM .
- Mooser, F. (1975) "Historia geológica da la Cuenca de México". Memoria de las obras del sistema de drenaje profundo del Distrito Federal. T 1, México D.F.
- Mooser. F., Montiel. A. y Zuñiga. A. (1996). *Nuevo mapa geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla. Estratigrafía, tectónica regional y aspectos geotérmicos*. Comisión Federal de Electricidad (1939-1996), México. 27 p.
- Ollier, C. (1988) *Volcanoes*. ed. Great Britain by Billing & Sons, Ltd., Worcester. 221 pp.
- Palacios, D. (1995) "Rockslide processes on the North slope of Popocatepetl volcano, Mexico." Permafrost and Periglacial Processes, Vol. 6. By John Wiley & Sons, Ltd.
- Palacios, D. (1996). "Recent geomorphologic evolution of a glaciovolcanic active statovolcano: Popocatepetl (Mexico) "Geomorphology, No 16. Netherlands.
- Parrilla, G. y Zamorano, O. (1996) "Análisis de un flujo de depósito (Debris Flow) en la ladera norte del Pico de Orizaba (México)". IV Reunión de geomorfología. Grandal

- d' Anglade, A. y Pagés Valcarlos, J. Eds. Sociedad Española de Geomorfología O Castro (A Coruña). pp. 339-447.
- Reffay, A. (1980) "Les domes volcaniques: essai de typologie géomorphologique." Norois, Poitiers. No. 105, 18-31 pp.
- Reffay, A. (1982). "Les domes volcaniques complex." Norois, Poitiers. No. 14., 229-237, pp.
- Robin, C. (1984). "Le volcan Popocatepetl (Mexique): structure, evolution pétrologique et risques." Bull. Volcanol., Vol. 47-1. Clermont-Ferrand, France.
- Robin, C. y Boudal, C. (1987) "A gigantic bezymianny-type event at the beginning of modern volcan Popocatepetl." Journal of Volcanology and Geothermal Research. No. 31. Netherlands.
- Rzedowsky, J. (1978) *Vegetación de México*. Ed. Limusa, México, 431 pp.
- Schlaepfer, C. J. (1968) "Hoja México 14Q-h(5), con resumen de la geología. De la Hoja México, Distrito Federal y Estados de México y Morelos." Instituto de Geología. UNAM. Carta geológica de México, Serie de 1: 100 000, México.
- Siebe, C., Abrams, M. y Macías, J. M. (1995) "Derrumbes gigantes y depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del volcán Popocatepetl." *Volcán Popocatepetl*. Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED. UNAM. México.
- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J. M. y Obenholzner, J. (1996a) "Repeated volcanic disaster in Prehispanic time at Popocatepetl, central Mexico: Past key to the future." Geology, Vol. 24, No. 5. U.S.A.
- Siebe, C., Macías, J. M., Abrams, M. y Obenholzner, J., (1996b). "La destrucción de Cacaxtla y Cholula: un suceso en la historia eruptiva del Popocatepetl." Ciencias, No. 41. Facultad de Ciencias, UNAM. México.
- Simonov, Y. G., (1985) *Análisis Morfométrico* ed. Universidad Estatal de Moscú. Moscú. 30 pp. (en ruso).
- Tricart, J. (1970) *Legende de la carte geomorphologique détaillée de la France*. Centro Nacional de la Investigación Científica, Francia.
- Venegas, S.S., Herrera, F.J. y Maciel, F.R. (1985) "Algunas características de la Faja Volcánica Mexicana y de sus recursos geotermicos." Geofísica Internacional. Vol. 24-1, 47-81pp.

Zamorano, J. J. (1990) *Análisis ingeniero-geomorfológico de la Cuenca de México*. Tesis doctoral. Universidad Estatal de Moscú. Lomonosov. Moscú, URSS (en ruso).

Zamorano, J.J. y Gómez, A. (1996) "Cartografía geomorfológica a detalle, 1: 10 000 del cráter del volcán Popocatepetl (periodo 1989-1996)". IV Reunión de Geomorfología, Pátzcuaro, Michoacán. México. 66 pp.

Zamorano, J.J., Martín Del Pozzo, A. L y Gómez A. (1998). "Cartografía geomorfológica del cráter del volcán Popocatepetl a escala 1: 10 000, mayo de 1989-Agosto de 1997". Colima Volcano Sixth International meeting, Universidad de Colima, Colima, México.

Bibliografía consultada.

Alcantara, A. I. (1993) *Estudio geomorfológico de Aguascalientes*. Tesis de licenciatura, Facultad de Filosofía y Letras. Colegio de Geografía. UNAM. México.

Almeida, L. (1997) *Vegetación, fitogeografía y paleoecología del zacatonal alpino y bosques montanos de la región central de México*. Cap. IV y V. Universidad de Amsterdam.

Almeida, L., Cleef, A. y Velázquez, M. (en prensa) "Fitosociología del bosque de coníferas del volcán Popocatepetl, México". Phytocoonologia. 30 pp.

Almeida, L., Herrera, L y Cleef, A (en prensa) "Fitodiversidad Fitogeografía comparativa del bosque de coníferas de la ladera NW de volcán Popocatepetl, México" Acta Botánica Mexicana. 19 pp.

Belousov, V. (1979) *Geología Estructural*. De. Mir. URSS, 303 pp.

Camacho, H. (1925) "Apuntes acerca de la actividad actual del Popocatepetl en relación con la sismología" Anales del Instituto de Geología de México, Volumen III, México..

Cordero, M. (1992) *El origen y evolución del relieve en la Delegación Alvaro Obregón*. Tesis de licenciatura, Facultad de Filosofía y Letras. Colegio de Geografía. UNAM. México.

Decker, R. y Decker, B. (1993). *Montañas de fuego*. La naturaleza de los volcanes. Serie McGraw-Hill de divulgación científica. ed. McGraw-Hill., España.

- Demant, A. (1978) "Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación". Revista del Instituto de Geología de la UNAM, Vol. 2 Num. 2 México.
- Demant, A., Mauvois, R. y Silva. L. (1976) "El eje Neovolcánico Transmexicano". Excursión No 4 de III Congreso Latinoamericano de Geología. México.
- Foucault, A y Raoult, J-F. (1985) Diccionario de geología. de. MASSON. México. 309 pp.
- Friedlander, I. (1922) "La erupción del Popocatepetl" Sociedad Científica "Antonio Alzate", Memorias, T. 40 pp 219-229.
- Lauer, W. y Klaus, D. (1974) "Geocological Investigations on the Timberline of Pico de Orizaba, México." Arctic and Alpine Research. Vol. 7, No. 4, 1975, pp. 315-330.
- Lugo, H. J. (1982) "Sobre la geomorfología moderna y su importancia en los estudios del relieve mexicano" Boletín del Instituto de Geografía, No. 12 UNAM. México .
- Lugo, H. J. (1989) Diccionario geomorfológico. UNAM. México. 337 pp.
- Lugo, H. J. y Martínez, L. V. (1981) "La disección del relieve en el Sur de La Cuenca de México y porciones adyacentes." Boletín del Instituto de Geografía UNAM, No. 10, México.
- Lugo, H.J., Ortiz, P:M., Palacio, P:J L. y Bocco, V.G., (1985) "Las zonas más activas en el cinturón Volcánico Mexicano (entre Michoacán y Tlaxcla)". Geofísica Internacional. Vol. 24-1, 83-96 pp.
- Martínez, Q. (1925) "Estudio microscópico de las arenas volcánicas del Popocatepetl."
- Murillo, G. "Dr. Atl" (1940) La actividad del Popocatepetl. Ediciones polis. México.
- Nixon, G. T., (1982) "The relationship between Quaternary volcanism in central México and the seismicity an structure of subducted ocean litosphere" Geological Society . Americanas. Bulletin. V.93.
- White, S. E. (1951) "A geologic investigation of the late Pleistocene history of the volcano Popocatepetl." Resumen de tesis doctoral. Syracuse University 1.
- White, S. E; Cortés, Reyes. M; Ramírez, Ortega. J. y Valastro, Jr. Salvatore. (1990) El Ajusco: Geomorfología volcánica y acontecimientos glaciales durante el Pleistoceno Superior y comparación con las sierras glaciales mexicanas y las de las montañas Rocallosas. Colección Científica, Serie Arqueología. Instituto Nacional de Antropología e Historia. México, D.F. 77 pp.

Yarza, L.E. (1971) *Los volcanes de México*, 2ª, México, ed. Aguilar .

Cartografía.

Gobierno del Estado de México, Secretaria de Planeación, Hoja 39, topográfica Municipio de Ecatzingo. Escala 1:20 000, s/año.

Hoja 40, topográfica Municipios de Ecatzingo-Atlautla. Escala 1:20 000, s/año.

Hoja 69, topográfica Municipios de Amecameca-Atlautla-Ecatzingo-Ozumba. Escala 1:20 000, s/año.

Hoja 70, topográfica Municipios de Atlautla-Amecameca-Ecatzingo. Escala 1:20 000, s/año.

Secretaría de Programación y Presupuesto, Topográfica. Amecameca, E14-B41; Huejotzingo, E14-B42; Cuautla, E14-B51 y Atlixco, E14-B52. Escala 1: 50 000. 1983.

Geológica. Amecameca, E14-B41; Huejotzingo, E14-B42; Cuautla, E14-B51 y Atlixco, E14-B52. Escala 1: 50 000. 1983.

Edafológica. Amecameca, E14-B41; Huejotzingo, E14-B42; Cuautla, E14-B51 y Atlixco, E14-B52. Escala 1: 50 000. 1983.

Uso del suelo y vegetación. Amecameca, E14-B41; Huejotzingo, E14-B42; Cuautla, E14-B51 y Atlixco, E14-B52. Escala 1: 50 000. 1983.

Fotomapa. E14-B42-D, Volcán Popocatepetl. Escala 1:20 000. 1983.

Fotomapa. E14-B41-F, San Pedro Nexapa. Escala 1: 20 000. 1983.

Fotomapa. E14-B41-C, Ameca de Juárez. Escala 1: 20 000. 1983.

Fotografías aéreas.

Fotografías aéreas blanco y negro de INEGI, escala y fecha:

1:19 000 y 1: 7 500, mayo de 1988.

1: 37 000, diciembre de 1983.

1: 30 000 y 1: 75 000, abril de 1995.

Fotografías aéreas blanco y negro de CENAPRED, escala aproximada 1:10 000 y fecha:

6 diciembre de 1995.

26 de mayo de 1996.

11 de diciembre de 1996.

23 de abril de 1997.

9 de diciembre de 1997.



**FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFIA**