

03060

12



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOFISICA

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**Cambios recientes del área glaciada del Volcán Popocatépetl,
mediante el uso de la fotogrametría digital**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE MAESTRA EN CIENCIAS
(VULCANOLOGÍA)

PRESENTA

PATRICIA JULIO MIRANDA

Octubre 2001



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

Agradecimientos:

La parte más difícil, una vez concluido el trabajo es ésta, cuando la autora debe agradecer a todas las personas e instituciones que de una u otra forma contribuyeron con su apoyo, consejos, comentarios, discusión, aliento o hasta quienes colocaron piedritas en el camino.

Deseo agradecer a cada uno de los miembros de mi comité revisor, Dra. Ana Lilian Martín Del Pozzo, Dr. Enrique Cabral, Dr. Jorge Lira y Dr. José Luis Palacio, sus valiosos comentarios y consejos gracias a los cuales el presente trabajo mejoro.

Gracias de nuevo, al Dr. Hugo Delgado por su paciente dirección y por introducirme al apasionante tema de los glaciares y los volcanes así como por las charlas de 3 minutos que hemos tenido a lo largo de mi estancia en la maestría.

Gracias, al Dr. José Luis Macías por sus anotaciones a la primera versión de este trabajo.

Gracias, a los profesores del posgrado por sus enseñanzas formales, pero sobre todo por las informales.

Gracias, a mis queridísimos amig@s Esther, Karina, Lilia, Ivonne, José Carlos, Fernando, Oscar, Gabriel, Bernardo y Marco con quienes he compartido muchos momentos gratos y no tan gratos que me han permitido reflexionar y aprender.

Gracias, a Lucio por su apoyo, aliento y por compartir conmigo sus conocimientos acerca de los glaciares del Popocatepetl.

Gracias, a Isaac por su apoyo en cuestiones técnicas y por su aliento en los momentos de mayor desesperación.

Gracias, a Christian Huggel por ayudarme a entender que era lo que tenía que hacer y por tomarse la molestia de enviarme material desde Suiza.

Gracias, a los compañer@s del posgrado, Galia, Karla, Tania, Jarce, Renato, Palomo, Abel, Ricardo, Liz, Teresa, Beto, Charly, Marcos, Guille, Lizet, Beti, Nacho, Lester, Laura, Flor, Memo, Miguel y a la versión italiana de superman (grazie 1000), por su compañía, apoyo y amistad.

Gracias a mi familia, Ofelia, Angel, Angi, Isra y Gus, por su apoyo siempre incondicional.

Gracias, a mi comprensiva amiga y profesora Griselda, a Bertha e Isabel por su aliento en todo momento.

Gracias, a Jorge por su preocupación constante y apoyo, pero sobre todo por el empujón y por intentar hacer las cosas de una forma diferente.

Gracias, al Dr. Oscar Campos por su apoyo y a sus colaboradoras Araceli y Mónica por su paciencia y su buena disposición ante la tramitología sufrida por ambas partes.

Gracias, a la Sra. Esther y a Joel por su cariño y aliento, a la Sra. Felipa por mantener el espacio de trabajo siempre limpio y a la Sra. Marcia por su preocupación y atenciones.

Gracias, a la Secretaría de Comunicaciones y Transportes, en especial a Patricio Chicati (hijo) por su apoyo y comentarios en la parte fotogramétrica del trabajo.

Gracias, a CONACYT por el apoyo económico para la realización de mis estudios de maestría y al SEGEOMET por su apoyo para la elaboración de esta tesis.

Resumen

En el presente estudio se empleo la fotogrametría digital para determinar los cambios areales a lo largo de 1998 (16 enero, 17 de marzo, 6 de junio y 2 diciembre) y para determinar el área glacial correspondiente al 16 de diciembre del 2000.

Las fluctuaciones de las áreas glaciales muestran una clara tendencia de retroceso. Entre 1958 y 1996 el área perdida fue de 355,142 m². Para 1998, 1999 y 2000 se perdieron 55,218 m², 64,945 m² y 161,396 m² respectivamente. Entre enero de 1958 y diciembre del 2000, se perdieron 636 701 m² (72%) del área glacial.

Las tasas de retroceso glacial muestran incremento, de 1958 a mayo de 1996 la tasa de retroceso era de 9,243 m²/año. De 1996 al 2000 ya en pleno período eruptivo la tasa de retroceso se triplica (1998) y para diciembre del 2000 aumenta más de diez veces. Si esta tasa se mantiene al mismo ritmo, es probable que en tres años el área glacial desaparezca por completo.

El retroceso glacial es indicativo del balance de masa negativo que esta ocurriendo en el área glaciada y como consecuencia del predominio del proceso de ablación sobre el de acumulación.

Los cambios climáticos globales, en particular el aumento en la temperatura y el hecho de que la década de los noventa haya sido la más cálida desde 1880, los cambios climáticos locales generados por la cercanía de la Ciudad de México y la deforestación en la región del Popocatepetl indiscutiblemente son causantes del retroceso glacial. Esto permite sugerir, que el factor climático no está siendo el factor determinante en los cambios sufridos por los glaciares del Popocatepetl en los últimos dos años.

Durante el actual período eruptivo en el Popocatepetl, procesos como a) el incremento en el flujo de calor en la parte basal del glaciar, b) la presencia de una zona fumarólica en el glaciar, c) la caída de material piroclástico (cenizas y bombas) sobre la superficie del glaciar han contribuido de manera significativa al retroceso glacial.

CONTENIDO

| | |
|---|-----------|
| 1. INTRODUCCIÓN | 1 |
| 1.1 ANTECEDENTES | 1 |
| 1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA | 3 |
| 1.3 PROPÓSITO Y ENFOQUE | 4 |
| 1.4 OBJETIVOS | 4 |
| 2. LOS GLACIARES | 5 |
| 2.1 EL GLACIAR COMO UN SISTEMA | 5 |
| 2.2 INTERACCIÓN ENTRE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA Y LOS GLACIARES | 6 |
| 2.3 IMPORTANCIA DEL ESTUDIO DE LOS GLACIARES EN ZONAS O VOLCANES ACTIVOS. | 9 |
| 3. EL POPOCATÉPETL, SUS GLACIARES Y ACTIVIDAD ERUPTIVA ACTUAL | 10 |
| 3.1 LOS GLACIARES MEXICANOS | 10 |
| 3.2 LOS GLACIARES DEL POPOCATÉPETL | 10 |
| GLACIAR DEL VENTORRILLO | 11 |
| GLACIAR NOROCCIDENTAL | 12 |
| CAMPOS DE PERMAFROST | 12 |
| 3.3 LA ACTIVIDAD ERUPTIVA DEL POPOCATÉPETL DE 1994 A LA FECHA | 13 |
| MANIFESTACIONES PREVIAS | 13 |
| DICIEMBRE 1994 | 14 |
| ENERO 1995 – MARZO 1996 | 14 |
| MARZO – DICIEMBRE 1996 | 14 |
| ENERO – DICIEMBRE 1997 | 15 |
| ENERO – DICIEMBRE 1998 | 16 |
| ENERO – DICIEMBRE 1999 | 17 |
| ENERO – DICIEMBRE 2000 | 18 |
| ENERO – ABRIL 2001 | 19 |
| 4. MÉTODO Y PROCESAMIENTO DE IMÁGENES | 20 |
| 4.1 LA FOTOGRAMETRÍA DIGITAL EN EL ESTUDIO DE LOS GLACIARES | 20 |
| 4.2 CONCEPTOS BÁSICOS EN LA FOTOGRAMETRÍA | 21 |
| FOTOGRAFÍAS AEREAAS | 21 |
| DEFORMACIONES GEOMÉTRICAS EN LAS FOTOGRAFÍAS AEREAAS | 21 |

| | |
|---|-----------|
| PUNTOS DE CONTROL DEL TERRENO (PCT) | 22 |
| ORTOFOTOS | 23 |
| MODELOS DIGITALES DE ELEVACIÓN (DEM) | 24 |
| 4.3 PROCESAMIENTO DE IMÁGENES | 24 |
| SOFTWARE Y EQUIPO DE CÓMPUTO | 24 |
| CARACTERÍSTICAS DE LAS FOTOGRAFÍAS AÉREAS | 25 |
| ADQUISICIÓN DEL MATERIAL FOTOGRÁFICO | 26 |
| GEORREFERENCIACIÓN DE LAS IMÁGENES | 26 |
| COLECCIÓN DE LOS PUNTOS DE EMPATE | 27 |
| ORTORRECTIFICACIÓN | 28 |
| GENERACIÓN DEL MODELO DIGITAL DE ELEVACIÓN | 28 |
| 4.3 OBTENCIÓN DEL ÁREA GLACIADA | 29 |
| 4.3 ESTIMACIÓN DEL ERROR | 30 |
| 5. RESULTADOS | 32 |
| 5.1 CAMBIOS MORFOLÓGICOS | 32 |
| 5.2 CAMBIOS AREALES | 32 |
| 6. DISCUSIÓN | 35 |
| 6.1 LA FOTOGRAMETRÍA DIGITAL EN LA MEDICIÓN DE ÁREAS GLACIADAS | 35 |
| 6.2 CAMBIOS EN LOS GLACIARES A CORTO PLAZO | 35 |
| 6.3 CAMBIOS EN LOS GLACIARES A LARGO PLAZO | 37 |
| 7. CONCLUSIONES | 42 |
| BIBLIOGRAFÍA | 44 |

Lista de Figuras

- Figura 1. Localización de los glaciares mexicanos
- Figura 2. Localización del Volcán Popocatépetl
- Figura 3. Los glaciares del Popocatépetl
- Figura 4. Modelo digital y área glacial del Popocatépetl, correspondiente al 16 de enero de 1998
- Figura 5. Modelo digital y área glacial del Popocatépetl, correspondiente al 17 de marzo de 1998
- Figura 6. Modelo digital y área glacial del Popocatépetl, correspondiente al 6 de junio de 1998
- Figura 7. Modelo digital y área glacial del Popocatépetl, correspondiente al 2 de diciembre de 1998
- Figura 8. Modelo digital y área glacial del *Popocatépetl*, correspondiente al 16 de diciembre del 2000
- Figura 9. Cambios areales de los glaciares del Popocatépetl
- Figura 10. Áreas glaciadas en el Popocatépetl para los años de 1958, 1996, 1998, 1999 y 2000
- Figura 11. Temperaturas promedio anuales del aire superficial durante el período 1880-1999
- Figura 12. Datos climáticos en la región del Popocatépetl
- Figura 13. Vista del área glaciada del volcán Popocatépetl cubierta por material *piroclástico* (16 de diciembre del 2000)
- Figura 14. Anomalía térmica en el Glaciar del Ventorrillo (septiembre de 1997)

Lista de tablas

Tabla 1. Puntos de control terrestre

Tabla 2. Áreas glaciadas (datos crudos)

Tabla 3. Áreas glaciadas (datos proyectados)

Tabla 4. Áreas glaciadas del volcán Popocatepetl (I)

Tabla 5. Áreas glaciadas del volcán Popocatepetl (II)

1. Introducción

1.1 Antecedentes

Un elemento característico del volcán Popocatepetl es su cima nevada debido a la presencia de glaciares. La existencia de estas áreas glaciadas está directamente relacionada con su altitud.

A lo largo del siglo pasado los glaciares del Popocatepetl sufrieron una significativa reducción en el área cubierta por nieve y hielo. Las causas de esta reducción aun están siendo evaluadas, sin embargo el estudio de las áreas glaciadas de este volcán adquirió mayor relevancia con el inicio de la actividad eruptiva, en diciembre de 1994, debido a los peligros y riesgos inherentes a la interacción entre la actividad volcánica y los glaciares.

Un escenario, que se puede presentar en volcanes activos con glaciares, es la generación de flujos saturados a hipersaturados. Estos pueden ser generados por la fusión del glaciar debido a flujos piroclásticos erosivos o por explosiones dirigidas. También pueden generarse por remoción o removilización de cenizas volcánicas recientes o antiguas por la lluvia antes, durante o después de una erupción. Otro posible escenario sería el deslizamiento del glaciar, debido al aumento del flujo de calor en el basamento y fusión generalizada de la base del glaciar (Delgado y Brugman 1995)

Los glaciares tienen un régimen de alimentación y pérdida, la diferencia entre las ganancias y las pérdidas se denomina balance de masa, si es positivo significa que el glaciar avanza y si es negativo retrocede. La determinación cuantitativa de las pérdidas y ganancias que se producen es útil para establecer la magnitud y tendencia de los cambios.

Los glaciares se preservan en los lugares donde las condiciones climáticas y topográficas permiten que las entradas excedan a las pérdidas. Por otra parte, los glaciares son muy sensibles a los cambios climáticos, aumentan o disminuyen su tamaño en respuesta a los cambios de temperatura y precipitación, por lo que

sus fluctuaciones son una fuente valiosa de información sobre el clima regional y global (Benn y Evans, 1998).

Los glaciares del Popocatepetl, han sido estudiados a lo largo del siglo pasado, Alzate (1831), Waitz (1921), Weitzberg (1923), White (1954 y 1981), Lorenzo (1964), Delgado (1986, 1995, 1996), Palacios (1995, 1996, 1998) y Huggel y Delgado (1999, 2000).

Lorenzo (1964) mediante el uso de fotografía aéreas y fotogrametría así como mediciones directas en campo realizó el primer inventario glaciar, con motivo del Año Geofísico Internacional en el que se convino que todos los países miembros realizaran el estudio de sus glaciares. El área total glaciada en el Popocatepetl era de 720,000 m², de los cuales 435,000 m² correspondían al Glaciar del Ventorrillo. 95,000 m² al Glaciar Noroccidental y 190,000 m² al Glaciar Norte.

Posteriormente Delgado (1993) actualizó el área de los glaciares empleando fotografías aéreas, mapas topográficos y trabajo de campo. El área total glaciada era de 559,000 m², correspondiendo al Glaciar del Ventorrillo 453,000 m² y al Glaciar Noroccidental 10,600 m².

Huggel y Delgado (2000) determinaron las áreas glaciales para 1996 y 1999 en el volcán Popocatepetl por medio de la fotogrametría analítica y la digital. La pérdida areal durante estos tres años fue de 120,000 m².

Los métodos para estudiar los cambios que se producen en los glaciares son diversos. Pueden emplearse métodos geodésicos en combinación con los glaciológicos, pero ambos requieren del trabajo directo en el campo. En el estudio de los glaciares en volcanes activos, la metodología a emplearse debe considerar un aspecto fundamental: la imposibilidad de realizar trabajo de campo debido a los riesgos involucrados.

De entre las diversas metodologías, que se basan en el procesamiento de los materiales obtenidos mediante sensores remotos, la fotogrametría digital ha mostrado su eficacia en el monitoreo volcánico (Jordan y Kieffer, 1981; Moore y Albee, 1981) estudio y monitoreo de los glaciares (Knizhnikov et al., 1998

Hastenrat et al., 1989; Pfeffer et al., 2000), evaluación de los peligros asociados a glaciares (Haeberli et al., 1989; Kääb et al., 1997; Kääb et al., 1999).

1.2 Planteamiento del problema

Hasta antes del inicio del actual período eruptivo, los glaciares del Popocatepetl mostraban una clara tendencia de retroceso, el cual se ha atribuido a factores climáticos regionales y/o globales. (Delgado, 1993). Sin embargo, a lo largo del actual período eruptivo se han observado cambios en los glaciares (Huggel et al., 1999; Huggel y Delgado 2000) atribuibles a la actividad volcánica.

El estudio de los glaciares durante esta etapa eruptiva adquirió mayor relevancia desde dos perspectivas, una vulcanológica y otra glaciológica. Por una parte, la evaluación de los peligros que pudieran derivarse de la interacción entre la actividad volcánica y los glaciares y por la otra, el determinar la influencia de esta actividad en los cambios de los glaciares.

El estudio de los glaciares, antes del inicio de la actividad eruptiva, era realizado con métodos glaciológicos directos (nivelación de estacas, mapeo glacial, toma de datos meteorológicos, perforación, etc.). Sin embargo, debido al peligro que representa la actividad volcánica se hizo necesario emplear una metodología que permitiera cuantificar las modificaciones que se presentan en los glaciares, sin exponer la vida de los investigadores.

La fotogrametría digital, se advierte como una herramienta metodológica, que permitirá proseguir el estudio de los glaciares durante el tiempo que dure la actividad volcánica, con el objetivo de evaluar la interacción de ésta y los glaciares.

1.3 Propósito y enfoque

Con el objeto de determinar la influencia de los factores climáticos y volcánicos en los cambios que se han producido en los glaciares, es necesario implementar una técnica que permita documentar la magnitud de los cambios para correlacionarlos tanto con datos acerca de los fenómenos eruptivos que ocurren en el volcán así como con los datos climáticos locales o globales.

La fotogrametría digital ha sido utilizada en forma exitosa en el estudio de diversos aspectos de los glaciares: determinación de áreas, detección de cambios morfológicos en la superficie del glaciar, estimación del balance de masa y tasas de movimiento (Kääb, 2000). Es por ello, que se considero como una buena herramienta metodológica para determinar los cambios areales sufridos por los glaciares del Popocatepetl, toda vez que se cuenta con cobertura aerofotográfica para varias fechas.

1.4 Objetivos

Objetivo general

Determinar los cambios recientes del área glaciada del volcán Popocatepetl, mediante el uso de la fotogrametría digital.

Objetivos específicos

- ✓ Implementar las técnicas de fotogrametría digital para la estimación del área glacial para cada una de las fechas.
- ✓ Estimar las áreas para las siguientes fechas: 16 de enero, 17 de marzo, 6 de junio y 2 diciembre de 1998 y 16 de diciembre del 2000.
- ✓ Determinar las tasas de fluctuación de los glaciares con base en las áreas estimadas.

2. Los glaciares

2.1 El glaciar como un sistema

Los glaciares son masas de hielo caracterizadas por una dinámica de acumulación, transporte y metamorfismo que crecen debido a la acumulación de nieve y hielo que se va apilando sobre su superficie y pierden masa por ablación (Menzies, 1995).

Se puede considerar al glaciar como un sistema con salidas y entradas, con interacción con otros sistemas como la atmósfera, los océanos, los ríos y el paisaje (Benn y Evans. 1998).

Las entradas en un sistema glacial pueden ser en forma de masa o de energía, la entrada más importante es la nieve producto de la precipitación, a la entrada de masa se conoce como acumulación. La nieve y hielo son transferidos valle abajo por el movimiento del glaciar, hasta que alcanzan áreas en donde se convierten en pérdidas para el sistema, ya sea mediante fusión y evaporación, que en general se denominan ablación.

Los glaciares se preservan en los lugares donde las condiciones climáticas y topográficas permiten que las entradas excedan a las pérdidas. La forma del glaciar está en función del clima y la topografía. Como consecuencia, existe una gran variedad de morfologías que van desde pequeños nichos glaciales hasta enormes placas de hielo.

La diferencia entre la ganancia y la pérdida, de masa glacial en un período de un año se define como balance de masa, si es positivo significa que el glaciar ganó masa y por lo tanto creció y avanzó y si es negativo que disminuyó su tamaño y retrocedió.

La acumulación y la ablación pueden tener lugar en todo el glaciar durante la temporada invernal y el verano. Sin embargo, en la mayoría de los glaciares de valle y en algunas hojas de hielo, la cantidad de acumulación declina hacia la

parte baja del glaciar y la ablación declina hacia la parte superior. La zona de acumulación y la zona de ablación están separadas por una línea, denominada línea altitudinal de equilibrio.

El balance de masa de un glaciar refleja el clima de la región en el cual el glaciar está situado, junto con la morfología particular y la topografía local. Es una importante liga entre las entradas climáticas y el comportamiento del glaciar, lo que permite entender el avance y retroceso de los glaciares en términos de cambios climáticos regionales o globales.

El comportamiento de un glaciar puede ser explicado con base en las interrelaciones de los diversos factores climáticos. No obstante, se debe considerarse la influencia de la actividad eruptiva en el comportamiento de glaciares que se encuentran en volcanes o zonas volcánicas activas. La interacción entre la actividad volcánica y los glaciares es diversa, sin embargo, en la mayoría de los casos favorece los procesos de ablación, mediante los cuales el glaciar pierde masa.

2.2 Interacción entre la actividad volcánica y los glaciares

Los glaciares pueden ser estudiados como agentes erosivos que modifican la morfología volcánica previa. Sin embargo, en volcanes activos el estudio de la interacción entre los glaciares y la actividad volcánica es necesario para evaluar los peligros que se pueden derivar de esta interacción.

El principal peligro derivado de la interacción volcánica y los glaciares es la generación de lahares y flujos. Con base en el estudio de 108 erupciones históricas (Major y Newhall, 1989) se determinó que en el 60% de los casos la fusión de nieve y hielo glacial fue producida por flujos de lava, aumento en el flujo de calor en la parte basal del glaciar, eyección de agua caliente de un lago cratérico o por la caída de tefra y en un 40% fue producida por flujos piroclásticos, oleadas piroclásticas, explosiones dirigidas calientes o avalanchas de roca caliente.

Flujos de lava, los flujos de lava sobre la superficie de un glaciar pueden provocar su fusión debido a la transferencia de calor por conducción, entre el flujo de lava y la nieve o hielo, lo que ocasiona que el flujo de lava se enfríe y fragmente, aumentando la probabilidad de que se produzca una avalancha de hielo y fragmentos de lava, como sucedió en las erupciones de los volcanes Llaima (1979) y Villarrica (1984) en Chile (Major y Newhall, 1989).

Aumento en el flujo de calor, la fusión en la base del glaciar o de paquetes de nieve, puede producirse por el aumento en el flujo de calor producido por la extrusión de lava, actividad fumarólica o por sistemas geotérmicos. En Islandia la actividad volcánica ha provocado la fusión de hielo y nieve, originando grandes volúmenes de agua que al ser liberados súbitamente producen jökulhlaups (flujos glaciales repentinos) ejemplos de este tipo de fenómenos se presentaron en las erupciones de los volcanes Katla (1918) y Grímsvötn (1972, 1976, 1982) en Islandia.

Caída de tefra, es común la acumulación de este tipo de material sobre los glaciares, sin embargo en raras ocasiones se producen flujos o lahares (Major y Newhall, 1989). Sin embargo, se han llevado a cabo trabajos experimentales para establecer la relación entre el espesor de diversos materiales y el grado de ablación. En el glaciar del Khumbu en el Everest, se observó que los espesores de 5 mm de detritos supraglaciales favorecen la ablación, en tanto que la ablación cesa cuando los espesores son mayores a 15 mm. En las montañas Tateyama en Japón, espesores de 5 mm de arena incrementan la ablación de la nieve y espesores de 20 mm detienen la ablación. En el volcán Trident en Alaska un espesor de ceniza de 25 mm inhibe la fusión. En el Monte Santa Helena un espesor de ceniza de 3 mm favorece la ablación y espesores mayores a 24 mm no la favorecen (Driedger, 1981).

El principal peligro asociado a la interacción entre glaciares y actividad volcánica es la generación de lahares. Uno de los ejemplos más desafortunados del riesgo que representan este tipo de fenómenos para la población ocurrió en el Volcán Nevado del Ruiz en Colombia en 1985. La erupción consistió en una

secuencia de flujos piroclásticos y surges que interactuaron con la nieve y el hielo que cubrían la cima. El agua resultante se mezcló con escombros volcánicos formando un lahar caliente, que descendió por las cañadas de los ríos Azufrado y Lagunillas y en cuestión de minutos llegó al poblado de Armero quitándole la vida a 20 000 personas (Pierson et al., 1990).

Durante la erupción del 18 de mayo de 1980 en el Monte Santa Helena, se produjeron lahares que descendieron por sus flancos y se encauzaron en los principales valles que drenan el volcán. La erupción inició con un deslizamiento que generó una avalancha de detritos, lo que desestabilizó el sistema magmático y disparó un blast de detritos piroclásticos calientes que afectaron el sector norte del volcán. El blast fue el responsable de la fusión de la nieve y hielo por abrasión, turbulencia y calor, los lahares que se produjeron durante los primeros minutos de la erupción alcanzaron volúmenes de $10^5 - 10^7 \text{ m}^3$ (Brugman y Meier, 1981).

Esta erupción removió el 70% del hielo glacial. La fusión de la nieve y hielo aportaron el agua para la generación de los flujos de lodo, que provocaron los mayores efectos destructivos de la erupción para los pobladores valle abajo. Muchos de los glaciares sobrevivieron a la erupción, algunos fueron decapitados y adelgazados y otros apenas fueron afectados (Brugman y Meier, 1981).

Posteriormente, una erupción ocurrida el 19 de marzo de 1982 en el Volcán Santa Helena, una explosión dirigida de pómez caliente, fragmentos del domo y gas removieron la nieve de las paredes del cráter originando una avalancha que atravesó el cráter y bajó por el flanco norte. La nieve en el cráter se fundió y formó un lago, a partir del cual se generó un flujo que se transformó en lahar y que descendió hacia el Río North Fork Toutle (Waite et al., 1983).

En el volcán Popocatepetl ha sido estudiado el depósito del lahar San Nicolás. El lahar fue producido por una erupción pliniana que se verificó hace ± 1300 años. Los surges ocasionaron el derretimiento del glaciar y la generación del lahar, el cual recorrió una distancia superior a los 60 km, recorrió la barranca que ocupan las poblaciones de Santiago Xalitzintla y San Nicolás de los Ranchos,

de ahí siguió hacia San Buenaventura Nealticán y llegó hasta San Jerónimo Tecuanipan (González-Huesca, 2000).

2.3 Importancia del estudio de los glaciares en zonas o volcanes activos.

El estudio de los glaciares, permite en primera instancia la estimación de la masa de hielo (y por tanto de agua), permitiendo así el establecimiento de escenarios y elaboración de pronósticos de corto plazo de la respuesta de los glaciares ante el desarrollo de la actividad volcánica, incluido el escenario de generación de lahares.

Es muy importante reconocer los volúmenes de agua existentes en fase sólida, con el fin de estimar mediante la simulación de diferentes escenarios, los alcances de los flujos hipotéticos y el tiempo de arribo de los mismos a las zonas pobladas (Delgado y Brugman, 1996).

Por otra parte, el estudio de los cambios en la morfología de un glaciar pueden ser premonitorios de un cambio en el estado de actividad del volcán, por ejemplo, la aparición de patrones inusuales en las grietas, deformación del hielo o cambios de espesor pueden ser indicadores de un incremento en el flujo de calor o de deformación del volcán bajo el área glacial (Brugman y Meier, 1981).

3. El Popocatépetl, sus glaciares y actividad eruptiva actual

3.1 Los glaciares mexicanos

Los glaciares en México (Figura 1) se localizan en tres de las montañas más altas, el Citlaltépetl (5675 m.s.n.m.), el Popocatépetl (5452 m.s.n.m.) y el Iztaccíhuatl (5282 m.s.n.m.). Se encuentran situados aproximadamente a los 19° N dentro de la zona intertropical del hemisferio norte. Estas montañas son estructuras volcánicas de considerables dimensiones, de las cuales, el Popocatépetl se encuentra en erupción desde diciembre de 1994 a la fecha.

De acuerdo con Lorenzo (1964), el Citlaltépetl poseía la mayor extensión glacial (9.5 km²), seguido del Iztaccíhuatl (1.164 km²) y por último del Popocatépetl (0.720 km²). El Citlaltépetl y el Popocatépetl presentan una morfología cónica similar, poseen un cráter en la cima y sus pendientes son fuertes con glaciares que se localizan principalmente en sus vertientes norte y noroeste.

El Iztaccíhuatl presenta una morfología irregular, su estructura se encuentra alargada en sentido N-S. Los glaciares se localizan tanto sobre las vertientes este y oeste como sobre las zonas de poca pendiente que se encuentran en la parte superior y que corresponden a la "Panza" y el "Pecho".

3.2 Los glaciares del Popocatépetl

El volcán Popocatépetl (19 °03'N y 98 °35'W) es un volcán activo que se localiza entre los estados de México, Morelos y Puebla (Figura 2).

Lorenzo (1964) reportó la existencia de los glaciares Ventorrillo, Norte y Noroccidental en la vertiente norte del volcán (Figura 3a). Los clasificó como glaciares de hielo festoneado o laderas cubiertas de congesa, estos glaciares comparten un área de acumulación común, difícil de diferenciar en sus límites

1. Volcán Iztaccíhuatl

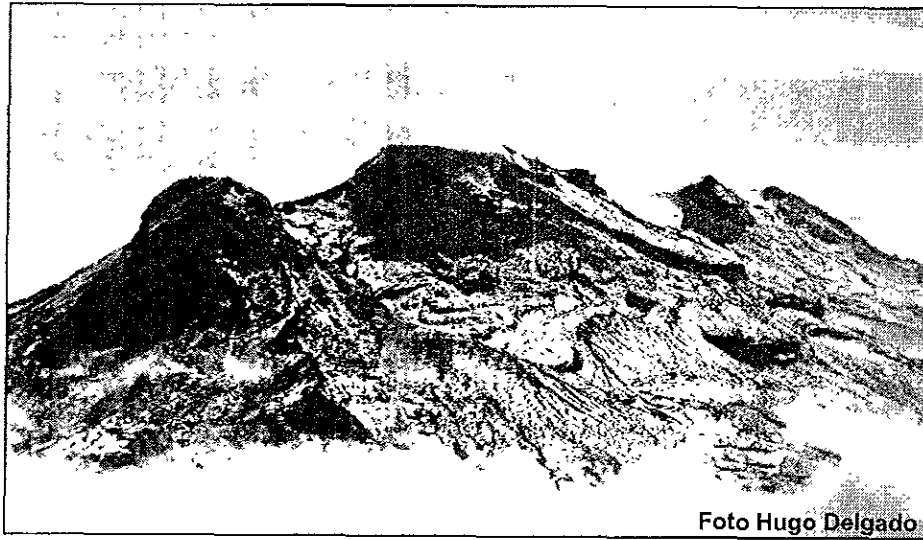
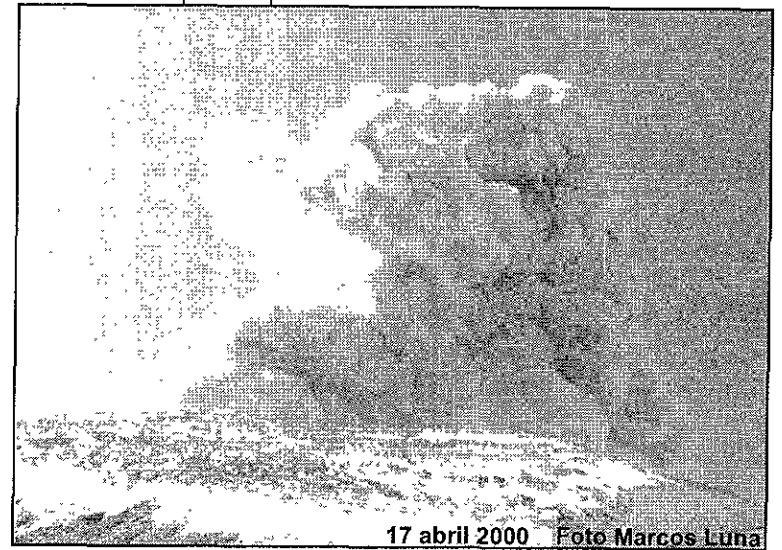


Foto Hugo Delgado

2. Volcán Popocatepetl



17 abril 2000 Foto Marcos Luna



3. Volcán Citlaltépetl

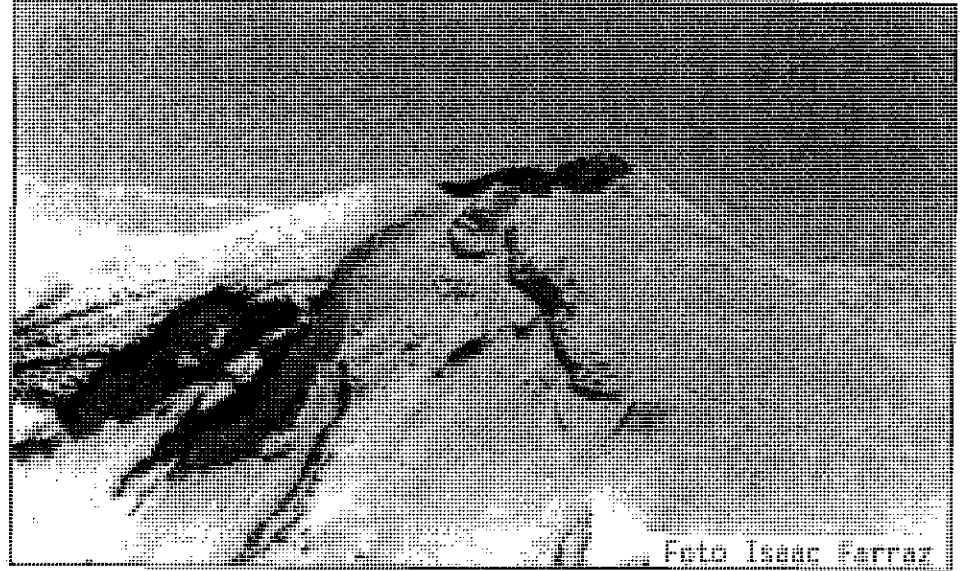
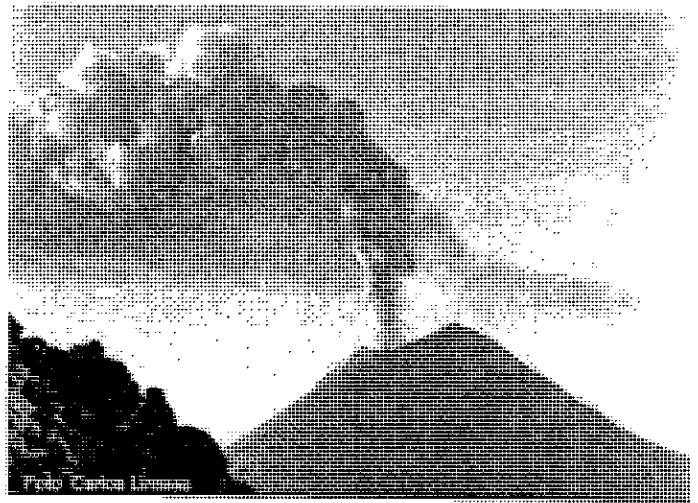


Foto Isaac Ferraz

Figura 1. Localización de los glaciares mexicanos



Pluma eruptiva vista desde el Iztaccíhuatl (2 diciembre del 2000)

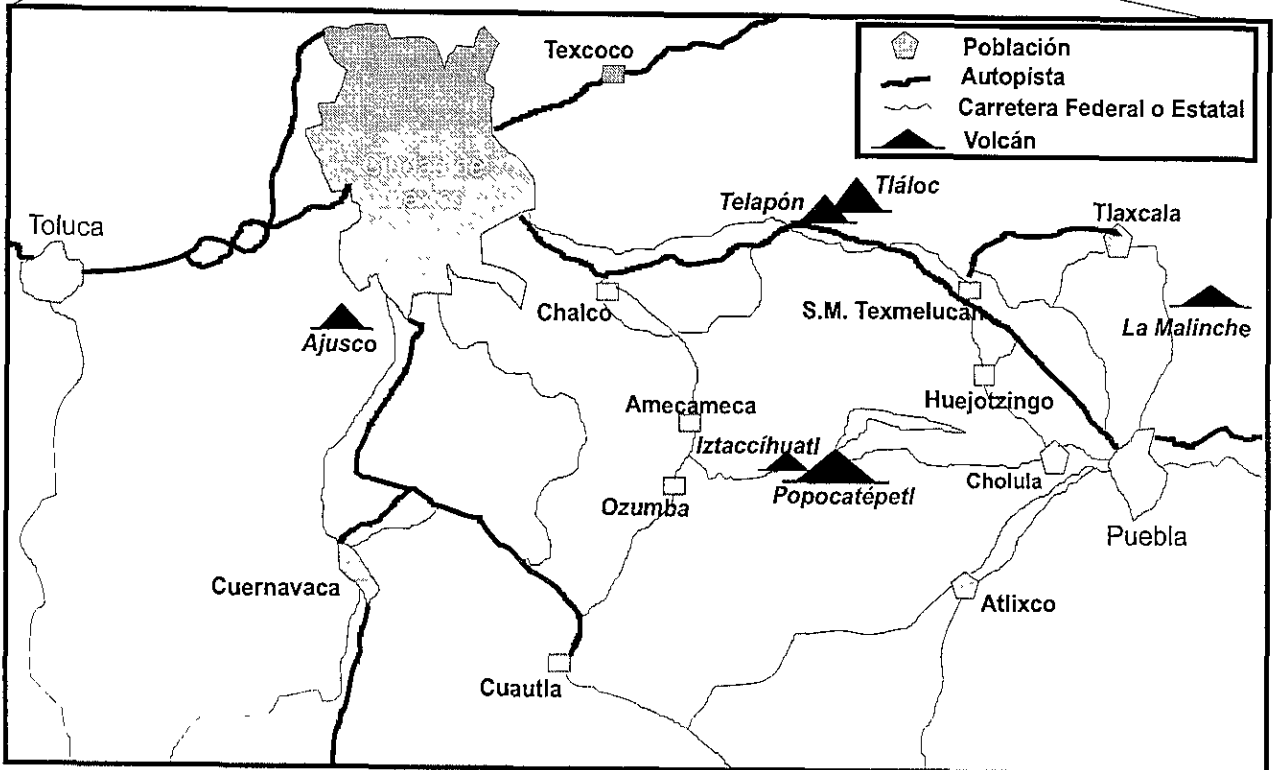


Figura 2. Localización del Volcán Popocatepetl

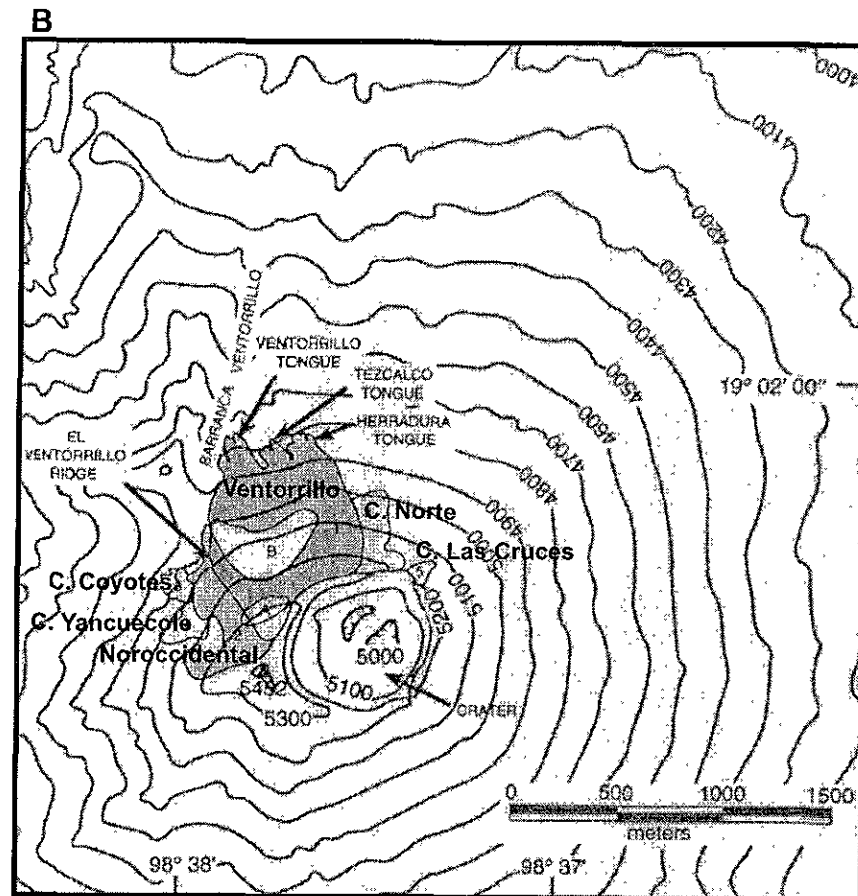
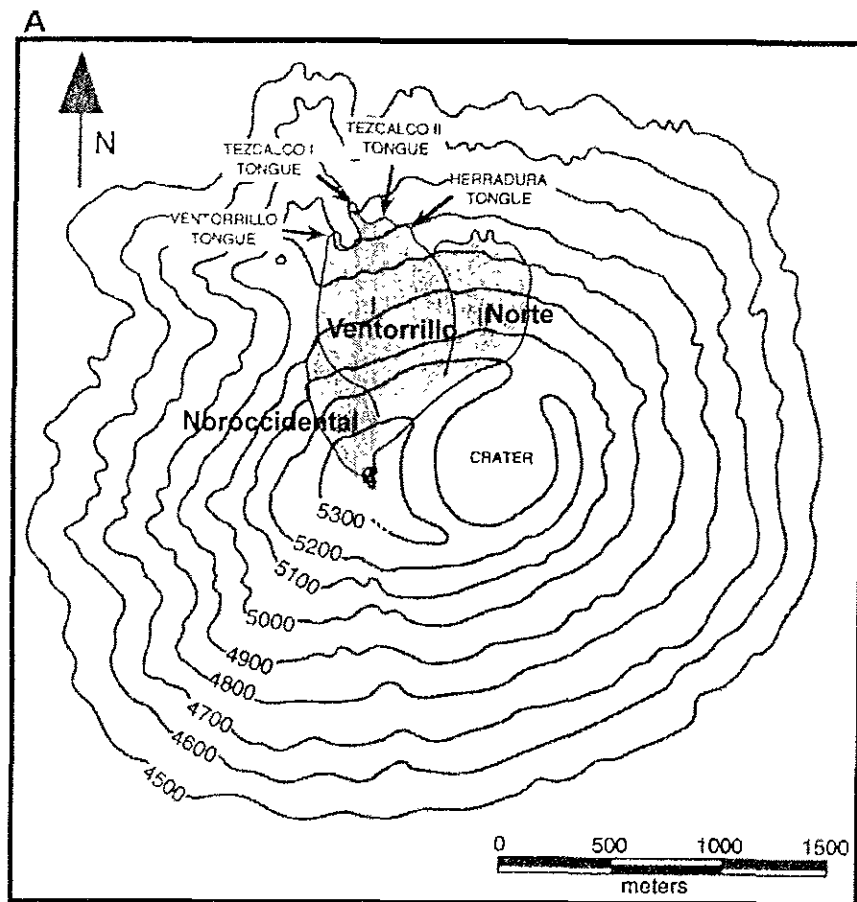


Figura 3. Los glaciares del Popocatepetl. A. En 1958 (Lorenzo, 1964),
B. Glaciares y campos de permafrost (Delgado, 1997)

superiores, después entre las cotas 5,300-5,250 cada área glacial adquiere cierta independencia. La forma cónica del volcán norma esta disposición, así como en épocas pasadas, hacía que por sus faldas se derramasen lenguas de hielo independientes, como es posible constatar por las direcciones radiales que se encuentran sobre la roca.

Delgado (1986a), estableció que los glaciares del Ventorrillo y Norte debían considerarse uno solo, ya que comparten su área de acumulación y drenan al N y NE, mientras que el Noroccidental drena al NW y W.

Los glaciares del Popocatepetl se caracterizan por: a) el agua de fusión fluye debajo de ellos formando cuevas de hielo y surge por debajo del glaciar en forma laminar; b) la congelación es rápida, lo que contribuye al recongelamiento del agua de fusión que corre sobre o debajo de la superficie, c) el tipo de alimentación es en forma de granizo además de la precipitación de nieve o agua de lluvia, d) el proceso de fusión esta presente en las zonas de acumulación y ablación durante el verano.

Estas características son propias de los glaciares de tipo intertropical. El Glaciar Ventorrillo es considerado como un glaciar activo de montaña, en tanto que el Glaciar Noroccidental es considerado un glaciar pasivo, tipo glaciarete (Delgado et al., 1986a).

Glaciar del Ventorrillo

El glaciar del Ventorrillo colinda al oeste con el glaciar Noroccidental (Figura 3b) y al este con un campo de suelos permanentemente congelados (permafrost). Es un glaciar de montaña formado sobre ceniza y flujos de lava andesítica. Su borde Oeste existe un acantilado en el que se observa la interacción entre al glaciar y el lecho rocoso, el glaciar erosiona la pared y añade los fragmentos rocosos al glaciar. Este glaciar se encuentra en retroceso (Delgado et al., 1986a).

Su cuenca es simple con un área de acumulación y su lengua lobulada, su principal fuente de alimentación es la nieve y el granizo. Su área de ablación se

caracteriza por una foliación bien desarrollada y por presentar tres sistemas de grietas. El superior (5300 m.s.n.m) consiste en una grieta principal recta de 250 m, mide 5 m en su parte más ancha. El sistema inferior se encuentra entre los 5200 y los 5000 m, su patrón es cóncavo en dirección al flujo debido a una serie de pequeñas grietas en echelon en el límite oeste. Las grietas más largas de este sistema forman escarpes de casi 30 m. El otro sistema de grietas se localiza en el límite este, corren paralelas a la dirección del flujo y no son tan profundas como las de los otros sistemas, sólo se pueden observar durante la época de ablación.

Glaciar Noroccidental

El glaciar Noroccidental (Figura 3b) es un glaciarete situado en la vertiente noroeste, su lecho está formado por flujos de lava andesítica. Al este se encuentra el Glaciar del Ventorrillo, el límite entre los glaciares está determinado por una cresta conocida como el Ventorrillo.

La pendiente promedio del glaciar es de 26 °. Las únicas grietas que se observan son las que atraviesan el glaciar de Ventorrillo y que cortan su parte este. La mayor parte del glaciar está constituido por hielo negro con un elevado contenido de líticos. La ausencia de grietas en la mayoría del glaciar es indicativa de su naturaleza estacionaria y por tanto de un glaciar pasivo. Es el remanente de un glaciar colgante alimentado principalmente por nieve (Delgado, 1997).

Campos de permafrost

Delgado et al. (1986a) reportaron un campo de suelos permanentemente congelados al este del Glaciar de Ventorrillo, formado por cenizas volcánicas soldadas por hielo, el cual durante la época de ablación se vuelve pastoso debido a la fusión parcial del hielo, lo que favorece la soliflucción y produce ocasionalmente pequeñas avalanchas de lodo.

El espesor reportado es mayor a 2 metros, sobre todo en cotas superiores a los 5000 m.s.n.m, el área que cubría era de 1.1 km². Parte de este campo había

sido reportado por Lorenzo (1964) como parte del Glaciar Norte, sin embargo Delgado, et al., (1986a) lo reportaron como un campo de permafrost independiente.

Una década después, Delgado (1996) reportó la existencia de cuatro campos de permafrost distribuidos alrededor de los glaciares (Figura 3b), formados por ceniza volcánica cementada por hielo, que durante la estación seca y al principio de la estación de lluvias se funde y produce solifluxión. Estos campos representan los remanentes de antiguas áreas glaciadas.

3.3 La actividad eruptiva del Popocatépetl de 1994 a la fecha

Con el fin de entender la relación entre la actividad eruptiva y el fenómeno glacial en el Popocatépetl, se resumen de manera muy general, los diferentes eventos ocurridos desde el inicio de la erupción actual hasta la fecha.

Para ello se consultaron diversas fuentes, algunas sin publicar, otras en prensa y muchas otras se obtuvieron por medio de comunicaciones personales, así como consultando la pagina electrónica del CENAPRED.

Es pertinente aclarar que a lo largo de esta sección se hace referencia a la altura que alcanzó la columna eruptiva, este dato siempre se considera con respecto al cráter.

Manifestaciones previas

Previos al inicio del actual período eruptivo, desde 1990 se observaron signos de reactivación, tales como el incremento de la actividad fumarólica, disminución del pH en el agua del cráter y sismicidad bajo el volcán (Delgado et al., 2001).

Dentro del cráter el agua del pequeño lago se fue haciendo gradualmente más ácido durante los últimos 8 años (Martín Del Pozzo, et al., 1997). Antes de la

erupción, un inclinómetro que se encontraba en la zona de la espinera fue cubierto por depósitos provenientes del glaciar (Martín Del Pozzo, com. per.).

Diciembre 1994

El 21 de diciembre de 1994 y después de un período de reposo de casi 70 años, se inicia el actual período eruptivo con una columna de cenizas que alcanzó 2 km. La ceniza fue llevada por los vientos hacia los sectores este y noreste del volcán llegando hasta 50 km del centro de emisión y provocando una ligera lluvia de cenizas en las poblaciones cercanas. El lago que se encontraba anidado en el cráter fue vaciado. No se produjeron cambios morfológicos notables en el edificio volcánico durante esta fase inicial.

Enero 1995 – Marzo 1996

De enero a marzo de 1995 las explosiones se incrementaron gradualmente, pero disminuyó la cantidad de ceniza con respecto a los gases. La ceniza estaba compuesta principalmente por material alterado del domo formado en 1920 o de los conductos, el material juvenil era escaso (< 2%). La emisión de material se realizaba a través de un conducto central y cuatro bocas localizadas en el piso del cráter en su parte este (Delgado et al., 2001).

A principios de agosto de 1995, las emisiones de ceniza cesaron completamente y parámetros como la sismicidad y la emisión de gases disminuyeron notablemente. La actividad disminuyó, con respecto a la ocurrida en la fase inicial hasta el mes de marzo de 1996.

Marzo – diciembre 1996

El 5 de marzo de 1996 se presentó una fuerte explosión que produjo una emisión de cenizas durante varias horas. Después, la actividad se volvió intermitente.

El 27 de marzo, durante la realización de un vuelo para la medición de gases, se observó un cuerpo de lava en el interior del cráter. Los registros sísmicos indican que el domo empezó su extrusión aproximadamente el 25 de marzo.

A partir de este período, la actividad eruptiva se manifestó a través de una alternancia de actividad efusiva y explosiva. Una explosión de mayor magnitud ocurrió el 30 de abril de 1996. El material emitido consistió en pómez de baja a moderada vesicularidad con cristales de olivino embebidos. Diferentes cuerpos de lava fueron emitidos en el interior del cráter, la cantidad total de lava emitida hasta el 26 de mayo fue de $8 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Global Volcanism Network, Bulletin, 1998a).

La emisión de lava dentro del cráter disminuyó gradualmente de julio a septiembre de 1996 cuando el domo cesó de crecer. Las explosiones y emisiones de ceniza se volvieron menos frecuentes pero más intensas

Fuertes explosiones ocurrieron el 28 de octubre, el 27 de noviembre, el 5 y 29 de diciembre de 1996. Las tres primeras no produjeron fuertes cambios morfológicos en el domo a pesar de su intensidad, algunas de las columnas asociadas alcanzaron 5 km. Sin embargo, la última explosión del 29 de diciembre de 1996 destruyó el domo de lava cubriendo el piso del cráter con escombros. Algunas de estas explosiones produjeron flujos piroclásticos dirigidos hacia el este y sureste (Delgado et al., 2001)

Enero – diciembre 1997

Entre el 17 y 19 de enero de 1997 se inició la formación de un nuevo domo de lava. Las emisiones y eventos explosivos disminuyeron en intensidad. Algunos eventos generaron material incandescente que fue arrojado fuera del cráter, causando incendios.

El 11 de mayo de 1997 se produjo una fuerte explosión que produjo una columna eruptiva que se elevó a casi a 9 km, la ceniza estaba formada

principalmente por pómez. Esta explosión y otras dos posteriores ocurridas el 15 de mayo y el 14 de junio destruyeron el domo.

El 30 de junio se produjo la erupción más intensa registrada hasta entonces. La columna de cenizas se elevó a casi 10 km por encima del cráter, ésta fue dispersada hacia el sector oeste del volcán llegando a la Ciudad de México, en donde las cenizas se mezclaron con la lluvia y cayeron durante un par de horas. El Aeropuerto Internacional de la Ciudad de México tuvo que ser cerrado por 12 horas.

Un día después, el 1 ° de julio se produjo un flujo de detritos que llegó a la población de Santiago Xalitzintla que se localiza aproximadamente a 13 km de la cima del volcán, este flujo cubrió parcialmente algunas zonas de cultivo y una casa.

Cuatro días después, en el fondo del cráter se observó un nuevo domo, el crecimiento de este cuerpo de lava estuvo acompañado de varias explosiones, que llegaron a alcanzar 6 km.

A finales de julio y principios de agosto de 1997 se produjo la subsidencia en la parte central del domo. La subsidencia fue evidenciada por la aparición de fracturas circulares en la parte central del domo así como por fracturas radiales, este evento fue acompañado por tremor volcánico. La actividad continuó y en agosto 19 se confirmó el crecimiento de un nuevo cuerpo de lava dentro de la depresión inicial.

En los meses de noviembre y diciembre se distinguieron diversos patrones de actividad volcánica. A principios de diciembre el crecimiento del domo fue acompañado de tremor volcánico. El 24 de diciembre de 1997 ocurrió una fuerte explosión que emitió bloques incandescentes, que produjeron incendios en las cercanías del cráter.

Enero – diciembre 1998

El primer día de 1998, una explosión destruyó el domo de lava dejando una depresión en el fondo del cráter y produciendo una columna de aproximadamente

5 km. Se reportó caída de ceniza en algunas poblaciones localizadas en el sector sureste e incendios en zonas cercanas producidos por el material incandescente al caer en zonas de matorrales y boscosas.

El 21 de marzo se produjo un evento explosivo que generó una columna de 2 km y produjo lluvia de cenizas en la Ciudad de Puebla, también fue lanzado material incandescente.

El 12 de abril, los sismógrafos y el sistema de detección de flujos, registraron un flujo de escombros que bajó por las cañadas del sector noreste.

El 14 de agosto se presentó una explosión que produjo una columna de entre 4 y 5 km sobre la cima y lluvia de cenizas en la vertiente oeste.

De septiembre a octubre se presentaron varias fases explosivas de diversas magnitudes, que produjeron columnas eruptivas con una altura máxima de 5 km, que provocaron lluvias de cenizas en las poblaciones cercanas e incluso se reportó la caída de ceniza en la ciudad de México el 17 de octubre.

Durante noviembre se produjeron numerosos episodios explosivos que arrojaron fragmentos incandescentes sobre los flancos del volcán y generaron columnas de ceniza que se precipitaron en sus cercanías. El 17 de diciembre un evento explosivo destruyó una parte del domo existente en el interior del cráter. Esta explosión provocó que material incandescente fuera lanzado a una distancia de casi 4 km del cráter (Alatorre et al., 2001).

Enero – diciembre 1999

Durante estos meses se presentó un patrón de explosiones esporádicas de diversas magnitudes, con columnas eruptivas no mayores a 5 km, muchas de ellas provocaron lluvias de cenizas en diversos sectores del volcán, sólo en marzo se observó la emisión de material incandescente.

Destaca la formación de pequeños flujos de agua por la tarde del 16 de mayo, provocados por la fusión de nieve y hielo glaciario. (CENAPRED).

Enero – diciembre 2000

El 25 de febrero el CENAPRED confirmó la existencia de un cuerpo de lava en el interior del cráter. El 2, 17 y 18 de abril se presentaron emisiones de ceniza asociadas a la destrucción del domo.

El 23 de mayo se produjo una columna eruptiva de aproximadamente 5 km, se reportó caída de ceniza en poblaciones cercanas. El 24 de mayo se reportó un flujo de escombros en la barranca de Huiloac (vertiente Noreste), su altura fue de 70 cm, 4 m de ancho y recorrió una distancia de 3.5 km a partir del cráter, según el CENAPRED fue producido por la remoción de material causada por las fuertes lluvias registradas. En mayo 27 se reportó un flujo de lodo menor al ocurrido el día 25.

El 6 de junio se produjo una columna de 6 km, la ceniza se precipitó principalmente sobre la ladera oeste del volcán.

El 3 de agosto se observó una columna de 5 km. En un sobrevuelo realizado el 15 de septiembre se observó un domo en el interior del cráter. El 3 de octubre una explosión generó una columna de 6 km.

El día 16 del mismo mes, un evento explosivo dio lugar a una columna de 2 km y lanzó fragmentos incandescentes sobre la vertiente noreste del volcán.

Durante los primeros días de noviembre se generaron columnas eruptivas que provocaron caída de ceniza en las poblaciones aledañas, de las que destaca la producida el día 9, que alcanzó 10 km de altura.

El 12 de diciembre se produjo una columna que se elevó a los 10 km de altitud, la explosión arrojó fragmentos incandescentes sobre la vertiente norte.

El 14 de diciembre se produjo una explosión a primeras horas de la mañana que formó una columna de cenizas de aproximadamente 4 km, una leve lluvia de cenizas se registró en algunas delegaciones de la Ciudad del sur de la Ciudad de México.

En los primeros días de diciembre se observó un incremento en la actividad del volcán, el día 16 se confirmó un considerable aumento en el crecimiento del domo que se encontraba en el cráter.

El 17 de diciembre durante la realización de una medición aérea de dióxido de azufre en el volcán, se pudo observar una columna de ceniza que era transportada por los vientos hacia el sector este, además gran parte del edificio volcánico se encontraba cubierto por ceniza de color claro.

El 18 y 19 de diciembre del 2000 se presentaron varias explosiones que arrojaron material incandescente fuera del cráter y provocaron caída de ceniza en las poblaciones cercanas al volcán. El 25 de diciembre se presentaron varios episodios explosivos que lanzaron material incandescente y produjeron columnas que alcanzaron entre 3 y 5 km.

Enero – abril 2001

El 14 de enero se reportó una columna de cenizas de 2 km, la explosión también arrojó fragmentos de roca en las cercanías del cráter.

El 22 de enero un evento explosivo dio origen a una columna eruptiva de más de 8 km y a dos pequeños flujos piroclásticos que descendió sobre la vertiente noreste, pasando sobre el área glaciada. Poco tiempo después, se reportó un pequeño lahar en la barranca de Huiloac, que llegó cerca de la población de Santiago Xalitzintla (Sheridan, et al., 2001).

El 13 de marzo una explosión lanzó fragmentos incandescentes sobre la vertiente norte y originó una columna de cenizas superior a los 2 km de altitud.

El 14 de marzo la Secretaría de Comunicaciones y Transportes realizó un sobrevuelo en el volcán, se reportó la presencia de un nuevo cuerpo de lava en el interior del cráter.

La explosión más reciente se verificó el 16 de abril, la columna asociada fue de cerca de 4 km y lanzó fragmentos incandescentes sobre la vertiente norte.

4. Método y procesamiento de imágenes

4.1 La fotogrametría digital en el estudio de los glaciares

La fotogrametría es una técnica que permite obtener información cuantitativa y cualitativa a partir del procesamiento de fotografías aéreas (Wolf y Brinker, 1998).

La fotogrametría analítica permite el procesamiento de las fotografías aéreas mediante el uso de instrumentos de gran precisión y elevado costo, tales como restituidores. Por su parte, la fotogrametría digital emplea software y equipo de cómputo especializado para el procesamiento de las imágenes que se producen al escanear los negativos o las mismas fotografías aéreas.

En la actualidad, es posible emplear computadoras personales para la generación de ortofotos a partir de fotografías aéreas digitales, lo cual ha reducido los costos de manera considerable. La utilización de la fotogrametría digital es de gran utilidad para cuantificar los cambios geométricos del relieve debido a la rapidez en el procesamiento de imágenes y elevada precisión (Kääb, 2000).

Esta técnica permite una elevada resolución (m a cm) en el estudio de fenómenos naturales. En particular, el mapeo fotogramétrico de elevada resolución trabaja con gran exactitud, por ejemplo, exactitud planimétrica y vertical de ± 18 y ± 21 cm, respectivamente (Gwinner et al., 2000a).

La fotogrametría digital ha sido empleada exitosamente en el monitoreo de la deformación del Volcán Santa Helena en 1980 (Jordan y Kieffer 1981; Moore y Albee, 1981). Recientemente se ha empleado en la caracterización topográfica de alta precisión de la isla de Vulcano en Italia (Gwinner et al., 2000b).

4.2 Conceptos básicos en la fotogrametría

Existen varios conceptos, que es necesario definir brevemente antes de proceder a la descripción de la metodología que se implemento en el presente trabajo.

Fotografías aéreas

Una fotografía aérea es una imagen que contiene una perspectiva de la superficie de la Tierra, captada a través de un sensor remoto (cámara) ubicado en una plataforma aérea empleando uno o varios filtros.

Las fotografías se clasifican en verticales (con el eje de la cámara en dirección al nadir local o lo más verticalmente posible) y oblicuas (tomadas con el eje a un cierto ángulo del nadir). Generalmente, las fotografía verticales son las que se utilizan para el trabajo fotogramétrico.

Las imágenes aéreas se obtienen empleando una cámara fotográfica digital o digitalizándolas mediante un escáner. Cuando las fotografías aéreas se digitalizan, su contenido se almacena en formato raster, que consiste en una matriz en donde a cada píxel se le asigna un valor numérico de acuerdo con su grado de brillantez para una región del espectro electromagnético.

Deformaciones geométricas en las fotografías aéreas

Las deformaciones geométricas se refieren al conjunto de desplazamientos o imperfecciones espaciales que afectan la calidad de las fotografías aéreas y provocan que las medidas realizadas sobre éstas sean erróneas (Luján, 1991). Las deformaciones son originadas por factores como la topografía, geometría de la toma, aberraciones ópticas, condiciones de iluminación y equipo utilizado en la toma. A continuación se describen las deformaciones geométricas:

a) Desplazamiento debido al relieve

Este desplazamiento provoca el cambio de posición o aspecto de una imagen a partir de su ubicación en el plano de referencia (PR), debido a la distancia vertical del objeto hacia arriba o debajo del PR. El desplazamiento en una forma vertical se produce, según líneas radiales, desde el punto principal de la fotografía y aumenta en magnitud con la distancia de la imagen a este punto.

b) Desplazamiento por la perspectiva de la fotografía aérea

Este tipo de desplazamiento se produce cuando la toma de la fotografía aérea no se ha realizado con el eje óptico de la cámara en la dirección del nadir local ($<3^\circ$) y provoca una deformación en el plano de la imagen.

La deformación o distorsión provoca la compresión de la escala de un lado de la fotografía y por el otro un aumento dando el aspecto de trapecio. Las distorsiones y desplazamientos parten del sentido de la inclinación y sus valores dependen del ángulo y pueden variar desde micras en la fotografía hasta algunos metros en el terreno. Para rectificar la escala y eliminar este tipo de errores se emplean instrumentos denominados rectificadores.

Puntos de control del terreno (PCT)

Casi todas las fases de la fotogrametría dependen de los puntos de control terrestre (PCT). Los PCT se requieren para la manipulación de las fotos, medición de distancias y elevaciones, preparación de mapas altimétricos y topográficos, construcción de mosaicos controlados y producción de ortofotos (Wolf y Brinker, 1997).

Los PCT pueden ser adquiridos a través de diferentes formas dependiendo del tipo de proyecto, pero sobre todo del financiamiento existente. En estudios de detalle acerca de los cambios morfológicos superficiales en los glaciares, primero se colocan marcas sobre el glaciar, en puntos con coordenadas conocidas, y

después se hacen los vuelos necesarios sobre el área de estudio, de forma que las marcas aparecen en la fotografía, este método es de elevado costo.

Otra forma de adquisición de puntos de control terrestre es señalar puntos fácilmente identificables en la fotografía y en el terreno, después en el campo se toman las coordenadas correspondientes a cada uno de los puntos previamente identificados, mediante algún método de control geodésico.

Otra posibilidad para adquirir los PCT, es extraerlos a partir de cartas topográficas, para lo cual se identifican los mismos rasgos tanto en las fotografías como en las cartas topográficas y se extraen los datos correspondientes a sus coordenadas.

Los errores en la georreferenciación generan deformaciones en la imagen, los errores pueden ser de dos tipos: a) errónea ubicación de un PCT en la imagen aún cuando las coordenadas sean las correctas, o b) coordenadas incorrectas del PCT aún cuando éste se ubique en forma precisa (Kavanagh, 1996)

La adquisición de datos de control del terreno había sido, tradicionalmente, el aspecto más caro de la preparación de mapas empleando fotografías aéreas. El empleo de las técnicas del Sistema de Posicionamiento Global (GPS) ha contribuido de forma sustancial al establecimiento de puntos de control de una manera más económica y precisa.

Ortofotos

Son representaciones en proyección ortogonal del terreno. Se obtienen a partir de las fotografías aéreas mediante un proceso de rectificación diferencial que elimina las variaciones de escala y los desplazamientos de imagen, debidos al relieve y a la inclinación. Por consiguiente, los detalles representados se muestran en su posición planimétrica verdadera (Wolf y Brinker 1997).

Para la generación de ortofotos la fotogrametría analítica emplea trazadores estereoscópicos de proyección óptica o mecánica.

La fotogrametría digital permite producir ortofotos mediante el procesamiento digital de imágenes. Estos sistemas de computo modifican los píxeles para eliminar las variaciones de escala y desplazamientos.

Modelos digitales de elevación (DEM)

El uso de las computadoras y el desarrollo de software aplicado a la fotogrametría ha favorecido el desarrollo de productos de mayor precisión y versatilidad que permiten realizar análisis cuantitativos de las propiedades del relieve.

La utilización de imágenes digitales, su corrección y rectificación fotogramétrica mediante paquetes, permite la generación de modelos digitales del terreno, que pueden ser manipulados mediante diversos procesos (edición, filtrado). La ventaja de los modelos digitales de elevación sobre los mapas es que permiten el tratamiento numérico de los datos y la posibilidad de realizar simulación de procesos.

Los modelos digitales de terreno (MDT) permite estudiar las propiedades geométricas de los cambios que se producen tanto en los edificios volcánicos como en los glaciares desde una perspectiva temporal, propiedades tales como la tasa y dirección de los movimientos superficiales, la tasa de distorsión o el balance de masa.

4.3 Procesamiento de imágenes

Software y equipo de cómputo

Existe en el mercado diverso software especializado en fotogrametría digital enfocado al trabajo con fotografías aéreas, tales como: ER Mapper, ERDAS, DMS y PCI Geomatics, los cuales poseen herramientas para la rectificación geométrica, creación de ortofotos y generación de modelos digitales del terreno.

La empresa PCI Geomatics, ofrece software especializado en fotogrametría digital, el OrthoEngine, el cual ha sido desarrollado para aplicaciones fotogramétricas y generación de MDE a partir de fotografías aéreas. Está conformado por siete módulos que permiten configurar un paquete de acuerdo con las necesidades del usuario, los módulos empleados fueron el OECore, que permite ejecutar operaciones previas a la rectificación y el Ortho Engine Airphoto Edition, mediante el cual se ejecuta la ortorrectificación de los pares estereoscópicos. En este estudio, se empleó la versión 7 de OrthoEngine.

Así mismo, una vez obtenidas las coordenadas del área glaciada, se empleó el paquete Surfer 7. Para obtener los modelos y el área para cada fecha.

Para el desarrollo de este trabajo se utilizó una computadora Dell Precision 420, con dos procesadores en paralelo Pentium III de 733 MHz, 1 GB de memoria RAM, 2 discos duros de 40 GB cada uno, un BUS de 133 MHz, una tarjeta de video de 64 MB en memoria, un monitor de 21", con un CD ROM.

Características de las fotografías aéreas

Para el estudio de los glaciares deben emplearse fotografías aéreas que correspondan a la temporada de ablación, o bien, a una fecha en la cual los glaciares se encuentren descubiertos sin nieve estacional y permitan la delimitación clara de su morfología y del área que cubren.

Deben evitarse fotografías que presenten nubes meteorológicas o eruptivas. Es recomendable emplear fotografías a la escala más grande posible ya que facilita la identificación y determinación de los cambios que se presentan en los glaciares. En este caso, la escala de las fotografías utilizadas es de 1:5,000.

Es muy importante obtener los reportes correspondientes a la toma de las fotografías (escala, altitud de vuelo, etc.) y de la calibración de la cámara, (tipo de cámara, coordenadas fiduciaras, distancia focal, fecha de calibración, etc.) debido a que en diferentes etapas del procesamiento de las imágenes el software solicita la introducción de algunos de los datos contenidos en los reportes. Es común que

las fotografías aéreas no incluyan este tipo de datos, por lo que es necesario solicitarlos a la compañía que realizó el vuelo para la toma de las aerofotografías.

Las fotografías aéreas empleadas en este estudio fueron tomadas por la Dirección General de Carreteras de la Secretaría de Comunicaciones y Transportes. Se uso la cámara Wild RC20, de 9" x 9", con una distancia focal de 153.10 mm y una distancia entre marcas fiduciales de 212.00 mm.

Adquisición del material fotográfico

Una vez elegido el material fotográfico a emplear, el primer paso es su captura en formato digital. Las fotografías aéreas en formato de papel se convierten a una imagen digital mediante el uso de un escáner.

Para escanear las fotografías existen dos posibilidades, hacerlo empleando un escáner fotogramétrico o uno normal. Los escáneres fotogramétricos poseen una elevada resolución pero requieren del negativo de las fotografías, lo que no fácil obtener. El emplear un escáner normal introduce pequeñas deformaciones que pueden ser o no despreciables dependiendo de precisión que se desee.

En este trabajo se escanearon las fotografías aéreas a 600 dpi (puntos por pulgada) y a 8 bits en escala de grises con el programa Adobe Photoshop (utilizando el plug-in Silver Fast Ai V.4.2.1 de Epson) y un escáner de formato largo y de cama plana (Epson Expression 836XL a 36 bits).

Georreferenciación de las imágenes

Mediante la georreferenciación, los píxeles que conforman una imagen digital son referidos a un sistema de coordenadas o a una proyección cartográfica. Para georreferenciar una imagen, se asignan coordenadas en una proyección cartográfica a partir de puntos con una posición geográfica conocida. Estos son denominados puntos de control terrestre (PCT) que se identifican y correlacionan en la imagen.

OrthoEngine, requiere para la georreferenciación, la ubicación de al menos tres puntos de control terrestre para un par de imágenes, los PCT deberán estar distribuidos lo mejor posible para evitar que algunas zonas se deformen.

Para la georreferenciación de las imágenes se emplearon 6 PCT proporcionados por la Secretaría de Comunicaciones y Transportes (Tabla 1).

La proyección de los PCT corresponde a la UTM, zona 14Q, línea D121 y datum horizontal NAD 27 (México), misma que se empleó en la generación de las ortofotos (Canters y Declair, 1989).

Una vez que se han introducido todos los PCT, se realiza un ajuste en bloque con el fin de calcular la orientación exterior de las fotos, si los errores son graves, el ajuste en bloque no se realiza debiendo entonces revisar la ubicación o coordenadas de los PCT con el fin corregir los errores.

Para evaluar los errores existentes entre los PCT introducidos, existe un reporte en el que se presentan los diversos tipos de errores calculados para cada uno de los PCT. Es fundamental que los errores residuales sean pequeños pues de ello depende la exactitud de los siguientes pasos del procedimiento. Los rangos de variación de los errores RMS (Root Mean Square) en la georreferenciación son de 0.524 píxeles.

Tabla 1. Puntos de control terrestre

| Punto | Latitud N | Longitud E | Altitud |
|-------|------------|-------------|----------|
| PA | 539094.116 | 2103168.255 | 5393.813 |
| PB | 539419.057 | 2103521.745 | 5273.992 |
| PC | 539722.148 | 2103610.998 | 5202.025 |
| PD | 539214.832 | 2103278.510 | 5383.603 |
| PE2 | 540441.500 | 2103438.600 | 4896.544 |
| PF | 539968.113 | 2102895.545 | 5139.924 |

Colección de los puntos de empate

Después de colocar los PCT en las imágenes, se colectan los puntos de empate (tie points). Un punto de empate (PE) representa un rasgo topográfico,

que se puede identificar en dos o más imágenes digitales y sirve como punto de referencia. Su propósito es indicar puntos comunes en las fotografías.

Deben elegirse aquellos PE que se encuentren en la zona de traslape de las imágenes, ya que servirán para hacer el corte adecuado de las imágenes cuando se desea elaborar mosaicos.

Cada PE debe colectarse en al menos dos imágenes. Para cada par de imágenes se utilizaron mínimo 10 PE. Una vez que se ha colectado la totalidad de los PE se evalúan los errores residuales para editar aquellos puntos que presentan los mayores errores para corregirlos o eliminarlos.

Ortorrectificación

Una vez que se han georreferenciado las imágenes se procede a la ortorrectificación de las fotografías aéreas. Este procedimiento elimina las distorsiones ocasionadas por la inclinación de la cámara y el relieve. El producto final es una ortofoto.

Durante este procedimiento se realiza una rutina de remuestreo, que interpola los valores de los píxeles a partir de las localizaciones originales del píxel de la imagen localizaciones corregidas, para ello se puede elegir entre diferentes algoritmos (del vecino más cercano, interpolación bilinear e interpolación cúbica).

En este caso se utilizó la interpolación bilinear, en donde cada píxel de salida es derivado a partir de un promedio ponderado de los cuatro píxeles de entrada más cercanos.

Generación del modelo digital de elevación

OrthoEngine permite la elaboración de MDE, en forma semi-automática, para ello es necesario colectar tantos puntos como se desee, estos puntos se denominan match point (MP), su colección se hace en ambas imágenes, en cada punto se extraen las coordenadas (x,y,z).

La extracción se hace de manera puntual, el objetivo del procedimiento es generar una base de datos para cada uno de los puntos con sus correspondientes coordenadas (x,y,z). Se colectaron más de 1000 MP para cada par de imágenes. Se puso especial atención en las áreas glaciadas que con anterioridad habían sido delimitadas.

Mediante el procedimiento anterior se obtuvo una base de datos que contenía las coordenadas y alturas las diferentes áreas glaciadas, mismas que se extrajeron de las ortofotos.

4.3 Obtención del área glaciada

Las bases de datos conteniendo las coordenadas de las imágenes, se procesaron con el paquete Surfer 7 para generar el MDE de cada par de imágenes y colocarlo sobre la base topográfica correspondiente, la cual fue proporcionada por la Secretaría d Comunicaciones y Transportes.

Una vez que se generaron los MDE, se determino el área glacial para cada imagen (Tabla 2). Esta medición se realiza sobre una superficie planimétrica, que no corresponde a la superficie inclinada sobre la que se encuentran los glaciares.

Con el objeto de obtener un área realista se proyectó la estimada sobre una superficie inclinada. En la tabla tres se presentan las áreas proyectadas (Tabla 3).

Tabla 2. Áreas glaciadas (datos crudos)

| Fecha | Área glacial total (m ²) |
|------------|--------------------------------------|
| 16/01/1998 | 394,545 |
| 17/03/1998 | 405,611 |
| 8/06/1998 | 369,585 |
| 2/12/1998 | 353,398 |
| 16/12/2000 | 209,138 |

Tabla 3. Áreas glaciadas (datos proyectados)

| Fecha | Área glacial total (m ²) |
|------------|--------------------------------------|
| 16/01/1998 | 481,650 |
| 17/03/1998 | 495,159 |
| 8/06/1998 | 451,179 |
| 2/12/1998 | 431,419 |
| 16/12/2000 | 255,310 |

4.3 Estimación del error

Con el objeto de evaluar la confiabilidad de los datos obtenidos, se hizo el ejercicio de estimar el error bajo las siguientes consideraciones. Los errores son estadísticamente independientes, debido a que corresponden a pasos no relacionadas del proceso de generación del modelo numérico del terreno.

Para estimar el error total, se consideraron los errores generados en los siguientes pasos del proceso: error en la adquisición de las fotografías (E_1), error durante el escaneado (E_2), y el error asociado a la georreferenciación (E_3).

El E_1 corresponde a la resolución fotográfica de la película empleada para la toma de las fotografías aéreas y que se incluye en el reporte de calibración de la cámara, en este caso es de 7100 líneas/cm, por lo que el espacio entre cada línea es de 0.0070422 mm.

El E_2 se produce durante el escaneo de las fotografías para convertirlas a imágenes, se empleo una resolución de 600 dpi, que equivale a 236 puntos/cm, el espaciamiento entre los puntos es de 0.0208333 mm.

El E_3 se atribuye a la georreferenciación que se realiza al introducir los PCT en la imagen y con ellos el programa hace una serie de cálculos y genera un reporte de errores. El RMS correspondiente es de 0.524 píxel y el tamaño del píxel es de 5 m, por lo que $E_3=2620$ mm.

Se consideran despreciables, también el error asociado a las aberraciones de la cámara fotográfica y el error asociado a la impresión de la foto a partir del negativo correspondiente (Dr. Jorge Lira, com. pers.).

Para determinar el error total se aplicó la siguiente fórmula:

$$E_t = \sqrt{(E_1)^2 + (E_2)^2 + (E_3)^2}$$

El error total permite estimar la precisión de las mediciones realizadas en ± 2.62 m. Este error es aceptable en la medición de los cambios del área glacial y la estimación de las tasas de fluctuación, debido a que éstas son mucho mayores a $7 \text{ m}^2/\text{año}$ (Delgado, 1996; Huggel y Delgado, 2000).

5. Resultados

5.1 Cambios morfológicos

El área glaciada para el 16 de diciembre del 2000 ha sido modificada en forma sustancial. En particular el Glaciar Noroccidental, muestra mayores estragos, se ha adelgazado y reducido de manera notable, de forma que se puede considerar como un glaciar en franco proceso de extinción.

El área que cubre el Glaciar del Ventorrillo es de mayores dimensiones, sin embargo muestra también notables modificaciones. En su parte frontal es muy irregular así como en su límite este, en donde las pérdidas han sido más pronunciadas (Figura 8). En el glaciar, se identifica una zona noreste formada por hielo estático, el área restante está conformada por bloques de hielo de diversas dimensiones y orientaciones (séracs) que se encuentran unidos por hielo en su parte basal, es probable que la formación de estos bloques haya sido favorecida por grietas preexistentes a partir de las cuales se produjo una fusión heterogénea de la masa glacial.

El retroceso del glaciar del Ventorrillo, ha dejado al descubierto flujos de lava que presentan una morfología lobular y que conforman el lecho del glaciar en su parte frontal.

La respuesta de los glaciares, ante las condiciones climáticas y la actividad volcánica, ha sido la pérdida de movimiento, adelgazamiento y fusión desigual de la masa glacial.

5.2 Cambios areales

Mediante el procesamiento de los cinco pares estereoscópicos se generaron los modelos digitales de elevación correspondientes (Figuras 4-8). Con base en éstos se estimaron las áreas glaciales (Tabla 4).

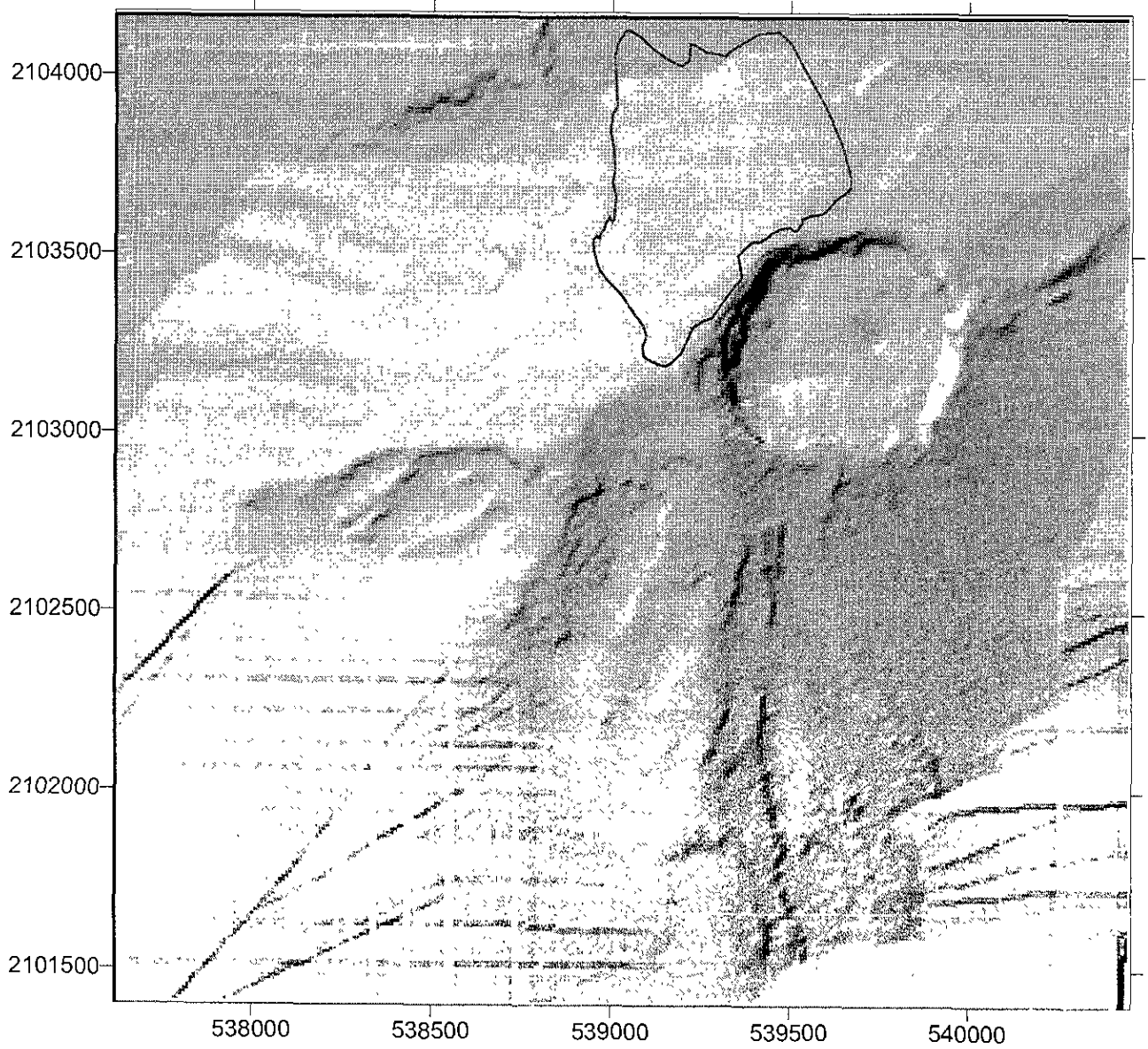


Figura 4. Modelo digital de elevación y área glacial del volcán Popocatépetl, correspondiente al 16 de enero de 1998

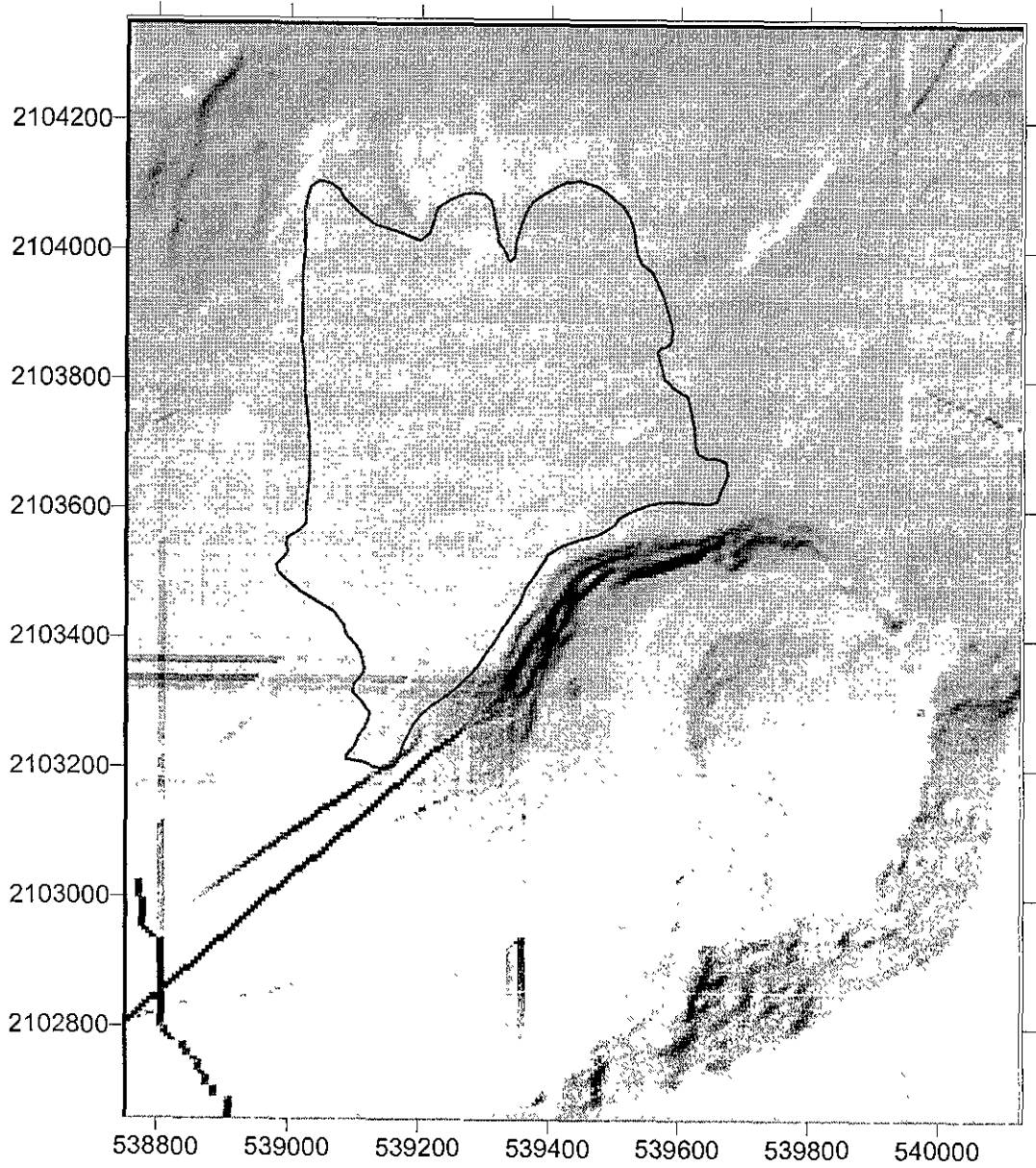


Figura 7. Modelo digital de elevación y área glacial del volcán Popocatepetl, correspondiente a diciembre de 1998

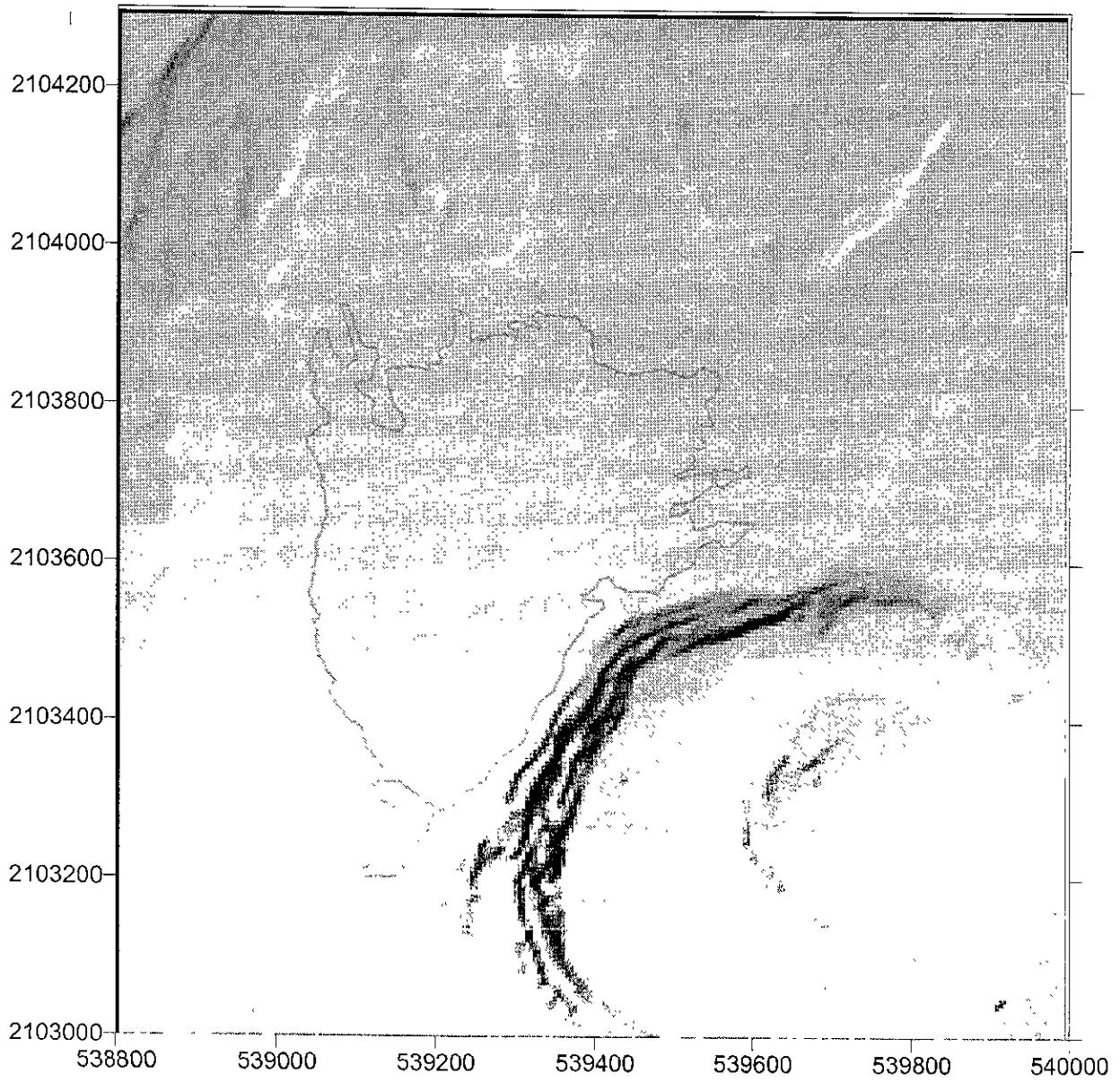


Figura 8. Modelo digital de elevación y área glacial del Volcán Popocatéptl, correspondiente al 16 de diciembre del 2000

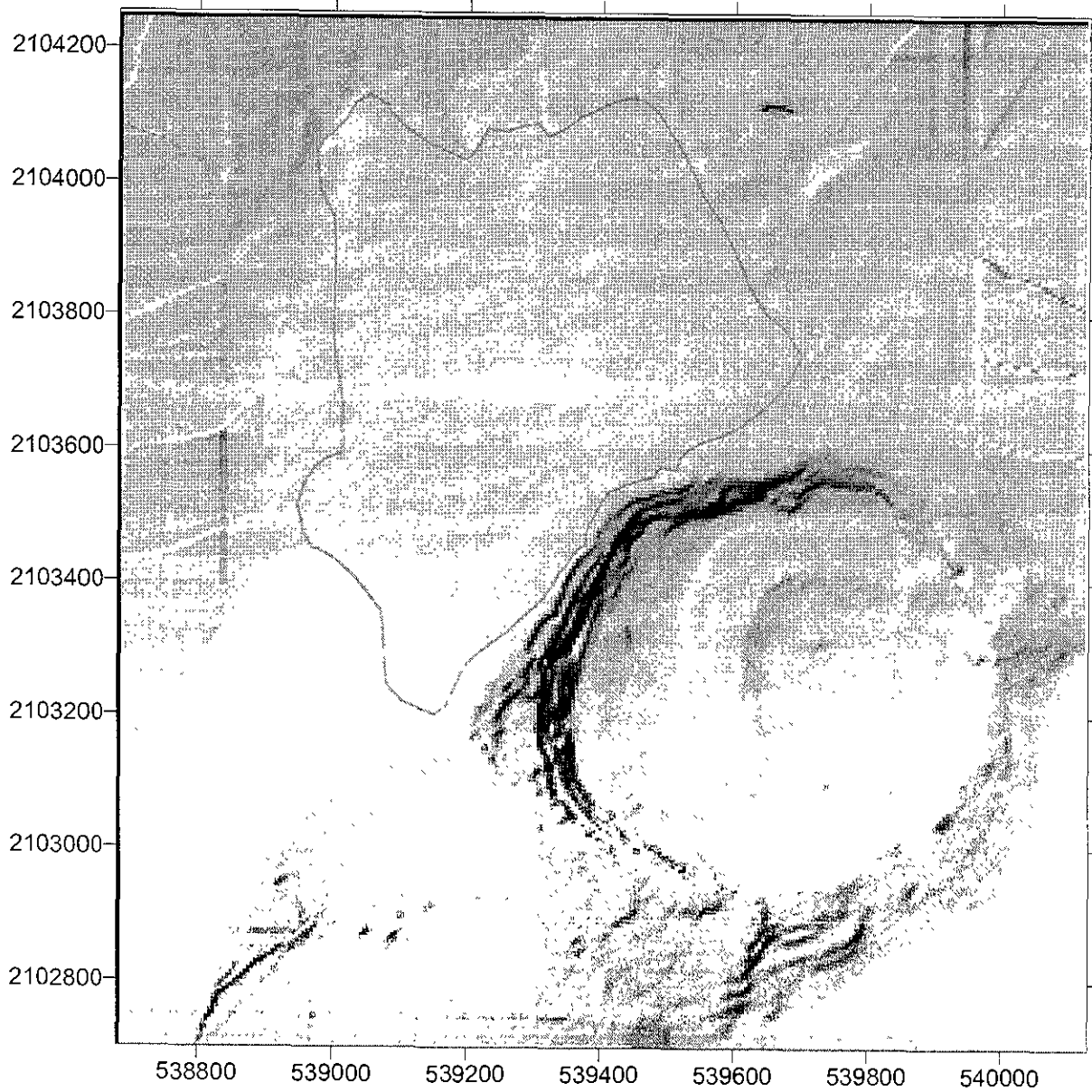


Figura 5. Modelo digital de elevación y área glacial del volcán Popocatepetl, correspondiente a marzo de 1998

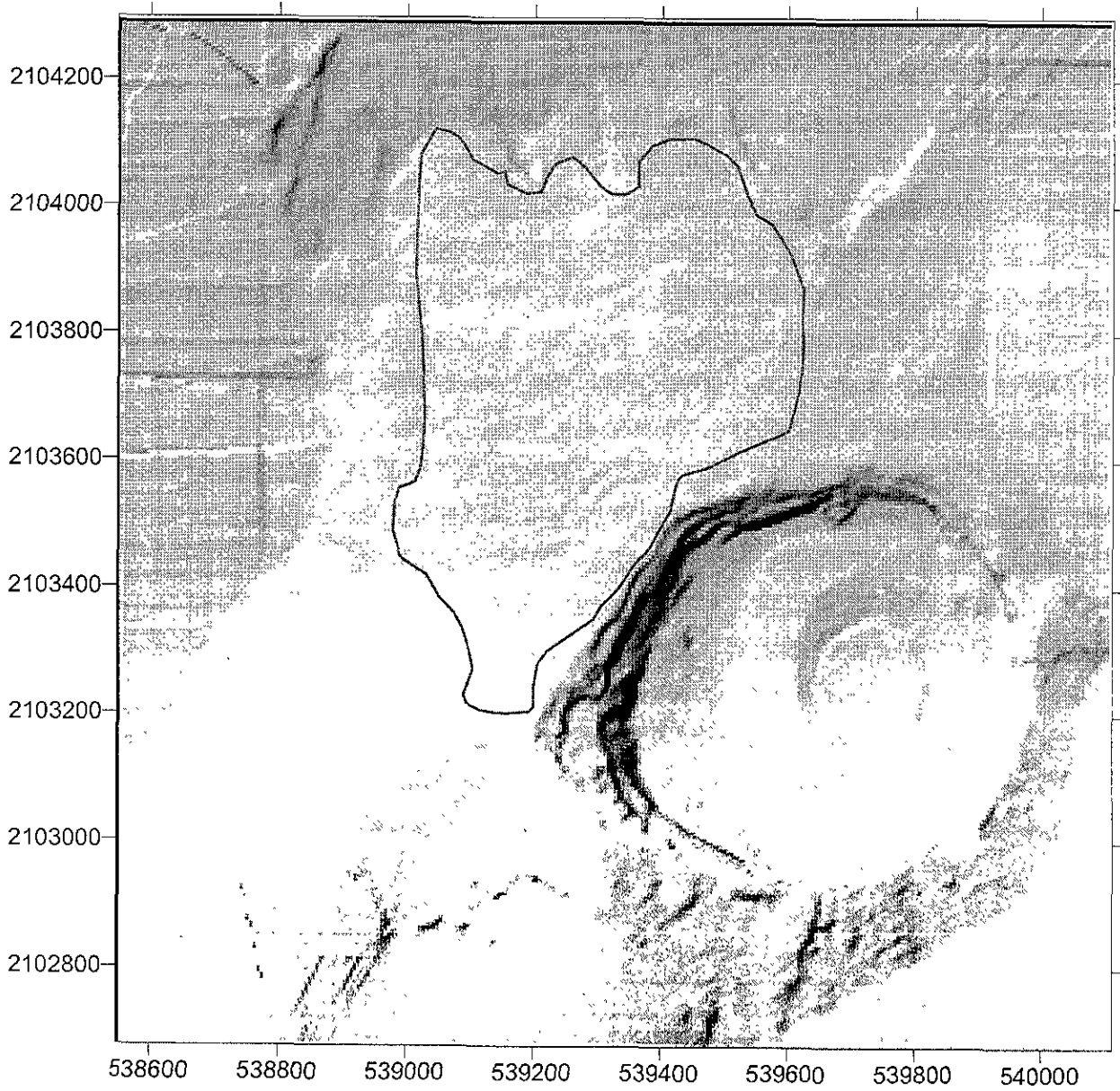


Figura 6. Modelo digital de elevación y área glacial del volcán Popocatéptl, correspondiente a junio de 1998

Los datos correspondientes a 1998 muestran lo siguiente: con respecto al área correspondiente a enero, en marzo el área glacial experimentó un incremento del 3% (13,509 m²) y para junio y diciembre se redujo en un 9% (43,980 m²) y en 4% (19,761 m²) respectivamente. Sin embargo, para diciembre del 2000 el área glacial se redujo en un 37% (226,000m²).

Tabla 4. Áreas glaciadas del Volcán Popocatepetl (I)

| Año | Área glaciada (proyectada) m ² | Diferencia m ² |
|-------------|---|---------------------------|
| 16-ene-1998 | 481,650 | |
| 17-mar-1998 | 495,159 | 13,509 |
| 8-jun-1998 | 451,179 | -43,980 |
| 2-dic-1998 | 431,419 | -19,761 |
| 16-dic-2000 | 255,310 | -176,109 |

Con el propósito de comparar los cambios que los glaciares han sufrido en lapsos mayores y en especial de 1994 a la fecha, se presentan tanto los datos obtenidos en el presente estudio, como algunos de los que previamente han sido publicados (Tabla 5).

El área total glaciada estimada para 1958 fue de 720,000 m² (Lorenzo, 1964) y el área proyectada correspondiente es de 892,011 m² (Huggel y Delgado 2000).

Las fluctuaciones de las áreas glaciales muestran una clara tendencia de retroceso. Entre 1958 y 1996 (38 años), el área perdida fue de 355,142 m² (40%).

Entre 1996 y 1998 se perdió el área equivalente al 55,218 m². En tanto que el área perdida para 1999 fue de 64,945 m² y para diciembre del 2000 fue de 161,396 m² con respecto a la de 1999.

Entre enero de 1958 y diciembre del 2000, se han perdido 636,701 m² (72%) del área glacial en el Popocatepetl.

Tabla 5. Áreas glaciadas del Volcán Popocatepetl (II)

| Año | Área glaciada m ² | Área perdida m ² | Tasa de retroceso m ² /año | Fuente |
|----------------|---------------------------------|--------------------------------|---|--------|
| 1-ene-1958 | 892,011 | | | 1 |
| 26-may-1996 | 536,869 | -355,142 | -9,243 | 1 |
| 16-ene-1998 | 481,651 | -55,218 | -33,874 | 2 |
| 2-febrero-1999 | 416,706 | -64,945 | -62,219 | 1 |
| 16-dic-2000 | 255,310 | -161,396 | -86,763 | 2 |

1. Huggel et al., 2000, 2. este trabajo

Las tasas de retroceso glaciar también muestran incremento, entre 1958 y 1996 el glaciar se redujo a una razón de 9,243 m² por año, en tanto que para el último período, 1999-2000, la tasa aumento a 86,763 m² por año.

6. Discusión

6.1 La fotogrametría digital en la medición de áreas glaciadas

Es una herramienta útil para la cuantificación de los cambios que se presentan en las áreas glaciadas, en especial cuando no se puede realizar trabajo de campo debido a las restricciones que impone la actividad volcánica, como en el caso del Popocatepetl.

El procedimiento es sencillo, por lo que una vez que se cuentan con las especificaciones necesarias, el tiempo de procesamiento es corto. Es una metodología adecuada cuando se requiere hacer una evaluación rápida.

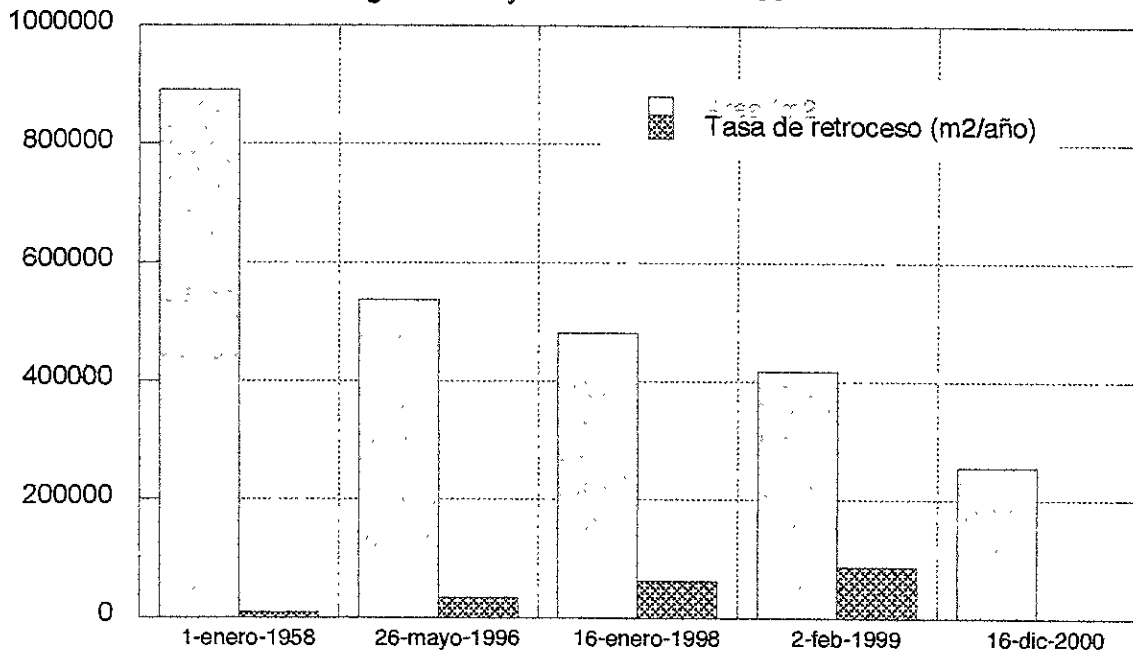
El error estimado para las mediciones realizadas en este estudio es de ± 2.6 m. Este error es aceptable en la medición de los cambios del área glacial y la estimación de las tasas de fluctuación ya que los procesos que se miden son de una magnitud mayor al error.

En este trabajo se emplearon fotografías aéreas, un escáner normal y los PC fueron proporcionados por la Secretaría de Comunicaciones y Transportes. Se pretende, en el futuro, mejorar la metodología en aspectos como: la obtención de la película, el uso de escáner fotogramétrico y en la medida de lo posible, obtención de más puntos de control mediante trabajo de campo y el uso de GPS, que permitan una mejor distribución en la imagen. Todo ello con el fin de reducir el error y obtener mediciones con una mayor exactitud.

6.2 Cambios en los glaciares a corto plazo

Los datos obtenidos para 1998 muestran una tendencia de retroceso y en consecuencia un balance negativo, sin embargo se observa una ligera fluctuación entre enero y marzo (Figura 9a).

9b. Areas glaciadas y tasas de retroceso



9a. Areas glaciadas en 1998

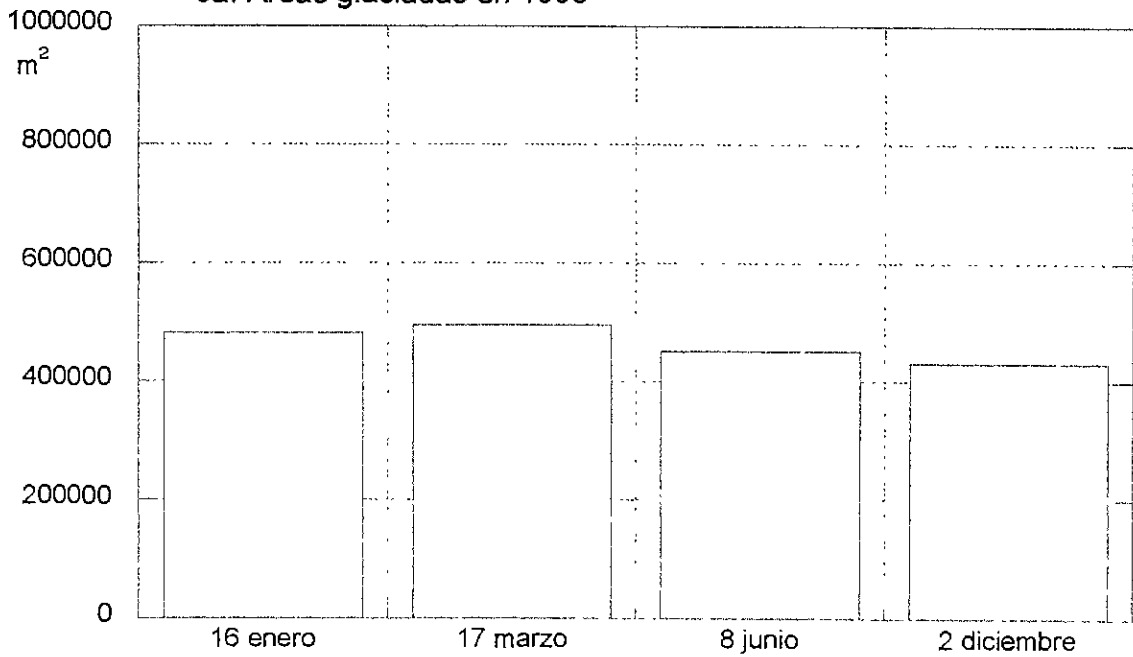


Figura 9. Cambios areales de los glaciares del Popocatepetl

La reducción areal entre junio y diciembre (4%) es menor que entre marzo y junio (9%). Esto puede ser consecuencia de que durante la época de lluvias se presenta la mayor acumulación (junio a noviembre) y la mayor ablación ocurre preferentemente de marzo a junio.

Con respecto a la actividad volcánica, en el período de marzo a junio se observo que el 21 de marzo ocurrió un evento explosivo que generó una columna eruptiva de 2 km y se reportó caída de cenizas en la Ciudad de Puebla.

El hecho de que durante este período la disminución del área glaciada sea mayor que en el período junio-diciembre posiblemente se deba a la suma de los efectos del factor climático (mayor ablación) y del factor volcánico.

Existen fluctuaciones anómalas como la que se observa entre enero y marzo de 1998, que indica un ligero aumento en el área glaciada (3 %). Los meses en lo que se presenta, corresponden a la época de ablación, por lo que parece poco factible que este aumento esté asociado a factores climáticos, como un aumento de precipitación que favoreciera la acumulación y en consecuencia el aumento del área glacial.

Las causas que pudieron originar este aumento efímero del área glacial son difíciles de comprobar, sin embargo pueden relacionarse con la actividad volcánica. De junio de 1997 a marzo de 1998 ocurrieron varias etapas explosivas (30 de junio y 24 de diciembre de 1997; 1º de enero 1998) que arrojaron material piroclástico sobre la superficie del glaciar, es posible que la acumulación de este material ejerciera una carga excepcional que ocasionara la extensión de la masa glacial y el consiguiente aumento en el área.

Por otra parte, se ha documentado que una capa de material piroclástico de un espesor entre 6 y 25 mm inhibe la ablación (Driedger, 1981), por lo que es factible que de haberse formado esta capa jugara un doble papel, al provocar la extensión de la masa glacial y al mismo tiempo protegerla de la ablación.

Martín Del Pozo et al., elaboraron un mapa de isopacas para la ceniza caída en el Popocatepetl de diciembre 1994 a marzo 1995. El mayor espesor registrado fue de 20 mm en el sector sureste del Volcán. Es posible, entonces que

en otros períodos, sobre todo después de intensos episodios explosivos, la cantidad de material piroclástico emitido haya formado una capa que inhiba la ablación de la masa glacial.

En términos generales, la reducción en el área glacial para 1998, indica que el balance de masa del glaciar es negativo debido a que la precipitación en la etapa de acumulación es menor que las pérdidas de masa que se están presentando en la época de ablación.

6.3 Cambios en los glaciares a largo plazo

De acuerdo con los datos obtenidos y los publicados se puede señalar que el balance de masa anual del área glacial del Popocatepetl es negativo y que la tasa de retroceso ha aumentando en forma sustancial (Figura 9b). A partir de 1958 y después de casi un año y medio de haber iniciado la actividad eruptiva (mayo 1996), la tasa de retroceso era de 9,243 m²/año. Para 1996-98 la tasa se triplico y para el período 1999-2000 aumento más de diez veces. Si esta tasa se mantuviera por tres años más (a partir de diciembre del 2000) el área glacial desaparecería por completo.

La reducción del área glaciada es notable, entre 1958 y el 2000 se perdió el 40 % del área, con las consiguientes modificaciones morfológicas producidas por el retroceso glacial (Figura 10).

El balance negativo en un glaciar es consecuencia del predominio del proceso de ablación sobre el de acumulación, las consecuencias pueden ser: disminución en el área y espesor, pérdida en la capacidad de flujo y retroceso altitudinal del glaciar (Benn y Evans, 1998).

Los glaciares avanzan y retroceden en respuesta a los cambios en el clima, sin embargo la relación no es tan sencilla como usualmente se asume (Paterson, 1994). El clima, es el primer factor a considerar para explicar el aumento en las tasas de retroceso de los glaciares.

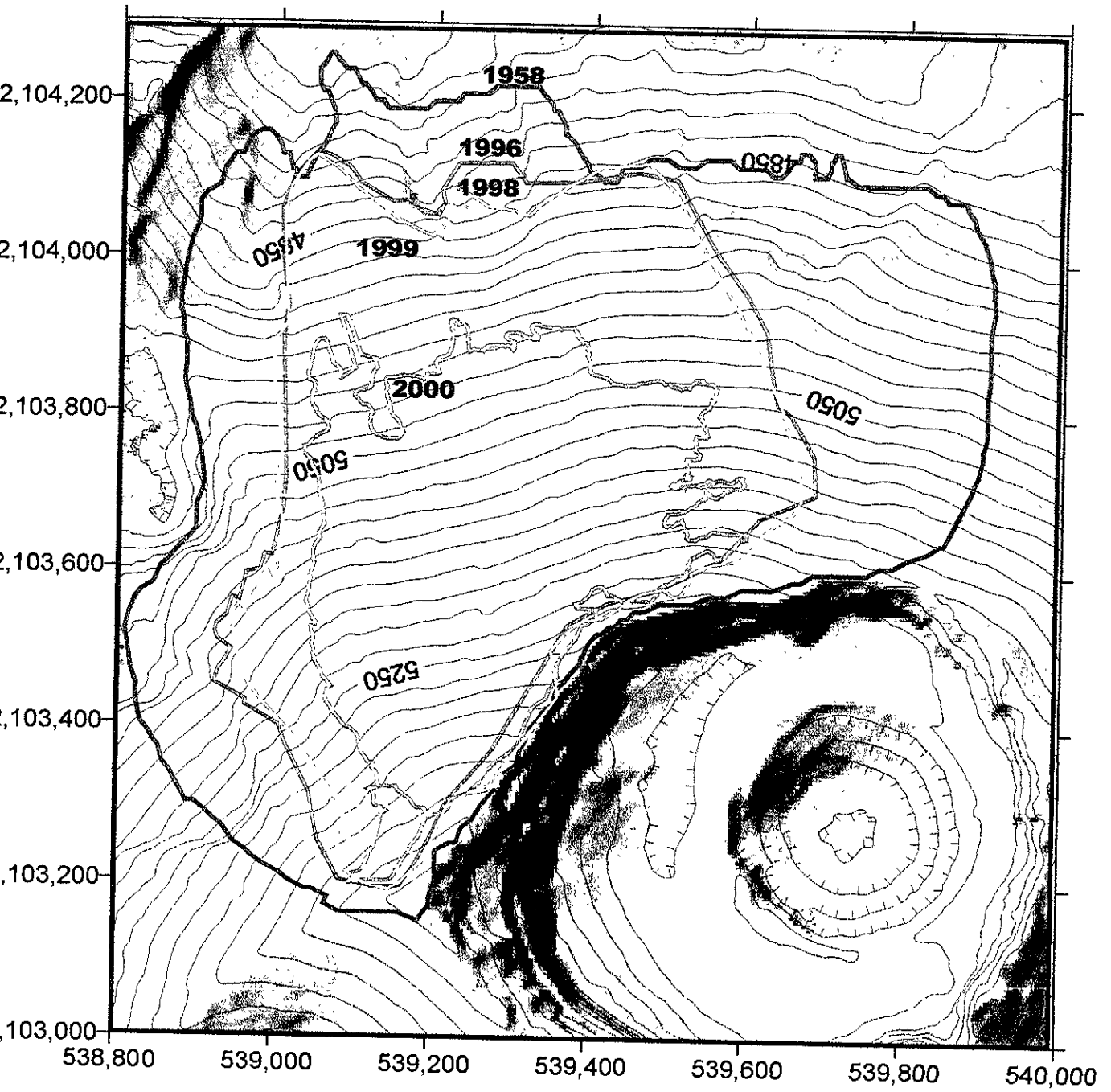


Figura 10. Areas glaciadas en el Popocatepetl para los años 1958, 1996, 1998, 1999 y 2000.

En el ámbito mundial, desde 1880 la temperatura se ha incrementado en aproximadamente 0.5 °C. Esta tendencia no ha sido constante a lo largo del siglo XX, el calentamiento ha ocurrido sobre todo en el primer y último tercio del siglo, antes y después de un período de enfriamiento a mitad del siglo (Figura 11). De datos correspondientes a 120 años, los seis años más calientes ocurrieron en los 90s, el año más cálido del siglo fue 1998 (durante este año la tasa de retroceso glacial se triplicó) y el quinto más caliente fue 1999. No existe duda, de que la temperatura ha aumentado en el siglo XX y que esta tendencia se ha acelerado al final del siglo (Gutzler, 2000).

También existen fenómenos que provocan fluctuaciones climáticas y que por lo tanto podrían contribuir al retroceso glacial, como es el caso de los fenómenos de El Niño y La Niña. Estos fenómenos son causados por un disturbio en el sistema océano-atmósfera en el Pacífico Tropical, el caso del El Niño la temperatura se eleva por encima de lo normal y en La Niña la temperatura desciende.

En años de El Niño llueve más en regiones donde generalmente llueve poco, mientras que llueve menos en las regiones de abundante precipitación (Magaña et al., 1999). El fenómeno de El Niño se ha presentado en 1940-41, 1957-58, 1972-73, 1982-83 (Quinn et al., 1987) 1986-87, 1991-92 y 1997-98 (Magaña et al., 1999). La Niña se ha presentado en 1988 y 1995 (National Center for Environmental Prediction).

En el caso del clima de la región del Popocatepetl, Ortega del Valle (2001) analizó datos meteorológicos de las estaciones en el área, observó que la temperatura tiende a aumentar y la precipitación a disminuir (Figura 12). La tendencia de la temperatura en la región coincide con el aumento de la temperatura global señalado por Gutzler (2000).

Asimismo, el clima en la región del Popocatepetl puede ser afectado por su cercanía a la Ciudad de México y la deforestación en las zonas boscosas aledañas.

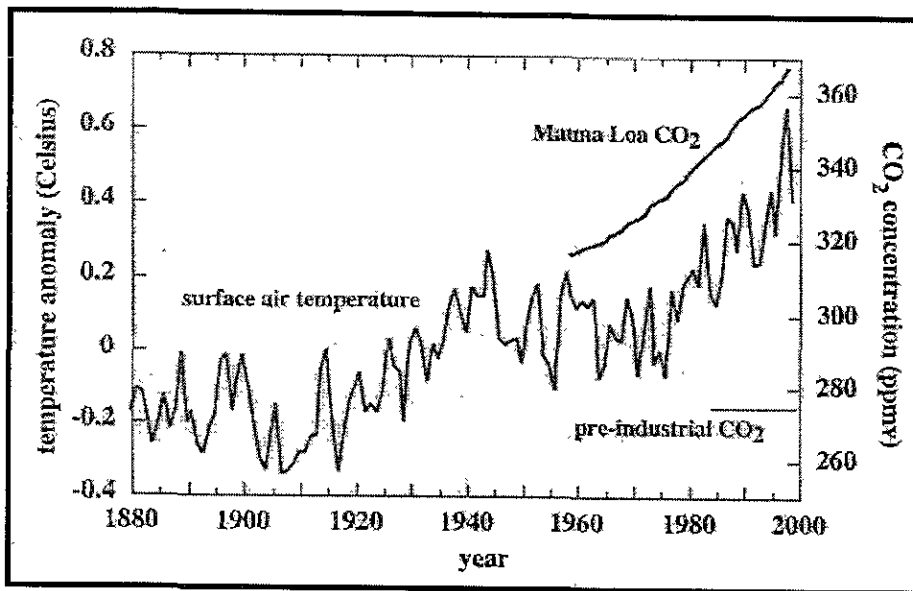


Figura 11. Temperaturas promedio anuales del aire superficial durante el período 1880-1999 (Gutzler 2000).

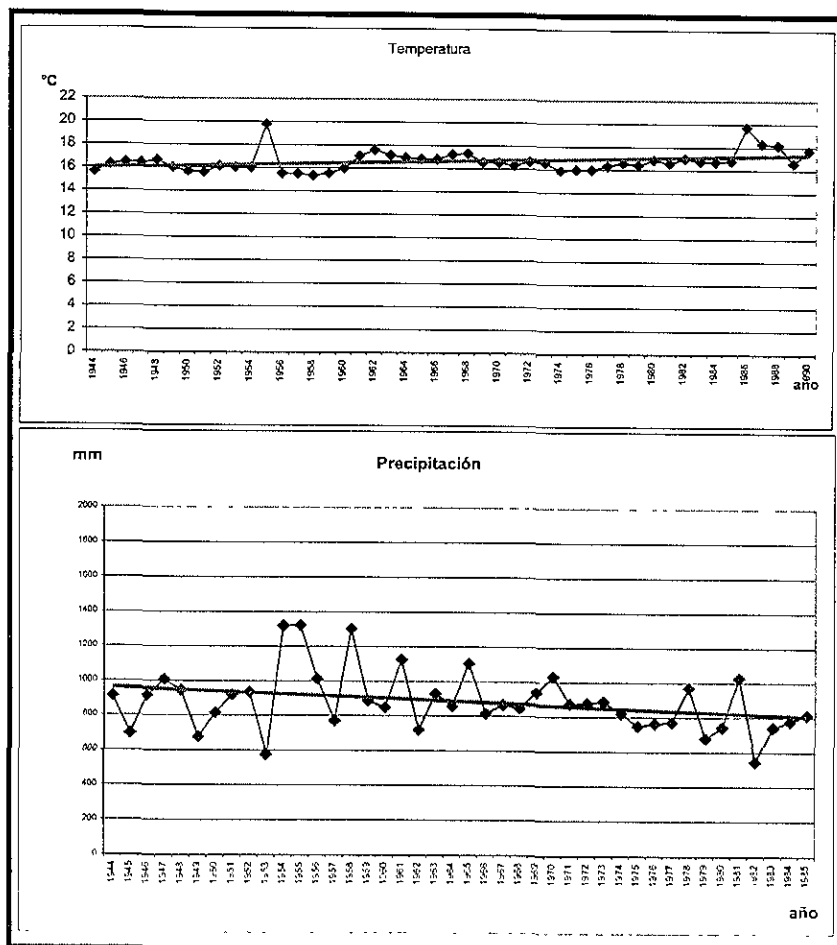


Figura 12. Datos climáticos en la región del Popocatepetl (Ortega del Valle, 2001).

Sin embargo, cabe señalar que aún cuando 1998 es considerado el año más cálido del siglo y que la tasa de retroceso glacial se triplico, en comparación con 1999 (considerado el quinto año más cálido del siglo) la tasa de retroceso aumento diez veces más. Esto permite sugerir, que el factor climático no está siendo el factor determinante en los cambios sufridos por los glaciares del Popocatépetl en los últimos dos años.

Además del factor climático, en el caso de los glaciares que se encuentran sobre volcanes activos, debe considerarse la actividad volcánica como un factor que altera la dinámica de las masas glaciares (Major y Newhall, 1989).

Esto nos lleva a considerar la influencia de la actividad volcánica en el retroceso de los glaciares del Popocatépetl y en los cambios morfológicos que se han presentado. La pregunta obligada es ¿de qué manera ha contribuido la actividad volcánica, en sus diferentes manifestaciones,? La explicación no es trivial y son necesarios estudios detallados que nos permitan explicar de manera clara el impacto del vulcanismo en los glaciares mexicanos.

Por el momento, se pueden esbozar algunas hipótesis con base en los cambios observados en los glaciares y la documentación de la actividad volcánica.

La actividad volcánica en el Popocatépetl, se ha caracterizado por diversas fases de construcción y destrucción de domos desde 1996 (9 según Sheridan et al., 2001).

Durante las fases predominantemente explosivas asociadas a la destrucción de los domos ha habido emisión de material piroclástico (principalmente cenizas). En particular, en los años de 1998 (18 de abril, 6 de junio, 3 agosto, 3 y 16 de octubre, 9 de noviembre, 12, 14 y 17 de diciembre) y del 2000 (10 de enero, 21 de marzo, 14 agosto, 17 octubre, 16 y 17 diciembre) se presentaron fases explosivas durante las cuales se reportó caída de cenizas (Figura 13) y/o fragmentos incandescentes.

El efecto que el material piroclástico produce sobre la masa glacial, al parecer depende del espesor. Espesores iguales o menores a 5 mm favorecen la ablación, espesores entre 5 y 25 mm la inhiben (Driedger, 1981)

Asimismo, durante algunos episodios de destrucción del domo, han sido arrojados balísticos incandescentes sobre la superficie del glaciar, como en el ocurrido el 17 de diciembre de 1998. Es posible que este material contribuya a una fusión puntual sobre la superficie del glaciar.

Por otra parte, la intensidad en el aumento del flujo de calor asociado a las diversas manifestaciones de la actividad volcánica es un factor que puede contribuir al retroceso de los glaciares (Major y Newhall, 1989). La aparición de patrones inusuales en las grietas, deformación del hielo o cambios de espesor pueden ser indicadores de un incremento en el flujo de calor o de deformación del volcán bajo el área glacial (Brugman y Meier, 1981).

En septiembre de 1995 durante trabajo de campo en el Glaciar del Ventorrillo se observó la presencia de fumarolas en la parte superior oeste del glaciar, en el área conocida como la “banda rocosa” (Lucio Cárdenas com. pers).

Mediante una cámara infrarroja se detectó, en septiembre de 1997, una anomalía térmica posiblemente asociada a actividad fumarólica, en la base del Glaciar de Ventorrillo (Figura 14), la cual probablemente favoreció la ablación en la base del glaciar (Huggel y Delgado, 2000).

Esta anomalía térmica se presentó durante el crecimiento de un nuevo cuerpo de lava, que inició su formación a mediados del mes de agosto de 1997 y fue destruido durante los primeros días de enero de 1998. Imágenes obtenidas por el CENAPRED con esta cámara han permitido observar las variaciones térmicas durante la generación de columnas eruptivas, y la extrusión de la lava.

La actividad volcánica en sus diferentes manifestaciones, ha contribuido a acelerar el proceso de retroceso glacial, que se encontraba en franco desarrollo desde 1990, al presentarse en esta última década del siglo una elevación considerable de la temperatura mundial.

Durante el período eruptivo actual en el Popocatepetl, procesos como a) el incremento en el flujo de calor en la parte basal del glaciar, b) la presencia de una zona fumarólica en el glaciar, c) la caída de material piroclástico (cenizas y

bombas) sobre la superficie del glaciar han contribuido de manera significativa al retroceso glaciar.

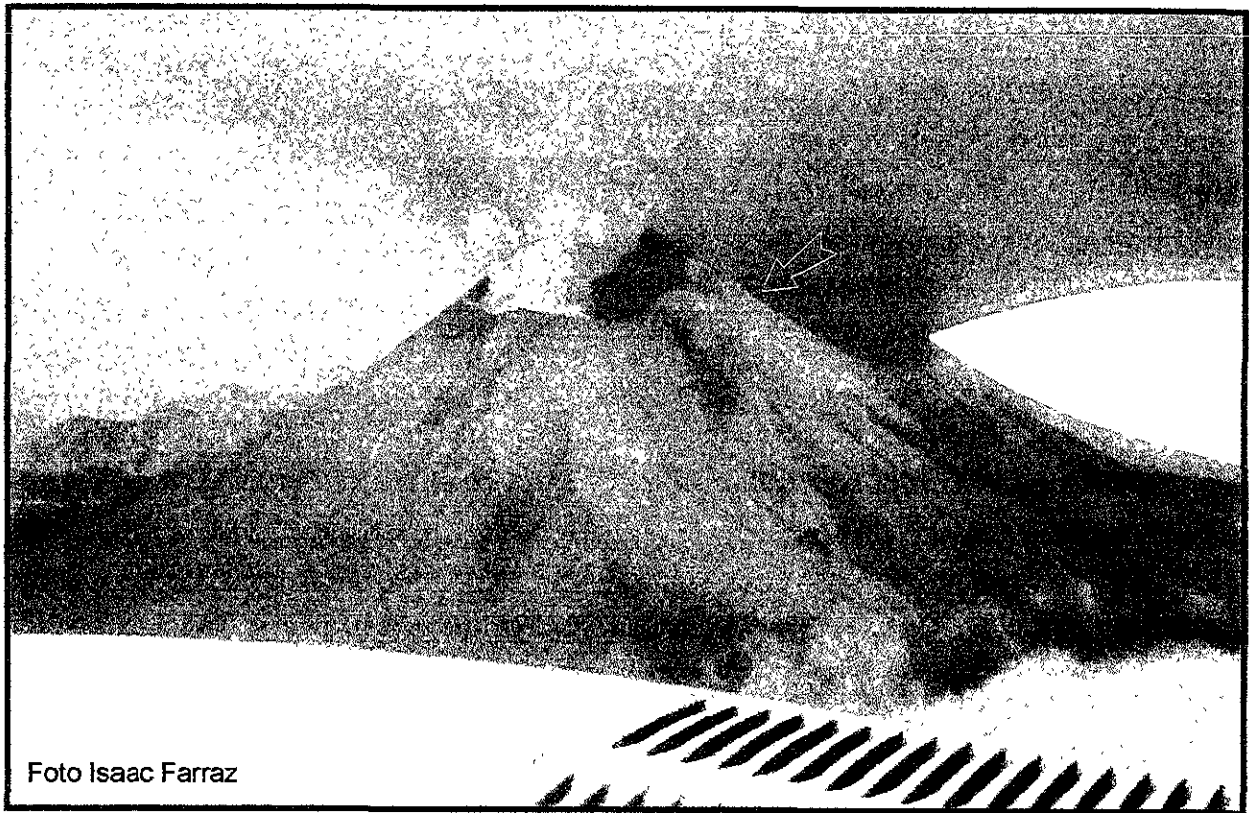


Foto Isaac Farraz

Figura 12. Vista del área glaciada del volcán Popocatepetl cubierta por material piroclástico (16 de diciembre del 2000).



Figura 13. Anomalia térmica en el Glaciar del Ventorrillo (septiembre de 1997), las flechas indican el sitio en donde se localizaba.

7. Conclusiones

- I. La fotogrametría digital es una técnica que aplicada al estudio de los glaciares permite determinar de manera, relativamente sencilla y rápida los cambios que se producen.
- II. El error estimado para las mediciones realizadas en este estudio es de ± 2.62 m. Este error es aceptable en la medición de los cambios del área glacial y la estimación de las tasas de fluctuación.
- III. Las fluctuaciones de las áreas glaciales muestran una clara tendencia de retroceso. Entre 1958 y 1996 el área perdida fue de 355,142 m². Para 1998, 1999 y 2000 se perdieron 55,218 m², 64,945 m² y 161396 m² respectivamente. Entre enero de 1958 y diciembre del 2000, se perdieron 636,701 m² (72%).
- IV. Las tasas de retroceso glacial muestran incremento, de 1958 a mayo de 1996 la tasa de retroceso era de 9,243 m²/año. De 1996 al 2000 ya en pleno período eruptivo la tasa de retroceso se triplica (1998) y para diciembre del 2000 aumenta más de diez veces. Si esta tasa se mantiene al mismo ritmo, es probable que en tres años el área glacial desaparezca por completo.
- V. El retroceso glacial es indicativo del balance de masa negativo que esta ocurriendo en el área glaciada como consecuencia del predominio del proceso de ablación sobre el de acumulación.
- VI. Los cambios climáticos globales, en particular el aumento en la temperatura y el hecho de que la década de los noventa haya sido la más cálida desde 1880, los cambios climáticos locales generados por la cercanía de la Ciudad de México y la deforestación en la región del Popocatepetl indiscutiblemente son causantes del retroceso glacial.
- VII. La actividad volcánica en sus diferentes manifestaciones, ha contribuido a acelerar el proceso de retroceso glacial, que se encontraba en franco

desarrollo desde 1990, al presentarse en esta última década del siglo una elevación considerable de la temperatura en el ámbito global.

- VIII. La actividad volcánica a través del aumento en el flujo de calor, posiblemente ha favorecido la fusión de la base glacial, en tanto que la emisión de material piroclástico durante las numerosas fases explosivas ha favorecido la ablación en su superficie.
- IX. El proceso de ablación entonces, ha sido favorecido no sólo por el factor climático sino también por el factor volcánico, evidenciado esto por el aumento dramático de las tasas de retroceso en los períodos de 1998–1999–2000.

Bibliografía

- Alatorre, I., M., Delgado, G., H., y Farraz, I.,A., 2000, Mapa de peligros por caída de balísticos del Volcán Popocatépetl, Instituto de Geofísica, UNAM.
- Alzate, J.A., 1831, Observaciones físicas ejecutadas por D. José Antonio en la Sierra Nevada, Gaceta de literature (reprinted) I, p. 99-107.
- Benn, I.J., and Evans, J.A., 1998, Glaciers and Glaciation, Arnold Publishers, 1a ed. , 734 p.
- Brugman, M. and Meier, M., 1981, Response of glaciers to the eruptions of Mount St. Helens, in Litman, P.W. y Mullineaux, D.R., (Eds.), The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, US, p. 743-756
- Bursik, M., Delgado, H., and González-Huesca, A.E.,1999, Debris flow of july 1, 1997, Popocatepetl, Mexico, Simposio Internacional "Volcán Popocatépetl", p.4.
- Canter, F. and Declair, H., 1989, The world in perspective, a directory of world maps projections, Hohn Wiley & Sons, 181 p.
- Delgado, H., Cárdenas, L., Piedad., N., 2001, Sulfure dioxide emissions from Popocatépetl (Mexico): case study of high-emission rate, passively-degassing erupting volcano, J.V.G.R, v. 108, p. 107-120.
- Delgado, H., 1997, The Glaciers of Popocatépetl Volcano (Mexico): changes and causes, Quaternary International, vol. 43, p. 1-8.
- Delgado, H. y Brugman, M., 1996, Monitoreo de los glaciares del Popocatépetl en Volcán Popocatépetl, estudios realizados durante la crisis de 1994-1995, CENAPRED (Secretaría de Gobernación)-UNAM, p. 221 - 244.
- Delgado, H., 1993, The glaciers of Popocatépetl Volcano (México): changes and causes. First International Conference on Climatic Change in México, Taxco, Guerrero, México, Abstracts, p. 27
- Delgado, H., Arciniega, R. y Calvario, D., 1986a, Los glaciares del Popocatépetl y el Iztaccíhuatl, Comunicaciones Técnicas, Serie Investigación, I. de Geofísica, UNAM; 20 p.
- Driedger, C., 1981, Response of glaciers to the eruptions of Mount St. Helens, in Litman, P.W. y Mullineaux, D.R., (Eds.), The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, US, p 757-760.

González-Huesca, A.E., 2000, Estudios de detalle estratigráfico y sedimentológico del lahar de San Nicolás en el flanco noreste del Volcán Popocatepetl, Facultad de Ingeniería, UNAM, Tesis de licenciatura, 110 p.

Global Volcanism Network, Bulletin, 1998^a, Cyclical dome extrusions that by late 1997 filled one-third of crater capacity, 23,2, p. 8-10.

Guzler, D.S., 2000, Evaluating Global Warming: A Post-1990s Perspective, GSA Today, vol. 10, No. 10, p.2-7.

Gwinner, K; Hauber, E; Jaumann, R and Neukum, G., 2000a, High-Resolution, Digital Photogrammetric Mapping: A Tool for Earth Science, EOS, Transactions, American Geophysical Union, Vol. 81-44.

Gwinner, K; Lehmann, H. and Albertz, J., 2000b, The topographic Image Map Fossa di Vulcano 1:5 000, a digital map approach based on HRSC-A imagery, Int. Arch. Photogramm. Remote Sens., 33, B4, p. 62-69.

Haeberli, W., Alean, J.C., Müller, P. And Funk, M., 1989, Assessing risks from glacier hazards in high mountain regions: some experiences in the Swiss Alps, Annals of Glaciology 13, International Glaciology Society, p. 1-7.

Hastenrath, S., Rostom, R. and Caukwell, R.A., 1989, Variations of Mount Kenya's Glaciers 1963-87, Erdkunde, 43, p. 210.

Huggel, C., Delgado-Granados, 2000, Glacier monitoring at Popocatepetl volcano, México: glacier shrinkage and posible causes, in Hegg, Ch., Vonder Mulh, D. (Hrsg: Beitrage zur Geomorphologie, Proceedings der Frachtagun der Schweizerischen Geomorphologischen vom 8 –10.

Huggel, C., Delgado, H., Ortega del Valle, S., 1999, Glacier Monitoring at Popocatepetl Volcano: Implications for risk assessment, Popocatepetl, Mexico, Simposio Internacional "Volcán Popocatepetl", p.20.

Jordan, R. and Kieffer, H., 1981, Topographic changes at Mount St. Helens: large scale photogrammetry and digital terrains models in Litman, P.W., Mullineaux, D.R. (Eds.), The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, U.S., p.135-141.

Kääb, A., Haeberli, W., and Gudmunson, G.H., 1997, Analyzing the creep of mountain permafrost using high precision aerial photogrammetry: 25 years of monitoring Gruber rock glacier, Permafrost and Periglacial Processes, 8, p. 409-426.

- Kääb, A. and Funk, M., 1999, Modelling mass balance using photogrammetric and geophysical data: a pilot study at Griesgletscher, Swiss Alps, *Journal of Glaciology*, vol. 45, n. 151, p. 575 – 583.
- Kääb, A., 2000, Photogrammetry for Early Recognition of High Mountain Hazard: New Techniques and Applications, *Bull. Phys. Chem. Earth*, vol. 25, no. 9, p. 765-770.
- Kavanagh, B.F. and Glenn Bird, S.J., 1996, *Surveying Principles and Applications*, Prentice Hall, 700 p.
- Knizhnikov, F., Gelman, R.N., Osípova, G.B. and Tsvetkov, D.G., 1998, Aerophotogrammetric study of ice movements in surging glaciers, *Zeitschrift Für Gletscherkunde Und Glazialgeologie*, p. 69 – 84.
- Luján Alvarez, C., 1991, *Fotogrametría, principios básicos*, Col. Textos Universitarios, Universidad Autónoma de Chihuahua, 172 p.
- Lorenzo, J.L., 1964, *Los glaciares de México*, UNAM, Instituto de Geofísica, 114 p.
- Martín Del Pozzo, A.L., Espinasa-Pereña, R., Armienta, M.A., Aguayo, a., Reyes, M., Sánchez, G., Cruz, O., Ceniceros, N., Lugo, J., González, V., Butrón, M.A., Villareal, M., 1995, La emisión de cenizas y variaciones geoquímicas durante diciembre-marzo en el volcán Popocatepetl, estudios realizados durante la crisis de 1994-1995, CENAPRED (Secretaría de Gobernación)-UNAM, p. 285-294.
- Martín Del Pozzo, A.L., Córdoba, C., López, J., 1997, Volcanic impact on the southern basin of México during the Holocene, *Quaternary International*, vol. 43/44, p. 181-190.
- Magaña, V. (Ed), 1999, *Los impactos de El Niño en México*, SEP-CONACYT, 228p.
- Major J.J and Newhall G.C., 1989, Snow and ice perturbation during historical volcanic eruptions and the formation of lahars and floods, *Bull Volcanol* 52, p. 1-27.
- Menzies, J., 1995, *Modern Glacial Environments, Processes, dynamics and sediments*, Vol. 1, Ed. Butterworth Heinemann, 621 p.
- Moore, J. and Albee, W., 1981, Topographic and structural changes, march-july 1980-photogrammetric data in Litman, P.W. y Mullineaux, D.R., (Eds.), *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, US.*, p. 123-134.

- Ortega del Valle, S., 2001, Variaciones climáticas en el centro de México, Colegio de Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM , tesis licenciatura, 200 p.
- Palacios, D., Zamorano J.J. and Parrilla, G., 1998, Proglacial debris flows in Popocatepetl north face and their relation to 1995 eruption, *Z. Geomorph.*, N.F 42-3, p. 273-295.
- Palacios, D. and Vázquez-Selem, L., 1996, Geomorphic effects of the retreat of Jamapa Glacier, Pico de Orizaba Volcano (Mexico), *Geografiska Annaler* 78 A, p. 19-34.
- Palacios, D. 1995, Rockslide Processes on the North Slope of Popocatepetl volcano, México, *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 6, p. 345-359.
- Paterson, W.S.B., 1994, *The Physics of Glaciers*, Pergamon, 3a ed., 477 p.
- Pfeffer, W.T., Meier, M. and Krimmel, R.M., 2000, Alaskan Glaciers Beats Dramatic Retreat, *EOS*, vol. 81, no. 48, p. 577 y 584.
- Pierson, T., Janda, R., Thouret, J.C. and Borrero, C., 1990, Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, and consequent mobilization, flow and deposition of lahars, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41, p. 77-66
- Quinn, W., Neal, V. and Antunez de Mayolo, S., 1987, El Niño occurrences over the past four and half centuries, *JGR* , vol. 92, no. 13, p. 14449-14461.
- Sheridan, M., Hubbard, B., Bursik, M., Abrams, M., Siebe C., Macías, J.L., Delgado, H., 2001, *EOS*, Transactions, American Geophysical Union, vol. 82, no. 16, p.185,188,189.
- Waitt Jr., R.B, Pierson, T.C., MacLeod, N.S., Janda, R.J., Voight, B. And Holcomb, R.T., 1983, Eruption-Tiggered Avalanche, Flood and Lahar at Mount St. Helens – Effects of Winter Snowpack, *Science*, Vol. 221, p. 1394-1397.
- Waitz, P., 1921, La nueva actividad y el estado actual del Popocatépetl, *Mem. de la Soc. Científica A. Alzate*, 37, p. 259-313.
- Weitzberg, W., 1923, El ventisquero del Popocatépetl, *Mem. de la Soc. Científica A. Alzate*, 41, p. 65-90.
- White, S.E., 1954, The firn field on the volcano Popocatépetl, México, *Journal of glaciology* 2, p. 389-392.

White, S.E., 1981, Neoglacial to recent glacial fluctuations on the volcano Popocatepetl, México, *Journal of Glaciology* 27, p. 358-363.

Wolf, P.R., Brinker, R.C., 1997, *Topografía*, Ed. Alfaomega, 834 p.